



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO**  
**CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS**  
**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**



Zenilda Vieira Batista

**CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA, PETROGRÁFICA E  
DIAGENÉTICA DAS SEQUÊNCIAS BASAIS DAS BACIAS  
DO PARNAÍBA, ARARIPE, SÃO JOSÉ DO BELMONTE E  
LAVRAS DA MANGABEIRA: CONTRIBUIÇÃO ÀS  
POSSÍVEIS CORRELAÇÕES DOS ARENITOS BASAIS E  
SUAS IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS**

Tese de Doutorado



Recife/2015

ZENILDA VIEIRA BATISTA

Graduada em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco, 2006

Mestre em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 2010

**CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA, PETROGRÁFICA E DIAGENÉTICA DAS  
SEQUÊNCIAS BASAIS DAS BACIAS DO PARNAÍBA, ARARIPE, LAVRAS DA  
MANGABEIRA E SÃO JOSÉ DO BELMONTE: IMPLICAÇÕES PARA CORRELAÇÃO  
DOS ARENITOS BASAIS**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. Mario Ferreira de Lima Filho e coorientada pela Profa. Dra. Marcela Marques Vieira, como preenchimento parcial dos requisitos para obter o grau de Doutor em Geociências, área de concentração em Geologia Sedimentar e Ambiental.

Recife, PE  
2015



Catálogo na fonte  
Bibliotecária Valdicêa Alves, CRB-4 / 1260

B333c      Batista, Zenilda Vieira.  
Caracterização faciológica, petrográfica e diagenética das Sequências  
basais das bacias do Parnaíba, Araripe, São José do Belmonte e Lavras da  
Mangabeira: contribuição às possíveis correlações dos arenitos basais e suas  
implicações geotectônicas / Zenilda Vieira Batista. - Recife: O Autor, 2015.  
235folhas, Il. e Tabs.

Orientador: Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho.  
Coorientadora: Profa. Dra. Marcela Marques Vieira

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.  
Programa de Pós-Graduação Geociências, 2015.  
Inclui Referências, e Anexos.

1. Geociências. 2. Bacias. 3. Arenitos Basais. 4. Petrografia.  
5. Diagênese e Proveniência. I. Lima Filho, Mário Ferreira de.  
(Orientadora). II. Vieira, Marcela Marques. (Coorientador). III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2015-87

**CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA, PETROGRÁFICA E DIAGENÉTICA DAS  
SEQUÊNCIAS BASAIS DAS BACIAS DO PARNAÍBA, ARARIPE, LAVRAS DA  
MANGABEIRA E SÃO JOSÉ DO BELMONTE: IMPLICAÇÕES PARA CORRELAÇÃO  
DOS ARENITOS BASAIS**

**ZENILDA VIEIRA BATISTA**

**Aprovado (a):**

---

Orientador: Prof. Dr. Mário F. de Lima Filho 12 / 02 /2015

---

Avaliador: José Antonio Barbosa 12 / 02 /2015

---

Avaliador: Gelson Luís Fambrini 12 / 02 /2015

---

Avaliador: Marcela Marques Vieira 12 / 02 /2015

---

Avaliador: Claiton Marlon dos Santos Scherer 12 / 02 /2015

*Se não houver frutos, valeu a beleza das flores;  
Se não houver flores, valeu a sombra das folhas;  
Se não folhas, valeu a intenção da semente.*

*Henfil*

*À minha mãe, Aládia Vieira (in memória)  
por me trazer ao mundo e  
sempre ter acreditado em mim.*

*Ao meu marido, Alzo Batista, pelo  
apoio, incentivo e compreensão.*

## AGRADECIMENTOS

---

À **Deus**, que me concebeu a vida e a graça de realizar este trabalho, dando-me saúde, força e determinação.

À **Paleontóloga e grande amiga Dra. Sônia Maria Agostinho da Silva**, agradecimento especial pela amizade, apoio prestado durante o desenvolvimento desta tese e, acima de tudo, pela presença nas horas mais difíceis. Obrigada porque sempre estiveste ao meu lado nas horas que sorri, nas que me lamentei, e nas horas de alegria.

À **ANP – Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (PRH-26)** pela concessão da bolsa de estudo e apoio financeiro para realizar as etapas de campo e análise laboratoriais. Ao **LAGESE – Laboratório de Geologia Sedimentar e Ambiental**, pelo apoio logístico, e ao **Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFPE**.

Ao **Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho**, meus sinceros agradecimentos pela orientação e confiança em mim depositada.

À **Profa. Dra. Marcela Marques Vieira**, pela orientação, atenção, confiança em mim dedicada, sugestões e amizade.

Ao **Prof. Dr. Sérgio Pacheco Neves**, pela amizade, colaboração na preparação de amostras para análise de zircão e por toda atenção dada a minha pessoa.

À **Profa. Dra. Lúcia Maria Mafra Valença**, pela disponibilização de material de estudo.

Ao **Prof. Dr. Virgínio Henrique de M. L. Neumann**, pela disponibilização das instalações do Laboratório de Catodoluminescência, para análises das amostras.

Aos colegas do **LAGESE**.

À **Profa. MS. Carlinda C. Farias**, pelas sugestões na interpretação de Difractometria de Raios-X.

---

Àqueles que, nos momentos mais difíceis, estiveram ao meu lado me dando apoio e fundamental para meu fortalecimento:

Meu marido: **Alzo Batista de Oliveira**

Minha irmã: **Maria Da luz Vieira**

Minha sogra: **Joseja Oliveira dos Santos**

Aos amigos:

Somália Sales Viana, Robbyson Melo, Wilson Freitas, Cícera Neysi de Almeida, Juliana Sayão, Flávia Nascimento, Cristiane Marques (obrigada pelo apoio fornecido sempre que solicitado) e Osvaldo Correia.

---

## RESUMO

---

Este trabalho analisa as sequências basais das bacias do Parnaíba, Araripe, São José do Belmonte e Lavras da Mangabeira, representadas pelas formações Ipu, Jaicós, Cariri, Tacaratu e Iborepi, as quais são constituídas por rochas siliciclásticas, predominantemente arenosas e conglomeráticas. Este trabalho teve como objetivo comparar e correlacionar estas rochas. A abordagem utilizada neste estudo baseou-se em dados faciológicos, petrológicos e petrográficos, assinaturas geoquímica semiquantitativa e quantitativa, dados de proveniência e de minerais pesados. Foram identificadas sete fácies e dez litofácies na Formação Ipu; seis fácies e seis litofácies na Formação Jaicós; doze fácies e doze litofácies na Formação Cariri; três fácies e cinco litofácies na Formação Tacaratu; e duas fácies e três litofácies na Formação Iborepi. Estes depósitos são interpretados como sendo originados por sistemas de leques aluviais, fluviais entrelaçados e glaciais. Análises petrográficas e diagenéticas permitiram caracterizar textural e mineralogicamente os arenitos estudados, identificar as fases diagenéticas, assim como, fazer inferências sobre a proveniência dos sedimentos. O estudo petrográfico permitiu classificar as rochas estudadas, em todas as unidades, principalmente como quartzoarenitos. Contudo, nas formações Jaicós e Cariri, os litotipos estudados foram classificados, também, como subarcóseos e sublitoarenitos (este último, só para Formação Cariri). Os argilominerais presentes são esmectita, caulinita, illita, clorita, interestratificados de illita/esmectita e clorita/esmectita. A assembleia de minerais pesados é representada por zircão, turmalina e rutilo em todas as bacias, além de biotita, pirita, anatásio, titanita, epidoto, anfibólio, granada e piroxênio, na Bacia do Araripe. Os principais processos diagenéticos identificados foram: infiltração mecânica de argila; compactação mecânica e química; cimentação por crescimento secundário de quartzo e feldspato, por preenchimento de poros; dissolução de grãos; alteração e substituição de muscovita, biotita e feldspato por caulinita, clorita, illita e opacos, respectivamente; e geração de porosidade secundária. Com relação à proveniência, as composições modais dos arenitos, lançadas em diagrama ternário QmFLt indicam fontes de Blocos Continentais, especificamente, de cráton estável e reciclagem orogênica. A assembleia de minerais pesados apresenta alta maturidade composicional, com índice ZTR em torno de 78 e 97%. Os grãos de quartzo e de minerais pesados sugerem provenientes de rochas ígneas e metamórficas. A integração dos dados analisados indicam que as formações Ipu, Jaicós e Tacaratu são diferentes das formações Cariri e Iborepi, não sendo correlatas. Por sua vez, as formações Cariri e Iborepi mostram-se bastante semelhantes, podendo ser correlatas, apresentando os mesmos eventos geotectônicos.

Palavras-chave: Bacias; Arenitos Basais; Petrografia; Diagênese e Proveniência.

---

## ABSTRACT

---

This thesis analyzes the basinal sequences from the Parnaíba, São José do Belmonte and Lavras da Mangabeira basins, which are represented by the formations Ipu, Jaicós, Cariri, Tacaratu and Iborepi, that are composed of siliciclastic rocks, mostly sandy and conglomeratic. The focus of this thesis was compare and correlate those rocks. The approach used was based on facies data, petrologic, petrographic, semi qualitative and quantitative geochemistry signature, provenance data and heavy metals. Were identified seven facies and ten lithofacies at Ipu Formation; six facies and six lithofacies at Jaicós Formation, twelve facies and twelve lithofacies at Cariri Formation; three facies and five lithofacies at Tacaratu Formation; two facies and three lithofacies at Iborepi Formation. The depositional systems were interpreted as alluvial fans, braided rivers and glacial. The petrographic and diagenetic analyzes allowed the textural and mineralogical characterization of the sandstone, identify the diagenetic phases, as well as, do inferences about the source of the sediments. The petrographic study allowed classifying the rocks, in all units, mostly as quartz sandstones. However, at the Formations Jaicós, Cariri the studied lithotypes were classified also as subarkose and sublitharenite (sublitharenite only for the Cariri Formation). The clay minerals present are smectite, kaolinite, illite, chlorite, interstratified of illite/smectite and chlorite/smectite. The heavy minerals assembly is composed by zircon, tourmaline, and rutile in all the basins, besides biotite, pirite, anatase, titanite, epidote, amphibole, garnet and pyroxene at the Araripe Basin. The most important diagenetic processes identified were, mechanic infiltration of clays; mechanic and chemical compaction; cementation by secondary growth of quartz and feldspar, by pores filling; grain dissolution; alteration and substitution of muscovite, biotite and feldspar by kaolinite, chlorite, illite and opaques, in that order; and the generation of secondary porosity. For provenance, the modal composition of the sandstone, were plotted in a QmFLt diagram and indicated a continental block source specifically, for a stable craton and orogenic recycle. The heavy minerals assembly shows a high compositional maturity, with ZTR index around 78 to 97%. The quartz and heavy metals grains suggest a igneous and metamorphic provenance. The integration of the data indicate that the Ipu, Jaicós and Tacaratu Formations cannot be correlated with Cariri and Iborepi Formations. Although, the Cariri and Iborepi Formations are very similar, showing the same geotectonic events.

Key-words: Basin; Basinal sandstones; Petrography; Diagenesis; Provenance.



## LISTA DE FIGURAS

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        |    |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Figura 1</b> – Mapa de localização das bacias paleozoicas e mesozoicas da Região Nordeste do Brasil, contexto onde estão inseridas as bacias estudadas: 1) Bacia do Parnaíba; 2) Bacia do Araripe; 3) Bacia de Lavras da Mangabeira; 4) Bacia de São José do Belmonte. Modificada de Assine (1994).....                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 29 |
| <b>Figura 2</b> -Tectônica da Bacia do Araripe. A figura à esquerda mostra: A) Modelo da extensão NW-SE de falhas nas bacias (Matos, 1992); B) Centro tectônico pré-rifte; C) Distribuição dos riftes e cenário tectônico. A figura à direita corresponde a um mapa das bacias sedimentares do interior do Nordeste oriental. As setas indicam direções de esforços tensionais, provocando rifteamento no Eocretáceo. Fonte: Modificada de Ponte & Ponte Filho (1996). ....                                                                                                                                            | 33 |
| <b>Figura 3</b> - História da tectônica de reconstrução do Nordeste do Brasil e Oeste da África durante quatro estágios tectônicos: A) Sin-Rifte I – ocorreu o desenvolvimento da Depressão Afro-Brasileira; B) Sin-Rifte IIa – iniciou-se o faturamento dos <i>trends</i> Recôncavo, Tucano e Jatobá e Gabão-Sergipe-Alagoas; C) Sin-Rifte IIb – ocorreu o desenvolvimento do <i>trend</i> Cariri-Potiguar; e D) Sin-Rifte III – ocorreu a deformação na Província Borborema e na Plataforma da Nigéria (África), com maior taxa de subsidência no eixo Sergipe e Alagoas. Fonte: Modificada de Oliveira (2008). .... | 35 |
| <b>Figura 4</b> - Divisão da Província Borborema em domínios tectônicos, bem como, sua distribuição. Fonte: Modificada de Oliveira (2008). ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 38 |
| <b>Figura 5</b> - Seção geológica (A-B) esquemática da Bacia Parnaíba Fonte: Modificado de Góes et al. (1994). ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 42 |
| <b>Figura 6</b> - Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Fonte: Vaz et al., 2007. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 43 |
| <b>Figura 7</b> - Arcabouço estrutural apresentando a configuração geométrica da Bacia do Araripe. Modificada de Ponte (1990).....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | 45 |
| <b>Figura 8</b> - Carta estratigráfica da Bacia do Araripe. Fonte: Assine (2007). ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | 48 |
| <b>Figura 9</b> – Quadro estratigráfico da Bacia de Lavras da Mangabeira. Fonte: Modificado de Ponte e Filho (1994) e Ministério de Minas e Energia (2005).....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 52 |
| <b>Figura 10</b> - Mapa geológico das bacias estudadas, entre outras bacias interiores do NE brasileiro, onde encontram-se plotados alguns pontos visitados. Fonte: Modificado do Ministério de Minas e Energia (2005).....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            | 53 |
| <b>Figura 11</b> - Fluxograma detalhando as atividades realizadas para a elaboração desta tese. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   | 55 |
| <b>Figura 12</b> - Diagrama de Folk (1968), cujos vértices correspondem a 100% de quartzos (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos de rochas (vértice à direita do triângulo).....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  | 61 |
| <b>Figura 13</b> - Diagramas de tipos de proveniência tectônica, onde: <b>Qt</b> representa quartzo total; <b>F</b> refere-se a feldspato; <b>L</b> corresponde a fragmentos líticos; <b>Qm</b> diz respeito a quartzo monocrystalino total; e <b>Lt</b> representa fragmentos líticos total. Modificado de Dickinson e Suczek (1979).....                                                                                                                                                                                                                                                                             | 62 |
| <b>Figura 14</b> - A) Conglomerado maciço suportado pelos clastos, da Fácies <i>Cm</i> , exibindo porção do arcabouço mais aberta, seixos e blocos (litofácies <i>Gcm</i> ); e B) Detalhe da figura <b>A</b> , mostrando a concentração de clastos grandes de quartzo e má seleção de grãos.....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | 72 |
| <b>Figura 15</b> - A) Conglomerados estratificados suportados pela matriz, da Fácies <i>Ce</i> , mostrando: A) Conglomerado com estrutura deformacional – litofácies <i>Ad</i> (dobras convolutas); B) Conglomerado com estrutura deformacional – litofácies <i>Ad</i> (estrutura em                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |    |

chama – seta); C) Conglomerado com estrutura de sismo (seta amarela) e intraclastos argilosos (setas vermelhas); D) Conglomerado com intraclasto de silto, sendo arredondado (setas); E) Conglomerado com pequenos clastos de argila (setas amarelas) e suaves estratificações cruzadas planares; e F) Conglomerado mostrando partícula tamanho bloco (seta amarela) e grãos engulosos (setas vermelhas)..... 74

**Figura 16** - A) Painel fotográfico mostrando uma visão geral do afloramento IP8, na localidade da Serra Vermelha (Rodovia PI-140), nas proximidades de São Raimundo Nonato/PI, onde encontra-se a Fácies Ce; e B) Detalhe de parte do afloramento, onde é possível visualizar lobos sigmaoidais amalgamados (linhas na cor vermelha)..... 75

**Figura 17** - A) Arenitos conglomeráticos (litofácies *Gt* e *Gp*), com estratificações cruzadas acanaladas e planares de pequeno porte (litofácies *St* e *Sp*); e E) Arenito grosso a conglomerático, com estrutura do tipo chama (setas vermelhas). ..... 76

**Figura 18** - A) Vista geral da fácies de Arenitos Muito Finos a Siltitos Laminados (*Fl*), com laminações plano-paralelas, mostrando sua associação com as litofácies fácies *St* e *Sp*. B) Detalhe da fácies *Fl*; e C) Detalhe da fácies *Fl*, mostrando a morfologia de paleocana. Afloramento IP7, na localidade da Serra Vermelha (Rodovia PI-140), nas proximidades de São Raimundo Nonato/PI. .... 78

**Figura 19** - Seção colunar do afloramento IP7, localizado na BR 316, Serra Vermelha/PI, constituído por arenito grosso a médios, com lentes argilosa, com cruzadas planares, acanaladas e laminações plano-paralelas (litofácies *Sp*, *St* e *Fl* associadas), em camadas tabulares..... 79

**Figura 20** - A) Conglomerado maciço, clasto-suportado (litofácies *Gcm*); B) Conglomerado em lobos sigmoidais; C) Arenito grosso a fino, com estratificações cruzadas planares de grande porte (litofácies *Sp*); e D) Arenito grosso a médio, com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte (litofácies *St*). ..... 84

**Figura 21** - A) Arenito grosso, cascalhoso, com grânulos e seixos de quartzo dispersos no arcabouço, com estratificações cruzadas planares de grande porte (litofácies *Sp*), em geometria lenticular (afloramento localizado na BR 316, a 3 Km após Alegreto do Piauí (Km 377, 42 Km da divisa PE/PI, próximo a Marcolândia/PI); e B) Arenito conglomerático (litofácies *Gp*), com níveis seixosos e cruzadas planares de médio e pequeno porte (afloramento localizado no Parque Nacional da Serra da Capivara, São Raimundo Nonato). ..... 85

**Figura 22** - Seção colunar do afloramento JC1, localizado na BR 316, Km 377, próximo à divisa PE/PI. BR – 316. O afloramento é consrtituído por arenitos grossos a silticos, com cruzadas planares, acanaladas e plano-paralelas (litofácies *Sp*, *St* e *Sh* associadas), em camadas tabulares. .... 86

**Figura 23** - A) Conglomerado maciço, suportado pelos clastos (litofácies ***Gcm***); B) Arenito grosso a médio, com estruturas deformacionais (litofácies ***Ad***); e C) Arenito fino a siltico, sustentado pela matriz argilosa, em lobos sigmoidais. Observar o contato entre as formações Cariri e Brejo Santo (linha amarela delimitando as unidades). ..... 92

**Figura 24** - Aspecto do arenito com geometria em lobos sigmoidais: A) Contato da Formação Cariri com o embasamento, indicado pela linha vermelha; B) Nível conglomerático com seixos imbricados; C) Seção colunar do afloramento ARA 01, localizado na BR 116, Km 467, Bacia do Araripe. Fonte: Batista (2010). ..... 93

**Figura 25** - A) Vista parcial do afloramento, mostrando sua extensão lateral; B e C) Parte superior do afloramento, mostrando estratificações cruzadas acanaladas e planares de pequeno porte (litofácies ***St*** e ***Sp***), com níveis seixosos dispostos na base das lâminas

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| frontais; e D) Parte superior do afloramento, mostrando deformação convoluta. Afloramento ARA 12, localizado na BR 116, Rodovia Santos Dumont/CE.....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           | 94  |
| <b>Figura 26</b> - Seção colunar do afloramento ARA 12, localizado na BR 116, Rodovia Santos Dumont/CE. Arenitos médios a finos, com estruturas deformacionais (dobras convolutas), com cruzadas plana e res e acanaladas (litofácies <i>Ad</i> , <i>Sp</i> , <i>St</i> ), em lobos sigmoidais. ....                                                                                                                                                                            | 95  |
| <b>Figura 27</b> - A) Conglomerado polimítico, levemente estratificado na porção arenosa, com cruzadas acanaladas (litofácies <b>Gt</b> sotoposta a litofácies <b>St</b> ); e B) Arenito conglomerático, com cruzadas planares (litofácies <b>Gp</b> sobreposta a litofácies <b>Sp</b> ). ....                                                                                                                                                                                  | 96  |
| <b>Figura 28</b> - Seção colunar do afloramento Ara 03, localizado em Anauá. Arenitos grossos a conglomeráticos, com litofácies <i>Gcm</i> , <i>Gp</i> e <i>Gt</i> .....                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 97  |
| <b>Figura 29</b> - A) Arenito quartzoso grosso a médio, maciço ( fácies <i>Sm1</i> ); B) Arenito médio a grosso, por vezes com intercalações de níveis conglomeráticos, com cruzadas planares (litofácies <b>Sp</b> ) de médio e pequeno porte; C) Arenito médio a grosso, quartzoso, com cruzadas acanaladas (litofácies <b>St</b> ) de médio a pequeno porte; e D) Arenito grosso a médio, quartzoso, com sets com estratificações plano-paralelas, em camadas tabulares..... | 99  |
| <b>Figura 30</b> - A) Arenitos grossos a médios, com clastos argilosos ( <i>rip up mud clasts</i> ) (litofácies <b>Se</b> ) e <i>climbing-ripples</i> ) (litofácies <b>Sr</b> ); B) Arenito grosso, com estratificações cruzadas planares de pequeno porte (litofácies <b>Sp</b> ); C) Arenito fino e siltico, maciço, bem selecionado; e D) Arenito com estratificações cruzadas planares de grande porte e alto ângulo, com níveis conglomeráticos nas lâminas frontais.....  | 101 |
| <b>Figura 31</b> - A) Arenito grosso conglomerático (litofácies <b>Gt</b> ), com grânulos e seixos dispersos, suportado pela matriz, com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte (a agenda utilizada como escala tem 9 cm de comprimento); e B) Arenito grosso conglomerático (litofácies <b>Gp</b> ), suportado pela matriz, apresentando estratificações cruzadas planares médio a pequeno.....                                                                  | 103 |
| <b>Figura 32</b> - A) Arenitos médios, finos e siltitos, com estratificações cruzadas planares de médio a pequeno porte (litofácies <b>Sp</b> ); e B) Arenitos finos, com estratificações plano-paralelas (litofácies <b>Sh</b> ). ....                                                                                                                                                                                                                                         | 105 |
| <b>Figura 33</b> - A) Arenito grosso a médio, maciço, com níveis conglomeráticos e incipientes estratificações cruzadas planares; e B) Aspecto do afloramento onde ocorre a litofácies <b>Sm</b> (remanescentes isolados).....                                                                                                                                                                                                                                                  | 108 |
| <b>Figura 34</b> - A) Arenito grosso conglomerático, em geometria tabular e lenticular, com estratificações cruzadas planares de médio e pequeno porte (litofácies <b>Sp</b> ); e B) Aspecto do afloramento onde ocorre a litofácies <b>Sp</b> .....                                                                                                                                                                                                                            | 109 |
| <b>Figura 35</b> - Representação esquemática do modelo deposicional inferido para Bacia do Araripe, apresentando depósitos de leques aluviais e fluviais entrelaçados associados. .                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 119 |
| <b>Figura 36</b> - Fotomicrografias mostrando os constituintes primários do arcabouço das rochas da Formação Ipu. A) Grãos de quartzo (Qz), feldspato (Kf) e muscovita; grãos angulares a subangulares, pobremente selecionados (PX); B) Fragmento de xisto (FI) (PX); C) Grão de muscovita (seta) (PX); e D) Grão de zircão (seta branca) e muscovita (seta amarela) (XP). ....                                                                                                | 121 |
| <b>Figura 37</b> - Classificação composicional dos arenitos e conglomerados da Formação Ipu, segundo o diagrama de FOLK (1968), cujos vértices correspondem a 100% de quartzos (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos de rochas (vértice à direita do triângulo).....                                                                                                                                       | 122 |
| <b>Figura 38</b> - Fotomicrografias ilustrando os constituintes primários do arcabouço das rochas Jaicós. A) Grãos de quartzo (Qz) e muscovita (seta); grãos subarredondados, pobremente                                                                                                                                                                                                                                                                                        |     |

- selecionados (PX); B) Grão de feldspato (Kf) e quartzo policristalino na forma equante (Qzp) (PX); C) Grão de *chert* (Ch); e D) Fragmento de rocha quartzito (Fl) (PX). ..... 123
- Figura 39** - Classificação composicional dos arenitos e conglomerados da Formação Jaicós, segundo o diagrama de Folk (1968), cujos vértices correspondem a 100% de quartzos (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos de rochas (vértice à direita do triângulo). ..... 124
- Figura 40** - Fotomicrografias ilustrando os constituintes primários do arcabouço das rochas da Formação Cariri: A) Grãos de quartzo plutônico, angulosos (setas) a subarredondados (PX); B) Grão de quartzo vulcânico (seta vermelha), com crescimento secundário (seta amarela) (PX); C) Feldspato do tipo microclínio (PX); D) Fragmento de xisto (seta vermelha) e matriz de argilomineral infiltrado (seta amarela) (PX); E) Fragmento de filito (seta) (PX); e F) Intraclasto argiloso (seta). ..... 126
- Figura 41** - Fotomicrografia dos minerais acessórios identificados nos arenitos da porção inferior da Formação Cariri: A) Muscovita (seta) (PX); e B) turmalina (seta) (PX). ..... 127
- Figura 42** - Fotomicrografias ilustrando características petrográficas dos arenitos da porção superior da Formação Cariri: A) Arenito bem selecionado, na moda areia fina (PX); e B) Arenito com bimodalidade textural, com grãos arredondados e subarredondados na moda areia média (seta vermelha) e areia fina (seta amarela) (PX). ..... 128
- Figura 43** - Fotomicrografias ilustrando características petrográficas dos arenitos das porções intermediária e superior da Formação Cariri: A) Biotita alterada, ferruginizada (P//); B) Grãos de granada (seta amarela) e mineral opaco (seta vermelha) (P//); C) Fragmento de quartzito (seta) (PX); D) Rocha vulcânica alterada (seta) (P//); E) Intraclasto argiloso (seta) formando pseudomatrix (P//); e F) Bioclasto fosfático (seta) (PX). ..... 130
- Figura 44** - Fotomicrografias ilustrando componentes do arcabouço dos arenitos da Fm. Cariri: A) Fragmento de calcedônia (seta) (PX); e B) Fragmento micáceo não identificado (seta) (PX). ..... 131
- Figura 45** - Fotomicrografias ilustrando aspectos do empacotamento: A) Empacotamento aberto, com contatos pontuais (serás vermelhas) e retos (setas azuis) (P//). Observar no centro da foto, grão de alterito; e B) Empacotamento fechado, mostrando contatos côncavo-convexos (setas vermelhas) e suturados (setas amarelas), além de crescimento secundário de quartzo (setas verdes) (PX). ..... 131
- Figura 46** - Classificação composicional dos arenitos e conglomerados da Formação Cariri, segundo o diagrama de Folk (1968), cujos vértices correspondem a 100% de quartzo (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos de rochas (vértice à direita do triângulo). ..... 132
- Figura 47** - Fotomicrografias mostrando os constituintes primários das rochas da Formação Tacaratu: A) Quartzo monocristalino plutônico (PX); B) Quartzo policristalino metamórfico (seta), com extinção ondulante (PX); C) Plagioclásio (Pl) (PX); e D) Anatósio (seta) (PX). 133
- Figura 48** - Classificação composicional dos arenitos e conglomerados da Formação Tacaratu, segundo o diagrama de Folk (1968), cujos vértices correspondem a 100% de quartzos (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos de rochas (vértice à direita do triângulo). ..... 134
- Figura 49** - Fotomicrografias mostrando os constituintes primários das rochas da Formação Iborepi: A) Grãos de quartzo monocristalino metamórfico e grão vulcânico (seta) (PX); B) Quartzo policristalino metamórfico (seta), com cristais individuais apresentando extinção ondulante e contatos suturados (PX); C) Fragmento de xisto (seta) (PX); D) Rutilo (seta) (P//); E) Grão de zircão (seta) (PX); e F) Grão de muscovita (seta) (PX). ..... 135

- Figura 50** - Classificação composicional dos arenitos e conglomerados da Formação Iborepi, segundo o diagrama de Folk (1968), cujos vértices correspondem a 100% de quartzos (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos de rochas (vértice à direita do triângulo)..... 136
- Figura 51** - Fotomicrografia mostrando a porosidade primária intergranular (cor azul) verificada nos arenitos estudados: A) Fm. Jaicós (P/I); B) Fm. Cariri (P/I); C) Fm. Tacaratu (PX); e D) Fm. Iborepi (P/I). ..... 138
- Figura 52** - Imagens de MEV mostrando argilominerais identificados na Formação Jaicós: A) Caulinita em forma de “livrinhos” (*booklets*); e B) Clorita. .... 140
- Figura 53** - Argilominerais identificados nos arenitos da Fm. Cariri: A) Matriz parcialmente alterada para um material amarronzado ferruginoso (seta) (P/I); B) Imagem de esmectita potássica com magnésio octaedro, vista ao MEV (ponto “C”); C) **Imagem de** esmectita potássica com magnésio octaedro, vista ao MEV (pontos “A e B”); e D) Imagem de interestratificado de ilita/esmectita (setas). .... 141
- Figura 54** - Argilomineral identificado nos arenitos da Fm. Cariri: A) Matriz argilosa esverdeada (esmectita/clorita), rodeando grãos de quartzo (setas) (PX); e B) Interestratificado de esmectita/clorita (clorita no ponto “D”), vista ao MEV. A imagem de MEV refere-se à figura A. .... 141
- Figura 55** - Espectroqualitativo (EDS) referente ao ponto “A” da figura 53C (imagem de MEV). .... 142
- Figura 56** - Espectroqualitativo (EDS) referente ao ponto “D” da figura 54B (imagem de MEV) ..... 142
- Figura 57** - Imagens de MEV ilustrando argilominerais identificados nas formações Iborepi e Tacaratu: A) Esmectita na forma de agregado, Fm. Iborepi; B) Caulinita em forma de “livrinhos” (*booklets*), Fm. Tacaratu; e C) Esmectita bordejando grão (seta), Formação Iborepi. .... 143
- Figura 59** - Difractogramas representativos da Fm. Jaicós. A) Sem tratamento (*in natura*); B) Tratamento glicolado; e C) Tratamento aquecido. **Legenda:** Qz – quartzo; Kf – K-feldspato; K – Caulinita. .... 146
- Figura 60** - Difractogramas representativos das amostras da Formação Cariri. A) Sem tratamento (*in natura*); B) Tratamento glicolado. **Legenda:** Qz – quartzo; Kf – K-feldspato; Pl – Plagioclásio; K – Caulinita; Goe – Goethita; E – Esmectita; I – Ilita; Cl – Clorita; I/E – Interestratificado de ilita/esmectita; e Car – Carbonato. .... 148
- Figura 61** - Difractogramas representativos das amostras da Formação Cariri. A) Sem tratamento (*in natura*); B) Tratamento glicolado; e C) Tratamento aquecido. **Legenda:** Qz – quartzo; Kf – K-feldspato; Pl – Plagioclásio; K – Caulinita; Goe – Goethita; E – Esmectita; I – Ilita; Cl – Clorita; I/E – Interestratificado de ilita/esmectita; e Car – Carbonato. .... 149
- Figura 62** - Difractogramas representativos das amostras da Formação Iborepi. A) Sem tratamento (*in natura*); B) Tratamento glicolado; e C) Tratamento aquecido. **Legenda:** Qz – quartzo; Kf – K-feldspato; Pl – Plagioclásio; K – Caulinita; Goe – Goethita; E – Esmectita; I – Ilita; Cl – Clorita; I/E – Interestratificado de ilita/esmectita; e Car – Carbonato. .... 151
- Figura 63** - Distribuição dos estágios diagenéticos. Modificado de Choquette e Pray (1970). .... 152
- Figura 64** - Fotomicrografias mostrando as feições das argilas infiltradas: A) Lamela de ilita disposta paralelamente ao grão (seta amarela) e como agregado (seta vermelha) (PX), Fm. Jaicós; B) Argila na forma de agregado e cutícula (setas) (P/I), Fm. Tacaratu; C) Cutícula de argila (ilita/esmectita) recobrindo grão (seta amarela) e como agregado (seta vermelha)



- (PX), Fm. Iborepi; e D) Cutículas de argila circundando grão, onde o “c” representa as cutículas (seta) (P//), Fm. Cariri. .... 154
- Figura 65** - Fotomicrografias ilustrando as feições das argilas infiltradas identificadas na Fm. Cariri: A) Menisco (seta) (P//); B) Esmectita na forma de menisco (ponto B), vista ao MEV; C) Agregado pendular (seta) (P//); D) Esmectita potássica com magnésio octaédrico na forma de estrutura pendular (ponto A), vista ao MEV..... 155
- Figura 66** - Espectroqualitativo (WDS) de argilomineral do tipo esmectita presente em amostra da Formação Iborepi. .... 156
- Figura 67**- Espectroqualitativo (EDS) de amostras da Fm. Cariri: A) Referente ao ponto **B** da figura 58B; B) Referente ao ponto **“A”** da figura 58D. .... 156
- Figura 68** - Fotomicrografias mostrando os eventos de compactação mecânica nas rochas analisadas: A) Muscovita compactada e encurvada (seta) (PX), Fm. Ipu; B) Feldspato (Kf) fraturado (PX); Fm. Iborepi; C) Intraclasto esmagado, formando pseudomatrix (seta) (PX), Fm. Cariri; D) Intraclasto esmagado, formando pseudomatrix (seta) (PX), Fm. Iborepi; E) Muscovita compactada e encurvada (seta) (PX), Fm. Cariri; e F) Muscovita compactada e encurvada (seta) (PX), Fm. Iborepi. .... 158
- Figura 69** - Fotomicrografias mostrando os contatos entre os grãos: A) Grãos de quartzo com contatos suturados (setas vermelhas) e côncavo-convexo (seta laranja) (PX); e B) Grãos de quartzo com contatos côncavo-convexos (setas) (PX). .... 159
- Figura 70** - Fotomicrografias revelando os tipos de cimento de sílica encontrados nos arenitos estudados: A) Cimentação de sílica na forma de crescimento secundário de quartzo descontínuo (seta), Fm. Jaicós; observar muscovita entre grãos (PX); B) Crescimento secundário de quartzo de forma descontínua (setas) (PX), Fm. Cariri; C) Cimento de sílica do tipo quartzo microcristalino (PX), na Formação Cariri; e D) Cimento de feldspato do tipo crescimento secundário em grão de ortoclásio (setas) (PX), na Fm. Cariri. .... 160
- Figura 71** - Fotomicrografias mostrando porosidade secundária: A, B e C) Porosidade (cor azul) intragranular do tipo alveolar (centro do grão), oriunda da dissolução de grãos de feldspatos (P//), formações Tacaratu, Iborepi e Cariri, respectivamente; D) Imagem de MEV referente à figura **“C”**. O centro do grão corresponde à dissolução em grão de plagioclásio; E e F) Porosidade intragranular originada por contração de argila (setas) (P//), formações Iborepi e Cariri, respectivamente. .... 162
- Figura 72** - A) Cimento de caulinita (Cau) com hábito lamelar (PX), Fm. Jaicós; B) Cimento de caulinita engolfando grãos de quartzo (seta) (PX), Fm. Cariri; C) Cimento de caulinita com hábito de **“livrinhos” (booklets)** (PX), Fm. Cariri; D e E) Cloritas associadas à alteração de grãos não diferenciados (setas) (P//), formações Iborepi e Cariri, respectivamente; observar alteração para óxido de ferro na figura E (Fm. Cariri); e F) Cimentação por pirita (seta) (P//). .... 163
- Figura 73** - Fotomicrografia mostrando os minerais alterados e substituídos: A) Biotita alterada para óxido de ferro, com caulinitização incipiente (seta) (PX), Fm. Cariri; B) Caulinitização de muscovita (**seta**) (PX), Fm. Cariri; C) Substituição de feldspato por caulinita (seta) (PX), Fm. Cariri; e D) Feldspato alterado, sendo substituído por illita (seta) (PX), Fm. Cariri. .... 165
- Figura 74** - Fotomicrografia mostrando minerais alterados e substituídos. A) Muscovita alterada e se caulinizando (seta) (PX), Fm. Tacaratu; e B) Muscovita alterada, com incipiente processo de caulinitização (seta) (PX), Fm. Iborepi. .... 166
- Figura 75** - Fotomicrografias mostrando imagens em CL: A) Grãos de feldspatos com padrões de luminescência nas cores azul claro brilhante e esverdeado (setas), em arenito da Fm. Cariri; B) Grãos de feldspatos com padrões de luminescência nas cores azul claro

brilhante e presença de calcita (seta), Fm. Cariri; C) Imagem destacando diversos padrões de luminescência de calcita (cores vermelha, amarela a laranja) e provável fosfato (seta), em arenito da Fm. Cariri; D) Cimento de calcita (seta) com padrão de luminescência na cor vermelha, em arenito da Fm. Cariri; E e F) Cimento de calcita (setas) com padrão de luminescência na cor vermelha, em arenito da Fm. Iborepi. .... 169

**Figura 76** - Fotomicrografias mostrando imagens em CL: A) Cimento de calcita (quadrado) com padrão de luminescência na cor vermelha, em arenito da Fm. Cariri; B) Detalhe da figura A (cimento de calcita, com padrão de luminescência na cor vermelha, em arenito da Fm. Cariri)..... 170

**Figura 77** - Fotomicrografia mostrando imagens em CL: A) Grãos de quartzo metamórfico e ígneo vulcânico. Este último, com CL azul violeta (setas vermelhas, e com provável fosfato (seta amarela); e B) Fotomicrografia sem luz transmitida na CL, mostrando grãos de quartzo vulcânico, na cor violeta (setas amarelas) e matriz argilosa caulínica, sem luminescência (setas azuis). As duas amostras pertencem à Fm. Cariri. .... 171

**Figura 78** - Fotomicrografias mostrando imagens em CL: A) Grãos de quartzo com padrão de luminescência na cor azul escuro (setas), indicando origem plutônica, em arenito fino da Fm. Tacaratu; e B) Pequenos pontos de zircão com luminescência na cor amarela (setas amarelas), Fm. Tacaratu..... 172

**Figura 79** – Fotomicrografias mostrando imagens em CL: A) Grãos de feldspato com luminescência na cor azul claro brilhante, em arenito conglomerático da Fm. Ipu; e B) Grãos de quartzo na cor marrom, indicando origem metamórfica para os mesmos, Fm. Ipu.....173

**Figura 80** - Diagrama de tipos de proveniência tectônica com resultados totais de petrografia quantitativa, distribuição média dos grãos detríticos da Fm. Ipu, plotados nos diagramas de Dickinson (1985). A) No diagrama QtFL os vértices correspondem a 100% de quartzo total (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos líticos (vértice à direita do triângulo). B) No diagrama QmFLt os vértices correspondem a 100% de quartzo monocristalino, 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos líticos (vértice à direita do triângulo).....176

**Figura 81** - Diagrama de tipos de proveniência tectônica com resultados totais de petrografia quantitativa, distribuição média dos grãos detríticos da Fm. Jaicós, plotados nos diagramas QtFL e QmFLt de Dickinson (1985). No diagrama QtFL os vértices correspondem a 100% de quartzo total (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos líticos (vértice à direita do triângulo). No diagrama QmFLt os vértices correspondem a 100% de quartzo monocristalino, 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos líticos (vértice à direita do triângulo).....177

**Figura 82** - Diagrama de tipos de proveniência tectônica com resultados totais de petrografia quantitativa, distribuição média dos grãos detríticos da Fm. Cariri, plotados nos diagramas QtFL e QmFLt de Dickinson (1985). No diagrama QtFL os vértices correspondem a 100% de quartzo total (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos líticos (vértice à direita do triângulo). No diagrama QmFLt os vértices correspondem a 100% de quartzo monocristalino, 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos líticos (vértice à direita do triângulo)..... 179

**Figura 83** - Diagrama de tipos de proveniência tectônica com resultados totais de petrografia quantitativa, distribuição média dos grãos detríticos da Fm. Tacaratu, plotados nos diagramas QtFL e QmFLt de Dickinson (1985). No diagrama QtFL os vértices correspondem a 100% de quartzo total (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos líticos (vértice à direita do triângulo).

No diagrama QmFLt os vértices correspondem a 100% de quartzo monocristalino, 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos líticos (vértice à direita do triângulo)..... 181

**Figura 84** - B) Diagrama de tipos de proveniência tectônica com resultados totais de petrografia quantitativa, distribuição média dos grãos detríticos da Fm. Iborepi, plotados nos diagramas QtFL e QmFLt de Dickinson (1985). No diagrama QmFLt os vértices correspondem a 100% de quartzo monocristalino, 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos líticos (vértice à direita do triângulo)..... 182

**Figura 85** - Fotomicrografias mostrando os principais minerais pesados presentes nos arenitos das formações Jaicós e Ipu: A) Zircão prismático (seta) (PX); B) Mesmo zircão da figura A em luz polarizada (seta) (P//); C) Turmalina fratura (setas) (P//), Fm. Jaicós; e D) Rutilo (seta) (PX), Fm. Ipu. .... 184

**Figura 86** - Fotomicrografias mostrando os principais minerais pesados presentes nos arenitos da Formação Cariri: A) Zircão prismático com zonação concêntrica (seta) (PX); B) Zircão prismático, arredondado (seta) (PX); C) Zircão arredondado com feições de dissolução no centro do grão (seta) (P//); D) Turmalina na forma prismática com fratura irregular (seta) (PX); E) Grão de rutilo na cor marrom avermelhado (seta) (P//); e F) Anfibólio com coloração verde (seta) (P//). .... 185

**Figura 87** - Fotomicrografias mostrando os principais minerais pesados presentes nos arenitos das formações Tacaratu e Iborepi: A) Rutilo subarredondado (seta) (P//), Fm. Tacaratu; B) zircão na forma prismática arredondado, com arestas desgastadas (seta) (PX), Fm. Iborepi; C) Turmalina forma prismática e arredondada, com feição de dissolução na aresta do grão (seta) (P//), Fm. Iborepi; e D) Rutilo na forma arredondada (seta) (P//), Fm. Iborepi. .... 186



## LISTA DE TABELAS

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Tabela 1</b> - Principais trabalhos de diferentes autores mencionando a correlação estratigráfica entre os arenitos basais das bacias do Parnaíba e algumas Bacias Interiores do Nordeste do Brasil .....                                                                                       | 25  |
| <b>Tabela 2</b> - Classificação de Litofácies segundo Miall (1978, 1996).....                                                                                                                                                                                                                      | 57  |
| <b>Tabela 3</b> - Elementos Arquiteturais de Depósitos Fluviais, segundo Miall (1985). ....                                                                                                                                                                                                        | 59  |
| <b>Tabela 4</b> - Tipos principais de proveniência tectônica, ambientes geotectônicos correspondentes e composição de areias resultantes (DICKINSON, 1985).....                                                                                                                                    | 60  |
| <b>Tabela 5</b> - Principais litofácies identificadas nos arenitos da Formação Ipu e suas características. Os códigos apresentados na primeira coluna correspondem à proposta da nomenclatura de Miall (1978, 1996).....                                                                           | 71  |
| <b>Tabela 6</b> - Síntese das associações de fácies, litofácies e os principais elementos arquiteturais dos depósitos da Formação Ipu. Os códigos das litofácies e dos elementos arquiteturais correspondem aos propostos por Miall (1978, 1985, 1996) .....                                       | 80  |
| <b>Tabela 7</b> - Principais litofácies identificadas nos arenitos da Formação Jaicós e suas características. Os códigos apresentados na primeira coluna correspondem à proposta da nomenclatura de Miall (1978, 1996).....                                                                        | 81  |
| <b>Tabela 8</b> - Síntese das associações de fácies, litofácies e os principais elementos arquiteturais dos depósitos da Formação Jaicós. Os códigos das litofácies e dos elementos arquiteturais correspondem aos propostos por Miall (1978, 1985, 1996). ....                                    | 87  |
| <b>Tabela 9</b> - Principais litofácies identificadas nos arenitos da Formação Cariri e suas características. Os códigos apresentados na primeira coluna correspondem à proposta da nomenclatura de Miall (1978, 1996).....                                                                        | 88  |
| <b>Tabela 10</b> - Síntese das associações de fácies, litofácies e os principais elementos arquiteturais dos depósitos da Formação Cariri. Os códigos das litofácies e dos elementos arquiteturais correspondem aos propostos por Miall (1978, 1985, 1996). *LE (elemento arquitetural extra)..... | 102 |
| <b>Tabela 11</b> - Principais litofácies identificadas nos arenitos da Formação Tacaratu e suas características. Os códigos apresentados na primeira coluna correspondem à proposta da nomenclatura de Miall (1978, 1996).....                                                                     | 104 |
| <b>Tabela 12</b> - Síntese das associações de fácies, litofácies e os principais elementos arquiteturais dos depósitos da Formação Tacaratu. Os códigos das litofácies e dos elementos arquiteturais correspondem aos propostos por Miall (1978, 1985, 1996). ....                                 | 106 |
| <b>Tabela 13</b> - Principais litofácies identificadas nos arenitos da Formação Iborepi e suas características. Os códigos apresentados na primeira coluna correspondem à proposta da nomenclatura de Miall (1978, 1996).....                                                                      | 107 |
| <b>Tabela 14</b> - Síntese das associações de fácies, litofácies e os principais elementos arquiteturais dos depósitos da Formação Iborepi. Os códigos das litofácies e dos elementos arquiteturais correspondem aos propostos por Miall (1978, 1985, 1996). ....                                  | 109 |
| <b>Tabela 15</b> - Síntese dos Elementos Arquiteturais de Depósitos Fluviais das formações estudadas. Modificada de Maill (1985).....                                                                                                                                                              | 110 |
| <b>Tabela 16</b> - Relações das fácies identificadas nas formações Ipu, Jaicós, Tacaratu, Cariri e Iborepi. ....                                                                                                                                                                                   | 118 |
| <b>Tabela 17</b> - Estágios diagenéticos identificados nos arenitos das formações estudadas...                                                                                                                                                                                                     | 167 |

**SUMÁRIO**

|                                                                      |           |
|----------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO .....</b>                                 | <b>22</b> |
| 1.1 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA E JUSTIFICATIVAS .....                | 23        |
| 1.2 HIPÓTESES DO TRABALHO .....                                      | 27        |
| 1.3 OBJETIVOS .....                                                  | 27        |
| 1.3.1 Geral.....                                                     | 27        |
| 1.3.2 Específicos:.....                                              | 27        |
| 1.4 LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO .....                            | 28        |
| 1.4.1 Bacia do Parnaíba.....                                         | 28        |
| 1.4.2 Bacia do Araripe.....                                          | 30        |
| 1.4.3 Bacia de São José do Belmonte .....                            | 30        |
| 1.4.4 Bacia de Lavras da Mangabeira.....                             | 30        |
| <b>CAPÍTULO II – GEOLOGIA REGIONAL DAS BACIAS ESTUDADAS .....</b>    | <b>31</b> |
| 2.1 ORIGEM E EVOLUÇÃO DAS BACIAS INTERIORES .....                    | 31        |
| 2.2 EMBASAMENTO .....                                                | 36        |
| Domínio da Zona Transversal ou Central.....                          | 39        |
| Domínio Rio Grande do Norte.....                                     | 39        |
| Domínio Sul.....                                                     | 40        |
| 2.3 Bacia do Parnaíba.....                                           | 41        |
| 2.3.1 Arcabouço Estrutural.....                                      | 41        |
| 2.3.2 Arcabouço Estratigráfico .....                                 | 42        |
| 2.4 Bacia do Araripe.....                                            | 45        |
| 2.4.1 Arcabouço Estrutural.....                                      | 45        |
| 2.4.2 Arcabouço Estratigráfico .....                                 | 46        |
| 2.5 Bacia de São José do Belmonte .....                              | 49        |
| 2.5.1 Arcabouço Estrutural.....                                      | 49        |
| 2.5.2 Arcabouço Estratigráfico .....                                 | 50        |
| 2.6 Bacias de Lavras da Mangabeira.....                              | 50        |
| 2.6.1 Arcabouço Estrutural.....                                      | 50        |
| 2.6.2 Arcabouço Estratigráfico .....                                 | 51        |
| <b>CAPÍTULO III – MATERIAIS, MÉTODOS E TÉCNICAS DE PESQUISA.....</b> | <b>54</b> |
| 3.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....                                      | 54        |

|                                                                                                                    |           |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| 3.2.1 Levantamentos Bibliográfico e Cartográfico .....                                                             | 54        |
| 3.2.2 Trabalho de Campo e Gabinete .....                                                                           | 56        |
| 3.2.3 Caracterização das Fácies, Litofácies e Associação de Fácies.....                                            | 56        |
| 3.2.4 Análises de Laboratório .....                                                                                | 58        |
| 3.2.4.1 Microscopia Óptica.....                                                                                    | 58        |
| Análise Petrográfica Quantitativa .....                                                                            | 59        |
| 3.2.4.2 Microscopia Eletrônica de Varredura/Energia Dispersiva de Raios-X e Dispersão de Comprimento de Ondas..... | 64        |
| 3.2.4.3 Catodoluminescência.....                                                                                   | 64        |
| 3.2.4.4 Geoquímica .....                                                                                           | 65        |
| 3.2.4.4.1 Difractometria de Raios-X.....                                                                           | 65        |
| 3.2.4.5 Análise de Minerais Pesados .....                                                                          | 65        |
| Preparação das Amostras Analisadas .....                                                                           | 66        |
| 3.3 Integração dos Dados Obtidos.....                                                                              | 67        |
| <b>CAPÍTULO IV – FÁCIES, LITOFÁCIES E ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES .....</b>                                               | <b>68</b> |
| 4.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....                                                                                    | 68        |
| 4.2 DEFINIÇÕES DE FÁCIES, LITOFÁCIES E ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES .....                                                  | 68        |
| 4.2.1 Caracterização de Fácies, Litofácies e Associação de Fácies .....                                            | 69        |
| 4.2.1.1 Bacia do Parnaíba .....                                                                                    | 69        |
| Formação Ipu .....                                                                                                 | 70        |
| <i>Fácies de Conglomerados Maciços (Cm)</i> .....                                                                  | 70        |
| <i>Fácies de Conglomerados Suportados pela Matriz (Csm)</i> .....                                                  | 72        |
| <i>Fácies de Arenitos Conglomeráticos (Ac)</i> .....                                                               | 73        |
| <i>Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Acanaladas (Aa)</i> .....                                       | 76        |
| <i>Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Planares (Ap)</i> .....                                         | 76        |
| <i>Fácies de Arenitos Muito Finos e Siltitos Laminados (Fl)</i> .....                                              | 77        |
| <i>Fácies de Siltito Argiloso Maciço (Fsm)</i> .....                                                               | 77        |
| Formação Jaicós .....                                                                                              | 80        |
| <i>Fácies de Conglomerados Maciços (Cm)</i> .....                                                                  | 82        |
| <i>Fácies de Conglomerados Suportados pela Matriz (Csm)</i> .....                                                  | 82        |
| <i>Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Planares (Ap)</i> .....                                         | 82        |
| <i>Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Acanaladas (Aa)</i> .....                                       | 83        |
| <i>Fácies de Arenitos Conglomeráticos (Ac)</i> .....                                                               | 83        |
| <i>Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Plano-Paralela (App)</i> .....                                  | 84        |
| 4.2.1.2 Bacia do Araripe .....                                                                                     | 87        |

|                                                                                                          |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Fácies de Conglomerados Maciços (Cm) e fácies de Conglomerados Suportados pela Matriz (Csm)</i> ..... | 90  |
| <i>Fácies Arenosa com Estrutura Deformacional (Ad)</i> .....                                             | 90  |
| <i>Fácies de Arenitos Finos e Siltitos (Sl)</i> .....                                                    | 91  |
| <i>Fácies de Arenitos Conglomeráticos Polimíticos (Acp)</i> .....                                        | 91  |
| <i>Fácies de Arenitos Conglomeráticos (Ac)</i> .....                                                     | 95  |
| <i>Fácies de Arenito Maciço (Sm)</i> .....                                                               | 96  |
| <i>Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Planares de Pequeno Porte (Ap1)</i> .....             | 98  |
| <i>Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Acanaladas (Aa)</i> .....                             | 98  |
| <i>Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Plano-Paralelas (App)</i> .....                       | 98  |
| <i>Fácies de Arenitos com Laminações Cruzadas Cavalgantes (Alc)</i> .....                                | 99  |
| <i>Fácies de Arenitos Finos e Siltitos Maciços (FI)</i> .....                                            | 100 |
| <i>Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Planares de Grande Porte (Ap2)</i> .....              | 100 |
| 4.2.1.3 Bacia de São José do Belmonte .....                                                              | 103 |
| <i>Fácies de Arenitos Conglomeráticos (Ac)</i> .....                                                     | 103 |
| <i>Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Planares de Pequeno Porte (Ap)</i> .....              | 105 |
| <i>Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Plano-Paralelas (App)</i> .....                       | 105 |
| 4.2.1.4 Bacia de Lavaras da Mangabeira.....                                                              | 106 |
| <i>Fácies de Arenito Maciço (Sm)</i> .....                                                               | 106 |
| <i>Fácies de Arenitos Conglomeráticos (Ac)</i> .....                                                     | 108 |
| 4.3 DISCUSSÕES .....                                                                                     | 113 |
| <b>CAPÍTULO V – PETROGRAFIA E DIAGÊNESE</b> .....                                                        | 120 |
| 5.1 PETROGRAFIA: CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....                                                             | 120 |
| 5.1.1 Bacia do Parnaíba .....                                                                            | 120 |
| Formação Ipu .....                                                                                       | 120 |
| Formação Jaicós .....                                                                                    | 122 |
| 5.1.2 Bacia do Araripe .....                                                                             | 125 |
| Formação Cariri .....                                                                                    | 125 |
| 5.1.3 Bacia de São José do Belmonte .....                                                                | 132 |
| Formação Tacaratu .....                                                                                  | 132 |
| 5.1.4 Bacia de Lavras da Mangabeira.....                                                                 | 134 |
| Formação Iborepi.....                                                                                    | 134 |
| 5.2 POROSIDADE .....                                                                                     | 137 |
| 5.3 ARGILOMINERAIS .....                                                                                 | 139 |
| 5.3.1 GEOQUÍMICA.....                                                                                    | 144 |
| 5.3.1.1 Difractometria de Raios-X .....                                                                  | 144 |

|                                                                                                           |            |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| Formação Ipu .....                                                                                        | 144        |
| Formação Jaicós .....                                                                                     | 144        |
| Formação Iborepi.....                                                                                     | 150        |
| 5.4 DIAGÊNESE.....                                                                                        | 150        |
| 5.4.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....                                                                         | 150        |
| 5.4.2 Infiltração Mecânica de Argila .....                                                                | 153        |
| 5.4.3 Cimentação por Óxidos/Hidróxidos de Ferro.....                                                      | 157        |
| 5.4.4 Compactação Mecânica e Química.....                                                                 | 157        |
| 5.4.5 Crescimentos Secundários de Quartzo e Feldspato .....                                               | 159        |
| 5.4.6 Geração de Porosidade Secundária .....                                                              | 161        |
| 5.4.7 Cimentação por Caulinita.....                                                                       | 161        |
| 5.4.8 Cimentação por Clorita .....                                                                        | 161        |
| 5.4.9 Cimentação por Pirita.....                                                                          | 163        |
| 5.4.10 Cimentação por Óxido de Titânio.....                                                               | 164        |
| 5.4.11 Cimentação por Calcita.....                                                                        | 164        |
| 5.4.12 Dissolução de Feldspatos .....                                                                     | 164        |
| 5.4.13 Alteração de Grãos e Substituição por Argilominerais e Minerais Opacos .....                       | 164        |
| 5.4.14 Sequência de Eventos Diagenéticos.....                                                             | 166        |
| 5.5 CATODOLUMINESCÊNCIA .....                                                                             | 168        |
| 5.6 PROVENIÊNCIA.....                                                                                     | 173        |
| 5.6.1 ESTUDOS DE PROVENIÊNCIA.....                                                                        | 173        |
| 5.6.1.1 Fundamentação Teórica .....                                                                       | 173        |
| 5.5.2 Proveniência das Rochas Estudadas.....                                                              | 175        |
| 5.5.3 Minerais Pesados .....                                                                              | 183        |
| 5.5.3.1 Minerais Pesados nos Arenitos Estudados .....                                                     | 183        |
| 5.6 DISCUSSÕES .....                                                                                      | 187        |
| 5.6.1 Considerações sobre os Resultados da Análise Petrográfica .....                                     | 187        |
| 5.6.2 Considerações sobre os Resultados da Análise Diagenética.....                                       | 190        |
| 5.6.3 Considerações sobre os Resultados da Análise de Proveniência .....                                  | 198        |
| 5.6.4 Considerações sobre Possíveis Correlações dos Arenitos Basais e suas Implicações Geotectônicas..... | 201        |
| <b>CAPÍTULO VI – CONCLUSÕES .....</b>                                                                     | <b>203</b> |
| <b>REFERÊNCIAS .....</b>                                                                                  | <b>206</b> |
| <b>ANEXOS .....</b>                                                                                       | <b>218</b> |

## CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO

As bacias paleozoicas e mesozoicas distribuem-se por toda Região Nordeste brasileira. Dentre elas, encontram-se as do Parnaíba, Araripe, São José do Belmonte e Lavras da Mangabeira. Com exceção da Bacia do Parnaíba, considerada paleozoica, as demais integram um conjunto de pequenas e médias bacias interiores mesozoicas denominadas “Bacias Interiores do Nordeste”.

O estudo de bacias sedimentares é fundamental para a reconstituição paleoambiental e geotectônica de um ambiente, para o estudo de proveniência das fontes terrígenas, prospecção de materiais de valor econômico (hidrocarbonetos, minerais pesados, entre outros) e para compreensão de sua própria evolução. Entretanto, para tal análise, apenas o mapeamento litológico e estratigráfico pode não ser suficiente para o entendimento do processo evolutivo da bacia, uma vez que o registro sedimentar e estratigráfico é, muitas vezes, complexo e incompleto, o que exige a aplicação de outras técnicas, como análises petrográfica, petrológica, química e de proveniência. Neste contexto, a integração dos dados resultantes destas análises com os dados de campo, é essencial para o entendimento da paleogeografia, paleoambiente e evolução geotectônica.

Estudos de proveniência permitem inferir as características da área fonte (ou áreas fontes) com base nas propriedades composicionais e texturais dos sedimentos, proporcionando a identificação das direções de transporte sedimentar e fornecendo informações sobre ambientes tectônicos e história de soterramento dos sedimentos. Sabe-se que a tectônica exerce o controle primário na composição de rochas siliciclásticas, no entanto, fatores como relevo, clima, mecanismo de transporte, ambiente deposicional, mudanças diagenéticas constituem controles secundários importantes. Assim, análises petrográfica e petrológica tornam-se uma ferramenta necessária para este estudo.

Baseando-se nessas considerações, informações petrografia e petrologia, dados de análise química semiquantitativa, qualitativa e semiquantitativa da mineralogia (DRX), dados de microanálise química semiquantitativa por meio de EDS e WDS, além de informações de catodoluminescência, foram aplicadas nesse trabalho para caracterizar, correlacionar estratos e para obter-se uma indicação sobre a proveniência dos sedimentos das

seqüências basais das bacias do Parnaíba, Araripe, São José do Belmonte e Lavras da Mangabeira.

## 1.1 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA E JUSTIFICATIVAS

As unidades inferiores das bacias do Parnaíba, Araripe, São José do Belmonte e Lavras da Mangabeira são constituídas por arenitos semelhantes entre si, em contexto litológico e estratigráfico.

Os arenitos basais das bacias do Araripe e São José do Belmonte, por serem considerados afossilíferos e pouco conhecidos são correlacionados com as seqüências paleozoicas (arenitos basais) das bacias do Parnaíba e Jatobá (de idades Siluro-Devoniana) e entre si, apenas com base em semelhanças litológicas, sendo-lhes atribuídos, também, idade Siluro-Devoniana. Desta forma, problemas de incompatibilização estratigráfica regional ainda existem, bem como há dúvidas a respeito da posição cronoestratigráfica destes arenitos basais.

Embora alguns pesquisadores admitam a correlação dos arenitos basais das referidas bacias, tais correlações ainda são duvidosas, visto que não há evidências seguras que confirmem essa ligação, pois essas rochas não possuem idades cronoestratigráficas bem definidas. Neste contexto, há a possibilidade dos depósitos basais das bacias do Araripe e São José do Belmonte corresponderem às seqüências mesozoicas de suas respectivas bacias, e não, às seqüências paleozoicas, como admitida por diversos autores até os dias atuais. Há, também, a probabilidade destes arenitos serem correlatos aos arenitos basais da Bacia de Lavras da Mangabeira (de idade Eojurássica).

As seqüências basais das bacias do Rio do Peixe, Araripe, Cedro, Fátima, São José do Belmonte, entre outras pequenas bacias interiores do Nordeste, têm sido alvo de discussão quanto à idade deposicional dos sedimentos, bem como sua correlação com bacias adjacentes (a exemplo, as bacias do Parnaíba e Jatobá). Tal correlação fundamenta-se apenas em comparações litológicas, as quais são duvidosas, visto que não há evidências seguras (como por exemplo, presença de fósseis, datação por método radiométrico) que confirmem essas correlações.

As seqüências basais das bacias do Parnaíba, Araripe, São José do Belmonte e Lavras da Mangabeira são constituídas por rochas siliciclásticas predominantemente arenosas e conglomeráticas, interpretadas como sendo originadas por sistemas fluviais entrelaçados e leques aluviais (CAPUTO, 1984; GÓES et al., 1990; GÓES E FEIJÓ, 1994; ASSINE, 2007; FAMBRINI et al., 2011; BATISTA et al., 2012).

Embora exista um grande acervo de trabalhos abordando a geologia das bacias sedimentares do interior do Nordeste brasileiro, ainda há uma carência de dados de correlação estratigráfica entre as referidas bacias, sobretudo, entre as unidades basais. Dentre estes trabalhos, merecem destaque os que estão listados na Tabela 1, os quais têm enfatizado que o conhecimento a nível regional ainda é bastante escasso, especialmente quanto à correlação interbacias, a relação com a margem continental equatorial e seus correspondentes africanos. Existem nas bacias do interior do Nordeste brasileiro hiatos deposicionais e/ou erosionais que não são contínuos.

A partir desses pressupostos, surgem algumas questões que este trabalho irá tentar responder com base em estudos mais aprofundados, e que podem ser assim sumarizadas:

1. As bacias sedimentares interiores, hoje encontradas no Nordeste brasileiro, foram originadas em sítios individuais ou constituem-se remanescentes de uma bacia maior, embutidos em *grabens* e assim preservados da erosão? Qual a sua extensão original e possível ligação com as bacias Potiguar (na Margem Equatorial brasileira) e do Parnaíba (a Oeste), com o *graben* do Tucano-Jatobá (a Sul)? Qual a presença e extensão da seção Jurássica (Pré-Rifte) nessas bacias?
2. Qual o papel do embasamento cristalino na formação dessas bacias? As grandes estruturas que fatiam a Província Borborema são responsáveis pela distribuição da sedimentação nessas bacias?

As bacias paleozoicas e mesozoicas distribuem-se por toda Região Nordeste brasileira, acompanhando a seguinte distribuição: a norte do Lineamento Paraíba, encontram-se as bacias do Rio do Peixe, Potiguar, Icó, Lima Campos e Lavras da Mangabeira; a sul do Lineamento Pernambuco, localiza-se a Bacia do Jatobá; e, por fim, entre esses dois grandes lineamentos estão inseridas as bacias do Araripe, Cedro, São José do Belmonte, entre outras (Figura 1). Os eventos associados ao rifteamento do Gondwana e a abertura do Atlântico Sul atuaram de maneira diferenciada no interior do Nordeste do Brasil, condicionando a forma e localização das bacias acima mencionadas.



**Tabela 1** - Principais trabalhos de diferentes autores mencionando a correlação estratigráfica entre os arenitos basais das bacias do Parnaíba e algumas Bacias Interiores do Nordeste do Brasil.

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <ul style="list-style-type: none"><li>Barbosa (1964) mencionou a possível correlação dos arenitos conglomeráticos basais da Bacia do Araripe, com o atual Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba e a Formação Tacaratu (Bacia do Jatobá), com base, apenas, na semelhança litológica.</li></ul>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |
| <ul style="list-style-type: none"><li>Braun (1966) sugeriu idade paleozoica para Formação Cariri (Bacia do Araripe), a mesma idade do Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba e da Formação Tacaratu (Bacia do Jatobá).</li></ul>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |
| <ul style="list-style-type: none"><li>Ghignone (1972) considerou as formações Cariri e Tacaratu correlatas ao Grupo Serra Grande, argumentando que originalmente pertenciam à Bacia do Parnaíba, a qual, no Siluriano, se estendia muito além do seu atual limite oriental.</li></ul>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |
| <ul style="list-style-type: none"><li>Para Caputo e Crowell (1985), estão preservados na Bacia do Araripe sedimentos correlatos à Formação Ipu (Bacia do Parnaíba), de idade Ordoviciano-Siluriana.</li></ul>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
| <ul style="list-style-type: none"><li>Feitosa (1987) concordou que os arenitos basais da Bacia do Araripe são correlatos aos arenitos basais das formações Tacaratu e do Grupo Serra Grande – apesar de afirmar não ter subsídios consistentes para correlacionar tais arenitos.</li></ul>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |
| <ul style="list-style-type: none"><li>Carvalho et al. (1995), identificaram pegadas de dinossauros nos arenitos basais das bacias do Araripe e Cedro, considerados como de idade Siluro-Devoniana. Neste contexto, a descoberta de tais pegadas abre uma discussão quanto à sequência mapeada como paleozoica.</li></ul>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            |
| <ul style="list-style-type: none"><li>Segundo Arai (2006), caso as pegadas de dinossauros identificadas por Carvalho et al. (1995) sejam efetivamente mesozoicas, a única explicação aceitável seria a existência de áreas mapeadas como “Conglomerado Basal” que, na realidade, são unidades cretáceas. Ainda, de acordo com esse autor, essa possibilidade existe, já que, no extremo oriente da Bacia do Araripe, onde ocorrem amplas faixas do “Conglomerado Basal”, observa-se uma profusão de falhas que colocam em contato o Conglomerado Basal com as formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara. Esta última tem idade Rio da Serra, a mesma da Formação Sousa da Bacia do Rio do Peixe, onde se registram abundantes pegadas de dinossauros.</li></ul> |
| <ul style="list-style-type: none"><li>Jardim de Sá et al. (2007) consideraram a hipótese da sinéclise da Bacia do Araripe constituir remanescentes embutidos em <i>grabens</i>, de idade Jurássica/Juro-Triássica ou neocomiana. Esta hipótese é baseada nas datações radiométricas 198 Ma em diques básicos intrusivos em pelitos sobrepostos à Formação Iborepi (Bacia de Lavras da Mangabeira). Estes autores também correlacionam a Formação Cariri com a Formação Iborepi.</li></ul>                                                                                                                                                                                                                                                                           |
| <ul style="list-style-type: none"><li>Rocha (2011) menciona que a Formação Tacaratu (Bacia do Jatobá) é correlata ao Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba e à Formação Cariri da Bacia do Araripe.</li></ul>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     |

Os principais alinhamentos estruturais Pré-Cambrianos da Província Borborema foram reativados durante o Eocretáceo. Estes episódios teriam submetido à província a esforços de estiramento crustal que propiciariam a geração de falhas normais e de transferência, formando depressões estruturais do tipo rifte, localizadas preferencialmente sobre orógenos colisionais e zonas de cisalhamento, tais como a Zona Transversal (PONTE, 1992). Tais eventos condicionaram a estruturação interna das bacias interiores, tendo essas bacias, registradas em seu arcabouço, a relação entre os esforços distensionais e as reativações de zonas de fraquezas crustais pré-existentes, que definem a trama estrutural atual da Província Borborema (PONTE, 1996).

Com relação à Bacia do Parnaíba, a mesma faz parte da Província Parnaíba, localizada a oeste da Província Borborema, cuja evolução teve início como sinéclise, evoluindo posteriormente para rifte.

É importante ressaltar que se tratando de bacias sedimentares brasileiras, percebe-se que há uma relação cronoestratigráfica entre estas bacias com as africanas. Segundo Cesero e Ponte (1997), no início do Mesozóico a plataforma Afro-brasileira apresentava-se emersa, com grandes áreas dominantes por sedimentação continental, com clima mostrando tendência a aridez crescente. Assim, antigas sinéclises paleozoicas foram colmatadas por depósitos extensos, pouco espesso, de grau crescente de maturidade textural e grande homogeneidade lateral. Estas características assemelham-se com os depósitos da Formação Cariri (Bacia do Araripe).

Resalta-se ainda que, nenhum dos trabalhos vistos anteriormente (Tabela I) correlaciona as Bacias Interiores do Nordeste brasileiro com as bacias africanas, as quais possuem, por exemplo, sedimentos de idade do Juro-triássica e Jurássica Inferior. No Brasil, a única presença desses sedimentos de idade Jurássica Inferior ocorre na Bacia de Lavras da Mangabeira, razão pela qual foi incluída nessa tese.

A obtenção de respostas às questões aqui levantadas, certamente irá contribuir para melhor compreensão da evolução geodinâmica regional, tanto no contexto da abertura do Oceano Atlântico Sul, quanto na conjuntura de sua articulação com as margens equatorial e leste brasileiras e a formação de ambientes sedimentares favoráveis à geração de petróleo e gás natural.

Neste contexto, esse estudo trás contribuição para um melhor conhecimento geológico sobre as sequências basais das bacias estudadas, esclarecendo questões até então não compreendidas, tais como: se as sequências basais das bacias do Parnaíba, Araripe, São José do Belmonte e Lavras da Mangabeira têm a mesma idade deposicional e, se são iguais e correlatas. Deste modo, a abordagem proposta procura suprir, com mais dados, a lacuna de conhecimento existente sobre os arenitos basais das bacias do Parnaíba, Araripe, São José do Belmonte e Lavras da Mangabeira.

## 1.2 HIPÓTESES DO TRABALHO

Foram consideradas duas hipóteses neste trabalho:

1. caso os arenitos basais das bacias do Parnaíba, Araripe e São José do Belmonte apresentem padrões de assinaturas petrográfica, petrológica, diagenética, química semiquantitativa/qualitativa e indícios de proveniência iguais, então eles são correlatos, e, provavelmente, deverão apresentar as mesmas idades deposicionais;
2. caso os arenitos basais das bacias do Parnaíba, Araripe e São José do Belmonte apresentem padrões petrográfico, petrológico, diagenético, de química semiquantitativa/qualitativa e indícios de proveniência diferentes, devem ser considerados de outras idades deposicionais.

É possível que parte das bacias do Araripe e São José do Belmonte sejam correlatas a Bacia do Parnaíba, atendendo, neste caso, as duas hipóteses (1 e 2). Caso a hipótese 2, ou parte dela seja verdadeira, isto implicará numa mudança no modelo de evolução tectonossedimentar das Bacias Interiores do Nordeste Brasileiro.

## 1.3 OBJETIVOS

### 1.3.1 Geral

Analisar, comparativamente, dados faciológicos, petrográficos, petrológicos e de assinaturas química semiquantitativa, qualitativa e semiquantitativa dos arenitos basais das bacias do Parnaíba, Araripe, São José do Belmonte e Lavras da Mangabeira, para compará-los e correlacioná-los, além de inferir a proveniência para conhecer sua extensão original.

### 1.3.2 Específicos:

- caracterizar faciologicamente os arenitos basais das unidades analisadas;
- fazer caracterização petrográfica dos arenitos basais e sequenciar sua evolução diagenética;
- produzir dados novos de petrografia, petrologia e química semiquantitativa e qualitativa, com objetivo de, ao final, estabelecer uma comparação entre as unidades estudadas;
- estabelecer comparação entre as unidades estudadas para identificar a existência de possíveis correlações;

- obter indicações sobre a proveniência desses sedimentos, a partir da petrografia quantitativa e dos principais minerais pesados indicadores de proveniência (zircão, turmalina e rutilo).

#### **1.4 LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO**

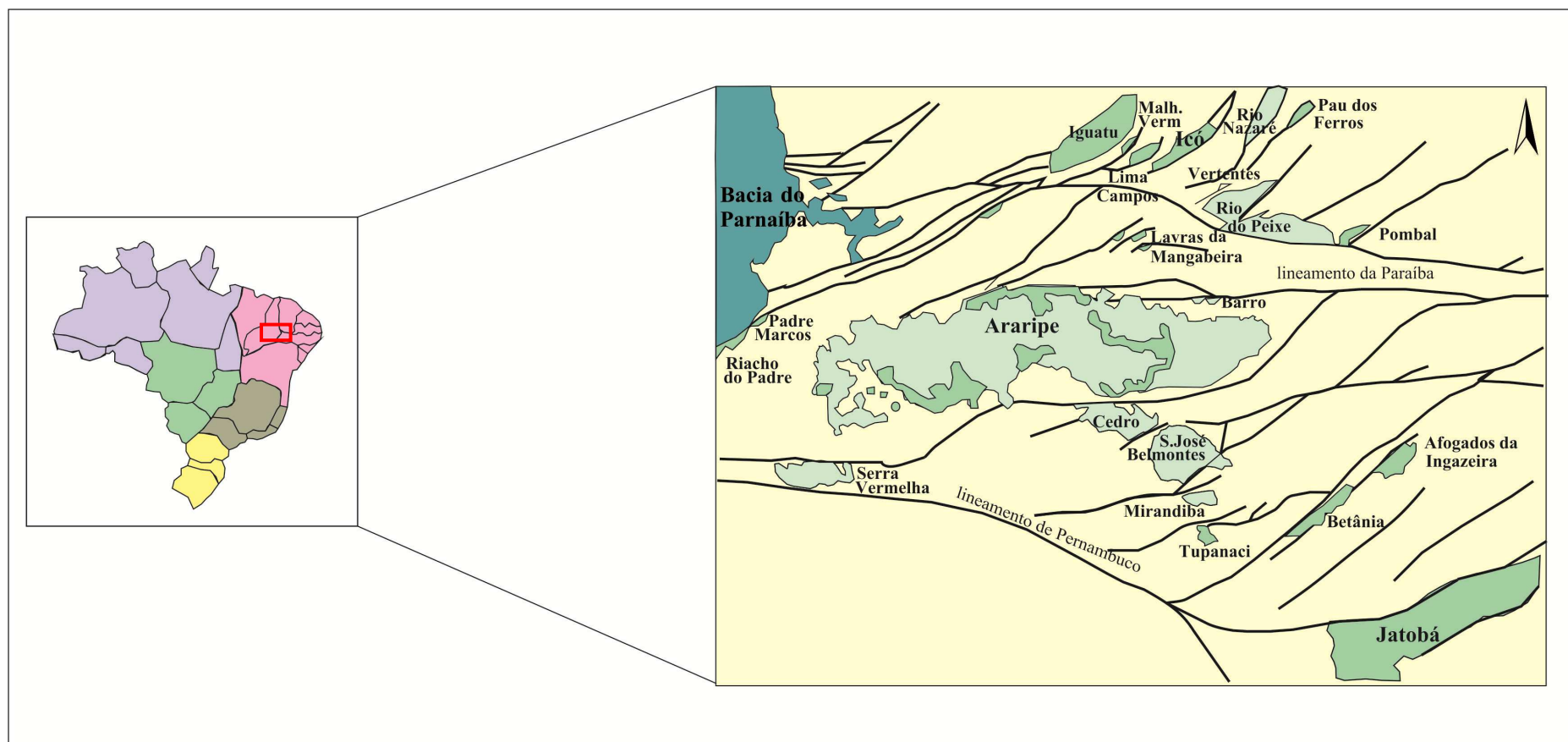
As áreas estudadas estão geograficamente localizadas no interior do Nordeste do Brasil, entre os estados de Pernambuco, Ceará e Piauí. Geologicamente, encontram-se inseridas nas bacias sedimentares do Parnaíba, Araripe, São José do Belmonte e Lavras da Mangabeira (Figura 1).

Visando uma análise comparativa, as amostras utilizadas para realização deste trabalho foram coletadas em diferentes pontos das sequências paleozoicas e mesozoica das bacias supracitadas, as quais apresentam rochas depositadas no mesmo contexto evolutivo de bacias (com exceção da Bacia do Parnaíba).

É importante ressaltar que para a elaboração deste trabalho os estudos foram realizados nas porções nordeste, sudeste e sul, da Bacia do Parnaíba; nas porções norte, nordeste e leste, da Bacia do Araripe; nas porções leste, sudeste e sul, da Bacia de São José do Belmonte; e na porção sul da Bacia de Lavras da Mangabeira. A concentração dos estudos nestas porções deve-se ao fato das sequências estudadas não aflorarem por todas as bacias, ficando restritas a algumas partes delas.

##### **1.4.1 Bacia do Parnaíba**

Com uma área de aproximadamente 600.000 km<sup>2</sup>, a Bacia do Parnaíba compreende praticamente toda a área dos estados do Piauí e do Maranhão, com seus limites atingindo o nordeste do Pará, centro-norte do Tocantins e o oeste do Ceará (BRITO, 1981).



**Figura 1** – Mapa de localização das bacias paleozoicas e mesozoicas da Região Nordeste do Brasil, contexto onde estão inseridas as bacias estudadas: 1) Bacia do Parnaíba; 2) Bacia do Araripe; 3) Bacia de Lavras da Mangabeira; 4) Bacia de São José do Belmonte. Modificada de Assine (1994).

#### **1.4.2 Bacia do Araripe**

A Bacia do Araripe está localizada entre os estados de Pernambuco, Ceará e Piauí, limitando-se com o Estado do Ceará ao sul; com Pernambuco, a leste, e com o Piauí, a noroeste. Totalizando uma área de aproximadamente de 9.000 km<sup>2</sup>, esta bacia é considerada a mais extensa bacia sedimentar no interior da Região Nordeste do Brasil. A área de estudo está inserida, especificamente, na Sub-bacia Leste, região onde estão mais expostos os litotipos da Formação Cariri.

#### **1.4.3 Bacia de São José do Belmonte**

Localizada totalmente na parte oeste do Estado de Pernambuco, a Bacia de São José do Belmonte abrange os municípios de São José do Belmonte (sua maior parte), Serrote de Cima, Verdejante e São Tomé. Segundo Carvalho (2006), esta bacia compreende uma área com aproximadamente 610 Km<sup>2</sup>.

#### **1.4.4 Bacia de Lavras da Mangabeira**

A Bacia Sedimentar de Lavras da Mangabeira localiza-se a nordeste da Bacia do Araripe, na parte sudeste do Estado do Ceará, no Município de Lavras da Mangabeira. Esta bacia é composta por um conjunto de três pequenas bacias, cuja área total é de aproximadamente 60,27 Km<sup>2</sup>. A bacia de maior extensão compreende 33,20 km<sup>2</sup>, sendo que as demais bacias têm uma área de 24,81 Km<sup>2</sup> e 2,20 Km<sup>2</sup>.

A área de estudo está situada na borda sul da pequena Bacia de Iborepi (de penas 2,2 km<sup>2</sup>), onde estão expostas rochas da Formação Iborepi, totalizando uma área de aproximadamente 1,6 Km<sup>2</sup>.

## CAPÍTULO II – GEOLOGIA REGIONAL DAS BACIAS ESTUDADAS

### 2.1 ORIGEM E EVOLUÇÃO DAS BACIAS INTERIORES

As bacias sedimentares do Araripe, São José do Belmonte e Lavras da Mangabeira, reunidas com as bacias de Rio do Peixe, Iguatu, Icó, Fátima, entre outras, formam um conjunto de bacias conhecidas como “Bacias Interiores do Nordeste do Brasil”, as quais estão instaladas na Província Estrutural Borborema (MATOS, 1992).

As Bacias Interiores do Nordeste Brasileiro são áreas sedimentares formadas a partir de eventos tectônicos ocorridos no Eocretáceo responsáveis pela quebra do Supercontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico (MATOS, 1992), que moldaram a atual configuração da margem continental. Estes eventos deram origem a um regime de transcorrência, onde esforços trativos formaram falhas normais com abertura de *grabens* e *semigrabens*, posteriormente recobertos por corpos sedimentares tabulares de idade Aptiano-Albiano (ALMEIDA, 2010; PONTE E PONTE FILHO, 1996).

Os eventos associados ao rifteamento do Gondwana e abertura do Atlântico Sul atuaram de maneira diferenciada no interior do Nordeste do Brasil. A ruptura do Gondwana promoveu a reativação de falhas pré-existentes no embasamento Pré-Cambriano, originadas durante a Orogênese Brasileira-Panafricana, desencadeando o desenvolvimento e condicionando a localização e forma de pequenas bacias sedimentares ao longo das margens atlânticas dos continentes Africano e Sul-americano. Esta fragmentação causou uma fenda entre o Brasil e a África, a qual deu origem à depressão Cariri-Potiguar (MATOS, 1992, 1999).

Tais eventos correspondem ao mesmo que instalou as bacias Recôncavo, Tucano e Jatobá. No entanto, ao contrário das bacias da margem continental, que evoluíram para o estágio de margem passiva, as bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá constituem um ramo do Rife Sul Atlântico, abortado no Eoaptiano (MAGNAVITA, 1992).

Segundo Cardoso (2010), o processo de ruptura que culminou na separação dos continentes Africano e Sulamericano é de grande importância para compreender a

estruturação de toda a Margem Equatorial Atlântica e a origem das bacias sedimentares brasileiras.

Dentre os vários modelos tectônicos propostos para explicar a evolução das bacias interiores, destacam-se os de distensão NW (MATOS, 1992, 1999), e um modelo mais complexo que envolve uma reativação de falhas transcorrente dos lineamentos com cinemática sinistral E-W e dos lineamentos com cinemática dextral NE (FRANÇOLIN et al., 1994).

Um modelo proposto por Matos (1992) mostra que a Zona de Cisalhamento ou Lineamento Patos teria sua extremidade oeste terminada em uma série de falhas curvadas formando uma geometria sigmoidal, e que durante o Neocomiano, uma distensão geral de direção NW-SE inverteu as falhas originalmente transpressoriais para falhas normais, o que reativou pequenos segmentos da Zona de Cisalhamento Patos, originando as Bacias Interiores do Nordeste (Figura 2).

Para Matos (1992), as bacias intracontinentais Neocomianas do Nordeste brasileiro correspondem a um sistema de riftes abortados, agregados pela separação da América do Sul e da África, que ocorreu de sul para norte.

De acordo com Carvalho (2000), as Bacias Interiores representam parte de um sistema de riftes desenvolvidos ao longo de zonas de falhas no embasamento Pré-Cambriano, e que teriam continuidade na África. Assim, tanto no continente Sulamericano, quanto no Africano, existem vestígios da separação destes dois continentes. Estas bacias estão situadas ao norte do Lineamento Pernambuco e entre as bacias Tucano, Jatobá, Parnaíba e Potiguar (Figura 2).

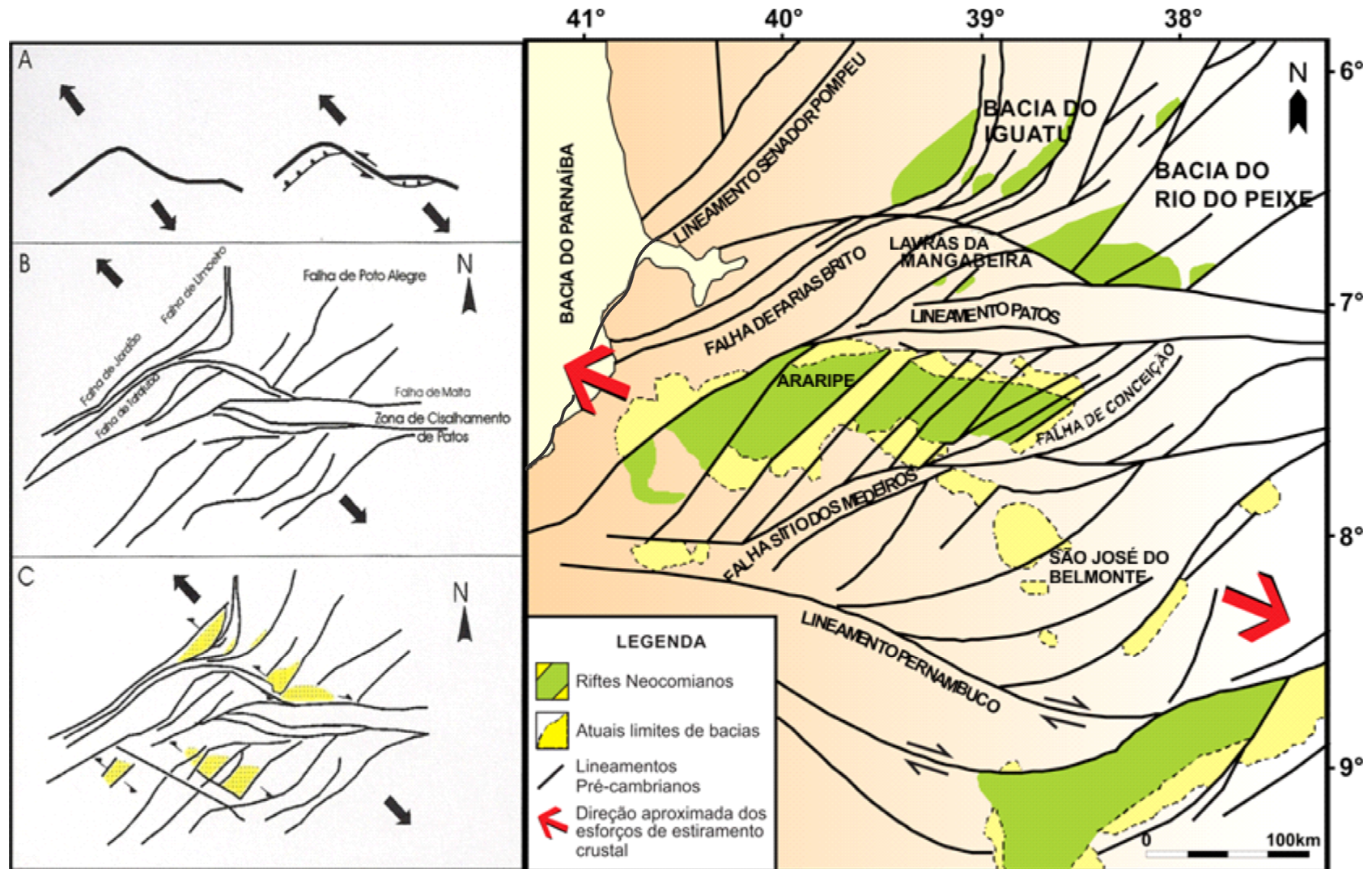
Beurlen (1971) considerou as Bacias Interiores como sendo fragmentos de uma única grande bacia. Este autor acreditava que devem ser procuradas suas extensões com as verdadeiras bacias, como as do Recôncavo, Tucano, Jatobá, Parnaíba e Potiguar, de onde as sequências cratônicas nelas contidas são originárias.

Cordani et al. (1984) consideram as Bacias Interiores do Nordeste brasileiro como sendo fragmentos de uma única bacia interior. Contudo, suas estratigrafias são particulares, indicando histórias geológicas distintas.

Conforme Crepani (1987), essas bacias são frações de uma cobertura mais extensa, aprisionadas em falhas do embasamento, provavelmente reativadas em dois períodos: logo após o Devoniano e no Jurássico-Cretáceo.

Ponte et al. (1991) consideram estas bacias como sendo um conjunto de remanescentes de bacias sedimentares que tiveram origem a partir do preenchimento de depressões geradas pelo evento que separou os continentes Africano e Sulamericano.





**Figura 2** -Tectônica da Bacia do Araripe. A figura à esquerda mostra: A) Modelo da extensão NW-SE de falhas nas bacias (Matos, 1992); B) Centro tectônico pré-rifte; C) Distribuição dos riftes e cenário tectônico. A figura à direita corresponde a um mapa das bacias sedimentares do interior do Nordeste oriental. As setas indicam direções de esforços tensionais, provocando rifteamento no Eocretáceo. Fonte: Modificada de Ponte & Ponte Filho (1996).

De modo geral, as Bacias Interiores do Nordeste do Brasil apresentam grandes semelhanças, tanto quanto à evolução tectônica e à história de preenchimento sedimentar. Provavelmente estas semelhanças devem-se à origem comum, resultante da quebra do Gondwana no início do Cretáceo.

Na história evolutiva dessas bacias, Chang et al. (1988), Matos (1992, 1999) reconheceram três estágios principais de rifteamento denominados Sin-Rifte I, II e III (Figura 3). A caracterização destes três estágios baseia-se em diferentes estilos estruturais, dinâmica de rifteamento e variações estratigráficas no registro sedimentar.

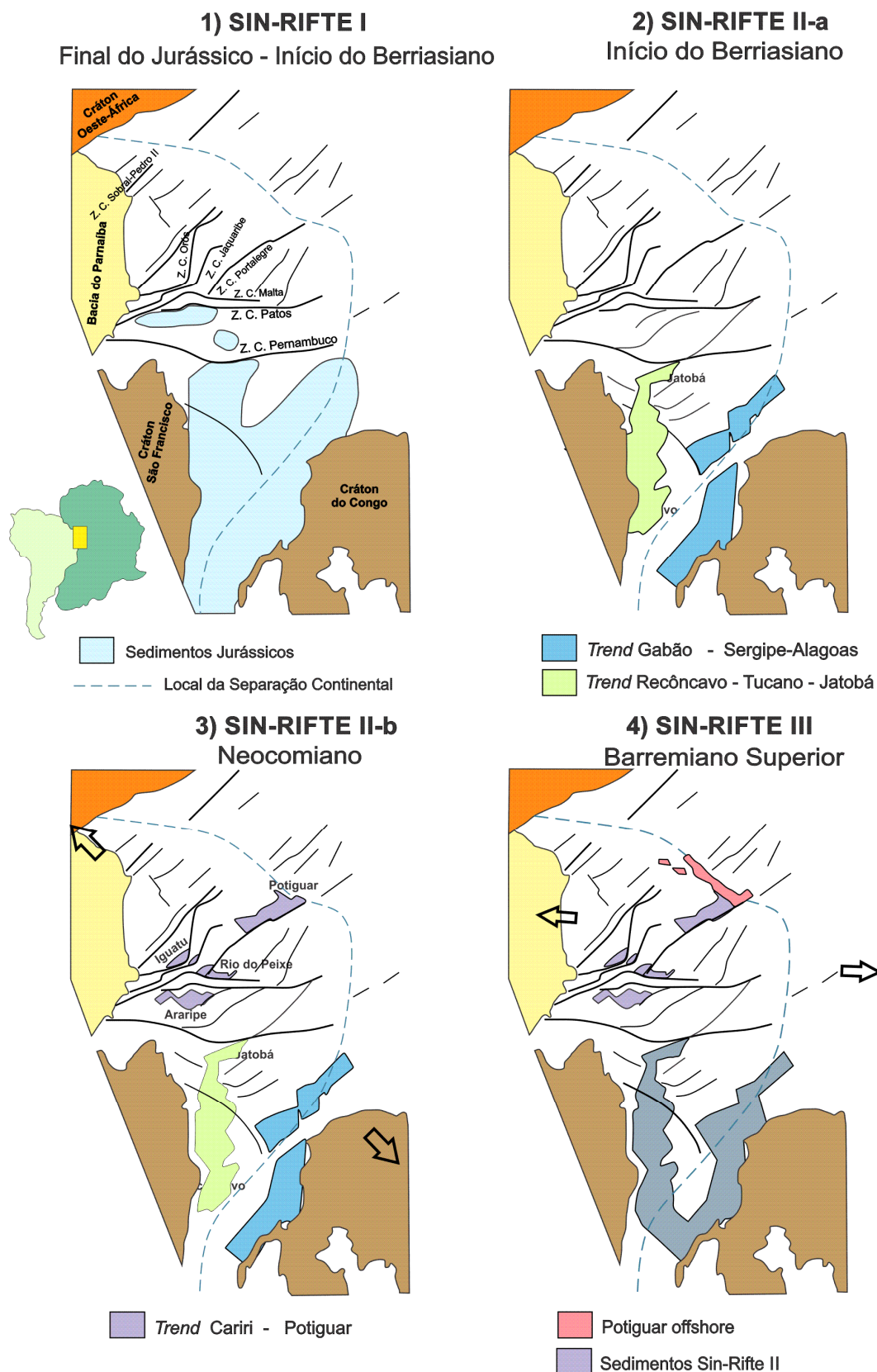
O estágio Sin-Rifte I (Jurássico Superior), também conhecido como Sequência Pré-Rifte, representa o início da deformação distensional. É composto por depósitos siliciclásticos de leques aluviais e fluviais, com sedimentos eólicos e evaporitos associados, em ampla e rasa depressão, podendo ser observadas nas bacias do Recôncavo, Tucano, Jatobá, Sergipe, Alagoas e do Araripe.

