

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DA FORMAÇÃO EXU, BACIA DO ARARIPE



Autor: HUDSON PASSOS

Orientador: Ismar de Souza Carvalho

RIO DE JANEIRO - RJ

DEZEMBRO, 2009



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DA FORMAÇÃO EXU, BACIA DO ARARIPE

Trabalho de Conclusão de Curso de
Graduação em Geologia do Instituto de
Geociências, Universidade Federal do Rio
de Janeiro – UFRJ, apresentada como
requisito necessário para obtenção do grau
de Bacharel em Geologia.

Orientador: Ismar de Souza Carvalho

RIO DE JANEIRO - RJ

DEZEMBRO, 2009

PASSOS, Hudson

Caracterização Petrográfica da Formação Exu, Bacia do Araripe / Hudson Passos – Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2009.

x, 42 p.: il.; 30 cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2009.

Orientador: Ismar de Souza Carvalho

1. Geologia. 2. Petrologia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Ismar de Souza Carvalho. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Graduação em Geologia. III. Título.

Hudson Passos

Caracterização Petrográfica da Formação Exu, Bacia do Araripe

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentada como requisito necessário para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Ismar de Souza Carvalho

Aprovada em: 08 de dezembro de 2009.

Por:

Prof. Dr. André Ribeiro (UFRJ)

Prof. Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ)

Msc. Lucas Balsini Garcindo (Epagri/CIRAM)

UFRJ
Rio de Janeiro
2009

Ao meu avô, José Passos Filho, por ter me orientado durante minha vida e por me motivar a ingressar nesse curso. Um grande homem que deixou saudades.

Aos meus pais, Jorge Luiz Passos e Elenilda da Silva Passos.

À Bianca Martins Biancovilli.

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador Prof. Dr. Ismar de Souza Carvalho, pelos ensinamentos e por toda instrução transmitida no curso deste trabalho.

Aos professores Julio Cezar Mendes, Cícera Neysi de Almeida, André Ribeiro e Helena Polivanov, pelo esclarecimento de algumas dúvidas.

Ao Roberto e Ozório, do Laboratório Via Úmida, que me auxiliaram com a análise do difratograma de raios-X das amostras.

Ao Tarcísio, do Laboratório de Laminação da UFRJ, pelo empenho na confecção das lâminas.

Ao Prof. Dr. Leonardo Borghi, coordenador do Laboratório de Geologia Sedimentar da UFRJ (Lagesed), por disponibilizar o uso dos microscópios.

Ao amigo Lucas Balsini Garcindo, pelo proveito das discussões sobre os assuntos abordados no presente trabalho.

RESUMO

PASSOS, Hudson. **Caracterização Petrográfica da Formação Exu, Bacia do Araripe**. 2009. x, 46 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A Formação Exu representa a unidade litoestratigráfica mais nova da Bacia do Araripe. É composta por arenitos interpretados como depósitos de rios entrelaçados e meandrantos, cuja idade é possivelmente albiânica-cenomaniana. O presente estudo foi conduzido com o objetivo de realizar uma análise petrográfica desta unidade, para o conhecimento dos aspectos relacionados à proveniência e à diagênese. Para a realização deste estudo foram executados trabalhos de campo, análises microscópicas de 16 amostras coletadas na área de estudo e contagem de pontos de 9 amostras mais representativas da unidade. A fração argilosa foi identificada com o método da difração de raios-X, o qual indicou uma predominância de caulinita nas amostras. Os arenitos Exu possuem baixa maturidade textural em função da presença de matriz argilosa, da pobre seleção granulométrica e do baixo grau de arredondamento. A maturidade mineralógica é alta, já que a rocha é composta em quase sua totalidade por quartzo. A análise da textura de grãos de quartzo policristalinos nessas amostras dá indicativos de contribuição predominante de rochas metamórficas provenientes do embasamento, como quartzitos, xistos e gnaisses. As características observadas nas amostras desta unidade sugerem que o soterramento e a compactação dos sedimentos foi fraca a moderada e as principais fases diagenéticas relacionadas à cimentação destes arenitos estão relacionadas ao campo da eodiagênese. A ocorrência significativa de caulinita nos arenitos da Formação Exu é uma característica marcante nestas rochas. Apesar da possibilidade de ter alguma pequena contribuição detrítica, as caulinitas mostram-se relacionadas a uma origem pós-deposicional ou diagenética. Foi possível identificar diferentes fases de alteração dos sedimentos durante a diagênese: bioturbação, infiltração mecânica de argila, precipitação de óxidos e hidróxidos de ferro e manganês, compactação mecânica, caulinita autigênica e geração de porosidade secundária.

Palavras-chave: **Petrografia; Formação Exu; Bacia do Araripe.**

ABSTRACT

PASSOS, Hudson. **Petrographic Characterization of Exu Formation, Araripe Basin**. 2009. x, 46 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Exu Formation is younger lithostratigraphic unit from Araripe Basin. It is composed of sandstones of braided and meandering fluvial deposits, possibly Albian-Cenomanian. The aim of the present study is a petrographic analysis of this unit to the knowledge of the aspects related to provenance and diagenesis. The methodology of this study included fieldwork, microscopes analyses of 16 samples collected in the study area e point-counting of 9 samples from unit more representatives. Clay fraction was identified with X-ray diffraction that appointed to the predominance of kaolinite in the samples. Exu sandstones have low textural maturity because of presence of argillaceous matrix, poor sorting and low degree of roundness of detrital grains. Mineralogic maturity is high, because these sandstones are composed predominantly by quartz. Texture analysis of polycrystalline quartz points the contribution of metamorphic rocks released from basement, like quartzites, schists and gnaisses. The characteristics observed in the samples from this unit suggest that the burial and compaction of sediments were weak to moderate and the principal stages diagenetics related to cementation of sediments are related to eodiagenesis field. Significant occurrence of kaolinite in the sandstones of Exu Formation is a notable characteristic. Despite the possibility of a little detritic contribution, the kaolinites is likely to be related to post-depositional origin. It was possible identified diferents stages of alteration of sediments during the diagenesis: bioturbation, clay mechanically infiltrated, iron and manganese oxides and hydroxides precipitation, mechanic compaction, authigenic kaolinite e secondary porosity formation.

Key-words: Petrography; Exu Formation; Araripe Basin.

LISTA DE FIGURAS

Página:

- Figura 1:** Mapa de localização da Bacia do Araripe no contexto tectônico regional (modificado de Ponte, 1991).4
- Figura 2:** Mapa geológico da Bacia do Araripe (modificado de Assine, 2007). 13
- Figura 3:** Paleodrenagem continental, durante o Albiano-Cenomaniano, na porção oriental do Brasil (modificado de Assine, 1992). 20
- Figura 4:** Sistema fluvial entrelaçado passando a meandrante, Albiano-Cenomaniano, da Formação Exu (modificado de Ponte, 1991). 20
- Figura 5:** Perfis geológicos dos afloramentos da localidade Ponte de Pedra, Nova Olinda. O perfil da esquerda foi feito a partir do afloramento do corte da estrada, enquanto o da direita foi realizado no afloramento do outro lado da Ponte de Pedra.21
- Figura 6:** Perfil geológico do afloramento do Pontal de Santa Cruz. 22
- Figura 7:** Fluxograma para determinação da maturidade textural (Folk, 1980). 25
- Figura 8:** Diagrama ternário envolvendo a proporção relativa dos grãos de quartzo monocristalinos, policristalinos e fragmentos líticos das amostras provenientes dos afloramentos Ponte de Pedra (PP) e Pontal de Santa Cruz (PSC). 27
- Figura 9:** Mudanças durante a abrasão nos sedimentos (Folk, 1980). 27
- Figura 10:** Lâmina H-PSC-16, ocorrência de fragmentos líticos em pouca quantidade, sempre com uma grande quantidade de quartzo. a) nicóis descruzados e b) nicóis cruzados. 28
- Figura 11:** Textura de grãos policristalinos. a) lâmina H-PP-2A e b) lâmina H-PSC-18 com cristais alongados dentro do grão, contatos suturados, que sofreram deformação em um campo de tensão. c) lâmina H-PP-2A, grãos em forma de mosaico, aproximadamente equidimensionais, cujos contatos possuem interfaces retas e junções tríplexes. É uma textura granoblástica poligonal de quartzitos. d) lâmina H-PP-1A, ocorrência de uma grande variação no tamanho dos cristais reflete diferentes estágios de recristalização. Muito comum em rochas metamórficas. 29
- Figura 12:** Difratoograma de raios-X da amostra H-PSC-16, mostrando que a mineralogia das argilas das amostras de superfície são essencialmente caulinita (K). 31
- Figura 13:** Bioturbação. Estruturas produzidas por atividade biogênica e quase sempre impregnadas por óxidos de ferro e argila. Ocorrem tanto em escala de afloramento (a), como em microescala (b). (a) afloramento na estrada do lameirão, que liga Crato- CE à

Pernambuco; b) afloramento na estrada que liga Exu-Barbalha, próximo à bifurcação para Caldas (Ceará). 33

Figura 14: Projeção da passagem de um organismo no plano de uma seção delgada (Bullock *et al.* 1985). 33

Figura 15: Ocorrência de cutículas de argila na superfície dos grãos, contínua nos contatos grão-grão, com ou sem orientação. a) lâmina H-PP-4B; b) lâmina H-PP-4A, com tingimento de hidróxido de ferro dando uma coloração alaranjada. 34

Figura 16: Ocorrência de grãos dúcteis (muscovitas) sendo deformadas entre grãos de quartzo. a) H-PP-2A; b) H-PSC-18. 36

Figura 17: a); lâmina H-PSC-18, cristais de caulinita bem desenvolvidos com hábito em livretes (booklets) ou placas empilhadas; b) lâmina H-PP-2A; domínio argiloso totalmente recristalizado, com cristais finos, talvez inibidos pela presença de óxido de ferro na superfície dos grãos; c) lâmina H-PSC-18 e d) lâmina H-PP-1A, mostrando substituição de muscovita para caulinita; e) lâmina H-PP-4A, com nicóis descruzados e f) lâmina H-PP-4A, com nicóis cruzados, mostrando um domínio argiloso com dimensões maiores do que os poros intergranulares, totalmente preenchido com caulinita recristalizada e mostrando um desenvolvimento de cristais mais bem ordenados e espessos na porção interior deste domínio. 39

Figura 18: Ocorrência de cutículas de argila preservando algum mineral precedente totalmente dissolvido. a) e b) lâmina H-PP-4B. 40

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Litofácies sedimentares identificadas nos afloramentos da Ponte de Pedra e Pontal de Santa Cruz. 23

Tabela 2: Variação da seleção granulométrica com a granulometria das amostras. Quanto mais grossos os grãos, mais pobre se torna a seleção granulométrica. 24

Tabela 3: Contagem de pontos nos afloramentos Ponte de Pedra (PP) e Pontal de Santa Cruz (PSC). 26

SUMÁRIO

	Página:
Agradecimentos	vi
Resumo	vii
<i>Abstract</i>	viii
Lista de figuras	ix
Lista de tabelas	x
1. INTRODUÇÃO	01
1.1 Justificativa	02
1.2 Objetivos	02
1.3 Metodologia	02
2. GEOLOGIA REGIONAL	05
2.1 Evolução dos conhecimentos	05
2.2 Síntese da Bacia do Araripe	09
2.3 A Formação Exu	14
3. RESULTADOS	21
3.1. Perfis geológicos	21
3.1. Aspectos texturais	23
3.2. Composição mineralógica do arcabouço e proveniência	25
3.3. Discussão sobre a diagênese	32
4. CONCLUSÕES	42
Referências bibliográficas	43
Anexos – Fotografias e Fotomosaicos	

1. INTRODUÇÃO

A Bacia sedimentar do Araripe localiza-se no Nordeste do Brasil, com uma espessura de cerca de 1.700 metros e numa área de mais de 8.000 km² pelos estados do Ceará, Pernambuco e Piauí (figura 1). Este terreno sedimentar foi formado sobre a Província Borborema por três seções distintas, limitadas por discordâncias angulares de extensão regional: uma inferior, Formação Mauriti (ou Cariri), preservada em depressões do escudo; em seguida os estratos com estilo estrutural tipicamente tafrogênico do Grupo Vale do Cariri; e na parte superior, uma cobertura de estratos sub-horizontais correspondentes ao Grupo Araripe (Ponte & Appi, 1990).

Nesta bacia, a Formação Exu representa a última unidade do Grupo Araripe, durante o período albo-cenomaniano. Tal unidade trata-se de uma sequência de arenitos vermelhos, friáveis, argilosos, de granulometria variável, geralmente caulínicos (Ponte & Appi, 1990). Apresenta uma associação de fácies característica de sistemas fluviais entrelaçados e, ocasionalmente, ocorrem fácies pelíticas de planície de inundação intercaladas nos arenitos (Assine, 2007).

Em estudos anteriores, a Formação Exu foi analisada apenas em trabalhos que abrangeram toda a coluna estratigráfica da bacia. As principais publicações foram: Beurlen (1962, 1963), Gasparly & Anjos (1964), Braun (1966), Viana (1990), Ponte & Appi (1990), Assine (1992, 1994), Ponte & Ponte-Filho (1996), Chagas (2006) e Assine (2007). Entretanto, Lima (1978) tratou especificamente dos microfósseis desta formação.

Em vista de que muitos trabalhos desenvolvidos na Bacia do Araripe têm sido concentrados principalmente nas formações Santana, Missão Velha e Brejo Santo, o presente estudo visa contribuir com o entendimento dos aspectos petrográficos da Formação Exu, que é uma unidade litoestratigráfica da bacia pouco conhecida.

2. OBJETIVOS

O objetivo geral do presente trabalho é a caracterização petrográfica da Formação Exu. Para isso, os principais aspectos abordados neste estudo foram a textura, a composição mineralógica e os cimentos.

Dessa maneira, espera-se contribuir com informações sobre a proveniência dos sedimentos e sobre os aspectos relacionados às fases diagenéticas dessa unidade.

3. METODOLOGIA

Foi realizada a revisão bibliográfica, bem como a confecção de 16 lâminas delgadas oriundas das amostras coletadas nos afloramentos da área de estudo, as quais 9 destas lâminas, correspondentes a dois afloramentos (Ponte de Pedra e Pontal de Santa Cruz), foram submetidas a contagem de pontos. Para a descrição das lâminas delgadas foi utilizado o procedimento para descrição petrográfica de seções delgadas de arenitos sugerido por Blatt (1982, pág. 533).

A caracterização dos constituintes diagenéticos e detríticos foi realizada com o uso de microscópio óptico de luz transmitida Axioskop, da marca Zeiss, dotado de câmera para captura de imagens digitais, do Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED) do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ).

As lâminas estudadas receberam uma aplicação de resina Epóxi azul, o que proporcionou uma melhor caracterização do espaço poroso e das feições diagenéticas mais sutis.

A análise da mineralogia das argilas foi realizada para obtenção de dados sobre a gênese de argilominerais da Formação Exu. Foi selecionada apenas uma amostra (H-PP-16), que fosse representativa para a unidade de estudo, para receber a aplicação do método de difração de raios-X. Tanto a preparação das amostras quanto a confecção das

lâminas para análises foram desenvolvidas no Laboratório de Raios-X do Departamento de Geologia/UFRJ.

