



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**PALEOAMBIENTE DA FORMAÇÃO MOSQUITO E A
IMPLANTAÇÃO DO SISTEMA DESÉRTICO ÚMIDO DA
FORMAÇÃO CORDA, JURÁSSICO SUPERIOR, CENTRO-
OESTE DA BACIA DO PARNAÍBA**

Dissertação apresentada por:

CLEBER EDUARDO NERI RABELO

Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA)

**BELÉM
2013**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da UFPA

R114p Rabelo, Cleber Eduardo Neri

Paleoambiente da Formação Mosquito e a implantação do sistema desértico úmido da Formação Corda, Jurássico Superior, Centro-Oeste da Bacia do Parnaíba/ Cleber Eduardo Neri Rabelo; Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira– 2013
xix, 81f.: il.

Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2013.

1. Geologia estratigráfica-Jurássico. 2. Bacia do Parnaíba. 3. Sistema desértico úmido. 4. Formação Corda. 5. Formação Mosquito. 6. Arenitos *intertrap*. I.Nogueira, Afonso César Rodrigues, *orient*.II. Universidade Federal do Pará.III. Título.

CDD 22^a ed.:551.77



Universidade Federal do Pará

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**PALEOAMBIENTE DA FORMAÇÃO MOSQUITO E A
IMPLANTAÇÃO DO SISTEMA DESÉRTICO ÚMIDO DA
FORMAÇÃO CORDA, JURÁSSICO SUPERIOR, CENTRO-
OESTE DA BACIA DO PARNAÍBA**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

CLEBER EDUARDO NERI RABELO

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA.**

Data de Aprovação: 06 / 03 / 2013

Banca Examinadora:


Prof. Afonso César Rodrigues Nogueira
(Orientador-UFPA)


Prof. Giorgio Basilicci
(Membro-UNICAP)


Prof. José Bandeira Cavalcante da Silva Junior
(Membro-UFPA)

Dedico este trabalho a minha mãe,
que sempre me apoiou.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus pela sua grandiosa bondade, por ter me dado força e sabedoria para que eu pudesse chegar até aqui. Por ter me sustentado espiritualmente e entre outros vários motivos que torna-se difícil de expressar nem com uma infinidade de linhas.

Ao prof. Dr. Afonso Nogueira pelas preciosas orientações, oportunidades, ensinamentos e paciência na realização deste trabalho. Pelos momentos de descontração e alegrias das conversas informais. Pelos ensinamentos não só profissionais, mas também pelas lições de vida.

Ao prof. Dr. Rômulo Simões Angélica pelas orientações, discussões e oportunidade de trabalhar ao seu lado.

Ao prof. Dr. Werner Truckenbrodt pelos valiosos ensinamentos em campo e em laboratório que muito contribuíram para o meu amadurecimento profissional.

Ao Programa de Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa.

Ao Estágio de Campo I, turma de 2005, sob a coordenação do Prof. Pina de Assis, cujo trabalhos de mapeamento permitiram identificar a sucessão jurássica da Bacia do Parnaíba descrita neste trabalho.

Ao prof. Dr. Vladimir de Araújo Távora pela a oportunidade de trabalhar no grupo PET (Programa Educação Tutorial) tendo na ocasião, participado de diversas tarefas que só acrescentaram no meu crescimento.

Aos meus pais Cleide Neri Rabelo e Almir Raimundo, a minha irmã Kely Neri Rabelo pelos estímulos, incentivos, investimentos e apoio durante toda a minha vida de estudante.

A minha amada esposa Claide Maria Alfaia dos Santos Rabelo que me deu apoio e compreensão durante esses longos anos na academia.

A minha filha Rayssa Eduardo dos S. Neri Rabelo pelos afetos e sorrisos maravilhosos que serviram de estímulo.

Ao amigo Igor Amaro Raiol Diniz, que trabalha agora na empresa PETROBRAS, que muito me ajudou nos trabalhos de campo, laboratório e na elaboração deste trabalho.

Aos meus amigos Raphael Serra (*in memoriam*), Rômulo (PM), Wagner (vaquinha), Junior e Thiago. Aos primos Ronaldo Neri, Kleberon Misaque, Kermeson Neri, Ricardo Serra (metal), Cleiton Neri, Gleiton Jones, Macelo (cabeça), tão importantes quanto irmãos para mim.

Aos colegas da turma de geologia 2006 pela grande amizade construída ao longo desses cinco anos, em especial aos amigos Osmarley Furtado (madruginha), Thiago José Jardim Silva, Eduardo Albuquerque (dudu), Francisco Romério Abrantes Junior (latino), Jardel Mesquita (o chefe), Hudson Pereira Santos (um grande amigo), Paulo Henrique Araújo Lima (Ph-chefe), Débora Soraya (chefe), Antônio Francisco Junior (Az), Rafael Martins Marques (surfista prateado) e Cesar Christian.

Aos colegas do grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (Gsed) em especial a James Ratis Terra da Trindade (CEFET e UFPA), José Bandeira (jb), Anderson Mendes, Joelson Lima (Jôe), Pedro Augusto (pedrosa), Isaac Rudnitzki (small), Isaac Salém Alves Azevedo Bezerra (um grande amigo) e Valber Gaia.

“Posso todas as coisas
naquele que me fortalece”
(Filipenses 4.13)

RESUMO

O Mesozóico foi marcado por mudanças geológicas significativas, decorrentes de soerguimentos resultante da orogenia Gonduanide, que possibilitou a implantação de sistemas desérticos concomitantemente com expressivos eventos magmáticos. Na Bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil, estes eventos estão registrados nas unidades siliciclásticas do Triássico, os arenitos da Formação Sambaíba, representadas pelos derrames basálticos e arenitos fluviais e eólicos subordinados da Formação Mosquito e pelos arenitos flúvio-eólicos da Formação Corda. O estudo de fácies e estratigráfico realizado em afloramentos e testemunhos de sondagem na região entre Formosa da Serra Negra e Montes Altos, Estado do Maranhão, possibilitou reconstituir o paleoambiente do topo da Formação Mosquito e da Formação Corda, e inferir condições paleoclimáticas para a porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba durante o Jurássico. Foram identificadas vinte fácies sedimentares agrupadas em cinco associações de fácies (AF) representativas de uma planície vulcânica com depósitos fluviais esporádicos e arenitos eólicos subordinados (AF1-Formação Mosquito), sucedida pela instalação de um sistema desértico úmido (AF2-AF5; Formação Corda). A planície vulcânica (AF1) constitui derrames basálticos intercalados com arenitos finos a grossos (arenitos *intertrap*) compostos por grãos arredondados a subangulosos de quartzo, feldspatos e fragmentos de vidro vulcânico. Os arenitos apresentam estratificações plano-paralela e cruzada de baixo ângulo, preenchendo geometria de canal ou em corpos tabulares. Depósitos de canal fluvial entrelaçado (AF2) consistem em conglomerados polimíticos, com grânulos e seixos subarredondados a angulosos de basalto, e arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada e acamamento maciço. Os lençóis arenosos (AF3) foram divididos em dois elementos arquiteturais (EA), o primeiro (EA1) consistem em arenitos finos a muitos com geometria tabular e estruturas de deformação, o segundo (EA2) é composto por arenito fino a grosso com estratificação cruzada acanalada e laminação cruzada cavalgante, *gutter cast* de pequeno porte. O campo de dunas (AF4) foi subdividido em dois conjuntos de fácies (C), o primeiro (CI) é caracterizado por arenitos com estratificações cruzadas tabular e tangencial de pequeno a médio porte, estratificação plano-paralela e laminação cruzada cavalgante transladante subcrítica. O segundo (CII) consiste de arenitos finos a médios, moderadamente selecionados, laminação ondulada e estruturas de adesão e gretas de contração com *rip-up clast*, *curled mud flakes*, forma ciclos de raseamento centimétricos, com topo marcado por horizontes mosqueados, ricos em óxido/hidróxido de ferro, bioturbações e gretas de contração, interpretados como depósitos de interdunas úmidas.

Os lobos de suspensão (AF5) consistem em arenitos finos intercalados com pelitos e arenito/pelito com estratificação cruzada complexa. A abundância de esmectita na AF4 aponta para condições de clima semiárido. No Jurássico, a região centro-oeste da Bacia do Parnaíba, foi submetida a movimentos distensivos com recorrência de derrames básicos advindos de fissuras na crosta. Durante os intervalos de aquiescência sedimentos de rios efêmeros preenchiavam depressões ou espraivavam-se na planície vulcânica. O final da atividade magmática foi sucedido pela implantação do deserto Corda com campo de dunas e canais fluviais efêmeros (*wadi*) que retrabalharam parte da planície vulcânica e esporadicamente invadiam os lençóis arenosos. Comparado aos *ergs* do Permo-Triássico (Formação Sambaíba), o deserto Jurássico da Formação Corda foi mais úmido e menos extenso precedendo os sistemas fluviais e costeiros de clima mais ameno do Cretáceo da Bacia do Parnaíba.

Palavras - chave: Geologia Estratigráfica-Jurássico. Bacia do Parnaíba. Sistema desértico úmido. Formação Corda. Formação Mosquito. Arenitos *intertrap*.

ABSTRACT

The Mesozoic was marked by significant geological changes, resulting of the Gondwana Orogeny uplifts, which propitiated the implantations of desertic systems concomitantly with expressive magmatic events. In the Parnaíba Basin, northeastern Brazil, these events are recorded in the Triassic Sambaíba Formation, and the Jurassic units, represented by basaltic flows, subordinated fluvial and eolian sandstones of Mosquito Formation and by fluvio-aeolian deposits of Corda Formation. Outcrop- and core-based stratigraphic and facies analysis carried out in the Formosa da Serra Negra and Montes Altos regions, State of Maranhão, allowed the paleoenvironmental reconstitution of the Upper Mosquito and Corda formations. Additionally, we infer paleoclimate conditions for the westen-central portion of the Parnaíba Basin during the Jurassic. Were identified twenty sedimentary facies were grouped into five facies associations (FA) representing a volcanic plain deposits with sporadic fluvial and eolian sandstones (FA1- Mosquito Formation), succeeded by the installation of a wet desert system (AF2-AF5; Corda Formation). The volcanic plain (FA1) consists of basaltic flows interbedded with fine to coarse-grained sandstones (intertrap sandstones) composed of subangular to rounded grains of quartz, feldspars and volcanic glass fragments. The sandstones exhibit even parallel and low-angle cross stratifications, filling channel geometry or in tabular beds. Braided channel deposits (FA2) consist of polymictic conglomerates, with subrounded to angular pebbles and granules of basalt, and sandstone with massive bedding and trough cross-bedding. The sandy sheets (FA3) were divided into two architectural elements (AE), the first (AE1) is composed by thin and coarse grained sandstone whit adhesion lamination, adhesion warts, wind and water ripples marks, small-scale gutter cast and load cast structures. The dune field (FA4) is characterized by fine to medium-grained sandstone, with rounded grains, displaying small to medium-scale planar and tangential cross stratification of small to medium size, even parallel and cross laminations, even parallel stratification and subcritically climbing translent strata. Fine to medium sandstone, moderately selected, beds with rip-up clast, curled mud flakes, flaser bedding and locally massive bedding, are organized in centimetric shallowing upward cycles. In the upper portion of cycles occur iron oxide/hydroxide mottled horizon, bioturbações, root marks and mud cracks interpreted as wet interdune deposits. Suspension lobes deposits (FA5) consist of fine grained sandstones and massive mudstones forming complex cross stratification with low angle and even parallel lamination, wavy and flaser beddings. Kaolinite and iron oxide-

hydroxide are abundant in FA1 and FA2, and characterize the subaqueous environments, while the abundance of smectite in paleosoils of FA4 indicates semi-arid climate. In the Jurassic, the central western region the Parnaíba Basin, was affected by extensional tectonics with recurrent eruptions of basic lava flow along of fissures system. During the intervals without magmatic activity, sediments supplied of ephemeral rivers were distributed in sheet flow or filled depressions on the volcanic plain. The end of magmatic event was succeeded by implantation of the Corda desert formed by dune field and ephemeral fluvial channels (wadi) that reworked partly the volcanic plain deposits and sandy sheet setting. The Jurassic desert of Corda Formation was wetter and smaller than to the Perm-Triassic ergs (Sambaíba Formation), preceding the extensive and warmer and coastal systems in the Cretaceous of the Parnaíba Basin.

Keywords: Stratigraphic Geology-Jurassic. Parnaíba Basin. Wet desert system. Corda Formation. Mosquito Formation. Intertrap sandstones.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1-	Mapa de localização e geológico simplificado da área de estudo, região Montes Altos e Formosa da Serra Negra-Ma.....	2
Figura 2-	Mapa de localização da Bacia do Parnaíba com as suas principais feições geológicas.....	5
Figura 3-	Seção geológica da Bacia do Parnaíba, mostrando a distribuição dos <i>grábens</i> precursores da bacia.....	6
Figura 4-	Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba destacando o intervalo estudado....	7
Figura 5-	Evolução do conhecimento estratigráfico da Formação Mosquito e Formação corda na Bacia do Parnaíba.....	10
Figura 6-	Paleogeografia global durante o início do Jurássico com posicionamento da Bacia do Parnaíba.....	12
Figura 7-	Distribuição espacial das formações Mosquito e Corda na Bacia do Parnaíba.....	14
Figura 8-	Coluna litoestratigráfica da sucessão jurássica da Bacia do Parnaíba, na região de Montes e Formosa da Serra Negra, Estado do Maranhão, com descrição das principais litologias e paleoambiente.....	16
Figura 9-	Aspectos gerais das unidades estratigráficas da região estudada, formações Sambaíba, Mosquito, Corda, Grajaú e Codó.....	17
Figura 10-	Aspectos gerais da sucessão jurássica estudada. Arenitos com estratificação cruzada tabular exibindo feições de disjunção colunar. Detalhe de disjunção em forma de pequenos cilindros. Seção Panorâmica com desenho esquemático de falha normal gerando uma dobra de arrasto no bloco baixo...	18
Figura 11-	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.....	21

Figura 12-	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.....	22
Figura 13-	Aspectos faciológicos da parte superior da Formação Mosquito, região de Formosa da Serra Negra, com arenitos <i>intertrapp</i> intercalado por derrames basálticos, e interpretação da seção panorâmica mostrando.....	24
Figura 14-	Aspectos faciológicos dos arenitos <i>intertrap</i> da Formação Mosquito com arenito <i>intertrap</i> com geometria tabular, lâminas de arenito silicificado levemente onduladas, clasto de sílex imbricado envolvido por grãos de vidro vulcânico elaminações plano-paralela.....	25
Figura 15-	Perfil estratigráfico de detalhe da porção Superior da Formação Mosquito, na base da Serra Negra. Diques clásticos constituídos por arenitos finos a muito fino. Basalto amigdaloidal característico do topo de derrames da Formação Mosquito.....	26
Figura 16-	Modelo deposicional da parte superior da Formação Mosquito.....	28
Figura 17-	Ortoconglomerado polimítico. Camadas arenitos grossos com estratificação de baixo ângulo sobreposta por arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada. Intercalação de camadas conglomeráticas. Camadas tabulares centimétricas de <i>lags</i> conglomeráticos sobrepostos por arenitos com laminações plano-paralelas.....	31
Figura 18-	Aspectos gerais da AF3 com principais características da EA1. Arenitos tabulares com estratificação plano-paralela. Perfil negativo na base das camadas revelam estruturas de sobrecarga e em chama.....	33
Figura 19-	Aspectos gerais da AF3-EA2 com seção panorâmica mostrando a geometria tabular das fácies. Contato erosivo entre arenits com laminação cruzada transladante (Apc) e arenitos médios a grossos com estratificação plano-paralela (Ap).Detalhe da laminações cruzada cavalgante transladante exibindo areia média em alto relevo e seixo em arenitos grossos da fácies Ap.....	35

Figura 20-	Geometria de canal preenchida por arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada. Arenitos com laminação plano-paralela e laminação cruzada transladante. <i>Gutter casts</i> preenchidos por arenitos grossos mal selecionados com seixos esporádicos. Estruturas de deformação ocorrem na base do <i>gutter cast</i>	36
Figura 21-	Camadas tabulares com estratificação planar e de baixo-ângulo e alternância de arenito com laminação cruzada e laminações de adesão. Ciclos de ressecamento ascendentes (<i>drying upward</i>).....	37
Figura 22-	Arenito fino com estrutura de deformação, laminação de adesão e estruturas de gratas de contração preenchidas por arenitos. Seixos de argila contorcidos (<i>curled clay flakes</i>) e argilito maciço muito fragmentação em decorrente da má conservação dos testemunhos de sondagem.....	38
Figura 23-	Interpretação paleoambiental da AF3. Fases de deflação com retrabalhamento eólico da planície arenosa geram formas de leito arrasadas e marcas de adesão e de vento. Períodos com maior aporte de água, proveniente de inundações relâmpago (<i>flash flood</i>), retrabalham os sedimentos previamente depositados, espalhando-se na planície com fluxo confinado limitado.....	40
Figura 24-	Arenitos finos médios com estratificações cruzada tabular, tangencial e plano-paralela. Desenho esquemático com principais estruturas e superfícies limitantes.....	42
Figura 25-	Arenito com estratificação cruzada tabular sobrepostos por estratificação cruzada tangencial. Detalhe de laminação produzida por fluxo de grãos (<i>grain flow</i>), queda de grãos (<i>grain fall</i>) e laminação cruzada cavalgante subcrítica.....	43
Figura 26-	Arenito com laminação cruzada tabular produzida por fluxo de grãos (<i>grain flow</i>) e queda de grãos (<i>grain fall</i>).....	44
Figura 27-	Detalhe de arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica e laminação tipo <i>pinstripe</i>	44

Figura 28-	Afloramento no topo da Serra Negra. Transição entre a AF3 representada pela fácies Apb e AF4.....	45
Figura 29-	Arenitos de depósitos de interdunas com estruturas de bioturbação, sobrepondo arenitos com estratificação cruzada tabular e cruzada tangencial.	46
Figura 30-	Arenitos finos a grossos com laminação cruzada e bioturbação. Gretas de dissecação preenchidas por arenitos e com estruturas de bioturbação.....	47
Figura 31-	Pelitos laminados de coloração avermelhada da Formação Corda. Arenito com laminação cruzada cavalgante. Ritimito pelito/arenito com laminação plano-paralela. Arenito fino com laminação cruzada sigmoidal.....	50
Figura 32-	Arenito e pelitos laminados de coloração avermelhada da Formação Corda. Contato entre arenito da Formação Corda e pelitos laminados da Formação Codó.....	51
Figura 33-	Diagrama triangular de Folk (1968), com a composição detrítica dos arenitos da intertrap da Formação Mosquito (AF1) e da Formação Corda (AF3 e AF4).....	52
Figura 34-	Desenho esquemático do arcabouço dos litoarenitos <i>intertrap</i> da Formação Mosquito.....	54
Figura 35-	Fotomicrografias dos arenitos <i>intertrap</i> da AF1 com coroas de calcedônia, arenito silicificado com gradação inversa, grânulos de sílex e vidro vulcânicos recobertos por coatings.....	55
Figura 36-	Fotomicrografia dos arenitos <i>intertrap</i> (AF1) com quartzo monocristalino com embaçamento, cimentado por zeólita e sílica syntaxial em forma de franja prismática em paliçada.....	57
Figura 37-	Fotomicrografias mostrando o padrão bimodal dos arenitos correspondentes aos depósitos eólicos. Grãos de quartzo monocristalino e fragmentos de rocha vulcânica, bem selecionado, com alta esfericidade, e eventual contato côncavo-convexo.....	58

Figura 38-	Fotomicrografia de quartzo monocristalino envolvido por cimento de zeólita. Grão de quartzo policristalino, fragmento de rocha pelítica e quartzo monocristalino. Plagioclásio detrítico e quartzo policristalino. Grão de quartzo monocristalinos, com cutículas de argila, e grãos de quartzo com pontes de argila.....	59
Figura 39-	Constituintes diagenéticos e porosidades dos arenitos da Formação Corda.....	61
Figura 40-	Individualização dos ambientes deposicionais por meio da análise de <i>cluster</i> , levando em consideração a mineralogia predominante.....	63
Figura 41-	Individualização grupos e subgrupos por análise de <i>cluster</i> . O grupo A apresenta caulinita com diferentes graus de cristalinidade e seus respectivos difratogramas.....	64
Figura 42-	Variações mineralógicas observadas nos subgrupos, evidenciada pela elevação do background.....	65
Figura 43-	Difratograma de amostra do grupo B, com quartzo (Qtz) e zeólita do tipo estilbita (Stb).....	65
Figura 44-	Análise de cluster com destaque para o grupo B representado por amostras com calcita (C), zeólita (Z) e em menor quantidade feldspato.....	66
Figura 45-	Análise de cluster do grupo C, representado pelas amostras que apresentam esmectita e hematita. As amostras apresentam um “ <i>trend</i> ” crescente do teor de esmectita, com dois subgrupos, com base na quantidade de hematita.....	67
Figura 46-	Difratograma de argilomirais da Formação Corda, caracterizados pela presença de esmectitas-montmorilonitas, com picos de 15Å analisadas seca ao ar, glicolada e aquecida.....	67
Figura 47-	Síntese das interpretações paleoambientais para a sucessão jurássica da porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba.	69

LISTA DE TABELAS

Tabela 1-	Fácies e associação de fácies das formações Corda e Mosquito	19
Tabela 2-	Descrição e interpretação dos elementos arquiteturais dos arenitos <i>intertrap</i> ...	27
Tabela 3-	Principais Características faciológicas da AF3.....	32

SUMÁRIO

	DEDICATÓRIA	iv
	AGRADECIMENTOS	v
	EPIGRAFE	vii
	RESUMO	viii
	ABSTRACT	x
	LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xii
	LISTA DE TABELAS	xvii
1	INTRODUÇÃO	1
1.1	APRESENTAÇÃO.....	1
1.2	OBJETIVOS.....	2
2	MATERIAIS E MÉTODOS	3
2.1	ANÁLISE DE FÁCIES.....	3
2.2	ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	3
2.3	DIFRAÇÃO DE RAIOS-X.....	3
3	BACIA DO PARNAÍBA	4
3.1	ASPECTOS GERAIS E TECTÔNICOS.....	4
3.2	ESTRATIGRAFIA.....	6
3.2.1	Sequência siluriana	6
3.2.2	Sequência mesodevoniana-eocarbonífera	7
3.2.3	Sequência neocarbonífera-eotriássica	8
3.2.4	Sequência jurássica	8
3.2.5	Sequência cretácea	8
3.2.6	Rochas magmáticas	9
3.3	ANÁLISE CRÍTICA DAS PROPOSTAS ESTRATIGRÁFICAS.....	10
4	A ERA MESOZÓICA	11
4.1	CONSIDERAÇÕES GERAIS.....	11
5	A SUCESSÃO NEO-TRIÁSSICA DA PORÇÃO CENTRO-OESTE DA BACIA DO PARNAIBA	13
5.1	TRABALHOS ANTERIORES.....	13
5.2	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES.....	15

5.2.1	Aspectos gerais	15
5.2.2	Planície vulcânica com rios efêmeros (AF1)	23
5.2.3	Fluvial entrelaçado (AF2)	29
5.2.4	Lençóis de areia (AF3)	32
5.2.5	Campo de dunas (AF4)	41
5.2.6	Lobos de suspensão em lagos efêmeros (AF5)	49
6	PETROGRAFIA	52
6.1	DESCRIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DOS ARENITOS	52
6.2	ARENITOS <i>ITERTRAP</i>	52
6.2.1	Composição detrítica	56
6.2.2	Cimento, porosidade e pseudomatriz	56
6.3	ARENITOS DA FORMAÇÃO CORDA	57
6.3.1	Composição detrítica	58
6.3.2	Pseudomatriz, cimento e porosidade	60
7	ANALISE DE DIFRAÇÃO DE RAIOS-X (AGRUPAMENTO)	62
7.1	SEPARAÇÃO DOS GRUPOS MINERALÓGICOS	62
8	DISCUSSÃO SOBRE PALEOAMBIENTE, PALEOCLIMA, ASPÉCTOS DIAGENÉTICOS E MODELO DEPOSICIONAL	68
9	CONCLUSÕES	73
	REFERÊNCIAS	74

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Os sistemas desérticos e as bacias evaporíticas que caracterizam o final do Permiano e início do Triássico foram concomitantes aos eventos de soerguimento e intenso magmatismo básico ocorridos no supercontinente Gondwana. Estas condições exclusivamente continentais perduraram até o Jurássico e EoCretáceo, período de ruptura e separação do megacontinente Gondwana, que resultou na formação do atual *rift* intercontinental oceânico, a Cadeia Mesoatlântica (Zalán, 1991). Registros destes eventos na Bacia do Parnaíba, nordeste do Brasil, são representados por derrames basálticos e depósitos siliciclásticos continentais que ainda são pouco conhecidos do ponto de vista faciológico. Além disso, as relações estratigráficas da sucessão jurássica na Bacia do Parnaíba ainda não são consensuais, apesar da grande contribuição, em nível de reconhecimento geológico regional, realizado principalmente pela PETROBRÁS (Góes, *et al.* 1990; Góes & Feijó, 1994). Atualmente a Bacia do Parnaíba tem sido considerada como potencialmente viável para a exploração do petróleo e o entendimento do intervalo Mesozóico, o maior produtor do mundo de hidrocarbonetos, motiva a pesquisa deste trabalho de mestrado, fornecendo a oportunidade de desvendar o paleoambiente de potenciais rochas reservatórios jurássicas como os arenitos flúvio-eólicos da Formação Corda. Além disso, arenitos intercalados na base e no topo dos basaltos jurássicos da Formação Mosquito, os chamados “arenitos *intertrap*”, têm sido relatados por vários autores (Northfleet & Melo 1967, Rezende 2002). Sua origem não tem sido interpretada adequadamente, e da mesma forma que os depósitos da Formação Corda, são modelos de rochas reservatórios e, devido ao fato de serem selados pelos basaltos, ainda são pouco discutidos na geologia do petróleo (Góes *et al.* 1990, Góes & Feijó 1994).

O presente trabalho faz a reconstituição do paleoambiente de deposição da sucessão jurássica que inclui o topo da Formação Mosquito e a Formação Corda, com base na análise de fácies e estratigráfica nas regiões de Formosa da Serra Negra e Montes Altos, Estado do Maranhão, nordeste do Brasil. A maior expressão morfológica da região estudada é a Serra Negra, onde foram confeccionados os principais perfis estratigráficos com mais de 80 m de altura e distribuídos por 200 m de extensão. Testemunhos de sondagens da região de Montes Altos, cedidos pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), complementaram o estudo estratigráfico, fornecendo um arcabouço consistente para o entendimento paleoambiental e paleogeográfico da sucessão Neojurássica da porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba (Figura 1).

1.2 OBJETIVOS

O objetivo desta dissertação é a reconstituição paleoambiental dos arenitos que ocorrem intercalados aos basaltos do topo da Formação Mosquito e dos depósitos da Formação Corda, na porção Sudoeste da Bacia do Parnaíba. Os objetivos específicos foram: a) estabelecer um melhor entendimento das relações estratigráficas dos arenitos *intertrap* da Formação Mosquito com as unidades adjacentes; b) propor um modelo deposicional para a sucessão jurássica e ampliar o entendimento paleogeográfico da porção central da Bacia do Parnaíba c) inferir as condições paleoclimáticas para a época de deposição da sucessão jurássica estudada.

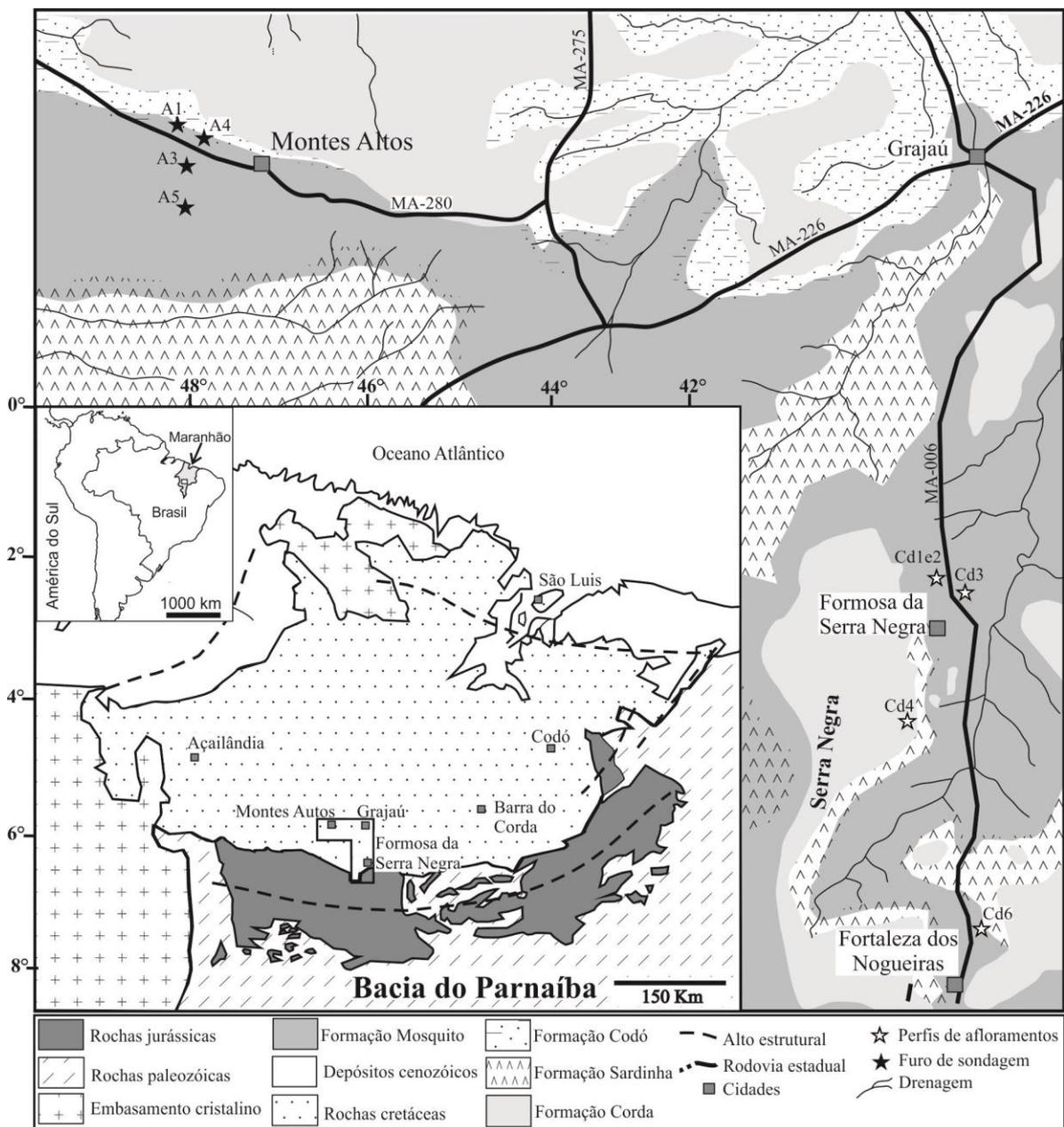


Figura 1- Mapa de localização e geológico simplificado da área de estudo, a região com destaque para Serra Negra.

Fonte: Modificado de Rossetti, (2001) e Aguiar & Nahass (1969).

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 ANÁLISE DE FÁCIES

O estudo de fácies foi o principal método utilizado neste trabalho, utilizando as técnicas de modelamento de fácies proposto por Walker & James (1992). O modelamento de fácies consiste em: *i*) a individualização e descrição das fácies para caracterizar sua composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrentes; *ii*) a compreensão dos processos sedimentares para o entendimento de formação das fácies; e *iii*) a associação de fácies, que agrupa as fácies contemporâneas e cogenéticas, refletindo os diferentes ambientes e sistemas deposicionais. A descrição de fácies, na escala dos diferentes litotipos e de afloramentos, foi auxiliada por meio de perfis colunares e seções panorâmicas, estas últimas obtidas por meio de fotomosaicos de afloramentos. A associação de fácies cogenéticas e contemporâneas permitiu a interpretação do sistema deposicional e sua visualização tridimensional na forma de blocos diagramas.

2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA

A coleta sistemática de amostras foi feita com base na subdivisão faciológica, principalmente para a confecção de sete seções delgadas. Para a classificação dos arenitos seguiu-se a proposta de Folk (1968), que se baseia na quantidade dos grãos de quartzo, feldspato e fragmento de rocha, avaliada através da contagem de 300 pontos em cada lâmina petrográfica (Tucker 1991; 2001). Feições deposicionais e diagenéticas foram identificadas seguindo os trabalhos de Tucker (1991; 2001).

2.3 DIFRAÇÃO DE RAIOS-X (DRX)

Esta análise foi realizada no laboratório de difração de raios-X da UFPA, sendo utilizado o “Método do Pó” (rocha total), com difratômetro X’Pert MPD-PRO PANalytical, equipado com ânodo de Cu ($\lambda=1,5406$). Também foi utilizada a análise de *cluster*, técnica bastante conhecida no tratamento estatístico de dados geológicos (software *High Score Plus*). Para a identificação de argilominerais (grupos) por DRX, foi utilizada a fração $<2\mu\text{m}$, orientada por pipetagem sobre lâmina de vidro, nas condições seca ao ar, saturada com etilenoglicol e aquecida a $550\text{ }^\circ\text{C}$. A fração $<2\mu\text{m}$ será separada por decantação, de acordo com a lei de Stokes, em cilindros de Atterberg a partir da fração $<63\mu\text{m}$, obtida por peneiramento úmido de amostras desagregadas e dispersas em aparelho de ultrassom.

3 BACIA DO PARNAÍBA

3.1 ASPECTOS GERAIS E TECTÔNICOS

A Bacia Intracratônica do Parnaíba situa-se ao norte da Plataforma Sul-Americana e no nordeste ocidental do território Brasileiro (Figura 2). Esta bacia ocupa uma área de cerca de 600.000 km², abrangendo partes dos estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia. Sua gênese está relacionada à progressiva subsidência termomecânica ocorrida no continente em decorrência ao resfriamento crustal no final do Ciclo-Brasiliano (Caputo & Lima, 1984). A bacia é limitada ao norte pelo Arcor Ferrer, a oeste pelo lineamento Tocantins-Araguaia; e ao noroeste pelo Arco Tocantins (Barbosa *et al.* 1973). Segundo Vaz *et al.* (2007) os Lineamentos Pico Santa-Inês, Marajó-Parnaíba e a Zona de Falha Transbrasiliana são as três feições morfo-estruturais mais notáveis da bacia. Estes mesmos autores ressaltam que estas estruturas foram importantes não somente na fase inicial da bacia, mas também durante toda a sua evolução, pois controlaram as direções dos eixos deposicionais até ao Eocarbonífero. Do Neocarbonífero até o Jurássico, os depocentros deslocaram-se para a parte central da bacia, onde a sedimentação dispôs-se em padrão concêntrico e a forma externa da bacia tornou-se ovalada (Vaz *et al.* 2007).

