

## O sistema desértico úmido do jurássico superior da Bacia do Parnaíba, na região entre Formosa da Serra Negra e Montes Altos, Estado do Maranhão, Brasil

*The wet desert system of the Upper Jurassic of the Parnaíba Basin, in the region between Formosa da Serra Negra and Montes Altos, Maranhão State, Brazil*

Cleber Eduardo Neri Rabelo<sup>1</sup> e Afonso César Rodrigues Nogueira<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA, Rua Augusto Corrêa, s/n, CEP 66075-110, Belém, PA, BR (cleber.rabelo@bol.com.br; anogueira@ufpa.br)

Recebido em 16 de maio de 2014; aceito em 01 de junho de 2015

### Resumo

O Mesozoico foi marcado por mudanças geológicas significativas decorrentes da Orogenia Gonduanide, que possibilitou a implantação de sistemas desérticos concomitantemente com expressivos eventos magmáticos. No Brasil, o registro desses eventos é observado na porção central da Bacia do Parnaíba, representados pelos depósitos siliciclásticos da Formação Corda, de idade jurássica, que sobrepõem derrames basálticos da Formação Mosquito. O estudo de fácies e estratigráfico de afloramentos dessa unidade, realizado na região entre Formosa da Serra Negra e Montes Altos, estado do Maranhão, possibilitou reconstituir o paleoambiente e inferir condições paleoclimáticas para essa região da Bacia Parnaíba durante o Jurássico. Foram identificadas quinze fácies sedimentares agrupadas em três associações de fácies (AF), representativas de um sistema desértico: 1) canal fluvial entrelaçado (AF1), caracterizado por conglomerados e arenitos finos a grossos, com grãos e seixos de rochas vulcânicas, com estratificações plano-paralela e cruzada acanalada; 2) lençóis arenosos (AF2), constituídos por arenitos finos a grossos e pelitos subordinados com laminação plano-paralela, laminação cruzada cavalgante, marcas de adesão e *gutter casts*; 3) campo de dunas (AF3), arenitos finos a médios, com grãos arredondados e estratificações cruzadas tabular e tangencial. Fluxos fluviais efêmeros (AF1), adjacentes ao campo de dunas (AF3), frequentemente retrabalhavam o topo das planícies vulcânicas e, esporadicamente, invadiam os lençóis arenosos (AF2). Comparado aos *ergs* do Permo-Triássico, o sistema desértico 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:** Formação Corda; Jurássico; Bacia do Parnaíba; Análise de fácies; Deserto úmido.

### Abstract

The Mesozoic was marked by significant geological changes, resulting of the Gonduanide Orogeny, which propitiated the implantation of desert systems concomitantly with expressive magmatic events. In Brazil, the record of these events is found in the central portion of the Parnaíba Basin, represented by jurassic siliciclastic deposits of Corda Formation, that overlie the basaltic flow of the Mosquito formation. Outcrop based stratigraphic and facies analysis, carried out in the Formosa da Serra Negra regions and Montes Altos, State of Maranhão, allowed the paleoenvironmental and paleoclimatic reconstitution of this part of Parnaíba Basin during the Jurassic. We identified fifteen sedimentary facies grouped into three facies associations (FA), representative of a wet desert system: 1) braided stream channel deposits (FA1), characterized by conglomerates and fine to coarse-grained sandstone, with grains and pebbles of volcanic rocks, even parallel and trough cross stratifications; 2) sandy sheets (FA2), comprising fine to coarse-grained sandstone and subordinate mudstones with even parallel lamination, climbing-ripple cross lamination, adhesion ripples and gutter casts; 3) dune field (FA3), constituting fine to medium-grained sandstones with rounded grains and planar and tangential cross bedding. Ephemeral fluvial flow (FA1) adjacent to the dune field (FA3), frequently reworked the upper portion of the volcanic and sporadically migrate into the sandy sheet setting. The Jurassic desert of Corda Formation was wetter and smaller than to the Perm-Triassic ergs, preceding the Cretaceous fluvial to coastal systems of the Parnaíba Basin.

**Keywords:** Corda Formation; Jurassic, Parnaíba Basin; Facies analysis; Wet desert system.

## INTRODUÇÃO

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. Essas 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 desses eventos na Bacia do Parnaíba (Almeida et al., 1977), no nordeste do Brasil, são representados por derrames basálticos e depósitos siliciclásticos continentais ainda pouco conhecidos do ponto de vista faciológico (Rabelo et al., 2013; Rabelo, 2011, 2013; Romero Bállen, 2012; Romero Bállen et al., 2013). Além disso, as relações estratigráficas da sucessão jurássica na Bacia do Parnaíba ainda não são consensuais, apesar da grande contribuição ao reconhecimento geológico regional realizado principalmente pela Petrobras (Cunha e Carneiro, 1972; Góes et al., 1990; Góes e Feijó, 1994). Este trabalho faz a reconstituição do paleoambiente da deposição da Formação Corda com base nas análises de fácies e estratigráfica nas regiões de Formosa da Serra Negra e Montes Altos, no estado do Maranhão, nordeste do Brasil. O estudo estratigráfico forneceu um arcabouço consistente para o entendimento paleoambiental e paleogeográfico dos arenitos jurássicos da porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba (Figura 1).

## CONTEXTO GEOLÓGICO

### Bacia do Parnaíba

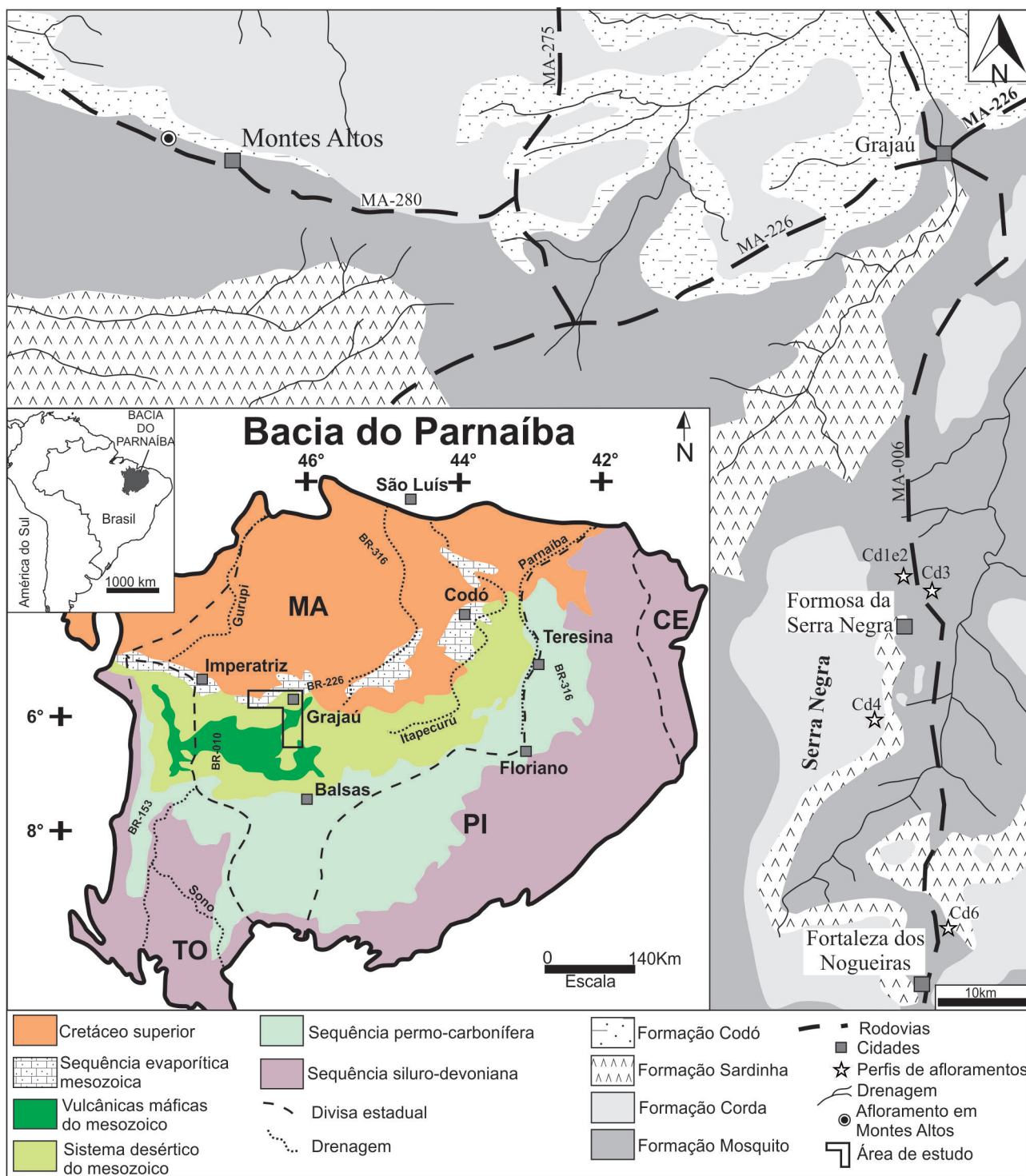
A Bacia do Parnaíba situa-se no norte da Plataforma Sul-Americana e no nordeste ocidental do território brasileiro (Figura 1). Ocupa uma área de cerca de 600.000 km<sup>2</sup>, abrangendo partes dos estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia. Sua gênese está relacionada à progressiva subsidência termomecânica ocorrida no continente em decorrência do resfriamento crustal no final do Ciclo Brasileiro (Góes et al., 1990). O arcabouço dessa região está intimamente associado à trama tectonoestrutural herdada do Pré-Cambriano, especificamente à estruturação das faixas de dobramentos e dos lineamentos estruturais formados e/ou reativados durante esse evento. Nessa região foram acumuladas, tanto próximas como afastadas dos crátons, expressivas sucessões de rochas sedimentares e rochas vulcânicas (Santos et al., 1984). As rochas magmáticas presentes na bacia têm sua origem ligada à ruptura do megacontinente Pangea, que levou à abertura do Oceano Atlântico. O seu preenchimento sedimentar foi recentemente reinterpretado por Vaz et al. (2007), que propuseram

a organização das rochas sedimentares em cinco superseqüências separadas por discordâncias regionais, sendo estas: seqüências siluriana (Grupo Serra Grande), mesodevoniânica-eocarbonífera (Grupo Canindé), neocarbonífera-eotriássica (Grupo Balsas), jurássica (Formação Pastos Bons) e cretácea (Formações Codó, Corda e Grajaú). As rochas da Formação Corda afloram em uma estreita faixa ao longo da porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba, alcançando uma espessura máxima de até 100 m. 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, atribuindo-lhe a mesma idade triássica. Posteriormente, Aguiar (1971) denominou de Formação Corda os arenitos com intercalações de folhelhos e leitões de sílex, de idade jurássica, que ocorrem concordantemente sobre a Formação Pastos Bons e discordantemente dos basaltos da Formação Mosquito. Litologicamente é constituída na sua parte inferior, onde esta se sobrepõe aos basaltos, por um pacote conglomerático. Na sua porção média e superior, encontram-se arenitos creme, róseos e bem selecionados com estratificação cruzada tabular e tangencial de médio porte (Lima e Leite, 1978). Dados petrográficos e mineralógicos da Formação Corda foram fornecidos por Rezende (1997, 2002), com ênfase no estudo de zeólitas, que ocorre como cimento nos arenitos, e por Rabelo et al. (2010), com base no agrupamento (*cluster analysis*) de dados de difratometria de raios X. O estudo de fácies e paleoambiente foi previamente realizado por Rabelo (2011, 2013) tanto nos arenitos *intertrap* da Formação Mosquito como nos arenitos da Formação Corda interpretados como um sistema desértico úmido. Concomitantemente, Romero Ballén (2012, 2013) corroborou essa interpretação para essas unidades, incluindo também a Formação Pastos Bons.