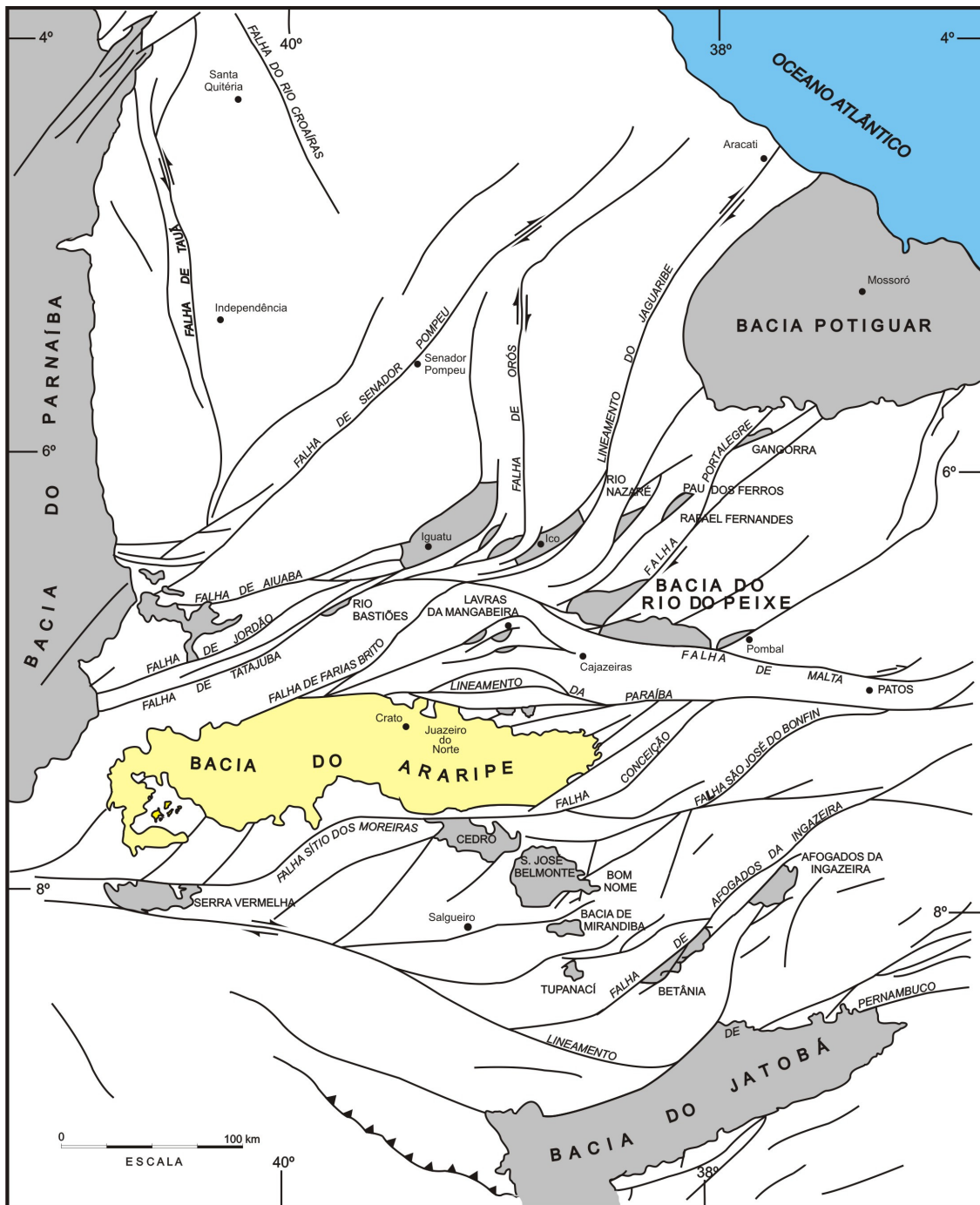


Figura 1 – Mapa de localização da bacia do Araripe no contexto tectônico regional (modificado de Ponte, 1991).

4. GEOLOGIA REGIONAL

4.1. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS

A Bacia do Araripe tem sido alvo de estudos desde o século XIX com a primeira notícia publicada sobre os peixes fósseis do Piauí e Ceará, em 1828, por Spix & Martius (*apud* Oliveira & Leonardos, 1943). Entretanto, o primeiro trabalho de caráter estratigráfico na Bacia do Araripe foi o de Small (1913), que descreveu uma sequência sedimentar constituída de três seções: um arenito inferior com conglomerado basal, um calcário médio com gipsita intercalada e um arenito superior.

Beurlen (1962) publicou uma coluna estratigráfica que se tornou a base da litoestratigrafia da bacia. A saber, da base para o topo: Formação Cariri, conglomerado basal; Formação Missão Velha, arenito inferior; Formação Santana, siltitos argilosos, margas com concreções calcárias, gipsita, calcário laminado e silito calcário, bem estratificado, folhelho betuminoso; Formação Exu, arenito superior. Com base em aspectos litológicos, Beurlen (1963) individualizou a partir da Formação Missão Velha uma nova unidade, a Formação Crato, constituída de calcário laminado e siltitos laminados com cimento calcário e uma laminação regular, com coloração cinzento-clara, intercalação de folhelhos betuminosos e de argilas escuras. Com base na associação faunística, Beurlen (1963) propôs que a Formação Santana corresponderia ao Aptiano ou Albiano, enquanto as formações inferiores (Cariri, Missão Velha, Crato) pertenceriam provavelmente ao Neocomiano.

Gasparly & Anjos (1964) incluem uma nova unidade, Formação Brejo Santo, a qual é destacada da base da Formação Missão Velha (Beurlen, 1963). A Formação

Brejo Santo, é caracterizada por argilas esverdeadas, marrons e vermelhas, finamente estratificadas; e a Formação Missão Velha, passa a ser caracterizada por arenitos, com níveis conglomeráticos, bancos de argila e argila arenosa, e arenito argiloso, com níveis grossos. A espessura de toda a sequência é estimada em 800 metros.

Braun (1966) tentou correlacionar a estratigrafia da Bacia do Araripe com as demais bacias sedimentares da região, principalmente a de Tucano-Jatobá. O autor renomeou as formações Cariri, Brejo Santo e Missão Velha para formações Tacaratu, Aliança e Sergi (Bacia Tucano-Jatobá), respectivamente, devido a uma provável identidade entre esses sedimentos, como por exemplo, os ostracodes das formações Brejo Santo e Aliança e as madeiras fósseis das formações Missão Velha e Sergi. Braun (1966) ainda inseriu o desenvolvimento da bacia num contexto de tectônica tafrogênica, separando as formações em grupos pré-tectônicos e pós tectônicos.

Também foram realizados diversos estudos, de grande importância ao entendimento da evolução geológica da bacia, focados principalmente na Formação Santana (Beurlen, 1971; Mabesoone & Tinoco, 1973; Silva 1986; Viana, 1990; Cavalcanti & Viana, 1991) e nas formações Brejo Santo e Missão Velha (Brito, 1987; Cavalcanti & Viana, 1989; Hashimoto *et al.*, 1987; Viana & Cavalcanti, 1991).

Ponte & Appi (1990) propuseram algumas mudanças na subdivisão da coluna estratigráfica, as quais trouxeram um melhor entendimento da evolução tectono-sedimentar da bacia e incorporaram três novas unidades (formações Abaiara, Rio da Batateira e Arajara). Os autores consideraram as formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara como Grupo Vale do Cariri, sendo os dois primeiros a sequência Pré-Rifte, e o último, a sequência Rifte; e as formações Rio da Batateira, Santana, Arajara e Exu como Grupo Araripe, que pertence à sequência Pós-Rifte.

Assine (1992, 1994) reavaliou as unidades estratigráficas da bacia e determinou que esta seria caracterizada por quatro seqüências estratigráficas limitadas por discordâncias: seqüência paleozóica composta pela Formação Cariri; seqüência juro-neocomiana composta pelas formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara; seqüência aptiana-albiana composta pelas formações Barbalha e Santana; e seqüência albiana-cenomaniana composta pela Formação Exu. Assine (1992) ainda utilizou as similaridades de paleocorrentes entre as bacia adjacentes à Bacia do Araripe para tentar uma reconstrução paleogeográfica.

Cavalcanti & Viana (1992) revisaram a estratigrafia da Formação Missão Velha e trouxeram novas modificações quanto a subdivisão desta formação. Consideraram a Formação Missão Velha sobreposta à Formação Brejo Santo e a dividiu em quatro membros: Grota Funda e Olho d'Água Comprido, interdigitados na base, com cerca de 300 metros de espessura; seguido pelo Membro Barbalha, com cerca de 100 metros de espessura; e no topo, Membro Rio da Batateira, com até 50 metros de espessura. Discordaram em correlacionar as formações Brejo Santo e Missão Velha com as formações Aliança e Sergi, como feito por Braun (1966), devido a falta de registros que indiquem continuidade geográfica entre as duas bacias.

Ponte & Ponte-Filho (1996) realizaram um significativo estudo sobre a influência da trama estrutural do embasamento Pré-Cambriano na arquitetura geral da bacia. Segundo estes autores, a bacia teria iniciado seu desenvolvimento sobre a Zona Transversal da Província Borborema, que impôs um notável controle na zona de riftes do Araripe. Estes riftes (neocomianos) foram controlados por lineamentos NE-SW, reativados como falhas extensionais, e lineamentos E-W e NW-SE, que sofreram reativação como falhas de transferência, ou de acomodação (Ponte & Ponte-Filho, 1996).

Os autores ainda propuseram uma classificação da bacia com base no sistema global de classificação de Kingston *et al.* (1983).

Arai (2006) discutiu sobre as questões duvidosas e insolúveis ao longo dos estudos realizados na região, entre as quais destacou a natureza policíclica da sedimentação na Bacia do Araripe, que deveria possuir pelo menos três seqüências distintas, ao invés de um ou dois ciclos no máximo, como proposto por Cavalcanti & Viana (1992).

Chagas (2006) realizou uma descrição com detalhes da Formação Barbalha, onde foram levantadas cinco seções colunares no Vale do Cariri. Uma das alterações propostas foi a não-utilização da Formação Arajara (Ponte & Appi, 1990), pois o autor considerou os sedimentos que a compõe como uma recorrência de fácies da Formação Santana, não podendo ser diferenciadas em uma unidade distinta.

Assine (2007) desconsiderou a denominação Formação Rio da Batateira para os estratos neoprotianos da bacia, devido ao fato das Camadas Batateira (folhelhos betuminosos situados no final do primeiro evento transgressivo) constituírem um marco estratigráfico regional, reconhecido também por outros autores, como Hashimoto *et al.* (1987). Portanto, o autor preferiu utilizar a denominação Formação Barbalha. O mesmo foi feito com as camadas de gipsita do Membro Ipubi, da Formação Santana, que foi reclassificada para Camadas Ipubi e reposicionadas no topo do Membro Crato.

4.2. SÍNTESE SOBRE A BACIA DO ARARIPE

A Bacia do Araripe é uma bacia intracratônica e representa a mais extensa das bacias interiores do Nordeste do Brasil, com mais de 8.000 km² de área e 1.700 m de espessura. Sua origem e evolução está relacionada ao tectonismo responsável pela fragmentação do paleocontinente do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul.

Os limites da bacia são controlados por grandes falhamentos pré-cambrianos com orientação predominante E-W e NE-SW. Ao norte da bacia ocorre o Lineamento da Paraíba; à noroeste, a extremidade sudoeste da Falha de Farias Brito; ao sul, a Falha de Sítio dos Moreiras, que converge, na sua extremidade sudoeste, para o Lineamento de Pernambuco; à leste e sudeste, a Falha de Conceição, ou Boqueirão dos Cochós, que converge, em sua extremidade nordeste para o Lineamento da Paraíba (Ponte & Ponte-Filho, 1996).

Segundo Arai *et al.* (2004), o embasamento é composto por rochas de alto grau metamórfico, como gnaisses e migmatitos; rochas de metamorfismo de baixo grau, como clorita-xistos, filitos e mármore; ocorrem ainda rochas metassedimentares (quartzitos) e magmáticas (granitos).

O arcabouço estrutural da bacia foi implantado sobre a Província Borborema por três seções distintas, limitadas por discordâncias angulares de extensão regional: uma inferior, Formação Mauriti (ou Cariri), preservada em depressões do escudo; em seguida os estratos com estilo estrutural tipicamente tafrogênico do Grupo Vale do Cariri; e na parte superior, uma cobertura de estratos sub-horizontais correspondentes ao Grupo Araripe (Ponte & Appi, 1990) (figura 2).

A Formação Mauriti repousa em inconformidade com o embasamento e é constituída predominantemente por arenitos com níveis conglomeráticos, que constituem fácies fluvial; há ocorrência também representando fácies eólica (Ponte & Appi, 1990). A idade ainda é duvidosa, por se tratar de uma unidade afossilífera, mas alguns autores têm inferido uma idade Siluro-Devoniana por correlações de litologias semelhantes entre as bacia adjacentes.

O Grupo Vale do Cariri é composto pelas formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara, sendo as duas primeiras atribuídas à Fase Pré-Rifte, enquanto a última pertence à Fase Rifte.

A Formação Brejo Santo corresponde a folhelhos e lamitos vermelhos, arenitos finos a médios, e delgadas lâminas de calcário, bem estratificadas, que, juntamente com a ocorrência de ostracodes exclusivamente não-marinhas, indicam sistemas lacustres (Assine, 1992, 2007). A Formação Missão Velha, sobreposta concordantemente à unidade anterior, consiste em arenitos quartzosos, feldspáticos e/ou caolínicos, localmente conglomerático, contendo troncos e fragmentos de madeira da conífera *Dadoxylon benderi*. Sua associação faciológica é de planícies fluviais de sistemas entrelaçados caracterizados por canais rasos e de alta energia (Assine, 2007). As associações palinológicas indicativas da Zona *Dicheiropollis sp. A/Leptolepidites ssp.* sugere o Andar Dom João (NRT-001), andar local do Jurássico Superior (Coimbra *et al.*, 2002 *apud* Assine, 2007).

A Formação Abaiara apresenta folhelhos e siltitos, com coloração variando de vermelho ao cinza escuro, de sistemas lacustres e planícies aluviais, que foi gradualmente sendo dominada por sistemas fluviais, através de intercalação de camadas psamíticas. Esta mudança ocorreu devido ao aumento da atividade tectônica ocasionada pelo processo de rifteamento que afetava a região (Chagas, 2006). O conteúdo

paleontológico inclui ostracodes de biozonas indicativas dos andares Rio da Serra/Aratu (Neocomiano) (Ponte & Appi, 1990).

O Grupo Araripe é composto pelas formações Rio da Batateira, Santana, Arajara e Exu, sendo todo o conjunto pertencente à Fase Pós-Rifte.

A Formação Rio da Batateira recobre discordantemente a unidade anterior. É caracterizado por sistemas flúvio-lacustres que sofrem dois eventos transgressivos (Ponte & Appi, 1990). A culminância do primeiro evento transgressivo resultou em depósitos de folhelhos betuminosos, que receberam a denominação informal de “Camadas Batateira”, por Hashimoto *et al.* (1987). Estes folhelhos são bastante fossilíferos e apontam para biozonas correspondentes à parte superior da Andar Alagoas, de idade neo-aptiana (Ponte & Appi, 1990).

A Formação Santana possui um contato gradacional com a unidade anterior, mas também pode repousar discordantemente com a Formação Abaiara ou ainda sobre o embasamento cristalino. É dividida em três membros: Crato (inferior), Ipubi (intermediário) e Romualdo (superior).

