



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

**Trabalho de Conclusão de Curso**

**FELIPE RUDÁ DE MAGALHÃES GARCIA**

**PETROGRAFIA E ASPECTOS DIAGENÉTICOS  
DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO CORDA E DA  
FORMAÇÃO MOSQUITO, JURÁSSICO-  
CRETÁCEO DA BACIA DO PARNAÍBA, REGIÃO  
DE MONTES ALTOS (MA)**

Belém – Pará

2015

FELIPE RUDÁ DE MAGALHÃES GARCIA

**PETROGRAFIA E ASPECTOS DIAGENÉTICOS  
DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO CORDA E DA  
FORMAÇÃO MOSQUITO, JURÁSSICO-  
CRETÁCEO DA BACIA DO PARNAÍBA, REGIÃO  
DE MONTES ALTOS (MA)**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará – UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira.

Belém

2015

FELIPE RUDÁ DE MAGALHÃES GARCIA

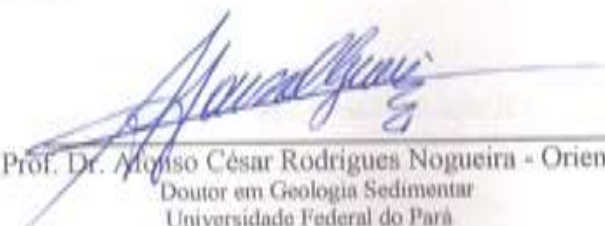
**PETROGRAFIA E ASPECTOS  
DIAGENÉTICOS DOS ARENITOS DA  
FORMAÇÃO CORDA E DA FORMAÇÃO  
MOSQUITO, JURÁSSICO-CRETÁCEO DA  
BACIA DO PARNAÍBA, REGIÃO DE  
MONTES ALTOS (MA)**


Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à  
Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências  
da Universidade Federal do Pará - UFPA, em  
cumprimento às exigências para obtenção do grau  
de Bacharel em Geologia.

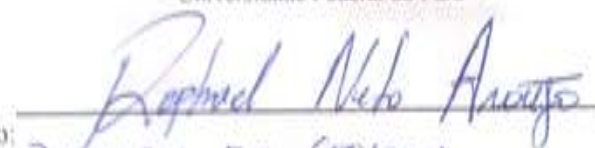
Data de aprovação: \_\_\_/\_\_\_/\_\_\_

Conceito: \_\_\_\_\_

Banca examinadora:

  
Prof. Dr. Alonzo César Rodrigues Nogueira - Orientador  
Doutor em Geologia Sedimentar  
Universidade Federal do Pará

  
Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior, Relator  
Doutor em Geologia e Geoquímica  
Universidade Federal do Pará

  
Membro:  
Titulação: BACHAREL EM GEOLOGIA  
Instituição: CPRM

*Ao meu pai, Sgt Garcia*

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus que permitiu que tudo acontecesse, ao longo de minha vida, e não somente nestes anos como universitário, mas que em todos os momentos é o maior mestre.

A Universidade Federal do Pará, seu corpo docente, direção e administração que oportunizaram a janela que hoje vislumbro um horizonte superior, destacando o mérito e ética aqui presentes.

Agradeço a todos os professores por me passarem o conhecimento não apenas racional, mas o exemplo do caráter e afetividade da educação no processo de formação profissional, por tanto que se dedicaram a mim, não somente por terem me ensinado, mas por terem me feito aprender.

Ao prof. Dr. Afonso Nogueira pelos conselhos, orientações, ensinamentos e pelos indispensáveis momentos de distração.

Ao prof. Dr. Joelson Soares pela paciência e informações valiosas na descrição das lâminas.

Aos meus pais, pelo amor, incentivo e apoio incondicional. Apesar de meu pai não estar em pessoa tenho certeza que observa as minhas vitórias em espírito.

À minha adorada namorada Nathalia Yasmin pela ajuda na elaboração desse tcc, pelo apoio nas horas boas e ruins, nos momentos com sushi e sem sushi.

Aos meus amigos Thomas Moreira, Caios Alves, Thomas Moraes, Carlos Braga e Qboa, Marília Carvalho, Aldemir Sotero, Chafic El-Husny, Paulo Soares e a muitos outros da turma de 2008 pelos incentivos, momentos de alegria e lembranças que vou levar para a vida toda e que vão participar de muitas outras.

À todos que direta ou indiretamente fizeram parte da minha formação, o meu sincero obrigado.

“Aprenda a viver, descanse quando morrer.  
Tudo que você precisa está dentro de você”

Clube da luta

## RESUMO

A análise petrológica das rochas siliciclásticas da parte basal da Formação Corda (Cretáceo Superior) foi realizada em amostras de afloramentos e de testemunhos de sondagem coletadas na porção central da Bacia do Parnaíba, região de Formosa da Serra Negra e Montes Altos, Estado do Maranhão, Norte do Brasil. Os estudos petrográficos foram concentrados em amostras coletadas próximo ao contato com a Formação Mosquito (Jurássico Superior) que sotopõe a Formação Corda. Dois tipos de arenitos foram classificados: 1) quartzarenitos, com aproximadamente 96% de grãos de quartzomonocristalinos e policristalinos arredondados a subarredondados; e 2) sublitoarenitos, compostos por grãos de areia muito fina a média e moderadamente selecionados. Os grãos apresentam-se subangular a subarredondados, a forma dos grãos é modificada pelo intercrescimento de quartzo. A mineralogia é composta por quartzo em uma proporção de 81% com extinção ondulante forte apresentando intercrescimento. Os fragmentos de rocha são o segundo componente dominante na rocha com proporção 10,5% e são compostos de rochas vulcânicas e pelíticas. Os feldspatos são representados por plagioclásio e microclina em proporção menor que 3%. Os grãos exibem predominantemente contatos retilíneos na maioria e curvos com menor frequência. Os constituintes secundários do arcabouço da rocha são representados pelos cimentos poiquilótípicos de zeólita, de calcita e de óxido/hidróxido de ferro. Ambos os tipos de arenitos analisados por difratograma de raios-X apresentaram picos moderados de zeólita. A caulinita é predominante em todas as fácies enquanto a esmectita foi observada apenas nos depósitos de duna eólica. Enquanto a caulinita indica a presença de água no sistema, enquanto a esmectita parece indicar clima árido coadunando com o paleoambiente desértico úmido para a Formação Corda. As fácies desta unidade foram agrupadas em quatro associações de fácies: fluvial entrelaçado, lençóis de areia, campo de dunas e lobos de suspensão. Os arenitos apresentaram os seguintes processos diagenéticos: infiltração mecânica de argila, cimentação por óxido-hidróxidos de ferro e calcita, sobrecrecimento de quartzo, compactação mecânica/química e geração de porosidade secundária.

Palavras-chave: Formação Corda. Bacia do Parnaíba. Petrografia Sedimentar. Zeólita.

## ABSTRACT

Petrological analysis related to basal siliciclastic rocks of the Upper Cretaceous Corda Formation was carried out in the outcrops and core samples were collected in the central part of the Parnaíba Basin, Formosa da Serra Negra and Montes Altos Region, State of Maranhão, Northern Brazil. The petrographic studies were concentrated in the samples collected near of contact with the Upper Jurassic Mosquito Formation that overlaid the Corda Formation. Two types of sandstones were classified: 1) quartz-arenites, with approximately 96% of monocrystalline and polycrystalline grains of rounded to subrounded quartz; and 2) sublittarenites, composed of moderately sorted and very fine grained sand. Subangular to subrounded grains exhibit primary borders modified syntaxial overgrowth. The mineralogy consists around 81% of quartz generally showing overgrowth and strong undulating extinction. The rock fragments are the second dominant component in the rock with ratio 10.5% and are composed of volcanic and pelitic rocks. The feldspars are represented by plagioclase and microcline a lesser extent than 3%. The grains exhibit predominantly straight contacts in most curved and less frequently. Secondary constituents of the rock framework are represented by zeolite poiquilotic, calcite and oxide/hydroxide iron cements. Both types of sandstones analyzed by X-ray diffraction showed moderate peak of zeolite probably the *stalbit* type. Kaolinite is predominant in all facies while smectite was observed only in dune fields deposits. Kaolinite indicates the presence of water in the system, while the smectite seems to indicate arid climate consistent with the interpretation of humid desert paleoenvironment of the Corda Formation. The facies of this unit were regrouped into four facies associations: braided fluvial, sand sheets, dune field and suspension lobes. The sandstones have experienced the following diagenetic processes: mechanical infiltration of clay, cementation by iron oxide-hydroxides and calcite, quartz overgrowth, mechanical compression /chemical and generation of secondary porosity.

Keywords: Formation Corda. Parnaíba Basin. Sedimentary Petrography. Zeolite.

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	11
1.1. APRESENTAÇÃO.....	11
1.2. OBJETIVOS.....	12
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	13
2.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	13
2.2. ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	13
2.3. DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X.....	14
3. GEOLOGIA REGIONAL.....	15
3.1. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	15
3.2. SEQUÊNCIA CRETÁCEA.....	15
3.2.1. Formação Corda.....	17
3.3. BACIA DO PARNAÍBA.....	18
3.4. EVENTOS DE DESERTIFICAÇÃO.....	19
3.5. MAGMATISMO.....	19
4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA SOBRE OSISTEMA DESÉRTICO.....	21
4.1. DEPÓSITOS EÓLICOS.....	21
4.4.1. Lençóis de areia ( <i>SandSheet</i> ).....	22
4.4.2. Campos de Dunas ( <i>Dunefields</i> ).....	22
4.4.3. Rios efêmeros ( <i>Wadis</i> ).....	24
5. SUCESSÃO JURÁSSICA DA REGIÃO DE FORMOSA DA SERRA NEGRA (MA)....	26
5.1. TRABALHOS PRÉVIOS: FÁCIES E PALEOAMBIENTE.....	26
6. PERFIL ESTUDADO.....	28
6.1. ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	32
6.1.1. Quartzo-arenito.....	34
6.1.2. Sublitoarenito.....	34
6.1.3. Biotia-olivina-Basalto (Formação Mosquito).....	39
7. ASPECTOS DIAGENÉTICOS.....	41
7.1. CIMENTO DE ÓXIDO-HIDRÓXIDO DE FERRO.....	41
7.2. INFILTRAÇÃO MECÂNICA DE ARGILAS.....	42

7.3. COMPACTAÇÃO MECÂNICA .....	43
7.4. COMPACTAÇÃO QUÍMICA .....	45
7.5. CRESCIMENTO SECUNDÁRIOS DE QUARTZO.....	46
7.6. CIMENTO DE CALCITA .....	47
7.7. GERAÇÃO DE POROSIDADE SECUNDÁRIA .....	48
8. CONCLUSÃO.....	50

## 1. INTRODUÇÃO

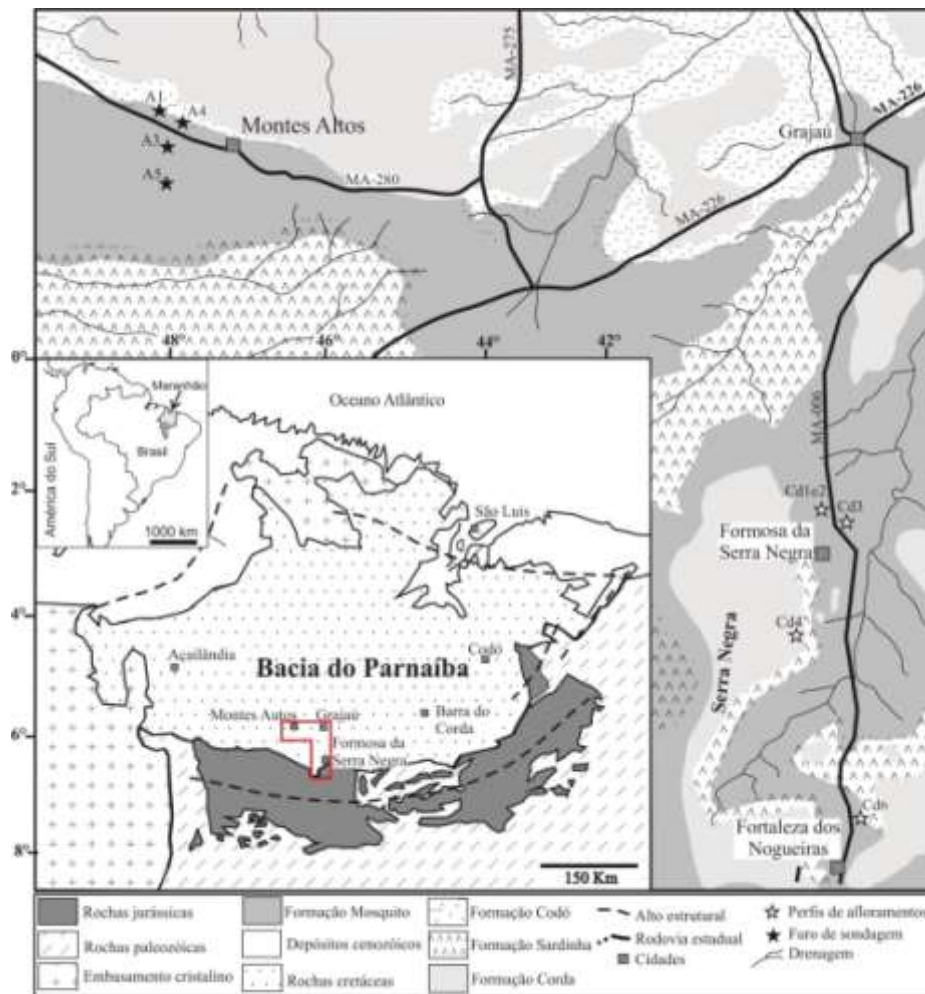
### 1.1. APRESENTAÇÃO

A evolução paleozoica-mesozoica da Bacia do Parnaíba, região Norte do Brasil, envolveu uma série de eventos de desertificação que iniciaram após as grandes glaciações do Carbonífero. O desenvolvimento de desertos áridos teve seu clímax no final Permiano com a deposição da Formação Sambaíba marcando a intensa continentalização desta parte do Oeste do Gondwana (ZIEGLER 1973, 1986 *apud* ABRANTES Jr 2011). A intensificação dos processos de ruptura do Gondwana no Jurássico foi marcada por significativo magmatismo básico que se distribuiu na porção central e oeste da Bacia do Parnaíba (VAZ *et al.* 2007). A migração do depocentro da bacia para noroeste em combinação com variações climáticas passando de árido para semiárido proporcionou um aumento da umidade e formação de desertos com maior aporte de água (VAZ *et al.* 2007). A Formação Corda (LISBOA, 1914 *apud* VAZ *et al.* 2007) representa um dos melhores registros desta fase mais úmida da desertificação que assolou o Oeste do Gondwana no Jurássico. Nesta pesquisa de trabalho de conclusão de curso a porção basal da Formação Corda é analisada do ponto de vista petrográfico tendo como base faciológica o trabalho de Rabelo (2013). A pesquisa envolveu a descrição de lâminas petrográficas confeccionadas a partir de amostras de afloramentos e principalmente testemunhos de sondagem cedidos pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), de Belém-Pará.

Nessas regiões de aridez foram formados depósitos eólicos, *redbeds*, lagoas salinas, planície de *sabkhas* e evaporitos; também é verificada a ocorrência de depósitos de rios efêmeros (*wadis*), segundo Glennie; Buller e Suguio (1983, 2003 *apud* ABRANTES Jr 2011).

A área de estudo e de realização da sondagem é a região no entorno das cidades Formosa da Serra Negra e Montes Altos, na porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba (Figura 1). A cidade de Formosa da Serra Negra localiza-se no estado do Maranhão, o município de Formosa da Serra Negra situa-se a 480 km de distância da capital São Luís, tendo ao norte do município de Balsas. A maior expressão morfológica da região estudada é a Serra Negra onde foi confeccionado o um perfil estratigráfico com 80m de altura. Os outros perfis foram feitos em cortes de estrada por Rabelo (2013) ao longo da rodovia MA-006, sentido Formosa da Serra Negra – Grajaú. A amostragem de sondagens da região de Montes Altos concluíram o estudo estratigráfico, munindo um arcabouço consistente para abrangência paleoambiental e paleogeográfico da sucessão Neojurássica da parte centro-oeste da Bacia do Parnaíba (Figura 1).