### Análise crítica das propostas estratigráficas

A proposta de Vaz et al. (2007) é a mais recente na literatura sobre a estratigrafia da Bacia do Parnaíba, porém, quando comparada às demais cartas elaboradas para a bacia, nota-se uma discrepância temporal, principalmente para o intervalo que inclui a unidade deste estudo (Figura 2). A maior discordância da proposta de Vaz et al. (2007) é, sem dúvida, o posicionamento das rochas da Formação Corda. Esta, previamente de idade jurássica, foi reposicionada como sendo de idade cretácea. No entanto, os critérios que esses autores utilizaram para efetuar essa mudança não foram discutidos adequadamente.

A dificuldade de se adotar a coluna estratigráfica de Vaz et al. (2007) neste trabalho se deve, principalmente, às observações de campo que apontam para uma idade mais antiga para a Formação Corda. Em alguns pontos visitados



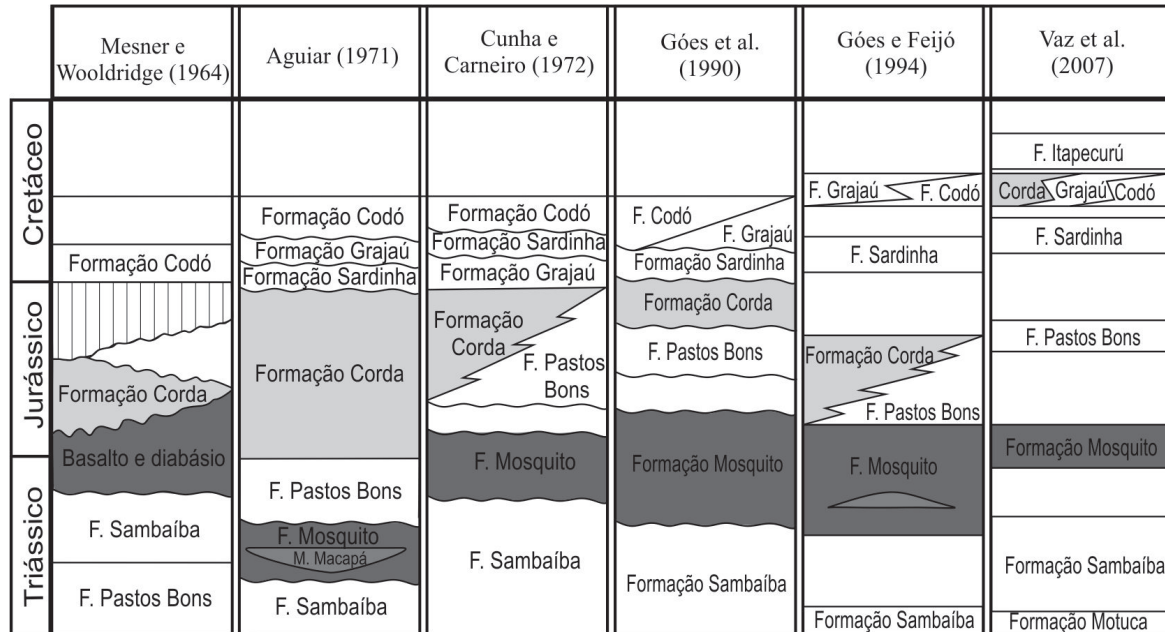
**Figura 1.** Mapa de localização e geológico simplificado da área de estudo situado na Bacia do Parnaíba. Modificado de CPRM (1994) e Costa et al. (1994).

na Serra Negra, os arenitos da Formação Grajaú se sobrepõem discordantemente aos depósitos da Formação Corda. Adicionalmente, observou-se que a Formação Codó se sobrepõe à Formação Corda bruscamente. Dessa forma, considerando

que a Formação Codó é datada no Cretáceo (Neoptiano), indicada pela presença do palinomorfo *Sergipea varirerrucata* (Batista, 1992), admite-se que a Formação Corda seja mais antiga, provavelmente do Jurássico, corroborando com os

autores do século passado (Aguiar, 1971; Cunha e Carneiro, 1972; Lima e Leite, 1978; Góes e Feijó, 1994). Embora essa proposta ainda necessite de confirmação por meio de

mapeamento mais detalhado, admite-se que a unidade estudada representa uma sucessão jurássica com sítio deposicional principal na porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba.



**Figura 2.** Evolução do posicionamento estratigráfico da Formação Mosquito e Formação Corda na Bacia do Parnaíba. Modificado de Cunha e Carneiro (1972).

## MÉTODOS

Neste trabalho, foi utilizado o modelamento de fácies proposto por Walker e James (1992). Esse modelamento consiste na individualização e descrição das fácies, caracterizando a composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrentes. A associação de fácies cogenéticas e contemporâneas permitiu a interpretação do sistema deposicional e sua visualização tridimensional na forma de blocos diagramas. Análises petrográficas e mineralógicas por difratometria de raios X foram utilizadas para auxiliar nas interpretações paleoambientais da formação estudada.

## ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

### Aspectos gerais

A Formação Corda foi a unidade jurássica estudada com maior expressão aflorante na Serra Negra, região de Formosa da Serra Negra, estado do Maranhão. Em geral, a sucessão jurássica recobre os arenitos eólicos da Formação Sambaíba

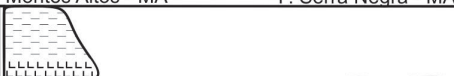
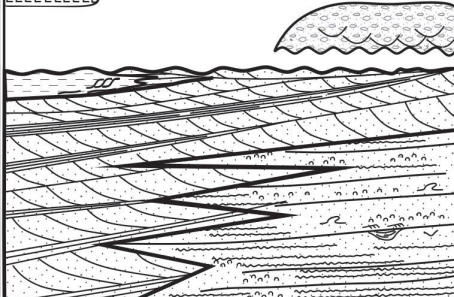
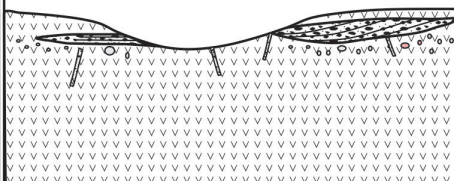

(Triássico), e são recobertos bruscamente por depósitos finos lacustres da Formação Codó e quartzo-arenitos e conglomerados com seixos de quartzo fluviais da Formação Grajaú (Figura 3). A porção inferior da sucessão estudada corresponde aos basaltos da Formação Mosquito, tendo estes espessura aflorante em torno de 35 m, com coloração variando de cinza-escuro a marrom-avermelhada. O contato superior dessa formação se dá de forma discordante erosiva com os arenitos eólicos da Formação Corda (Figuras 3 e 4; Tabela 1). 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 dessa unidade, encontram-se arenitos friáveis, finos a médios, de coloração vermelho-amarelada, arredondados, bem selecionados e com bimodalidade granulométrica. Nesses arenitos, encontram-se, por vezes, lentes de sílex e material argiloso de coloração esbranquiçada. Apresenta como estruturas predominantes a estratificação cruzada tabular de pequeno a médio porte e a estratificação plano-paralela. Na Formação Corda, foram descritas quinze fácies agrupadas em três associações de fácies (AF) representativas de um sistema desértico úmido (Figuras 3 e 4; Tabela 1).



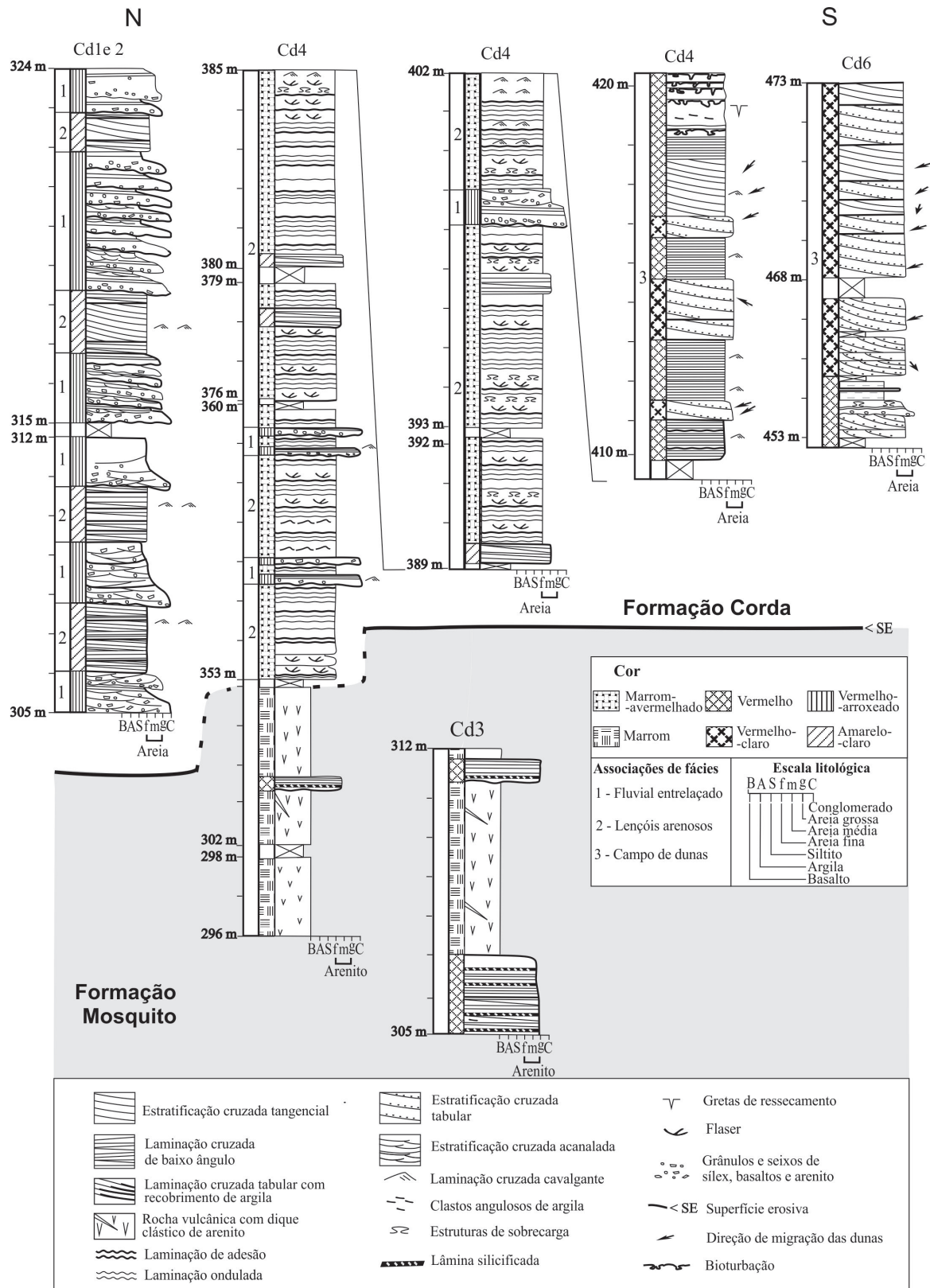
### Aspectos petrográficos e mineralógicos