O Membro Crato possui uma espessura média de 50 metros de calcários laminados com intercalações de folhelhos, siltitos, margas e calcarenitos. Estes sedimentos foram depositados em um sistema lacustre com amplos e rasos corpos d’água, com abundante registro fossilífero (Viana, 1999). Arai *et al.* (1997, *apud* Viana, 1999) colocou este nível na Zona-de-Intervalo *Sergipea variverrucata* (P-270), no Meso-Alagoas.

O Membro Ipubi possui uma espessura média de 30 metros e repousa de maneira gradacional sobre o Membro Crato. É caracterizado por folhelhos cinza-escuro a preto; folhelhos carbonáticos; lentes de gipsita de aspecto maciço, fibroso ou laminado; e

calcários contendo ostracodes e fragmentos de conchas. A deposição dos evaporitos refere-se a um sistema lacustre interior, que se tornaria progressivamente mais salino, devido à evaporação (planícies do tipo *sabkha*) (Viana, 1999). Segundo a autora, o contato entre os membros Ipubi e Romualdo marca a passagem Aptiano-Albiano.

O Membro Romualdo possui uma espessura média de 50 metros e sobrepõe-se ao Membro Ipubi através de um contato discordante, caracterizado por uma superfície erosional. Ocorrem arenitos conglomeráticos na base, sobre a superfície erosional, seguido de folhelhos negros pirobetuminosos, arenitos finos, folhelhos com concreções carbonáticas e argilitos com bancos carbonáticos. O ambiente deposicional é considerado como lagunar, com uma ingressão marinha efêmera no topo (Viana, 1999). Arai *et al.* (1997, *apud* Viana, 1999) associam esta unidade ao andar Albo-Aptiano, com base em palinomorfos e ostracodes.

A Formação Arajara repousa de modo gradacional sobre a Formação Santana. Trata-se de uma seqüência de siltitos, argilitos e arenitos finos argilosos, que apresentam indicativos de fácies lacustres rasas, marginais, onde o afluxo de sedimentos terrígenos suplantava as taxas de subsidência, promovendo assim o assoreamento da bacia e o encerramento do segundo ciclo de deposição flúvio-lacustre da bacia (Ponte & Appi, 1990). Segundo o estudo palinológico realizado por Lima (1978 *apud* Ponte & Appi, 1990), a idade desta formação é albiana, com condições climáticas quentes e áridas.

A Formação Exu representa o último registro sedimentar da bacia e tema do presente estudo. Portanto, será tratada mais detalhadamente no tópico seguinte.

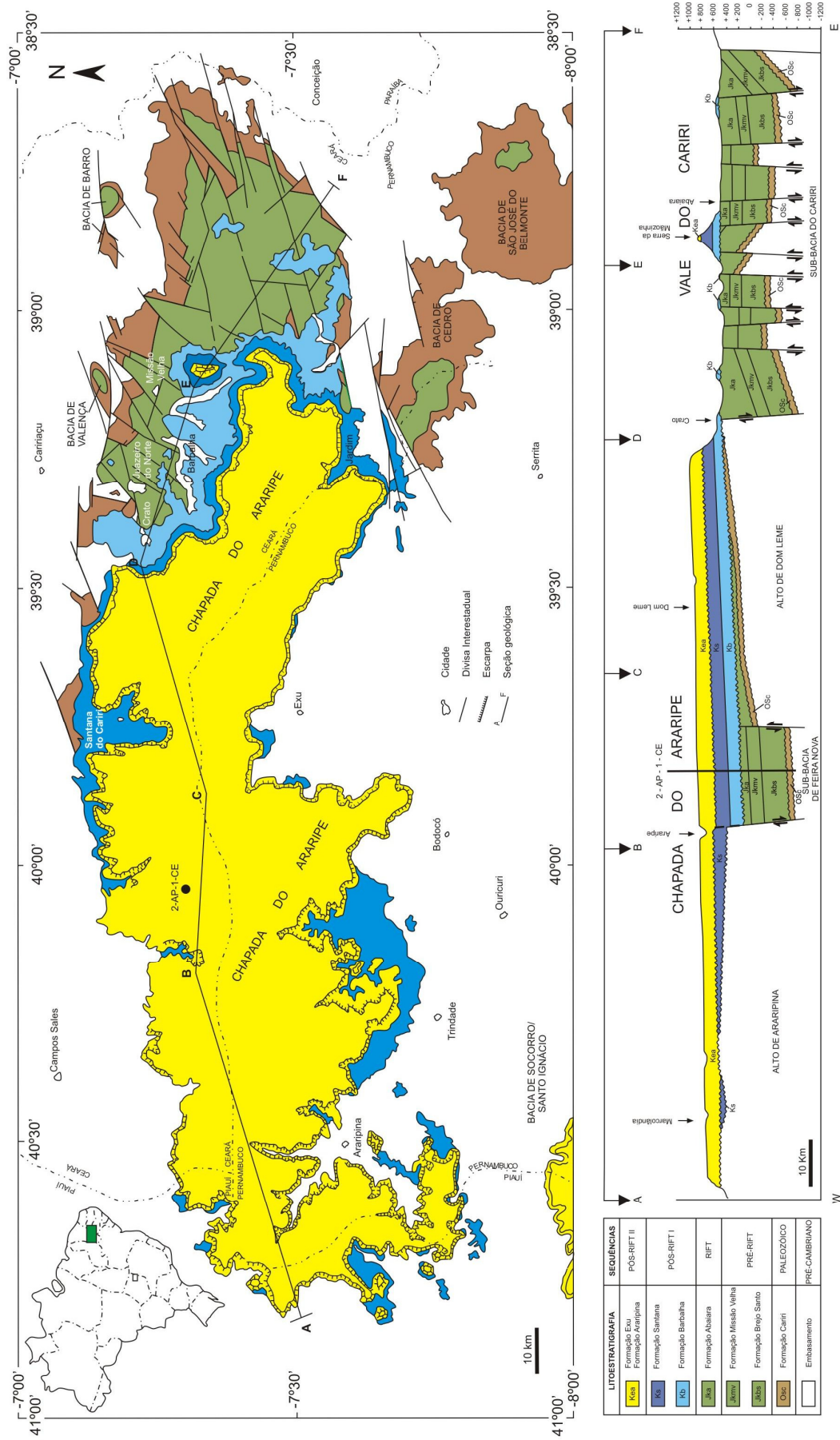


Figura 2 – Mapa geológico da Bacia do Araripe (modificado de Assine, 2007).

4.3. A FORMAÇÃO EXU

4.3.1. NOMENCLATURA

Small (1913) foi o primeiro estudar os arenitos vermelhos da capa da Chapada do Araripe, que denominou como “Arenito Superior”. Posteriormente, Beurlen (1962) definiu formalmente estes arenitos como Formação Exu. Beurlen (1963) sugeriu uma distinção em dois membros nesta unidade: um inferior composto por siltitos argilosos, laminados, e um superior, que corresponde ao arenito conglomerático.

Algumas modificações na nomenclatura foram propostas, como Barros (1963), que sugeriu a mudança do nome Exu para Arajara¹. A justificativa para isso é que a cidade de Exu situa-se sobre o terreno do complexo cristalino, enquanto a cidade de Arajara estaria numa localidade-tipo mais apropriada. Anjos (1963) também questionou o nome da unidade pelo mesmo motivo, entretanto sugeriu o nome da cidade pernambucana Feira Nova. Ambas as propostas não tiveram muita aceitação nos trabalhos posteriores.

Mabesoone & Tinoco (1973) separou a formação em dois membros com características litológicas diferentes. A sequência de siltitos foi denominada Membro Inferior e a sequência de arenitos, Membro Superior.

Ponte & Appi (1990) redefiniram a unidade excluindo da definição de Beurlen (1962) esta seção inferior, a qual foi individualizada sob a denominação de Formação

¹ Provavelmente houve uma confusão por parte de Barros (1963) com relação aos nomes Araripina e Arajara. O autor argumentou em defesa do primeiro nome, e, em sua conclusão, pronunciou o segundo nome. Neste trabalho foi considerado o referido na conclusão.

Arajara. A motivação de Ponte & Appi (1990) para realizar esta mudança é a identificação de que o contato entre as formações tratava-se de uma discordância erosiva.

Assine (1992) optou por manter a Formação Exu definida por Beurlen (1962), por considerá-la uma única unidade litoestratigráfica. O autor alegou que o contato erosivo existente entre as duas unidades, sob a forma de canais, não necessariamente caracteriza a um hiato de tempo significativo que caracterize uma discordância bacinal. Entretanto, pelos mesmos critérios de distinção litológica utilizada por Mabesoone & Tinoco (1973), o autor sugeriu a subdivisão de Formação Exu Inferior e Superior.

Ponte & Appi (1990) haviam englobado a Formação Exu no Grupo Araripe, que correspondia à Sequência Pós-Rifte da bacia. Posteriormente, Ponte & Ponte-Filho (1996) renomearam esta sequência para Tectono-sequência Pós-Rifte e definiram o Grupo Araripe como um registro estratigráfico de um ciclo deposicional, transgressivo/regressivo (T-R) completo, compreendendo três sistemas deposicionais distintos, entre os quais o último pertencia à Formação Exu. No entanto, Neumann & Cabrera (1999), discordaram da inclusão da Formação Exu no mesmo grupo que as outras formações da Fase Pós-Rifte, como proposto por Ponte & Appi (1990), pelo fato de estar separado por uma descontinuidade reconhecida regionalmente.

Assine (2007) reconheceu esta discordância (Albiano superior), que separa as duas formações, e denominou-as de Formação Araripina e Exu, para as porções inferior e superior, respectivamente. Apesar do argumento de Neumann & Cabrera (1999), Assine (2007) manteve a Formação Exu incluída no Grupo Araripe e admitiu que os arenitos da Formação Exu representam um novo evento tectono-sedimentar.

4.3.2. LITOFÁCIES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS

A Formação Exu forma o topo da Chapada do Araripe como um corpo tabular, em atitude sub-horizontal, com suave inclinação regional para WNW, que recobre a unidade anterior com uma discordância erosional, angular, de baixo ângulo (Ponte, 1991). A espessura da unidade em questão varia de 150 a 200 metros na parte leste a cerca de 100 metros na sua extremidade oeste, podendo atingir espessuras maiores nos locais onde a formação recobre os baixos estruturais da bacia tectônica neocomiana (Ponte & Appi, 1990).

As litofácies constituem uma sequência monótona de arenitos vermelhos, friáveis, argilosos, de granulometria variável de areias médias a grossas, geralmente caulíníficos, com estratificações cruzadas, planares e acanaladas, de médio porte. Com esse conjunto, intercalam-se níveis de arenitos conglomeráticos e conglomerados de seixos de quartzo, de acamamento grosseiro, também com estratificações cruzadas (Ponte, 1991). Essas litologias formam ciclos superpostos, por vezes separados por níveis de paleossolos, onde Medeiros (1990, *apud* Ponte, 1991) observou marcas de raízes e pequenos canais abandonados preenchidos por pelitos vermelhos. Assine (1992) também observou algumas ocorrências ocasionais de fácies lamíticas de planície de inundação intercaladas com os arenitos.

Na porção oeste da bacia, Assine (1992) identificou ciclos de granodecrescência ascendente, com níveis seixosos na base variando a arenitos grossos com estratificação cruzada planar a acanalada e dispostos em *sets* decimétricos a métricos.

A associação de fácies desta unidade caracteriza a ocorrência de diversos ciclos de depósitos fluviais entrelaçados passando a meandranes (Medeiros, 1990 *apud* Ponte, 1991) (figura 3).

4.3.3. IDADE

A Formação Exu não possui nenhum registro paleontológico, de maneira que a sua idade permanece indeterminada. Apenas Lima (1978) havia descrito formas distintas de palinórfos provenientes da Formação Exu. No entanto, de acordo com redefinição litoestratográfica realizada por Ponte & Appi (1990), aquelas amostras com palinórfos seriam da Formação Arajara.

Apesar dos arenitos continentais da Formação Exu serem considerados estéreis, existem ocorrências de estruturas formadas por bioturbações, como constatado por Chagas (2006). Sobretudo, a não preservação destes organismos dificultou a atribuição de uma idade relativa.

Assine (1992, 2007) utilizou sedimentos cronocorrelatos das bacias adjacentes, como os das formações Açu (bacia Potiguar) e Itapecuru (bacia do Parnaíba), para posicionar a Formação Exu no intervalo do Albiano ao Cenomaniano. Esta correlação já havia sido observada por outros autores (Braun, 1966; Mabesoone & Tinoco, 1973). Barbosa (1970) também observou características semelhantes às da Formação Urucua, que atualmente corresponde ao Grupo Urucua, da seqüência fanerozóica da bacia do São Francisco, o qual recebeu uma idade neocretácica por Zalán e Silva (2007).

4.3.4. PALEOCORRENTES

As medidas de paleocorrentes na Formação Exu, realizadas por Assine (1992), apresentaram sentidos de fluxo para WSW (figura 4).

Com base em medidas de paleocorrentes similares, Medeiros (1990, *apud* Ponte, 1991) havia interpretado que a direção destes canais fluviais sugeria um recuo do mar para oeste, na direção da bacia do Parnaíba.

Para Assine (2007), a direção WSW do fluxo dos rios tem sua origem no soerguimento epirogênico da região Nordeste do Brasil, a partir do Albiano. Este soerguimento diferenciou-se com um basculamento para oeste, originando uma paleodrenagem continental no interior do Nordeste com fluxo na mesma direção de mergulho.

A proveniência dos sedimentos da Formação Exu seria a porção leste da Província da Borborema (Assine, 2007), que foi a área soerguida durante a formação destes depósitos fluviais. A natureza deste soerguimento, segundo Assine (2007), se baseia na ocorrência do alojamento do plúton granítico do Cabo, em nível crustal raso (Long *et al.* 1986 *apud* Assine, 2007), além do aumento do fluxo de calor responsável pela sucessão vulcano-sedimentar da sequência rifte. Para Soares *et al.* (1978, *apud* Ponte & Ponte-Filho, 1996) o soerguimento epirogênico seria um reflexo da colisão da vanguarda da placa sulamericana, que culminou com o soerguimento da Cadeia dos Andes.

Outras unidades siliciclásticas de bacias adjacentes compartilharam a parte leste do Nordeste como área fonte: a Formação Açu, da Bacia Potiguar e o Membro Angico (Formação Riachuelo), da bacia de Sergipe/Alagoas (Assine, 2007).

2.3.5. PALEOCLIMA

Devido à falta de conteúdo fóssil na unidade estudada, tem sido muito difícil determinar o paleoclima durante a época de deposição. Os estudos acerca deste tema foram executados utilizando-se diferentes meios de interpretação, e revelaram alguns resultados contraditórios entre si.

Em estudos paleoclimáticos do Cretáceo brasileiro, Petri (1983) argumentou, com base em evidências litológicas, que o período Albiano-Cenomaniano foi caracterizado por um clima seco, principalmente no interior do continente. Lima (1983) confirmou, com base em dados palinológicos, que a aridez no interior do continente durante o Albiano era intensa e que permaneceu assim durante o Cenomaniano. Pedrão *et al.* (1993, *apud* Santos & Carvalho, 2004), com base em associações palinológicas, indicam que, durante o Albiano e o Cenomaniano, a Bacia do Parnaíba (adjacente à bacia do Araripe) experimentou um clima tropical quente e árido.

Entretanto, Teles (1995), com base em estudo de argilominerais efetuado na bacia do Araripe e em bacias adjacentes, concluiu que durante a deposição dos sedimentos da Formação Exu o clima era quente e úmido. Teles (1995) ainda alegou que este clima era acompanhado de uma resistasia e dissecamento erosional nas bordas do relevo, provavelmente ligado aos movimentos tectônicos da região.