De acordo com Almeida e Hasui (1984) a Bacia do Parnaíba encontra-se instalada na porção ocidental do nordeste da Plataforma Sul-Americana, cuja origem remonta ao Arqueano, tendo sua consolidação completada entre o Proterozóico Superior e o início do Fanerozóico (700 - 450 Ma), com o encerramento do Ciclo Brasiliano. O arcabouço da Bacia do Parnaíba está intimamente associado à trama tectono-estrutural herdada do Pré-Cambriano, especificamente à estruturação das faixas de dobramentos e lineamentos estruturais formados e/ou reativados durante este evento. Neste ciclo foram acumuladas, tanto próximas como afastadas dos crátons, expressivas sucessões de rochas sedimentares e rochas vulcânicas (Schobbenhaus & Campos, 1984).

A Bacia do Parnaíba posiciona-se entre as faixas de dobramentos que bordejam os crátons do São Francisco, São Luis e Amazonas. Estas faixas foram formadas e/ou retrabalhadas por eventos termo-tectônicos do Ciclo Brasiliano, e são constituídas de metassedimentos de grau baixo e intermediário de metamorfismo, os quais afloram nos terrenos adjacentes das bordas leste, sudeste, sudoeste e oeste da bacia. Adjacentes aos seus limites nordeste e sudoeste, são encontrados remanescentes de rochas relacionadas ao Proterozóico Inferior e ao Arqueano, sendo referidos como maciços medianos (Cunha, 1986).

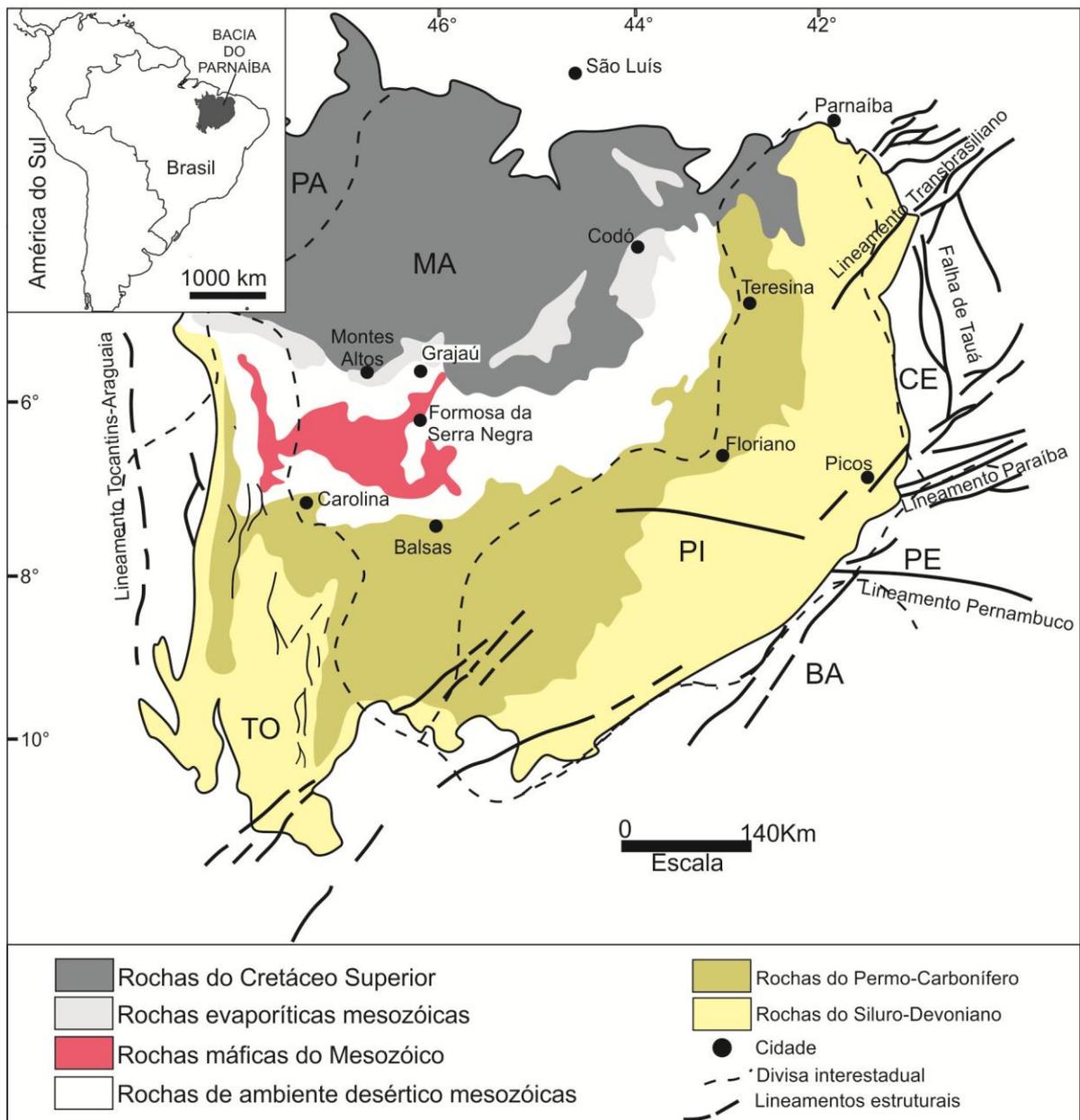


Figura 2- Mapa de localização da Bacia do Parnaíba com mapa geológico simplificado e os principais lineamentos e sequências estratigráficas.

Fonte: Goés & Coimbra 1996, Caputo *et al.* 2005.

Ao final deste Ciclo Brasileiro, por efeito de resfriamento e descompressão, antigas zonas de cisalhamento, falhas transcorrentes e fraturas foram reativadas, sob a forma de falhas normais, contribuindo para instalação de extensas fossas estruturais (grábens e meio-grábens). Estas feições tafrogênicas conservam em seus interiores espessas seções sedimentares não metamorfisadas, reportadas ao Pré-Cambriano Superior, Eo-Cambriano e Cambro-Ordoviciano. Segundo Goes & Feijó (1994) esta bacia se desenvolveu sobre um embasamento cristalino que se estabilizou (cráton) após o término do Ciclo Brasileiro (Neoproterozóico ao início do Cambriano). Este embasamento é composto de granitos, mas principalmente por

rochas metamórficas, como xistos e gnaisses, no qual estão cortados por *grabens*, sendo originários a partir de processos tectonomagmáticos (Figura 3).

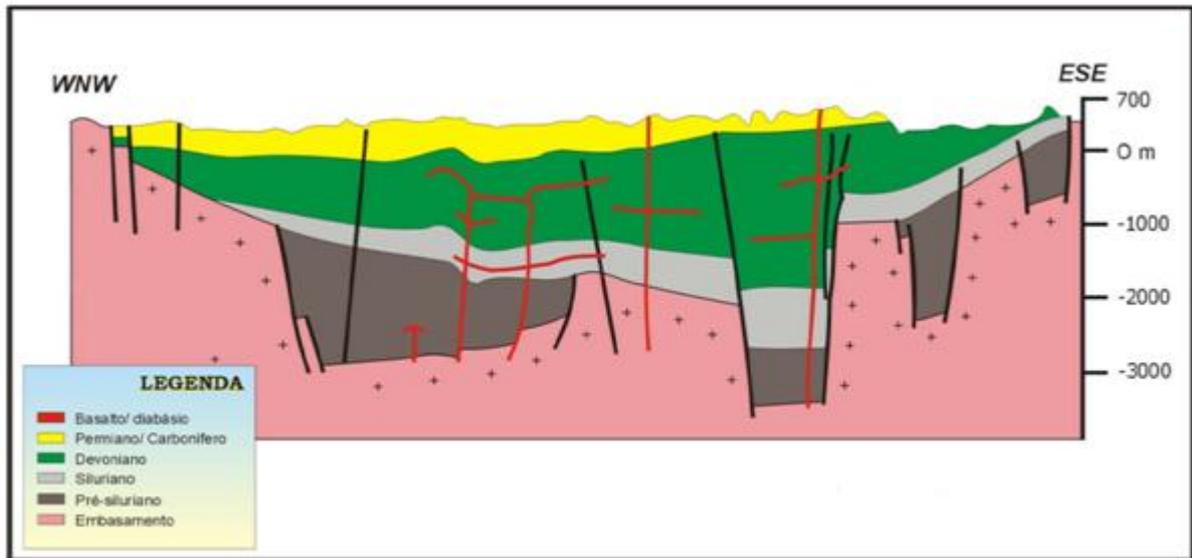


Figura 3- Seção geológica esquemática da Bacia do Parnaíba, com distribuição dos *grabens* precusores da bacia.

Fonte: Góes & Feiú (1994).

3.2 ESTRATIGRAFIA

O preenchimento sedimentar da Bacia do Parnaíba foi recentemente reinterpretado por Vaz *et al.* (2007) que propuseram a organização das rochas sedimentares e magmáticas em cinco supersequências: siluriana, mesodevoniana-eocarbonífera, neocarbonífera-eotriássica, jurássica e cretácea, limitadas por discordâncias que se estendem por toda a bacia (Figura 4).

3.2.1 Sequência siluriana

A sequência siluriana representa um ciclo transgressivo-regressivo completo, representando a parte mais inferior da Bacia do Parnaíba, corresponde litoestratigraficamente ao Grupo Serra Grande. Este grupo expõe-se de modo contínuo ao longo de praticamente toda a borda leste da bacia, se estendendo desde o nordeste do Ceará até a divisa noroeste da Bahia com o sudeste do Piauí. Caputo & Lima (1984) consideram o Grupo Serra Grande composto pelas Formações Ipu, Tianguá e Jaicós. A formação Ipu é a unidade mais antiga e consistem de arenitos com seixos, conglomerados com matriz areno-argilosa, além de matações de quartzo e quartzitos. A Formação Tianguá é constituída por folhelhos cinza-escuros, muito bioturbados, carbonatos e arenitos finos a médios. A Formação Jaicós é constituída por arenitos grossos, com seixos angulosos a subangulosos, mal selecionados, com estratificação cruzada acanalada (Caputo, 1984).

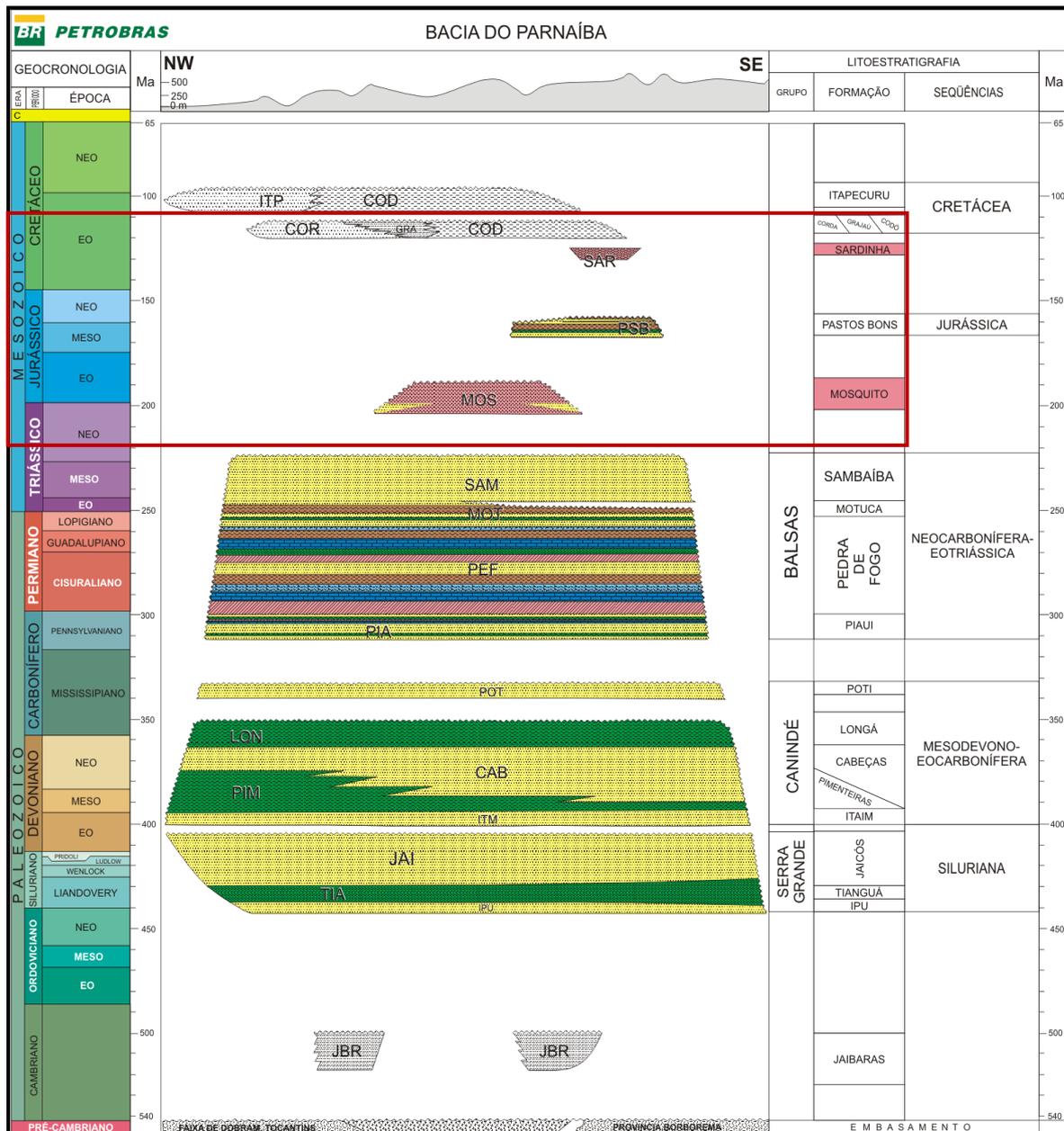


Figura 4- Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba, com destaque para o intervalo estudado, compreendendo as formações Mosquito e Corda (retângulo vermelho).

Fonte: Modificado de Vaz *et al.* (2007).

3.2.2 Sequência mesodevoniana-eocarbonífera

A seqüência mesodevoniana-eocarbonífera representada pelo Grupo Canindé que é subdividida em Formação Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longa e Poti. Afloram nas regiões leste e sudoeste da bacia. Em subsuperfície esta seqüência esta presente em quase toda extensão da bacia. Carozzi *et al.* (1975) posicionaram este grupo entre o Devoniano Médio e o Carbonífero Inferior, sendo discordantes às unidades da seqüência inferior. A Formação Itaim é constituída por arenitos finos a médios, bem arredondados e bem selecionados. A Formação

Pimenteiras é composta principalmente de folhelhos cinza-escuros a pretos, com bioturbação. A Formação Cabeças consiste de arenitos cinza-claros, médios a grossos, com intercalações de siltitos e folhelhos. A Formação Longa é caracterizada por folhelhos cinza-escuros a pretos, homogêneos e bem laminados (Góes & Feijó, 1994). A Formação Poti é constituída na sua porção inferior por arenitos médios com laminações dispersas de siltito. A porção superior é formada por arenitos, lâminas de siltito e eventuais níveis de carvão.

3.2.3 Sequência neocarbonífera-eotriássica

A sequência neocarbonífera-eotriássica é constituída por rochas do Grupo Balsas composto pelas Formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba. A deposição dessa sequência representa mudanças ambientais e tectônicas profundas nessa bacia. Com ambientes de mares abertos de clima temperado que foram sucedidos por ambientes de clima quente e árido. A Formação Piauí, de idade pensilvaniana, é constituída por arenitos finos a médios e com intercalações de folhelhos, além de arenitos avermelhados e com intercalações de folhelhos e calcários. A Formação Pedra de Fogo é composta por intercalações de camadas de sílex, calcários oolíticos com arenitos finos a médios, além de folhelhos cinza depositados em ambiente marinho raso a litorâneo com planícies de *sabkha* (Góes & Feijó, 1994). A Formação Motuca consiste de siltito vermelho e marrom, arenito branco fino e médio depositados em um sistema desértico. A Formação Sambaíba é constituída por arenitos vermelhos e cor-de-rosa em geral fino a médios, com estratificação cruzada de grande porte, depositados em ambiente desértico.

3.2.4 Sequência jurássica

A sequência jurássica é constituída unicamente pela Formação Pastos Bons. A deposição desta unidade se deu principalmente pela subsidência ocorrida em decorrência ao peso das rochas básicas da Formação Mosquito, somado ao da carga sedimentar já existente. O final da deposição da Formação Pastos Bons ocorre devido às atividades tectônicas relacionadas à abertura do Atlântico Equatorial (Vaz *et al.* 2007). A Formação Pastos Bons consiste de arenito branco, siltitos e folhelhos cinza a verdes, intercalados com arenitos.

3.2.5 Sequência cretácea

Durante o Cretáceo o depocentro da Bacia do Parnaíba migrou da região central do Brasil para as proximidades do extremo norte, em consequência da abertura do Atlântico Sul.

Desta forma, as transgressões e regressões ocorridas neste período, provieram desse novo oceano. A sequência cretácea é representada pelas formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru relacionado aos paleoambientes desértico, marinho raso, lacustre e flúvio-deltaico. Uma relação de contemporaneidade dessas unidades é defendida por Rezende (2002) apesar de não ter sido demonstrada adequadamente no trabalho deste autor. A Formação Corda consiste de arenitos vermelhos finos a médios, ricos em óxidos de ferro e cimento de zeólita, depositados em um sistema desértico. A Formação Grajaú é constituída por arenitos creme a esbranquiçados, médios a grossos, mal selecionados, sendo comuns níveis conglomeráticos atribuídos a canais fluviais. Na Formação Codó predominam folhelhos, calcários, siltitos, gipsita/anidrita e arenitos atribuídos a uma ampla inundação do mar/lago /Codó (Vaz *et al.* 2007). A Formação Itapecurú consiste de estratos arenosos e pelíticos de idade mesoalbiananeocretácea depositados em sistema estuarino-lagunar.

3.2.6 Rochas magmáticas

As rochas magmáticas presentes na bacia têm sua origem ligada à ruptura do megacontinente Pangea, que levou à abertura do Oceano Atlântico. Eventos distensionais, reativação de falhas antigas, surgimento de fraturas e intenso magmatismo básico caracterizaram essa fase mesozóica, com registro em todo território brasileiro (Almeida, 2004; Zalán, 2004). O magmatismo ocorrente durante este processo é de característica bimodal, variando de basaltos básicos a basaltos andesíticos de filiação toleítica. Nesse contexto tectônico, na Bacia do Parnaíba, acomodaram-se as rochas ígneas intrusivas (diques e soleiras) e extrusivas, de composição básica, as quais do ponto de vista estratigráfico foram divididas em duas unidades: Formação Mosquito e Formação Sardinha. A Formação Mosquito é correlacionada com as soleiras e diabásios da Bacia do Solimões e Amazonas, Magmatismo Penatecaua de 210-201 Ma (Mizusaki & Thomaz Filho, 2004; Zalán, 2004). As rochas básicas da Formação Sardinha são correlacionadas aos derrames da Formação Serra Geral (137-127 Ma) da Bacia do Paraná.

3.3 ANÁLISE CRÍTICA DAS PROPOSTAS ESTRATIGRÁFICAS

A proposta de Vaz *et al.* (2007) por ser a mais recente na literatura da Bacia do Parnaíba foi escolhida para apresentar a descrição das sequências sedimentares neste capítulo. Porém, quando comparada às demais cartas elaboradas para a bacia, nota-se uma discrepância temporal, principalmente para o intervalo que inclui as unidades deste estudo, as formações

Mosquito e Corda (Figura 5). A maior discordância da proposta de Vaz *et al.* (2007) é sem dúvida o posicionamento da Formação Corda, previamente de idade jurássica, foi repositada como sendo de idade cretácea. No entanto, os critérios que estes autores utilizaram para fazer esta mudança não foram discutidos adequadamente.

A dificuldade de se adotar neste trabalho a coluna estratigráfica de Vaz *et al.* (2007) é devido principalmente às nossas observações de campo, que apontam para uma idade mais antiga para a Formação Corda. Em alguns pontos visitados na Serra Negra, os arenitos da Formação Grajaú sobrepõem discordantemente os depósitos da Formação Corda. Adicionalmente, foi observado em testemunhos de sondagem, neste trabalho, que a Formação Codó sobrepõem a bruscamente a Formação Corda. Desta forma, considerando que a Formação Codó é datada no Cretáceo (Neoaptiano), indicada pela presença do palinomorfo *Sergipea varirerrucata* (Batista, 1992), admitimos que a Formação Corda seja mais antiga provavelmente do Jurássico, corroborando com os autores do século passado (Figura 5). Incluímos também neste período o topo da Formação Mosquito, intervalo analisado neste trabalho, unidade que inclui também, o Triássico na sua porção mais basal. Embora essa proposta ainda necessite de uma confirmação por meio de mapeamento mais detalhado, admite-se que as unidades estudadas representam uma sucessão jurássica com sítios deposicionais principais na porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba.

	Mesner e Wooldridge, 1964	Aguiar, 1969	Cunha e Carneiro, 1972	Góes, 1990	(Góes, 1994)	(Vaz, 2007)	Este trabalho
Cretáceo						F. Itapecurú	
		Formação Codó	Formação Codó	F. Codó	F. Grajaú < F. Codó	Corda < Grajaú < Codó	Grajaú < Codó
Jurássico	Formação Codó	Formação Grajaú	Formação Sardinha	Formação Sardinha	F. Sardinha	F. Sardinha	
	Formação Corda	Formação Corda	Formação Corda	Formação Corda	Formação Corda	F. Pastos Bons	Formação Corda
Triássico	Basalto e diabásil		F. Pastos Bons	F. Pastos Bons	Formação Corda		
	F. Sambaiba	F. Pastos Bons	F. Mosquito	Formação Mosquito	F. Mosquito	Formação Mosquito	Formação Mosquito
	F. Pastos bons	F. Mosquito	F. Sambaiba	Formação Sambaiba		Formação Sambaiba	Formação Sambaiba
		M. Macapá					
	F. Sambaiba	F. Sambaiba			Formação Sambaiba	Formação Motuca	

Figura 5- Evolução do conhecimento estratigráfico da Formação Mosquito e Formação Corda na Bacia do Parnaíba.

Fonte: Modificado de Santos & Carvalho (2004).

4 A ERA MESOZÓICA

4.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

O Mesozóico foi caracterizado como um intervalo de clima predominantemente árido, em decorrência do crescente processo de continentalização resultante da amalgamação dos megacontinentes Laurásia e Gondwana, dando origem ao supercontinente Pangea. Esta massa continental recobriu cerca de um quarto da superfície do globo, estendendo-se em uma estreita faixa de terra que iria do polo norte ao polo sul (Sgarbi & Dardenne, 1997). O posicionamento do supercontinente Gondwana, próximo ao equador, no final do Paleozóico contribuiu para a implantação de climas áridos e semiáridos.

O limite inferior do Mesozóico é marcado por uma expressiva extinção em massa deflagrada no final do Permiano. O intervalo também foi marcado por importantes episódios magmáticos, de curta duração, porém de grande intensidade. Um exemplo seria representado pela passagem Permiano-Triássico, onde grandes eventos magmáticos como o relacionado ao vulcanismo basáltico que afetou a Plataforma Siberiana (248 MA), recobrimo extensas áreas ($1,6 \times 10^6 \text{ Km}^2$), sendo este responsável por um grande volume de CO_2 lançados na atmosfera (Basu *et al.* 1993). Já no final do Mesozóico, outro grande cenário de mais um grande evento vulcânico relacionado aos basaltos do planalto de Decan, localizados no centro-oste da Índia (Richards *et al.* 1989). Ambos os eventos foram de rápida duração e com consequências drásticas culminando nas maiores extinções faunísticas ocorridas nos limites P/Tr e K/T (Sgarbi e Dardenne, 1997).

O intervalo Jurássico foi marcado pela intensificação dos fenômenos de ruptura do Pangea e abertura das bacias oceânicas (Figura 6). Uma importante, porém ainda incipiente conexão oceânica se forma entre Laurásia, ao norte, e Gondwana ao sul, o que contribuiu para um maior aporte de umidade já durante o final do Jurássico (Sgarbi & Dardenne, 1997). Este período é caracterizado pela grande variedade faunística e espalhamento de vegetação tipo savana com florestas localizadas (Sgarbi & Dardenne, 1997). O clima global continuava predominantemente árido, porém com áreas suficientemente úmidas para suportar a diversidade de vida que caracteriza o período. O final do Jurássico foi marcado por uma extinção em massa, atribuída principalmente ao impacto do meteoro Chicxulub, na península de Yucatan, México. Este evento teria gerado uma extensa nuvem de poeira, alterando o clima e interrompendo a fotossíntese, culminando na extinção de animais, como os dinossauros. Este evento também foi associado ao intenso magmatismo relacionado a reativação tectono-

magmática que afetou a Plataforma Sul-Americana desde o Permo-Triássico (Sgarbi & Dardenne, 1997).

Durante o Cretáceo o clima continuava quente, porém mais ameno, isto é, evidenciado pela presença de depósitos evaporíticos entre latitudes de 10° e 15°, e a presença de flora nos polos, indicando condições desérticas subtropicais. A paleogeografia deste período é caracterizada pelo início da separação da América do Norte do continente Eurásia, sendo que a América do Sul já estava separada do continente Africano (Sgarbi & Dardenne, 1997).

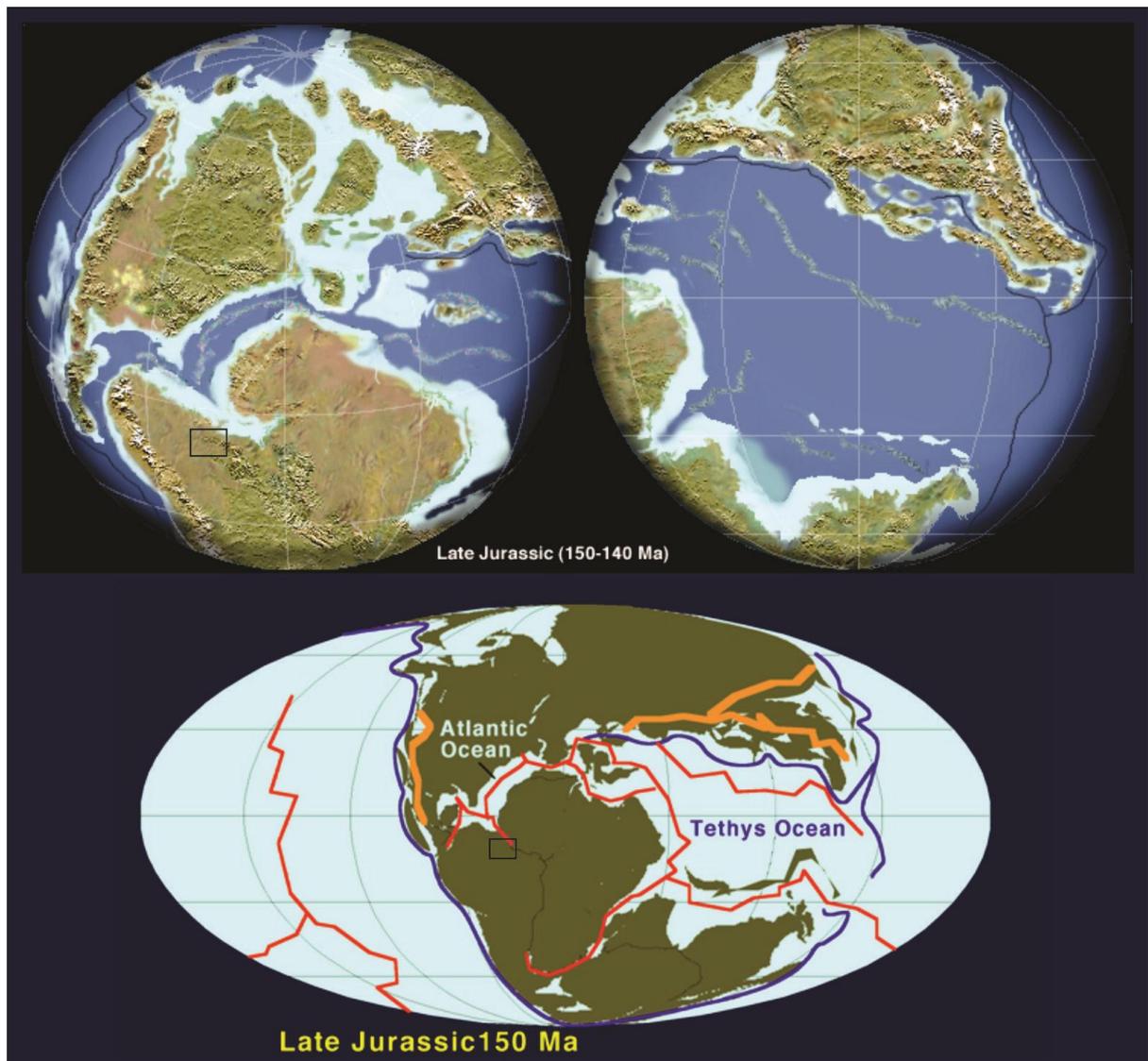


Figura 6- Paleogeografia global durante o início do Jurássico (~150 Ma), o quadro indica a posicionamento da Bacia do Parnaíba.

Fonte: Modificado de *website Global Paleogeography* e Chumakov & Zharkov (2002).

5 A SUCESSÃO JURÁSSICA DA PORÇÃO CENTRO-OESTE DA BACIA DO PARNAÍBA

5.1 TRABALHOS ANTERIORES

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. Northefleet & 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-arroxeadada, 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, foscas subarredondados bem como arenitos brancos muito finos, siltíticos, laminados e com níveis silicificados. O Membro Médio é formado por basaltos de coloração cinza arroxeadado a marrom-avermelhado, apresentado manchas ponticulares brancas e textura amigdaloidal ou vesicular. Já o membro Tianguí trata-se de folhelhos vermelhos, maciços, com intercalações de siltito e folhelho também avermelhados. A Formação Mosquito é melhor exposta na borda oeste da bacia e algumas ocorrências são mapeadas na borda leste (Figura 7)

O contato inferior da Formação Mosquito com a Formação Sambaíba é caracterizado por uma discordância litológica, assim também como seu contato superior com a Formação Corda e Pastos Bons (Aguiar, 1971), que é marcado por uma acentuada superfície de erosão (Lima & 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 & Archibald, 1997).

O termo Corda foi primeiramente proposto por Lisboa (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 & 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 & Woodridge (1964) posicionaram este segundo derrame entre as Formações Corda e Codó, e atribuíram-lhe idade jurássica juntamente com a formação Corda, (Lima & Leite, 1978). Em seguida Northfleet & 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.

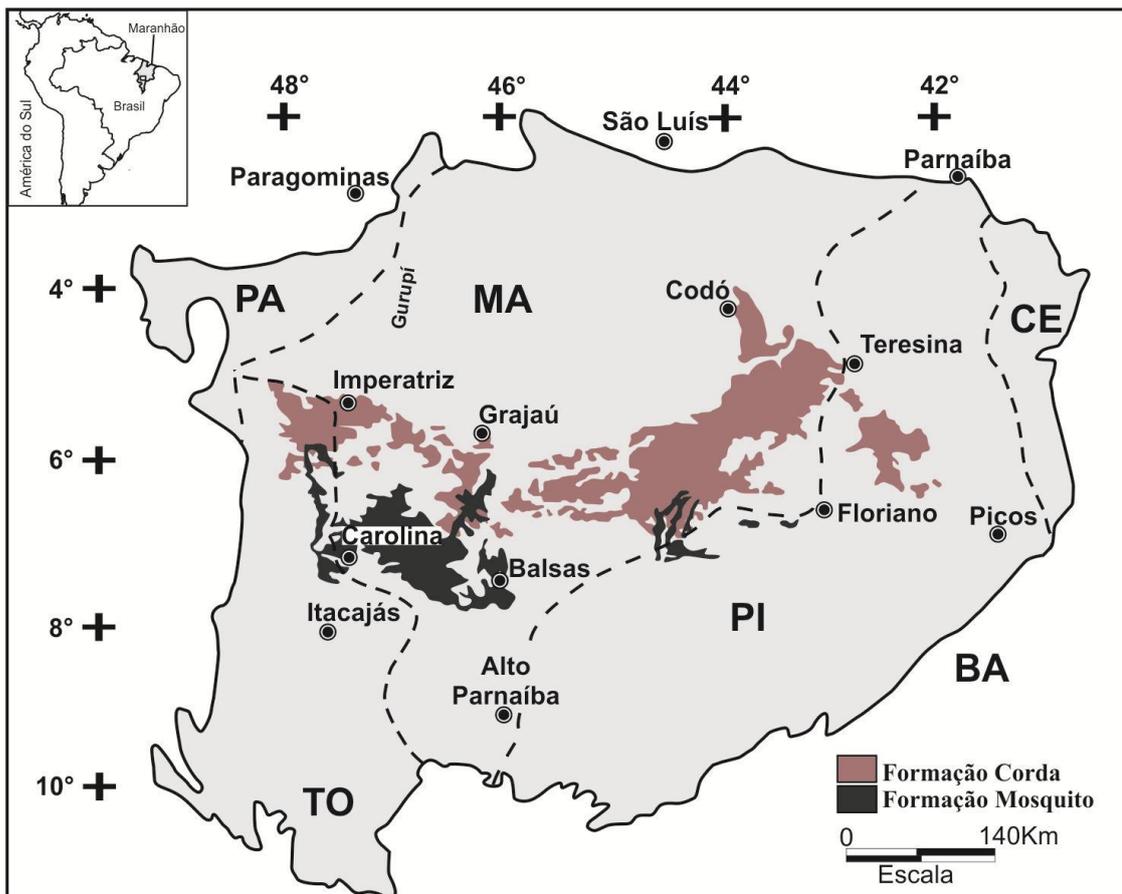


Figura 7- Distribuição espacial das formações Mosquito e Corda na Bacia do Parnaíba, ocupando principalmente a parte central e centro oeste da bacia.

Fonte: Modificado de Santos & Carvalho (2004); Lima & Leite (1978) e Schobbenhaus *et al.* (1981).

A Formação Corda aflora em uma estreita faixa ao longo de toda parte central da Bacia do Parnaíba alcançando espessura máxima de até 100m. Litologicamente é constituída na sua parte inferior, onde esta se sobrepõe aos basaltos, por um pacote conglomerático de até 30m de espessura. Este conglomerado apresenta coloração marrom-avermelhada e arroxeadada, com clastos de vulcânicas e uma incipiente estratificação plano-paralela. Na sua porção média e superior encontram-se arenitos creme, róseos, amarronzados, cinza-arroxeados, bem selecionados com estratificação cruzada tabular e tangencial de médio porte. Trabalhos realizados pela CPRM (Rezende, 1997) objetivavam o estudo de zeólitas, que ocorrem como cimento nos arenitos eólicos desta formação. Rezende (2002) dividiu a formação em Corda em Formação Corda I e Sistema Corda II/Pastos Bons. Onde a Formação Corda I é caracterizada pela presença de argilito siltíticos de cores variadas, turbiditos argilo-arenosos e arenitos zeolíticos de coloração castanho avermelhado. Já o Sistema Corda II/Pastos Bons apresenta folhelhos castanhos e quebradiços, arenitos finos, coloração avermelhada com leitos brancos caulíníticos.