Já o estágio Sin-Rifte II, este teria ocorrido no Eobarremiano-Neocomiano, caracterizando-se pela geração da maioria dos riftes, além de três direções principais de abertura: Recôncavo-Tucano-Jatobá, Gabão-Sergipe-Alagoas e Cariri-Potiguar, que são bacias do tipo rifte controladas por falhas normais de direção NE-SW e separadas por altos internos do embasamento. Este estágio é o mais importante, pois representa um período de intenso rifteamento, originando *semigrabens*.

O terceiro estágio, Sin-Rifte III, caracteriza-se por um período de maior taxa de subsidência no eixo Sergipe e Alagoas (CHANG et al., 1998; MATOS, 1992, 1999).

Ponte e Appi (1990), Ponte e Ponte Filho (1996) e Assine (2007) propuseram cinco sequências tectonossedimentares, denominadas de maneira geral como: Sequência Beta, a qual corresponde ao Estágio de Sinéclise, que por sua vez está relacionado à formação de suaves depressões ocorridas sob condições de estabilidade tectônica do Cráton Brasileiro, durante o Paleozoico; Sequência Pré-Rifte, correspondente ao estágio Sin-Rifte I de Chang et al. (1988), a qual caracteriza-se por um período de estiramento crustal anterior ao rompimento, com subsidência regional que favoreceu a acumulação de sedimentos, principalmente de origem flúvio-lacustre; Sequência Sin-Rifte, idêntica ao Sin-Rifte II dos autores supracitados; Sequência Pós-Rifte, equivalente ao Sin-Rifte III de Chang et al. (1988); e Sequência Beta (Cenozoico).

Com relação à Bacia do Parnaíba, sua origem e evolução estão relacionadas à formação da Plataforma Sulamericana, onde eventos deformacionais geraram inúmeras estruturas que após o Ciclo Brasileiro-Panafricano funcionaram como linhas de fraquezas para reativações (CAPUTO et al., 2006).



**Figura 3** - História da tectônica de reconstrução do Nordeste do Brasil e Oeste da África durante quatro estágios tectônicos: A) Sin-Rifte I – ocorreu o desenvolvimento da Depressão Afro-Brasileira; B) Sin-Rifte IIa – iniciou-se o faturamento dos *trends* Recôncavo, Tucano e Jatobá e Gabão-Sergipe-Alagoas; C) Sin-Rifte IIb – ocorreu o desenvolvimento do *trend* Cariri-Potiguar; e D) Sin-Rifte III – ocorreu a deformação na Província Borborema e na Plataforma da Nigéria (África), com maior taxa de subsidência no eixo Sergipe e Alagoas. Fonte: Modificada de Oliveira (2008).

Com o Supercontinente Gondwana já formado, no Paleozoico, instalou-se a Sinéclise da Bacia do Parnaíba, cuja área de sedimentação expandiu sobre a Província Borborema. Considerada do tipo Sinéclise Interior Continental, a Bacia do Parnaíba encontra-se inserida na Plataforma Sulamericana, mais precisamente na Província Estrutural do Parnaíba, sobre um embasamento cristalino cratonizado após o término do evento Brasileiro (cerca de 500 Ma). Seu desenvolvimento tectonossedimentar é atribuído à estruturação precursora relacionada aos pulsos termais do Ciclo Brasileiro, responsáveis pela formação de *grabens* distribuídos por toda a bacia (SANTOS et al., 2007).

De acordo com Costa et al. (1991), dois eventos tectônicos extensionais afetaram a evolução da Bacia do Parnaíba em idades distintas e com registros diferenciados: o primeiro evento, que teve início no Ordoviciano, possui distensão de direção NW-SE, representado por falhas transcorrentes e falhas normais associadas; o segundo evento, com distensão de direção ENE-WSW teve início no Jurássico e desenvolveu falhas transcorrentes de direção NW-SE. Durante o Paleozoico eventos tectônicos reativaram antigas zonas de fraqueza, formando *horst* e *grabens*, condicionando a deposição de sedimentos até o Triássico (ARAÚJO, 2001).

Na Sinéclise do Parnaíba, a sedimentação começou entre o Neo-Ordoviciano e o Eo-Siluriano, com os sedimentos terrígenos do Grupo Serra Grande. De acordo com Ponte e Ponte Filho (1996), essa cobertura extravasou, e muito, os limites da sinéclise, espraiando-se por extensas áreas da Província Borborema, e até do Cráton do São Francisco.

## 2.2 EMBASAMENTO

As bacias estudadas, com exceção da Bacia do Parnaíba, estão sobre o embasamento Pré-Cambriano da Província Borborema, região definida por Almeida et al. (1977), situada no Nordeste do Brasil, que estende-se desde o norte do Ceará, até o norte de Sergipe, limitando-se, a sul, com o Cráton São Francisco; a oeste, com a Bacia do Parnaíba; e a norte e leste, pela Margem Continental Brasileira.

A Província Borborema corresponde a uma entidade geotectônica de grande expressão regional (cerca de 450.000 Km<sup>2</sup>), bastante afetada pela Orogênese Brasileira (ALMEIDA et al., 1977), pertencendo a uma extensa faixa orogênica (parte central do cinturão orogênico Pan-Africano-Brasileiro) que teve origem a partir de uma colisão entre os crátons do Oeste Africano/São Luís e São Francisco/Congo-Kasai. Estes crátons, por sua vez, constituíam massas continentais consolidadas no Pré-Cambriano. Segundo Mabessone (2002), existe uma continuação dessa província dentro da África.



O arcabouço tectônico da Província Borborema foi descrito por Brito Neves (1975) e Almeida et al. (1976), como sendo um conjunto de maciços e sistema de dobramentos estruturados durante a Orogênese Brasileira (aproximadamente 0.6 Ga), no final do Neoproterozoico. Entretanto, para Jardim de Sá et al. (1992), Jardim de Sá (1994), Santos (1996) e Santos et al. (2000), a evolução da referida província é resultado de orogênese e da superposição de mais de uma orogênese ao longo do tempo, com aglutinação de terrenos alóctones de origem diferentes, separados por grandes zonas de cisalhamento.

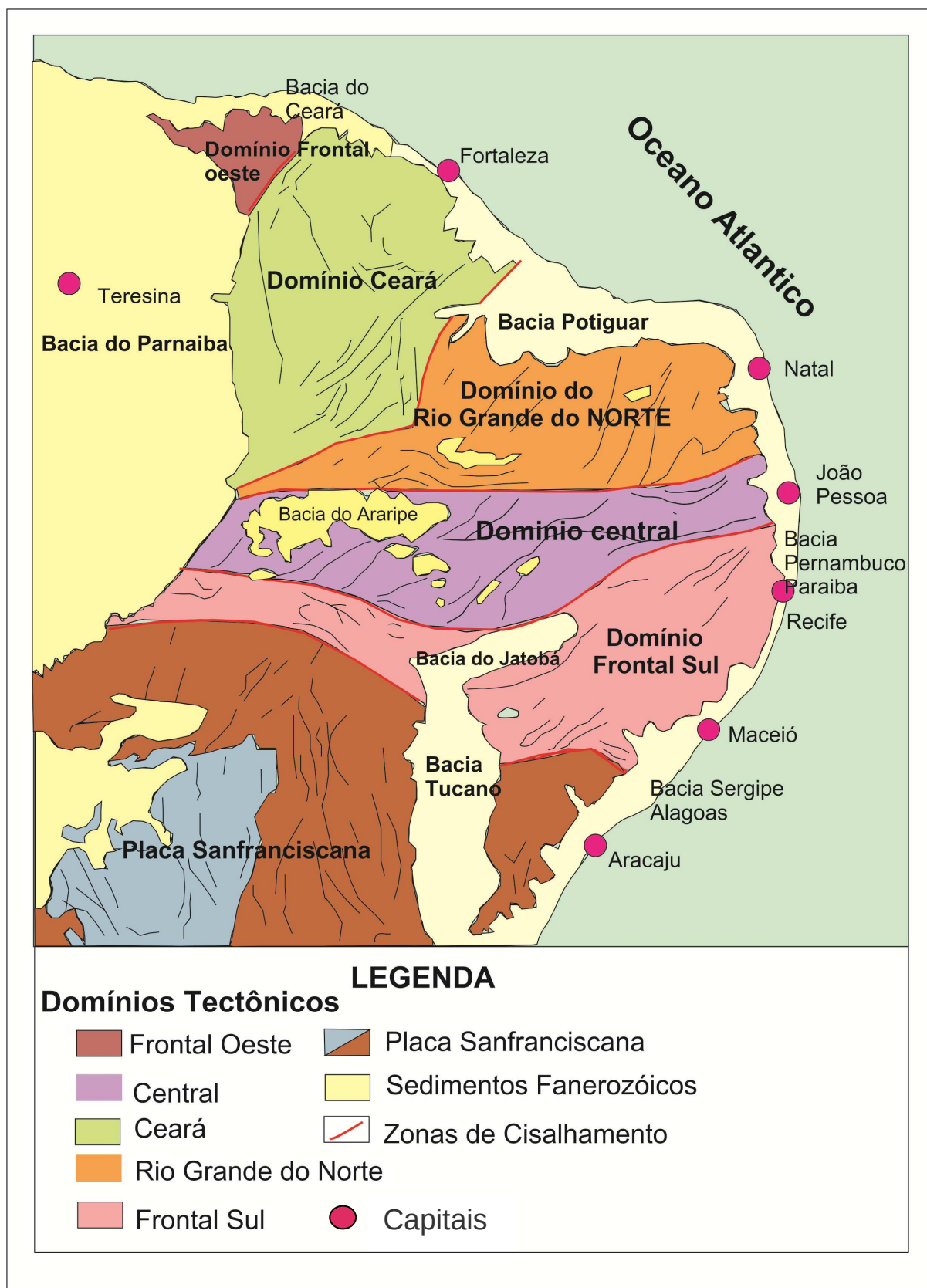
Esta Província constitui-se de faixas de supracrustais dispersas num terreno gnáissico-migmatítico, com *trends* estruturais a norte e sul das Zonas de Cisalhamento E-W de Pernambuco e Paraíba (JARDIM DE SÁ et al., 1984). A atuação de fenômenos termiais, tectônicos e magmáticos, além de ter sido bastante intensa, no Neoproterozoico, estendeu-se até o Cambro-Ordoviciano (SILVA JÚNIOR, 1997).

Em linhas gerais, o embasamento da Província da Borborema consiste de terrenos de idade arqueana a paleoproterozoica, compostos por uma associação de gnaisses, migmatitos e granitos, sobre os quais encontram-se faixas de coberturas metassedimentares, como quartzitos, filitos, ardósias, micaxistos, paragnaisses e outras rochas de metamorfismo de baixo e alto grau, além de rochas metavulcanossedimentares. Há também, depósitos paleozoicos e pequenos riftes mesozoicos relacionados às bacias da margem continental, bem como, algumas bacias intracontinentais, como as do Araripe, São José do Belmonte, Lavras da Mangabeira, entre outras.

A Província Borborema possui um arcabouço estrutural complexo, é toda segmentada por extensas zonas de cisalhamento transcorrentes, instaladas durante o Ciclo Brasileiro, que atravessam uma região de intensos dobramentos e intrusões de batólitos ígneos, em sua maioria granitoides (PONTE E PONTE FILHO, 1996; ANTUNES et al., 2004). Tais estruturas foram utilizadas por vários pesquisadores (BRITO NEVES, 1975; CABY et al., 1991; VAN SCHMUS et al., 1995; SANTOS e MEDEIROS, 1999; SANTOS, 2000), para dividir a Província Borborema em domínios e terrenos tectonoestratigráficos.

A maioria dos pesquisadores aceita a divisão da Província Borborema em cinco grandes domínios tectônicos (Figura 4): (i) Domínio Ceará; (ii) Domínio Médio Coreau; (iii) Domínio do Rio Grande do Norte; (iv) Domínio da Zona Transversal ou Central; e (v) Domínio Sul ou externo, sendo cada domínio constituído por vários terrenos diferenciados por parâmetros litoestratigráficos, estruturais, geocronológicos e geofísicos (OLIVEIRA, 2008; BRITO NEVES et al., 2000).

É importante ressaltar que as bacias selecionadas para o presente estudo encontram-se sobre os domínios da Zona Transversal, Rio Grande do Norte e Sul, além da Sinéclise Paleozoica da Bacia do Parnaíba (segue um resumo desses domínios).



**Figura 4** - Divisão da Província Borborema em domínios tectônicos, bem como, sua distribuição. Fonte: Modificada de Oliveira (2008).

## **Domínio da Zona Transversal ou Central**

O Domínio da Zona Transversal corresponde a uma extensa faixa, localizado na parte central da Província Borborema, onde ocorrem falhas orientadas na direção geral leste-oeste, alongando-se desde o litoral do Estado de Pernambuco, até parte leste do Estado do Piauí. Limita-se a norte pela Zona de Cisalhamento Paraíba, e a sul, pela Zona de Cisalhamento Pernambuco.

De acordo com Alcântara (2008), a Zona Transversal caracteriza-se por dispor de outras zonas de cisalhamento de direção NE-SW. Este domínio também é caracterizado por intenso plutonismo granitóide (MEDEIROS, 2004).

Santos e Medeiros (1997); Santos e Medeiros (1999); e Brito Neves et al. (2000), subdividiram o Domínio Central em quatro terrenos tectonoestratigráficos: Terreno Rio Capibaribe; Terreno Alto Mocotó; Terreno Papel; e Terreno Piancó Alto Brígida ou Faixa Cachoeirinha.

As bacias do Araripe e São José do Belmonte implantaram-se neste domínio, especificamente, no Terreno Piancó-Alto Brígida. Embora quase toda Bacia de São José do Belmonte esteja sobre o Terreno Piancó-Alto Brígida, uma pequena parte, a sudeste desta bacia, encontra-se também, sobre o Terreno Alto Pajeú. Estes Terrenos (Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú) constituem a porção oeste e centro-oeste (respectivamente) do Domínio da Zona Transversal.

Segundo Medeiros (2004), o Terreno Piancó-Alto Brígida compreende supracrustais neoproterozoicas do Grupo Cachoeirinha (formações Santana dos Garrotes e Serra d'Água) e uma sequência metavulcanossedimentar (principalmente metassedimentar) intrudida por plútons brasileiros (granodioritos e granitos, álcali-feldspato sienitos e, raramente, gabros e dioritos).

O Terreno Alto Pajeú constitui a região tipo do Evento Cariris Velhos, tendo como principal unidade o Grupo São Caetano, formado por rochas metassedimentares intercaladas com rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas (MEDEIROS, 2004).

## **Domínio Rio Grande do Norte**

O Domínio Rio Grande do Norte compreende, de leste para oeste, os terrenos São José do Campestre, Seridó e Rio Piranhas, além do Terreno Granjeiro, mais a sul. Este domínio é limitado, a oeste, pela Zona de Cisalhamento Portalegre; a norte, pela Bacia Potiguar; a leste, pelas bacias Pernambuco e Paraíba; e, a sul, pelo Lineamento Paraíba (SILVA, 2009).

O domínio subdivide-se nos seguintes terrenos: Jaguaribe, Rio Piranhas (embasamento da Faixa Seridó) e São José do Campestre (BRITO NEVES et al., 2000), além do Terreno Granjeiro, mais ao sul. Ressalta-se ainda que, a Bacia de Lavras da Mangabeira, situada neste domínio, encontra-se sobre o Terreno Rio Piranhas (sobre a Faixa Seridó).

O embasamento da Faixa Seridó foi denominado por Brito Neves (1975) como Maciço Rio Piranhas e, por Jardim de Sá (1978, 1994), como Complexo Caicó. O embasamento da referida faixa é constituído por uma sequência de rochas metavulcanossedimentares que inclui rochas metassedimentares grauváquicas e psamíticas, englobando gnaisses diversos, metavulcanoclásticas básicas, andesíticas e anfibolíticas, além de intrusões de rochas plutônicas graníticas correspondentes a granitoides (JARDIM de SÁ, 1981).

Conforme Silveira (2006), a estratigrafia do Domínio ou Faixa Seridó é definida por um Complexo Gnáissico-Migmatítico Paleoproterozoico, alternado por áreas dominadas por maciços formados por rochas metaplutônicas (maciços Rio Piranhas e São José de Campestre).

O Terreno São José do Campestre inclui a mais antiga crosta da Plataforma Sul-Americana, o núcleo arqueano de Bom Jesus, com rochas datadas de até 3,4 Ga (FERREIRA e SANTOS, 2000).

De acordo com Caby et al. (1991), o embasamento do domínio pertencente ao Estado do Ceará é composto por paragneisses e xistos e, em menor quantidade, por ortogneisses tonalíticos a granodioríticos, a maior parte tendo sido submetida à migmatização, que atingiu diversos estágios.

## **Domínio Sul**

Este domínio limita-se a norte, pela Zona de Cisalhamento Pernambuco, e a sul, pelo Cráton São Francisco. O Domínio Sul foi subdividido por Brito Neves et al. (2000) em três porções: Terreno Riacho do Pontal, Terreno Sergipano e Terreno Rio Preto. Neste domínio encontra-se o Terreno Pernambuco-Alagoas de Santos e Medeiros (1999) e Santos (2000). Este terreno subdivide-se nos complexos Cabrobó e Belém de São Francisco (DELGADO et al., 2003). O Complexo Cabrobó agrupa duas sequências: uma metassedimentar, e outra metavulcânica. Já o Complexo Belém do São Francisco, este reúne ortogneisses graníticos-tonalíticos e migmatizados.

Segundo Alcantara (2008), o Terreno Pernambuco-Alagoas – considerado pela referida autora como Domínio Pernambuco-Alagoas – é composto principalmente por sedimentos migmatizados, migmatitos graníticos e batólitos granodioríticos.



## 2.3 Bacia do Parnaíba

Esta bacia está inserida na Província Estrutural Parnaíba, localizada a oeste da Província Borborema, abrangendo parte dos estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, e Ceará. No entanto, no Piauí, a Zona Transversal é recoberta por estratos sedimentares paleozoicos desta bacia (PONTE e PONTE FILHO, 1996; OLIVEIRA, 2008).

Os limites com o embasamento são efetuados, ao norte, pelo Cráton do São Luís; a oeste, pelo Cráton do Amazonas, pela Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia e pelo Maciço de Goiás; ao sul, pela Faixa de Dobramentos Brasília; e, a leste, pelo Cráton do São Francisco e pela Faixa de Dobramentos Nordeste (SANTOS e CARVALHO, 2009).

A Bacia do Parnaíba está sobreposta a um embasamento cristalino cratonizado após o término do evento Brasileiro, datado do final do Proterozoico e início do Cambriano, constituído pela colagem dos crátons São Luís-Oeste Africano, Amazônico e do São Francisco, além das faixas de dobramento Tocantins-Araguaia, Gurupi e Rio Preto (PINHEIRO, 2011). Nesta bacia, o Grupo Serra Grande assenta-se ao longo de um segmento da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasileiro). O limite da bacia a norte é definido por uma feição flexural positiva relacionada com a abertura do Atlântico Equatorial (OLIVEIRA, 2008).

De acordo com Vaz et al. (2007), por correlação com os litotipos existentes nas faixas de dobramentos, maciço medianos e outras entidades complexas situadas nas bordas ou proximidades da Bacia do Parnaíba, se deduz que o substrato dessa bacia é constituído de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, cujas idades abrangem um longo intervalo – do Arqueano ao Ordoviciano; porém é possível que predominem rochas formadas entre o final do Proterozoico e o início do Paleozoico, que corresponde ao tempo de consolidação dessa plataforma.

### 2.3.1 Arcabouço Estrutural

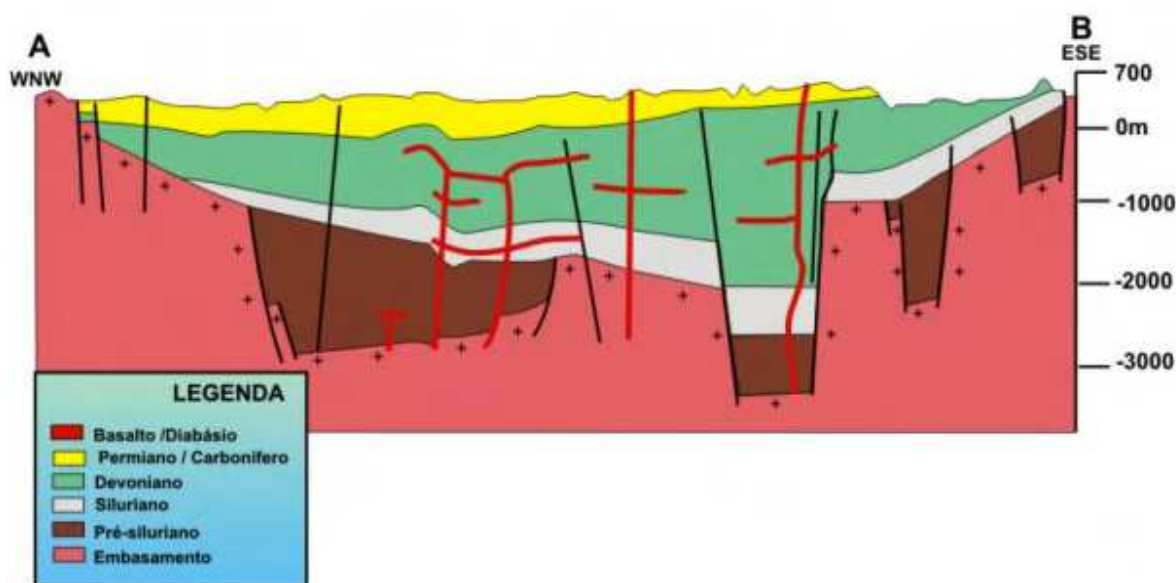
A compartimentação estrutural da Bacia do Parnaíba é feita pelo Arco do Tocantins localizado a noroeste, separando-a das bacias de Marajó e Médio Amazonas; pelo Arco Ferrer-Urbano Santos, que a separa das bacias de São Luís e Barreirinha, na margem continental; e pelo Arco de São Francisco situado a sul e sudeste, separando-a da Bacia Sanfranciscana (SILVA et al., 2003; SANTOS e CARVALHO, 2009) (Figura 5).

Esta bacia é do tipo Intracratônica ou Sinéclise, implantada sobre os riftes Cambro-Ordovicianos de Jaibaras, Jaguarapi, Cococi/Rio Jucá, São Julião e São Raimundo Nonato (BRITO NEVES, 1998), situados na Província da Borborema, gerados num sistema de riftes do final do Proterozoico e início do Paleozoico (VAZ et al., 2007).

Segundo Milani e Thomaz Filho (2000), as maiores estruturas da bacia são as seguintes feições morfoestruturais: Lineamentos Marajó-Parnaíba, Zona de Falha Transbrasiliana e Picos-Santa Inês.

A Zona de Falha Transbrasiliana é a mais proeminente, atravessando toda a porção nordeste e sudeste da bacia. As fraturas e falhas mais importantes herdadas do embasamento foram importantes tanto na fase inicial da bacia, assim como em sua evolução, pois controlaram as direções dos eixos deposicionais até o Eocarbonífero. Do Neocarbonífero até o Jurássico, os depocentros deslocaram-se para a parte central da bacia, a sedimentação passou a ter um padrão concêntrico e a forma externa da bacia tornou-se ovalada, típica de uma sinéclise interior.

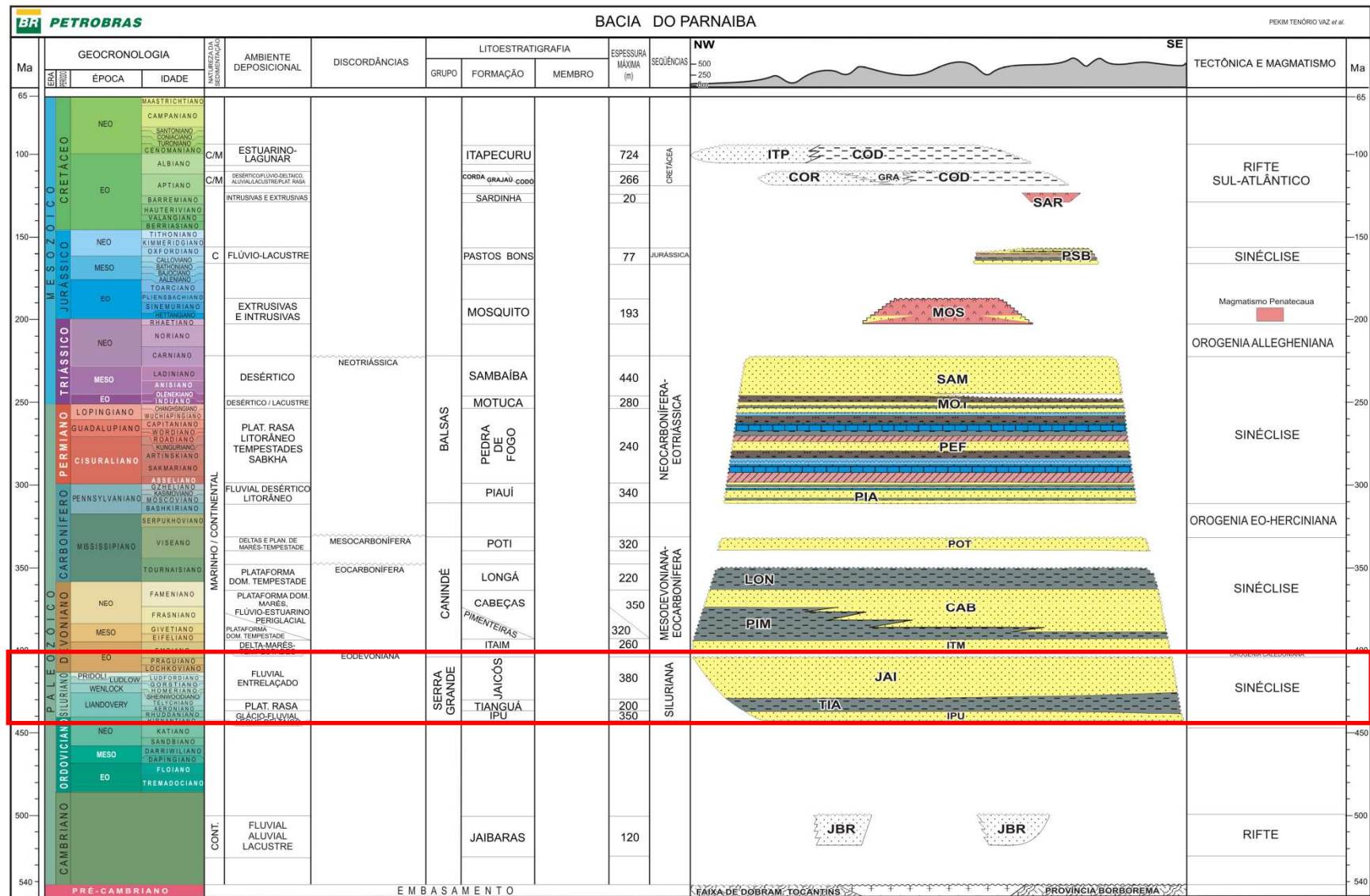
O desenvolvimento tectonossedimentar da Bacia do Parnaíba é atribuído à estruturação precursora relacionada aos pulsos termais do Ciclo Brasileiro (cerca de 500 Ma.), responsável pela formação de *grabens* (SANTOS, 2005), distribuídos por toda a bacia, com eixos orientados de nordeste a norte (Figura 5).



**Figura 5** - Seção geológica (A-B) esquemática da Bacia Parnaíba Fonte: Modificado de Góes et al. (1994).

### 2.3.2 Arcabouço Estratigráfico

Trabalhos de caráter estratigráfico vêm sendo desenvolvidos na Bacia do Parnaíba há décadas, por diversos pesquisadores, como Small (1914); Caputo e Lima (1984); Góes e Feijó (1994); Vaz et al. (2007); entre outros. Assim, neste trabalho, adota-se a coluna estratigráfica de Vaz et al. (2007), que sugere uma relação de cinco supersequências deposicionais, que ocorre do Siluriano até o Cretáceo (Figura 6):



- (i) Sequência Siluriana (ciclo transgressivo-regressivo) – é representada pelo Grupo Serra Grande. Este grupo é composto pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós;
- (ii) Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera – abrange o Grupo Canindé, o qual é constituído pelas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti;
- (iii) Sequência Neocarbonífera-Eotriássica – engloba o Grupo Balsas, composto pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba;
- (iv) Sequência Jurássica – composta pela Formação Pastos Bons; e
- (v) Sequência Cretácea – constituída pelas formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru.

As formações Ipu e Jaicós, alvos deste estudo, compõem o Grupo Serra Grande, cuja idade corresponde aos períodos Ordoviciano-Siluriano. As rochas deste grupo estão assentadas diretamente sobre rochas proterozoicas ou sobre depósitos cambrianos. Em superfície, ocorre praticamente em quase toda extensão da bacia.

A Formação Ipu, com uma espessura de 350 metros, é constituída por arenitos com seixos; conglomerados com matriz areno-argilosa, matacões de quartzo e quartzito; e arenitos finos a grossos, que caracterizam grande variedade de ambientes deposicionais, de glacial proximal e glacio-fluvial, a leques e frentes deltaicas. Nos psamitos, predominam as cores branca ou cinza/creme claro, sendo maciços ou com estratificação cruzada. A Formação Ipu é a unidade mais antiga do grupo, pertencendo ao período Ordoviciano-Siluriano (CAPUTO, 1984).

A Formação Tianguá, com espessura de 200 metros, é constituída por folhelhos cinza escuros, bioturbados, sideríticos e carbonáticos; por arenitos cinza claro, finos a médios, feldspáticos; e por intercalações de siltitos e folhelhos cinza escuro, bioturbados e micáceos. Seus contatos com as camadas das formações Ipu (sotoposta) e Jaicós (sobreposta) são concordantes (CAPUTO, 1984). Segundo Góes et al. (1990), os folhelhos cinza escuros bioturbados foram depositados em ambiente de plataforma rasa, e representam a superfície de inundação máxima.

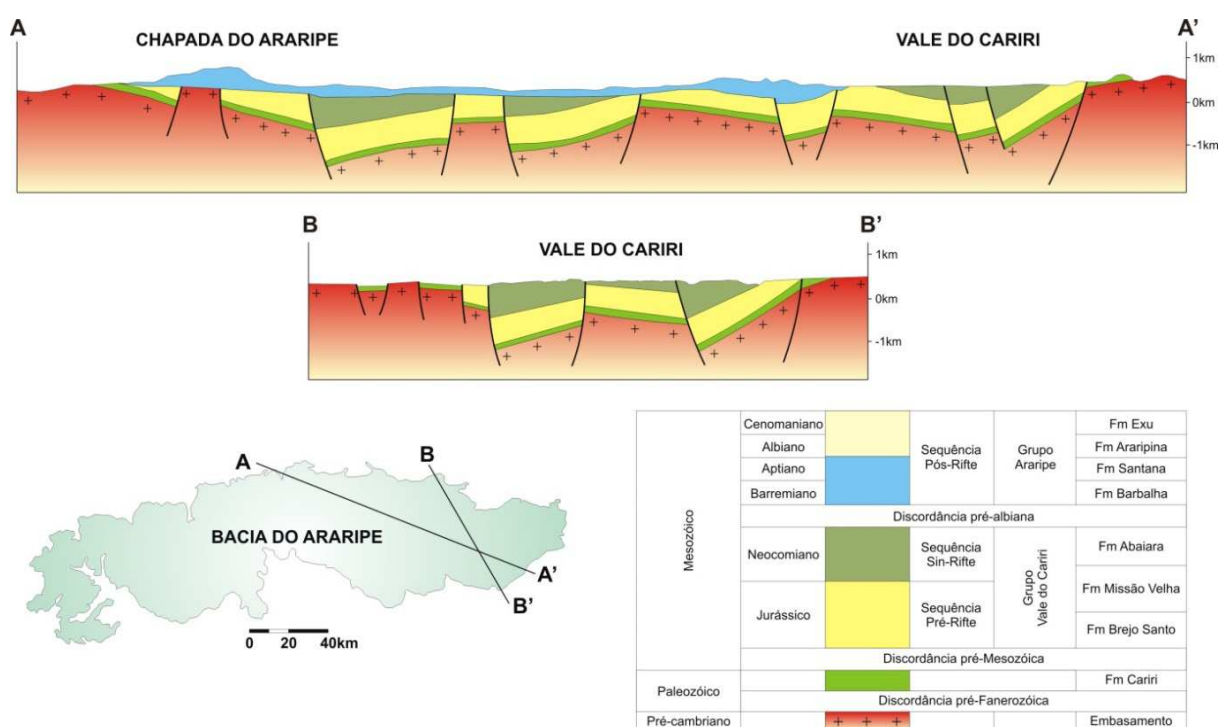
A Formação Jaicós, com espessura de 380 metros, corresponde ao intervalo regressivo da Sequência Siluriana. Esta formação é constituída de arenitos cinza com tonalidades claras, creme ou amarronzada, grossos, contendo seixos angulares a subangulares, pobremente selecionados, friáveis, maciço ou com estratificação cruzada ou lenticular (CAPUTO, 1984), depositados em sistemas fluviais entrelaçados (GÓES e FEIJÓ, 1994). Para Góes et al. (1990), o término da sedimentação do Grupo Serra Grande é marcada pela Orogenia Caledoniana.

## 2.4 Bacia do Araripe

### 2.4.1 Arcabouço Estrutural

Estruturalmente, a Bacia do Araripe está localizada na Zona Transversal da Província Borborema (extremidade ocidental), é delimitada, a norte, pelo Lineamento Paraíba; a sul, pela Falha Sítio dos Moreiras; a leste, pela Falha de Conceição e, a noroeste, pela Falha de Farias Brito (ALMEIDA et al., 1977). Esta bacia é formada por uma série de blocos falhados formando *grabens* e *horsts* recobertos por sedimentos (Figura 7), produzidos pelo evento de rifteamento Eocretáceo. Estas feições foram descobertas pelos trabalhos gravimétricos de Rand e Manso (1984).

A Bacia do Araripe é formada por duas Sub-bacias: Sub-bacia Leste, ou Sub-bacia do Cariri, e Sub-bacia Oeste, ou Sub-bacia de Feitoria ou Serrolândia, separadas por um alto estrutural denominado *Horst* de Dom Leme (PONTE e PONTE FILHO, 1996).



**Figura 7** - Arcabouço estrutural apresentando a configuração geométrica da Bacia do Araripe. Modificada de Ponte (1990).

Segundo Ponte e Ponte Filho (1996), nas duas Sub-bacias (Cariri e Feitoria) os falhamentos apresentam três orientações preferenciais: NE-SW, L-W e NW-SE. O conjunto de falhas de direção NE-SW segue as estruturas do embasamento, sendo responsável pelos limites das Sub-bacias e pelos seus blocos estruturais internos (*horst* e *grabens*), constituídos por falhas normais paralelas à orientação principal da trama estrutural do



embasamento; incluem-se, nesse conjunto, as falhas de Serrolândia, de Dom Leme, do Crato e de Barbalha.

O conjunto de falhas de direção E-W também concorda com as estruturas do embasamento, seguindo as direções estruturais dos Lineamentos Paraíba e Pernambuco, limitando as bordas norte e sul da bacia; incluem-se nesse conjunto, a Falha de Barro, que constitui parte do ramo principal do Lineamento Pernambuco. Já as falhas de direção NW-SE, embora menos frequentes, atuaram como falhas de transferência durante o processo de rifteamento; incluem-se nesse conjunto, as falhas de Missão Velha e Porteirias (PONTE e PONTE FILHO, 1996).

A Sub-bacia Cariri, estudada nesse trabalho, é limitada a oeste, pelo Alto de Dom Leme e pela Falha do Crato; a sul, encontra-se coberta por depósitos sub-horizontais da Sequência Pós-Rifte. Internamente, é constituída por um conjunto de quatro *grabens* colaterais, assimétricos, com direção NE, separado por *horsts* que formam cristas intrabaciais, limitadas por falhas normais planares. Os *grabens* unitários são denominados de Crato-Juazeiro, Missão Velha, Jenipapeiro e Serrote das Cacimbas-Palestina. Já os *horsts* interpostos são intitulados como Barbalha, Abaiara e Brejo Santo-Mauriti (PONTE e PONTE FILHO, 1996).

A Sub-bacia de Feitoria limita-se, a leste, pelo Alto de Dom Leme, a oeste, pela Plataforma de Araripina e pela Falha de Serrolândia. Sua geometria interna parece ser formada por dois *grabens* assimétricos (PONTE e PONTE FILHO, 1996).

#### 2.4.2 Arcabouço Estratigráfico

São muitos os trabalhos realizados na Bacia do Araripe relacionados à estratigrafia e paleontologia. A primeira divisão estratigráfica realizada nesta bacia ocorreu em 1913, com o trabalho de Small. Posteriormente, surgiram novas tentativas de subdivisão estratigráfica, feitas por Beurlen (1962, 1971), Gaspary e Anjos (1964), Braun (1966), Ponte e Appi (1990), Assine (1990, 1992, 2007), Ponte e Ponte Filho (1996), Neumann (1999), Valença et al. (2003), entre outros trabalhos importantes.

De acordo com os trabalhos de Ponte e Appi (1990), Assine (1992) e Ponte e Ponte Filho (1996), a Bacia do Araripe pode ser subdividida em sequências limitadas por discordâncias regionais que retratam diferentes estágios tectônicos da bacia.

No presente trabalho, a estratigrafia da bacia em apreço será descrita e discutida com base nos trabalhos de Ponte e Ponte Filho (1996) e Assine (2007). Ainda, é importante ressaltar que neste trabalho adota-se a nomenclatura Formação Cariri, proposta por Beurlen (1962) e reiterada por Assine (2007) ((Figura 8).

Analisando a sucessão sedimentar da Bacia do Araripe, Assine (2007) identificou quatro grandes unidades limitadas por discordâncias:

- (i) Sequência Paleozoica (corresponde à tectonossequência Beta de Ponte e Ponte Filho (1996), de provável idade Siluriana, representada exclusivamente pela Formação Cariri, a qual encontra-se sobreposta ao embasamento Pré-Cambriano ao longo da Discordância Pré-Fanerozoica;
- (ii) Sequência Pré-Rifte, de idade Neojurássica, composta pelas formações Brejo Santo e Missão Velha, limitada na base pela Discordância Pré-Neojurássica;
- (iii) Sequência Rifte, de idade Neocomiana, correspondente à Formação Abaiara, limitada na base pela Discordância Pré-Neocomiana e, no topo, pela Discordância Pré-Aptiana;
- (iv) Sequência Pós-Rifte, que ainda pode ser subdividida em duas sequências: 1- Pós-Rifte I, de idade Aptiana-Albiana, composta pelas formações Barbalha ou Rio da Batateira, e Santana; e 2- Pós-Rifte II, equivalente às formações Araripina ou Arajara, e Exu.

O preenchimento da bacia é composto essencialmente por siliciclásticos, com empilhamento estratigráfico mostrando afinamento textural em direção ao topo.

A Sequência Paleozoica (correspondente à tectonossequência Beta) representa o primeiro ciclo deposicional nas bacias intracratônicas sob condições ortoplateformais, quando a plataforma brasileira encontrava-se consolidada e estabilizada. Esta sequência registra um ciclo transgressivo-regressivo completo e, na Bacia do Araripe, é representada exclusivamente pela Formação Cariri.

O ciclo é caracterizado por depósitos continentais na parte basal, passando a lagunares, culminando, no topo, com depósitos de planície de maré, relacionados com a transgressão siluriana, que progredia de oeste para leste, nas bacias do Paraná, Amazonas e, provavelmente, de norte para sul, na Bacia do Parnaíba (HARRINGTON, 1962).

O Estágio de Sinéclise (Sequência Paleozoica), de modo geral, corresponde às sucessões sedimentares relacionadas ao preenchimento de grandes depressões, associadas às bacias intracratônicas.



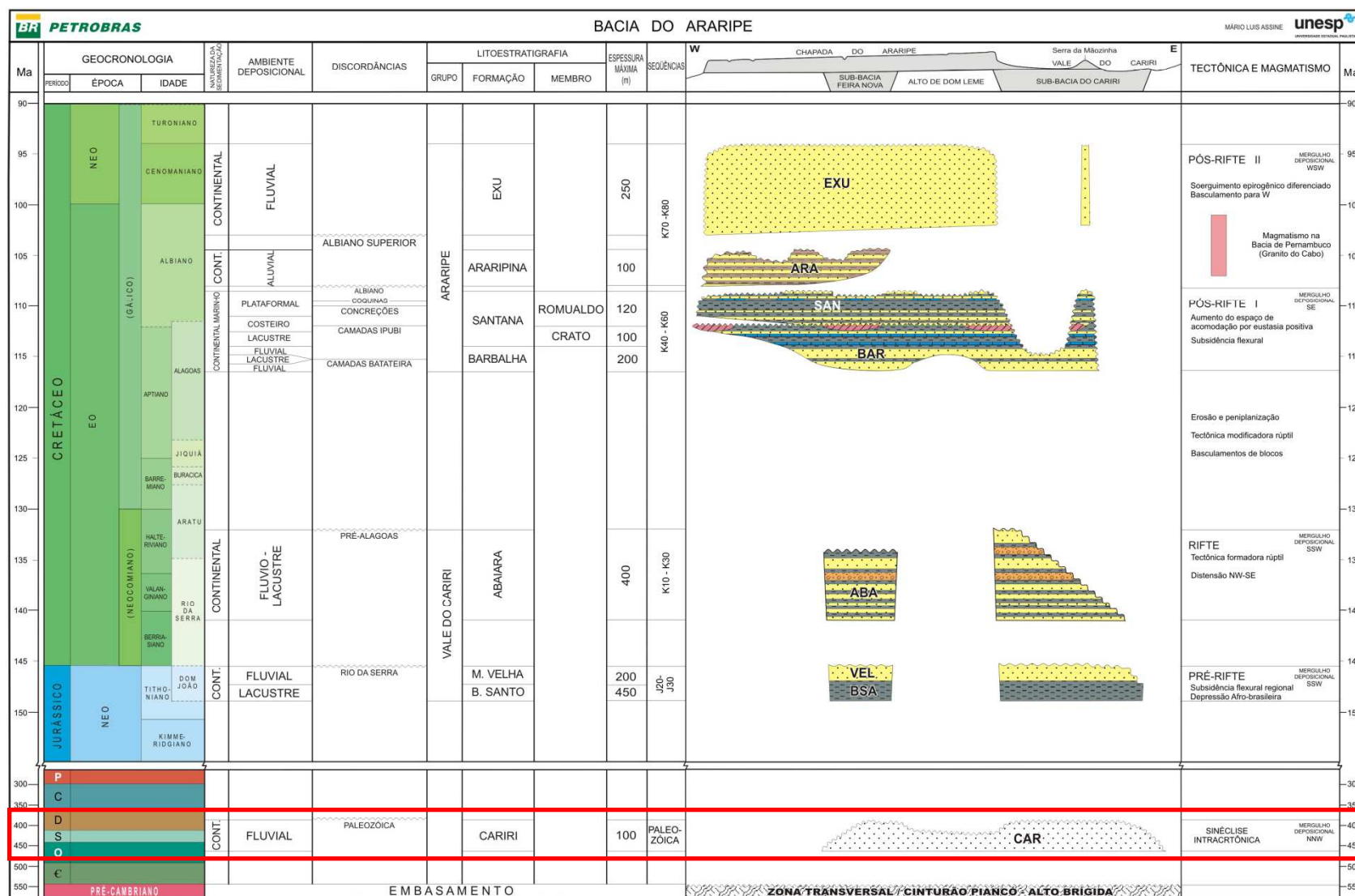


Figura 8 - Carta estratigráfica da Bacia do Araripe. Fonte: Assine (2007).

Repousando diretamente sobre o embasamento cristalino Pré-Cambriano, a Formação Cariri funcionou como substrato para a formação do rifte do Araripe, durante a Reativação Wealdeniana. Esta formação é bastante fraturada e cortada pelas falhas que formaram o referido rifte.

A Formação Cariri compõe-se basicamente por arenitos quartzosos e feldspáticos, médios a grossos, localmente com níveis conglomeráticos intercalados, com coloração variando desde branco-acinzentado a acinzentado-esverdeado, por vezes, apresentando cores avermelhadas.

As rochas dessa formação exibem estratificações cruzadas acanaladas, planares e plano-paralelas, além de *climbing-ripples* (BATISTA, 2010). São interpretadas como originadas em sistemas fluviais entrelaçados, com escassez acentuada de finos de planície de inundação e paleocorrentes para N-NW (ASSINE, 2007).

A Formação Cariri aflora predominantemente na porção leste da bacia, desaparecendo para porção oeste. A sua espessura é variável, chegando a 100 m em superfície (NEUMANN, 1999).

## **2.5 Bacia de São José do Belmonte**

São poucos os trabalhos realizados na Bacia de São José do Belmonte, provavelmente, devido à sua pequena área de abrangência e sua semelhança (quanto à origem, evolução, litologia e estratigrafia) com bacias adjacentes maiores, o que colabora para que alguns pesquisadores como Cordani et al. (1984), Crepani (1987) e Ponte et al. (1991), entre outros, considerem a Bacia de São José do Belmonte, juntamente com outras pequenas bacias, como sendo frações de uma cobertura mais extensa, aprisionadas em falhas do embasamento, e não, uma bacia propriamente dita.

Deste modo, sua descrição será realizada de forma sucinta, com base nos trabalhos de Leal e Moura (2002) e Carvalho (2006).

### **2.5.1 Arcabouço Estrutural**

A Bacia de São José do Belmonte possui uma forma alongada na direção leste-oeste, conforme a direção das principais feições estruturais do Nordeste – os Lineamentos Paraíba e Pernambuco. Situada entre lineamentos, esta bacia é limitada a norte pela falha de São José do Bonfim, a qual constitui parte do conjunto de falhas sigmoidais da extremidade oeste do Lineamento Paraíba, responsáveis pela origem de outras bacias próximas, tais como Cedro e Araripe (CARVALHO, 2006).

A distribuição espacial da compartimentação estrutural dessa bacia é evidenciada através do desenvolvimento de *grabens* e *semigrabens*, provocados pela ocorrência de falhas de gravidade em suas porções E-SE (LEAL e MOURA, 2002).

### 2.5.2 Arcabouço Estratigráfico

A Bacia de São José do Belmonte é constituída por duas tectonossequências: Beta, representada pela Formação Tacaratu (Siluro-Devoniano) e Pré-Rifte, representada pelas formações Aliança e Sergi (Jurássica).

A Formação Tacaratu é constituída basicamente por arenitos médios, grossos a conglomeráticos, com coloração variando de amarelada a avermelhada. Conforme Carvalho (2006), as estruturas sedimentares principais são estratificações cruzadas acanaladas e tabulares. A área de distribuição destes tipos litológicos ocorre principalmente nas proximidades das bordas da bacia.

Datada do Jurássico, a Formação Aliança é composta por arenitos finos, siltitos, folhelhos, de coloração predominantemente vermelha e esverdeada. Na região centro-sul, próximo a São José do Belmonte, é comum a presença de folhelhos e argilitos, os quais apresentam-se laminados, muito friáveis, com intercalações de siltitos e níveis carbonáticos, de coloração amarelada ou avermelhada (CARVALHO, 2006).

Geralmente encontrada sobre a Formação Tacaratu, a Formação Sergi compõe-se de arenito de granulação grossa a fina, por vezes conglomeráticos, com intercalações de siltitos, com coloração creme a avermelhada, apresentando estratificações cruzadas acanaladas (VIANA et al.;1971).

A Formação Sergi faz parte da Tectonossequência Pré-Rifte, a qual registra a sedimentação da fase inicial, ou precursora do episódio de rifteamento que deu origem à Margem Continental Brasileira, representando um ciclo sedimentar continental, caracterizados por sistemas lacustres e flúvio-eólico (PONTE et al., 1997).

## 2.6 Bacias de Lavras da Mangabeira

### 2.6.1 Arcabouço Estrutural

As Bacias de Lavras da Mangabeira (BLM) localizam-se na porção setentrional da Província Borborema, limitando-se, a sul, pela Zona de Cisalhamento Patos, e, a oeste, pelas Zonas de Cisalhamento Jaguaribe/Tatajuba. É formada por um conjunto de três pequenas bacias: a Bacia do Riacho do Meio, com uma área aproximada de 33,2 km<sup>2</sup>; a

Bacia de Riacho do Rosário, com 24,8 km<sup>2</sup>, e a Bacia de Iborepi, com 2,2 km<sup>2</sup> (GRANJEIRO et al., 2008).

Na Zona Transversal da Província Borborema predominam alinhamentos estruturais com orientações E-W, que tendem para uma direção NE-SW, a oeste do meridiano 39° W Gr. É neste trecho de inflexão estrutural que estão implantadas as bacias sedimentares de Lavras da Mangabeira (MINISTÉRIO de MINAS e ENERGIA, 2005).

As falhas de Lavras da Mangabeira e Iborepi compartimentam a área em zonas alongadas segundo o “*trend*” regional (paralelo ao Lineamento Paraíba) e, o sistema de falhamentos de direção nordeste paralelo ao alinhamento Portalegre são responsáveis pela formação e desenvolvimento destas bacias intracontinentais (CARVALHO e FERNANDES, 1993).

Todas essas sub-bacias, que constituem a Bacia de Lavras da Mangabeira, ou Grupo de Lavras da Mangabeira, formam *semigrabens*, com os estratos sedimentares assentados em discordâncias litológicas sobre o embasamento Pré-Cambriano. Esses contatos estão bem expostos nas bordas meridionais de todas elas. As camadas sedimentares mergulham para norte ou noroeste, onde fazem contato com o embasamento, através de falhas normais de alto ângulo, com direções E-W ou NE-SW (MINISTÉRIO de MINAS e ENERGIA, 2005).

Neste trabalho, será adotada a denominação “Baica de Lavras da Mangabeira”, visto que esta designação é mais utilizada pela maioria dos pesquisadores que estudaram esta bacia. A área de estudo na referida bacia fica restrita a Formação Iborepi, localizada na porção sul da bacia. A Bacia de Iborepi tem orientação E-W, com contato basal discordante, exposto no flanco sul. No flanco norte, o contato com o embasamento faz-se pela Falha de Iborepi, que é uma falha normal, com orientação E-W, em concordância com os alinhamentos estruturais da Zona Transversal (MINISTÉRIO de MINAS e ENERGIA, 2005).

### 2.6.2 Arcabouço Estratigráfico

São poucos os trabalhos geológicos realizados na Bacia de Lavras da Mangabeira, principalmente de cunho estratigráfico. Portanto, ainda não se tem um consenso definitivo quanto à cronoestratigrafia desta bacia. A maioria dos pesquisadores que estudaram as pequenas bacias sedimentares do Nordeste, entre eles Moraes et al. (1962), Beurlen e Mabesoone (1969), Braun (1969), Preim et al. (1978), Gomes et al. (1981), entre outros, apenas fizeram breve menção sobre as bacias sedimentares de Lavras da Mangabeira.

Preim et al. (1978) e Gomes et al. (1981), dataram amostras da camada basáltica que intercala a base da coluna sedimentar de Lavras da Mangabeira (Formação Iborepi), pelo método K-Ar, obtendo uma idade de  $175 \pm 4$  Ma (Jurássico Inferior a Médio). Com base

nesses resultados, os referidos autores correlacionaram a sequência basal sedimentar da Bacia de Lavras da Mangabeira com as formações Missão Velha (Bacia do Araripe) e Quixóá (Bacia de Iguatu).

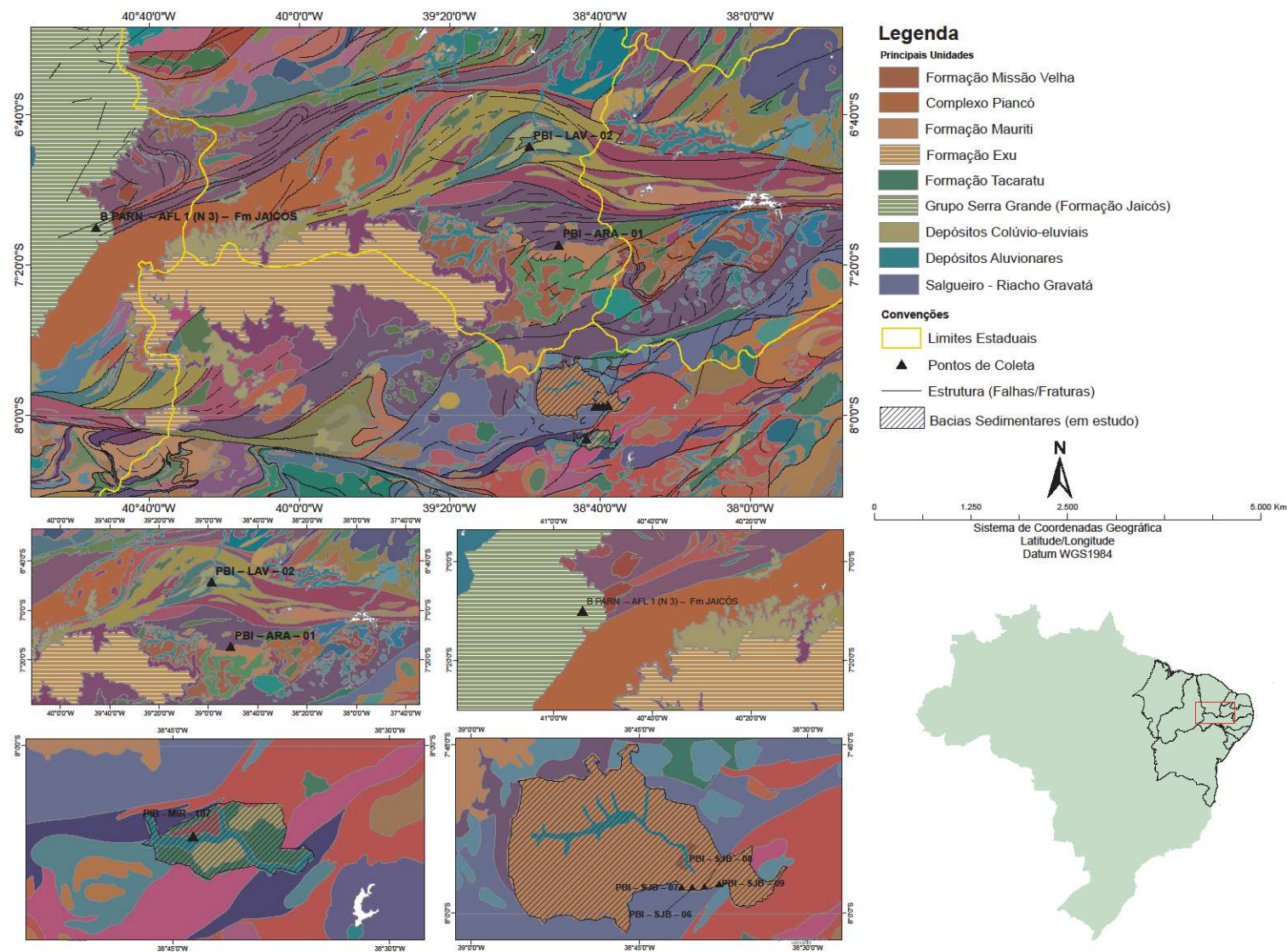
A Formação Iborepi faz parte do Estágio Pré-Rifte, o qual, nas bacias Interiores do Nordeste do Brasil, caracteriza-se por uma subsidência mecânica regional produzida pelo estiramento da litosfera que antecedeu o seu rompimento. O termo Grupo Lavras da Mangabeira é usado para designar os pacotes de estratos sedimentares, intercalados por um derrame basáltico que ocorre nas bacias sedimentares de Lavras da Mangabeira, de idade Meso-Jurássica (PONTE e APPI, 1990).

Assim, a estratigrafia das Bacias de Lavras da Mangabeira é constituída por três unidades distintas: a unidade basal, representada unicamente pela Formação Iborepi, a unidade superior, denominada Serrote do Limoeiro e, intercalada entre estas duas unidades, ocorre a camada de rochas basálticas (basalto de Lavras da Mangabeira) (Figura 9). A figura 10 refere-se ao mapa geológico das bacias estudadas, entre outras bacias interiores do Nordeste brasileiro.

| CRONO-<br>ESTRATIGRAFIA | LITOESTRATIGRAFIA          |                               | SISTEMAS<br>DEPOSICIONAIS                           | DESCRIÇÕES<br>LITOLÓGICAS                                                                                                                                                                                          | ESPESSURA<br>(M) |
|-------------------------|----------------------------|-------------------------------|-----------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------|
|                         | Grupo                      | Formação                      |                                                     |                                                                                                                                                                                                                    |                  |
| Quaternário             | Sem denominação            |                               | Aluvial                                             | Depósitos inconsolidados: areias, siltes e argilas                                                                                                                                                                 | 0 a 5            |
| Eo a Meso - Jurássico?  | Grupo Lavras da Mangabeira | Fm. Serrote do Limoeiro       | Fluvial meandrante, Planície fluvial, Lacustre raso | Arenito vermelhos e roxos finos a médios, friáveis, bem selecionados, caulínicos, estratificados em acamamento médio, intercalados com siltitos e argilitos vermelhos e folhelhos verdes, localmente fossilíferos. | em torno de 300  |
|                         |                            | Basalto Lavras da Mangabeira  | Vulcânica                                           | Basalto de textura subofítica, contendo palgioclásio, augita, hermatita e magnetita.                                                                                                                               | em torno de 10   |
|                         |                            | Fm. Iborepi                   | Leques aluviais coalescentes                        | Arenitos brancos, grossos a conglomeráticos, mas classificados, friáveis, com acamamento espesso e irregular, com estratificações cruzada.                                                                         | 60 a 80          |
| Eo-Proterozoico         | Grupo Ceará                | Complexo Lavras da Mangabeira |                                                     | Rochas metamórficas: filitos, micaxistos, intercalados com quartzito e mármore; gnaiss.                                                                                                                            |                  |

**Figura 9** – Quadro estratigráfico da Bacia de Lavras da Mangabeira. Fonte: Modificado de Ponte e Filho (1994) e Ministério de Minas e Energia (2005).





**Figura 10** - Mapa geológico das bacias estudadas, entre outras bacias interiores do NE brasileiro, onde encontram-se plotados alguns pontos visitados. Fonte: Modificado do Ministério de Minas e Energia (2005).

## **CAPÍTULO III – MATERIAIS, MÉTODOS E TÉCNICAS DE PESQUISA**

### **3.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS**

Para alcançar os resultados propostos, a metodologia utilizada para o desenvolvimento desta tese envolveu 4 etapas principais: (i) levantamento bibliográfico e cartográfico sobre a fundamentação teórica e os métodos a serem empregados (presente em todas as etapas da pesquisa); (ii) atividades de campo nas bacias estudadas; (iii) análises de laboratório; e (iv) tratamento dos dados. Os métodos e procedimentos adotados estão sintetizados na figura 11, a qual mostra as etapas de desenvolvimento das atividades realizadas para a confecção final desse trabalho.

### **3.2 MATERIAIS E MÉTODOS**

O material utilizado na presente pesquisa é oriundo de 86 pontos, localizados nas bacias sedimentares do Parnaíba, Araripe, São José do Belmonte e Lavras da Mangabeira (Anexo I). Foram coletadas um total de 105 amostras de rochas sedimentares das sequências basais destas bacias.

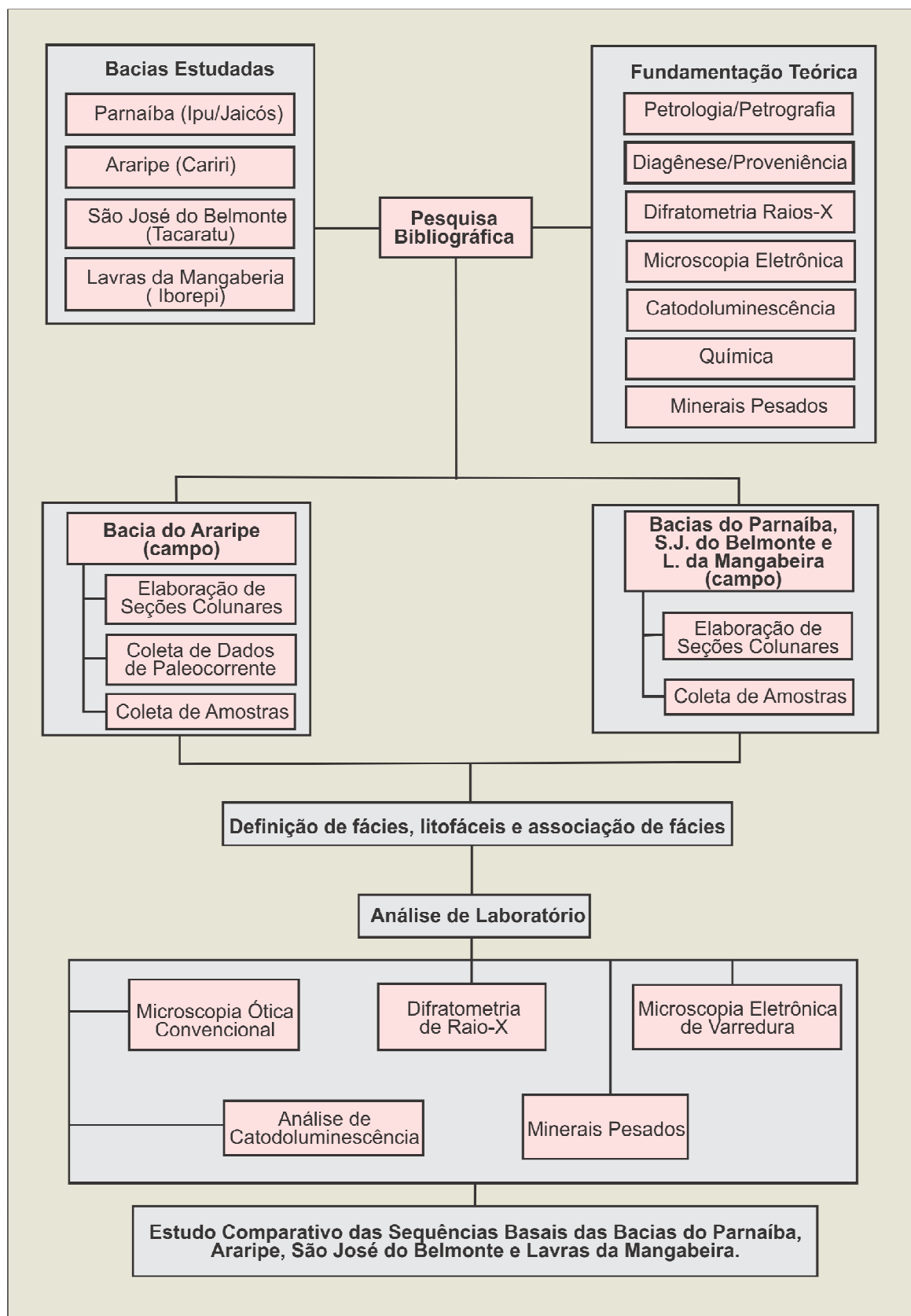
A metodologia utilizada para o desenvolvimento desta tese compreendeu etapas de levantamentos bibliográficos e cartográficos; trabalhos de campo e gabinete; análises laboratoriais; e tratamento dos dados.

#### **3.2.1 Levantamentos Bibliográfico e Cartográfico**

A fim de fornecer embasamento teórico necessário à pesquisa executada, foi realizado um levantamento bibliográfico preliminar e durante todo o desenvolvimento desta tese. O acervo bibliográfico inclui vários trabalhos desenvolvidos nas bacias estudadas e outras bacias correlatas (artigo, teses, dissertações, monografias, relatórios técnicos, cartas



topográficas e geológicas), com a finalidade de obter informações sobre a geologia estrutural, sedimentologia e estratigrafia.



**Figura 11** - Fluxograma detalhando as atividades realizadas para a elaboração desta tese.

Também foram examinados diversos trabalhos de âmbito nacional e internacional sobre petrografia, diagênese e proveniência, com suas metodologias e resultados obtidos.

### 3.2.2 Trabalho de Campo e Gabinete

A realização do presente estudo contou com quatro etapas de campo, com coleta de amostras nas áreas de exposição das formações Ipu e Jaicós (Bacia do Parnaíba), Cariri (Bacia do Araripe), Tacaratu (Bacia de São José do Belmonte) e Iborepi (Bacia de Lavras da Mangabeira). Para escolha destas amostras, foram utilizados os afloramentos mais representativos, com melhores exposições de feições sedimentológicas e melhor preservação (quanto à alteração intempérica). Foram selecionados intervalos com granulação areia (grossa, média e fina) e conglomerática.

### 3.2.3 Caracterização das Fácies, Litofácies e Associação de Fácies

Na descrição das fácies e litofácies, foram adotados os conceitos e procedimentos usuais para análise faciológica descritos por Mendes (1984), Reading (1986, 1996), Della Fávera (2001) e Walker (1992, 2006).

Em campo, foram realizadas descrições sedimentológicas da maioria dos afloramentos, tomando-se como base, a geometria dos corpos, cor, textura, litologia, estruturas sedimentares, paleocorrentes e, quando possível, foram levantadas seções colunares, com individualização de litofácies e coletadas paleocorrentes.

Os pontos de coleta foram georeferenciados com GPS (Garmin 60CSx); para a plotagem dos pontos dos afloramentos visitados foram utilizadas cartas topográficas de Milagres (SB. 24-Z-C-I), Crato (SB. 24-Y-D-III), Santana do Cariri (SB. 24-U-I), São José do Belmonte (SB. 24-Z-C-IV) e Cajazeiras (SB. 24-P-III), na escala de 1:100.000, confeccionadas pela Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE).

As fácies e litofácies foram designadas de acordo com a nomenclatura proposta por Miall (1978, 1996) para sistemas fluviais. Nesta proposta, a primeira letra é maiúscula, indicando o tamanho de grãos dominante (Ex: S = *sand*, G = *gravel*), enquanto a segunda letra é minúscula e refere-se à estrutura ou textura (Ex: p = *planar crossbedding*) (Tabela 2).

Com relação à associação de fácies, adotaram-se os conceitos de Reading (1996) e Etchebehere e Saad (2003).

**Tabela 2** - Classificação de Litofácies segundo Miall (1978, 1996).

| <b>Código</b> | <b>Fácies</b>                                     | <b>Estruturas Sedimentares</b>                                                   | <b>Interpretação</b>                                                                                                       |
|---------------|---------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Gmm</b>    | Cascalho maciço, matriz-suportado                 | Gradação incipiente                                                              | Fluxo de detritos plástico, fluxo viscoso, alta coesão interna                                                             |
| <b>Gmg</b>    | Cascalho matriz-suportado                         | Gradação inversa a normal                                                        | Fluxo de detritos pseudo-plástico, fluxo viscoso, baixa coesão interna                                                     |
| <b>Gci</b>    | Cascalho clasto-suportado                         | Gradação inversa                                                                 | Fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxos de detritos pseudoplásticos (baixa coesão) |
| <b>Gcm</b>    | Cascalho maciço clasto-suportado                  | —                                                                                | Fluxos de detritos pseudo-plástico (fluxos turbulentos)                                                                    |
| <b>Gms</b>    | Maciço com cascalho suportado por matriz          | Agradacional                                                                     | Depósitos de fluxos de detritos                                                                                            |
| <b>Gm</b>     | Cascalho maciço ou pobremente acamadado           | Acamamento horizontal, imbricação                                                | Barras longitudinais, depósitos residuais, depósitos tipo peneira ( <i>sieve</i> )                                         |
| <b>Gt</b>     | Cascalho estratificado                            | Estratificações cruzadas acanaladas                                              | Preenchimento de pequenos canais                                                                                           |
| <b>Gp</b>     | Cascalho estratificado                            | Estratificações cruzadas planares                                                | Barras longitudinais, crescimento deltaico a partir de antigas barras remanescentes                                        |
| <b>St</b>     | Areia fina a muito grossa, podendo ser cascalhosa | Estratificações cruzadas acanaladas isoladas ou agrupadas                        | Dunas 3D, cristas sinuosas ou lingoides (regime de fluxo inferior)                                                         |
| <b>Sp</b>     | Areia fina a muito grossa, podendo ser cascalhosa | Estratificações cruzadas planares isoladas ou agrupadas                          | Dunas transversais 2D (regime de fluxo inferior)                                                                           |
| <b>Sr</b>     | Areia muito fina a grossa                         | Laminações cruzadas de marcas onduladas                                          | Marcas onduladas (regime de fluxo inferior)                                                                                |
| <b>Sh</b>     | Areia muito fina a grossa, podendo ser cascalhosa | Laminação horizontal, lineação de partição                                       | Formas de leito plano/fluxo acamadado planar (regime de fluxo superior/crítico)                                            |
| <b>Sl</b>     | Areia muito fina a grossa, podendo ser cascalhosa | Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15°, podendo ser sigmoidais)          | Preenchimentos de suaves depressões ( <i>scour fills</i> ) dunas atenuadas, com erosão de topo de dunas, antidunas         |
| <b>Ss</b>     | Areia fina a muito grossa, podendo ser cascalhosa | Amplas e suaves depressões                                                       | Preenchimento de suaves depressões ( <i>scour fills</i> )                                                                  |
| <b>Se</b>     | Sulcos (depressões) erosionais com intraclastos   | Estratificações cruzadas incipientes                                             | Preenchimento de sulcos (depressões)                                                                                       |
| <b>Sm</b>     | Areia fina a grossa                               | Maciça ou laminação indistinta                                                   | Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidizações, ou intensa bioturbação                                                |
| <b>Fl</b>     | Areia, silte, lama                                | Laminações finas, laminações cruzadas de marcas onduladas de muito pequeno porte | Depósitos externos ao canal (depósitos de transbordamento), canais abandonados ou depósitos de inundação                   |
| <b>Fsc</b>    | Silte, lama                                       | Laminada a maciça                                                                | Depósitos de áreas pantanosas                                                                                              |
| <b>Fm</b>     | Lama, silte                                       | Maciço, gretas de contração                                                      | Depósitos externos ao canal (depósitos de transbordamento) ou abandonados                                                  |
| <b>Fr</b>     | Lama, silte                                       | Maciço, raízes, bioturbação                                                      | Solo incipiente                                                                                                            |
| <b>C</b>      | Carvão, lama carbonosa                            | Restos vegetais, películas de lama                                               | Depósitos de pântanos vegetados ( <i>swamps</i> )                                                                          |
| <b>P</b>      | Paleossolo carbonático (calcita, siderita)        | Feições pedogênicas: nódulos, filamentos                                         | Solo com precipitação química                                                                                              |

Empregou-se o método de análise das associações litofaciológicas de ambientes fluviais e da hierarquia de superfície proposta por Miall (1978, 1996). De acordo com este autor, os processos deposicionais que controlam o desenvolvimento de litofácies fluviais clásticas, como o transporte e a interação de sedimentos com o leito, obedecem às mesmas leis físicas. Desta forma, rios formados em condições ambientais similares produzem suítes de litofácies e de superfícies semelhantes.

Assim, as fácies e litofácies encontradas foram interpretadas e relacionadas aos trabalhos de Miall (1978, 1996). Entretanto, adicionaram-se às referidas classificações, novas fácies, diferentes das estabelecidas por este autor, identificadas nas seções levantadas, mas não contempladas nas classificações supracitadas. Nestas classificações, são utilizados elementos arquiteturais, identificados por uma associação de fácies típica e por uma geometria específica, onde as relações genéticas entre fácies e as condições hidrodinâmicas são responsáveis pela sua deposição.

Miall (1978, 1996) sugere a existência de pelo menos oito tipos básicos desses elementos em depósitos fluviais. Para caracterização das unidades deposicionais, Miall (1985) propôs um novo modelo usando um método de análise de fácies, denominado de Análise dos Elementos de Arquitetura, onde caracteriza oito elementos arquiteturais (Tabela 3).

### **3.2.4 Análises de Laboratório**

As rochas foram analisadas por Microscopia Óptica convencional, em lâminas delgadas, e outras técnicas analíticas, como Difractometria de Raios-X (DRX), Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) acoplado ao EDS e Catodoluminescência (CL).

#### **3.2.4.1 Microscopia Óptica**

A finalidade da microscopia óptica foi a interpretação petrológica e de proveniência, a partir dos parâmetros petrográficos, tais como: textura (granulometria, arredondamento e seleção dos grãos), composição mineralógica (grãos, matriz e cimento), sequência diagenética, caracterização da porosidade (primária e secundária), índice de empacotamento e classificação.

Foram confeccionadas 103 lâminas delgadas sem lamínula, permitindo assim, uma análise posterior no sistema MEV-EDS e CL. Estas lâminas foram impregnadas com resina *epoxy* azul, visando uma melhor definição e caracterização da porosidade das rochas. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação da Universidade Federal do Rio Grande do Norte e analisadas sistematicamente ao microscópio petrográfico convencional.

Das 103 lâminas descritas, 17 são da Formação Ipu, 20 da Formação Jaicós, 50 da Formação Cariri, 11 da Formação Tacaratu e 5 da Formação Iborepi.

**Tabela 3** - Elementos Arquiteturais de Depósitos Fluviais, segundo Miall (1985).

| Elementos Arquiteturais                                 | Símbolos | Principais Assembleias de Litofácies                                     | Geometria e Relações                                                                                                                                                           |
|---------------------------------------------------------|----------|--------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Canais                                                  | CH       | Várias combinações                                                       | Intercalações, lentes ou camadas; base erosiva côncava para cima; escala e forma altamente variáveis, superfícies internas de erosão secundárias côncavas para cima são comuns |
| Barras e formas de leitos cascalhosas (conglomeráticas) | GB       | <i>Gm, Gp, Gt</i>                                                        | Lentes, lençol; corpos geralmente tabulares; geralmente intercalados com SB                                                                                                    |
| Formas de leito arenosa                                 | SB       | <i>St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss</i>                                        | Lentes, camadas, lençóis, cunhas; ocorrem como preenchimento de canais, depósitos de rompimentos de diques marginais, topo de barras menores.                                  |
| Macroformas de acreção frontal (a jusante)              | DA       | <i>St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss</i>                                        | Lente repousando em superfície plana ou base dos canais, com superfícies internas de segunda ordem convexas para cima e superfícies limitantes superiores                      |
| Depósitos de acreção lateral                            | LA       | <i>St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss</i> ; sendo menos comum <i>Gm, Gt e Gp</i> | Cunha, camadas, lobo; caracterizado por superfícies internas da acreção lateral                                                                                                |
| Sedimentos de fluxos gravitacionais                     | SG       | <i>Gm e Gms, Gmm, Gmg, Gci, Gcm</i>                                      | Lobo, camada; tipicamente interdigitados (intercalados) com GB                                                                                                                 |
| Lençóis de areia laminada                               | LS       | <i>Sh, Sl; St</i> menor proporção de <i>Sp, Sr</i>                       | Camada e lençol                                                                                                                                                                |
| Depósitos finos de planície de inundação                | OF       | <i>Fm, Fl</i>                                                            | Lençóis finos a grossos; geralmente interdigitados com SB; pode preencher canais abandonados                                                                                   |

### 3.2.4.2 Análise Petrográfica Quantitativa

A análise petrográfica quantitativa foi realizada a partir da contagem de pontos (grãos do arcabouço, matriz e porosidade) por lâmina delgada. A quantificação (análise modal) foi executada pela contagem de 500 pontos em cada lâmina, por meio de quatro travessias perpendiculares à orientação principal da rocha. Para quantificação dos constituintes primários, diagenéticos e porosidade, bem como para critérios de classificação

de grãos, que podem ser temporais (contemporâneos x não- contemporâneos) e espaciais (extrabaciais x intrabaciais), utilizou-se o método de Gazzi-Dickinson (ZUFFA, 1985; ZUFFA, 1987).

O método Gazzi-Dickinson (DICKINSON, 1985; ZUFFA, 1985) propõe minimizar o efeito da granulometria na composição detrítica, visto que sedimentos de granulometria grossa são mais ricos em fragmentos de rochas (litoclastos), enquanto os de granulometria fina são mais ricos em grãos monominerálicos. Assim, o método consiste em registrar a contagem de grãos (quartzo, feldspato, etc.) de tamanhos maiores que silte ( $63\mu$ ) que ocorrem em fragmentos rochas, como sendo monominerálicos (identificando o tipo de fragmento lítico ao qual pertence), uma vez que podem desagregar-se em grãos monominerálicos com a evolução do transporte. Contudo, os fragmentos líticos com textura fina são quantificados como tal (e.g. ardósias, lutitos, *cherts*, filitos, rochas vulcânica afanítica).

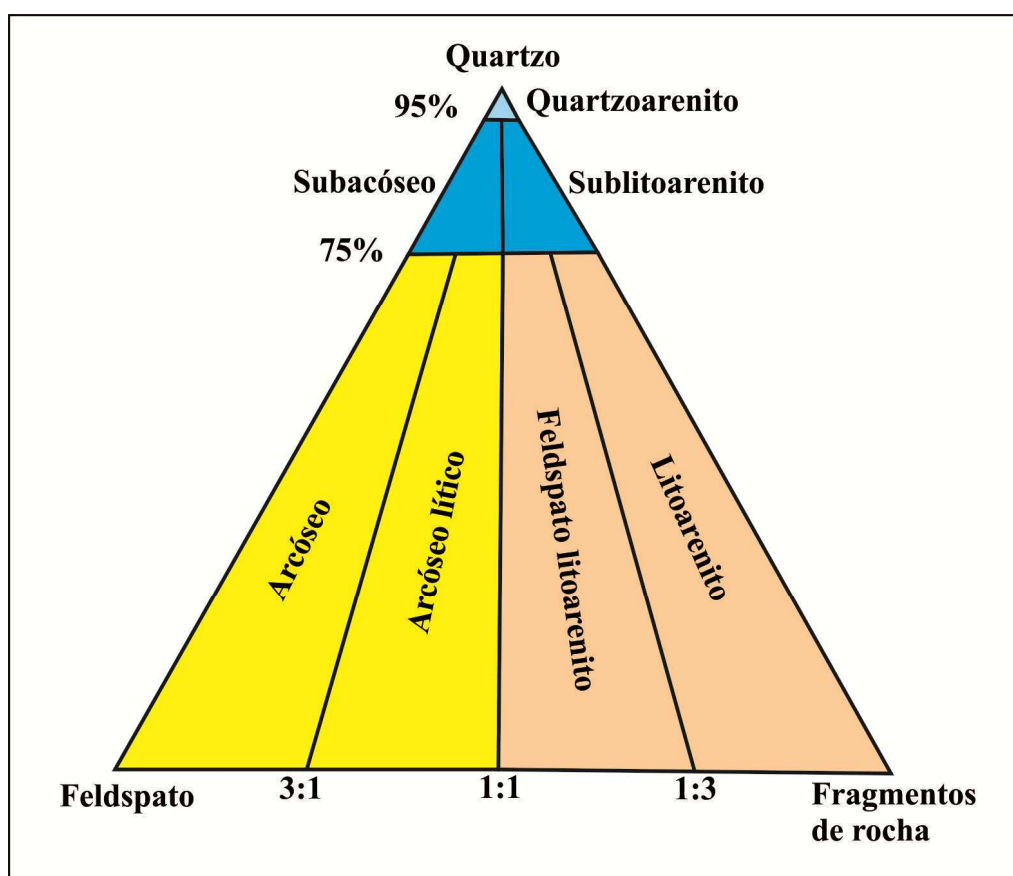
O método de Gazzi-Dickinson (ZUFFA, 1985) foi utilizado a fim de determinar as porcentagens dos minerais detríticos para classificação, caracterização e identificação de proveniência dessas rochas e ambientes tectônicos (crátons estáveis, riftes, arcos magmáticos e cinturões orogênicos com reciclagem de rochas sedimentares e metassedimentares; Tabela 4).

**Tabela 4** - Tipos principais de proveniência tectônica, ambientes geotectônicos correspondentes e composição de areias resultantes (DICKINSON, 1985).

| <b>Tipos de Proveniência</b> | <b>Ambiente Tectônico</b>                   | <b>Composição das Areias Resultantes</b>                                                                                                          |
|------------------------------|---------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Cratón Estável</b>        | Interior continental ou plataforma passiva  | Areias quartzosas (ricas em Qt) com altas razões de Qm/Qp e K/P                                                                                   |
| <b>Embasamento Soerguido</b> | Rifte de ruptura transformante              | Areias quartzo-feldspáticas (Qm-F) com baixa quantidade de Lt e Qp, similares à área fonte.                                                       |
| <b>Arco Mágmató</b>          | Arco de ilhas ou arco continental           | Areias feldspático-líticas (F-L) vulcanoclásticas com altas razões P/K e Lv/Ls, gradando para areias quartzo-feldspáticas derivadas de batólitos. |
| <b>Reciclagem Orográfica</b> | Cinturão orogênico ou complexo de subducção | Areias quartzo-líticas (Qt-Lt) ricas em Ls (sedimentares e meta-sedimentares), pobres em F e Lv, com razões variáveis de Qm /Qp e Qp /L.          |

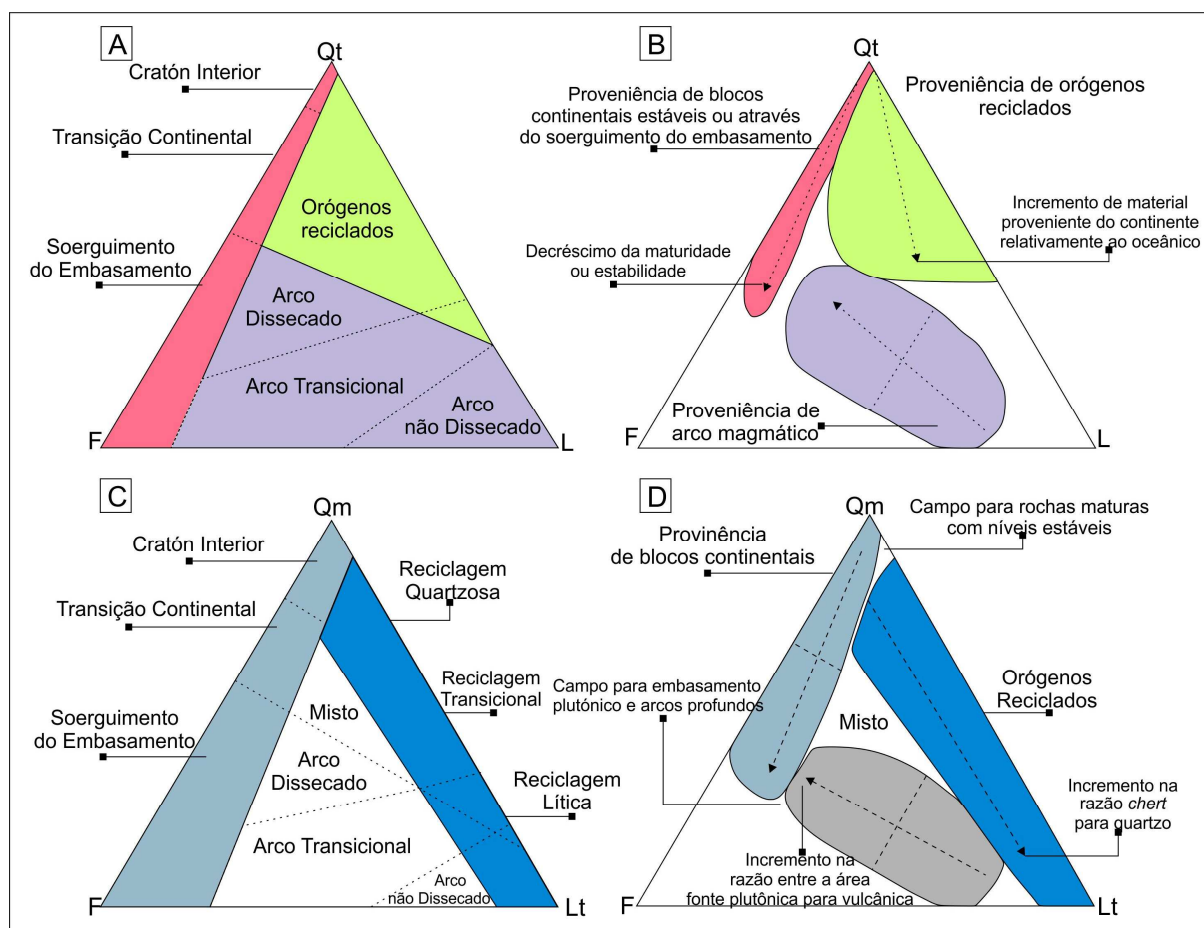
Em cada lâmina foi contada a porcentagem de quartzo monocrystalino (Qm), quartzo policristalino (Qp), feldspato potássico (Fk), plagioclásio (Fp), fragmento lítico (L), matriz, porosidade e minerais acessórios. Os pontos foram contados a partir do método de travessias norte-sul na lâmina (perpendiculares à orientação dos grãos), empregando o *charriot* do microscópio petrográfico, usando espaçamentos regulados de acordo com a granulometria da rocha, para evitar que dois ou mais pontos sejam contados no mesmo constituinte. Entretanto, quando o tamanho do maior grão excedia a este espaçamento, a movimentação da lâmina era feita com dois avanços consecutivos, e o registro de apenas uma contagem. Este procedimento foi repetido até totalizar 500 pontos.

Os dados obtidos através da quantificação de grãos por lâmina petrográfica foram plotados em diagramas triangulares QFL (*sensu* FOLK, 1968, Figura 12), com base no conteúdo total de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos, QmFLt e QtFL de Dickinson (1985), para identificar áreas fontes dos sedimentos (Figura 13). Além das porcentagens do conteúdo total de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos, também foram calculados as porcentagens dos minerais acessórios, quando presentes na amostra.



**Figura 12** - Diagrama de Folk (1968), cujos vértices correspondem a 100% de quartzos (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos de rochas (vértice à direita do triângulo).





**Figura 13** - Diagramas de tipos de proveniência tectônica, onde: **Qt** representa quartzo total; **F** refere-se a feldspato; **L** corresponde a fragmentos líticos; **Qm** diz respeito a quartzo monocristalino total; e **Lt** representa fragmentos líticos total. Modificado de Dickinson e Suczek (1979).

A textura das rochas foi analisada ao microscópio óptico, segundo a terminologia e tabela de comparação de Wentworth (1922) e Teixeira et al. (2003), para determinar o tamanho médio do grão. Para o arredondamento, o método utilizado foi o de comparar o contorno dos grãos com uma tabela padrão. No presente trabalho, optou-se pela tabela de Powers (1953). Quanto ao aspecto seleção, adotaram-se, neste trabalho, as tabelas de estimativa visual baseadas em Longiaru (1987).

Foi determinado também, o índice de empacotamento segundo Kahn (1956), que classifica o empacotamento como frouxo, normal e fechado. Este índice diz respeito ao arranjo dos grãos entre si, dentro de um arcabouço mais fechado ou mais aberto, dependendo da história de soterramento das rochas.

No índice de empacotamento proposto por Kahn (1956) o resultado obtido resulta da razão entre a soma do número de contatos entre grãos, ao longo de uma travessia, e o número total de contatos interceptados por ela, sendo o valor expresso também em porcentagem. Para este cálculo, usa-se a seguinte fórmula:

$$P = 100 \times q/n, \text{ onde}$$

P = Índice de empacotamento (IE)

q = números de contatos grão-grão

n = números de contatos grão-grão + demais contatos

Os valores dos intervalos utilizados para classificação dos resultados são: **Pp** > 55, que indica um empacotamento fechado; **Pp** = 40 a 55, o qual caracteriza um empacotamento normal; e **Pp** < 40, referente a um empacotamento frouxo ou aberto.

O parâmetro maturidade textural foi definido com base em Folk (1951, 1974). Este parâmetro relaciona a quantidade de matriz detrítica existente no arenito, o grau de seleção e o arredondamento. Com relação à determinação da maturidade mineralógica, esta foi avaliada pela razão quartzo/feldspato (PETTIJOHN, 1975), pelo índice de **ZTR** definido por Hubert (1962) e pelo índice maturidade mineralógica (**M**) de Folk (1974).

De acordo com a razão quartzo/feldspato de Pettijohn (1975), quanto maior for a quantidade de quartzo, mais maduro será o sedimento.

Quanto ao índice **ZTR**, este corresponde ao somatório das proporções de zircão + turmalina + rutilo, indicador de maturidade mineralógica de sedimentos arenosos. A determinação deste índice é feita por meio da contagem de 100 grãos dos minerais que compõem o referido índice.

O índice **ZTR** combina minerais resistentes à dissolução química (zircão, turmalina e rutilo). Sendo assim, quanto mais alto for a porcentagem de zircão, turmalina e rutilo, mais maduro será o sedimento ou a rocha; para o cálculo deste índice, utiliza-se a seguinte fórmula:

$$\text{ZTR} = 100 \times [(\text{Zircão} + \text{Turmalina} + \text{Rutilo}) / \text{Assembleia de Minerais Total}]$$

Com relação ao índice de maturidade mineralógica (**M**), utilizam-se os componentes quartzo, *chert*, feldspatos e fragmentos líticos, cuja fórmula é:

$$M = \frac{QTZ + CH}{FDS + FRX}$$

O QTZ é igual a quartzo total, CH é *chert*, FDS são feldspatos totais e FRX corresponde a fragmentos de rochas. Desta forma, quanto maior for a razão QTZ + CH/FDS + FRX, mais madura será a rocha sedimentar.

A maturidade mineralógica (**M**) diz respeito à relação entre os constituintes mais resistentes (quartzo e *chert*) e os menos resistentes (feldspatos e fragmentos de rochas).

Quanto à porosidade, os tipos identificados (primária e secundária) foram descritos de acordo com a classificação de Schmidt e McDonald (1979).

#### **3.2.4.2 Microscopia Eletrônica de Varredura/Energia Dispersiva de Raios-X e Dispersão de Comprimento de Ondas**

A partir da análise das amostras feita por meio de microscópio óptico de luz transmitida, foram selecionadas (20) amostras para serem analisadas através do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), acoplado a um sistema de detecção de Energia Dispersiva de Raios-X (EDS) e Dispersão de Comprimento de Ondas (WDS), com a finalidade de caracterizar melhor os constituintes diagenéticos (tipos de cimento, hábitos, feições das argilas infiltradas e morfologia dos cristais) e obter uma microanálise química semiquantitativa, qualitativa e semiquantitativa dos minerais presentes (concentrações relativas dos elementos químicos presentes), contribuindo assim, para melhor caracterização diagenética dos arenitos estudados e informações sobre proveniência.