Santos & Carvalho (2004), em estudo sobre as bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís, destaca a ocorrência de fases úmidas com a formação de cobertura vegetal, documentada pelas madeiras fósseis preservadas. Mussa *et al.* (2000, *apud* Santos & Carvalho, 2004) concluiu por climas tropicais quentes e úmidos, durante o Cenomaniano, na bacia São Luís.

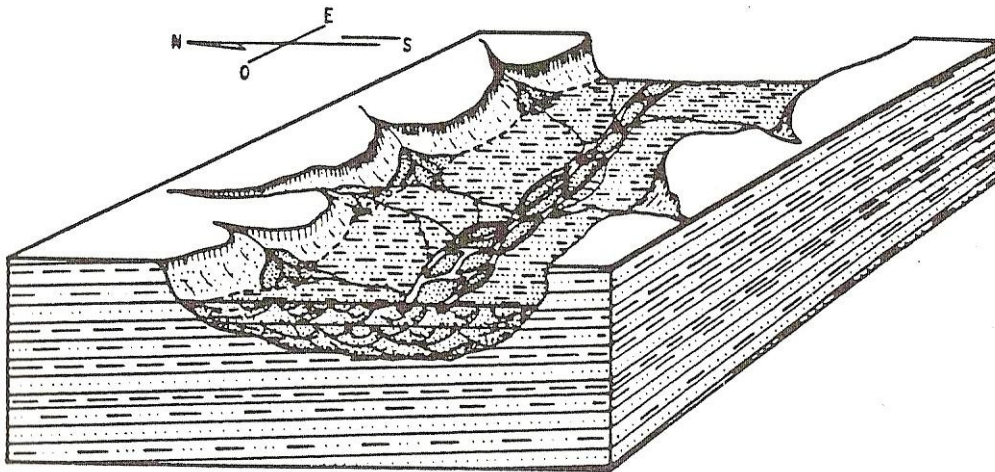
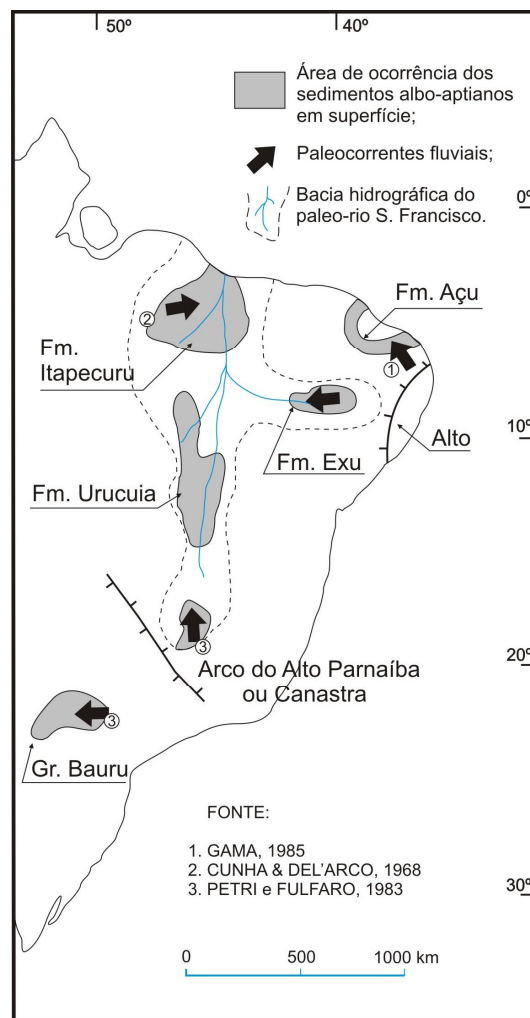


Figura 3 – Sistema fluvial entrelaçado passando a meandrante, Albiano-Cenoamaniano, da Formação Exu (modificado de Ponte, 1991).



5. RESULTADOS

5.1 PERFIS GEOLÓGICOS

5.1.1 Perfil na localidade Ponte de Pedra, município de Nova Olinda, Ceará.

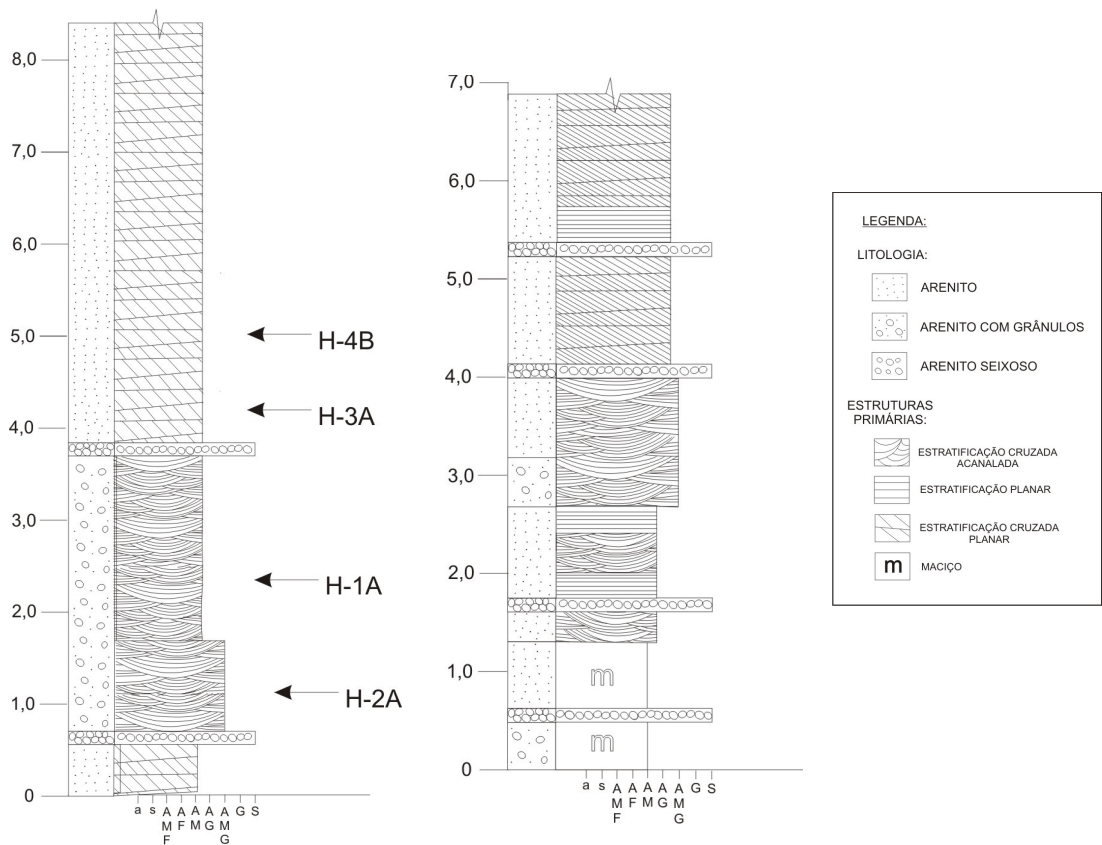


Figura 5: perfis geológicos dos afloramentos da localidade Ponte de Pedra, Nova Olinda. O perfil da esquerda foi feito a partir do afloramento do corte da estrada, enquanto o da direita foi realizado no afloramento do outro lado da Ponte de Pedra.

Foram realizados dois perfis com 8 e 7 metros de altura, respectivamente (figura 5), no município de Nova Olinda – CE, na porção leste da bacia do Araripe. O perfil da esquerda foi feito num corte da estrada que dá acesso ao local; e o perfil da direita está localizado do outro lado da Ponte de Pedra, seguindo partir da estrada de acesso.

Os afloramentos são constituídos de arenitos quartzosos com corpos tabulares, de coloração avermelhada, amarelada e esbranquiçada, bastante friável, granulometria média a muito grossa, com níveis conglomeráticos e seixos subangulosos dispersos,

caulínico, com estratificação cruzada acanalada e planar, e com algumas porções maciças.

5.1.2 Perfil na localidade do Pontal de Santa Cruz, Ceará.

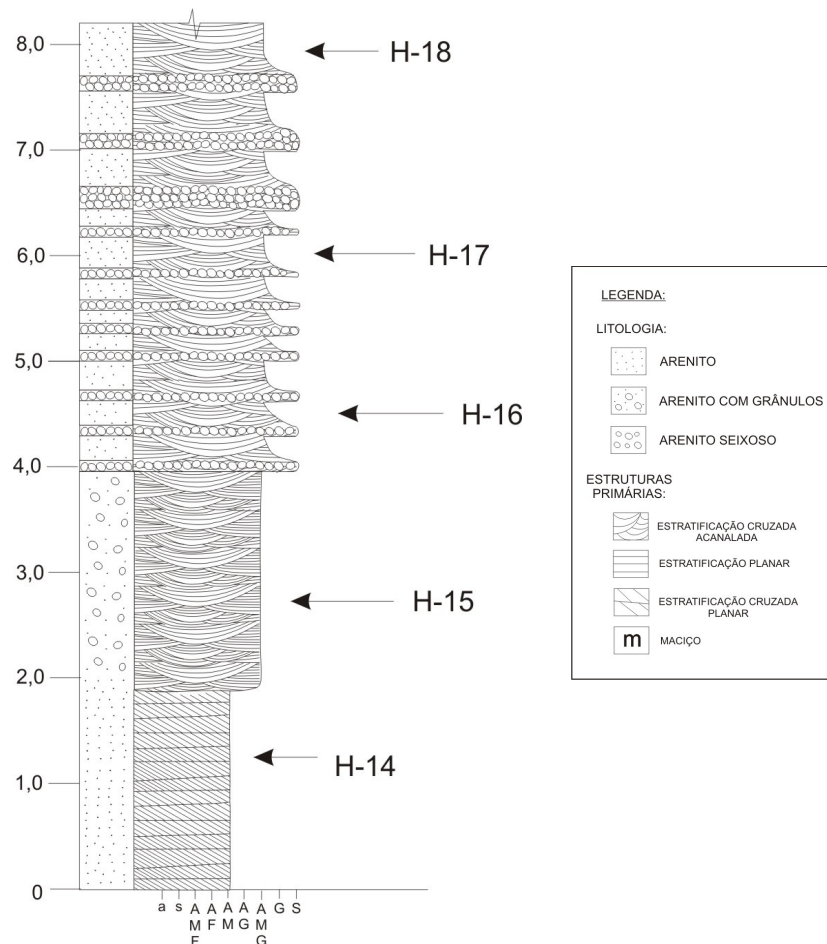


Figura 6: perfil geológico do afloramento do Pontal de Santa Cruz.

Foi realizado um perfil com um pouco mais de 8 metros de altura (figura 6) na estrada que leva ao Pontal de Santa Cruz, subindo a Chapada, e encontra-se localizado na porção leste da bacia do Araripe, há cerca de 35,0 km do município de Santana do Cariri (CE).

O afloramento é constituído de arenito avermelhado, médio a grosso, mal selecionado, caulínico, com estratificações cruzadas planares e acanaladas, friável, em corpos tabulares. Na porção média do perfil, ocorrem níveis microconglomeráticos gradualmente passando para areias médias em ciclos de granodecrescência ascendente.

Na porção superior do perfil, as camadas conglomeráticas vão ficando mais espessas e ocorrem poros de até 0,5 cm preenchidas por caulinita.

Litofácies	Diagnose	Interpretação	Descrição
St	Arenito com estratificação cruzada acanalada de médio porte	Fluxo trativo hidrodinâmico de alta energia.	Litologia: arenitos grossos a muito grossos, com grânulos e seixos angulosos dispersos. Seleção: pobre a muito pobre. Estruturas: estratificação cruzada acanalada. Geometria: tabular.
Sp	Arenito com estratificações cruzadas planares	Fluxo trativo hidrodinâmico de alta energia.	Litologia: arenitos médios. Seleção: moderada. Estruturas: estratificação cruzada planar. Geometria: tabular.
Sm	Arenito maciço	Fluxos trativos subaquosos; modificações pós-deposicionais em baixa profundidade.	Litologia: arenitos médios, com grânulos e seixos angulosos dispersos. Seleção: mal selecionado. Estruturas: maciça. Geometria: tabular.

Tabela 1: Litofácies sedimentares identificadas nos afloramentos da Ponte de Pedra e Pontal de Santa Cruz.

5.2. ASPECTOS TEXTURAIIS

Os principais elementos texturais descritos foram a granulometria, seleção granulométrica, morfologia dos grãos e maturidade textural.

A granulometria corresponde ao tamanho dos grãos do arcabouço. Para determiná-la foi utilizado, como padrão de referência, a escala de Udden (1914) - Wentworth (1922) (*in Blatt et al.*, 1980). Os litotipos estudados podem ser separados em duas frações que ocorrem predominantemente: média e grossa. Ocorrem ainda, geralmente associados à fração grossa, grânulos e seixos dispersos.

A seleção granulométrica refere-se à quantidade de intervalos de classes granulométricas presentes em um sedimento ou rocha clástica. O grau de seleção foi observado utilizando-se uma escala de comparação visual de Compton (1962, *apud Blatt*, 1982), que dividiu cada classe de seleção de acordo com valores de desvio padrão. As amostras foram classificadas como moderadamente selecionadas, porém

com algumas porções da rocha pobremente selecionadas. É possível observar através da tabela 2 que a seleção granulométrica aumenta conforme a diminuição do tamanho do grãos.

GRANULOMETRIA/SELEÇÃO	MUITO POBRE	POBRE	MODERADA	BOA
FINA				
FINA A MÉDIA			H-PSC-14	
MÉDIA				H-PP-3A H-PP-4B
MÉDIA A GROSSA		H-PP-1A		
GROSSA	H-PSC-17 H-PSC-18			
GROSSA A MUITO GROSSA		H-PSC-15 H-PSC-16		
MUITO GROSSA		H-PP-2A		

Tabela 2: variação da seleção granulométrica com a granulometria das amostras. Quanto mais grossas as amostras, mais pobre se torna a seleção.

A morfologia dos grãos pode ser vista em dois aspectos: esfericidade e arredondamento. A esfericidade é a medida do grau em que uma partícula se aproxima da forma esférica. O grau de arredondamento está relacionado ao grau de polidez dos cantos e arestas de um clasto. As características que controlam o grau de arredondamento são: tamanho do grão, dureza e ambiente de transporte e deposição (Blatt, 1982). Para tal estudo foi utilizada a escala de comparação visual de Powers (1953, *apud* Blatt, 1982). Nas amostras estudadas, o arredondamento varia de angular a subangular. Não foi observada nenhuma relação de arredondamento com o tamanho do grão.

A maturidade é definida por Pettijohn (1957) como uma função do tempo gasto para que uma ação ocorra e a intensidade desta ação. Desse modo, os sedimentos sofrem diversas mudanças sequenciais na textura durante o transporte: a presença de argila (imaturidade), a perda de argila (submaturidade), a seleção de frações não argilosas (maturidade), e o arredondamento dos grãos de areia (supermaturidade) (Blatt, 1982). Esta propriedade pode ser estimada pelo fluxograma de Folk (1980) (figura 7). No caso das amostras provenientes da Formação Exu a maturidade textural é baixa, devido à

seleção pobre a moderada e às formas angulosas e subangulosas da maioria das amostras. No entanto, o conteúdo de argila no fluxograma de Folk (1980) é uma condição que cabe somente às condições originais de deposição dos sedimentos, ignorando os efeitos da diagênese. A origem das argilas observadas nas amostras estudadas será tratada mais adiante.