Figura 1 - Localização e geologia da área de estudo, a região Formosa da Serra Negra (Ma), em destaque vermelho as cidades onde foram coletadas amostras.



Fonte: modificado de Rossetti (2001) e Aguiar e Nahass (1969 apud RABELO, 2013).

## 1.2. OBJETIVOS

Este trabalho de conclusão de curso tem como objetivo a caracterização petrográfica dos depósitos siliciclásticos da Formação Corda focando nas camadas em contatos com a Formação Mosquito da porção sudoeste da Baía do Parnaíba. O trabalho visa especificamente à descrição, caracterização textural e classificação dos arenitos da Formação Corda assim como a descrição dos aspectos diagenéticos.

## 2. MATERIAIS E MÉTODOS

### 2.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Primeiramente o trabalho exigiu a reunião de informações bibliográficas preliminares para formar os subsídios necessários ao desenvolvimento de todas as atividades deste trabalho, garantindo informações sobre o entendimento das características petrológicas da Formação Corda e da Formação Mosquito. Foram abordados relatórios, teses de mestrado e livros que abordavam assuntos referentes à petrologia sedimentar e a geologia da área.

### 2.2. ANÁLISE PETROGRÁFICA

Foram utilizadas 17 amostras da área de estudo coletadas durante o trabalho de campo na região de Formosa Serra Negra e de furos de sondagens na área próximo a Montes Altos. Dessas amostras foi possível a confecção de 33 lâminas delgadas sem lamínulas, confeccionadas no Laboratório de Laminação da Universidade Federal do Pará (UFPA). As lâminas delgadas foram analisadas por meio da quantificação dos constituintes através do método da contagem de 300 pontos e determinação dos aspectos mineralógicos e texturais, sendo classificadas segundo as propostas de Folk (1974). A amostra da rocha basáltica foi usado atlas de rocha ígnea de McKenzie et al. (1982).

A análise petrográfica das lâminas delgadas foi realizada com o microscópio petrográfico Axiolab e acessórios da Zeiss, acoplado a uma câmera digital Sony CYBERSHOT modelo DSC-S75, com 3.3 mega pixels e zoom de 6.0x em modo cena, pertencente ao Laboratório de Microscopia Sedimentar, do Grupo de Geologia Sedimentar (GSED) da Universidade Federal do Pará (UFPA).

A descrição dos aspectos diagenéticos seguiu o trabalho de Morad (1991), Schmidt e McDonald (1979 *apud* WILSON, 1994) e De Ros & Moraes (1984). Considerou-se diagenese todos os processos físicos, bioquímicos e químicos atuantes sobre os sedimentos após a deposição, em geral promovendo sua litificação, excluindo-se processos de metamorfismo (Morad, 1991).

A descrição dos aspectos diagenéticos para os arenitos compreendeu o reconhecimento de feições indicativa de processos eodiagenéticos aditivos, compactação mecânica e química, crescimentos secundários de quartzo e feldspatos, carbonatação, geração e redução de porosidade secundária (DE ROS; MORAES, 1984)

### 2.3. DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X

A caracterização da assembléia mineralógica de algumas amostras foi realizada no Laboratório de Difração de Raios-X Walter Klaus Schuckman sob cuidados do Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada – GMGA da UFPA. As amostras foram analisadas no método do pó, as quais foram previamente desagregadas em graal de ágata e pulverizadas separadamente até a fração argila, de onde se utilizou cerca de 20g de cada amostra analisada. O difratômetro utilizado foi o X'Pert Pro MPD, da *PANalytical*, equipado com tubo de cobre e monocromador de grafite, ânodo de Co, em um intervalo de  $5^{\circ}$  a  $75^{\circ}$   $2\theta$ . Os resultados das amostras foram tratados no software *PANalytical X'PERT HighScore* versão 2012 e busca no banco de dados do PCPDFWIN (*Powder Diffraction File – International Centre for Diffraction Data*).

### 3. GEOLOGIA REGIONAL

#### 3.1. CONTEXTO GEOLÓGICO

Em um contexto global, os blocos continentais já vinham de um início de aglutinação e no Permiano os mesmos compõem o que os especialistas chamaram de Pangea, um supercontinente formado pela junção dos blocos continentais antes separados. A partir deste ponto, a porção do continente sul-americano encontrava-se em uma porção mais abaixo da linha do equador em detrimento de sua posição atualmente, isso acarretou mudanças climáticas em cada momento o que ocasionou a ocorrência de períodos desérticos e glaciais no continente supracitado, e especificamente na bacia do Parnaíba.

Na bacia do Parnaíba foram registrados períodos em que o clima ficou árido, gerando depósitos desérticos evidenciado nas rochas formadas, por exemplo, as da Formação Sambaíba. E momentos em que geleiras estavam localizadas na bacia, um exemplo prático são os pavimentos estriados de Calembre, no Piauí, segundo Caputo & Ponciano (2010).

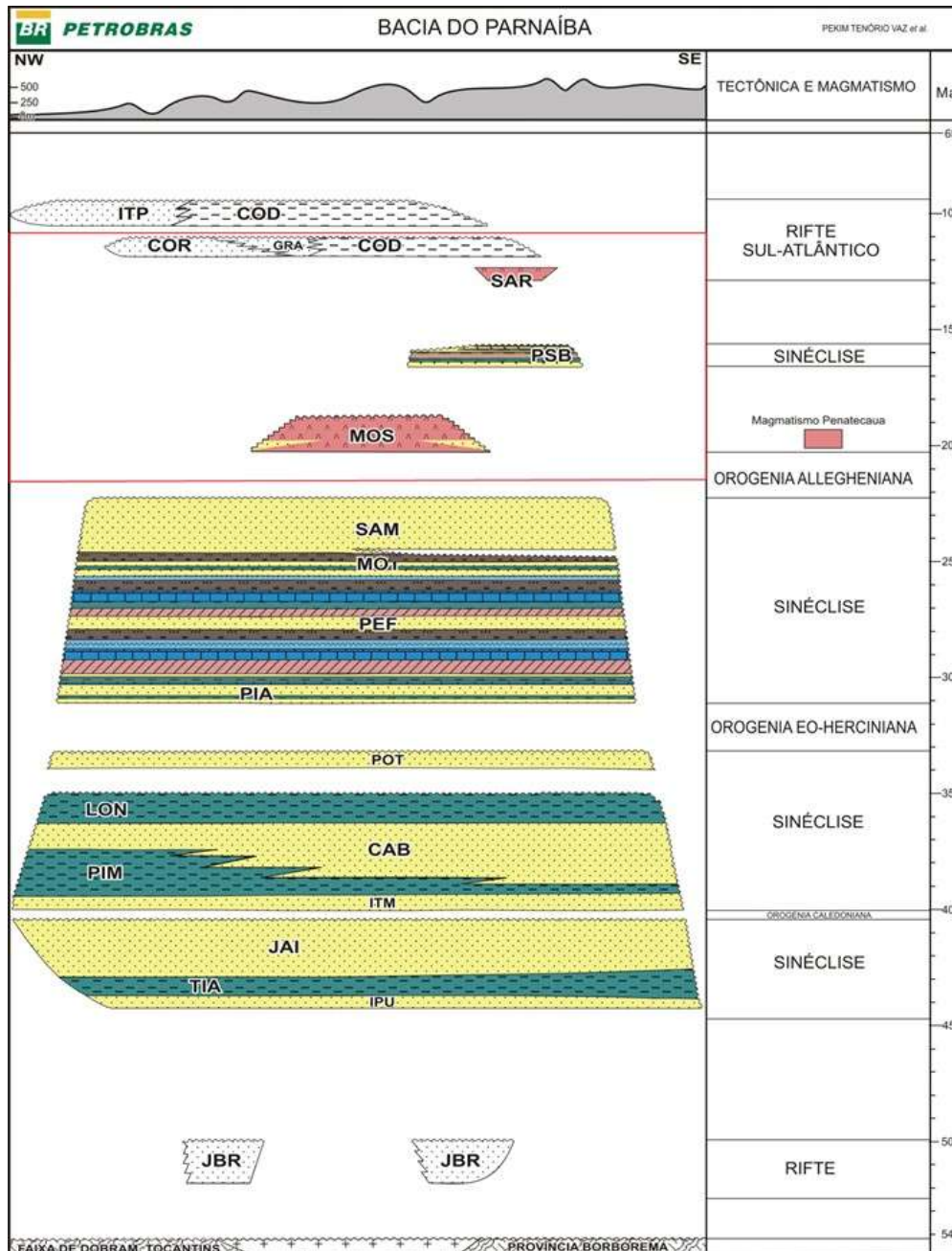
No Permiano o depocentro da Bacia do Parnaíba deslocou-se para o centro da mesma, momento em que houve um predomínio de sedimentação subaérea. De acordo com a estruturação interna da bacia e o seu arqueamento, juntamente com a evolução e agregação do supercontinente Pangea, momento em que houve o levantamento da Antéclise Tocantins-Araguaia e o Arco Tocantins. Segundo Góes (1995 *apud*.SANTOS 1994) na base da formação Pedra de Fogo ocorrem sedimentos de ambientes desérticos, e no topo ocorrem depósitos de ambiente lacustres, onde as dunas são ‘afogadas’ por sedimentação de lagos. Já na formação Motuca o clima árido foi acentuado, agora com sedimentação periódica dos canais fluviais; dunas eólicas e lagos salgados (sabkhas) também estão presentes nesta formação.

#### 3.2. SEQUÊNCIA CRETÁCEA

No Cretáceo, os depocentros deslocaram-se da região central para as proximidades do extremo norte e noroeste da bacia, como reflexo da abertura do Atlântico. No caso dos depósitos marinhos, diferentemente das seqüências anteriores, as transgressões e regressões provieram desse oceano, então no estágio inicial de seu desenvolvimento. Em afloramento, essa seqüência ocorre principalmente na porção noroeste-norte da bacia e sobrepõe-se discordantemente sobre as rochas das seqüências Jurássica e as mais antigas. É constituída pelas seguintes Formações: Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru (VAZ *et al.* 2007).

O termo Formação Corda (Figura 3) refere-se, essencialmente, a arenitos vermelhos, castanho-avermelhados, muito finos/finos e médios, seleção regular a boa, semifriáveis a semicoesos, ricos em óxidos de ferro e zeólitas. Quando ocorrem sobrepostos a basaltos, é abundante a presença de fragmentos dessa rocha como arcabouço. Estratificações cruzadas de grande porte, climbingstratificadas e ripples, fluxos de grãos e outras estruturas típicas de dunas eólicas são comuns nessa unidade. Estruturas cruzadas de baixo ângulo e cruzadas acanaladas também ocorrem. Desse conjunto de informações deduz-se que essa unidade foi depositada num sistema desértico (VAZ *et al.* 2007).

Figura 2 - Carta estratigráfica da bacia do Parnaíba, em destaque vermelho o intervalo estudado.



Fonte: Vaz et al, 2007.

### 3.2.1. Formação Corda

Lisboa, 1914 *apud*. Abreu, 2002 descreve a Formação Corda como arenito cinza-esbranquiçado e avermelhado, fino a grosso e raros níveis de sílex, depositados em ambiente continental desértico, controlado por sistemas fluviais lacustres, eventualmente retrabalhados por processos eólicos e sujeito à ação esporádica de processos semelhantes à corrente de turbidez (GÓES e FEIJÓ, 1994).

### 3.3. BACIA DO PARNAÍBA

A Bacia do Parnaíba (Figura 2) é uma bacia intracratônica que constitui um dos quatro sítios deposicionais da Província Estrutural Parnaíba. Sua extensão areal é de, aproximadamente, 600.000 Km<sup>2</sup>, sendo a maior porção situada na região nordeste da Plataforma Sul-Americana. Ao todo a bacia engloba porções dos Estados do Pará, Tocantins, Maranhão e Piauí. A espessura de seus depósitos atinge em torno de 3.500 m no depocentro. A figura abaixo mostra a província Parnaíba, com as sub-bacias que a mesma engloba (VAZ *et al.* 2007). A Bacia do Parnaíba é preenchida por sucessões vulcano-sedimentares que se agrupam em cinco Supersequências separadas por discordâncias regionais, além de conter importantes eventos de magmatismo intrusivo básico. A primeira sequência Siluriana que corresponde litoestratigraficamente ao Grupo Serra Grande, aflora em uma estreita faixa na extremidade leste da bacia; a segunda sequência é Mesodevoniana-Eocarbonífera que compõe o Grupo Canindé e afloram na região leste e sudoeste da bacia; a sequência Neocarbonífera-Eotriássica é representada pelo Grupo Balsas, aflorante principalmente na região centro-sul da bacia; a Formação Pastos Bons é a unidade que representa a sequência Jurássica e está relativamente pouco amostrada na bacia; por fim, a sequência Cretácea compreende as formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecurú que podem ser encontradas aflorando na parte noroeste-norte da bacia (VAZ *et al.* 2007).

Figura 3 - Mapa de localização da bacia do Parnaíba, na região meio-norte do Brasil com indicação dos principais lineamentos e o retângulo vermelho engloba a área de estudo.



Fonte: Santos (2009)

O embasamento da bacia é constituído por rochas ígneas, metamórficas e sedimentares com idades que variam do Arqueano ao Ordoviciano, porém com predomínio de rochas formadas entre o final do Proterozóico e início do Paleozóico. As unidades sedimentares do embasamento compreendem a Formação Riachão de idade Proterozóico médio ou Superior, e o Grupo Jaibaras com idade Cambro-Ordoviciano, aflorante no leste-nordeste da bacia (VAZ et al. 2007). Além de conter um embasamento continental fortemente estruturado, representado por rochas formadas ou retrabalhadas no Ciclo Brasileiro dos cinturões Araguaia-Tocantins, da faixa Gurupi, dos crátons Amazônico e São Francisco e da Província Borborema (CUNHA, 1986 *Apud*.ABRANTES JR, 2011).

#### 3.4. EVENTOS DE DESERTIFICAÇÃO

No limite Permo-triássico ocorreram mudanças globais que devem ser levadas em consideração para eventos como a desertificação de alguns locais, tal como ocorreu na Bacia do Parnaíba. As porções mais internas do continente se elevaram gerando um recuo da linha de costa, se somado ao degelo das calotas polares, resultou em aridez em zonas de baixas a médias latitudes, segundo Robinson; Parrish; Ziegler (1973, 1986 *apud*.ABRANTES JR 2011). Sendo que nessas regiões de aridez foram formados depósitos eólicos, *redbeds*, lagoas salinas, planície de *sabkhas* e evaporitos; também é verificada a ocorrência de depósitos de rios efêmeros (*wadis*), segundo Glennie; Buller e Suguio (1983, 2003 *apud*.ABRANTES JR 2011).

#### 3.5. MAGMATISMO

As rochas básicas das formações Mosquito e Sardinha estão relacionadas à ruptura do supercontinente Pangea, mais precisamente a formação do Atlântico Central relaciona-se com a Formação Mosquito e a do Atlântico Sul com a Formação (SARDINHA, MILANI e THOMAZ FILHO, 2000 *apud*.VAZ et al. 2007).

Neste evento ocorre a separação do continente que estavam juntos (América do Sul e África hoje), onde Góes (1994 *apud*.SANTOS 1995) denominou de Anfíclise de Alpercatas pelo expressivo processo magmático intrusivo e extrusivo ocorrente no Mesozóico. Esta quebra modificou a região do depocentro, tal como, a Estrutura Xambioá, que passou a ser um novo eixo deposicional.

A Formação Mosquito situa-se sobre a Formação Sambaíba, contudo em alguns pontos é possível observar a presença de disjunções colunares geradas pela influência térmica da

mesma sob a forma de intrusões, logo sua posição estratigráfica não é bem definida. Dentro da Formação Mosquito ocorrem intercalações de arenitos da Formação Corda, o que implica também na questão da sua idade relativa(LIMA eLEITE, 1978).

As diferenças marcantes entre as duas formações são o modo de ocorrência e a idade; a Formação Mosquito apresenta-se como derrames basálticos e pequenas soleiras, com idade aproximada de 200 Ma, correlatas ao magmatismo Penatecaua nas bacias do Solimões e Amazonas, segundo Mizvsak e Thomaz Filho (2004 *apudVAZetal.* 2007) e Zalam (2004 *apudVAZet al* 2007). Já a Formação Sardinha ocorre como diques e grandes soleiras de diabásio, sua idade aproximada é de 150 Ma, segundo Vaz *et al* (*op.cit.*).