As análises foram realizadas em um microscópio da marca SHIMADZU SSX-550 (voltagem: 20kV), acoplado a um EDS, no Laboratório CTGAS-ER – Centro de Tecnologias do Gás e Engenharias Renováveis – Natal/RN. Para este tipo de análise, as amostras foram previamente metalizadas com ouro e carbono.

As técnicas de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), com sistema de detecção de Energia Dispersiva de Raios-X (EDS) e de Dispersão de Comprimento de Ondas (WDS), permitem a determinação da composição química de grãos individuais, matriz e cimento, para obtenção de análises químicas pontuais semiquantitativas (GOLDSTEIN et al., 2003; Reed, 2005).

Depois de identificados os espectros de EDS e WDS, as concentrações relativas dos elementos químicos presentes são comparadas com a morfologia e fórmula química do mineral, auxiliando a sua identificação.

#### **3.2.4.3 Catodoluminescência**

A catodoluminescência (CL) refere-se a uma luminosidade proporcionada pelos fenômenos da fluorescência e fosforescência, emitidos pelos centros luminogênicos dos minerais bombardeados por um feixe de elétrons.

Com a finalidade de colaborar com o estudo petrográfico e de proveniência, foi aplicada a técnica de catodoluminescência em 14 amostras. Esta técnica permitiu identificar a presença de cimento carbonático (calcita), a presença do mineral pirita, os tipos de quartzo (metamórfico e ígneo) e os tipos de feldsatos (microclima e sanidina).

Neste trabalho, o sistema analítico utilizado foi o acoplado ao microscópio ótico. A análise de CL foi realizada no Laboratório de Catoluminescência da Universidade Federal de Pernambuco/DGEO, utilizando um equipamento constituído por um microscópio petrográfico modelo NIKON ECLIPSE E600 W POL, com câmera acoplada para micrografias – modelo NIKON H-III, e módulo de catodoluminescência para microscópio ótico CLmK4 8200 da Cambridge Technology LTD.

#### **3.2.4.4 Geoquímica**

##### **3.2.4.4.1 Difractometria de Raios-X**

Os argilominerais presentes nas amostras foram identificados com base na estrutura cristalina, a partir de análises realizadas por difratometria de Raios-X (fração menor do que  $2\mu\text{m}$ ), em 28 amostras que apresentaram argilominerais. Esta técnica permite a identificação qualitativa e semiquantitativa da mineralogia da fração  $< 2\mu\text{m}$ , onde se concentram os argilominerais.

As amostras analisadas foram feitas no Laboratório de Raios-X do Instituto de Tecnologia de Pernambuco (ITEP). Contudo, foram previamente pulverizadas com pistilo em um gral de ágata e depois peneiradas, usando uma peneira de ABNT 200 mesh (abertura de 0.75 mm).

Utilizou-se um aparelho de difração de Raios-X de marca Rigaku, modelo Ultima, operando com corrente de 20 mA e tensão de 40 kV, utilizando radiação Kalfa do cobre, com velocidade do goniômetro de  $2^\circ$  por minuto. Foram realizadas varreduras entre  $2\theta = 2^\circ$  e  $2\theta = 100^\circ$  para as análises em amostras *in natura* e *in natura* aquecida a  $550^\circ\text{C}$  por 12 horas; amostras glicoladas foram analisadas mediante varredura entre  $2\theta = 2^\circ$  e  $2\theta = 15^\circ$ .

Os procedimentos de aquecimento e glicolagem tiveram como finalidade a identificação dos argilominerais do grupo de 12 Å a 15 Å (montmorilonita, clorita e vermiculita) e a paligorskita, obedecendo às recomendações de Warshaw e Roy (1961).

##### **3.2.4.5 Análise de Minerais Pesados**

Foram separadas 16 amostras de arenitos, sendo 3 da Formação Ipu, 4 da Formação Jaicós, 5 da Formação Cariri, 2 da Formação Iborepi e 2 da Formação Tacaratu, de onde os concentrados de zircão foram extraídos para confecção de minerais pesados.

Para o estudo de minerais pesados, as classes granulométricas estudadas foram areia média ( $500\text{-}250\mu$ ), fina ( $250\text{-}125\mu$ ) e muito fina ( $125\text{-}63\mu$ ), visto que é nessas classes granulométricas que encontram-se as maiores quantidades de minerais pesados.

Os procedimentos utilizados para extração de zircão foram realizados a partir da fragmentação da amostra, seguida de concentração gravimétrica com líquidos densos, separando a fração de minerais pesados do restante dos minerais leves do arcabouço da rocha.

### **Preparação das Amostras Analisadas**

No presente trabalho, a preparação das amostras seguiu as seguintes etapas:

- (i) Aproximadamente 3 Kg de amostras foram britadas e peneiradas até uma fração granulometria de 500-250 $\mu$ , 250-125 $\mu$  e 125-63 $\mu$ ;
- (ii) os minerais pesados foram separados dos leves por densidade, utilizando o bromofórmio (CHBr<sub>3</sub>, d=2,89 g/cm<sup>3</sup> a 20°C); posteriormente foram lavados com álcool etílico e secos em uma estufa a uma temperatura de 50° C durante 72 horas;
- (iii) os minerais magnéticos foram separados com auxílio de imã de mão;
- (iv) posteriormente, a fração menos magnética foi levada ao separador isomagnético Frantz, utilizando as seguintes amperagens: 0,5 e 1,5 (padrão do Laboratório LABISE/UFPE);
- (v) na etapa seguinte, foram confeccionadas lâminas de grãos de minerais pesados não-magnéticos com bálsamo do Canadá, para identificação e contagem de 80-100 grãos/amostra, por meio do microscópio óptico de luz transmitida;
- (vi) os grãos de minerais pesados transparentes não-micáceos foram identificados e quantificados através do microscópio óptico de luz transmitida. A contagem dos 80-100 grãos foi realizada de forma aleatória na lâmina delgada;
- (vii) os resultados de quantificação total dos minerais pesados foram utilizados para determinar o índice ZTR (HUBERT, 1962) para avaliar a maturidade mineralógica.

Todo o procedimento para preparação de amostras de rochas para análise e confecção de lâminas de minerais pesados foi realizado nos Laboratórios de Preparação de Amostras da Universidade Federal de Pernambuco e Geologia Sedimentar da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Aplicou-se o procedimento tradicional, utilizado para análise de minerais pesados.

### **3.3 Integração dos Dados Obtidos**

Foi feita a integração de todos os dados obtidos, com a finalidade de fazer uma análise comparativa entre os arenitos inferiores das bacias do Parnaíba, Araripe, São José do Belmonte e Lavras da Mangabeira, bem como, fazer uma correlação da idade deposicional, entre estas unidades basais.

## **CAPÍTULO IV – FÁCIES, LITOFÁCIES E ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES**

### **4.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS**

Os dados obtidos de cada formação geológica foram analisados separadamente e os resultados foram posteriormente comparados entre si.

A partir das descrições dos afloramentos estudados e seções colunares levantadas em campo, bem como, apoiando-se na literatura e análise petrográfica, foi possível reconhecer e caracterizar as fácies e litofácies sedimentares presentes em cada uma das unidades estudadas nas bacias do Parnaíba, Araripe, São José do Belmonte e Lavras da Mangabeira. Posteriormente, estas fácies foram agrupadas em associações de fácies.

### **4.2 DEFINIÇÕES DE FÁCIES, LITOFÁCIES E ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES**

Fácies é um corpo rochoso que pode ser definido com base na composição, textura, estrutura sedimentar, geometria, cor e conteúdo fossilífero; é um conjunto de feições que caracteriza uma rocha sedimentar, sejam elas: cor, granulação, estruturas internas, geometria deposicional, espessura, fósseis e paleocorrentes, conferindo aspecto diferente dos corpos rochosos adjacentes (READING, 1986; DELLA FÁVERA, 2001). A fácies também pode ser definida como “um corpo rochoso com características específicas que refletem as condições na qual foram formadas (NICHOLS, 2009)”.

Considerando que uma fácies é um corpo rochoso com características específicas, no presente trabalho, o enfoque foi dado às características físicas das rochas, sendo usado os termos fácies e litofácies.

Uma litofácies corresponde a uma rocha com características diferentes, formada sob certas condições de sedimentação, retratando um processo ou ambiente de sedimentação. Segundo Mendes (1984), o termo litofácies se enquadra na categoria de fácies com conotação estratigráfica e é baseado em feições litológicas, texturais e estruturais, não sendo considerado conteúdo fossilífero e paleocorrente. Cada litofácies tem



sua gênese associada a um processo deposicional específico e, um conjunto delas, forma uma associação de fácies.

A associação de fácies constitui grupos de fácies que ocorrem conjuntamente e são geneticamente correlacionadas, com ambientes de sedimentação relacionados (READING, 1996).

Para Etchebehere e Saad (2003), uma associação de fácies consiste em um conjunto faciológico onde cada unidade individual representa o registro da atuação de um determinado processo de formação, e a soma de todos os processos, com suas características e inter-relações, permite que se delineie o ambiente de sedimentação. Dessa forma, cada fácies, dentro da associação, representa o registro sedimentar da atuação de um determinado processo deposicional.

As associações de fácies sedimentares conduzem à identificação dos elementos arquitetônicos, primordiais a interpretação da dinâmica deposicional (MIALL, 1996).

Com base no exposto acima, pode-se dizer que, a associação de fácies é essencial para a interpretação de paleoambiente, tendo em vista que uma dada fácies isoladamente pode ocorrer em diversos ambientes.

Com relação ao sistema deposicional, segundo Tucker (1991), há muitos fatores que controlam e afetam os sedimentos depositados, e que determinam o tipo de rocha sedimentar e o tipo de fácies. Os controles primordiais são: (i) os processos de deposição, (ii) o ambiente deposicional, (iii) o contexto tectônico e (iv) o clima. Assim, há um grande número de ambientes em que fácies semelhantes e as associações de fácies são produzidas.

Para caracterização das unidades deposicionais, Miall (1985), propõem um novo modelo usando um método de análise de fácies, denominada de Análise dos elementos de Arquitetura, onde o autor caracteriza oito elementos arquiteturais, os quais são classificados como: canal (CH), forma de leito do tipo barras conglomeráticas (GB), depósitos de fluxos gravitacionais (SG), forma de leito arenosa (SB), macroforma de acreção frontal (DA), depósito de acreção lateral (LA), lençóis de areias laminados (LS) e depósitos de finos de planície de inundação (OF).

#### **4.2.1 Caracterização de Fácies, Litofácies e Associação de Fácies**

##### **4.2.1.1 Bacia do Parnaíba**

Nesta bacia, foram estudados afloramentos apenas das formações Ipu e Jaicós. Como resultado dos trabalhos de campo, foram reconhecidas, descritas e interpretadas sete

fácies e dez litofácies na Formação Ipu; seis fácies e seis litofácies na Formação Jaicós. Em seguida, as fácies e litofácies da Formação Ipu foram agrupadas em associação de fácies juntamente com os elementos arquiteturais.

É importante ressaltar que neste trabalho adicionou-se uma litofácies extra (**Ad**), representando as estruturas deformacionais, para Formação Ipu.

### **Formação Ipu**

As fácies e litofácies reconhecidas nesta formação estão sintetizadas na Tabela 5 e descritas posteriormente.

Vale ressaltar que Santos (2005) realizou o levantamento faciológico de um dos afloramentos (Formação Ipu) em análise nessa tese. Entretanto, nesse trabalho, foram analisados novos afloramentos.

#### *Fácies de Conglomerados Maciços (Cm)*

Corresponde a conglomerados maciços, suportados pelos clastos (litofácies **Gcm**) (principalmente blocos a grânulos), constituído predominantemente por quartzo e, em menor proporção, por feldspato e fragmentos de rochas sedimentar, metamórfica e ígnea (*Chert*, filito e granito, respectivamente).

Esta fácies apresenta geometria tabular, coloração bege-rosa e tamanho de grãos que varia de 0,5 a 35 cm de diâmetro (areia grossa, grânulos, seixos e blocos), exibindo porções do arcabouço fechada e outras abertas (Figura 14A). A matriz presente ocorre em pouca quantidade e é do tipo areno-argilosa, predominando arenosa (areia grossa e média). Esta variação granulométrica e composicional dos clastos ao longo da fácies, provavelmente, reflete fontes e cargas sedimentares distintas.

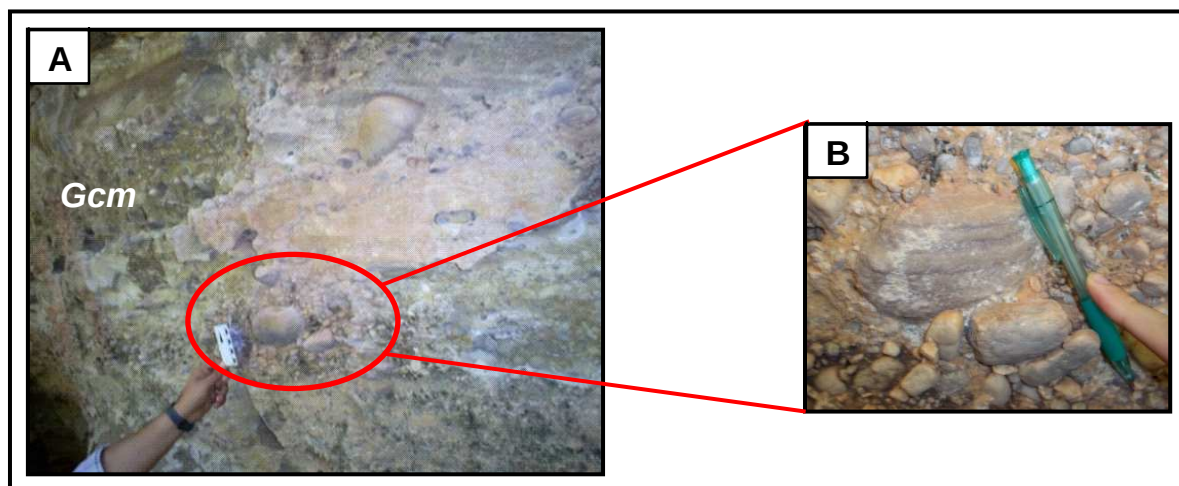
O arredondamento dos grãos varia de subanguloso a arredondado, com esfericidade alta e grãos pobremente selecionados (Figura 14B). Ainda, intercalada nos conglomerados, ocorrem camadas lenticulares de siltito (geometria lenticular).

A fácies *Cm* representa depósitos de fluxos gravitacionais, típico de fluxos de detritos pseudoplásticos (fluxos turbulentos), conforme Miall (1996). Dentre as principais características que conduzem a essa interpretação, estão a má seleção dos grãos, a natureza maciça dos depósitos, a granulometria dos clastos (cascalhosa) e a presença de material fino junto com material grosso.

**Tabela 5** - Principais litofácies identificadas nos arenitos da Formação Ipu e suas características. Os códigos apresentados na primeira coluna correspondem à proposta da nomenclatura de Miall (1978, 1996).

| <b>Código de Litofácies</b> | <b>Fácies</b>                                                                                                                                                            | <b>Estruturas Sedimentares</b>                                                                                  | <b>Interpretação</b>                                                                                                                                                                                                                                                                 |
|-----------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Gcm</b>                  | <i>Cm</i> : conglomerados suportados pelos clastos, compostos por sedimentos cascalhosos (calhau, seixos e grânulos)                                                     | Maciça                                                                                                          | Depósitos de fluxos gravitacionais (fluxos de detritos pseudoplásticos, turbulentos)                                                                                                                                                                                                 |
| <b>Gmm, St, Ad</b>          | <i>Csm</i> : conglomerados suportados pela matriz arenosa e sargilosa, pobremente selecionados, com grãos facetados                                                      | Cruzadas acanaladas e planares de pequeno porte, além de estruturas de sobrecarga (deformacionais - <i>Ad</i> ) | Fluxos gravitacionais (fluxos de detritos plásticos, viscosos c/ alta coesão interna); depósitos gerados por sobrecarga sedimentar, associados à rápida e volumosa deposição por gravidade e processos de fluidização ou liquefação em sedimentos inconsolidados durante a deposição |
| <b>Gt, Gp, St, Sp</b>       | <i>Ac</i> : arenitos conglomeráticos, estratificados, suportados pela matriz arenosa, pobremente selecionados                                                            | Estratificações cruzadas acanaladas e planares de pequeno porte                                                 | Depósitos de preenchimento de canais; crescimento deltaico a partir de antigas barras remanescentes; migração de barras longitudinais de correntes fluviais entrelaçadas, em regime de fluxo inferior                                                                                |
| <b>St,</b>                  | <i>Aa</i> : arenitos grossos a médios, moderadamente selecionados; ocorrem em geometria tabular                                                                          | Estratificações cruzadas acanaladas de médio e pequeno porte                                                    | Depósitos gerados pela migração de barras de crista sinuosa (3D) em regime de fluxo inferior, em canais fluviais entrelaçados                                                                                                                                                        |
| <b>Sp</b>                   | <i>Ap</i> : arenitos grossos a médios, bem estratificados e moderadamente selecionados, em geometria tabular                                                             | Estratificações cruzadas planares de médio e pequeno porte                                                      | Depósitos de migração de barras longitudinais de correntes fluviais de canais entrelaçados                                                                                                                                                                                           |
| <b>Fl, Sh, St, Sp</b>       | <i>Fl</i> : Arenitos muito finos e siltitos laminados, formando laminações plano-paralelas milimétricas, em paleocanal. Ocorre entre as litofácies <i>St</i> e <i>Sp</i> | Laminações plano-paralelas, em camadas tabulares a lenticulares                                                 | Depósitos de transbordamento de canais ou depósitos de inundação; depósitos gerados pela migração de barras de crista sinuosa (3D), em regime de fluxo inferior, em canais fluviais entrelaçados                                                                                     |
| <b>Sm</b>                   | <i>Fsm</i> : Siltitos finos, com níveis argilosos avermelhados e níveis arenosos com seixos. Por vezes, dispõe-se em camadas horizontais contínuas                       | Maciça                                                                                                          | Depósitos de transbordamento de canais ou canais abandonados.                                                                                                                                                                                                                        |

Esta fácies encontra-se no Parque Nacional da Serra da Capivara – Toca do Paraguai e Toca do Pajaú – onde ocorre sobreposta (em contato erosivo) à fácies de siltito maciço (litofácies **Fm**), onde ocorre a presença de seixos e blocos de quartzo arredondados, caídos e rolados, caracterizando material transportado por gelo flutuante, sugerindo que trata-se de sedimentos glaciogênicos ou com alguma influência de geleira. O tamanho das partículas, associada à má seleção, também são indícios de que esta fácies (**Cm**) corresponde a depósito glacial; estes depósitos correspondem a diamictito.



**Figura 14** - A) Conglomerado maciço suportado pelos clastos, da Fácies **Cm**, exibindo porção do arcabouço mais aberta, seixos e blocos (litofácies **Gcm**); e B) Detalhe da figura **A**, mostrando a concentração de clastos grandes de quartzo e má seleção de grãos.

#### *Fácies de Conglomerados Suportados pela Matriz (**Csm**)*

Compreende conglomerados suportados pela matriz (litofácies **Gmm**) arenosa (areia grossa a fina) e síltica-argilosa (em menor quantidade), com estruturas de sobrecarga (**Ad**), como dobras convolutas e estruturas em chama, além de estrutura de sismo (Figura 15A, B e C). Estes corpos apresentam uma coloração que varia de bege a avermelhada, ocorre em geometria tabular e em lobos sigmoidais amalgamados (Figura 16).

Esta fácies caracteriza-se por ser cascalhosa, pobremente selecionada, constituída por areia grossa, grânulos, seixos, blocos, chegando a matacão (Figura 15F). O arredondamento dos grãos varia de anguloso a subanguloso, raramente arredondado, com esfericidade alta e tamanhos que variam de 0,5 a 45 cm de diâmetro (areia grossa a bloco), constituídos predominantemente por quartzo e, em menor quantidade, por feldspato e fragmentos de rochas sedimentar e ígnea (**Chert**, siltito, granito).

A fácies *Csm* aflora na Serra Vermelha (Rodovia PI-140), nas proximidades de São Raimundo Nonato/PI. Localmente, estão presentes: pequenos clastos argilosos (Figura 15C – setas vermelhas, e E – setas amarelas); blocos arredondados de siltito com até 25 cm de diâmetro (Figura 15D); grãos angulosos, caracterizando curta distância de transporte, pouco retrabalhamento e proximidade da área fonte (Figura 15F – setas vermelhas).

Os conglomerados desta fácies podem ser interpretados como tendo sido depositados por fluxos gravitacionais, especialmente fluxos de detritos plásticos (fluxo viscoso com alta coesão interna).

#### *Fácies de Arenitos Conglomeráticos (Ac)*

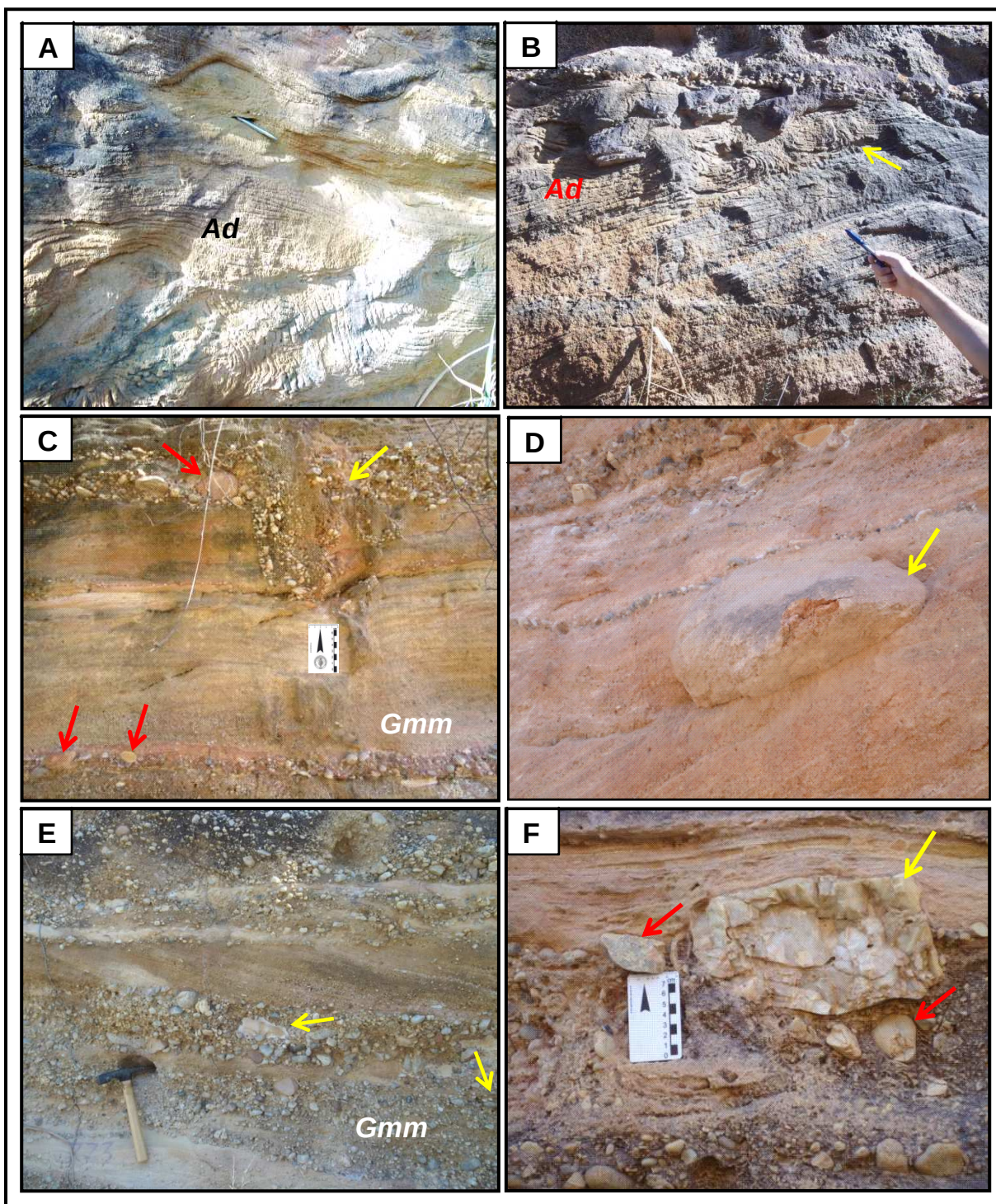
Consiste de arenitos conglomeráticos, quartzosos, com tons de cor variando de branco-acinzentado a avermelhado. Esta fácies ocorre no Parque Nacional da Serra da Capivara (Toca do Paraguai) e na Serra Vermelha (Rodovia PI-140), nas proximidades de São Raimundo Nonato/PI. A parte arenosa apresenta estratificações cruzadas acanaladas (litofácies **St**) e planares (litofácies **Sp**) de pequeno porte, ocorrendo dispostas em camadas tabulares, com sets em torno de 20 cm de espessura (Figura 17A e B), estendendo-se por grande distância, principalmente na Serra Vermelha; é suportada por uma matriz arenosa (areia fina) e, ocorrendo em menor quantidade, matriz argilosa.

As frações que compõem os níveis conglomeráticos (litofácies **Gt** e **Gp**, Figura 17) variam de areia grossa na porção mais arenítica (1,5 a 2 mm), a seixos na porção mais cascalhosa (3 a 5 cm de diâmetro). O arredondamento dos grãos varia de anguloso a subarredondado, com baixa esfericidade e pobremente selecionado.

Algumas características presentes nesta fácies como, textura grossa, estratificações cruzadas acanaladas e ausências de pelitos, podem ser indicativas de que seus depósitos representam barras arenosas internas a canais fluviais entrelaçados (preenchimento de canal).

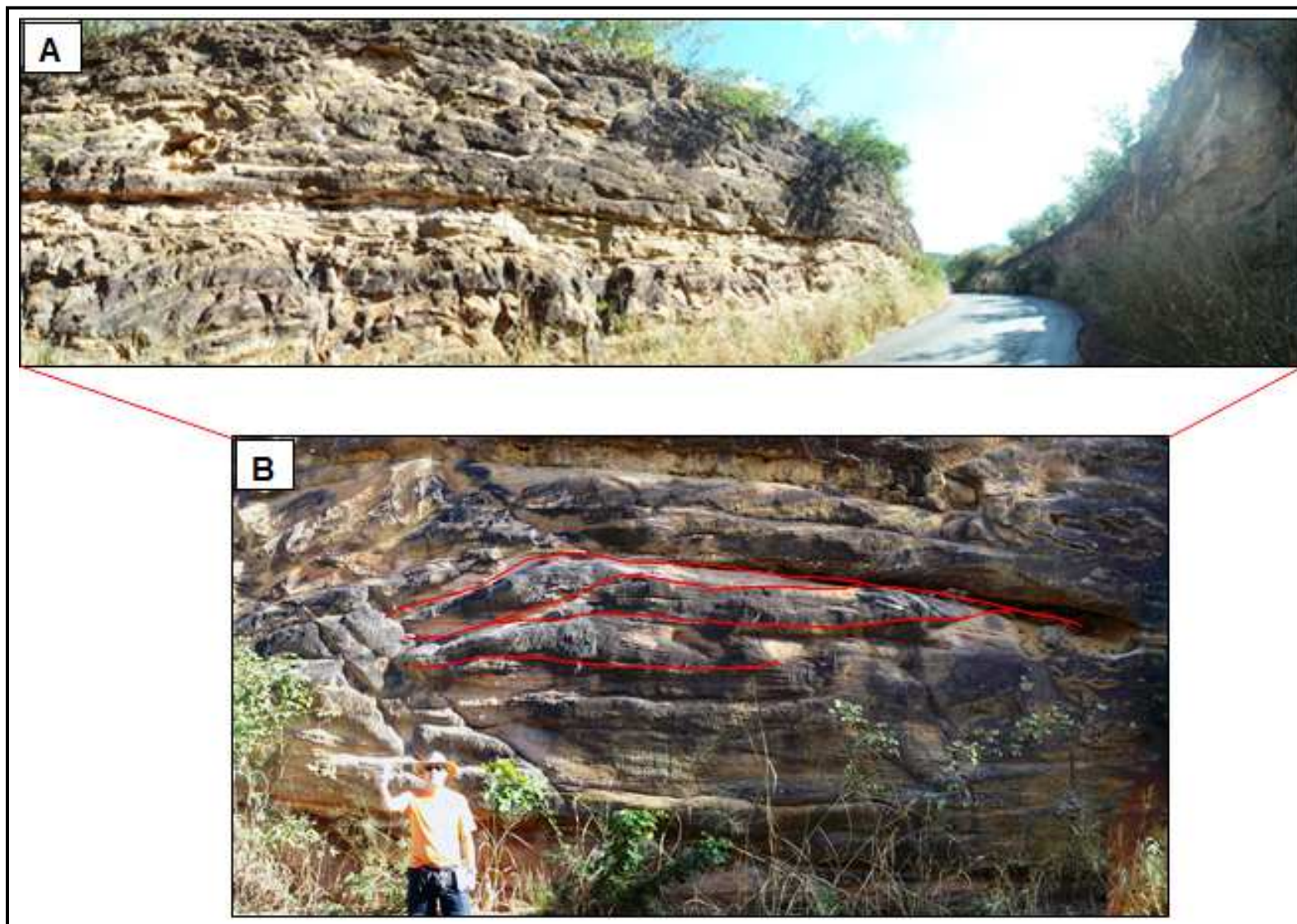
A fácies *Ac* apresenta-se melhor exposta na Serra Vermelha, ocorrendo sotoposta à fácies *Csm*, mostrando bolsões com concentração de clastos (Figura 17A e B). Neste local, o contato entre essas duas fácies (*Ace* e *Csm*) é erosivo. Na Serra da Capivara, a fácies *Ac* aflora na base do afloramento (Toca do Paraguai), em contato erosivo, estando sotoposta à fácies *Com*. Contudo, nessa localidade, a fácies *Csm* está ausente.





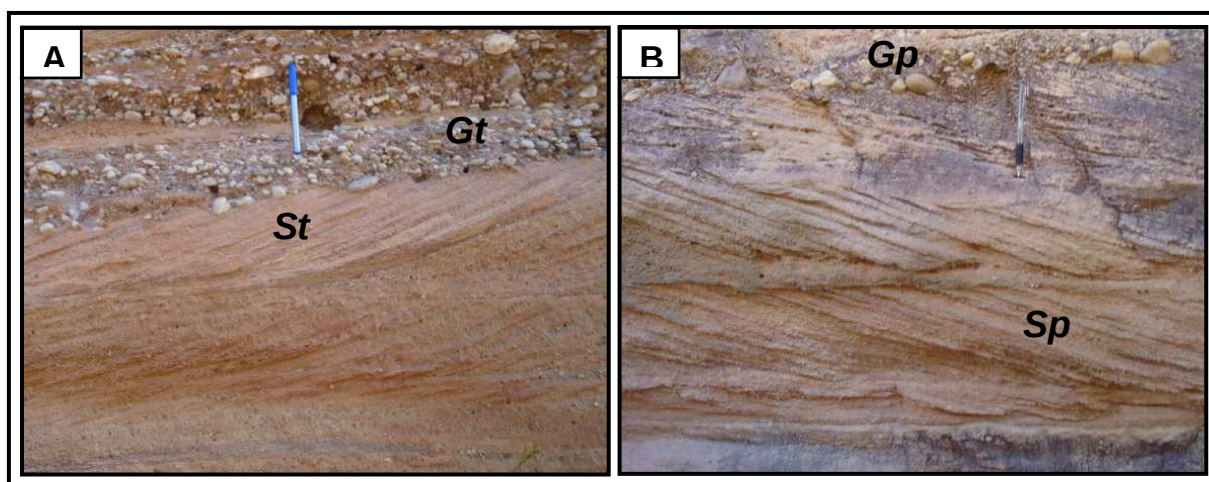
**Figura 15** - A) Conglomerados estratificados suportados pela matriz, da Fácies Ce, mostrando: A) Conglomerado com estrutura deformacional – litofácies *Ad* (dobras convolutas); B) Conglomerado com estrutura deformacional – litofácies *Ad* (estrutura em chama – seta); C) Conglomerado com estrutura de sismo (seta amarela) e intraclastos argilosos (setas vermelhas); D) Conglomerado com intraclasto de silto, sendo arredondado (setas); E) Conglomerado com pequenos clastos de argila (setas amarelas) e suaves estratificações cruzadas planares; e F) Conglomerado mostrando partícula tamanho bloco (seta amarela) e grãos engulosos (setas vermelhas).





**Figura 16** - A) Pannel fotográfico mostrando uma visão geral do afloramento IP8, na localidade da Serra Vermelha (Rodovia PI-140), nas proximidades de São Raimundo Nonato/PI, onde encontra-se a Fácies Ce; e B) Detalhe de parte do afloramento, onde é possível visualizar lobos sigmaoidais amalgamados (linhas na cor vermelha).





**Figura 17** - A) Arenitos conglomeráticos (litofácies *Gt* e *Gp*), com estratificações cruzadas acanaladas e planares de pequeno porte (litofácies *St* e *Sp*); e B) Arenito grosso a conglomerático, com estrutura do tipo chama (setas vermelhas).

De acordo com os preceitos de Miall (1978, 1996), a fácies *Ace* mostra uma associação com depósitos de migração de barras arenosas ou cascalhosas de correntes fluviais de canais entrelaçados.

#### *Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Acanaladas (Aa)*

É constituída por arenitos grossos a médios, quartzosos, com estratificações cruzadas acanaladas de médio e pequeno porte (litofácies ***St***); ocorre em geometria tabular e mostra uma coloração avermelhada (provavelmente, devido a alterações sofridas). O arredondamento dos grãos varia de subanguloso a arredondado, sendo moderadamente selecionados. Esta fácies foi identificada na Serra da Capivara, sobrepondo a fácies *Fsm*. De acordo com Miall (1978, 1996), a fácies *Aa* é interpretada como tendo sido gerada pela migração de mega ondulações de cristas sinuosas (dunas 3D), em regime de fluxo inferior em canais fluviais entrelaçados.

#### *Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Planares (Ap)*

Esta fácies é formada por arenitos grossos a médios, quartzosos, bem estratificados, com cruzadas planares de médio e pequeno porte (litofácies ***Sp***), em geometria tabular. Os grãos são subanguloso a arredondado, moderadamente selecionados.

Juntamente com as fácies *Cm*, *Aa* e *Fsm*, a fácies *Ap* foi identificada na Serra da Capivara, em São Raimundo Nonato/PI. A fácies *Ap* é interpretada como sendo gerada por

migração de barras longitudinais de correntes fluviais de canais entrelaçados (MIAL, 1978, 1996).

#### *Fácies de Arenitos Muito Finos e Siltitos Laminados (FI)*

Engloba arenitos muito finos, siltitos e argilitos, formando laminações plano-paralelas com espessuras milimétricas, apresentando-se com morfologia de paleocanal (Figura 18); são compostas por silte e argila intercaladas, semelhante a ritimitos.

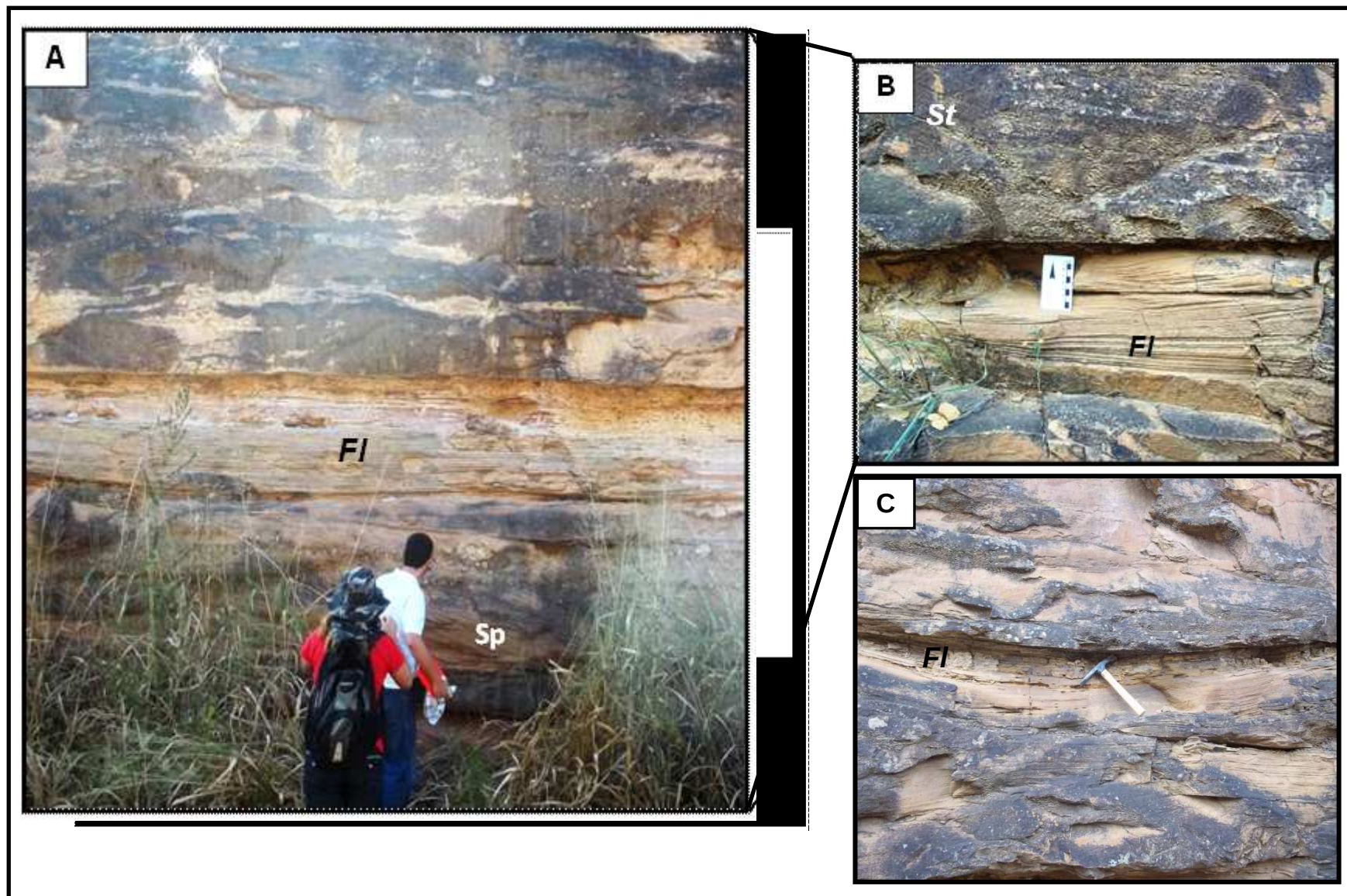
A fácies *FI* foi observada na Serra Vermelha (Rodovia PI-140), nas proximidades de São Raimundo Nonato/PI, onde ocorre inserida entre as fácies *Aa* (sobreposta) e *Ap* (sotoposta). Seu contato com a fácies *Ap* é determinado por truncamento de estratificação cruzada.

De acordo com os preceitos de Miall (1978, 1996), a fácies *FI* pode ser interpretada como sendo depósitos de transbordamento de canais ou depósitos de inundação, em regime de fluxo inferior, formando leito plano. Para Santos (2005), esta fácies é característica de depósito de periódicas paleocorrentes com grande carga sedimentar, similar a deposição de varvitos, com anuais eventos de degelo.

#### *Fácies de Siltito Argiloso Maciço (Fsm)*

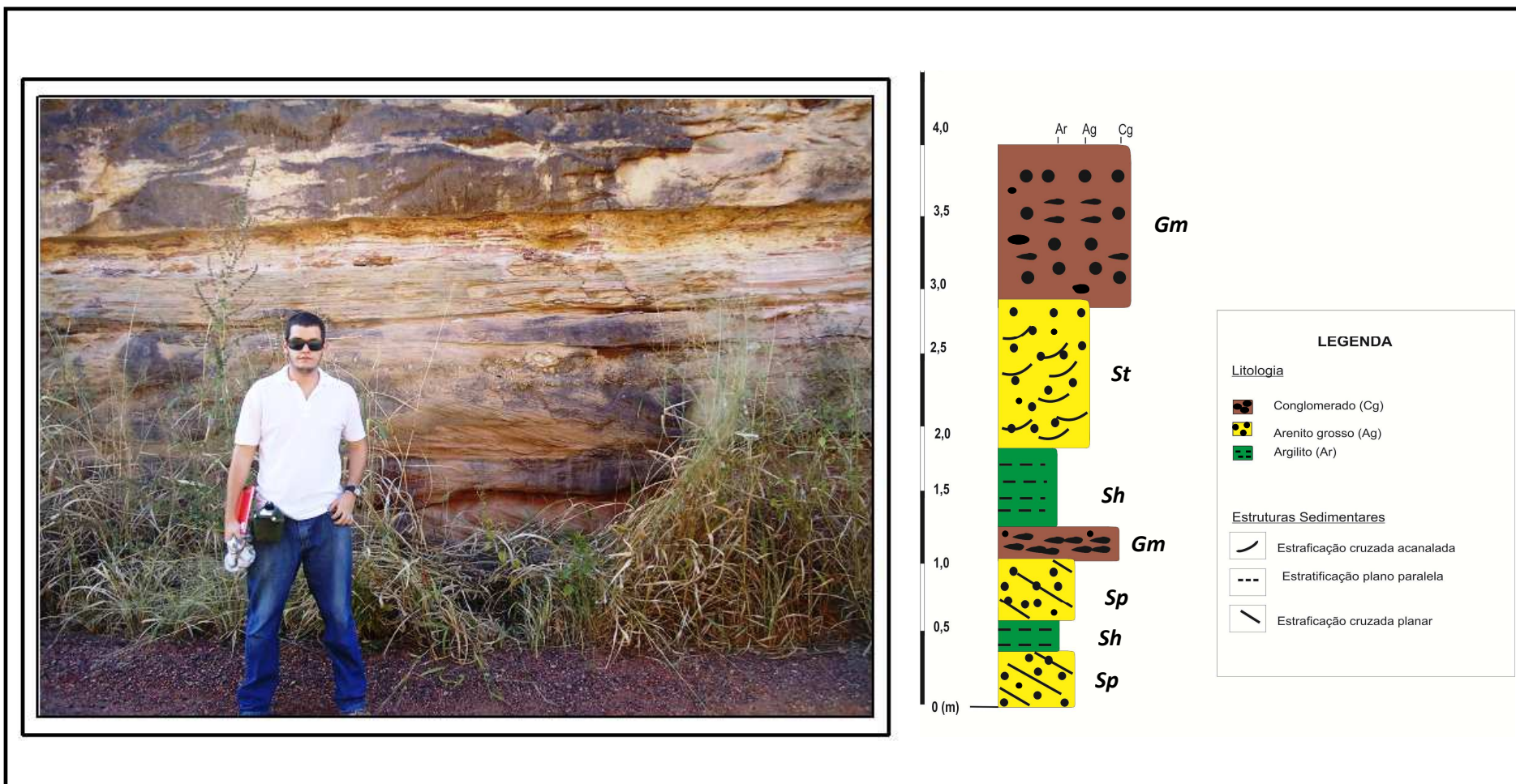
Esta fácies foi identificada apenas no Parque Nacional da Serra da Capivara (Toca do Paraguai e Toca do Pajaú), São Raimundo Nonato/PI. Ocorre sobreposta à fácies *Cm*, em contato erosivo. É constituída por siltitos finos na cor creme, com níveis argilosos avermelhados e níveis de arenitos com seixos associados. São maciços (litofácies ***Sm***) e ocorrem como pacotes com mais de 3 metros de espessura. Por vezes, dispõe-se em camadas horizontais contínuas, com até 70 cm de espessura. Segundo Miall (1996). Esta fácies representa depósitos de transbordamento de canais ou canais abandonados.

A figura 19 mostra uma seção colunar do afloramento IP7, constituído por arenito grosso a material argiloso, com cruzadas planares, acanaladas e laminações plano-paralelas (fácies *Sp*, *St* e *FI* associadas), em camadas tabulares.



**Figura 18** - A) Vista geral da fácies de Arenitos Muito Finos a Siltitos Laminados (*FI*), com laminações plano-paralelas, mostrando sua associação com as litofácies *St* e *Sp*. B) Detalhe da fácies *FI*; e C) Detalhe da fácies *FI*, mostrando a morfologia de paleocana. Afloramento IP7, na localidade da Serra Vermelha (Rodovia PI-140), nas proximidades de São Raimundo Nonato/PI.





Medidas de paleocorrentes nas fácies Aa e Ap indicaram paleofluxos preferenciais para NW (média de 320°AZ) e subordinada para SW (220° AZ).

A Tabela 6 resume as associações de fácies dos depósitos da Formação Ipu, bem como sua associação com os processos deposicionais dos sistemas glacial proximal, glácio-fluvial e deltaico, com as litofácies e os elementos arquiteturais.

**Tabela 6** - Síntese das associações de fácies, litofácies e os principais elementos arquiteturais dos depósitos da Formação Ipu. Os códigos das litofácies e dos elementos arquiteturais correspondem aos propostos por Miall (1978, 1985, 1996).

| <b>Associação de Fácies</b>         | <b>Litofácies</b>                        | <b>Sistemas Depositionais</b>                                 | <b>Elementos Arquitetônicos</b>                                                                                                                                                                | <b>Principais Processos Sedimentares</b>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |
|-------------------------------------|------------------------------------------|---------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Cm, Csm</b>                      | <i>Gcm, Gmm, Ad, St, Sp</i>              | Glacial proximal, leques aluviais proximais, leques deltaicos | Barras cascalhosas (GB)                                                                                                                                                                        | Fluxos gravitacionais (fluxos detritos pseudoplástico, viscoso com alta coesão interna e liquefação); barras de frente deltaica                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |
| <b>Cm, Csm, Ac, Aa, Ap, Fl, Fsm</b> | <i>Gcm, Gmm, Gt, Gp, St, Sp, Fl, Fsm</i> | Glácio-fluvial e fluvial entrelaçado                          | Barras cascalhosas (GB) e arenosas (SB); canais (CH), com várias combinações; depósitos de migração de barras laterais (LA) e longitudinal (LD); depósitos finos de planície de inundação (OF) | Fluxos gravitacionais (detritos pseudoplásticos); depósitos de preenchimento de canais fluviais; migração de barras arenosas ou cascalhosas de correntes fluviais de canais entrelaçados; migração de mega ondulações de crista sinuosas (dunas 3D), em regime de fluxo inferior em canais fluviais entrelaçados; migração de barras laterais e longitudinais de correntes fluviais canais entrelaçados; depósitos de transbordamento de canais ou inundação; processos de decantação em canais abandonados |

### **Formação Jaicós**

Na Tabela 7 estão sumarizadas as fácies e litofácies reconhecidas na Formação Jaicós; posteriormente descritas posteriormente.

**Tabela 7** - Principais litofácies identificadas nos arenitos da Formação Jaicós e suas características. Os códigos apresentados na primeira coluna correspondem à proposta da nomenclatura de Miall (1978, 1996).

| <b>Código de Litofácies</b> | <b>Fácies</b>                                                                                                                                  | <b>Estruturas Sedimentares</b>                                                           | <b>Interpretação</b>                                                                                                                |
|-----------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Gcm</b>                  | <i>Cm</i> : conglomerados maciços, clasto-suportados, com arcabouço composto por grânulos e seixos, mal selecionados                           | Maciça                                                                                   | Gerada por fluxos gravitacionais (fluxos de detritos pseudoplásticos, viscosos)                                                     |
| <b>Gmm</b>                  | <i>Csm</i> : conglomerados matriz-suportada, com arcabouço constituído por grânulos e seixos, moderadamente selecionados                       | Maciça                                                                                   | Fluxos gravitacionais (fluxos de detritos pseudoplásticos, fluxos turbulentos)                                                      |
| <b>Sp</b>                   | <i>Ap</i> : arenitos grossos a finos, por vezes, cascalhosos (grânulos e seixos) dispersos no arcabouço; quartzosos moderadamente selecionados | Estratificações cruzadas planares de grande a pequeno porte                              | Depósitos gerados por migração de formas de leito de crista reta (ondas de areia ou “sand waves”), geradas por barras laterais      |
| <b>St</b>                   | <i>At</i> : arenitos grossos a finos, com grânulos e seixos dispersos no arcabouço; são moderadamente selecionados                             | Estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte                                     | Gerada por migração de mega ondulações de cristas sinuosas (dunas 3D), em regime de fluxo inferior em canais fluviais entrelaçados. |
| <b>Gp</b>                   | <i>Ac</i> : arenitos conglomeráticos, suportados pela matriz, com níveis seixosos; são mal selecionados                                        | Estratificações cruzadas planares de médio a pequeno porte, com baixo ângulo de mergulho | Depósitos de preenchimento de canal gerados pela migração de barras laterais e cascalhosas.                                         |
| <b>Sh</b>                   | <i>App</i> : Arenitos finos, quartzosos, esbranquiçados, moderadamente selecionados                                                            | Estratificações horizontais (estratos plano-paralelos)                                   | Fluxo de acamamento planar, formada a partir de regime de fluxo superior, originando formas de leito plano                          |



### *Fácies de Conglomerados Maciços (Cm)*

Corresponde a conglomerados maciços, suportados pelos clastos (litofácies **Gcm**), com o arcabouço composto por grânulos e seixos, constituídos predominantemente por quartzo e alguns fragmentos de rochas sedimentar (*Chert*), metamórfica (gnaisse) e ígnea; a matriz é arenosa (areia grossa a média) e, em pequena proporção, argilosa.

Esta fácies foi encontrada na cidade de Jaicós/PI; ocorre isolada, em um paredão de rocha sedimentar com até 8 metros de altura, mostrando feições de erosão, com uma base marcada por concentração de seixos constituídos de quartzo (Figura 20A). Mostra-se mal selecionada, com composição oligomítica e grãos subangulosos a subarredondados. Seu processo de formação está associado a fluxos gravitacionais, do tipo fluxos de detritos pseudoplásticos (fluxos turbulentos), segundo Miall (1996).

### *Fácies de Conglomerados Suportados pela Matriz (Csm)*

Corresponde a conglomerados suportados pela matriz (**Gmm**). O arcabouço é constituído predominantemente por grânulos e seixos (2 a 4 cm de diâmetro), subanguloso, a subarredondado, por vezes arredondado, com baixa esfericidade. Os grãos são moderadamente selecionados, compostos, predominantemente por quartzo e, em menor quantidade, por feldspatos e fragmentos de rocha sedimentar (*chert*), metamórfica (gnaisse e xisto) e indistintos (?), com matriz arenosa (areia média a fina).

Esta fácies encontra-se na localidade de Santo Antonio de Lisboa (BR 407), próximo ao Município de Jaicós/PI (a aproximadamente 37 km de Jaicós), na BR 316 (3 Km após Alegreto do Piauí, Km 377 e próximo a Marcolândia/PI) e na cidade de Jaicós; ocorre como lobos sigmoidais amalgamados (Figura 20B), com contato inferior erosivo; apresenta uma coloração esbranquiçada (internamente).

A formação desta fácies está associada fluxos gravitacionais (fluxos de detritos pseudoplásticos, como fluxos turbulentos), de acordo com os preceitos de Miall (1996).

### *Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Planares (Ap)*

Engloba arenitos grossos a finos, por vezes cascalhosos, com grânulos e seixos de quartzo dispersos no arcabouço (quartzoso), com estratificações cruzadas planares de grande a pequeno porte (litofácies **Sp**), em geometria lenticular (Figura 20C), com tons esbranquiçado a amarelado e matriz argilosa, com evidência de granodecrescência ascendente. Os grãos variam de subangulosos a subarredondados, sendo moderadamente

selecionados. No entanto, os arenitos finos apresentam grãos mais arredondados e melhor selecionados, em relação aos arenitos grossos e médios.

Os arenitos grossos ocorrem principalmente na Serra da Capivara (Toca do Pajaú), onde a fácies *Ap* é bem representada (estratos de pequeno porte), ocorre em geometria tabular e encontra-se sotoposta à fácies *Aa*. Por outro lado, os arenitos finos afloram principalmente na BR 316, a 42 Km da divisa PE/PI e no Km 377 (próximo a Marcolândia). Apresentam estratificações cruzadas planares de grande e médio porte (litofácies ***Sp***), em geometria lenticular; ora ocorrem na base do afloramento, ora sobrepostos os conglomerados da fácies *Gcm* (Figura 21A).

A fácies *Ap* pode ser interpretada como tendo sido gerada a partir da migração de barras longitudinais de correntes fluviais de canais entrelaçados, segundo Miall (1996).

#### *Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Acanaladas (Aa)*

Inclui arenitos grossos a finos, com grânulos e seixos de quartzo dispersos no arcabouço (quartzoso, levemente subarcoseano), com grãos subarredondados e arredondados, estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte (litofácies ***St***) e moderadamente selecionados; ocorre em geometria tabular e apresenta uma coloração amarelada.

Esta fácies ocorre com espessura centimétrica na Serra da Capivara (Toca do Pajaú), sobrepondo a fácies *Ap*, onde é realçada pela presença de figuras rupestres (Figura 20D), muito comum nesta localidade. Na BR 316, a 3 Km após Alegreto do Piauí (Km 377), encontra-se sobrepondo a fácies *Ap*, que está na base do afloramento.

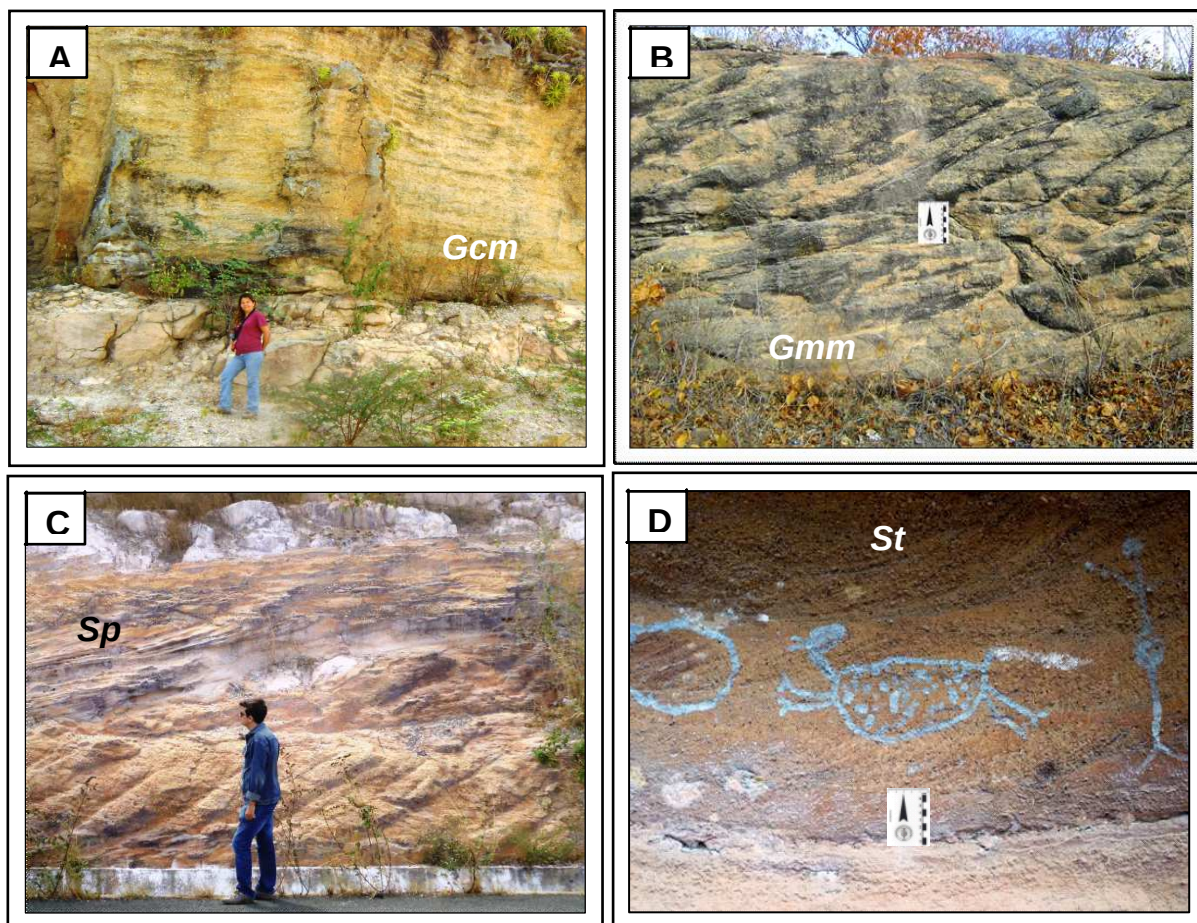
Os estratos da fácies *Aa* podem ser interpretados como estando associados à migração de mega ondulações de cristas sinuosas (dunas 3D), em regime de fluxo inferior em canais fluviais entrelaçados.

#### *Fácies de Arenitos Conglomeráticos (Ac)*

Consiste de depósitos de arenitos conglomeráticos (litofácies ***Gp***), suportados pela matriz, com níveis seixosos. Internamente, estes depósitos possuem tons esbranquiçados, apresentam estratificações cruzadas planares de médio a pequeno porte (litofácies ***Sp***) na porção arenosa, com baixo ângulo de mergulho (Figura 21B). Os grãos que constituem esta fácies são angulosos a subarredondados, mal selecionados.

Esta fácies foi identificada na Serra da Capivara, onde é possível observá-la em planta. Corresponde a depósitos de preenchimento de canal gerados pela migração de barras laterais e cascalhosas.

As características da fácies Ac são indicativas de que seus depósitos representam barras arenosas internas a canais fluviais entrelaçados (preenchimento de canal).



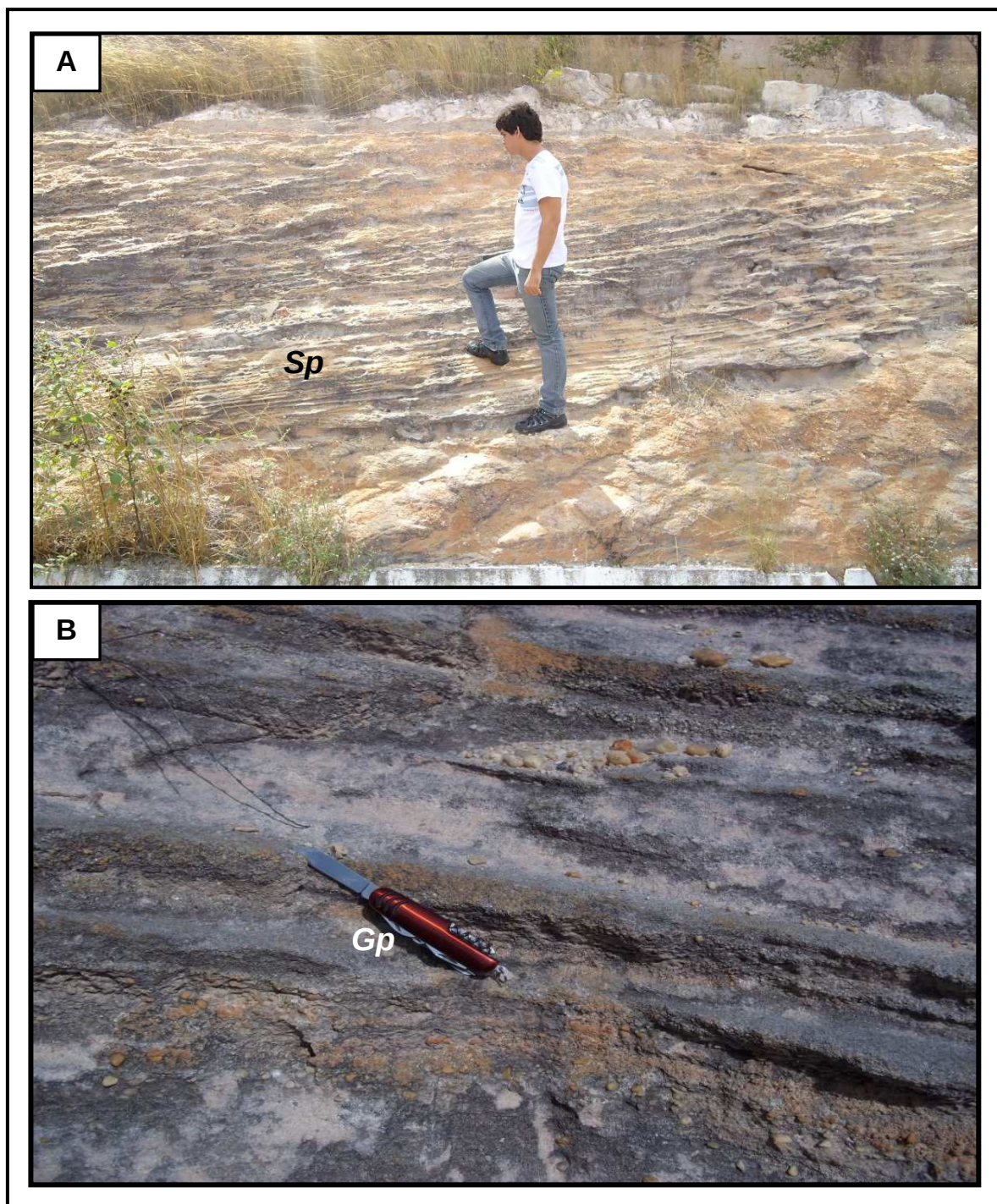
**Figura 20** - A) Conglomerado maciço, clasto-suportado (litofácies Gcm); B) Conglomerado em lobos sigmoidais; C) Arenito grosso a fino, com estratificações cruzadas planares de grande porte (litofácies Sp); e D) Arenito grosso a médio, com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte (litofácies St).

#### *Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Plano-Paralela (App)*

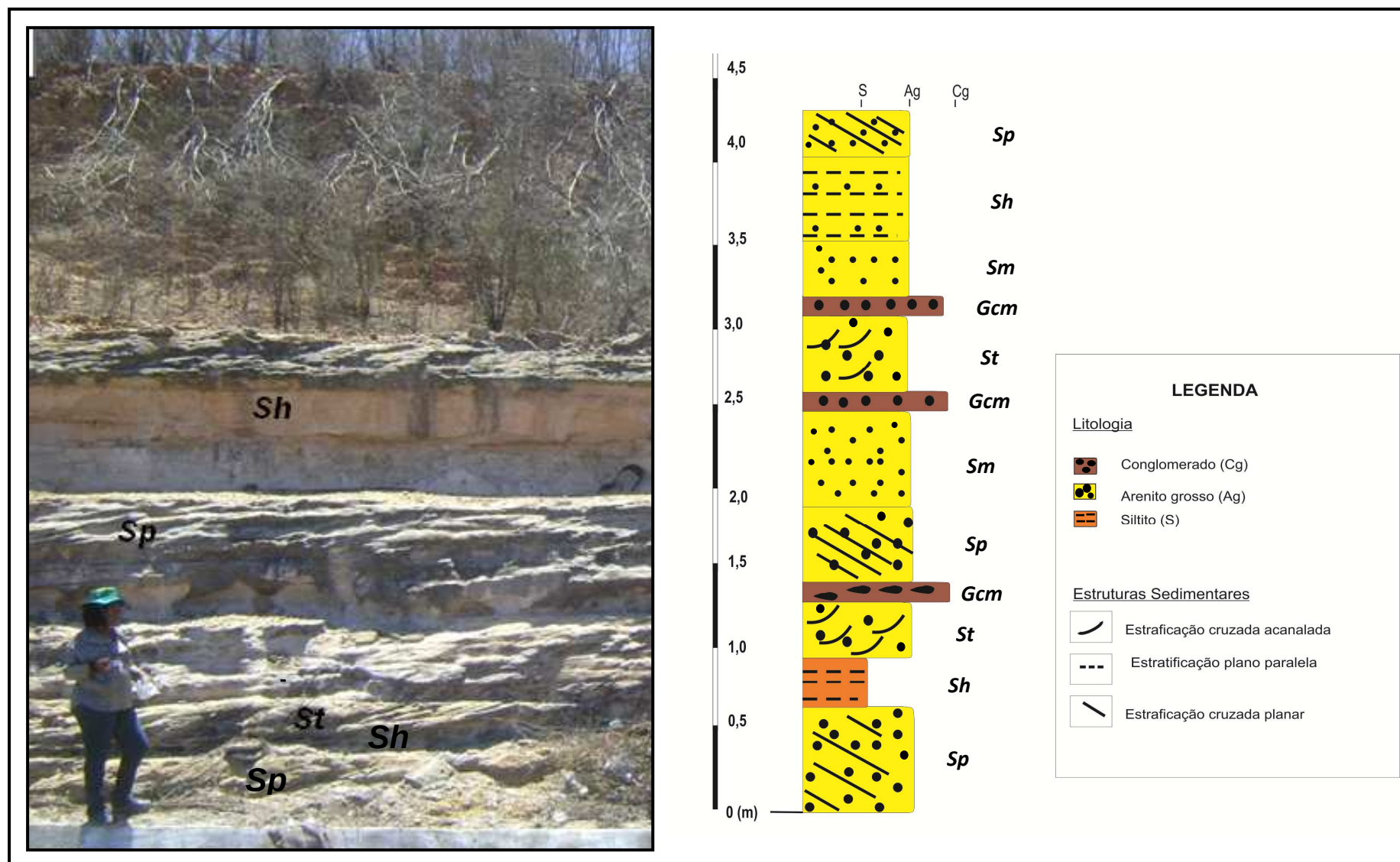
Os depósitos desta fácies são constituídos por arenitos finos a sílticos, esbranquiçados, com estratificações plano-paralelas (litofácies **Sh**); são moderadamente selecionados, ocorrem em camadas tabulares decimétricas (40 - 60 cm), em geometria tabular (Figura 22). Estes arenitos ocorrem na BR 316, a 3 Km após Alegreto do Piauí (Km 377, 42 Km da divisa PE/PI, próximo a Marcolândia/PI), onde intercala-se com às fácies Ap e Aa.

A fácies App sugere fluxo de acamamento planar, tendo sido formada a partir de regime de fluxo superior, originando formas de leito plano (MIALL, 1978, 1996).





**Figura 21** - A) Arenito grosso, cascalhoso, com grânulos e seixos de quartzo dispersos no arcabouço, com estratificações cruzadas planares de grande porte (litofácies *Sp*), em geometria lenticular (afloramento localizado na BR 316, a 3 Km após Alegreto do Piauí (Km 377, 42 Km da divisa PE/PI, próximo a Marcolândia/PI); e B) Arenito conglomerático (litofácies *Gp*), com níveis seixosos e cruzadas planares de médio e pequeno porte (afloramento localizado no Parque Nacional da Serra da Capivara, São Raimundo Nonato).



**Figura 22** - Seção colunar do afloramento JC1, localizado na BR 316, Km 377, próximo à divisa PE/PI. BR – 316. O afloramento é consrtituído por arenitos grossos a silticos, com cruzadas planares, acanaladas e plano-paralelas (litofácies *Sp*, *St* e *Sh* associadas), em camadas tabulares.



As medidas de paleocorrentes nas fácies Aa e Ap sugerem paleofluxos preferenciais para NW (média de 330°AZ) e subordinada para SW (250° AZ).

A Tabela 8 resume as associações de fácies dos depósitos da Formação Jaicós, bem como sua associação com os processos deposicionais dos sistemas fluvial entrelaçado e leque aluvial, com as litofácies e os elementos arquiteturais.

**Tabela 8** - Síntese das associações de fácies, litofácies e os principais elementos arquiteturais dos depósitos da Formação Jaicós. Os códigos das litofácies e dos elementos arquiteturais correspondem aos propostos por Miall (1978, 1985, 1996).

| Associação de Fácies   | Litofácies            | Sistemas Depositionais | Elementos Arquiteturais                 | Principais Processos Sedimentares                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            |
|------------------------|-----------------------|------------------------|-----------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Ap, At, Ac, App</b> | <i>St, Sp, Gp, Sh</i> | Fluvial Entrelaçado    | Barras cascalhosas (GB) e arenosas (SB) | Depósitos de fluxos gravitacionais (fluxos de detritos e fluxos pseudoplásticos, viscosos); depósitos de barras laterais e longitudinais; depósitos de formas de leitos transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes; depositados de preenchimento de canais entrelaçados; regime de fluxo superior, originando formas de leito plano |
| <b>Cm, Csm</b>         | <i>Gcm, Gmm</i>       | Leque Aluvial          | Barras cascalhosas (GB)                 | Formados por fluxos de detritos, pseudoplásticos, viscosos (alta energia)                                                                                                                                                                                                                                                                                    |

#### **4.2.1.2 Bacia do Araripe**

Os afloramentos estudados nesta bacia são apenas da Formação Cariri, onde foram reconhecidas doze fácies e doze litofácies. Uma síntese das fácies e litofácies identificadas encontra-se na Tabela 9. Em seguida, as fácies e litofácies da Formação Cariri foram agrupadas em associação de fácies juntamente com os elementos arquiteturais.

Vale ressaltar que foram adicionadas para esta unidade, três litofácies extras, representando estruturas deformacionais (litofácies **Ad**), climbing-ripples (litofácies **Sr**) e *rip up mud clast* (litofácies **Se**), além de um elemento arquitetural (**\*LE**).



**Tabela 9** - Principais litofácies identificadas nos arenitos da Formação Cariri e suas características. Os códigos apresentados na primeira coluna correspondem à proposta da nomenclatura de Miall (1978, 1996).

| <b>Código de Litofácies</b>  | <b>Fácies</b>                                                                                                                                         | <b>Estruturas Sedimentares</b>                                                                         | <b>Interpretação</b>                                                                                                                                                                                                                                                                               |
|------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Gcm</b><br><br><b>Gmm</b> | <i>Cm</i> : conglomerados maciços, com clastos-suportados, mal selecionados<br><br><i>Csm</i> : conglomerados com matriz-suportados, mal selecionados | Maciça                                                                                                 | Depósitos de fluxos de detritos plásticos (fluxos turbulentos), viscosos, de alta energia, com alta coesão interna; fluxos de detritos turbulentos (não-coesivos); canais fluviais entrelaçados, associados a leques aluviais proximais; barras longitudinais, migração de formas de leito 2D e 3D |
| <b>Ad, St, Sp</b>            | <i>Ad</i> : arenitos médios a finos, eventualmente com níveis seixosos, com seleção moderada a boa                                                    | Estruturas deformacionais, cruzadas acanaladas e planares de pequeno porte; ocorre em lobos sigmoidais | Depósitos gerados por sobrecarga sedimentar, associados à rápida e volumosa deposição por gravidade e processos de liquefação, sugerindo um estado inconsolidado ou parcialmente consolidado dos sedimentos durante a deposição                                                                    |
| <b>Sl</b>                    | <i>Sl</i> : arenitos finos a silticos, matriz-suportados,                                                                                             | Estratificações cruzadas de marcas onduladas de pequeno porte, em lobos sigmoidais                     | Depósitos de preenchimento de suaves depressões ( <i>scour fills</i> ) dunas atenuadas                                                                                                                                                                                                             |
| <b>Gt, St, Sp</b>            | <i>Acp</i> : arenitos conglomeráticos polimíticos, arcoseanos, matriz-suportada                                                                       | Estratificações cruzadas acanaladas e planares                                                         | Depósitos de preenchimento de canais, com processos associados à movimentação de barras arenosas e cascalhos internas a canais fluviais entrelaçados                                                                                                                                               |
| <b>Gt, Gp</b>                | <i>Ac</i> : arenitos grossos a conglomeráticos, com matriz-suportada                                                                                  | Estratificações cruzadas planares de médio a pequeno porte                                             | Depósitos de barras longitudinais, depósitos de formas de leitos transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes.                                                                                                                                                              |
| <b>Sm</b>                    | <i>Sm</i> : arenitos grossos a médios, maciços, com grânulos e seixos dispersos em uma matriz arenosa                                                 | Maciça                                                                                                 | Depósitos de fluxos gravitacionais, fluxos de detritos desorganizados, responsáveis por grande descarga de sedimentos, produzindo corpos maciços                                                                                                                                                   |
| <b>Sp, Gp</b>                | <i>Ap1</i> : arenitos médios a grossos, quartzosos, com níveis conglomeráticos                                                                        | Estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte                                           | Gerada por migração de barras longitudinais de correntes fluviais de canais entrelaçados                                                                                                                                                                                                           |

Tabela 9 (continuação)

| Código de Litofácies      | Fácies                                                                                                                                                     | Estruturas Sedimentares                                                                                                                                                                          | Interpretação                                                                                                                                                                                                                                                                       |
|---------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>St</b>                 | Aa: arenitos médios a grossos, quartzosos                                                                                                                  | Estratificações cruzadas acanaladas de médio a pequeno porte                                                                                                                                     | Depósitos gerados pela migração de ondulações de crista sinuosa (dunas 3D), em regime de fluxo inferior                                                                                                                                                                             |
| <b>Gt</b>                 | Aa: arenitos médios a grossos, quartzosos, mal selecionados                                                                                                | Estratificações cruzadas acanaladas de médio a pequeno porte                                                                                                                                     | Depósitos de barras longitudinais de sistema fluvial entrelaçado                                                                                                                                                                                                                    |
| <b>Sh</b>                 | App: Arenitos grossos a médios, com seixos dispersos nas camadas; são moderadamente selecionados                                                           | Estratificações cruzadas horizontais (plano-paralelas), em camadas tabulares                                                                                                                     | Depósitos gerados por fluxo de acamamento planar, formado a partir de regime de fluxo superior, originando formas de leito plano                                                                                                                                                    |
| <b>Sr, Se, Sh, St, Sp</b> | Alc: arenitos grossos a finos, com pequenos <i>ripples</i> de lentes argilosas intercaladas, com clastos argilos ( <i>rip up mud clasts</i> )              | Estruturas predominantes do tipo estratificações cruzadas acanaladas e planares de pequeno porte e, estruturas subordinadas, do tipo laminações cruzadas cavalgantes ( <i>climbing-ripples</i> ) | Litotipos de marcas onduladas são típicos de regime de fluxo inferior, de migração de marcas onduladas geradas por correntes trativas, com deposição por decantação, provavelmente por desaceleração de corrente. <i>Rip up mud clasts</i> são associados a preenchimento de sulcos |
| <b>Sm2</b>                | Fl: arenitos finos e siltitos maciços, bem selecionados, com feição de retrabalhamento eólico, representada por bimodalidade textural, e geometria tabular | Maciça                                                                                                                                                                                           | Esta fácies é interpretada como sendo depósitos de transbordamento de canais ou depósitos de inundação, em regime de fluxo inferior                                                                                                                                                 |
| <b>Sp2</b>                | Ap2: arenitos grossos a médios, quartzosos, bem selecionados, com bimodalidade textural                                                                    | Estratificações cruzadas planares de grande e médio porte, com alto ângulo de mergulho e sets frontais                                                                                           | Originados por migração de barras longitudinais de correntes fluviais de canais entrelaçados (regime de fluxo inferior) e dunas transversais 2D                                                                                                                                     |

### *Fácies de Conglomerados Maciços (Cm) e fácies de Conglomerados Suportados pela Matriz (Csm)*

Corresponde a conglomerados maciços, por vezes, intercalados por arenitos grosso e fino (Figura 23A). São constituídos por seixos, grânulos e areia muito grossa, e são suportados pela matriz (predominante) (litofácies **Gmm**), com base suportada por clastos imbricados (de forma subordinada) (litofácies **Gcm**).

Esta fácies é composta por clastos com arredondamento anguloso, a subanguloso, (predominando grânulos e seixos com até 6 cm), mal selecionados, com matriz constituída por areia (grossa a média), silte e argila (inclusive pseudomatriz). Os clastos são predominantemente quartzosos, ocorrendo em menor quantidade do tipo feldspatos e fragmentos líticos, principalmente de rochas metamórficas (gnaisse, filito e ardósia) e ígnea (granito). Estes depósitos são heterogêneos e apresentam uma coloração avermelhada, devido à presença de óxido/hidróxido de ferro.

O pacote sedimentar apresenta base erosiva, com ciclos granodecrescentes ascendentes que começam com conglomerado maciço suportado pelos clastos e terminam com arenitos médios (subordinados), com estratificações cruzadas acanaladas (litofácies **St**) e planares (litofácies **Sp**) de pequeno porte, ocorrendo em lobos sigmoidais amalgamados (Figura 24).

Estas fácies são expostas na BR 316 (Km 467), onde apresenta uma grande continuidade lateral; encontra-se na base do afloramento, em contato erosivo com rochas xistosas que constituem o embasamento da bacia.

Os conglomerados destas fáciess podem ser interpretados como tendo sido depositados por fluxos gravitacionais, especialmente fluxos de detritos plásticos (fluxo viscoso com alta coesão interna) e fluxos turbulentos (não-coesivo).

### *Fácies Arenosa com Estrutura Deformacional (Ad)*

Compreende arenitos médios a finos, com grãos subarredondados a arredondados, bem selecionados, ocorrendo eventualmente, níveis seixosos (constituídos de quartzo), com padrão de granodecrescência ascendente, culminando no topo com arenitos mais finos. Subordinadamente, esta fácies é constituída por feldspatos e fragmentos líticos, este último, representados por fragmentos de arenito e *chert*; também ocorrem fragmentos de calcedônia, alteritos e prováveis fragmentos de rocha vulcânica.

Estes depósitos formam corpos com geometria sigmoidal, contendo, em escala de afloramento, uma média de 3 m de espessura e mais de 100 m de extensão lateral (Figuras 25 e 26A), com bases bruscas (planares ou mais ou menos erosivas).

Esta fácies ocorre de forma subordinada, apresenta estratificações cruzadas acanaladas e planares de pequeno porte (litofácies **St** e **Sp**), com níveis seixosos (quartzosos) dispostos na base das lâminas frontais. Estes depósitos são suportados por matriz argilosa e caracterizam-se por exibir, em direção ao topo dos estratos, estruturas deformacionais (**Ad**), como laminações convolutas, estrutura de sobrecarga e dobras intraformacionais (Figura 23B), sugerindo processo de deformação sin-deposicional.

Estruturas deformacionais de sobrecarga podem estar relacionadas à rápida e volumosa deposição por gravidade, associada a processos de fluidização ou liquefação, sugerindo um estado inconsolidado ou parcialmente consolidado dos sedimentos durante a deposição. Todavia, a associação de frente deltaica (barras de frente deltaicas) também compõe sucessões de arenitos com estruturas deformacionais convolutas e de estratificações cruzadas acanaladas. Os pacotes de arenitos com geometria em lobos sigmoidais, com estratificações cruzadas planares e acamamento convoluto, são evidências que também sugerem ambiente deltaico (frente deltaica).

#### *Fácies de Arenitos Finos e Siltitos (SI)*

Corresponde a arenitos predominantemente finos a silticos, com matriz argilosa, laminações cruzadas de marcas onduladas de pequeno porte, em lobos sigmoidais (Figura 23C). Esta fácies mostra um padrão granodecrescente ascendente, cujo ciclo começa com arenitos finos na base, seguidos de siltito em direção ao topo.

Estes depósitos são constituídos predominantemente por quartzo e, secundariamente, por feldspatos. O arredondamento dos grãos varia de subarredondado a arredondado, sendo moderadamente a mal selecionados. No município de Município de Missão Velha/CE, ocorre em contato com a Formação Brejo Santo (Figura 23C) e está associada à litofácies **Gmm**.

A fácies **SI** pode ser interpretada como sendo depósitos de preenchimento de suaves depressões (*scour fills*), dunas atenuadas (Miall, 1996).

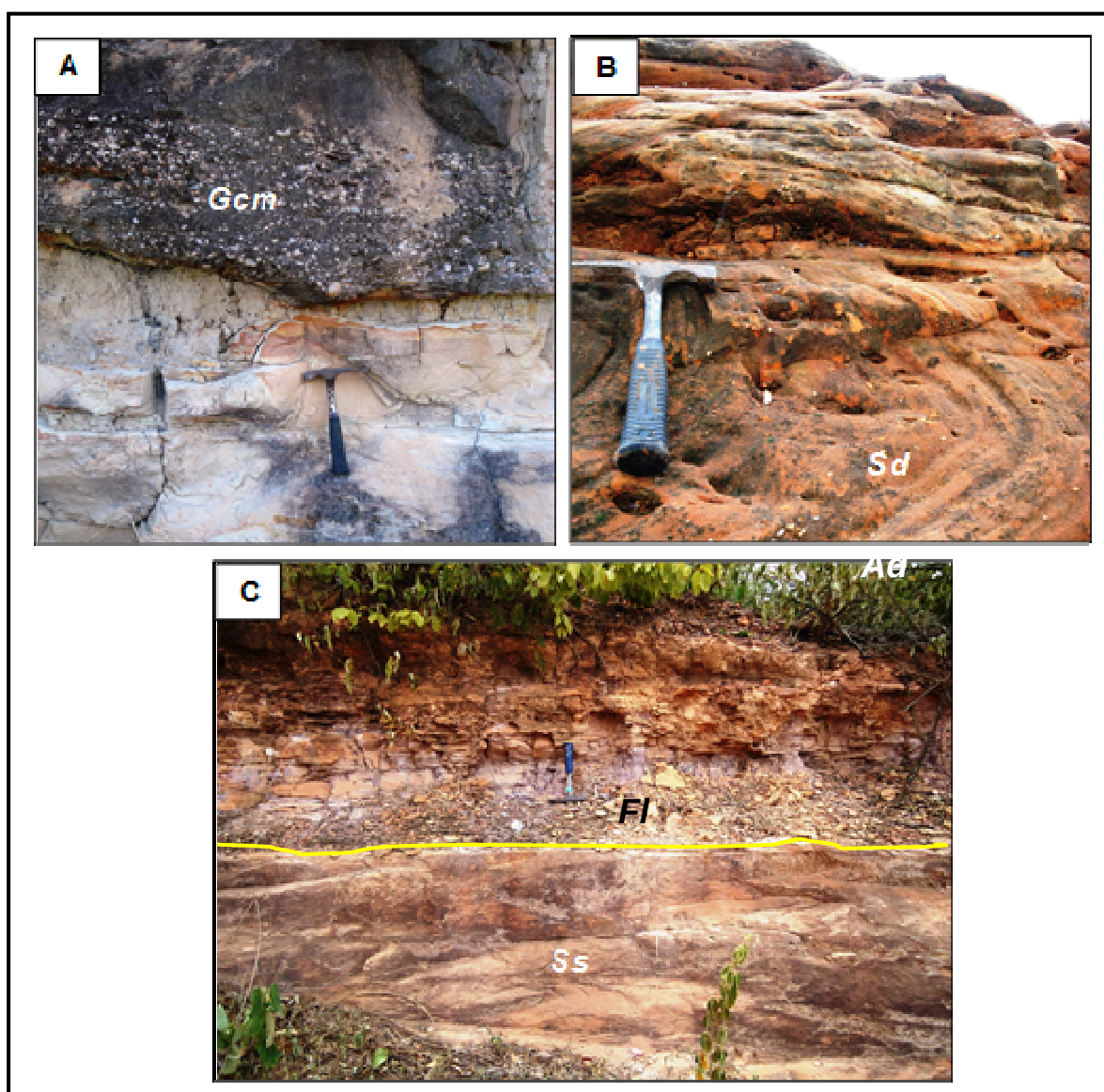
#### *Fácies de Arenitos Conglomeráticos Polimíticos (Acp)*

Trata-se de arenitos conglomeráticos, arcosenos, levemente estratificados nas porções arenosas (litofácies **Gt**, **St** e **Sp**), suportados por matriz arenítica (fração areia média a fina) e argilosa, com coloração branca-acinzentada. Suas camadas apresentam geometria de canal (com granodecrescência ascendente) e tabular (Figura 27A).

Esta fácies ocupa as partes mais basais em alguns afloramentos, em contato erosivo com o embasamento cristalino; ocorre na localidade de Anauá/CE. É constituída

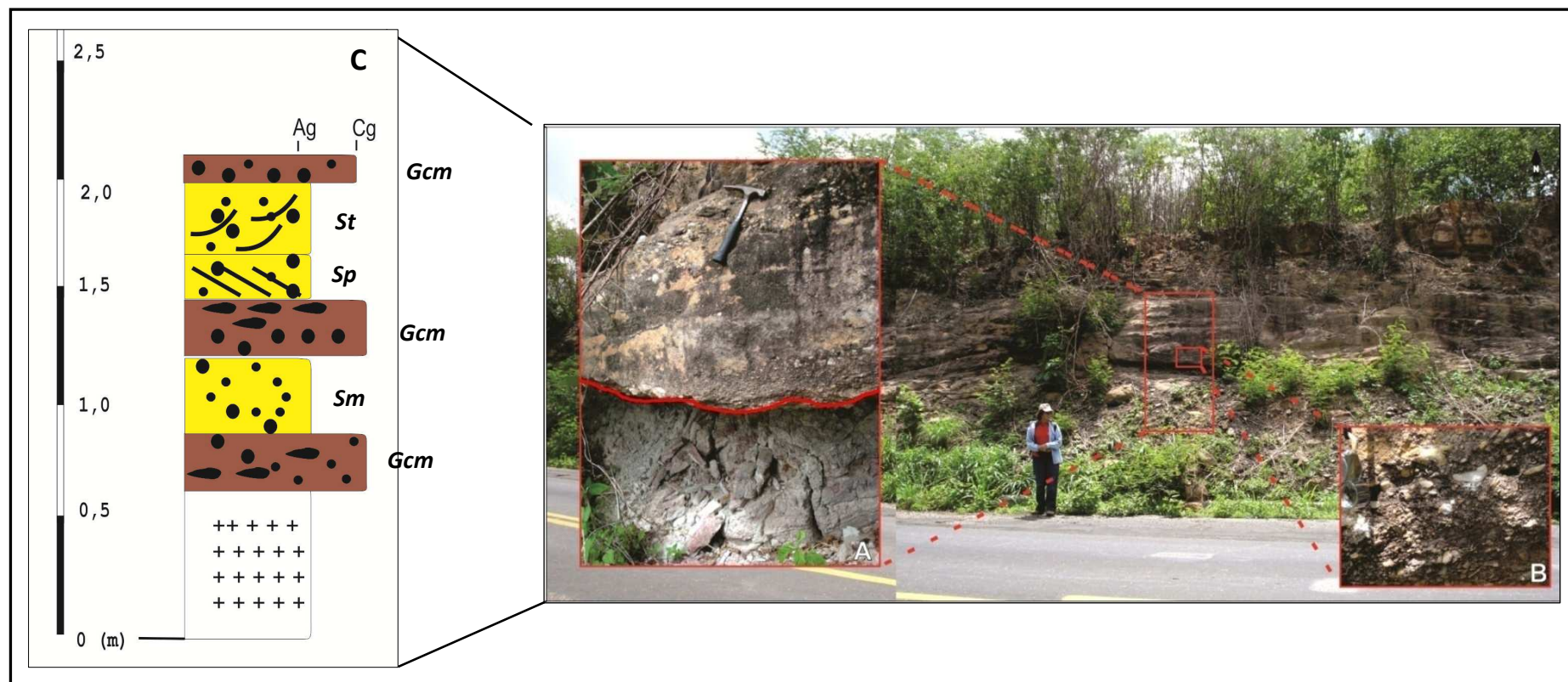
predominantemente por cascalhos imaturos formados por seixos e calhaus (4 a 14 cm), angulosos a subarredondados, com arcabouço pobremente selecionado, compostos dominantemente por quartzo, feldspatos e fragmentos líticos, como xisto, gnaiss, granito, arenito e *chert*. Forma camadas conglomeráticas com concentração de seixos na base. Apresenta características de depósitos associados à barras arenosas e cascalhosas internas a canais fluviais entrelaçados (preenchimento de canal).

Superposta a esta fácies, ocorre a fácies **St** (preenchimento de canal), constituída por arenitos grossos a médios, mal selecionados.

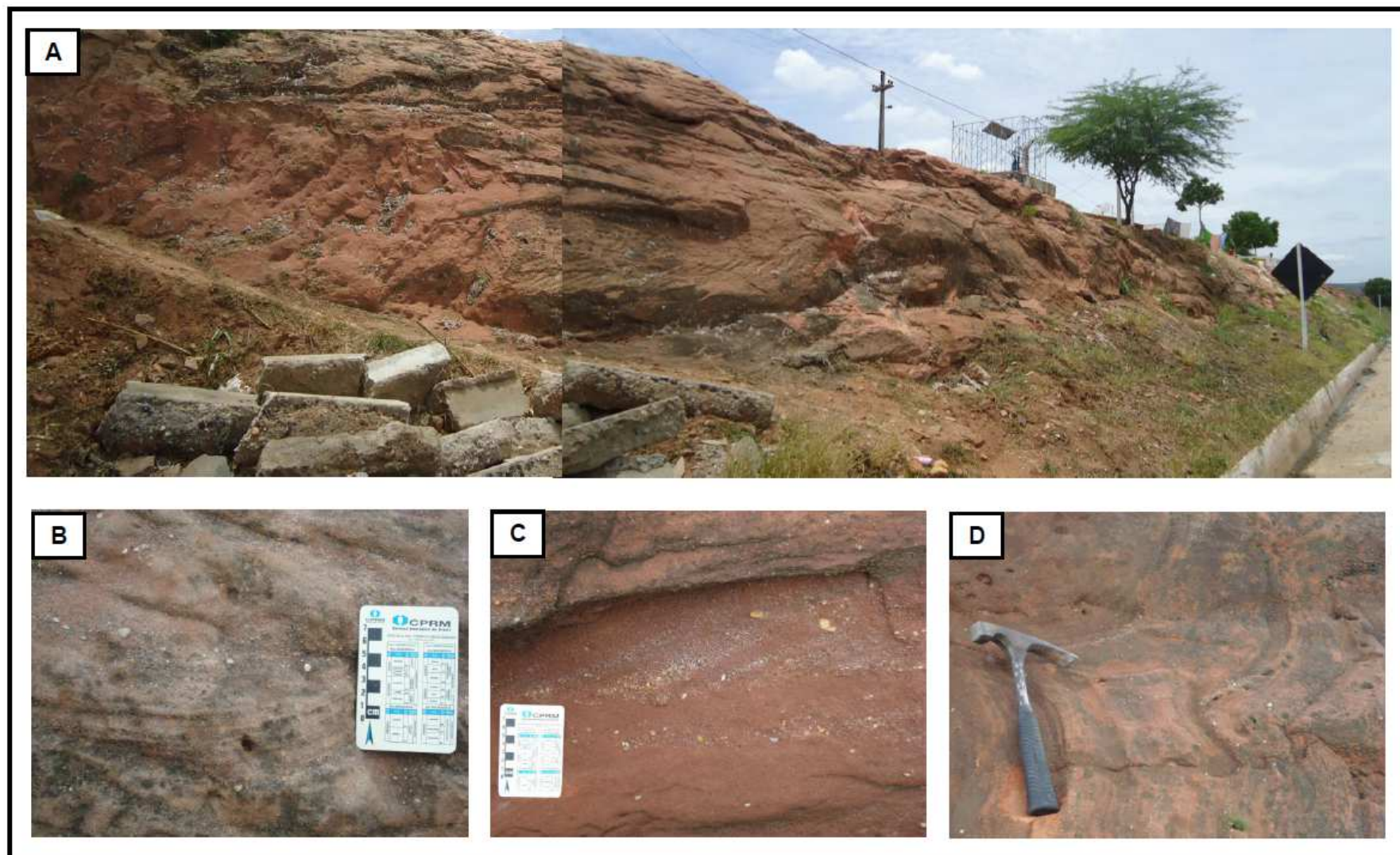


**Figura 23** - A) Conglomerado maciço, suportado pelos clastos (litofácies **Gcm**); B) Arenito grosso a médio, com estruturas deformacionais (litofácies **Ad**); e C) Arenito fino a siltico, sustentado pela matriz argilosa, em lobos sigmoidais. Observar o contato entre as formações Cariri e Brejo Santo (linha amarela delimitando as unidades).

