



Petrografia e Diagênese dos Arenitos Fossilíferos e Conglomerados Basais da Formação Ipu, no Noroeste do Ceará

Zenilda Vieira BATISTA¹; Maria Somália Sales VIANA²; Francisco Rony Gomes BARROSO³; Sonia Maria Oliveira AGOSTINHO⁴ & Mario Ferreira de LIMA FILHO⁴

Resumo: A Formação Ipu (Siluriano da Bacia do Parnaíba), no geral, corresponde a um ambiente deposicional fluvial entrelaçado com influência glacial, representada por conglomerados, arenitos conglomeráticos, arenitos, diamictitos e siltitos. A descoberta de icnofósseis e de moldes de invertebrados marinhos bentônicos em arenitos predominantemente grossos, sugere influência marinha e/ou estuarina. Especificamente, os arenitos fossilíferos da Formação Ipu, localizados no noroeste do Ceará, apresentam fácies de arenito médio a fino, arenito médio a grosso, arenito grosso e arenito conglomerático; já os conglomerados basais possuem granulometria média. Objetivou-se com esta pesquisa realizar uma análise petrográfica detalhada e identificar os processos diagenéticos presentes nesses arenitos fossilíferos, a fim de gerar novos dados para auxiliar no refinamento da interpretação de proveniência sedimentar dessas rochas para futuros trabalhos. Os dados petrográficos da Formação Ipu indicaram uma composição situada nos campos dos subarcósio, quartzoarenito e arenito sublítico. A história diagenética é marcada por processos que ocorrem na eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. O estágio eodiagenético é marcado por: compactação mecânica, com deformação de grãos; infiltração de argila; alteração de moscovitas e feldspatos e cimentação de óxido de ferro. A mesodiagênese é evidenciada por: compactação química; cimentação de quartzo autigênico e de caulinita; substituição de feldspato e muscovita por caulinita e substituição de feldspato por illita. O estágio telodiagenético é representado pelos processos de oxidação (cimento de óxido/hidróxido de ferro) e dissolução parcial de grãos de feldspatos. Quanto à proveniência, a mineralogia corrobora para uma proveniência predominantemente de bloco continental com áreas fonte mista: de cráton estável e ambiente transicional para os quartzoarenitos e subarcósios, respectivamente; e orógeno reciclado para o conglomerado Bica do Ipu. Evidências como paleocorrentes, dados texturais e composicionais, sugerem área fonte próxima ao sítio deposicional e transporte relativamente curto.

Palavras-chave: Arenitos fossilíferos; Proveniência; Grupo Serra Grande.

Abstract: *The Ipu Formation (Silurian of Parnaíba Basin) corresponds in general to a braided fluvial depositional environment with glacial influence, represented by conglomerates, conglomeratic sandstones, sandstones, diamictites, and siltstones. The finding of ichnofossils and benthic marine invertebrate molds in dominantly coarse-*

¹ Universidade Federal de Alagoas – Centro de Tecnologia

² Universidade Estadual Vale do Acaraú

³ Universidade Federal do Ceará – Programa de Pós-Graduação em Ecologia (PPGERN)

⁴ Universidade Federal de Pernambuco – Centro de Tecnologia e Geociências

Autor para correspondência: Zenilda Vieira Batista

Universidade Federal de Alagoas – Centro de Tecnologia, Curso de Engenharia de Petróleo – Campus A. C. Simões, Avenida Lourival Melo Mota, s/n, Tabuleiro dos Martins, Maceió (AL), Brasil. CEP: 57072-900. E-mail: zenilda.batista@ctec.ufal.br

grained sandstones suggests a marine and/or estuarine influence. Specifically, the fossiliferous sandstones from Ipu Formation, located in the northwestern of Ceará state, present facies of fine to medium-grained sandstone, medium to coarse-grained sandstone, coarse-grained sandstone and conglomeratic sandstone; yet, the basal conglomerates are medium-grained. This research aimed to perform a detailed petrographic analysis for these rocks and to identify diagenetic processes in order to generate new data that will help to refine the interpretation of the sedimentary provenance of these rocks in future works. The petrographic data of Ipu Formation indicate a composition located in the fields of subarkose, quartzarenite and sublithic sandstone. The diagenetic history is marked by processes that occur in eodiagenesis, mesodiagenesis, and telodiagenesis. The eodiagenetic stage is marked by mechanical compaction with grain deformation; clay infiltration; alteration of muscovites and feldspars, and cementation of iron oxide. Mesodiagenesis is evidenced by chemical compaction; cementation of authigenic quartz and kaolinite; replacement of feldspar and muscovite by kaolinite, and replacement of feldspar by illite. The telodiagenetic stage is represented by oxidation processes (iron oxide/hydroxide cement) and partial dissolution of feldspar grains. Regarding the provenance, the mineralogy corroborates with a provenance predominantly from a continental block with mixed source areas: stable and transitional craton for the quartzarenites and subarkoses, respectively; and recycled orogen for the Bica do Ipu conglomerate. Evidence such as paleocurrents, textural and compositional data suggests a source area close to the depositional site and a relatively short transport.

Keywords: fossiliferous sandstone; provenance; Serra Grande Group.

1. INTRODUÇÃO

A sequência basal da Bacia do Parnaíba é constituída pelo Grupo Serra Grande (Siluriano), de natureza predominantemente siliciclástica, composto pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós. A Formação Ipu corresponde a um ambiente deposicional fluvial entrelaçado com influência glacial, representada por conglomerados, arenitos conglomeráticos, arenitos, diamictitos e siltitos, atingindo 350 metros de espessura (CAPUTO & LIMA, 1984; BATISTA, 2015), cujas paleocorrentes indicam sentidos para norte e oeste (SANTOS & CARVALHO, 2009).

Os arenitos da Formação Ipu, localizados no noroeste do Ceará e analisados neste trabalho, apresentam fácies de arenito médio a fino, arenito

médio a grosso e arenito conglomerático e conglomerado médio (BARROSO, 2016; VIANA *et al.*, 2010).

A Formação Ipu, que ainda é pouca conhecida, tem sido alvo de estudo, principalmente quanto aos aspectos sedimentológicos e litológicos. A descoberta de conteúdo fossilífero em arenitos conglomeráticos e arenitos grossos, representado por icnofósseis e moldes de invertebrados marinhos bentônicos, sugere influência marinha e/ou estuarina para a Formação Ipu (BARROSO, 2016; VIANA *et al.*, 2010). Contudo, a petrografia detalhada desses arenitos fossilíferos não é conhecida, e também não existem estudos publicados acerca dos processos diagenéticos que atuaram sobre seus sedimentos originais.

Neste contexto, este trabalho tem como objetivo realizar análise

petrográfica detalhada e identificar os processos diagenéticos presentes nesses arenitos fossilíferos e conglomerados basais, a fim de gerar novos dados para auxiliar no refinamento da interpretação de proveniência sedimentar dessas rochas para futuros trabalhos. Assim, a caracterização petrográfica e digenética aqui apresentada irá contribuir para um melhor conhecimento sobre esses arenitos e para subsidiar futuros trabalhos acerca da proveniência dos mesmos.

O primeiro trabalho sobre as ocorrências de icnofósseis no Grupo Serra Grande indica a possibilidade de deposição em ambiente de transição (estuário e praia), a partir da identificação das icnofácies *Psilonichnus* e *Skolithos*, em arenitos e conglomerados (VIANA et al., 2010). SOUZA et al. (2015) estudaram icnofósseis Silurianos em arenitos e conglomerados na região de Santana do Acaraú, caracterizando o paleoambiente como sistema deltaico entrelaçado dominado por marés. Na Formação Ipu, Barroso (2016) estudou a

assembleia de moldes de invertebrados antozoários, que indicaram um ambiente transicional, raso e de alta energia. Na Formação Tianguá, SOUSA et al. (2019) investigaram uma assembleia icnofossilífera dominada pela icnoespécie *Arthropycus alleghaniensis* (HARLAN, 1831) em arenitos finos e inferiram um ambiente marinho raso. Entretanto, nenhum desses trabalhos fez análise petrográfica e diagenética das rochas estudadas.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Foram selecionados cinco afloramentos da Formação Ipu, na região noroeste do Estado do Ceará (Figura 1), sendo nas seguintes localidades: 1. Riacho Lameirão; 2. Fazenda Contra Fogo, no município de Pacujá; 3. Zipu, em Reriutaba; 4. Sapó, em Santana do Acaraú; 5. Bica do Ipu, no município de Ipu (seção tipo da Formação Ipu). Foram utilizadas seis lâminas delgadas dos arenitos fossilíferos e conglomerados basais oriundos destes afloramentos.