#### 4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA SOBRE OSISTEMA DESÉRTICO

As áreas continentais em que o vento é o principal agente geológico nos processos de erosão de sedimentação são definidos como sistemas deposicionais desérticos ou eólicos. Neste sistema a taxa de evaporação ultrapassa a taxa de precipitação, com precipitação pluvial inferior a 25mm ao ano, sendo desprovidos ou com pouca vegetação (REINECK; SINGH, 1980). Neste ambiente o nível de base de erosão é definido pela superfície freática, onde abaixo desta, o vento não tem capacidade de remover partículas (GIANNINI; ASSINE; SAWAKUCHI, 2008). Regiões de clima árido ou semi-árido representam, nos dias atuais, cerca de 30% da superfície da Terra, sendo que os depósitos eólicos correspondem a 20% desse total. Essas áreas ocorrem preferencialmente em latitudes de até 30°.

Nos desertos quentes ocorrem violentas flutuações, diariamente e sazonalmente, tanto do vento como da temperatura, predominando desta forma a ação do intemperismo físico (SUGUIO, 2003). Segundo Reineck e Singh (1980), a frequência de chuva pode ser muito variável, podendo ocorrer várias vezes por ano a cada 10 ou 20 anos. Desta forma as chuvas, neste ambiente, ocorrem muito rapidamente, derramando uma grande quantidade de água em um curto intervalo de tempo. Com a ausência de cobertura vegetal e de solo, faz com que o escoamento superficial seja muito rápido, resultando em rápidas inundações. São grandes acumulações de areias móveis e dunas complexas (*draa*). O termo *erg* é originário de uma região do Saara com extensas áreas cobertas por areia.

O transporte eólico, semelhantemente ao aquoso, inclui movimentos individuais dos grãos por tração, saltação, suspensão e a migração de formas de leito. Porém o vento tem um melhor seleção que a água, resultado de uma separação mais efetiva dos sedimentos. Grãos maiores são transportados por tração (>2mm) e saltação (1mm), enquanto argila e silte são transportados por suspensão. Em termos de ambiente de sedimentação eólico pode-se destacar os depósitos de *hamada*, depósitos de *serir*, depósitos de *wadi*, lago de desertos e depósitos de *sabkha*, depósitos de poeira ou de *loess* e depósitos de areia eólica (Reineck e Singh, 1980).

##### 4.1. DEPÓSITOS EÓLICOS

Os sedimentos arenosos são de fato os mais importantes e abundantes das seqüências sedimentares de ambiente eólico. Existem vários fatores que controlam as formas e processos das acumulações de areia. Sendo que os mais importantes são a fonte e suprimento de areia, direção e força do vento e natureza da superfície sobre a qual a areia é depositada.

Conforme a sua morfologia, as acumulações de areia existentes nos sistemas eólicos são classificadas em dois tipos básicos: Lençóis de areia (*sand sheet*) e campos de dunas (*dune field*).

#### 4.4.1. Lençóis de areia (*Sand Sheet*)

Lençóis de areia são planícies arenosas formadas pelo vento que consistem principalmente de estratificação cruzada de baixo ângulo. Normalmente são formadas em áreas marginais aos campos de dunas (FRYBERGER; AHLBRANDT; ANDREWS, 1979). Essas áreas apresentam em sua superfície sedimentos mais grossos, sendo desta forma pouco comum a presença de feições como queda de grãos e fluxo de grãos (*grain fall grain flow*), exceto quando ocorrem fortes tempestades de areia (BAGNOLD, 1953). Vários fatores podem contribuir para a formação de lençóis de areia dentre os quais pode-se destacar: elevação do lençol freático, cimentação dos grãos superficiais, inundações periódicas, abundância de sedimentos grossos, presença de vegetação e baixo suprimento de areia (KOCUREK; NIELSON, 1986).

As principais estruturas são a estratificação cruzada de baixo ângulo (menor que 15°), estruturas *cut-and-fill*, e laminae com gradação inversa. Sedimentos eólicos e não eólicos são atribuídos aos depósitos de lençóis de areia (GALLOWEY e HUBDAY, 1996; REINECK e SINGH, 1980).

#### 4.4.2. Campos de Dunas (*Dune fields*)

São os mais importantes e impressionantes depósitos de ambiente eólico. Os campos de dunas são grandes massas individuais e/ou composta de areia em movimento, entre as quais podem existir áreas interdunas (GIANNINI; ASSINE; SAWAKUCHI, 2008). Uma duna pode ser definida como um monte de areia depositado pelo vento. O tamanho de uma duna pode variar de centímetros até mais de 150m, enquanto que seu comprimento pode variar de menos de um metro a dezenas de quilômetros. A sobreposição de pequenas dunas pode originar megadunas complexas ou *draas*. Dependendo da condição dos ventos e do suprimento de areia as dunas podem adquirir diferentes formas, sendo que as mais importantes são: dunas barcanas, transversais, parabólicas, *seife* do tipo estrela.

### a) Dunas

Dunas eólicas são formas de leito com dimensões que podem variar de 6 a 300m de comprimento e de 10 a 100m de altura. Elas migram devido a saltação dos grãos pela face debarlavento (*stoss side*) acumulando-se nas cristas das dunas. Este movimento de grãos pode formar pequenas ondulações (*windripples*) que comumente encontradas nas áreas debarlavento. Quando a acumulação de areia na crista da duna excede o limite do ângulo de repouso da areia seca, que é de  $33^\circ$  ocorre uma avalanche na face de sotavento (*Lee side*) formando camadas inclinadas. O processo progressivo de produção de avalanches (*grainflow*) resulta na formação de conjuntos de estratificações cruzadas, que podem ou não ser preservados no registro geológico. Ventos fortes podem manter alguns grãos temporariamente suspensos, sendo estes jogando diretamente sobre a crista das dunas, caindo na face de sotavento, formando assim, os depósitos de queda de grãos (*grainfall*) que podem ser retrabalhados pelas progressivas avalanches que ocorrem na frente das dunas (NICHOLS, 2005).

A orientação e forma da estratificação cruzada dependem do tipo de duna (MCKEE 1979; WASSON; HYDE 1983). Estratificações cruzadas planares pode ser formada pela migração de dunas transversais (*transverse dunes*), que apresentam cristas retas e se dispõem perpendicularmente a direção predominante do vento (Figura 6). Esse tipo de duna é formado quando há abundância no suprimento de areia, sendo que com a diminuição deste suprimento ocorre a transição para duna tipo barcana (*barchan dunes*). Quando existem duas direções predominantes de vento, com aproximadamente  $90^\circ$  entre si, ocorre a formação de dunas do tipo linear ou *seif*. Os depósitos desse tipo são caracterizados por estratificações cruzadas de ambos os lados da duna, conseqüentemente com estruturas orientadas em direções diferentes. Nas áreas com múltiplas direções do vento ocorre a formação de dunas tipo estrela (NICHOLS, 2005).

### b) Interdunas

São áreas planas que ocorrem entre as dunas, onde predomina atividades de deflação. Apresentam acamamentos horizontais contendo laminações bem desenvolvidas de poucos milímetros de espessura. Apresenta normalmente sedimentos mais grossos, com seleção moderada sendo bem mais pobre que nas áreas de dunas (REINECK; SINGH, 1980).

Nadinâmica dos processos que correm nas áreas interdunas destaca-se os processos de oscilação do nível freático (LANGFORD, 1989).

As áreas de interdunas podem ser classificadas em seca e úmida ou molhadas (KOCUREK 1981). Interdunas Secas: formados predominantemente por depósitos formados pela migração de *ripples e small dunes*. Os sedimentos de interdunas secas são de menor selecionamento e são mais finos em comparação com as áreas de dunas adjacentes. As *windripples* em depósitos de interdunas são em geral de dois tipos: finas (1-50mm), mais ou menos contínuas, comumente com graduação inversa, preservando poucas ondulações nos foresets que representam camadas com *climbing ripple translatent subcritically*; depósitos de forma ondulada, descontínuos formados pela migração de *ripples* sobre condições de oferta restrita de areia de barlavento. Em superfícies de interdunas úmidas: geralmente se desenvolvem estruturas de adeso. A cobertura parcial de vegetação também pode ser presente, resultando na formação de raízes de planas e estruturas de bioturbação.

#### 4.4.3. Rios efêmeros (*Wadis*)

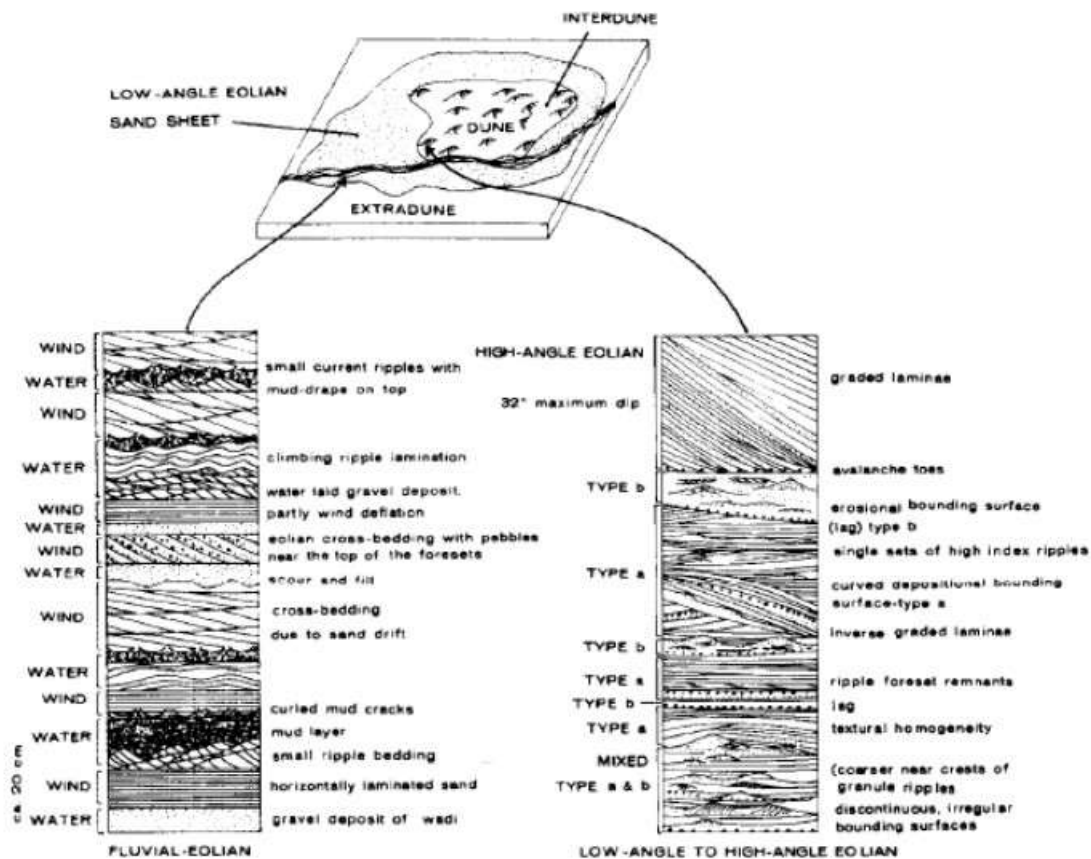
As esporádicas chuvas que caem nos desertos escoam sobre a superfície sob a forma de correntes efêmeras, produzindo um rápido transporte de sedimento, seguido de uma perda de velocidade de fluxo e absorção da água pelo solo. Os canais são efêmeros e preenchidos pelos sedimentos disponíveis na superfície. Entre as estruturas sedimentares ocorrem marcas de ondas pequenas e "megaripples" (Figura 4), associados à laminação cruzada e à laminação plano-paralela.

Essa sequência é normalmente seguida de uma sedimentação de natureza eólica que se encontra preenchendo o canal. Muitas vezes, quando o declive é mais abrupto, os depósitos tomam a forma de leques denominados depósitos de wadi.

Segundo Glennie (1970), os sedimentos de Wadi apresentam as seguintes características: os depósitos encontram-se no interior de canais e consistem em conglomerados com litologia muito diversificada de acordo com a área fonte, bem como de diâmetros variáveis apresentando uma estrutura imbricada. Os seixos são pouco arredondados a angulares. Cada fase deposicional tem uma tendência gradacional, afinando em direção ao

topo, onde se concentram argilas com vários decímetros de espessura, com feições semelhantes a pingos de chuvas e gretas de contração preenchidas com areias eólicas bem selecionadas. Estas podem se desenvolver de forma a cobrir e preservar o depósito de wadi. As areias nesse local mostram laminação horizontal e inclinada. Em alguns casos as estruturas não são bem desenvolvidas, pois devido à umidade ocorre o desenvolvimento de vegetais cujas raízes causam bioturbações nos sedimentos. Por ocasião de novas chuvas, a água remove parte da cobertura eólica e tem início nova sequência de Wadi. (Regiões..., 2014).

Figura 4. Modelo proposto por Flybergh (1979) para explicar alternância de sedimentos depositados pela ação do vento e água.



Fonte: Flybergh, 1979.

## 5. SUCESSÃO JURÁSSICA DA REGIÃO DE FORMOSA DA SERRA NEGRA (MA)

### 5.1. TRABALHOS PRÉVIOS: FÁCIES E PALEOAMBIENTE

Os dados relacionados às fácies sedimentares e paleoambiente da área de estudo vão ser relacionados aos que foram definidos por Rabelo(2013). A sucessão jurássica abordada neste trabalho inclui as Formações Mosquito e Corda e tem sua maior expressão aflorante na Serra Negra (Figura 5). As primeiras referências de rochas básicas na Bacia do Parnaíba foram feitas por Lisboa (1914) que descreveu os derrames basálticos na região de Grajaú, no Estado do Maranhão. Northfleet e Melo (1967) mapearam como Formação Corda as intercalações de rochas básicas com arenitos e siltitos que ocorrem ao longo do vale do Rio Mosquito. Posteriormente, Aguiar (1971) denominou essas intercalações de Formação Mosquito, e a subdividiu em cinco membros, sendo estas: Basalto Inferior, Membro Macapá, Basalto Médio, Tianguí e Basalto Superior. O Membro Basalto inferior apresenta coloração variando de escura esverdeada a cinza-avermelhada, exibindo textura amigdaloidal e em sua parte superior encontram-se fraturas preenchidas por arenitos silicificados. O Membro Macapá corresponde a arenitos brancos a amarelados, finos, de grãos angulosos a subangulosos, em matriz argilosa caulínica com estratificação cruzada planar (ABREU *et al.* 1977). Também ocorrem arenitos avermelhados, mal selecionados com grãos finos a grossos, foscos subarredondados bem como arenitos brancos muito finos, siltíticos, laminados e com níveis silicificados. O Membro Médio é formado por basaltos de coloração cinza arroxeados a marrom-avermelhado, apresentando manchas ponticulares brancas e textura amigdaloidal ou vesicular. Já o membro Tianguí trata-se de folhelhos vermelhos, maciços, com intercalações de silito e folhelho também avermelhados. A formação Mosquito é melhor exposta na borda oeste da bacia e algumas ocorrências são mapeadas na borda leste.

O contato inferior da Formação Mosquito com a Formação Sambaíba é discordante, assim também como seu contato superior com a Formação Corda e Pastos Bons (AGUIAR, 1971), que é caracterizado por uma acentuada superfície de erosão (LIMA e LEITE, 1978). A idade desta unidade é atribuída ao Triássico Superior a Jurássico Inferior (AGUIAR, 1969). Os eventos magmáticos de idade juro-triássica são considerados correlacionáveis ao magmatismo Penatecaua das bacias do Solimões e Amazonas, e os de idade eocretácea à Formação Serra Geral, da Bacia do Paraná (GÓES, 1994). As idades da Formação Mosquito variam de 200 a 129 Ma (BASKI e ARCHIBALD, 1997).