5.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

5.2.1 Aspectos gerais

A sucessão jurássica estudada inclui a parte superior da Formação Mosquito e a Formação Corda e 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 (Figuras 8, 9 e 10). A porção inferior da sucessão corresponde aos basaltos da Formação Mosquito, sendo estes com espessura aflorante em torno 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 reliquiar amigdaloidal preenchidas por argilas caulíníticas 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 (Figura 8 e 9 C).

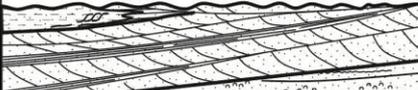
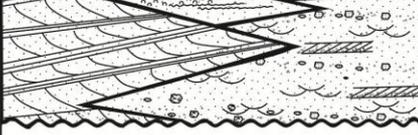
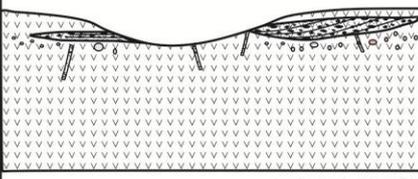
IDADE	FORMAÇÃO	LITOESTRATIGRAFIA	LITOLOGIA	PALEOAMBIENTE
		NNW Montes Altos - MA	ESE F. Serra Negra - MA	
CRETÁCEO	CODÓ		Pelitos esverdeados finamente laminados, Gipso nodular e fibroso	Lacustre
	GRAJAÚ		Arenitos e conglomerados com estratificação cruzada acanalada.	Fluvial entrelaçado
JURÁSSICO	CORDA		Arenitos finos-médios bem selecionados, por zeolíticos com estratificação cruzada tabular de médio porte	Campo de duna
			Arenitos finos-médios mal selecionados, zeolíticos com camadas tabulares e estratificação cruzada complexa	Lençol de areia
			Arenitos e conglomerados mal selecionados, com estratificação cruzada acanalada, laminações cruzadas	Fluvial entrelaçado
	MOSQUITO SUPERIOR		Basalto amigdaloidal intercalado com arenitos grossos silicificados com geometria lenticular, tabular como diques clásticos.	Planície vulcânica com wadis Planície vulcânica
TRIÁSSICO	SAMBAIBA		Arenito fino-médio bem selecionado com estratificação cruzada tabular de grande porte.	Sistema desértico seco

Figura 8- Coluna litoestratigráfica da sucessão jurássica da Bacia do Parnaíba, na região de Montes e Formosa da Serra Negra, Estado do Maranhão, com descrição das principais litologias e paleoambiente.

A Formação Corda é constituída na base por conglomerados polimíticos, bastante friáveis, de coloração vermelho-arroxeadada, com clastos angulosos de basalto pintalgados de caulim, sílex, arenito, argilito e calcita. Na parte superior desta unidade, encontram-se arenitos friáveis, fino a médio, de coloração vermelho amarelado, arredondados, bem selecionados e apresentando bimodalidade granulométrica. Nestes arenitos encontram-se, por vezes, lentes de sílex e material argiloso de coloração esbranquiçada, e algumas vezes, exibem disjunção colunar. Apresenta como estruturas predominantes a estratificação cruzada tabular de pequeno a médio porte e estratificação plano-paralelas.

A análise de fácies e caracterização da Formação Mosquito foi concentrada nos arenitos *intertrap* no topo desta unidade, enquanto que o detalhamento das vulcânicas não foi o objetivo deste trabalho. Por outro lado, os depósitos da Formação Corda foram descritos em toda a sua espessura, embora o contato com a Formação Grajaú não foi observado diretamente. Foram descritas vinte fácies agrupadas em 5 associações de fácies (AF),

representativas de uma planície vulcânica com contribuição de rios efêmeros e influxo eólico (Formação Mosquito) que foi sucedida pela instalação de um sistema desértico úmido (Formação Corda) (Figuras 9, 10, 11, 12; Tabela 1, 2 e 3).

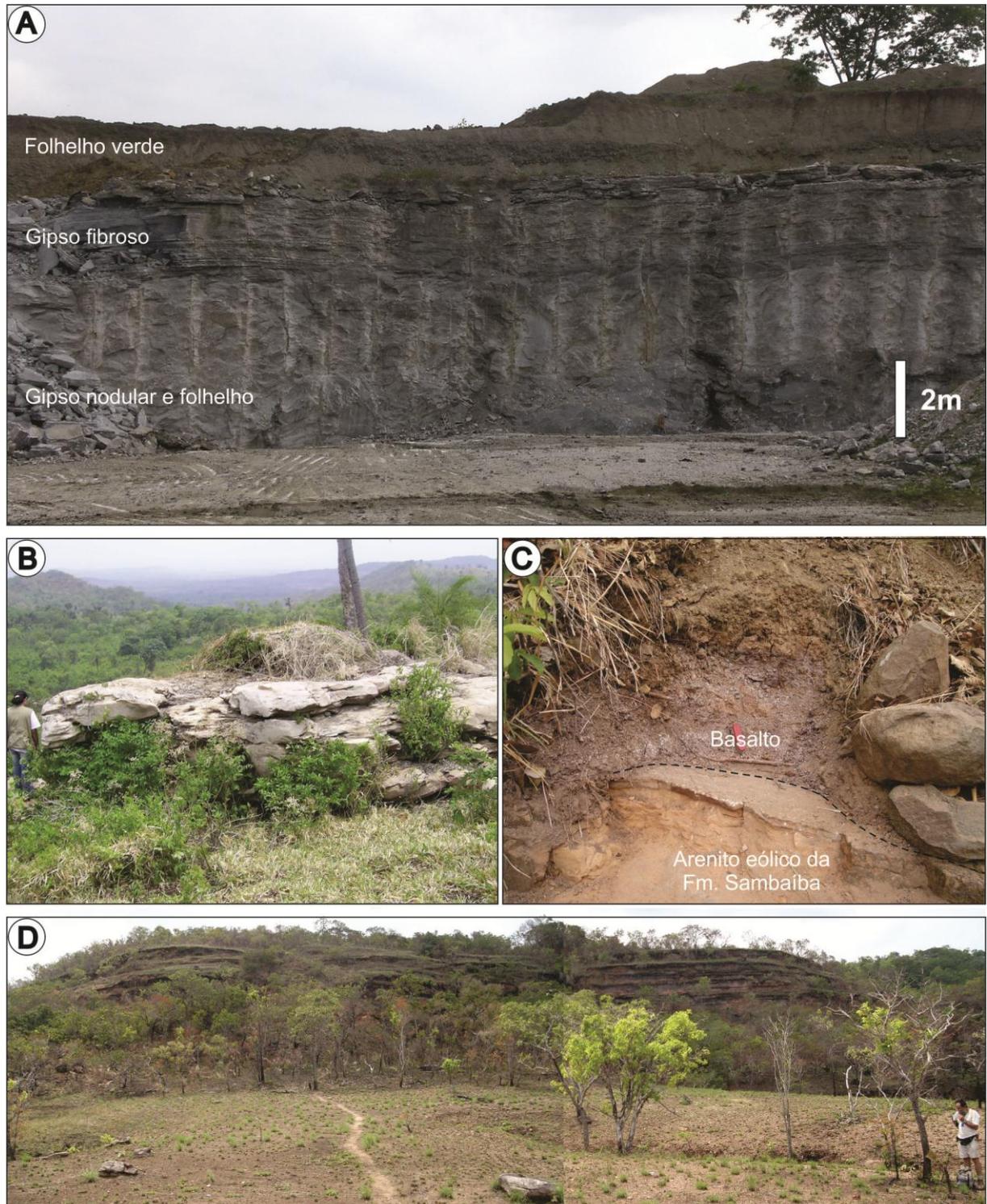


Figura 9- Aspectos gerais das unidades estratigráficas da região estudada. A) Evaporitos e folhelhos da Formação Codó, região de Grajaú. B) Arenitos da Formação Grajaú, topo da Serra Negra. C) Contato dos arenitos da Formação Sambaíba com os basaltos da Formação Mosquito. D) Porção Sul da Serra Negra, com afloramentos representativos dos depósitos da Formação Corda, município de Formosa da Serra Negra-MA.

Fonte: Fotos cedidas pelo Prof. Rômulo Angélica (professor do Instituto de Geologia da UFPA).

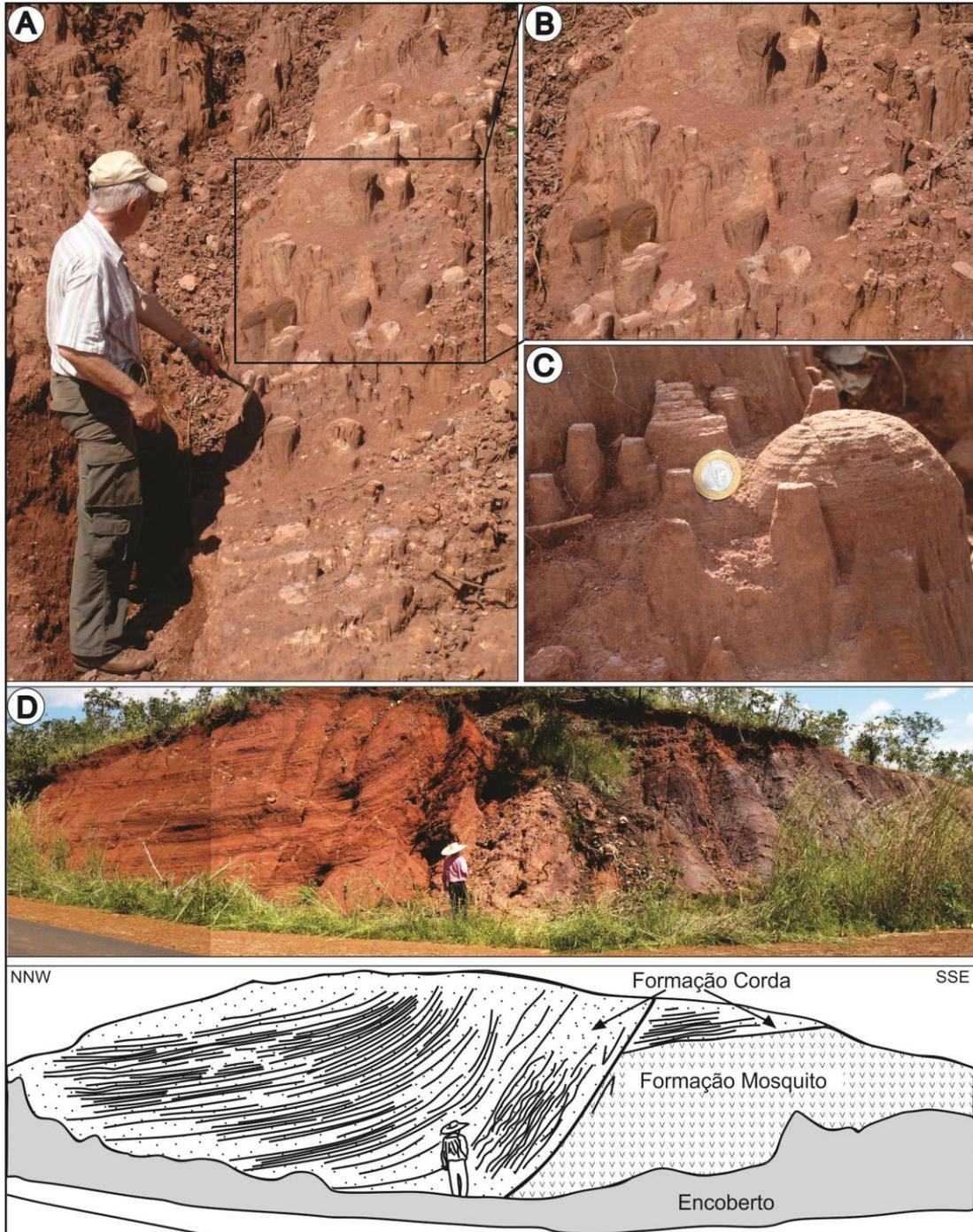


Figura 10- Aspectos gerais da sucessão jurássica estudada. A) Arenitos eólicos da Formação Corda exibindo estratificação cruzada tabular e feições de disjunção colunar. B e C) Detalhe da disjunção em forma de pequenos cilindros com o topo arredondado pela erosão. D) Seção Panorâmica e desenho esquemático de falha normal gerando uma dobra de arrasto no

Tabela 1- Fácies e associação de fácies da sucção jurássica estudada (continua).

Fácies	Sigla	Descrição	Processo	Associação de Fácies
Arenito seixoso com estratificação cruzada de baixo ângulo	Asb	Arenito grosso a muito grossos, mal selecionados, com seixos imbricados e níveis silicificados exibindo estratificação cruzada de baixo ângulo.	Deposição em regime de fluxo superior passando para inferior (<i>bedload sheet</i>). Migração de marcas onduladas.	Planície vulcânica com rios efêmeros (AF1)
Arenito com estratificação plano-paralela	Apo	Arenito fino a grosso com estratificação plano-paralela a ondulada, de granulometria fina a média, com coloração amarelada a esbranquiçada, com níveis silicificados.	Deposição por fluxo em lençol (<i>sheet sandbodies</i>)	
Conglomerático com estratificação de baixo ângulo	Cb	Conglomerado de coloração vermelho a roxo, granulometria média a grossa com estratificação de baixo ângulo.	Deposição subaquosa em regime de fluxo superior.	Fluvial entrelaçado (AF2)
Arenito seixoso com estratificação cruzada acanalada	Ac	Arenito de granulometria média a grossa, mal selecionado com estratificação cruzada de pequeno a médio porte com grânulos e seixos de sílex e basalto.	Migração de ondulações 3D subaquosa em regime de fluxo inferior	
Arenito seixoso com acamamento maciço	Asm	Arenito grosso com estratificação plana incipiente e acamamento maciço, com grânulos e seixos de sílex e basalto.	Migração de sedimentos em regime de fluxo superior (<i>sheet flood</i>) ou deposição rápida. Fluxo gravitacional.	
Arenito com estratificação plano-paralela e de baixo ângulo	Apb	Arenitos finos a muito finos, moderadamente selecionados com estratificação plano-paralela e de baixo ângulo.	Migração de marcas onduladas em regime de fluxo superior	Lençol arenoso (AF2)
Arenito maciço	Am	Arenitos finos a muito finos, moderadamente selecionados com acamamento maciço	Expulsão de água por compactação de camadas e processo e liquefação	
Arenito com estruturas de sobrecarga	As	Arenitos finos a muito finos, moderadamente selecionados com estruturas de sobrecarga e em chama.	Instabilidades gravitacionais e ajustes plásticos por processos de liquefação	
Arenito com estratificação de baixo ângulo	Ab	Arenitos finos a médios, bem selecionados e com grãos bem arredondados, exibindo estratificação cruzada de baixo ângulo.	Migração de marcas onduladas em regime de fluxo superior	
Arenito com estratificação plano-paralela	Ap	arenitos finos a grossos com grânulos e seixos com estratificação plano-paralela.	Episódios de parada da deposição, sucedidos por retrabalhamento eólico gerando superfícies planas de deflação	
Arenito com <i>gutter cast</i> e estratificação cruzada acanalada	Aga	Arenitos finos a grossos, com grânulos e seixos esporádicos, preenchendo geometria de canal (<i>gutter cast</i>) e com estratificação cruzada acanalada.	Migração de forma de leito (3D) por correntes trativas e espriaiadas em regime de fluxo superior, formando canalizações rasas com rápida desaceleração da energia	
Arenito com laminação plano-paralela e cruzada cavalgante transladante	Apc	Arenito fino-médio com laminações plano-paralela e cruzada cavalgantes transladante.	Deposição por tração e suspensão subordinada por ação eólica. Migração de formas onduladas produzidas pelo vento (<i>Wind ripples</i>)	
Pelito maciço com gretas de contração	Pg	Camadas centimétricas a métricas de pelito maciço gretas de contração.	Deposição por suspensão e exposição subaérea	

Tabela 1- Fácies e associação de fácies da sução jurássica estudada (conclusão).

Fácies	Sigla	Descrição	Processo	Associação de Fácies	
Arenito com laminação ondulada e estruturas de adesão	Alp	Arenito fino, moderadamente selecionado com laminação ondulada e estruturas de adesão. Subordinadamente ocorrem <i>rip-up clast</i> e <i>curled mud flakes</i> , e pelito laminado (Fácies Pl).	Interação de areia seca transportada pelo vento com superfície úmida. Alternância de tração e suspensão com exposição subaérea	Interduna úmida	Campo de Dunas (AF4)
Arenito com gretas de contração	Apg	Arenito fino a muito fino gretas de contração, bioturbação e horizontes mosqueados ricos em óxido/hidróxido de ferro.	Exposição subaérea, poligonização de horizontes parcialmente intemperizados, lixiviação e concentração de óxido/hidróxido de ferro por variação do lençol freático		
Pelito maciço	Pm	Pelito de coloração cinza escuro	Deposição por suspensão		
Arenito com estratificação cruzada tabular	Act	Arenito fino a médios bem arredondados e bem selecionados, com estratificação cruzada de médio a grande porte, ressaltado pela ocorrência de depósitos de queda e fluxo de grãos.	Migração de macroformas (3D) onduladas por correntes eólicas unidirecionais. Fluxo e queda de grãos, na face de sotavento de dunas eólicas.	Duna eólica	
Arenito com estratificação cruzada tangencial	At	Arenito fino, bem selecionado, com estratificação cruzada tangencial.	Migração de formas de leito 3D pela ação eólica. Deposição por fluxo de grãos e queda de grãos.		
Ritimito pelito-arenito	Rpa	Arenitos finos intercalados com pelitos maciços	Alternância de suspensão e correntes trativas em ambiente de baixa energia subaquoso.	Lobos de suspensão em lagos efêmeros (AF5)	
Arenito/pelito com estratificação cruzada complexa	Acc	Arenito com estratificação cruzada complexa, de baixo ângulo, laminação cruzada tabular e <i>flaser</i>	Deposição a por subaquosa em regime de fluxo inferior. Migração de macroformas de onduladas.		
Ritimito pelito-arenito	Rap	Intercalação de arenito muito fino com pelito laminados	Deposição a partir de suspensão.		

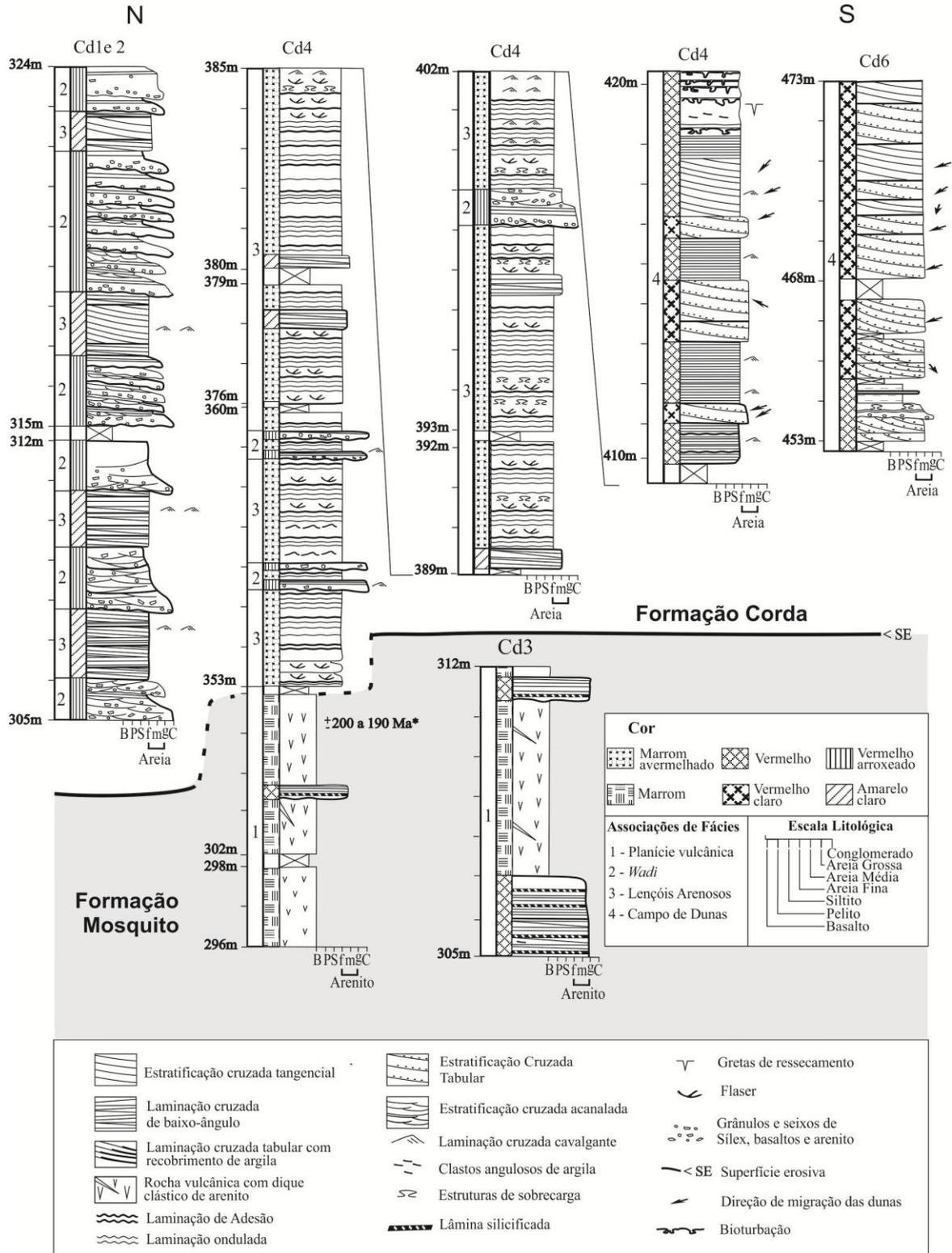


Figura 11- Perfis estratigráficos da porção superior da Formação Mosquito e da Formação Corda com associação de fácies e principais estruturas secundárias. Região de Formosa da Serra Negra, Estado do Maranhão.

Fonte: in parte da Formação Mosquito segundo Baski & Archibald, 1997.

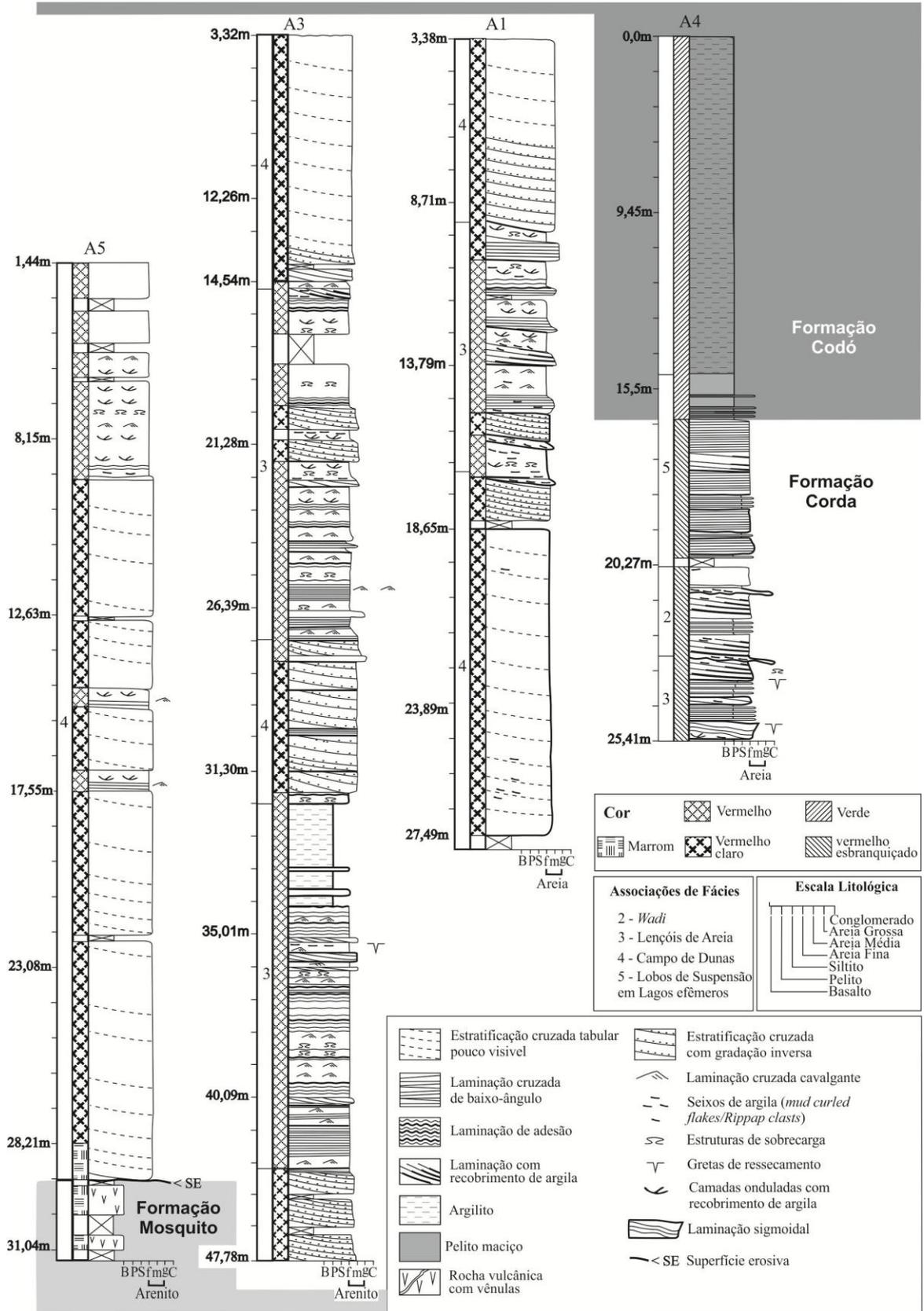


figura 12- Perfis estratigráficos de testemunhos de furos de sondagem das formações Mosquito, Corda e Codó com associação de fácies e principais estruturas. Região de Montes Altos Estado do Maranhão.

Fonte: Idade da Formação Mosquito segundo Baski & Archibald, 1997.

5.2.2 Planície vulcânica com rios efêmeros (AF1)

Esta associação é observada nos últimos 20 metros da porção superior da Formação Mosquito e caracteriza-se pela presença de basaltos intercalados com corpos métricos de arenitos vulcânicos de granulometria fina a grossa (Figura 1, 11 e 12). Estes corpos arenosos apresentam geometria lenticular de canal e tabular, e secundariamente, ocorrem na forma de diques e injetitos (Figuras 11, 12, 13, 14, 15). Arenitos intercalados com rochas vulcânicas têm sido denominados na literatura de arenitos *intertrap* (Bossi & Caggiano, 1974; Scherer, 2002; Petry *et al.* 2007; Corrêa, 1995; Merino *et al.* 1995). Na Formação Mosquito estes corpos de arenitos estão frequentemente sobrepostos a basaltos amigdaloidais (Figura 15).

Os corpos de arenito com geometria lenticular apresentam espessura que varia de 2 a 2,5m e com até 50m de comprimento (Figura 13). São constituídos por estratos inclinados de grande escala com forma côncava e silicificados. Estes arenitos são grossos a muito grossos e subordinadamente finos, com grânulo e clastos imbricados exibindo estratificação cruzada de baixo ângulo (Asb). Internamente a base de cada estrato apresenta laminações constituídas por bandas centimétricas de arenito grosso, que grada para o topo para um material mais fino, caracterizando uma gradação normal (Figura 14). A silicificação é heterogênea, sendo melhor desenvolvida nos arenitos de granulometria fina. Localmente, ocorre laminação plano-paralela, ondulada e truncamentos de baixo ângulo (Figuras 13, 14).

Os corpos de arenitos tabulares de espessura decimétrica a métrica (0,6 a 1,2 m) são lateralmente contínuos por dezenas de metros. São finos a médios, com grãos angulosos a subarredondados, moderadamente a mal selecionados, com grânulos esparsos e silicificados, exibindo estratificação plano-paralela a ondulada (Apo), internamente laminações plano-paralelas milimétricas (Figura 15).

Os diques de arenito possuem comprimento de até 1 m, porém são pouco espessos com até 0,4m, sendo constituídos por arenitos finos a muito fino, de coloração esbranquiçada a rosada. Estes diques ocorrem na porção superior dos basaltos, se observa maior concentração de amígdalas. Os diques possuem direções NW-SE e NE- SW, distribuição que se assemelham a um padrão de disjunção colunar (Figura 13).

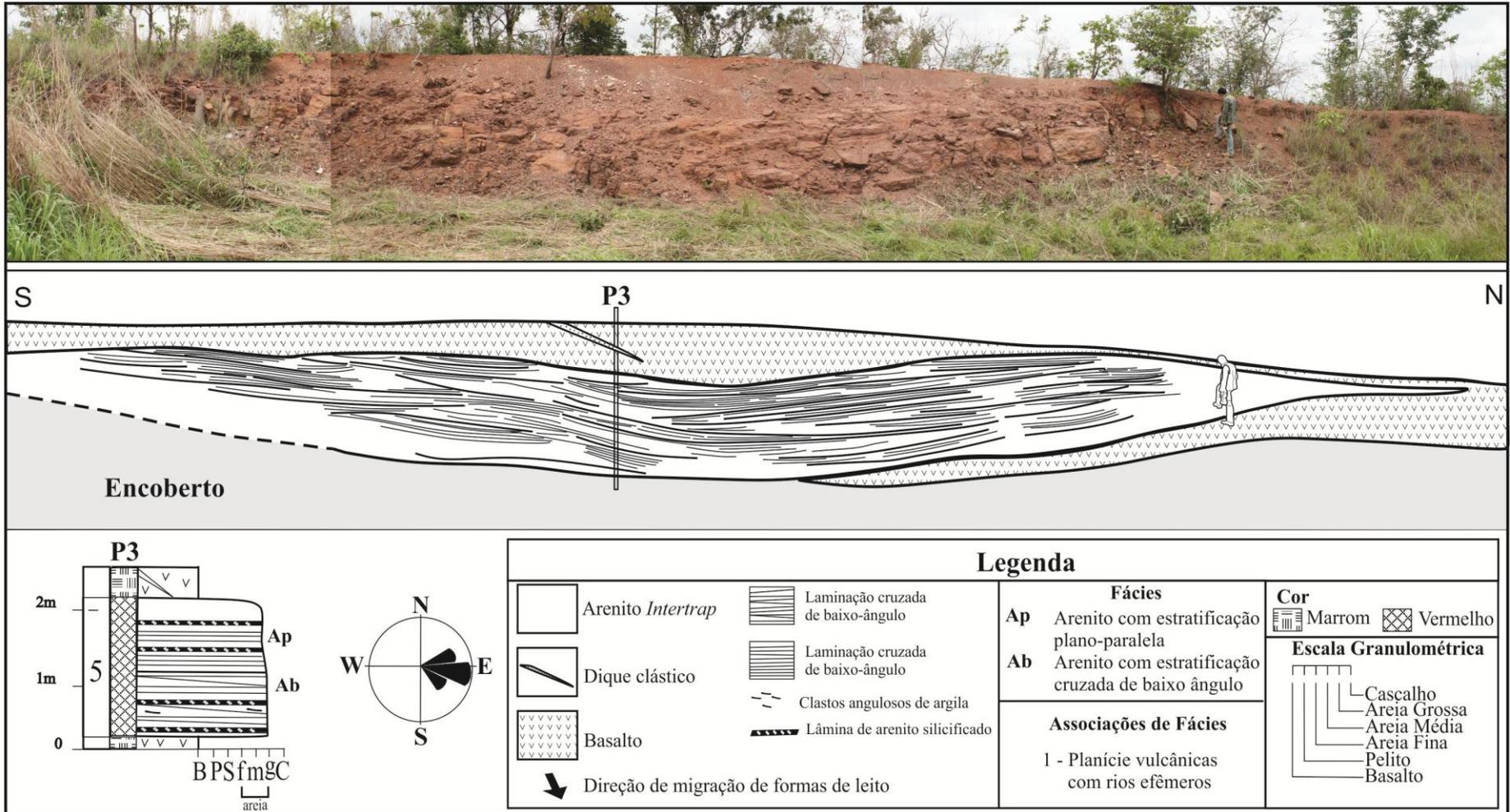


Figura 13- Aspectos faciológicos da parte superior da Formação Mosquito, região de Formosa da Serra Negra. Arenitos *intertrapp* com geometria lenticular intercalado por derrames basálticos, e desenho esquemático da seção. O perfil representativo do afloramento e o sentido de migração das macroformas que preenchem a geometria de canal são mostrados à esquerda na porção inferior da figura.

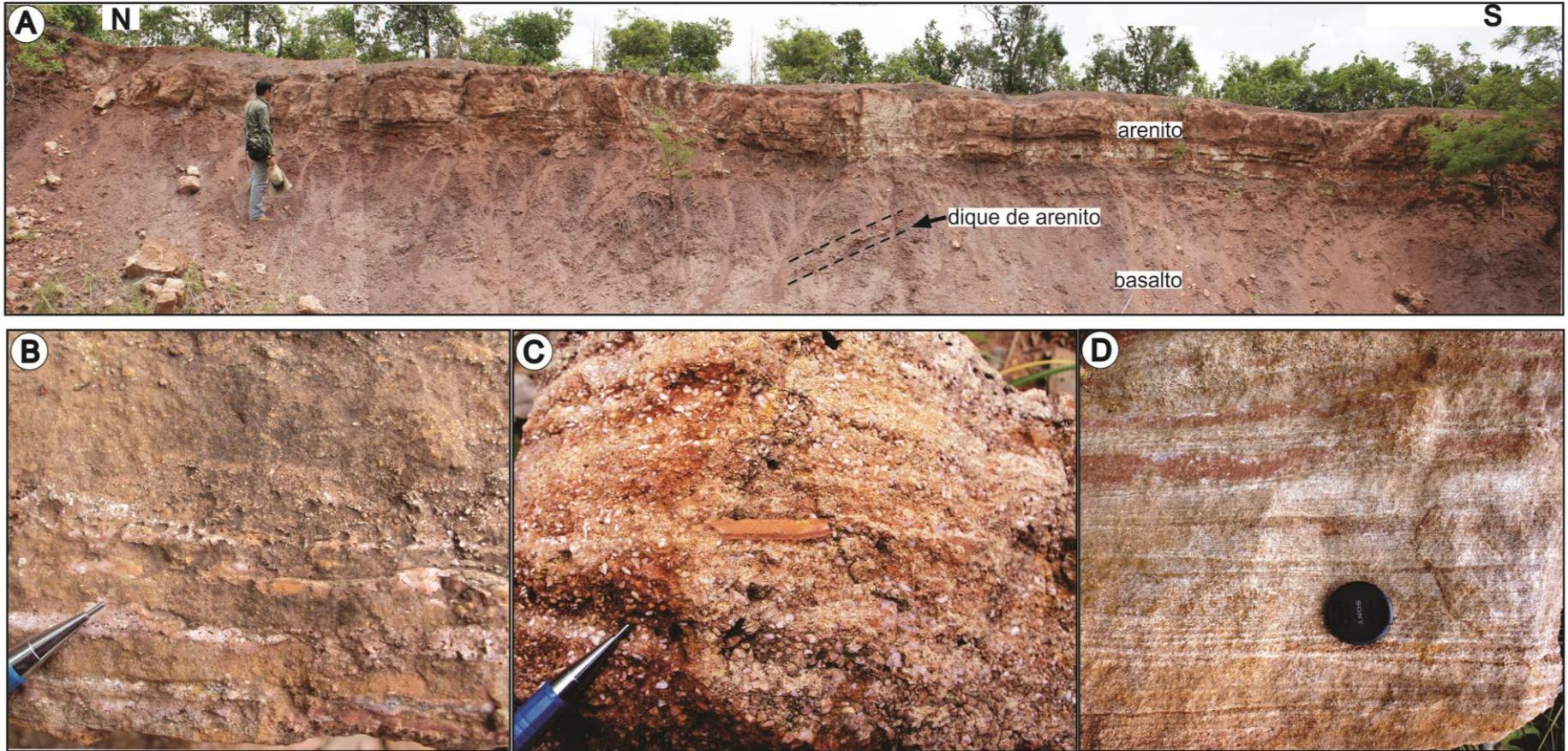


Figura 14- Aspectos faciológicos dos arenitos *intertrap* da Formação Mosquito. A) Arenito *intertrap* com geometria tabular. B) Lâminas de arenito silicificado levemente onduladas. C) Clasto de sílex imbricado envolvido por grãos de vidro vulcânico. D) Laminação plano-paralela e com truncamento de baixo ângulo.