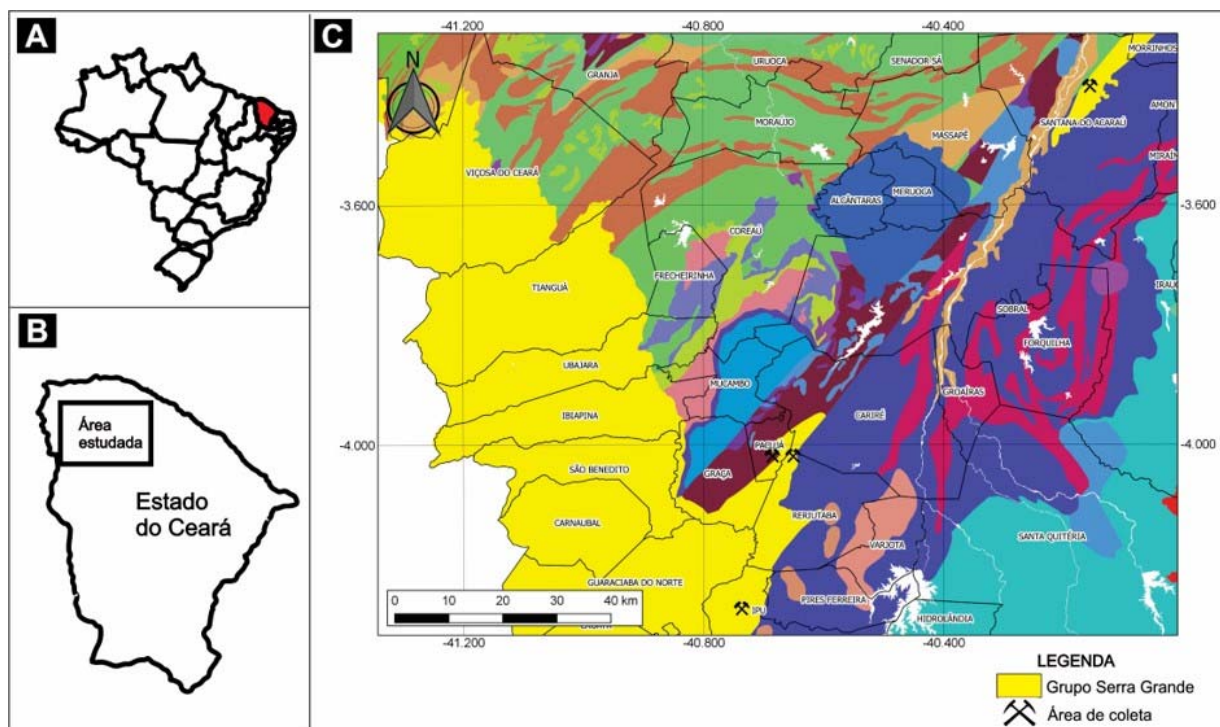


Figura 1. Mapa de localização dos afloramentos estudados no noroeste do Estado do Ceará, na Formação Ipu (Siluriano da Bacia do Parnaíba): A) Mapa do Brasil; B) Mapa do Estado do Ceará; C) Mapa geológico do noroeste do Estado do Ceará. Fonte: BRASIL (2003).

As lâminas analisadas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco/DGEO/UFPE, descritas e fotografadas com o auxílio de microscópio petrográfico com câmera acoplada, sendo do modelo Leica X-7000, do Laboratório de Geologia Sedimentar e Ambiental/LAGESE do Departamento de Geologia da UFPE.

Através da microscopia óptica realizou-se análises detalhadas dessas rochas, com descrição da textura, composição mineralógica, índice de empacotamento, matriz, cimento, processos diagenéticos, caracterização da porosidade e classificação composicional.

As análises seguiram os seguintes critérios: Wentworth (1922) para tamanho médio do grão; Folk (1951), para maturidade textural, com base na proporção de matriz detrítica; Powers (1953), para o arredondamento e contorno dos grãos, a fim de auxiliar na maturidade textural; estimativa visual de Longiaru (1987) para seleção (para ajudar na maturidade textural); Kahn (1956), para determinar o índice de empacotamento (**Ip**); razão quartzo/feldspato de Pettijohn (1975) para maturidade mineralógica; Folk (1974), para maturidade mineralógica (**M**); Folk (1968), para classificação dos arenitos com base na composição.

Foi utilizado Gazzi-Dickinson (cf. ZUFFA, 1985) com base na porcentagem dos minerais detríticos para classificação, maturidade mineralógica e inferir a proveniência e ambientes tectônicos (crátons estáveis, transicional continental para embasamento soerguido, arcos magmáticos e cinturões orogênicos com reciclagem de rochas sedimentares e metassedimentares) das rochas estudadas.

Foram contados 300 pontos por lâmina e, em cada uma, foi contada a porcentagem de quartzo monocristalino (Qm), quartzo policristalino (Qp), feldspato potássico (Fk), feldspato plagioclásio (Fp), fragmento lítico (L), além de matriz, cimento, porosidade e minerais acessórios. Após a contagem destes pontos, os valores obtidos para composição mineralógica foram recalculados para porcentagens de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos e plotados no diagrama ternário de classificação de rochas de Folk (1968) e o diagrama QmFLt e QtFL de Dickinson (1985) para identificar áreas fontes dos sedimentos.

Para minimizar o efeito da granulometria na composição detrítica da rocha e nos resultados para inferir a proveniência, o método Gazzi-Dickinson (cf. ZUFFA, 1985) registra a contagem de grãos (quartzo, feldspato, etc.) de tamanhos maiores que silte – que ocorrem em fragmentos líticos – como sendo monominerálicos, já que podem desagregar-se em grãos monominerálicos com a evolução do transporte. No entanto, os fragmentos líticos com textura fina são quantificados como tal (ardósias, lutitos, *cherts*, filitos, rochas vulcânicas afaníticas). Para classificação de porosidade, utilizou-se Schmidt & McDonald (1979). Quanto a análise diagenética, esta foi realizada com base em Choquette & Pray (1970) e Morad *et al.* (2000).

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia do Parnaíba está inserida, na sua maior parte, na Província Estrutural Parnaíba, localizada a oeste da Província Borborema (PONTE & PONTE FILHO, 1996), e uma menor parte na Província da Borborema. Esta bacia tem grande extensão, abrangendo parte dos estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará e Ceará.

Segundo Pinheiro (2011), 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. De acordo com Vaz et al. (2007), 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.

Nessa bacia, o Grupo Serra Grande assenta-se ao longo de um segmento da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II – Lineamento Transbrasileiro (OLIVEIRA, 2008). Este grupo constitui um ciclo transgressivo-regressivo completo, composto pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós, com idade atribuída ao Siluriano (VAZ et al., 2007). Os sedimentos da Formação Ipu foram depositados numa grande variedade de ambientes, de glacial proximal e glacio-fluvial, a leques ou frentes deltaicas (CAPUTO, 1984). A Formação Tianguá foi depositada num ambiente de plataforma rasa (GÓES & FEIJÓ, 1994) e representa a superfície de inundação máxima. As camadas da Formação Jaicós constituem o intervalo regressivo da sequência, com as fácies indicando uma deposição por sistemas fluviais, deltaicos e plataformais, em ambiente continental, transicional e marinho raso (GÓES & FEIJÓ, 1994).

A Formação Ipu, apresenta arenitos com seixos, conglomerados com matriz areno-argilosa e matacões de quartzo ou quartzito, e arenitos finos

a grossos. Nos psamitos predominam as cores brancas ou cinza/creme-claro, são maciços ou apresentam estratificação cruzada (VAZ et al., 2007).

4. RESULTADOS

Ponto 1 – Riacho Lameirão (Pacujá)

Corresponde a arenito médio a fino, com matriz síltica-argilosa e grãos moderadamente selecionados, subarredondados e subangulosos, composto por quartzo mono e policristalino (méd. de 87%, sendo 85,6% monocristalino, e 1,2% policristalino). Predomina quartzo de origem ígnea plutônica com extinção predominantemente reta, seguida da ondulante, enquanto os policristalinos são derivados de rocha metamórfica, com extinção ondulante.

Os feldspatos somam uma média de 12 % e são representados por ortoclásio e microclina (méd. de 11%; Figura 2A) e plagioclásio (méd. de 1%); há o predomínio da microclina, sendo substituída por caulinita e illita. Os fragmentos líticos identificados foram *cherts* (méd. de 1%), e os minerais acessórios compreendem basicamente muscovita e zircão, este último, com forma prismática.

A rocha possui arcabouço sustentado pelos grãos, com empacotamento fechado, predominando contatos retos e suturados, seguido de côncavo-convexos (Figura 2B). A porosidade predominante é primária intergranular, com raros poros secundários oriundos da dissolução de grãos. O cimento é formado por óxido/hidróxido de ferro (provável goetita), óxido de ferro (provável hematita), caulinita autigênica e quartzo autigênico (crescimento sintaxial). Ocorre matriz síltica, argilosa infiltrada e autigênica (caulinita e provável illita).

Texturalmente, essa rocha é matura (com menos de 5% de matriz detrítica), no entanto, mineralogicamente é submatura (com valor médio de $M = 27\%$).

Observou-se processos diagenéticos da eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. Na eodiagênese ocorrem os seguintes processos: compactação mecânica, com grãos fraturados e moscovitas abertas e dobradas; infiltração de argila; alteração de moscovitas (Figura 2C) e feldspatos; e início da illitização de feldspato potássico (Figura 2D). Na mesodiagênese identificou-se: compactação química, representada pelos contatos côncavo-convexos e suturados entre os grãos; dissolução parcial de grãos de quartzo (Figura 2E); cimento de caulinita; substituição de grãos de feldspato por illita; e cimentação por quartzo microcristalino e autigênico (crescimento sintaxial, Figura 2F). Na telodiagênese, ocorrem a precipitação de cimento de óxido/hidróxido de ferro (Figura 2D) e dissolução parcial de grãos de feldspatos (Figura 2F).

Ponto 2 – Fazenda Contra Fogo (Pacujá)

Trata-se de um arenito médio a grosso, com grãos mal selecionados, angulosos a subarredondados e baixa esfericidade (Figura 3A); constituído basicamente por grãos de quartzo monocristalino derivados de rocha ígnea plutônica com extinção reta e ondulante, mas também ocorre quartzo policristalino com forte extinção ondulante, indicando origem metamórfica.

Cerca de 95% dos grãos do arcabouço representa quartzo monocristalino (méd. de 90%) e policristalino (méd. de 5%). O feldspato perfaz uma média de 3% e os grãos encontram-se frequentemente alterados

por processos diagenéticos, impedindo a distinção mineralógica da espécie. Foram observados apenas fragmentos de *chert* e arenito, com uma média de 2% (Figura 3B). Os minerais acessórios são zircão, opacos (pequena quantidade), provável titanita (?) e moscovitas (algumas se alterando para argilominerais).