O termo corda foi proposto por Lisboa em 1914, para designar arenitos avermelhados que ocorrem intercalados a rochas básicas ao longo do vale do Rio Mearim. Ao conjunto

arenito/basalto denominou de Série Mearim e atribuindo a mesma idade triássica. Posteriormente Campbell (1948) chamou de Formação Corda os arenitos aflorantes acima dos basaltos e abaixo dos folhelhos Codó, diferenciando na Formação Corda três fácies, sendo estas: Itaguatins, Macapá e Curador (LIMA e LEITE, 1978).

Nas proximidades dos municípios de Fortaleza dos Nogueiras, Barra do Corda e Grajaú, Moore (1961), verificou a presença de um segundo derrame situado acima da Formação Corda de Campbell (1948), atribuindo a estas rochas básicas a idade cretácea. Mesner e Woodridge (1964) posicionaram este segundo derrame entre as Formações Corda e Codó, e atribuíram-lhe idade jurássica juntamente com a formação Corda, (LIMA e LEITE, 1978). Em seguida Northfleet e Melo (1965) incluíram na Formação Corda, os derrames basálticos com duas intercalações sedimentares, sendo que este último denominou de membros Macapá e Fortaleza. Posteriormente Aguiar (1969) denominou de Formação Corda os arenitos com intercalações de folhelhos e leitos de sílex, de idade jurássica, que ocorrem concordantemente sobre a Formação Pastos Bons e discordantemente aos basaltos Mosquito (RABELO 2013).

Figura 5– Porção leste da Serra Negra, com afloramentos representativos dos depósitos da Formação Corda, município de Formosa da Serra Negra-MA



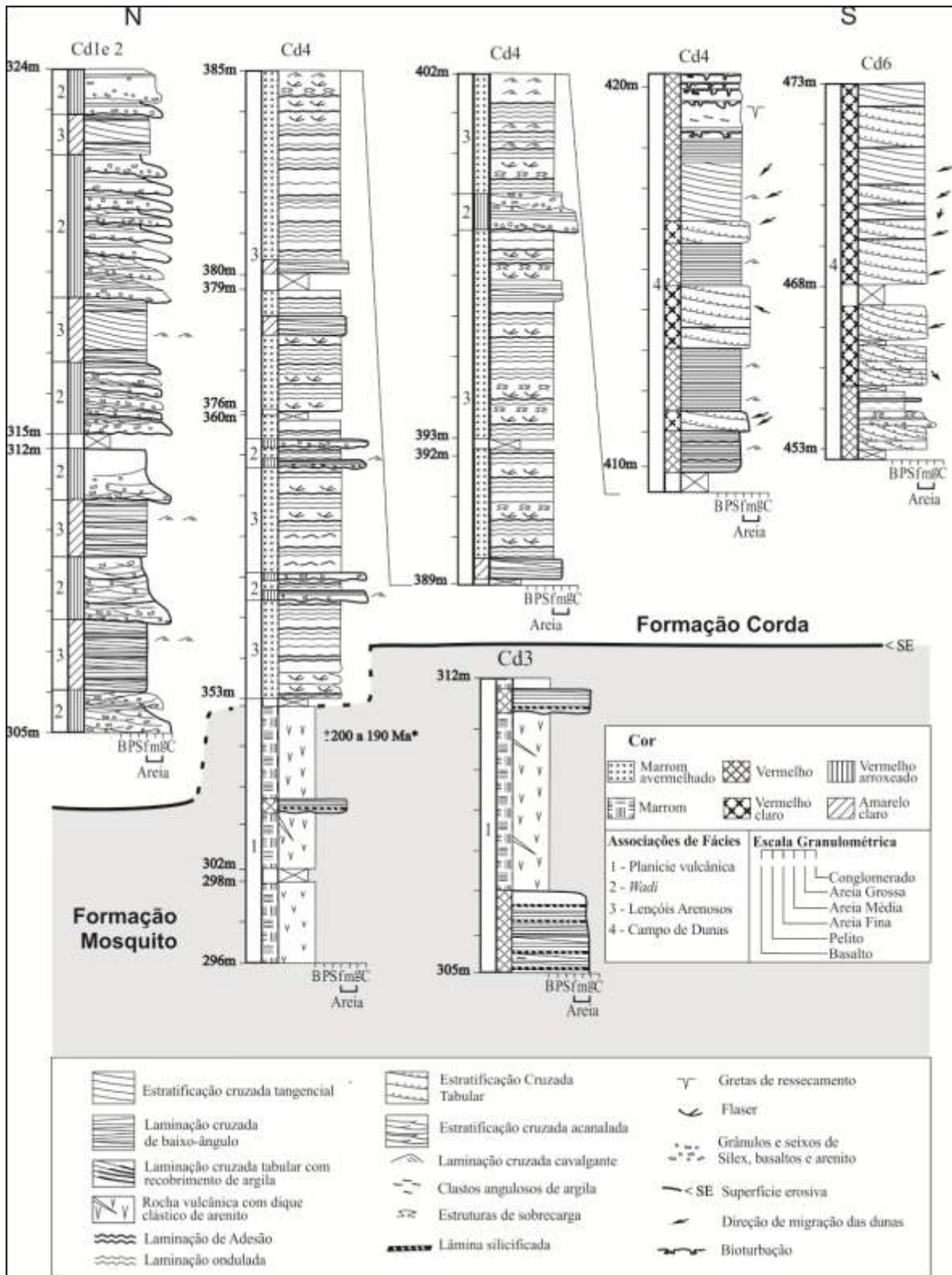
Foto: Rabelo, 2013.

## 6. PERFIL ESTUDADO

O perfil estratigráfico (Figuras 6 e 7) da Formação Corda tem sua maior expressão aflorante na Serra Negra, região de Formosa da Serra Negra, Estado do Maranhão. Adicionalmente, 4 testemunhos destas unidades procedentes da região de Montes Altos foram incluídos principalmente na descrição da Formação Corda. Em geral a sucessão jurássica estudada recobre os arenitos eólicos da Formação Sambaíba (Triássico) e são recobertos bruscamente por depósitos siliciclásticos finos lacustres da Formação Codó e quartzo-arenitos e conglomerados com seixos de quartzo interpretados como depósitos fluviais da Formação Grajaú(RABELO, 2013).

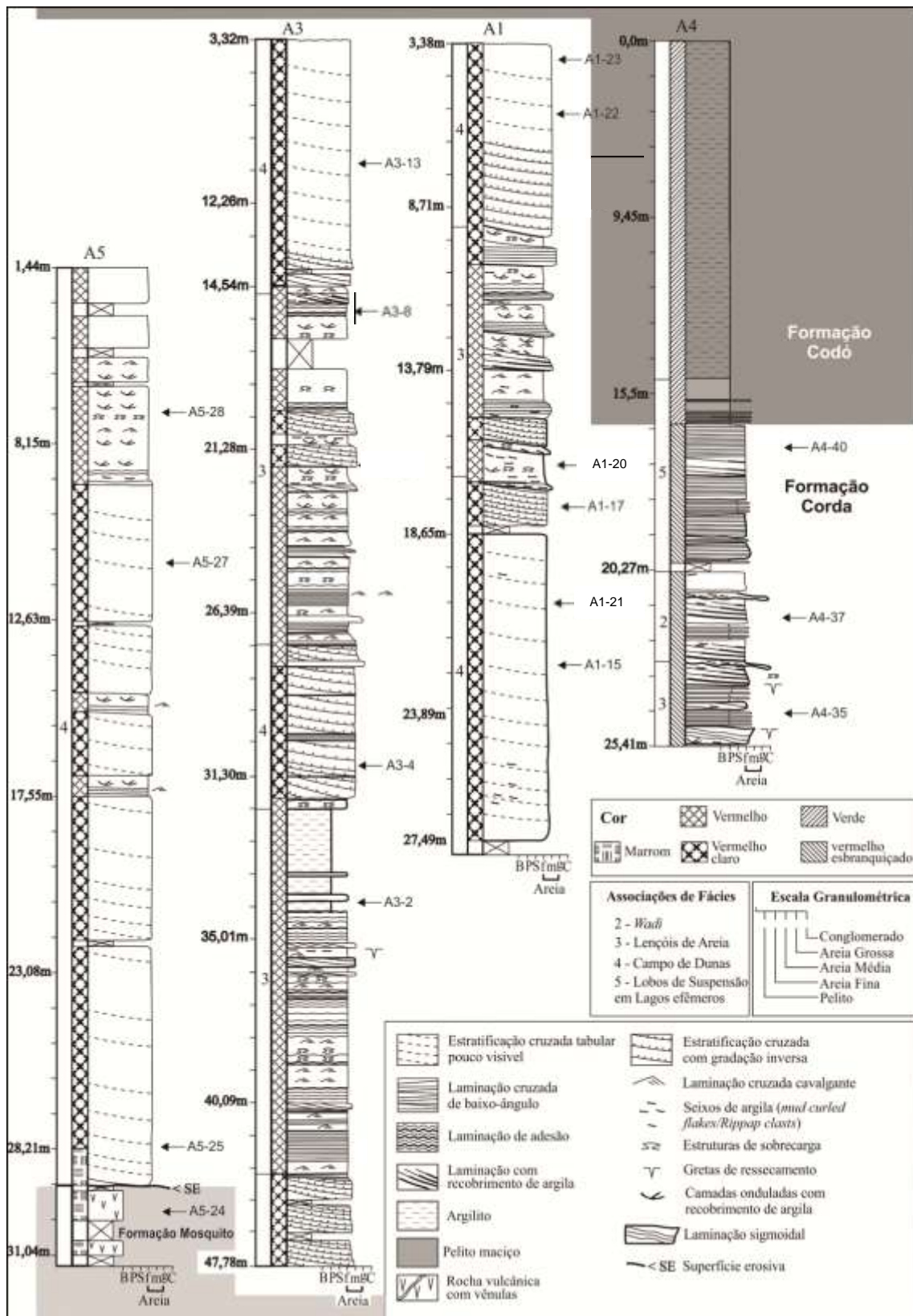
A Porção inferior da porção inferior corresponde aos basaltos da Formação Mosquito, sendo esse com espessura aflorante de 35m, de coloração variando de cinza-escura a marrom-avermelhada. Os basaltos apresentam-se fortemente alterados, textura afanítica, sendo que localmente se observa pequenas ripas de plagioclásio, geralmente caulinizados. Textura reliquiamigdaloidal preenchidas por argilas cauliníticas geralmente marcando topo de derrame, por vezes, em contato direto com arenitos isolados nestas rochas, aqui denominados de *intertrap*, bem com a presença de diques clásticos de arenitos O contato superior dessa formação se dá de forma discordante erosivo com os arenitos eólicos da Formação Corda (RABELO, 2013).

Figura 6. Perfis estratigráficos da porção superior da Formação Mosquito e da Formação Corda com associação de fácies e principais estruturas. Região de Formosa da Serra Negra, Estado do Maranhão.



Fonte: Rabelo, 2013

Figura 7 - Perfis estratigráficos de testemunhos de furos de sondagem das formações Mosquito, Corda e Codó com associação de fácies e principais estruturas. Região de Montes Altos Estado do Maranhão.



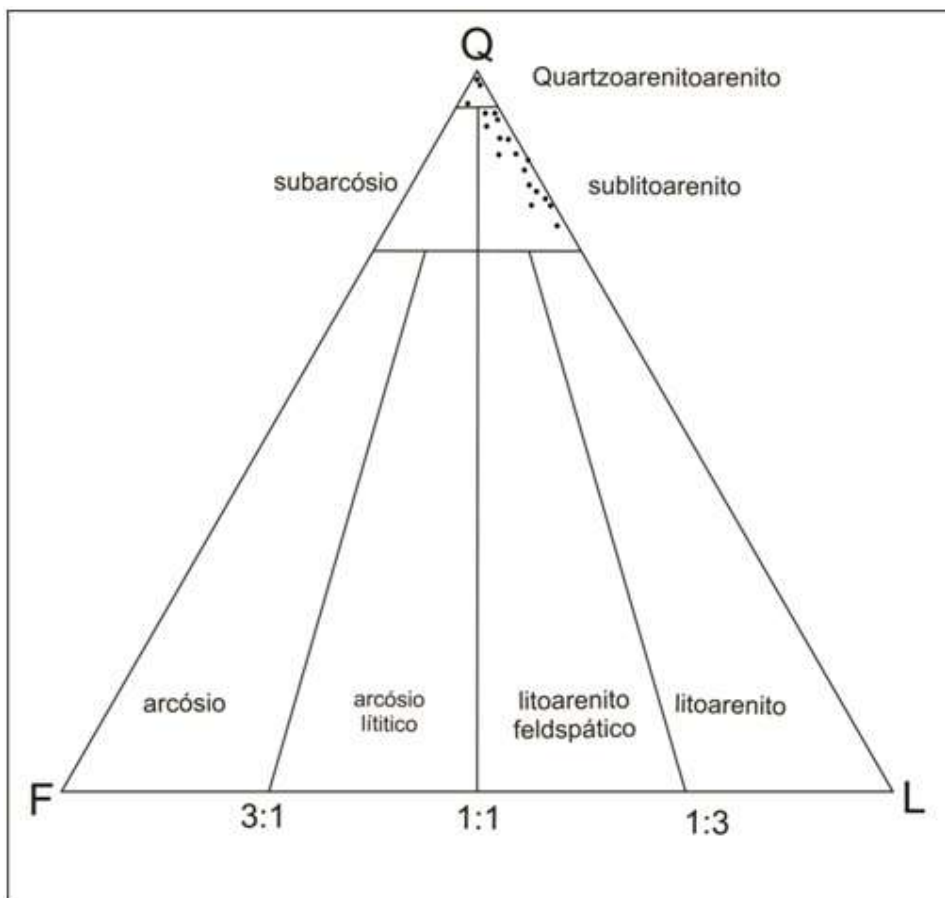
Fonte: Rabelo, 2013.

Neste trabalho uma breve análise de fácies merece destaque para complementação das análises petrológicas. Foi possível a individualização de dezenove fácies sedimentares agrupadas em quatro associações de fácies representativas de um sistema desértico úmido (Formação Corda) desenvolvido sobre uma planície vulcânica (Formação Mosquito) com contribuição de rios efêmeros e influxo eólico. As fácies descritas são: Depósitos de canal fluvial entrelaçado (AF1) que consiste em ortoconglomerados polimíticos com estratificação de baixo ângulo (Cb), arenitos seixos com estratificação cruzada acanalada (Asc) Arenito seixoso com acamamento maciço (Asm). Os lençóis arenosos (AF2) é constituído por arenitos finos a muito finos, moderadamente selecionados com estratificação plano-paralela e de baixo ângulo (Apb), acamamento maciço (Am), estruturas de sobrecarga e em chama (As) arenitos finos a médios, bem selecionados e com grãos bem arredondados, exibindo estratificação cruzada de baixo ângulo (Ab), laminação plano-paralela e laminação cruzada cavalgante transladante (Apc. ). O campo de dunas (AF3) representa uma sucessão com mais de 60m de espessura formada pelas fácies de arenito com estratificação cruzada tabular (Act), arenito com estratificação cruzada tangencial (At), arenito com laminações onduladas e estrutura de adesão (Alp), arenitos com gretas de contração (Apg) e pelitomaciço (Pm) arenitos são finos a grossos, moderadamente selecionados, apresentam laminação ondulada e estruturas de adesão (Alp), arenito fino com gretas de contração (Apg), ocorre também pelitomaciço (Pm). A abundância de esmectita na AF3 aponta para condições de clima semiárido. Os lobos de suspensão (AF4) são elementos arquiteturais compostos pelas fácies ritimito-pelito-arenito (Rap) e arenito com estratificação cruzada complexa (Acc) composta por estratos suavemente inclinados com laminações internas de baixo ângulo, ondulada, cruzada tabular e planar e acamamento *flaser*

### 6.1. ANÁLISE PETROGRÁFICA

Neste capítulo abordaremos a petrologia dos arenitos. Os arenitos da região de Formosa da Serra Negra foram classificados no diagrama de Folk (1968) como quartzoarenitos, sublitoarenito e subarcósio (Figura 8). Foram analisadas 33 lâminas delgadas da Formação Corda pertencente a Bacia do Parnaíba. Tais rochas obtiveram uma proporção de: sublitoarenito (78,96%), quartzoarenito (15,78%) e subarcósio (5,26%).