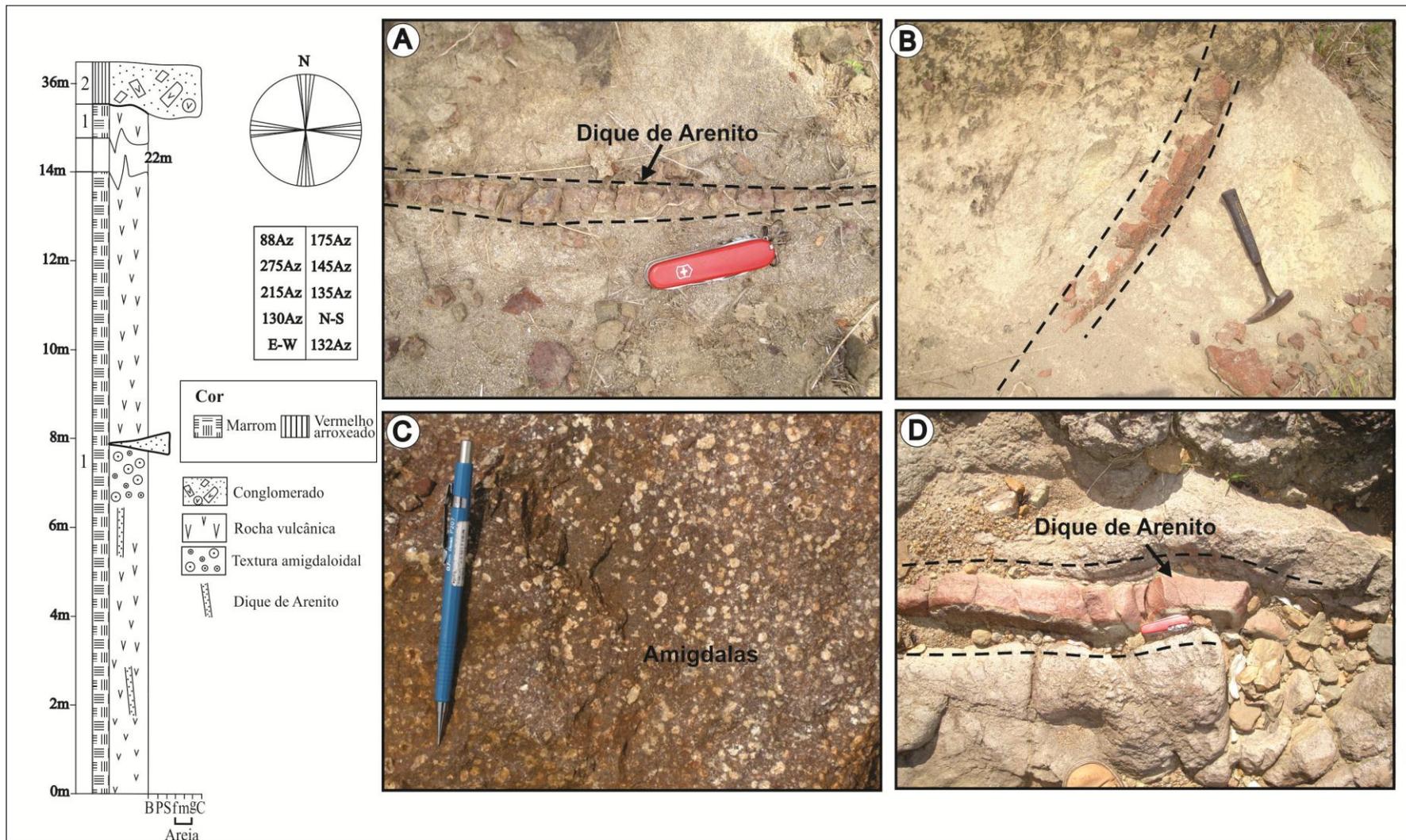
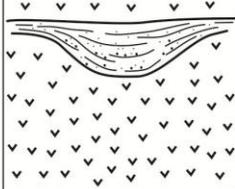
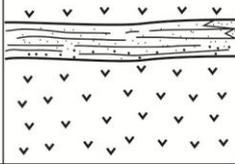
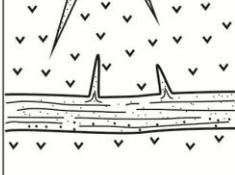


Figura 15- Perfil estratigráfico de detalhe da porção Superior da Formação Mosquito, na base da Serra Negra. A, B e D) Diques clásticos constituídos por arenitos finos a muito fino. C) Basalto amigdaloidal característico do topo de derrames da Formação Mosquito. Os arenitos *intertrap* geralmente ocorrem sobrepondo o topo dos derrames.

O entendimento da história final de sedimentação da porção superior da Formação Mosquito no centro-oeste da Bacia do Parnaíba passa por uma leitura sedimentológica mais detalhada dos arenitos *intertrap*. Admite-se que a fonte das areias para os *intertrap* advém de campo de dunas ou de lençóis de arenosos de um sistema desértico adjacente, retrabalhado por fluxos efêmeros, que invadia a região periodicamente expelida por derrames basálticos. Esta região ou planície vulcânica teria extensão limitada, geralmente incluída a área margeando um sistema de fissuras pelo qual o magma extravasava. Nos períodos de inatividade da planície vulcânica a proximidade da região desértica topograficamente mais alta teria propiciado o suprimento de areia carregada por rios efêmeros ou *wadis*. Admite-se que os campos de dunas ocupavam a margem oeste da bacia (Figura 11 e 12) possam ter sido contemporâneos aos últimos pulsos basálticos da Formação Mosquito.

Tabela 2- Descrição e interpretação dos elementos arquiteturais dos arenitos *intertrap*.

Fácies	Geometria/ elemento arquitetural	Descrição	Interpretação
Asb Apo		Corpos com geometria lenticular com até 2,5m de espessura. As camadas são inclinadas de baixo ângulo e concava, internamente laminadas. Comum a presença de laminas de granulação mais grossa que grada para o topo para granulações mais fina, ambas silicificadas	Deposição por lençóis de carga de fundo (<i>bedload sheet</i>) em depressões nas planícies vulcânicas, formando os corpos lenticulares.
Asb Apo		Corpos com Geometria tabular com até 1m de espessura. Constituídos por arenito finos a grosso silicificado. Apresenta acamamento plano-paralelo, por vezes ondulado, de espessura centimétrica.	Deposição em lençóis desconfiados (<i>sheet sandbodies</i>) associados a rios entrelaçados formados em rápidos episódios de inundações que lavaram a superfície da planície vulcânica.
Apo		Dique clástico e injetos de arenito maciço esbranquiçado, com grãos fino e médios, bem a moderadamente selecionado.	Preenchimento de fraturas no topo dos basalto, e/ou injeção de sedimentos advindos de fluxo fluidizado por alta temperatura e pressão confinante.

Em regiões áridas e semiáridas é comum a presença inundações episódicas, que dão origem a rios efêmeros canalizados ou totalmente desconfiados. Essas inundações podem durar de minutos até poucos dias, ocorrendo geralmente depois de tempestades que são capazes de transportar inúmeras frações sedimentares (Nanson, 1992; Langford e Bracken, 1987; Stear, 1983). Os depósitos de rios efêmeros são caracterizados por formas de leito depositadas em regime de fluxo superior, porém com a diminuição da velocidade da água outras formas de leito podem ser formadas (Miall, 1985; Langford e Bracken, 1987). Quando

esses fluxos esporádicos invadiam a planície vulcânica de substrato mais impermeável do que aqueles no sistema desértico, podem ter carregado sedimentos por distâncias bem maiores, retrabalhando o basalto resfriado e fraturado, gerando depósitos híbridos de grãos eólicos e fragmentos vulcânicos. A presença de basalto com textura fina e amigdaloidal corrobora com a deposição dos sedimentos no topo dos derrames. Os depósitos geralmente de espessura no máximo de 2m sugere espaço de acomodação reduzido, e predominância de corpos tabulares sugere que os sedimentos se espalhavam em superfície relativamente plana dos basaltos, em regime de fluxo superior (Figura 16).

Os corpos arenosos geralmente lenticulares corresponderiam a depósitos em lençóis de carga de fundo (*bedloadsheets*) por inundações episódicas sobre as planícies vulcânicas e sua origem esta ligada a migração de formas onduladas de baixa amplitude. Os corpos tabulares correspondem à depósitos em lençóis desconfiados (*sheet sandbodies*), formados por rápidos episódios de inundações que lavaram a superfície vulcânica. Quando havia uma parada nas inundações o sedimento ficava exposto e era percolado pelos próximos fluxos que trazia mais sedimentos finos, que por infiltração mecânica, formavam envelopes argilosos nos grãos.

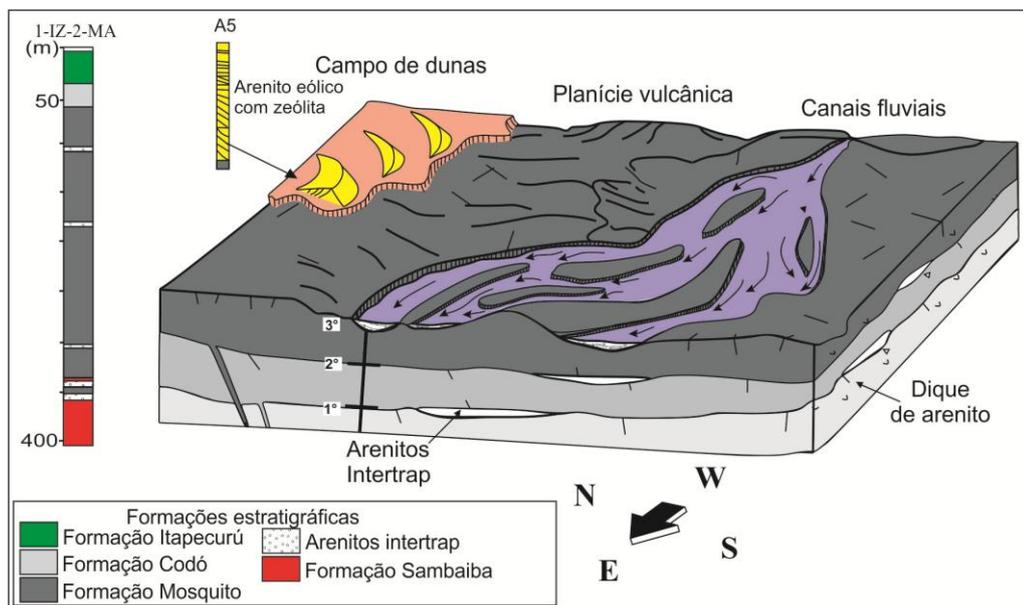


Figura 16- Modelo deposicional da parte superior da Formação Mosquito. O perfil 1-IZ-2-MA de Resende (2002) retrata intercalações de arenitos tanto na base como na porção superior da Formação Mosquito. Neste trabalho considera-se que os arenitos intercalados aos basaltos no topo da Formação Sambaíba fazem parte desta unidade e, neste caso, as vulcânicas seriam sills. Arenitos com cimento de zeólita de provável origem dos fluidos vulcânicos são encontrados na base da Formação Corda (perfil A5) e sugere certa contemporaneidade entre a fase de implantação do deserto Corda e o desenvolvimento final da planície vulcânica Mosquito.

Fonte: Perfil 1-IZ-2-MA de Resende (2002).

Nos depósitos em de lençóis de carga de fundo, os sedimentos grossos dificultam o movimento dos outros grãos grossos. As partículas finas, que são carregadas com maior facilidade, se depositam nas calhas das formas de leito ou ocupam os espaços entre os mais grossos possibilitando que estes voltem a se movimentar. A migração das formas de leito sobre as calhas formava camadas contínuas e pouco espessas da mistura de material grosso e fino (Whiting, *et al.* 1993). Os depósitos gerados, por serem pouco espessos, teriam poucas chances de preservação senão fosse sua deposição entre os pulsos de derrames. A intercalação de arenitos *intertraps* observada ao longo de mais de 300m da Formação Mosquito indica que o rápido soterramento pelos pulsos magmáticos teria aumentado o potencial de preservação dos depósitos *intertrap*. Os estratos inclinados com geometria côncava foram controlados pela morfologia das depressões nas planícies vulcânica e pela migração e geometria das formas de leito (Posamentier e Walker, 2006).

As fraturas preenchidas por arenitos na forma de diques observadas nos basaltos podem ter pelo menos duas origens: 1) Fraturas de resfriamento do topo do basalto preenchidas por sedimentos eólicos, e 2) por injeção e sedimentos advindos de fluxo fluidizado induzido pela alta temperatura e pressão confinante. O desenvolvimento de fraturas favorece o escape do sedimento arenoso para zonas de menor pressão e temperatura gerando os diques de injeção (injetitos).

5.2.3 Fluvial entrelaçado (AF2)

A AF2 consiste de ortoconglomerados polimíticos com estratificação de baixo ângulo (Cb), arenitos seixoso com estratificação cruzada acanalada (Asc) Arenito seixoso com acamamento maciço (Asm). Conglomerado é a litologia preponderante, e caracteriza-se por uma matriz de areia fina a média e argila de coloração vermelha a marrom avermelhada. Os clastos de sílex são angulosos a muito angulosos (2 a 11 cm), já aqueles formados por basalto e arenitos são arredondados a subarredondados (Figura 11, 12, 17). Arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada ocorrem sobrepostos aos conglomerados maciços, localmente podem ocorrer sobre conglomerados com estratificação de baixo ângulo (Figura 11, 12 e 17). Arenitos de granulação fina a média, com grãos moderadamente selecionados, exibindo laminação cruzada cavalgante transladante ocorrem intercalados aos conglomerados (Figura 11, 12 e 17). Estes depósitos são formados por camadas tabulares de 0,3 a 1,5 m de espessura, com sua maior expressão na região de Formosa da Serra Negra, com até 20 m de espessura e

mais de 70 km de extensão, geralmente organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes (Figura 11, 12, 17).

A presença de estratificação cruzada acanalada indica a migração de dunas subaquosas de pequeno porte nestes canais. Os *sets* centimétricos desta estratificação cruzada apontam para uma profundidade relativamente rasa dos canais. Arenitos maciços, com estratificação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo podem ser formados no limite inferior de canais rasos, principalmente em lençóis de inundação desconfinados ou pobremente confinado (Picard & High, 1973; Miall, 1987). Os clastos angulosos indicam proximidade da área fonte e pouco retrabalhamento, principalmente aqueles advindos do substrato vulcânico. As camadas maciças são consideradas uma característica de um fluxo rápido, enquanto as estratificações cruzada acanaladas, são resultado da diminuição da velocidade do fluxo das inundações (Glennie, 1970).

Com o fim dos pulsos magmáticos da Formação Mosquito, a planície vulcânica ficou exposta a sucessivos episódios de chuvas torrenciais que ocasionaram grandes inundações. A planície vulcânica serviu de substrato para o escoamento das águas das chuvas, que não era absorvida rapidamente, o que favorecia um maior espriamento dos sedimentos carregados por esses fluxos. Os depósitos da AF2 foram formados em planícies de rios entrelaçados, muito comuns em regiões áridas a semiáridas, onde fluxos de rios efêmeros formavam uma rede de canais rasos (Scherer, 2002). A presença de ortoconglomerados polimíticos sugere a ação de fluxos hiperconcentrados com alta viscosidade formada por correntes de alta energia (Scherer, 2002). A energia destas correntes foi capaz de erodir a parte superior dos basaltos e dos arenitos *intertrap* da Formação Mosquito. O material erodido foi depositado como uma mistura de lama e cascalhos mal selecionados formando a porção inferior da Formação Corda.

Desta forma, a AF2 é interpretada como depósitos de rios efêmeros ou *wadis*, que são caracterizados pela baixa razão água/sedimento e por regime tipicamente torrencial associado a chuvas esporádicas. Depósitos de canais próximos a sistemas desérticos geralmente exibem sedimentos fluviais com contribuições eólicas (Smith, 1987). Esta associação possivelmente ocupava regiões mais rebaixadas do deserto Corda, onde o fluxo de água dos rios eram capazes de transportar consideráveis quantidades de sedimentos.

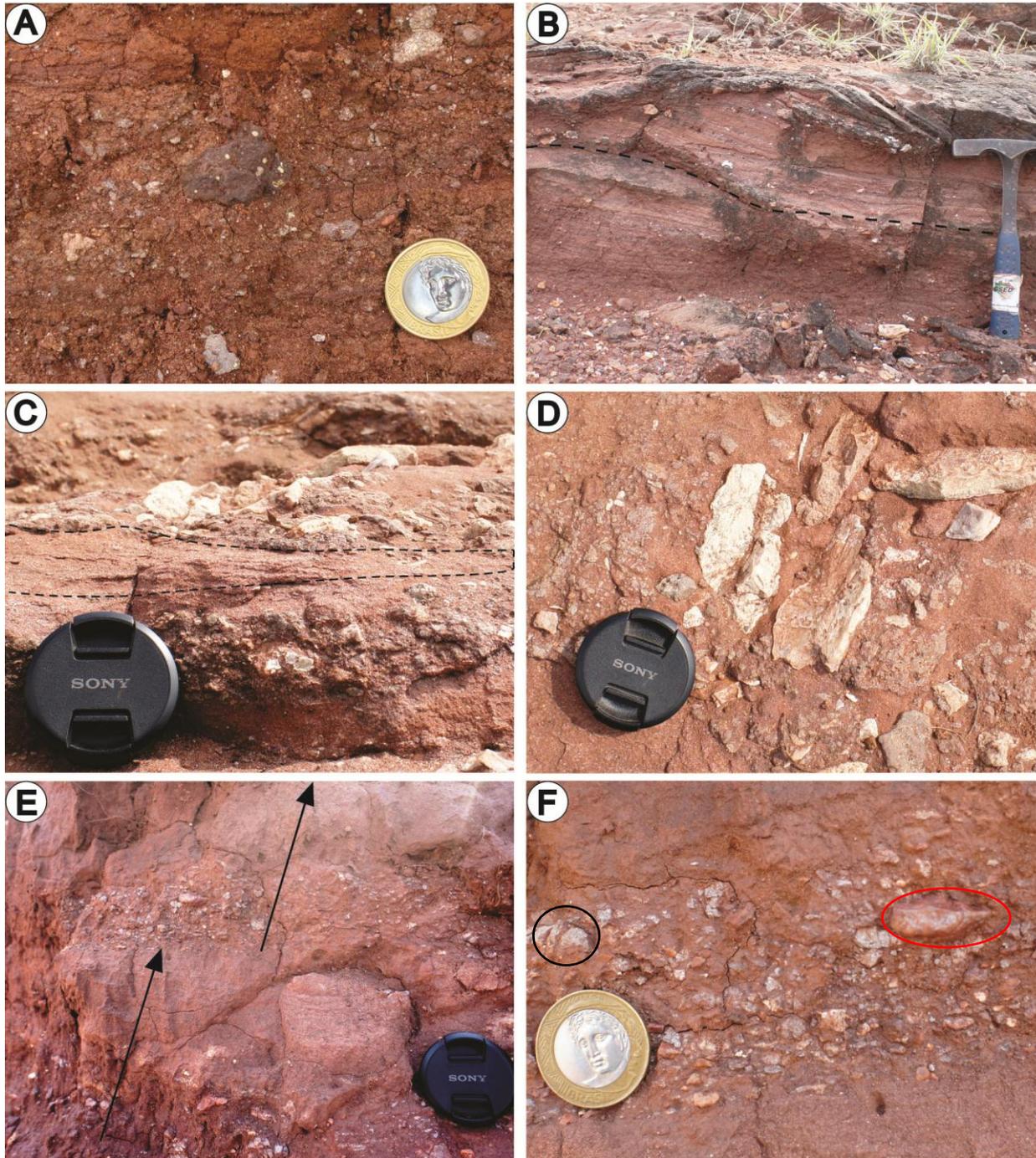
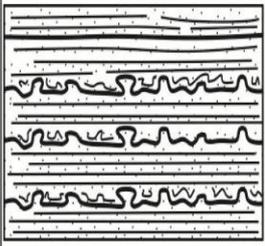
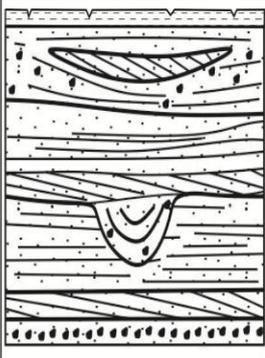


Figura 17- Aspectos gerais da associação de fácies 2. A) Ortoconglomerado polimítico maciços com clastos angulosos e centimétricos de sílex e basalto imersos em matriz areno-argilosa. B) Camadas arenitos grossos com estratificação de baixo ângulo sobreposta por arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada. C) Intercalação de camadas conglomeráticas e laminações cruzadas cavalgantes. D) Seixos muito angulosos de siléx com tamanho centimétrico. E) Camadas tabulares centimétricas de *lags* conglomeráticos sobrepostos por arenitos com laminações plano-paralelas. F) Detalhe de *lags* conglomeráticos com seixos de basalto e sílex (círculo preto e vermelho respectivamente).

5.2.4 Lençóis de areia (AF3)

A AF3 é a associação de fácies dominante na área de estudo, sendo caracterizada por camadas métricas de geometria tabular ou de baixo ângulo de arenito finos a grossos, contínuas lateralmente por centenas de metros (Figura 11, 12 e 18). Dois tipos de elementos arquiteturais (EA) constituem a AF3 (Tabela 2): EA1) camadas planas com base deformada e EA2) camadas planas constituídas por diversos tipos de laminações/estratificações internas.

Tabela 3- Principais Características faciológicas da AF3.

Fácies	Geometria/ elemento arquitetural	Descrição	Interpretação
Apb Am As		Arenito fino com geometria tabular, acamamento maciço, estratificação plano-paralela e baixo ângulo, e arenito com estruturas de sobrecarga e em chama.	Deposição em regime de fluxo inferior (<i>sheet flow</i>) e liquefação.
Ab Apc Aga Ap Pg		Arenito fino com estratificação cruzada de baixo ângulo, arenito fino com laminação planar e cavalgante. Arenito fino a grosso com grânulos e seixos esporádico com geometria de canal e estratificação cruzada de pequeno porte. Arenito fino a grosso com grânulos e seixos esporádicos com estratificação plano-paralela. Pelito maciço e gretas de contração.	Migração de dunas de baixa amplitude. retrabalhamento eólico formando superfícies de deflação. Fluxo com migração de dunas subaquosas (3D) em canais rasos e restritos. Fluxo não confinado, espreado em regime de fluxo inferior a superior. Deposição e exposição e ressecamento

O EA1 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). Esta sucessão tem mais de 40m de espessura e se distribui principalmente na porção inferior da seção estudada. Estes depósitos são formados por camadas com grande extensão lateral de até 300m (Figuras 11, 12 e 18).

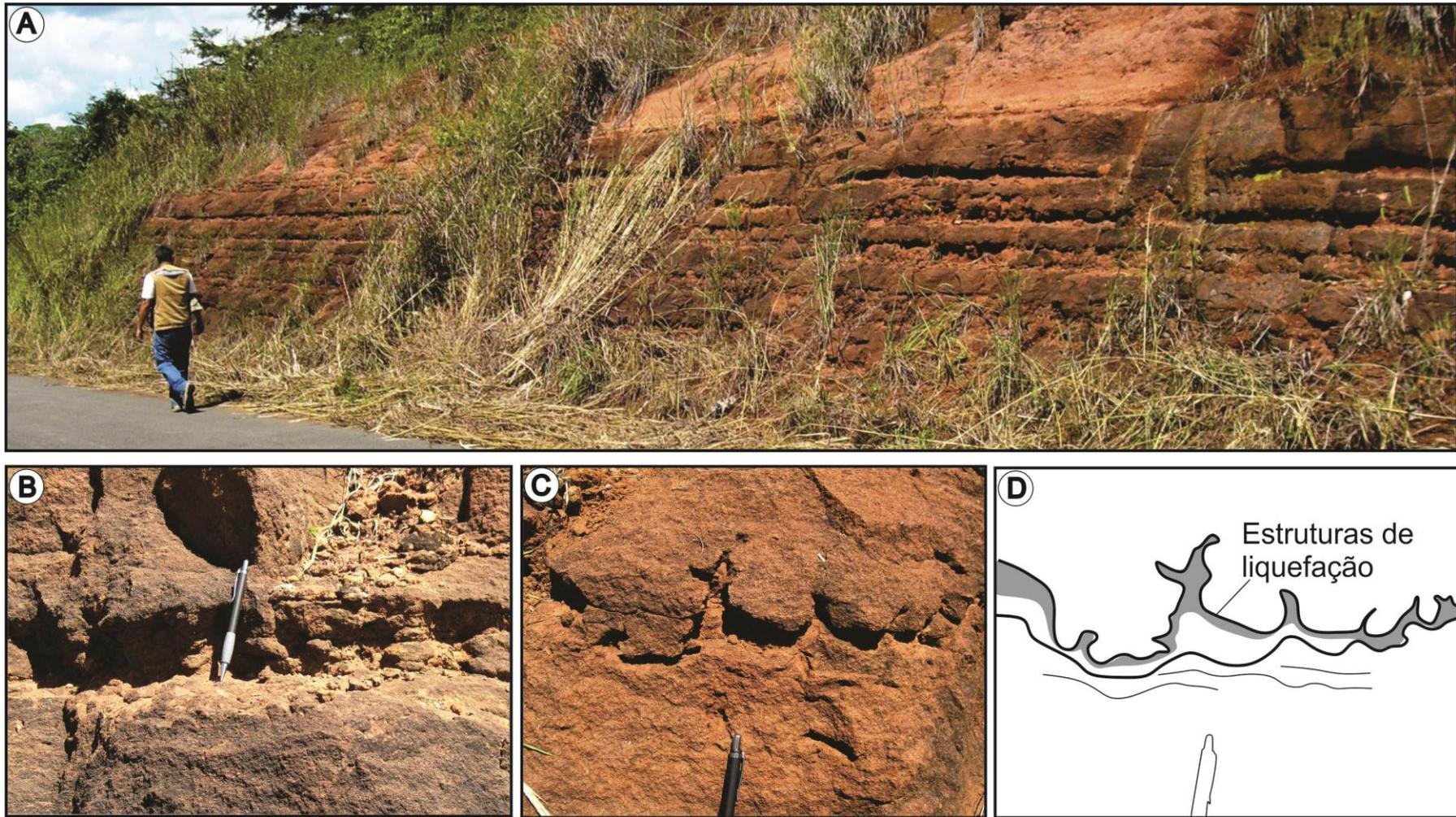


Figura 18- Aspectos gerais da AF3 com principais características da EA1. A) Arenitos tabulares com estratificação plano-paralela. B, C e D) Perfil negativo na base das camadas revelam estruturas de sobrecarga e em chama.

O EA2 consiste de 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). As laminações cruzadas cavalgantes formam lâminas sub-horizontais e/ou com baixo ângulo ($<5^\circ$), com 1 a 4 cm de espessura e gradação inversa (Figuras 11, 12, 19 e 20, Tabela 2). Também ocorrem arenitos finos a grossos, com grânulos e seixos esporádicos, preenchendo geometria de canal e com estratificação cruzada acanalada (Aga) de pequeno a médio porte (Figuras 11, 12, 19 e 20, Tabela 2). Estes canais são interpretados como *gutter casts* e ocorrem isoladamente truncando arenitos finos a grossos com grânulos e seixos com estratificação plano-paralela (Ap). Os *gutter cast* exibem 15cm a 2 m de largura e 5cm a 1m de profundidade, normalmente são preenchidos por arenitos com laminações cruzadas acanaladas e/ou plano-paralelas, e cortadas por arenitos finos com laminações cruzadas cavalgantes (Figuras 11, 12 e 20). No EA2 comumente ocorrem intercalações de laminações plano-paralela e estruturas de adesão (*adhesion lamination* e *adhesion warts*). As camadas com estrutura de adesão são muito expressivas, formam pacotes com espessura superior a 2m e com mais de 20m de extensão lateral, formam laminações crenuladas a onduladas, sempre associadas a *rip-up clasts*, *curled clay flakes* (Figura 11, 12, 21, 22). As laminações de adesão formam laminações irregulares e crenuladas que persistem por dezenas de metros, algumas vezes, associadas a estruturas de deformação. As verrugas de adesão (*adhesion warts*) formam pequenas projeções ou montículos centimétricos na forma de arco ou semi-arco (Figuras 11, 12, 21, 22). Estas estruturas marcam o topo de camadas centimétricas que formam ciclos de ressecamento ascendente (*drying-upward*) (Kocurek, 1981). Gretas de contração ocorrem em pelitos (Pg) no topo dos ciclos (Fig. 22). As camadas de pelito apresentam espessura que varia de 0,5 a 1m, e geralmente recobrem arenitos com estruturas de adesão. Cimento de zeólita e calcita formam nódulos evaporíticos (Figura 21 e 22).

A EA1 representa a deposição em superfícies planas por fluxos em lençol (*sheet flow*) durante inundações episódicas (*flash flood*). A presença de estruturas de sobrecarga e em chama sugere deposição rápida e confinamento da água intersticial com posterior ajustamento plástico das camadas por processos de liquefação (Lowe 1975). Diferente dos fluxos fluviais entrelaçados interpretados para a AF2, que são comumente associados a formas de leito 3 D, os depósitos da EA1 podem ser comparados com fluxos de *wadi* não confinados.

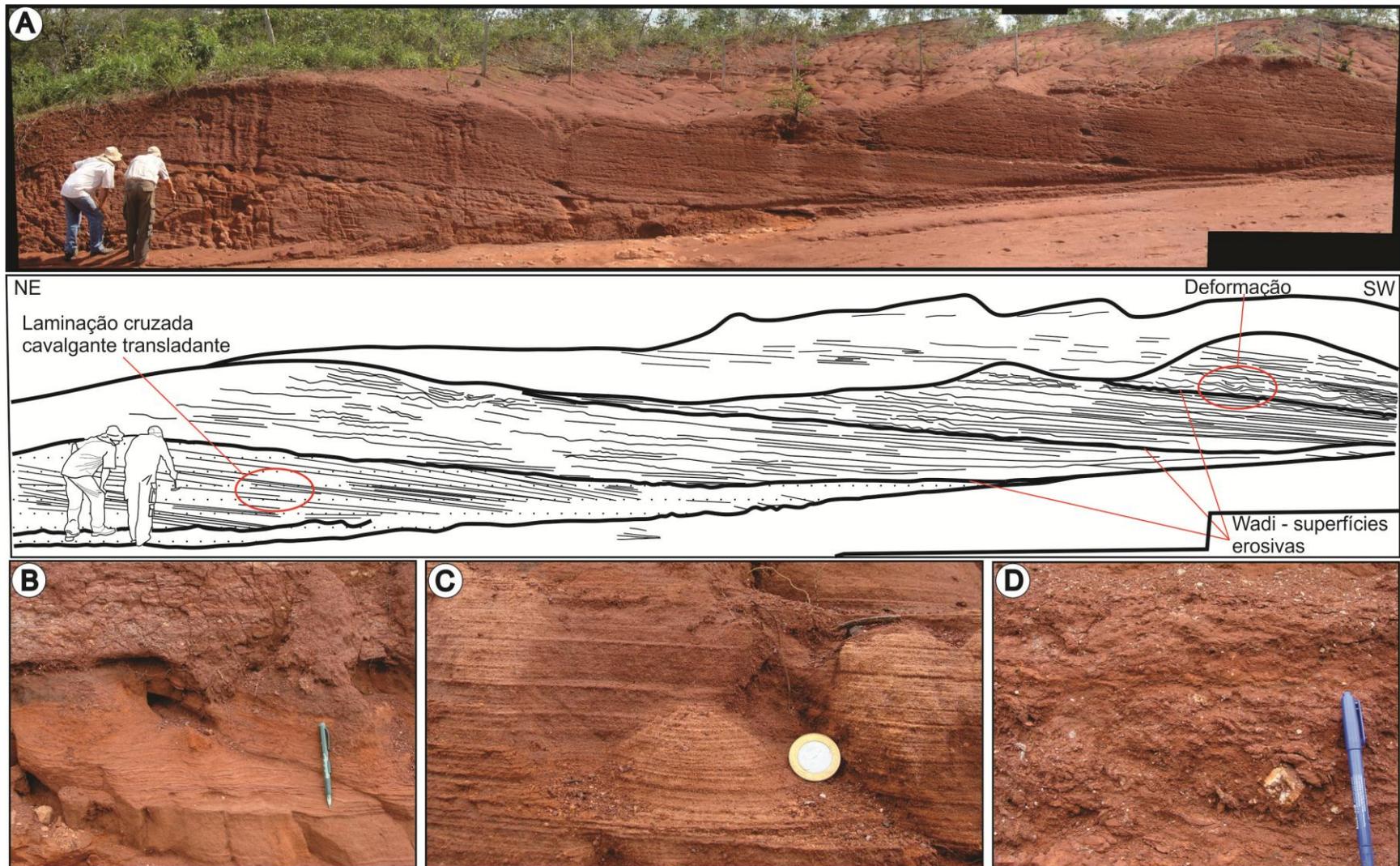


Figura 19- Aspectos gerais da AF3-EA2. A) Seção panorâmica com arenitos com geometria tabular das fácies AF3. B) Contato erosivo entre arenito com laminação cruzada transladante (Apc) e arenito médio a grosso com estratificação plano-paralela (Ap). C) Detalhe da laminação cruzada cavalgante transladante exibindo areia média em alto relêvo. D) Seixo em arenitos grossos da fácies Ap.