Esse arenito apresenta arcabouço sustentado pelos grãos, com pouca matriz (areia muito fina), com empacotamento fechado e contatos predominantemente côncavo-convexos, retos e suturados (Figura 3A). A porosidade identificada é secundária, do tipo poro de fratura de grãos rígidos (preenchida por óxido de ferro e sem preenchimento). O cimento é predominantemente de óxido/hidróxido de ferro (Figura 3C), com uma pequena quantidade de cimento de caulinita, quartzo microcristalino e autigênico (crescimento sintaxial) ocupando os espaços intergranulares da rocha. A argila presente, do tipo caulinita, ocorre em pequena quantidade, sendo oriunda de processo diagenético.

Com relação à maturidade textural, esse arenito é maturo (teor de matriz < 5%) e os grãos do arcabouço são angulosos a subarredondados e mal selecionados. Em relação à maturidade mineralógica, também se classifica como maturo, com base na relação entre os constituintes mais resistentes (quartzo e *chert*) e os menos resistentes (feldspatos e fragmentos líticos), onde o resultado médio de M foi igual a 48%. Contudo, esse resultado não reflete a realidade, uma vez que a amostra se encontra bastante alterada.

Os processos diagenéticos identificados são da eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. Na eodiagênese ocorrem: compactação mecânica com fraturamento de grãos de quartzo (Figuras 3B e 3D) e

empacotamento fechado (Figura 3A); precipitação de cimento de ferro, provavelmente originado da alteração e dissolução de minerais pesados ricos em ferro (Figura 3C); alteração de muscovitas e feldspatos. Os processos relacionados à mesodiagênese são: compactação química, representada

pelos contatos côncavo-convexos e suturados; cimentação de quartzo microcristalino e autigênico (crescimento sintaxial); cimento de caulinita (Figura 3E); substituição de muscovita e feldspato por caulinita. Na telodiagênese identificou-se a dissolução parcial de grãos de feldspatos (Figura 3F).

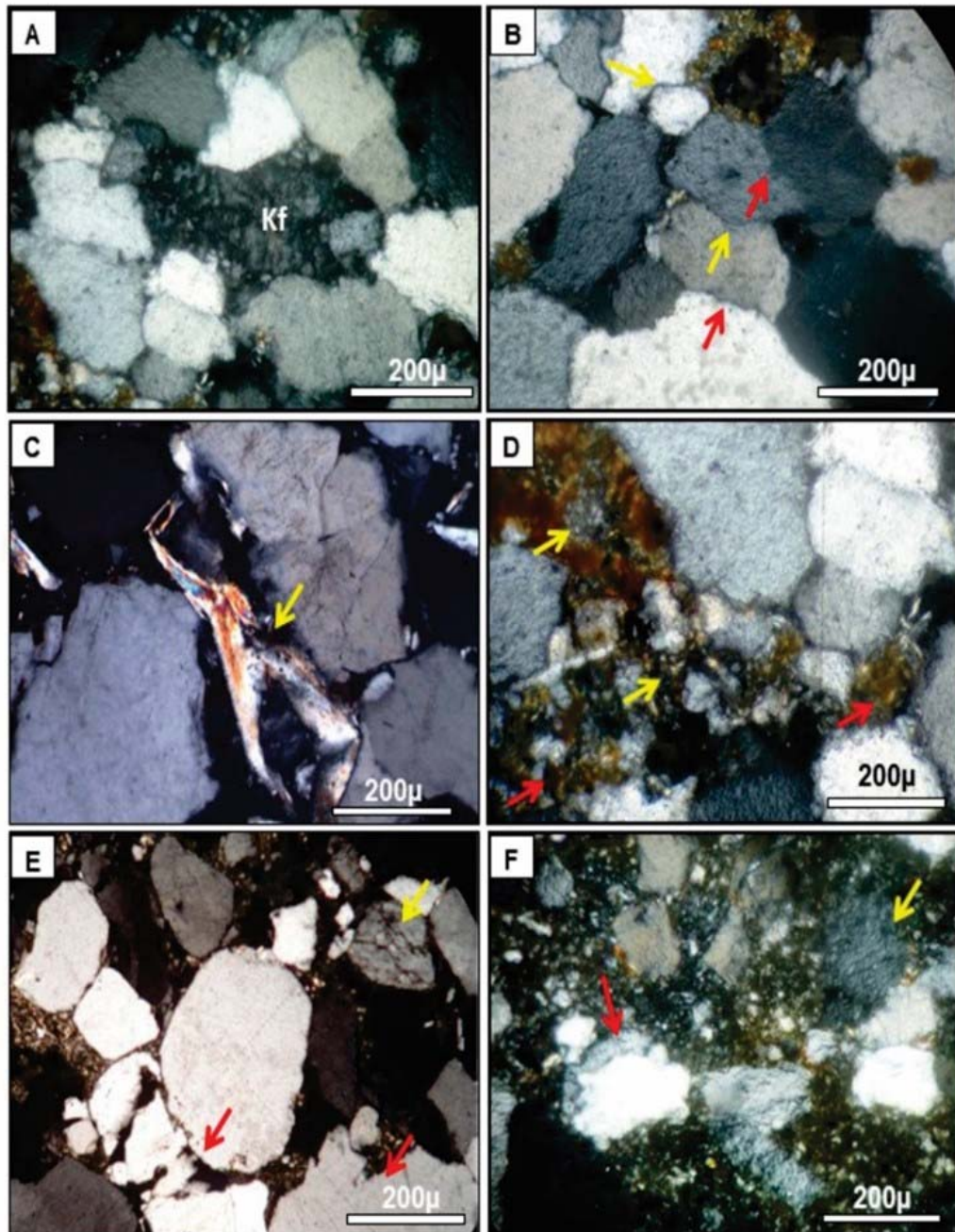


Figura 2. Fotomicrografia do Riacho Lameirão: A) Quartzo monocristalino moderadamente selecionado e feldspato potássico (Kf) fraturado e iniciando alteração (XP); B) Empacotamento fechado e contatos côncavo-convexos (setas amarelas) e suturados (setas vermelhas), XP; C) Muscovita alterada (seta amarela), XP; D) Feldspatos e muscovitas se alterando para argilomineral (setas amarelas e vermelhas); cimentação por óxido/hidróxido de ferro, XP; E) Dissolução de quartzo (setas vermelhas) e feldspato (seta amarela), XP; F) Dissolução de feldspato (seta amarela) e cimento de quartzo autigênico (seta vermelha), XP.

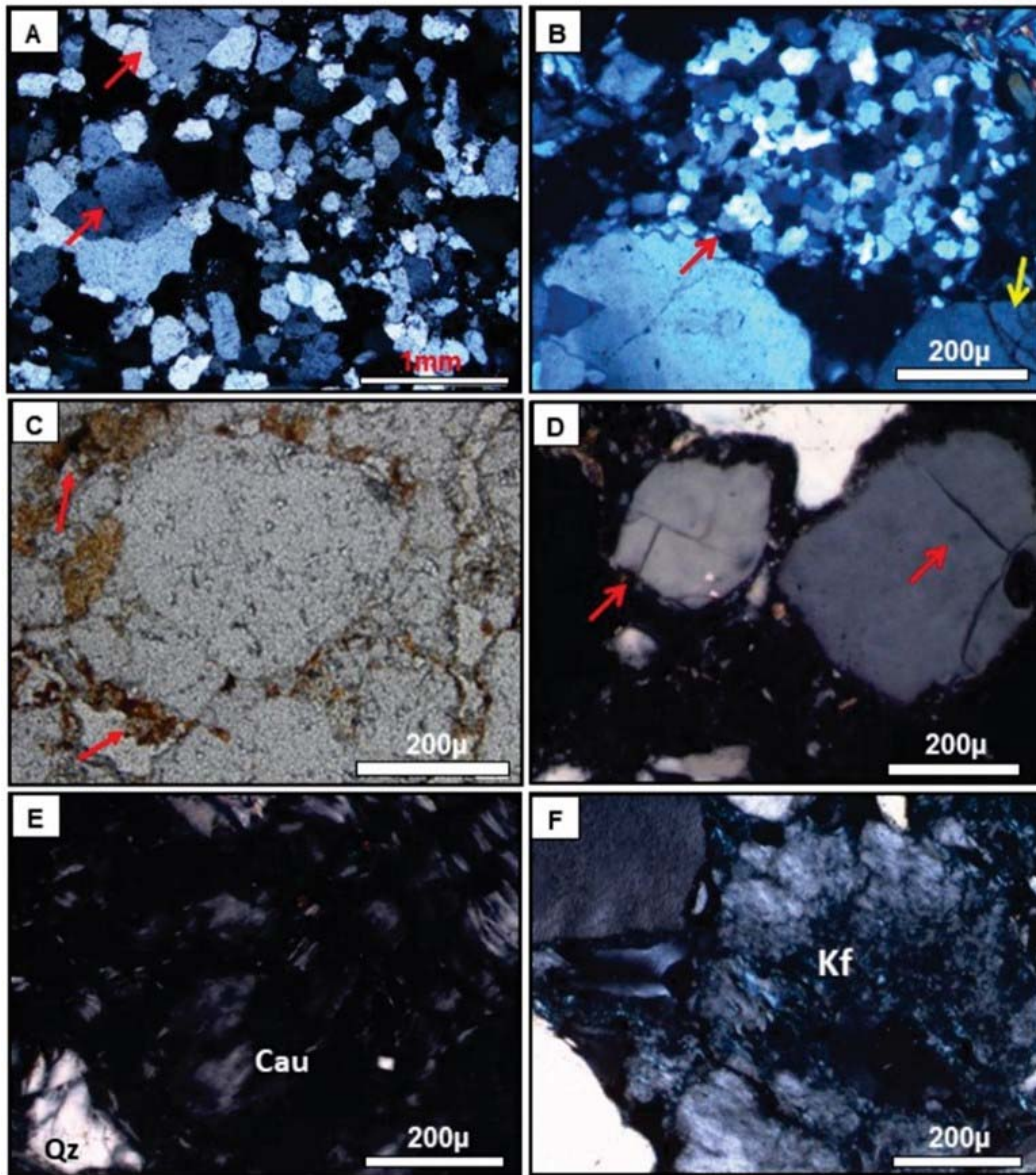


Figura 3: Fotomicrografia do Arenito Contra Fogo: A) Quartzo monocristalino de origem plutônica, com grãos angulosos a subarredondados (XP) e empacotamento fechado, com contatos côncavo-convexos (setas); B) Fragmento Lítico (chert, seta vermelha), XP, e quartzo fraturado (seta amarela); C) Cimento de ferro (setas), //P; D) Quartzos fraturados (setas), XP; E) Cimento de caulinita (Cau), XP; F) Dissolução parcial de feldspato (Kf), XP.