Figura 8 - Diagrama triangular de Folk (1968), com a composição detrítica dos arenitos da Formação Corda. Q=quarto; F=feldspato;



Fonte: Do autor

**Tabela 1:** Frequência (%) dos componentes minerais e textura dos arenitos da Formação Corda na Bacia do Parnaíba

Amostra	ASSOCIAÇÃO DE FACIES	ROCHA	Qm	Qp	F	Frv	Frs	Cs	Cz	Cc	O-H Fe	Pl	Calcedonia	Opaco	Matriz vitrea	Poros intergranular	Poros intragranular	Tamanho dos grãos	Arredondamento	Seleção	Maturidade textural	total%	
Cd1-3	CAMPO DE DUNAS	DUNA EÓLICA	SUBITOARENITO	49,3	-	-	4	14	15	-	7,1	-	-	6,6	-	10	-	g-mg, m	ar-sar	b-r	mt-spm	100	
Cd1-5				44,35	2,88	0,26	22,5	1,3	17,6	4,19	-	-	0,26	2,62	-	2,36	1,57	-	g-mg, m	ar-sar	b-r	mt-spm	100
A5-27				61,05	-	0,32	5,79	0,64	6,07	7,07	-	-	0,96	0,96	1,28	12,86	4,82	-	m-g	ar-sar	b-r	mt	100
A1-21				49,01	1,3	-	12,1	0,65	12,7	6,53	-	-	0,65	-	0,65	-	16,33	-	mg-m, f	sar-sag	b-r	sm-mt	100
A3-13				55,27	3,83	-	8,02	0,31	12,8	3,83	1,6	-	0,63	0,63	0,63	-	15,01	-	mg-m, f	sar-sag	r-m	mt-spm	100
A5-25		59,67	-	-	-	-	4,19	-	-	-	13,87	-	-	2,9	0,91	18,05	-	f-m	ar-sar	b-r	sm-mt	100	
A1-20		59,8	0,66	-	4,65	0,33	15,3	3,32	-	-	0,66	-	-	5,64	6,34	0,33	m-g	sar-sag	r-m	sm-mt	100		
A1-23		48,4	-	1,25	1,59	-	18,2	2,54	0,3	-	-	-	-	2,86	-	23,88	1,59	m-f, g	sar-sag	b-r	sm-mt	100	
A1-22		54,65	0,93	-	0,62	-	11,5	8,69	7,4	-	0,31	-	0,62	3,14	12,11	-	m-g	sar-sag	b-r	sm-mt	100		
A1-17		38,1	-	-	6,56	-	16,2	4,87	-	0,91	2,18	-	2,13	-	33,84	0,3	f-mf, m	sag-ag	b-r	sm-mt	100		
A3-8	INTERDUNA ÚMIDA	QUARTZOARENITO	62,29	-	-	3,7	-	14,8	3,93	-	9,8	0,98	-	2,95	-	-	-	f-mf, m	ar-sar	r-m	mt-spm	100	
A1-15			62,29	-	-	2,95	-	20	10,2	-	-	-	-	1,63	-	1,96	-	f-m, f	ar-sar	b-r	mt-spm	100	
A5-28	LENÇOL ARENOSO	SUBITOARENITO	47,83	1,23	-	13	-	16	0,3	1,2	14,19	0,92	-	2,16	-	0,99	-	f-mf, m	sar-sag	r-m	sm-mt	100	
A3-10			47,82	-	0,56	9,61	1,12	19,3	5,27	7,1	8,07	0,97	-	1,86	-	3,41	-	f-m	sar-sag	r-m	sm-mt	100	
A3-2			61,42	-	-	6,08	1,04	6,23	0,89	4,2	14,83	0,59	-	3,56	-	1,18	-	g-mg, f-m	sar-sag	r-m	sm-mt	100	
A3-4			42,35	0,63	-	3,18	-	12,1	5,09	-	-	0,95	-	1,27	-	32,16	2,22	f-m	ar-sar	r-m	sm-mt	100	
A4-40			CANAL FLUVIAL	45,88	-	2,84	7,28	0,94	17,7	4,74	3,8	-	0,94	-	1,26	8,22	8,64	-	f-mf, m	sar-sag	b-r	sm-mt	100
A4-35	LOBOS DE SUSPENSÃO	37,26	-	-	5,9	1,55	25,5	4,34	0,9	-	1,55	-	5,59	4,65	12,42	0,31	f-m	sar-sag	b-r	mt-spm	100		

Convenções: **Mineralogia:** Qm = quartzo monocristalino; Qp = quartzo policristalino; F = feldspato; Frv = fragmento de rocha vulcânica; Frs = fragmento de rocha sedimentar; Cs = cimento de sílica; Cz = cimento de zeólita; Cc = cimento de carbonato; O-H Fe = cimento de óxido-hidróxido de ferro; Pl = Plagioclásio; **Tamanho dos grãos:** areia: mf = muito fina; f = fina; m = média; g = grossa; mg = muito grossa; **Arredondamento:** sag = subangular; sar = subarredondado; ar = arredondado; **Seleção:** m = má; r = regular; b = boa; **Maturidade textural:** sm = submaturo; mt = maturo; spm = supermaturo.

### 6.1.1. Quartzo-arenito

As lâminas de quartzoarenitos (Figura 9) apresentam grãos moderadamente selecionados com aproximadamente 96% grãos de quartzo monocristalinos com extinção homogênea e extinção ondulante forte; e policristalinos arredondados a subarredondados com tamanho médio de 0,5 mm estão em uma proporção de 5% da lâmina. Os grãos apresentam recobertos por uma película de óxido-hidróxido de ferro em alguns pontos. Os contatos dos grãos são retos e curvos. Como modificadores do arredondamento, observa-se a ocorrência cutículas (*coatings*) de argila mecanicamente infiltrada, grãos fraturados, cimento de sílica e calcita.

Além do quartzo foram identificados fragmentos de rocha vulcânica e pelítica subarredondados com textura vítrea. Os feldspatos identificados são a microclina e a andesina. O zircão e o opaco estão presentes nas lâminas com uma proporção de menos de 2% e caracterizam-se por serem arredondados de tamanho médio de 0,1 mm.

Como constituintes secundários do arcabouço, foi possível a identificação de: cimento autigênico poiquilítico com presença de clivagens e cor de interferência baixa indicando se tratar de zeólita; cimento de óxido-hidróxido de ferro caracterizado por uma cor vermelha amarronzado; cimento de calcita com cintilância fraca e uma cor creme amarelada.

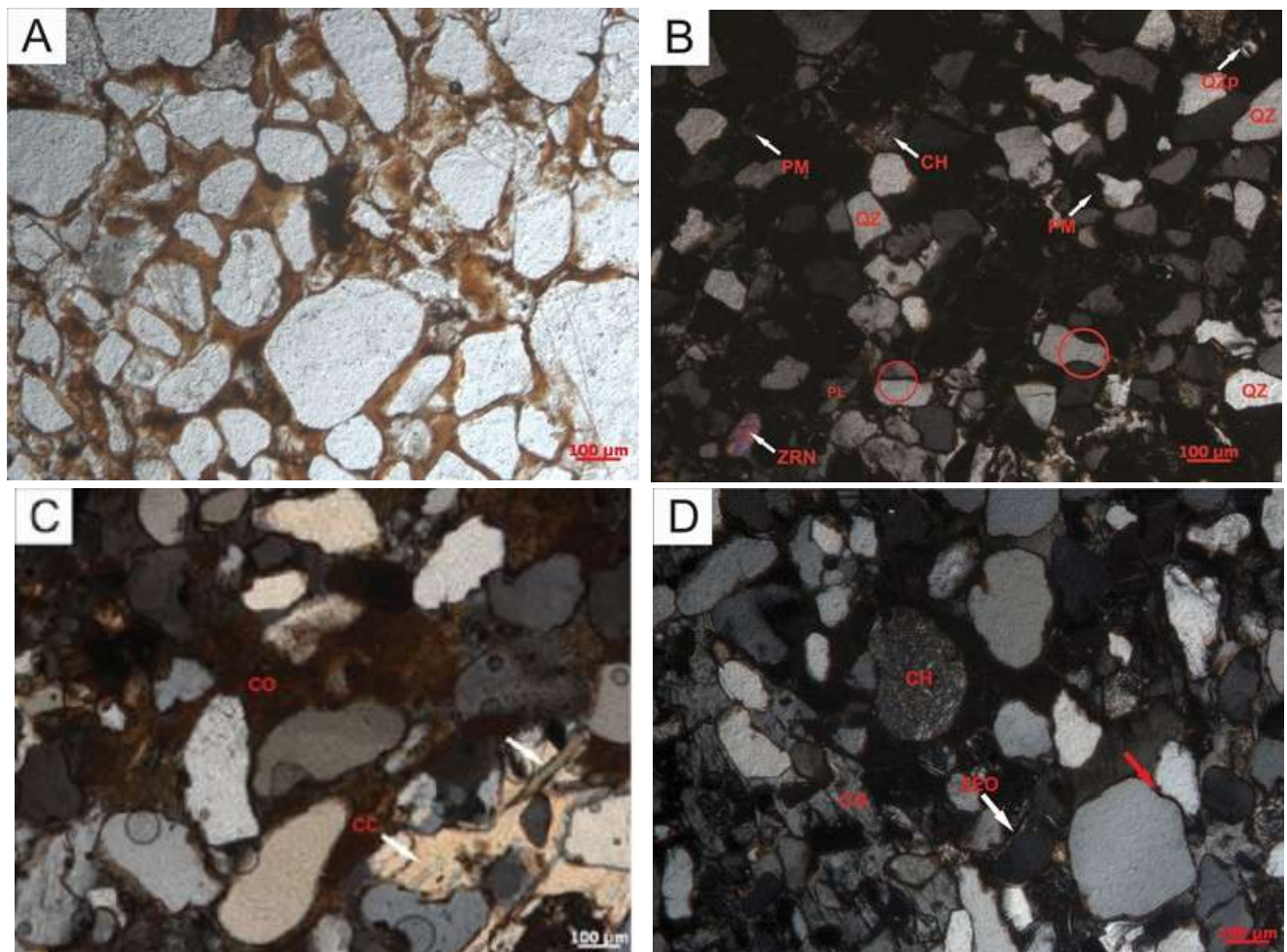
Os fragmentos de *chert* (2%) são de tamanho areia média a grânulos e subarredondados. São formados por quartzo microcristalino por vezes com cristais de calcedônia fibrosa distribuída no interior dos grãos. Os fragmentos de vidro vulcânico estão desvitrificados preserva feições reliquiares de textura perlítica e cristais de quartzo com faces bem desenvolvidas. A parte superior destes fragmentos é recoberta por cutículas (*coatings*) de argila.

### 6.1.2. Sublitoarenito

Os sublitoarenitos (Figura 11) são compostos por grãos de areia muito fina a média e bem selecionados. Os grãos apresentam-se subangular a subarredondados e com arcabouço fechado, a forma dos grãos é modificada pelo intercrescimento de quartzo.

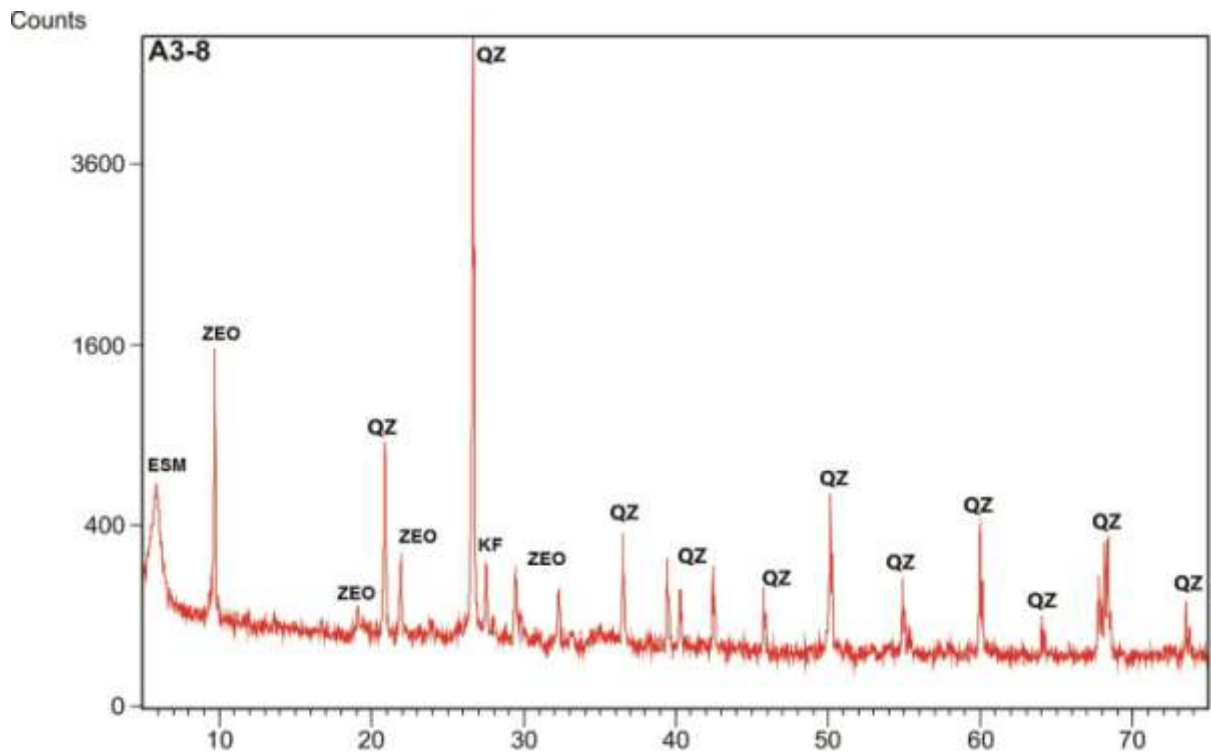
A mineralogia é composta por quartzo monocristalino em uma proporção de 81% com extinção ondulante forte e policristalino indierenciáveis ambos apresentando intercrescimento. Os fragmentos de rocha é o segundo componente dominante na rocha com proporção 10,5% e são compostos de rochas vulcânicas, pelíticas e arenitos. O feldspatos são representados por plagioclásio e microclina em proporção não maior que 5%. A microclina é caracterizada pelo maclamento xadrez. Os grãos formam predominantemente contatos retilíneos (64,4%) na maioria e curvos (35,6%) com menor frequência. Como constituintes secundários do arcabouço há o cimento poiquilítico de gipso e cimento de carbonático com tamanhos de 1 mm e como mineral traço foi encontrado a zeólita com um tamanho inferior a 0,1 m

Figura 9 - Fotomicrografias do arcabouço fechado dos grãos e a bimodalidade dos quartzo-arenitos: (A) Grãos de areia média, subarredondados a subangulosos, nicóis //, amostra A3-8; (B) Principais minerais encontrados no arcabouço da rocha, contatos retos e curvos (círculos vermelho), nicóis x, amostra A3-8; (C) Cimento de óxido-hidróxido de ferro (CO), Cimento poiquilítico de calcita (CC) seta branca indica biotita pouco deformada, nicóis x, amostra A1-15; (D) Fotomicrografia identificando chert (CH) e o cimento de zeólita (ZEO), a seta vermelha mostra a pseudomatriz (PM) entre dois grãos, nicóis X amostra A1-20.