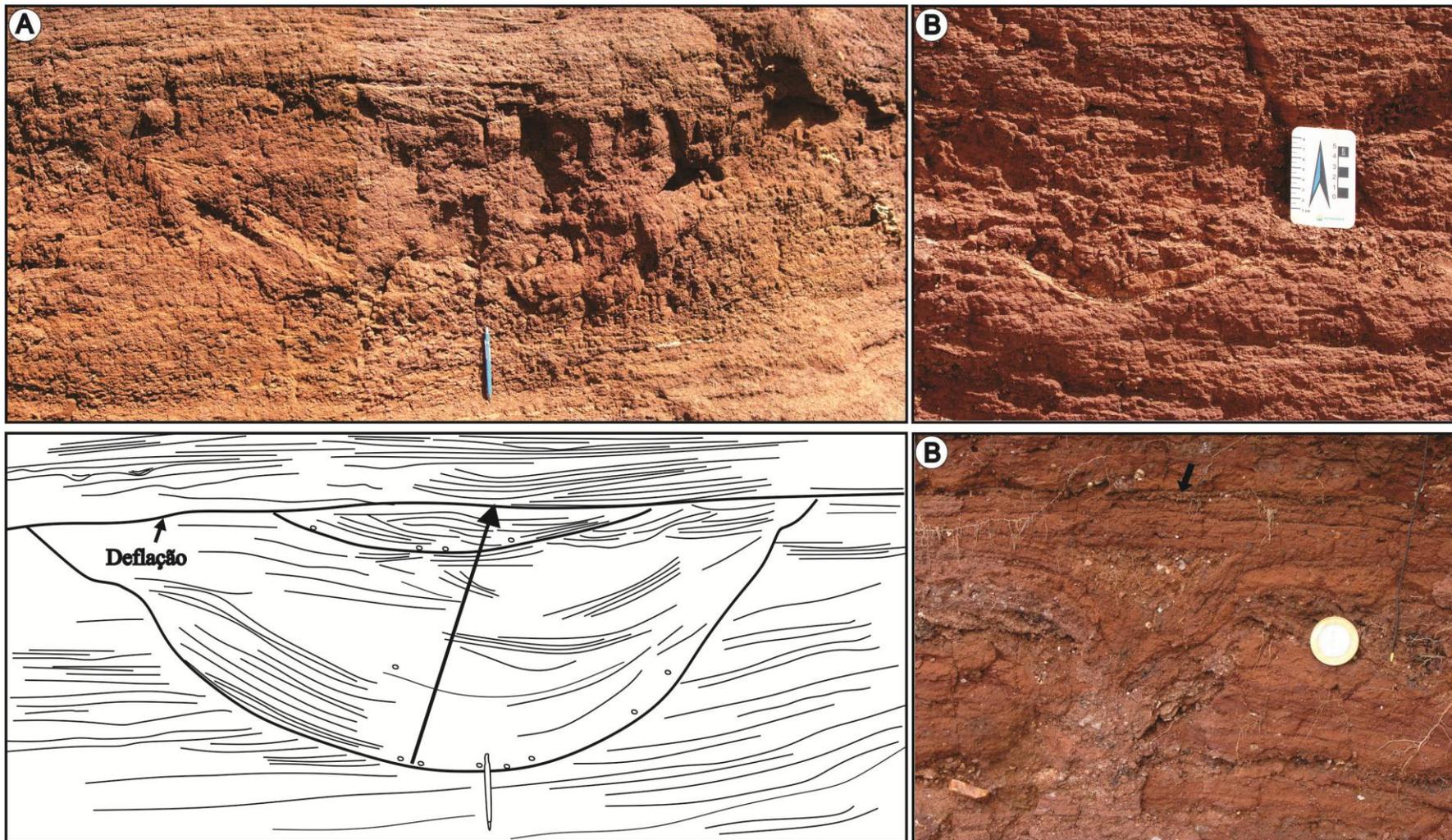


Figura 20- Características gerais da AF3 com destaque para o EA2. A) Geometria de canal preenchida por arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada cujo sets diminuem para o topo (seta). Arenitos com laminação plano-paralela e laminação cruzada transladante truncam o topo do canal. B e C) *gutter casts* preenchidos por arenitos grossos mal selecionados com seixos esporádicos. Estruturas de deformação ocorrem na base do *gutter cast*.

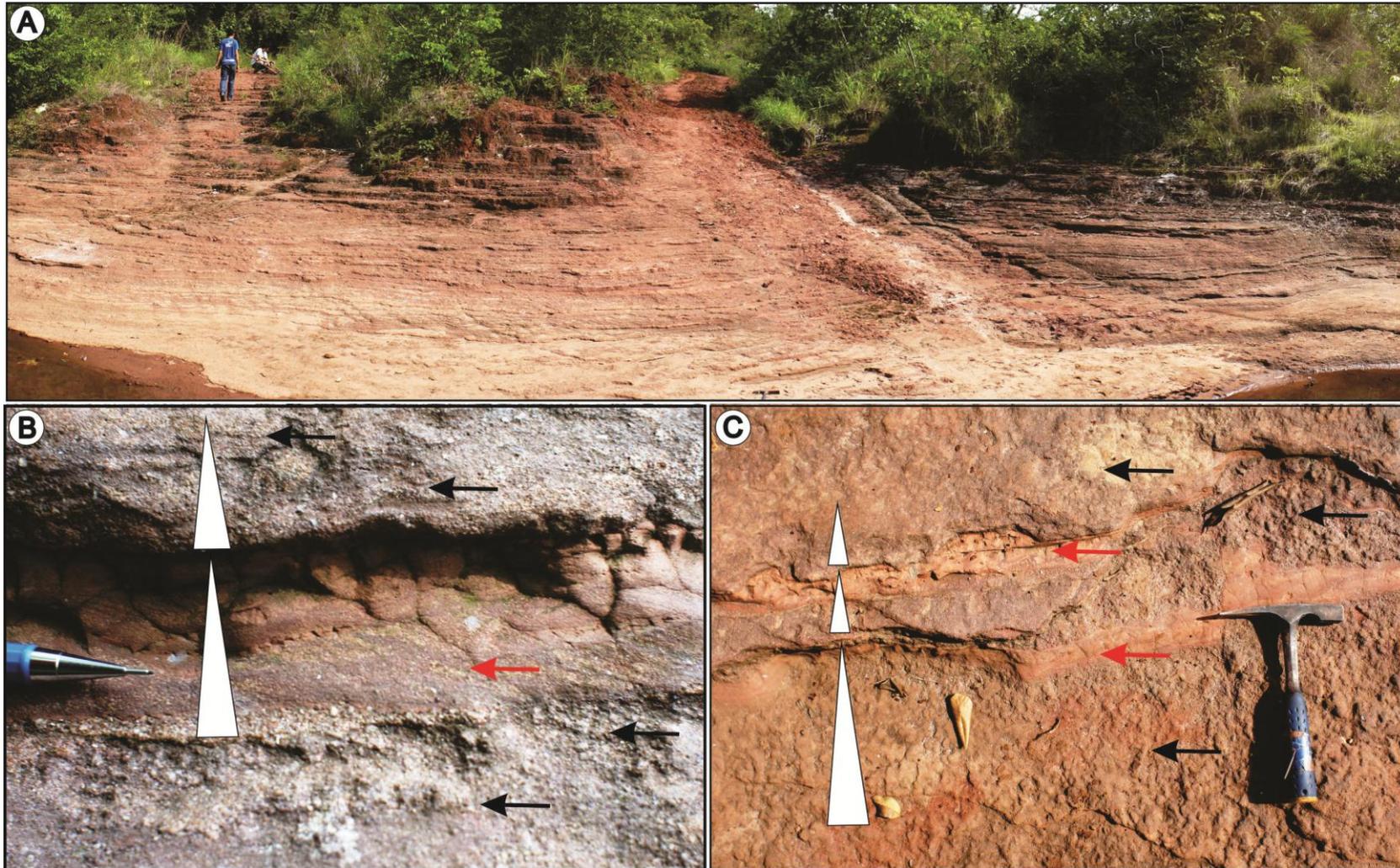


Figura 21. Aspectos faciológicos da AF3. A) Camadas tabulares com estratificação planar e de baixo-ângulo. B e C) Alternância de arenito com laminação cruzada (seta vermelha) e laminações de adesão (seta preta). O conjunto de camadas formam ciclos de ressecamento ascendentes (*drying upward*).



Figura 22- Aspectos faciológicos da AF3-EA2 nos testemunhos de sondagem. A e B) Arenito fino com estrutura de deformação. C e D) Aspecto crenulado da laminação de adesão. E e F) Estruturas de gratas de contração preenchidas por arenitos. G) Estruturas de flocos de argila contorcidos (*curled clay flakes*). H) Argilito maciço muito fragmentação decorrente da má conservação dos testemunhos de sondagem.

A EA2 representa a migração de dunas eólicas do tipo *nebkha* de pequena amplitude, com topo aplainado pelo retrabalhamento eólico. A migração de formas onduladas de origem eólica (*wind ripples*) são indicadas pela presença de laminações sub-horizontais com gradação inversa (Hunter, 1977). A presença de fluxo não confinado, que se espalhava, sob condições de regime de fluxo inferior a superior, deu origem aos arenitos com estratificação plano-paralela nas planícies dos lençóis arenosos. Localmente a máxima velocidade da corrente causou fluxos confinados em canais rasos e estreitos (*gutter casts*) com migração de dunas subaquosas (3D). A presença de laminação crenulada a ondulada é interpretada como estrutura de adesão. Parte da água destes fluxos não confinados era absorvida e/ou ficava retida na franja capilar, o que favorecia a formação de estruturas de adesão (*adhesion lamination* e *adhesion warts*). Estas estruturas são formadas pela adesão de grãos de areia seca soprados pelo vento e sobre superfícies úmidas (Kocurek e Fielder, 1982). As laminações de adesão indicam sequências de ressecamento ascendente (*dry-upward*) e diferentemente das demais estruturas de adesão, podem ser formadas em grandes áreas, dependendo principalmente do teor de umidade (até 80%). Gretas de contração no topo dos ciclos corroboram esta interpretação. A alternância de laminações eólicas e estruturas de adesão refletem mudanças no teor de umidade destes depósitos (Chakraborty e Chaudhuri, 1993). Normalmente estas estruturas, na Formação Corda, estão associadas a concreções evaporíticas que podem ser produto da acumulação de sais na franja capilar, que expandem e forçam levemente as camadas deformando-as.

Planícies arenosas formadas pelo vento ou lençóis de areia, consistem principalmente de estratificação cruzada de baixo ângulo formada por ondulações ou queda de grãos. Normalmente existem em áreas marginais aos campos de dunas (Fryberger *et al.* 1979). São formadas por vários fatores, incluindo a elevação do lençol freático, inundações periódicas por fluxos fluviais, presença de vegetação, ou insuficiência de suprimento sedimentar (Kocurek e Nielson, 1986). O modelo proposto aqui sugere que estas planícies arenosas eram submetidas esporadicamente a alternâncias de retrabalhamento eólico e inundações episódicas (*flash flood*). Durante a fase seca formas de leito de pequeno a médio porte geralmente com o topo arrasado pela intensa deflação foram desenvolvidas com a formação de marcas onduladas (Figura 23). Núcleos úmidos nesta planície formaram sítios de precipitação de carbonatos e evaporitos, geralmente associados às marcas de aderência. Inundações episódicas sob

regime de fluxo superior e inferior geraram o espriamento das areias e retrabalhariam a planície de deflação pré-estabelecida. Além disso, formavam redes de canais rasos com dunas subaquosas de baixa amplitude (Figura 23). Uma nova fase de deflação subsequente retrabalharia todo o depósito subaquoso.

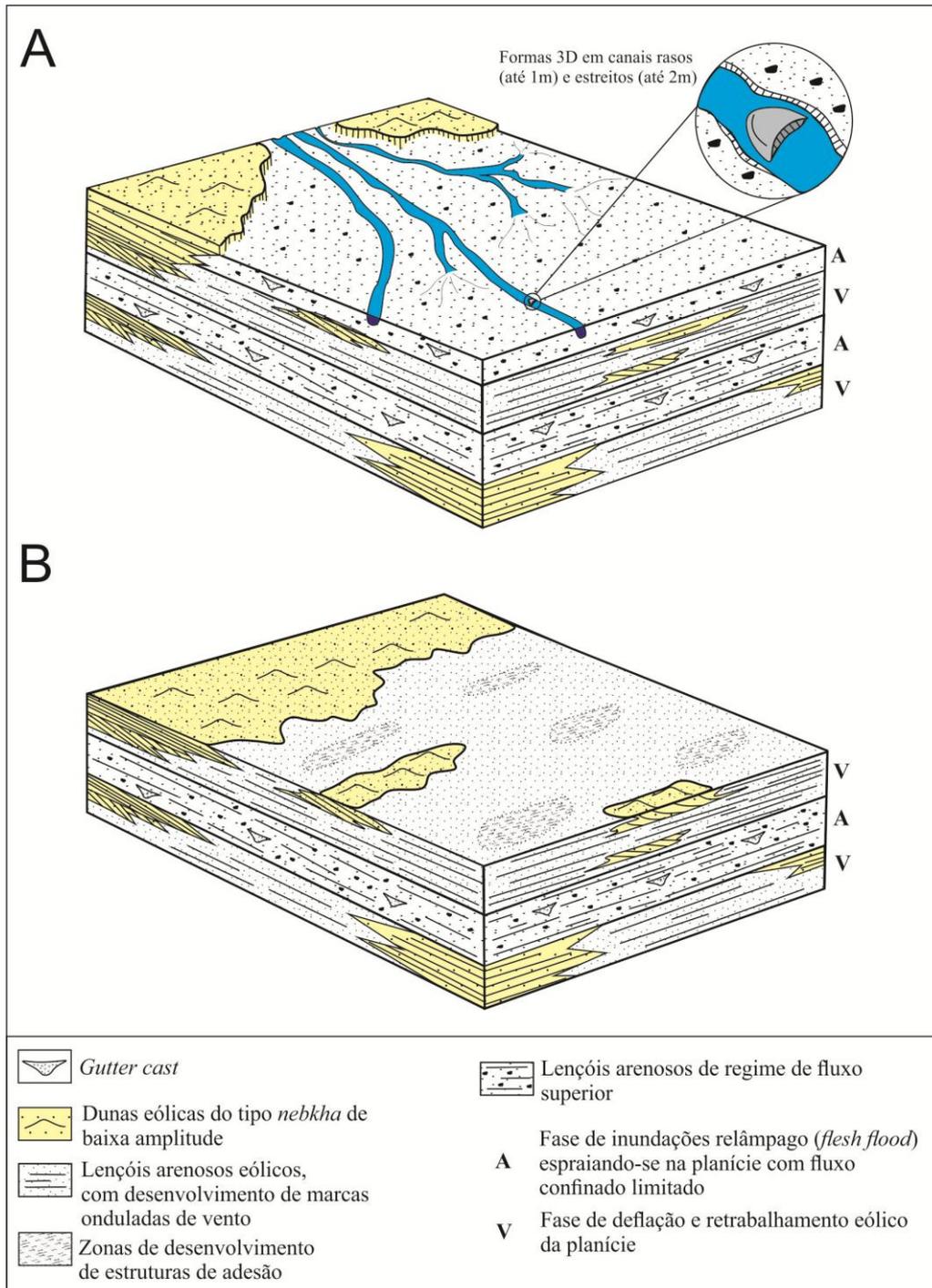


Figura 23- Interpretação paleoambiental da AF3. Fases de deflação com retrabalhamento eólico da planície arenosa geram formas de leito arrasadas e marcas de adesão e de vento (B). Períodos com maior aporte de água, proveniente de inundações relâmpago (*flash flood*), retrabalham os sedimentos previamente depositados, espriando-se na planície com fluxo confinado limitado (A).

5.2.5 Campo de dunas (AF4)

A associação de campo de dunas (AF4) é melhor exposta na Serra Negra, onde aflora a partir de cotas superiores a 410m de elevação e em cortes de estrada da rodovia MA-006 (Figura 1). Encontra-se sobreposta aos arenitos com laminação e estruturas de adesão da AF4 e sotoposta em contato brusco com AF5. Esta associação é encontrada em três dos quatro testemunhos estudados, ocorrendo diretamente sobre as rochas básicas da Formação Mosquito (Figura 11 e 12). Esta associação 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 pelito maciço (Pm). Esta associação foi subdividida em dois conjuntos de fácies (C), o CI e CII.

O CI forma camadas lenticulares extensas lateralmente por dezenas de metros, sendo constituído por arenitos finos a médios, de coloração amarela a avermelhada, com grãos bem arredondados e bem selecionados, apresentando bimodalidade granulométrica (Figura 11,12 e 24). Apresentam estratificação cruzada tabular e tangencial de pequeno a médio porte (*sets* de 0,5 a 1,8 m de espessura), sendo que o conjunto dos estratos (*co-set*) possui cerca de 4,0 m de espessura (Figuras 24). As estratificações cruzadas apresentam mergulhos fortes de 27-33°, com contatos angulares com a horizontal e direção 200 a 308°Az (Figura 24). Os *foresets* são formados por fluxo de grão (*grain flow*) e queda de grãos (*grain fall*), além de laminações cruzadas cavalgante subcrítica transladante, com mergulhos suaves ou finamente laminada (*pinstripe lamination*) (Figura 25, 26 e 27). Individualmente as lâminas apresentam variações no tamanho dos grãos, bom selecionamento e gradação inversa (Figura 26). Nesta associação é comum a presença de grãos bem arredondados cobertos por uma película de óxido-hidróxido de ferro. Os depósitos de fluxo de grãos têm em média 2,5 cm de espessura podendo chegar até 4 cm de espessura (Figura 26 e 27). Nos testemunhos e em campo as lâminas com fluxo de grãos podem ser identificadas com base alto ângulo de mergulho (24-28°) e sua gradação inversa (Figura 25 e 26). Também é importante resaltar os pontos de coloração esbranquiçada, que se concentram e ressaltam os *foresets* da CI, principalmente nos testemunhos de sondagem (Figura 25 e 26).

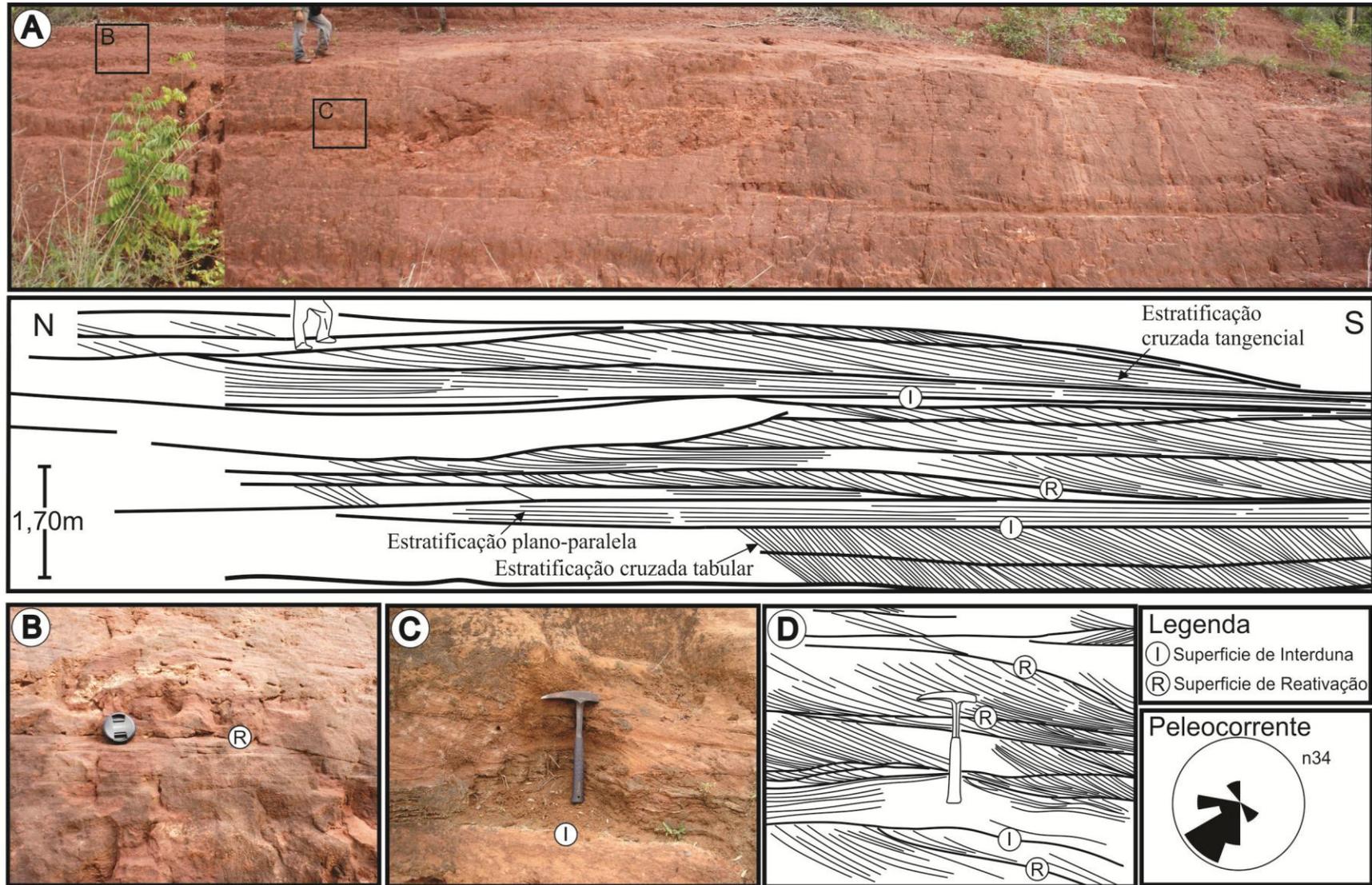


Figura 24- Aspectos gerais do CI da AF4. A) Arenitos finos médios com estratificações cruzada tabular, tangencial e plano-paralela. O desenho esquemático destaca suas principais estruturas e superfícies limitantes (I e R). B e C) Superfícies de reativação (S) e superfície de interdunas (I). D) desenho esquemático de C com as principais superfícies limitantes. O diagrama de pelecorrente indica sentido para sudoeste.

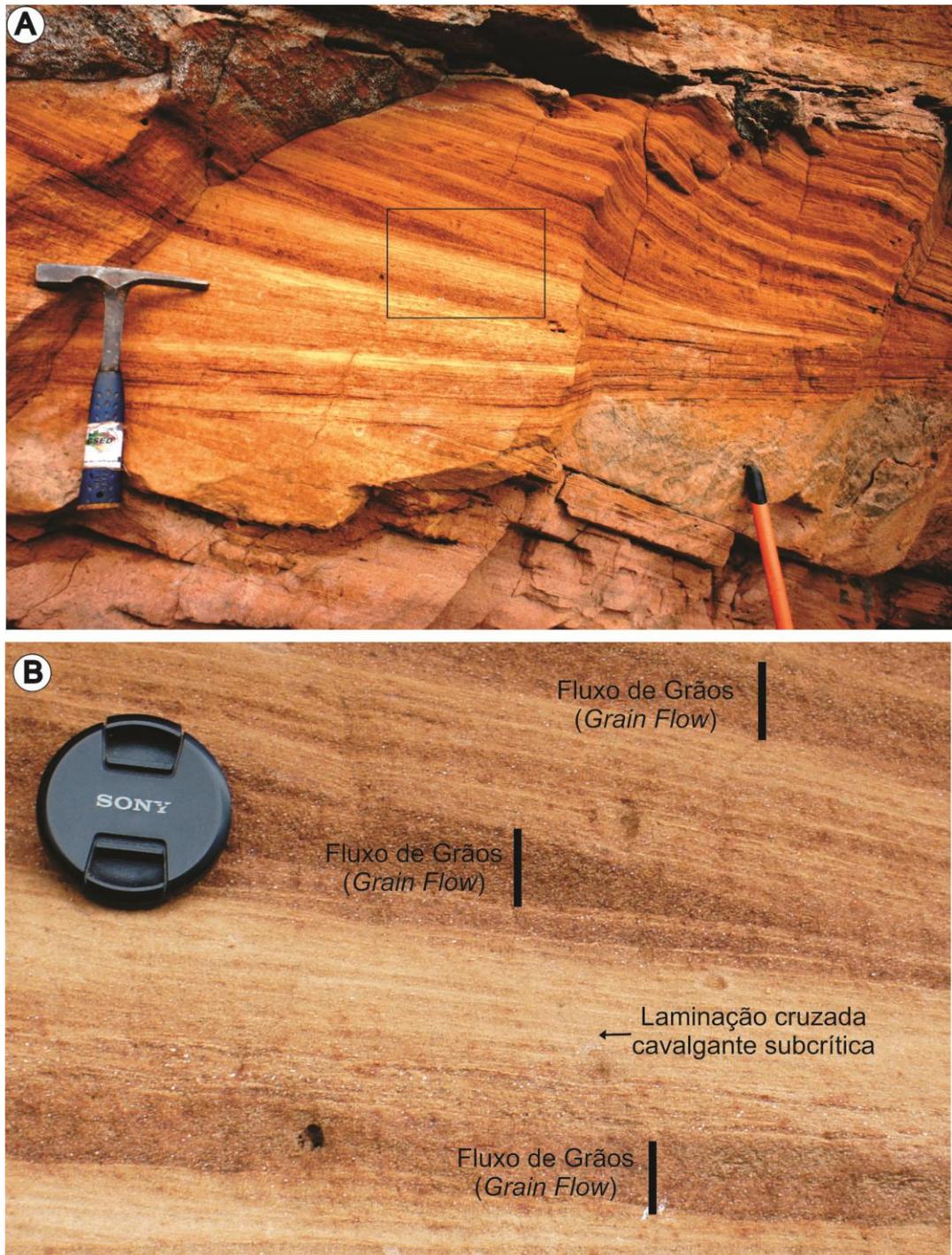


Figura 25- Aspectos faciológicos dos depósitos do CI. A) Arenito com estratificação cruzada tabular sobrepostos por estratificação cruzada tangencial. B) Detalhe de laminação produzida por fluxo de grãos (*grain flow*), queda de grãos (*grain fall*) e laminação cruzada cavalgante subcrítica. Note os pontos de coloração esbranquiçada relacionada à cimentação de zeólita.

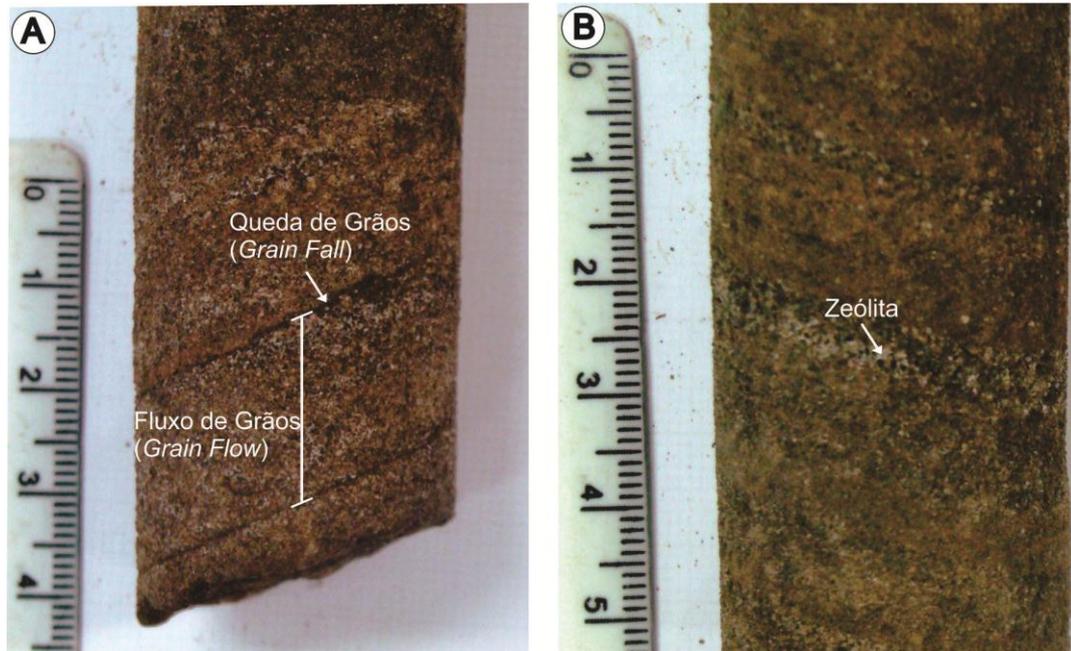


Figura 26. Aspectos faciológicos dos depósitos do CI em testemunho de sondagem. A) arenito com laminação cruzada tabular produzida por fluxo de grãos (*grain flow*) e queda de grãos (*grain fall*). Os pontos de coloração esbranquiçada são minerais de zeólita.



Figura 27- Aspectos faciológicos dos depósitos do CI, com detalhe de arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica e laminação tipo *pinstripe*.

CII consiste de arenitos finos a médios, moderadamente selecionados, com predomínio das laminações onduladas, que ocorrem intercaladas aos depósitos do CI (Figura 11, 12 e 28). Estes arenitos formam camadas tabulares em sucessões de até 6m de espessuras, organizadas em ciclos de ressecamento de escala centimétrica (Figura 29). Os arenitos são finos a grossos, moderadamente selecionados, apresentam laminação ondulada e estruturas de adesão (Alp) e arenito fino com gretas de contração (Apg), ocorre também pelito maciço (Pm). Filmes de argila e gretas de contração, com horizontes mosqueados ricos em óxido-hidróxido de ferro marcam os topos dos ciclos (Figura 11, 12, 29 e 30).

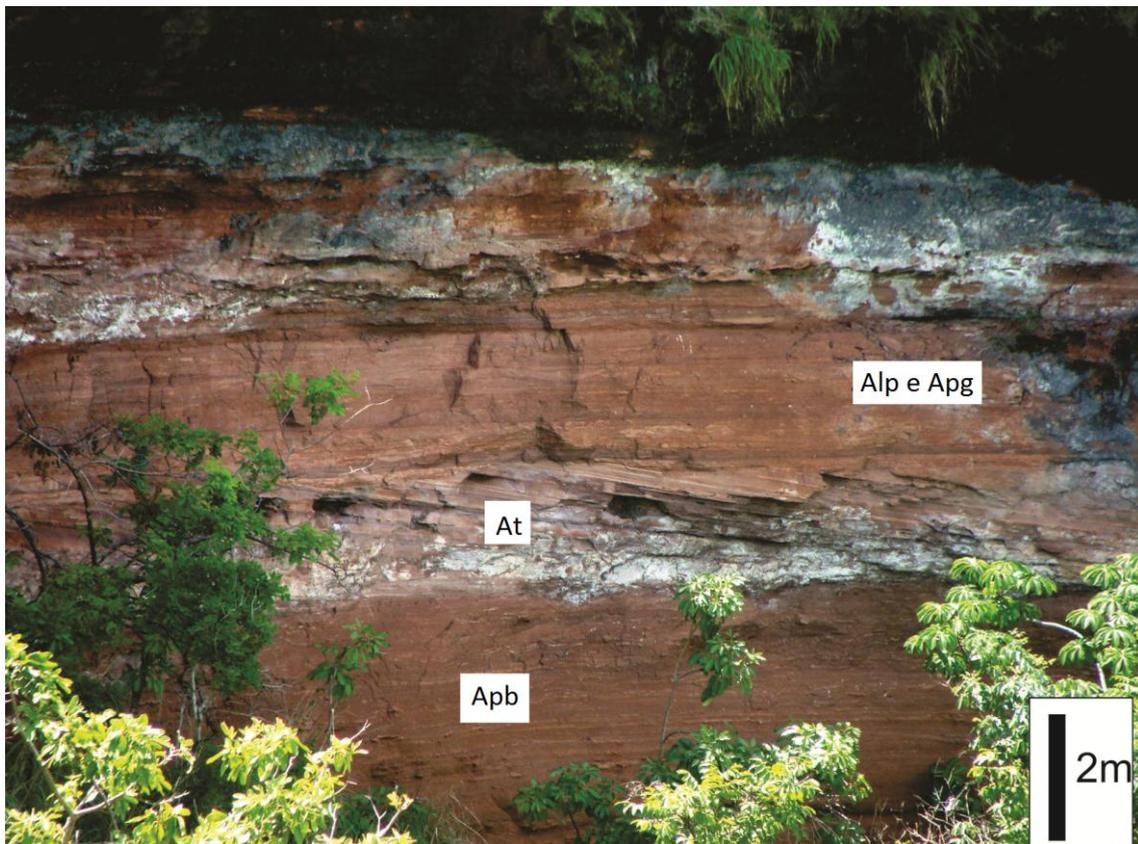


Figura 28- Afloramento no topo da Serra Negra. Transição entre a AF3 representada pela fácies Apb e AF4 que inclui as fácies At, Alp e Apg.

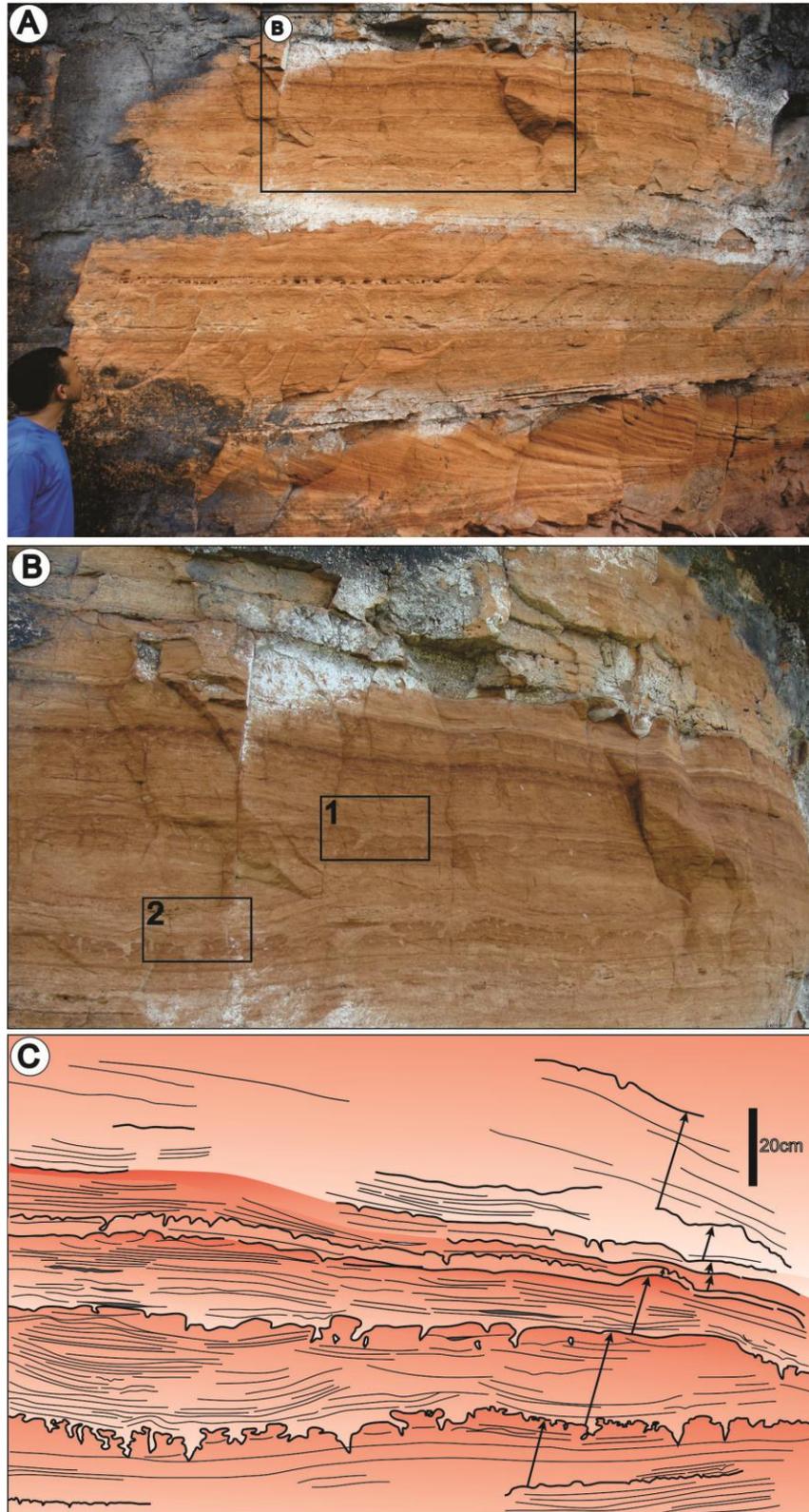


Figura 29- Aspectos faciológicos dos depósitos do CII. A) Arenito fino-médios de depósito de interduna com bioturbação, sobrepondo arenito com estratificação cruzada tabular e cruzada tangencial. B e C) Detalhe de A com desenho esquemático das estruturas de bioturbação e feições de gretação organizadas em ciclos de raseamento ascendente. Os quadros 1 e 2 na foto B representam detalhes A e B da figura 28.