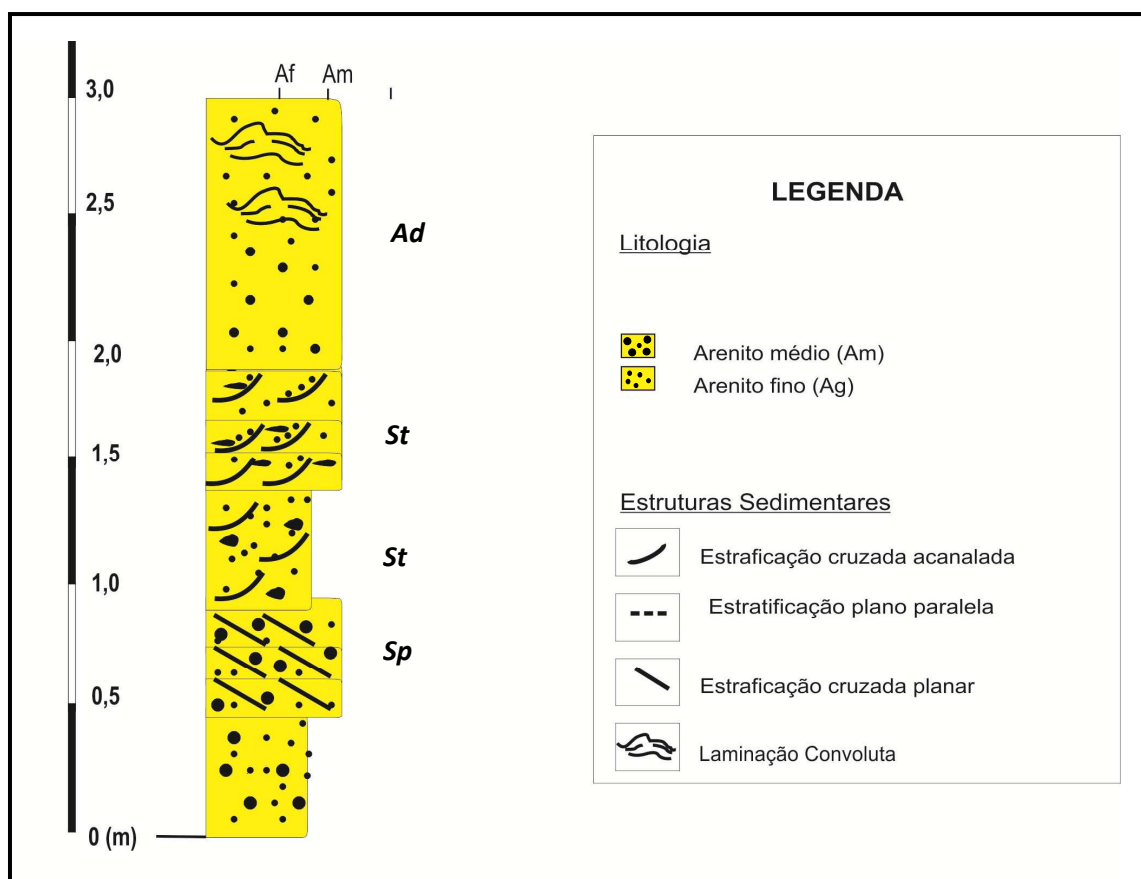




**Figura 24** - Aspecto do arenito com geometria em lobos sigmoidais: A) Contato da Formação Cariri com o embasamento, indicado pela linha vermelha; B) Nível conglomerático com seixos imbricados; C) Seção colunar do afloramento ARA 01, localizado na BR 116, Km 467, Bacia do Araripe. Fonte: Batista (2010).



**Figura 25** - A) Vista parcial do afloramento, mostrando sua extensão lateral; B e C) Parte superior do afloramento, mostrando estratificações cruzadas acanaladas e planares de pequeno porte (litofácies **St** e **Sp**), com níveis seixosos dispostos na base das lâminas frontais; e D) Parte superior do afloramento, mostrando deformação convoluta. Afloramento ARA 12, localizado na BR 116, Rodovia Santos Dumont/CE.



**Figura 26** - Seção colunar do afloramento ARA 12, localizado na BR 116, Rodovia Santos Dumont/CE. Arenitos médios a finos, com estruturas deformacionais (dobras convolutas), com cruzadas plana e res e acanaladas (litofácies *Ad*, *Sp*, *St*), em lobos sigmoidais.

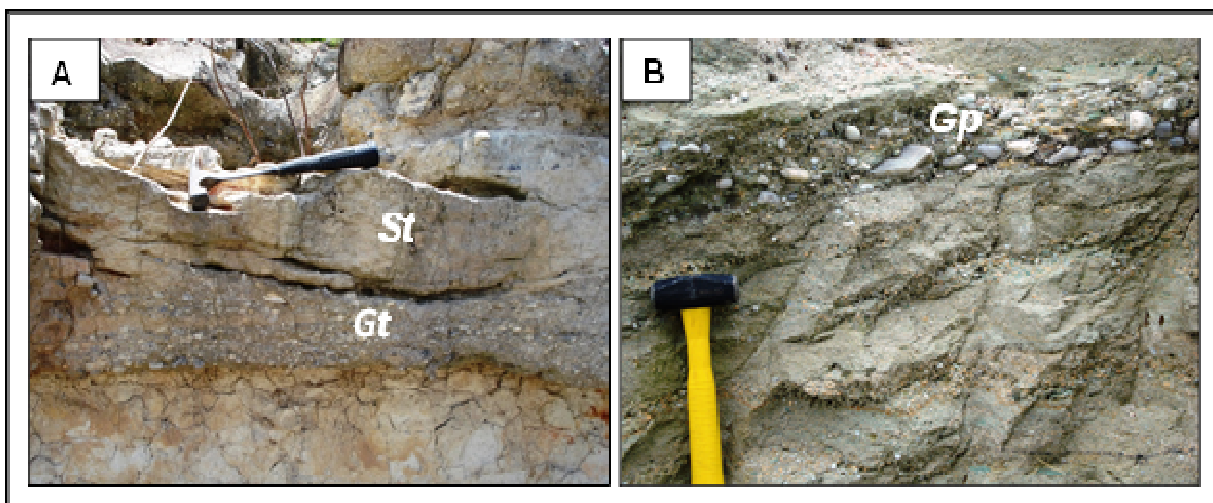
#### *Fácies de Arenitos Conglomeráticos (Ac)*

Consiste de depósitos de arenitos grossos a conglomeráticos, compostos por seixos e grânulos orientados e imaturos, suportados pela matriz. Apresenta alternância de níveis conglomeráticos (ricos em seixos e grânulos) e níveis arenosos levemente estratificados (litofácies **Gp**). Ocorre disposta em camadas tabulares de espessura média a grande (em torno de 50 a 60 cm), com base plana ou irregular; foi identificada principalmente no Município de Nova Olinda/CE. Os grãos que constituem esta fácies são angulosos a subarredondados, pobremente selecionados, com minerais esverdeados e matriz areno-argilosa. A fácies é constituída predominantemente por quartzo e, subordinadamente, por feldspatos e fragmentos de rocha metamórfica, principalmente ardósia e filito.

Estes depósitos possuem tons variando de branco-acinzentado a esverdeado, com estratificações cruzadas planares de médio a pequeno porte, com baixo ângulo de mergulho, em geometria tabular. Em direção ao topo, ocorrem arenitos grossos, em ciclos granodecrescentes ascendentes, predominantemente quartzosos (Figura 27B). É importante



ressaltar que nódulos de argila verde (esmectita) e de óxido/hidróxido foram encontrados nesta fácies.



**Figura 27** - A) Conglomerado polimítico, levemente estratificado na porção arenosa, com cruzadas acanaladas (litofácies **Gt** sotoposta a litofácies **St**); e B) Arenito conglomerático, com cruzadas planares (litofácies **Gp** sobreposta a litofácies **Sp**).

A fácies **Ac** corresponde a depósitos de preenchimento de canal gerados pela migração de barras arenosas e cascalhosas, onde as estratificações cruzadas planares podem representar barras de acreção frontal e lateral.

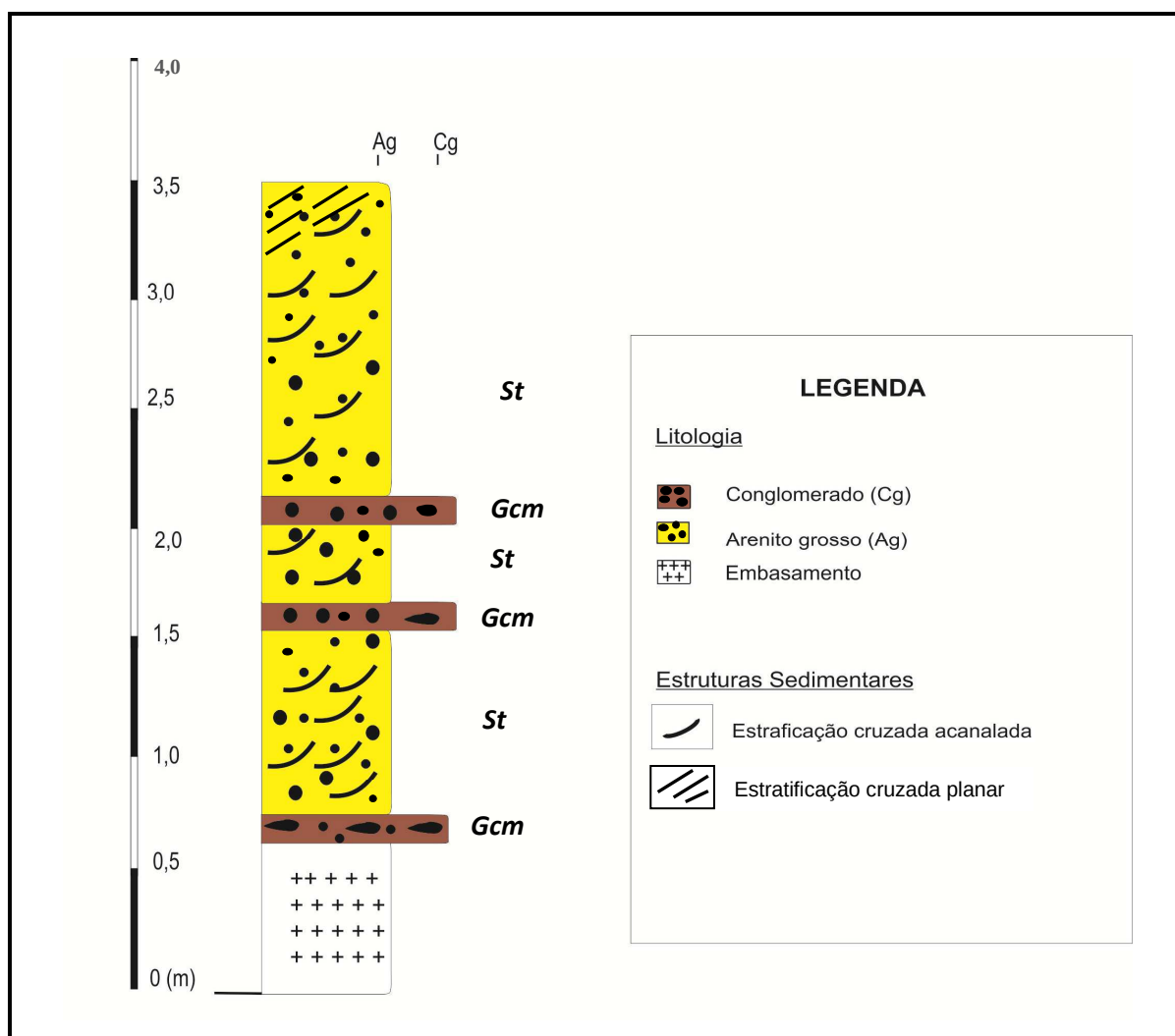
Sobreposta à litofácies **Gp**, ocorre a **Ap**, composta por arenitos grossos, com seixos quartzosos dispersos em uma matriz areno-argilosa, com estratificações cruzadas planares de médio a pequeno porte. A fácies **Ap** de Miall (1996) é interpretada como sendo depósitos de dunas transversais 2D. A Figura 28 mostra uma seção estratigráfica do afloramento onde encontra-se a fácies **Ac**.

#### *Fácies de Arenito Maciço (**Sm**)*

É constituída por arenitos quartzosos grossos a médios, maciços, com grânulos e seixos de quartzo dispersos em uma matriz argilosa; mostra uma coloração cinza-esbranquiçada. O quartzo é o constituinte principal, embora ocorram grãos de feldspatos no arcabouço da rocha. Estes depósitos, apesar de mostrarem aspecto maciço, exibem sutis estratificações planares. Predominam grãos angulosos e subangulosos, com ocorrência esporádica de grãos subarredondados, mal selecionados, sendo as areias médias relativamente melhor selecionadas (Figura 29A). A fácies **Sm** pode ser interpretada como sendo depósitos de fluxos hiperconcentrados (ou fluxos granulares), fluidizações, segundo Miall (1996).

É comum, nestes arenitos, a presença de bandas de deformação (com bandas entrelaçadas de espessura centimétrica e de pequena escala) e fraturas preenchidas por sílica (bandas entrelaçadas), as quais podem ser atribuídas à percolação de fluidos hidrotermais, em uma zona de falha.

Para alguns autores, como Aydin (1978), bandas de deformação são pequenas falhas que se desenvolvem em materiais granulares e porosos, sendo uma das estruturas mais comuns encontradas em arenitos. Segundo Borba (1996), estes processos de bandas de deformação apresentam, sobre rochas, feições acentuadas, com cores esbranquiçadas, devido a fraturamento de grãos de quartzo, associados à zona de falhas.



**Figura 28** - Seção colunar do afloramento Ara 03, localizado em Anauá. Arenitos grossos a conglomeráticos, com litofácies Gcm, Gp e Gt.

*Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Planares de Pequeno Porte (Ap1)*

É formada por arenitos médios a grossos, por vezes com intercalações de níveis conglomeráticos, com granodecrescência ascendente. Estes arenitos são pobremente selecionados nos níveis conglomeráticos e, moderadamente selecionados, nos níveis arenosos, com grãos subangulosos a subarredondados, de coloração variando de branco acinzentado a cinza esverdeado (Figura 29B). São constituídos predominantemente por quartzo, com o arcabouço suportado pelos grãos (com pouca matriz), sendo maduros texturalmente e mineralogicamente.

Esta fácies é uma das mais bem representada em toda Formação Cariri; ocorre associada à fácies Aa. Apresenta camadas planares (litofácies **Sp**) centimétricas de ângulo médio, com estratos cruzados de médio e pequeno porte, às vezes, tangenciais na base, em corpos com geometria tabular. Subordinadamente, são encontradas em lentes centimétricas da litofácies **Gp** (intercalada). Estes depósitos são interpretados como sendo gerados por migração de barras longitudinais de correntes fluviais de canais entrelaçados (MIALL, 1978, 1996).

*Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Acanaladas (Aa)*

Compreende arenitos médios a grossos, quartzosos, com grãos angulosos a subarredondados, mal selecionados. Apresenta estratificações cruzadas acanaladas (litofácies **St**) de médio a pequeno porte, em séries de espessuras decimétricas (Figura 29C). Estes arenitos ocorrem em quase todos os perfis, sendo considerada a segunda fácies mais comum em toda a área de estudo. A sucessão sedimentar perfaz ciclos granodecrescentes ascendentes, com continuidade lateral.

Esta fácies é composta por arenitos com matriz argilosa (pouquíssima matriz), exibindo eventualmente, alguns seixos dispersos. Por vezes, apresenta-se bastante ferruginizada, com tons de cores predominantemente avermelhados; ocorre principalmente no Município de Missão/CE, associada à fácies **Sp**. Subordinadamente são encontradas em lentes centimétricas da litofácies **Gt** (intercalada). A fácies Aa é interpretada como tendo sido gerada pela migração de ondulações de crista sinuosa (dunas 3D), em regime de fluxo inferior em canais fluviais entrelaçados (MIALL, 1985, 1978, 1996).

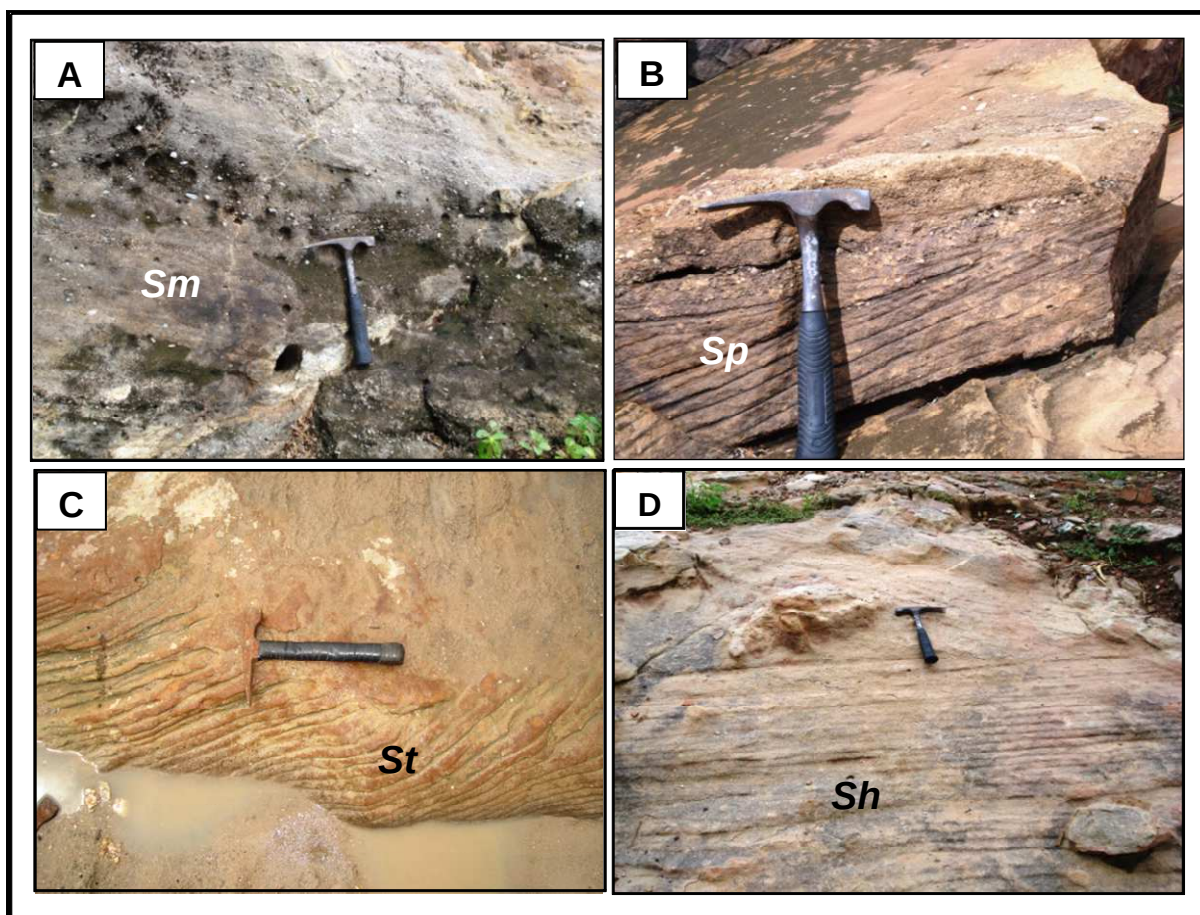
*Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Plano-Paralelas (App)*

Os depósitos desta fácies são compostos por arenitos grossos a médios, quartzosos, brancos acinzentados, contendo alguns seixos discretos dispersos nas



camadas. Do ponto de vista mineralógico, são considerados maduros. Apresentam *sets* com estratificações horizontais (plano-paralelas – litofácies **Sh**), em camadas tabulares (Figura 29D), com pequena extensão, não chegando ao 3 metros.

Estes arenitos são fraturados, silicificados, suportados pelos grãos; são moderadamente selecionados, com grãos subarredondados; foram identificados de modo subordinado nos municípios de Milagres e Missão Velha/CE. A fácies *App* às vezes ocorre associada à fácies com estratificações cruzadas planares (fácies *Ap*); sugere fluxo de acamamento planar, sendo interpretada como tendo sido formada a partir de regime de fluxo superior, originando formas de leito plano (MIALL, 1978, 1996).



**Figura 29** - A) Arenito quartzoso grosso a médio, maciço (fácies *Sm1*); B) Arenito médio a grosso, por vezes com intercalações de níveis conglomeráticos, com cruzadas planares (litofácies *Sp*) de médio e pequeno porte; C) Arenito médio a grosso, quartzoso, com cruzadas acanaladas (litofácies *St*) de médio a pequeno porte; e D) Arenito grosso a médio, quartzoso, com *sets* com estratificações plano-paralelas, em camadas tabulares.

#### *Fácies de Arenitos com Laminações Cruzadas Cavalgantes (Alc)*

Os depósitos pertencentes a esta fácies são compostos por arenitos que variam de tamanho, desde grossos a finos, com pequenos *ripples* de lentes argilosas intercaladas,

sobrepondo uma sequência onde predomina a fácies composta por arenitos maciços com retrabalhamento eólico (fácies **FI2**); são sustentados por matriz argilosa.

Na base da seção ocorrem arenitos grossos a finos, maciços, com contato plano e camada de argilito vermelho de espessura centimétrica, seguido por um nível conglomerático constituído por grânulos e seixos de quartzo, além de clastos argilosos (*rip up mud clasts* – litofácies **Se**) bem arredondados e de baixa esfericidade, com coloração verde e vermelha. Em direção ao topo, ocorrem arenitos grossos, contendo seixos, dispostos em camadas métricas tabulares, com laminações plano-paralelas. As estruturas predominantes são representadas por estratificações cruzadas acanaladas (litofácies **St**) e planares (fácies litofácies **Sp**) de pequeno porte, enquanto que, as estruturas subordinadas são representadas por laminações cruzadas cavalgantes (*climbing-ripples*) (Figura 30A e B).

Os arenitos desta fácies são constituídos por grãos subarredondados a arredondados, moderadamente selecionados, com retrabalhamento eólico e níveis conglomeráticos definindo limites de sets. Mostra padrão granocrescente ascendente, começando o ciclo com granulação de areia fina a média, gradando para granulação de areia grossa em direção ao topo.

#### *Fácies de Arenitos Finos e Siltitos Maciços (FI)*

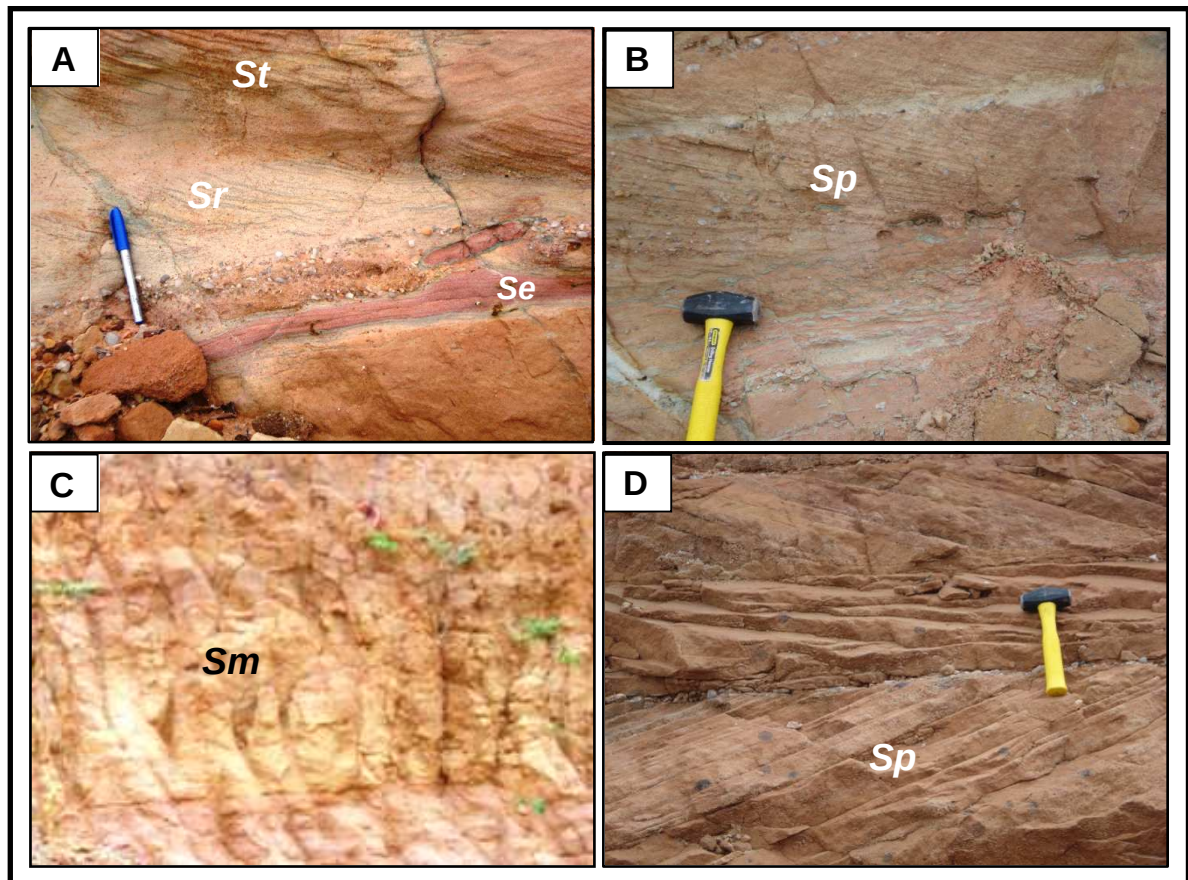
Esta fácies é pouco comum na área de estudo e os depósitos dela são caracterizados por serem arenitos finos e siltitos maciços, compostos por grãos subarredondados a arredondados, bem selecionados, com feições de retrabalhamento eólico. Tais feições são representadas pela bimodalidade textural (comprovada pela análise petrográfica de lâminas delgadas). Forma pacote com espessuras métricas, em geometria tabular, com coloração predominantemente avermelhada, sem estrutura interna (maciça), com matriz argilosa (Figura 30C).

De modo geral, a fácies *FI* ocorre associada à fácies *Ap* e em contato com a litofácies **Sr**. A fácies *FI2* é interpretada como sendo depósitos de transbordamento de canais ou depósitos de inundação, em regime de fluxo inferior (MIALL, 1996).

#### *Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Planares de Grande Porte (Ap2)*

Engloba arenitos grossos a médios, com estratificações cruzadas planares de grande e médio porte, com alto ângulo de mergulho (litofácies **Sp**) e sets frontais que atingem centímetros de espessura, estendendo-se por grandes distâncias, em geometria

lenticular (Figura 30D). Todo o conjunto de estratos cruzados possui em torno de 3 m, com (cosets) variando entre 30 e 50 cm.



**Figura 30** - A) Arenitos grossos a médios, com clastos argilosos (*rip up mud clasts*) (litofácies **Se**) e *climbing-ripples* (litofácies **Sr**); B) Arenito grosso, com estratificações cruzadas planares de pequeno porte (litofácies **Sp**); C) Arenito fino e siltico, maciço, bem selecionado; e D) Arenito com estratificações cruzadas planares de grande porte e alto ângulo, com níveis conglomeráticos nas lâminas frontais.

Estes arenitos são quartzosos, com tons branco-avermelhados, com níveis seixosos de quartzo na base das estruturas e separando os cosets. São constituídos por grão subarredondados a arredondados, bem selecionados (com bimodalidade textural).

As estruturas sedimentares, aliadas à maturidade textural encontrada na fácies (*Ap2*) indicam associação de fácies de dunas eólicas, de ambiente árido ou semiárido, com depósitos associados à queda de fluxo de grãos.

A fácies *Ap2* é de ocorrência esporádica, presente principalmente em Missão Velha/CE. Estes depósitos são interpretados como sendo originados por migração de barras longitudinais de correntes fluviais de canais entrelaçados (regime de fluxo inferior) e dunas transversais 2D (MIALL 1978, 1996).

Medidas de paleocorrentes nas fácies *Aa* e *Ap* indicaram paleofluxos preferenciais para NNW (média de 340° AZ) e subordinada para SE (120° AZ).



A Tabela 10 resume as associações de fácies estabelecidas para os depósitos da Formação Cariri, suas correlações com os processos deposicionais dos sistemas de leque aluvial, fluvial entrelaçado e eólico, com as litofácies e os elementos arquiteturais.

**Tabela 10** - Síntese das associações de fácies, litofácies e os principais elementos arquiteturais dos depósitos da Formação Cariri. Os códigos das litofácies e dos elementos arquiteturais correspondem aos propostos por Miall (1978, 1985, 1996). \*LE (elemento arquitetural extra).

| <b>Associação de Fácies</b>                | <b>Litofácies</b>                                                                                                             | <b>Sistemas Deposicionais</b> | <b>Elementos Arquiteturais</b>                                                                                                                                        | <b>Principais Processos Sedimentares</b>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |
|--------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Cm, Csm, Ad, Sm, FI2</b>                | <i>Gcm, Gmm, Gt, Gp e Ad.</i><br>Esta última está subordinada as litofácies <i>St</i> e <i>Sp</i>                             | Leque Aluvial                 | Barras cascalhosas (SG)                                                                                                                                               | Formados por fluxos de detritos de alta energia (pseudoplásticos, viscosos; processos de liquefação); fluxos hiperconcentrados fluidizados. Estes processos também estão associados a preenchimento de canais                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |
| <b>Sl, Acp, Ac, Ap1, Aa, App, Alc, Ap2</b> | <i>Gt, Gp</i> , com predomínio das litofácies <i>St</i> e <i>Sp</i> . Subordinada ocorrem as litofácies <i>Sm, Sh, Se, Sr</i> | Fluvial Entrelaçado           | Barras cascalhosas (GB) e arensas (SB); canais (CH) com várias combinações; depósitos de migração de barras laterais (LA) e longitudinais (LD); lençóis de areia (LS) | Depósitos gerados por preenchimento de canais; entrelaçados; preenchimento de suas depressões; depósitos de barras longitudinais; depósitos de formas de leitos transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes; depositado sob regime de fluxo inferior (dunas 2D e 3D); regime de fluxo inferior e superior, originando formas de leito plano; migração de marcas onduladas geradas por correntes trativas; preenchimento de suco; processo de fluidização; lente, camada, lençol e areia, cunha; ocorre com o preenchimento de canal, crevasses, topo de barras |
| <b>Alc, FI2 e Ap2</b>                      | <i>Se, St, Sp</i>                                                                                                             | Eólica                        | *Lençóis de areia eólicos (Ae); canais (CH) com várias combinações; depósitos de migração de barras laterais (LA) e longitudinais (LD)                                | Formadas por fluxos gravitacionais hiperconcentrados, fluidização; depósitos fluviais entrelaçados, com retrabalhamento eólico                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         |

#### **4.2.1.3 Bacia de São José do Belmonte**

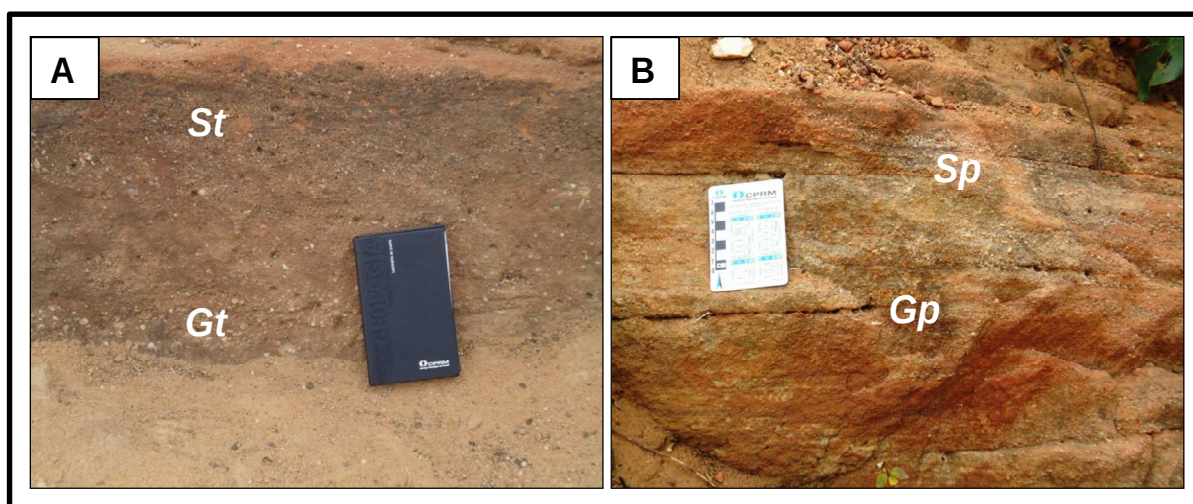
Nesta bacia, os afloramentos estudados são apenas da Formação Tacaratu, onde foram identificadas três fácies e cinco litofácies, resumidas na Tabela 11 e detalhada posteriormente. Em seguida, as fácies e litofácies da Formação Tacaratu foram agrupadas em associação de fácies juntamente com os elementos arquiteturais.

##### *Fácies de Arenitos Conglomeráticos (Ac)*

Engloba depósitos de arenitos grossos conglomeráticos, compostos por grânulos e seixos de quartzo dispersos (Figura 31A e B), suportados por uma matriz areno-argilosa. O pacote sedimentar apresenta espessura centimétrica à métrica, com níveis conglomeráticos (ricos grânulos e seixos) e níveis arenosos levemente estratificados (litofácies **Gt** e **Gp**), em geometria tabular, com tons de cor avermelhado. Nesta fácies (Ac), a litofácies **Gt** encontra-se sotoposta a litofácies **St**, e a litofácies **Gp**, sotoposta a litofácies **Sp**.

O arredondamento dos grãos varia de anguloso a subarredondado, sendo os grãos mal selecionados. Esta fácies forma corpos sedimentares com estratificações cruzadas acanaladas (litofácies **St**) e planares (litofácies **Sp**) de pequeno porte.

A fácies Ac está associada a preenchimento de canais, cujos depósitos foram gerados pela migração de barras arenosas e cascalhosas, onde estratificações cruzadas acanaladas e planares podem representar barras de acreção lateral e longitudinal de correntes fluviais de canais entrelaçados (preenchimento de canal) (MIALL, 1978, 1996).



**Figura 31** - A) Arenito grosso conglomerático (litofácies **Gt**), com grânulos e seixos dispersos, suportado pela matriz, com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte (a agenda utilizada como escala tem 9 cm de comprimento); e B) Arenito grosso conglomerático (litofácies **Gp**), suportado pela matriz, apresentando estratificações cruzadas planares médio a pequeno.



**Tabela 11** - Principais litofácies identificadas nos arenitos da Formação Tacaratu e suas características. Os códigos apresentados na primeira coluna correspondem à proposta da nomenclatura de Miall (1978, 1996).

| <b>Código de Litofácies</b> | <b>Fácies</b>                                                                                                | <b>Estruturas Sedimentares</b>                                          | <b>Interpretação</b>                                                                                                                                                                                                                         |
|-----------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Gt, Gp, St, Sp</b>       | Ac: Arenitos grossos conglomeráticos, com grânulos e seixos de quartzo dispersos; são suportados pela matriz | Estratificações cruzadas acanaladas e planares de médio e pequeno porte | Preenchimento de canais e migração de barras arenosas laterais e cascalhosas, onde as estratificações cruzadas acanaladas e planares podem representar barras de acreção lateral e longitudinal de correntes fluviais de canais entrelaçados |
| <b>Sp, Gp</b>               | Ap: Arenitos médios, finos e siltitos, suportados pela matriz                                                | Estratificações cruzadas planares de médio a pequeno porte              | Depósitos de migração de barras longitudinais de correntes fluviais de canais entrelaçados                                                                                                                                                   |
| <b>Sh</b>                   | App: Arenitos finos, quartzosos, moderadamente selecionados                                                  | Estratificações plano-paralelas                                         | Sugere fluxo de acamamento planar, formado a partir de regime de fluxo superior, originando formas de leito plano                                                                                                                            |

*Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Planares de Pequeno Porte (Ap)*

Esta fácies é caracterizada por corpos de arenitos médios, finos e siltitos, com coloração rosa, suportados pela matriz argilosa, com grãos subangulosos a subarredondados, com seleção variando de moderada a pobre. Ocorre em corpos tabulares métricos, apresentando estratificações cruzadas planares de médio a pequeno porte (litofácies **Sp**); encontra-se sobreposta à litofácies **Gp**.

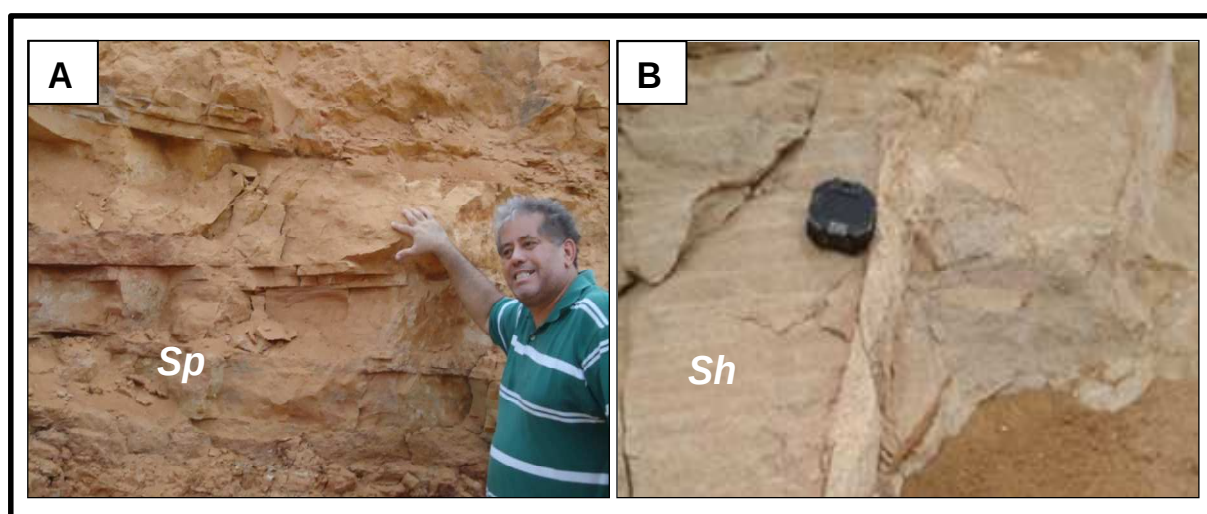
A fácies *Ap* também forma camadas tabulares de espessuras centimétricas em camadas de lençóis de areia, intercaladas em sedimentos mais finos, com aspectos maciços (Figura 32A).

Estes depósitos são interpretados como originados por migração de barras longitudinais de correntes fluviais de canais entrelaçados (MIALL, 1978, 1996). Vale ressaltar ainda que estes arenitos ocorrem em contato com o embasamento xistosos do Complexo Salgueiro.

*Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Plano-Paralelas (App)*

Corresponde a arenitos finos, quartzosos, na cor rosa, com arredondamento dos grãos variando de subanguloso a subarredondado, sendo os grãos moderadamente selecionados, apresentando estratificações plano-paralelas (litofácies **Sh**) (Figura 32B).

Esta fácies sugere fluxo de acamamento planar, formada a partir de regime de fluxo superior, originando formas de leito plano (MIALL, 1978, 1996). Verticalmente, a fácies *App* está associada à fácies *Ap*.



**Figura 32** - A) Arenitos médios, finos e siltitos, com estratificações cruzadas planares de médio a pequeno porte (litofácies **Sp**); e B) Arenitos finos, com estratificações plano-paralelas (litofácies **Sh**).

A Tabela 12 resume as associações de fácies estabelecidas para os depósitos da Formação Tacaratu, suas correlações com os processos deposicionais de sistemas de leque aluvial e fluvial entrelaçado, com suas litofácies e os elementos arquiteturais.

**Tabela 12** - Síntese das associações de fácies, litofácies e os principais elementos arquiteturais dos depósitos da Formação Tacaratu. Os códigos das litofácies e dos elementos arquiteturais correspondem aos propostos por Miall (1978, 1985, 1996).

| <b>Associação de Fácies</b> | <b>Litofácies</b>     | <b>Sistemas Depositionais</b> | <b>Elementos Arquiteturais</b>                                                                                                                 | <b>Principais Processos Sedimentares</b>                                                                                                                                              |
|-----------------------------|-----------------------|-------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Ac</b>                   | <i>Gt, Gp, St, Sp</i> | Leque Aluvial                 | Barras cascalhosas (GB) e arensas (SB); canais (CH) com várias combinações; depósitos de migração de barras laterais (LA) e longitudinais (LD) | Fluxos gravitacionais (fluxos de detritos de alta energia); depósitos de preenchimento de canais e migração de barras laterais e longitudinais (regime de fluxo inferior)             |
| <b>Ap, App</b>              | <i>Sp, Sh</i>         | Fluvial Entrelaçado           | Canais (CH) com várias combinações; depósitos de migração de barras laterais (LA) e longitudinais (LD)                                         | Depósitos formados por preenchimento de canais e migração de barras longitudinais (regime de fluxo inferior); depósitos de regime de fluxo superior, originando formas de leito plano |

#### **4.2.1.4 Bacia de Lavaras da Mangabeira**

Nesta bacia, os afloramentos estudados são apenas da Formação Iborepi, onde foram identificadas duas fácies e três litofácies, sintetizadas na Tabela 13 e detalhada posteriormente. Em seguida, as fácies e litofácies da Formação Iborepi foram agrupadas em associação de fácies juntamente com os elementos arquiteturais.

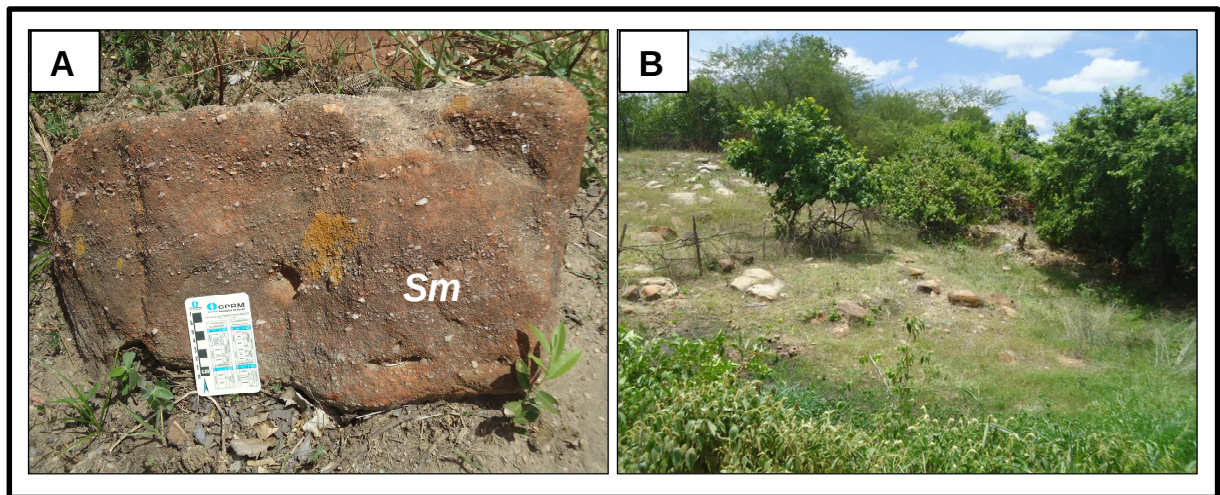
##### *Fácies de Arenito Maciço (Sm)*

Engloba arenitos quartzosos, grossos a médios, maciços, com grânulos e seixos de quartzo dispersos em uma matriz argilosa; apresentam uma coloração alaranjada (Figura 33A). O arredondamento dos grãos varia de anguloso a subanguloso, sendo mal selecionados, com as areias médias relativamente mais bem selecionadas. Ocorrem incipientes estratificações cruzadas planares.

**Tabela 13** - Principais litofácies identificadas nos arenitos da Formação Iborepi e suas características. Os códigos apresentados na primeira coluna correspondem à proposta da nomenclatura de Miall (1978, 1996).

| Código de Litofácies | Fácies                                                                                                               | Estruturas Sedimentares                                    | Interpretação                                                                                                                                                                                                 |
|----------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Sm</b>            | Sm: Arenitos quartzosos grossos a médios, maciços, com grânulos e seixos de quartzo dispersos em uma matriz argilosa | Maciça                                                     | Depósitos de fluxos gravitacionais hiperconcentrados ou fluxos granulares                                                                                                                                     |
| <b>Gp, Sp</b>        | Ac: Arenitos grossos conglomeráticos, com arcabouço constituído por seixos de quartzo                                | Estratificações cruzadas planares de médio e pequeno porte | Depósitos associados a preenchimento de canais, depósitos gerados pela migração de barras arenosas laterais e cascalhosas, onde estratificações cruzadas planares podem representar barras de acreção lateral |

A fácies *Sm* ocorre na base do afloramento (LAV 01), de forma isolada, como pequenos pacotes sedimentares remanescentes (Figura 33B). A presença de matriz argilosa e as feições texturais sugerem depósitos de fluxos gravitacionais hiperconcentrados ou fluxos granulares.



**Figura 33** - A) Arenito grosso a médio, maciço, com níveis conglomeráticos e incipientes estratificações cruzadas planares; e B) Aspecto do afloramento onde ocorre a litofácies *Sm* (remanescentes isolados).

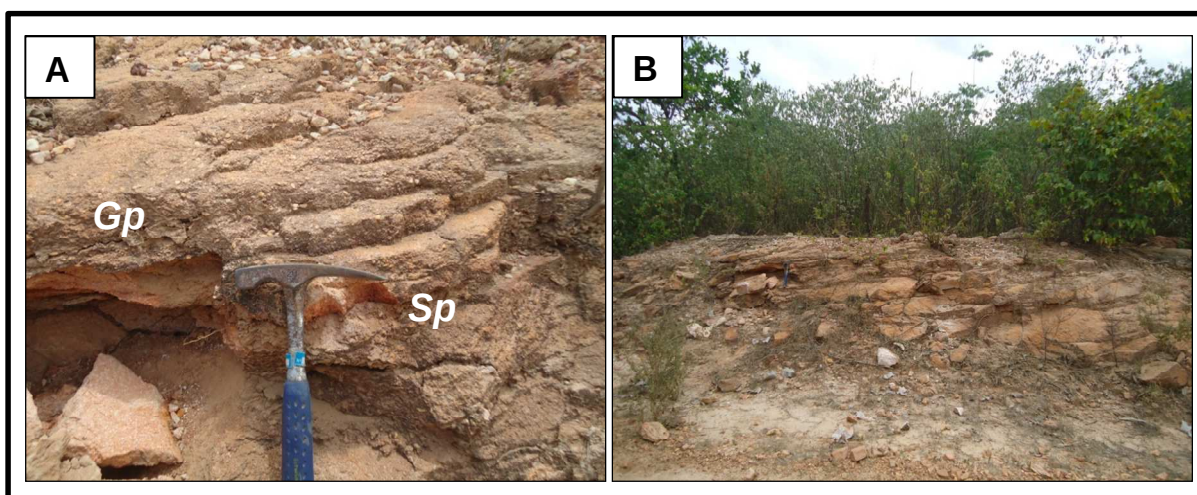
#### *Fácies de Arenitos Conglomeráticos (Ac)*

É composta por arenitos grossos conglomeráticos, suportados pela matriz areno-argilosa, cujo arcabouço é constituído por seixos de quartzo, com arredondamento dos grãos variando de anguloso a subanguloso, sendo mal selecionados.

O pacote sedimentar apresenta espessura centimétrica à métrica, com níveis conglomeráticos (ricos grânulos e seixos) e níveis arenosos levemente estratificados (litofácies **Gp**), em geometria tabular e lenticular, com tons de cor avermelhado. Na fácies Aca, a litofácies **Gp** encontra-se sobreposta a litofácies **Sp** (Figura 34A e B); ocorrem estratificações cruzadas planares (litofácies **Sp**) de pequeno porte.

A fácies *Ac* está associada a preenchimento de canais, cujos depósitos foram gerados pela migração de barras arenosas laterais e cascalhosas, onde estratificações cruzadas acanaladas e planares podem representar barras de acresção lateral e longitudinal de correntes fluviais de canais entrelaçados (MIALL, 1978, 1996).





**Figura 34** - A) Arenito grosso conglomerático, em geometria tabular e lenticular, com estratificações cruzadas planares de médio e pequeno porte (litofácies **Sp**); e B) Aspecto do afloramento onde ocorre a litofácies **Sp**.

A Tabela 14 resume as associações de fácies estabelecidas para os depósitos da Formação Iborepi, bem como suas correlações com os processos deposicionais de sistemas leque aluvial e fluvial entrelaçado, com suas litofácies e os elementos arquiteturais. A Tabela 15 apresenta uma síntese dos Elementos Arquiteturais de depósitos fluviais de todas as unidades estudadas nesse trabalho (Ipu, Jaicós, Cariri, Tacaratu e Iborepi).

**Tabela 14** - Síntese das associações de fácies, litofácies e os principais elementos arquiteturais dos depósitos da Formação Iborepi. Os códigos das litofácies e dos elementos arquiteturais correspondem aos propostos por Miall (1978, 1985, 1996).

| Associação de Fácies | Litofácies    | Sistemas Depositionais | Elementos Arquiteturais | Principais Processos Sedimentares                                                                                                                                                                            |
|----------------------|---------------|------------------------|-------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Sm</b>            | <i>Sm</i>     | Leque Aluvial          |                         | Fluxos de detritos de alta energia; preenchimento de pequenos canais e migração de barras longitudinais (regime de fluxo inferior)                                                                           |
| <b>Ac</b>            | <i>Gp, Sp</i> | Fluvial Entrelaçado    |                         | Formados por fluxos de detritos de alta energia; depositado sob regime de fluxo inferior (dunas 2D) e migração de barras transversais; regime de fluxo inferior e superior, originando formas de leito plano |

**Tabela 15** - Síntese dos Elementos Arquiteturais de Depósitos Fluviais das formações estudadas. Modificada de Maill (1985).

| Formações           | Processo e Elementos Arquiteturais                                                                                       | Litofácies e Associação de Fácies | Geometria e Relacionamento                                                                                                                                                     | Contexto no Ambiente Fluvial                  |
|---------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------|
| <b>Ipu e Jaicós</b> | Migração longitudinal de barras (DA). Barras cascalhosas (GB) e arenosas (SB). Sedimentos de fluxos gravitacionais (SG). | <i>Gcm, Gmm, Ad</i>               | Lobo, camada; tipicamente intercalados com GB                                                                                                                                  | Depósitos de canal (CH)                       |
|                     | Depósitos de acreção lateral (LA) ou migração de barras laterais. Barras arenosas (SB) ou cascalhosas (GB)               | <i>Gcm, Gp, St, Sp, Sh</i>        | Cunha, camadas, lobo; caracterizado por superfícies internas da acreção lateral                                                                                                | Depósitos de canal (CH)                       |
|                     | Migração de barras laterais (LA). Barras arenosas (SB) ou cascalhosas (GB).                                              | <i>Gt, Gp, St, Sp</i>             | Lentes, camadas, lençóis, cunhas; ocorrem com o preenchimento de canais, depósitos de rompimentos de diques marginais, topo de barras menores                                  | Depósitos de canal (CH)                       |
|                     | Migração de barras longitudinais (DA). Barras cascalhosas (GB) e arenosa (SB).                                           | <i>Gcm, Gmm, St, Sp</i>           | Intercalações, lentes ou camadas; base erosiva côncava para cima; escala e forma altamente variáveis, superfícies internas de erosão secundárias côncavas para cima são comuns | Depósitos de canal (CH)                       |
|                     | Fluxos gravitacionais lamosos e arenosos (SG)                                                                            | <i>Fl, Fsm</i>                    | Lençóis finos a grossos; geralmente interdigitados com SB; pode preencher canais abandonados                                                                                   | Depósitos finos de planície de inundação (OF) |

Tabela 15 (Continuação)

| Formações | Processos e Elementos Arquiteturais                                                                                        | Litofácies e Associação de Fácies      | Geometria e Relacionamento                                                                                                                                                        | Contexto no Ambiente Fluvial                 |
|-----------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------|
| Cariri    | Migração de barras longitudinais (DA), barras cascalhosas (GB) e arenosas (SB) e sedimentos de fluxos gravitacionais (SG). | <i>Gmm, Gcm</i>                        | Interdigitação, lente ou camadas; base erosional, côncava para cima; escala e forma altamente variáveis, superfícies internas de erosão secundárias côncavas para cima são comuns | Depósitos de canal (CH) – várias combinações |
|           | Sedimentos de fluxos gravitacionais arenosos (SG)                                                                          | <i>Gmm, Gcm, Sm1, Sm2, Ad</i>          | Lobo, camada; tipicamente interdigitados com GB                                                                                                                                   | Depósitos de canal (CH)                      |
|           | Migração de barras laterais (LA). Barras arenosas (SB) e cascalhosas (GB)                                                  | <i>Gt, Gp</i>                          | Lente, lençol; corpos geralmente tabulares; geralmente interdigitado com SB                                                                                                       | Depósitos de canal (CH)                      |
|           | Migração de barras longitudinais (LA/DA). Barras arenosas (SB)                                                             | <i>St, Sp, Sp2</i>                     | Lente, camada, lençol, cunha; ocorre como preenchimento de canal, topo de barras                                                                                                  | Depósitos de canal (CH)                      |
| Cariri    | Migração de barras longitudinais (LA/DA). Depósitos de transbordamento de canais (inundação laminar) (LS)                  | <i>St, Sp, Sp2, Sh, Sl, Sr, Se, Ss</i> | Cunha, camadas, lobo; caracterização por superfícies internas da acreção lateral                                                                                                  | Depósitos de canal e planície de inundação   |
|           | <i>Forset</i> macroformas (FM). Fluxos gravitacionais lamosos (SG)                                                         | <i>Sp</i>                              | Lente, sobre uma base plana ou acanalada, com superfície de erosão internas de segunda ordem e superfície limitante superior convexas para cima                                   | Depósitos de canal (CH)                      |

Tabela 15 (Continuação)

| Formações       | Processos e Elementos Arquiteturais                                       | Litofácies e Associação de Fácies | Geometria e Relacionamento                                                       | Contexto no Ambiente Fluvial |
|-----------------|---------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------|------------------------------|
| <b>Tacaratu</b> | Migração de barras laterais (LA). Barras arenosas (SB) e cascalhosas (GB) | <i>Gt, Gp</i>                     | Lente, lençol; corpos geralmente tabulares; geralmente interdigitado com SB      | Depósitos de canal (CH)      |
|                 | Migração de barras longitudinais (LA/DA). Barras arenosas (SB)            | <i>Sp, Sh</i>                     | Cunha, camadas, lobo; caracterização por superfícies internas da acreção lateral | Depósitos de canal (CH)      |
| <b>Iborepi</b>  | Sedimentos de fluxos gravitacionais arenosos (SG)                         | <i>Sm</i>                         | Lobo, camada; tipicamente interdigitados com GB                                  | Depósitos de canal (CH)      |
|                 | Migração de barras laterais (LA). Barras arenosas (SB) e cascalhosas (GB) | <i>Gp</i>                         | Lente, lençol; corpos geralmente tabulares; geralmente interdigitado com SB      | Depósitos de canal (CH)      |

### 4.3 DISCUSSÕES

A caracterização faciológica permitiu identificar sete fácies e dez litofácies para Formação Ipu, e seis fácies e seis litofácies para a Formação Jaicós.

A Formação Ipu reúne fácies predominantemente conglomeráticas e areníticas e, em menor expressão, pelítica, as quais apresentam uma granulometria variada, predominando, contudo, grãos muito grossos. Comporende associação de fácies de sistemas deposicionais glacial proximal, glácio-fluvial, de leques aluviais proximais, leques deltaicos, e fluvial entrelaçado.

Os conglomerados desta formação estão associados aos sistemas glacial proximal (os diamictitos), glácio-fluvial e de leque aluvial proximal. Estes depósitos revelam agente de transporte de alta competência e baixo poder selecionador.

Os depósitos flúviais apresentam-se melhor selecionados, com maior arredondamento dos grãos, estratificações cruzadas, fácies de areias cascalhosas, de depósitos residuais (*lag deposits*) de canais e de peneiramento (*sieve deposits*), sob influência de processos flúviais entrelaçados, podendo, também, estar associados a depósitos de leques aluviais.

Já os depósitos de leques deltaicos mostram-se mais finos, com fácies de areia muito fina e síltica, com laminações horizontais; assemelham-se a depósitos de fundo de lagos (varvitos).

De acordo com Assine e Vesely (2008), o sistema glácio-flúvial ocorre na forma de leques, resultado do desconfinamento de fluxos subglaciais. Processos de fluxos gravitacionais e fluxos em lençol predominam, sendo responsáveis pela deposição de fácies conglomeráticas e de arenitos grossos.

Com relação aos elementos arquiteturais, as fácies *Cm* (litofácies **Gcm**) e *Csm* (litofácies cascalhosa **Gmm**), que representam porções glacial proximal, glácio-fluvial e porções proximais de leques, são representativas dos elementos **SG** (barras) e **GB** (formas de leito cascalhosas). As fácies *Aa* (litofácies **St**), *Ap* (litofácies **Sp**) e *App* (litofácies **Sh**), representam porções medianas a distais de sistemas flúviais entrelaçados, com os elementos arquiteturais **SB** (formas de leito cascalhoss), **LA** (barras laterais) e **LD** (barras longitudinais). De forma subordinada, ocorrem as fácies *Ac* (litofácies **Gt** e **Gp**) e *Fl*, as quais retratam os elementos **CH** (canais) e **OF** (depósitos finos de planície de inundação).

As fácies da Formação Jaicós são típicas de sistema fluvial entrelaçado associado a leques dominados por fluxos gravitacionais. Esta associação é composta predominantemente pelos conglomerados da fácies *Cm* (litofácies **Gcm**), pelos arenitos grossos a finos com estratificações planares e cruzadas acanaladas das fácies *Ap* e *Aa* (litofácies **Sp** e **St**).



A fácies *Cm* (litofácies **Gcm**) corresponde a sedimentos de fluxos gravitacionais depositados em condições de alta energia, representando a parte proximal de leques aluviais; estes depósitos são representativos do elemento **SG** (barras).

As fácies *Aa*, *Ap* e *App*, com estratificações cruzadas acanaladas, planares e plano-paralelas (litofácies **St**, **Sp** e **Sh**), são as que representam melhor o sistema fluvial. São depositadas em condições mais brandas, em relação às condições de deposição da fácies *Cm* e, correspondendo às porções mediana e distal de um fluvial. As estratificações cruzadas acima mencionadas são formadas pela migração de barras arenosas, as quais são representativas do elemento **SB** (formas de leitos arenosos).

De acordo com Walker e Cant (1984), o sistema fluvial entrelaçado possui um arranjo deposicional marcado principalmente pela presença de sedimentos grossos, resultante de intensas descargas.

Vale ressaltar ainda que as rochas da Formação Jaicós foram interpretadas por Beurlen (1965) como representantes de depósitos fluviais e, por Caputo (1984) e Goes e Feijó (1994), como sendo de leques aluviais e frente deltaicas.

Com base nos trabalhos de campo, foram identificadas na Formação Cariri, treze fácies e doze litofácies associadas aos sistemas de leques aluviais, fluvial entrelaçado, eólico e deltaico.

Na Formação Cariri, rochas conglomeráticas ocorrem intercaladas com rochas areníticas, predominando por toda unidade. De forma subordinada, ocorrem rochas pelíticas, sendo pouco expressiva e de ocorrência localizada.

A associação de fácies de leques aluviais agrupa as fácies conglomeráticas e de arenitos conglomeráticos grossos, representadas pelas fácies *Cm*, *Csm*, *Acp* e *Ac* (litofácies **Gcm**, **Gmm**, **Gt** e **Gp**), presentes na base da coluna estratigráfica e na borda da bacia. As características sedimentológicas destas fácies são indicativas de sedimentação a partir de fluxos gravitacionais, fluxos de detritos plásticos, viscosos, de alta energia (fluxos turbulentos, segundo MIALL, 1996). A baixa porcentagem de sedimentos finos (silte e argila) e a concentração de depósitos cascalhosos sustentados pelos clastos (na base da fácies), sugere fluxos de detritos não-coesivos.

Em relação aos elementos arquiteturais, as fácies *Cm* (litofácies **Gcm**) e *Csm* (litofácies cascalhosa **Gmm**), as quais representam porções proximais de leques aluviais, são representativas dos elementos **SG** (barras) e **GB** (formas de leito cascalhosas).

As fácies *Aa* (litofácies **St**), *Ap* (litofácies **Sp**) e *App* (litofácies **Sh**), representam porções medianas a distais de sistemas fluviais entrelaçados, com os elementos arquiteturais **SB** (formas de leito cascalhosas), **LA** (barras laterais) e **LD** (barras longitudinais). Os depósitos mais arenosos formam camadas amalgamadas mostrando estratificações cruzadas acanaladas (litofácies **St**) e planares (litofácies **Sp**) de pequeno e

médio porte. Subordinadamente, ocorrem as fácies *Acp* (litofácies **Gt**), *Ac* (litofácies **Gp**), *FI* e *SI*, as quais retratam os elementos **CH** (canais) e **OF** (depósitos finos de planície de inundação).

A fácies *Ac* (litofácies **Gp**) corresponde a depósitos de preenchimento de canal gerados pela migração de barras longitudinais, onde as estratificações cruzadas planares podem representar barras de acreção frontal e lateral. Apresenta características de processo associado à movimentação de cascalho no leito de cursos fluviais, preenchendo o fundo de canais entrelaçados (Miall, 1978, 1996). No entanto, segundo Collinson e Thompson (1989), fácies de arenito com estratificações planares sugerem migração de lençóis arenosos sob regime de fluxo inferior.

Já a fácies *Acp* (litofácies **Gt**), esta apresenta características de depósitos de processo associado à movimentação de cascalho no leito de cursos fluviais, preenchendo o fundo de canais entrelaçados.

Eventualmente, ocorrem depósitos formados por areias grossas a médias, com níveis seixosos dispersos, com estrutura maciça (fácies *Sm*, elemento **LS**). Algumas características como matriz arenosa (areia fina) e argilosa, associadas a algumas feições texturais (grãos subangulosos a subarredondados e mal selecionamento dos grãos), sugerem depósitos de fluxos de detritos desorganizados, responsáveis por grande descarga de sedimentos, produzindo corpos maciços, com ausência de estruturas sedimentares.

A associação de fácies verificada para a Formação Cariri sugere depósito de leques aluviais proximais (de clima árido), evoluindo para uma fácies mediana ou distal dos leques, indicando proximidade da área fonte e transporte através de fluxos de detritos, com alta energia. Estes depósitos também estão associados a sistema deposicional fluvial de canais entrelaçados de alta energia, uma vez que formam associações de fácies conglomeráticas e arenosas com estratificações cruzadas planares e acanaladas, associando a pequenas barras longitudinais e migração de formas de leito 2D e 3D. É importante ressaltar que, em alguns pontos, estes depósitos ocorrem em lobos sigmoidais amalgamados.

Segundo Postma (1990), lobos sigmoidais amalgamados, com outras estruturas, condizem com depósitos de areias relacionadas a barras proximais de desembocadura, em uma bacia com baixa inclinação e lâmina d'água rasa. Ressalta-se que a geometria sigmoidal pode ser formada devido à diminuição da entrada de sedimentos em uma bacia de baixa energia.

Ainda, associada a fácies de leques aluviais, encontra-se a fácies **FI**, representada por depósitos finos a silticos, com laminações cruzadas de marcas onduladas de pequeno porte, com padrão granodecrescente ascendente em lobos sigmoidais. A fácies **FI** é interpretada como sendo de leques aluviais distais, associada a sistema fluvial. Contudo, deposição de lobos sigmoidais também é indicativa de regime flúvio-deltaico.

Vale salientar que a fácies **FI** também pode ser interpretada como sendo depósitos de canais abandonados, ou depósitos de inundação, segundo os preceitos de Miall (1978, 1996).

Em direção ao interior da bacia, ocorre a associação de fácies de sistema fluvial entrelaçado. Esta associação é constituída por fácies arenosas grossas a médias, com níveis conglomeráticos, apresentando estratificações cruzadas planares de médio e pequeno porte (litofácies **Sp**), acanaladas de médio e pequeno porte (litofácies **St**), cruzadas planares de grande porte (**Sp2**), cruzadas plano-paralela (litofácies **Sh**) e cruzadas cavalgantes de pequeno porte, com lentes de argila (**Sr**), além de siltitos maciços.

Adentrando mais para o interior da bacia, a associação de fácies de sistema fluvial entrelaçado ocorre repetindo-se várias vezes ao longo da porção intermediária e superior da coluna estratigráfica. No topo deste sistema, ocorrem de forma subordinada, depósitos com influência de sistema eólico (retrabalhamento eólico), caracterizado por arenitos mais finos, arredondados, bem selecionados e com bimodalidade textural (fácies **Sm2**).

Quanto aos litotipos das litofácies **Sr**, estes são característicos de depósitos de regime de energia moderada; associam-se a preenchimento de canal fluvial de padrão entrelaçado e preenchimento de sucros, mas também podem estar associados a depósitos de lençóis eólicos, em virtude do retrabalhamento eólico. Os pequenos *ripples* podem estar associados à migração de marcas onduladas geradas por correntes trativas, com deposição por decantação, provavelmente por desaceleração de correntes trativas (MIALL, 1978).

A fácies **Ad** compreende arenitos médios a finos, formando corpos com geometria sigmoidal e ciclos granocrescentes ascendentes, apresentando estruturas deformacionais, como dobras convolutas.

A associação de frente deltaica (barras de frente deltaica) também compõe sucessões de arenitos com estruturas deformacionais convolutas e de estratificações cruzadas acanaladas. Os pacotes de arenitos com geometria em lobos sigmoidais, com estratificações cruzadas planares e acamamento convoluto, são evidências que também sugerem ambiente deltaico (frente deltaica).

De acordo com Fambrini et al. (2009), estruturas deformacionais são interpretadas como decorrente de ação de correntes subaquosas densas que provocam sobrecarga e deformações nas camadas não consolidadas de leito fluvial.

Dentro da concepção de sistema deposicional, os sedimentos pertencentes à Formação Cariri apontam para sistemas deposicionais de leques aluviais, com predomínio de fluvial entrelaçado, com retrabalhamento eólico em condições de clima árido a semiárido. No entanto, neste mesmo contexto, Feitosa (1987) considerou os depósitos da referida unidade (Cariri) como sendo de sistemas de leques aluviais e fluvial entrelaçado.

Na Formação Tacaratu foram observadas três fácies e cinco litofácies associadas a sistemas de leque aluvial e fluvial entrelaçado: *Ac*, *Ap* e *App* (**Gt**, **Gp**, **Sp** e **Sh**).

A fácies *Ac* (litofácies **Gt**) está associada a preenchimento de pequenos canais e migração de barras longitudinais de correntes fluviais de canais entrelaçados (Miall, 1978, 1996); apresenta características de depósitos de processos associados à movimentação de cascalho no leito de cursos fluviais, preenchendo o fundo de canais entrelaçados.

Os depósitos da fácies *Ac* (litofácies **Gp**) são típicos de preenchimento de canal gerados pela migração de barras longitudinais, onde as estratificações cruzadas planares podem representar barras de acreção frontal e lateral. Apresenta características de processo associado à movimentação de cascalho no leito de cursos fluviais, preenchendo o fundo de canais entrelaçados (MIALL, 1978, 1996). Esta fácies também está associada a leques aluviais.

A fácies *Ap* (litofácies **Sp**) constitui depósitos interpretados como sendo originados por migração de barras longitudinais de correntes fluviais de canais entrelaçados (MIALL, 1978, 1996). Vale ressaltar, ainda, que estes arenitos ocorrem em contato com o embasamento xistoso do Complexo Salgueiro. Na Formação Tacaratu, esta fácies está associada à fácies *Ac* e encontra-se sobreposta à mesma. A fácies *App* (litofácies **Sh**) sugere fluxo de acamamento planar, formada a partir de regime de fluxo superior, originando formas de leito plano (MIALL, 1978, 1996); verticalmente está associada à fácies *Ap*.

Quanto à aos elementos arquiteturais, as fácies *Ap* (litofácies **Sp**) e *App* (litofácies **Sh**), representam os elementos arquiteturais **LA** (barras laterais) e **LD** (barras longitudinais). De forma subordinada, ocorre a fácies *Ac* (litofácies **Gt** e **Gp**), que representa o elemento **CH** (canais).

Nos depósitos da Formação Iborepi foram encontradas duas fácies e três litofácies: *Sm* e *Ac* (litofácies **Sm**, **Gp** e **Sp**), também associadas a sistemas de leques aluviais e fluvial entrelaçado.

A fácies *Sm* é indicativa de depósitos de fluxo de detritos desorganizados, responsáveis por grande descarga de sedimentos, produzindo corpos maciços, com ausência de estruturas sedimentares. De acordo com Miall (1978, 1996), a fácies *Sm* é representativa do elemento arquitetural **SG** (depósitos de fluxos gravitacionais); representa depósitos de leques aluviais proximais, associados a sistema fluvial entrelaçado.

Por outro lado, a fácies *Ac* (litofácies **Gp**) mostra uma associação de preenchimento de canal gerado pela migração de barras longitudinais e representa o elemento arquitetural **CH** (canais). Já a litofácies **Sp**, esta representa o elemento arquitetural **LA** (barras laterais) (MIALL, 1978, 1996).

A Tabela 16 mostra as relações das fácies identificadas nas formações Ipu e Jaicós (Bacia do Parnaíba), Cariri (Bacia do Araripe), Iborepi (Bacia de Lavras da Mangabeira) e Tacaratu (Bacia de São José do Belmonte).

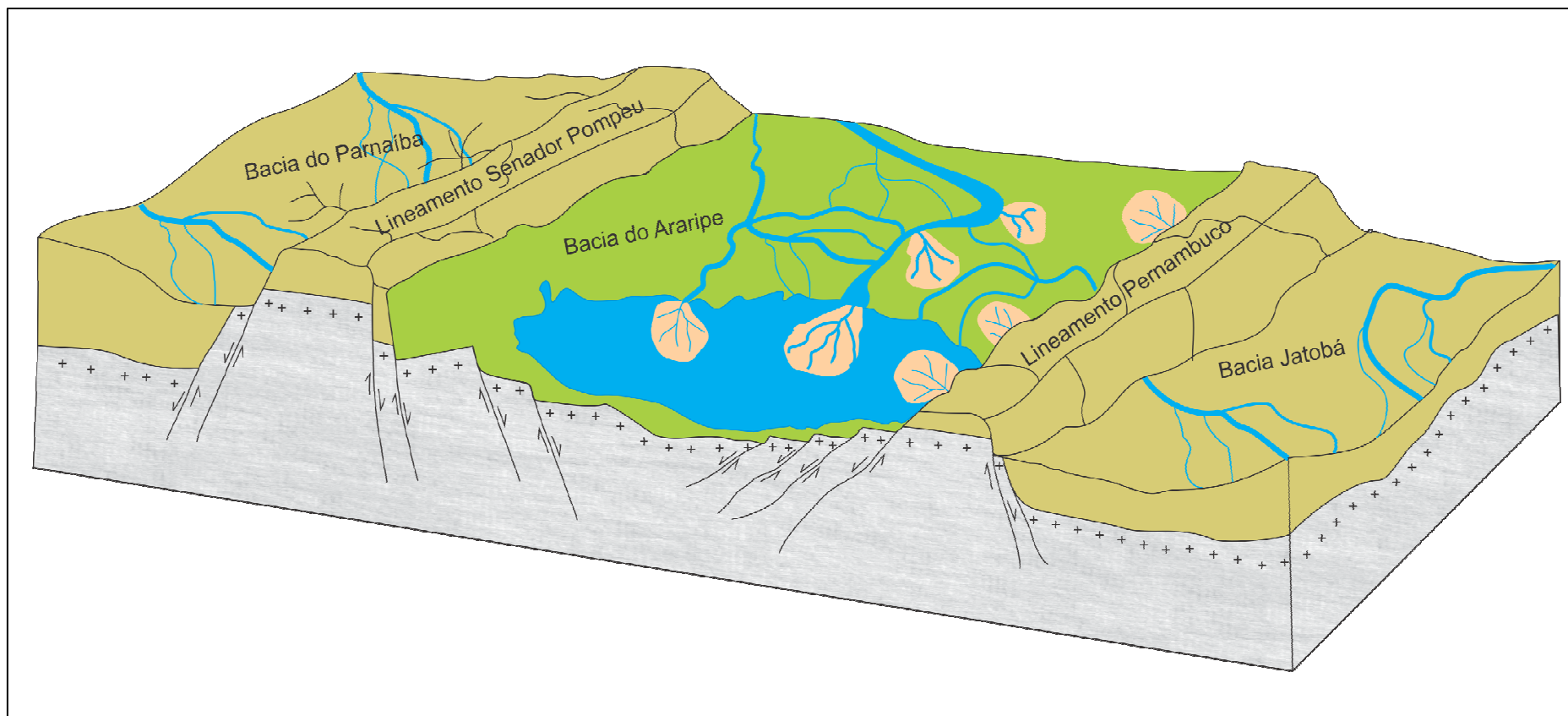
**Tabela 16** - Relações das fácies identificadas nas formações Ipu, Jaicós, Tacaratu, Cariri e Iborepi.

| <b>Fm. Ipu</b>    | <b>Fm. Jaicós</b> | <b>Fm. Tacaratu</b> | <b>Fm. Cariri</b> | <b>Fm. Iborepi</b> |
|-------------------|-------------------|---------------------|-------------------|--------------------|
| <b><i>Cm</i></b>  | <i>Cm</i>         |                     | <i>Cm</i>         |                    |
| <b><i>Csm</i></b> | <i>Csm</i>        |                     | <i>Csm</i>        |                    |
| <b><i>Ac</i></b>  | <i>Ac</i>         | <i>Ac</i>           | <i>Ac</i>         | <i>Ac</i>          |
| <b><i>Aa</i></b>  | <i>Aa</i>         |                     | <i>Aa</i>         |                    |
| <b><i>Ap</i></b>  | <i>Ap</i>         | <i>Ap</i>           | <i>Ap1</i>        | <i>Ap</i>          |
| <b><i>Fl</i></b>  | <i>App</i>        | <i>App</i>          | <i>App</i>        |                    |
| <b><i>Fsm</i></b> |                   |                     | <i>Ad</i>         |                    |
|                   |                   |                     | <i>Sl</i>         |                    |
|                   |                   |                     | <i>Acp</i>        |                    |
|                   |                   |                     | <i>Sm</i>         | <i>Sm</i>          |
|                   |                   |                     | <i>Alc</i>        |                    |
|                   |                   |                     | <i>Fl</i>         |                    |
|                   |                   |                     | <i>Ap2</i>        |                    |

A caracterização faciológica esquematizada para Formação Cariri permitiu inferir os processos sedimentares que atuaram durante a deposição dos sedimentos, além de interpretar os possíveis sistemas deposicionais associados ao preenchimento da bacia. Assim, a figura 35 mostra um modelo deposicional sintetizado para a Bacia do Araripe, onde observa-se depósitos de leques aluviais com fluviais entrelaçados associados. Esta figura retrata a fase do Jurássico inferior – superior.

São desenvolvidos depósitos de leques aluviais constituídos por conglomerados, correspondentes a processos gravitacionais de alta energia; depósitos fluviais compostos por arenitos de granulação fina a muito grossa, e arenitos conglomeráticos, relacionando à canais abandonados ou depósitos de inundação (granulação fina) e depósitos de preenchimento de canal (granulação grossa).





**Figura 35** - Representação esquemática do modelo deposicional inferido para Bacia do Araripe, apresentando depósitos de leques aluviais e fluviais entrelaçados associados.

## CAPÍTULO V – PETROGRAFIA E DIAGÊNESE

### 5.1 PETROGRAFIA: CONSIDERAÇÕES INICIAIS

Estudos petrográficos voltados à caracterização das rochas que constituem as formações Ipu, Jaicós, Cariri, Tacaratu e Iborepi, comprovam diferenças e semelhanças entre os litotipos destas unidades.

#### 5.1.1 Bacia do Parnaíba

##### Formação Ipu

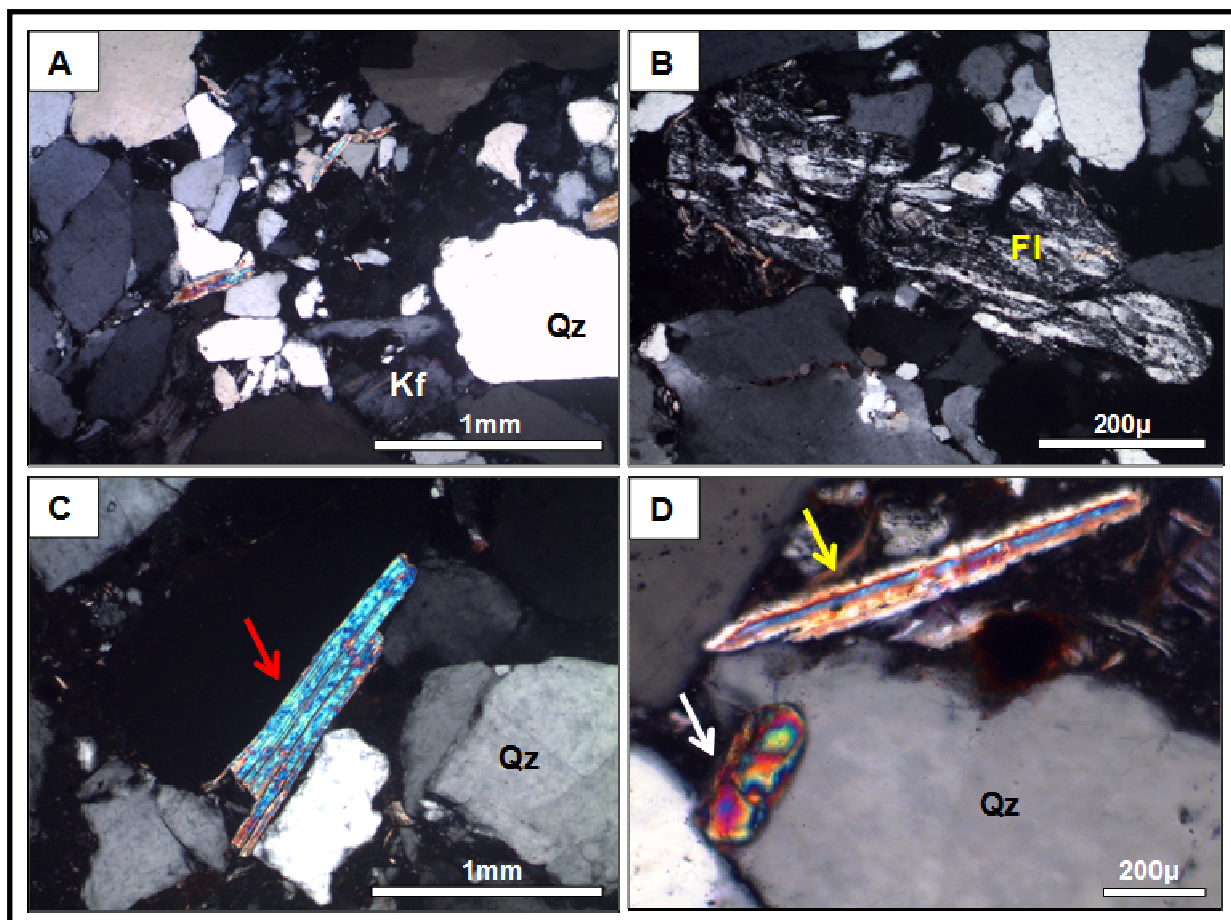
As rochas desta formação apresentam granulometria que varia desde silte a seixo, predominando, entretanto, a granulometria de areia muito grossa. Os grãos são pobremente selecionados, com arredondamento variando de anguloso a subarredondado (Figura 36A), com baixa esfericidade.

Estes arenitos são constituídos predominantemente por grãos de quartzo (méd. de 67,9%), feldspatos (méd. de 0,5%) e fragmentos líticos (méd. 1,5%), além de minerais acessórios como muscovita, opacos, zircão, rutilo e turmalina (méd. de 2,6%, sendo os três últimos sendo mais resistentes e em menor quantidade) (Figura 36A,C e D). A matriz é areno-argilosa (caulinita) e o cimento é predominantemente ferruginoso (óxido/hidróxido de ferro) e silicoso (quartzo microcristalino e crescimento secundário).

Os grãos de quartzo se apresentam tanto na forma monocristalina (méd. de 66,3%), como policristalina (méd. de 1,7%), sendo dominantemente monocristalino com extinções ondulante e imediata, representados pelos tipos plutônico e metamórfico. Subordinadamente, ocorrem grãos de feldspatos (K-feldspato, com méd. de 0,5% e plagioclásio, com méd. 0,1%) e fragmentos de rocha (xisto, granito e meta-siltito) (Figura 36B).

Desta forma, essas rochas são classificadas como quartzo-arenitos (FOLK, 1968), conforme pode ser visto na figura 37 (diagrama de FOLK).

O empacotamento dessas rochas varia entre frouxo (**Pp** = 36), normal e fechado (**Pp** = 58), predominando contatos pontuais e grãos flutuantes, sendo raros os contatos côncavo-convexos.

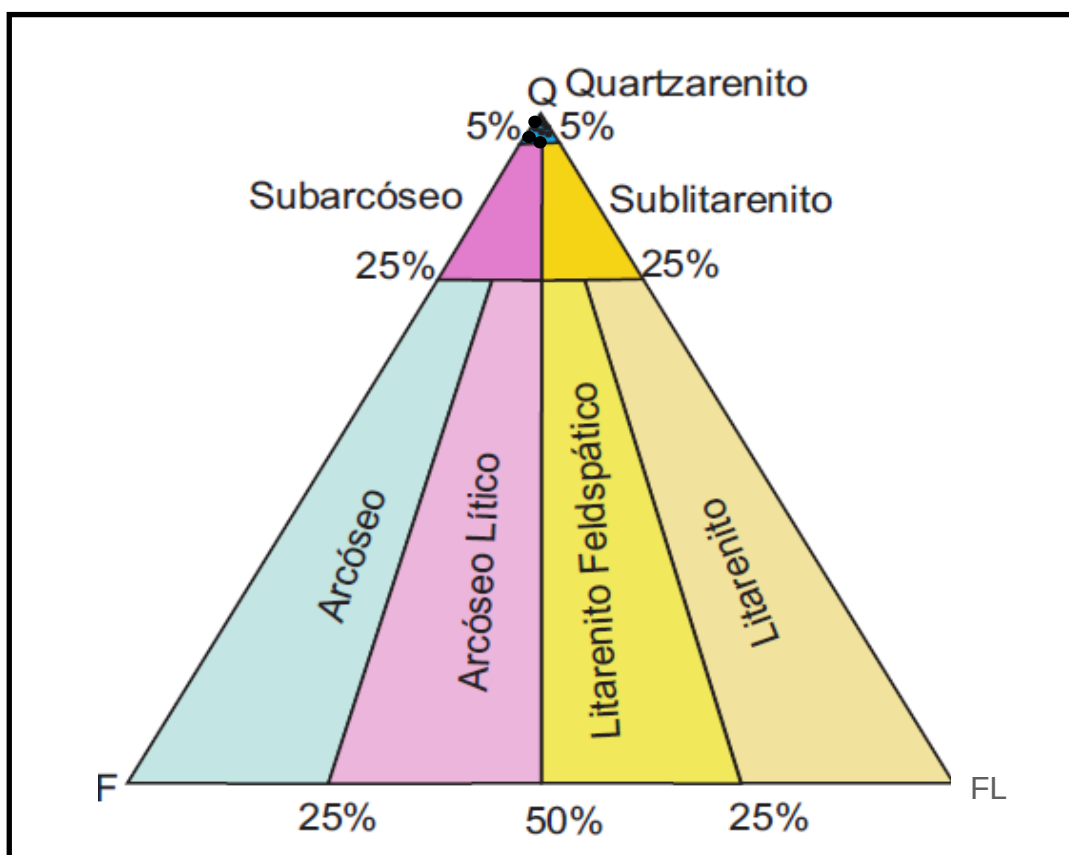


**Figura 36** - Fotomicrografias mostrando os constituintes primários do arcabouço das rochas da Formação Ipu. A) Grãos de quartzo (Qz), feldspato (Kf) e muscovita; grãos angulares a subangulares, pobremente selecionados (PX); B) Fragmento de xisto (FI) (PX); C) Grão de muscovita (seta) (PX); e D) Grão de zircão (seta branca) e muscovita (seta amarela) (XP).

Em termos de empacotamento, ocorrem dois tipos: normal e frouxo, com valores de **Pp** variando entre 50 e 23, com contatos pontuais e grãos flutuantes.

Do ponto de vista textural, tais arenitos são considerados submaduros, em função do conteúdo de matriz deposicional (~5%), da seleção granulométrica e do arredondamento. Contudo, mineralogicamente, são classificados como supermaduros e maduros, cujos resultados da proporção de constituintes mais resistentes (quartzo e *chert*) e os menos resistentes (feldspatos e fragmentos líticos) varia entre **M** igual a 98% e 82%, com quantidades significativas de grãos de quartzo e *chert*, em relação aos feldspatos e fragmentos líticos.

O índice **ZTR**, também indicador de maturidade mineralógica, foi alto (méd. total de 97%), indicando alta maturidade mineralógica. Além disso, os minerais pesados com formas arredondadas e subarredondadas, reforça a ideia de alta maturidade destes depósitos.



**Figura 37** - Classificação composicional dos arenitos e conglomerados da Formação Ipu, segundo o diagrama de FOLK (1968), cujos vértices correspondem a 100% de quartzos (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos de rochas (vértice à direita do triângulo).

### **Formação Jaicós**

Petrograficamente, os arenitos e conglomerados da Formação Jaicós possuem granulometria que varia de areia grossa a seixo, com grãos pobremente selecionados, variando de angulosos a subarredondados (Figura 38A). Composicionalmente, são constituídos predominantemente por quartzo (méd. de 61%), feldspato (méd. de 4%) e fragmentos líticos (méd. de 2%). No entanto, minerais acessórios como muscovita, zircão e opacos também são comuns nestas rochas, ocorrendo traços de rutilo e turmalina, perfazendo uma média de 4,3%.

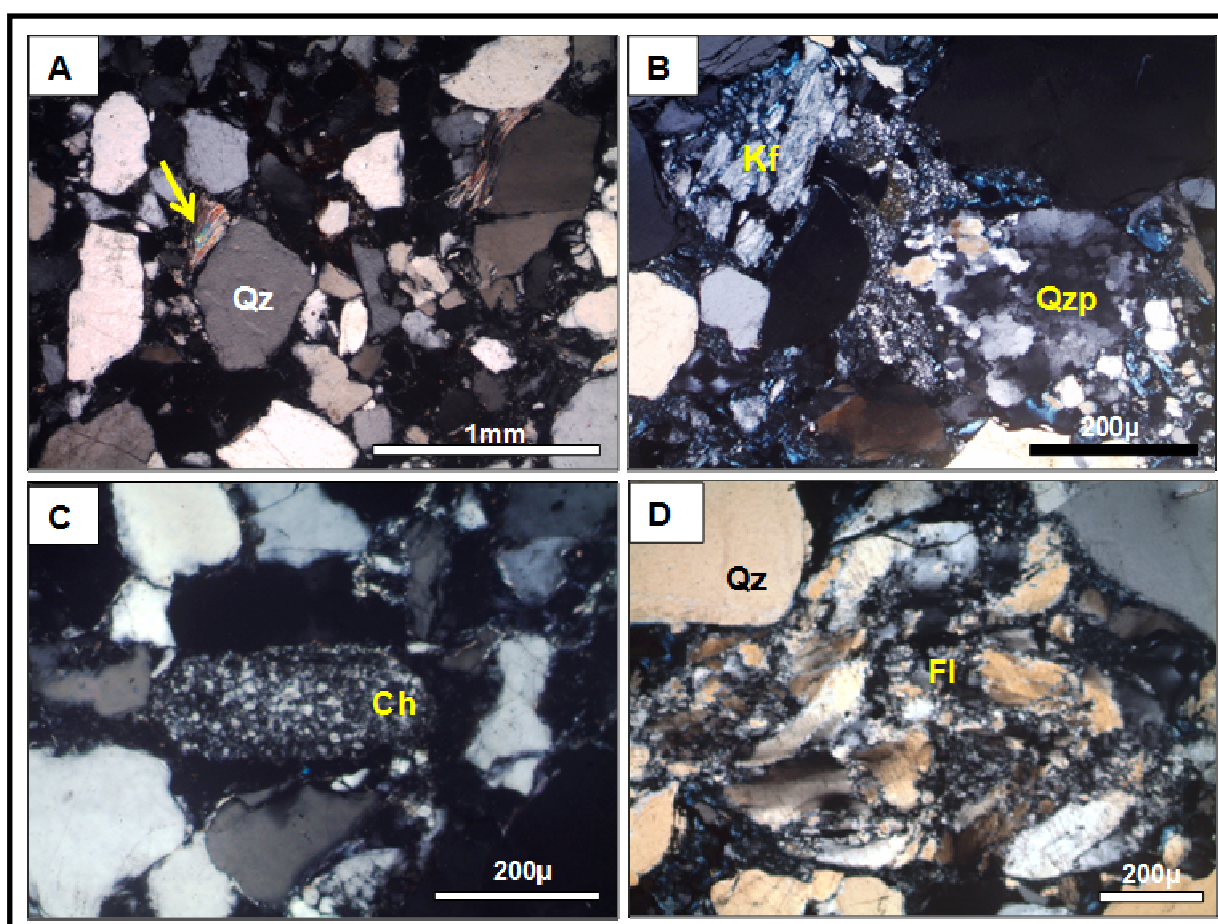
A matriz é formada por areia fina, silte e argila (caulinita e esmectita), esta última, sendo principalmente infiltrada. Já o cimento, este é de óxido/hidróxido de ferro, que ocorre

preenchendo os espaços intersticiais; também ocorre cimento de sílica (quartzo microcristalino e crescimento secundário de quartzo) e de caulinita.

Os grãos de quartzo são predominantemente monocristalinos plutônico e metamórfico, com extinção ondulante e, subordinadamente, policristalino metamórfico (Figura 38B) com forma equante. Esporadicamente, ocorre quartzo monocristalino vulcânico. O quartzo monocristalino representa uma méd. de 59,5%; por outro lado, o policristalino corresponde a uma méd. de 2,3%.

Os tipos de feldspatos mais comuns identificados foram a microclina e, em menor quantidade, ortoclásio e plagioclásio (Figura 38B). A microclina com o ortoclásio correspondem a uma méd. 2,4%, enquanto, o plagioclásio apresenta uma méd. de 1,7%.

Os fragmentos líticos presentes são metamórficos (quartzito e xisto) e sedimentar (*chert*), além de raros fragmentos de rocha plutônica (Figura 38C e D).