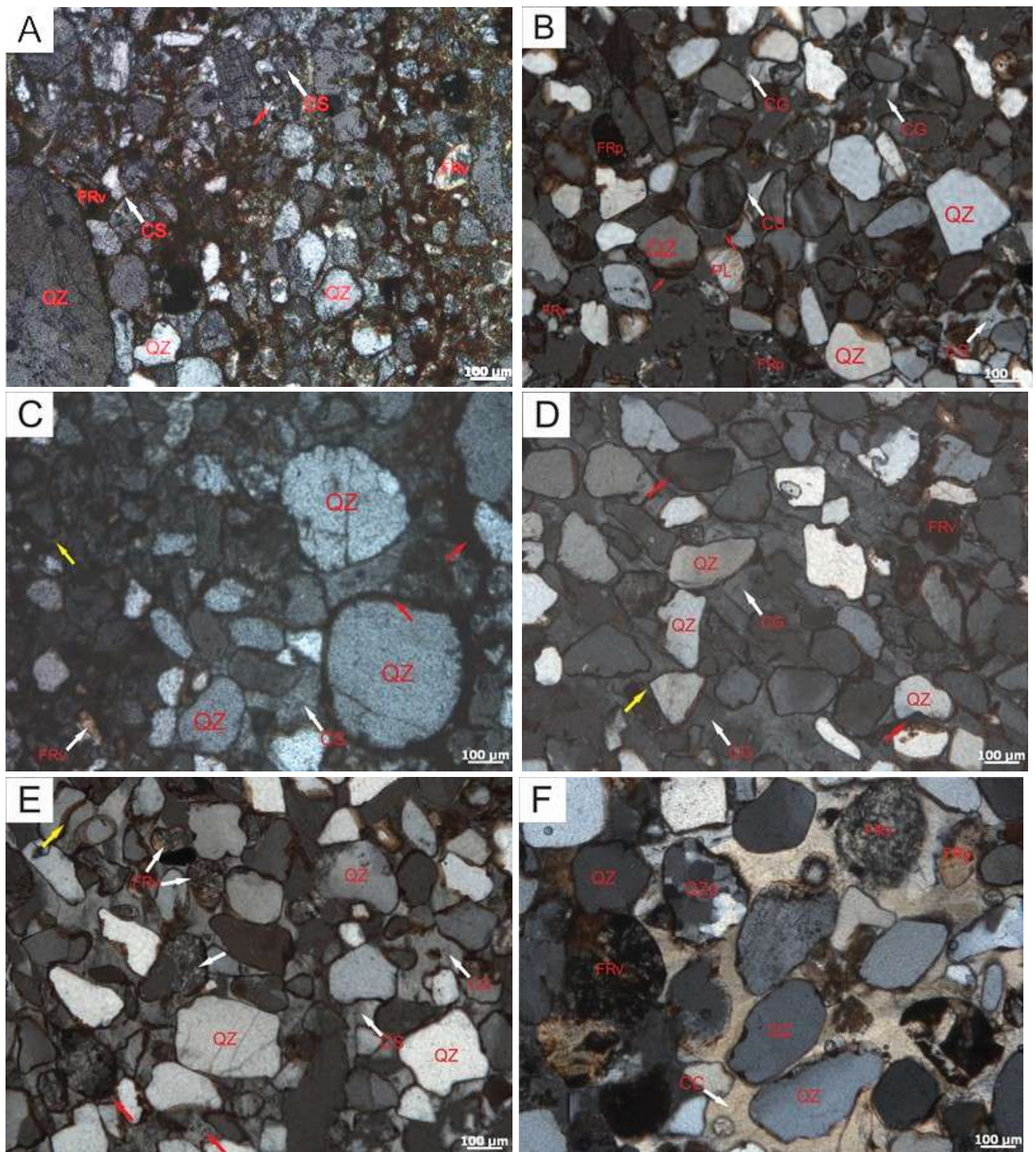
Fonte: Do autor

Figura 10 - Difratoograma das espécies minerais dentre os quartzos-arenitos expondo minerais que não foram descritas na análise petrográficas. Amostra CD1-5. KF – feldspato potássico; Qz-quartzo; ESM – esmectita; ZEO - Zeólita.



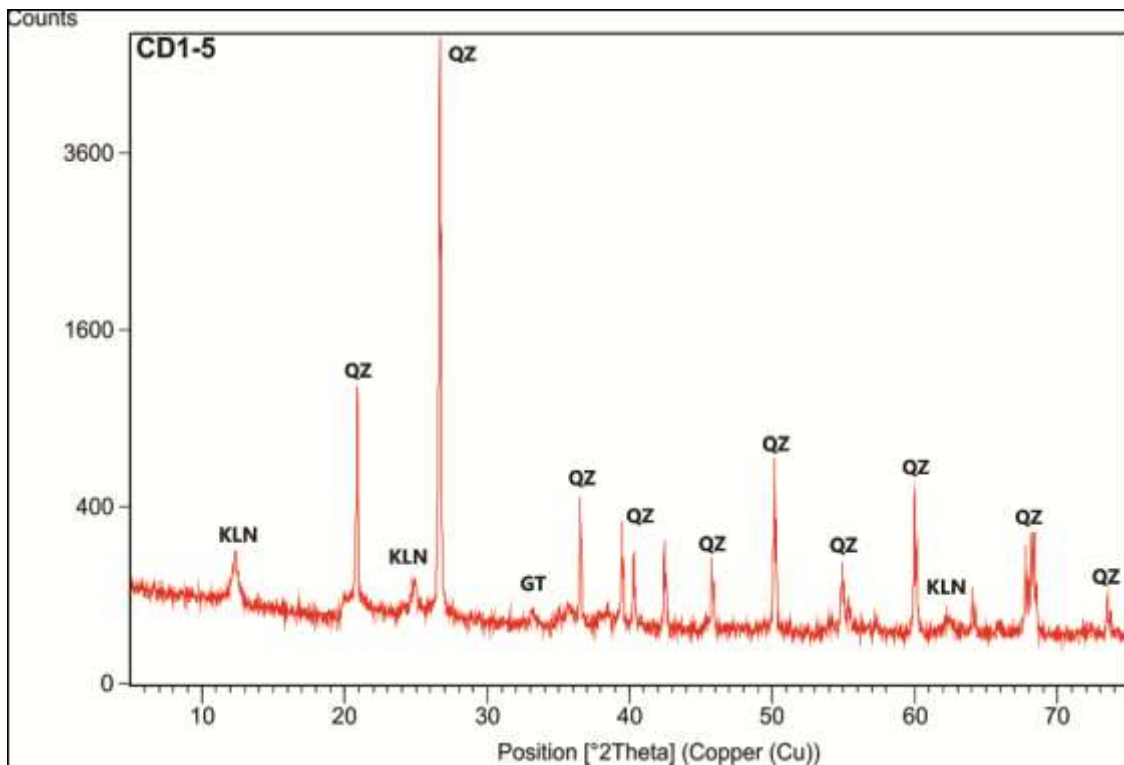
Fonte: Do autor

Figura 11 - Fotomicrografias apresentando dos constituintes dossublitoarenitos. (A) Grãos de quartzo monocristalinos (QZ) moderadamente selecionados e subangulosos; fragmento de rocha vulcânica (FRv); cimento de sílica (CS) com nicóis x, amostra A5-28; (B) Cimento de gesso (CG), fragmento de rocha pelítica (FRp) e plagioclásio (PL) com alteração, nicóis x, amostra A3-13; (C) A seta amarela indicando pseudomatriz e as vermelhas apresentam o recobrimento de óxido-hidróxido de ferro (*coating*), nicóis x, amostra A5-28; (D) Fotomicrografia mostrando o cimento de gipsopoiquilitico as setas vermelhas mostram as franjas de argila e a amarela o contato reto, nicois x, amostra A3-13; (E) Setas vermelhas indicando recristalização de quartzo a seta amarela indica franja de óxido-hidróxido de ferro, nicóis x, amostra A3-13; (F) Quartzo policristalino (QZp) e fragmento de rocha vulcânica (FRv) inclusos em cimento poiquilitico de calcita (CC), nicois x, amostra A3-10.



Fonte: Do autor

Figura 12 - Difratoograma de espécies minerais encontradas no arcabouço dos sublitoarenitos expondo minerais que não foram descritos na análise petrográfica, na amostra A3-2. Hul – heulandita; Qz – quartzo; Rt - Rutilo.



Fonte: Do autor

Como constituintes secundários do arcabouço, foi possível a identificação de cimento antigênicoquilitico com presença de clivagens e cor de interferência baixa indicando se tratar de zeólita; cimento de óxido-hidróxido de ferro caracterizado por uma cor vermelha amarronzada.

A principal porosidade identificada em todas as amostras é a primária, de poros intergranulares, porém a porosidade está bastante reduzida pela cimentação. Matriz é classificada como todo o material fino de tamanho argila e silte que envolve os demais constituintes do arcabouço de rochas siliciclásticas (De Ros & Moraes 1984). A pseudomatriz ocorre em uma proporção menor que 1% e é caracterizada por infiltração mecânica de argila, ou como clastos dúcteis deformados. O reconhecimento da infiltração mecânica ou argila mecanicamente infiltrada é feito pela identificação de cutículas (*coatings*) de argila tangenciais à superfície dos grãos, exibindo elevada birrefringência, e coloração amarelada. Diferentemente da matriz, o cimento ocorre de forma abundante em todas as lâminas.

De acordo com De Ros & De Césaro (1986), existem oito processos ou combinações de processos responsáveis pela geração e introdução de argila nos espaços intersticiais nos arenitos: deposição simultânea, fluxo fluidificado, bioturbação, infiltração mecânica, alteração e substituição de grãos, processos pedogenéticos, deformação de clastos dúcteis (formação de pseudomatriz) e cimentação por argilominerais. O processo da deposição simultânea é facilmente identificado pelo fato da matriz suportar os grãos, ou seja, representa a matriz verdadeiramente deposicional. Neste estudo, foram reconhecidos três processos responsáveis pela gênese da matriz nos arenitos: deposição simultânea, infiltração mecânica e compactação (De Ros & De Césaro, 1986). A infiltração mecânica ou argila mecanicamente infiltrada é reconhecida pela ocorrência de argilominerais em forma de “*coatings*” (Figura 12) ou cutículas dispostas de forma tangencial à superfície dos grãos, exibindo birrefringência elevada e cor amarelada. Clastos esmagados são observados pontualmente. São interpretados como matriz de compactação ou matriz diagenética e são formados quando fragmentos de pelitos (mais dúcteis) são submetidos ao aumento progressivo de pressão.

### **6.1.3. Biotita-olivina-Basalto (Formação Mosquito)**

A análise dessa amostra tem como finalidade relacioná-la aos fragmentos de rochas encontrados nas rochas sedimentares da Formação Corda. Por meio da análise microscópica foi possível realizar uma caracterização mais precisa da mineralogia da rocha, destacando-se o plagioclásio, olivina e biotita como fase essencial. Minerais opacos ocorrem como minerais acessórios. A fase secundária é constituída por clorita e carbonato.

A textura predominante é a intersticial, em virtude da disposição dos cristais de plagioclásio em forma de ripas, os mesmos apresentam orientação preferencial visível.

O **plagioclásio** representa proporção modal de 35-40%, ocorre sob a forma de ripas, de 0,5 a 1mm e possui maclamento albita. Os contatos com os outros minerais, no geral, são retos, embora também ocorram contatos irregulares com os minerais opacos.

A **olivina** perfaz em torno de 30-25%, possui coloração incolor. Seus cristais são subédricos a anédricos, possuem hábito prismático e granulação fina a média. A maioria dos contatos laterais são suturados. Alguns cristais estão moderadamente a intensamente alterados para clorita.

A **biotita** possui teor modal de 15-20% ocorre na forma de lamelas subédricas e euédricas, fracamente orientadas de tamanhos que variam de 0,3 a 0,5 mm. Apresenta contatos serrilhados e retos (normalmente com plagioclásio). Mostra extinção ondulante e pleocroísmo moderado, variando de marrom-alaranjado nos eixos Z e Y e creme pálido no eixo X.

A **clorita** revela proporção modal de 15-20%, apresenta-se como cristais anédricos, de cor verde, com pleocroísmo sucinto, proveniente da transformação da olivina. Os contatos laterais com os demais minerais são predominantemente poligonais e retos. Distribuem-se ora de maneira dispersa, concentrados e destacados dos demais minerais. Normalmente estão associados com cristais de biotita e olivina.

Os minerais acessórios estão dispersos na rocha e somam aproximadamente 5% da rocha. **Minerais opacos** ocorrem principalmente na forma de grãos anédricos de até 0,2 mm e contatos serrilhados com os demais minerais. Por vezes, estes minerais apresentam contatos retos com a biotita e plagioclásio. O **carbonato** possui cristais subédricos, encontra-se nos interstícios dos cristais de plagioclásio e possui birrefringência elevada.

## 7. ASPECTOS DIAGENÉTICOS

As amostras de arenitos da Formação Corda evidenciam a evolução diagenética por meio de processos e reações que cujos são expressos pelas relações texturais e na atual composição de seu arcabouço. O grau de preservação da esmectita, estudos isotópicos das zonas zeolíticas e o empacotamento frouxo dos grãos sugerem a formação dos arenitos próximos da superfície da superfície (RESENDE, 2002). Dentre os processos apresentados, foram observados: precipitação de películas de óxido-hidróxidos de ferro; infiltração mecânica de argila; compactação mecânica evidenciada por grãos de quartzo fraturados; dissolução de quartzo; cimentação calcítica geração de porosidade secundária tipo *shrinkage* (Tabela 2).

Tabela 2: Processos diagenéticos identificados nos arenitos da Formação Corda.

Processo	Estágio		
	Eodiagênese	Mesodiagênese	Telodiagênese
Infiltração Mecânica de Argila	—————		
Compactação Mecânica	—————	-----	
Compactação Química		—————	
Crescimento secundário de Quartzo		—————	
Cimentação calcítica		—————	
Coating ferruginoso	—————		
Geração de porosidade secundária			—————

### 7.1. CIMENTO DE ÓXIDO-HIDRÓXIDO DE FERRO

Minerais de ferro, na forma de óxidos e hidróxidos, são comum em arenitos de *redbeds*. Podem compreender grãos detríticos, ou ser um produto autigênico. A assembleia de óxidos detríticos comumente encontrados em rochas sedimentares é complexa e pode incluir magnetita, ilmenita, maghemita ou hematita, bem como variedades e intercrescimentos desses minerais. O pigmento vermelho consiste eminentemente de hematita (VAN HOUTEN, 1968; PETTIJOHN *et al.*, 1973). Há algumas controvérsias se essa hematita forma-se a partir da maturação e desidratação de hidróxidos de Fe precursores, ou se pela precipitação direta (MORAD, 1991 *apud* RESENDE, 2002)

Na maioria das amostras, foi constatada cimentação ferruginosa provavelmente por goetita e/ou hematita, estando os grãos, às vezes, recobertos por uma fina película de coloração vermelha acastanhada. Considera-se que esse *coating* de ferro dos arenitos da Formação Corda, seja produto de eodiagênese, refletindo precipitação *in situ*, a partir de soluções enriquecidas em ferro derivado de basaltos e de outros fragmentos ou grãos detríticos portadores desse material (RESENDE, 2002).

## 7.2. INFILTRAÇÃO MECÂNICA DE ARGILAS

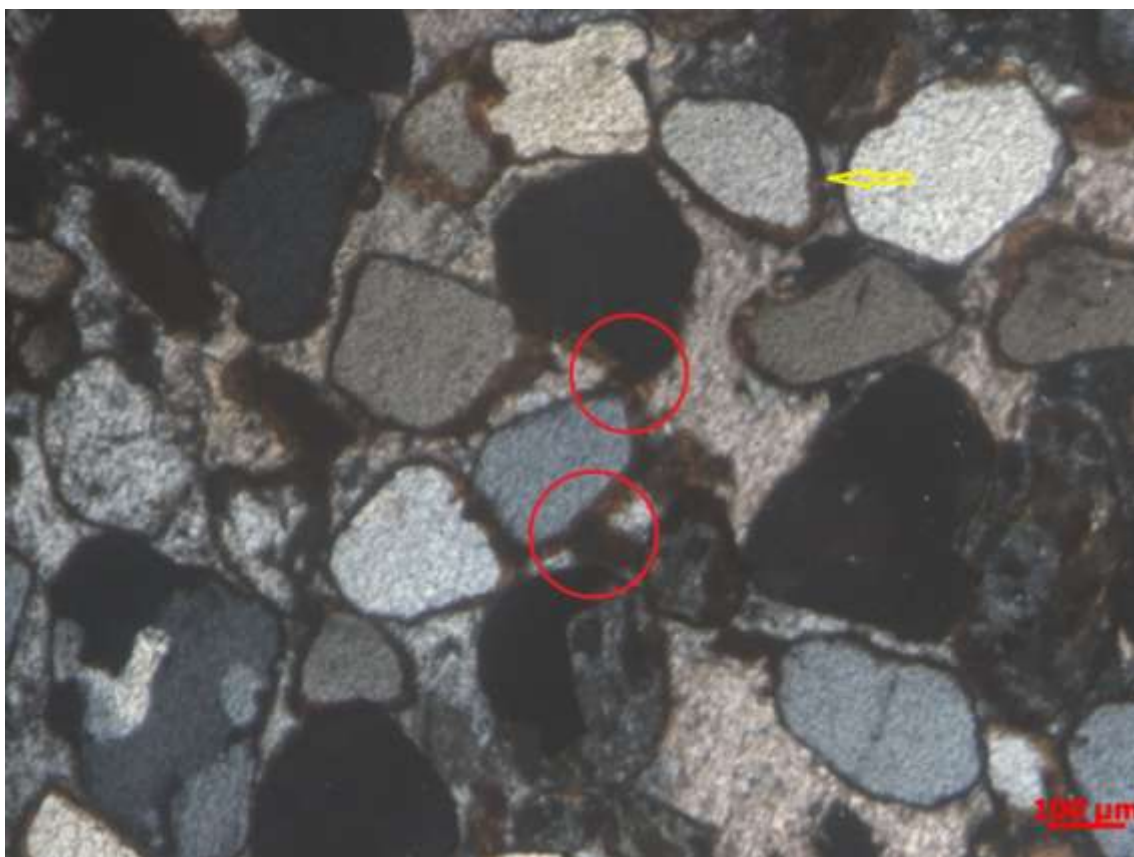
Os arenitos desérticos de clima árido/semi-árido, quando recentemente depositados, não apresentam argila detrítica intersticial. Isto se deve à grande eficiência da seleção pelo vento que transporta e deposita as areias dentro do sistema eólico, deixando para trás as frações mais grossas e carregando em geral os sedimentos mais finos para fora da bacia (CAETANO-CHANG e WU, 2003).