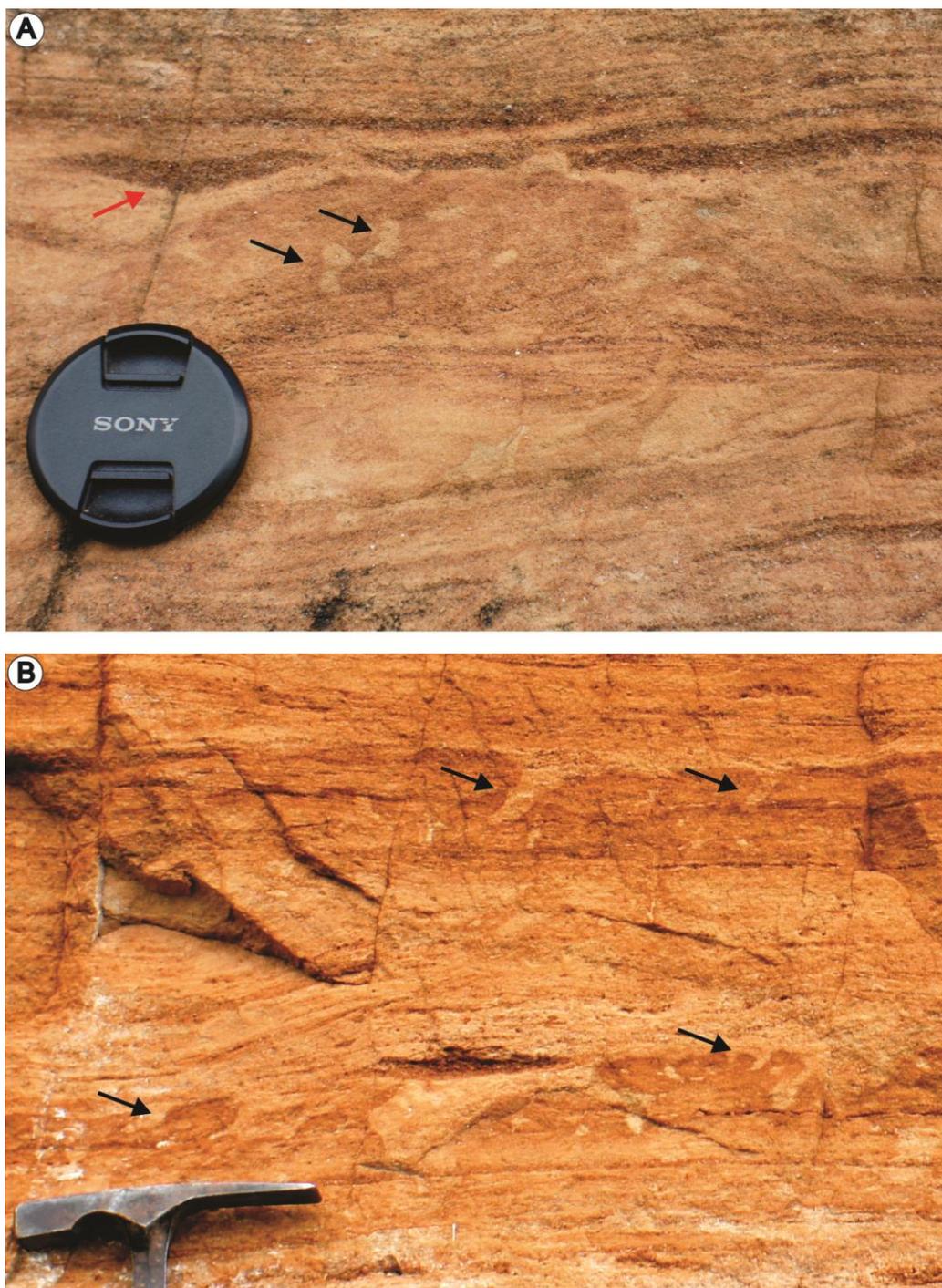


Figura 30- Aspectos faciológicos do depósito do CII. A) Arenito fino a grossos com laminação cruzada e bioturbação (seta preta). B) Gretas de dissecação preenchidas por arenito e com estruturas de bioturbação (seta).

Os arenitos do CI com estratificações cruzadas de médio porte, formadas por fluxo de grãos e queda de grãos, além das laminações de origem eólica, são interpretadas como depósitos de dunas eólicas, originadas pela migração de macroformas onduladas em regime de fluxo inferior, transportando os grãos principalmente por saltação e/ou por rolamento

(Hunter, 1977; Kocurek & Dott, 1981.). O CI representa o registro da migração de dunas de médio porte por processos deposicionais, como fluxo de grãos e queda de grãos. A migração destas formas de leito origina superfícies de primeira (Mountney, 2006). A espessura dos depósitos de fluxo de grãos sugere que as dunas tinham entre 0,5 a 3m de altura (Kocurek e Dott, 1981). A laminação cruzadas cavalgante subcrítica esta relacionada a migração de marcas onduladas de pequena amplitude e grande comprimento de onda (*ripples*). O mecanismo trativo de arraste associado à suspensão destas micro-ondulações favorece a preservação das cristas e do barlavento, causando o cavalgamento das ôndulas, cuja superposição forma lâminas sub-horizontais ou pseudoacamamentos (McKee & Weir 1953; McKee 1966; Hunter 1977). As superfícies de reativação da Formação Corda foram formadas pela erosão corrida na face de deslizamento da duna (*lee-slope*) seguida por uma nova sedimentação associada a mudanças na assimetria das dunas e na sua direção e velocidade de migração. As superfícies de migração de interdunas foram formadas como resultado da migração de dunas separadas por grandes áreas de interdunas. Inundações nas áreas marginais das dunas carregaram grandes quantidades de material argiloso para as áreas de interdunas, que quando expostos ao sol, ressecaram e foram retrabalhados pelo vento, e incorporados às dunas como seixos e *flakes* de argila.

No CI as superfícies de reativação e superfície de migração de interduna são exemplos de superfícies limitantes presentes na AF4 (Cf. Brookfield, 1977). As superfícies de reativação exibem mergulhos suaves (15-20°) e cortam os *foresets* das estratificações cruzadas, enquanto que as superfícies de migração de interdunas são caracterizadas por limites erosivos levemente inclinados, com mais 50 m de extensão.

A CII apresentam características sedimentares que sugere se tratar de depósitos interdunas, com deposição eólica e subaquosa sobre condições úmidas, com flutuações do lençol freático. A presença de estruturas de adesão é uma clara indicação de uma fonte de areia seca e de uma superfície deposicional úmida ou molhada (Kocurek & Filder, 1982). A reia seca soprada pelo vento quando em contato com a superfície úmida forma as estruturas de adesão, essa umidade é comum em áreas fortemente controladas pelo lençol freático e onde ocorrem chuvas eventuais. As laminações de adesão são formadas devido à queda da quantidade de umidade da superfície deposicional abaixo do nível crítico (<80%), desta forma a adesão da areia ocorre de forma ineficiente para formar ondulas de adesão (*adhesion ripples*), formando assim, as finas laminas de adesão. Segundo Mountney (2006) interdunas úmidas são formadas quando o lençol freático sobe até ou acima da superfície deposicional

devido a períodos em que a interduna é continuamente ou episodicamente exposta a inundações. A presença de laminações subaquosas e marcas onduladas recobertas por argila sugerem que essas estruturas foram formadas em curtos episódios de inundação, que por vezes, levou a formação de pequenos lagos de interdunas úmidas (Glennie, 1970). Inundações sazonais em áreas interdunas podem favorecer a deposição de grandes quantidades de argila, o que explicaria a presença de espessos pacotes de pelito maciço nesta associação. Outra possibilidade é a elevação do lençol freático acima da superfície de interduna, ocasionado a formação de pequenos lagos temporários (Glennie, 1970). Segundo Mountney (2006) em áreas de interdunas úmidas é comum à presença de estruturas como laminações de correntes subaquosas e por andas, por vezes com recobrimento de argila, estruturas de deformação, gretas de dissecação, *clay flakes* e *curled clay flakes*. Mountney (2006) afirma que presença contínua ou episódica de água favorece a colonização por plantas e atividade de animais, contribuindo assim, para a formação de solos, bioturbações e marcas de raízes. Estruturas de bioturbações podem ter sido formadas por pequenos animais que aproveitavam o ambiente mais úmido para a sua proliferação. Estes solos são comuns em regiões áridas, no entanto a presença de bioturbação é uma indicação da proliferação e desenvolvimento de vegetação incipiente favorecida pelo grande aporte de umidade, originada provavelmente pelo lençol freático próximo à superfície deposicional (Retallack 2001). Os ciclos presentes nestes depósito pode ser uma indicação da variações sazonais no teor de umidade da área ou variação do lençol frático.

5.2.6 Lobos de suspensão em lagos efêmeros (AF5)

A associação de lobos de suspensão em lagos efêmeros (AF5) ocorre somente no furo de sondagem no furo A4 sendo constituída pela 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*. Esta associação apresenta cerca de 10m de espessura e esta em contato brusco na sua parte superior com peitos laminados de coloração esverdeada da Formação Codó (Figuras 11, 12 e 31).

A AF5 consiste de arenitos finos a muito finos, com laminações plano-paralelas e sigmoidais. É comum a presença de ritimitos com intercalação de arenito e pelito, neste pacote estruturas de deformação, gretas de contração e laminações cavalgantes (Figura 11,12, 31 e 32). Muitas das laminações apresentam recobrimento de argila em seus *foresets*. Os

corpos de arenito são separados por *lags* milimétricos de areia média com seixos de argila. Esta associação de fácies é atribuída a lobos de suspensão formados em decorrência da entrada de influxo sedimentar em uma bacia deposicional com energia relativamente baixa, como exemplo um lago ou laguna (Röe, 1987). A presença de abundantes estruturas deformacionais pode refletir sedimento ainda em estado inconsolidado ou semi-consolidado (Johnson, 1977; Miall, 1987).

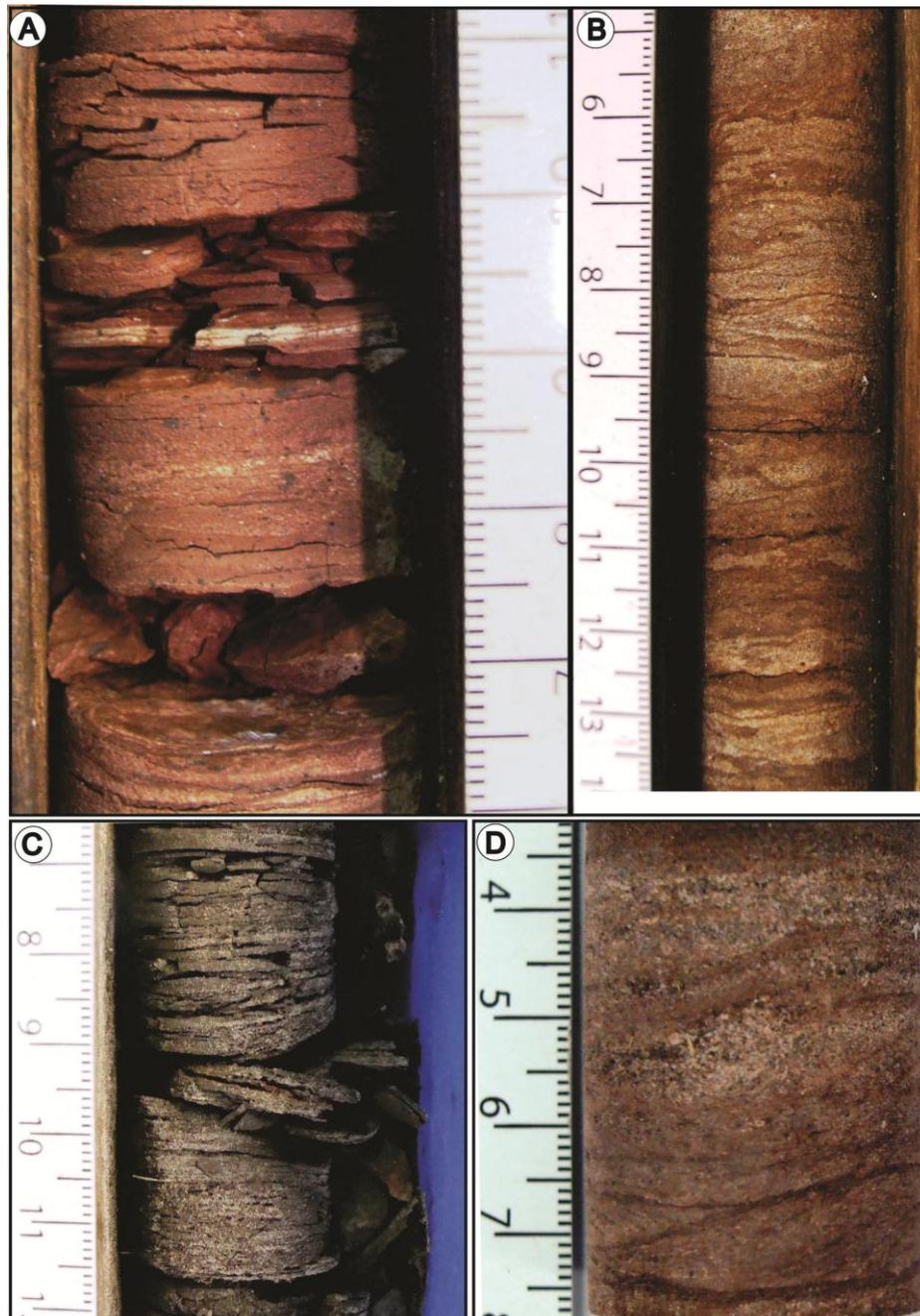


Figura 31- Aspectos faciológicos dos depósitos da AF5. A) Pelitos laminados de coloração avermelhada da Formação Corda. B) Arenito com laminação cruzada cavalgante. C) Ritimito pelito/arenito com laminações plano-paralela. D) Arenito fino com laminação cruzada sigmoidal.



Figura 32- Aspectos faciológicos dos depósitos da AF5. A) Arenito e pelitos laminados de coloração avermelhada da Formação Corda. B) Contato entre arenito da Formação Corda e pelitos laminados da Formação Codó.

6 PETROGRAFIA

6.1. DESCRIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DOS ARENITOS

Este capítulo compreende a descrição dos grãos do arcabouço, matriz, cimentos e poros encontrados nos arenitos da sucessão jurássica na região de Formosa da Serra Negra e Montes Altos. Os arenitos *intertrap* da Formação Mosquito são aqui classificados como litoarenitos e subarcósios (Figura 33). A descrição dos arenitos da Formação Corda possibilitou a sua classificação litoarenito, de Folk (1968). A análise petrográfica concentrou-se nas associações de fácies representadas por depósitos de planície vulcânica com rios efêmeros (AF1), depósitos de lençóis arenosos (AF2) e depósitos de campo de dunas (AF4), provenientes de testemunhos de sondagem e de afloramento.

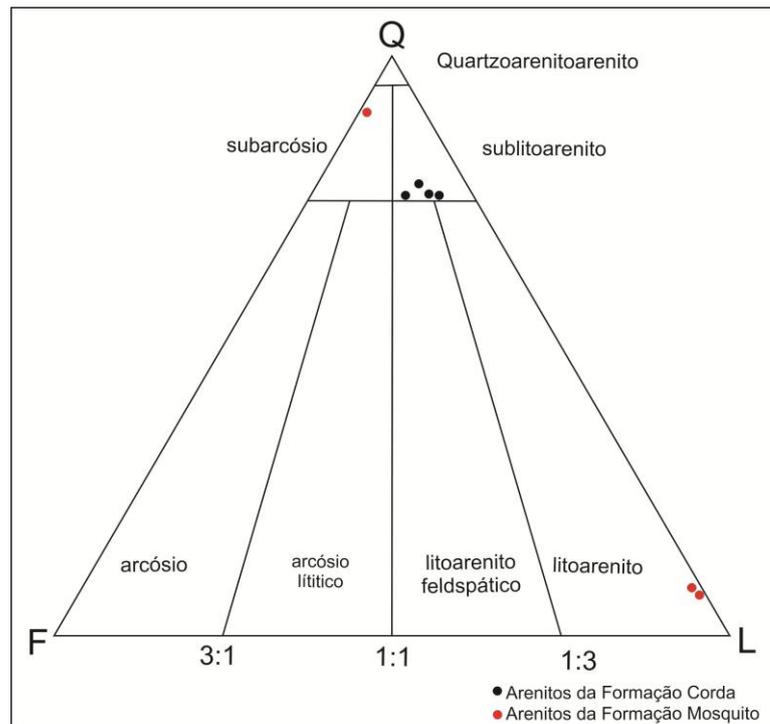


Figura 33- Diagrama triangular de Folk (1968), com a composição detrítica dos arenitos da *intertrap* da Formação Mosquito (AF1) e da Formação Corda (AF3 e AF4)

6.2 ARENITOS *INTERTRAP*

A análise petrográfica dos arenitos *intertrap* da porção superior da Formação Mosquito foi realizada em três lamina, onde foi possível identificar as principais feições petrográficas (Figura 34, 35 A e B). Os arenitos da AF1 foram classificados como litoarenito segundo a classificação de Folk (1968). Estes arenitos de forma geral apresentam

granulometria entre areia fina (0,15mm) a grânulo (2,88mm), com predomínio dos grânulos. São mal a moderadamente selecionado, subângulos com média esfericidade (Figura 35 A, B, C e D). A rocha possui um arcabouço frouxo a normal, com índice de empacotamento frequentemente inferior a 40%, com reduzida compactação mecânica. Apresenta poucas evidências de compactação mecânica, porém a presença de alguns intraclastos pelíticos deformados evidencia esse processo diagenético de compactação mecânica incipiente. A presença de grãos fraturados, micas contorcidas e poucos contatos côncavo-convexos atestam a compactação mecânica (Figura 35 E). Os contatos pontuais são os mais abundantes. É comum nas lâminas a presença laminação graduação normal (Figura 35 C).

Os principais componentes detríticos dos arenitos *intertrap* são os fragmentos de rocha ($L_{90,86\%}$), seguidos por quartzo monocristalinos ($Q_{8,57}$) e feldspatos ($F_{0,57\%}$). Outros minerais como micas e minerais pesados ocorrem em proporções inferiores a 1%. Os fragmentos de rocha são os constituintes mais abundantes da rocha (Figura 35 E). São formados por grãos subarredondados a arredondados, com tamanho entre areia grossa a grânulos. A lâmina apresenta fragmentos de rocha vulcânica (80,0%), fragmento de pelito (3,43%), fragmento de siltito (4,57%) e arenito (2,86%). Os fragmentos de rocha vulcânica podem ser formados por fragmentos de *chert*, fragmentos de rocha vulcânica com textura subofítica e vidro vulcânico desvitrificado (35 F).

Os fragmentos de *chert* (37,67%) são de tamanho areia média a grânulos, moderadamente a bem-arredondados. 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 reliquias de textura perlítica e cristais de quartzo com faces bem desenvolvidas. A parte superior destes fragmentos é recoberta por cutículas (*coatings*) de argila.

Fragmento de rocha pelítica, de siltito e arenito também fazem parte do arcabouço da rocha, porém em menos abundantes. São formadas por grãos de tamanho areia média e são recobertos por cutículas de argila.

Os grãos de quartzo são de tamanho areia fina a média, são subarredondados. São do tipo monocristalino com extinção ondulante (6,28%) e monocristalino com extinção abrupta (2,29%). Distribuem-se de forma incipiente na matriz ferruginizada, entre os fragmentos de rocha. São também recobertos por cutículas de argila.

Grãos de feldspato são escassos representando menos de um por cento da lâmina. São de tamanho areia fina e são recobertos por cutículas de argila.

Pseudomatriz ocorre como infiltração mecânica de argila ou como clátos dúcteis deformados. A identificação da infiltração mecânica de argila é evidenciada pela presença de cutículas (*coatings*) que recobrem os grãos de forma tangencial e com elevada birrefringência (Figura 35 A e D).

O cimento de sílica ocorre de forma abundante por vezes formando faixas mais cimentadas e outras menos. A rocha apresenta-se fortemente cimentada por calcedônia em forma de coroas de calcedônias que recobrem a maior parte dos grãos (Figura 34, 35 B, D e F).

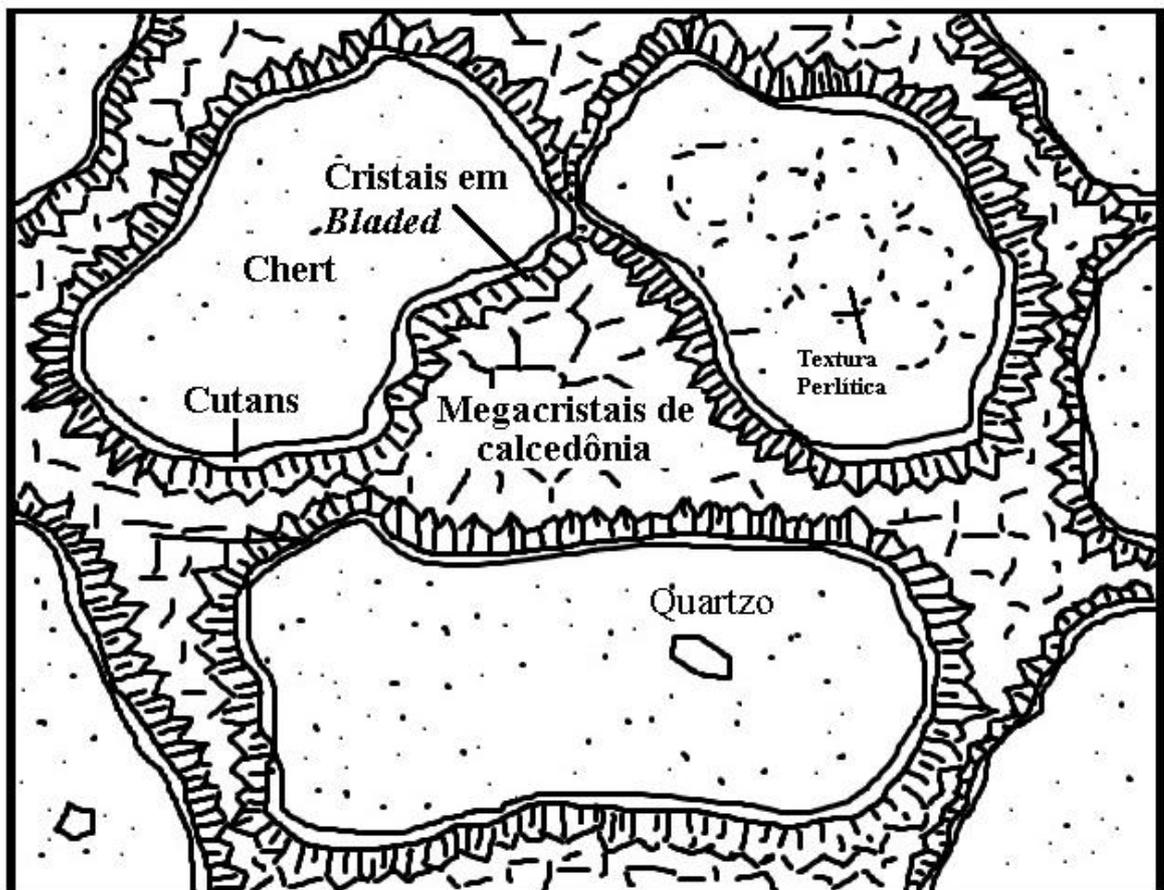


Figura 34- Desenho esquemático do arcabouço dos litoarenitos *intertrap* da Formação Mosquito.

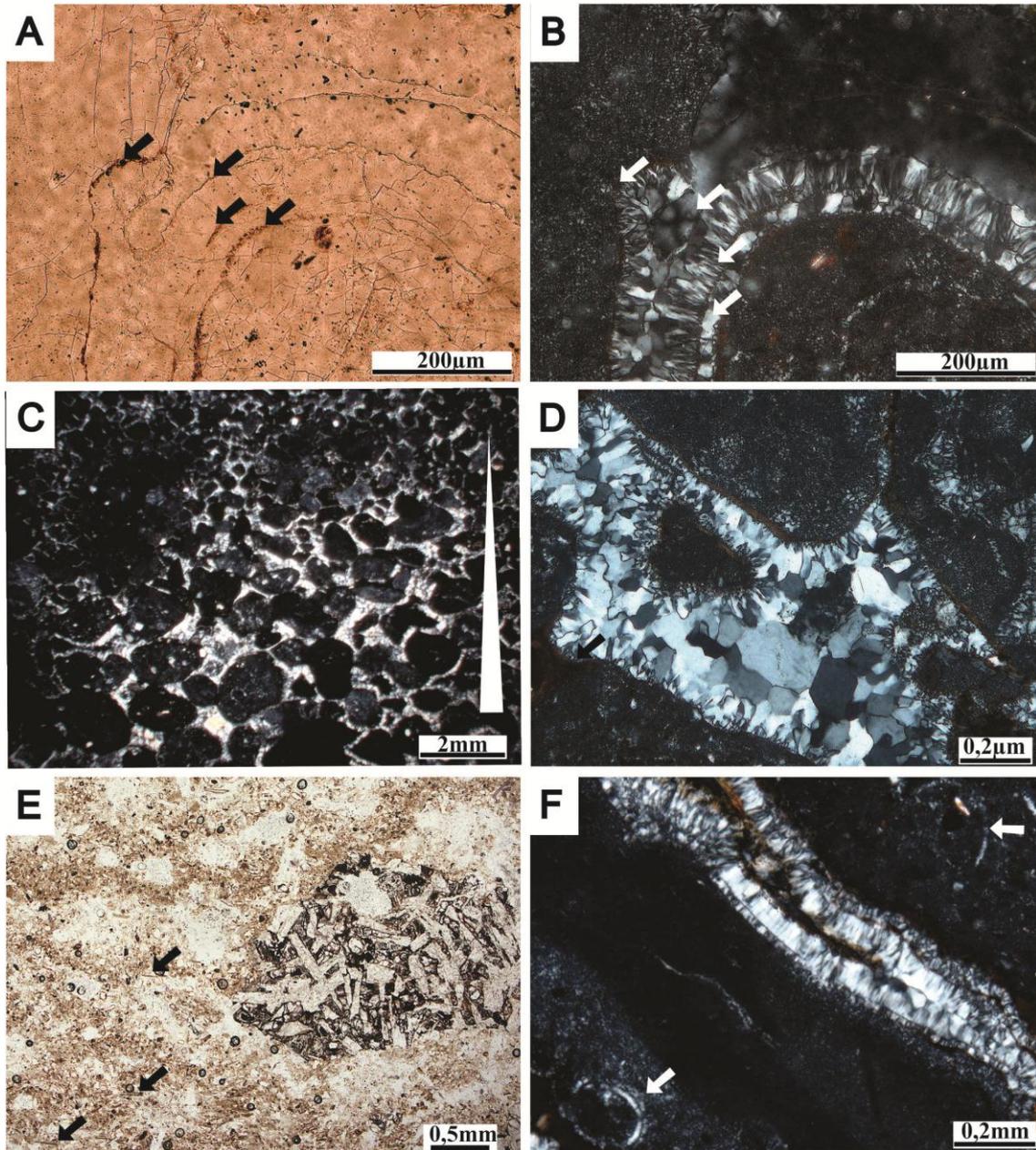


Figura 35- Fotomicrografias dos arenitos *intertrap* da AF1. A e B) Aspecto geral dos litoarenitos da AF1 com recobrimento de argila (*coatings*) e coroas de calcedônia. C) Arenito silicificado com gradação normal. D) Grânulos de sílex e vidro vulcânico recobertos por *coatings*, recobrendo os *coatings* tem-se cimento de sílica em *bladed* e mega cristais de quartzo. E) Fragmento de rocha vulcânica com ripas de plagioclásio imersas em matriz vítrea. Micas presente em matriz de areia fina estão indicadas pelas setas. F) Fragmento de vidro vulcânico desvitrificado com texturas perlíticas reliquiares (setas)

Tendo em vista que os arenitos *intertraps* apresentam arcabouço muito diferente, uns dos outros, fez-se necessário descrevê-los separadamente para poder visualizar suas principais características. Os arenitos *intertrap* abaixo descritos foram encontrados mais distante dos

anteriores, cerca de 15 km dos corpos com geometria de canal, e estão mais próximos da Serra Negra. Estes arenitos foram classificados como subarcócio que de forma geral apresenta granulometria variando de areia fina (0,243mm) a média (0,405mm), com predomínio da areia média, moderadamente a bem selecionados, com média esfericidade e eventualmente bimodais. Este arenito possui arcabouço normal a frouxo, suportado pelos grãos e pelo cimento, com reduzida compactação mecânica. A compactação mecânica é evidenciada localmente por contatos côncavo-convexos, porém com predomínio de contatos pontuais e retilíneos (Figura 36).

6.2.1 Composição detrítica

Estes arenitos apresentam como principal componente quartzo ($Q_{90,16\%}$), e secundariamente feldspatos ($F_{9,28\%}$) e fragmentos líticos ($L_{0,56}$). Micas e minerais pesados perfazem menos de 1% da lâmina. O tipo mais comum de quartzo é o monocristalino, em média (95,15%), com extinção ondulante fraca e (66,66%) extinção ondulante forte (28,48%). Quartzos policristalino (4,84%) ocorrem como grãos policristalino indiferenciado e metamórfico. Por vezes é possível encontrar quartzo vulcânico com feições de embaiamento (Figura 36 C). Como modificadores do arredondamento, observa-se a ocorrência de com frequência de cutículas (*coatings*) de argila que formam pontes e meniscos, além de sobrecrecimento de quartzo na forma de *bladed* (Figura 36 C, D e F). Os grãos de quartzo apresentam várias inclusões de turmalinas e outros minerais não identificados, além de embaiamentos típicos de quartzo de origem vulcânica.

Os feldspatos constituem o segundo componente mais abundante neste arenito, constituído principalmente por feldspato potássico (microclina), plagioclásio e ortoclásio. A microclina é facilmente identificada por suas geminações múltiplas cruzadas. Estes grãos também apresentam recobrimento por argila e sobrecrecimento de cristais de quartzo em forma de *bladed* (Figura 36 E). Os fragmentos de rocha são os constituintes menos abundantes, formados principalmente por fragmentos de rochas vulcânicas e pelíticas (Figura 36 F).

6.2.2 Cimento, porosidade e pseudomatriz

O cimento de zeólita é o mais abundante ($Z_{23\%}$) e secundariamente por cimento de argila (Figura 36 C e F). A pseudomatriz não foi constatada na lâmina. A principal porosidade encontrada nesta amostra é do tipo primário intergranular.

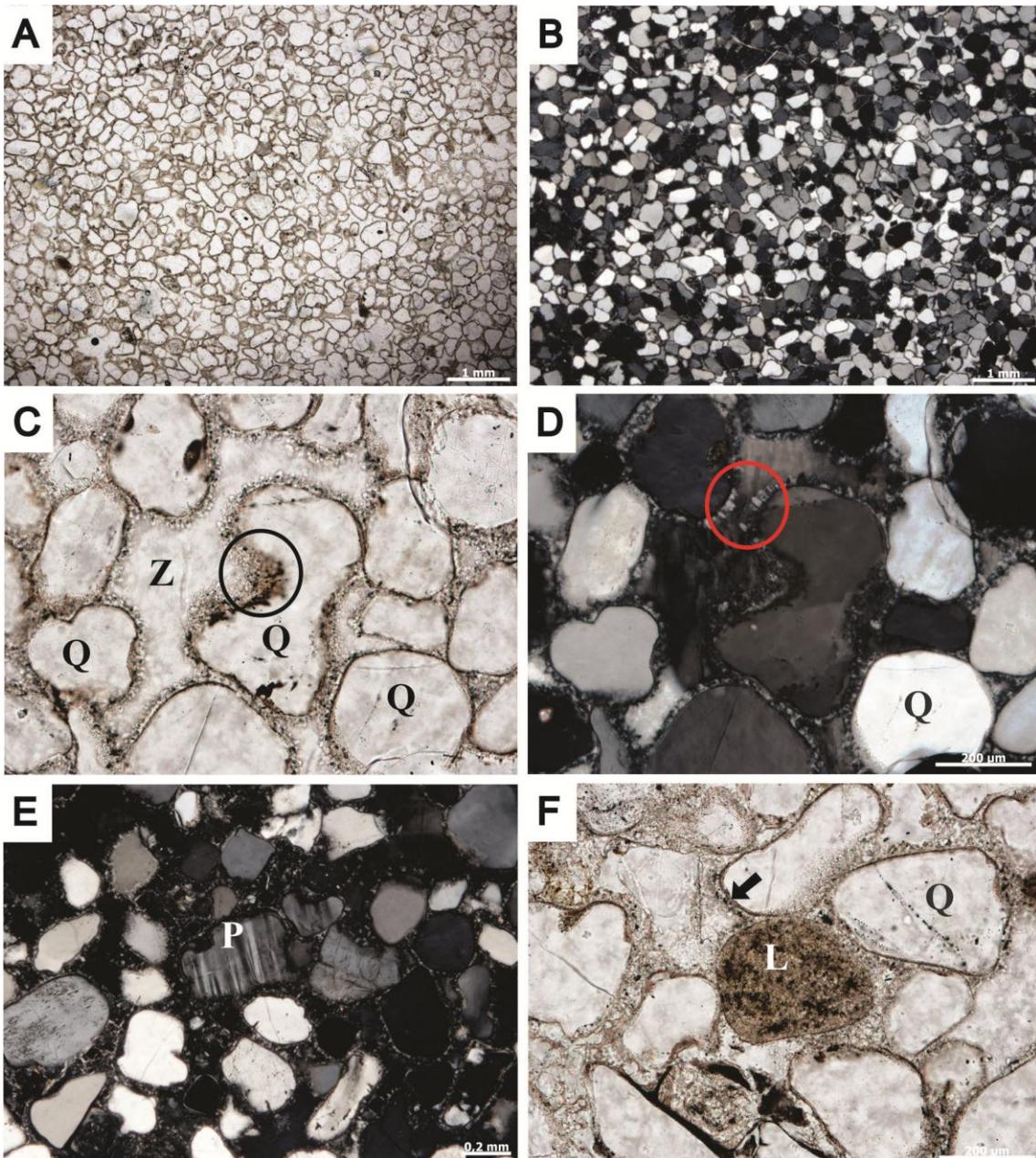


Figura 36- Fotomicrografia dos arenitos *intertrap* (AF1). A e B) Aspecto geral da lâmina constituída principalmente por quartzo e feldspato. C e D) Quartzo monocristalino com embaiamento (circulo preto), cimentado por zeólita (Z) e sílica sintaxial em forma de franja prismática em paliçada (circulo vermelho). E) Grão de plagioclásio detrítico (P). F) Fragmento de Rocha Vulcânica (L).