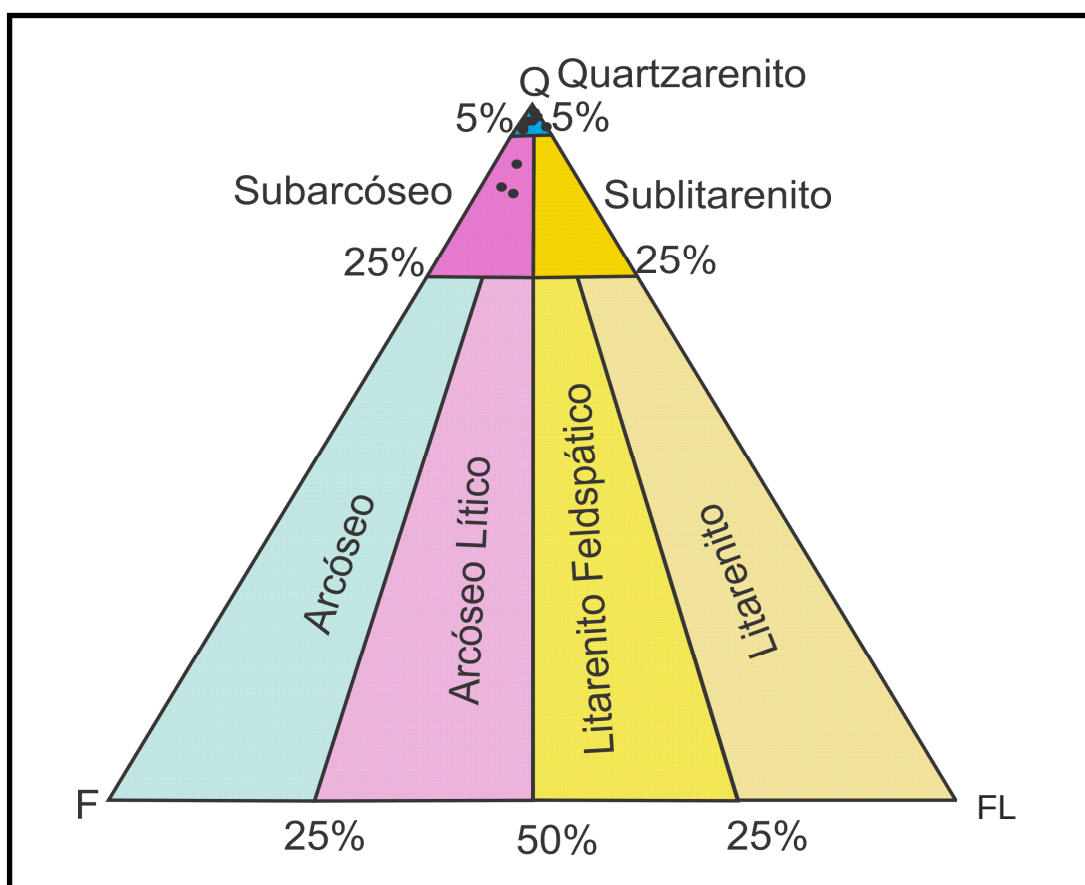
**Figura 38** - Fotomicrografias ilustrando os constituintes primários do arcabouço das rochas Jaicós. A) Grãos de quartzo (Qz) e muscovita (seta); grãos subarredondados, pobremente selecionados (PX); B) Grão de feldspato (Kf) e quartzo policristalino na forma equante (Qzp) (PX); C) Grão de *chert* (Ch); e D) Fragmento de rocha quartzito (Fl) (PX).



Com relação ao empacotamento, ocorrem dois tipos: normal e frouxo, com valores de **Pp** variando entre 52 e 25 (Figura 38A, B e C). Os contatos pontuais e grãos flutuantes são os mais frequentes, sendo os retos e contatos côncavo-convexos mais raros.

Texturalmente, essas rochas são classificadas como imaturas, com mais de 5% de matriz deposicional. Mineralogicamente, são consideradas supermaduras, maduras e imaturas, com base na relação entre os constituintes mais resistentes (quartzo e *chert*) e os menos resistentes (feldspatos e fragmentos líticos), onde os resultados de **M** variou de 80% a 13%. Altos índices de **ZTR** (méd. total de 94%) são verificados para as amostras dessa unidade, evidenciando também, alta maturidade mineralógica.

Com base na composição, esses arenitos são classificados como quartzarenitos e subarcóseos (Figura 39), segundo Folk (1968).



**Figura 39** - Classificação composicional dos arenitos e conglomerados da Formação Jaicós, segundo o diagrama de Folk (1968), cujos vértices correspondem a 100% de quartzos (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos de rochas (vértice à direita do triângulo).

### 5.1.2 Bacia do Araripe

#### Formação Cariri

A granulometria das rochas da Formação Cariri é bastante heterogênea, incluindo arenitos finos a médios e arenitos grossos, por vezes, conglomeráticos. Estas rochas também apresentam uma grande variedade composicional.

A porção inferior da Formação Cariri é composta por arenitos e conglomerados de granulometria areia grossa, por vezes, com seixos. Estes arenitos são pobremente selecionados, com arredondamento dos grãos variando entre angulosos a subangulosos, com baixa esfericidade (Figura 40A).

A composição mineralógica desses arenitos varia de quartzo (méd. de 52%), feldspato (méd. de 6%) e fragmentos líticos (méd. de 2%). Os minerais acessórios mais frequentes são muscovita, opacos (hematita e pirita), zircão e epidoto. Também ocorrem, em menores quantidades, rutilo, biotita, anatásio, titanita, anfibólio, granada e turmalina (Figura 41A e B). Os minerais acessórios constituem uma média de 2,5%. A matriz é constituída principalmente por argila (infiltrada e detrítica).

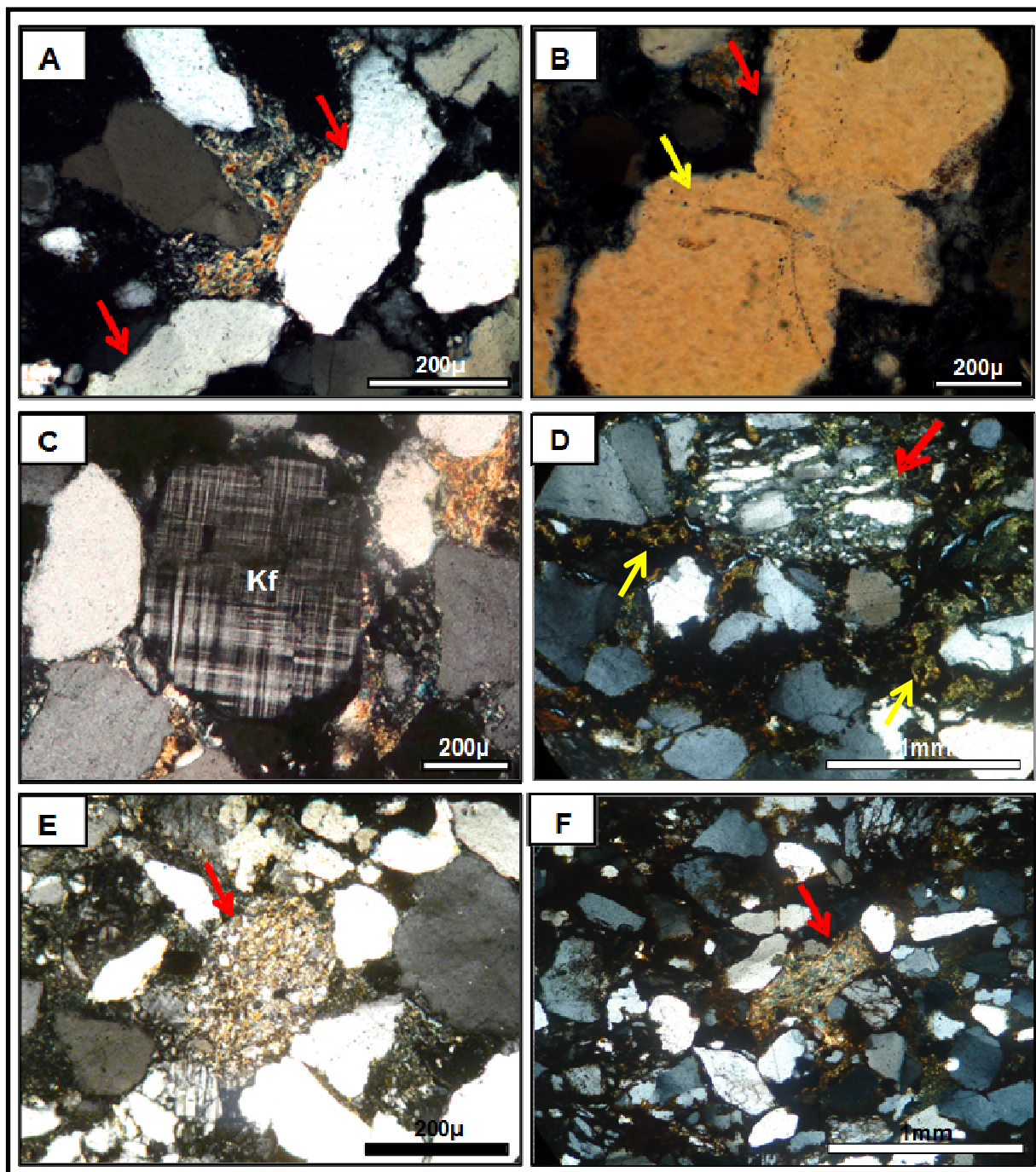
Os tipos de cimentos identificados foram óxido/hidróxido de ferro (predominantes), crescimentos secundários de quartzo e feldspato. Por vezes, ocorre argilomineral do tipo caulinita e pirita, além de cimento carbonático (calcita).

O quartzo, que constitui o mineral predominante, apresenta-se tanto na forma monocristalina (méd. de 53%) com extinção ondulante e imediata, como policristalina (méd. de 2,8%), com cristais individuais apresentando extinção fortemente ondulante, mostrando-se alongados. O quartzo monocristalino é representado pelos tipos plutônico, metamórfico (predominante), vulcânico (Figura 40A e B) e de veio, este último, caracterizado por inclusões fluidais (vacúolos); predomina quartzo policristalino de origem metamórfica, com cristais individuais apresentando extinção fortemente ondulante; ocorrem grãos de quartzo com embaçamento.

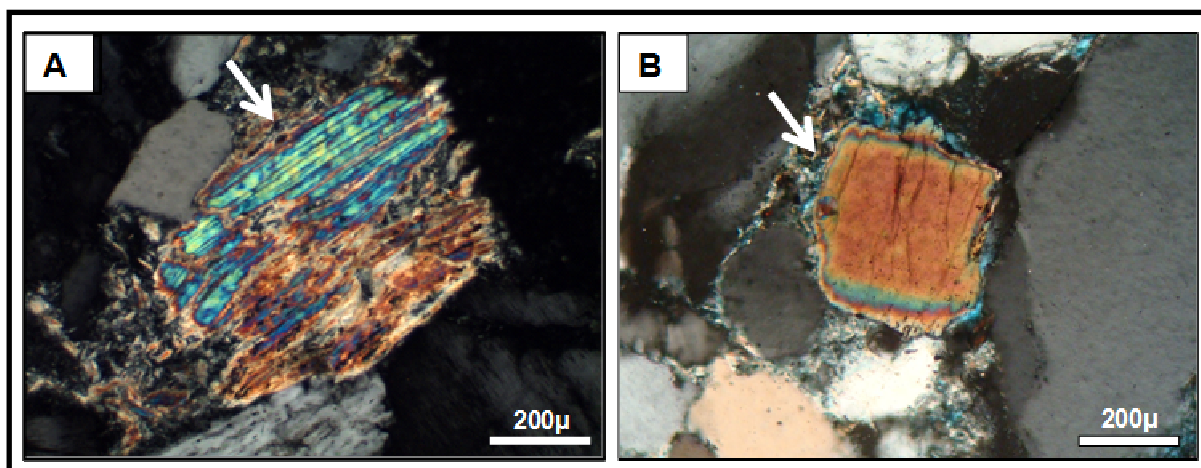
Os feldspatos presentes são microclina (predominante), ortoclásio, pertita (méd. de 4%; Figura 40C) e plagioclásio (méd. de 2%). A maioria encontra-se bem preservada, no entanto, outros mostram-se fraturados, sericitizados e argilizados. É comum os grãos de ortoclásio apresentarem crescimento secundário, ressaltado pelo aspecto límpido nas bordas.

Quanto aos fragmentos líticos, os mais abundantes são representados pelos metamórficos, tais como gnaiss, xisto, filito e ardósia (Figura 40D e E). Em menor quantidade ocorrem os *chert* (sedimentar), raros fragmentos plutônicos e alteritos. Estes fragmentos ocorrem em quantidades variáveis por toda área, alguns possuem dimensões

bem maiores do que os demais componentes do arcabouço, evidenciando proximidade da área fonte. Os constituintes intrabaciais encontrados são intraclastos argilosos (Figura 40F), os quais estão geralmente deformados por compactação mecânica, às vezes, formando pseudomatriz.



**Figura 40** - Fotomicrografias ilustrando os constituintes primários do arcabouço das rochas da Formação Cariri: A) Grãos de quartzo plutônico, angulosos (setas) a subarredondados (PX); B) Grão de quartzo vulcânico (seta vermelha), com crescimento secundário (seta amarela) (PX); C) Feldspato do tipo microclínio (PX); D) Fragmento de xisto (seta vermelha) e matriz de argilomineral infiltrado (seta amarela) (PX); E) Fragmento de filito (seta) (PX); e F) Intraclasto argiloso (seta).



**Figura 41** - Fotomicrografia dos minerais acessórios identificados nos arenitos da porção inferior da Formação Cariri: A) Muscovita (seta) (PX); e B) turmalina (seta) (PX).

Com relação ao empacotamento, o tipo predominante é frouxo, seguido do normal, cujos valores de **Pp** variam entre 38 e 52, respectivamente. Os contatos predominantes são pontuais e grãos flutuantes (Figura 40A e B). Ocasionalmente, ocorrem contatos retos, côncavo-convexos e suturados.

Do ponto de vista textural, pode-se dizer que estas rochas são imaturas, tendo em vista que o teor de matriz detrítica presente ultrapassa 5% e que os grãos do arcabouço são predominantemente angulosos e pobremente selecionados.

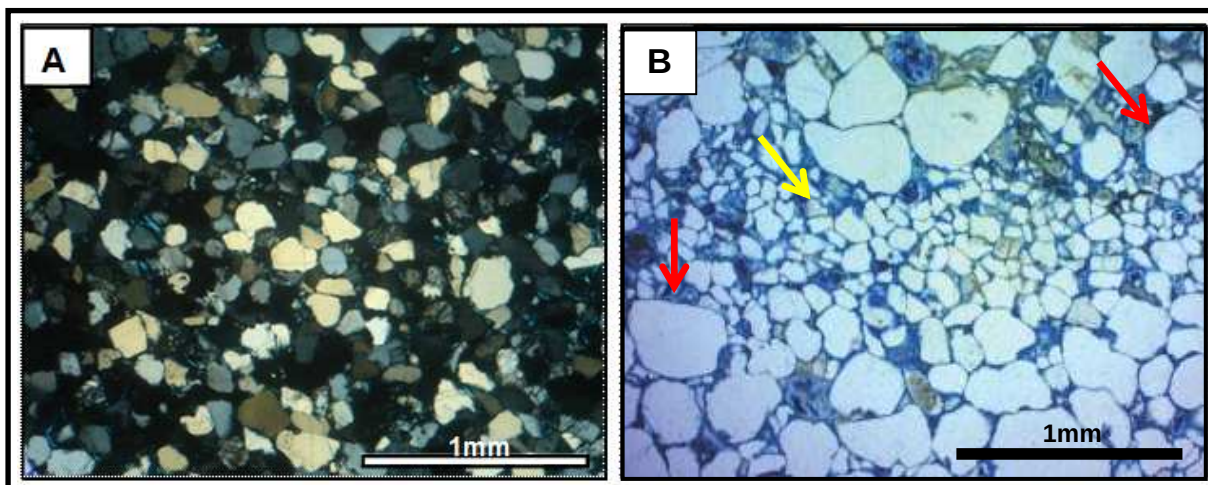
Quanto à maturidade mineralógica, a relação entre os constituintes mais resistentes (quartzo e *chert*) e os menos resistentes (feldspatos e fragmentos líticos), teve como resultados, **M** variando entre 34 e 12, indicando maturidade mineralógica baixa e média (rochas imatura e submadura). As proporções de feldspatos e fragmentos líticos bem preservados, também conferem a estas rochas uma baixa maturidade mineralógica.

O índice **ZTR** apresenta uma média total de 58%, denotando maturidade mineralógica intermediária (imatura), que é acompanhada pelo arredondamento dos grãos sendo subarredondados.

De acordo com a classificação Folk (1968), estes arenitos inserem-se nos campos de subarcóseo e sublitoarenito (Figura 46).

As porções intermediária e superior da Formação Cariri são constituídas por arenitos e arenitos conglomeráticos, com granulometria que varia desde silte a areia grossa, às vezes com grânulos e seixos, predominando, contudo, areia grossa. A seleção dos grãos varia de moderada a bem selecionada, com grãos subangulosos, subarredondados (predominante na porção intermediária), por vezes, arredondados, com certa bimodalidade textural (moda na fração areia média e fina) (Figura 42A e B), na porção superior.





**Figura 42** - Fotomicrografias ilustrando características petrográficas dos arenitos da porção superior da Formação Cariri: A) Arenito bem selecionado, na moda areia fina (PX); e B) Arenito com bimodalidade textural, com grãos arredondados e subarredondados na moda areia média (seta vermelha) e areia fina (seta amarela) (PX).

Composicionalmente, estas rochas são constituídas predominantemente por grãos de quartzo (méd. de 64%), feldspatos (méd. de 4%) e fragmentos líticos (méd. de 4%), além de minerais acessórios. A matriz é predominantemente argilosa (detrítica, infiltrada, com méd. de 5%) e pseudomatriz, constituída por esmectita, caulinita e illita; em menor quantidade, ocorre matriz síltica (méd. de 3%). Ressalta-se, no entanto, que algumas rochas da porção superior quase não apresentam matriz (méd. de 0,2%) e fragmentos líticos, sendo texturalmente maduras.

Igualmente ao que ocorre na porção inferior e intermediária da Formação Cariri, na porção superior desta unidade e na Formação Iborepi, foram identificados grãos de quartzos monocristalino vulcânicos, com vacúolos, típicos de rochas vulcânicas (FOLK, 1974; SCHOLLE, 1979).

Com relação ao cimento, este é formado principalmente por sílica e óxido/hidróxido de ferro, ocorrendo em menor quantidade, do tipo argiloso (caulinita).

A análise composicional revela que as rochas das porções intermediária e superior são ricas em quartzo monocristalino (méd. de 56% e 70%), com extinção ondulante e imediata, e apresenta menos quartzo policristalino (méd. de 2% e 2,5), em relação à porção inferior. Na porção intermediária, os policristalinos dominantes são metamórficos, estirados, com extinção ondulante. O quartzo é predominantemente de origem metamórfica e ígnea plutônica, com alguns grãos de origem vulcânica.



Os feldspatos são frequentes, especialmente nas rochas da porção intermediária, sendo representados principalmente por microclina (predominante) e ortoclásio; raramente, ocorre plagioclásio e os poucos que estão presentes encontram-se apenas na porção intermediária. Nas amostras da porção superior, o pouco feldspato que ocorre é do tipo ortoclásio, o qual, geralmente, encontra-se fraturado.

Dentre os minerais acessórios identificados nas duas porções (intermediária e superior), os mais frequentes são hematita, muscovita, zircão, anatásio, titanita e rutilo. Ocorrem ainda, sendo que em menores proporções, biotita, anfibólio, turmalina, granada, e epidoto (Figura 43A e B), além de fragmento de calcedônia (Figura 44A). Os minerais acessórios perfazem uma méd. de 3%.

Na porção intermediária, predominam fragmentos líticos metamórficos (gnaisse, quartzito, xisto e filito), seguidos de sedimentar (*chert*). Contudo, subordinadamente, ocorrem fragmentos de quartzitos e fragmentos vulcânicos (Figura 43C e D), além de fragmentos de rocha micácea não identificado (Figura 44B).

Fragmentos intrabaciais compostos por intraclastos argilosos também foram identificados, em pequena quantidade, nas lâminas, sendo que alguns estão deformados por compactação mecânica, formando pseudomatriz (Figura 43E). Em apenas uma amostra, foi identificado um fragmento intrabacial corresponde à bioclasto fosfático (Figura 43F).

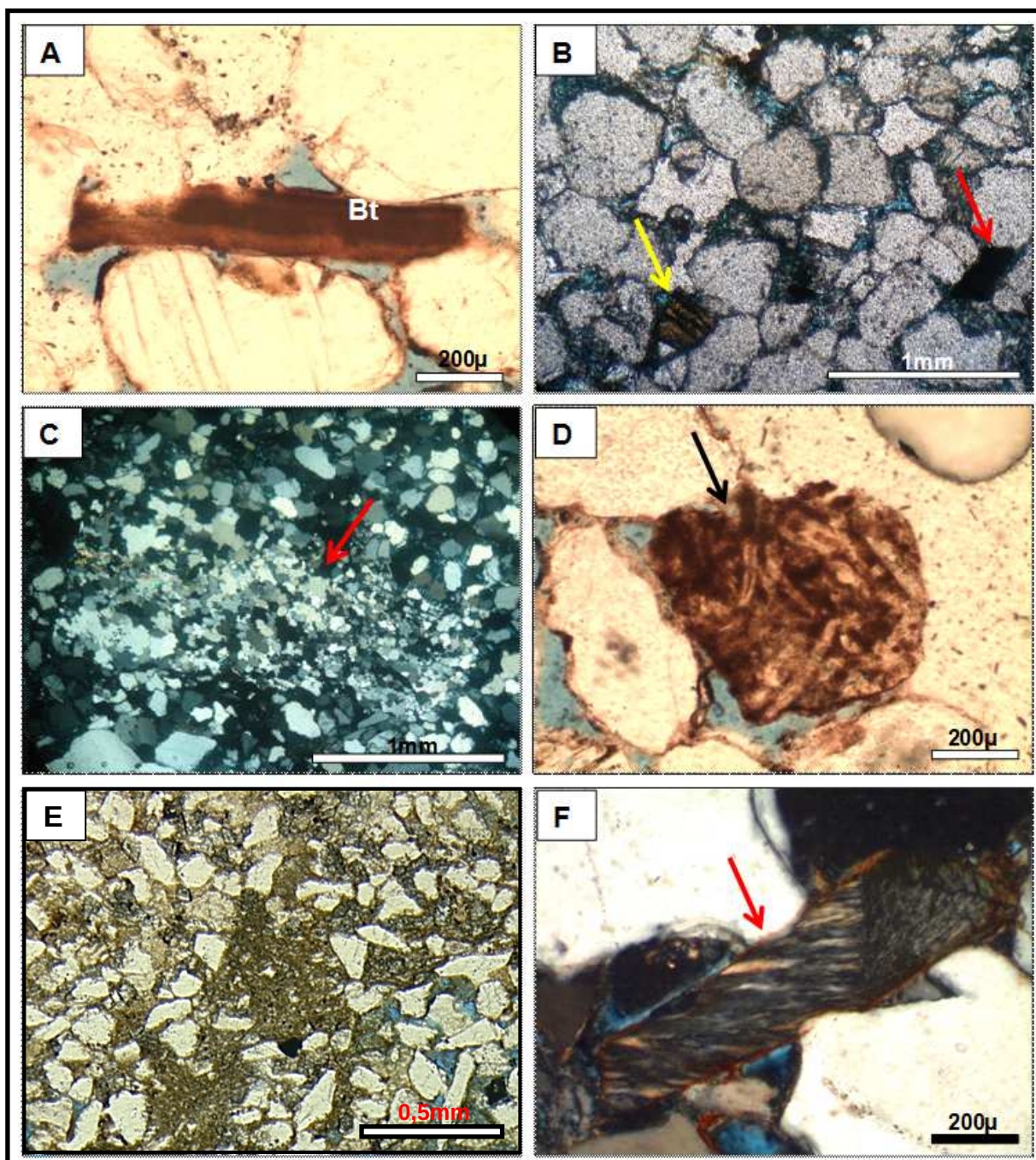
Com relação à porção superior, identificaram-se apenas, fragmentos sedimentares (*chert* e arenito) e ígneos (granito).

Na porção intermediária, o empacotamento destas rochas varia entre normal (com **Pp** = 46), com grãos flutuantes e contatos pontuais e retos, a fechado (com **Pp** = 65), com contatos retos e côncavo-convexos. Na porção superior, o empacotamento é fechado, com intervalos de **Pp** entre 87 e 98, predominando contatos côncavo-convexos e suturados, ocorrendo esporadicamente, contatos retos e pontuais (Figura 45A e B).

As composições modais do arcabouço dos arenitos caem no campo do quartzarenito para as rochas da porção superior, e subarcóseo, para as porções inferior e intermediária (Figura 46).

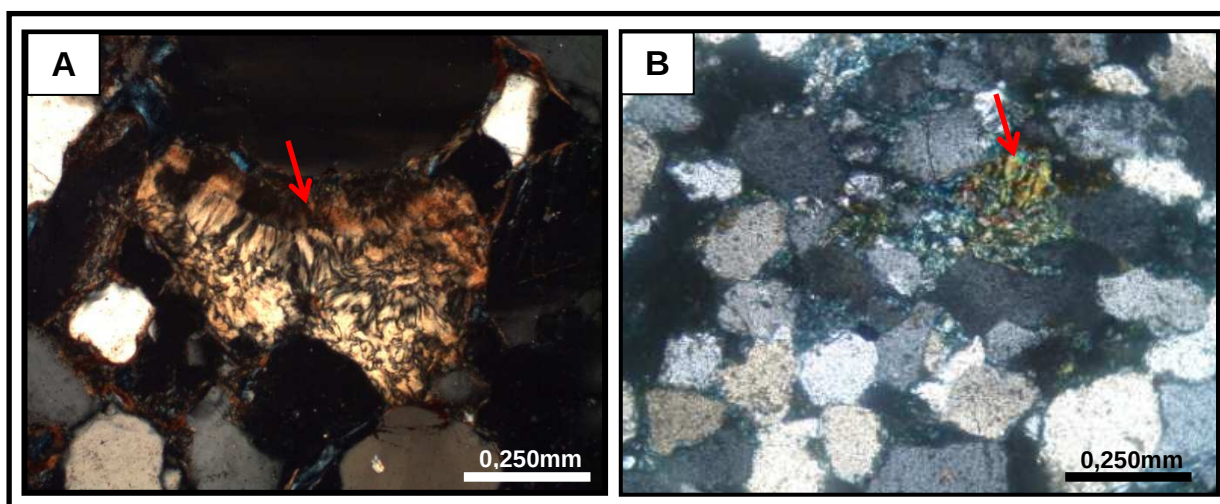
A maturidade textural varia de baixa a média, na maioria das rochas da porção intermediária. Com relação às rochas da porção superior, elas são texturalmente maduras, uma vez que quase não apresentam matriz e minerais instáveis. Soma-se a isso, o fato de os grãos serem mais arredondados, bem selecionados, apresentando, inclusive, bimodalidade textural.

A maturidade mineralógica das rochas da porção intermediária é média, com **M** igual a 38 (submadura). Já as rochas da porção superior, estas apresentam alta maturidade mineralógica, com **M** igual 74 (madura). O somatório **ZTR** para os arenitos da porção superior (78,7%) revela que estas rochas apresentam alta maturidade mineralógica, sendo classificadas como maduras.

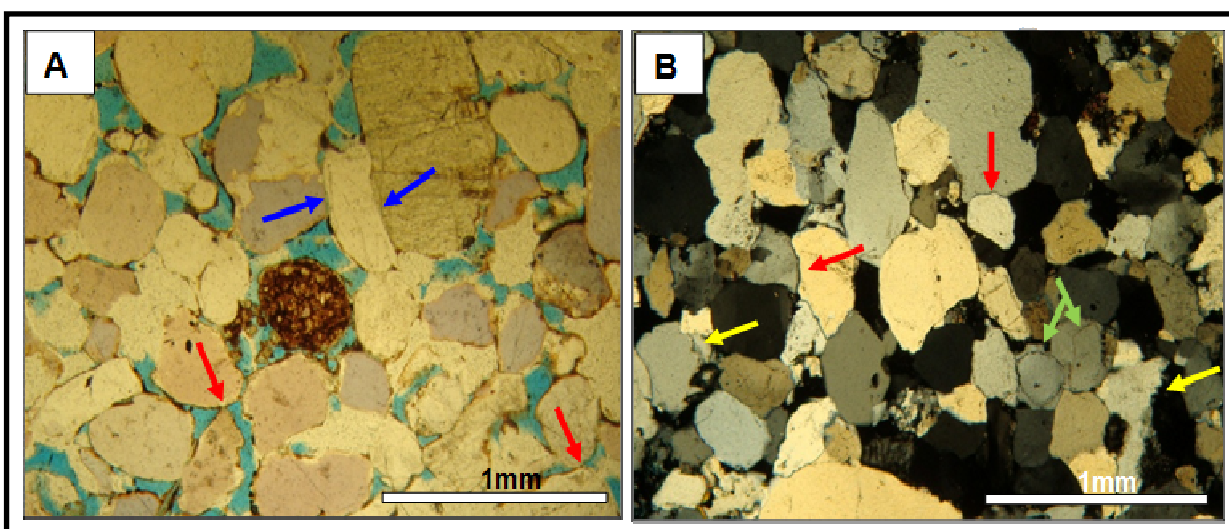


**Figura 43** - Fotomicrografias ilustrando características petrográficas dos arenitos das porções intermediária e superior da Formação Cariri: A) Biotita alterada, ferruginizada (P/I); B) Grãos de granada (seta amarela) e mineral opaco (seta vermelha) (P/I); C) Fragmento de quartzito (seta) (PX); D) Rocha vulcânica alterada (seta) (P/I); E) Intraclasto argiloso (seta) formando pseudomatrix (P/I); e F) Bioclasto fosfático (seta) (PX).



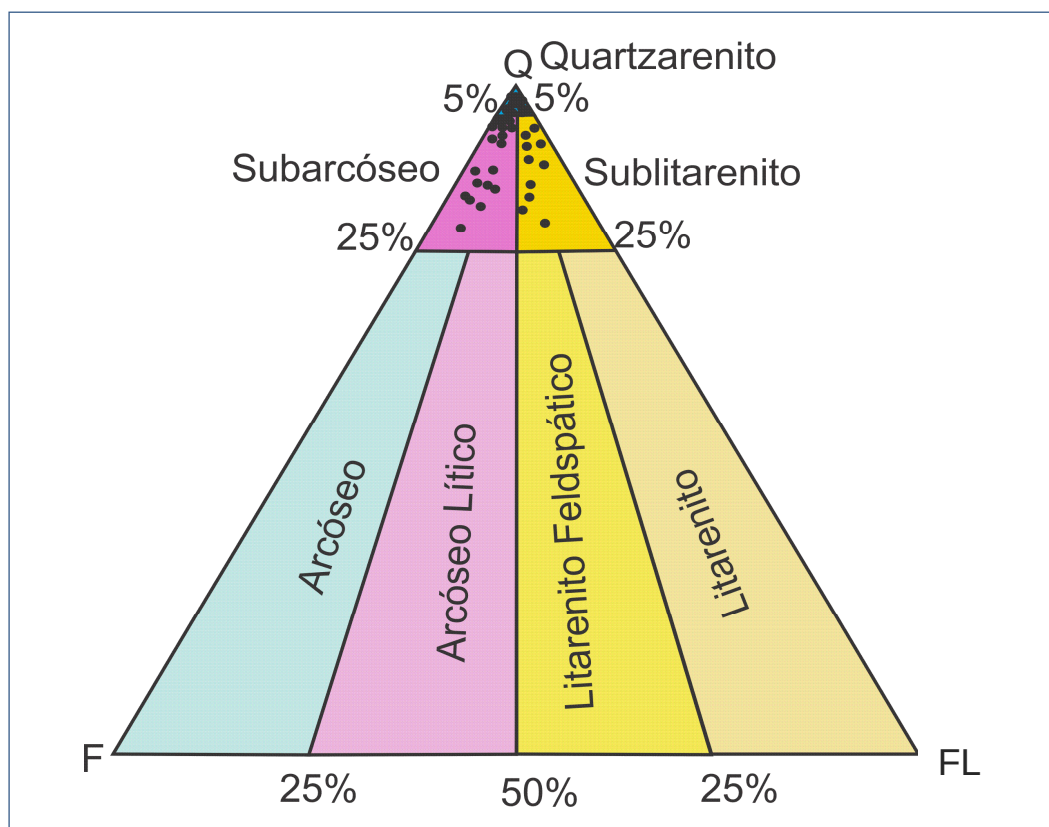


**Figura 44** - Fotomicrografias ilustrando componentes do arcabouço dos arenitos da Fm. Cariri: A) Fragmento de calcedônia (seta) (PX); e B) Fragmento micáceo não identificado (seta) (PX).



**Figura 45** - Fotomicrografias ilustrando aspectos do empacotamento: A) Empacotamento aberto, com contatos pontuais (serás vermelhas) e retos (setas azuis) (P//). Observar no centro da foto, grão de alterito; e B) Empacotamento fechado, mostrando contatos côncavo-convexos (setas vermelhas) e suturados (setas amarelas), além de crescimento secundário de quartzo (setas verdes) (PX).

Assim, com base na análise quantitativa, estes arenitos são classificados como subarcósios, sublitoarenitos e quartzarenitos (Figura 46), de acordo com a classificação de Folk (1968).



**Figura 46** - Classificação composicional dos arenitos e conglomerados da Formação Cariri, segundo o diagrama de Folk (1968), cujos vértices correspondem a 100% de quartzo (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos de rochas (vértice à direita do triângulo).

### 5.1.3 Bacia de São José do Belmonte

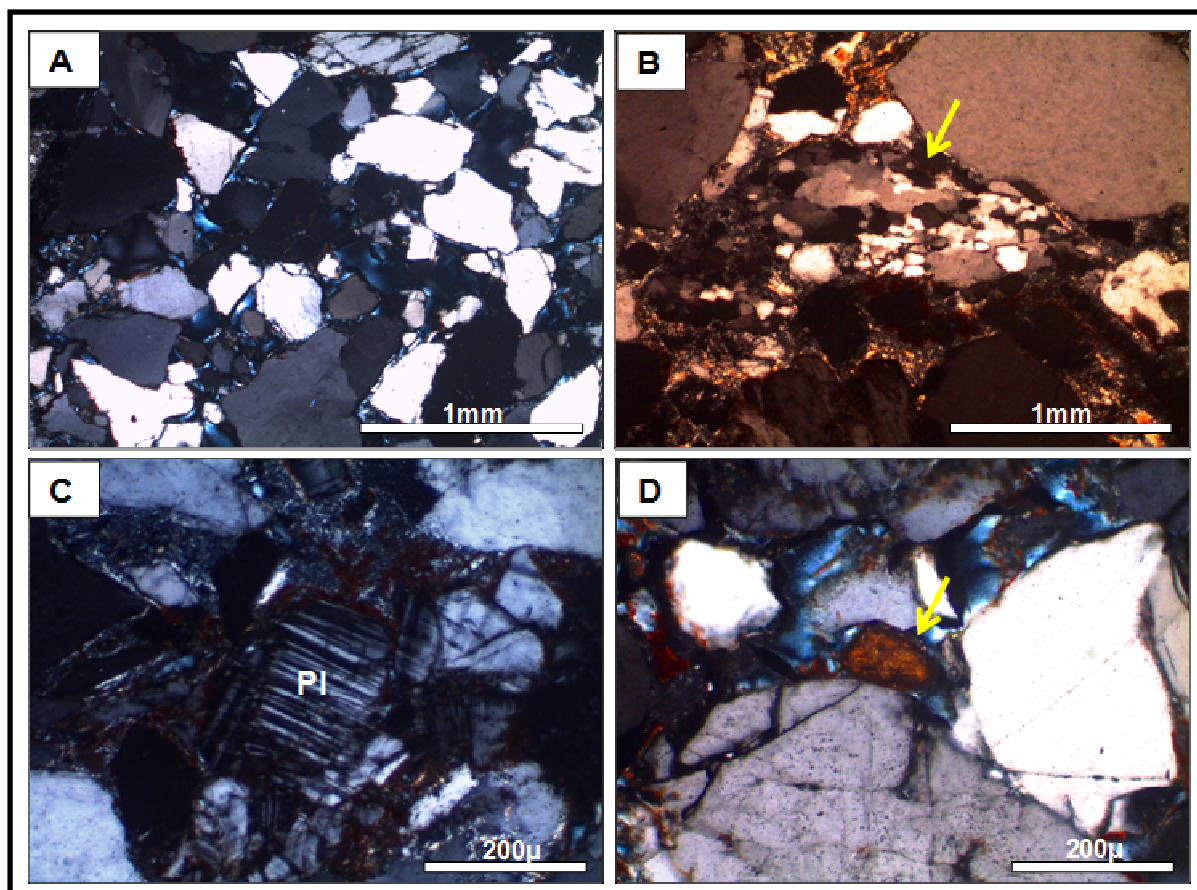
#### Formação Tacaratu

Os arenitos desta unidade possuem granulometria que varia de silte a areia grossa, com grânulos. São pobremente selecionados, com grãos angulosos a subangulosos, com baixa esfericidade (Figura 47A). O arcabouço dessas rochas é constituído predominantemente por quartzo (méd. de 65%), feldspatos (méd. de 1,7%), raros fragmentos líticos (méd. de 2%) e minerais acessórios (méd. de 1,5%).

A matriz presente é formada por silte, argilominerais infiltrados e pseudomatriz; o cimento é predominantemente ferruginoso (óxido/hidróxido de ferro) e ocorre preenchendo os espaços intersticiais; em menor quantidade, encontra-se cimento de sílica (crescimento de quartzo).

Os grãos de quartzo são predominantemente monocristalinos plutônico e metamórfico (méd. de 60%), com extinção reta e, subordinadamente, policristalino metamórfico com cristais individuais apresentando extinção ondulante (méd. de 1%). Os feldspatos identificados foram microclina (méd. de 1,5%) e plagioclásio (méd. de 0,6%), e os

fragmentos líticos presentes são sedimentar (*chert*), granito e metamórficos de baixo grau (méd. de 1%), como ardósia (Figura 47A, B e C). Os minerais acessórios são representados pela muscovita, opacos e traços de minerais pesados, como o zircão e anatásio (Figura 47D).



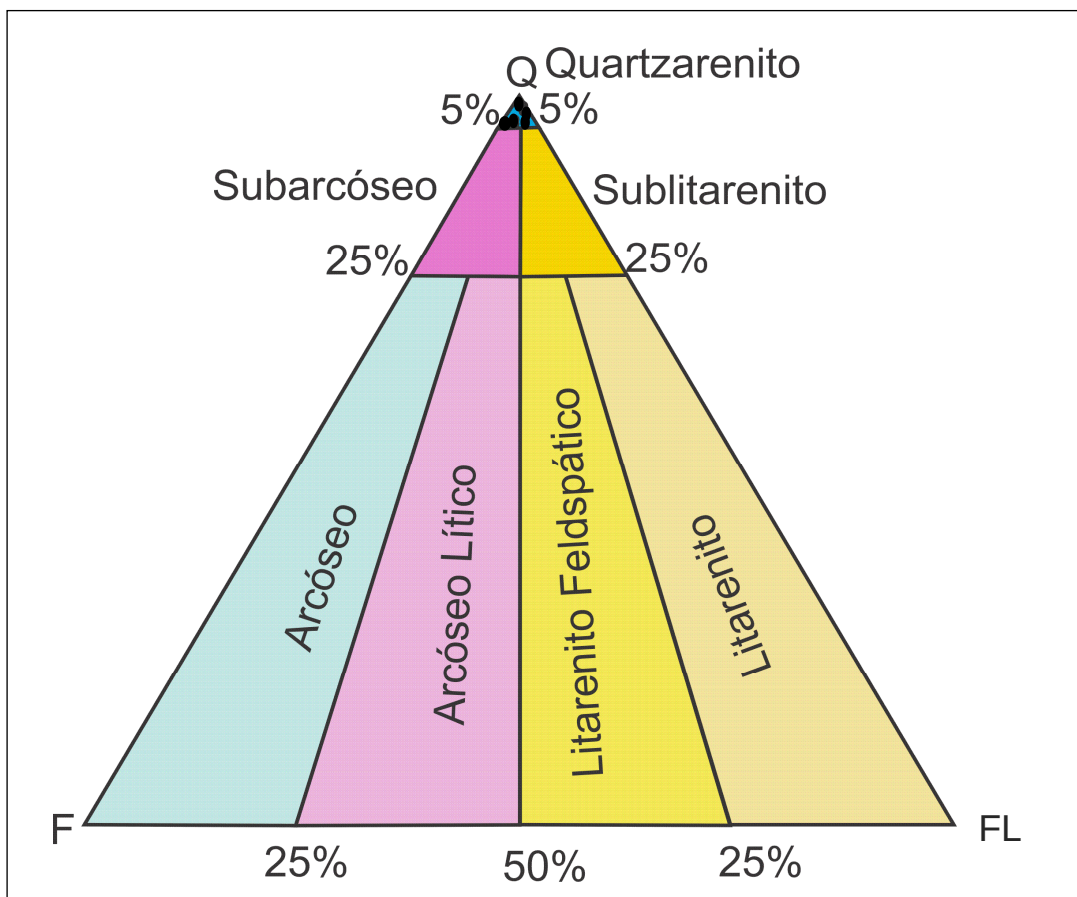
**Figura 47** - Fotomicrografias mostrando os constituintes primários das rochas da Formação Tacaratu: A) Quartzo monocristalino plutônico (PX); B) Quartzo policristalino metamórfico (seta), com extinção ondulante (PX); C) Plagioclásio (Pl) (PX); e D) Anatásio (seta) (PX).

Assim, com base na análise quantitativa, estes arenitos são classificados como quartzoarenitos (Figura 48), de acordo com a classificação de Folk (1968).

O arcabouço destas rochas é suportado pela matriz, com empacotamento frouxo (predominante) e normal, cujos valores de **Pp** varia entre 34 e 48, com contatos pontuais e grãos flutuantes, seguidos de contatos retos.

Os teores de matriz deposicional, em média superiores a 5%, conferem às rochas desta unidade, uma baixa maturidade textural, permitindo classificá-las como imatura. Os baixos teores de minerais instáveis e fragmentos líticos do arcabouço, bem como os valores de **M** iguais a 86 e 67, e o índice **ZTR** em torno de 77%, permitem classificar as rochas da Formação Tacaratu como maduras, mineralogicamente.





**Figura 48** - Classificação composicional dos arenitos e conglomerados da Formação Tacaratu, segundo o diagrama de Folk (1968), cujos vértices correspondem a 100% de quartzos (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos de rochas (vértice à direita do triângulo).

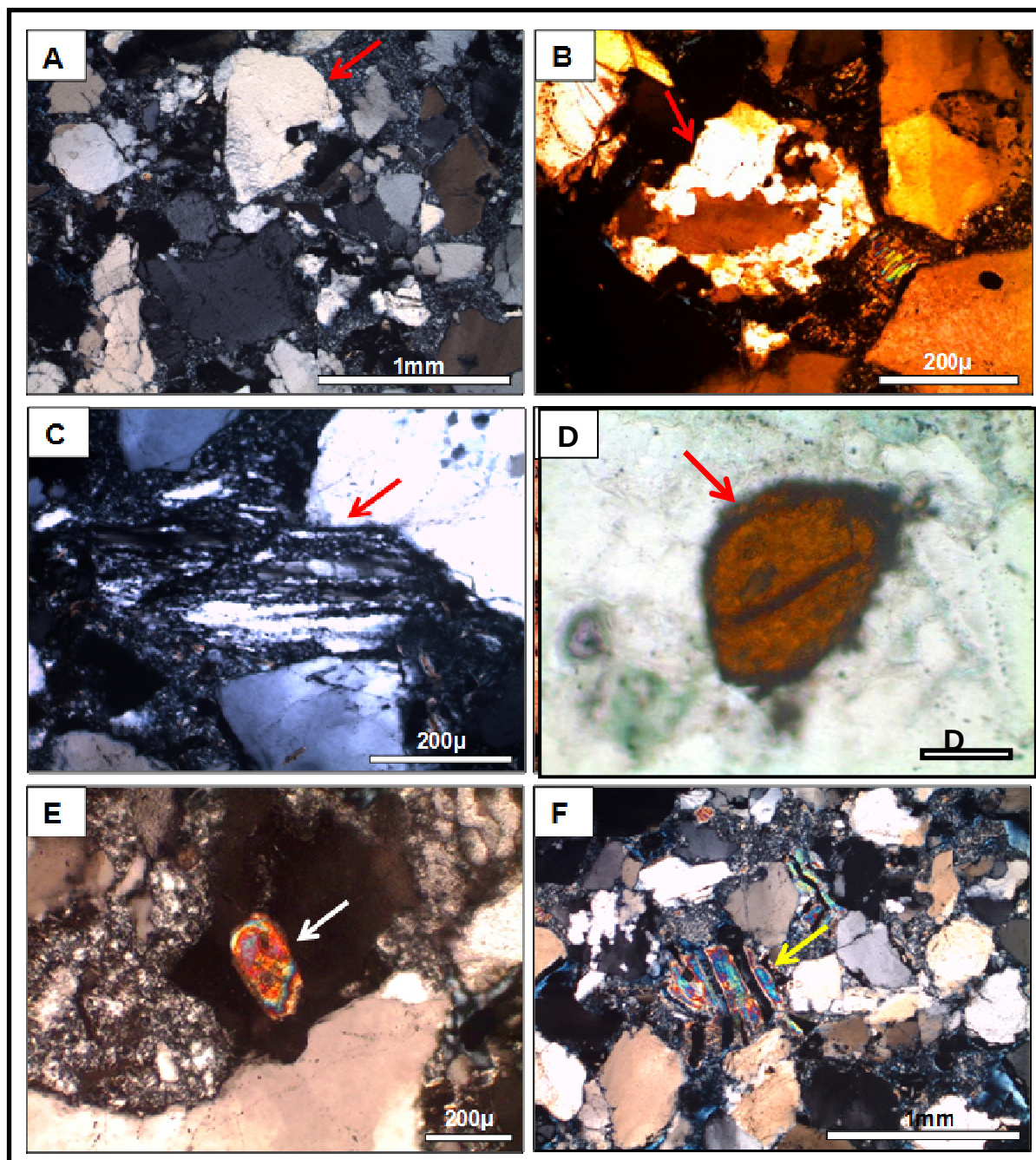
#### 5.1.4 Bacia de Lavras da Mangabeira

##### Formação Iborepi

A Formação Iborepi é composta por arenitos médios a grossos, por vezes, conglomeráticos, com grãos angulosos a subarredondados, pobremente selecionados (Figura 49A). O arcabouço destas rochas é constituído predominantemente por grãos de quartzo (méd. de 55%), com poucos feldspatos (méd. de 0,5%) e fragmentos líticos (méd. 0,5%), além de alguns minerais acessórios (méd. 1%).

O quartzo ocorre tanto como monocrystalino (predominante, com uma méd. de 60%), com extinção ondulante, quanto policristalino (méd. de 1,5%); este último, é frequente nestes arenitos. Os grãos de quartzo monocrystalinos são predominantemente de origem metamórfica, seguida de ígnea (plutônica e raros grãos vulcânicos), bem como, os grãos policristalinos que também são principalmente de origem metamórfica (Figura 49A e B).

Embora ocorra uma porcentagem baixa de feldspatos, os mesmos são representados apenas pela microclina. Assim como os feldspatos, também ocorrem poucos fragmentos líticos (*chert*, gnaiss e xisto) (Figura 49C). Entre os minerais acessórios, os reconhecidos foram muscovita, opacos, zircão, rutilo e turmalina (Figura 49D, E e F).



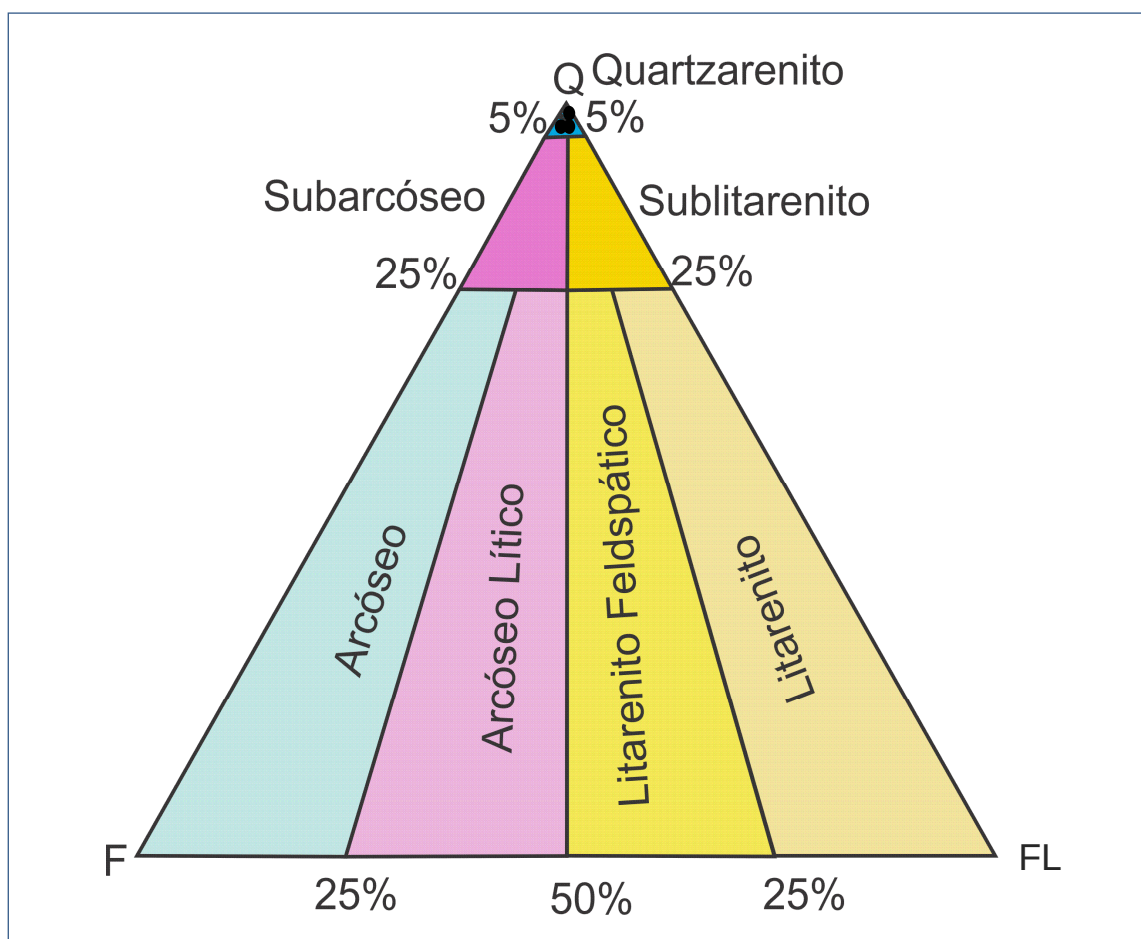
**Figura 49** - Fotomicrografias mostrando os constituintes primários das rochas da Formação Iborepi: A) Grãos de quartzo monocristalino metamórfico e grão vulcânico (seta) (PX); B) Quartzo policristalino metamórfico (seta), com cristais individuais apresentando extinção ondulante e contatos suturados (PX); C) Fragmento de xisto (seta) (PX); D) Rutilo (seta) (P//); E) Grão de zircão (seta) (PX); e F) Grão de muscovita (seta) (PX).

A matriz é formada essencialmente por argila infiltrada, como esmectita e illita; em menor quantidade, por silte. O cimento é predominantemente ferruginoso (óxido/hidróxido de ferro), seguido do cimento de sílica (crescimento secundário de quartzo), caulinita e clorita.

Estas rochas apresentam um arcabouço suportado pela matriz, com empacotamento normal e fechado, com valores de **Pp** variando entre 42 e 56, e contatos pontuais e retos.

Texturalmente, tais rochas são consideradas como maduras, com teores de matriz deposicional inferiores a <5%. Mineralogicamente, são consideradas maduras, com base na relação entre os constituintes mais resistentes (quartzo e *chert*) e os menos resistentes (feldspatos e fragmentos líticos), onde os resultados de **M** foram iguais 99 e 88. O índice **ZTR**, cujo valor médio é 76%, indica a alta maturidade mineralógica dos arenitos.

Com base nas proporções de quartzo, feldspato e fragmentos líticos, estes arenitos são predominantemente quartzosos, classificados como quartzarenitos (Figura 50).



**Figura 50** - Classificação composicional dos arenitos e conglomerados da Formação Iborepi, segundo o diagrama de Folk (1968), cujos vértices correspondem a 100% de quartzos (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos de rochas (vértice à direita do triângulo).

## 5.2 POROSIDADE

Existem dois tipos principais de porosidade: primária e secundária. A porosidade primária é produzida durante a deposição dos sedimentos; é representada pelos poros inter e intragranular. O volume percentual deste tipo de porosidade é difícil de ser inferida, pois, nem sempre ela representa a porosidade original da rocha, visto que, na maioria das vezes, os processos diagenéticos causam a precipitação de minerais no interior destes espaços e redução do tamanho dos poros por compactação e/ou aumento por geração de porosidade secundária.

A porosidade primária depende primeiramente da maturidade textural do sedimento; é controlada pelos processos e ambientes deposicionais e, em segundo lugar, pela maturidade composicional. O aumento da porosidade primária está relacionado ao tamanho, seleção, arredondamento e empacotamento dos grãos, além do teor de argila presente.

Com relação à porosidade secundária, esta se desenvolve durante a diagênese (eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese) pela dissolução dos grãos, do cimento, pelo fraturamento da rocha (causada pelo tectonismo) e pelo encolhimento de argilas. Este tipo de porosidade é reconhecida por: (1) grãos parcialmente dissolvidos, (2) cutículas de argila não dissolvidas em formato de grão, (3) poros agigantados, (4) moldes de grãos marcados por resíduos opacos ou pelos contornos do cimento (JESUS, 2004).

Águas de formação ácidas o suficiente para gerar a porosidade secundária podem ser originadas pela liberação de solventes orgânicos dos lamitos adjacentes aos arenitos. Outra fonte possível de águas ácidas é a infiltração de água meteórica, através de falhas e/ou fraturas, na telodiagênese, que dá origem, como subproduto, a caulinita (JESUS, 2004). Em geral, os grãos que mais sofrem dissolução são os feldspatos, minerais máficos, vulcânicos, bioclastos, cimentos de carbonato, zeólita, argilas e sulfatos.

Análise petrográfica constatou que as rochas das formações Ipu e Jaicós apresentam porosidade predominantemente primária do tipo intergranular (Figura 51A), com uma porcentagem média estimada em 7% (Ipu) e 12% (Jaicós). Na Formação Jaicós, também foi identificada porosidade secundária, sendo do tipo dissolução de grãos.

Os arenitos da Formação Cariri apresentam uma porosidade basicamente de origem primária e, subordinadamente, secundária, predominando a porosidade do tipo intergranular, em relação à intragranular (Figura 51B). De modo geral, a porosidade destas rochas varia entre 28% e 11%.

Na porção inferior da Formação Cariri, nas amostras mais próximas à superfície, a porosidade do tipo intragranular é representada pela dissolução de grãos. Contudo, nas amostras próximas ao embasamento, predomina porosidade secundária intragranular do

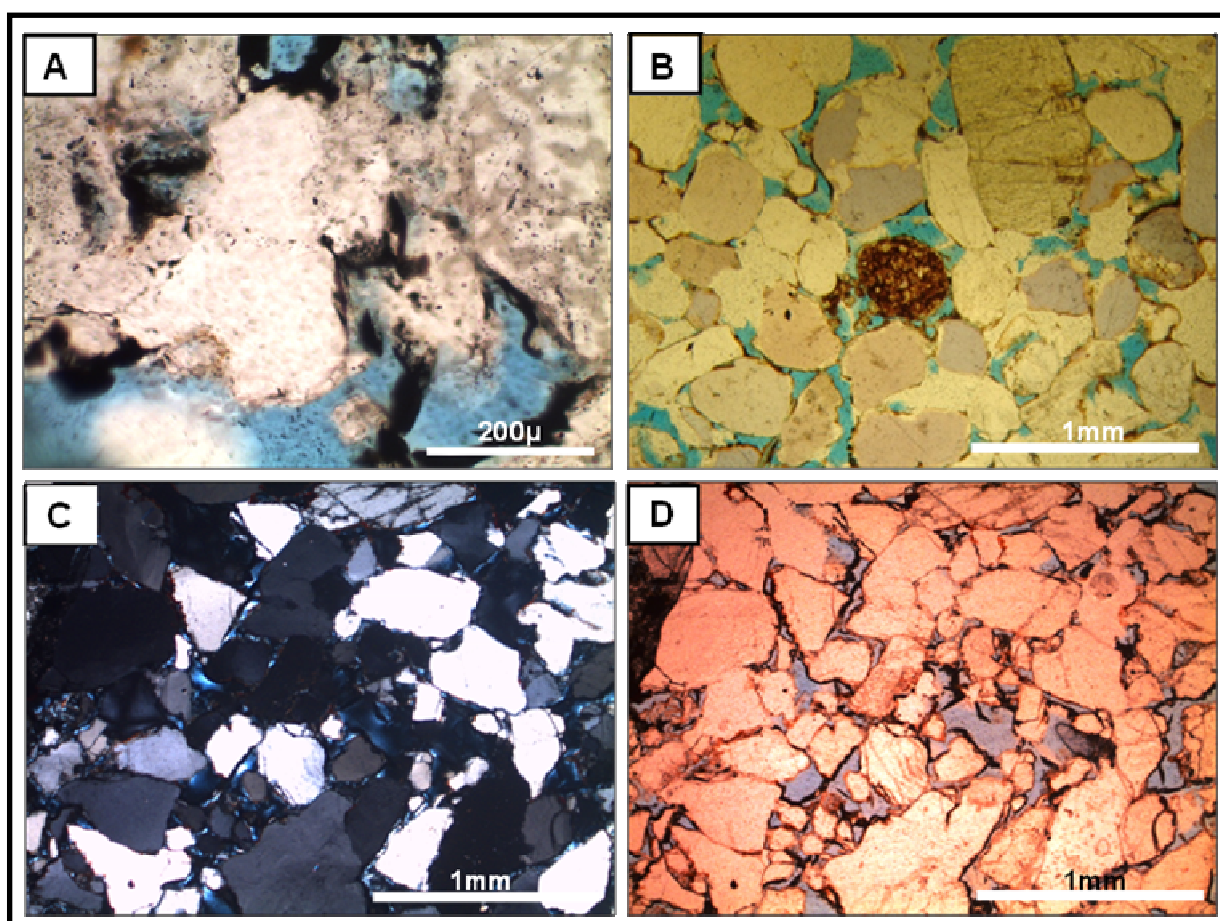


tipo faturamento de grãos. Este tipo de porosidade ocorre também, nas rochas da porção superior.

Nas amostras da unidade Cariri, a porosidade secundária é bastante diversificada, variando desde pequenos poros originados por fraturamento de grãos rígidos, à dissolução de feldspatos e quartzo, bem como, por contração de argila e porosidade do tipo móldica.

A porosidade identificada na Formação Tacaratu é predominantemente primária do tipo intergranular (Figura 51C) e, subordinadamente, secundária, do tipo intragranular por fratura e dissolução de grãos. Análise quantitativa revela uma porosidade estimada em torno de 9%.

Na Formação Iborepi, a porosidade das rochas é predominantemente primária, do tipo intergranular (média de 14%, Figura 51D), porém, há também, porosidade secundária do tipo intragranular por fraturamento e dissolução de grãos, além de contração de argila.



**Figura 51** - Fotomicrografia mostrando a porosidade primária intergranular (cor azul) verificada nos arenitos estudados: A) Fm. Jaicós (P/I); B) Fm. Cariri (P/I); C) Fm. Tacaratu (PX); e D) Fm. Iborepi (P/I).



### 5.3 ARGILOMINERAIS

Argilominerais diagenéticos são importantes componentes em arenitos, tendo em vista que exercem um significativo controle sobre a porosidade e permeabilidade dos reservatórios. Sua ocorrência é comum em todas as profundidades, surgindo em todas as unidades aqui estudadas.

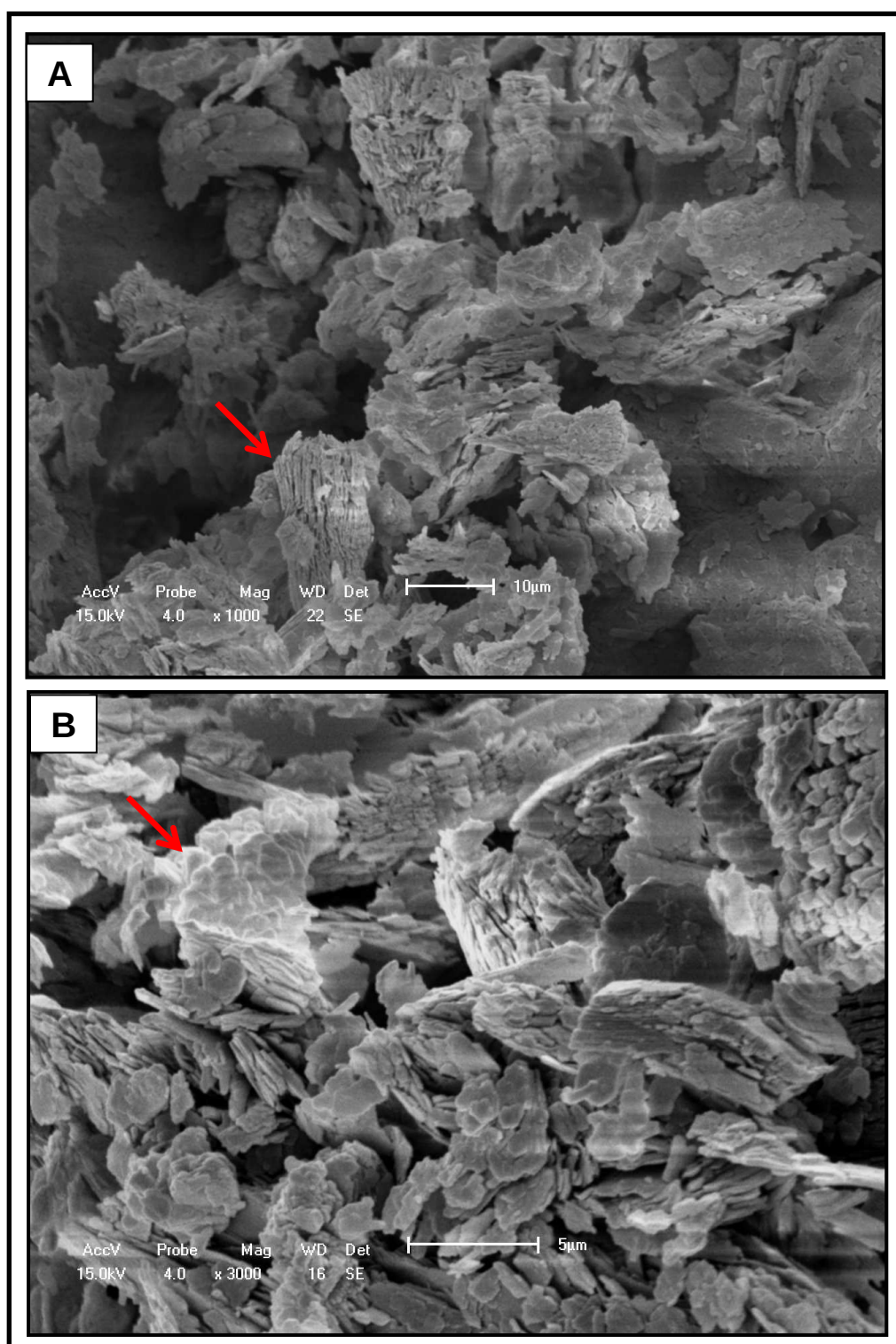
Análises por difratometria de raios-X, auxiliada pela microscopia eletrônica de varredura com EDS e WDS, revelaram que a assembleia dos argilominerais encontrada nos arenitos estudados é constituída por esmectita, caulinita, illita, clorita e interestratificados de illita-esmectita e clorita-esmectita. As caulinitas constituem o argilomineral mais abundante em quase todas as amostras, especialmente as de profundidades mais rasas, mais próximas à superfície. De ocorrência subordinada, mas também bem representativa, encontram-se as esmectitas e illitas; já as cloritas são mais raras.

A maioria destes argilominerais são diagenéticos, embora sua origem, se detrítica ou diagenética, às vezes seja difícil de definir. No entanto, as esmectitas ocorrem como matriz detrítica, infiltrada e como substituição.

Na Formação Ipu, a caulinita ocorre como cimento com hábito lamelar. Já na Formação Jaicós, ocorrem argilominerais em todas as amostras, sendo o mais frequente a caulinita e, em menor proporção, a clorita. A figura 52 mostra imagens de caulinita e clorita, identificada pelo MEV, na unidade Jaicós. A caulinita ocorre principalmente preenchendo poros e, subordinadamente, com hábitos lamelar, de “livrinhos” (*booklets*) e agregados. A clorita, por sua vez, ocorre como cimento.

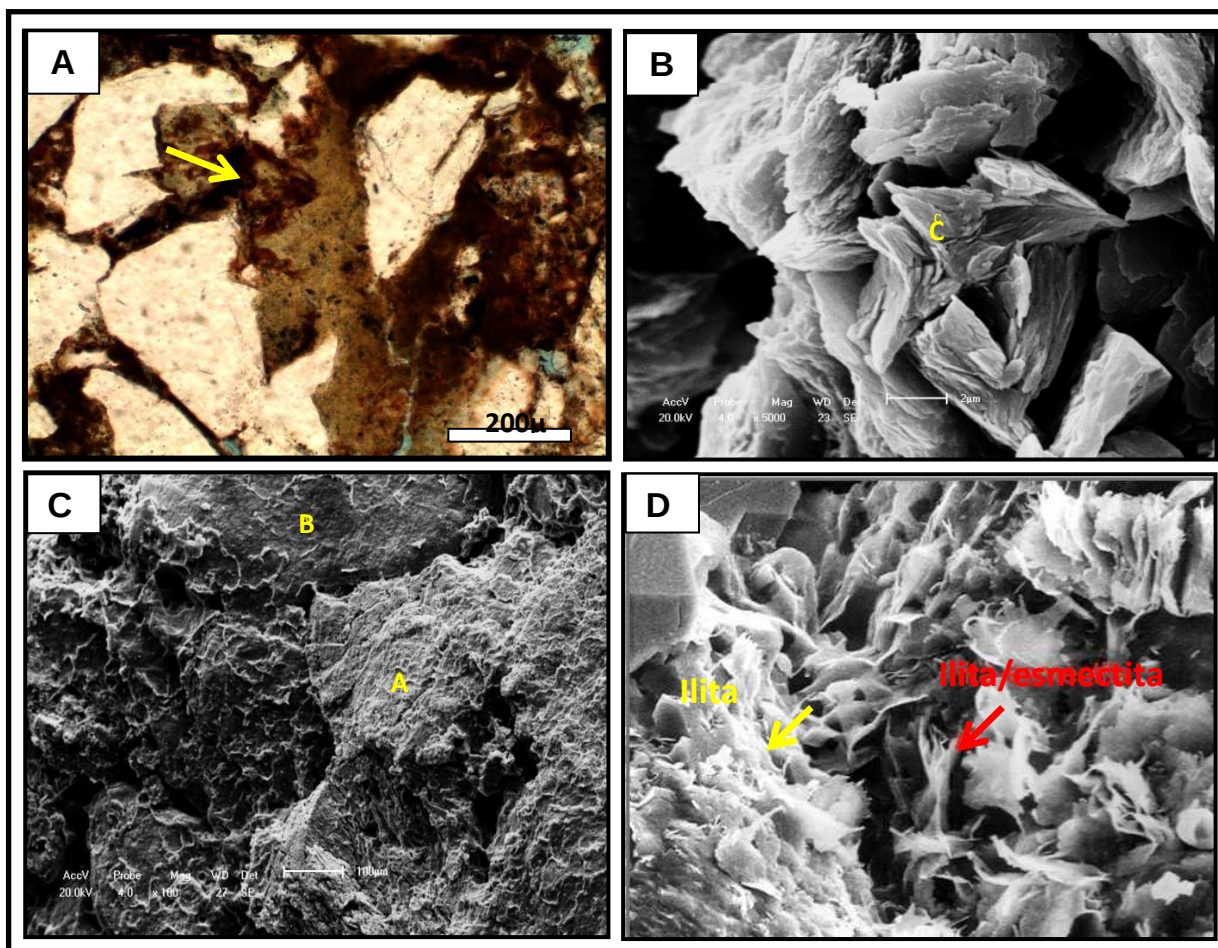
A assembleia dos argilominerais encontrada nos arenitos da Formação Cariri é bastante diversificada, constituída por esmectita (motmorilonita), illita, caulinita, clorita e interestratificados de illita-esmectita e esmectita-clorita (Figura 53 e 54). A esmectita constitui o argilomineral mais abundante em quase todas as amostras desta unidade, principalmente as mais superficiais. De ocorrência subordinada, mas também bem representativa, encontram-se a illita e caulinita. A clorita e os interestratificados de illita-esmectita e clorita-esmectita são mais raras. Nas figuras 53 e 54, é possível observar imagens de argilominerais obtidas por microscopia convencional e microscopia eletrônica de varredura.

A figura 55 mostra os espectroqualitativo (EDS) referente à imagem de MEV da figura 53C. Já a figura 56 mostra os espectroqualitativo (EDS) referente à imagem de MEV da figura 54B.

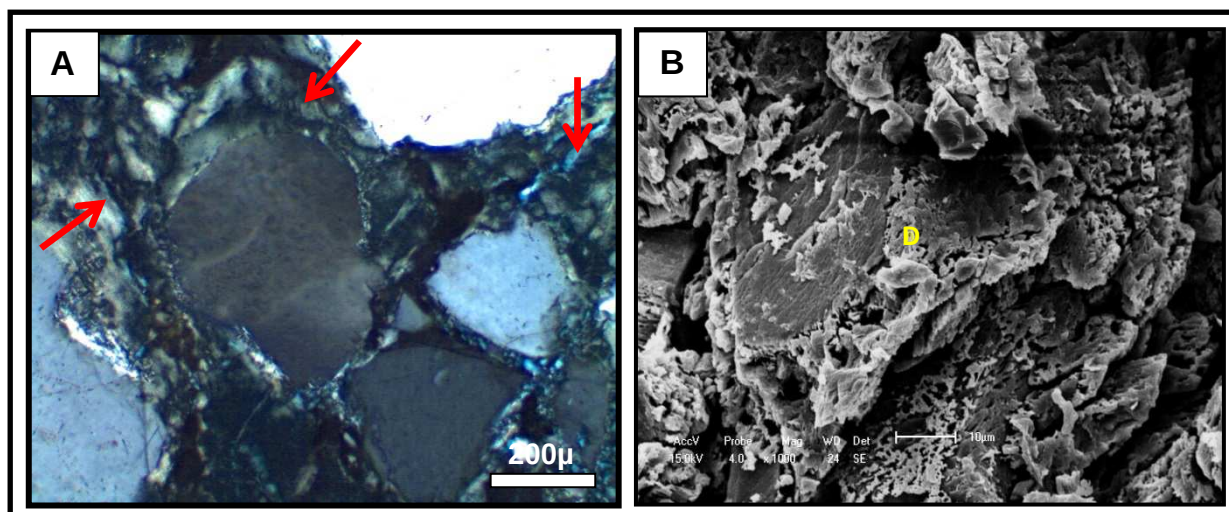


**Figura 52** - Imagens de MEV mostrando argilominerais identificados na Formação Jaicós: A) Caulinita em forma de “livrinhos” (*booklets*); e B) Clorita.

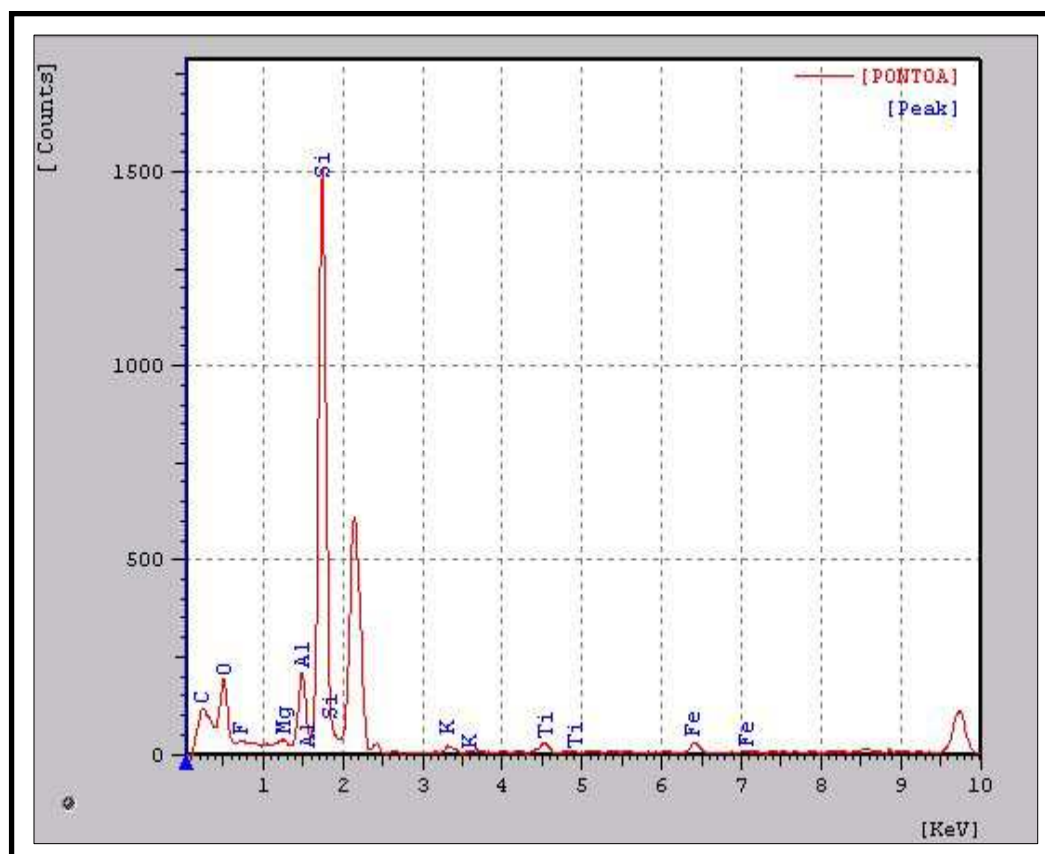




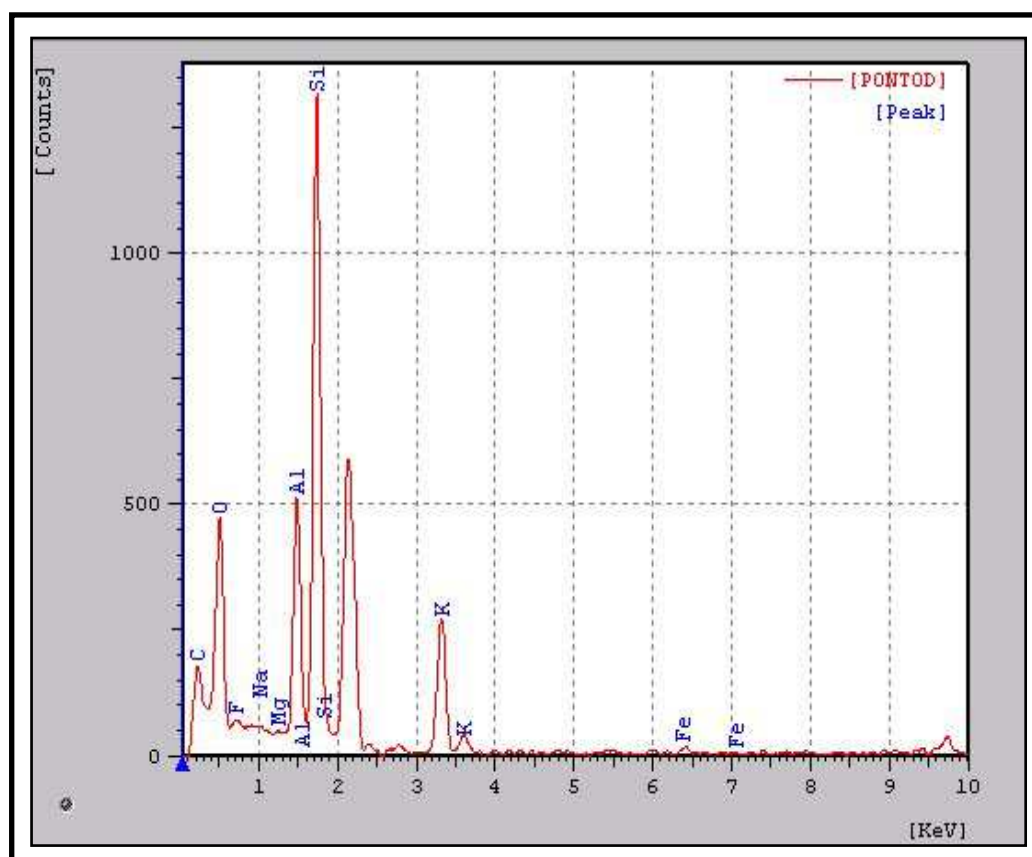
**Figura 53** - Argilominerais identificados nos arenitos da Fm. Cariri: A) Matriz parcialmente alterada para um material amarronzado ferruginoso (seta) (P/I); B) Imagem de esmectita potássica com magnésio octaedro, vista ao MEV (ponto "C"); C) Imagem de esmectita potássica com magnésio octaedro, vista ao MEV (pontos "A e B"); e D) Imagem de interestratificado de illita/esmectita (setas).



**Figura 54** - Argilomineral identificado nos arenitos da Fm. Cariri: A) Matriz argilosa esverdeada (esmectita/clorita), rodeando grãos de quartzo (setas) (PX); e B) Interestratificado de esmectita/clorita (clorita no ponto "D"), vista ao MEV. A imagem de MEV refere-se à figura A.



**Figura 55** - Espectroqualitativo (EDS) referente ao ponto “A” da figura 53C (imagem de MEV).



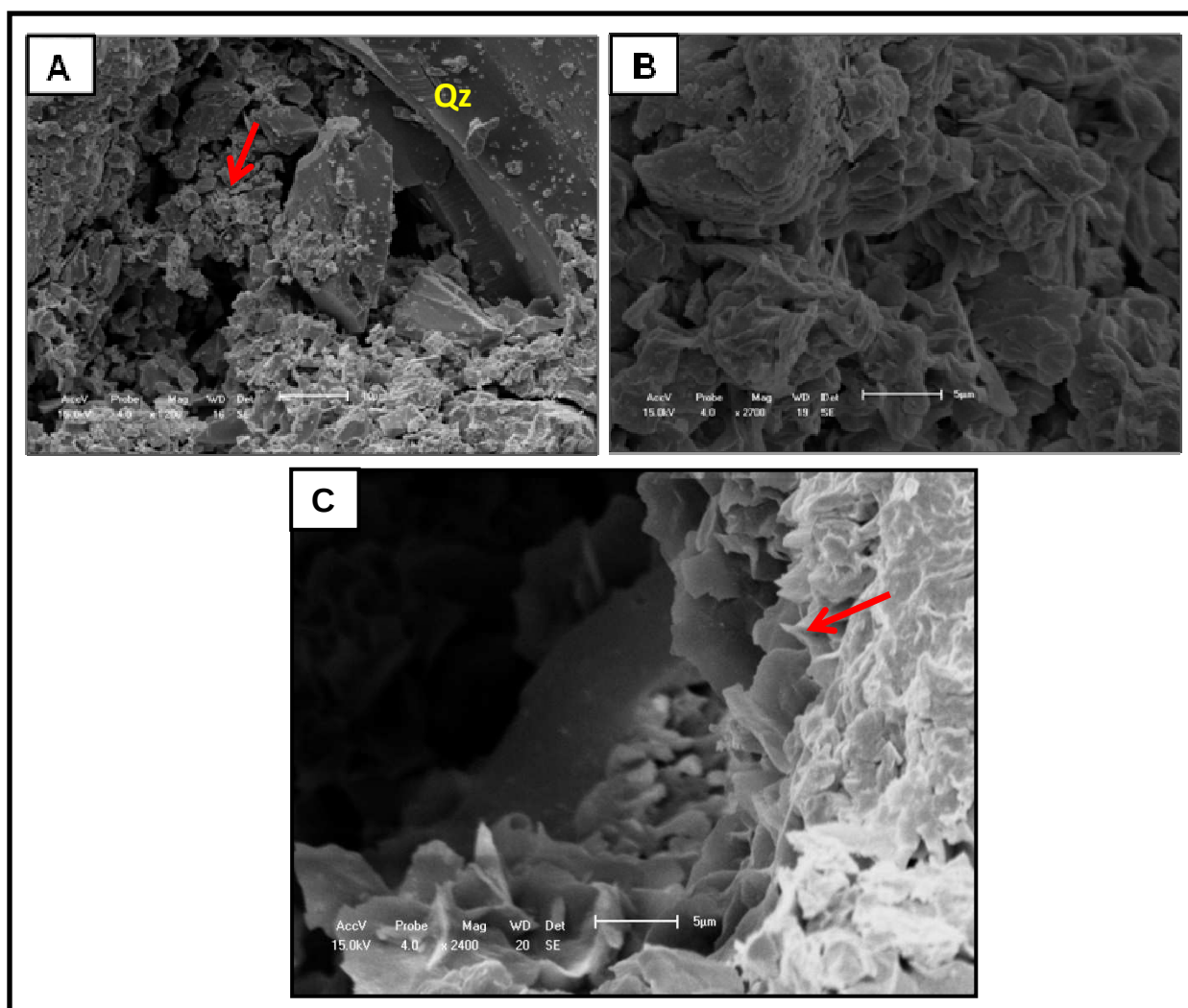
**Figura 56** - Espectroqualitativo (EDS) referente ao ponto “D” da figura 54B (imagem de MEV)

Os argilominerais identificados na Formação Iborepi correspondem à esmectita, illita, caulinita, interestratificado de illita/esmectita e traços de clorita, com o predomínio dos dois primeiros (Figura 57A e C), imagem de esmectita na forma de agregado e bordejando grão, respectivamente, vista ao MEV).

Com relação às rochas da Formação Tacaratu, foi identificada apenas a caulinita como argilomineral. A figura 57B exibe imagem de caulinita identifica das amostras da unidade em apreço, vista ao MEV.

A esmectita (do tipo montmorilonita) encontra-se somente nas formações Cariri e Iborepi; ocorre como matriz, com morfologia de agregados e cutículas bordejando grãos, consistindo em detríticas e diagenéticas. Estas últimas foram formadas principalmente por alteração e substituição de feldspatos.

A caulinita acha-se presente em todas as unidades, sendo diagenética; ocorre como cimento e matriz, neste ultimo caso, apresentando-se como agregados.



**Figura 57** - Imagens de MEV ilustrando argilominerais identificados nas formações Iborepi e Tacaratu: A) Esmectita na forma de agregado, Fm. Iborepi; B) Caulinita em forma de “livrinhos” (*booklets*), Fm. Tacaratu; e C) Esmectita bordejando grão (seta), Formação Iborepi.



### 5.3.1 GEOQUÍMICA

#### 5.3.1.1 Difratometria de Raios-X

Em rochas sedimentares e solos, os argilominerais são constituintes essenciais, cuja presença ocorre na forma de diversas espécies minerais.

Os resultados da análise de difratometria de raios-X referem-se a cinco unidades distintas, pertencentes a quatro bacias também distintas. Estas unidades são: Ipu, Jaicós, Cariri, Iborepi e Tacaratu.

#### Formação Ipu

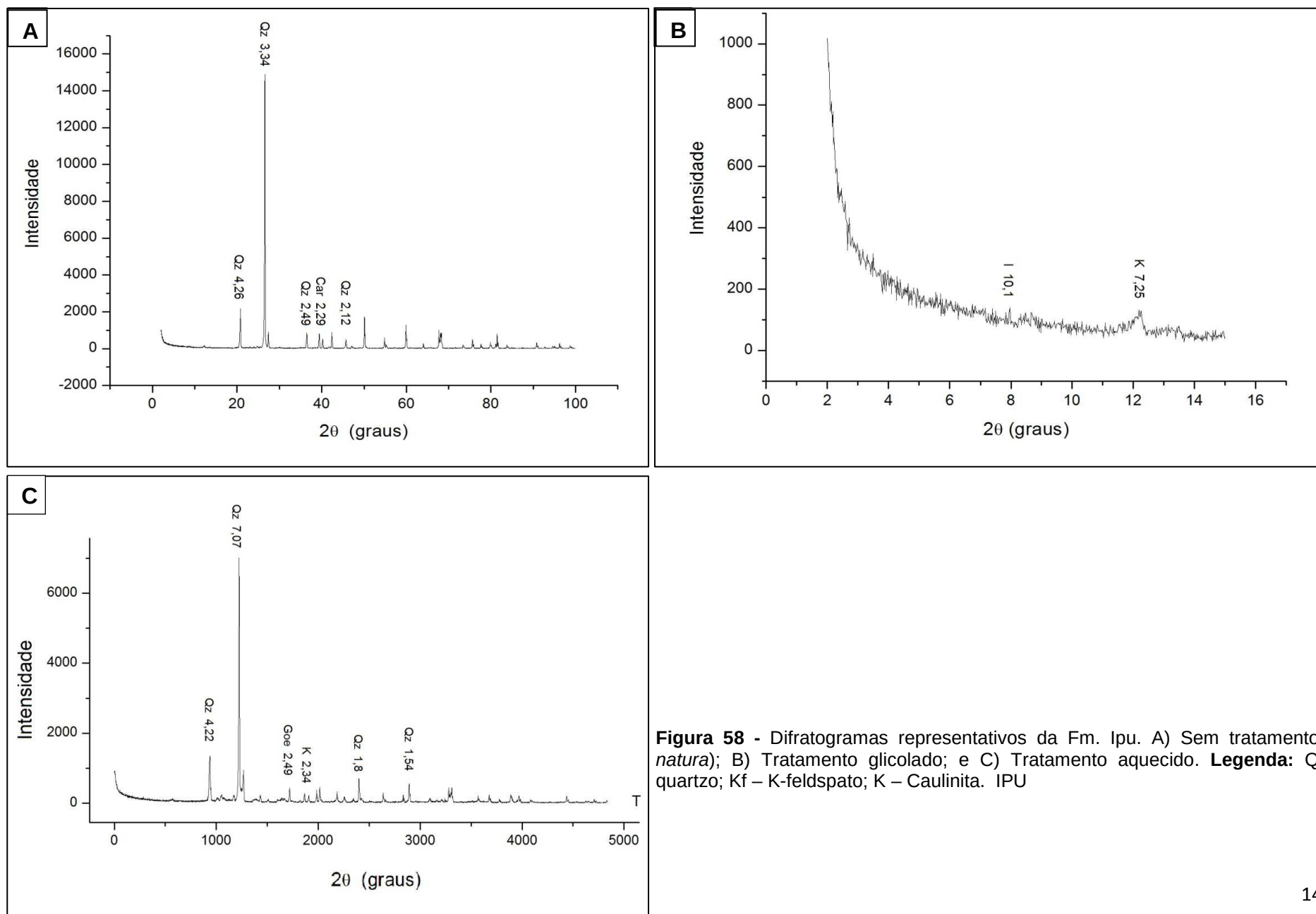
Análises de difratometria de raios-X revelaram que os minerais encontrados com maior frequência nas amostras desta unidade foram o quartzo, com traços de feldspato e goetita. Para Formação Ipu, foram realizadas análises sem tratamento (*in natura*), com tratamento de glicolagem e aquecido.

Com relação aos argilominerais, foi identificado apenas a caulinita, a qual foi identificada após o tratamento de glicolagem, expandindo-se (aumentando a intensidade para 7,25 Å), e desaparecem com o tratamento a 550°C (Figura 58A, B e C).

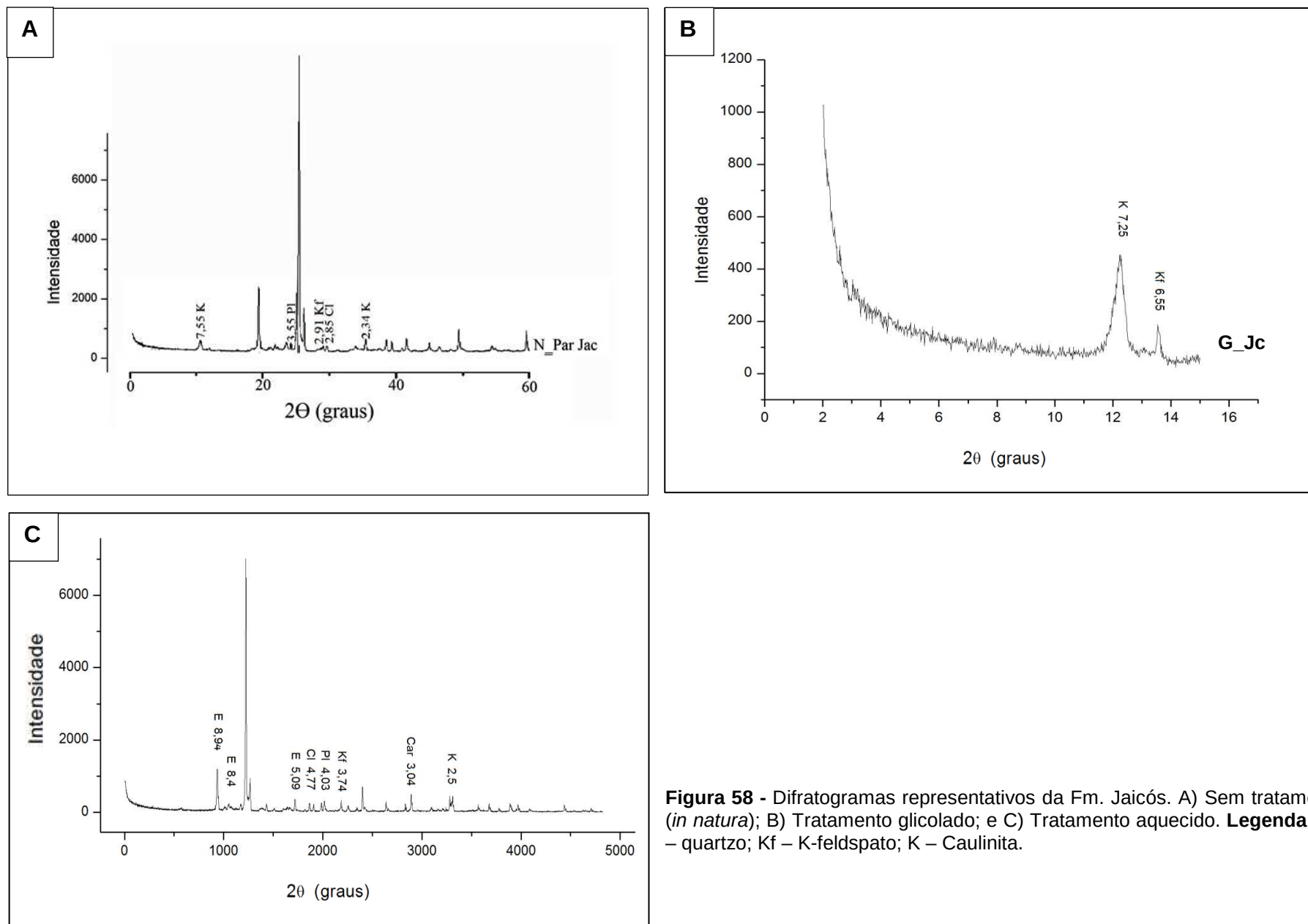
#### Formação Jaicós

As verificações por difratometria de raios-X revelaram que os minerais encontrados com maior frequência nas amostras desta unidade foram o quartzo, feldspatos e caulinita, ocorrendo também, traços de clorita e carbonato.