A análise petrográfica foi realizada somente nos arenitos de AF3, que foram classificados como sublitoarenitos, segundo a classificação de Folk (1968). De forma geral, apresentam granulometria entre areia fina e areia média, com predomínio de areia fina. São bimodais, com grãos arredondados a subarredondados, e possuem alta esfericidade (Figuras 5A e 5B). O arcabouço é frouxo a normal, com índice de empacotamento frequentemente inferior a 40%, com reduzida compactação mecânica, a qual é localmente evidenciada por deformação de intraclastos pelíticos e contatos localmente côncavo-convexos, em meio à prevalência de contatos pontuais e retilíneos (Figuras 5B e 5D). Apresentam como principal componente detrítico quartzo, com proporções médias de 76% e, secundariamente, intraclastos (19,31%) e feldspato (4,69%). Micas e minerais pesados ocorrem em proporções inferiores a 1%. A pseudomatriz ocorre como constituinte traço, caracterizada por infiltração mecânica de

argila ou como clastos dúcteis deformados (Figura 5D). O reconhecimento de argila mecanicamente infiltrada é feito pela identificação de cutículas (*coatings*) de argila tangenciais à superfície dos grãos, exibindo elevada birrefringência e coloração amarelada (Figuras 5B e 5D). Diferentemente da matriz, o cimento ocorre de forma abundante em todas as lâminas. O cimento principal de zeólita ocorre em forma de leque de cristais e/ou na forma poiquilótópica (Figuras 5C e 5D). Pontualmente, ocorre cimento de calcita principalmente nos arenitos de lençóis de areia e interdunas. A análise por difração de raios X identificou como principais argilominerais esmectita e caulinita. Além disso, determinou a assembleia mineralógica constituída por quartzo, feldspato, hematita e calcita (Figura 6). Os minerais de esmectita encontram-se predominantemente nos depósitos de campo de dunas, enquanto a caulinita, somente nos depósitos fluviais. O cimento de zeolítico está presente tanto nos depósitos de campo de dunas como nos lençóis arenosos, estando ausente nos depósitos fluviais.

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	
	GRAJAUÍ		Arenitos e conglomerados com estratificação cruzada acanalada	Fluvial entrelaçado	
JURÁSSICO	CORDA		Arenitos finos-médios, cimentados por zeólita, com estratificação cruzada tabular de médio porte	Campo de duna	Sistema desértico úmido
			Arenitos finos-médios, cimentados por zeólita e calcita, com estratificação plano-paralela, estruturas de sobrecarga e estruturas de adesão	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 e como diques clásticos	Planície vulcânica com wadis	Planície vulcânica
TRIÁSSICO	SAMBAÍBA		Arenito fino-médio bem selecionado com estratificação cruzada tabular de grande porte.	Sistema desértico seco	

**Figura 3.** Coluna litoestratigráfica da sucessão mesozoica da Bacia do Parnaíba, na região de Formosa da Serra Negra e Montes Altos, estado do Maranhão, com descrição das principais litologias e paleoambiente.

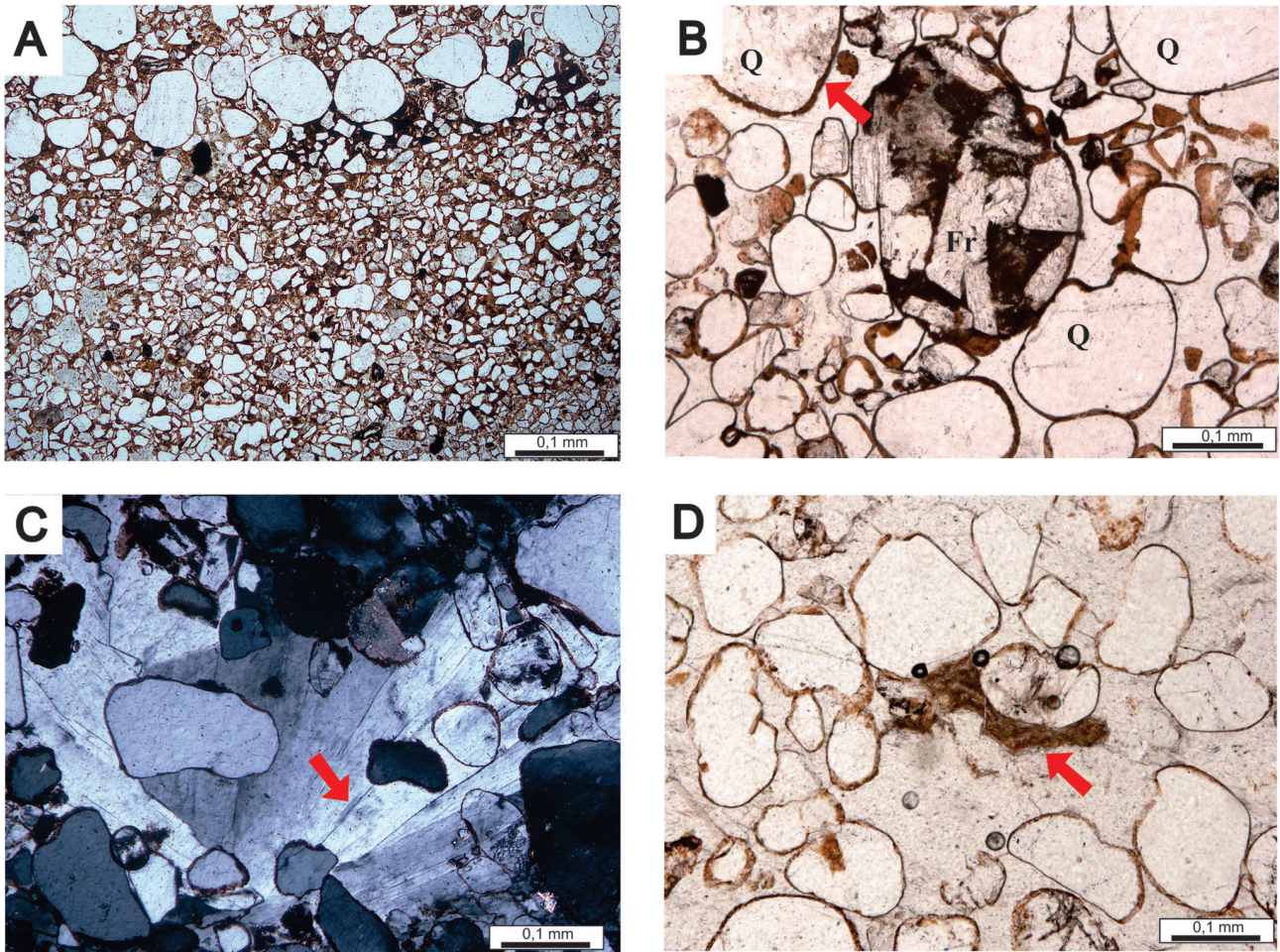


**Figura 4.** Perfis estratigráficos da porção superior da Formação Mosquito e da Formação Corda com associação de fácies na região entre Formosa da Serra Negra e Montes Altos, estado do Maranhão. Ver localização das seções CD1-CD6 na Figura 1.

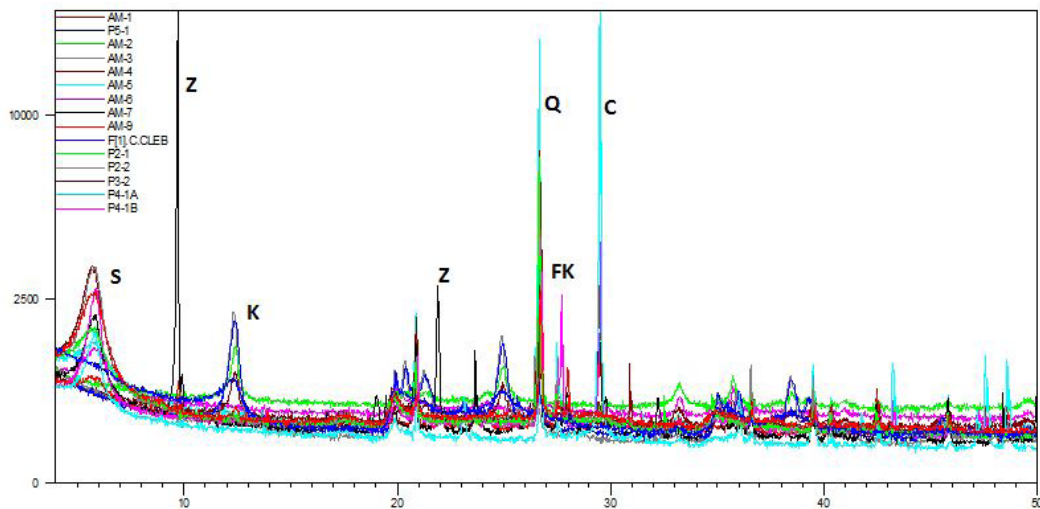
**Tabela 1.** Fácies e associações de fácies da Formação Corda na região entre Formosa da Serra Negra e Montes Altos, estado do Maranhão.