6.3 ARENITOS DA FORMAÇÃO CORDA

De uma forma geral os arenitos apresentam granulometria entre areia muito fina (0,14mm) a areia grossa (0,54mm), com predomínio de areia fina (0,25mm). São moderadamente a bem selecionados, arredondados a subarredondados, possuem alta esfericidade e são bimodais (Figura 37 A e B). Possuem arcabouço frouxo a normal,

suportado pelos grãos, com índices de empacotamentos frequentemente inferiores a 40%, com reduzida compactação mecânica. A compactação mecânica é localmente evidenciada em algumas feições que atestam esse processo diagenético, tais como; deformação de intraclastos pelíticos e contatos localmente côncavo-convexos, em meio à prevalência de contatos pontuais e retilíneos (Figura 37 C e D).

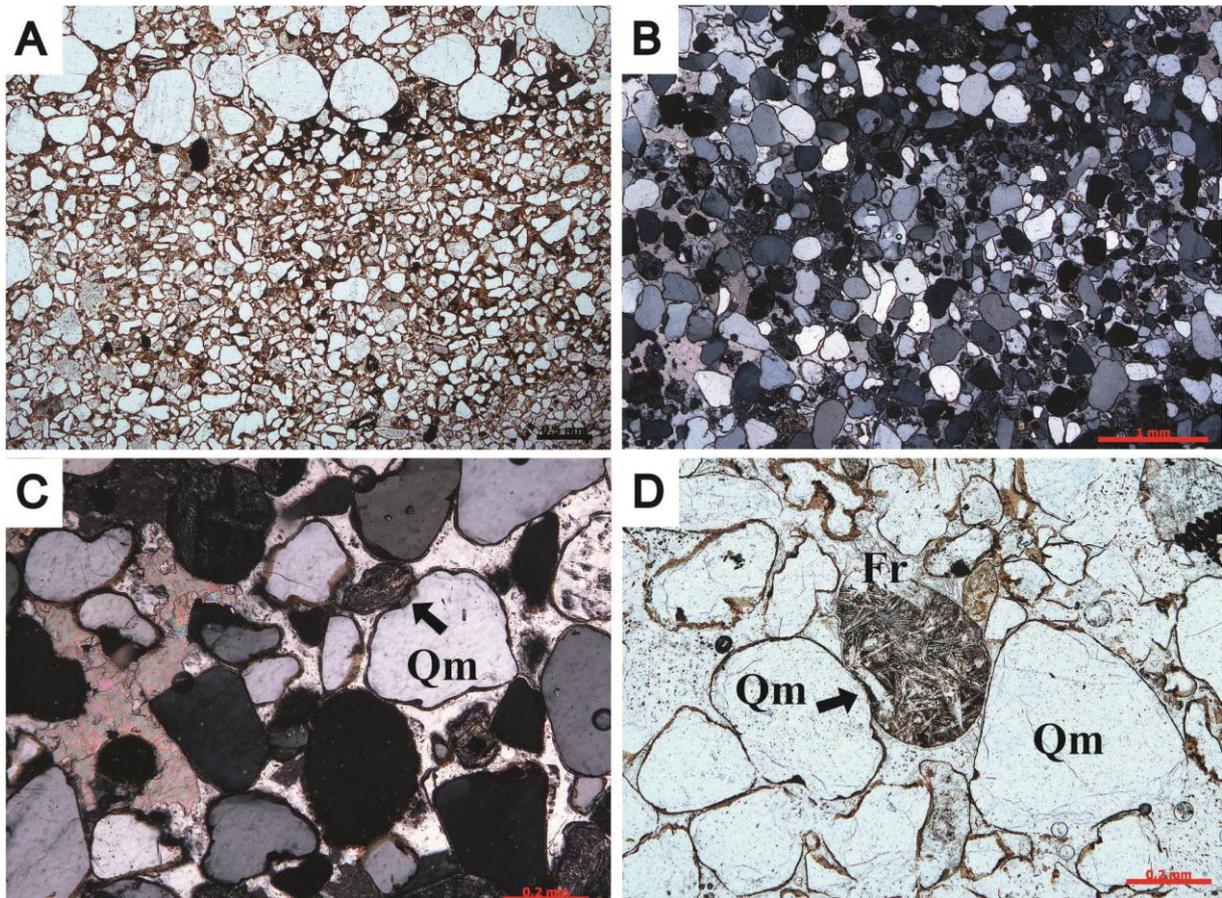


Figura 37- Aspectos petrográficos dos arenitos eólicos da Formação Corda. A e B) Fotomicrografias mostrando o padrão bimodal dos arenitos correspondentes aos depósitos eólicos. C e D) Fotomicrografias com grãos de quartzo monocristalino e fragmentos de rocha vulcânica, bem selecionado, com alta esfericidade, e eventual contato côncavo-convexo (setas pretas) (Fotos A e D com N//; B e D com Nx).

6.3.1 Composição detrítica

Os arenitos da Formação Corda apresentam como principal componente detrítico o quartzo, com proporções médias de quartzo ($Q_{76,00\%}$), e secundariamente fragmentos líticos ($L_{19,31\%}$) e feldspatos ($F_{4,69\%}$). Micas e minerais pesados ocorrem em proporções inferiores a 1%. O tipo mais comum de quartzo é o monocristalino, em média (85,03%), com extinção homogênea ou uniforme (73,45%), extinção ondulante forte (12,43%) e extinção ondulante fraca (14,12%). Os grãos policristalinos ocorrem com média geral de 14,97%. Como

modificadores do arredondamento, observa-se a ocorrência cutículas (*coatings*) de argila mecanicamente infiltrada, grãos fraturados, cimento de zeólita e calcita (Figura 38).

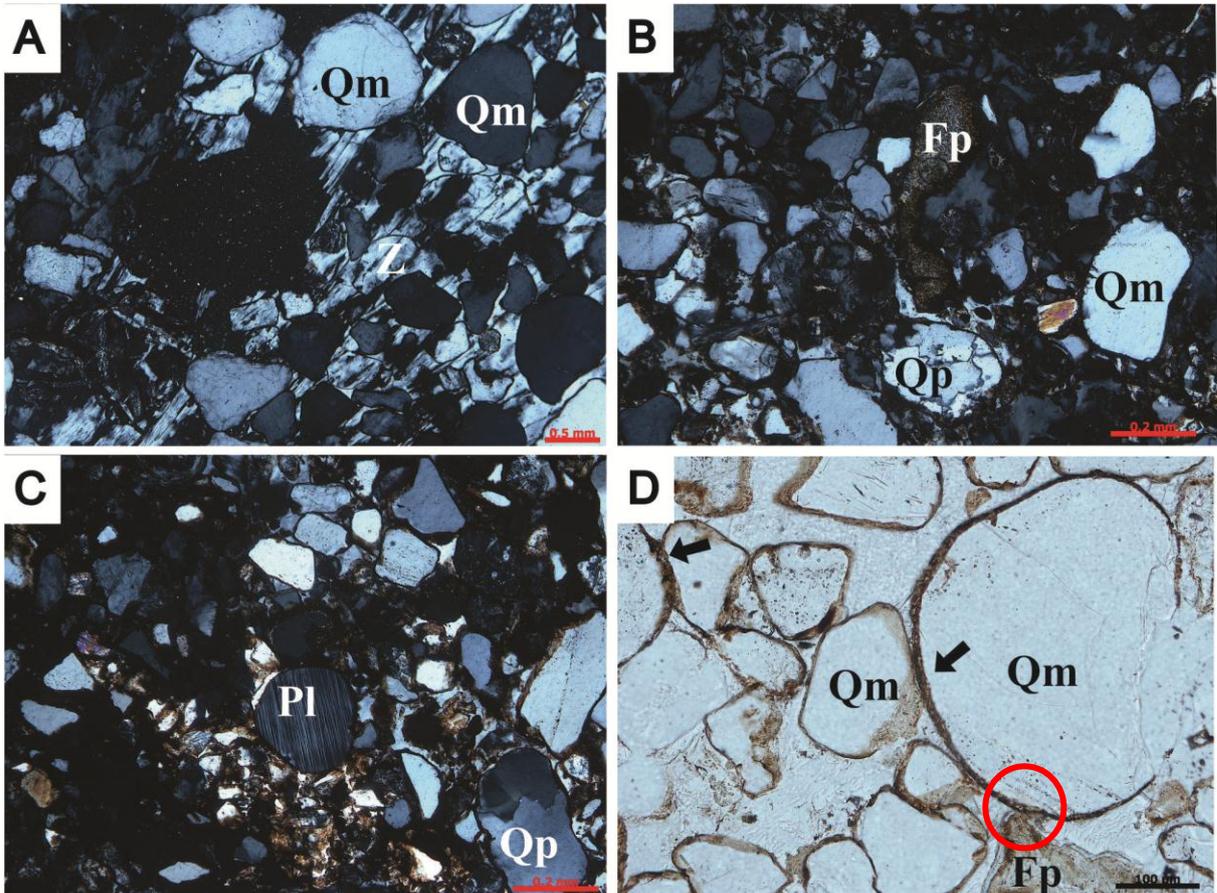


Figura 38- Aspectos petrográficos dos arenitos eólicos da Formação Corda. A) Fotomicrografia de quartzo monocristalino envolvido por cimento de zeólita. B) Grão de quartzo policristalino (Qp), fragmento de rocha pelítica (Fp) e quartzo monocristalino (Qm). C) Plagioclásio detrítico (Pl) e quartzo policristalino (Qp). D) Grão de quartzo monocristalinos (Qm), com cutículas de argila (setas), e grãos de quartzo com pontes de argila (círculos vermelhos). (Fotos A, B e C com Nx; D com N//).

Os fragmentos líticos constituem o segundo componente mais abundante e são principalmente fragmentos de rocha vulcânica, pelito e arenito (Figura 38 B e D). Observa-se ainda a presença de fragmentos de pelito moldados entre outros grãos do arcabouço, constituindo pseudomatrix (Figura 38 B). Os feldspatos são os constituintes detríticos menos abundantes nas seções delgadas nos arenitos eólicos, representados principalmente por feldspato (microclina) e ortoclásio. A microclina é caracterizada pela geminação múltipla cruzada. Alguns feldspatos encontram-se pouco alterados para argilominerais.

6.3.2 Pseudomatriz, cimento e porosidade

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 como constituinte traço, caracterizada por infiltração mecânica de argila (Figura 39 A e B), ou como clastos dúcteis deformados (Figura 39 C e D). 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. O cimento principal de zeólita ocorre muitas das vezes em forma de leque de cristais ou na forma poiquilótópica. Pontualmente ocorre cimento de calcita principalmente nos arenitos de lençóis de areia e interdunas. A principal porosidade identificada em todas as amostras é a primária, de poros intergranulares, porém a porosidade está bastante reduzida pela cimentação de zeólita. É importante salientar que o cimento de zeólita ocorre com maior abundância nos depósitos de campo de dunas e lençóis arenosos e não ocorre nos depósitos de *wadis*.

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 (Figura 39 A e B). 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*” ou cutículas dispostas de forma tangencial à superfície dos grãos, exibindo birrefringência elevada e cor amarelada (Figura 39 A, B e C). 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.

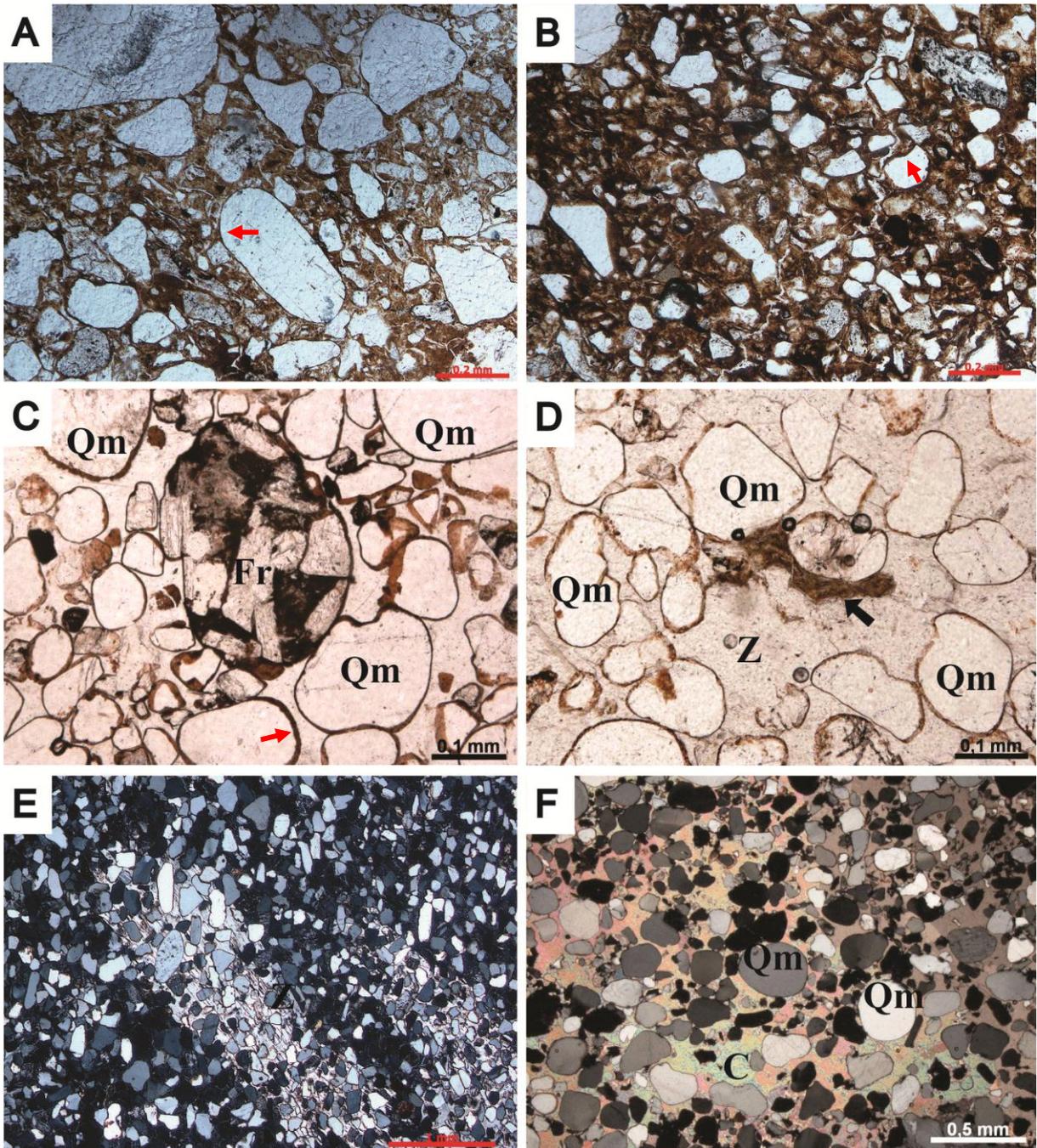


Figura 39- Constituintes diagenéticos e porosidades dos arenitos da Formação Corda. A e B) Fotomicrografia de arenitos com como pseudomatriz e *coatings* de argila (setas). C) Fotomicrografia de arenito com fragmento de rocha vulcânica (Fr) e recobrimento de argila (*coatings*). D) Fotomicrografia de arenitos com pseudomatriz na forma de grão de argila esmagado (seta). E) Cimento de zeólita em forma de leques de cristais. F) Cimento poiquilotópico de calcita que aparece pontualmente nos arenitos eólicos principalmente nos lençóis arenosos. (Fotos: A, B C e D com N//; E e F com Nx).

7 ANÁLISE DE DIFRAÇÃO DE RAIOS-X E DE AGRUPAMENTO

Para análise de *cluster* foram coletadas 18 amostras, correspondentes a quatro associações de fácies sedimentares (AF1, AF2, AF3 e AF4). Esta análise individualizou três grupos e seus subgrupos. Em todas as amostras, por se tratar de arenitos, quartzo é o mineral dominante, sendo a diferenciação realizada em função das outras fases minerais presentes. As amostras foram agrupadas, levando em consideração as suas similaridades mineralógicas. Por meio da análise de *cluster*, o estudo de difração de raios-X em rocha total, que até então tinha um enfoque apenas mineralógico, se mostrou uma ferramenta eficiente para a separação de depósitos/fácies sedimentares (Figura 40, 41, 44 e 45). A análise diferenciou as amostras em três grupos, sendo estes faciologicamente caracterizados como: depósitos de rios efêmeros (A), depósito de lençóis de areia (B) e depósitos de campo de dunas (C).

7.1 SEPARAÇÃO DOS GRUPOS MINERALÓGICOS

O primeiro grupo (AF1 e AF2) corresponde ao conjunto de amostras que apresentam caulinita como mineral principal, representado por todas as amostras que apresentam este mineral na sua composição, sendo estas P2-1, P3-2, F1-C- NR, P2-2 e P5-1. Neste grupo foi possível a separação em três subgrupos, em função do “grau de cristalinidade” (ordem/desordem estrutural) deste mineral. O primeiro é constituído por caulinita de baixa cristalinidade evidenciado pelos picos baixos e mal formados (*high defects*), além da má formação do *triplet* de Hinckley, evidenciado no difratograma (Figura 41, 42 e 43). O segundo subgrupo é formado por caulinita de cristalinidade média e o terceiro por caulinita de alta cristalinidade (*low defects*), este último caracterizado por picos altos e bem formado. Dentro destes subgrupos pequenas diferenças mineralógicas também ficam evidentes, como por exemplo, na elevação do *background* dos difratogramas das amostras P2-1 e P3-2 (Figura 42). É importante notar que as amostra P3-2 dos arenitos *intertrap* caem justamente nos depósitos deste grupo que representa os depósitos de canais fluviais, o que corrobora com o ambiente deposicional associado a episódios de inundações.

O segundo grupo (B) é representado pelas amostras que apresentam zeólitas (principalmente a estilbita), calcita como discriminadores e em menor quantidade feldspato (Figura 44). Neste grupo foi possível, também, a separação em subgrupos. O primeiro é caracterizado pela presença de calcita em maior quantidade em relação aos minerais de zeólita. O segundo a quantidade de minerais de zeólita é maior que o de calcita e o terceiro o ocorre somente a presença de calcita (Figura 44).

O terceiro grupo (C) é representado pelas amostras que apresentam minerais de esmectita e hematita. Este grupo é caracterizado pela disposição das amostras formando um “*trend*” crescente do teor de esmectita (da esquerda para a direita). As amostras mais a direita apresentam também, maior quantidade de hematita, e as da esquerda menor quantidade deste mesmo mineral. A amostra 6, por sua vez, representa a transição entre os grupos B e C, pois a mesma apresenta tanto esmectita como calcita (Figura 45 e 46).

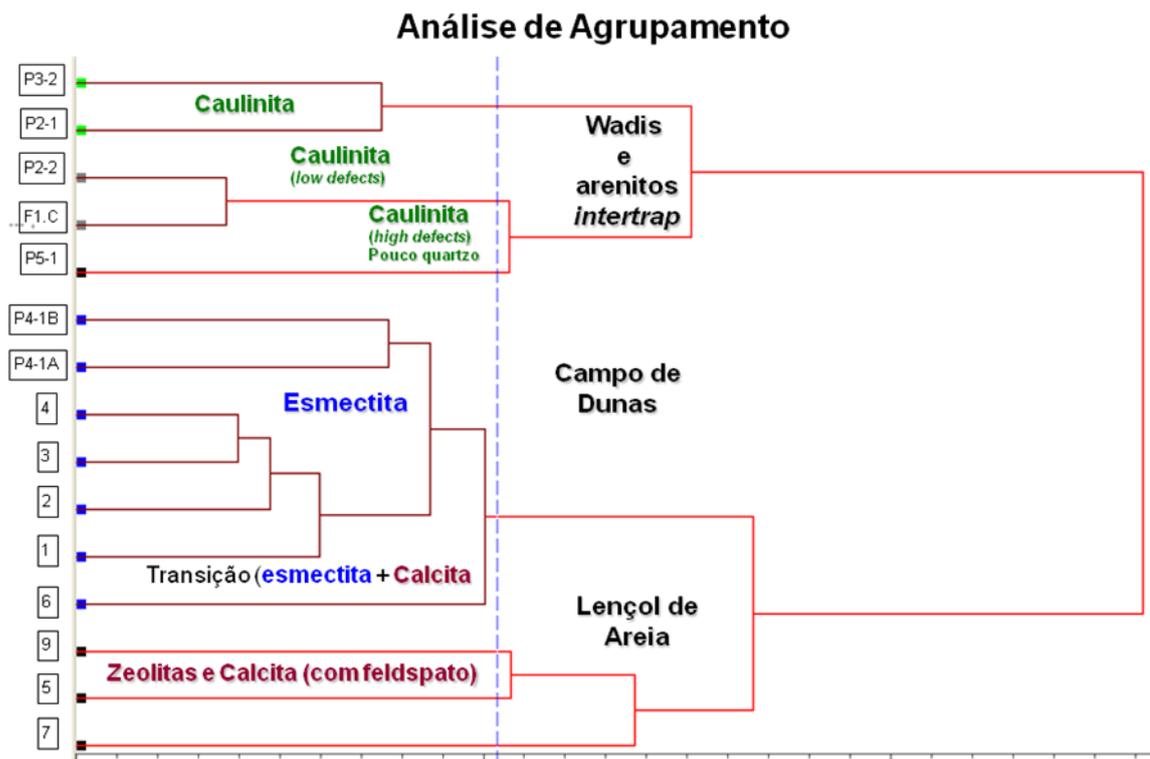


Figura 40- Dendrograma com individualização dos ambientes deposicionais por meio da análise de *cluster*, levando em consideração a mineralogia predominante.

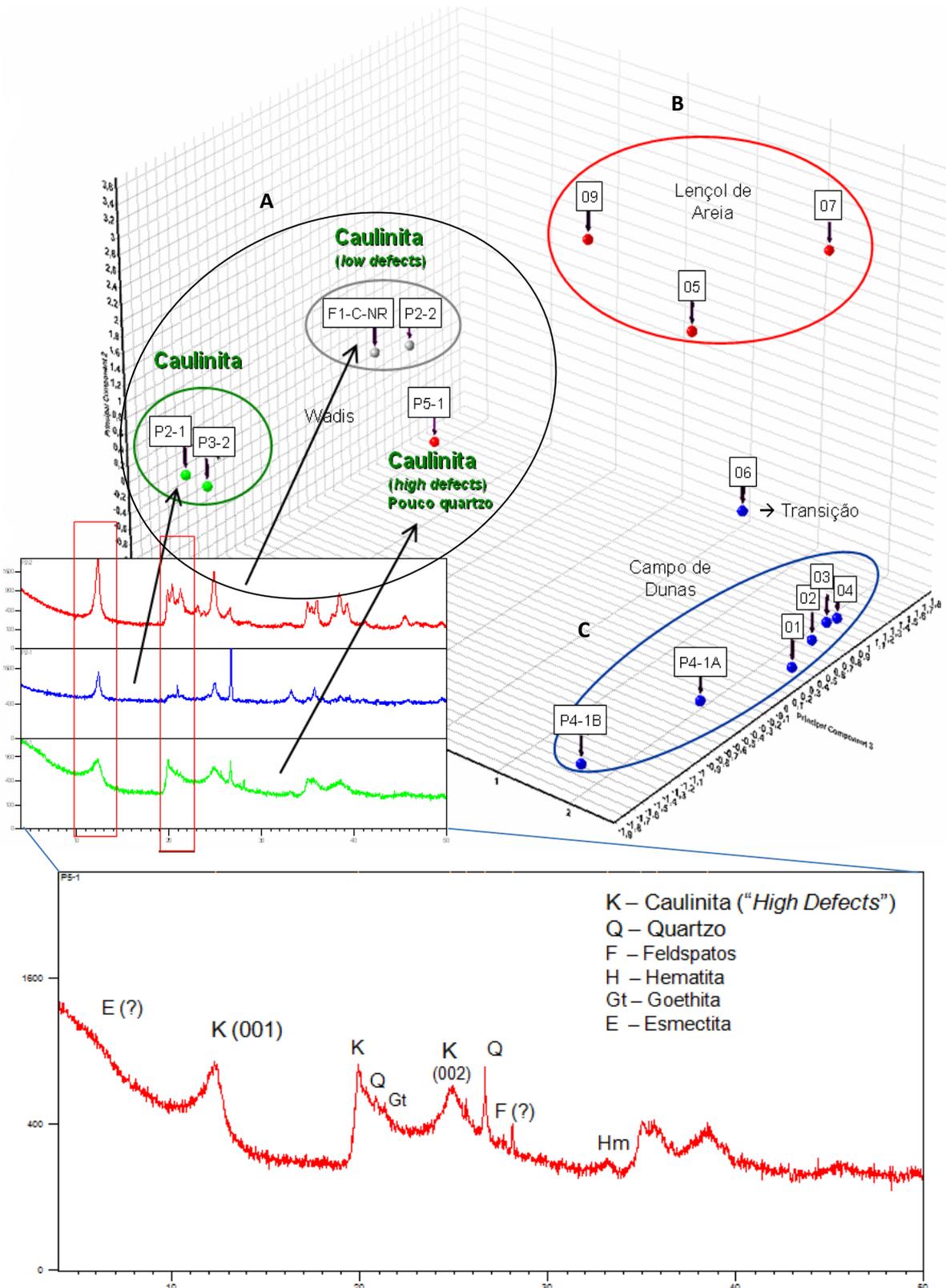


Figura 41- Individualização de grupos e subgrupos por análise de *cluster*. As setas (grupo A) apresentam caulinita com diferentes graus de cristalinidade e seus respectivos difratogramas.

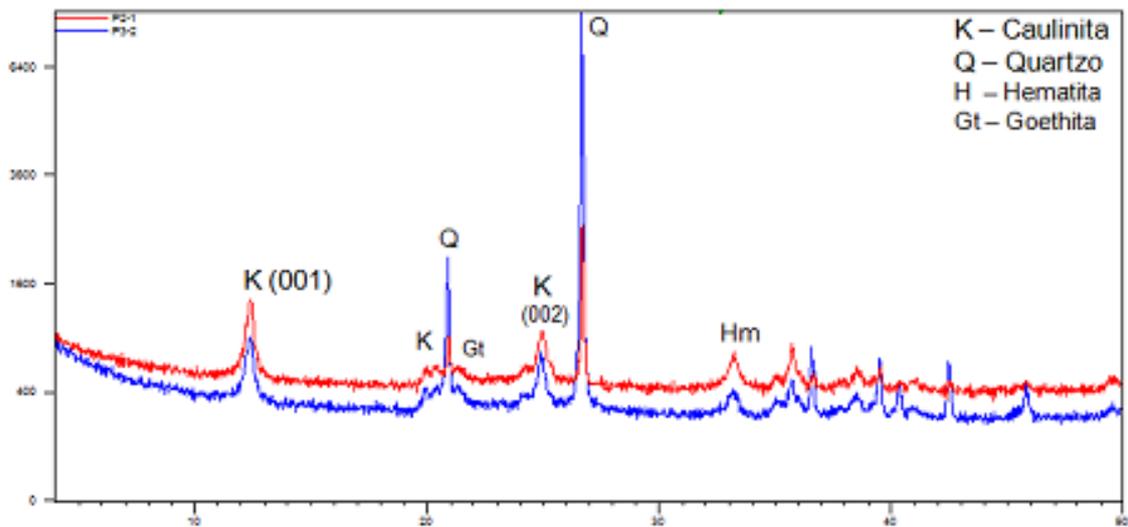


Figura 42- Difratoograma de arenitos da Formação Corda demonstrando variações mineralógicas que são observadas nos subgrupos da análise de *cluster*, indicado pela elevação do background, diferenciado pelo maior teor de ferro na amostra (P2-1)

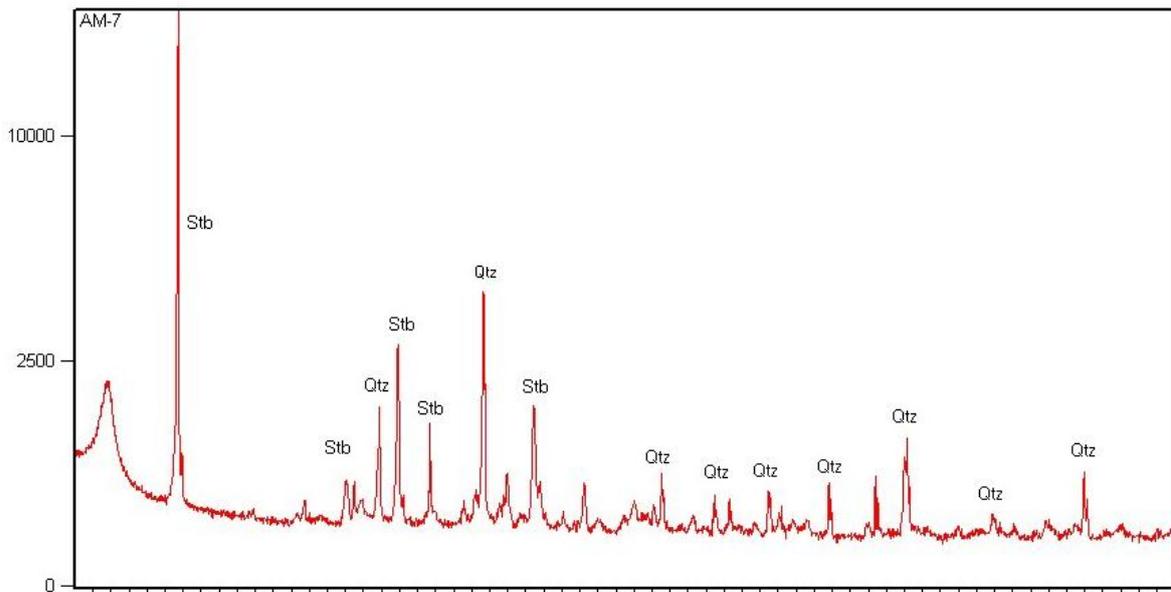


Figura 43- Difratoograma de arenito da Formação Corda, representativa do grupo B da análise de *cluster*, com predominância mineralógica de quartzo (Qtz) e cimento de zeólita do tipo estilbita (Stb).

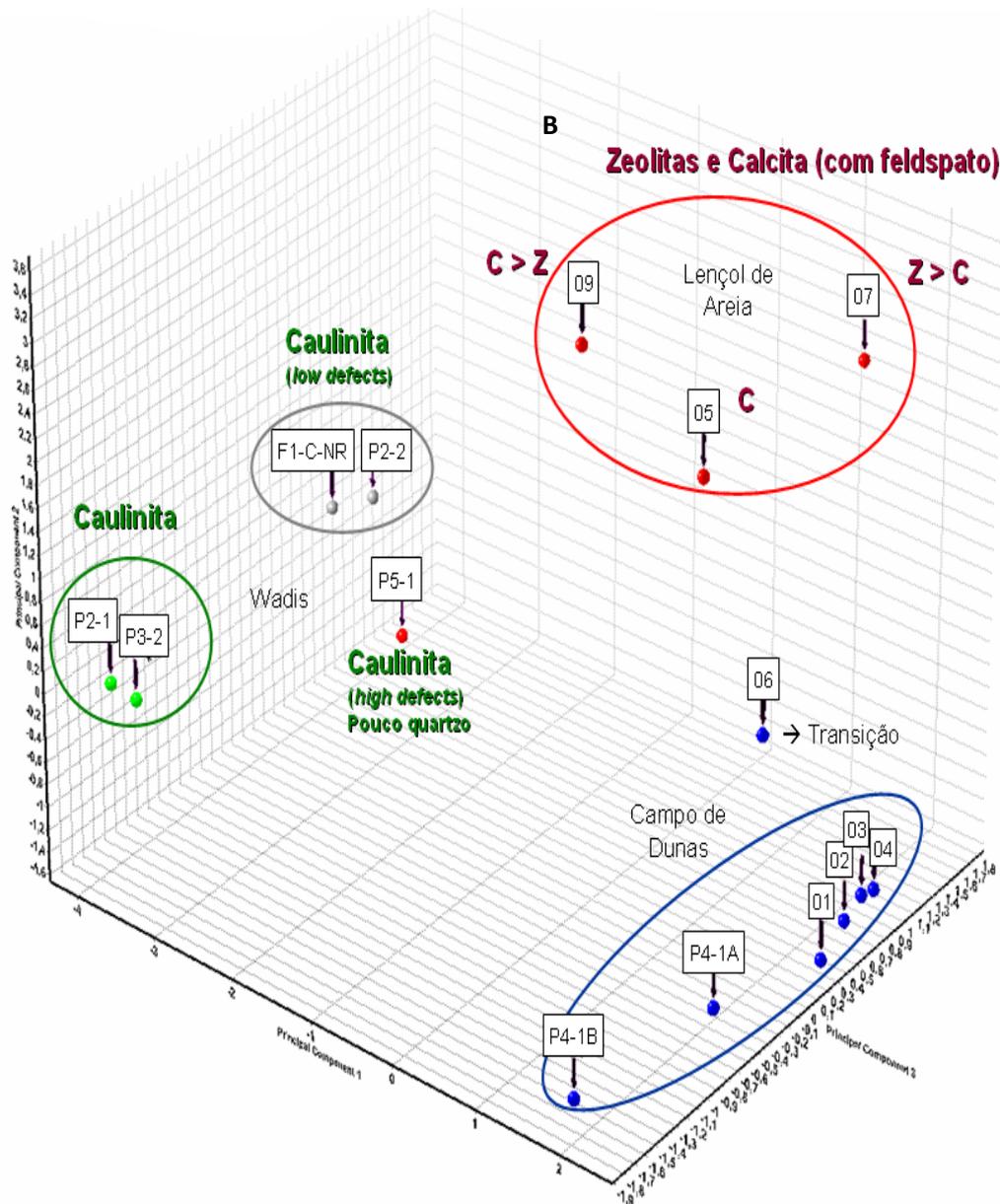


Figura 44- Individualização, por análise de *cluster*, de grupos mineralógicamente semelhantes. A análise foi feita com base em arenitos da Formação Corda. O grupo B desta análise compreende amostras com cimento de calcita (C), cimento de zeólita (Z) e em menor quantidade feldspato. Em Formosa da Serra Negra o cimento de zeólita encontrado na Formação Corda predomina na AF3, enquanto que em Montes Altos, este cimento prenomina na AF4.