O argilomineral identificado na Formação Jaicós é essencialmente caulinita, com traços de clorita. A presença de caulinita foi reconhecida pelos picos de maior intensidade 7,12 Å e 2,34 Å (sem tratamento prévio), que se expandiram após o tratamento de glicolagem (aumentando a intensidade para 7,25 Å) e desaparecem com o tratamento a 550°C (Figura 59A, B e C), uma vez que, após aquecimento entre 500-55°C, os padrões de difração da caulinita desaparecem, tendo em vista que se tornam amorfos aos raios-X (este fato confirma a presença de caulinita). A clorita foi observada com um pico muito baixo (no tratamento natural) de 2,85 Å e no tratamento aquecido, com picos de 7,20 e 4,77 Å (difratograma da figura 58C, análise aquecida).



**Figura 58** - Difrátogramas representativos da Fm. Ipu. A) Sem tratamento (*in natura*); B) Tratamento glicolado; e C) Tratamento aquecido. **Legenda:** Qz – quartzo; Kf – K-feldspato; K – Caulinita. IPU



**Figura 58** - Difrátogramas representativos da Fm. Jaicós. A) Sem tratamento (*in natura*); B) Tratamento glicolado; e C) Tratamento aquecido. **Legenda:** Qz – quartzo; Kf – K-feldspato; K – Caulinita.

## **Formação Cariri**

As investigações por difratometria de raios-X mostraram que os minerais mais frequentes nesta formação são quartzo, feldspatos (K-f e plagioclásio), argilominerais, hidróxido de ferro (goethita) e carbonato, além de traços de anfibólio e piroxênio.

Os difratogramas referentes às amostras desta unidade mostram claramente uma assembleia de argilominerais dominada por esmectita, seguida de illita, caulinita, clorita e interestratificados de illita esmectita e clorita-esmectita.

A esmectita foi detectada por reflexões de 15,78 Å e 2,97 Å, no tratamento natural, que se deslocou (expandiu) para 17,32 Å no tratamento de glicolagem (maior pico) e 9,8 Å (menor pico). Após o aquecimento, o pico da esmectita diminuiu para 2,95 (Figuras 60A e B).

Embora a esmectita seja o argilomineral predominante na Formação Cariri, ela apresenta picos mais altos nas amostras Ara 26 e 28 (natural e aquecida), conforme observado nos difratogramas (Figura 60A e anexo 4).

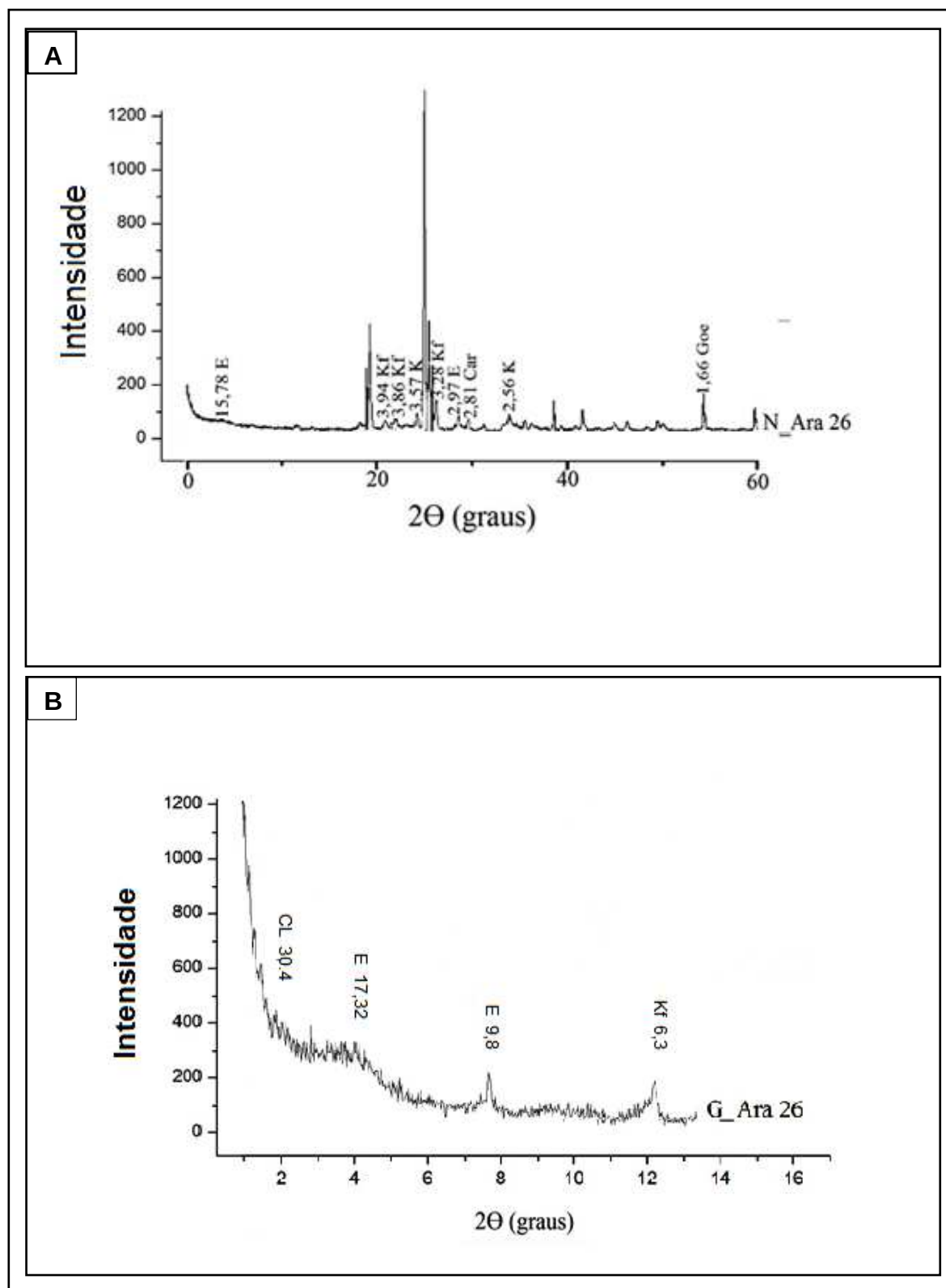
A presença da illita nas rochas estudadas foi diagnosticada por reflexão de 10,15 e 9,9 Å, no tratamento normal (amostras Ara 01 e 28, respectivamente), e que quase não sofreu deslocamento com os tratamentos de glicolagem e aquecimento (Figuras 61A, B e C;). Já a caulinita, que também ocorre de forma significativa, foi identificada a partir das reflexões 7,36 e 2,65 Å, em estado natural; 7,31 Å em estado de tratamento glicolado (anexo 4), enquanto nenhuma reflexão foi encontrada quando a amostra foi submetida ao aquecimento.

De forma subordinada, identificaram-se traços de clorita, detectada por reflexão de 30,4 Å sob o tratamento de glicolagem (amostra Ara 26) e, após o tratamento a 550°C, com reflexões de 2,9 e 4,9 Å (difratograma da figura 61C, amostra Ara 01).

Interestratificado de illita/esmectita foi identificado somente após glicolagem, com pico de 25,8 Å (amostra Ara 01).

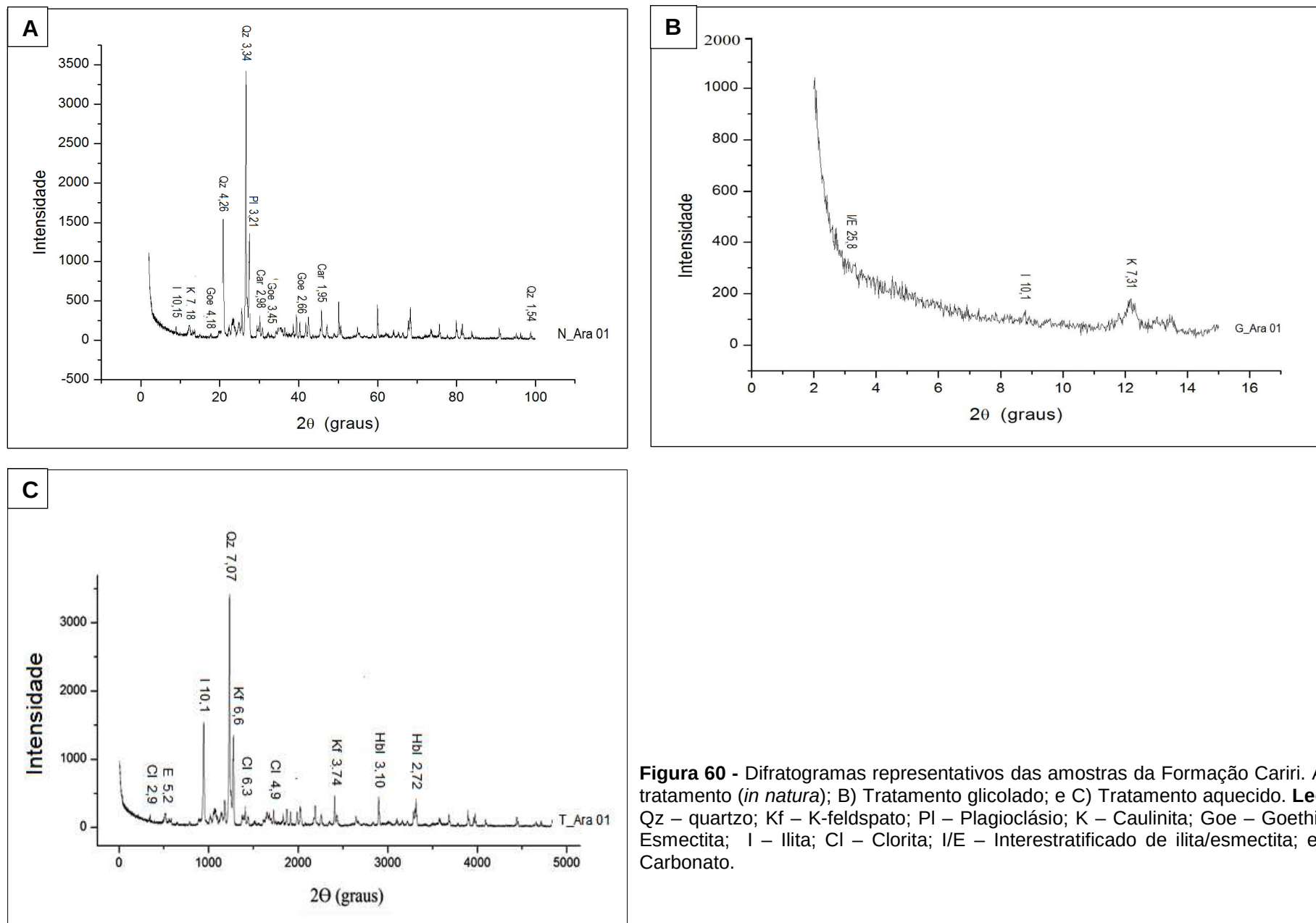
Algumas amostras apresentaram quartzo, feldspato potássico dominante, traços de illita e calcita, com proporção dominante de esmectita na fração <63µ. Contudo, após o tratamento com etilenoglicol e térmico, surgiu indicação de influência vulcânica (ou vulcanoclástica).

As argilas verdes identificadas correspondem principalmente à esmectita. Estes dados contrapõem-se à interpretação de Feitosa (1987), de que as argilas verdes presentes nos arenitos Cariri seriam paligorskita.



**Figura 59** - Difrátogramas representativos das amostras da Formação Cariri. A) Sem tratamento (*in natura*); B) Tratamento glicolado. **Legenda:** Qz – quartzo; Kf – K-feldspato; Pl – Plagioclásio; K – Caulinita; Goe – Goethita; E – Esmeclita; I – Ilita; Cl – Clorita; I/E – Interestratificado de ilita/esmeclita; e Car – Carbonato.





**Figura 60** - Difratomogramas representativos das amostras da Formação Cariri. A) Sem tratamento (*in natura*); B) Tratamento glicolado; e C) Tratamento aquecido. **Legenda:** Qz – quartzo; Kf – K-feldspato; Pl – Plagioclásio; K – Caulinita; Goe – Goethita; E – Esmeclita; I – Ilita; Cl – Clorita; I/E – Interestratificado de ilita/esmeclita; e Car – Carbonato.

## **Formação Iborepi**

Assim como ocorre na Formação Cariri, os minerais encontrados com maior frequência na Formação Iborepi são quartzo, argilominerais, goethita, traços de carbonato e anfibólio. Contudo, feldspatos não foram identificados; provavelmente, este mineral pode ter desaparecido devido a fatores diagenéticos.

Nas amostras das rochas da Formação Iborepi, através do difratograma sem tratamento prévio (*in natura*), foi confirmada a presença de esmectita (montmorilonita) e pequeno traço de caulinita. A esmectita foi estabelecida pela reflexão 16,08 Å (maior pico) e 2,25 Å (menor pico), e traço de caulinita pela reflexão 7,4 Å (maior pico) e 2,56 Å (menor pico). No tratamento de glicolagem a esmectita apresentou um pequeno deslocamento, com reflexão 17,0 Å, contudo, neste tipo de tratamento, foi possível observar a presença da illita (que não apareceu no tratamento normal) com reflexão de 9,88 Å. Após o tratamento aquecido, a illita permaneceu com reflexão 10,04 Å, porém, a esmectita surgiu como traço, cuja reflexão foi 2,25 Å (Figura 62A, B e C).

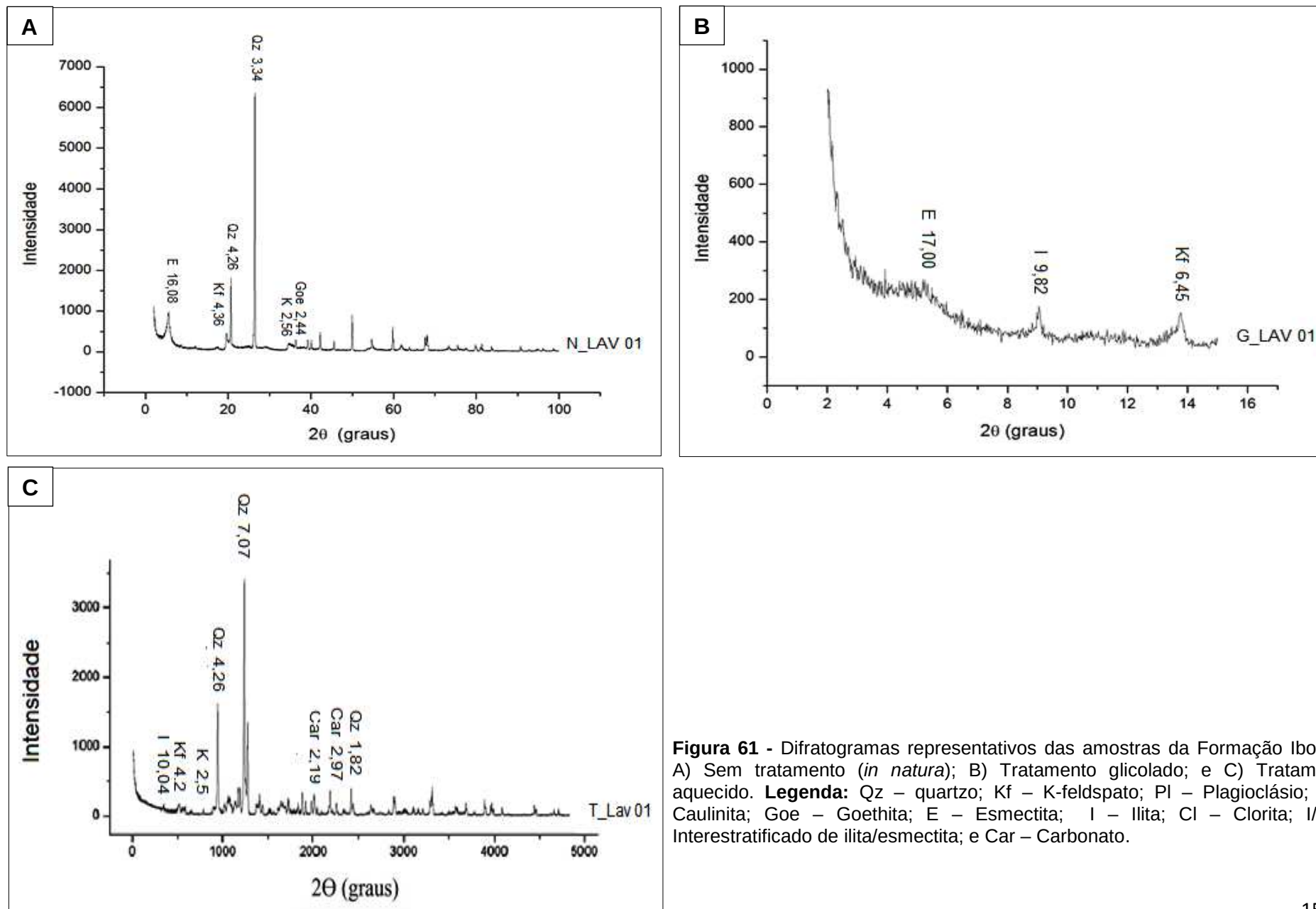
Analisando os difratogramas das formações Cariri e Iborepi, pode-se constatar que, ambos são bastante semelhantes. Nota-se, por exemplo, que a mineralogia da fração argila, das amostras da unidade Cariri, é compatível com a mineralogia das argilas das amostras da unidade Iborepi, diferenciando-se apenas com a presença de traço de clorita na Formação Cariri e ausência na Formação Iborepi. Também observam-se picos relativos à presença de outras espécies cristalinas como o quartzo, feldspatos, carbonato e goetita, presentes nas duas unidades mencionadas (observar os difratogramas).

## **5.4 DIAGÊNESE**

### **5.4.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS**

Estudos petrográficos voltados à caracterização das rochas que constituem as formações Ipu, Jaicós, Cariri, Tacaratu e Iborepi, comprovam diferenças e semelhanças entre os litotipos destas unidades.

A diagênese abrange os processos físicos, químicos e biológicos que alteram os sedimentos, desde a deposição inicial até o limite de transição para o metamorfismo, ocorrendo a baixas temperaturas (<200°C) e pressões (< 2000 kg/cm<sup>2</sup>) e, na presença de grande quantidade de soluções aquosas, com diferentes valores de salinidade.



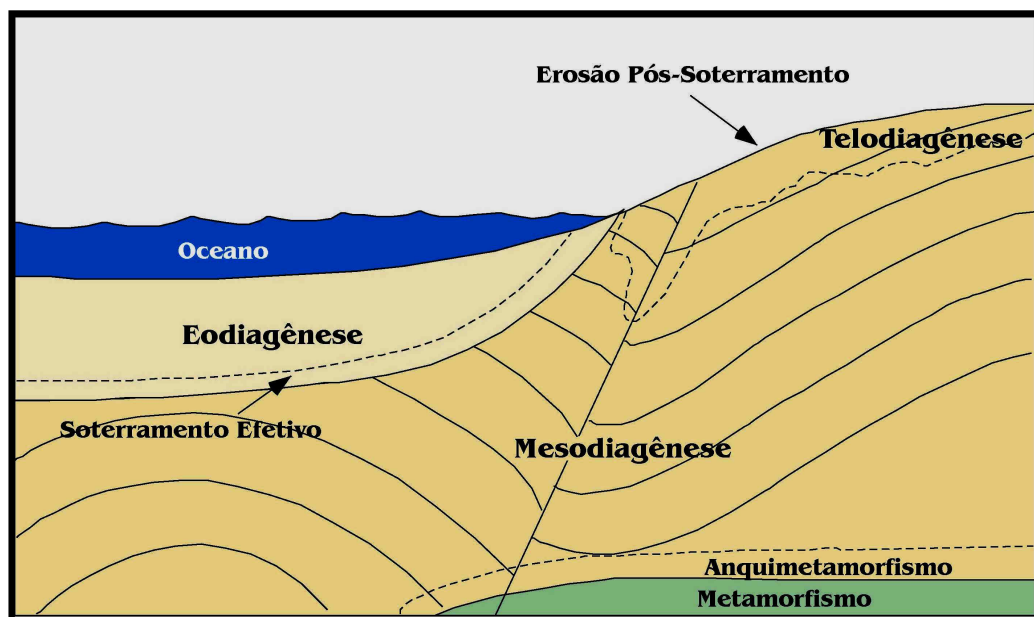
**Figura 61** - Difrátogramas representativos das amostras da Formação Iborepi. A) Sem tratamento (*in natura*); B) Tratamento glicolado; e C) Tratamento aquecido. **Legenda:** Qz – quartzo; Kf – K-feldspato; Pl – Plagioclásio; K – Caulinita; Goe – Goethita; E – Esmedita; I – Ilita; Cl – Clorita; I/E – Interestratificado de ilita/esmedita; e Car – Carbonato.

Choquette e Pray (1970) propuseram os estágios diagenéticos que posteriormente foram adaptados por Schmidt e McDonald (1979). Morad et al. (2000) classificam as alterações diagenéticas com base em limites de soterramento e temperatura, conforme descrito:

**1- eodiagênese:** os processos diagenéticos atuam na, ou próximos à superfície de sedimentação. Engloba as alterações que ocorrem a profundidades de soterramento inferiores a 2 Km e temperaturas inferiores a 70°C. É a fase onde as características deposicionais (textura, estruturas, geometria dos corpos sedimentares) influem no fluxo de fluidos e constitui a fase principal de expulsão da água e perda de porosidade por compactação;

**2- mesodiagênese:** envolve as alterações que ocorrem a profundidades de soterramento superiores a 2 Km e temperaturas superiores a 70°C, onde ocorre um efetivo isolamento da superfície e dos fluidos superficiais. É o campo onde fluidos diagenéticos são modificados pelas reações com os minerais. A mesodiagênese é subdividida em rasa (2 a 3 Km de profundidade e temperaturas de 70 a 100°C) e profunda (abaixo de 3 Km e temperaturas maiores que 100°C); e

**3- telodiagênese:** compreende os processos que atuam na, ou próximo à superfície de erosão. Engloba alterações provocadas por soerguimento do relevo ou da infiltração profunda de águas meteóricas, normalmente em sedimentos que anteriormente passaram pelos estágios da eo e mesodiagenético, mas que foram expostos por soerguimento e/ou erosão de camadas suprajacentes (Figura 63).



**Figura 62** - Distribuição dos estágios diagenéticos. Modificado de Choquette e Pray (1970).

Os processos diagenéticos atuantes nos arenitos e conglomerados provenientes das formações Ipu, Jaicós, Cariri, Tacaratu e Iborepi desenvolveram-se nos estágios da eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. Desta forma, as fases da evolução diagenética das rochas estudadas foram controladas, respectivamente, pelas condições do ambiente deposicional, pelo soterramento efetivo e pelo soerguimento tectônico.

Os principais processos e produtos diagenéticos foram: infiltração mecânica de argilas; cimentação precoce por hematita e goetita; compactação mecânica; compactação química; crescimentos secundários de quartzo e feldspato; dissolução; cimentação por caulinita; cimentação de titanita/anatásio, pirita e calcita; dissolução de grãos (quartzo e feldspato); alteração e substituição de grãos para argilominerais; e óxido/hidróxido de ferro telodiagenético. Alguns destes processos encontram-se em algumas unidades estudadas e, em outras, estão ausentes, ou, ora mostram-se mais atuantes, ora pouco atuantes.

#### **5.4.2 Infiltração Mecânica de Argila**

De acordo com Moraes e De Ros (1990, 1992), as concentrações de argilas infiltradas podem ocorrer tanto na zona vadosa, quanto na freática, sendo que esta última apresenta maior potencial de preservação. As argilas infiltradas e depositadas na zona vadosa ocorrem quando o nível freático encontra-se bastante profundo, ou quando as enxurradas são de pequeno volume. Desta forma, as argilas ficam retidas em filmes aquosos ao redor dos grãos, em forma de meniscos e gotas pendulares.

Este tipo de infiltração de argila indica proximidade da superfície deposicional e é típica do estágio eodiagenético, porém pode ocorrer também no estágio da telodiagênese.

As características texturais de identificação das argilas infiltradas, descritas por Moraes e De Ros (1990, 1992) são as seguintes:

- 1- agregados e lamelas formando cristas e pontes ortogonais à superfície dos grãos e agregados pendulares geopetais, característicos de infiltração na zona vadosa;
- 2- cutículas (*coatings*) de espessuras variável envolvendo os grãos do arcabouço e formadas por lamelas orientadas paralelamente à superfície aderida, típica de zona freática;
- 3- agregados maciços intersticiais que destroem parcial ou totalmente o espaço poroso, em virtude da abundante infiltração de finos.

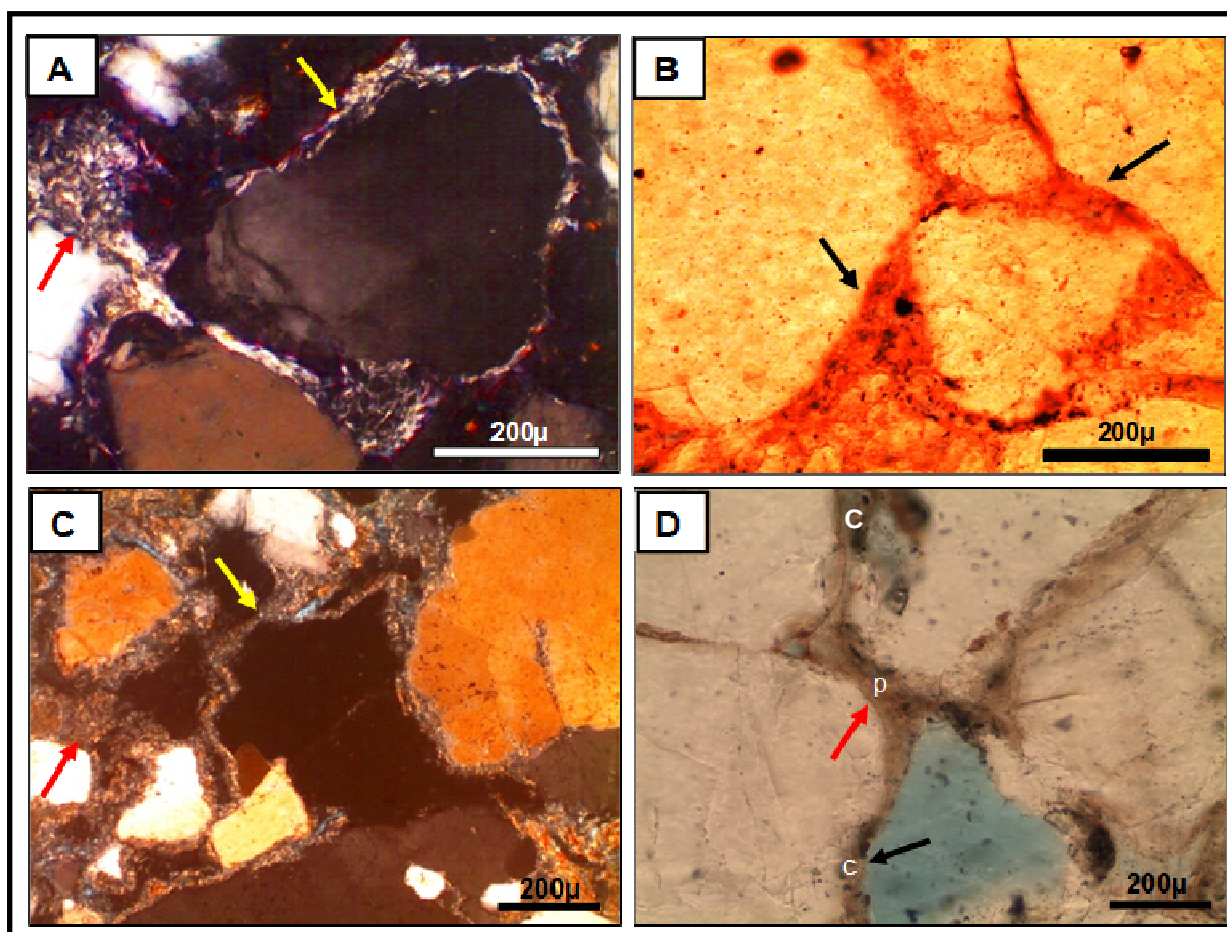
A argila infiltrada está presente nas rochas de todas as formações estudadas; ocorre sob a forma de cutículas (contínuas ou descontínuas), envolvendo os grãos do arcabouço e como agregados maciços intersticiais, que obliteram, localmente, a porosidade primária da rocha e, em parte, inibem o desenvolvimento de fases diagenéticas posteriores.



Nas formações Ipu e Jaicós estas argilas foram observadas numa proporção baixa, sobretudo, na unidade Ipu. Na unidade Jaicós, as cutículas são formadas por illita, que se dispõem paralelas aos grãos (Figura 64A).

Nas amostras da Formação Tacaratu, a argila infiltrada é pouco representativa, ocorrendo em pequena quantidade, principalmente como agregados (Figura 64B). Já nos arenitos da Formação Iborepi, verifica-se que a presença deste tipo de argila constitui uma das fases diagenéticas mais importantes. Estas argilas exibem-se, principalmente, sob a forma de cutículas que recobrem os grãos, dispostas paralelamente aos mesmos, ocorrendo de forma contínua e descontínua, com espessuras variadas; também ocorre, de forma subordinada, com textura de encolhimento. Tais cutículas são constituídas por lamelas de illita e esmectita (Figura 64C).

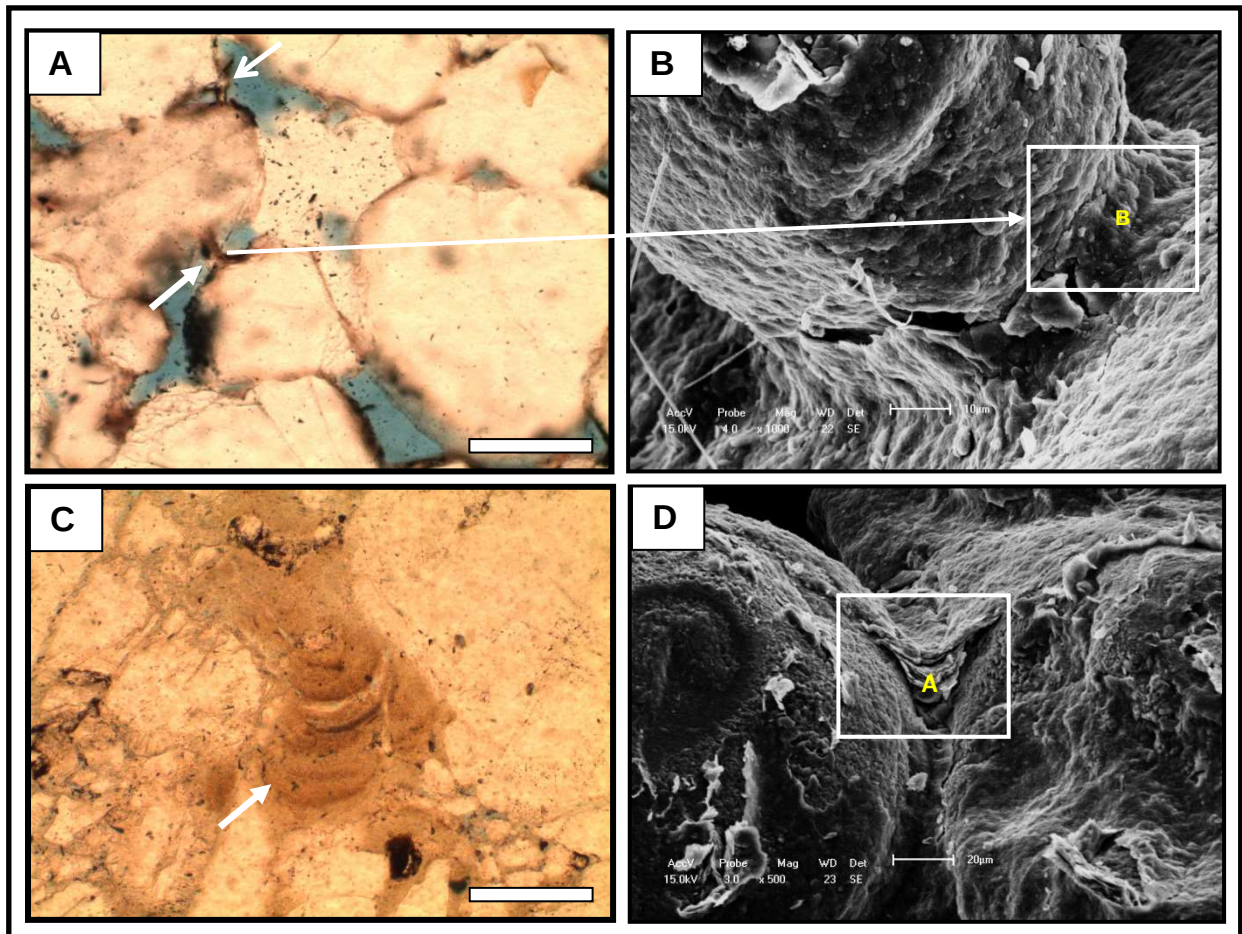
As argilas infiltradas identificadas nos arenitos da Formação Cariri estão presentes na maioria das amostras. Ocorrem sob as formas de cutículas constituídas por lamelas circundando totalmente ou parcialmente a superfície dos grãos (Figura 64D).



**Figura 63** - Fotomicrografias mostrando as feições das argilas infiltradas: A) Lamela de illita disposta paralelamente ao grão (seta amarela) e como agregado (seta vermelha) (PX), Fm. Jaicós; B) Argila na forma de agregado e cutícula (setas) (P//), Fm. Tacaratu; C) Cutícula de argila (illita/esmectita) recobrindo grão (seta amarela) e como agregado (seta vermelha) (PX), Fm. Iborepi; e D) Cutículas de argila circundando grão, onde o “c” representa as cutículas (seta) (P//), Fm. Cariri.

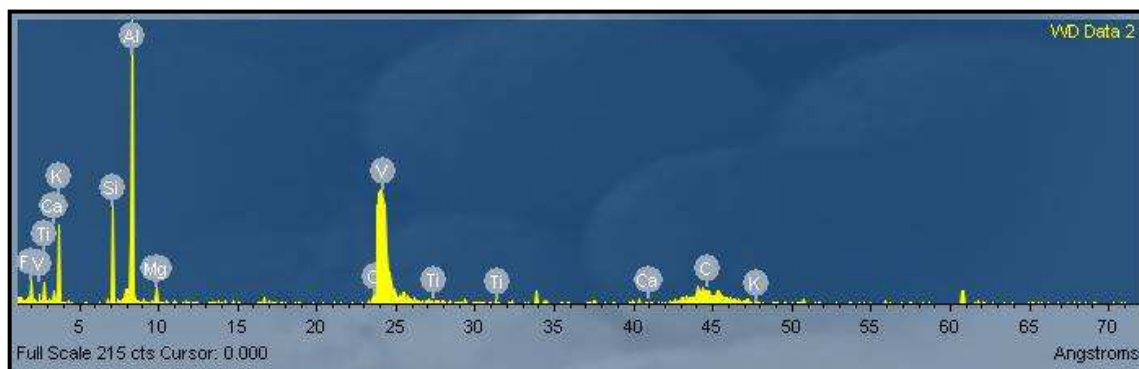
Ressalta-se ainda que, cutículas argilo-ferruginosas recobrindo grãos estão presentes nas formações Cariri e Tacaratu, onde estas argilas infiltradas estão sendo substituídas por íxido/hidróxido de ferro.

Também ocorrem, na Formação Cariri, argilas infiltradas com hábito de meniscos interligando os grãos; como agregados pendulares geopetais (p), agregados maciços (massas compactas) ocupando os espaços intersticiais (Figura 65A, B, C e D) e com textura de encolhimento.

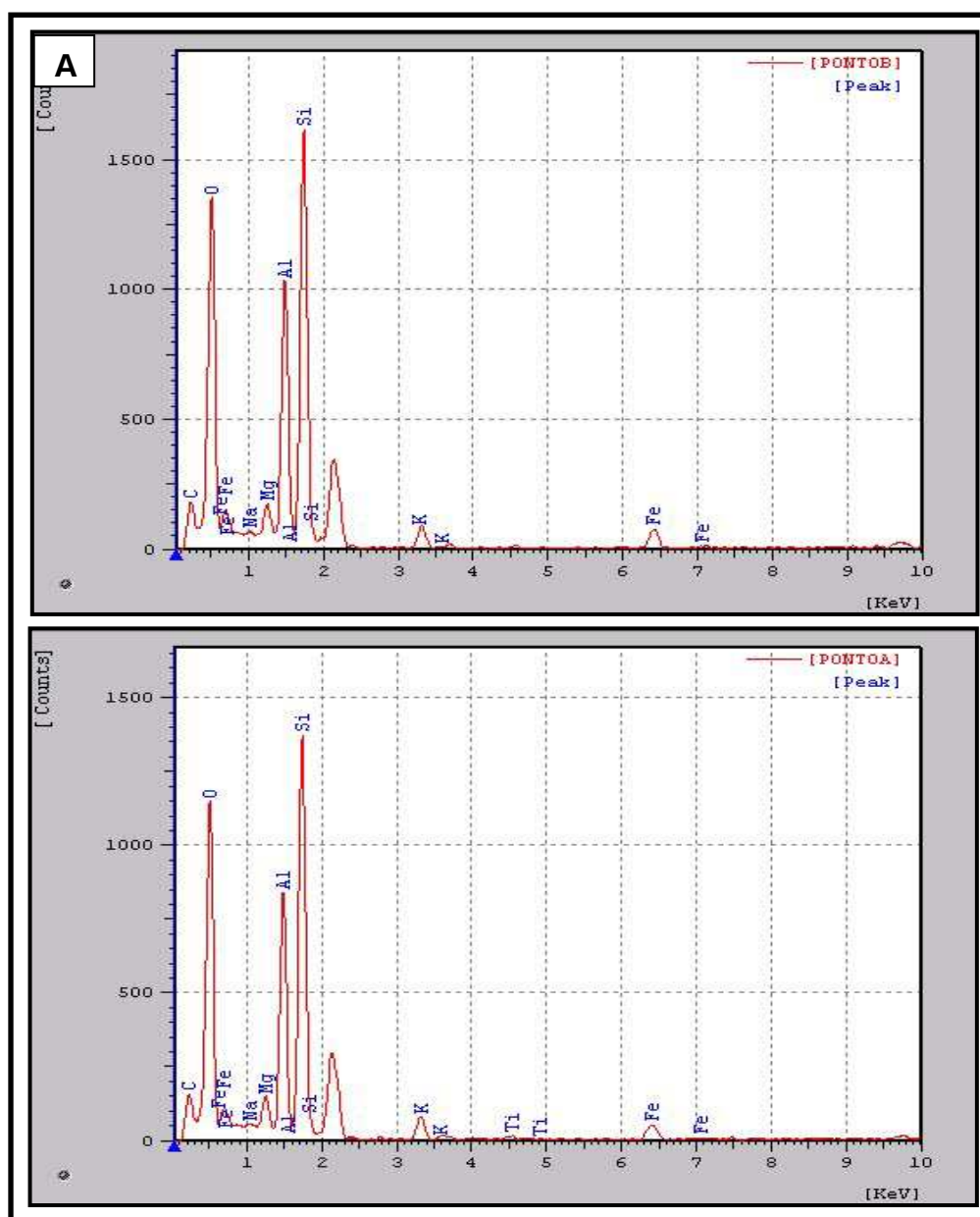


**Figura 64** - Fotomicrografias ilustrando as feições das argilas infiltradas identificadas na Fm. Cariri: A) Menisco (seta) (P/I); B) Esmedtita na forma de menisco (ponto B), vista ao MEV; C) Agregado pendular (seta) (P/I); D) Esmedtita potássica com magnésio octaédrico na forma de estrutura pendular (ponto A), vista ao MEV.

Análise ao MEV, com o auxílio do EDS e WDS (Figuras 66), revelou que estas argilas são essencialmente esmedtita potássica com magnésio octaédrico (Figuras 67A e B) e interestratificado de esmedtita/clorita.



**Figura 65** - Espectroqualitativo (WDS) de argilomineral do tipo esmectita presente em amostra da Formação Iborepi.



**Figura 66**- Espectroqualitativo (EDS) de amostras da Fm. Cariri: A) Referente ao ponto B da figura 58B; B) Referente ao ponto “A” da figura 58D.



### 5.4.3 Cimentação por Óxidos/Hidróxidos de Ferro

A cimentação por óxido/hidróxido de ferro foi identificada nos arenitos de todas as formações estudadas, sucedendo-se em quantidades variadas e consideráveis, constituindo o cimento dominante nas formações Cariri e Tacaratu. Geralmente ocorre como finas películas circundando os grãos, mas também é comum preenchendo o espaço intergranular das rochas. Estes tipos de películas constituem cimento eodiagenético mais precoce e apresentam pequenas espessuras.

Os minerais autigênicos de ferro nestas unidades constituem-se, principalmente de goethitas e, subordinadamente, hematita.

### 5.4.4 Compactação Mecânica e Química

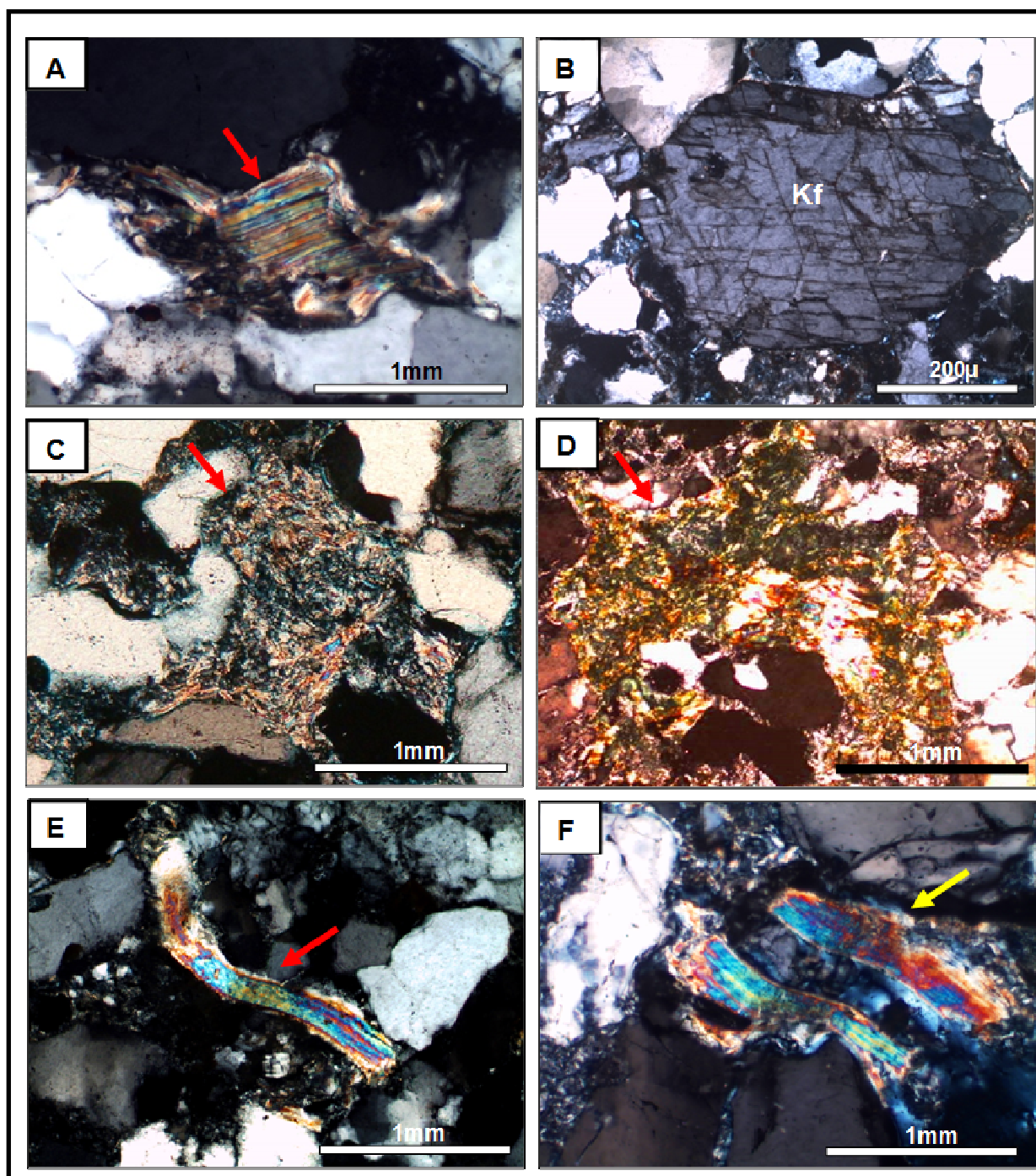
Os aspectos de compactação mecânica (física) nos arenitos das formações Ipu e Jaicós demonstram ser incipientes e moderados, conforme comprovado pelo arcabouço predominantemente frouxo (aberto) e normal. As feições mais evidentes de compactação mecânica identificadas nas formações Ipu e Jaicós foram: raras muscovitas dobradas (Figura 68A), estiradas e abertas, além de poucos grãos dúcteis esmagados, deslizando-se pelos espaços intersticiais, formado pseudomatriz.

Os eventos de compactação mecânica nos arenitos das formações Cariri e Iborepi foram bastante atuantes. Isto é comprovado pelos grãos rígidos (quartzo e feldspatos) com fraturas internas, pelos grãos dúcteis esmagados (formando pseudomatriz) e pelas muscovitas dobradas e abertas entre grãos (Figura 68B, C, D, E e F).

Grãos fraturados, muscovitas dobradas e contatos suturados e côncavo-convexos, ocorrem, sobretudo, nos arenitos das porções intermediária e superior da Formação Cariri, confirmando forte compactação mecânica, aumentando o soterramento. Esta compactação pode ter sido influenciada por processo de subsidência acentuada da bacia, porém, curta, não atingindo os arenitos da porção inferior.

Nos arenitos da porção inferior desta unidade (Cariri), foi identificado empacotamento aberto e ausência de grãos dúcteis compactados e de muscovitas curvadas entre grãos.

Nos arenitos Tacaratu, os eventos de compactação mecânica podem ser observados, apenas, por raras muscovitas dobradas e poucos grãos rígidos fraturados; contatos suturados e côncavo-convexos estão ausentes. Os crescimentos secundários de quartzo e feldspatos não ocorrem. Estas evidências mostram uma compactação pouco atuante nestes arenitos.



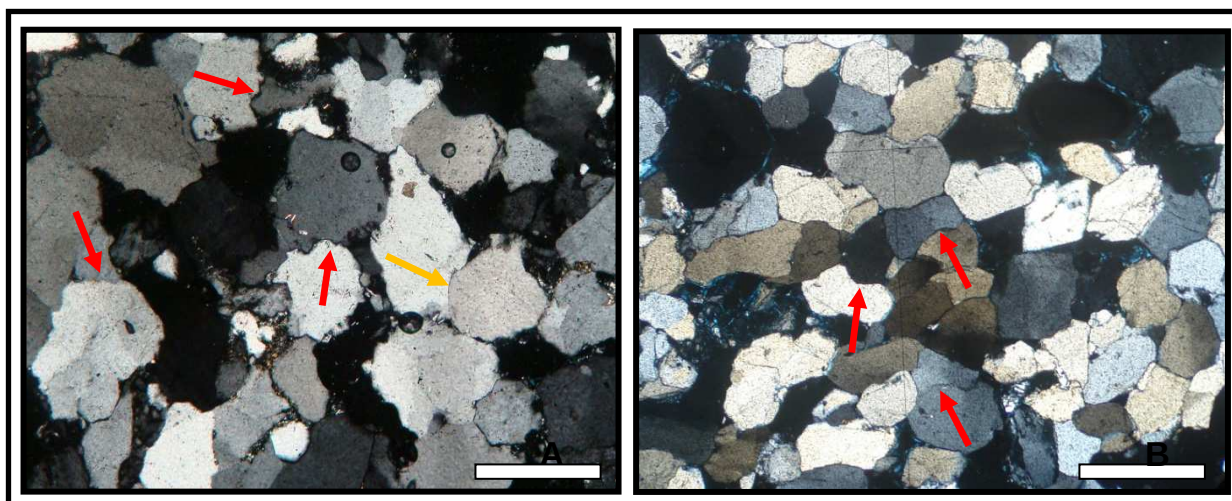
**Figura 67** - Fotomicrografias mostrando os eventos de compactação mecânica nas rochas analisadas: A) Muscovita compactada e encurvada (seta) (PX), Fm. Ipu; B) Feldspato (Kf) fraturado (PX); Fm. Iborepi; C) Intraclasto esmagado, formando pseudomatriz (seta) (PX), Fm. Cariri; D) Intraclasto esmagado, formando pseudomatriz (seta) (PX), Fm. Iborepi; E) Muscovita compactada e encurvada (seta) (PX), Fm. Cariri; e F) Muscovita compactada e encurvada (seta) (PX), Fm. Iborepi.

Evidências de compactação química nos arenitos das formações Ipu, Jaicós e Tacaratu foram basicamente nulas, ocorrendo raros contatos suturados entre os grãos. No entanto, nas formações Cariri e Iborepi, as feições de compactação química observadas foram os contatos interpenetrativos do tipo côncavo-convexos e suturados entre os grãos,



embora ocorra também, de forma subordinada, superfície estilolítica na Formação Cariri (Figura 69A e B).

Na Formação Cariri, os resultados da compactação química são mais evidentes nas rochas da porção superior (quartzoarenitos), onde alcançou principalmente os grãos de quartzo. Este tipo de compactação marca o final da eodiagênese e aumenta consideravelmente na mesodiagênese.



**Figura 68** - Fotomicrografias mostrando os contatos entre os grãos: A) Grãos de quartzo com contatos suturados (setas vermelhas) e côncavo-convexo (seta laranja) (PX); e B) Grãos de quartzo com contatos côncavo-convexos (setas) (PX).

#### 5.4.5 Crescimentos Secundários de Quartzo e Feldspato

Nas rochas provenientes das formações Ipu e Jaicós, a cimentação por sílica é escassa, contudo, o pouco que ocorre, encontra-se principalmente sob forma de crescimento secundário de quartzo descontínuos (Figura 70A). A escassez destes crescimentos sugere que a compactação não atuou de forma relevante na história diagenéticas das rochas destas duas unidades.

Na Formação Tacaratu, crescimentos secundários de quartzo e feldspatos não foram encontrados. Já na Formação Iborepi, identificou-se, apenas, crescimento de quartzo em pequena quantidade.

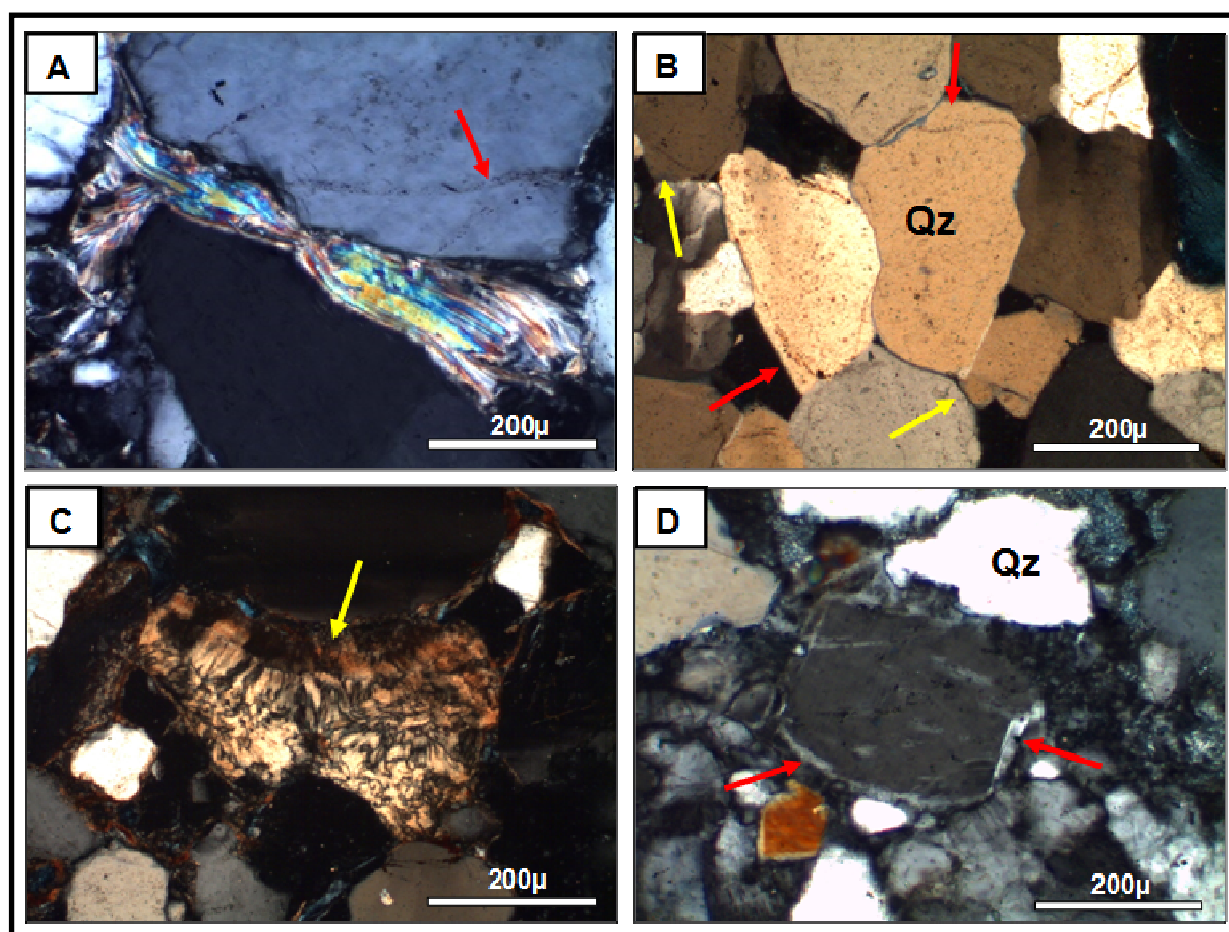
A cimentação por sílica é encontrada em grande parte das rochas da Formação Cariri, predominantemente sob forma de crescimentos secundários de quartzo e feldspato; por vezes, observa-se, de modo raro, cimentação por sílica microcristalina, como quartzo microcristalino (Figura 70B e C).

O crescimento secundário de quartzo constitui o segundo cimento dominante nas rochas da Formação Cariri, concentrado principalmente nas amostras da porção superior desta unidade, onde a quantidade de argila infiltrada e de óxidos de ferro é insuficiente para

inibir sua geração. Aqui, o crescimento de quartzo é anterior à introdução de argila infiltrada e ao fenômeno de oxidação (processo eodiagenético), sendo responsável pela obliteração parcial da porosidade primária da rocha (Figura 70B).

A cimentação por precipitação de sílica na forma de quartzo microcristalino ocorre preenchendo espaços intergranulares (Figura 70C) e representa menos de 1% do cimento silicoso.

Apesar de ser uma feição muito comum em rochas sedimentares, o cimento feldspático é o constituinte menos representativo nos arenitos da Formação Cariri, ocorrendo em pequena proporção, com menos de 1%, sob a forma de crescimento secundário envolvendo grãos de microclina e ortoclásio, presente apenas nas amostras da porção inferior e intermediária (Figura 67D). Este tipo de cimento foi identificado somente nas rochas da porção inferior da Formação Cariri, nos arenitos arcoseanos.



**Figura 69** - Fotomicrografias revelando os tipos de cimento de sílica encontrados nos arenitos estudados: A) Cimentação de sílica na forma de crescimento secundário de quartzo descontínuo (seta), Fm. Jaicós; observar muscovita entre grãos (PX); B) Crescimento secundário de quartzo de forma descontínua (setas) (PX), Fm. Cariri; C) Cimento de sílica do tipo quartzo microcristalino (PX), na Formação Cariri; e D) Cimento de feldspato do tipo crescimento secundário em grão de ortoclásio (setas) (PX), na Fm. Cariri.

#### 5.4.6 Geração de Porosidade Secundária

A porosidade secundária pode ser originada por diversos fatores, tais como: dissolução parcial ou total de grãos instáveis do arcabouço da rocha (causada por circulação de soluções), como feldspatos e fragmentos líticos; faturamento de grãos rígidos, quando submetidos a grandes pressões, relacionada à maior profundidade de soterramento dos sedimentos; e por encolhimento de argilominerais, quando estes sofrem desidratação, resultando na perda do volume.

A porosidade secundária identificada nas rochas das formações Jaicós e Tacaratu é do tipo intragranular (alveolar), causada pela dissolução parcial de feldspatos (Figura 71A); às vezes ocorre a dissolução quase total em grãos dos arenitos Tacaratu.

Todavia, nos arenitos estudados das formações Cariri e Iborepi, verifica-se que a porosidade secundária é bastante diversificada, variando desde pequenos poros originados do fraturamento de grãos rígidos, dissolução de feldspatos, até poros móldicos e contração de argila (Figuras 71B, C, D, E e F). Por outro lado, na Formação Ipu, não foi identificada nenhum tipo de porosidade secundária.

#### 5.4.7 Cimentação por Caulinita

Este tipo cimento ocorre de forma bem distribuída, sendo observado nos arenitos das formações Ipu, Jaicós, Cariri e Iborepi, preenchendo poros. Na primeira Formação, o cimento de caulinita ocorre somente com hábito do tipo lamelar. No entanto, nas rochas das formações Jaicós e Cariri, ocorre com diferentes hábitos: lamelar, sob a forma de “livrinhos” (*booklets*), agregados e textura vermicular (Figura 72A, B e C).

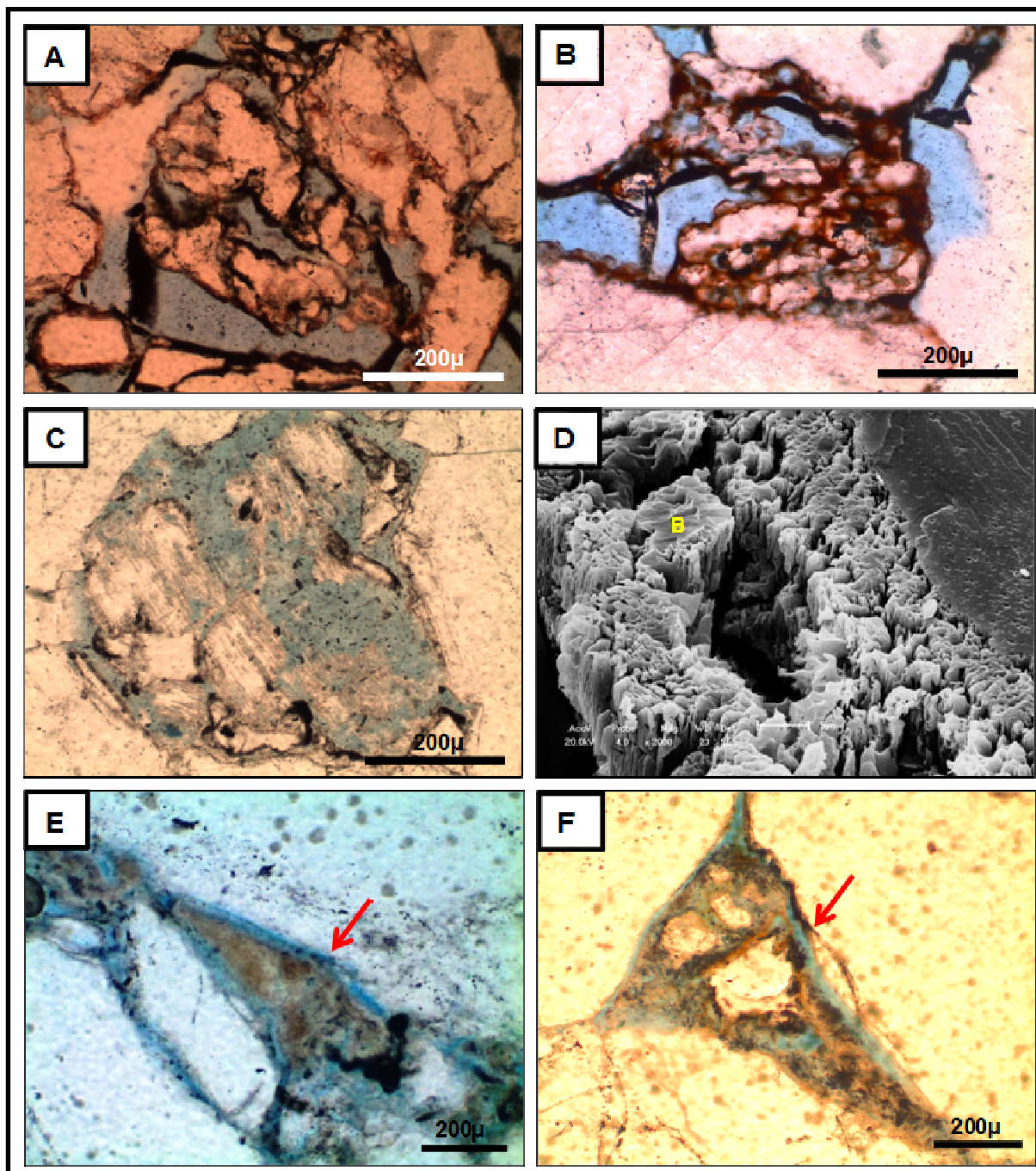
Na Formação Iborepi, ocorre, apenas, com hábito lamelar. Na Formação Cariri, o cimento de caulinita encontra-se exclusivamente nas amostras das porções inferior e intermediária. Às vezes, este tipo de cimento ocorre engolfando grãos e cimento de quartzo, indicando que a cimentação por caulinita sucedeu a cimentação por quartzo (Figura 70B).

#### 5.4.8 Cimentação por Clorita

Geralmente, a clorita ocorre nos arenitos como cimento, no entanto, a clorita identificada em algumas rochas das formações Jaicós, Cariri e Iborepi, encontra-se, predominantemente, substituindo pseudomatrix (oriunda de intraclasto argiloso) e minerais micáceos, em especial, a biotita (Figura 70D e E). Na Formação Jaicós, a clorita foi observada somente sob a microscopia eletrônica de varredura (MEV), provavelmente, devido a pouca quantidade.



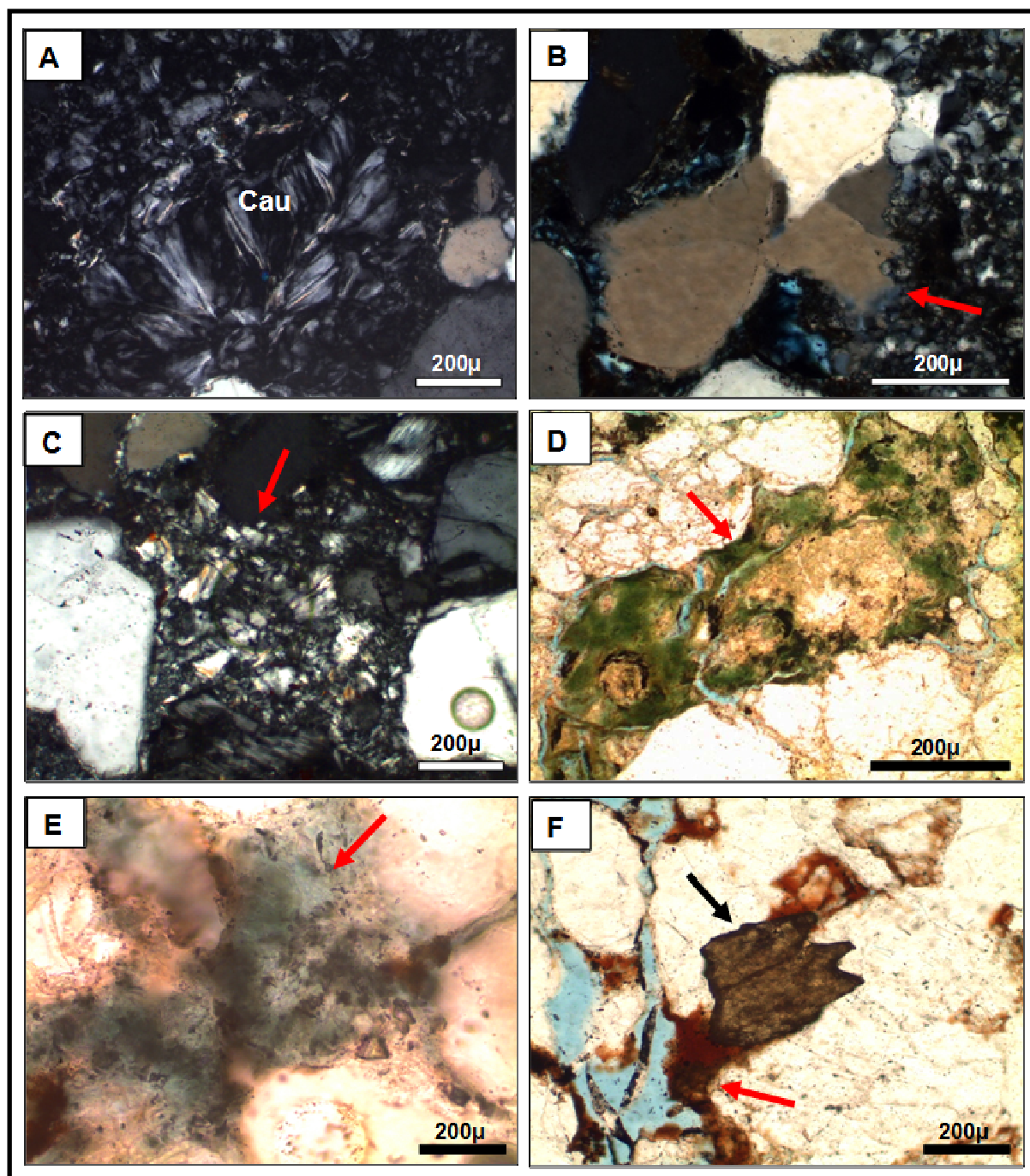
Em alguns arenitos da Formação Cariri, a clorita foi identificada como cimento, preenchendo poros (em pequena quantidade – menos de 1%), indicando uma fase da mesodiagênese.



**Figura 70** - Fotomicrografias mostrando porosidade secundária: A, B e C) Porosidade (cor azul) intragranular do tipo alveolar (centro do grão), oriunda da dissolução de grãos de feldspatos (P//), formações Tacaratu, Iborepi e Cariri, respectivamente; D) Imagem de MEV referente à figura “C”. O centro do grão corresponde à dissolução em grão de plagioclásio; E e F) Porosidade intragranular originada por contração de argila (setas) (P//), formações Iborepi e Cariri, respectivamente.

#### 5.4.9 Cimentação por Pirita

A cimentação por pirita ocorre apenas em algumas amostras da Formação Cariri, especialmente, as das porções inferior e intermediária, estando disseminada em algumas das amostras. Ocorre também, na forma de cristais euédricos e subédricos, como agregados no interior dos poros (Figura 72F), associada à biotita alterada.



**Figura 71** - A) Cimento de caulinita (Cau) com hábito lamelar (PX), Fm. Jaicós; B) Cimento de caulinita engolfando grãos de quartzo (seta) (PX), Fm. Cariri; C) Cimento de caulinita com hábito de “livrinhos” (*booklets*) (PX), Fm. Cariri; D e E) Cloritas associadas à alteração de grãos não diferenciados (setas) (P//), formações Iborepi e Cariri, respectivamente; observar alteração para óxido de ferro na figura E (Fm. Cariri); e F) Cimentação por pirita (seta) (P//).



#### **5.4.10 Cimentação por Óxido de Titânio**

De acordo com De Ros (1985), a ocorrência de minerais autigênicos de titânio raramente é descrita em arenitos, sendo mais conhecidas algumas concentrações superficiais em bauxitas e em silcretes.

A existência de óxido de titânio como fase autigênica foi identificada somente nos arenitos da Formação Cariri, que é confirmada pela presença do mineral titanita e de pequenos cristais de anatásio. Nestas rochas, o anatásio ocorre com hábito similar ao da titanita, contudo, o cimento deste óxido nestes arenitos aparece em várias amostras.

#### **5.4.11 Cimentação por Calcita**

A cimentação por calcita foi encontrada unicamente em algumas amostras da porção inferior da Formação Cariri e da Formação Iborepi. Este tipo de cimento foi reconhecido através da análise na catodoluminescência e difratometria de raios-X; ele constitui um dos cimentos menos abundantes nestes arenitos.

Do ponto de vista quantitativo, a presença do cimento de calcita é tão insignificante que, praticamente, não vai influenciar na redução da porosidade destas rochas.

#### **5.4.12 Dissolução de Feldspatos**

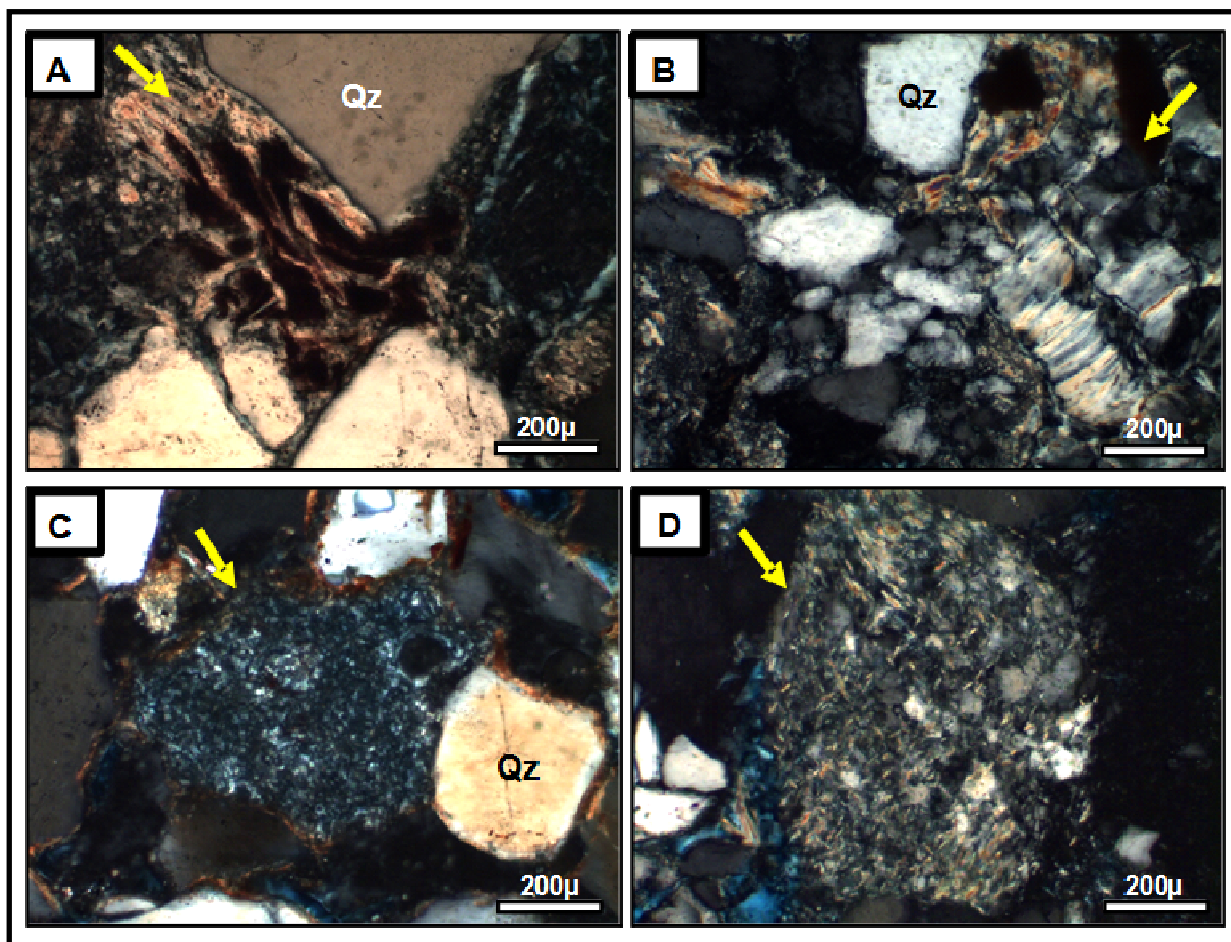
A dissolução de grãos de feldspatos foi identificada nos arenitos das formações Jaicós, Cariri, Tacaratu e Iborepi, ocorrendo com frequência ao longo dos planos de clivagem, maclas e no centro dos grãos (Figura 71A, B, C e D). Essa dissolução é mais efetiva no centro dos grãos, conforme mostra as figuras 64C e D, do que nas bordas.

Nas formações Cariri e Iborepi, igualmente foi observada a dissolução de grãos de quartzo e outros grãos não distintos, indicando ambiente lixiviante.

#### **5.4.13 Alteração de Grãos e Substituição por Argilominerais e Minerais Opacos**

Os arenitos da Formação Cariri mostram, com frequência, alterações de micas (muscovita e biotita) e de feldspatos. O produto de alteração dos feldspatos é representado por caulinização parcial e total, ilitização e esmectização. Já os produtos de alterações da biotita e muscovita são representados, principalmente, pelo processo de caulinização. Provavelmente, a alteração de grãos para illita e esmectita, ocorre devido ao aumento da instabilidade dos argilominerais com o aumento da profundidade (soterramento), no caso da illita.

Também, foi observada nesses arenitos, ainda que em quantidades muito pequenas, a presença de algumas biotitas se alterando para óxido de ferro (Figura 73A) e se cloritizando, intraclasto argiloso formando pseudomatrix e sendo substituído por clorita, além da alteração de argila infiltrada para opacos. Entretanto, é a caulinitização de muscovita o produto de alteração mais representativo nestes arenitos (Figura 73B). Algumas vezes ocorre a substituição total de feldspatos, biotitas e muscovitas por caulinita, bem como, a substituição de feldspato por esmectita e illita (Figura 73C e D).



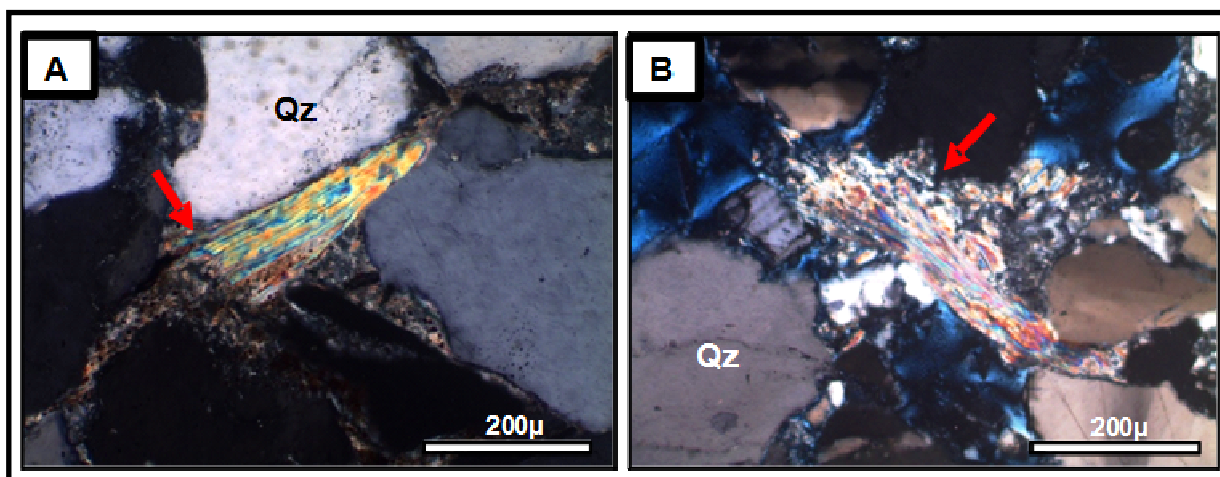
**Figura 72** - Fotomicrografia mostrando os minerais alterados e substituídos: A) Biotita alterada para óxido de ferro, com caulinitização incipiente (seta) (PX), Fm. Cariri; B) Caulinização de muscovita (**seta**) (PX), Fm. Cariri; C) Substituição de feldspato por caulinita (seta) (PX), Fm. Cariri; e D) Feldspato alterado, sendo substituído por illita (seta) (PX), Fm. Cariri.

Vale salientar que grãos de feldspatos e muscovitas, pouco e por vezes muito alterados, ocorrem nas porções inferior, intermediária e superior da Formação Cariri. Por outro lado, a alteração da biotita encontra-se tão somente nas porções inferior e superior.

Nos arenitos das demais formações (Ipu, Jaicós, Tacaratu e Iborepi), ocorrem somente alterações de muscovitas para caulinita (caulinização parcial e total), sendo estas

muscovitas substituídas por caulinita (Figura 74A e B). Contudo, na Formação Ipu, também foram observados grãos alterados, sendo substituídos por esmectita.

A alteração e substituição de muscovita para caulinita se deu, devido à percolação de fluidos lixiviantes em profundidade rasas, que dissolveram muscovitas e, subordinadamente, feldspatos.



**Figura 73** - Fotomicrografia mostrando minerais alterados e substituídos. A) Muscovita alterada e se caulinizando (seta) (PX), Fm. Tacaratu; e B) Muscovita alterada, com incipiente processo de caulinitização (seta) (PX), Fm. Iborepi.

#### 5.4.14 Sequência de Eventos Diagenéticos

A subdivisão das fases diagenéticas aqui adotada foi proposta por Choquette e Pray (1970) e Morad et al., 2000; são elas: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese.

Neste trabalho, foram identificados processos da eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. Desta forma, foi elaborado um quadro comparando os resultados obtidos na análise diagenética dos Arenitos Inferiores das bacias do Parnaíba, Araripe, São José do Belmonte e Lavras da Mangabeira.

A Tabela 7 apresenta a sequência temporal dos eventos de acordo com as fases diagenéticas, onde as barras representam as sequências evolutivas dos eventos presentes em cada unidade; os diferentes tamanhos destas barras indicam a intensidade de atuação de cada evento. Os estágios estão sendo representados por barras de cores diferentes, onde o estágio eodiagenético está representado pela cor preta; o mesodiagenético pela cor vermelha e o telodiagenético pela cor azul.

**Tabela 17** - Estágios diagenéticos identificados nos arenitos das formações estudadas.

| BACIAS                              | ARARIPE     |               |               | SÃO JOSE DO BELMONTE |               |               | LAVRAS DA MANGABEIRA |               |               |
|-------------------------------------|-------------|---------------|---------------|----------------------|---------------|---------------|----------------------|---------------|---------------|
| FORMAÇÕES                           | CARIRI      |               |               | TACARATU             |               |               | IBOREPI              |               |               |
| Fases diagenéticas                  | Eodiagênese | Mesodiagênese | Telodiagênese | Eodiagênese          | Mesodiagênese | Telodiagênese | Eodiagênese          | Mesodiagênese | Telodiagênese |
| Eventos diagenéticos                |             |               |               |                      |               |               |                      |               |               |
| Argila mecanicamente infiltrada     | ■           |               | ■             | ■                    |               | ■             | ■                    |               | ■             |
| Cimentação oxido/hidroxido de Fe    | ■           |               | ■             | ■                    |               | ■             | ■                    |               | ■             |
| Compactação mecânica                | ■           | ■             | ■             | ■                    | ■             | ■             | ■                    | ■             | ■             |
| Compactação química                 |             | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |
| Crescimento secundário de quartzo   |             | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |
| Crescimento secundário de feldspato |             | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |
| Geração de porosidade secundária    |             | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |
| Cimentação por caulinita            |             | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |
| Clorita                             |             | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |
| Cimentação por Anatósio             |             | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |
| Cimentação por Pirita               |             | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |
| Cimentação por Calcita              |             | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |
| Dissolução de feldspatos            |             | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |
| Alteração e Substituição            |             | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |                      | ■             | ■             |

| BACIAS                              | PARNAÍBA    |               |               |             |               |               |
|-------------------------------------|-------------|---------------|---------------|-------------|---------------|---------------|
| FORMAÇÕES                           | IPU         |               |               | JAICÓS      |               |               |
| Fases diagenéticas                  | Eodiagênese | Mesodiagênese | Telodiagênese | Eodiagênese | Mesodiagênese | Telodiagênese |
| Eventos diagenéticos                |             |               |               |             |               |               |
| Argila mecanicamente infiltrada     | ■           |               | ■             | ■           |               | ■             |
| Cimentação oxido/hidroxido de Fe    | ■           |               | ■             | ■           |               | ■             |
| Compactação mecânica                | ■           | ■             | ■             | ■           | ■             | ■             |
| Compactação química                 |             | ■             | ■             |             | ■             | ■             |
| Crescimento secundário de quartzo   |             | ■             | ■             |             | ■             | ■             |
| Crescimento secundário de feldspato |             | ■             | ■             |             | ■             | ■             |
| Geração de porosidade secundária    |             | ■             | ■             |             | ■             | ■             |
| Cimentação por caulinita            |             | ■             | ■             |             | ■             | ■             |
| Clorita                             |             | ■             | ■             |             | ■             | ■             |
| Cimentação por Anatósio             |             | ■             | ■             |             | ■             | ■             |
| Cimentação por Pirita               |             | ■             | ■             |             | ■             | ■             |
| Cimentação por Calcita              |             | ■             | ■             |             | ■             | ■             |
| Dissolução de feldspatos            |             | ■             | ■             |             | ■             | ■             |
| Alteração e Substituição            |             | ■             | ■             |             | ■             | ■             |

## 5.5 CATODOLUMINESCÊNCIA

A catodoluminescência é uma técnica que baseia-se na captação da luminescência (radiação) produzida pelo mineral quando submetido a um feixe de elétrons energizados. O comprimento de onda e intensidade da luminescência gerada pela incidência de elétrons energizados reflete as características do mineral e distribuição de impurezas. (PAGEL et al., 2000).

No uso da CL, a amostra é bombardeada por um feixe energético de elétrons e, repetidamente, responde pela emissão de luz de vários comprimentos de onda. Este comprimento de onda e a intensidade da luz emitida caracterizam o mineral e a distribuição de certas impurezas (MARSHALL, 1988). Para o quartzo, a luminescência é relativamente fraca, se comparada com a de feldspatos e carbonatos.

O uso da catodoluminescência (CL) tem sido amplamente empregado na petrografia, especialmente em rochas sedimentares, no diagnóstico de crescimentos secundários diagenéticos de quartzo e feldspato, no reconhecimento de zoneamentos complexos de cimentos carbonáticos e na delineação das sucessivas fases de precipitação mineral.

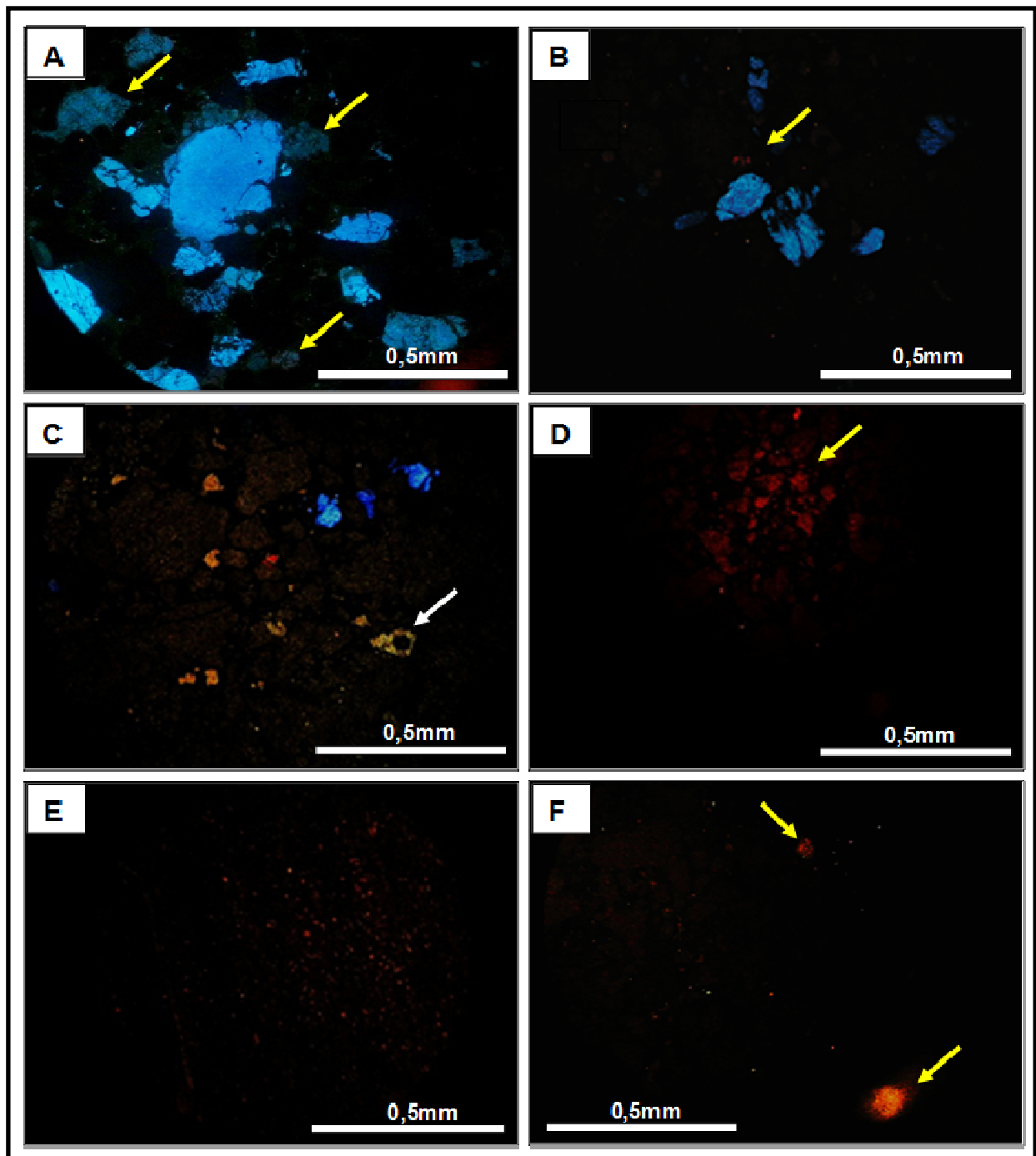
A CL também é bastante aplicada para: avaliar a redução da porosidade, em virtude da compactação e cimentação; identificar a presença de fraturas e seus preenchimentos; apresentar informações sobre a diagênese em rochas sedimentares; diferenciar, precisamente, os grãos detríticos de seus crescimentos autigênicos (quartzo e feldspatos), entre outras aplicações. Na exploração de hidrocarbonetos, pode auxiliar no estudo dos processos diagenéticos e da evolução da porosidade de reservatórios, pois a cimentação mineral é o principal controlador da porosidade em uma formação sedimentar (PAGEL et al., 2000).

Com base nos estudos previamente realizados pela petrografia, DRX e MEV, foram selecionadas e feitas análises de catodoluminescência (CL) em 14 lâminas delgadas, representativas das formações Jaicós, Cariri, Tacaratu e Iborepi.

A partir da imagem de CL, foi possível observar, nas amostras provenientes das formações Cariri e Iborepi, padrões de luminescência caracterizados por cores azul claro brilhante, azul escuro e marrom, frequentemente citadas como cores do feldspato e quartzo ígneo e metamórfico, respectivamente (Figura 75A e B). Também foram notados vários pontos com luminescência caracterizada por cores vermelha, amarela a laranja (Figura 75C, D, E e F e 76A e B), com variações de claro a escuro, típicas da calcita (BOGGS JR. e KRINSLEY, 2006), além de provável fosfato.

As rochas da Formação Cariri apresentam padrão de luminescência variando entre as cores amarela e laranja (calcita); encontram-se distribuídas, principalmente, na porção mediana desta unidade, embora ocorra de forma subordinada na porção inferior.

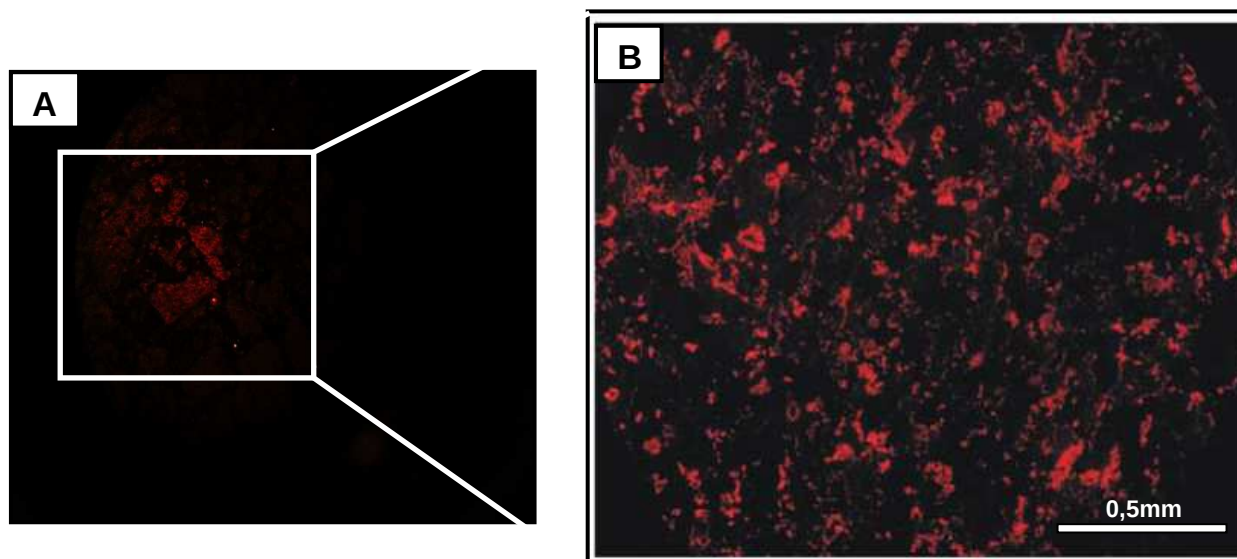




**Figura 74** - Fotomicrografias mostrando imagens em CL: A) Grãos de feldspatos com padrões de luminescência nas cores azul claro brilhante e esverdeado (setas), em arenito da Fm. Cariri; B) Grãos de feldspatos com padrões de luminescência nas cores azul claro brilhante e presença de calcita (seta), Fm. Cariri; C) Imagem destacando diversos padrões de luminescência de calcita (cores vermelha, amarela a laranja) e provável fosfato (seta), em arenito da Fm. Cariri; D) Cimento de calcita (seta) com padrão de luminescência na cor vermelha, em arenito da Fm. Cariri; E e F) Cimento de calcita (setas) com padrão de luminescência na cor vermelha, em arenito da Fm. Iborepi.

Em amostras da Formação Cariri, foram observados ainda, grãos de feldspatos com cor de CL azul claro brilhante associado a grãos de feldspatos com cor de CL azul-esverdeado, típico da sanidina (Figura 75A, setas). Segundo Boggs Jr. e Krinsley (2006), o

Ti<sup>4+</sup> ativa a cor azul da CL em K-feldspato (a microclina e o ortoclasio são comumente azul claro); a luminescência da sanidina geralmente é azul-esverdeado.



**Figura 75** - Fotomicrografias mostrando imagens em CL: A) Cimento de calcita (quadrado) com padrão de luminescência na cor vermelha, em arenito da Fm. Cariri; B) Detalhe da figura A (cimento de calcita, com padrão de luminescência na cor vermelha, em arenito da Fm. Cariri).

Comumente, os minerais carbonáticos apresentam luminescência. Geralmente é aceito que os mais importantes ativadores e inibidores da CL em carbonatos são o Mn<sup>2+</sup>; Fe<sup>2+</sup>; CO<sup>2+</sup> e Ni<sup>2+</sup>. Em geral, a incorporação do Mn<sup>2+</sup> na estrutura da calcita estimula a luminescência, enquanto a incorporação de Fe<sup>2+</sup> reduz ou extingue a luminescência (MARSHALL, 1988).