Ponto 3 – Zipu (Reriutaba)

Nesta localidade, o arenito é grosso a médio, com níveis conglomeráticos e matriz areno-síltica, com grãos moderadamente a mal selecionados, angulosos, subangulosos e subarredondados. O arcabouço é constituído predominantemente por quartzo monocristalino plutônico e policristalino metamórfico (méd. de 91%, sendo 68% mono e 23% policristalino; Figura 4A), ambos com extinção ondulante.

Os feldspatos encontram-se muito alterados, transformando-se em argilomineral (provavelmente caulinita), dificultando a identificação da espécie (mascarando suas propriedades ópticas), e muitos estão sofrendo dissolução; eles perfazem uma média de 5% dos componentes primários principais. Os fragmentos líticos têm porcentagem em torno de 4% e são representados por *chert*, arenito, xisto, quartzito (Figura 4B), além de outros fragmentos não reconhecidos devido à

Revista de Geologia 33 (1), 2020.

alteração. Zircão (na forma euédrica), turmalina e muscovita são os minerais acessórios identificados (Figuras 4A e 4D).

O arcabouço dessa rocha é sustentado pelos grãos, com empacotamento fechado, contatos predominantemente côncavo-convexos,

seguido de contatos retos, suturados (Figura 4C). A porosidade é baixa, sendo basicamente de origem primária, porém ocorre a secundária dos tipos móldica e poros oriundos de dissolução parcial de grãos. O cimento é predominantemente de óxido de ferro (provável hematita, Figura 4D).

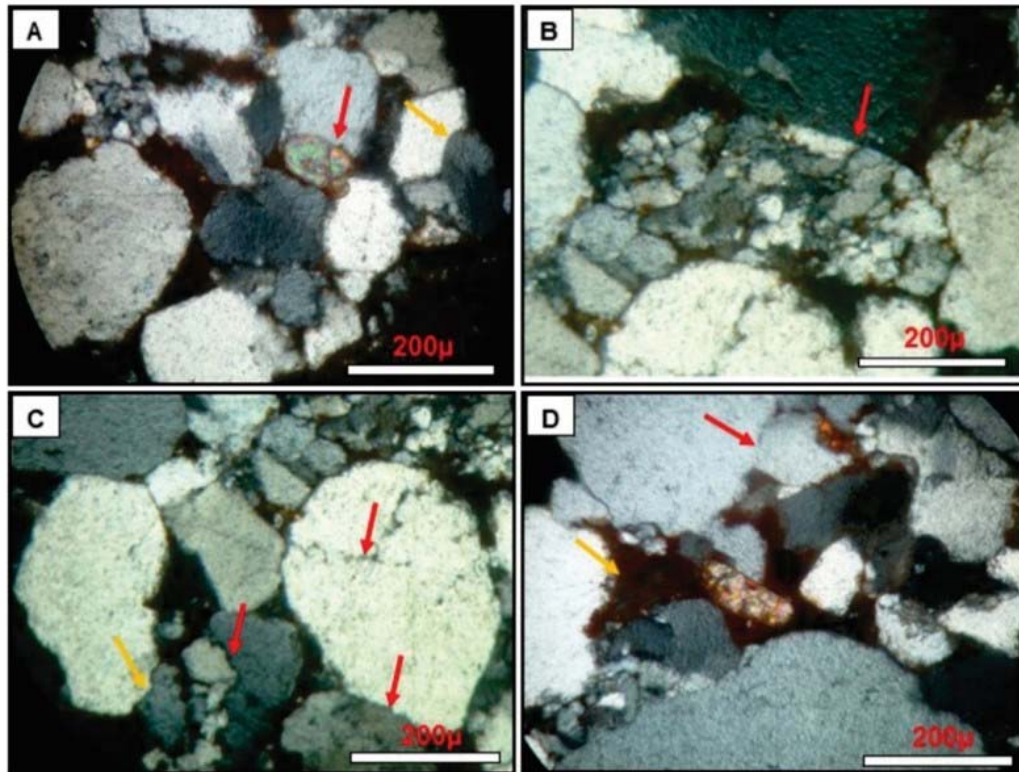


Figura 4: Figura 4. Fotomicrografia do Arenito Zipu: A) Quartzo monocristalino plutônico, subarredondados (XP), grão de zircão euédrico entre grãos de quartzo (seta vermelha) e contato côncavo-convexo (seta laranja); B) Fragmento de arenito (seta), XP; C) Contatos suturados e côncavo-convexos (setas vermelhas e laranja, respectivamente), XP, com empacotamento fechado; D) Cimento de óxido de ferro (provável hematita, seta laranja) e contato côncavo-convexo (seta vermelha), XP.

Quanto à maturidade textural, esse arenito é classificado como maduro, com base na porcentagem de matriz detrítica (< 5%), seleção granulométrica e o grau de arredondamento. De acordo com a maturidade mineralógica, é considerado submaduro, cujo resultado da proporção de constituintes mais resistentes e os menos resistentes foi uma média de **M** igual a 23%.

Os processos diagenéticos que afetam essa rocha são: compactação mecânica, representada por grãos fraturados e arcabouço fechado;

precipitação de cimento de ferro (provável hematita), que pode estar relacionada à alteração de minerais ferromagnesianos (provocada por água meteórica), no estágio eodiagenético; compactação química (contatos suturados), dissolução de grãos de quartzo, originando porosidade secundária, além da porosidade do tipo móldica, grãos de muscovita e feldspatos sendo substituídos por caulinita, na mesodiagenese. Na telodiagenético ocorreu apenas a dissolução de

feldspatos no centro dos grãos, gerando porosidade do tipo alveolar.

Ponto 4 – Sapó (Santana do Acaraú)

A rocha corresponde a um arenito grosso a conglomerático, com presença de seixos, cuja matriz é areno-argilosa; os grãos são moderadamente a mal selecionados, angulosos e subarredondados. O arcabouço é constituído por quartzo monocristalino de origem ígnea plutônica e metamórfica, além de quartzos policristalinos derivados principalmente de rochas metamórficas (Figuras 5A e 5B), além de policristalino hidrotermal. Os grãos de quartzo perfazem uma média de 78% (méd. de 64,44% de monocristalino e 13,6% de policristalino), com extinção reta (nos monocristalinos), seguida da ondulante; já os policristalinos apresentam extinção ondulante. Os grãos policristalinos de origem hidrotermal apresentam cristais com formas alongadas e equantes (formando um mosaico), ligados por contatos retos e às vezes suturados (Figura 5B).

Os feldspatos somam uma média de 12%, sendo representados pela microclina e ortoclásio (méd. de 10,5%), e plagioclásio (méd. de e 1,6%). Muitos encontram-se em estado de alteração, transformando-se em argilominerais (caulinita e provável illita). No entanto, também ocorrem plagioclásios bem preservados e maclados. Ocasionalmente observa-se K-feldspatos e plagioclásios compactados, fraturados e sofrendo alteração.

Os fragmentos líticos perfazem cerca de 10% do arcabouço, predominando os tipos metamórficos (filito, xisto, gnaiss e quartzito), seguidos do sedimentar (*chert* e arenito). Foram identificados intraclastos micáceos compactados, formando pseudo-atriz. Os fragmentos líticos, com

exceção de alguns *cherts*, possuem tamanhos bem maiores que os demais componentes do arcabouço (Figura 5C). Os minerais acessórios são micas (muscovita e biotita), opaco e provável anatásio (?).

Essas rochas apresentam arcabouço sustentado pela matriz, com empacotamento normal e fechado. Os contatos entre os grãos são pontuais e flutuantes, predominando, mas também ocorrem contatos retos, côncavo-convexos e suturados. A porosidade mais frequente é a primária intergranular, seguida da secundária do tipo alveolar e por faturamento de grãos rígidos. O cimento predominante é de caulinita e óxido/hidróxido de ferro (Figura 5D). A argila ocorre em pequena quantidade, sendo principalmente de origem diagenética (caulinita e illita).

Texturalmente, essa rocha é classificada como imatura, com base no teor de matriz detrítica (> 5%), presença de grãos angulosos e mal selecionados do arcabouço. A maturidade mineralógica é baixa (imatura), conforme a relação entre os constituintes mais resistentes e os menos resistentes, com uma média de **M** igual a 4%, e da presença de vários grãos de feldspatos e fragmentos líticos bem preservados.

O estágio eodiagenético foi marcado pelo processo de compactação mecânica, que ocorreu de forma moderada. Os efeitos da compactação são observados nos grãos rígidos de quartzos e feldspatos fraturados, micas (muscovitas e biotitas) estiradas e dobradas entre grãos (Figuras 6A e 6B), em função dos esforços sofridos. Outras evidências da compactação mecânica foram à deformação de intraclastos micáceos e outros grãos dúcteis bastante esmagados, formando pseudomatriz (Figura 5C; Figura 6C). Nesse estágio também ocorre alteração de biotita (gerando cimento ferruginoso)

e alteração de feldspato e muscovita (Figuras 6C e 6D).