Fácies	Descrição	Processo	Associação de fácies
Paraconglomerado com estratificação cruzada acanalada (Pa)	Paraconglomerado com matriz suportada com estratificação cruzada acanalada, sendo por vezes maciço. Composto de clastos de basalto, sílex e arenito, subangulosos com tamanho variando de 0,5 cm a 2 cm, sustentados por uma matriz de areia fina a muito fina	Deposição subaquosa ocorrida no limite do regime de fluxo inferior para o superior	FLUVIAL ENTRELACADO (AF1)
Arenito seixoso com estratificação cruzada acanalada (Asc)	Arenito de granulometria fina a grossa, mal selecionado, com grânulos, seixos de sílex, basalto e estratificação cruzada de pequeno a médio porte	Migração de ondulações 3D subaquosas em regime de fluxo inferior	
Arenito seixoso com acamamento maciço (Asm)	Arenito grosso com grânulos e seixos de sílex exibindo estratificação plana incipiente e acamamento maciço	Deposição a partir de fluxo trativo, em regime de fluxo superior	
Arenito com estratificação plano-paralela e de baixo ângulo (Apb)	Arenito fino a médio, moderadamente selecionado, com estratificação plano-paralela e de baixo ângulo	Migração de marcas onduladas em regime de fluxo superior	
Arenito maciço (Am)	Arenito fino a muito fino, moderadamente selecionado, com acamamento maciço	Sedimentação rápida ou obliteração do acamamento por expulsão de água	LENÇOL ARENOSO (AF2)
Arenito com estruturas de sobrecarga (As)	Arenito fino a muito fino, moderadamente selecionado, com estruturas de sobrecarga e em chama	Instabilidade gravitacional e ajustes plásticos por processos de liquefação	
Arenito com estratificação plano-paralela (Ap)	Arenito fino a grosso com grânulos e seixos exibindo estratificação plano-paralela	Deposição em regime de fluxo superior	
Arenito com <i>gutter casts</i> e estratificação cruzada acanalada (Aga)	Arenito fino a grosso, com grânulos e seixos esporádicos, preenchendo geometria de canal ( <i>gutter casts</i> ) e com estratificação acanalada	Migração e formas de leito 3D por correntes trativas, canalizações rasas cortadas por objetos ou escavadas por correntes trativas e rápida desaceleração da energia	
Arenito com laminação plano-paralela e cruzada cavalgante transladante (Apc)	Arenito fino a médio, com laminações plano-paralela e cruzada cavalgante transladante	Deposição por tração e suspensão subordinada por ação eólica. Migração de formas onduladas produzidas pelo vento ( <i>wind ripples</i> )	CAMPO DE DUNAS (AF3)
Pelito maciço com gretas de contração (Pg)	Camadas centimétricas de pelito maciço com gretas de contração	Deposição por suspensão e exposição subaérea	
Arenitos com laminação ondulada e estruturas de adesão (Aa)	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 PI)	Interação de areia seca transportada pelo vento com superfície úmida. Alternância de tração e suspensão com exposição subaérea	
Arenito com estruturas poligonais (Aep)	Arenito com recobrimento de argila e estruturas poligonais, 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	INTERDUNA ÚMIDA
Pelito maciço (Pm)	Pelito de coloração cinza-escura	Deposição por suspensão	DUNA EÓLICA
Arenito com estratificação cruzada tabular (Act)	Arenito fino a médio, bem arredondado e selecionado, com estratificação cruzada tabular de médio a grande porte	Migração de macroformas (3D) onduladas por correntes eólicas unidirecionais. Fluxo e queda de grãos na face de sotavento de dunas eólicas	
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 e queda de grãos	





**Figura 5.** Aspectos petrográficos dos arenitos eólicos da AF3 da Formação Corda. A) Fotomicrografia de arenito com padrão bimodal típico de dunas eólicas. B) Fotomicrografia de arenito com quartzo monocristalino (Q) com recobrimento de argila (seta) e fragmento de rocha vulcânica (Fr) com cristais de plagioclásio imersos em matriz vítrea. C) Cimento de zeólita em forma de leques (seta). D) Fotomicrografia de arenitos com pseudomatriz na forma de grão de argila esmagado (seta) (fotos A, B e D com N//; C com Nx).



**Figura 6.** Difratoograma das fácies Pa, Aga e Act, das associações AF1, AF2 e AF3, respectivamente, com a assembleia mineralógica predominante representada por esmectita (S), zeólita (Z), caulinita (K), quartzo (Q), feldspatos (FK) e calcita (C).



## Fluvial entrelaçado (AF1)

A associação AF1 ocorre principalmente na porção inferior da Serra Negra e consiste em paraconglomerados com estratificação cruzada acanalada (Pa), arenitos seixosos com estratificação cruzada acanalada (Asc) e arenitos seixosos com acamamento maciço (Asm). Conglomerado é a litologia preponderante que se caracteriza por uma matriz de areia fina a muito fina de coloração vermelha a marrom-avermelhada. Os clastos de sílex são angulosos a muito angulosos (2 a 11 cm) e aqueles formados por basalto e arenitos são arredondados a subangulosos (Figuras 4 e 7A, 7D, 7F). Em geral, conglomerados com estratificação cruzada acanalada ocorrem sobrepostos aos arenitos seixosos maciços e, localmente, podem ocorrer sobre arenitos com estratificação de baixo ângulo (Figuras 4 e 7B). Intercalados aos conglomerados, na maioria das vezes há arenitos de granulação fina a média, com grãos moderadamente selecionados, exibindo laminação cruzada cavalgante transladante (Figuras 4 e 7C).

Esses 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, onde podem alcançar até 20 m de espessura e mais de 70 km de extensão, geralmente organizados em ciclos granodécrescentes ascendentes (Figuras 4 e 7E).

Com o fim dos pulsos magmáticos da Formação Mosquito, a planície vulcânica permaneceu 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 eram absorvidas rapidamente, o que favoreceu um maior espriamento dos sedimentos carregados por esses fluxos. A presença de estratificação cruzada acanalada indica a migração de dunas subaquosas de pequeno porte nesses canais. Os sets centimétricos dessa 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 parcialmente confinados (Picard e High, 1973; Miall, 1987). Os clastos angulosos indicam proximidade da área fonte e pouco retrabalhamento, principalmente aqueles advindos de substrato vulcânico. As camadas maciças são consideradas características de um fluxo rápido, enquanto as estratificações cruzadas acanaladas são resultado da diminuição da velocidade do fluxo das inundações (Glennie, 1970).

Os depósitos de AF1 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 paraconglomerados polimíticos sugere a ação de fluxos

hiperconcentrados com elevada viscosidade formada por correntes de alta energia (Scherer, 2002). A energia dessas 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.

Dessa forma, AF1 é interpretada como depósitos de rios efêmeros ou *wadis*, que são caracterizados pela baixa razão água/sedimento e por um regime tipicamente torrencial associado a chuvas esporádicas. Em geral, depósitos de canais próximos a sistemas desérticos exibem sedimentos fluviais com contribuições eólicas (Smith, 1987). Essa associação possivelmente ocupava regiões mais rebaixadas do deserto Corda, onde o fluxo de água dos rios era capaz de transportar consideráveis quantidades de sedimentos.

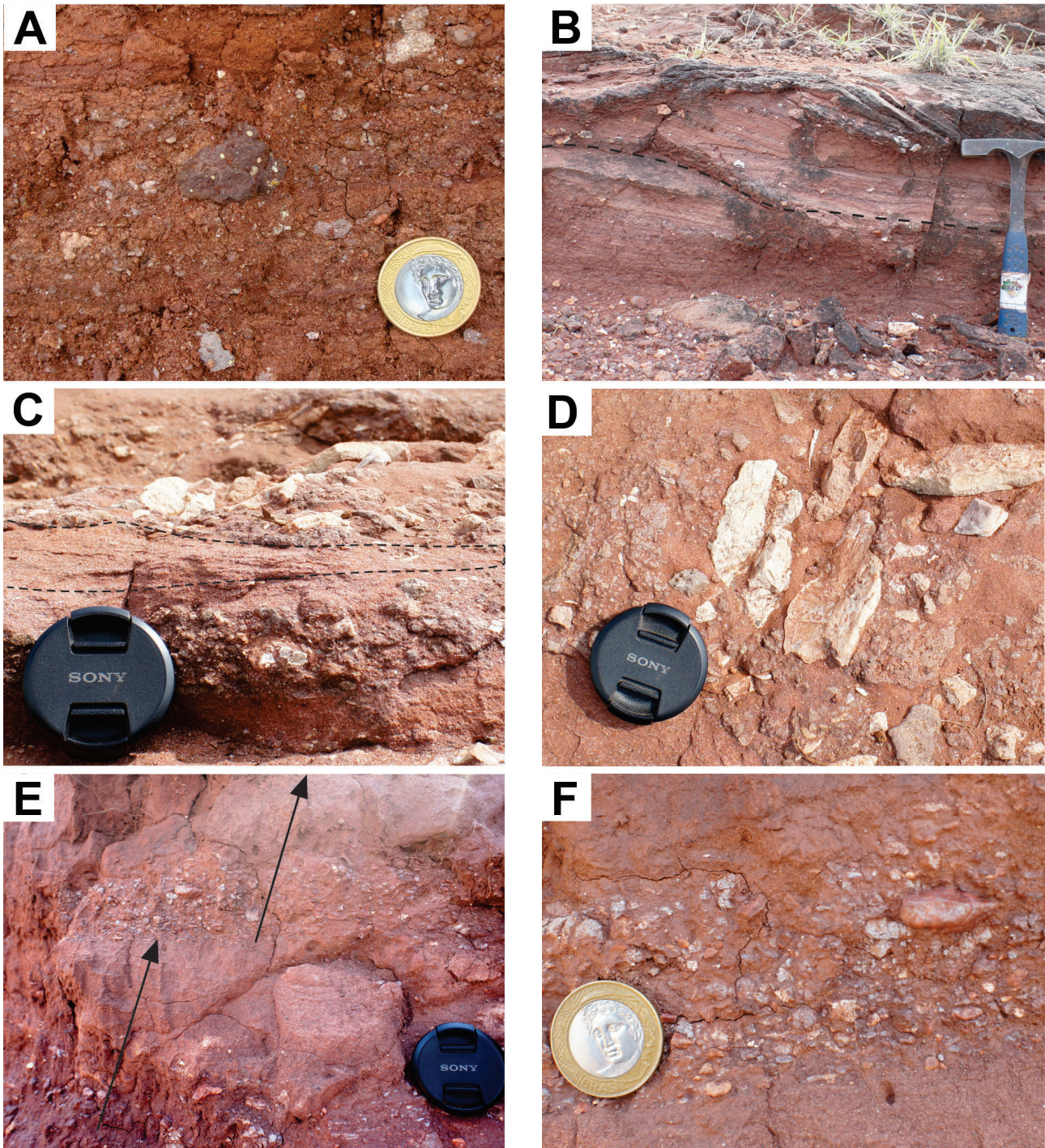
## Lençóis de areia (AF2)

A associação AF2 é predominante na área de estudo, sendo caracterizada por camadas métricas de geometria tabular ou de baixo ângulo de arenito fino a grosso, contínuas lateralmente por centenas de metros (Figuras 4 e 8). A associação AF2 foi subdividida em dois conjuntos de fácies: CI) camadas planas com base deformada; CII) camadas planas constituídas por diversos tipos de laminações/estratificações internas.

O conjunto CI é composto de arenitos finos a muito finos, moderadamente selecionados com estratificação plano-paralela e de baixo ângulo (A<sub>pb</sub>), acamamento maciço (Am), estruturas de sobrecarga e em chama (As). Essa sucessão tem mais de 40 m de espessura e distribui-se principalmente na porção inferior da seção estudada. É formada por camadas com grande extensão lateral de até 300 m (Figuras 4 e 8).