O cimento de calcita microcristalina identificado nessas amostras mostrou-se com alta luminescência, sugerindo a presença de altos teores de Mn, que é o principal causador da luminescência em carbonatos. A presença de íon Mg<sup>2+</sup> inibe a formação de macrocristais de calcita, pois impede o livre crescimento dos cristais e o desenvolvimento de faces laterais, criando uma textura microcristalina comum em ambientes marinhos (FOLK, 1974).

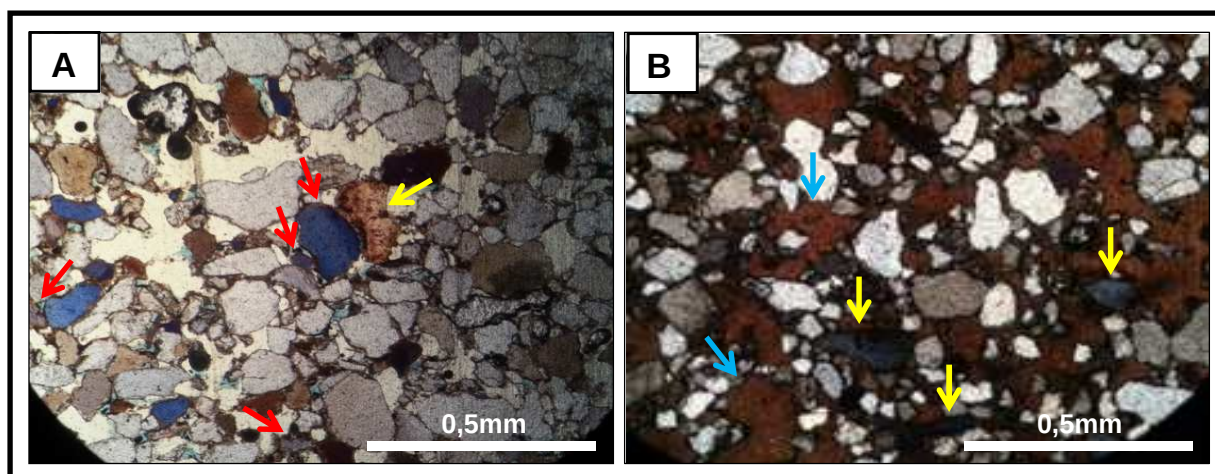
Moore (1989 *apud* BARBOSA-GIMENEZ & CAETANO-CHANG, 2012), afirma que a textura microcristalina em cimentos carbonáticos é produto da rápida precipitação próximo à superfície, associada a processos orgânicos e a reações químicas que causam rápida supersaturação e múltipla nucleação. Esta cimentação de calcita microcristalina, nas amostras da Formação Cariri, parece ter sido precoce, tendo em vista que as amostras apresentam empacotamento frouxo, indicando pouca ou nenhuma compactação mecânica. Todavia, embora estas considerações sejam importantes, faz-se necessário um estudo mais

aprofundado sobre a fonte deste cimento de calcita presente nas amostras da Formação Cariri.

Sabe-se que fonte de carbonato e cálcio pode ter várias origens, tais como: (i) dissolução de minerais ricos em Ca, como feldspatos e piroxênios; (ii) alteração de argila detrítica; (iii) fragmentos de rochas carbonáticas e de basaltos; (iv) intraclastos carbonáticos (fragmentos de calcrete); (v) substituição de bioclastos; e (vi) alteração, em subsuperfície, de basaltos, entre outras fontes.

Nas amostras das formações Cariri e Iborepi, foi notado também, outro padrão de luminescência, o amarelo claro, geralmente descrito como a cor do zircão na CL (BOGGS JR. e KRINSLEY, 2006), além de uma matriz argilosa caulinítica, a qual se apresenta na cor escura, sem luminescência, devido à absorção da energia (Figura 77B, setas azuis).

As rochas pertencentes à Formação Cariri são constituídas predominantemente por quartzo metamórfico. Contudo, em duas das amostras analisadas pela CL, observou-se quartzo ígneo vulcânico (Figura 77A e B, setas). Este quartzo apresentou cor de luminescência que variou entre o azul escuro com tonalidades de violeta (setas). Na mesma amostra, foi também observado quartzo com cores de luminescência marrom escuro e claro (setas), além de matriz argilosa (caulinita), a qual se apresenta sem luminescência (Figura 77B, setas azuis), em arenito médio grosso da Formação Cariri.



**Figura 76** - Fotomicrografia mostrando imagens em CL: A) Grãos de quartzo metamórfico e ígneo vulcânico. Este último, com CL azul violeta (setas vermelhas, e com provável fosfato (seta amarela); e B) Fotomicrografia sem luz transmitida na CL, mostrando grãos de quartzo vulcânico, na cor violeta (setas amarelas) e matriz argilosa caulinítica, sem luminescência (setas azuis). As duas amostras pertencem à Fm. Cariri.

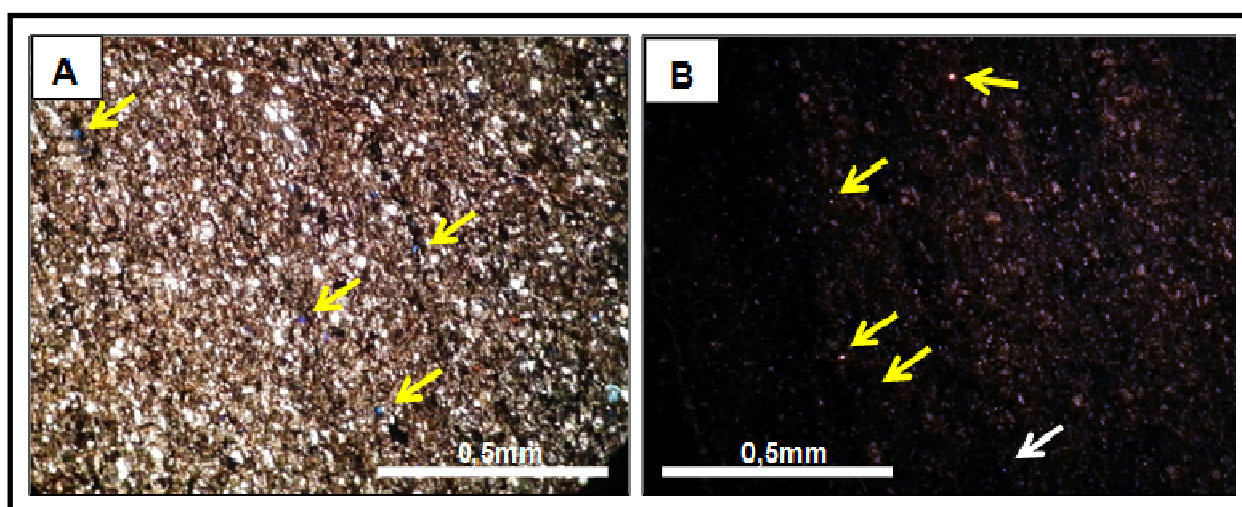
Götze et al. (2001), dividiu o quartzo em três grupos: (1) quartzo com cores de CL azul violeta, característico de rochas ígneas plutônicas e vulcânicas, ou de alto grau de metamorfismo que sofreram um resfriamento relativamente rápido; (2) quartzo com cor de CL

castanha ou marrom, que ocorre em rochas de baixo grau de metamorfismo ou rochas de alto grau de metamorfismo que sofreram um resfriamento lento; e (3) quartzo não luminescente de origem autigênica ou hidrotermal. Ainda, de acordo com Götze et al. (2001), quartzo de rochas ígneas vulcânicas geralmente apresenta uma luminescência azul mais brilhante do que o quartzo de rochas ígneas plutônicas.

Segundo Boggs Jr. e Krinsley (2006), o quartzo vulcânico mostra um padrão de luminescência na cor azul brilhante, enquanto o quartzo plutônico apresenta padrão de luminescência na cor variando de azul brilhante a marrom-avermelhado.

Com base nas considerações acima, pode-se dizer que, no geral, as amostras referentes às formações Cariri e Iborepi, analisadas na CL, revelaram predominância de quartzo de origem metamórfica e, subordinadamente, de origem ígnea. Estas informações comprovam a contribuição de rochas do embasamento da Bacia do Araripe para a origem da Formação Cariri, conforme defendido por Batista (2010).

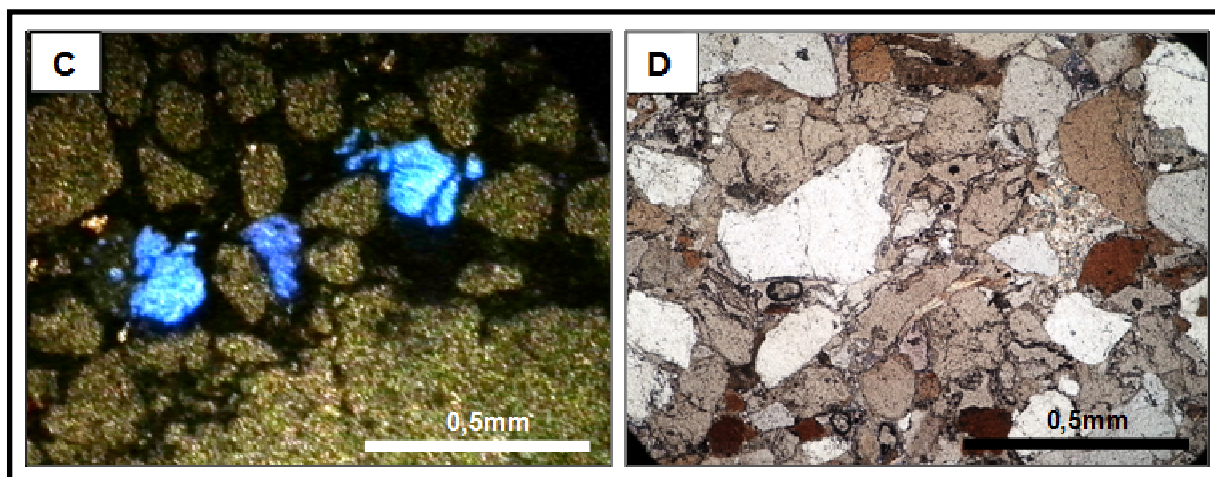
Nas amostras pertencentes à Formação Tacaratu, identificaram-se apenas, padrões de luminescência de cor azul escuro nos grãos de quartzo (setas), indicando origem de rochas graníticas (ZINKERNAGEL, 1978), além de alguns pontos com luminescência na cor amarelo claro, do zircão (setas) (Figura 78A e B).



**Figura 77** - Fotomicrografias mostrando imagens em CL: A) Grãos de quartzo com padrão de luminescência na cor azul escuro (setas), indicando origem plutônica, em arenito fino da Fm. Tacaratu; e B) Pequenos pontos de zircão com luminescência na cor amarela (setas amarelas), Fm. Tacaratu.

Com relação às amostras oriundas da Formação Ipu, foram observado padrões de luminescência na cor azul claro brilhante nos feldspatos, e marrom, nos grãos de quartzos, indicando origem metamórfica para os mesmos (Figura 79A e B).





**Figura 79** – Fotomicrografias mostrando imagens em CL: A) Grãos de feldspato com luminescência na cor azul claro brilhante, em arenito conglomerático da Fm. Ipu; e B) Grãos de quartzo na cor marrom, indicando origem metamórfica para os mesmos, Fm. Ipu.

## 5.6 PROVENIÊNCIA

### 5.6.1 ESTUDOS DE PROVENIÊNCIA

#### 5.6.1.1 Fundamentação Teórica

A expressão “**proveniência**” significa origem ou fonte, quer dizer procedência. Na petrologia sedimentar o termo proveniência corresponde às fontes das quais os materiais detríticos sedimentares foram derivados. Segundo Pettijohn (1975), cada tipo de rocha tende a apresentar uma suíte distinta de minerais que lhe é característica.

Estudos sobre a proveniência de uma rocha têm como principal objetivo a identificação das principais áreas fontes, bem como a rota de transporte dos diversos sedimentos (DICKINSON, 1985).

Sedimentos clásticos podem ter várias fontes e passar por diversos processos, como intemperismo, erosão, transporte, deposição e soterramento nas bacias sedimentares (ciclo sedimentar). Estes processos influenciam na composição final dos sedimentos desde suas áreas fonte até os sítios deposicionais, o que dificulta a identificação e distinção das fontes geradoras dos minerais detríticos. Desta forma, é de suma importância saber quais os controles desses processos e suas consequências na composição final dos sedimentos, já que isso permite avaliar o grau de modificação e identificar o sinal de proveniência em inúmeras situações geológicas (MORTON & HALLSWORTH, 1999).

A assinatura original de proveniência pode ser modificada nos sedimentos por influência do comportamento hidráulico das partículas e dissolução intraestratal durante processos diagenéticos (MORTON & HALLSWORTH, 1994, 1999). Fatores hidrodinâmicos



que atuam durante o transporte e deposição controlam a presença dos minerais detríticos. Durante o transporte, a abrasão mecânica causa a diminuição do tamanho dos grãos, por uma combinação de fraturamento e arredondamento, e a dissolução causa perda total ou parcial dos minerais detríticos submetidos a variações de condições geoquímicas nos vários estágios do ciclo sedimentar, mencionados anteriormente (MORTON & HALLSWORTH, 1999).

O principal controle sobre a composição detrítica de um sedimento é a composição e textura das rochas fonte. No entanto, o clima, o relevo atuante na área fonte, o grau e processo de transporte sofrido antes da deposição final, além da diagênese, são fatores que modificam a composição detrítica original. Portanto, estas modificações na composição detrítica podem constituir obstáculos na interpretação da proveniência (REMUS *et al.*, 2008; FONTANELLI, 2007).

Em relevo acidentado com clima árido, a composição dos sedimentos vai estar relacionada à das áreas fonte (JOHNSSON, 1993). Por outro lado, em climas úmidos onde predomina o intemperismo químico a composição original dos minerais se altera mais do que em climas áridos.

Terrenos fonte em relevo acidentado e tectonicamente instável sofrem com menor intensidade os efeitos do intemperismo químico e tendem a disponibilizar material menos intemperizado, com fases mais instáveis, revelando com exatidão a composição das áreas fonte e resguardando o sinal de proveniência. Por outro lado, terrenos fonte em áreas com relevo suave, tectonicamente estável com clima úmido, o intemperismo químico atua fortemente, gerando solos mais espessos com dissolução das fases mais instáveis, lixiviação mais intensa, e sedimentos enriquecidos em fases mais resistentes, principalmente o quartzo. Neste contexto, o sinal de proveniência é modificado, tanto que rochas fonte graníticas tendem a produzir arenitos ricos em quartzo (MORTON & HALLSWORTH 1999).

No estudo de proveniência, leva-se também em conta que, quanto maior a distância de transporte e mais sujeito à abrasão por tração e saltação, mais maturo, ou seja, mais quartzoso torna-se o sedimento, uma vez que o quartzo possui maior resistência mecânica do que feldspato e fragmentos de rocha. Os dois últimos, por sua vez, tendem a se fragmentar, em função da clivagem e maclas dos feldspatos e, das fracas ligações intergranulares dos fragmentos de rocha.

Durante a diagênese, a composição original dos sedimentos é modificada através da dissolução diferencial de constituintes do arcabouço e substituição dos mesmos por outros constituintes tais como argilominerais. Os minerais secundários produzidos durante os processos diagenéticos não são indicadores de proveniência. O grau de modificação dependerá da temperatura, pressão, da circulação e composição dos fluidos.

O estudo de proveniência requer a integração de análises multidisciplinares como, mineralógicas, geoquímicas, de petrologia sedimentar, ígnea e metamórfica, além da geocronologia, para revelar a natureza da área fonte de regiões e o ambiente tectônico de bacias sedimentares. Os métodos mais utilizados nestes estudos são: a petrografia quantitativa da composição; análises quantitativas de minerais pesados; análise geoquímica de minerais, principalmente os pesados; análises das variedades composicionais de determinadas espécies minerais (granadas, turmalinas, piroxênios, anfibólios, espinélio, ect.); e datação radiométrica. A combinação de diversas técnicas é de grande importância, principalmente quando há uma alteração diagenética na composição original.

### 5.5.2 Proveniência das Rochas Estudadas

Para determinar a proveniência dos arenitos das formações Ipu, Jaicós, Cariri, Tacaratu e Iborepi foi utilizada a proposta de Dickinson (1985), que ressalta a importância do controle tectônico na composição mineralógica dos arenitos. Desta forma, os dados petrográficos resultantes da contagem modal do arcabouço dos arenitos estudados foram plotados nos diagramas QtFLt e QmFLt de Dickinson (1985), cuja finalidade é identificar, respectivamente, tipos de área fonte ou áreas fontes e maturidade mineralógica dos arenitos em apreço.

Assim, os resultados do estudo de proveniência mostraram pouca variação nos padrões de proveniência, identificados pela presença dos grupos composicionais.

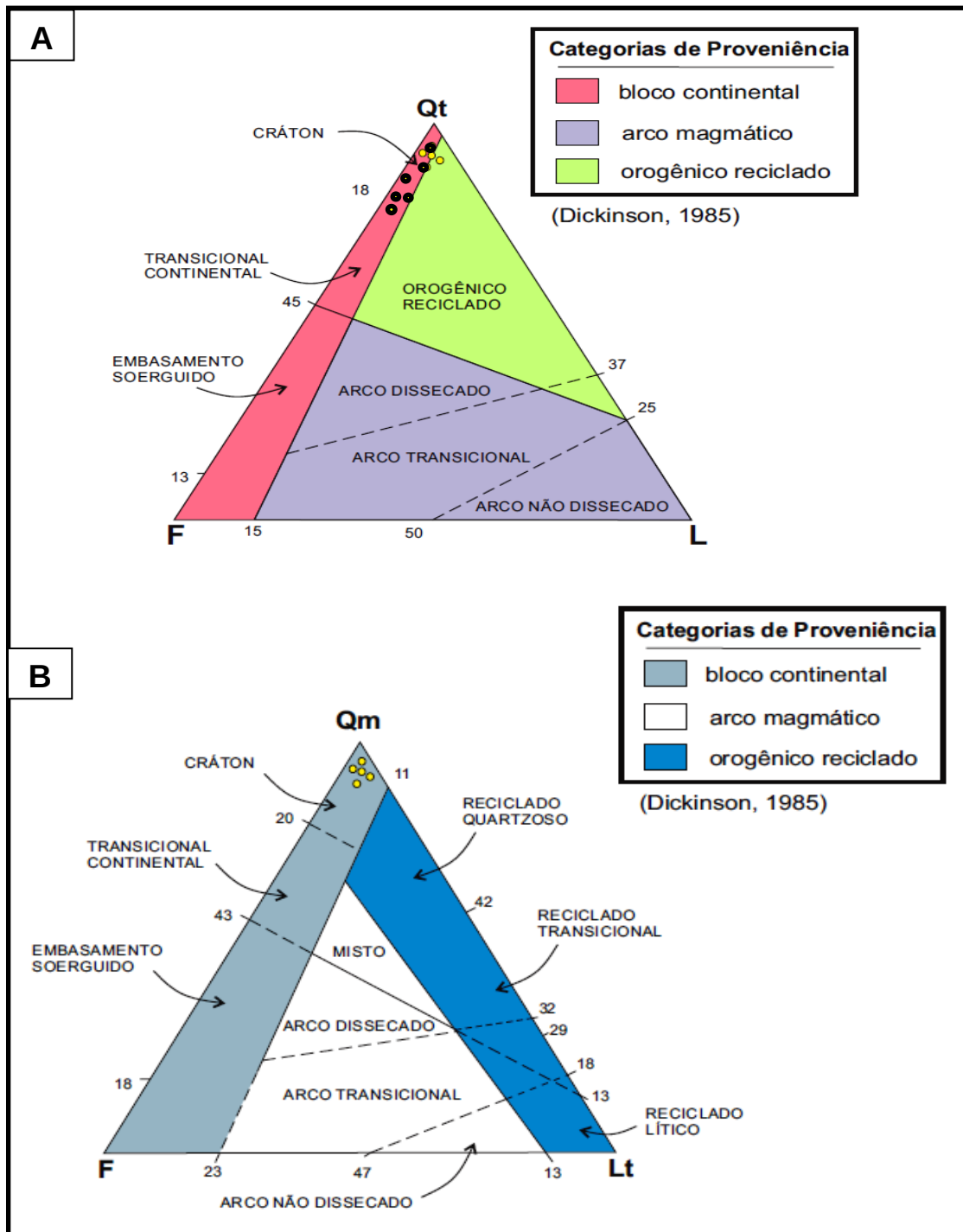
Na Formação Ipu, notavelmente, fica pré-estabelecida (a partir dos valores percentuais plotados nos diagramas QtFLt e QmFLt) a proveniência de interior cratônico (Ambiente Continental), tendo em vista que a composição destes arenitos é predominantemente quartzosa (Figura 80A e B).

Os campos referentes à proveniência a partir de cráton estável totalizam 12 amostras compostas predominantemente quartzarenitos, na Formação Ipu.

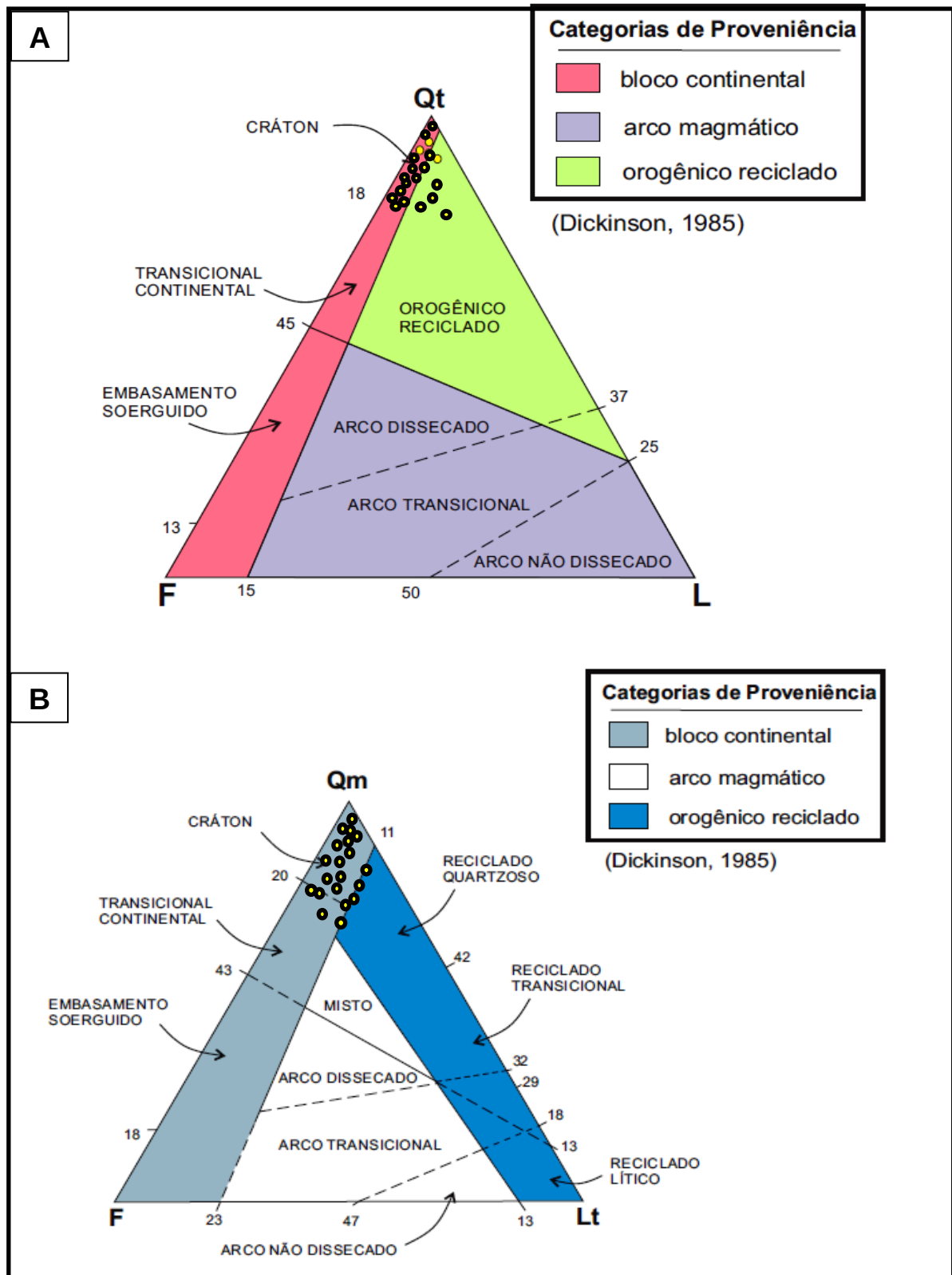
Nota-se, através do diagrama QtFL, várias amostras próximas ao vértice Qt (quartzo total), indicando maior maturidade mineralógica e estabilidade química.

Na Formação Jaicós, os resultados do estudo de proveniência sugerem proveniência interior cratônico (Ambiente Continental), visto que a composição destes arenitos é predominantemente quartzosa (Figura 81A e B). Contudo, algumas amostras caem no campo de reciclagem orogênica, podendo indicar também, fonte de cráton interior.

Este resultado sugere que estes arenitos são derivados de rochas de cráton estável e reciclagem orogênica. Os campos referentes à proveniência a partir de cráton estável totalizam 15 amostras compostas predominantemente por quartzarenitos, e os campos de proveniência de reciclagem orogênica contém 5 amostras constituídas por subarcóseos.



**Figura 80** - Diagrama de tipos de proveniência tectônica com resultados totais de petrografia quantitativa, distribuição média dos grãos detríticos da Fm. Ipu, plotados nos diagramas de Dickinson (1985). A) No diagrama QtFL os vértices correspondem a 100% de quartzo total (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos líticos (vértice à direita do triângulo). B) No diagrama QmFLt os vértices correspondem a 100% de quartzo monocristalino, 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos líticos (vértice à direita do triângulo).



**Figura 81** - Diagrama de tipos de proveniência tectônica com resultados totais de petrografia quantitativa, distribuição média dos grãos detríticos da Fm. Jaicós, plotados nos diagramas QtFL e QmFLt de Dickinson (1985). No diagrama QtFL os vértices correspondem a 100% de quartzo total (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos líticos (vértice à direita do triângulo). No diagrama QmFLt os vértices correspondem a 100% de quartzo monocristalino, 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos líticos (vértice à direita do triângulo).

Em virtude da maior ou menor proporção de quartzo policristalino em algumas rochas, cinco amostras que no diagrama QtFL estavam no campo de reciclagem orogênica foram arrastadas para o campo de cráton estável no diagrama QmFLt, enquanto, cinco outras amostras que estavam no campo de cráton estável foram arrastadas para a zona de transição entre estes dois campos. Assim, pode-se dizer que estas dez amostras são derivadas de rochas de cráton estável e de reciclagem orogênica, ao mesmo tempo.

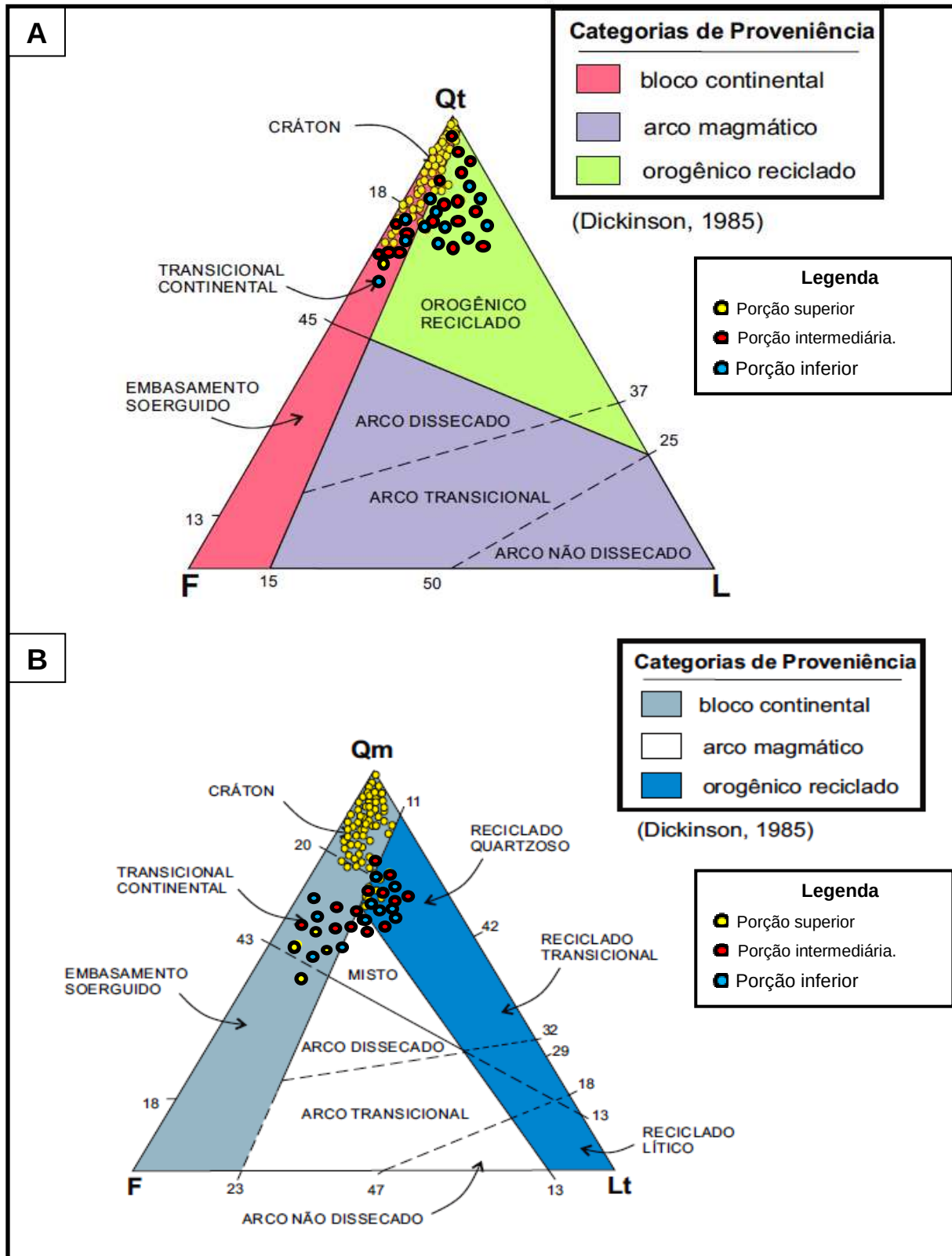
Através do diagrama QtFL, observa-se, na Formação Jaicós, que algumas amostras próximas ao vértice Qt (quartzo total), indicam maior maturidade mineralógica e estabilidade química.

As inferências prévias sobre as composições das áreas fontes das formações Ipu e Jaicós apontam para rochas predominantemente metamórficas, com pouca proporção de feldspatos, plagioclásio e predominância de fragmentos líticos metamórficos.

As composições modais dos arenitos da Formação Cariri assinalam áreas fontes mistas. O diagrama da Figura 82 (QtFL e QmFLt, com valores percentuais plotados) revela que a maioria das amostras da Formação Cariri cai no campo de proveniência de interior cratônico (Ambiente Continental), com variação em direção ao campo de reciclagem orogênica. Sendo assim, na Formação Cariri, os resultados do estudo de proveniência sugerem que os arenitos das porções inferior e intermediária desta unidade procedem de rochas de cráton estável e reciclagem orogênica.

O campo referente à proveniência de cráton estável conta com 32 amostras constituídas por quartzarenitos, subarcóseos e sublitoarenitos (Figura 82A, QtFL). Já o campo correspondente a arenitos de proveniência de reciclagem orogênica contém 18 amostras, compostas predominantemente por subarcóseos e, subordinadamente, sublitoarenitos (Figura 82A, QtFL). A Figura 82B (QmFL) comprova que estes arenitos são também providos a partir de cráton estável e de reciclagem orogênica. Contudo, apresenta oito amostras compostas por uma mistura dos dois ambientes (Figura 82B, QmFL).





**Figura 78** - Diagrama de tipos de proveniência tectônica com resultados totais de petrografia quantitativa, distribuição média dos grãos detríticos da Fm. Cariri, plotados nos diagramas QtFL e QmFLt de Dickinson (1985). No diagrama QtFL os vértices correspondem a 100% de quartzo total (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos líticos (vértice à direita do triângulo). No diagrama QmFLt os vértices correspondem a 100% de quartzo monocristalino, 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos líticos (vértice à direita do triângulo).

Na porção superior da Formação Cariri, os resultados de proveniência indicam que os arenitos provem de rochas de cráton estável, contendo 30 amostras compostas predominantemente por quartzarenitos.

Na Formação Cariri, como um todo, é possível notar, através do diagrama QtFL, várias amostras próximas ao vértice Qt (quartzo total), indicando maior maturidade mineralógica e estabilidade química, onde estão plotadas as amostras da porção superior desta unidade. O diagrama QmFLt também permite distinguir dois campos, sendo um próximo ao vértice Qm, com todas as amostras da porção superior desta formação, e outro campo mais distante (com algumas amostras), indicando proveniência de orógeno reciclado.

As amostras posicionadas mais distantes aos vértices, nos diagramas QtFL e QmFLt, indicam menor maturidade mineralógica e estabilidade química. Estas amostras são representativas das porções inferior e intermediária desta unidade.

Todas as amostras dos arenitos da Formação Cariri apresentaram predominância de quartzo, seguida de feldspatos e, subordinadamente, de fragmentos líticos. Os feldspatos são mais abundantes nos arenitos das porções inferior e intermediária, que, por sua vez, encontram-se diretamente em contato com rochas do embasamento. Com relação aos fragmentos líticos, estes também são bem representativos.

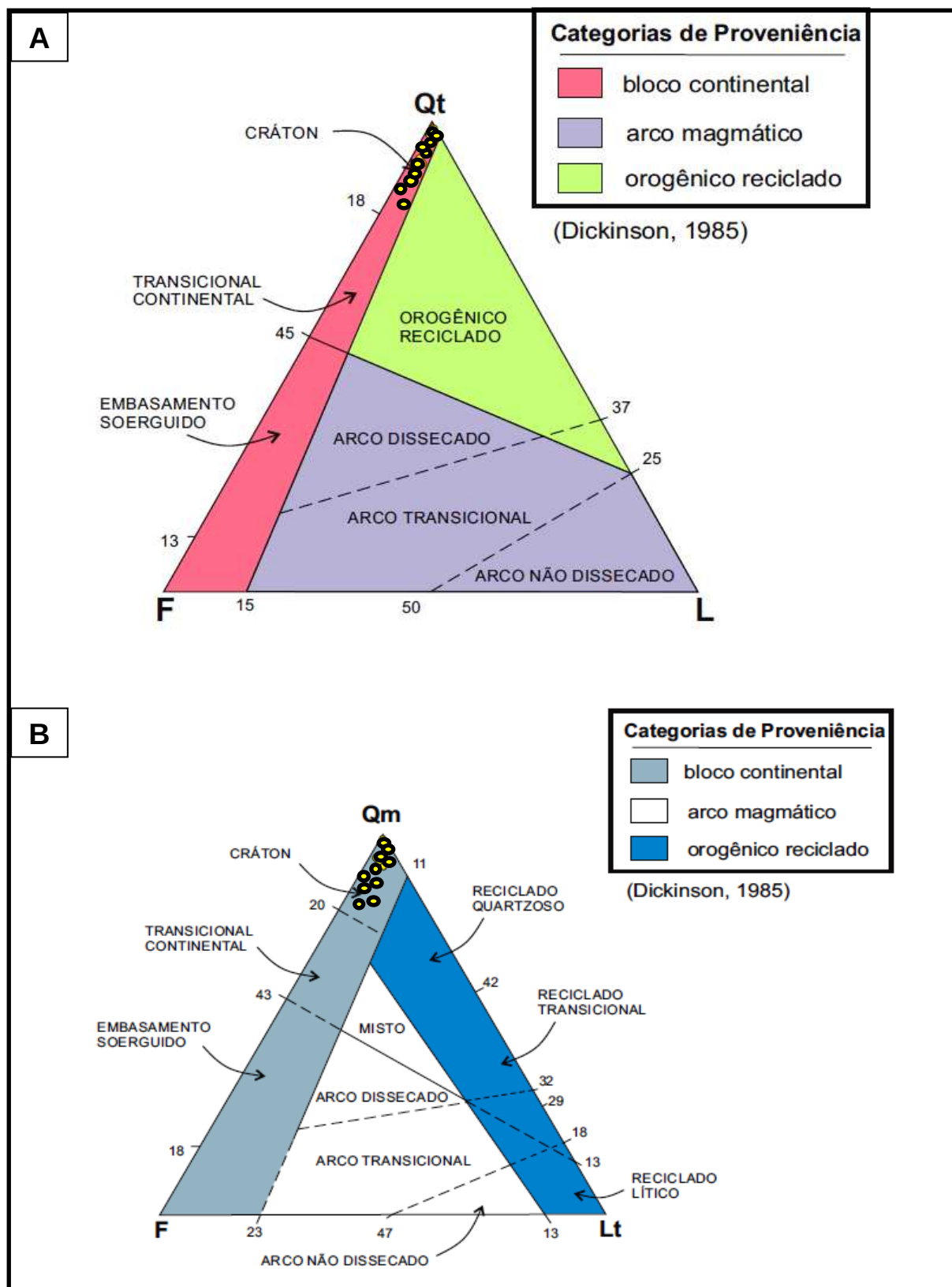
Assim como ocorre com a Formação Ipu, as rochas da Formação Tacaratu apresentam proveniência de interior cratônico (Ambiente Continental). Isto fica claro nos diagramas QtFL e QmFLt (Figura 83A e B), que mostram que a composição dos arenitos desta unidade é predominantemente quartzosa, com alta maturidade mineralógica. Os campos correspondentes à proveniência a partir de cráton estável contêm 11 amostras compostas predominantemente de quartzarenitos.

Nas rochas da Formação Tacaratu ocorre forte contribuição de fontes ricas em quartzo de origem plutônica e, subordinadamente, feldspatos alcalinos e plagioclásio. Desta forma, inferências prévias a respeito da composição da área fonte das rochas desta unidade indicam origem ígnea alcalina, com contribuição relevante de feldspatos alcalinos e plagioclásio, e pouca contribuição de rochas metamórficas e sedimentares.

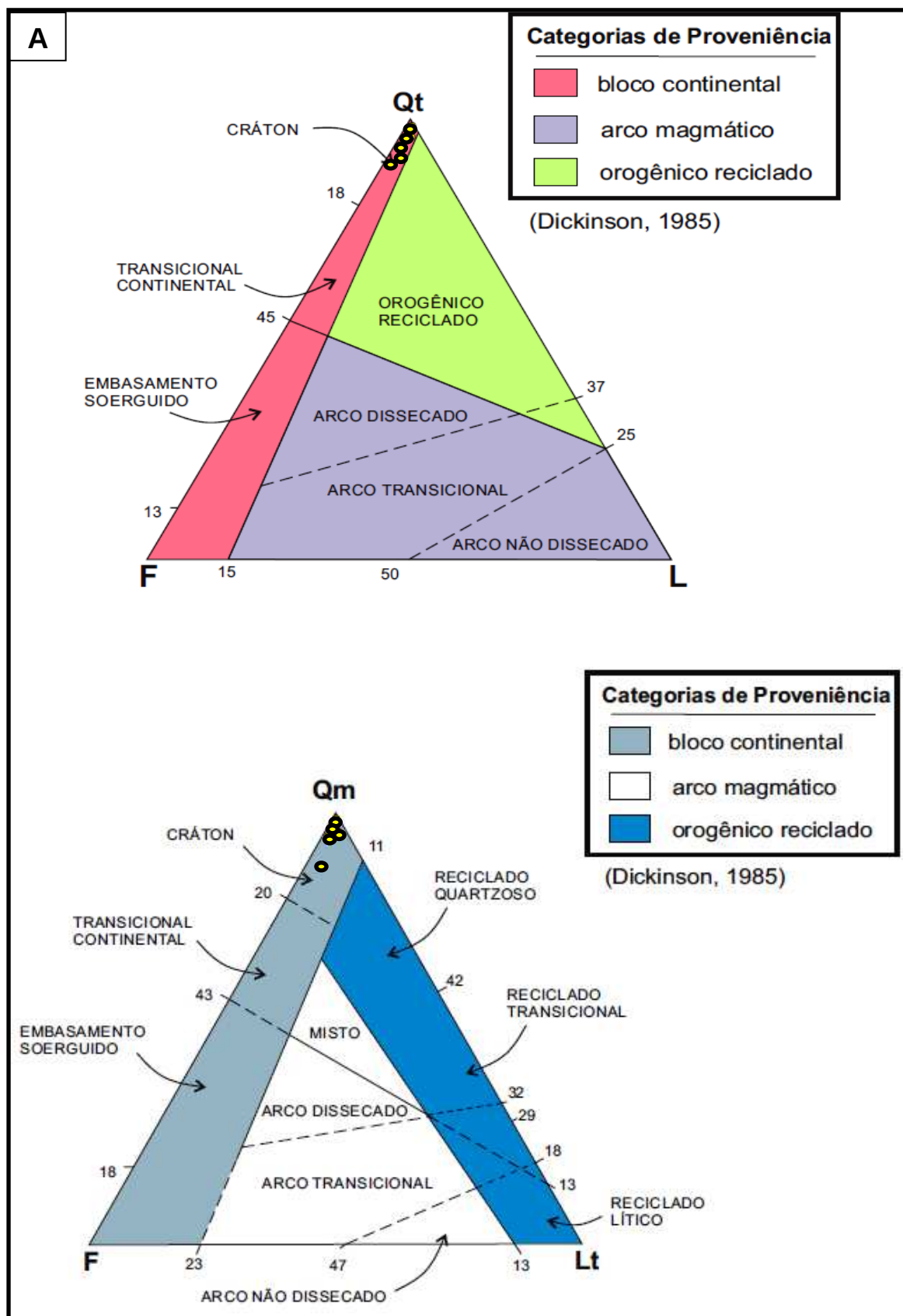
Para os arenitos da Formação Iborepi, as composições modais, quando plotadas nos diagramas QtFL e QmFLt (Figura 84) demonstraram que a totalidade das rochas desta unidade apresenta proveniência de Ambiente Continental, especificamente, de interior cratônico, com maior maturidade mineralógica e estabilidade química.

Os campos correspondentes à proveniência a partir de cráton estável contêm 5 amostras compostas predominantemente quartzarenitos.

Regiões de cráton interior geralmente abrangem rochas graníticas, metamórficas e sedimentares, que produzem areias quartzosas, conforme ocorre com os arenitos quartzosos da Formação Iborepi.



**Figura 79** - Diagrama de tipos de proveniência tectônica com resultados totais de petrografia quantitativa, distribuição média dos grãos detríticos da Fm. Tacaratu, plotados nos diagramas QtFL e QmFLt de Dickinson (1985). No diagrama QtFL os vértices correspondem a 100% de quartzo total (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos líticos (vértice à direita do triângulo). No diagrama QmFLt os vértices correspondem a 100% de quartzo monocristalino, 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos líticos (vértice à direita do triângulo).



**Figura 80 - B)** Diagrama de tipos de proveniência tectônica com resultados totais de petrografia quantitativa, distribuição média dos grãos detríticos da Fm. Iborepi, plotados nos diagramas QtFL e QmFLt de Dickinson (1985). No diagrama QmFLt os vértices correspondem a 100% de quartzo monocrystalino, 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos líticos (vértice à direita do triângulo).

### 5.5.3 Minerais Pesados

Minerais pesados têm sido muito utilizados nos estudos de proveniência de rochas sedimentares, tendo em vista que permite correlações muito precisas entre assembleias encontradas nos sedimentos, ou rochas sedimentares, e suas prováveis rochas fontes.

Embora os minerais pesados sejam excelentes indicadores de áreas fontes, vários processos tendem a alterar a diversidade e abundância da assembleia original de minerais pesados nos sedimentos e nas rochas sedimentares. Esses processos se iniciam com o intemperismo na área fonte, antes mesmo da incorporação dos minerais pesados no ciclo sedimentar de transporte, até seu sítio final de deposição (MORTON E HALLSWORTH, 1994). Posteriormente, podem sofrer fragmentação mecânica durante o transporte, intemperismo durante o período de residência na planície aluvial, seleção hidráulica durante o transporte e deposição, e, por fim, sofrer os efeitos da diagênese durante o soterramento profundo (MORTON E HALLSWORTH, 1999). Ainda, segundo estes autores, de todos os processos, os mais importantes no controle da concentração e preservação dos minerais pesados, nos sedimentos e rochas sedimentares, são o hidráulico e a diagênese de soterramento.

#### 5.5.3.1 Minerais Pesados nos Arenitos Estudados

Nos arenitos das formações Ipu e Jaicós, os minerais pesados identificados foram opacos, zircão, turmalina, rutilo e titanita (este último presente só na Formação Ipu). Os opacos ocorrem em todas as amostras das duas unidades, em diferentes proporções, constituindo os mais abundantes minerais pesados; em seguida, ocorrem o zircão, rutilo, turmalina e titanita.

Os zircões apresentam-se na forma alongada, prismática, euédrica, com terminações bipiramidais, alto relevo e birrefringência alta (Figura 85A e B). Ocorrem também, na forma arredondada a subarredondada, na cor castanha. A titanita apresenta-se como grãos arredondados, amarronzados; a turmalina possui forma prismática, ocorre na cor azul e às vezes fraturada (Figura 85C). O rutilo, por sua vez, ocorre na forma prismática, arredondada e alongada, na cor marrom avermelhado (Figura 85D).

Os minerais pesados identificados na Formação Cariri mostraram variações em sua distribuição e diversidade. Sendo assim, nas porções inferior e intermediária desta formação, a assembleia destes minerais é representada por opacos (hematita e pirita), zircão, epidoto, rutilo, anatásio, titanita, anfibólio, granada e turmalina.

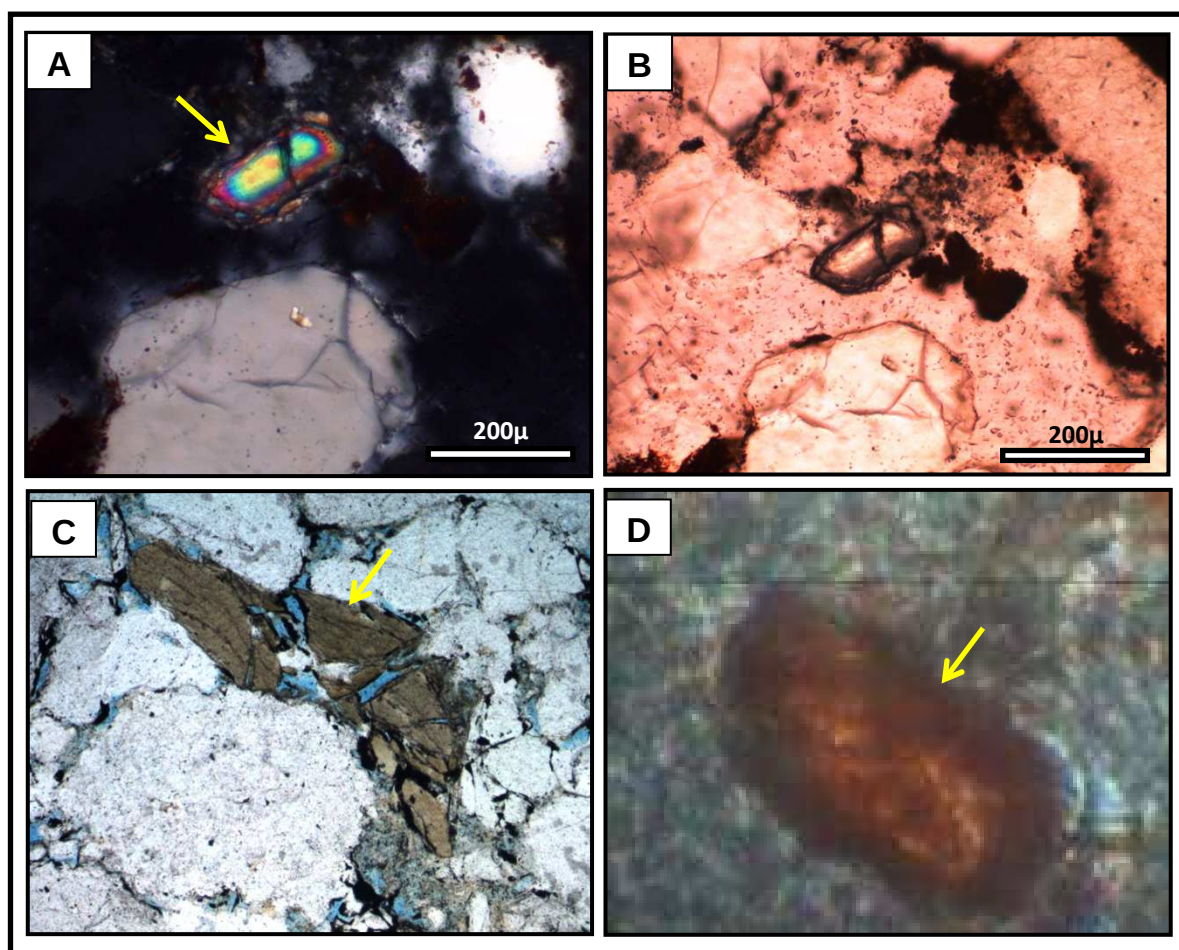
O zircão ocorre na forma prismática, euédrica, nas cores castanha, marrom, incolor e rosa, contudo, preferencialmente são castanhos. Esporadicamente ocorrem grãos



prismáticos, com zonação concêntrica (Figura 86A), com coloração amarelada ou castanha. Raramente, foram identificadas feições de dissolução (Figura 86C) e de fratura irregular, apenas em alguns grãos mais arredondados (Figura 86B).

A turmalina aparece na forma de grãos prismáticos, arredondados, com coloração verde e amarronzado. Alguns grãos apresentam fraturas irregulares e feição de dissolução (Figura 86D). Já o rutilo, este ocorre na forma de grãos prismáticos subédricos e arredondados, mostrando coloração marrom a avermelhada (Figura 86E). Os opacos são muito frequentes e ocorrem nas formas subarredondada e arredondada.

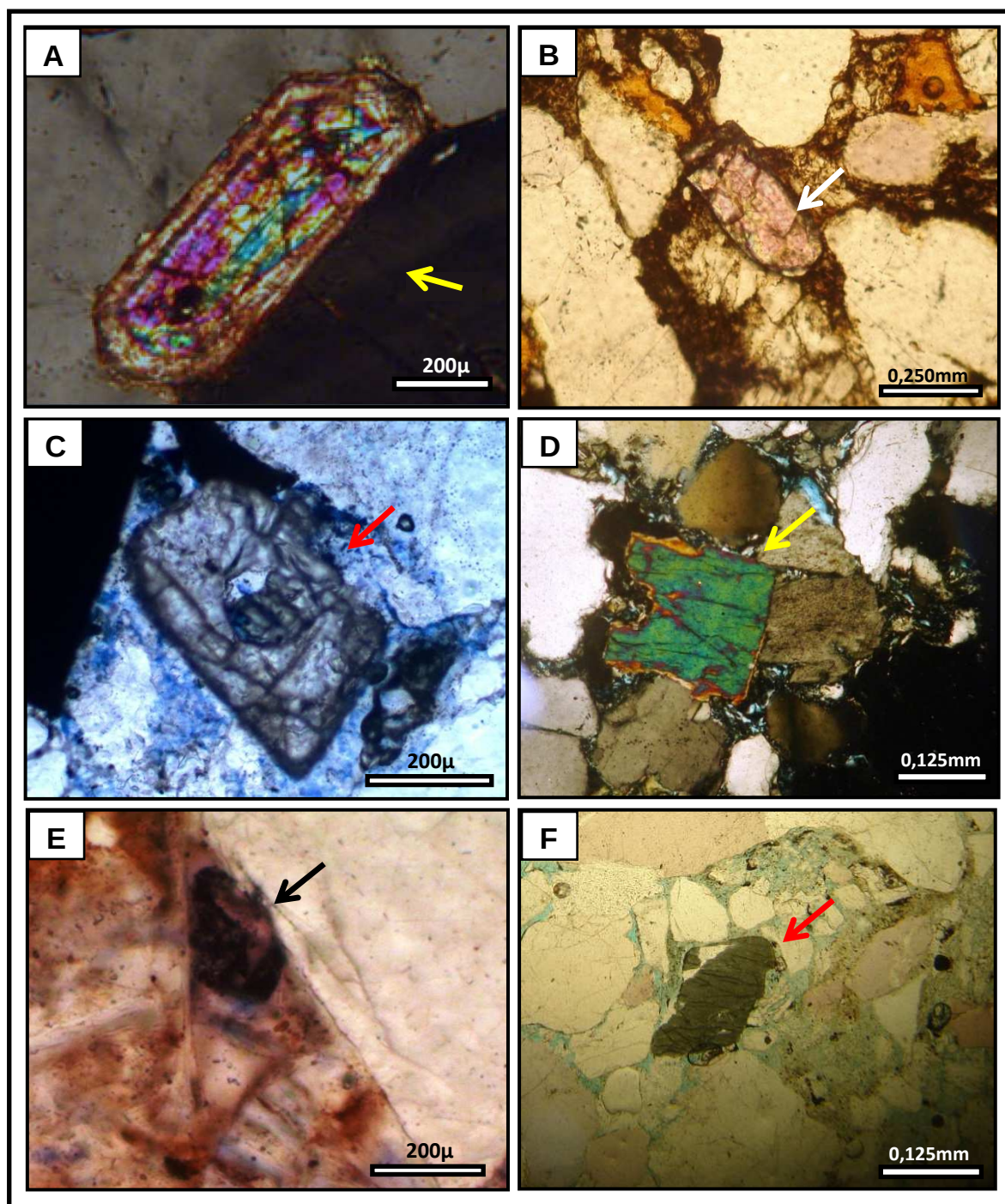
Os minerais pesados menos frequentes são o epidoto, a titanita, anfibólio, granada, biotita. O epidoto apresenta forma arredondada, exibe cor verde e tem relevo alto. A granada ocorre na forma arredondada e na cor marrom. O anfibólio, por sua vez, apresenta forma prismática e coloração verde (Figura 86F).



**Figura 81** - Fotomicrografias mostrando os principais minerais pesados presentes nos arenitos das formações Jaicós e Ipu: A) Zircão prismático (seta) (PX); B) Mesmo zircão da figura A em luz polarizada (seta) (P//); C) Turmalina fratura (setas) (P//), Fm. Jaicós; e D) Rutilo (seta) (PX), Fm. Ipu.

Na porção superior da Formação Cariri, a assembleia de minerais pesados é representada pelos opacos, zircão, titanita, rutilo e turmalina. A turmalina apresenta-se na

forma arredondada; algumas vezes, ocorre, apenas, como fragmentos, sendo de coloração alaranjada e esverdeada. Quanto aos zircões, estes mostram-se na forma arredondada a subarredondada, esporadicamente, na forma prismática. A titanita, por sua vez, ocorre na forma prismática, com relevo alto e na cor marrom. Nesta porção, a quantidade de opacos e de rutilo decresce, ocorrendo em menor quantidade.

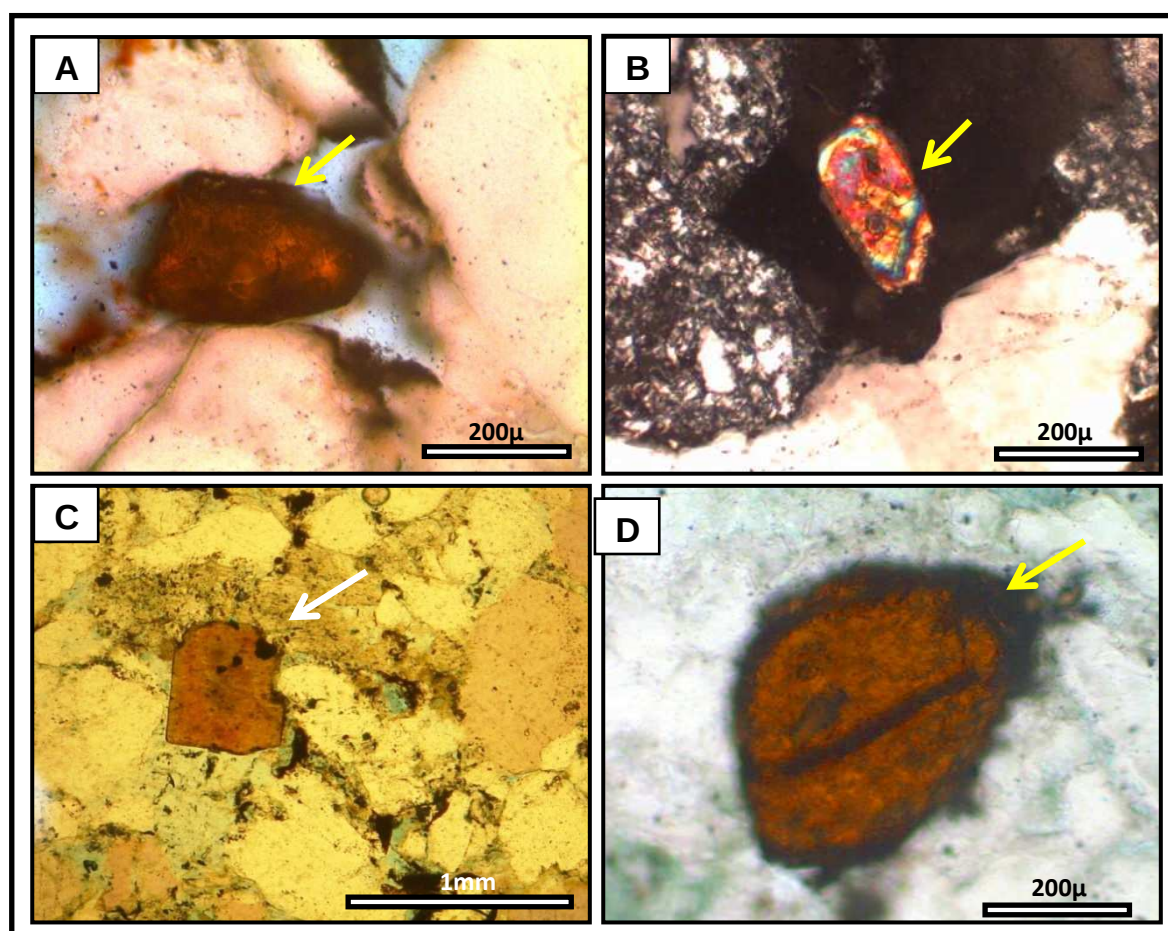


**Figura 82** - Fotomicrografias mostrando os principais minerais pesados presentes nos arenitos da Formação Cariri: A) Zircão prismático com zonação concêntrica (seta) (PX); B) Zircão prismático, arredondado (seta) (PX); C) Zircão arredondado com feições de dissolução no centro do grão (seta) (P//); D) Turmalina na forma prismática com fratura irregular (seta) (PX); E) Grão de rutilo na cor marrom avermelhado (seta) (P//); e F) Anfibólio com coloração verde (seta) (P//).



Os minerais pesados encontrados na Formação Tacaratu são: opacos, zircão e rutilo. O zircão apresenta-se apenas na forma arredondado e na cor marrom, identificado em todas as amostras analisadas, porém, sem variação. O rutilo ocorre na forma subarredondada, na cor castanha amarronzado/avermelhado (Figura 87A). O opaco, assim como o zircão, ocorre na forma arredondada e foi encontrado em todas as amostras.

Na Formação Iborepi, a assembleia de minerais pesados é dominada por opacos, zircão, rutilo e turmalina. Os grãos de zircões apresentam-se na forma prismática, frequentemente com terminações bipiramidais, arredondados, com arestas desgastadas, variando de castanho a marrom; alguns zircões mostram zoneamento. São observadas na superfície dos grãos, marcas de impacto e fratura irregular (Figura 87B, seta). Os grãos de turmalina mostram-se em formas prismáticas e arredondadas, com feição de dissolução na aresta dos grãos, com cores esverdeadas a marrom clara (Figura 87C). Com relação ao rutilo, este inclui grãos na forma arredondada, subédrico, mostrando coloração marrom a dourado amarronzado (Figura 87D). Os opacos, por sua vez, são mais frequentes, ocorrem na forma arredondada e na cor marrom escuro.



**Figura 83** - Fotomicrografias mostrando os principais minerais pesados presentes nos arenitos das formações Tacaratu e Iborepi: A) Rutilo subarredondado (seta) (P//), Fm. Tacaratu; B) zircão na forma prismática arredondado, com arestas desgastadas (seta) (PX), Fm. Iborepi; C) Turmalina forma prismática e arredondada, com feição de dissolução na aresta do grão (seta) (P//), Fm. Iborepi; e D) Rutilo na forma arredondada (seta) (P//), Fm. Iborepi.

## 5.6 DISCUSSÕES

### 5.6.1 Considerações sobre os Resultados da Análise Petrográfica

Os dados petrográficos referentes às rochas das formações Ipu, Jaicós, Cariri, Tacaratu e Iborepi, apresentam composição mineralógica variada, com predomínio de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos. Minerais acessórios como muscovita, opacos, zircão e rutilo, são comuns em todas as unidades. Argilominerais também estão presentes nestas rochas, principalmente esmectita, illita, caulinita e clorita.

A matriz encontrada nas rochas das formações Ipu e Jaicós é predominantemente arenosa. Contudo, nas formações Cariri, Tacaratu e Iborepi, embora ocorra matriz arenosa, predomina a argilosa.

As formações Ipu e Jaicós são compostas predominantemente por quartzo, com baixa porcentagem de feldspatos e fragmentos líticos, proporcionando uma composição quartzosa para estas rochas, tornando-as maduras, mineralogicamente. Os dados desta composição, quando plotados no diagrama de Folk (1968), concentram-se no campo de quartzarenito. Entretanto, a Formação Jaicós apresenta variação, com algumas amostras concentrando-se no campo de subarcóseo.

A baixa proporção feldspatos e fragmentos líticos, associada à presença de poucos processos diagenéticos, permite supor que a composição original das rochas das formações Ipu e Jaicós era quartzosa. Sabe-se que a diagênese é um dos fatores que muito modifica e altera a composição original das rochas. Nos arenitos destas unidades, observou-se que a dissolução e substituições de grãos foram pouco significativas, não podendo ser responsáveis pelas baixas proporções de alguns constituintes, como feldspatos, fragmentos líticos e alguns minerais instáveis.

A Formação Cariri revela uma boa variedade composicional, cujos dados concentram-se preferencialmente no campo do quartzarenito, subordinadamente, nos campos dos subarcóseo e sublitoarenito. Com relação às rochas das formações Tacaratu e Iborepi, estas apresentam uma composição predominantemente quartzosa, que, quando plotada no diagrama de Folk (1968), concentra-se no campo de quartzarenito.

A partir da análise composicional, verificou-se uma grande escassez de feldspatos, fragmentos líticos e diversidade de minerais acessórios para os arenitos da Formação Tacaratu. Assim como ocorre com as formações Ipu e Jaicós, a baixa porcentagem de feldspatos e fragmentos líticos, agregada à presença de poucos processos diagenéticos, sugere que a composição original destas rochas era quartzosa. Tendo em vista que houve pouca modificação diagenética, embora os arenitos da unidade Tacaratu tenham sido submetidos ao processo de dissolução de grãos (em proporção baixa).

Por outro lado, nos arenitos da Formação Iborepi, a baixa porcentagem de feldspatos e fragmentos líticos mostra que a composição original dessas rochas foi bastante modificada pela diagênese, tendo como resultado atual, composições mais quartzosas. Isto é comprovado pela variedade de processos e produtos diagenéticos identificados nas rochas desta unidade. Alguns destes processos são a caulinização de muscovita, substituição de feldspatos por illita e dissolução de grãos, que podem ser responsáveis pela baixa porcentagem dos feldspatos e fragmentos líticos.

Do ponto de vista textural, os resultados obtidos comprovaram que os arenitos das formações Ipu, Jaicós e Tacaratu são considerados imaturos, com mais de 5% de matriz deposicional, grãos pobremente selecionados e angulosos a subangulosos. Parte dos arenitos da Formação Cariri (parte superior) tem maturidade textural igual a dos arenitos da Formação Iborepi (alta maturidade), evidenciadas pela pouca presença de feldspatos, fragmentos líticos, ausência de minerais instáveis, melhor seleção e a quase ausência de argila. No entanto, as partes inferior e intermediária da Formação Cariri, apresentam teores de argila deposicional superiores a 5%, sendo classificadas como imaturas, do ponto de vista textural.

A variação na maturidade textural (imatura, submadura e madura) dos arenitos analisados, sugere variação nas condições deposicionais e de transporte. Por outro lado, a maturidade mineralógica, variando de imatura, submadura e madura, reflete as condições deposicionais, de transporte, natureza da rocha fonte e diagênese.

A maturidade mineralógica, estabelecida pelos índices **M** (FOLK, 1974) e **ZTR** (HUBERT, 1962), foi alta para as unidades Ipu, Jaicós e Tacaratu, indicando maior retrabalhamento dos sedimentos, provavelmente com mais de um ciclo sedimentar. Além disso, os minerais pesados com formas arredondadas e subarredondadas, também reforçam a ideia de alta maturidade destes depósitos. Já os arenitos que compõem a Formação Cariri, estes apresentam maturidade mineralógica variando de média (porção inferior e intermediária, classificadas como submaduras) a alta para os arenitos da porção superior (classificadas como maduras). Igualmente aos arenitos da porção superior da Formação Cariri, os arenitos da Formação Iborepi também são mineralogicamente maduros, com altos índice de **M** e **ZTR**.

Vale destacar que, tanto os arenitos da Formação Cariri (porção superior), quanto os da Formação Iborepi, apresentam bimodalidade textural, com bom arredondamento e seleção dos grãos, típicos de processos de remobilização eólica. Em contraposição, os arenitos das formações Ipu, Jaicós e Tacaratu não apresentam nenhuma evidência retrabalhamento eólico.

Com relação aos argilominerais, análises por difratometria de raios-X, auxiliada pela microscopia eletrônica de varredura com EDS e WDS, revelaram uma assembleia de



argilominerais representada pela esmectita, caulinita, illita, clorita e interestratificados de illita-esmectita e clorita-esmectita.

Nas formações Ipu, Jaicós e Tacaratu, a caulinita constitui o principal argilomineral, com maior ocorrência na Formação Jaicós. Nas formações Jaicós e Tacaratu, a caulinita identificada é, sobretudo, diagenética, formada pela alteração e transformação de minerais menos estáveis como feldspatos e, às vezes, muscovitas.

As análises revelam semelhança mineralógica entre as amostras das formações Cariri e Iborepi, com predominância de argilominerais do tipo esmectita e illita para ambas, além da caulinita e traços de clorita.

A ocorrência de illita restringe-se apenas às formações Cariri e Iborepi; são diagenéticas e apresentam-se como cutículas e franjas bordejando grãos. Formaram-se principalmente pela substituição de feldspatos e mica (muscovita). A clorita é muito rara, sendo encontrada nas formações Jaicós, Cariri e Iborepi como traços, às vezes, associadas à illita. Nos arenitos Cariri, também ocorrem interestratificados de esmectita-clorita.

Com base no exposto acima, é possível afirmar que as formações Cariri e Iborepi apresentam uma assembleia de argilominerais mais diversificada, em relação as demais formações (Ipu, Jaicós e Tacaratu).

Cabe ainda ressaltar que parte das cutículas de argila infiltrada são constituídas por camadas mistas (interestratificados) de illita-esmectita na Formação Cariri e, illita, na Formação Iborepi. Estes interestratificados podem ter evoluído a partir de esmectitas detríticas infiltradas (MORAES & DE ROS, 1990), uma vez que, nas rochas da Formação Cariri o argilomineral predominante é a esmectita. Nesta formação, a illita ocorre como agregados, preenchendo parcialmente poros intergranulares, às vezes substituindo grãos de feldspatos. A illita da Formação Cariri apresenta morfologias semelhantes às identificadas na Formação Iborepi.

Com relação à gênese dos argilominerais, as esmectitas formam-se na natureza pela alteração de minerais ferromagnesianos, feldspatos cálcicos ou vidro vulcânico, devido ao processo de intemperismo ou a partir de soluções hidrotermais. São comuns como produtos de intemperismo de rochas ígneas e metamórficas, ricas em cálcio, magnésio e ferro, em meio não ácido e com pouca lixiviação, o que concentra íons (MICHELLI, 2003).

A autigênese da esmectita está associada a condições de intemperismo químico inibido, de águas intersticiais alcalinas ricas em sílica e cátions dissolvidos. Desenvolvem-se em ambientes sob condições de climas áridos e semiáridos, cuja principal característica é a baixa precipitação pluviométrica.

A compactação e adsorção de potássio e de magnésio, em função do aumento de profundidade e do tempo, diminui a presença da esmectita nas rochas antigas (GRIM, 1968).

Com relação às caulinitas, estas são produtos do intemperismo, formam-se nos solos sob condições de pH ácido, com boa drenagem e intensa lixiviação. Em geral, são mais comuns em regiões de intemperismo tropical, cujo clima é quente e úmido.

As ilitas formam-se a partir de alterações por intemperismo de minerais micáceos, especialmente sericita, oriunda das rochas plutônicas e metamórficas nas áreas constituintes ou ilitas preexistentes nas rochas sedimentares e, ainda, pelo intemperismo de silicatos de alumínio, como feldspatos e outros minerais. Pode formar-se diageneticamente por precipitação direta de soluções ricas em potássio, ou por transformação de caulinitas e esmectitas (MICHELLI, 2003).

É importante dizer que a compactação proporcionada pelo soterramento profundo, além do aumento da temperatura, favorece o rearranjo da estrutura da ilita com a adsorção de íons de potássio. Em condições de alta evaporação cátions divalentes ( $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$ ) tornam-se altamente concentrados, floculam sílica, e formam argilominerais como esmectita (montmorilonita) e ilita (MICHELLI, 2003).

Quanto às cloritas, elas são comuns em rochas de baixo grau metamórfico, podendo ocorrer também, em rochas ígneas e como produto de alteração hidrotermal de minerais ferromagnesianos.

Ressalta-se que, na diagênese inicial, formam-se interestratificados de clorita/esmectita; com soterramento profundo e o avanço da diagênese, a temperatura aumenta e, justamente com as condições geoquímicas ricas em  $\text{Mg}^{2+}$ , podem ordenar as estruturas e formar corrensita e por fim, clorita (MICHELLI, 2003).

Destaca-se ainda que, todos estes argilominerais foram detectados pelo microscópio óptico convencional, DRX e MEV acoplado ao EDS e WDS.

### 5.6.2 Considerações sobre os Resultados da Análise Diagenética

As rochas analisadas, de modo geral, são marcadas pelos estágios da eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese, contudo, variando entre as unidades estudadas os processos diagenéticos presentes, com menor número para as formações Ipu, Jaicós e Tacaratu, e maior número de processos para as rochas das unidades Cariri e Iborepi.

Destaca-se que praticamente os mesmos eventos diagenéticos identificados na Formação Cariri, também ocorrem na Formação Iborepi. Da mesma forma, acontece entre as unidades Ipu, Jaicós e Tacaratu, onde os mesmos eventos são comuns às três unidades.

A Formação Cariri apresenta uma variação diagenética mais complexa, se comparada com as demais formações. Provavelmente esta complexidade deve-se à herança faciológica, com maior diversidade mineralógica (composição quartzosa, feldspática, minerais acessórios e conteúdo de argilominerais) e história de soterramento mais longa.

Embora as formações Ipu e Jaicós façam parte da mesma bacia e mesma sequência deposicional (paleozoica), as rochas da Formação Ipu apresentam sutil diferença composicional detrítica e diagenética, se comparada com a Formação Jaicós.

O evento diagenético de infiltração mecânica de argila ocorreu em todas as rochas estudadas, atuando, contudo, com intensidades diferentes. Este evento quase não atuou nas rochas pertencentes às formações Ipu (principalmente), Jaicós e Tacaratu. No entanto, nos arenitos das formações Cariri e Iborepi a infiltração de argila agiu com maior intensidade, sobretudo nos arenitos Cariri. Este fato sugere provável clima árido para época de deposição dos sedimentos destas duas formações (Cariri e Iborepi).

A infiltração mecânica de argila é comum em sistemas deposicionais aluviais desenvolvidos em ambientes de climas árido e semiárido, onde o nível freático profundo, muito abaixo do leito dos canais, permite a infiltração episódica de águas de enxurradas com grande quantidade de argila em suspensão que decanta na superfície dos grãos, onde aderem (DE ROS, 1985).

As rochas da Formação Iborepi e das porções intermediária e superior da Formação Cariri, diferenciam-se das rochas das demais formações pela maior abundância e ocorrência de argila infiltrada com texturas de encolhimento e ponte, não evidenciadas nas demais unidades.

Nos arenitos das unidades Cariri e Tacaratu, onde predomina o cimento ferruginoso, a dissolução de minerais pesados deve ter contribuído para precipitação de óxido/hidróxido de ferro.

Segundo Walker (1976), parte dos cimentos de hematita em arenitos seria formada pela alteração diagenética de minerais portadores de ferro (biotita, anfibólio, piroxênio, magnetita e óxidos de ferro e titânio).

Nas rochas das formações Cariri e Tacaratu, ocorrem minerais pesados formados por óxidos de ferro (provavelmente magnetita) e titânio (anatásio e titanita); está presente, também, alteração de biotita para clorita, liberando dessa forma, o elemento ferro.

Na Formação Tacaratu, as finas cutículas de óxido/hidróxido de ferro circulando grãos, provavelmente contribuíram para inibir o desenvolvimento de processos diagenéticos posteriores, preservando a porosidade primária.

Em alguns arenitos das porções inferior e intermediária da Formação Cariri, a cimentação precoce por óxido/hidróxido de ferro pode ser responsável pela preservação dos constituintes primários do arcabouço (inclusive da porosidade primária), durante a compactação mecânica.

A cimentação por óxido de ferro tem sido estudada por vários autores, entre eles, Turner (1980) e De Ros e Moraes (1984). Segundo Turner (1980), a dissolução de minerais ferromagnesianos, como biotita, hornblenda e piroxênio, estimularia a liberação de íons  $K^+$ ,

$\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Al}^{+3}$ ,  $\text{Si}^{+4}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{Fe}^{+2}$  e  $\text{Mn}^{+2}$  nas soluções intersticiais, os quais, serviriam de fonte para minerais autigênicos.

De acordo com De Ros e Moraes (1984), as cutículas de óxidos/hidróxidos de ferro que circundam os grãos detríticos, com o soterramento, estabilizam-se como hematita. Em geral, a cimentação por óxido/hidróxido de ferro é assinalada por finas películas de hematita e/ou goetita que se precipitam sobre a superfície dos grãos detríticos. Este tipo de cimento geralmente se forma sob condições oxidantes no estágio inicial de soterramento dos sedimentos (eodiagênese), ou quando o material foi reexposto à superfície (telodiagênese).

Assim como ocorreu com o evento de infiltração de argila, também aconteceu com a compactação mecânica e química. Estes eventos atuaram de forma pouco significativa nas rochas das formações Ipu, Jaicós e Tacaratu. Contudo, a atuação de ambos os processos nas rochas das formações Cariri e Iborepi foi muito importantes (tiveram grande atuação).

Os grãos fraturados, as muscovitas dobradas e os contatos suturados e côncavo-convexos, comuns nos arenitos das porções intermediária e superior da Formação Cariri, confirmam forte compactação mecânica e sugerem que o soterramento desses arenitos pode ter atingido grandes profundidades. Esta compactação pode ter sido influenciada por processo de subsidência acentuada da bacia, porém, curta, não atingindo os arenitos da porção inferior.

Fatores como empacotamento aberto, a ausência de grãos dúcteis compactados e de muscovitas curvadas entre grãos, nos arenitos da porção inferior da Formação Cariri, indicam que os referidos arenitos praticamente não sofreram eventos de compactação mecânica e que seu soterramento foi raso.

Nos arenitos Tacaratu, os eventos de compactação mecânica foram observados apenas nas poucas muscovitas dobradas e alguns grãos rígidos fraturados. Estas evidências mostram uma compactação pouco atuante nestes arenitos.

Examinando arenitos de diferentes composições, idades e profundidades, Füchtbauer (1967 *apud* DE ROS, 1985) concluiu que os rearranjos texturais físicos, denominados compactação mecânica, representam o processo responsável pela redução de porosidade, mas isto ocorre quando esta compactação atua de forma intensa, e que sua atuação se concentra nos primeiros 1.000 metros de soterramento, diminuindo abaixo de tal profundidade.

A compactação mecânica ocorre em resposta à crescente pressão de soterramento com o aumento da profundidade, na mesodiagênese, mas pode ocorrer a pequenas profundidades, logo após o soterramento, no domínio eodiagenético (DE ROS e MORAES, 1984). Os produtos gerados incluem a rotação e fraturamento de grãos rígidos e esmagamento de grãos dúcteis.

Com relação à compactação química, característica do estágio mesodiagenético, refere-se à dissolução por pressão dos grãos ao longo de seus contatos tangenciais, onde a concentração de tensões é máxima. Este tipo de compactação também provoca a dissolução por pressão entre os contatos grão-a-grão, ou dissolução da rocha, sendo ocasionada pela sobrecarga sedimentar (CAETANO-CHANG e TAI, 2003).

Durante o soterramento, a dissolução por pressão dos grãos produz contatos suturados e côncavo-convexos entre os mesmos. Em geral, o quartzo é mais afetado por este processo (De ROS e MORAES, 1984). Subordinadamente, têm-se, os feldspatos, representados por dissolução parcial ou total.

Assim, as rochas da Formação Cariri, tanto da porção inferior quanto superior, apresentam grandes evidências de compactação mecânica e química, sendo caracterizadas pela presença de grãos rígidos fraturados, contatos suturados e côncavo-convexos, esmagamento de grãos dúcteis e superfície estilolítica. Estas características indicam que a compactação mecânica e química ocorreu de forma bastante atuante nestas rochas, e que o soterramento pode ter atingido grandes profundidades, com a evolução termomecânica da Bacia do Araripe.

Na Formação Cariri, os resultados da compactação química são mais evidentes nas rochas da porção superior (quartzoarenitos), alcançando principalmente os grãos de quartzo. Este tipo de compactação marca o final da eodiagênese e aumenta consideravelmente na mesodiagênese.

O processo de cimentação por sílica (mesodiagênese) foi reconhecido em várias amostras, sendo mais marcante nos arenitos das formações Cariri e Iborepi, quando comparado com os arenitos das formações Ipu, Jaicós e Tacaratu. Nos arenitos das formações Ipu e Tacaratu, o crescimento secundário de quartzo teve valores inferiores a 1%. Já nos arenitos da Formação Jaicós, a média percentual é inferior a 3%, sendo não preponderante. Com relação aos arenitos das formações Cariri e Iborepi, a cimentação por sílica foi bastante atuante, principalmente na Formação Cariri.

O cimento silicoso representado pelo crescimento secundário de quartzo comumente é precipitado em volta do grão de quartzo e se forma no estágio mesodiagenético. Este tipo de cimento encontra-se presente, sobretudo, nas amostras em que a infiltração de argila está ausente. Às vezes, a forma do grão original aparece delineada por películas de óxidos de ferro ou argilas (impurezas).

Crescimento secundário de quartzo em rochas com ausência de dissolução por pressão pode revelar deslocamento de água de formação de fontes profundas enriquecidas em sílica (por dissolução por pressão), ou indicar outra fonte. Outra fonte para a cimentação por sílica pode ser a dissolução de outros silicatos, como pó de sílica, que pode ser proveniente de abrasão dos grãos, principalmente se o sedimento for de origem eólica



(JESUS, 2004). Esta autora argumenta que a dissolução de anfibólios e piroxênios, a transformação de esmectita em illita e de feldspato em caulinita, também pode fornecer sílica.

Segundo Jesus (2004), frequentemente a água subterrânea é supersaturada em sílica e, se esta água entrar em contato com areias quartzosas em volume suficiente pode gerar cimentação por sobrecrecimento de quartzo.

A maioria dos modelos de cimentação por sílica refere-se a bacias profundas que sofreram subsidência rápida. Nestas bacias a cimentação por quartzo aumenta sistematicamente com a profundidade (DE ROS, 1998). Outros autores consideram que a cimentação por quartzo é episódica, relacionada ao rifteamento e circulação de fluidos quentes através das falhas (GLASMANN *et al.* 1989 *apud* BOCARDI, 2005). A abundância de cimentação por sílica também pode ser relacionada à disponibilidade de fluidos saturados em sílica, proporcionado por algum magmatismo que afetou a bacia.

O desenvolvimento de crescimento secundário de feldspatos é mais comum em feldspato potássico, mas ocorrem também em grãos de albita. São mais visíveis pela sua maior limpidez, em relação aos grãos, devido a sua maior resistência à alteração. Para formação de feldspato autigênico é necessário que as águas de formação sejam alcalinas, ricas em  $\text{Na}^+$  ou  $\text{K}^+$ ,  $\text{Al}^{3+}$  e  $\text{Si}^{4+}$ . Estes elementos são oriundos principalmente da hidrólise e dissolução de grãos menos estáveis do sedimento (JESUS, 2004).

A existência de feldspato autigênico é muito comum em arenitos feldspáticos de diversas profundidades, ainda que ocorra de forma subordinada volumetricamente, quando se compara com outros tipos de cimentos e sua presença tem sido associada à precipitação em condições eodiagenética ou mesodiagenética (MORAD *et al.*, 1990, 2000).

É importante ressaltar que grandes quantidades de argilas ou óxidos de ferro, sob a forma de cutículas, podem inibir o desenvolvimento de crescimentos secundários de quartzo e de feldspatos.

Geralmente, a origem da sílica para cimentação é atribuída à dissolução por pressão, no entanto, essa origem é amplamente discutida na literatura. Neste contexto, McBride (1989) sugere alguns tipos de fontes para procedência da sílica:

- 1- dissolução por pressão ao longo dos contatos entre grãos de composição silicática (contatos interpenetrativos e estilólitos) e reprecipitação local na forma de cimento;
- 2- dissolução de sílica amorfa, principalmente fragmentos vulcânicos e biogênicos;
- 3- transformação de esmectica em illita ou clorita, onde suas reações resultam em excesso de sílica dissolvida;
- 4- alteração de feldspatos detríticos e substituição pseudomórfica por caulinita, illita ou albita;

## 5- substituição de minerais silicáticos por carbonatos.

A ocorrência de sílica amorfa ou criptocristalina indica altas concentrações de sílica dissolvida na água de formação. A solubilidade da sílica é controlada pela temperatura e pH (TUCKER, 1991). O aumento da temperatura mesmo em profundidades rasas poderá gerar elevadas concentrações de sílica, proporcionando a precipitação de sílica amorfa ou criptocristalina (BATEZELLI *et. al*, 2005).

Quanto à porosidade secundária, esta encontra-se muito presente e bem representada nos arenitos das formações Cariri e Iborepi, porém, com pouca manifestação nos arenitos das formações Ipu, Jaicós e Tacaratu.

De modo geral, nota-se que, para as rochas analisadas a porosidade é menor e menos variada nos quartzarenitos do que nos subarcóseos e sublitoarenitos. Um aspecto importante que contribuiu para redução da porosidade nos quartzarenitos foi a cimentação por crescimento secundário de quartzo, especialmente nas amostras da Formação Cariri. Este tipo de cimentação reduz bastante o espaço intergranular das rochas.

Destaca-se, no entanto, que a porosidade primária nas rochas estudadas foi reduzida ainda na eodiagênese, devido à infiltração mecânica de argila.

É importante ressaltar que a porosidade secundária por contração de argila origina-se quando agregados maciços (massas compactas) são desidratados e quando são transformados em ilita, ocorrendo na mesodiagênese.

A cimentação por caulinita ocorre com maior frequência nos arenitos das unidades Jaicós e Cariri, sendo pouco expressiva nas unidades Ipu e Iborepi, e, ausente, na unidade Tacaratu.

No caso do cimento de clorita, este evento foi verificado nos arenitos das formações Jaicós, Cariri e Iborepi, sendo mais expressivo nas formações Cariri e Iborepi. Os principais processos de autigênese de clorita em arenitos e as principais fontes dos íons de Fe, Mg, Al e Si necessários para formação de cloritas autigênicas, incluem as reações de transformação de argilominerais, tanto nos lutitos associados, quanto nos próprios arenitos, a dissolução ou substituição de grãos de composição ferromagnésiana, tais como biotita, fragmentos vulcânicos máficos, intraclastos lamosos e minerais pesados, como anfibólios e piroxênios (BAHLIS, 2011).

Estudando os arenitos reservatórios do Jurássico de uma bacia sedimentar na Noruega, Morad (1990) registrou a cloritização de biotitas e propôs que a alteração dessas biotitas foi potencial fonte de  $Fe^{2+}$  Mg para autigênese das cloritas. Este autor observou que essa transformação ocorre predominantemente em profundidades superiores a 3.000m.

A cimentação por pirita ocorre apenas em algumas amostras da Formação Cariri, concentrando-se nas amostras das porções inferior e intermediária. Segundo Morad (1991), a cloritização de biotita constitui uma fonte de ferro importante para precipitação de pirita.

A existência de óxido de titânio como fase autigênica foi identificada somente nos arenitos da Formação Cariri (porção inferior). De acordo com De Ros (1985), a ocorrência de minerais autigênicos de titânio raramente é descrita em arenitos, sendo mais conhecidas algumas concentrações superficiais em bauxitas e em silcretes. A fonte mais óbvia de minerais de titânio é a dissolução de silicatos ferromagnesianos que possuem esse elemento em teores subordinados na estrutura. O anatásio autigênico está associado à dissolução de minerais detríticos portadores de titânio, como a magnetita titanífera, esfero, ilmenita, biotita, piroxênios e anfibólios. Estes três últimos minerais supracitados foram identificados em várias amostras da Formação Cariri. Desta forma, é possível que o anatásio presente nesses arenitos tenha sido gerado a partir da dissolução de biotita, anfibólio e piroxênio.

A cimentação por calcita foi encontrada unicamente em algumas amostras da porção inferior da Formação Cariri e da Formação Iborepi, constituindo um dos cimentos menos abundante nestes arenitos. Do ponto de vista quantitativo, a presença do cimento de calcita é tão parca que, praticamente não vai influenciar na redução da porosidade destas rochas. No entanto, vale ressaltar que, com o aumento da profundidade e temperatura, aumenta, também, as reações químicas e a calcita pode ser precipitada.

O processo de dissolução de grãos de feldspatos nas rochas estudadas é mais intensa nas amostras provenientes das unidades Cariri e Iborepi. Em algumas amostras da Formação Cariri, após a dissolução de grãos, ocorre o preenchimento do espaço gerado por tal processo, por óxidos/hidróxidos de ferro.

É comum a dissolução de grãos de feldspatos em rochas sedimentares. Sendo assim, foram identificados grãos de feldspatos parcial ou totalmente dissolvidos nos arenitos das formações Jaicós, Cariri, Tacaratu e Iborepi, ocorrendo com frequência ao longo dos planos de clivagem, maclas e no centro dos grãos.

Nas formações Cariri e Iborepi, igualmente foi observada a dissolução de grãos de quartzo e outros grãos não distintos, indicando ambiente lixiviante.

Provavelmente, os ambientes das formações Jaicós, Cariri, Tacaratu e Iborepi, foram atingidos por águas meteóricas ácidas, provocando a dissolução destes feldspatos nas partes mais superficiais das bacias, bem como, podem ter sido atingidas também, por água conata nas partes mais profundas das bacias analisadas.

De acordo com McBride (1985), uma quantidade considerável de minerais detríticos se envolve em algum tipo de dissolução que pode ser originada por infiltração de água meteórica (água de circulação atmosférica), que ocorre nas partes mais superficiais, rasas e

intermediárias da bacia, ou por água conata (água depositada junto com os sedimentos), atuante nas partes mais profundas da bacia.

A dissolução de constituintes instáveis e estáveis como feldspatos e quartzos, respectivamente, constitui um processo importante no estágio mesodiagenético. No entanto, a dissolução de feldspato também compõe modificações telodiagenéticas importantes.

Nas formações Cariri e Iborepi, igualmente foi observada a dissolução de grãos de quartzo e outros grãos não distintos, indicando ambiente lixiviante.

Com relação ao processo de alteração e substituição de grãos, os arenitos da Formação Cariri mostram, com frequência, alterações de micas (muscovita e biotita) e de feldspatos. O produto de alteração dos feldspatos é representado por caulinitização parcial e total, ilitização e esmectização. Já os produtos de alterações da biotita e muscovita são representados, principalmente, pelo processo de caulinitização. Provavelmente, a alteração de grãos para ilita e esmectita, ocorre devido ao aumento da instabilidade dos argilominerais com o aumento da profundidade (soterramento). Nas formações Jaicós e Iborepi, também foram identificadas alteração e substituição de grãos por argilominerais.

Foi observado nos arenitos da Formação Cariri, ainda que em quantidades muito pequenas, a presença de algumas biotitas se alterando para óxido de ferro e cloritizando intraclasto argiloso, formando pseudomatriz e sendo substituída por clorita, além da alteração de argila infiltrada para opacos. Entretanto, é a caulinitização de muscovita o produto de alteração mais representativo nestes arenitos. Algumas vezes ocorre a substituição total de feldspatos, biotitas e muscovitas por caulinita, bem como, a substituição de feldspato por esmectita e ilita.

O processo de alteração de biotita para clorita libera o elemento ferro. Este por sua vez, liberado das reações de alteração da biotita pode ocorrer como íons férrico ou ferroso, dependendo das condições de Eh e pH vigente, onde o íon ferroso ( $\text{Fe}^{2+}$ ) continua em solução ou é incorporado às fases autigênicas como pirita e esmectita, enquanto que, o íon férrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ), pouco solúvel, precipita como óxido/hidróxido de ferro (WALKER, 1976, *apud* MORAD 1991).

Grãos de feldspatos e muscovitas, pouco e por vezes muito alterados, ocorrem nas porções inferior, intermediária e superior da Formação Cariri. Por outro lado, a alteração da biotita encontra-se tão somente nas porções inferior e superior.

Nos arenitos das formações Ipu, Jaicós, Tacaratu e Iborepi, ocorrem somente alterações e substituição de muscovitas para caulinita (caulinitização parcial e total). A alteração e substituição de muscovita para caulinita pode ter ocorrido devido à percolação de fluidos lixiviantes em profundidade raras, que dissolveram muscovitas e, subordinadamente, feldspatos.

### 5.6.3 Considerações sobre os Resultados da Análise de Proveniência

As composições de todas as rochas estudadas, colocadas nos diagramas QFL e QmFLt, foram analisadas segundo o método Gazzi-Dickinson para discriminar suas proveniências no ambiente tectônico. Assim, os estudos mostraram que as rochas de todas as unidades apresentam proveniência predominantemente de Ambiente Continental, especificamente, de interior cratônico, na classificação de Dickinson (1985). Contudo, nas formações Cariri e Jaicós, algumas amostras concentram-se no campo de orógeno reciclado.

As inferências prévias sobre as composições das áreas fontes das formações Ipu e Jaicós apontam para rochas predominantemente metamórficas, com pouca proporção de feldspatos, plagioclásio e predominância de fragmentos líticos metamórficos.

Os quartzarenitos das formações Ipu e Jaicós sugerem proveniência de blocos continentais, constituídos de rochas ígneas e metamórficas de interior cratônico, com predomínio de rochas metamórficas. Entretanto, os subarcóseos da Formação Jaicós evidenciam proveniência de orógenos reciclados, caracterizando cinturões dobrados, abrangendo estratos supracrustais deformados e soerguidos (DICKINSON, 1985).

Segundo o autor supracitado, regiões denominadas de blocos continentais são regiões consolidadas tectonicamente, formadas de cinturões orogênicos antigos. Sedimentos procedidos dessas regiões mostram-se com alta maturidade composicional, com baixas concentrações de feldspatos.