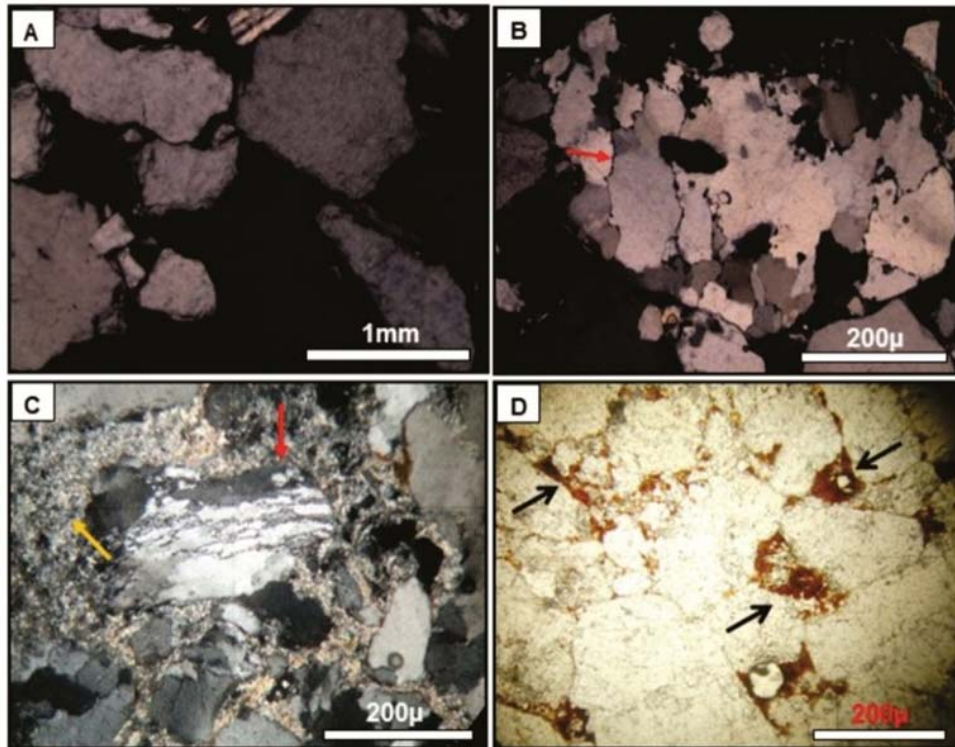


Figura 5: Fotomicrografia do Arenito conglomerático de Sapó: A) Quartzo monocristalino plutônico, angulosos a subangulosos (XP); B) Quartzo policristalino metamórfico em forma equante, com contatos suturados (seta), XP; C) Fragmento de xisto (seta vermelha) e pseudomatriz (seta amarela, XP); D) Cimento de óxido/hidróxido de ferro (setas), //P.

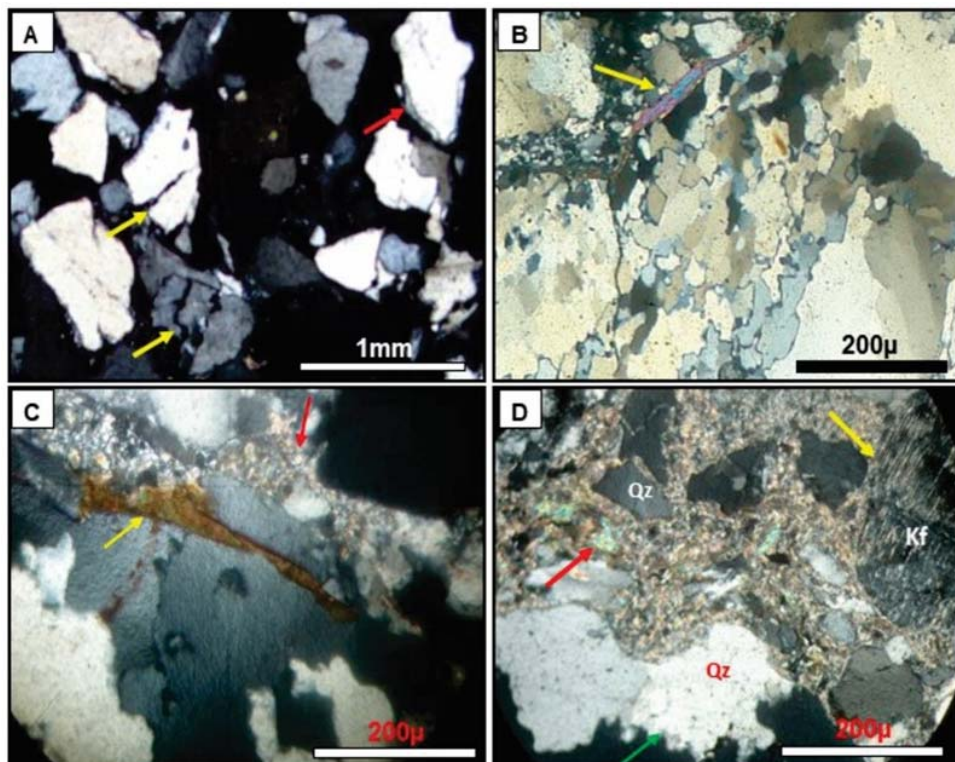


Figura 6: Fotomicrografia do Arenito conglomerático de Sapó: A) Quartzo fraturados (setas amarelas) e quartzo autigênico (seta vermelha), XP; B) Muscovita dobrada entre grãos (seta), XP; C) Biotita estirada, alterada (seta amarela) e pseudomatriz (seta vermelha), XP; D) Muscovita e feldspato se alterando (setas vermelha e amarela, respectivamente), XP, com dissolução de grãos de quartzo nas bordas (seta verde).

Durante a mesodiagênese, o soterramento e a compactação tornaram-se mais efetivos, desencadeando vários processos diagenéticos, representados por: dissolução de grãos de quartzo e feldspatos, principalmente nas bordas dos grãos de quartzo, devido à compactação química (Figura 6D); geração de porosidade secundária; cimentação de quartzo autigênico (Figura 6A); substituição de grãos de muscovita e feldspato por aluminominerais (provavelmente caulinita e illita). No estágio telodiagenético observou-se geração de porosidade secundária por dissolução inicial de grãos.

Ponto 5 – Bica do Ipu (Município de Ipu)

Refere-se a um conglomerado com granulometria que varia de silte a seixo, predominando areia muito grossa e seixos, cuja matriz é areno-argilosa. Os grãos são pobremente selecionados, angulosos e subarredondados (Figura 7A). Este conglomerado é constituído por quartzo (méd. de 93%), feldspatos (méd. de 4,5%) e fragmentos líticos (méd. 2,5%), além de minerais acessórios como muscovita, opacos e zircão.

Os grãos de quartzo são monocristalinos (méd. de 89%) e policristalinos (méd. de 4%), dominando os monocristalinos plutônicos com extinções ondulante e imediata. Os feldspatos são representados pelo K-feldspato (méd. de 2%) e plagioclásio (méd. de 0,5%). Os fragmentos líticos encontrados foram de xisto, granito e provável clasto de metaplutônica (Figura 7B).

O arcabouço da rocha é sustentado pela matriz, com empacotamento variando entre frouxo, normal e às vezes fechado. Predomina contatos pontuais e

grãos flutuantes, com raros côncavo-convexos e suturados, com predomínio de porosidade primária do tipo intergranular, ocorrendo em pequenas proporções, à secundária originada por dissolução de grãos. Ocorre o predomínio de óxido/hidróxido de ferro e pequenas quantidades de cimento autigênico de quartzo (crescimento sintaxial) e caulinita. Ocorre argila infiltrada e diagenética (com baixa proporção), representada pela caulinita e traços de illita.

Os processos diagenéticos na eodiagênese são: infiltração de argila (pequena quantidade), na forma de cutículas envolvendo grãos do arcabouço; compactação mecânica incipiente e moderada, comprovada pelo arcabouço frouxo e normal. As feições mais evidentes de compactação mecânica foram muscovitas dobradas e estiradas entre grãos (Figura 7C); e alteração de muscovita (Figura 7D). Na mesodiagênese observou-se: cimento de caulinita com hábito lamelar, oriundo da substituição de muscovita; cimentação de quartzo autigênico (crescimento sintaxial); e compactação química, representada pelos raros contatos côncavo-convexos e suturados. Na telodiagênese ocorre apenas a cimentação por óxido/hidróxido de ferro.

Nesta localidade encontra-se arenito grosso, com granulometria variando de muito grossa a fina, com grãos mal selecionados, com baixa esfericidade e arredondamento variando de anguloso a subarredondado. Este arenito é constituído predominantemente por grãos de quartzo (méd. de 92%), feldspatos (méd. de 6%) e fragmentos líticos (méd. 2%), além de minerais acessórios como muscovita, opacos e zircão. Ocorrem grãos de quartzo monocristalinos (méd. de 91%) com extinção ondulante e policristalinos (méd. de 1%). Os feldspatos

identificados foram K-feldspato (méd. de 5%) e plagioclásio (méd. de 1%). Os fragmentos líticos encontrados foram apenas de xisto e *chert*.

A rocha apresenta arcabouço sustentado pela matriz, com empacotamento normal, contatos pontuais, grãos flutuantes e raros côncavos-convexos, com predomínio de porosidade primária do tipo intergranular, ocorrendo em pequenas proporções, à secundária originada por dissolução de grãos. Predomina cimento de óxido/hidróxido de ferro e caulinita autigênica.

Quanto aos processos diagenéticos, na eodiagênese foram identificados: argila infiltrada (pouca); compactação mecânica, representada por muscovitas dobradas entre grãos; e alteração de muscovitas e feldspatos para caulinita. Na mesodiagênese ocorre: compactação química, evidenciada pela dissolução de quartzo; cimentação de caulinita; e traços de quartzo autigênico (crescimento sintaxial). A telodiagênese está representada pela cimentação de óxido/hidróxido de ferro.