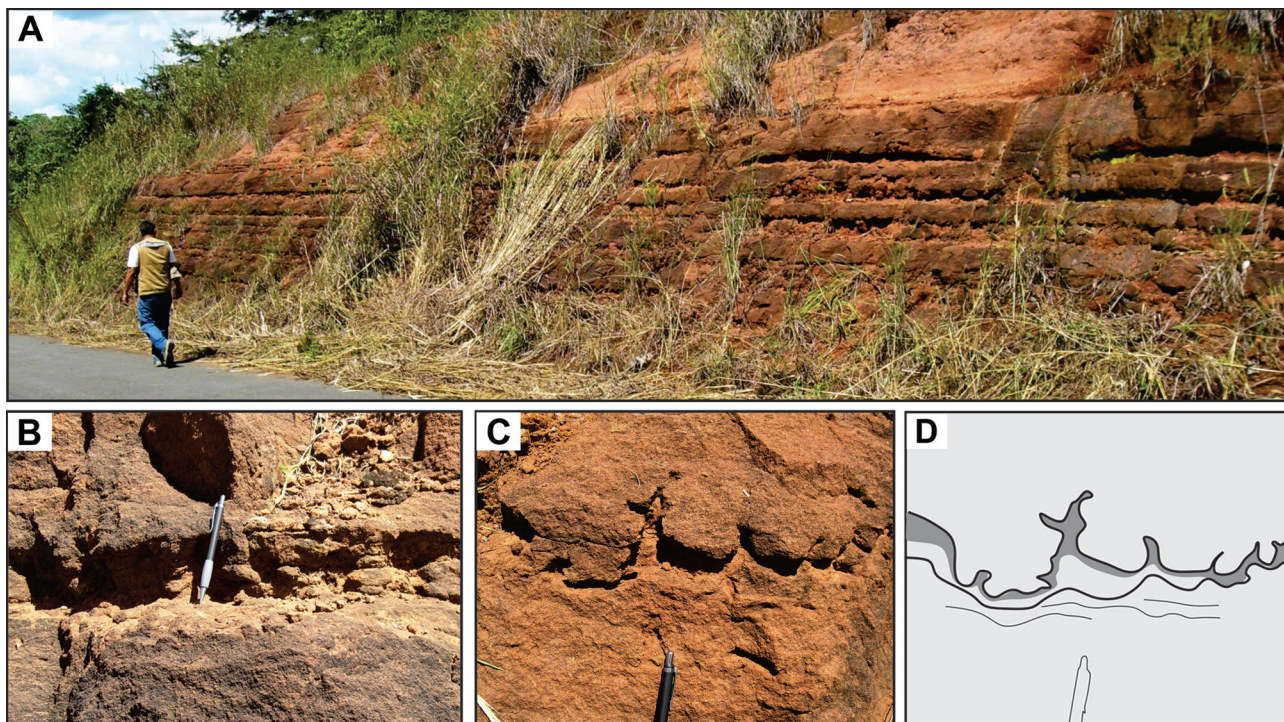
O conjunto CII consiste em arenitos finos a médios, bem selecionados e com grãos bem arredondados, exibindo estratificação plano-paralela (A<sub>p</sub>), laminação plano-paralela e laminação cruzada cavalgante transladante (A<sub>pc</sub>), arenitos com *gutter casts* (A<sub>ga</sub>) e pelitos maciços com gretas de contração (Pg). As laminações cruzadas cavalgantes formam lâminas sub-horizontais e/ou com baixo ângulo (menos de 5°), com 1 a 4 cm de espessura e gradação inversa (Figuras 4, 9 e 10). Também ocorrem arenitos finos a grossos, com grânulos e seixos esporádicos, preenchendo geometria de canal e com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte (Figuras 4 e 10). Esses canais são interpretados como *gutter casts* e ocorrem isoladamente, truncando arenitos finos a grossos com grânulos e seixos com estratificação plano-paralela. Os *gutter casts* exibem 15 cm a 2 m de largura e 5 cm a 1 m de profundidade e, normalmente, são preenchidos por arenitos com laminações cruzadas acanaladas e/ou plano-paralelas e cortadas por arenitos finos com laminações cruzadas cavalgantes (Figuras 4 e 10). No conjunto CII, comumente ocorrem intercalações de laminação



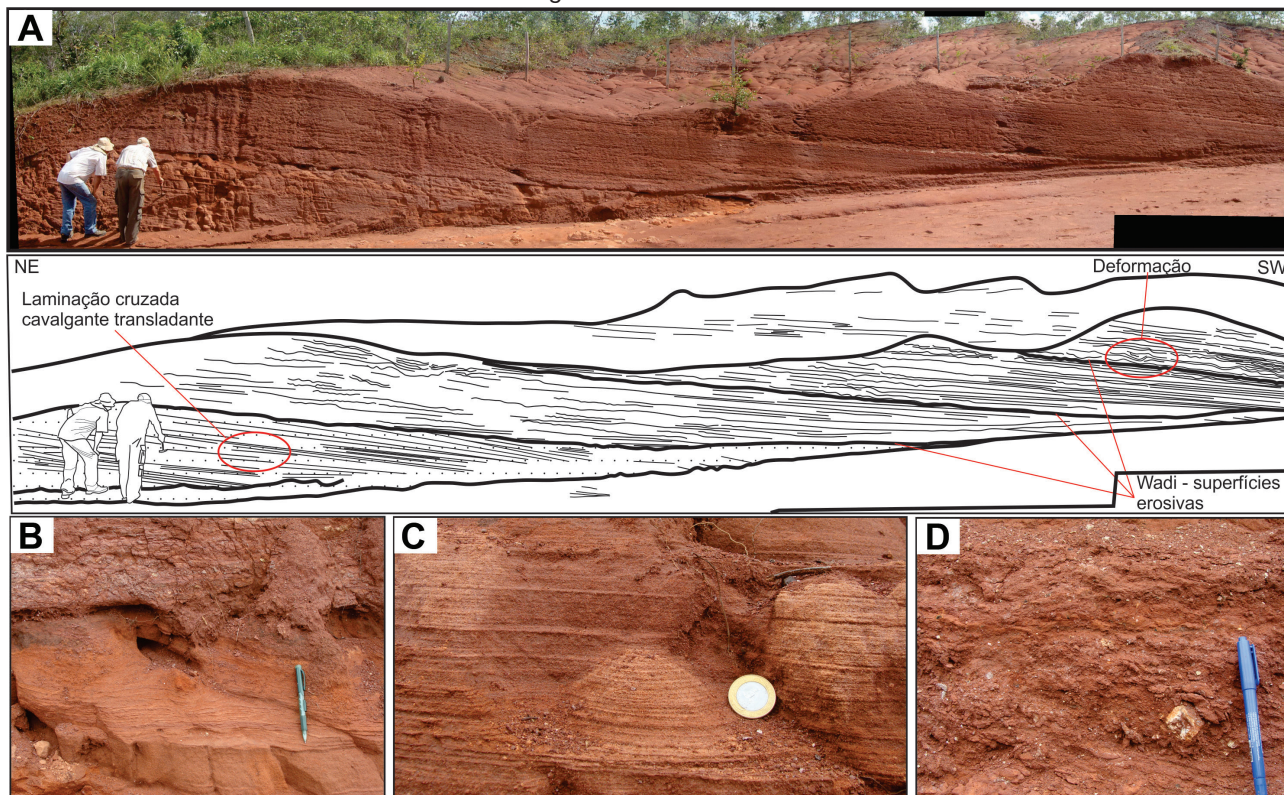


**Figura 7.** Aspectos gerais da associação de fácies 1, em afloramento localizado às margens da MA 006 e na parte inferior da Serra Negra. A) Paraconglomerado polimítico com clastos angulosos e centimétricos de sílex e basalto imersos em matriz arenoargilosa. B) Camadas de arenitos grossos com estratificação de baixo ângulo sobrepostas por arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada. C) Intercalação de camadas conglomeráticas com laminação cruzada cavalgante transladante. D) Seixos angulosos de sílex e basalto 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.



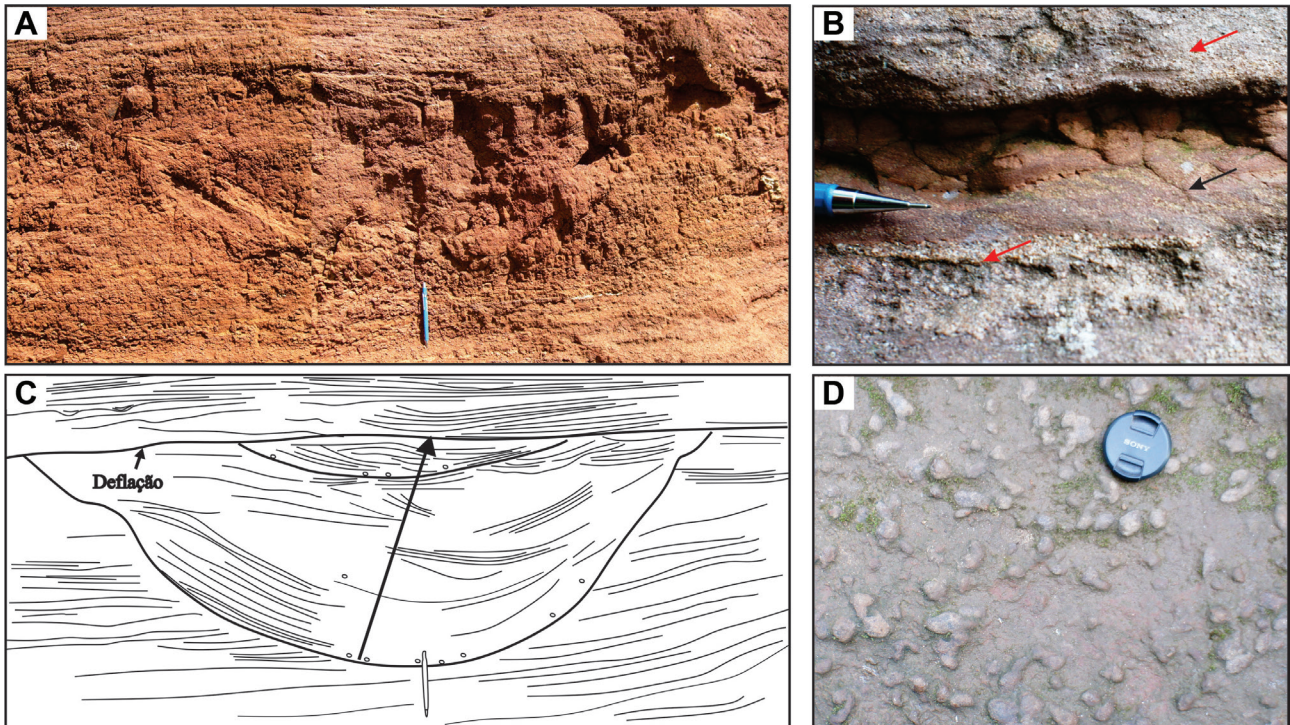


**Figura 8.** Aspectos gerais da associação AF2 com principais características do conjunto CI, localizado na MA 280 entre Montes Altos e Governador Edison Lobão. A) Arenitos tabulares com estratificação plano-paralela. B, C e D) Perfil negativo na base das camadas revela estruturas de sobrecarga e em chama.



**Figura 9.** Aspectos gerais da associação de fácies AF2 com o grupo CII. A) Seção panorâmica de arenitos com geometria tabular da associação AF3. B) Contato erosivo de 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-relevo. D) Seixo em arenitos grossos da fácies Ap.





**Figura 10.** Aspectos faciológicos da associação AF2. A e C) Geometria de canal preenchida por arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada com sets diminuindo para o topo. É possível observar arenitos com laminação plano-paralela e laminação cruzada transladante que truncam o topo do canal e camadas tabulares com estratificação planar e de baixo ângulo. B) Arenito com laminação cruzada (seta preta) e laminação de adesão (seta vermelha). O conjunto de camadas forma ciclos de ressecamento ascendente (*drying upward*). D) Estruturas de adesão.