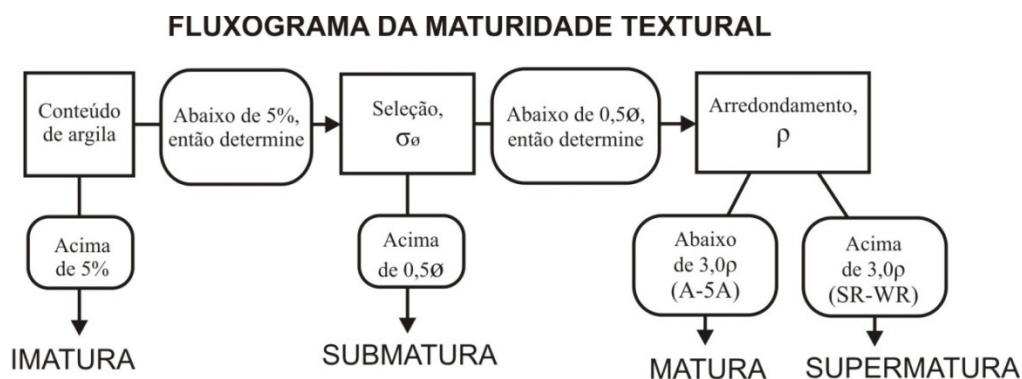


Figura 7: Fluxograma para determinação da maturidade textural (Folk, 1980).

5.3 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DO ARCABOUÇO E PROVENIÊNCIA

5.3.1 FRAÇÃO AREIA

Nas amostras provenientes da Formação Exu, o quartzo é o constituinte predominante em (tabela 3). Nas frações médias da unidade (H-PP-4B; H-PP-3A; H-PP-1A; H-PSC-14), os grãos de quartzo monocristalino ocupam um volume entre 44,6% e 68,6% da rocha; enquanto grãos de quartzo policristalino preenchem um volume entre 3,0% e 8,7% da rocha (figura 8).

Nas frações grossas a muito grossas (H-PP-2A; H-PSC-15; H-PSC-16; H-PSC-17; H-PSC-18), os grãos de quartzo monocristalino sofrem uma pequena diminuição, e variam entre 38,60% a 48,60% do volume da rocha; e os grãos policristalinos aumentam drasticamente, com 25,00% a 31,60% do volume da rocha (figura 8).

<i>LOCALIDADE: Estrada para o Pontal de Santa Cruz - CE</i>					
AMOSTRA	H-PSC-14	H-PSC-15	H-PSC-16	H-PSC-17	H-PSC-18
Quartzo monoc.	53,02%	48,60%	41,60%	38,60%	40,00%
Quartzo polic.	8,67%	27,74%	25,00%	29,60%	31,60%
Caulinita Autig.	8,23%	7,93%	14,60%	11,30%	7,00%
Argila + Óx.Fe	18,41%	5,50%	7,30%	5,30%	15,60%
Óxido de ferro	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,60%
Muscovita	0,67%	Tr	0,30%	Tr	0,30%
Biotita	0,00%	Tr	0,00%	0,00%	0,00%
Zircão	Tr	Tr	0,00%	0,00%	Tr
Turmalina	Tr	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
Litoclastos	0,00%	0,00%	0,90%	0,60%	0,30%
Poros	11,00%	10,23%	10,30%	14,60%	4,60%
Total	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%
<i>LOCALIDADE: Ponte de Pedra, município de Nova Olinda.</i>					
AMOSTRA	H-PP-1A	H-PP-2A	H-PP-3A	H-PP-4B	
Quartzo monoc.	44,20%	40,10%	57,60%	47,60%	
Quartzo polic.	11,00%	22,30%	3,30%	5,60%	
Caulinita Autig.	17,30%	8,30%	7,00%	4,30%	
Argila + Óx.Fe	23,60%	9,30%	25,90%	18,90%	
Muscovita	2,30%	Tr	0,60%	0,00%	
Biotita	Tr	0,00%	0,00%	0,00%	
Zircão	0,00%	Tr	Tr	0,00%	
Turmalina	0,00%	Tr	0,00%	0,00%	
Litoclastos	0,00%	Tr	0,00%	0,00%	
Poros	1,60%	20,00%	5,60%	23,60%	
Total	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%	

Tabela 3: contagem de pontos nos afloramentos Ponte de Pedra (PP) e Pontal de Santa Cruz (PSC).

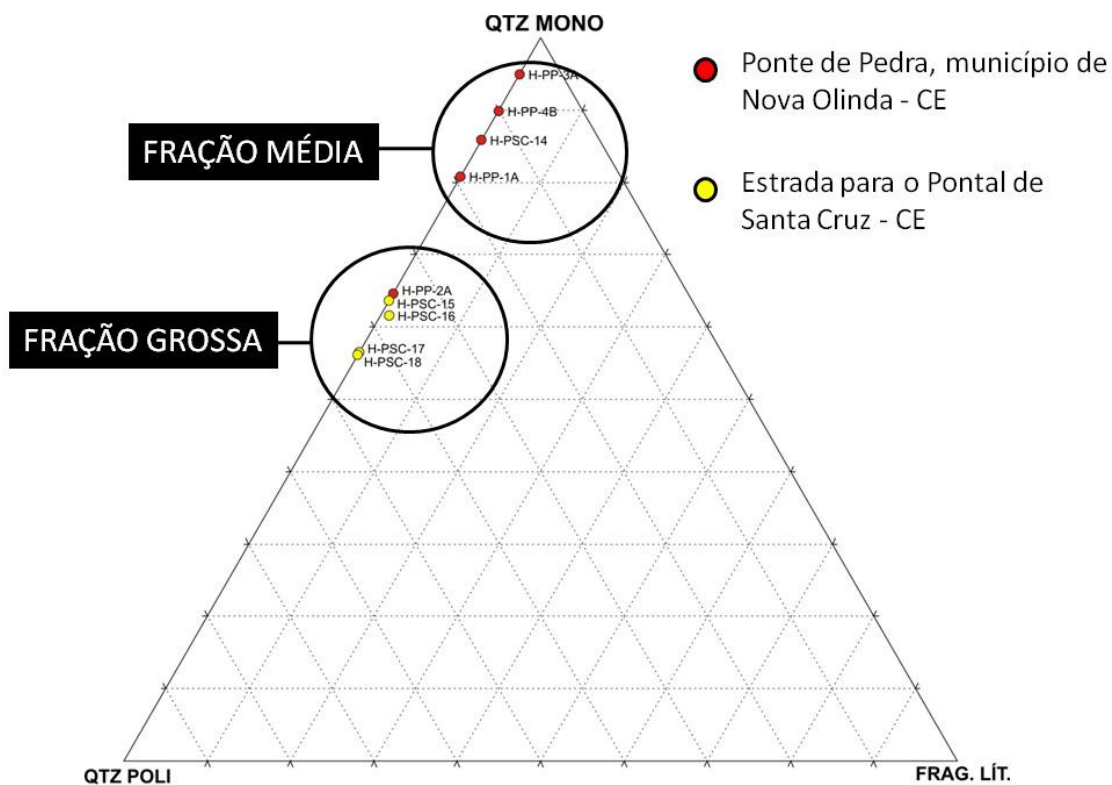


Figura 8: diagrama ternário envolvendo a proporção relativa dos grãos de quartzo monocristalinos, policristalinos e fragmentos líticos das amostras provenientes dos afloramentos Ponte de Pedra (PP) e Pontal de Santa Cruz (PSC).

Essa tendência do aumento na porcentagem relativa de grãos policristalinos conforme ocorre o aumento da granulometria, sugere a possibilidade destes grãos monocristalinos, com maior predominância nas frações médias, serem gerados a partir de grãos policristalinos maiores (figura 9) (Folk, 1980).

Mudanças durante a abrasão

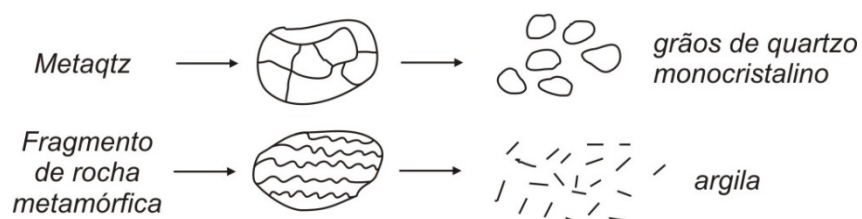


Figura 9 – Mudanças durante a abrasão nos sedimentos (Folk, 1980).

Com relação ao tipo de extinção dos grãos de quartzo, tanto as frações médias quanto as grossas apresentam extinção ondulante leve a muito forte em quase sua totalidade. Os cristais em grãos policristalinos ocorrem com tamanhos variando entre

areia fina e média, e areia grossa a grânulos. A textura destes grãos apresenta cristais com tamanhos variados, com contatos retos e alongados; suturados, alongados ou não; e em mosaicos poligonais.

A porcentagem de fragmentos líticos não excede 1% da rocha e foram encontrados apenas nas frações mais grossas das rochas estudadas. Os fragmentos de rocha observados sempre têm composição bem quartzosa, frequentemente com muscovitas associadas (figura 10, a e b).

A presença de grãos de quartzo policristalino exibindo cristais alongados e contatos suturados (figura 11, a e b) indica uma fonte metamórfica para esses sedimentos. Apesar de não ter sido observado qualquer inclusão de algum mineral metamórfico para garantir essa interpretação, a imposição de uma forte orientação preferencial dos cristais, juntamente com os tipos de contatos mencionados, sugere que a área-fonte destes minerais foi submetida a alto grau metamórfico.

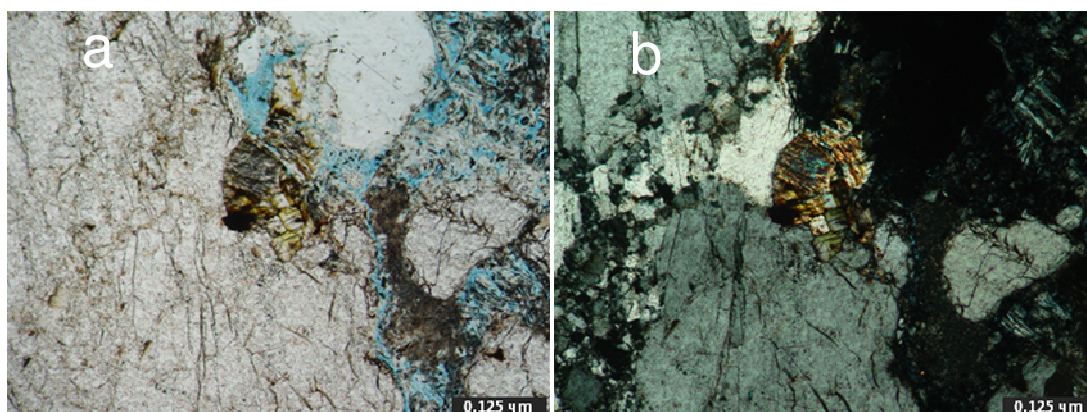


Figura 10 – Lâmina H-PSC-16, ocorrência de fragmentos líticos em quantidades traços, sempre com uma grande quantidade de quartzo. a) nicóis descruzados e b) nicóis cruzados.

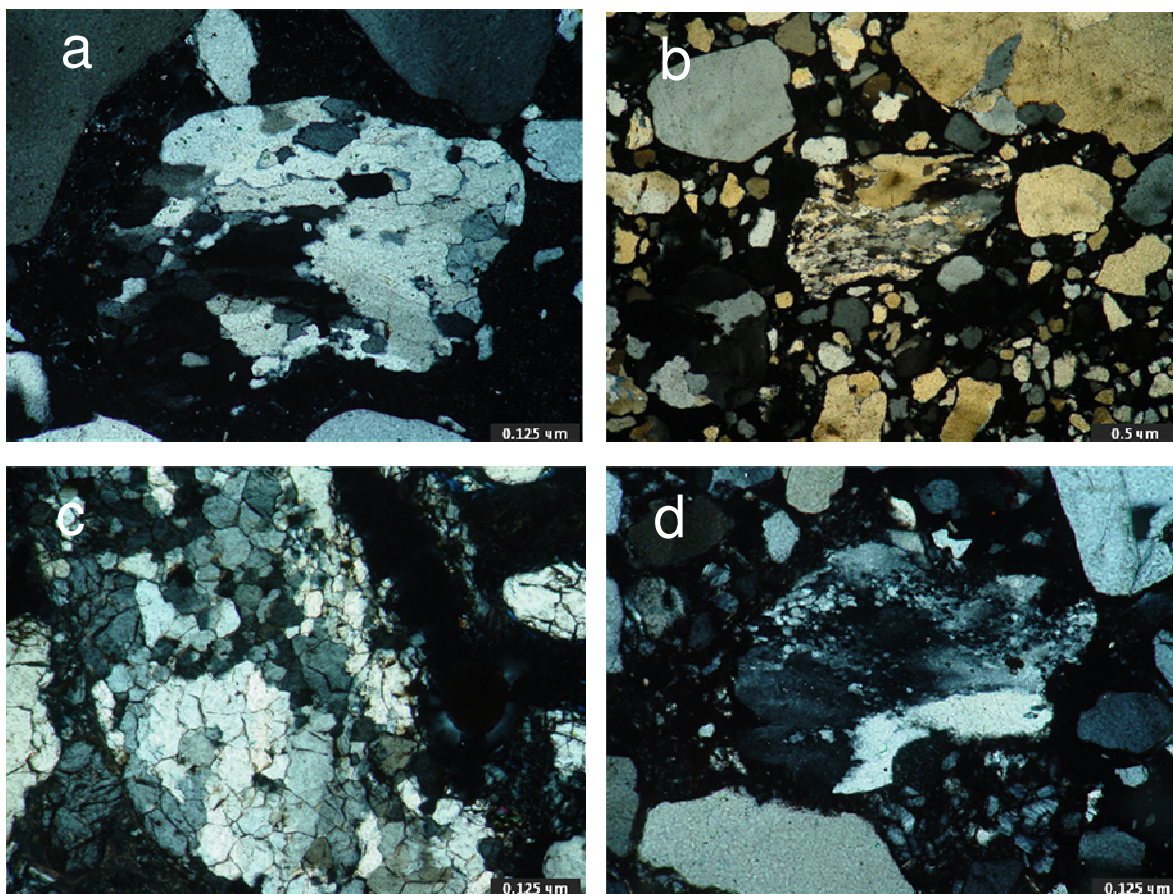


Figura 11 – Textura de grãos policristalinos. a) lâmina H-PP-2A e b) lâmina H-PSC-18 com cristais alongados dentro do grão, contatos suturados, que sofreram deformação em um campo de tensão. c) lâmina H-PP-2A, grãos em forma de mosaico, aproximadamente equidimensionais, cujos contatos possuem interfaces retas e junções trípliques. É uma textura granoblástica poligonal de quartzitos. d) lâmina H-PP-1A, ocorrência de uma grande variação no tamanho dos cristais reflete diferentes estágios de recristalização. Muito comum em rochas metamórficas.

Há também grãos policristalinos que exibem subgrãos equidimensionais e contatos retos poligonizados, sem orientação preferencial (figura 11c). Grãos de quartzo desse tipo também são provenientes de rochas metamórficas de alto grau. Scholle (1978) sugere que este tipo de quartzo é um bom indicador de uma fonte metamórfica quando dez ou mais subgrãos estão presentes no grão detrítico. Foram observados ainda grãos policristalinos com uma grande variação no tamanho dos cristais, refletindo diferentes estágios de recristalização (figura 11d), os quais são comuns em rochas metamórficas (Blatt, 1982).