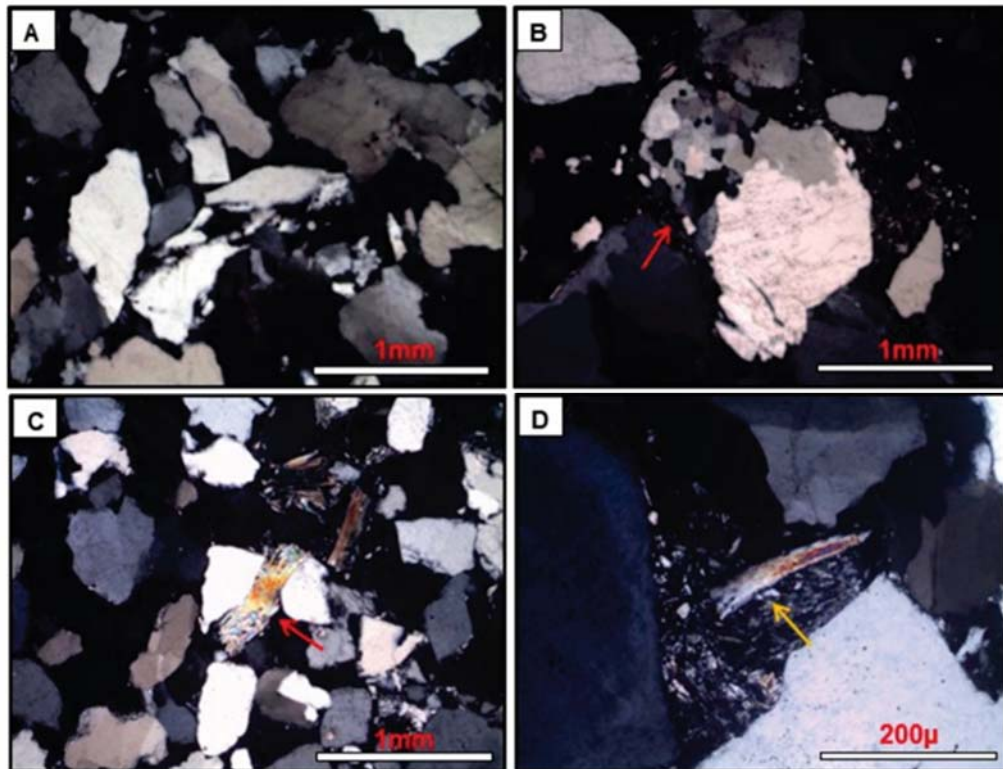


Figura 7. Fotomicrografia do conglomerado Bica do Ipu: A) Quartzo monocristalino angulosos (XP); B) Provável clasto metaplutônico (seta), XP; C) Muscovita dobrada e estirada (seta), XP; D) Alteração de muscovita (seta), XP.

Com base na classificação de Folk (1968), os arenitos Riacho do Lameirão (Pacujá), Sapó (Santana do Acaraú) e Arenito Bica do Ipu são classificados como subarcósios; os arenitos Fazenda Contra Fogo (Pacujá) e Zipu (Reritaba) correspondem a quartzarenitos; o conglomerado Bica do Ipu é

classificado como arenito sublítico (Figura 8).

Os resultados da petrografia detalhada, com a contagem modal para determinar ou inferir a proveniência, utilizando o método Gazzi-Dickinson (1985), estão representados na Figura 9.

Conforme este método e utilizando os triângulos QtFL e QmFLt, as amostras analisadas localizam-se nos campos de proveniência de cráton estável em bloco continental para os arenitos Contra Fogo, Zipu e Bica do Ipu, e ambiente transicional (transição para embasamento soerguido) em um bloco continental para os arenitos Riacho Lameirão e Sapó. Já o conglomerado Bica do Ipu fixa-se no campo de orógeno reciclado.

A composição das rochas analisadas sugere que os arenitos Riacho Lameirão, Sapó, Ipu e Conglomerado Bica do Ipu, são submaturos, com presença de feldspatos e fragmentos líticos consideráveis. No entanto, os arenitos Fazenda Contra Fogo e Zipu indicam maturidade mineralógica mais alta, com predomínio de quartzo.

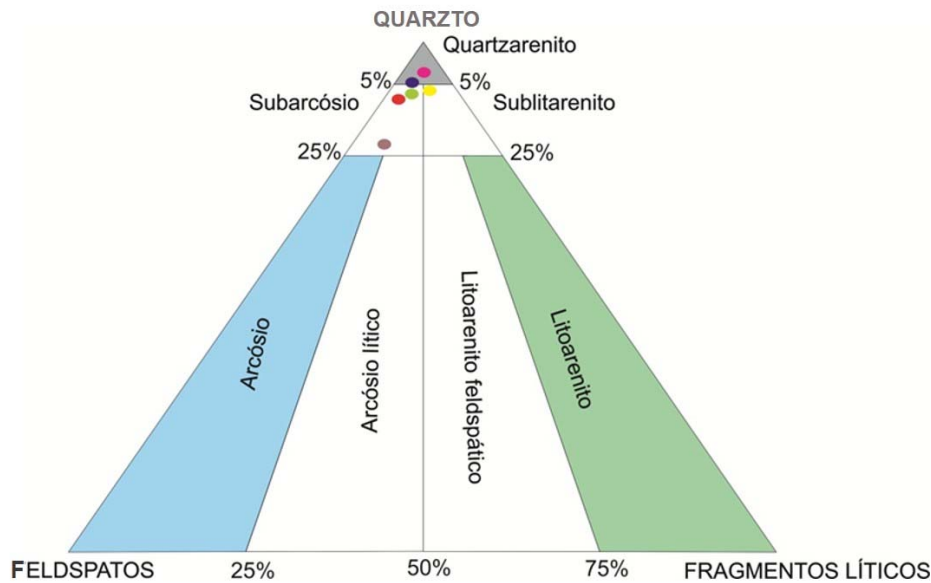


Figura 8: Composição e classificação dos arenitos estudados segundo o diagrama de Folk (1968). Arenito Riacho Lameirão (bolinha vermelha), Arenito Sapó (bolinha roxa), Arenito Zipu (bolinha azul), Arenito Contra-Fogo (bolinha rosa), Conglomerado Bica do Ipu (bolinha amarela), Arenito Bica do Ipu (bolinha verde).

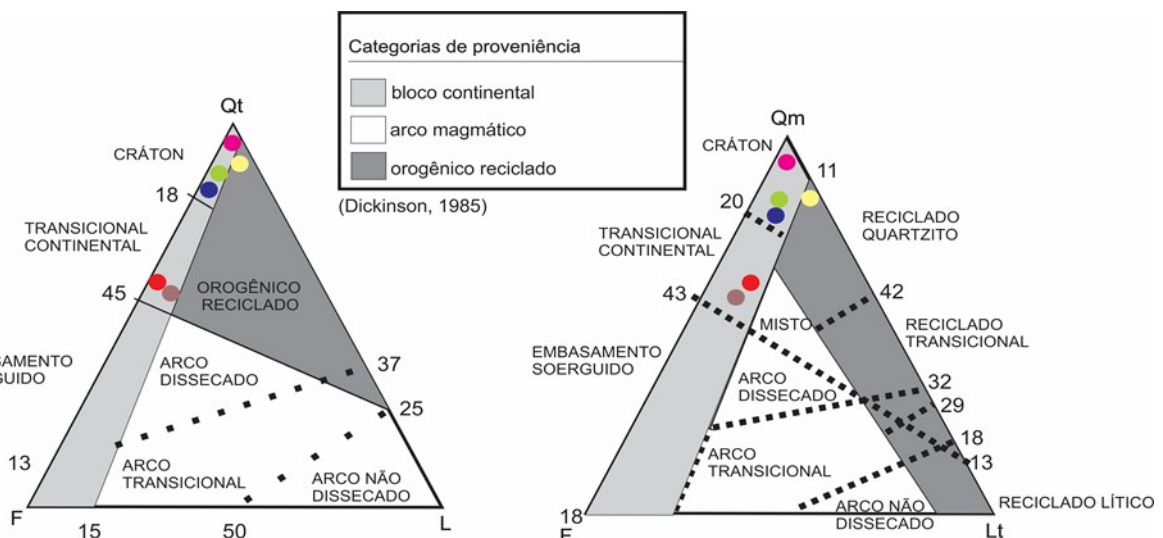


Figura 9: Diagrama de tipos de proveniência tectônica, com resultados totais de petrografia quantitativa plotados no diagrama QtFL e QmFLt de Dickinson (1985). Arenito Riacho Lameirão (bolinha vermelha), Arenito Sapó (bolinha roxa), Arenito Zipu (bolinha azul), Arenito Contra-Fogo (bolinha rosa), Conglomerado Bica do Ipu (bolinha amarela), Arenito Bica do Ipu (bolinha verde).

5. DISCUSSÃO

5.1 Petrografia e Diagenese

Evidências de campo, auxiliadas pela petrografia, mostraram que os arenitos fossilíferos e conglomerados basais da Formação Ipu reúnem depósitos sedimentares com granulometria variada, porém, com predomínio de grãos grossos. Composicionalmente, estes depósitos apresentam pouca variedade entre si, sendo compostos predominantemente por quartzo, seguido de feldspatos. Os minerais acessórios predominantes são basicamente os mesmos em todas as amostras analisadas (muscovita, opacos, zircão); de forma esporádica ocorrem a biotita, turmalina, provável titanita (?) e anatásio (?) em algumas amostras. Com base na composição detrítica, essas rochas são classificadas como subarcósios, quartzarenitos e arenito sublítico (Folk, 1968).

A análise petrográfica mostrou pouca presença de feldspatos, fragmentos líticos e minerais pesados em algumas amostras, e também revelou a atuação de diferentes processos diagenéticos. Desta forma, é possível que a escassez desses grãos – dando origem aos quartzarenitos Fazenda Contra Fogo e Zipu – ocorre devido à forte atuação de alguns processos diagenéticos identificados, tais como: alteração, substituição e dissolução de feldspatos, fragmentos líticos e minerais acessórios (alguns pesados). Entretanto, considerando os feldspatos indiferenciados (devido suas alterações) em algumas amostras, a composição dos arenitos Riacho Lameirão, Sapó e Bica do Ipu tendem a ser de subarcósios, podendo inferir a constituição mais próxima da rocha original.