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 2 m e com mais de 20 m de extensão lateral, sempre associadas a *rip-up clasts* e *curled clay flakes* (Figuras 4 e 10). 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 semiarco (Figuras 4 e 10). Essas estruturas marcam o topo de camadas centimétricas que formam ciclos de ressecamento ascendente (*drying-upward*) (Kocurek, 1981) e estão presentes na base e na porção média da Serra Negra. Gretas de contração ocorrem em pelitos no topo dos ciclos. As camadas de pelito apresentam espessura que varia de 0,5 a 1 m e, em geral, recobrem arenitos com estruturas de adesão. Nesse arenito é possível identificar o cimento de zeólita (estilbita), que forma pequenos pontos esbranquiçados na rocha (Picanço et al., 2011). Também é comum a presença de nódulos evaporíticos que efervesce em contato com ácido clorídrico. O conjunto de fácies CI foi gerado 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). O conjunto de fácies CII representa a migração de dunas eólicas zibar de pequena amplitude, com topo aplainado pelo retrabalhamento eólico. A migração de formas onduladas de origem eólica (*wind ripples*) é indicada pela presença de laminações sub-horizontais com gradação inversa (Hunter, 1977). O fluxo em lençol, que se espalhava sob condições de regime de fluxo inferior a superior, deu origem a 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). Feições crenuladas são interpretadas como estrutura de adesão. Essa estrutura é formada pela adesão de grãos de areia seca soprados pelo vento 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 essa interpretação.

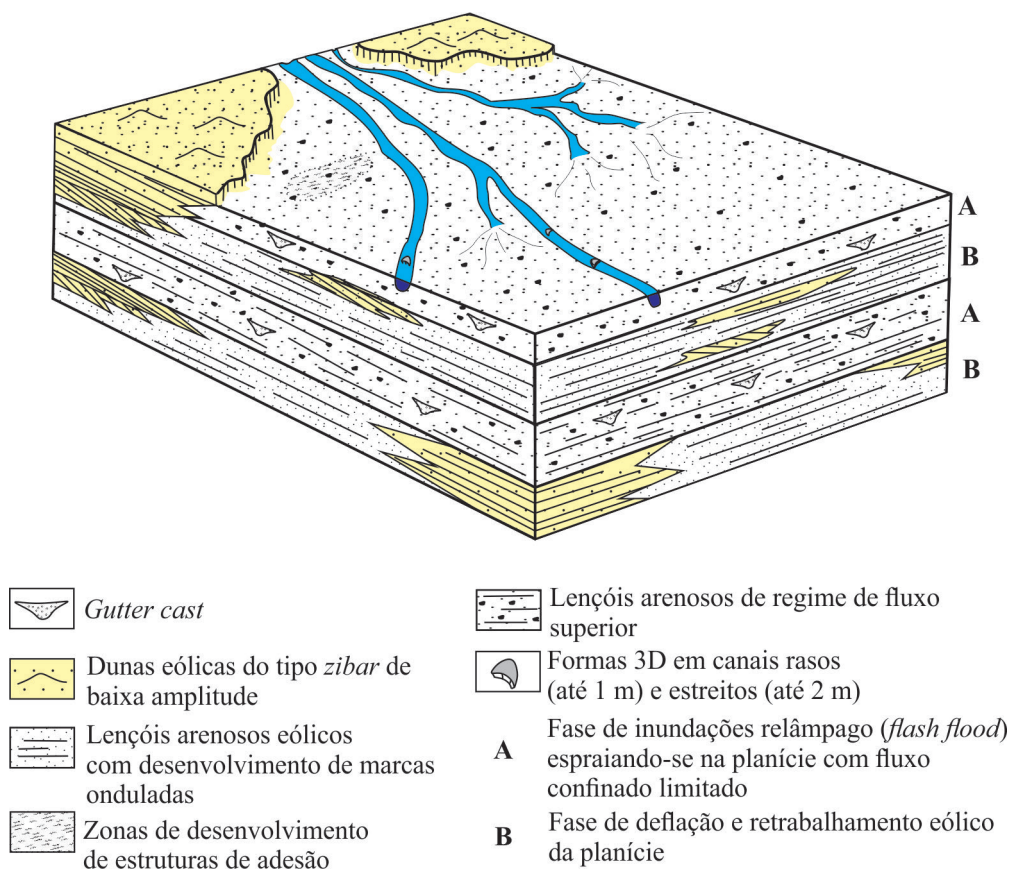
A alternância de laminações eólicas com estruturas de adesão reflete mudanças no teor de umidade desses depósitos (Chakraborty e Chaudhuri, 1993). Normalmente, estruturas



de adesão e gretas de contração 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 a se deformar.

Planícies arenosas formadas pelo vento ou por fluxo em lençóis consistem principalmente em estratificação cruzada de baixo ângulo formada por ondulações ou queda de grãos. Normalmente ocorrem em áreas marginais aos campos de dunas (Fryberger et al., 1979). O modelo proposto aqui sugere que essas planícies arenosas foram submetidas esporadicamente a alternâncias de retrabalhamento eólico e inundações episódicas (*flash floods*). 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 11). Núcleos úmidos nessa 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 preestabelecida. Além disso, formaram redes de canais rasos com dunas subaquosas de baixa amplitude (Figura 11). Uma nova fase de deflação subsequente retrabalharia todo o depósito subaquoso.



**Figura 11.** Interpretação paleoambiental da associação AF2. O paleoambiente da AF2 foi caracterizado por fases de deflação com retrabalhamento eólico da planície arenosa que geraram formas de leito arrasadas e marcas de adesão e de vento (B). Alternadamente ocorreram períodos com maior aporte de água, proveniente de inundações relâmpago (*flash flood*) que retrabalharam os sedimentos previamente depositados, espriando-se na planície com fluxo confinado limitado (A).

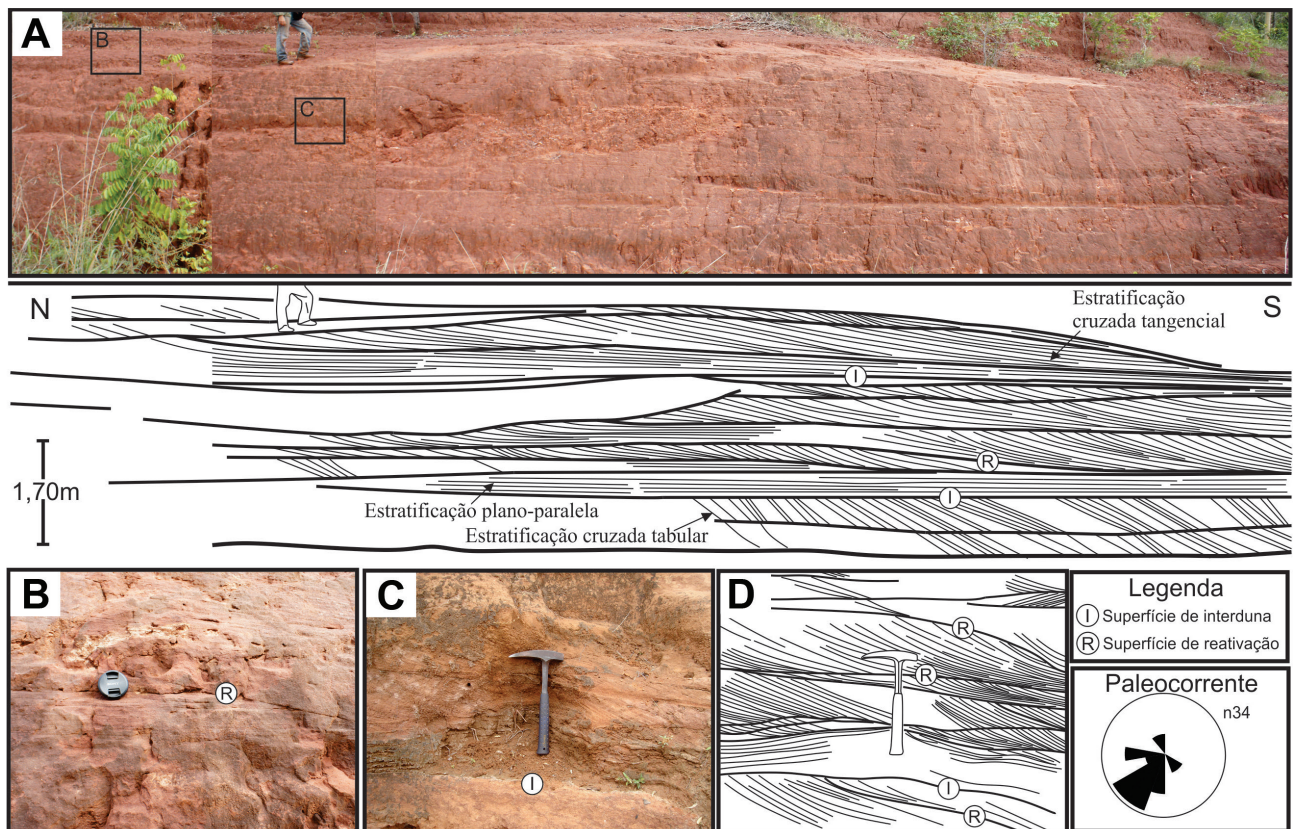
### Campo de dunas (AF3)

A associação de campo de dunas (AF3) aflora, na região da Serra Negra, a partir de cotas superiores a 410 m. Encontra-se sobreposta aos arenitos com laminação plano-paralela e estrutura de adesão da AF2. AAF3 representa uma sucessão com

mais de 60 m 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 (Aa), arenitos com estruturas poligonais (Aep) e pelito maciço (Pm). Essa associação foi subdividida em dois conjuntos de fácies: CIII e CIV.

O conjunto de fácies CIII forma camadas tabulares extensas lateralmente por dezenas de metros (Figuras 4 e 12). É constituído de arenitos finos a médios, de coloração amarelo-pálida a avermelhada, com grãos bem arredondados e selecionados, apresentando bimodalidade granulométrica. Apresenta estratificação cruzada tabular e tangencial (Act e At) de pequeno a médio porte (sets de 0,5 a 1,8 m de espessura) e o conjunto dos estratos (*coset*) possui cerca de 4 m de espessura (Figura 12). As estratificações cruzadas apresentam mergulhos fortes de 27° a 33°, com contatos angulares com a horizontal e direção de 200° a 308° Az (Figura 12). Os *foresets* são formados por fluxo de grãos

(*grain flow*) e queda de grãos (*grain fall*), além de laminação cruzada cavalgante subcrítica transladante, com mergulho suave, ou finamente laminada (*pinstripe lamination*) (Figura 13A). Individualmente, as lâminas apresentam variações no tamanho dos grãos, bom selecionamento e gradação inversa. Nessa 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 a 4 cm de espessura (Figura 14C). As lâminas com fluxo de grãos podem ser identificadas com base no alto ângulo de mergulho (24o a 28°) e sua gradação inversa (Figura 14).