Existe a possibilidade de uma porcentagem de grãos de quartzo monocristalino ser proveniente também de rochas ígneas (granitóides) que fazem parte do embasamento.

A partir destas interpretações, pode-se dizer que esses sedimentos são derivados predominantemente pelas rochas do embasamento. Segundo Arai *et al.* (2004), o embasamento é composto por rochas de alto grau metamórfico, como gnaisses e migmatitos; rochas de metamorfismo de baixo grau, como clorita-xistos, filitos e mármore; ocorrem ainda rochas metassedimentares (quartzitos) e magmáticas (granitos). Não foram encontrados indícios de contribuição de rochas sedimentares provenientes de outras bacias ou das formações anteriores dentro da Bacia do Araripe.

A abundância de quartzo nos grãos do arcabouço, a ausência de qualquer vestígio de feldspato e a quantidade traço de fragmentos líticos, permite classificar os arenitos da Formação Exu como quartzoarenito (ortoquartzoarenitos).

A maturidade mineralógica desses arenitos é bem alta, devido à quantidade dominante de quartzo existente no arcabouço. Alguns autores, como Wilson & Pittman (1977), destacam a possibilidade de haver mudanças na composição de arenitos devido aos processos diagenéticos e que, desta maneira, poderia levar a um aumento na maturidade mineralógica (conteúdo de quartzo em detrimento de minerais instáveis). Essa discussão, no entanto, será tratada no item 5.4.

5.3.2 MINERAIS ACESSÓRIOS

Foram observadas muscovitas, turmalina, zircão e biotita. Em algumas amostras, as micas ocorrem esmagadas entre grãos de quartzo, o que evidencia uma compactação mecânica nessas rochas. Há ocorrência também de micas sem vestígio de deformação; em outras amostras as micas podem ser vistas mais como inclusões poiquilíticas. As micas são um indício de fonte granítica ou xistosa.

5.3.2 FRAÇÃO ARGILA

O conteúdo de argila dos arenitos da Formação Exu é marcante nesses arenitos. Durante a análise das lâminas foi observado que a presença de argila é bem variável. Existem amostras com intensa cimentação de argila, enquanto outras praticamente livres de material fino. De acordo com o resultado do difratograma de raios-X (figura 12), esses argilominerais são essencialmente da família da caulinita. Deve-se ressaltar que estas amostras são provenientes de superfície. Teles (1995), em estudo sobre os argilominerais da Bacia do Araripe, constatou a presença de abundante caulinita e um pouco de illita nessa unidade. No entanto, Teles (1995) não definiu se as amostras analisadas da Formação Exu foram de afloramento e/ou de testemunhos.

O material argiloso ocorre predominantemente preenchendo poros intergranulares e, algumas vezes, preenchendo espaços maiores do que poros intergranulares; em menor proporção, ocorrem também como cutículas de forma irregular e espessura variável envolvendo o arcabouço. Em amostras com evidências de bioturbação, há sempre uma grande quantidade de argila associada. As lâminas apresentam material fino recristalizado em praticamente todos os domínios argilosos.

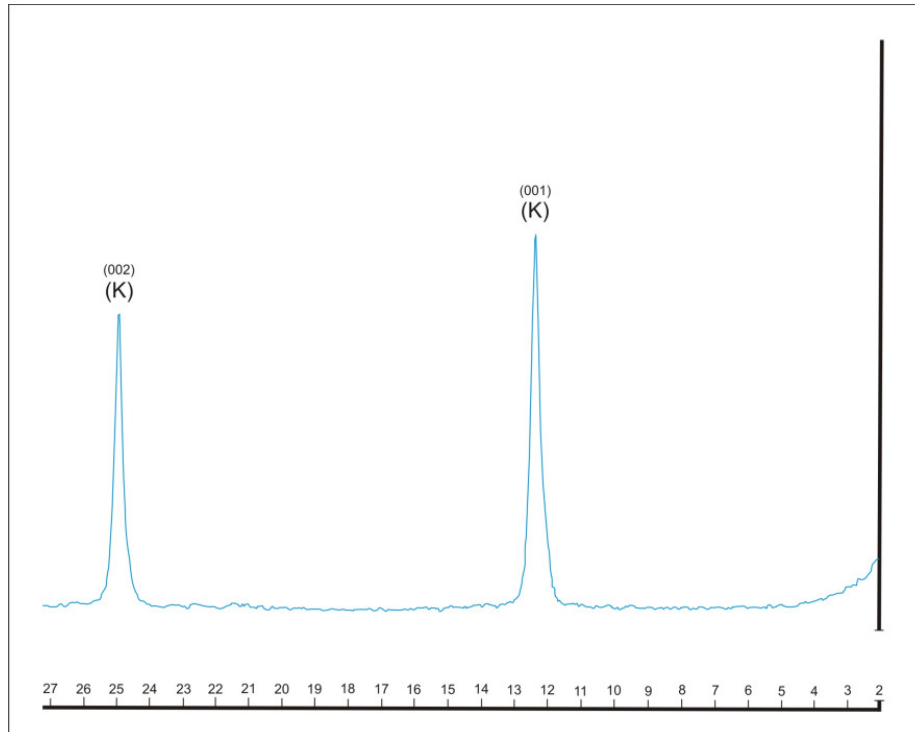


Figura 12: difratograma de raios-X da amostra H-PSC-16, mostrando que a mineralogia das argilas das amostras de superfície são essencialmente caulinita (K).

5.4 DISCUSSÃO SOBRE A DIAGÊNESE

A diagênese, segundo De Ros & Moraes (1984), são os processos e reações que ocorrem desde o final da deposição do material sedimentar numa bacia, durante seu progressivo soterramento e até a marcante transformação por metamorfismo ou destruição por erosão.

O campo diagenético dos arenitos foi compartimentado por Schmidt & McDonald (1979, *apud* De Ros & Moraes, 1984) em três subdivisões:

Eodiagênese refere-se aos processos na (ou próximos à) superfície de sedimentação, onde o quimismo das águas intersticiais é predominantemente controlado pelo ambiente superficial. A eodiagênese também pode ser definida em termos de temperatura, e profundidade, onde o limite superior de temperatura é $> 70^{\circ}\text{C}$, tipicamente equivalente a 2 km de soterramento (Morad *et al.*, 2000, *apud* Worden & Morad, 2003). A *Mesodiagênese* refere-se ao processo que age em subsuperfície durante o soterramento efetivo desde profundidades capazes de isolar a rocha da influência superficial até a passagem do “anquimetamorfismo” ou epigênese. Em alguns casos, isso inclui sedimentos soterrados a profundidades com temperaturas equivalentes a cerca de 200 a 250°C. A *Telodiagênese* refere-se aos processos na (ou próximos à) superfície de erosão de rochas previamente submetidas a soterramento efetivo, associados normalmente com formação de discordâncias.

As principais fases diagenéticas destes arenitos estão relacionadas ao campo da eodiagênese. Para compor uma ordem cronológica das fases diagenéticas, foi preciso relacionar parte dos eventos diagenéticos observados em lâmina com os eventos da sequência diagenética proposta por De Ros & Moraes (1984). A outra parte foi inferida uma posição na cronologia com base nas relações texturais.

5.4.1 BIOTURBAÇÃO

A bioturbação pode ser observada pelos canais cilíndricos, com comprimentos centimétricos, cujos quais exibem uma intensa cimentação de hematita e uma certa diferença na granulometria (figura 13a e 13b). Esse nítido contraste na cimentação de

hematita poderia ser atribuído a uma grande oferta de O_2 , o que teria estimulado à oxidação de ferro nesses espaços. muito superior nestas áreas do que em relação ao restante da rocha, devido às escavações e ao revolvimento de material próximo à superfície produzido por atividade biogênica. A bioturbação pode modificar a textura devido à introdução de argila em escavações lineares ou através de argilas irregularmente dispersas (figura 14). Estas estruturas são formadas logo após a deposição e são, portanto, relacionadas ao início da eodiagênese.

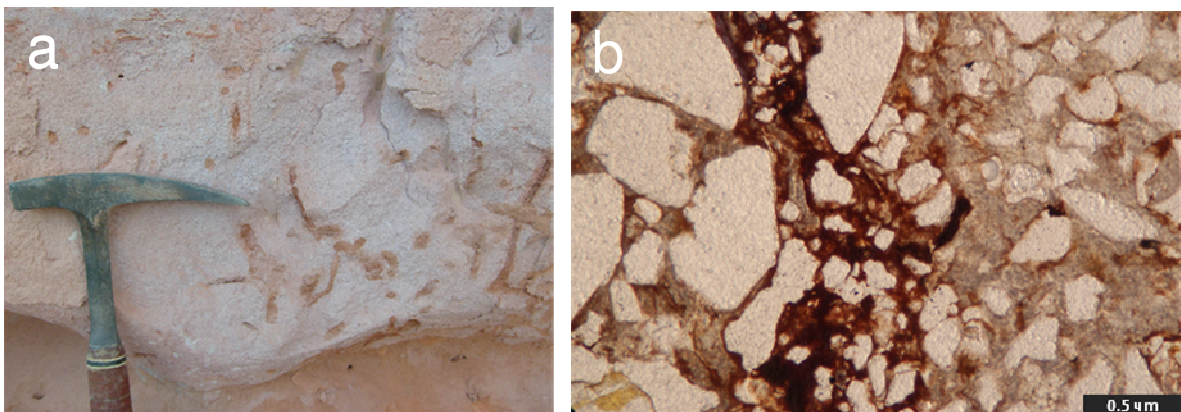


Figura 13 – Bioturbação. Estruturas produzidas por atividade biogênica e quase sempre impregnadas por óxidos de ferro e argila. Ocorrem tanto em escala de afloramento (a), como em microescala (b). (a) afloramento na estrada do lameirão, que liga Crato- CE à Pernambuco; b) afloramento na estrada que liga Exu-Barbalha, próximo à bifurcação para Caldas (Ceará).

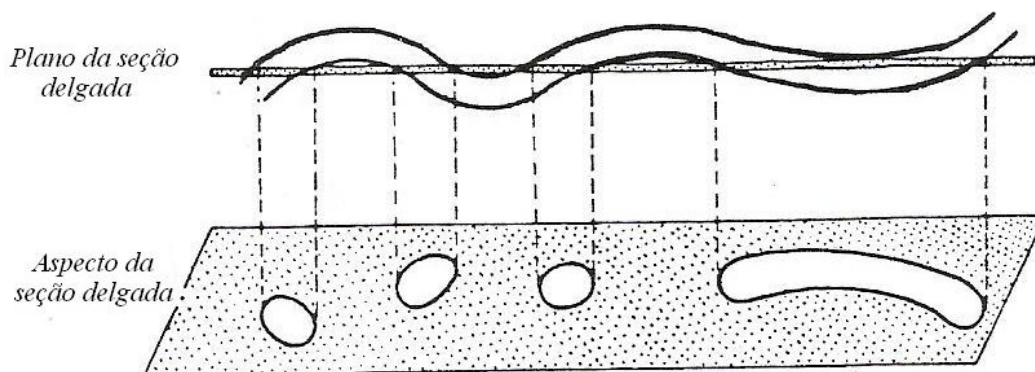


Figura 14: projeção da passagem de um organismo no plano de uma seção delgada (Bullock et al. 1985).

5.4.2 ARGILA MECANICAMENTE INFILTRADA

O termo *argila mecanicamente infiltrada* também é reportado, na pedogênese, como iluviação de argila ou cutãs (Brewer, 1964). Crone (1974, *apud* Wilson & Pittman, 1977) mostrou que as argilas mecanicamente infiltradas ocorrem como: (1) agregados floculados aleatoriamente distribuídos nos vazios; (2) cutículas compostas como placas orientadas paralelamente à superfície dos grãos; (3) pontes nos grãos consistindo de placas geralmente perpendiculares à superfície dos grãos.

Os processos de formação dessas microestruturas estão relacionados ao movimento de material cutânico em solução ou suspensão e subsequente deposição na superfície dos grãos do arcabouço, em zona vadosa (Brewer, 1964).

Na superfície dos grãos do arcabouço, é marcante a presença dessas cutículas (*coatings*) de argila, de forma irregular e espessura variável (figura 15a e 15b). Apresentam coalescência dos filmes de argila ao longo dos contatos entre os grãos, indicando que elas foram introduzidas antes da compactação. A incorporação de argila por infiltração mecânica está sempre associada como um evento ocorrido logo após a deposição. Portanto também está relacionada ao início da eodiagênese.

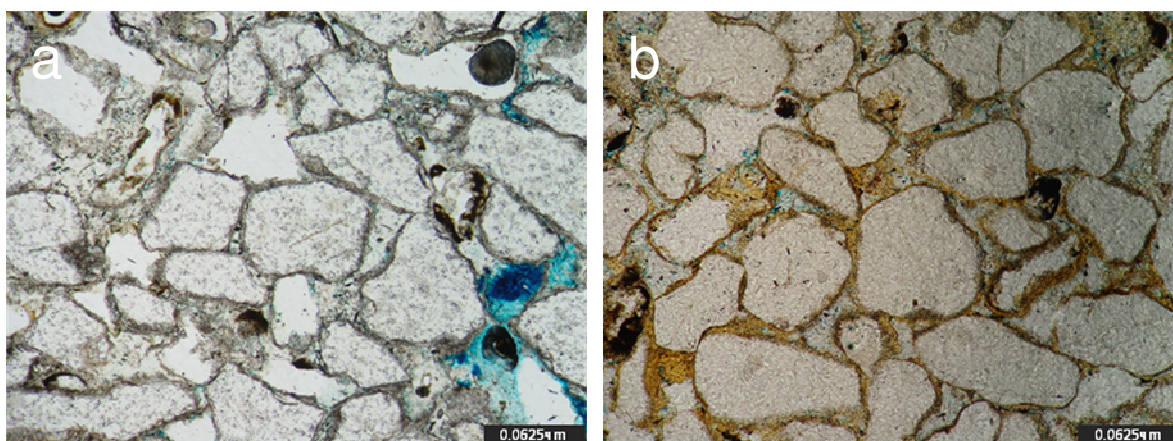


Figura 15 – ocorrência de cutículas de argila na superfície dos grãos, contínua nos contatos grão-grão, com ou sem orientação. a) lâmina H-PP-4B; b) lâmina H-PP-4A, com tingimento de hidróxido de ferro dando uma coloração alaranjada.

5.4.3 ÓXIDOS E HIDRÓXIDOS DE FERRO

A presença de óxido de ferro (hematita) ocorre como uma fina película delineando os grãos do arcabouço. É possível que esta fase esteja relacionada à eodiagênese. Os óxidos de ferro também ocorrem impregnando os cristais de caulinita autigênica e se acumulando principalmente na superfície dos grãos do arcabouço (figura 16b). Outro modo de ocorrência dos óxidos de ferro é através de uma associação com cutãs (ferroargilã), dando ao material formado um tingimento avermelhado, e é atribuído a processos de iluviação (Brewer, 1964). Esses óxidos de ferro foram possivelmente precipitados por difusão na zona vadosa de afloramento ou sub-afloramento (Brewer, 1964).

Os hidróxidos de ferro (goetita) são menos comuns e ocasionalmente ocorrem impregnando argilas mecanicamente infiltradas (figura 15b).

5.4.4 ÓXIDOS DE MANGANÊS

Óxidos de manganês ocorrem dispersos nos poros intergranulares como agregados e podem estar associados geneticamente com atividade biológica como alteração de material orgânica amorfa (MOA).