No entanto, nos arenitos da Formação Corda a infiltração de argilas ocorrem como pseudomatriz ou como clástos dúcteis deformados, essencialmente sob a forma de películas (coatings) que recobrem os grãos (Figura 13). Estas películas alinham-se paralelas à superfície dos grãos do arcabouço, formando pontes entre grãos (Figura 13). Estas argilas são introduzidas pelas águas de enchentes fluviais episódicas, uma vez que, após longos períodos de estiagem, com o lençol freático rebaixado, enxurradas carregadas de carga em suspensão passam sobre os sedimentos eólicos e grandes volumes de água infiltram-se nesses depósitos, graças à alta permeabilidade das areias, indo abastecer o lençol freático (CAETANO-CHANG e WU, 2003).

Neste processo, como a argila em suspensão é bem menor do que as “gargantas” dos poros, e a vazão de infiltração, gravitacionalmente impelida através da zona vadosa, é de início bastante alta, as lamelas de argila são carregadas até que a diminuição da vazão promova sua decantação na superfície dos grãos, onde aderem. Em clima árido/semi-árido, a argila detrítica, mecanicamente infiltrada, mostra uma composição smectítica (CAETANO-CHANG e WU, 2003).

O processo de infiltração mecânica de argilas pode ser expressivo, reduzindo a porosidade e a maturidade textural dos arenitos. Nos arenitos da Formação Corda, as quantidades de argila infiltrada em depósitos de duna eólica e de lençóis de areia são traço, enquanto em depósitos de interdunas úmidas e podem chegar a 3%.

Figura 13: Infiltração de argila representada pelas películas (seta amarela) e pontes de argila entre os grãos (círculos vermelhos). Amostra A5-27.



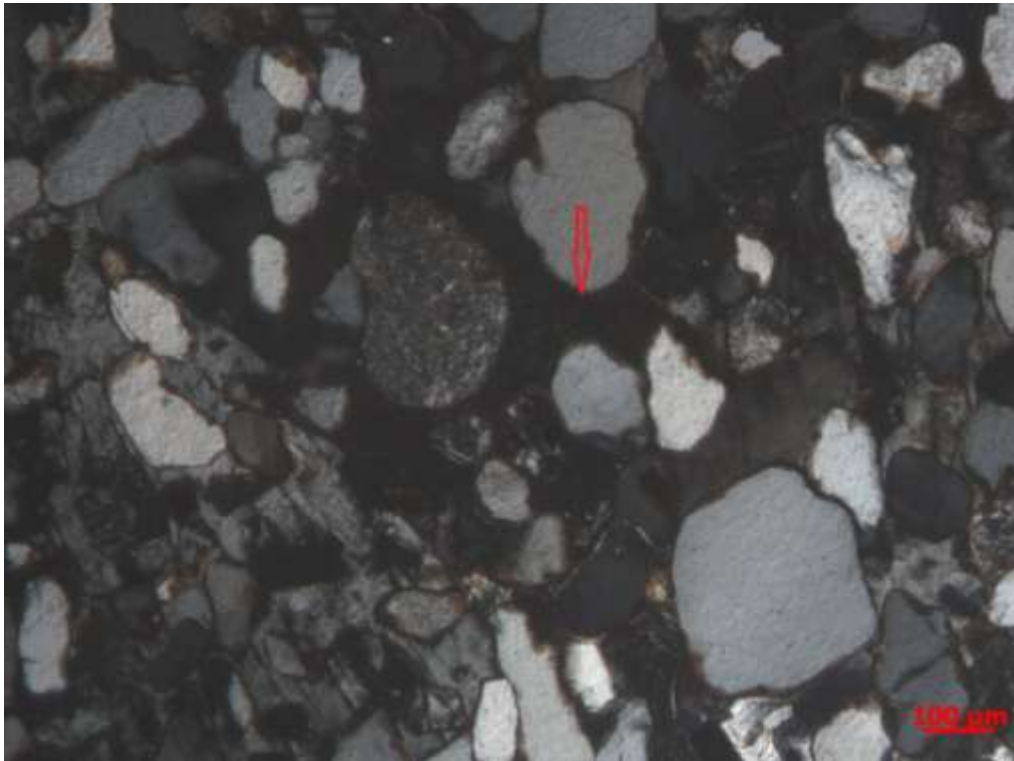
Fonte: Do autor

### 7.3. COMPACTAÇÃO MECÂNICA

Durante a compactação, os grãos se aproximam em resposta à crescente sobrecarga ou stress tectônico, reduzindo o espaço poroso e expulsando simultaneamente fluidos intersticiais. Os mecanismos físicos da compactação incluem rotação, deslocamento e fraturamento de grãos rígidos e esmagamento de grãos dúcteis (SCHMIDT e MCDONALD, 1979).

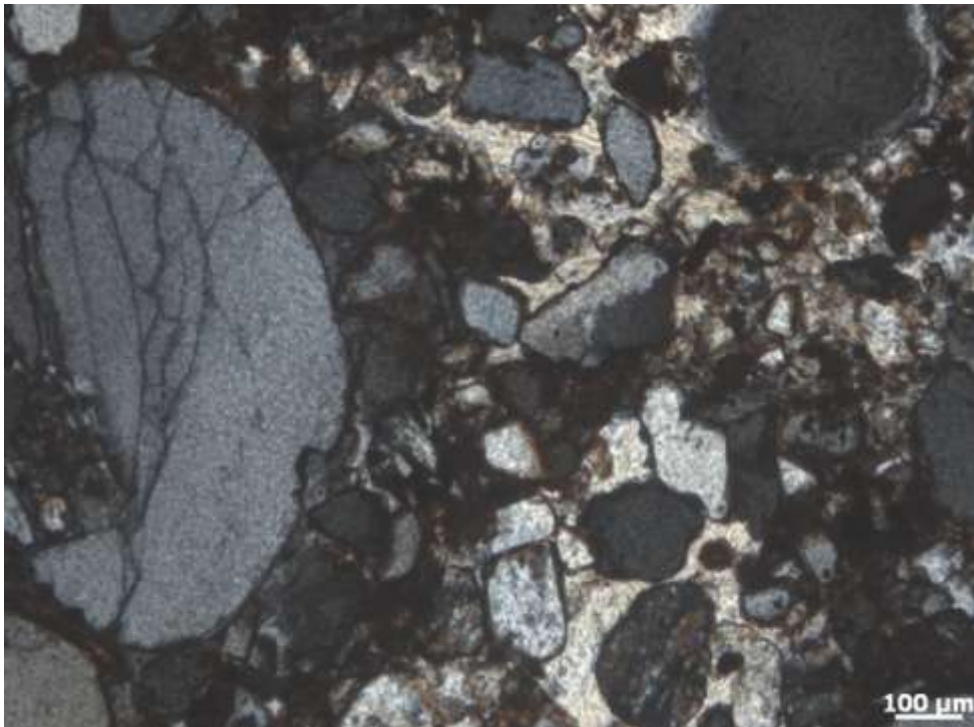
Nos arenitos da Formação Corda as feições que testemunham a compactação mecânica são: fraturamento de grãos de quartzo (Figura 15) e esmagamento de grãos pelíticos (Figura 14). Embora Schmidt e McDonald (1979) coloquem a compactação mecânica como um processo essencialmente mesodiagenético, De Ros e Moraes (1984) acreditam que muitos processos de rearranjo se deem em pequenas profundidades, após o soterramento, ainda no estágio eodiagenético.

Figura 14: Fotomicrografia de sublitoarenito representando clastos ducteis esmagados formando pseudo-matriz. Amostra A1-21.



Fonte: Do autor

Figura 15 - Fotomicrografia com destaque grão de quartzo fraturado.

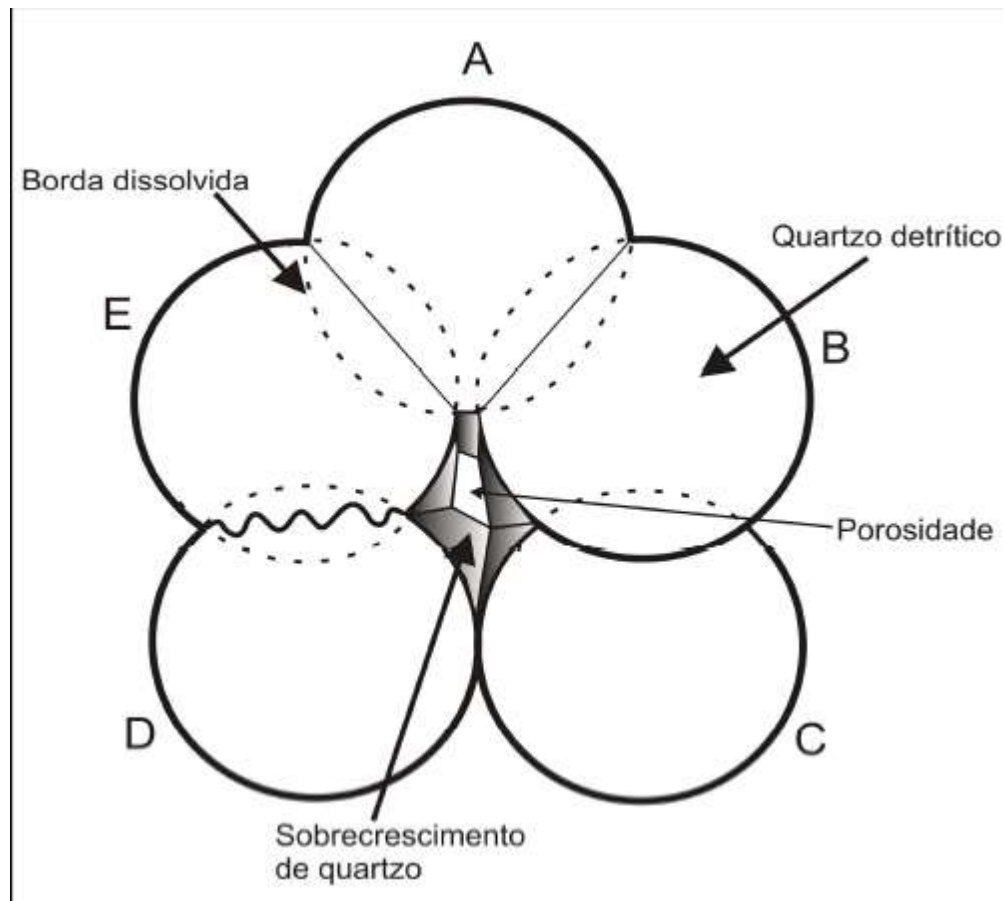


Fonte: Do autor

#### 7.4. COMPACTAÇÃO QUÍMICA

Segundo De Ros e Moraes (1984) a compactação química refere-se à dissolução por pressão (*pressure solution*) dos grãos ao longo de seus contatos tangenciais, onde a concentração de tensão é máxima (Figura 16). Este processo é resultado do aumento da solubilidade ao longo do contato entre grãos e na interface de sedimentos submetidos à esforços compressivos. O processo de dissolução por pressão é estimulado pela presença de filmes ou películas de argila eodiagênica (argila infiltrada mecanicamente) entre os grãos.

FIGURA 16 – Cinco grãos originalmente esféricos mostrando os limites dos grãos de quartzo, ocimento de quartzo e o *overlap* (porção do grão removida pela dissolução por pressão). Os tipos de contatos gerados são: AB-dissolução igual entre os grãos, BC- apenas dissolução de C, CD-contatossem dissolução, DE-dissolução igual com desenvolvimento de suturas, EA-dissolução desigual com pouca dissolução de E e muita dissolução de A.



Fonte: Houseknecht(1991).

A compactação química inicia-se ao final da eodiagênese e com o máximo no início da mesodiagênese, mas podendo progredir ao longo de toda diagênese (Caetano-Chang & Wu, 2003). As evidências de compactação química nos arenitos estudados são os contatos intergranulares côncavo-convexos (Figura 8B). No entanto, nota-se que a maioria dos contatos são retilíneos.

### 7.5. CRESCIMENTO SECUNDÁRIOS DE QUARTZO

A mesodiagênese é iniciada, na maioria dos arenitos, por uma caracterizada cimentação por sobrecrecimento de quartzo e feldspato como sobrecrecimento. Esta fase diagenética pode estar ausente quando películas de argila e/ou óxido-hidróxidos forem suficientes para isolar os grãos dos fluidos intersticiais (DE ROS; MORAES, 1984), esse não sendo o caso dos arenitos da Formação Corda que apesar de películas de argila e cimentação precoce de óxido-hidróxido de ferro ocorre cimentação por sílica.

O quartzo autigênico ocorre como sobrecrecimento que se dispõem, com continuidade óptica, em torno dos grãos detríticos, o que dificulta sua identificação, variando entre 0,5 e 4% dos constituintes do arcabouço da rocha. O reconhecimento desta fase é possível quando ocorre película de argila ou óxido-hidróxido de ferro em torno do grão como linhas de sujeira (*dust line*) (Figura 17).

Figura 17: Distinção entre grão e cimento de quartzo auxiliado pela linha de sujeira (*dust lines*) (seta vermelha). Amostra A1-21.



De Ros e Moraes (1984), Schmidt e McDonald (1979) e Walker (1960) acreditam que a principal fonte de sílica diagenética é a substituição generalizada de grãos e crescimentos secundários de silicatos durante a fase de cimentação calcítica mesodiagenética.

#### 7.6. CIMENTO DE CALCITA

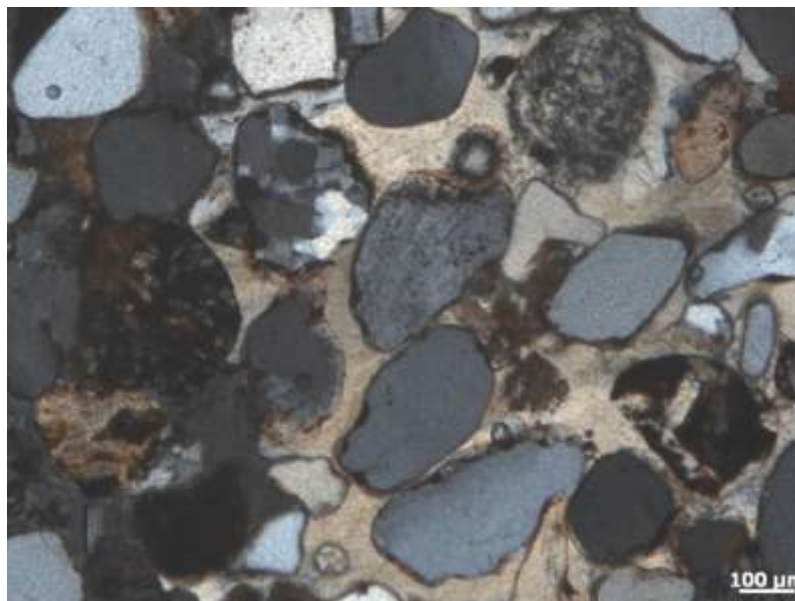
Esta fase carbonática mesodiagenética é muito comum em praticamente todos os arenitos com exceção daqueles nos quais a porosidade primária foi ocupada por fases diagenéticas anteriores (DE ROS; MORAES, 1984).