A diagenese que afetou essas rochas está relacionada aos processos

da eo, meso e telodiagenese. O estágio da eodiagenese, segundo Choquette & Pray (1970), relaciona-se com a circulação de águas superficiais carreando materiais em solução e suspensão. Neste estágio, foram identificadas as seguintes feições diagenéticas: compactação mecânica; infiltração de argila; alteração de moscovitas e feldspatos para argilominerais; e início da illitização de feldspato potássico; cimento de ferro (provável hematita) e alteração de biotita gerando cimento de ferro em todas as amostras estudadas.

Esta fase eodiagenética sugere ter sido influenciada pela circulação de água meteórica nos sedimentos, visto que nesse estágio ocorre influência dos fenômenos de superfícies, como intemperismo. Uma fase de precipitação de óxido/hidróxido de ferro em torno de alguns grãos de quartzo pode estar relacionada à oxidação de minerais ferromagnesianos durante a eodiagenese ou a telodiagenese, vistos ambas atuam próximas à superfície de erosão.

Na mesodiagenese, os processos detectados englobam: compactação química (contatos suturados e côncavo-convexos); dissolução parcial de grãos de quartzo e feldspatos; cimento de caulinita; substituição de feldspato por illita e substituição de muscovita e feldspato por caulinita; cimentação de quartzo autigênico (crescimento sintaxial); e geração de porosidade secundária por dissolução total de grãos. Este estágio ocorre principalmente nos quartzarenitos durante o soterramento efetivo dos grãos.

Na telodiagenese, os processos atuantes em todas as amostras foram a precipitação de cimento de óxido/hidróxido de ferro e dissolução parcial de grãos de feldspatos, gerando porosidade secundária. Nesta fase, os processos operam juntos ou próximos à superfície

de erosão, em rochas que foram previamente soterradas, submetidas à eodiogênese e mesodiogênese e, posteriormente, soergidas (CHOQUETTE & PRAY, 1970).

É importante ressaltar que os processos diagenéticos mais atuantes nas rochas analisadas foram alteração, substituição e dissolução de minerais, compactação (mecânica e química) e cimentação de óxido de ferro.

A alteração e substituição de feldspato por caulinita pode ocorrer devido à percolação de fluidos lixiviantes em profundidades rasas, dissolvendo este mineral (BATISTA, 2015). A dissolução de grãos de feldspatos influencia na precipitação de caulinita, que se deposita nos poros secundários devido à reação entre os grãos instáveis e com a presença de água intersticial ácida (WOLELA & GIERLOWSKII-KORDESCH, 2007).

Geralmente, a alteração de moscovita e feldspato ocorre na eodiagênese, onde os sedimentos ainda recebem influência dos processos intempéricos que ocorrem na superfície. De acordo com Sgarbi (1991), a presença de caulinita normalmente está relacionada com a transformação e intemperismo químico do feldspato. Esta transformação implica na adição de H₂O e retirada de K⁺ e SiC₂, podendo ocorrer na diagênese precoce ou mesmo no intemperismo. Entretanto, Costa *et al.* (2014) consideram que a formação da caulinita autigênica, seja como cimento ou substituindo grãos de muscovita e feldspato, corre no estágio da mesodiogênese.

Para Tucker (2001), o processo de caulinitização é comum em arenitos continentais e sua intensidade está relacionada ao clima e à disponibilidade de grãos instáveis (feldspatos, líticos argilosos e micas) no arcabouço, incluindo a matriz.

A caulinita é um argilomineral produto de alteração encontrado em zona tropical úmida equatorial (MORAD *et al.*, 2000; POMEROL *et al.*, 2013). Assim, é provável que nas rochas estudadas a alteração e substituição dos grãos de muscovitas e feldspatos para caulinita ocorreu devido ao aumento da instabilidade dos argilominerais com o aumento do soterramento.

A ocorrência de dissolução de grãos foi identificada na maioria das amostras estudadas. Dissolução de grãos é um processo que geralmente está associado a reações químicas entre fluidos e o próprio grão; é um processo em que o mineral é destruído pela interação com o fluido, originando porosidade secundária (WORDEN & BURLEY, 2003). Para Morad *et al.* (2000), uma das modificações telodiagenéticas mais importantes produzidas pelo fluxo de água meteórica em unidade siliciclástica incluem a dissolução de minerais, geralmente feldspato, fragmentos líticos e cimentos instáveis.

Segundo Morton & Hallsworth (1999), nos diferentes estágios da diagênese podem ser precipitados novos minerais (autigênicos), ou ocorrer a dissolução/substituição parcial ou total de grãos (feldspatos, líticos e minerais pesados), causando mudança na composição original da rocha.

Nas rochas analisadas ocorre a compactação mecânica e a química, com o predomínio da primeira. De acordo com De Ros & Moraes (1984), a compactação mecânica ocorre em resposta à crescente pressão de soterramento com o aumento da profundidade, na mesodiogênese, mas pode acontecer a pequenas profundidades, logo após o soterramento, no domínio eodiagenético. Para Worden & Morad (2000), a compactação em uma rocha é mais

atuante a partir dos primeiros 2 km de soterramento, onde também ocorre a cimentação de quartzo autigênico (crescimento sintaxial), com o aumento da temperatura.

A compactação química marca o fim da eodiagênese e início da mesodiagênese, produzindo contatos suturados e côncavo-convexos entre os grãos, em decorrência do aumento de profundidade de soterramento (BATISTA, 2015). De acordo com De Ros & Moraes (1984), dentre os minerais que compõem a rocha, os grãos de quartzo, de modo geral, são mais suscetíveis à compactação química.

Quanto à ocorrência de cimento de ferro, de acordo Walker (1976, *apud* MORAD, 1991), parte do cimento de hematita em arenitos seria formado pela alteração diagenética de minerais detríticos portadores de ferro (biotita, anfibólio, piroxênio, magnetita, óxidos de Fe e Ti).

5.2. Considerações sobre Proveniência

Estudos petrográficos são realizados para inferir rochas fontes, visto que a quantificação dos componentes dos arenitos pode inferir assinaturas composicionais dos principais ambientes tectônicos: bloco continental, (cráton estável, transicional continental e embasamento soerguido), arco magmático (dissecado, transicional e não dissecado) e orógeno reciclado com reciclagem de rochas sedimentares, metavulcano-sedimentares, gnaisses e granitoides (DICKINSON, 1985).

Assim, a análise petrográfica permitiu inferir os principais tipos de áreas fontes para as rochas analisadas nesse trabalho, indicando mistura de áreas fonte de cráton estável, ambiente transicional continental para emba-

samento soerguido e orógeno reciclado. (DICKINSON, 1985).

Ainda de acordo com Dickinson (1985), regiões denominadas de blocos continentais são regiões consolidadas tectonicamente, formadas de cinturões orogênicos antigos amalgamados. Os orógenos reciclados caracterizam-se cinturões dobrados, incluindo estratos supracrustais deformados e soerguidos, formados predominantemente por rochas metassedimentares.

Os quartzarenitos Fazenda Contra Fogo e Zipu apresentam litoclastos sedimentares e metamórficos, além de minerais pesados oriundos de fontes ígneas. Estas rochas sugerem proveniência de cráton estável, com fontes ígneas, metamórficas e sedimentares, com influência de clima severo em condições úmidas e com longos transportes de sedimentos (DICKINSON & SUCZEK, 1979).

A composição mais feldspática dos subarcósios Riacho do Lameirão, Sapó e Arenito Bica do Ipu reflete uma proveniência de fonte transicional entre cráton estável e embasamento soerguido, tendo como rochas fonte: embasamento granítico, gnáissico, cobertura sedimentares e metassedimentares, com influência mínima do clima, devido à rápida erosão e curto transporte dos sedimentos (DICKINSON & SUCZEK, 1979). Estas rochas apresentam contribuições de litoclastos sedimentares, ígneos, metamórficos e metassedimentares, com minerais pesados típicos de fontes ígneas e metamórficas.

O Conglomerado Bica do Ipu mostra uma composição de areias quartzosolíticas que indica proveniência de orógeno reciclado. Este tipo de proveniência está associada a zonas de subducção, ao longo de faixas de colisão ou dentro de cinturões de dobramento e empurrão, que representam as áreas

fontes de sedimentos caracterizados pela abundância em quartzo e em fragmentos líticos sedimentares e metassedimentares (DICKINSON & SUCZEK, 1979).

As paleocorrentes dos depósitos sedimentares da Formação Ipu, que indicam sentidos para norte e oeste (SANTOS & CARVALHO, 2009), e o baixo grau de seleção, baixo arredondamento dos grãos e dos litoclastos nas rochas estudadas, bem como a composição das mesmas, indicam área fonte próxima ao sítio deposicional e transporte relativamente curto. Neste sentido, é possível que as principais fontes de sedimentos das rochas aqui estudadas sejam oriundas do Cráton São Luís e da Província Borborema. O Cráton São Luís consiste de rochas granitóides, metavulcânicas e metassedimentares (HASUI *et al.*, 1984; MOURA *et al.*, 2003; KLEIN *et al.*, 2005). A Província Borborema é composta por gnaisses, migmatitos, granitos, rochas metassedimentares e metavulcânicas (SANTOS & BRITO NEVES, 1984; BRITO NEVES *et al.*, 2001).

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

As rochas fossilíferas da Formação Ipu, localizadas no noroeste do Ceará, consistem de arenitos (médio a fino, médio a grosso e conglomerático) e conglomerados; texturalmente apresentam granulometria que varia de fina a grossa e cascalhosa. A análise petrográfica mostrou que tais rochas são constituídas por quartzo, feldspatos, fragmentos líticos (predominando), moscovitas, biotita, zircão, opacos, turmalina e provável titanita (?) e anatásio (?), sendo classificadas como suabarcósios, quartzarenitos e arenito sublítico.