5.4.5 COMPACTAÇÃO MECÂNICA

Com o decorrer do soterramento dos sedimentos, os grãos dúcteis tendem a serem deformados conforme o aumento da sobrecarga sedimentar. Nas amostras estudadas pode ser observado muscovitas esmagadas entre os grãos do arcabouço (figura 16a e 16b). No entanto, a predominância de contatos pontuais, juntamente com o aspecto visual de uma leve deformação destas muscovitas é indicativa de que o

soterramento e a compactação mecânica não foi muito intensa. Provavelmente a compactação atuou apenas dentro do campo da eodiagênese.

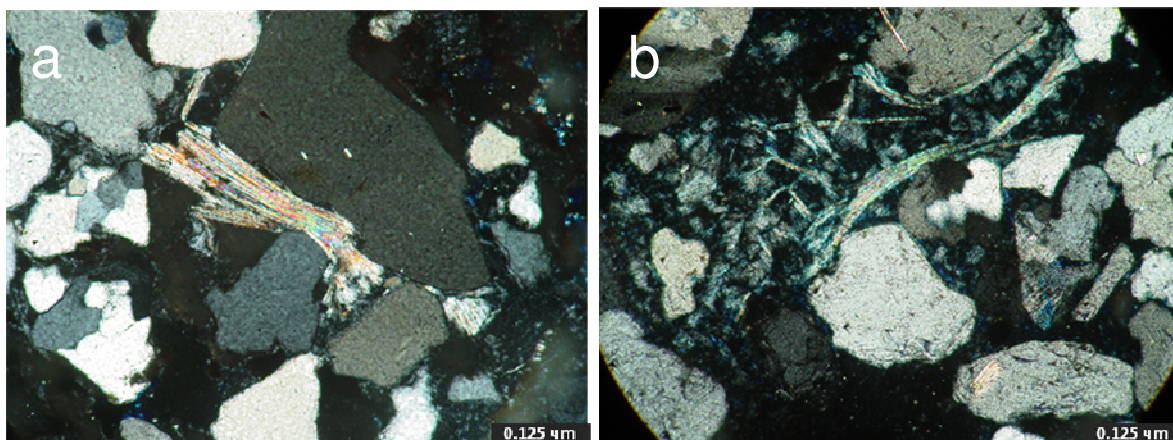


Figura 16 – ocorrência de grãos dúcteis (*muscovitas*) sendo deformadas entre grãos de quartzo. a) H-PP-2A; b) H-PSC-18.

5.4.6 CAULINITA AUTIGÊNICA

A ocorrência significativa de argila nos arenitos da Formação Exu é uma característica marcante nestas rochas. Quanto à mineralogia dessas argilas, foi realizado um exame das amostras com difração de raios-X para determinar a identidade exata dos minerais. De acordo com o gráfico obtido (Figura 12) foi constatado apenas a presença de caulinita. Ademais, os cristais são grossos o suficiente e bem visíveis para mostrar a típica baixa birrefringência (cinza) da caulinita, juntamente com a textura de livretes (*booklets*) que se desenvolveu sob uma forma característica de uma série de lamelas de cristais empilhados (figura 17a).

A natureza autigênica das argilas observadas foi comparada com os critérios propostos por Wilson & Pittman (1977). Com relação à morfologia, a argila autigênica frequentemente exibe um hábito cristalino. As formas delicadas dos flocos de argila dificultam a possibilidade de ter ocorrido um transporte desse material. Além disso, a argila presente nas amostras estudadas não se encontra deformada por compactação, enquanto as micas que ocorrem dispersas nesses arenitos comumente ocorrem esmagadas devido à sobrecarga dos sedimentos. Esta observação nos dá uma indicação

de que possivelmente estas argilas foram formadas após a compactação mecânica destes arenitos, sendo, portanto, um material autigênico. Com relação à estrutura, o alto grau de cristalinidade é muito comum em argilas autigênicas e isto pode ser observado através dos picos incisivos no difratograma de raios-X (figura 12). Com relação à distribuição, as argilas autigênicas ocorrem de maneira esparsa preenchendo poros. Particularmente, as caulinitas e dickitas autigênicas geralmente ocorrem como grumos distribuídos irregularmente desde a fração de milímetros até vários centímetros.

Quanto à origem das caulinitas nos arenitos da Formação Exu, foi interpretada como sendo atribuída a processos predominantemente eodiagenéticos e em menor proporção a processos sedimentares, meso e/ou telodiagenéticos.

Caulinita de origem detrítica (processos sedimentares) deve representar uma pequena fração da argila encontrada nestes arenitos. São observados domínios ricos em argila entre os contatos de grãos da fração areia e, como a caulinita floclula facilmente, é possível que uma pequena proporção de argila tenha sido depositada no intervalo entre pequenos pulsos sedimentares trativos.

No campo eodiagenético, as argilas são formadas por: (i) precipitação em poros, (ii) substituição de grãos da fração areia do arcabouço e (iii) substituição de argilominerais precursores, tanto detrítico quanto diagenético (Worden & Morad, 2003).

A formação da caulinita ocorre em ambientes com deficiência de íons, ambientes muito diluídos, com muita lixiviação (fluxo de água meteórica) ou presença de ácidos (ácidos orgânicos, CO₂, provenientes de lamas ricas em matérias orgânicas) (Menezes, 2005).

Processos de substituição foram observados em muscovitas alterando para caulinita (figura 17c e 17d). A substituição de minerais mais instáveis (como feldspatos) é uma possibilidade, apesar de não haver resquícios destes minerais como ocorrências parcialmente dissolvidas ou como pseudomorfos no caso de total substituição. Quando a substituição é completa, a identidade do grão geralmente está perdida. No entanto, o precursor do grão pseudomórfico pode ser inferido na base da forma do grão, mas essa

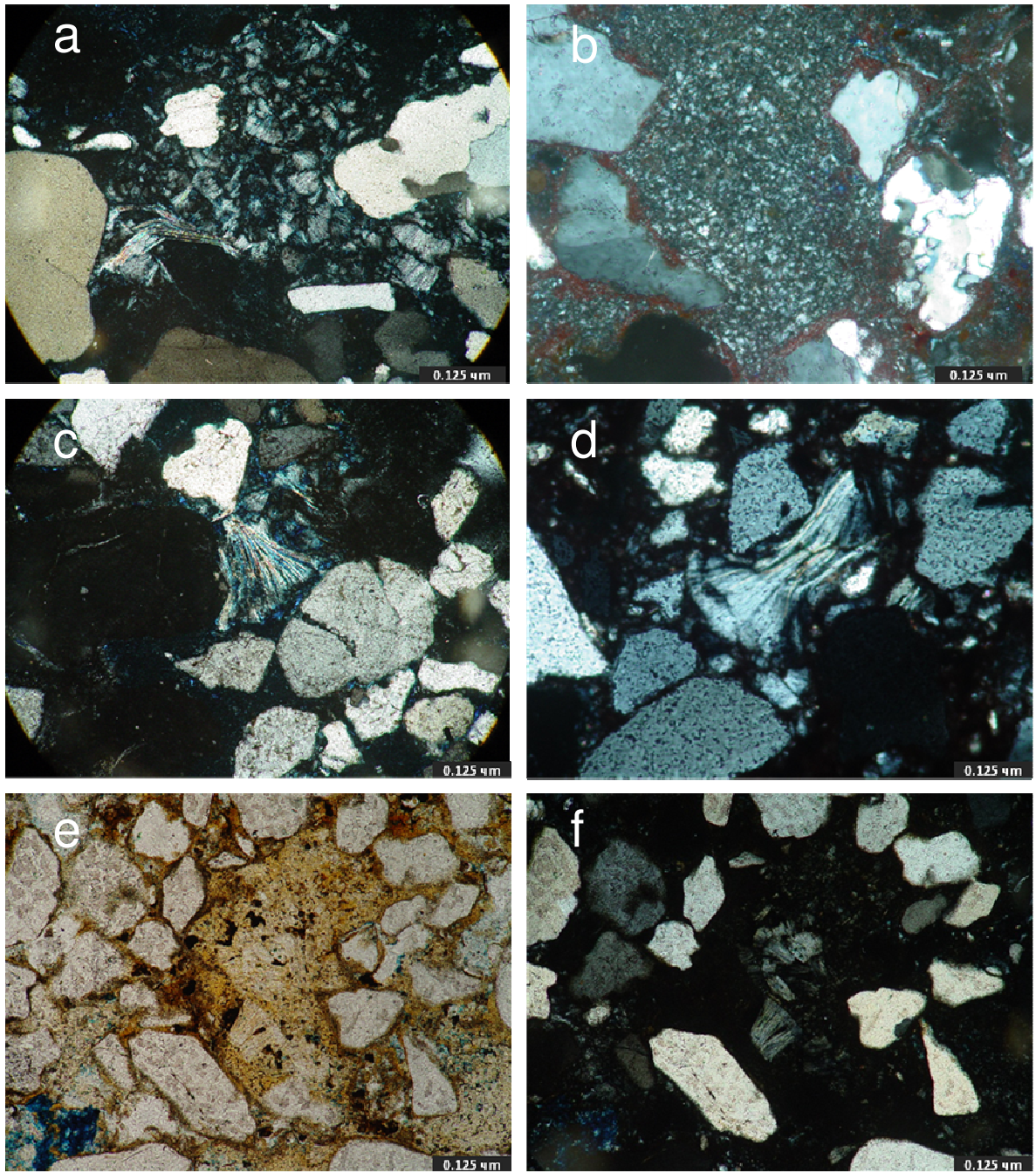


Figura 17 – a); lâmina H-PSC-18, cristais de caulinita bem desenvolvidos com hábito em livretes (booklets) ou placas empilhadas; b) lâmina H-PP-2A; domínio argiloso totalmente recrystalizado, com cristais finos, talvez inibidos pela presença de óxido de ferro na superfície dos grãos; c) lâmina H-PSC-18 e d) lâmina H-PP-1A, mostrando substituição de muscovita para caulinita; e) lâmina H-PP-4A, com nicóis descruzados e f) lâmina H-PP-4A, com nicóis cruzados, mostrando um domínio argiloso com dimensões maiores do que os poros intergranulares, totalmente preenchido com caulinita recrystalizada e mostrando um desenvolvimento de cristais mais bem ordenados e espessos na porção interior deste domínio.

Com o progressivo aumento da profundidade de soterramento e da temperatura (2 – 3 km; $T = 70 - 90^{\circ}\text{C}$), a caulinita pseudo-hexagonal eodiagenética, fina, de forma vermicular e em livretes, é progressivamente substituída por cristais espessos e bem desenvolvidos. Acredita-se que se trata de cristais de caulinita bem ordenados e/ou cristais de dickita mal ordenados que substituíam os cristais eodiagenéticos pobremente organizados (Morad *et al.*, 2000).

5.4.7 GERAÇÃO DE POROSIDADE SECUNDÁRIA

Ocorrem fantasmas de pseudomorfos com *coatings* preservados (figura 18a e 18b), indicando que a cimentação por infiltração de argilas ocorreu anterior à dissolução de alguns minerais na trama. A dissolução destes grãos instáveis foi posterior à compactação, já que estas estruturas não apresentam indício de deformação. Portanto, é possível que esta fase de dissolução tardia destes minerais esteja ligada à telodiagênese.

A ocorrência deste tipo de porosidade é escassa nas lâminas estudadas, o que conduz a interpretação de que o arcabouço já era pobre em minerais instáveis e ricos em grãos de quartzo.

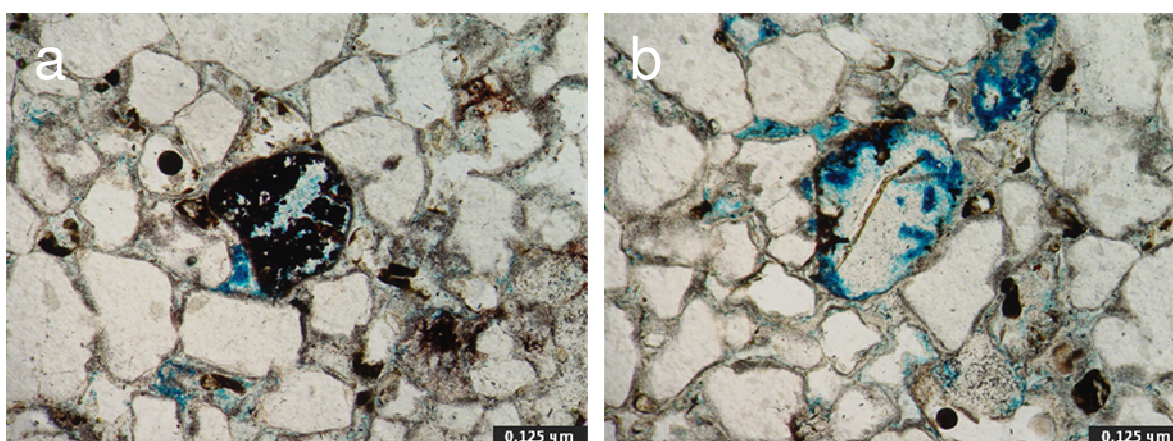
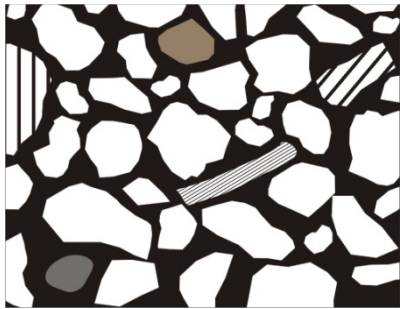
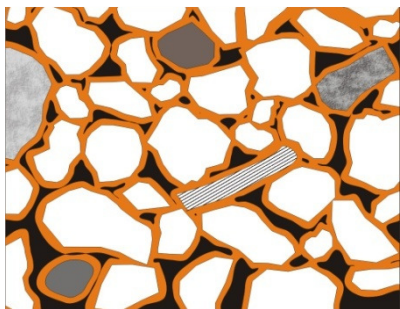


Figura 18 – ocorrência de cutículas de argila preservando algum mineral precedente totalmente dissolvido. a) e b) lâmina H-PP-4B.

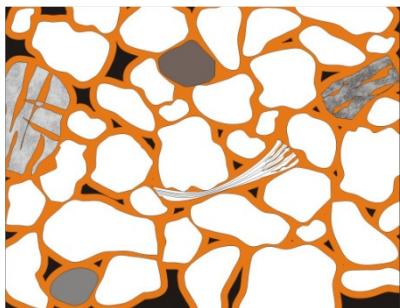
5.4.8 RESUMO SOBRE A DIAGÊNESE



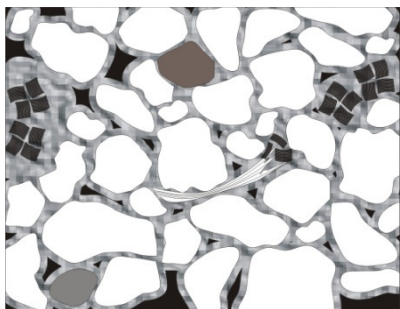
1. Deposição aluvial por processos hidrodinâmicos trativos de sedimento fração areia média a grossa, originalmente quartzoso e pobre em minerais instáveis. Deposição ocasional de baixa quantidade de argila detrítica floculada entre os intervalos de sedimentação;



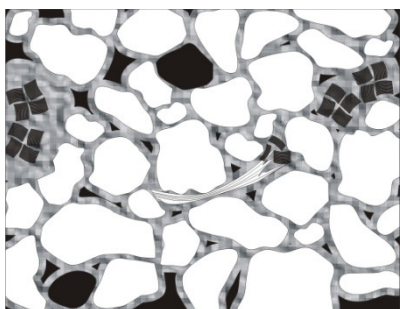
2. Incorporação e neoformação de caulinita por atividade biológica, por infiltração mecânica de argila, e por alteração de minerais primários, com redistribuição de óxidos e hidróxidos de ferro, causados por pedogênese e alteração subaérea de sedimento recém-depositado (eodiagênese);



3. Soterramento e compactação com deformação de muscovitas no fim da eodiagênese e recristalização inicial de domínios cauliniticos, atingindo tanto os revestimentos (cutãs) e poros preenchidos, quanto obliterando possíveis remanescentes de pseudomorfos ou minerais parcialmente alterados;



4. Recristalização progressiva por mesodiagênese inicial do cimento de caulinita; e obliteração dos pseudomorfos. Após a recristalização do cimento de caulinita, com trama preservada pelos revestimentos, ocorreu ocasional dissolução de minerais instáveis por telodiagênese (?) e desenvolvimento de porosidade secundária nos fantasmas de pseudomorfos do arcabouço.