Nas formações Ipu e Jaicós, é possível que o baixo conteúdo de feldspatos, fragmentos líticos e ausência de minerais menos resistentes estejam relacionados à atuação de vários ciclos sedimentares, tendo em vista o grande intervalo de tempo entre o final da Orogênese Brasileira e a deposição desses sedimentos.

As rochas que compõem estas unidades apresentam imaturidade composicional, grãos angulosos e mal selecionados, sugerindo uma aproximação ente os sedimentos e área fonte, uma vez que, sedimentos imaturos evidenciam um rápido transporte com pouca atuação de intemperismo químico e físico.

A composição detrítica dos arenitos das porções inferior e intermediária da Formação Cariri, conforme os diagramas QtFL e QmFLt de Dickinson (1985), revelou que estes arenitos apresentam proveniência de blocos continentais, a partir de cráton estável, com reciclagem orogênica, caracterizando soerguimento do relevo, podendo este soerguimento ter sido motivado por evento tectônico na borda da bacia, que mostra-se bastante falhada.

É importante destacar que os arenitos dessas porções ocorrem próximo à borda da bacia, onde acumularam-se diretamente sobre o embasamento pré-cambriano, que também circunda a bacia.



Desta forma, a combinação dos dados petrográficos, com a catodoluminescência e o campo de rochas continentais do diagrama QmFLt, indicam que a área fonte da Formação Cariri tem uma composição mineralógica compatível com as rochas do embasamento da própria bacia (granito, gnaiss, xisto, filito, ardósia e quartzito) e embasamento de áreas adjacentes, como o Grupo Cachoeirinha, constituído por filitos, micaxistos, metassiltitos, metarenitos, metarcóseo, paragnaisse, metavulcânicas ácidas e básicas; a Suíte granitóide Itaporanga, constituída principalmente por granito e granodiorito; e o Complexo Piancó, constituído predominantemente por biotita-hornblenda gnaisses, em parte migmatizados, e micaxistos, anfibolitos. Isto também pode ser comprovado quando se considera a assembleia de minerais pesados presentes nestes arenitos, representada por zircão, granada, turmalina, piroxênio, titanita, rutilo, epidoto e anfibólio (hornblenda) que são provenientes de fontes ígneas e metamórficas, além da associação de fragmentos de granito, xisto, filito e gnaiss, identificados.

Por outro lado, a composição detrítica dos arenitos da porção superior desta formação, segundo os diagramas QtFL e QmFLt de Dickinson (1985), mostrou que os depósitos desta porção apresentam proveniência apenas de blocos continentais, a partir de cráton estável, com alta maturidade textural e composicional.

Ressalta-se ainda que as áreas de proveniência da Formação Cariri também são representadas por maior proporção de rochas metamórficas de baixo grau e coberturas sedimentares mais antigas. Isto também explica a maior diversidade mineralógica e maior quantidade de minerais do grupo dos filossilicatos e minerais resistentes encontrados nestas rochas.

As regiões denominadas de “Blocos Continentais” são consideradas tectonicamente deformadas por cinturões orogênicos antigos amalgamados. Por outro lado, “Orógenos Reciclados”, caracterizando cinturões dobrados, englobam estratos supracrustais deformados e soerguidos, formados predominantemente por rochas metassedimentares (DICKINSON, 1985).

Ainda, segundo o autor acima citado, sedimentos provenientes de regiões de cráton estável, comumente apresentam alta maturidade textural e composicional, com baixas concentrações de feldspatos e líticos. Isto ocorre com os arenitos da porção superior da Formação Cariri e os arenitos da Formação Iborepi. No entanto, é importante ressaltar ainda que a baixa concentração de feldspatos e fragmentos líticos nos arenitos acima mencionados também pode estar relacionada à diagênese que afetou estas rochas.

Arenitos derivados de blocos continentais de margem passiva apresentam discriminação de proveniência mais limitada, devido à presença mais frequente de feldspatos, o qual é um dos constituintes mais instáveis, sendo facilmente alterados pelos agentes externos e diagênese (REMUS et al., 2008).

Segundo Freitas (2008), a direção média de paleocorrentes da Formação Cariri sugere que sua área fonte estava situada a norte da Bacia do Araripe. Assine (1992) registrou o padrão de paleocorrentes da referida formação como sendo norte-nordeste. Desta forma, observa-se semelhança entre as duas interpretações, o que nos permite dizer que é provável que a área fonte dos depósitos da Formação Cariri também estava situada a norte do Lineamento Paraíba.

As formações Tacaratu e Iborepi indicam proveniência de interior cratônico, conforme valores posicionados nos diagramas QtFL E QmFLt.

Igualmente a Formação Cariri, a Formação Iborepi também indica provável área fonte localizada a norte do Lineamento Paraíba. A combinação dos dados petrográficos, com a catodoluminescência e o campo de rochas continentais do diagrama QmFLt, indicam que a área fonte da Formação Iborepi tem uma composição mineralógica compatível com as rochas da Suíte granitóide Itaporanga, constituída principalmente por granito e granodiorito; e do Grupo Cachoeirinha, constituído por filitos, micaxistos, metassiltitos, metarenitos, metarcóseo, paragnaisse, metavulcânicas ácidas e básicas.

A mineralogia presente nas áreas fontes da Formação Tacaratu mostra-se diferente da mineralogia presente nas áreas fontes da Formação Cariri. A escassez de feldspatos e fragmentos líticos, bem como a ausência de alguns minerais menos resistentes (fisicamente e quimicamente) e a pouca atuação da diagênese nos arenitos Tacaratu, sugere que os sedimentos desta unidade passaram por mais de um ciclo sedimentar. Isto pode explicar a maior maturidade mineralógica e estabilidade química destas rochas.

Com relação aos arenitos da Formação Iborepi, a mineralogia é semelhante com a mineralogia da porção superior da Formação Cariri, onde a escassez de feldspatos, fragmentos líticos e ausência de minerais menos resistentes nos sedimentos destas unidades pode ser explicada pelas alterações diagenéticas, justificando a maior maturidade mineralógica e estabilidade química destas rochas, uma vez que foram identificados vários processos diagenéticos nas duas unidades mencionadas.

A utilização do diagrama QtFL também mostrou a maturidade mineralógica e estabilidade química em algumas amostras. As amostras das formações Ipu, a maior parte da Formação Jaicós, Tacaratu, Iborepi e Cariri (porção superior) apresentaram maior maturidade mineralógica e estabilidade química. As amostras de pequena parte da Formação Jaicós e das porções inferior e intermediárias da Formação Cariri revelaram menor maturidade mineralógica e estabilidade química.

Quanto aos minerais pesados, foi possível observar que os zircões e turmalinas apresentam proporções maiores nos arenitos das partes proximais de leques aluviais e de sistemas fluviais entrelaçados dos depósitos de todas as formações estudadas, provavelmente devido a maior energia destes ambientes. Já os arenitos das partes mais

distais, ocorre menor proporção destes minerais, que também pode estar relacionada a menor energia do ambiente.

Os minerais pesados, como zircão, turmalina, rutilo e granada, indicam proveniência mista, com histórias distintas para os arenitos estudados, principalmente os das formações Cariri e Iborepi, que apresentam maior proporções destes minerais. A presença de grãos arredondados e subarredondados dos zircões, turmalinas e rutilos assinalam origem metamórfica e caráter multicíclico, que é consistente com a maturidade composicional (madura). Já os grãos de zircões e turmalinas euédricos e subédricos indicam origem primária, de rochas ígneas.

É importante ressaltar ainda que, a técnica da catodoluminescência foi de suma importância para este trabalho, tendo em vista que permitiu distinguir três tipos de quartzo nos arenitos da Formação Cariri (de origem ígnea, metamórfica e vulcânica), identificar feldspatos potássico e sanidina, este último, comum em rochas vulcânicas, além da calcita e zircão. A catodoluminescência identificou, também, o predomínio de grãos de quartzo monocristalino metamórfico sobre o policristalino, indicando altos graus metamórficos (YOUNG, 1975). Todavia, observou-se a ocorrência de grãos de quartzo com forte extinção ondulante, ambaamentos e vacúolos, atestando proveniência de rochas vulcânicas e félsicas (FOLK, 1974; SCHOLLE, 1979).

#### **5.6.4 Considerações sobre Possíveis Correlações dos Arenitos Basais e suas Implicações Geotectônicas**

A história geológica de uma bacia sedimentar fica registrada nas características físicas e químicas das rochas que a preenche, refletindo diretamente na tectônica formadora. Nas bacias interiores do Nordeste aflora rochas consideradas, em vários trabalhos, como sendo de idade paleozoica, como é o caso das formações Cariri (Bacia do Araripe) e Tacaratu (Bacia de São José do Belmonte), devido ao fato de estarem próximas à Bacia do Jatobá, além de outras bacias localizadas entre os Lineamentos Pernambuco e Paraíba.

Salvo alguns trabalhos pontuais mais recentes – vale citar Jardim de Sá (2007), não existem trabalhos que tenham como foco, os arenitos basais (das bacias estudadas neste trabalho) e a tentativa de correlacioná-los. Desta forma, conforme já mencionada anteriormente, a idade paleozoica atribuída às sequências basais das bacias do Araripe (Formação Cariri) e de São José do Belmonte (Formação Tacaratu), é controversa, bem como suas correlações com as sequências basais das bacias do Parnaíba e do Jatobá. Assim, com base nos dados apresentados nos capítulos anteriores é possível admitir a não correlação entre as referidas sequências.

A partir dos dados apresentados nos capítulos anteriores, acredita-se que as formações Iborepi, da Bacia de Lavras da Mangabeira, e Cariri, da Bacia do Araripe, têm as mesmas assinaturas geoquímicas, proveniências e histórias evolutivas (iguais). Diante deste fato, sugere-se que a Formação Cariri tenha idade de, no mínimo, do Jurássico Inferior.

Dentro deste contexto, o embasamento da Província Borborema assume papel fundamental na distribuição de sedimentos das bacias interiores. Acredita-se que em um passado remoto, existia regiões mais elevadas entre as bacias do Parnaíba e do Araripe (Lineamento Transbrasiliano), bem como, entre a Bacia do Araripe e a Bacia do Jatobá (Lineamento Pernambuco), servindo de barreira, impedindo a sedimentação paleozoica nas bacia do Araripe e de São José do Belmonte, isto é, entre os lineamentos Pernambuco e Paraíba havia um alto evitando que a sedimentação paleozoica avançasse interior adentro.

Considerando que as formações Cariri, Ipu e Jaicós não apresentam os mesmo eventos geotectônicos, é possível dizer que estas unidades não são correlatas.

## CAPÍTULO VI – CONCLUSÕES

A abordagem integrada usando como principais ferramentas a petrografia, microscopia eletrônica de varredura acoplada a EDS e WDS, difratometria de raios-X e catodoluminescência, permitiu caracterizar e classificar as rochas estudadas, além de inferir a natureza composicional das áreas fontes. Esta abordagem, aplicada às rochas das formações Ipu, Jaicós (Bacia do Parnaíba), Cariri (Bacia do Araripe), Tacaratu (Bacia de São José do Belmonte) e Iborepi (Bacia de Lavras da Mangabeira), forneceu informações importantes sobre diversos aspectos da história geológica destas unidades.

A caracterização faciológica permitiu identificar sete fácies e dez litofácies para a Formação Ipu; seis fácies e seis litofácies para Formação Jaicós (Bacia do Parnaíba). Estas unidades apresentam uma sedimentação que sugere associação de fácies de sistemas deposicionais glacial proximal, glácio-flúvio e de leque deltaico (Formação Ipu) e sistema fluvial entrelaçado associado a leques dominados por fluxos gravitacionais (Formação Jaicós). Na Formação Cariri (Bacia do Araripe) foram identificadas doze fácies e doze litofácies, associadas a sistemas de leques aluviais, fluvial entrelaçado, frente deltaica e depósitos eólicos. Na Formação Tacaratu, foram observadas três fácies e cinco litofácies associadas a sistemas de leques aluviais e fluvial entrelaçado. Já na Formação Iborepi, duas fácies e três litofácies, também associadas a sistemas de leques aluviais e fluvial entrelaçado.

Os arenitos das formações Ipu e Jaicós são classificados como quartzarenitos. Contudo, algumas amostras da Formação Jaicós são classificadas como subarcóseos. Os arenitos da Formação Cariri são classificados como quartzarenitos (porção superior), subarcóseos e sublitoarenitos (porções inferior e intermediária). Já as os arenitos das formações Tacaratu e Iborepi são classificados exclusivamente como quartzarenitos.

A diagênese que atua sobre as rochas estudadas é marcada pelos estágios da eo, meso e telodiagênese, cujas evidências abrangem: infiltração mecânica de argila; compactação (mecânica e química); cimentação, principalmente por óxido/hidróxido de ferro, sílica e caulinita, além de clorita, calcita e pirita; geração de porosidade secundária, sobretudo pela dissolução de grãos; alteração e substituição de grãos. No entanto, a diagênese nessas rochas ocorre em proporções diferenciadas, com grande número de processos diagenéticos para as rochas das formações Cariri e Iborepi e, menor quantidade



de processos, para as rochas das formações Ipu, Jaicós e Tacaratu. Isto significa dizer que as rochas das formações Cariri e Iborepi apresentam evolução diagenética mais complexa e constituem domínios com maior heterogeneidade diagenética.

Os processos diagenéticos identificados agiram com maior intensidade nas rochas das formações Cariri e Iborepi e, com menos intensidade, nas rochas das unidades Ipu, Jaicós e Tacaratu. Praticamente, os mesmos eventos diagenéticos identificados na Formação Cariri, ocorrem na Formação Iborepi; os mesmos eventos diagenéticos identificados na Formação Ipu, ocorrem nas formações Jaicós e Tacaratu.

Quanto ao aspecto de proveniência, os estudos revelaram que todas as unidades apresentam proveniência predominantemente de Ambiente Continental, especificamente, de interior cratônico. Contudo, nas formações Cariri e Jaicós, algumas amostras foram plotadas no campo de orógeno reciclado. Os arenitos quartzosos das formações Cariri (porção superior) e Iborepi apresentam baixo conteúdo de feldspatos, fragmentos líticos e minerais instáveis. Estas características podem ser explicadas devido à dissolução intraestratal ou por transporte prolongado dos sedimentos, bem como, pelo retrabalhamento mecânico no ambiente deposicional. No entanto, o maior conteúdo de feldspatos e fragmentos líticos nas porções inferior e intermediária da Formação Cariri sugere deposição em ambiente árido ou semiárido, e/ou soterramento rápido, assim como, área fonte próxima.

A utilização dos diagramas supracitados também mostrou a maturidade mineralógica e estabilidade química em algumas amostras. As amostras das formações Ipu, Iborepi e Cariri (porção superior) e Tacaratu apresentaram maior maturidade mineralógica e estabilidade química. As amostras das formações Jaicós e das porções inferior e intermediária da Formação Cariri, revelaram menor maturidade mineralógica e estabilidade química. Para corroborar com estas informações, os índices **ZTR** foram altos para as formações Ipu, Jaicós, Tacaratu, Iborepi e porção superior da Formação Cariri, e baixos para as porções inferior e intermediária da Formação Cariri. Como regra, arenitos com **ZTR** elevado possuem áreas fontes envolvendo terrenos reciclados (sedimentos siliciclásticos ou metassedimentos de grau baixo), enquanto que, arenitos que possuem **ZTR** baixo sugerem sedimentos de primeiro ciclo.

A assembleia de minerais pesados sugere proveniência mista para as formações Ipu, Jaicós, Cariri e Iborepi. Foram identificadas províncias mineralógicas de rochas ígneas e metamórficas para estas unidades. Os minerais pesados dominados pelo zircão, turmalina e rutilo sugerem proveniência principalmente de rochas ígneas ácidas. Para Formação Tacaratu, os minerais pesados sugere proveniência de rochas ígneas.

As formações Cariri e Iborepi indicam provável área fonte localizada a norte do Lineamento Paraíba, com composição mineralógica compatível com as rochas da Suíte granitóide Itaporanga, constituída principalmente por granito e granodiorito; e do Grupo

Cachoeirinha, constituído por filitos, micaxistos, metassiltitos, metarenitos, metarcóseo, paragnaisse, metavulcânicas ácidas e básicas.

Os dados analisados indicam que as formações Ipu, Jaicós e Tacaratu são diferentes das formações Cariri e Iborepi, não sendo correlatos. As amostras destas unidades, examinadas neste estudo mostram uma considerável diferença entre as formações Cariri com Ipu, Jaicós e Tacaratu, bem como, entre a Formação Iborepi com as formações Ipu, Jaicós e Tacaratu. Por outro lado, as formações Tacaratu, Ipu e Jaicós são semelhantes.

Dentro desse contexto, admite-se neste trabalho que as formações Iborepi (Bacia de Lavras da Mangabeira) e Cariri (Bacia do Araripe) são correlatas e que a Formação Cariri tenha idade de, no mínimo, do Jurássico Inferior.

## REFERÊNCIAS

- ALCANTARA, V. C. Tectônica e litogeoquímica de rochas supracrustais e ortognaisses a norte e a sul da zona de cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste (Paraíba): um teste da hipótese de terrenos no Domínio Central da Província Borborema. Dissertação (Mestrado em Geociências)-Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2008. 140p.
- ALLEN, J. R. Sedimentary structures: their character and physical basis In: Developments in sedimentology 30, 2nd edition, Amsterdam, Elsevier, 1984. 663 p.
- ALMEIDA, C. DE. Análise Estrutural da Deformação Pós-Rifte na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Agência Nacional do Petróleo, 2010. 83p.
- ALMEIDA, F. F. M. DE.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. DE.; FUCK, R. A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, Boletim Resumos, 6. 1977. p.363-391.
- ALMEIDA, F. F. M. DE, HASUI Y.; BRITO NEVES B. B. The upper Precambrian of South America. Boletim do Institute de Geociências da Universidade de São Paulo, 7. 1976. p.45-80.
- ANTUNES, A. F.; JARDIM DE SÁ, E. F.; MATOS, R. M. D. Balanceamento de seções estruturais em contexto de deslocamento oblíquo: exemplo do Campo de Xaréu (Bacia do Ceará). In: SBG/Núcleo Minas Gerais, Cong. Bras. Geol., 42, Araxá /MG, Anais (CD-ROM). 2004.
- ARAI, M. Revisão estratigráfica do Cretáceo Inferior das Bacias Interiores do Nordeste do Brasil. Geociências, São Paulo, UNESP, v. 25, n. 1. 2006. p.7-15.
- ARAÚJO, V. A. Araguaína, Folha SB.22 – Z – D. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM/DIEDIG/DEPAT. Brasília. 2001.
- ASSINE, M. L.. Bacia do Araripe. Boletim de Geociências da Petrobras. Rio de Janeiro, vol. 15 (2). 2007. p.371-389.
- ASSINE, M. L., Paleocorrentes e Paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Revista Brasileira de geociências, v. 24, n. 4. 1994. p.223-232.
- ASSINE, M. L. Análise Estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Revista Brasileira de Geociências. v. 22, n. 3. 1992. p.298-300.

ASSINE, M. L. Sedimentação e tectônica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Rio Claro, Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 1990. 124p.

ASSINE, M. L.; VESELY, F. F. Ambientes Glaciais. In: PEDREIRA, A.J et al Ambientes de Sedimentação do Brasil. São Paulo: Ed. Beca, 2008. 330p.

AYDIN, A. V. Small faults formed as deformation bands in sandstone. Pure and appl. Geoph. V.166. 1978. p.913-930.

BAHLIS, A. Padrões de autigênese de clorita e sua influência sobre a qualidade de reservatório dos arenitos cretáceos da Bacia de Santos. Porto Alegre. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2011. 83p.

BARBOSA, R. C. M.; NOGUEIRA R. N. Paleoambiente da Formação Prosperança, embasamento neoproterozóico da Bacia do Amazonas. Revista Brasileira de Geociências, v. 41. 2011. p.1-17.

BARBOSA, O. Geologia de parte da região do médio São Francisco, Nordeste do Brasil. PROSPEC. Petrópolis. 1964. 69 p.

BATEZELLI, A.; GOMES, N. S.; PERINOTTO, J. A. J. Petrografia e evolução diagenética dos arenitos da porção norte e nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). Revista Brasileira de Geociências, v. 35, n. 3. 2005. p.311-322.

BATISTA, Z. V.; VALENÇA, L. M. M.; AGOSTINHO, S.; NEUMANN V. H. M.L.; SANTOS, C. A.; FAMBRINI, G. L. Análise de Fácies da Formação Cariri, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Estudos Geológicos. Série B, Estudos e Pesquisas (UFPE), v. 22(2). 2012. p.03-20.

BATISTA, Z. V. Estudos de Proveniência e Eventos Diagenéticos da Formação Mauriti, Bacia do Araripe, Dissertação de Mestrado. Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 2010. 154p.

BEURLIN, K. Bacias sedimentares do bloco brasileiro. Estudos Sedimentológicos, l(2). Natal. 1971. 7-32.

BEURLIN, K., MABESOONE, J.M. Bacias cretáceas intracontinentais do Nordeste do Brasil. Not. Geomorfol. Campinas, 9 (18). Campinas. 1969. p.19–34.

BEURLIN, K. Crustáceos decápodes na Formação Riachuelo (Cretáceo de Sergipe) - Anais Academia Brasileira de Ciências, 37 (2). 1965. 267-272.

BEURLIN, K. A Geologia da Chapada do Araripe. Anais Academia Brasileira de Ciências, v. 34, n. 3. 1962. p.365-370.

BOCARDI, L. B. Petrologia e aspectos diagenéticos de arenitos reservatórios do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano), Bacia do Paraná. Dissertação de Mestrado, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. 2005. 103p.

BOGGS, S. & KRINSLEY, D.H. Application of cathodoluminescence imaging to the study of sedimentary rocks. Cambridge, Cambridge University Press. ix.2006. 1 65p.

BORBA, C. Heterogeneidades estruturais em reservatórios: geometria e distribuição de falhas. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências – Pós-Graduação em

- Geoengenharia de Reservatórios. Universidade Estadual de Campinas, Campinas. 1996. 125p.
- BRAUN, O. P. G. Projeto Goiânia - Folha Ipameri. Conv. PROSPEC/ DNPM. (Relatório Preliminar). 1969. 42p.
- BRAUN, O. P. G. Estratigrafia dos sedimentos da parte inferior da Região Nordeste do Brasil (bacias do Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe). DNPM/DGM, (Boletim 236). Rio de Janeiro, 1966. 75p.
- BRITO NEVES, B. B., SANTOS, E. J., AND VAN SCHMUS, W. R., Tectonic history of the Borborema province, northeastern Brazil, in Cordani, U. G. et al., eds., Tectonic evolution of South America, 31st International Geological Congress. 2000. p.151–182.
- BRITO NEVES, B. B. The Cambro-ordovician of the Borborema Province. USP, Boletim IG, Série Científica 29. São Paulo. 1998. p.175-193.
- BRITO, I. M. Estratigrafia da Bacia do Parnaíba. II – As sequências sedimentares superiores. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 53(3). Rio de Janeiro.1981. p. 529-547.
- BRITO NEVES, B. B. DE. Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência. São Paulo. 1975. 198p.
- CABY, R.; SIAL, A. N.; ARTHAUD, M. H.; VAUCHEZ, A. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in northeast Brazil. In: Dallmeyer, R. D. & Lé corché , J. P. (eds) The West African Orogens and Circum-Pacific-Atlantic Correlatives. Berlin: Springer. 1991. p.373-397.
- CAETANO-CHANG, M. R., WU, F. T. Diagênese de arenitos da Formação Pirambóia no Centro-Leste Paulista. UNESP, Geociências, v. 22, n. especial. São Paulo. 2003. p. 33-39.
- CAPUTO, M. V.; REIS, D. E. S.; BARATA, C. F.; PEREIRA, L. C. Evolução tectônica da Bacia do Parnaíba, qual é a influência das orogenias? IX Simpósio de Geologia da Amazônia. 2006.
- CAPUTO, M. V. & CROWELL, J. C. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. Geol. Soc. Amer. Bull, 96. 1985. p.1020-1036.
- CAPUTO, M. V., Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil. Santa Barbara, PhD Thesis, University of California. 1984. 583p.
- CAPUTO, M. V. & LIMA. E.C. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande - Bacia do Parnaíba. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33. Rio de Janeiro, 1984. Anais... SBG. Rio de Janeiro, v. 2. 1984. p.740-753.
- CARDOSO, F. M. C. O Graben de Palestina: Contribuição à Estratigrafia e Estrutura do Estágio Rife na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 2010. 129p.
- CARVALHO, I. S. Os Conchostráceos da Bacia de São José do Belmonte, Cretáceo Inferior, Nordeste do Brasil. Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro. 64(2). 2006. p.193-198.
- CARVALHO, I. S.; VIANA, M. S. S. & LIMA FILHO, M. F. Os icnofósseis de Dinossauros da bacia do Araripe (Cretáceo Inferior, Ceará-Brasil). Anais da Academia Brasileira de Ciências, 67 (4), Rio de Janeiro, 1995. p.433-442.



- CARVALHO, I. S. & FERNANDES, A. C. S. Icnologia da Bacia de Mangabeira, Cretáceo do Ceará. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 65, n. 3, 1993. p. 253-264.
- CARVALHO, I. S.. *Paleontologia*. Rio de Janeiro, Interciência, (ed.) 2000. 628p.
- CESERO, P. Análise Comparativa da Paleogeologia dos Litorais Atlânticos Brasileiro e Africano. Rio de Janeiro. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 11, 1997. p. 1-18.
- CHANG, H. K.; MIRANDA, F. P.; MAGALHÃES, L.; ALKMIM, F. F. Considerações sobre a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anais..., 5. 1988. p.2076–2090.
- CHOQUETTE, P. W. & L. C. PRAY. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 54, 1970. p.207-250.
- COLLINSON D.B. & THOMPSON J. B. 1989. *Sedimentary structures*, 2ª ed., London, Unwin Hyman, 1970. 207p.
- CORDANI, U. G.; BRITO NEVES, B. B.; R. A. FUCK, PORTO, R.; FILHO, A. T. & CUNHA, F. M. B. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Revista Ciência Técnica Petróleo*, Rep. 15, PETROBRÁS, CENPES, Rio de Janeiro, Brasil. 1984. p.70.
- COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S.; IGREJA, H. L. S.; HASUI, Y. Aspectos da evolução tectônica da Bacia do Parnaíba e sua relação com o arcabouço Pré-cambriano. *Boletim. III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Boletim de resumos expandidos*. Rio Claro – SP. 1991. 96-98p.
- CREPANI, E. Análise de fraturas através de imagens fotográficas de baixa resolução espacial: uma contribuição ao estudo da evolução tectônica da região da Chapada do Araripe – NE do Brasil. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987. 139p.
- DE ROS, L. F. Heterogeneous generation and evolution of diagenetic quartzarenites in the Siluro-Devonian Furnas Formation of the Paraná Basin, Southeast Brazil. *Sedimentary Geology*, 116. 1998. p.99-128.
- DE ROS, L. F. Petrologia e características dos reservatórios da Formação Sergi (Jurássico) no Campo de Sesmaria, Bacia do recôncavo, Brasil. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. 1985. p.107.
- DE ROS, L. F. & MORAES, M. A. S. Sequência diagenética em arenitos; uma discussão inicial. In: Congresso Brasileiro de Geologia. 34. Goiânia, 1986. Anais..., SBG. v. 1. Goiânia. 1984. p.894-902.
- DELLA FÁVERA, J. C., *Fundamentos da Estratigrafia Moderna*. Ed. UERJ, Rio de Janeiro, 2001. 264p.
- DICKINSON W. R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G. G. (ed.), *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht. 1985. p.333-361.
- DICKINSON, W. R. & SUCZEK, C. A. Plate tectonics and sandstone compositions. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63. 1979. p.2164-2182.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R. Fácies e associações de fácies em depósitos neoquaternários de terraço na Bacia do Rio do Peixe, região ocidental paulista. *Revista Geociências*, Rio Claro, v. 22, n. 1. 2003. p.5-16.

FAMBRINI, G. L.; ARAÚJO, J. T.; LEMOS, D. R.; NEUMANN, V. H. M. L.; TESSER JR, S.; SOUZA, B. Y. C.; SILVA-FILHO, W. F. A Formação Missão Velha na Área-Tipo, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil: Fácies e Sistemas Depositionais. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 23, 2009, Fortaleza. Resumos... SBG/Núcleo NE, 1 CD-ROM. Fortaleza. 2009, p.34.

FAMBRINI, G. L.; NEUMANN V. H. M. L.; BARROS, C. L.; GALM, P. C.; AGOSTINHO, S. M.; ARAÚJO J. T.; MENEZES FILHO, J. A. B. Análise de fácies da Formação Brejo Santo, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil: implicações paleogeográficas. In: XXIV Simpósio de Geologia do Nordeste, - SE. Anais do XXIV Simpósio de Geologia do Nordeste, v. único. Aracaju. 2011. p.267-267.

FEITOSA, M. C. Facies sedimentares e modelo deposicional dos arenitos inferiores do Vale do Cariri. Dissertação Mestrado. Pós Graduação em Geociências—Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 1987. 67p.

FERREIRA C. A & SANTOS E. J. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Jaguaribe SE. Folha SC. 24-Z. Estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco. Escala 1:500.000. Geologia e metalogênese. CPRM, CD-ROM. Recife. 2000.

FOLK, R. L. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company, Austin, TX, USA. 1974. 182p.

FOLK, R. L. Petrology of sedimentary rocks. Austin, Texas, Hemphill's, Pub., 1968. 107p.

FOLK, R. L. Stages of Textural Naturny in Sedimentary Rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 21. 1951. p.127-130.

FONTANELLI, P. R. Proveniência dos arenitos- reservatório de água profunda do campo de Jubarte, Bacia de Campos, Margem Continental Brasileira. Dissertação de Mestrado Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2007. 118p.

FRANÇOLIN, J. B. L., COBBOLD, P. R. & SZATMARI, P. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. *Journal of Structural Geology*, 16 (5). 1994. p.647-661.

FREITAS, F. I.; HESSEL, M. H. & NOGUEIRA NETO, J.A. Troncos fósseis da Formação Missão Velha na porção leste da Bacia do Araripe, Ceará. *Revista de Geologia*. Fortaleza. v. 21. Ceará, 2008. p.193-206.

GASPARY, J. & ANJOS, N. F. R. Estudo hidrogeológico de Juazeiro do Norte - CE. Recife: SUDENE, Série Hidrogeologia, n. 3, Juazeiro do Norte. 1964. 25p.

GHIGNONE, J. I. Ensaio sobre a paleogeografia do Nordeste e as seqüências sedimentares. In: Anais do XXVI Congresso. Brasileiro de Geologia, 3. Belém, 1972. p.21-28.

GIMENEZ, N. L. B.; CAETANO-CHANG, M. R. Diagênese de Arenitos da Formação Tatuí no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 40. São Paulo 2010. p.1-12.

- GÓES, A.M.O. & FEIJÓ, F.J. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobrás, 8(1). Rio de Janeiro, 1994. p.57-68.
- GÓES, A. M. O; SOUZA, J. M; TEIXEIRA, L. B. "Estágio Exploratório e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Parnaíba", Boletim de Geociências da Petrobras, v. 4, n. 1. Rio de Janeiro, 1990. p.55-64, jan/mar.
- GOLDSTEIN S. L., DEINES P., OELKERS E. H., RUDNICK R. L. AND WALTER, L. M. Standards for publication of isotope ratio and chemical data in Chemical Geology. Chemical Geology, 2003. p.1-4.
- GOMES, J. R. C.; GATTO, C. M. P. P.; SOUZA, G. M. C.de; LUZ, D. S.da;PIRES, J. L.; TEIXEIRA, W.; FRANCA, F. A. B.de; CABRAL, E. M. A.; MENOR, E. A.; MONTEIRO, N.; BARROS, M.J.G.; RIBEIRO, E.G.; LIMA, E.A.de; FONSECA, R.A.da. Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folhas SB.24/25 Jaguaribe e Natal; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. (Lev. Rec. Nat. 23). MME/Secretaria Geral. Rio de Janeiro. 1981. p.27-300.
- GÖTZE, J.; PLOTZE, M.; HABERMANN, D. Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz-a review. Mineralogy and Petrology 71. 2001. p.225-250.
- GRANJEIRO M. L.; SANTIAGO, M. M. F.; FRISCHKORN, H.; VIDAL SILVA, C. M. S.; MENDES FILHO, J. Influência do Ambiente Sedimentar na Qualidade das Águas Subterrâneas da Bacia Sedimentar no Município de Lavras da Mangabeira, Ceará. In: XV CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS. Natal. 2008.
- GRIM, R. E. Clay Mineralogy. McGraw-Hill Book Company, New York, 596 p. HARRINGTON, H. J. Paleogeographic development of South America, A. A. P. G., Bull 46 (10). 1968. p.1773-1814.
- HARRINGTON, H. J. Paleogeographic development of South America. Bulletin of American Association of Petroleum Geologist. v.46, no 10. 1962. p.1173-1814.
- HUBERT, J. F. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblage with the gross composition and texture of sandstones. Journal of Sedimentary Petrology, 32. 1962. p.440-450.
- JARDIM DE SÁ, E. F. As Bacias Interiores do Nordeste: Interação de dados Estruturais e Gravimétricos, XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Anais, Natal. 2007. p.70.
- JARDIM DE SA, E. F. A. Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/PanAfricana. Brasília. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, 1994. 804p.
- JARDIM DE SA, E. F.; MACEDO, M.H.F.; FUCK, R.A.; KAWASHITA, K. Terrenos proterozoicos na Província Borborema e a margem norte do Craton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, 22. 1992. p.472-480.
- JARDIM DE SÁ, E. F.; SOUZA, Z. S.; FONSECA, V. P.; LEGRAND, J. M. Relações entre "Greenstone Belts" e terrenos de alto grau: o caso da faixa Rio Capim, NE da Bahia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro. SBG. V.6, 1984. p.2615-2629.

- JARDIM DE SÁ, E. F. A Chapada Diamantina e a faixa Santo Onofre: um exemplo de tectônica intraplaca no Proterozóico Médio do Cráton do São Francisco. In: INDA; H.A.V.; MARINHO, M.M. & DUARTE, F.R. eds. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*, CPM BA. (Textos Básicos). Bahia. v.4, 1981. p.111-120.
- JARDIM DE SÁ, E. F. *Geologia da Chapada Diamantina e Faixa Santo Onofre, Bahia, e geoquímica do vulcanismo ácido associado*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, Salvador. 1978. 180p.
- JESUS, C. M. *Petrografia das Rochas Siliciclásticas da Formação Urucutuca, Bacia de Almada / Porção Emersa, Bahia*. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2004. 134p.
- JOHNSSON M. J. The system controlling the composition of clastic sediments. In: Johnsson M. J. & Basu A. (eds.). *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 284. 1993. p.1-19.
- KAHN, J. S. The analysis and distribution of the properties of packing in sand size sediments. *Journal Geology*, 64 (4). 1956. p.385-395.
- KRYNINE, P.D. The tourmaline group in sediments. *The Journal of Geology*, 54. 1946. p.65-87.
- LEAL E SÁ, L. T. & MOURA, A. R. L. U. Proposta de caracterização da explotabilidade do aquífero tacaratu na Bacia sedimentar de São José do Belmonte. In: XII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Florianópolis/SC–Brasil, 2002. p.1-10.
- LONGIARU, S. Visual Comparators for Estimating the Degree of Sorting from Plane and Thin Section. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57. 1987. p.791-794.
- MABESSONE, J. M. História geológica da Província Borborema. *Revista de Geologia*, Vol.15. 2002. p.119-129.
- MAGNAVITA, L. P. *Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift*. NE Brazil. Ph. D. Thesis, University of Oxford. 1992. 493p.
- MARSHALL, D. J. Cathodoluminescence properties of the carbonate minerals and some geological applications. In: *Cathodoluminescence of geological materials*. 1a. ed. Boston: Unwin Hyman, 1988. p.76-93.
- MATOS, R. M. D. History of the Northeast Brazilian Rift System: Kinematic implications for the breakup Brazil and West Africa. *Geological Society of London Special Publications*, London, v. 153, 1999. p.55-73,
- MATOS, R. M. D. The northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, 11 (4): 1992. p.766-791.
- MCBRIDE, E. F. Quartz cement in sandstones; a review. *Earth Sci. Rev.* 26(2), 1989. p.69-112.
- MCBRIDE, E. F. Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstones. In: Zuffa G.G. (ed.) *Provenance of Arenites*. Dordrecht, Germany, D. Reidel Pub. Co. 1985. p.95-113.
- MEDEIROS, V. C. de. *Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, domínio da zona transversal, NE do Brasil*. Tese Doutorado

em Geodinâmica. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2004. 195p.

MENDES, J. C. Elementos de Estratigrafia. T.A. Queiroz Editor/EDUSP, São Paulo, 1984. 566p.

MIALL, A. D. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. (Memoir 5). Springer Verlag. 1996. 582p.

MIALL, A. D. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22(4), 1985. p.261-300.

MIALL, A. D. Analysis of fluvial depositional systems. AAPG Educational Course Note Series, (American Association of Petroleum Geologists Special Publication 20). 1981. p.1-75.

MIALL, A. D. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In Miall, A.D. (ed.). *Fluvial Sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologists, 1978. p.597-604.

MICHELLI, M. J. Argilominerais e Ostracodes da Formação Alagamar (Cretáceo Inferior), Bacia Potiguar, NE - Brasil: Paleoambiente e Indicadores Térmicos. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2003. 100p.

MILANI, E. J., THOMAZ-FILHO, A. Sedimentary basins of South America. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.). *Tectonic evolution of South America*, 31 International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, 2000. p.389-449.

MORAD S., KETZER J.M., DE ROS L. F. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47. 2000. p.1-27.

MORAD, S., AL-AASM, I. S., RAMSEYER, K., MARFIL, R., ALDAHAN, A. A. Diagenesis of carbonate cements in Permo-Triassic sandstones from the Iberian Range, evidence from chemical and stable isotopes. *Sed. Geol.*, 67. Spain. 1990. p.281-295.

MORAD S. Diagenesis of Clastic Sedimentary Rocks. Department of Mineralogy and Petrology, Institute of Geology, Uppsala University, 1991. 287p.

MORAES, M. A. S & DE ROS, L.F. Depositional, Infiltrated and Authigenic Clay in Fluvial Sandstones of the Jurassic Sergi Formation, Recôncavo Basin, Northeastern Brazil. Morton, A. C. & Hallsworth, C. 1994. Identifying provenience-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology* 90. 1992. p.241-256.

MORAES, M. A. S & DE ROS, L. F. Infiltrated Clays in Fluvial Jurassic Sandstones of Recôncavo Basin, Northeastern Brazil. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60 (6). 1990. p.809-819.

MORAES, L. J. DE; BARROS, S. F. DE; RAMOS, E. Reconhecimento Fotogeológico da Região Nordeste do Brasil, Folha Iguatu- SB.24-O, escala 1:250.000. DNPM/CPRM. Rio de Janeiro. 1962.

MORTON, A. C. & HALLSWORTH, C. Identifying provenience-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sed. Geology*, 90: 1994. p.241-256.



- MORTON, A. C. & HALLSWORTH, C. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology* 124: 1999. p.3-29.
- MORTON, A. C. Heavy minerals in provenance studies. In: G.G. Zuffa (Ed.). *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht. 1985. p.249-277.
- NEUMANN, V. H. M. L. Estratigrafía, sedimentología, geoquímica y diagénesis de los sistemas lacustres Aptienses-Albienses de la Cuenca de Araripe (Nordeste de Brasil). Tesis de Doctorado. Universidad de Barcelona, Barcelona. 1999. 244p.
- NICHOLS, G. *Sedimentology and stratigraphy*, 2nd edn (West Sussex: Wiley-Blackwell). 2009. 419p.
- OLIVEIRA, R. G., Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil). Tese de Doutorado em Geodinâmica e Geofísica-Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal, 2008. 415p.
- PAGEL, M.; BARBIN, V.; BLANC, P.; OHNENSTETTER, D. Cathodoluminescence in geosciences: An introduction. In: *Cathodoluminescence in geosciences*. Berlin: Springer-Verlag. 2000. p.2-15.
- PETTIJOHN, F. J. *Sedimentary Rocks*, 3rd Ed., 1975. 628p.
- PINHEIRO, A. G. Interpretação sísmica 2D e modelagem geológica 2,5D da Bacia do Parnaíba. 2011. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geofísica) – UFPA, Faculdade de Geofísica, Belém. 2011. 87p.
- PONTE, F. C.; MEDEIROS, R. A.; PONTE FILHO, F. C. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe: Análise de seqüências. SIMPÓSIO SOBRE A BACIA DO ARARIPE E BACIAS INTERIORES DO NORDESTE. 1997.
- PONTE, F. C. & PONTE FILHO, F. C. Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe. DNPM, Recife – PE, 1996. 68p.
- PONTE, F. C., HASHIMOTO, A. T. & DINO, R. Geologia das bacias mesozóicas do interior do Nordeste do Brasil. Petrobrás/CENPES/DIVEX/SEBIPE, Relatório Interno, Rio de Janeiro - RJ. 1991.
- PONTE, F. C. & APPI, C. J. Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe. In: Congresso Brasileiro de Geologia,, 36. Natal, 1990. Anais..., SBG. v. I. Natal. 1990. p.211-226.
- POSTMA, G. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: A. Colella, D. B. Prior (Eds.), *Coarser-grained deltas* (Special Publication, 29-74). Londres: Blackwell Science. 1990.
- POWERS, M. C. A new roundness scale for Sedimentary Particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23. 1953. p.117-119.
- PREIM, H. N. A., BOELRIJK, N. A. I. M, HEBEDA, E. H., KUYPER, R. P., DE ROEVER, E. W. P., VERDURMEN, E. A. T. H, VERSCHURE, R. H., WILENS, J. B., How old are the supposedly Archean charnockitic granulites in the Guyana Shield basement of western Suriname (South America)? USGS, Open File rep. 78-701, 1978, p.341-343.

- RAND, H. M. & MANSO, V. A. V. Levantamento gravimétrico e magnetométrico da bacia Araripe. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. 1984. p.2011-2016.
- REED, J. B. 2005. Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology. 2 ed. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1984.
- READING, H. G. Sedimentary environments: process, facies, and stratigraphy. Blackwell, 3rd Edition, Oxford. 1996. 688p.
- READING, H. G. Sedimentary environments and facies. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1986. 615p.
- REMUS, M. V. D.; SOUZA, R. S.; CUPERTINO, J. A.; DE ROS, L. F.; DANI, N.; VIGNOLLELARGE, M. K. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. Revista Brasileira de geociências, v. 38 (2 suplemento). 2008. p.166-185.
- ROCHA, D. E. G. A. Estudos Sedimentológicos, Estratigráficos, Geoquímicos e Paleontológicos da Seqüência Carbonática da Serra Negra, Bacia de Jatobá (PE), Aplicados na Caracterização de Reservatórios Análogos de Hidrocarbonetos. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 2011. 128p.
- SANTOS M. E. C. M. & CARVALHO M. S. S. Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís- reconstituições paleobiológicas. 1ª edição, CPRM Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro. 2009. 211p.
- SANTOS, C. A. DOS.; LIRA, D. R. DE.; NEUMANN, V. H. M. L. Dados SRTM e modelagem digital de terreno: subsídio para análise geomorfológica na Bacia do Araripe. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, XXII, Natal/RN. 2007.
- SANTOS, V. H. Seqüências siluro-devoniana e eocarbonífera da Bacia do Parnaíba. Brasil, como análogos para a exploração de hidrocarbonetos. 2005. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal de Pernambuco, CTG, Geociências, Recife, 2005. 208p.
- SANTOS, E. J. Tectonic history of the Borborema Province. In: U.G. Cordani; E.J. Milani; A. Thomaz Filho; D.A. Campos. (Org.). Tectonic evolution of the South-American platform. Rio de Janeiro: 31st Intern. Geol. Congress. 2000. p.151-182.
- SANTOS E. J., BRITO NEVES B. B., VAN SCHMUS W. R., OLIVEIRA R. G., MEDEIROS V. C. An overall view on the displaced Terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. In: International Geological Congress, 31, Extended Abstract, 1 CD-Rom. Rio de Janeiro. 2000.
- SANTOS E. J & MEDEIROS V. C. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 29. 1999. p.73-84.
- SANTOS, E. J. & MEDEIROS, V. C. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Zona Transversal Domain, Borborema Province, NE Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATION, 2. Extended..., Salvador/SGM. Salvador 1997.
- SANTOS, E. J. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. Anais..., Salvador, SBG/NÚCLEO BAHIA-SERGIPE, 6. 1996. p.47-50.

- SCHMIDT, V. & MCDONALD, D. A. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: Scholle, P. A., Schluger, P. R. (Eds.), *Constituents, Textures, Cements, and Porosities of Sandstones and Associated Rocks*. AAPG Memoir 28, 1979. p.169-175.
- SILVA, A.N. Arquitetura, Litofácies e Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil. (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2009. 107p.
- SILVA, A. G. P; LOPES, R. C; VASCONCELOS, A. M; BAHIA, R. B. C. "Bacias Sedimentares Paleozoicas e Meso-Cenozoicas Interiores". In: Bizzi, L. A; Schobbenhaus, C; Vidotti, R. M; Gonçalves, J.H.G. (eds), *Geologia, Tectônica e Recurso Minerais do Brasil*, cap. 2, CPRM. Brasília. 2003.
- SILVA JÚNIOR, J. M. F. Um Regime Rúptil, Pós-Siluriano-Devoniano no Domínio da Zona Transversal, Província Borborema-Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. 1997. 156p.
- SILVEIRA, F. V. Magmatismo Cenozóico da Porção Central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal. 2006. 220p.
- SMALL, H. L. Geologia e Suprimento d'água subterrânea no Piauí e parte do Ceará. Ministério da Viação e Obras Públicas. Inspeção de Obras Contra as Secas. Série I.D. Geologia. Rio de Janeiro. (Publicação 32). 1914. 169p.
- SMALL, H. Geologia e suprimento de água subterrânea no Ceará e parte do Piauí. Inspetoria Federal de Obras Contra as Secas. Boletim n. 25, Ser. ID. Rio de Janeiro. 1913. 81p.
- SUDENE. Folha Topográfica Crato (SB. 24-Y-D-III), escala de 1:100.000. MINITER/SUDENE/Depto. Rec. Nat. Divisão de cartografia. Recife. 1982.
- SUDENE. Folha Topográfica Santana do Cariri (SB. 24-U-I), escala de 1:100.000. MINITER/SUDENE/Depto. Rec. Nat. Divisão de cartografia. Recife. 1969.
- SUDENE. Folha Topográfica Milagres (SB. 24-Z-C-I), escala de 1:100.000. MINITER/SUDENE/Depto. Rec. Nat. Divisão de cartografia. Recife. 1967.
- TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M. DE; FAIRCHILD, T.R.; TAILOLO, F (Orgs.). *Decifrando a Terra*. Oficina de textos. São Paulo. 2003. 558p.
- TUCKER, M. *Sedimentary Petrology – An introduction to the origin of sedimentary rocks*. 2nd ed. Ed. John, Wiley and Sons, New York. 1991. 252p.
- TURNER, P. *Developments in Sedimentology. Continental Red Beds*. Elsevier Scientific Publishing Company. 1980. 562p.
- VALENÇA, L. M. M. ; NEUMANN, V. H. ; MABESOONE, J. M. An overview on Callovian-Cenomanian intracratonic basins of Northeast Brazil: Onshore stratigraphic record of the opening of the southern Atlantic. *Geologica Acta* (Barcelona), Espanha, v. 1, n.3, Barcelona. 2003. p.261-275.
- VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; HACKSPACHER, P. C.; BABINSKI, M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of Eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Jour. South Am. Earth Sci.*, 8. 1995. p.267-288.

- VAZ, P.T.; REZENDE, N. G. A. M.; WANDERLEY FILHO, J. R. & TRAVASSOS, W. A. S. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15(2). 2007. p.253-263.
- VERÍSSIMO, L. S. & AGUIAR, R. B. Comportamento das bacias sedimentares da região semiárida do Nordeste brasileiro. *Hidrogeologia da bacia sedimentar de Lavras da Mangabeira*. CPRM/FINEP. Fortaleza. 2005. 36p.
- VIANA, C. F. Revisão Estratigráfica da Bacia do Recôncavo/ Tucano. *Boletim Técnico da Petrobrás*, v. 14, n. 3/4, Rio de Janeiro. 1971. p.157-192, jul/dez.
- VELDE, B. *Introduction to Clay Minerals*. Chapman & Hall (London). 1992. 198p.
- WALKER R. G. Facies models revisited: Introduction. In: Posamentier H.W., Walker R.G. (eds.) *Facies models revisited*, SEPM Spec. Publ., 84. 2006. p.1-17.
- WALKER, R. G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R. G; JAMES, N.P. (eds): *Facies Models - Response to Sea-level Change*, Geological Association of Canada Geotext 1. Waterloo. 1992. p.1-14.
- WALKER, R. G.; CANT, D. J. Sand fluvial systems. In: Walker, R. G. (ed.), *Facies models 2* ed. Toronto. Geol. Assoc. Canadá. 1984. p.71-90.
- WALKER, T. R. Diagenetic origin of continental Permian in west, central and south Europe. *Proceedings of the NATO Advanced Study Institute*, D. Reidel Pub. Co., Germany. 1976. p.240-282.
- WARSHAW, C. & ROY, R. Classification and scheme for the identification of layer silicates. *Geological Society of America Bulletin*, 72. 1961. p.1455–1492.
- WENTWORTH, C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal Sedimentary Petrology*, 30. 1922. p.377-392.
- ZILKEMAGEL, U. Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *Contr Sed* 8, Q9. 1978.
- ZUFFA G. G. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa G.G. (ed.) *Provenance of Arenites*. Dordrecht, Germany, D. Reidel Pub. Co. 1985. p.165-189.
- ZUFFA G. G. Unravelling hinterland and offshore palaeogeography from deep-water arenites. In: Leggett J.K. & Zuffa G.G. (eds.) *Marine Clastic Sedimentology - Concepts and Case Studies*. Graham and Trotman Ltd, London. 1987. p.39-61.

## **ANEXOS**



**ANEXO 1 – Tabela de Afloramentos**

| <b>Bacias do Parnaíba</b> |             |                     |                     |                |                                                 |
|---------------------------|-------------|---------------------|---------------------|----------------|-------------------------------------------------|
| <b>Afloramentos</b>       | <b>Zona</b> | <b>Coordenada X</b> | <b>Coordenada Y</b> | <b>Unidade</b> | <b>Localidade</b>                               |
| IP1-N1                    | 25 L        | 777.258             | 9.029.782           | Ipu            | Parque Serra da Capivara/PI (PI – 240)          |
| IP1-N2                    | 25 L        | 777.258             | 9.029.782           | Ipu            | Parque Serra da Capivara/PI (PI – 240)          |
| IP1-N 3                   | 25 L        | 777.258             | 9.029.782           | Ipu            | Parque Serra da Capivara/PI (PI – 240)          |
| IP2-N1                    | 25 L        | 777.226             | 9.029.798           | Ipu            | A 10 Km de São Raimundo Nonato/PI (PI – 140)    |
| IP2-N2                    | 25L         | 777.226             | 9.029.798           | Ipu            | A 10 Km de São Raimundo Nonato/PI (PI – 140)    |
| IP3-N1                    | 23L         | 725.775             | 9.105.322           | Ipu            | Próximo ao Município de Jaicós                  |
| IP3-N2                    | 23L         | 725.775             | 9.105.322           | Ipu            | Próximo ao Município de Jaicós                  |
| IP4                       |             | 06° 59' 37,8"       | 41° 12' 24,4"       | Ipu            | Santo Antônio de Lisboa/PI (BR – 230)           |
| IP5                       |             | 06° 59' 39,4"       | 41° 12' 26,8"       | Ipu            | Próximo a Santo Antônio de Lisboa/PI (BR – 230) |
| IP6                       |             | 06° 59' 39,4"       | 41° 12' 26,8"       | Ipu            | Próximo a Santo Antônio de Lisboa/PI (BR – 230) |
| IP7                       | 23L         | 226.077             | 9.176.898           |                | Serra Vermelha/PI                               |
| IP8                       | 23L         | 226.084             | 9.176.905           | Ipu            | Próximo a Serra Vermelha/PI                     |
| IP9                       |             | 04° 19,6' 20,9"     | 40° 42' 40,2"       | Ipu            | Município de Ipu/CE                             |
| IP10                      |             | 04° 19,6' 20,9"     | 40° 42' 40,2"       | Ipu            | Município de Ipu/CE                             |
| IP11                      |             | 04° 19,6' 20,9"     | 40° 42' 40,2"       | Ipu            | Município de Ipu/CE                             |
| JC1-N1                    | 25 L        | 289.765             | 9.206.840           | Jaicós         | BR – 316. Km 377 (divisa PE/PI)                 |
| JC1-N2                    | 25 L        | 289.765             | 9.206.840           | Jaicós         | BR – 316. Km 377 (divisa PE/PI)                 |
| JC2-N1                    | 25 L        | 289.726             | 9.206.894           | Jaicós         | BR – 316. A 43 Km de PE)                        |
| JC2-N2                    | 25 L        | 289.726             | 9.206.894           | Jaicós         | BR – 316. A 43 Km de PE)                        |
| JC2-N3                    | 25 L        | 289.726             | 9.206.894           | Jaicós         | BR – 316. A 43 Km de PE)                        |
| JC2-N4                    | 25 L        | 289.726             | 9.206.894           | Jaicós         | BR – 316. A 43 Km de PE)                        |
| JC3-N1                    | 25 L        | 289.755             | 9.206.848           | Jaicós         | BR – 316, Km 310                                |
| JC3-N2                    | 25 L        | 289.755             | 9.206.848           | Jaicós         | BR – 316, Km 310                                |
| JC4-N1                    | 25 L        | 777.258             | 9.029.782           | Jaicós         | Parque Serra da Capivara/PI (Pi – 240)          |
| JC4-N2                    | 25 L        | 777.258             | 9.029.782           | Jaicós         | Parque Serra da Capivara/PI (Pi – 240)          |
| JC5-N1                    |             | 07° 21' 26,5"       | 41° 08' 19,1"       | Jaicós         | Município de Jaicós/PI                          |
| JC5-N2                    |             | 07° 21' 26,5"       | 41° 08' 19,1"       | Jaicós         | Município de Jaicós/PI                          |
| JC6-N1                    |             | 03° 59' 40,05"      | 49° 40' 37,5"       | Jaicós         | Próximo à Serra Ibiapaba                        |
| JC6-N2                    |             | 03° 59' 40,05"      | 49° 40' 37,5"       | Jaicós         | Próximo à Serra Ibiapaba                        |
| JC7-N1                    |             | 04° 05' 1 9,6"      | 40° 49' 59,3"       | Jaicós         | Subida para Serra Ibiapaba                      |
| JC7-N2                    |             | 04° 05' 1 9,6"      | 40° 49' 59,3"       | Jaicós         | Subida para Serra Ibiapaba                      |
| JC8                       | 25L         | 04° 05' 23,8"       | 40° 49' 63"         | Jaicós         | Próximo a Serra Ibiapada                        |
| JC9N-1                    |             | 04° 19,8' 20,8      | 40° 42,2 40,4"      | Jaicós         | Próximo à cidade de Ipu/CE                      |
| JC9-N2                    |             | 04° 19,8' 20,8      | 40° 42,2 40,4"      | Jaicós         | Próximo a cidade de Ipu/CE                      |

| Bacias do Araripe |      |              |              |         |                                         |
|-------------------|------|--------------|--------------|---------|-----------------------------------------|
| Afloramentos      | Zona | Coordenada X | Coordenada Y | Unidade | Localidade                              |
| ARA 01            | 24 M | 517.528      | 9.198.450    | Cariri  | BR 116, Km 467                          |
| ARA 02            | 24 M | 514.536      | 9.194.624    | Cariri  | BR 116, sentido Milagres                |
| ARA 03            | 24 M | 541.854      | 9.198.151    | Cariri  | Açude de Anauá                          |
| ARA 04            | 24 M | 537.216      | 9.194.193    | Cariri  | Entre Mauriti e Anauá                   |
| ARA 05            | 24 M | 533.929      | 9.191.476    | Cariri  | Estrada de Mauriti – Ana-uá             |
| ARA 06            | 24 M | 528.703      | 9.186.112    | Cariri  | Anauá                                   |
| ARA 07            | 24 M | 528.081      | 9.185.984    | Cariri  | Estrada de Mauriti – Ana-uá             |
| ARA 08            | 24 M | 532.630      | 9.174.772    | Emb.    | CE Mauriti sentido Conceição/Umburana   |
| ARA 09            | 24 M | 531.847      | 9.174.938    | Cariri  | CE Mauriti sentido Conceição/Umburana   |
| ARA 10            | 24 M | 531.279      | 9.175.421    | Cariri  | CE – Mauriti sentido Conceição/Umburana |
| ARA 11            | 24 M | 523.419      | 9.184.062    | Cariri  | Estrada de Mauriti                      |
| ARA 12            | 24 M | 506.984      | 9.188.629    | Cariri  | BR 116 – Rodovia Santos Dumont          |
| ARA 13            | 24 M | 506.527      | 9.192.514    | Cariri  | Município de Milagres (atrás da CHESF)  |
| ARA 14            | 24 L | 503.430      | 9.192.466    | Cariri  | Estrada entre Milagres e Rosário        |
| ARA 15            | 24 L | 502.487      | 9.192.857    | Cariri  | Rosário                                 |
| ARA 16            | 24 L | 501.764      | 9.192.948    | Cariri  | Rosário (Açude de Rosário)              |
| ARA 17            | 24 L | 492.916      | 9.199.804    | Cariri  | Missão Velha (Transnordestina)          |
| ARA 18            | 24 M | 492.260      | 9.200.175    | Cariri  | Missão Velha (Transnordestina)          |
| ARA 19            | 24 M | 489.707      | 9.205.379    | Cariri  | Sítio Areias de Cima (Transnordestina)  |
| ARA 20            | 24 M | 488.180      | 9.204.094    | Cariri  | Próximo à Transnordestina               |
| ARA 21            | 24 M | 487.484      | 9.203.062    | Cariri  | Sítio Lapinha (Missão Velha)            |
| ARA 22            | 24 M | 484.132      | 9.201.647    | Cariri  | Cachoeira de Missão Velha               |
| ARA 23            | 24 M | 484.336      | 9.205.322    | Cariri  | Sítio Caldeirão (Missão Velha)          |
| ARA 24            | 24 M | 421.927      | 9.218.530    | Emb.    | Estrada para Altaneira (Nova Olinda)    |
| ARA 25            | 24 M | 422.839      | 9.217.511    | Cariri  | Estrada para Altaneira (Nova Olinda)    |
| ARA 26            | 24 M | 423.778      | 9.216.354    | Cariri  | CE 292 (próximo à Nova Olinda)          |
| ARA 27            | 24 M | 426.051      | 9.214.799    | Cariri  | CE 292 (próximo à Nova Olinda)          |
| ARA 28            | 24 M | 428.413      | 9.213.283    | Cariri  | CE 292                                  |
| ARA 29            | 24 M | 463.632      | 9.206.414    | Cariri  | Horto (Juazeiro do Norte)               |
| ARA 30            | 24 M | 463.632      | 9.206.414    | Cariri  | Horto (Juazeiro do Norte)               |
| ARA 31            | 24 M | 484.692      | .205.450     | Cariri  | Sítio Caldeirão                         |
| ARA 32            | 24 L | 421.927      | 9.218.530    | Cariri  | Estrada para Altaneira (Nova Olinda)    |
| ARA 33            | 24 L | 485.833      | 9.201.858    | Cariri  | Missão Velha (Transnordestina)          |

Tabela de Afloramentos (continuação)

| Bacias do Araripe |      |              |              |         |                                |
|-------------------|------|--------------|--------------|---------|--------------------------------|
| Afloramentos      | Zona | Coordenada X | Coordenada Y | Unidade | Localidade                     |
| ARA 34            | 24 L | 488.217      | 9.204.182    | Emb.    | Missão Velha                   |
| ARA 35            | 24 L | 488.217      | 9.204.182    | Emb.    | Missão Velha                   |
| ARA 36            | 24 L | 465.944      | 9.207.516    | Emb.    | Juazeiro do Norte              |
| ARA 37            | 24 L | 528.599      | 9.172.342    | Emb.    | Município de Mauriti           |
| ARA 38            | 24 L | 527.986      | 9.186.804    | Cariri  | Município de Mauriti           |
| ARA 39            | 24 L | 529.581      | 9.173.364    | Emb.    | Sítio Gomes (Missão Velha)     |
| ARA 40            | 24 L | 520.052      | 9.203.484    | Emb.    | BR 116 (Rodovia Santos Dumont) |
| ARA 41            | 24 L | 484.692      | 9.205.450    | Emb.    | Sítio Caldeirão (Missão Velha) |
| ARA 42            | 24 L | 415.777      | 9.215.655    | Emb.    | Santana do Cariri              |
| ARA 43            | 24 L | 416.015      | 9.215.350    | Cariri  | Santana do Cariri              |
| ARA 44            | 24 L | 418.386      | 9.215.596    | Cariri  | Santana do Cariri              |
| ARA 45            | 24 L | 488.217      | 9.204.182    | Emb.    | Missão Velha                   |
| ARA 46            | 24 L | 480.144      | 9.201.478    | Cariri  | Estrada de Missão Velha        |
| ARA 47            | 24 L | 487.254      | 9.202.792    | Cariri  | Missão Velha (Transnordestina) |
| ARA 48            | 24 L | 491.292      | 9.201.240    | Cariri  | Missão Velha (linha do trem)   |
| ARA 49            | 24 L | 491.292      | 9.201.240    | Cariri  | Missão Velha (linha do trem)   |
| ARA 50            | 24 L | 421.927      | 9.218.530    | Cariri  | Nova Olinda                    |

| Bacias de São José do Belmonte |      |              |              |                |                                |
|--------------------------------|------|--------------|--------------|----------------|--------------------------------|
| Afloramentos                   | Zona | Coordenada X | Coordenada Y | Unidade        | Localidade                     |
| SJB 01                         | 24 Z | 533.490      | 9.123.554    | Tacaratu       | São José do Belmonte (estrada) |
| SJB 02                         | 24 Z | 535.222      | 9.120.778    | Tacaratu       | São José do Belmonte (estrada) |
| SJB 03                         | 24 Z | 536.143      | 9.119.738    | Tacaratu       | Transnordestina                |
| SJB 04                         | 24 Z | 534.949      | 9.118.718    | Tacaratu       | Transnordestina                |
| SJB 05                         | 24 Z | 538.130      | 9.119.944    | Tacaratu/Emb.. | Transnordestina                |
| SJB 06                         | 24 Z | 540.137      | 9.119.540    | Tacaratu/Emb.  | Transnordestina                |
| SJB 07                         | 24 Z | 534949       | 9118718      | Tacaratu       | Transnordestina                |
| SJB 08                         | 24 Z | 538130       | 9119944      | Tacaratu       | Transnordestina                |
| SJB 09                         | 24 Z | 540137       | 9119540      | Tacaratu       | Transnordestina                |
| SJB 10                         | 24 Z | 541158       | 9119142      | Tacaratu       | Próximo a Bom Nome             |
| SJB 11                         | 25Z  | 535.301      | 9.121.820    | Tacaratu       | São José do Belmonte (estrada) |

| Bacias de Lavras da Mangabeira |      |              |              |         |                      |
|--------------------------------|------|--------------|--------------|---------|----------------------|
| Afloramentos                   | Zona | Coordenada X | Coordenada Y | Unidade | Localidade           |
| LAV 01                         | 24 P | 502.782      | 9.243.372    | Iborepi | Lavras da Mangabeira |
| LAV 02                         | 24 P | 502.254      | 9.247.532    | Iborepi | Lavras da Mangabeira |
| LAV 03                         | 24 P | 502.254      | 9.247.532    | Iborepi | Lavras da Mangabeira |
| LAV 04                         | 24 P | 502.502      | 9.248.190    | Iborepi | Lavras da Mangabeira |
| LAV 05                         | 24 P | 502.502      | 9.248.190    | Iborepi | Lavras da Mangabeira |

**ANEXO 2**

Quadro de dados percentuais dos principais componentes do arcabouço das rochas das bacias do Parnaíba (formações Ipu e Jaicós), Bacia do Araripe (Formação Cariri), Bacia de Lavras da Mangabeira (Formação Iborepi) e Bacia de São José do Belmonte (Formação Tacaratu).

**Formação Ipu**

| <b>Constituintes Principais</b> | <b>Valores Mínimos %</b> | <b>Valores Máximos %</b> | <b>Média %</b> | <b>Total de Pontos</b> |
|---------------------------------|--------------------------|--------------------------|----------------|------------------------|
| Quartzo Monocristalino          | 57,8                     | 65,6                     | 66,3           | 500                    |
| Quartzo Policristalino          | 0,8                      | 2,7                      | 1,7            | 500                    |
| K-Feldspato                     | 0,2                      | 1,1                      | 0,5            | 500                    |
| Plagioclásio                    | 0,0                      | 0,3                      | 0,1            | 500                    |
| Fragmentos Líticos              | 0,46                     | 2,86                     | 1,5            | 500                    |
| Minerais Acessórios             | 0,96                     | 6,2                      | 2,6            | 500                    |

**Formação Jaicós**

| <b>Constituintes Principais</b> | <b>Valores Mínimos %</b> | <b>Valores Máximos %</b> | <b>Média %</b> | <b>Total de Pontos</b> |
|---------------------------------|--------------------------|--------------------------|----------------|------------------------|
| Quartzo Monocristalino          | 47,5                     | 70,1                     | 59,5           | 500                    |
| Quartzo Policristalino          | 0,73                     | 3,73                     | 2,3            | 500                    |
| K-Feldspato                     | 0,0                      | 3,3                      | 2,4            | 500                    |
| Plagioclásio                    | 0,0                      | 2,1                      | 1,7            | 500                    |
| Fragmentos Líticos              | 0,2                      | 2,4                      | 1,6            | 500                    |
| Minerais Acessórios             | 0,2                      | 5,8                      | 4,3            | 500                    |

Quadro de dados percentuais dos principais componentes do arcabouço das rochas das bacias do Parnaíba (formações Ipu e Jaicós), Bacia do Araripe (Formação Cariri), Bacia de Lavras da Mangabeira (Formação Iborepi) e Bacia de São José do Belmonte (Formação Tacaratu) (continuação).

### Formação Cariri

| Constituintes principais | Valores Mínimos % | Valores Máximos % | Média % | Total de Pontos |
|--------------------------|-------------------|-------------------|---------|-----------------|
| Quartzo Monocristalino   | 36                | 70                | 62      | 500             |
| Quartzo Policristalino   | 0,5               | 6                 | 2,65    | 500             |
| K-Feldspato              | 1,1               | 6,3               | 4,0     | 500             |
| Plagioclásio             | 0,0               | 3,8               | 2,0     | 500             |
| Fragmentos Líticos       | 0                 | 4,8               | 3,5     | 500             |
| Minerais Acessórios      | 1,8               | 5                 | 3,0     | 500             |

### Formação Iborepi

| Constituintes Principais | Valores Mínimos % | Valores Máximos % | Média % | Total de Pontos |
|--------------------------|-------------------|-------------------|---------|-----------------|
| Quartzo Monocristalino   | 41                | 62,8              | 54,56   | 500             |
| Quartzo Policristalino   | 0,6               | 4,0               | 1,92    | 500             |
| K-Feldspato              | 0,0               | 0,4               | 0,08    | 500             |
| Plagioclásio             | 0,0               | 0,0               | 0       | 500             |
| Fragmentos Líticos       | 0,0               | 1,2               | 0,6     | 500             |
| Minerais Acessórios      | 0,0               | 1,4               | 1       | 500             |



Quadro de dados percentuais dos principais componentes do arcabouço das rochas das bacias do Parnaíba (formações Ipu e Jaicós), Bacia do Araripe (Formação Cariri), Bacia de Lavras da Mangabeira (Formação Iborepi) e Bacia de São José do Belmonte (Formação Tacaratu) (continuação).

#### Formação Tacaratu

| Constituintes Principais | Valores Mínimos % | Valores Máximos % | Média % | Total de Pontos |
|--------------------------|-------------------|-------------------|---------|-----------------|
| Quartzo Monocristalino   | 55                | 70,4              | 60,78   | 500             |
| Quartzo Policristalino   | 0,0               | 1,6               | 0,82    | 500             |
| K-Feldspato              | 0,0               | 2,4               | 0,92    | 500             |
| Plagioclásio             | 0,0               | 1,0               | 0,28    | 500             |
| Fragmentos Líticos       | 0,0               | 3,6               | 1,16    | 500             |
| Minerais Acessórios      | 0,0               | 1,64              | 1,2     | 500             |

**ANEX 3 – Quadro com os valores da contagem de grãos e frequências dos minerais zircão, turmalina e rutilo (ZTR) das rochas das bacias do Parnaíba (formações Ipu e Jaicós), Bacia do Araripe (Formação Cariri), Bacia de Lavras da Mangabeira (Formação Iborepi) e Bacia de São José do Belmonte (Formação Tacaratu).**

### Formação Ipu

| Minerais Pesados |                 |     |     |     |     |      |            |
|------------------|-----------------|-----|-----|-----|-----|------|------------|
| Amostras         | Total de Pontos | Zir | Tur | Rut | Tit | %ZTR | % Méd. ZTR |
| P1 N1            | 100             | 68  | 10  | 20  | 2   | 98   | 97         |
| P3 N2            | 100             | 72  | 8   | 18  | 2   | 98   |            |
| P8               | 100             | 77  | 4   | 16  | 3   | 97   |            |

### Formação Jaicós

| Minerais Pesados |                 |     |     |     |     |    |      |            |
|------------------|-----------------|-----|-----|-----|-----|----|------|------------|
| Amostras         | Total de Pontos | Zir | Tur | Rut | Tit | Ep | %ZTR | % Méd. ZTR |
| P1 N1            | 100             | 59  | 5   | 30  | 4   | 2  | 94   | 94         |
| P1 N2            | 100             | 72  | 9   | 13  | 2   | 4  | 94   |            |
| P8               | 100             | 62  | 8   | 25  | 3   | 2  | 95   |            |

Quadro com os valores da contagem de grãos e frequências dos minerais de zircão, turmalina e rutilo (ZTR) das rochas das bacias do Parnaíba (formações Ipu e Jaicós), Bacia do Araripe (Formação Cariri), Bacia de Lavras da Mangabeira (Formação Iborepi) e Bacia de São José do Belmonte (Formação Tacaratu) (continuação).

### Formação Cariri

| Amostras | Total de Pontos | Zir | Tur | Rut | Tit | Epd | Bt | Anf. | Pi | Ana | Gra | Cal | %ZTR | % Méd. ZTR |
|----------|-----------------|-----|-----|-----|-----|-----|----|------|----|-----|-----|-----|------|------------|
| P2N3     | 100             | 35  | 1   | 22  | 3   | 11  | 6  | 6    | 0  | 10  | 6   | 0   | 58   | 58         |
| P3N2     | 100             | 34  | 4   | 21  | 8   | 5   | 6  | 8    | 0  | 6   | 8   | 0   | 59   |            |
| P11N1    | 100             | 58  | 5   | 23  | 0   | 0   | 0  | 0    | 11 | 3   | 0   | 0   | 86   | 78         |
| P15      | 100             | 61  | 8   | 17  | 4   | 0   | 0  | 0    | 8  |     | 2   | 0   | 86   |            |
| P25      | 100             | 51  | 10  | 9   | 4   | 6   | 4  | 6    | 0  | 4   | 3   | 3   | 70   |            |

### Formação Iborepi

| Amostras | Total de Pontos | Zir | Tur | Rut | Tit | Epd | Bt | Anf. | Pi | Ana | Gra | Cal | %ZTR | % Méd. ZTR |
|----------|-----------------|-----|-----|-----|-----|-----|----|------|----|-----|-----|-----|------|------------|
| P1N1     | 100             | 56  | 8   | 12  | 8   | 3   | 4  | 0    | 0  | 5   | 4   | 0   | 77   | 76         |

Quadro com os valores da contagem de grãos e frequências dos minerais de zircão, turmalina e rutilo (ZTR) das rochas das bacias do Parnaíba (formações Ipu e Jaicós), Bacia do Araripe (Formação Cariri), Bacia de Lavras da Mangabeira (Formação Iborepi) e Bacia de São José do Belmonte (Formação Tacaratu) (continuação).

### Formação Tacaratu

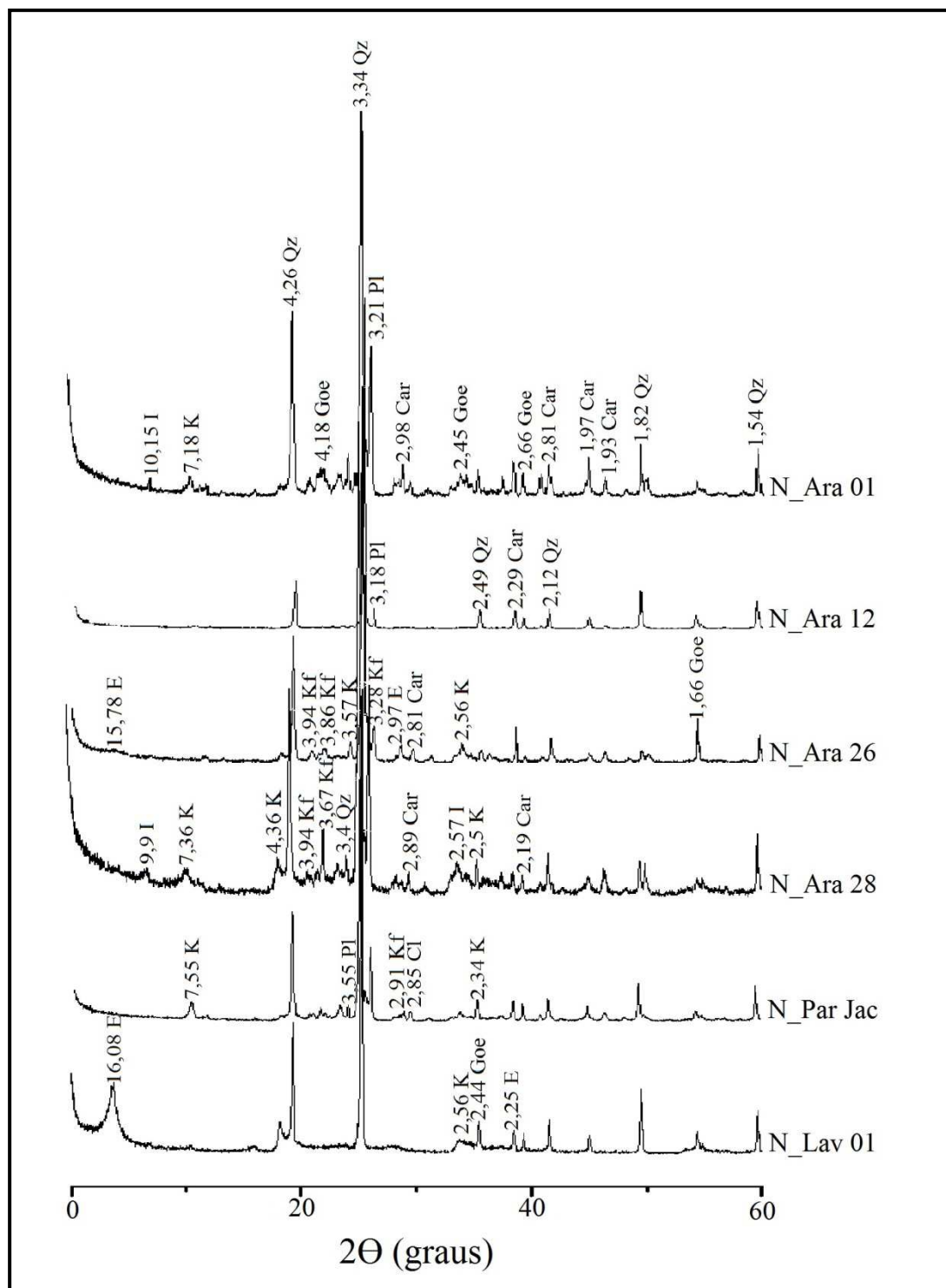
| Amostras | Total de Pontos | Zir | Tur | Rut | Tit | Epd | Bt | Anf. | Pi | Ana | Gra | Cal | %ZTR | % Méd. ZTR |
|----------|-----------------|-----|-----|-----|-----|-----|----|------|----|-----|-----|-----|------|------------|
| P1N1     | 100             | 73  | 1   | 4   | 4   | 0   | 0  | 0    | 0  | 18  | 0   | 0   | 78   | 78         |

### Legenda

|            |     |
|------------|-----|
| Anatásio   | Ana |
| Anfibólio  | Anf |
| Biotita    | Bt  |
| Calcedônia | Cal |
| Chert      | Chr |
| Pirita     | Pi  |
| Epidoto    | Epd |
| Granada    | Gra |
| Rutilo     | Rut |
| Titanita   | Tit |
| Turmalina  | Tur |
| Zircão     | Zir |

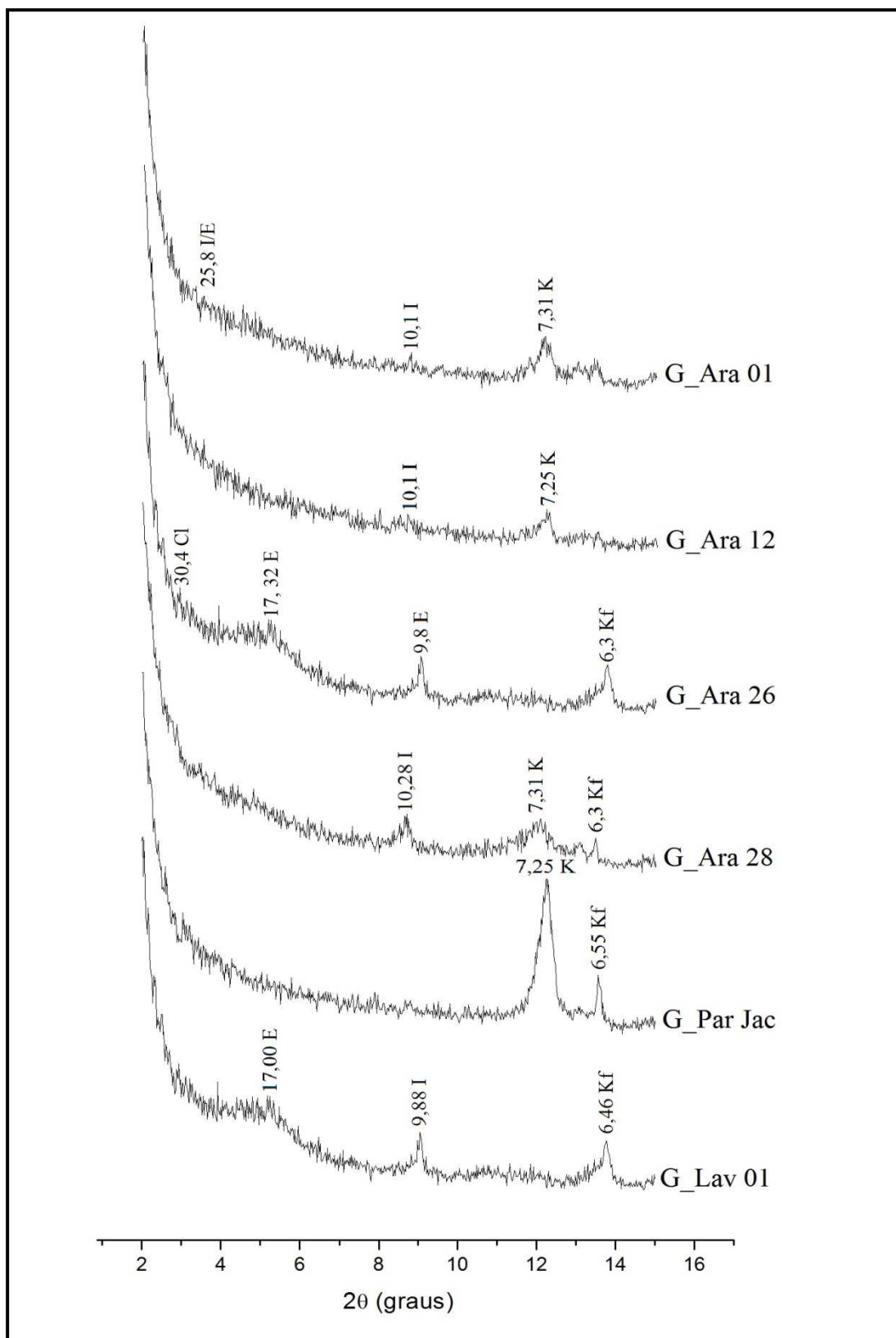
## ANEX 4 – Difratomogramas

Difratomogramas representativos das amostras das formações Jaicós, Cariri e Iborepi, sem tratamento (*in natura*). **Legenda:** Qz – quartzo; Kf – K-feldspato; Pl – Plagioclásio; K – Caulinita; Goe – Goethita; E – Esmedita; I – Ilita; Cl – Clorita; I/E – Interestratificado de ilita/esmedita; e Car – Carbonato.

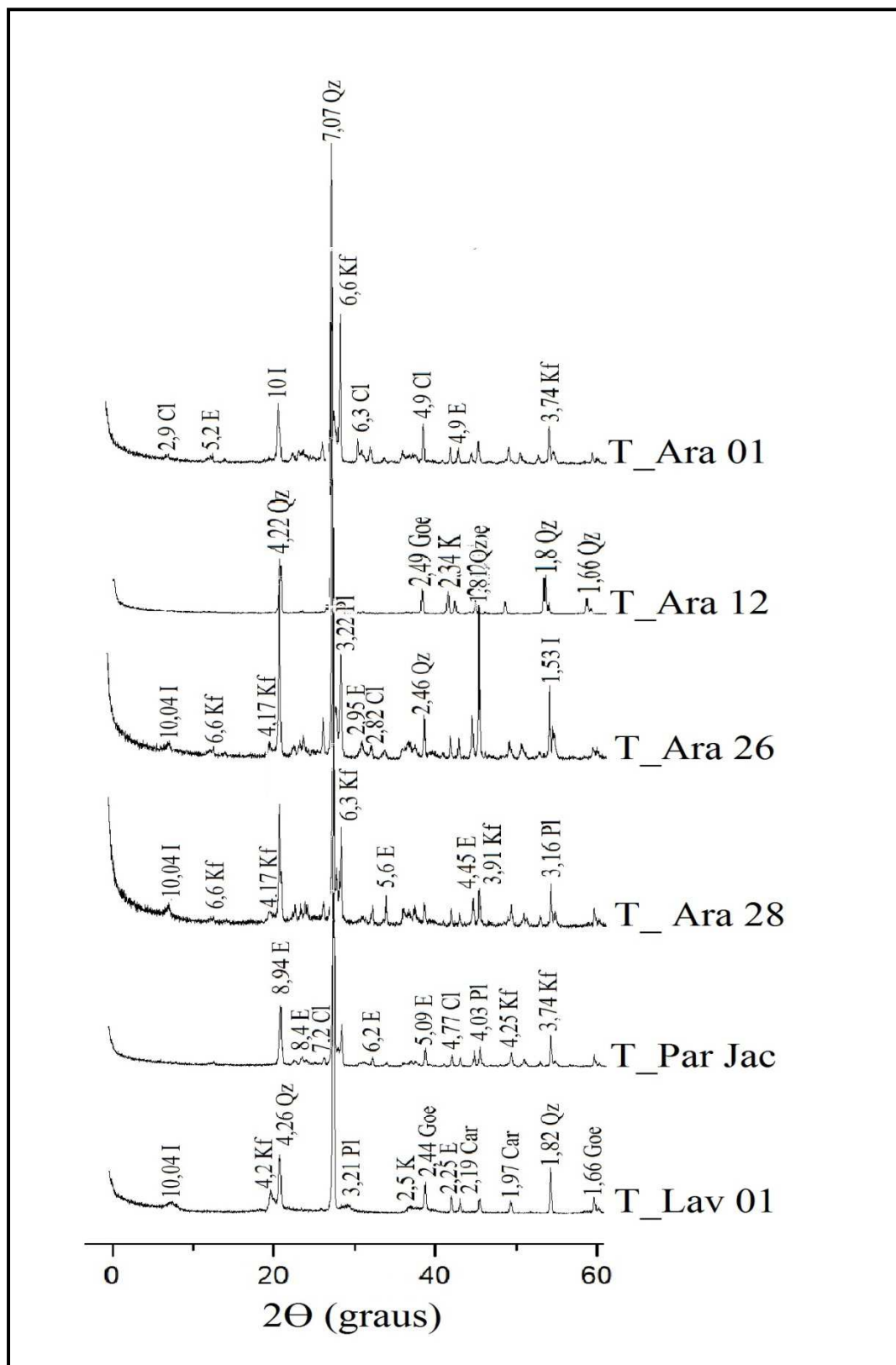




Difratogramas representativos das amostras das formações Jaicós, Cariri e Iborepi, com tratamento glicolado. **Legenda:** Qz – quartzo; Kf – K-feldspato; Pl – Plagioclásio; K – Caulinita; Goe – Goethita; E – Esmetita; I – Ilita; Cl – Clorita; I/E – Interestratificado de ilita/esmetita; e Car – Carbonato.



Difratogramas representativos das amostras das formações Jaicós, Cariri e Iborepi, com tratamento aquecido. **Legenda:** Qz – quartzo; Kf – K-feldspato; Pl – Plagioclásio; K – Caulinita; Goe – Goethita; E – Esmeclita; I – Ilita; Cl – Clorita; I/E – Interestratificado de ilita/esmeclita; e Car – Carbonato.



## **ANEX 5 – Microfotografias de alguns minerais pesados detríticos dos depósitos estudados**

### **PRANCHA 1**

**Fotomicrografia a** – Amostra da Fm. Ipu (P3 - N2): grão de zircão arredondado, marrom escuro.

**Fotomicrografia b** – Amostra da Fm. Cariri (P - 25): grão de titanita prismática, marrom escuro, com aspecto de dissolução.

**Fotomicrografia c** – Amostra da Fm. Jaicós (P8): grãos de zircão subarredondado, marrom. **Fotomicrografia d** – Amostra da Fm. Ipu (P3 - N2): fragmento de turmalina prismática.

**Fotomicrografia e** – Amostra da Fm. Cariri (P2 - N3): grãos de zircão prismático euédrico.

**Fotomicrografia f** – Amostra da Fm. Cariri (P25): zircão prismático, castanho escuro, com aresta fraturada.

**Fotomicrografia g** – Amostra da Fm. Cariri (P25): zircão prismático, castanho escuro, com Aspecto de dissolução no centro do grão.

**Fotomicrografia h** – Amostra da Fm. Cariri (P15): grão de zircão subarredondado, castanho escuro.

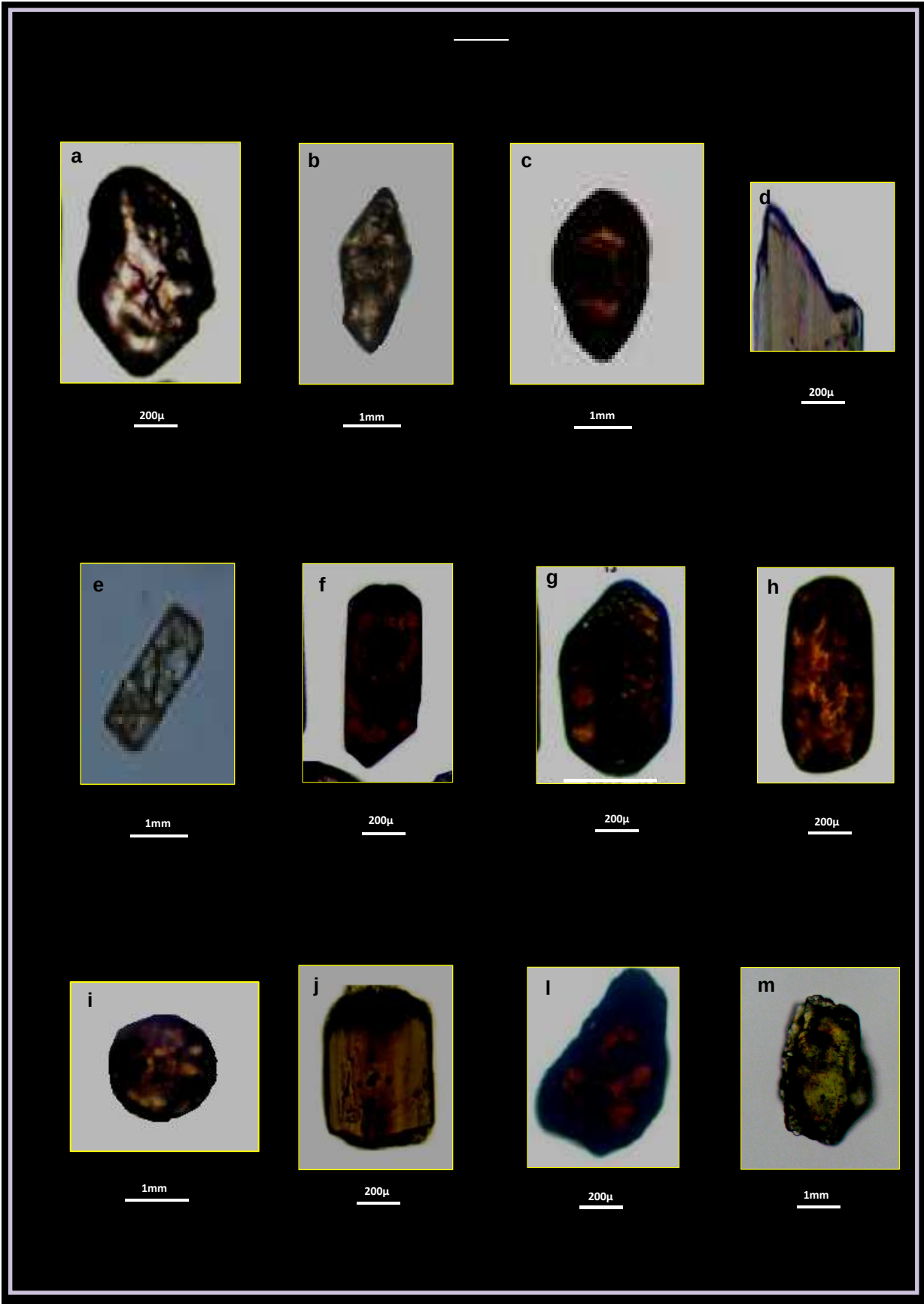
**Fotomicrografia i** – Amostra da Fm. Cariri (P15): grão de zircão arredondado, castanho escuro.

**Fotomicrografia j** – Amostra da Fm. Cariri (P2 - N3): grão de turmalina prismática, esverdeada.

**Fotomicrografia l** – Amostra da Fm. Cariri (P2N3): grão de rutilo subarredondado, marrom.

**Fotomicrografia m** – Amostra da Fm. Cariri (P25): grão de epidoto prismático.

**PRANCHA 1**



## **PRANCHA 2**

**Fotomicrografia a** – Amostra da Fm. Cariri (P25): grão de hornblenda verde.

**Fotomicrografia b** – Amostra da Fm. Cariri (P2N3): grãos de minerais opacos.

**Fotomicrografia c** – Amostra da Fm. Iborepi (P1N1): zircão bipiramidal.

**Fotomicrografia d** – Amostra da Fm. Iborepi (P1N1): rutilo subarredondado, castanho.

**Fotomicrografia e** – Amostra da Fm. Iborepi (P1N1): grão de opaco, arredondado.

**Fotomicrografia f** – Amostra da Fm. Tacaratu (P1N1): grão de opaco.



**PRANCHA 2**