O estudo diagenético permitiu deduzir que as fases da evolução

diagenética foram controladas, respectivamente, pelas condições do ambiente deposicional, pelo soterramento efetivo e pelo soerguimento tectônico. Os processos diagenéticos mais atuantes foram: alteração, substituição e dissolução de grãos; compactação mecânica e química; e cimentação de óxido de ferro.

Na eodiagênese, a compactação mecânica, alteração de moscovitas e feldspatos e precipitação de cimento de ferro foram os processos diagenéticos mais atuantes. No estágio da mesodiagênese, os processos que mais se destacaram foram: dissolução parcial de grãos de quartzo e feldspatos; substituição de feldspato por illita e substituição de muscovita e feldspato por caulinita; e cimentação de quartzo autigênico (crescimento sintaxial). O estágio da telodiagênese se destaca pela cimentação de óxido/hidróxido de ferro, devido às condições meteóricas sobre os constituintes das rochas.

A mineralogia dessas rochas corrobora para uma proveniência predominantemente de ambiente tectônico de bloco continental com áreas fonte mista: de cráton estável, para os quartzarenitos; transicional para embasamento soerguido, para os subarcósios, os quais podem estar associados a falhamentos em blocos; e orógeno reciclado para o conglomerado Bica do Ipu.

Evidências como paleocorrentes, baixo grau de seleção, baixo arredondamento dos grãos e dos litoclastos e composição, sugerem área fonte próxima ao sítio deposicional e transporte relativamente curto, sendo possível que as principais fontes de suprimento sedimentar sejam oriundas do Cráton São Luís e da Província Borborema. No entanto, os dados obtidos nesse trabalho não permitem estabelecer uma relação direta com a

proveniência dessas rochas, visto que não foi realizada análise geoquímica (geocronologia, elementos maiores e terras raras) e nem de minerais pesados para estabelecer tal relação. Contudo, com base no método classificativo de Gazzi-Dickinson (1985), pode-se afirmar que, as rochas fontes desses arenitos foram de origem ígneas, metamórficas e até sedimentares. Esta última, provavelmente, da própria Bacia do Parnaíba.

Agradecimentos

Os autores agradem à Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis – PRH-26 e Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq pelo financiamento durante as pesquisas de doutora dos autores. Também agradecem aos Laboratórios de Geologia Sedimentar e Ambiental – LAGESE e Laboratório de Bioestratigrafia da UFPE, pelo apoio logístico, bem como ao Laboratório de Paleontologia da Universidade Estadual Vale do Acaraú – UVA, durante a coleta de material no campo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BARROSO, F.R. 2016. *Invertebrados Fósseis da Formação Ipu (Siluriano), Grupo Serra Grande, Bacia do Parnaíba*. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 107p.

BATISTA, Z.V. 2015. *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*. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 236p.

BRASIL, 2003. *Atlas Digital de Geologia e Recursos Minerais do Ceará: Brasília, Ministério das Minas e Energia, CPRM (Serviço Geológico do Brasil)*, 2003. CD-ROM.

BRITO NEVES, B. B., E. J. SANTOS & W. R. VAN SCHMUS, 2001. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: U. G. CORDANI, E. J. MILANI, A. THOMAZ FILHO & D. A. CAMPOS (Eds.): Tectonic evolution of South América. Proceedings of the Thirty-first International Geological Congress 31: 151-182.

CAPUTO, M.V. & LIMA, E.C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande – Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Trabalho completo, Rio de Janeiro, SBG, p.740-753.

CHOQUETT, P.W. & PRAY L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG. Bull.*, **54**: 207-250.

COSTA, A.B.S.; CÓRDOBA, V.C.; SÁ, E.F.J DE; SCHERER, C.M.S. 2014. Diagenese dos arenitos da Tectonossequência Rifte na Bacia do Araripe, NE do Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 44, p. 457-470.

DE ROS, L.F. & MORAES, M.A.S. 1984. Sequência diagenética em arenitos: uma discussão inicial. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Trabalho completo, Rio de Janeiro, SBG, p.894-904.

DICKINSON, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, In: Zuffa, G.G. *Provenance of Arenites*, Reidel Publishing Company, 333-361.

DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63:2164-2182.

FOLK, R.L. 1951. Stages of Textural Natyry in Sedimentary Rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 21: 127-130.

- FOLK, R.L. 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas, Hemphill's, Pub., 107 p.
- FOLK, R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin Hemphill Publ. Co. 182 p.
- GÓES, M.F. & FEIJÓ, A.L., 1994. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobrás. 8:(1) 57-67.
- HASUI, Y., ABREU, F. A. M. & VILLAS, R. N. N., 1984. Província Parnaíba. In: F. F. M. ALMEIDA & Y. HASUI (Eds.): O Pré-Cambriano do Brasil: 36-45. Ed. Blücher, São Paulo.
- KAHN, J.S. 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sand size sediments. *Journal of Geology*, 64 (4): 385-395.
- KLEIN, E. L., C. A. V. MOURA & B. L. S. Pinheiro, 2005. Paleoproterozoic crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil: evidence from zircon geochronology and Sm-Nd isotopes. *Gondwana Research* 8: 177-186.
- LONGIARU, S. 1987. Visual Comparators for Estimating the Degree of Sorting from Plane and Thin Section. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 791-794.
- MORAD, S. 1991. Diagenesis of Clastic Sedimentary Rocks. Department of Mineralogy and Petrology, Institute of Geology, Uppsala University, 287p.
- MORAD, S., KETZER, J.M.; DE ROS, L.F., 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implication for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47:95-120.
- MORTON, A.C. & HALLSWORTH, C. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 124:3-29.
- MOURA, C.A.V.; F.A.M. ABREU B; E.L. KLEIN; E.S.M. PALHETA & B.L.S. PINHEIRO, 2003. Geochronology of the São Luís Craton and the Gurupi Belt, Brazil. *South American Symposium on Isotope Geology* 4: 225-228.
- 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.
- PETTIJOHN, F.J.1975. *Sedimentary Rocks*. New York, Harper and Row. 628 p.
- 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.
- POMEROL, C., LAGABRIELLE, Y., RENARD, M. & GUILLOT, S. 2013. *Princípio de Geologia: Técnicas, Modelos e Teorias*. Porto Alegre, Bookman, 1017 p.
- PONTE, F.C. & PONTE FILHO, F.C. Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe. DNPM, Recife – PE, 1996. 68p.
- POWERS, M. C. 1953. A New Roundness Scale for Sedimentary Particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23: 117-119.
- SANTOS, E.J. & B.B. BRITO NEVES, 1984. Província Borborema. In: F. F. M. ALMEIDA & Y. HASUI (Eds.): O Pré-Cambriano do Brasil: 123-186. Ed. Blücher, São Paulo.
- SANTOS, M.E.C. M. & CARVALHO, M.S.S. 2009. *Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís-reconstituições paleobiológicas*. Rio de Janeiro. 1ª edição, CPRM Serviço Geológico do Brasil, 211p.
- SCHMIDT, V. & MCDONALD, D.A. 1979. 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, p. 169-175.
- SGARBI, G. 1991. Arenitos eólicos da Formação Areado (Bacia Cretácea do São Francisco): caracterização, diagênese e aspectos químicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 21 (4): 342-353.
- SOUSA, A.C.B.; SOUSA, M.J.G.; SILVA FILHO, W.F.; VIANA, A.O.B.; SANTOS, F.H. Significado Paleontológico de Icnofósseis em Arenitos Silurianos da Região de Santana do Acaraú – Ceará.

- Estudos Geológicos (UFPE), v. 25, p. 39-52, 2015.
- SOUSA, M.J.G.; VIANA, M.S.S.; MOREIRA, J.V.P.; PAULA, F.D.S. 2019. *Arthropycus alleghaniensis*. In Harlan, 1831. The Tianguá Formation, Brazil (Silurian of the Parnaíba Basin. *Journal of South American Earth Sciences*. 92: 523-530.
- TUCKER, M.E. 2001. *Sedimentary Petrology*. Oxford, Blackwell Science, 262 p.
- VAZ, P.T., REZENDE, N.G.A., FILHO, J.R.W. TRAVASSOS, W.A.S, 2007, Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, 15 (2): 253- 263.
- VIANA, M.S.; OLIVEIRA, P.V.; SOUSA, M.J.G.; BARROSO, F.R.G.; VASCONCELOS, V.A.; MELO, R.M.; LIMA, T.A.; OLIVEIRA, G.C. & CHAVES, A.P.P. 2010. Ocorrências Icnofossilíferas do Grupo Serra Grande (Siluriano da Bacia do Parnaíba, Noroeste do Estado do Ceará. *Revista de Geologia*, 23:77-89.
- WENTWORTH, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal Sedimentary Petrology*, 30: 377-392.
- WOLELA, A. M. & GIERLOWSKI-KORDESCHE, E. H. 2007. Diagenetic history of fluvial and lacustrine sandstones of the Hartford Basin (Triassic-Jurassic), Newark Supergroup, USA. *Sedimentary Geology*, 197 (1–2): 99-126.
- WORDEN, R.H; MORAD. 2000. Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. *Ass. Sedimentology*, 29, 1-20 p.
- WORDEN, R.H.; BURLEY, S.D. Sandstone diagenesis: The Evolution of sand to stone. In Worden, R.H.; Burley, S.D. (Eds). *Sandstone diagenesis: recente and ancient*. Reprint Series of the International Association of Sedimentologists, New York, Blackwell Publishing Ltda, p. 3-44, 2003.
- ZUFFA, G.G. 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: G.G. Zuffa, ed. *Provenance of Arenites*: NATO-ASI. Series C: Mathematical and Physical Sciences, Dordrecht, Germany, D. Reidel Pub. Co., 165-189 p.