6. CONCLUSÕES

De acordo com os dados obtidos pode-se dizer que os tipos de rocha predominante que compõem a unidade são xistos, gnaisses e quartzitos. Estas rochas são, portanto provenientes do embasamento. O embasamento é composto por rochas de alto grau metamórfico, como gnaisses e migmatitos; rochas de metamorfismo de baixo grau, como clorita-xistos, filitos e mármore; ocorrem ainda rochas metassedimentares (quartzitos) e magmáticas (granitos). São sugeridos estudos como análise convencional de minerais pesados e geocronologia U-Pb em zircão para aprofundar os conhecimentos e obter mais precisão com relação à área fonte destes sedimentos.

As principais fases diagenéticas que contribuíram à cimentação dos arenitos desta unidade estão relacionadas à eodiagênese. Inicialmente, houve a deposição aluvial por processos hidrodinâmicos trativos, com sedimentos quartzosos e pobre em minerais instáveis, e com a possibilidade de que tenha havido alguma participação de quantidade de argila detritica floculada entre os intervalos de sedimentação. Incorporação e neoformação de caulinita por atividade biológica, por infiltração mecânica de argila, e por alteração de minerais primários, com redistribuição de óxidos e hidróxidos de ferro, causados por pedogênese e alteração subaérea de sedimento recém-depositado (eodiagênese). Soterramento e compactação com deformação de muscovitas no fim da eodiagênese e recristalização inicial de domínios caulíníticos, atingindo tanto os revestimentos (cutãs) e poros preenchidos, quanto obliterando possíveis remanescentes de pseudomorfos ou minerais parcialmente alterados. Recristalização progressiva por mesodiagênese inicial do cimento de caulinita; e obliteração dos pseudomorfos. Após a recristalização do cimento de caulinita, com trama preservada pelos revestimentos, ocorreu ocasional dissolução de minerais instáveis por telodiagênese (?) e desenvolvimento de porosidade secundária nos fantasmas de pseudomorfos do arcabouço.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAI, M. 2006. Revisão Estratigráfica do Cretáceo Inferior das Bacias Interiores do Nordeste do Brasil. *Geociências* (São Paulo), v. 25, p. 7-15.
- ASSINE, M. L. 1992. Análise Estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, n. 3, p. 289-300.
- ASSINE, M. L. 1994. Paleocorrentes e Paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 24(4): p 223-232.
- ASSINE, M. L. 2007. Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 15, p. 371-389.
- BARBOSA, O. 1970. Geologia Econômica da Parte da Região do Médio São Francisco, Nordeste do Brasil. Div. Fom. Prod. Mineral. DNPM. Rio de Janeiro, Bol. 140, 97 p.
- BARROS, F.C. 1963. Sobre a Sistemática da Série Araripe. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, 37 (218) : 52.
- BEURLEN, K. 1962. A Geologia da Chapada do Araripe. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 34, n. 3, p. 365-370.
- BEURLEN, K. 1963. Geologia e Estratigrafia da Chapa do Araripe. *In: CONOR. BRAS. GEOL.*, 17. Recife. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Recife, SBG/SUDENE. 47 p. (Suplemento)
- BEURLEN, K. 1971a. As Condições Ecológicas e Faciológicas da Formação Santana na Chapada do Araripe (Nordeste do Brasil). *An. Acad. Brasil. Ci. (supl.)*, Rio de Janeiro, 43: p. 411- 415.
- BEURLEN, K. 1971b. Bacias Sedimentares no Bloco Brasileiro. *Estud.Sedimentol.*, 1(2): p. 7-31.
- BERTHOU, P.Y.; FILGUEIRA, J.B.M. & SAMPAIO, J.J.A. 1994. From Siliciclastic to Carbonated Sedimentation Along the Rio Batateira Section (Araripe Basin). Crato, NE Brazil: Type-Sections Description for “Fundão”, “Rio Batateira” and “Crato”. Lithostratigraphic Units Bol. 3º Simp. Cretáceo do Brasil, UNESP, Rio Claro, p. 127-130.
- BRAUN, O.P.G. 1966. Estratigrafia dos sedimentos da parte interior da região Nordeste do Brasil (Bacias de Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe). Rio de Janeiro: Divisão de Geologia e Mineralogia/ Departamento Nacional da Produção Mineral, Boletim, n. 236, 75 p.
- BREWER, R. 1964. *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. New York, NY: Krieger. 482 p.

BRITO, I.M. 1987. As Unidades Litoestratigráficas da Passagem Jurássico-Cretáceo do Nordeste do Brasil. *Rev.Bras.Geoc.*, 17 (2) : p. 81-85.

CASTRO, J. C.; VALENCA, L. M. M.; Neumann, V.H. 2006. Ciclos e Sequências Depositionais das Formações Rio da Batateira e Santana (Andar Alagoas), Bacia do Araripe, Brasil. *Geociências* (São Paulo), v. 25, p. 289-296.

CAVALCANTI, V. M. M.; VIANA, M. S. S. 1989. Faciologia das Formações Missão Velha e Brejo Santo, na Região de Missão Velha, Bacia do Araripe. *In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 1989, Fortaleza. Atas do 13º Simpósio de Geologia do Nordeste. Fortaleza : SBG-Núcleo Nordeste, v. 1. p. 166-169.*

CAVALCANTI, V. M. M. ; VIANA, M. S. S. 1991. Faciologia dos Sedimentos do Membro Crato da Formação Santana. *In: Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife. Atas do 14º Simpósio de Geologia do Nordeste. Recife : SBG-Núcleo Nordetse, v. 1. p. 35-38.*

CAVALCANTI, V.M.M. & VIANA, M.S.S. 1992. Revisão Estratigráfica da Formação Missão Velha, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 64, n. 2, p. 155-168.

CHAGAS, D. B. 2006. Litoestratigrafia da Bacia do Araripe: Reavaliação e Propostas para Revisão. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Dissertação de Mestrado, 112 p.

DROZINSKI, V.S. 2004. Caracterização Petrológica e Geoquímica dos Argilominerais Esmectíticos do Campo de Fazenda Alegre, Bacia do Espírito Santo. Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Monografia, 49 p.

FOLK, R.L. 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas 78703, Hemphill Publishing Company, 182p.

GASPARY, J. & ANJOS, N. F. R. 1964. Estudo Hidrogeológico de Juazeiro do Norte – CE. Recife: SUDENE, Série Hidrogeologia, n. 3, 25 p.

HASHIMOTTO, A. T., APPI, C .J., SOLDAN, A. L., CERQUEIRA, J. R. 1987. O Neo-Alagoas nas Bacias do Ceará, Araripe e Potiguar (Brasil): Caracterização Estratigráfica e Paleoambiental. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(2): p 118-122.

LIMA, M. R. 1978. Microfósseis da Formação Exu, Cretáceo do Nordeste do Brasil. *In: CONGR. BRAS.GEOL.*, 33, Recife, 1978. *Anais... Recife, SBG*, v. 2, p. 965-969.

MABESOONE, J. M. & TINOCO, I. M. 1973. Paleogeography of the Aptian Santana Formation (Northeastern Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 14, p. 97-118.

McBRIDE. E. F. 1985. Diagenetic Process That Affect Provenance Determinations in Sandstones. *In: ZUFFA, G. G. (ed.) Provenance of Arenites*. NATO Advanced Study

Institute on Reading Provenance from Arenites (1984: Consenza, Italy), D. Reidel Publishing Company, p. 95 – 114.

MEDEIROS, R. A. 1990. Estratigrafia da Chapada do Araripe: O Estado da Arte. I Simpósio Sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste, Atas p. 43 – 51. Crato, Ceará. DNPM.

MENEZES, C. 2005. *Petrografia dos Reservatórios Siliciclásticos da Formação Urucutuca, Bacia de Almada – BA*. Programa de Formação de Profissionais Qualificados em Análise de Bacia Aplicada à Exploração de Petróleo e Gás (PRH), Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, p. 92 – 107.

NEUMANN, V. H. ; CABRERA, L. 1999. Una Nueva Propuesta Estratigráfica para la Tectonosecuencia Post-rifte de la Cuenca de Araripe, Nordeste de Brasil. *In*: 5º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil e 1º Simpósio sobre el Cretácico de América del Sur, 1999, Serra Negra. Atas do Simpósio, v. único.

OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H. 1943. Geologia do Brasil. 2ª Edição. Série Didática, nº 2. Ministério da Agricultura. 813p.

PETRI, S. 1983. Brazilian Cretaceous Paleoclimatic Evidence from Clay Mineral, Sedimentary Structures and Palynomorphs. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 13, n. 4, p. 215-222.

PONTE, F. C. 1991. Sistemas Depositionais na Bacia do Araripe. Rio de Janeiro, PETROBRÁS – CENPES – DIVEX – SEBIPE. Relatório Interno, p. 1 – 22.

PONTE, F.C. & APPI, C.J. 1990. Proposta de Revisão da Coluna Litoestratigráfica da Bacia do Araripe. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. Anais da Academia Brasileira de Ciências. Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 211-226.

PONTE, F.C. & PONTE FILHO, F.C. 1996. Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe. Recife: Departamento Nacional da Produção Mineral, 4º e 10º Distritos Regionais, Delegacias do Ministério das Minas e Energia em Pernambuco e Ceará, 68 p.

SANTOS, M. E. de C. M. & CARVALHO, M. S. S. C. 2004. Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís. Reconstituições Paleobiológicas. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. CPRM – Serviço Geológico do Brasil/DIEDIG/DEPAT, Rio de Janeiro, 211 p.

SCHOLLE, P. A. 1979. A Color Illustrated Guide to Constituents, Textures, Cements and Porosities of Sandstones and Associated Rocks. AAPG Memoir 28, Tulsa (Oklahoma), 201 p.

SILVA, M. A. M. 1986. Lower Cretaceous Unconformity Truncating Evaporite-Carbonate Sequence, Araripe Basin, Northeastern Brazil. *Rev.Bras.Geoc.*, 16 (3) : p. 306-310.

SMALL, A. L. 1913. Geologia e Suprimento de Água Subterrânea no Ceará e Parte do Piauí. Insp. Obras Contra Secas, (Publicação nº 25), 80p.

TELES, M. S. L. 1995. *Estudos dos Argilominerais das Bacias do Araripe, Rio do Peixe, Barro e Padre Marcos no Nordeste do Brasil e Geoquímica Orgânica das Formações Santana e Rio da Batateira na Bacia do Araripe*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 76 p.

VIANA, M. S. S. 1990. *Estratigrafia e Paleontologia da Formação Santana, Cretáceo Inferior da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil*. Universidade Federal do Rio de Janeiro, UFRJ, Instituto de Geociências, Dissertação de Mestrado, 107p.

VIANA, M. S. S.; CAVALCANTI, V. M. M. 1991. Distribuição Estratigráfica dos Fósseis da Formação Missão Velha, Bacia do Araripe. *Revista de Geologia (Fortaleza)*, Fortaleza, v. 4, p. 81-87.

WILSON, M. D. & PITTMAN, E. D. 1977. Authigenic Clays in Sandstones: Recognition and Influence on Reservoir Properties and Paleoenvironmental Analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 47, Nº 1, p. 3- 31.

WORDEN, R. H. & MORAD, S. 2003. Clay Minerals in Sandstones: Controls on Formation, Distribution and Evolution. In: *Clay Minerals in Sandstones*. Special Publication 34 of The International Association of Sedimentologists. Blackwell Publishing, p. 3 – 41.

ZALAN, P. V.; SILVA, P. C. R. 2007. Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 15, p. 561-571.

ANEXOS

FOTOGRAFIAS



Fotografia 1: Intensa bioturbação numa porção de arenitos não-laminados do afloramento. Estrada do Lameirão (Crato-CE).



Fotografia 2: Detalhe da forma cilíndrica da bioturbação. Estrada Exu-Barbalha, próximo à bifurcação para Caldas.



Fotografia 3: Detalhe das estratificações cruzadas acanaladas nos arenitos conglomeráticos. Estrada para o Pontal de Santa Cruz – CE.



Fotografia 4: Amostra de mão de um arenito laminado com percolação de óxido de ferro e cimento de caulinita. BR-122 (Rodovia Asa Branca), município de Exu – PE.



Fotografia 5: Sequência de arenitos com estratificações cruzadas acanaladas e plano-paralelas. Estrada Exu-Barbalha, próximo à bifurcação para Caldas.

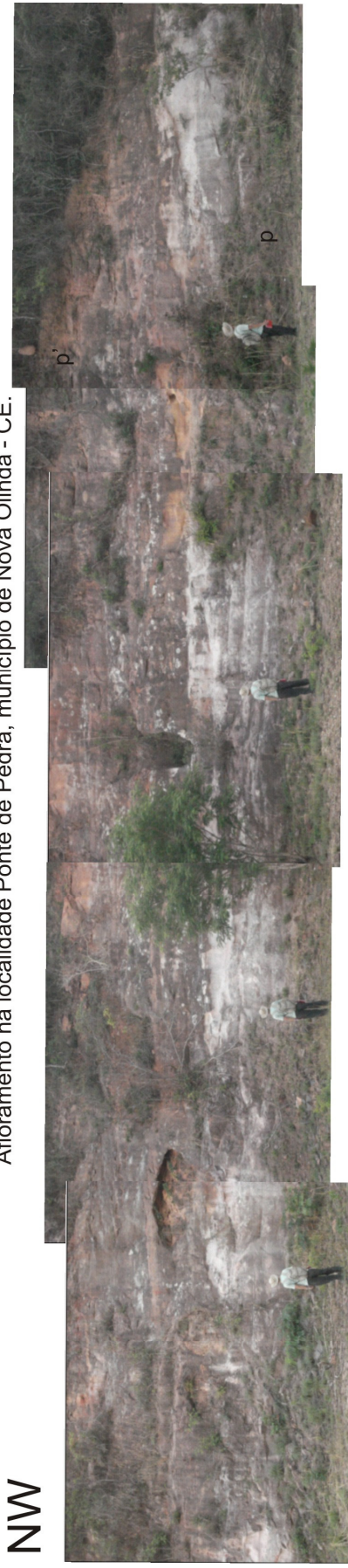


Fotografia 6: Afloramento na localidade Ponte de Pedra. Arenitos amarelados e esbranquiçados com abundante estratificação cruzada acanalada, e com arenito maciço na base.

FOTOMOSAICOS

SE

Afloramento na localidade Ponte de Pedra, município de Nova Olinda - CE.



NW

Afloramento num corte da estrada para o Pontal de Santa Cruz - CE.

NW

SE