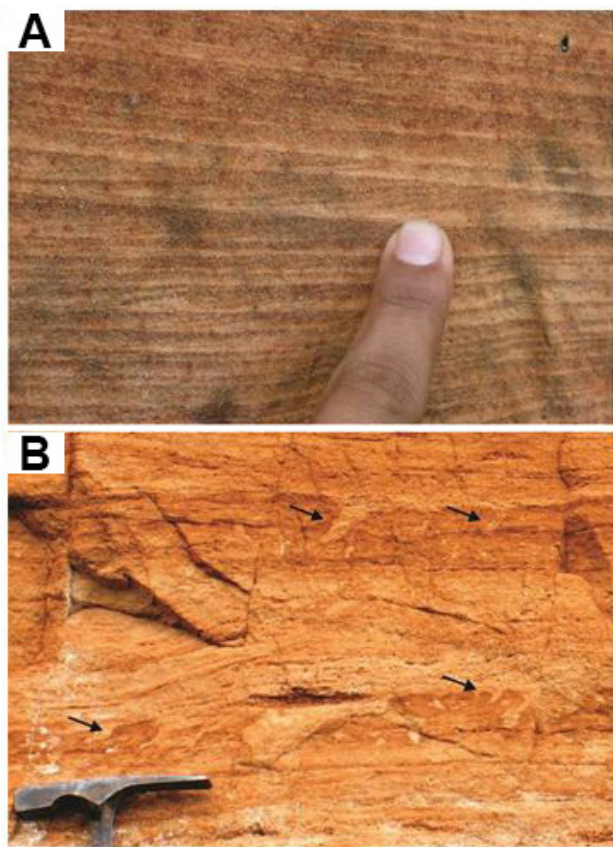
**Figura 12.** Aspectos gerais do grupo CIII da associação AF3, representados na seção Cd6 da Figura 4. A) Arenitos finos médios com estratificações cruzada tabular, tangencial e plano-paralela. O desenho esquemático destaca suas principais estruturas e superfícies limitantes (I e R). B e C) Superfícies de reativação (S) e de interdunas (I). D) Desenho esquemático de C com as principais superfícies limitantes. O diagrama de paleocorrente indica sentido para sudoeste.

O conjunto CIV consiste em arenitos finos a médios, moderadamente selecionados, com predomínio das laminações onduladas, que ocorrem intercaladas aos depósitos do CIII (Figuras 4, 13B, 14A, 14B e 14D). Esses arenitos formam camadas tabulares em sucessões de até 5 m de espessura, organizadas em ciclos de ressecamento de escala centimétrica (Figuras 14B e 14D). Os arenitos são finos a grossos, moderadamente selecionados, apresentam laminação ondulada e

estruturas de adesão (Aa) e arenito fino com estruturas poligonais (Aep), ocorrendo também pelito maciço (Pm). Filmes de argila laminados e gretados, com horizontes mosqueados ricos em óxido-hidróxido de ferro, marcam os topos dos ciclos (Figuras 4, 13B, 14B e 14D). Os arenitos do conjunto CIII com estratificação cruzada de médio porte, formada por fluxo e queda de grãos, são interpretados como depósitos de dunas eólicas originadas pela migração de macroformas onduladas



(Hunter, 1977; Kocurek e Dott, 1981). A migração dessas formas de leito origina superfícies de primeira ordem (Mountney, 2006). A espessura dos depósitos de fluxo de grãos sugere que as dunas tinham entre 0,5 e 3 m de altura (Kocurek e Dott, 1981). A laminação cruzada cavalgante subcrítica é formada pela migração de marcas onduladas de pequena amplitude e grande comprimento de onda (*ripples*). O mecanismo trativo de arraste associado à suspensão dessas micro-ondulações causa o cavalgamento das ondulas, cuja superposição forma lâminas sub-horizontais ou pseudoacamamentos (McKee e Weir 1953; McKee, 1966; Hunter 1977). As superfícies de reativação da Formação Corda foram formadas pela erosão 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 carrearam grandes quantidades de materiais argilosos para as áreas de interdunas e, quando expostos ao sol, ressecaram, foram retrabalhados pelo vento e incorporados às dunas como seixos e *flakes* de argila.



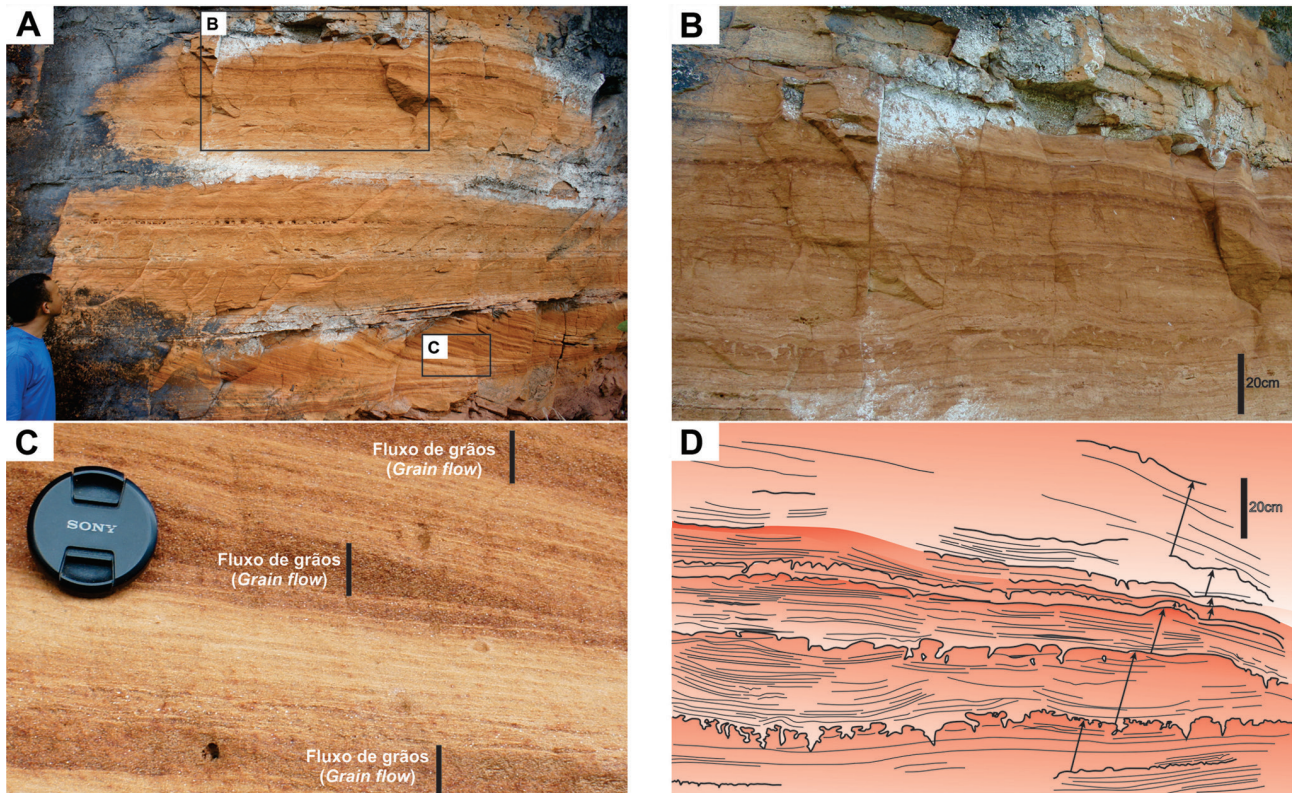
**Figura 13.** Aspectos faciológicos dos conjuntos de fácies CIII e CIV. A) Detalhe de arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica e laminação tipo *pinstripe*. B) Estruturas de bioturbação (seta) em arenitos.

No conjunto CIII, as superfícies de reativação e de migração de interduna são exemplos de superfícies limitantes presentes na AF3 (Brookfield, 1977). As superfícies de reativação exibem mergulhos suaves (15° a 20°) e cortam os *foresets* das estratificações cruzadas, enquanto as superfícies de migração de interdunas se caracterizam por limites erosivos levemente inclinados, com mais de 50 m de extensão.

O conjunto CIV apresenta características sedimentares que sugerem tratar-se de depósitos interdunas, com deposição eólica e subaquosa, 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 e Filder, 1982). Quando em contato com a superfície úmida, a areia seca soprada pelo vento forma estruturas de adesão. Essa umidade é comum em áreas fortemente controladas pelo lençol freático e/ou onde ocorrem chuvas eventuais. 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 contínua ou episodicamente exposta a inundações. A presença de laminação subaquosa e de marcas onduladas recobertas por argila sugere que tais estruturas foram formadas em curtos episódios de inundação, que, por vezes, levou à 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 nessa associação. Outra possibilidade é a elevação do lençol freático acima da superfície de interduna, ocasionado a formação de pequenos lagos temporários (Glennie, 1970). A presença de estruturas poligonais indica que parte das áreas de interdunas teve exposição subárea do substrato lamoso, o que causou sua contração e formou rachaduras. Segundo Mountney (2006) e Retallack (2001), em áreas de interdunas úmidas é comum a presença de laminações geradas por correntes subaquosas e por ondas, por vezes com recobrimento de argila, estruturas de deformação, gretas de dissecação, *clay flakes* e *curled clay flakes*. Os mesmos autores afirmam que a 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.

## DISCUSSÃO

A evolução deposicional das rochas da Formação Corda iniciou-se após os últimos pulsos magmáticos da Formação Mosquito, na porção centro-oeste da Província do Parnaíba. Inundações episódicas retrabalharam a parte superior dos derrames da Formação Mosquito, formando formas de leito arenosas e de cascalho com abundância de fragmentos de rochas vulcânicas (AF1). A migração dessas formas de leito



**Figura 14.** Aspectos faciológicos dos depósitos do CIV. A) Arenitos finos e médios de depósitos de interdunas com bioturbação, sobrepondo arenitos com estratificação cruzada tabular e cruzada tangencial. B) Detalhe de A com estruturas de bioturbação e feições de gretação organizadas em ciclos de raseamento ascendente. C) Detalhe de A com laminação produzida por fluxo de grãos (*grain flow*), queda de grãos (*grain fall*) e laminação cruzada cavalgante subcrítica do CIII. D) Desenho esquemático de B com ciclos de raseamento ascendentes.