A origem do cimento carbonático parece estar inserida no contexto das variações de pH e saturação de sílica. Em sistemas naturais um dos principais agentes responsáveis por mudanças no pH é o dióxido de carbono. Outro fator normalmente responsável por essas mudanças está relacionado à percolação de água vadosa através de zonas ativas de intemperismo. Por exemplo, a elevação no pH pode ser resultante da zonas ativas de intemperismo. Por exemplo, a elevação no pH pode ser resultante da circulação e interação de águas através de ecções contendo rochas vulcânicas básicas em processo de alteração (PETTIJOHN *et al.*, 1973).

Fluidos contendo H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> e outros componentes formadores de calcita e zeólitas, havendo saturação de CO<sub>2</sub> precipita-se o carbonato até que se recomponha o equilíbrio das condições de formação de zeólitas. Estudos de paragênese em jazimentos zeolíticos, especialmente os formados por alteração de material vulcânico, em geral, apontam para a calcita como a última fase a ser gerada (SHEPPARD, 1991 e 1994), constatação que não parece ser aplicável à Formação Corda (REZENDE, 2002).

A cimentação calcítica ocorre apenas em amostras das associações de fácies de lençóis de areia e interdunas com proporções de até 6% do arcabouço rochoso (Figura 18).

Figura 18: Fotomicrografia identificando cimento calcíticopoiquilítico na cor creme amarrozada. Amostra A1-20.



Fonte: Do autor

### 7.7. GERAÇÃO DE POROSIDADE SECUNDÁRIA

A porosidade secundária pode ser criada durante o soterramento pela dissolução dos grãos e cimentos. Águas de formação ácidas o suficiente para isso podem ser produzidas pela liberação de solventes orgânicos dos lamitos adjacentes aos arenitos. Em alguns casos, esse processo está relacionado à geração e migração de hidrocarbonetos (SCHMIDT e MCDONALD, 1979; SURDAM *et al.*, 1984; 1989)

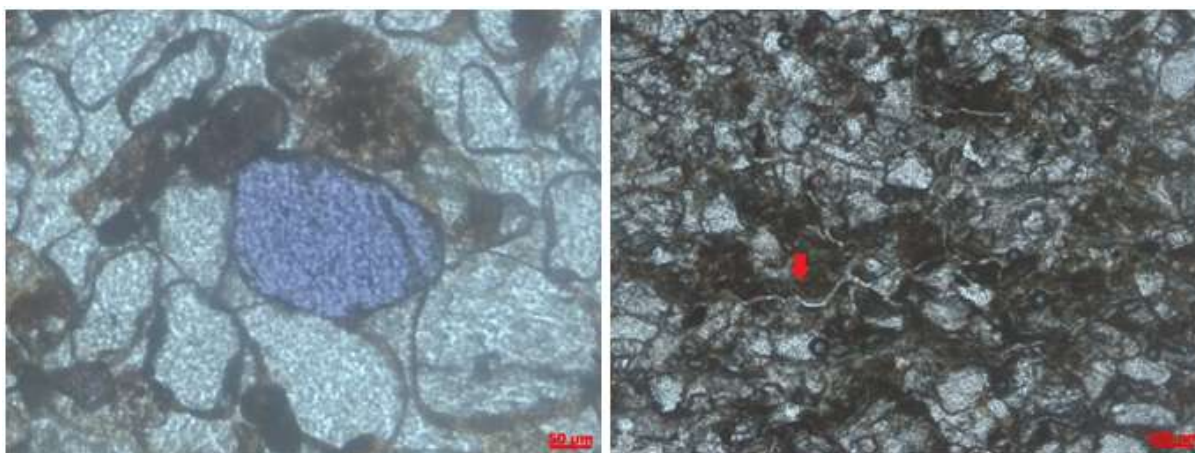
Outra fonte possível de águas ácidas é a infiltração de água meteórica, através de falhas/fraturas, na telodiagênese, que gera como subproduto a caulinita encontrada nas fácies de Duna Eólica e que tem pouco efeito sobre os carbonatos (NÓBREGA e FILHO, 2003). No caso dos arenitos da Fm. Corda foi provavelmente este último o mecanismo atuante, tendo em vista que a porosidade secundária foi gerada após a precipitação dos carbonatos, provocando a lixiviação dos feldspatos e precipitação de caulinita nos poros .

No entanto, além das fontes de CO<sub>2</sub> citadas acima, vários autores atribuem às intrusões ígneas uma importante fonte de CO<sub>2</sub>, podendo ser introduzida nos reservatórios a partir de fluidos hidrotermais ascendentes através de falhamentos. Em face do volume de intrusões ígneas datadas do Juro-Triássico na Bacia Parnaíba, é bem provável que tais processos tenham contribuído para a geração de alguma porosidade nos arenitos analisados (NÓBREGA e FILHO, 2003). Esse fato pode ser apoiado pela própria formação da Zeólita que, segundo

Rezende 2002, a gênese, na maioria dos casos, é um produto de alteração de cinzas e vidros vulcânicos ricos.

A porosidade secundária pode ser reconhecida nas amostras pela formação de poros do tipo mórdico e do tipo *shrinkage*. Alguns grãos sofrem uma dissolução tão intensa que não sobram elementos para que possam ser identificados, restando apenas os limites externos marcados por resíduos opacos ou pelo molde em cristais do cimento (NÓBREGA e FILHO, 2003)(Figura 19). Esse tipo de porosidade é chamada mórdica e apresenta distribuição média de traço a 7% nas lâminas. A infiltração de argilas resulta em porosidade secundária chamada *shrinkage* que ocorre devido a desidratação da argila em ambiente subaéreo(MORAES e DE ROS, 1990)

Figura 19: À esquerda poro mórdico formado pela dissolução de grãos instáveis, amostra A1-17. À direita porosidade secundária do tipo shrinkage (seta vermelha) formada por esmecitas, amostra A-17.



Fonte: Do autor

## 8. CONCLUSÃO

A descrição petrográfica permitiu a individualização de dois tipos de rochas, segundo a classificação de Folk (1974): sublitoarenito e quartzoarenito. O basalto da Formação MosquitoAs amostras das associações de fácies lençóis arenosos, canal fluvial e lobos de suspensão são tidas como sublitoarenito; as rochas de associação de fácies interduna úmidas são classificadas como quartzoarenitos; a associação de fácies duna eólica é equiparada aos dois litotipos. A sequênciadiagenética da Formação Corda inclui as seguintes fases: infiltração de argila mecânica; compactação mecânica e química; cimentação calcítica; *coating* ferruginoso e geração secundária de porosidade. Tais fases relacionam-se aos estágios e o a telodiagenéticos enquanto outros trabalhos concluíram que se delimitava ao início da mesodiagenese. Talvez trabalhos posteriores possam definir melhor o estágio diagenético.

Segundo Rezende & Angélica (1999) a extensiva zeolitização aponta para uma mineralização via um sistema hidrologicamente aberto em ambiente árido a semi-árido. Soluções ricas em CO<sub>2</sub> das intrusões básicas podem, por fim, lixiviar a calcita e depositar o cimento poiquilotópico de zeólita indicando uma gênese conjunta com a porosidade secundária.

O grau de maturidade mineralógica e textural dos arenitos da Formação Corda são tidos maturo a supermaturo na maioria das fácies devido à alta proporção de minerais mais resistentes como o quartzo em relação a feldspatos e ao bom arredondamento e seleção. A alta porcentagem de pseudomatriz causa inversão textural acentuada.

A difração de raios-X caracterizou a assembleia mineral formada basicamente por quartzo, feldspato, caulinita, zeólita e esmectita. A presença abundante de esmectitas indica condições paleoclimáticas áridas para estes depósitos. As zeólitas, provavelmente, do tipo estilbita tem uma grande aplicação industrial, esse trabalho pode permitir selecionar áreas de pesquisas para exploração mineral, identificado as possíveis fácies mineralizadas.

## REFERÊNCIAS

- ABRANTES, F.R.J. **Reconstituição paleoambiental do limite permiano-triássico da Bacia do Parnaíba, região de Loreto (MA)**. 2011. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharel em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2011.
- AGUIAR, G.A. **Bacia do Maranhão: geologia e possibilidades de Petróleo**. Belém: Petrobras, 1969. 55p. (Petrobras, Relatório Interno, 371).
- AGUIAR, G. A. Revisão Geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In: CONG. BRAS. GEOL., 25., 1971, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1971. v. 3, p.113-122.
- BAGNOLD, R. A. **The surface movement of blown sand in relation to meteorology, in desert research**.1953. p. 89-93. (Research Council of Israel Special Publication, 2). Disponível em: <>. Acesso em: 22 nov. 2014.
- CAMPBELL, D. F. **Estados do Maranhão e Piauí**. Rio de Janeiro: Conselho Nacional de Petróleo, 1949. p.68-74. (Relatório 1948).
- CHOQUETTE, P.W.; PRAY, L.C. Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 54, n. 2, p. 207-250, 1970.
- CUNHA, F.M.B. **Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico**. 1986. Dissertação (mestrado em geologia). Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio de Janeiro. 1986.
- DE ROS, L.F. & MORAES, M.A.S. 1984. Sequência diagenética em arenitos; uma discussão inicial. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 34. Goiânia, 1986. **Anais...**Goiânia, SBG. v. 1. p. 894-902.
- FOLK, R. L., 1974, **Petrology of sedimentary rocks**: Austin, Texas, Hemphill's Bookstore, 182p.
- FOLK, R. L., 1968, **Petrology of Sedimentary Rocks**: Austin, University of Texas Publication, 170 p. Folk, R.L. e Pittman, J.S. 1972. Lengths low chalcidony: a new testament for vanished evaporites. *Journal of sedimentary Petrology*. 41(4): 1045-1058
- FOLK, R. L., 1959, **Practical petrographic classification of lime-stones**: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 43, p. 1-38
- FRYBERGER, S.G., AHLBRANDT, T.S. AND ANDREWS, S. 1979. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle Eolian "Sandsheet" deposits, **Great Sand Dunes National Monument and vicinity**, Colorado. *J. Sediment. Petrol.*, v. 49(3), p. 733-746.
- GLENNIE, K.W. 1987. **Desert Sedimentary Environments, Present and Past - A Summary**. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam - Printed in the Netherlands. *Sedimentary Geology*, v.50, p.135-165.
- GÓES, A.M.O. 1995. **A Formação Poti (Carbonífero Superior) da Bacia do Parnaíba**. Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 171 p.
- GÓES A.M.O. & FEIJÓ F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, **Boletim de Geociências**, 8(1):57-67.

- KOCUREK G. 1996. **Desert aeolian systems**. In Reading H.G. (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3ed. Blackwell Science, London, 125-153.
- KOCUREK G. 1981. **Significance of interdune deposits and bounding surfaces in Aeolian dune sands**. *Sedimentology* 28, 753-780.
- KOCUREK G. & DOTT R.H. 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of aeolian sand. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51(2):579-595.
- KOCUREK G. & HAVHOLM K.G. 1993. **Eolian sequence stratigraphy - A conceptual framework**. In Weimer P. e Posaamentier (Eds.). *Siliciclastic sequence stratigraphy: Recent developments and applications*. AAPG Mem. v.58, p.393-400.
- KOCUREK G. & NIELSON J. 1986. **Conditions favorable for the Formation of warm-climate aeolian sand sheets**. *Sedimentology*, 33:795-816
- LANGFORD, R. & BRACKEN, B., 1987. Medano Creek, Colorado, a model for upper-flow-regime fluvial deposition. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 863-870.
- LIMA, E. A. M. e LEITE, J.F. 1978. **Projeto estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia do Parnaíba**. Relatório Final da Etapa III. Volume II. DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral, CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Convênio DNPM/CPRM.
- LISBOA, M.A.R. 1914. 1994. **The Permian geology of Northern Brazil**. New Haven, Am.Jour.of Sci. Ser. 4, v. XXXVII, n. 221. In:
- GÓES, A.M.O. e FEIJÓ, F.J.. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, **Bol. Geoc. PETROBRÁS**. Rel. interno. v. 8, n. 1.
- MCKEE M.D. & WEIR G.W. 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 64(4):381-390.
- MCKENZIE., 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman, London, 148p.
- MESNER, J. C. e WOOLDRIDGE, P. 1964. Estratigrafia das bacias Paleozóica e Cretácea do Maranhão, **Bacias costeiras paleozóicas e cretáceas do Maranhão - Nordeste do Brasil**, Rio de Janeiro. (Boletim Técnico da Petrobrás 7 (2).
- MIALL A. D. 1985. Architectural element analysis – a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review*, 22(4):105-118.
- MIALL, A.D. & Tyler, N.1991. **The three-dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implication Hydrocarbon Discovery and Recovery**. Tulsa, SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology.
- MIZUSAKI, A.M.P.; THOMAZ FILHO, A. 2004. **O Magmatismo Pós-Paleozóico do Brasil**. p.281-291. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.R.; Brito-Neves, B.B. (Org). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p.281-291.
- MORAES, M.A.S. & DE ROS, L.F. 1990. **Infiltrated clays in fluvial Jurassic sandstones of Recôncavo Basin**, northeastern Brazil. *Journal of Sedimentary Petrology*, 809-819.
- NÓBREGA, V.A. e FILHO, M.L. **Estudo diagenético da sucessão de rochas siliciclásticas do poço 2cp-1pe**: Uma contribuição aos reservatórios da formação cabo. *Estudos geológicos* v. 13, Página 84, 2003.

NORTHFLEET, A. A.; Melo, M. T. 1967. **Geologia da Região Norte de Balsas-aranhão**. Belém, PETROBRÁS, 55p. (Relatório Técnico, 268).

PETTIJOHN, F.J. **Sedimentary rocks**. New York: Hafner, 1973. 718 p.

RABELO, C.E.N. 2013. **Paleoambiente da planície vulcânica da Formação Mosquito e a implantação do deserto úmido da Formação Corda, Jurássico superior, centro-oeste da Bacia do Parnaíba**. Dissertação (Mestrado em Geologia ) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2013

REGIÕES-deserticas-ambientes-depositos.Disponível em: <  
<http://www.ebah.com.br/content/ABAAAgSioAE/>>. Acesso em: 10 nov. 2014.

REZENDE, N.G.A.M. 1997. **Argilas Nobres e Zeólitas da Bacia do Parnaíba**; Relatório Final de Projeto. Belém, CPRM, 33p. (Informe de Recursos Minerais, Serie Diversos, n.2).

REZENDE N.G.A.M. 2002. **A zona zeolítica da Formação Corda – Bacia do Parnaíba**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, 141p.

RICHARDS, M.A., DUNCAN, R.A., Courtillot, V.E. 1989. **Flood basalts and hot-spot tracks: plume heads and tails**. *Science* v.246, p.103-107.

ROSSETTI D.F. 2001. **Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes**. *J. South Am. Earth Sci.*, 14:77-89.

SANTOS, M. E. C. M. e **Carvalho, M. S. S.** 2004. **Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís, Reconstituições Paleobiológica**. Rio de Janeiro: CPRM – Serviço Geológico do Brasil/ DIEDIG/DEPAT– CD-ROM.

SCHOBENHAUS C, CAMPOS DA, DERZE GE & ASMUS HE (Coord.). 1981. **Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais** (Escala 1:2500 000). Brasília: DNPM.

VAZ, P.T.; REZENDE N.G.A.M.; Filho, J.R.W.; Travassos, W.A.S. 2007. **Boletim De Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p. 253-263, maio/nov.

WALKER, R.G. e James N.P. (EDS). 1960. **Facies models response to sea level change**. *Geological Association of Canadá*. P.1-113.

WHITNEY, D. L. e EVANS, B. W. **Abbreviations for names of rock-forming minerals** *American Mineralogist*, Volume 95, pages 185–187, 2010