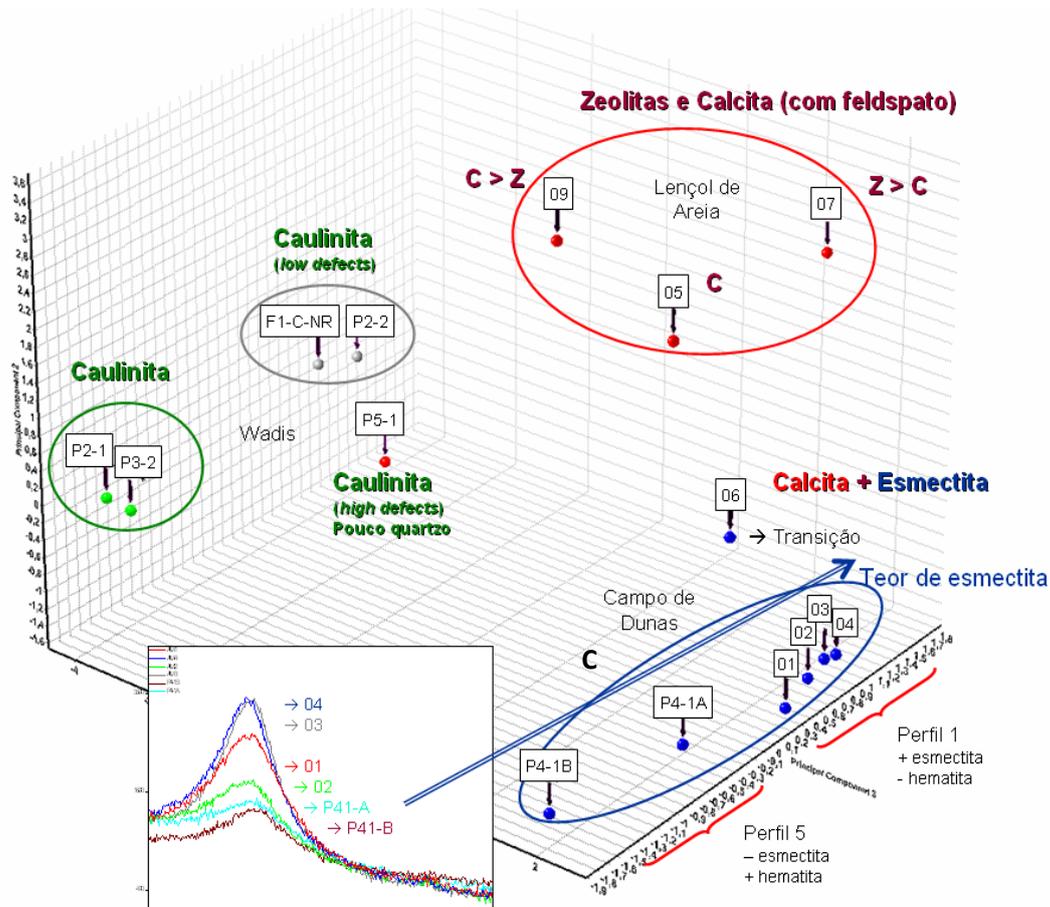


Figura 45- Análise de cluster de arenitos da Formação Corda. O grupo C, representa amostras que apresentam esmeclita e hematita como mineralogia predominante. As amostras apresentam um “trend” crescente do teor de esmeclita, com dois subgrupos, com base na quantidade de hematita.

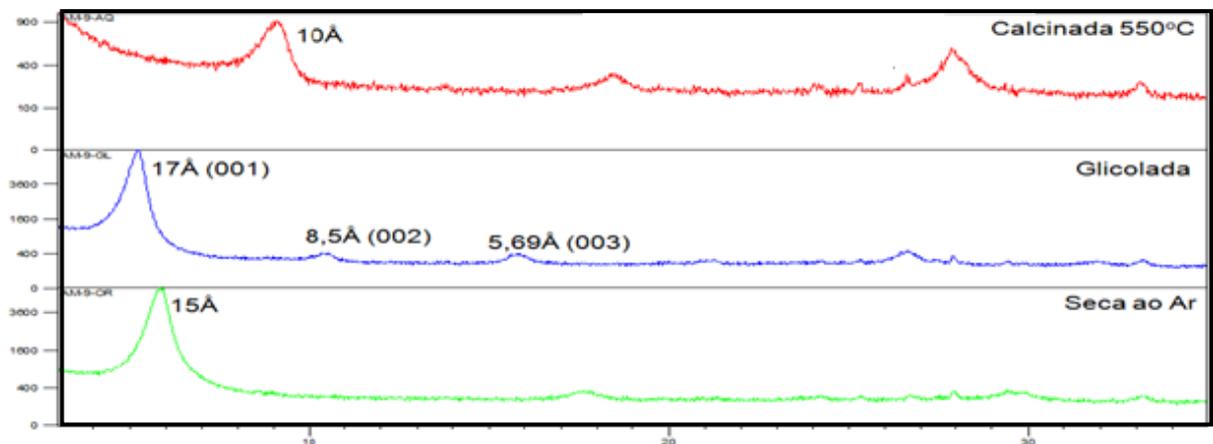


Figura 46- Difratoograma de argilomirais de arenitos da Formação Corda (AF4) caracterizados pela presença de esmeclitas-montmorilonitas, com picos de 15Å analisadas seca ao ar, 17Å glicolada e 10Å aquecida.

8 DISCUSSÃO SOBRE PALEOAMBIENTE, PALEOCLIMA, ASPÉCTOS DIAGENÉTICOS E MODELO DEPOSICIONAL

A evolução da sucessão jurássica estudada inicia no contexto de uma planície vulcânica onde eventos de vulcanismo fissural proporcionaram a colocação de derrames basálticos no centro-oeste da Bacia do Parnaíba. Esses derrames teriam extravasado sobre uma superfície irregular, ocorrendo em pulsos com intervalos variados. O resfriamento dos derrames em contato com a superfície teria promovido a formação de vesículas e fraturas no topo do derrame, além da formação de vidro vulcânico. Inundações episódicas, provocadas por fortes chuvas, comuns em ambientes áridos ocasionam grandes descargas (*sheetflood*) que retrabalham a porção superior destas planícies. Essas inundações lavaram amplas áreas representadas pela superfície dos basaltos, silicificados e fraturados. Concomitantemente sedimentos (AF1) foram depositados nas depressões ou canais incisos no assoalho basáltico. Assim, depósitos arenosos grossos, com estratificação de baixo ângulo e estratificação plano-paralela preencheram essas depressões (Figura 47). Os arenitos *intertrap* foram gerados em depressões sobre o substrato basáltico, que funcionava como calhas por onde as enxurradas retrabalhavam a superfície e também traziam material arenoso que se misturava com os fragmentos de basalto. As fraturas preenchidas por arenitos na forma de diques observadas nos basaltos foram originadas pelo fraturamento do topo do basalto devido ao seu resfriamento e seu posterior preenchimento por sedimentos eólicos. Além deste, a injeção e sedimentos advindos de fluxo fluidizados induzidos pela alta temperatura e pressão confinante deu origem também aos diques de arenitos. O desenvolvimento de fraturas favorece o escape do sedimento arenoso para zonas de menor pressão e temperatura gerando os diques de injeção (injetitos). Os arenitos eram posteriormente recobertos por um novo evento de extrusão, confinando entre corpos de rocha básica. A análise de cluster feita na amostra dos arenitos *intertrap* corrobora com ambiente subaquoso evidenciada pela formação de caulinita.

A presença de vidro vulcânico nos arenitos *intertrap* indica a que houve um resfriamento brusco de silicatos fundidos produzindo vidros vulcânicos sólidos que podem formar uma variedade de formas (J.Mcphie *et al*,1993). Além disso, a presença de soluções ricas em elementos alcalinos aumentam as taxas de devitrificação. A presença de OH⁻ nestas soluções colabora para transformar as cadeias poliméricas de SiO₂ em tetraedros separado de SiO₂, permitindo a difusão mais rápida de Na e K, ambas as mudanças promovem a cristalização de quartzo e feldspato (Lofgren, 1970). Elem disso o vidro vulcânico quando

submetido a prolongadas pressões e temperaturas em conjunto com soluções dá origem ao quartzo granofírico, que consiste de grãos de quartzo equigranular, obscurecendo desta forma todas as evidências texturais da presença de vidro vulcânico (Lofgren, 1970). Esse processo pode explicar a presença de grão constituídos por quartzo microcristalino e textura perlítica pouco evidente.

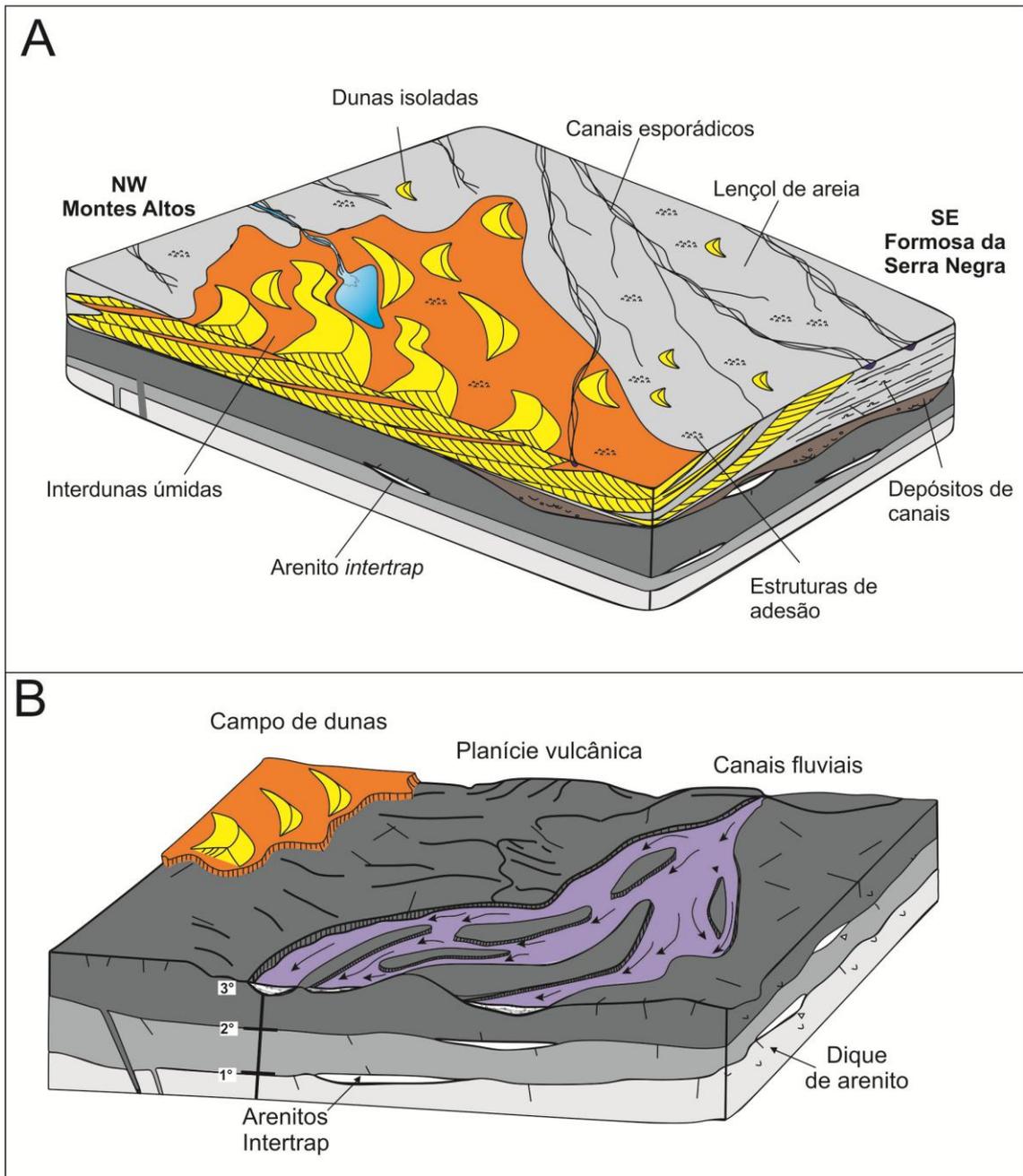


Figura 47- Síntese das interpretações paleoambientais para a sucessão jurássica da porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba. A) Paleambiente deposicional da Formação Corda. B) Paleambiente deposicional dos arenitos *intertrap* da Formação Mosquito.

Fonte: Figura A foi modificado de Mountney (2004)

Os corpos tabulares (AF1) representam aparte final do preenchimento das porções marginais às depressões nas planícies vulcânicas. Com os contínuos episódios de inundações as depressões foram progressivamente preenchidas e os arenitos passam a ser depositados nas áreas mais planas formando corpos mais tabulares. Estes arenitos foram depositados em regime de fluxo superior associados a lençóis arenosos desconfinados. Os arenitos em lençol desconfinado não têm margens bem definidas, apresentando razões largura profundidade maiores que 100 (Hirst, 1991).

Os arenitos *intertrap* localizados nas porções distais dos corpos lenticulares (AF1) apresentam cristais de sílica em forma de franjas prismáticas, uma indicação condições de baixas concentrações com lenta velocidade de precipitação (Folk e Pittman, 1972). A cimentação dos grãos nestes arenitos é feita por zeólita que representa mais de 30% em volume. A presença desta cimentação é atribuída a uma origem hidrotermal e penecontemporânea aos basaltos semelhantemente as intercalações de arenitos com zeólitas identificaram nas últimas intercalações de arenito com basalto da Formação Serra Geral e descritos por Farjallat e Suguio (1966).

Com a parada definitiva dos pulsos magmáticos se iniciou a deposição dos sedimentos da Formação Corda. Inundações episódicas, assim também como nos arenitos *intertraps*, retrabalharam a parte superior dos derrames da Formação mosquito, formando a porção inferior da Formação Corda. Estes depósitos são caracterizados por conglomerados polimíticos (AF2) e foram formados por inundações episódicas de grande magnitude. São litologicamente caracterizados por conglomerado polimítico e estruturas como estratificação cruzada acanalada e cruzada de baixo ângulo. Mineralogicamente a análise de cluster evidenciou a caulinita como mineral mais abundante. A caulinita é um argilomineral que tem sua formação ligada principalmente a ambientes muito diluídos e com deficiência de íons, com muita lixiviação, ou presença de ácidos orgânicos. Desta forma a presença abundante de água nos depósitos de rios efêmeros da Formação Corda contribuiu para a dissolução dos minerais detríticos do arenito, como feldspatos, deixando seus componentes disponíveis para a formação da caulinita. Portanto a presença da caulinita nestes depósitos é mais uma indicação do intemperismo químico mais intenso resultante do maior contato dos sedimentos com a água disponível no ambiente deposicional da Formação Corda. Sendo que dentro do próprio depósito ocorreram diferenciações físico-químicas que propiciaram a formação de caulinita com diferentes graus de cristalinidade.

Lateralmente a esse ambiente, lençóis de areia se formavam (AF3), margeando um campo de dunas (AF4). A progradação dos campos de dunas por sobre os lençóis de areia gerou a sucessão do sistema desértico úmido que caracteriza os depósitos da Formação Corda. O maior aporte de umidade pode estar relacionado com a abertura das bacias oceânicas durante o final do Jurássico de acordo com Sgarbi e Dardenne (1997). Os resultados da análise de cluster para os depósitos de lençóis de areia da Formação Corda demonstraram a presença de zeolita e calcita. A presença de zeólita nestes depósitos pode ter sua origem ligada a diagênese em solos, comum em regiões áridas, onde a concentração de bicarbonato de sódio pode elevar-se, pela evaporação, e desencadear reações com argilominerais, para formar zeólitas (Gottardi, 1989).

Os campos de dunas (AF4), geralmente, são caracterizados por serem sistemas secos, ou seja, o lençol freático se encontra muito abaixo da superfície de deposição (Kocurek e Havholm, 1993; Kocurek, 1996). A presença de esmectita neste depósito pode ser interpretada como sendo de origem intempérica relacionada a presença de paleossolos, ou podem ser de origem clástica transportadas por erosão dos paleossolos. A presença deste argilomineral na AF4 pode indicar uma quantidade menor de umidade nesta associação, assim também como uma atuação mais branda do intemperismo químico, em comparação com depósitos de rios efêmeros. O “*trend*” crescente do teor de esmectita em direção aos depósitos de lençóis de areia, demonstrado na análise de *cluster*, corrobora com ideia do aumento no grau do intemperismo químico. A amostra 6 na análise de *cluster* representa a transição do lençol de areia para o campo de dunas visto que a mesma apresenta características mineralógicas de ambos os grupos.

A análise de argilominerais da sucessão estudada forneceu informações independentes para se analisar o clima durante o Jurássico. Estes depósitos mostram domínio de esmectitas (montmorilonita), com presença subordinada de illita, caulinita e clorita. A abundância de esmectita nos depósitos estudados é plenamente condizente com condições climáticas áridas. A drenagem reduzida e a morfologia pouco acidentada favoreceram o desenvolvimento de solo do tipo vertissolo, onde ocorre a formação de grande parte da esmectita. Uma das origens vertissolos (*swelling clay soil*) é a presença de rocha de composição basáltica a intermediária (fontes de Ca e Mg), áreas planas, clima seco, mudanças periódicas de umidade e vegetação ausente ou esparsa o suficiente para manter as reações alcalinas e boas reservas de cátions (Retallack 2001). As condições principais para a formação de esmectita a partir de não-filossilicatos ou vidro vulcânico são: o grau moderado de lixiviação (não remoção de SiO₂,

Mg²⁺, Ca²⁺, Fe²⁺ e Na⁺), portanto intemperismo menos forte (clima temperado e árido), e pH alcalino. Esta interpretação vai de encontro com a exposição da vasta planície vulcânica da Formação Mosquito adjacente ao sistema desértico Corda.

A illita se forma onde o grau de lixiviação é limitado, a partir da muscovita por lixiviação de uma parte de K, mas t. Mas também alumino-silicatos não-filossilicáticos podem alterar para illita. A illita pode-se formar a partir das esmectitas com a incorporação de K. A clorita forma-se também sob condições de lixiviação e intemperismo moderados, mas é facilmente oxidado em solos. Ambos minerais não são bons indicadores de paleoclima.

Comparado aos extensos desertos do Permo-Triássico, como aqueles da Formação Sambaíba, o deserto jurássico descrito nesta pesquisa era mais úmido e com espaço reduzido para deposição. Embora os dados aqui levantados sejam pontuais, a análise de fácies em combinação com análise mineralógica permitiu reconstituir o paleoambiente das formações Mosquito e Corda, com implicações importantes sobre a paleogeografia e paleoclima do Jurássico, o que permite guiar futuros trabalhos estratigráficos com esse enfoque na Bacia do Parnaíba.

9 CONCLUSÕES

A análise faciológica e estratigráfica realizada na parte superior da Formação Mosquito e na Formação corda permitiram definir uma sucessão siliciclástica com mais de 80m de espessura. Foram definidas 15 fácies sedimentares agrupadas em 5 associações de fácies (AF); Planícies vulcânicas com rios efêmeros (AF1), fluvial entrelaçado (AF2), lençóis arenosos (AF3), campo de dunas (AF4) e lobos de suspensão em lagos efêmeros (AF5), relacionadas a uma planície vulcânica com rios efêmeros que foi sucedida por um sistema desértico úmido de clima semiárido com contribuições de rios efêmeros adjacentes aos campos de dunas.

Durante o final do Jurássico, a intensificação dos processos magmático devido ao rompimento do Pangea, planícies vulcânicas ficavam expostas ao retrabalhamento de canais fluviais que depositavam sedimentos grossos nas depressões dos basaltos que funcionavam como calhas para o escoamento das águas. Eventuais contribuições eólicas ocorriam devido a presença de pequenas dunas eólicas lateralmente a planície vulcânica. Com a parada definitiva dos pulsos magmáticos rios efêmeros recortaram a superfície basáltica e os arenitos *intertraps* propiciando a implantação do sistema desértico Corda. O sistema desértico corda foi caracterizado por amplas áreas de lençóis de areias e um campo de dunas reduzido.

A difração de raios-X caracterizou a assembleia mineral formada basicamente por quartzo-feldspato, caulinita, zeólita e esmectita. A presença abundante de esmectitas confirmou as condições paleoclimáticas áridas para estes depósitos. A análise de *cluster* diferenciou as amostras com base no teor relativo (esmectitas) e “grau de cristalinidade” (caulinitas), além de localizar, por fácies, onde determinado bem mineral esta presente. No caso das zeólitas, com grande interesse para aplicação industrial, essa ferramenta pode permitir selecionar áreas de pesquisas para exploração mineral, identificado as possíveis fácies mineralizadas.

Em Comparação aos depósitos de sistema desértico do Permo-Triássico, o deserto jurássico apresentado nesta pesquisa representado pela Formação Corda, era mais úmido e com predominância dos depósitos de lençóis de areia.

REFERENCIAS

- Abreu, F.A.M., Silva, J.M.R.; Faria Junior, L.E.C.F., Rodrigues, M.D.R., Truckenbrodt, W. 1977. *Projeto balsas – Relatório Final*. Belém: Ministério das Minas e Energia. p. 28-32.
- Aguiar G.A. & Nahass S. 1969. *Mapa geológico da Bacia do Maranhão*. [S.l.]: PETROBRÁS, RENOR-DIREX. p 1. (Relatório 371).
- Aguiar, G. A. 1971. Revisão Geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In: CONG. BRAS. GEOL., 25., 1971, São Paulo. *Anais...* São Paulo: SBG. v. 3, p.113-122.
- Aguiar, G.A. 1969. *Bacia do Maranhão: Geologia possibilidade de petróleo*. Belém, PETROBRAS. p.55. (Relatório Técnico, n. 371).
- Almeida, F.F.M., Hasui Y. 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*, Edgar Blücher Ltda, p 378.
- Baksi, A.K., Archibald, D.A. 1997. Mesozoic igneous activity in the Maranhão Province, northern Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for separate episodes of basaltic magmatism. *Earth and planetary science letters*, 151, p.139-153.
- Barbosa, G. V.; Boaventura, R. A. S.; Pinto, M.N. 1973. Geomorfologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAM. *Folha SB-23 Teresina e parte da Folha SB-24 Jaguaribe*. Rio de Janeiro: Radambrasil. (Levantamento de Recursos Naturais, 51).
- Batista, A. M. N. 1992. *Caracterização paleoambiental dos sedimentos Codó-Grajaú, Bacia de São Luis (MA)*. 1992. 104f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém.
- Bossi, J., Caggiano, W. 1974. Contribución a la geologia de los yacimientos de amatista del Departamento de Artigas (Uruguay). In: CONG. BRAS.GEOL., 28., 1974, Porto Alegre, RS. *Anais...* Porto Alegre, SBG, v. 3, p. 301-318.
- Campbell, D. F. 1949. *Estados do Maranhão e Piauí*. In: BRASIL. Conselho Nacional de Petróleo. Rio de Janeiro, Cons. Nac. Pet., p.68-74. (Relatório Técnico, 1948).
- Caputo, M. V., Lima, E. C., 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande – Bacia do Parnaíba. In: CONG. BRAS. GEOL., 33°. 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG. v.2, p. 740-759.
- Caputo, M.V., 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil*. 1984. 586 f. Tese (Doutorado em Geologia) - University of California: Santa Barbara, USA.
- Caputo M.V., Iannuzzi R., Fonseca V.M.M. 2005. *Bacias sedimentares brasileira: Bacia do Parnaíba*. Fundação Paleontológica PHOENIX, V.81(7): p.1-6.

- Carozzi, A. V., Falkenhein, F. U. H., Carneiro, R. G., Esteves, F. R., Contreiras, C. J. A. 1975. Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. *Ciência Técnica Petróleo*. Seção: Exploração de Petróleo, 7, 48 pp., appendix. CHURCH, M., Baffim Island Sandurs. *In: A Study artic fluvial processes: Geol. Surv. Canada, Bull.*, 208p.
- Chakraborty, T., Chaudhuri, A.K. 1993. *Fluvial-aeolian interactions in a Proterozoic alluvial plain: example from Mancherai Quartzite, Pranhita-Godavari Valley, India*. Geological Society London Special Publication, v.72, p.127-141.
- Chumakov N.M., Zharkov M.A. 2002. *Climate during Permian-Triassic biosphere reorganizations*, Article 1: Climate of the Early Permian. *Stratigraphy and geological correlation*, 10 (6), p.586-602.
- Correa, T. E., 1995. *Geologia e critérios de prospecção para depósitos de ametistas na região do Alto Uruguai (RS)*. Porto Alegre. 134f. Dissertação (Mestrado em Engenharia). Escola de Engenharia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Cunha, F.M.B. 1986. *Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico*. 1986. Dissertação (Mestrado em Geologia). Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 107p.
- De Ros L.F., Cesero P. 1986. *Argilas em arenitos - Bases para a interpretação petrogenética*. *In: SBG, CONG. BRAS. GEOL.*, 34, 1986. Goiânia, Boletim, v.4, p.1663-1670.
- De Ros, L.F., Moraes, M.A.S. 1984. *Seqüência diagenética em arenitos; uma discussão inicial*. *In: CONG. BRÁS. GEOL.*, 34, 1986. Goiânia,. Anais... Goiânia, SBG. v. 1, p. 894-902.
- Farjallat, J.E.S., Suguio, K. 1966. *Observações sobre zeolitização em basalto e arenito, Nioaque, Mato Grosso*. *Bol. Soc. Bras. Geol.*15(3), p. 51-58.
- Folk R.L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill's Pub., Austin, TX. 107p.
- Folk, R.L., Pittman, J.S. 1972. *Lenghslow chalcedony: a new testament for vanished evaporites*. *Jornal of Sedimentary Petrology*. v. 41(4), p. 1045-1058
- Fryberger, S.G., Ahlbrandt, T.S., Andrews, S. 1979. *Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian "Sandsheet" deposits, great sand dunes national monument and vicinity, colorado*. *Jornal of Sedimentary Petrology*. 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., Souza, J.M.P., Teixeira, L.B. 1990. *Estágio Exploratório e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Parnaíba*. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 1990. Rio de Janeiro, v.4, n. 1.

- Góes A.M.O., Feijó F.J. 1994. *Bacia do Parnaíba*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, Boletim de Geociências, v.8(1), p.57-67.
- Góes, A. M., Coimbra, A. M. 1996. As bacias sedimentares da Província Sedimentar do Meio-Norte. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5º, 1996. Belém, Pará. *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 186-187.
- Gottardi, G. **The Genesis of zeolites**. 1989. In: J. Miner. Eur. [S.l.: s.n.]. V.1. p. 479-487.
- Hirst J.P.P. 1991. Variations in alluvial architecture across the Oligo-Mioceno huasca fluvial system Ebro Basin, Spain. In: A.D. Miall & N. Tyler (eds.). *The three dimensional facies architecture of terrigenous clastics sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Concepts in Sedimentology and Paleontology. SEPM, V. 3, Oklahoma, USA, Tulsa, p. 111-121.
- Hunter, R. E. 1977a. *Basic types of stratification in small eolian dunes*. Sedimentology, V.24(3), p.361-387.
- Johnson, M.G., 1977, Geology and mineral deposits of Pershing County, Nevada: Nevada Bureau of Mines and Geology Bulletin, v. 89, p.115, 4 pl.
- Kocurek G., Dott R.H. 1981. *Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand*. Journal of Sedimentary Petrology, v. 51(2), p.579-595.
- Kocurek G. 1981. *Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands*. Sedimentology, V.28, p. 753-780.
- Kocurek G. 1996. Desert aeolian systems. In Reading H.G. (ed.) *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, 1996. 3ed. Blackwell Science, London, p. 125-153.
- Kocurek G., Havholm K.G. 1993. Eolian sequence stratigraphy - A conceptual framework. In Weimer P., Posaamentier (Eds.), 1993. *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, v.33. p.795-816.
- Kocurek G. 1998b. *Significance of interdune deposits and bounding surfaces in eolian dunes sands*. Sedimentology, v.28, p.753-70.
- Kocurek, G., Fielder, G. 1981. *Adhesion structures*. Jor. Sed. Petrol., v.52, p.1229-1241.
- Langford, R., Bracken, B., 1987. *Medano Creek, Colorado, a model for upper-flow-regime fluvial deposition*. Journal of Sedimentary Petrology, v. 57, p. 863-870.
- Lima E.A.M., Leite J.F. 1978. *Projeto estudo global dos recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba*. Integração geológico-metalogenética. DNPM-CPRM, Etapa III, Recife, *Relatório Final*, 16: 212.

- Lisboa, M.A.R. 1914. *The Permian geology of Northern Brazil*. New Haven, Am. Jour. of Sci. Ser. 4, v. XXXVII, n. 221. In: GÓES, A.M.O., FEIJÓ, F.J. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, BOL. GEOC. PETROBRÁS. (Relatório Interno). v. 8, n. 1.
- Lofgren, G. 1970. *Experimental devitrification rate of rhyolite glass*. Geological Society American Bulletin. Colorado, v. 82, p. 111-124.
- Lowe D.R. 1975. *Water escape structures in coarse-grained sediments*. Sedimentology, v.22(2), p. 157-204.
- Maills, P.C., 1983. *Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures – a review*. Sedimentary Geology, v.35, p. 83-104.
- McKee E.D. 1966. *Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas)*. Sedimentology, v.7(1), p. 3-69.
- McKee M.D., Weir G.W. 1953. *Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks*. Geological Society of America Bulletin, v.64(4), p.381-390.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R., 1993. *Volcanic textures*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, Univ. Tasmania, Hobart, p. 57-58.
- Melo, U. 1965. *Paleocorrentes das formações Piauí, Potí, e Cabeças no Sudoeste do Piauí*. Belém, PETROBRAS, Relatório Técnico, n. 243, p. 23.
- Merino E, Wang Y, Deloule E. 1995. *Genesis of agates in flood basalts: twisting of chalcedony fibers and trace-element geochemistry*. Am J. Sci, v. 295, p.1156-1176.
- Mesner, J. C., 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), v.7 (2).
- Miall A. D. 1985. *Architectural element analysis – a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. Earth Science Review, v. 22(4), p.105-118.
- Miall A.D. 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rate. In: Miall A.D. & Tyler N. (eds.). *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Tulsa, SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3, p. 6-12.
- 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.
- Moore, D.G. 1961. *The free-corer; sediment sampling without wire and winch*. Jour. Sed. Petrology. v. 31; n. 4, p. 627-630.

- Mountney, N.P. 2006. Eolian facies models. In: Posamentier, H.W., Walker, R.G. (Eds.), *Facies models revisited*. SEPM Special Publication, v. 84, p. 19-83.
- Mountney, N.P. 2004. *The sedimentary signature of deserts and their response to environmental change*. Blackwell Publishing Ltd, *Geology Today*, v. 20, N° 3, May-June.
- Nanson, G. C., Price, D. M., Short, S. A. 1992, *Wetting and drying of Australia over the past 300 ka*. *Geology*, v. 20, p. 791-794.
- Northfleet, A. A., Melo, M. T. 1967. *Geologia da Região Norte de Balsas-Maranhão*. Belém, PETROBRÁS, p.55. (Relatório Técnico, n. 268).
- Petry, C., Jerram, D.A., Almeida, D.P.M., Zeffass, H. 2007. Vucanic- sedimentary features in the Serra Geral Fm., Paraná Basin, Southern Brazil. In: *Exemples os dynamic lava-sediment interations in arid setting*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. v.159, p.313-325.
- Picard, M. D., High, L. R. 1973. *Sedimentary structures of ephemeral streams*. *Developments in Sedimentology*, n°17, Elsevier, Amsterdam, 223p.
- Posamentier H.W., Walker R.G. (eds). 2006. *Facies models revisited*. SEPM - Society for Sedimentary Geology. 532p.
- Retallack, J. G. 2001. *Soils of the past, an introduction to paleopedology*. Second edition, Blackwell, Oxford, 600 p.
- Rezende, N. G .A. M. 2002. *A zona zeolítica da Formação Corda - Bacia do Parnaíba*. 2002. 142p. Dissertação (Mestrado em Geologia), Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém.
- Rezende, Nélio 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.).
- 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.
- Roe, S. L. 1987. *Cross strata bedforms of probable transitional dune to upper plane-bed origin from a Late Pre-Cambrian fluvial sandstone, northern Norway*. *Sedimentology*, Amsterdam, v. 34, p. 89-101.
- Rossetti D.F. 2001. *Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes*. *J. South Am. Earth Sci.*, v.14, p.77-89.
- Santos, M. E. C. M., Carvalho, M. S. S. 2004. *Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís, Reconstituições Paleobiológica*. Rio de Janeiro in: CPRM – Serviço Geológico do Brasil/ DIEDIG/DEPAT. 1 CD-ROM.
- Scherer, C. M. S. 2002. *Preservação of aeolian genetic units by lava flow in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern of Brazil*. *Sedimentology*. v.49, p.97-116.

- Schobbenhaus C., Campos da, Derze G. E., Asmus, H. E. (Coord.). 1981. *Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais* (Escala 1:2500 000). Brasília: DNPM.
- Schobbenhaus, C. 1984. *Geologia do Brasil: Texto explicativo do mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*; escala 1: 2.500.000. Brasília DPNM. Cap. 1. p.33-40.
- Sgarbi, G. N. C.; Dardenne, M. A. 1997. Evolução climática do Gondwana nas regiões centro-sul do Brasil e seus registros geológicos continentais durante o Mesozóico, enfatizando o Arco do Alto Paranaíba, a borda NNE da Bacia do Paraná e a porção meridional da Bacia Sanfranciscana. *Geonomos*, Belo Horizonte, v.4, n.1, p.21-49,
- Smith, G.A. 1987. The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: The Deschutes Formation (Neogeno) in Central Oregon. *Journal of Sedimentary Petrology*, v.57, n.4, July, p. 613-629.
- Stear, W. M., 1983. Morphological characteristics of ephemeral stream channel and overbank splay sandstone bodies in the Permian Lower Beaufort Group, Karoo Basin, South Africa. In: J.D. Collinson and J. Lewin (Editors), *Modern and ancient fluvial systems*, Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ., v.6, p.405-420.
- Tucker M. E. 1991. *Sedimentary petrology: An introduction to the origin of sedimentary rocks*. 2º ed., Blackwell Scientific Publications, 260p.
- Tucker M. E. 2001. *Sedimentary petrology*. 3º ed., Blackwell Scientific Publications, 262p.
- 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., James N.P. (EDS). 1992. *Facies models response to sea level change*. Geological Association of Canadá. p.1-113.
- Whiting, P.J., J.B. Bradley, 1993. A Process based classification system for headwater streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, v.18, p.603-612.
- Zalan, P.V. 1991. *Influence of Pre-Andean Orogenies on the Paleozoic Intracratonic Basins of south America*. In: SIMPÓSIO BOLIVARIANO, 4., Bogota. Memórias, Tomo 1, Trabajo 7.
- Zalán P.V., 2004. A Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: Montesso Neto, v., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. *Geologia do Continente Sul Americano – evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Becca, p.595-612.