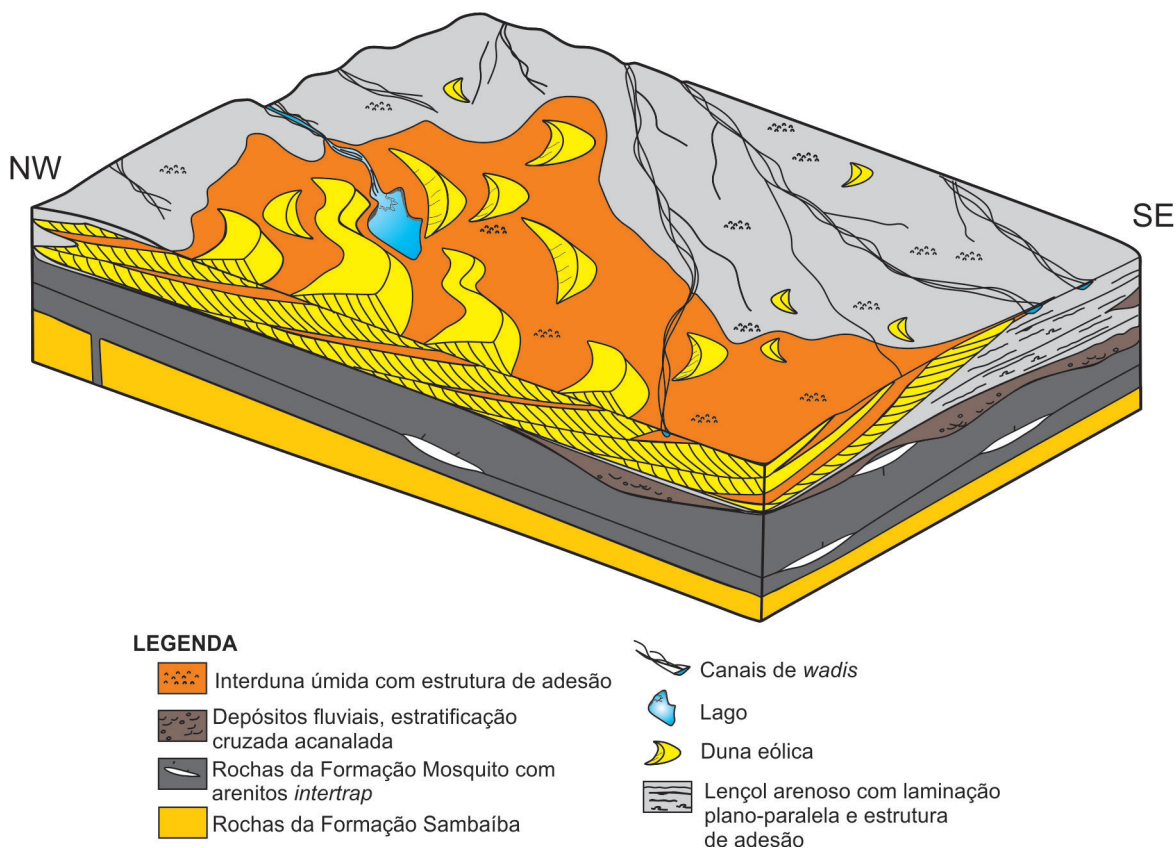
gerou estratificações cruzadas acanaladas e de baixo ângulo. Margeando o campo de dunas (AF3), lençóis de areia (AF2) se formavam com a alta velocidade do vento. A progradação do campo de dunas por sobre os lençóis de areia gerou a sucessão do sistema desértico que caracteriza os depósitos da Formação Corda. A abundância de água durante a deposição da Formação Corda é indicada, em todas as associações, principalmente pela presença frequente de depósitos fluviais (wadís) e de interdunas, caracterizadas por pelitos com exposição subaérea recorrente. O aumento da umidade nessas porções do Gondwana pode ser relacionado com a abertura das bacias oceânicas durante o final do Jurássico, de acordo com Sgarbi e Dardene (1997). Comparado aos extensos desertos do Permo-Triássico, como aqueles da Formação Sambaíba, o deserto jurássico descrito aqui era mais úmido e com espaço de deposição reduzido, este indicado pelo depósito de dunas eólicas de médio porte (Figura 15).

## CONCLUSÕES

A análise faciológica e estratigráfica foi realizada nas rochas da Formação Corda expostas na porção central da Bacia do Parnaíba, em uma sucessão siliciclástica com mais de 80 m de espessura. Foram definidas 15 fácies sedimentares agrupadas em três associações de fácies (AF): fluvial entrelaçado (AF1), lençóis arenosos (AF2) e campo de dunas (AF3), relacionadas a um sistema desértico com contribuições de rios efêmeros adjacentes aos campos de dunas.

As rochas da Formação Corda (Jurássico) têm sua origem associada a um deserto que, comparado aos extensos ergs do Permo-Triássico, era mais úmido, com amplas áreas de lençóis de areias e um campo de dunas reduzido. De certa forma, o sistema desértico Corda foi o prelúdio da modificação do clima árido por um clima mais ameno que caracterizou os sistemas fluviais e costeiros do Cretáceo da Província Parnaíba.





**Figura 15.** Síntese das interpretações paleoambientais da Formação Corda, porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba. Modificado de Mountney (2004).

Embora os dados aqui levantados sejam pontuais, a análise de fácies em combinação com a análise mineralógica permitiu reconstituir o paleoambiente da Formação Corda, com implicações importantes sobre a paleogeografia e o paleoclima do Jurássico, o que permite guiar futuros trabalhos estratigráficos com esse enfoque na Bacia do Parnaíba.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) pela bolsa de mestrado concedida ao primeiro autor. Também ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará pelo suporte técnico e financeiro. Ao Professor. Dr. Werner Truckenbrodt pelo incentivo e apoio nos trabalhos de campo e nas discussões geológicas. Aos MSc Francisco R. Abrantes Júnior e Isaac Salém Bezerra por contribuírem nos trabalhos de campo e pós-campo. Aos revisores pelos comentários e sugestões.

## REFERÊNCIAS

- Aguiar, G. A. (1971). Revisão geológica da Bacia Paleozoica do Maranhão. In: Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais...*, 3(25), 113-122. São Paulo: SBG.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1977). Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste. *Atas...*, 8, 363-391. Campina Grande: SBG.
- Batista, A. M. N. (1992). *Caracterização paleoambiental dos sedimentos Codó-Grajaú, Bacia de São Luís (MA)*. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências – UFPA.
- Brookfield, M. E. (1977). The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24(3), 303-332.
- Chakraborty, T., Chaudhuri, A. K. (1993). *Fluvial–aeolian interactions in a Proterozoic alluvial plain: example from Mancheral Quartzite, Sullavai Group, Pranhita-Godavari Valley, India (72, 127-141)*. Londres: The Geological Society.

- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Belém, PA) (1994). Programa Levantamento Geológico Básico do Brasil. *Carta Geológica – Folha Marabá – SB-22-X-D. Escala 1:250.000*. Belém.
- Costa, J. B. S., Nogueira, A. C. R., Góes, A. M., Truckenbrodt, W. (1994). Evidências de tectônica glacial na Formação Cabeças, Devoniano Superior, SW da Bacia do Parnaíba. In: Simpósio de Geologia da Amazônia. *Boletim de Resumos Expandidos*, 4, 51-53.
- Cunha, F. B., Carneiro, R. G. (1972). Interpretação fotogeológica do centro-oeste da Bacia do Maranhão. In: Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais...*, 3(26), 64-80.
- Folk, R. L. (1968). *Petrology of sedimentary rocks* (p. 107). Austin: University of Texas.
- 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. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49(3), 733-746.
- Glennie, K. W. (1970). Desert sedimentary environments. *Developments in Sedimentology* (v. 14, p. 222). Amsterdã: Elsevier.
- Góes, A. M. O., Feijó, F. J. (1994). Bacia do Parnaíba. In: *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1), 57-67.
- Góes, A. M. O., Souza, J. M. P., Teixeira, L. B. (1990). Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. In: *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4(1).
- Hunter, R. E. (1977). Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24(3), 361-387.
- Kocurek, G. (1981). Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, 28, 753-780.
- Kocurek, G., Dott, R. H. (1981). Distinctions and uses of stratification types in the interpretation on eolian sand. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51(2), 579-595.
- Kocurek, G., Fielder, G. (1982). Adhesion structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 1229-1241.
- Lima, E. A. M., Leite, J. F. (1978). *Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Integração Geológico-Metalogenética*. Relatório final da etapa III, v. 6, p. 212. Recife: CPRM.
- Lisboa, M. A. R. (1914). The Permian geology of the northern Brazil. *America Journal of Sciences*, 177, 425-442.
- Lowe, D. R. (1975). Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22(2), 157-204.
- 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*, 7(1), 3-69.
- Mckee, M. D., Weir, G. W. (1953). Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 64(4), 381-390.
- Miall, A. D. (1987). Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), southwest Colorado. *Sedimentary Geology*, 55, 233-262.
- Mountney, N. P. (2004). The sedimentary signature of deserts and their response to environmental change. *Geology Today*, 20(3).
- Mountney, N. P. (2006). Eolian facies models. In: H. W. Posamentier, R. G. Walker (Eds.). *Facies models revisited*. SEPM, Special Publication, 84, 19-83.
- Picanço, M. S., Angélica, R. S., Barata, M. S. (2011). Avaliação preliminar do emprego de arenito zeolítico da região nordeste do Brasil como material pozolânico para cimento Portland. *Cerâmica*, 57, 467-473.
- Picard, M. D., High, L. R. (1973). Sedimentary structures of ephemeral streams. *Developments in Sedimentology*, 17, 357-358. Amsterdã: Elsevier.
- Rabelo, C. E. N. (2011). *Fácies e estratigrafia da sucessão jurássica da Bacia do Parnaíba, região de Formosa da Serra Negra (MA)*. Trabalho de conclusão de curso (graduação). Belém: Instituto de Geociências – UFPA.
- Rabelo, C. E. N. (2013). *Paleoambiente da Formação Mosquito e a implantação do sistema desértico úmido da Formação Corda, Jurássico Superior, centro-oeste da Bacia do Parnaíba*. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências – UFPA.

- Rabelo, C. E. N., Angélica, R. S., Nogueira, A. C. R., Truckenbrodt, W. (2010). Análise de agrupamento (cluster analysis) de dados de difratometria de raios X como auxílio à interpretação faciológica. In: Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais...* 45, 222-333. Belém: SBG.
- Retallack, G. J. (2001). *Soils of the past: an introduction to paleopedology*. Londres, Unwin.
- Rezende, N. G. A. M. (1997). *Argilas Nobres e zeólitas da Bacia do Parnaíba: relatório final de projeto*. Informe de Recursos Minerais, Série Diversos, 2, 33-44. Belém: CPRM.
- Rezende, N. G. A. M. (2002). *A zona zeolítica da Formação Corda – Bacia do Parnaíba*. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências – UFPA.
- Romero Ballén, O. A. (2012). *Sucessões sedimentares das formações Mosquito e Corda, exemplos de sistemas eólicos úmidos, Província Parnaíba*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Romero Ballén, O. A., Góes, A. M., Negri, F. A., Maziviero, M. V., Teixeira, V. Z. S. (2013). Sistema eólico úmido nas sucessões sedimentares interderrames da Formação Mosquito, Jurássico da Província Parnaíba, Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, 43, 695-710.
- Santos, E. J., Coutinho, M. G. N., Costa, M. P., Ramalho, R. (1984). A região de dobramento nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luiz e as bacias marginais. In: C. Schobbenhaus, D. A. Campos, G. R. Derze, H. E. Asmus (coords.). *Geologia do Brasil – Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1: 2.500.000* (p. 131-189). Brasília: DNPM.
- Scherer, C. M. S. (2002). Preservation of aeolian genetic units by lava flow in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern of Brazil. *Sedimentology*, 49, 97-116.
- 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 Mesozoico, enfatizando o Arco do Alto Parnaíba, a borda NNE da Bacia do Paraná e a porção meridional da Bacia Sanfranciscana. *Geonomos*, 4(1), 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*, 57(4), 613-629.
- Vaz, P. T., Rezende, N. G. A. M., Filho, J. R. W., Travassos, W. A. S. (2007). *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 253-263.
- Walker, R. G., James, N. P. (1992). *Facies models response to sea level change (EDS)*. Geological Association of Canada.
- Zalán, P. V. (1991). Influence of Pre-Andean orogenies on the Paleozoic intracratonic basins of South America. In: Simpósio Bolivariano, Exploración Petrolera em las Cuencas Subandinas, 4. (Bogotá, Memórias IV, v. 1, trabajo 7).