

Evolução de um Sistema Lacustre Árido Permiano, parte Superior da Formação Pedra de Fogo, Borda Oeste da Bacia do Parnaíba

Evolution of a Permian Arid Lake System, Upper Pedra de Fogo Formation, Western Border of the Parnaiba Basin

Luiz Saturnino de Andrade¹, Afonso César Rodrigues Nogueira¹, José Bandeira Cavalcante da Silva Junior¹

¹Programa 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 (geoandrade.sl@gmail.com; anogueira@ufpa.br; jbandeira@ufpa.br)

Recebido em 26 de junho de 2014; aceito em 13 de outubro de 2014

Resumo

Análise faciológica e estratigráfica realizada na região de Filadélfia, TO, borda oeste da Bacia do Parnaíba, permitiu redefinir o paleoambiente da parte superior da Formação Pedra de Fogo, de idade permiana. Os depósitos estudados constituem uma sucessão de aproximadamente 100 m de espessura, predominantemente siliciclástica, com carbonatos e evaporitos subordinados, onde foram definidas 21 fácies sedimentares agrupadas em seis associações de fácies (AF): AF1) Lacustre com rios efêmeros; AF2) Lago influenciado por ondas de tempestade; AF3) *Sabkha* continental; AF4) Lago central; AF5) Dunas eólicas; e AF6) Lago/oásis com inundito. Estas associações indicam que durante o Permiano, um extenso sistema lacustre de clima árido, desenvolveu-se adjacente a campos de dunas eólicas e *sabkha* continental, com contribuições de rios efêmeros. Incursões fluviais nos lagos propiciavam a formação de lobos de suspensão e fluxos em lençol (AF1). Planícies de *sabkha* (AF3) formaram-se nas porções marginais do lago que, eventualmente eram influenciados por ondas de tempestades (AF2), enquanto zonas centrais eram sítios de intensa deposição pelítica (AF4). O baixo suprimento de areia eólica neste sistema propiciou a formação de um campo de dunas restrito (AF5), com desenvolvimento de lagos de interdunas (oásis), onde proliferavam núcleos de samambaias gigantes, inundados esporadicamente por rios efêmeros (AF6). Os dados faciológicos, corroborados pela paleogeografia da região durante o Permiano Superior, indicam que a sedimentação da parte superior da Formação Pedra de Fogo ocorreu sob condições climáticas quentes e áridas.

Palavras-chave: Bacia do Parnaíba; Análise de fácies; Paleoambiente; Permiano; Formação Pedra de Fogo; Sistema lacustre árido.

Abstract

Stratigraphic and facies analysis in the Filadélfia region, TO, BR, at the western of the Parnaíba Basin, allowed redefine the paleoenvironment of the upper portion of the Pedra de Fogo Formation of Permian age. The studied deposits are a series of approximately 100 m thick, predominantly siliciclastic, with subordinate carbonates and evaporites, where were defined 21 sedimentary facies that could be grouped into six facies associations (AF): AF1) Lacustrine with ephemeral river deposits; AF2) Storm wave-influenced lake deposits; AF3) Continental *sabkha* deposits; AF4) Central lake deposits; AF5) Eolian dunes field deposits; and AF6) Lake/oasis deposits with inunditos. These associations indicate that during Permian, an extensive lacustrine arid system developed adjacent to eolian dunes fields and continental *sabkha*, as well as with contributions from ephemeral rivers. Fluvial incursions into lakes propitiated the formation of suspension lobes and sheet flows (AF1). *Sabkha* plains (AF3) were formed in the marginal portions of the lake that eventually were influenced by storms waves (AF2), while central zone were site of intense pelitic deposition (AF4). The low supply of eolian sand in this system resulted in the formation of restricted dune fields (AF5), with development of interdune lakes (oasis), where proliferating giant ferns, sporadically flooded by ephemeral rivers (AF6). The facies associations data, corroborated by the paleogeography of the region during the Late Permian, indicate that settling of the top part of the Pedra de Fogo Formation was laid during a hot and arid climate.

Keywords: Parnaíba Basin; Facies analysis; Paleoenvironment; Permian; Pedra de Fogo Formation; Lacustrine arid system.

INTRODUÇÃO

O período Permiano foi marcado por mudanças climáticas globais drásticas, que culminaram na mais significativa extinção em massa da Terra (Kiehl e Shields, 2005; Meyer et al., 2008). As vastas dimensões do Pangéia, aliadas a erupções vulcânicas frequentes e volumosas ocorridas na Sibéria (Armadilhas Siberianas), e o provável decréscimo no albedo planetário desencadearam mudanças climáticas globais drásticas. Assim, o planeta passou de condições glaciais, no início do Permiano, para quentes de extrema aridez ou “*Super Hot House*” no final desse período (Scotese et al., 1999; Chumakov e Zharkov, 2003; Erwin, 1994; Courtillot e Renne, 2003).

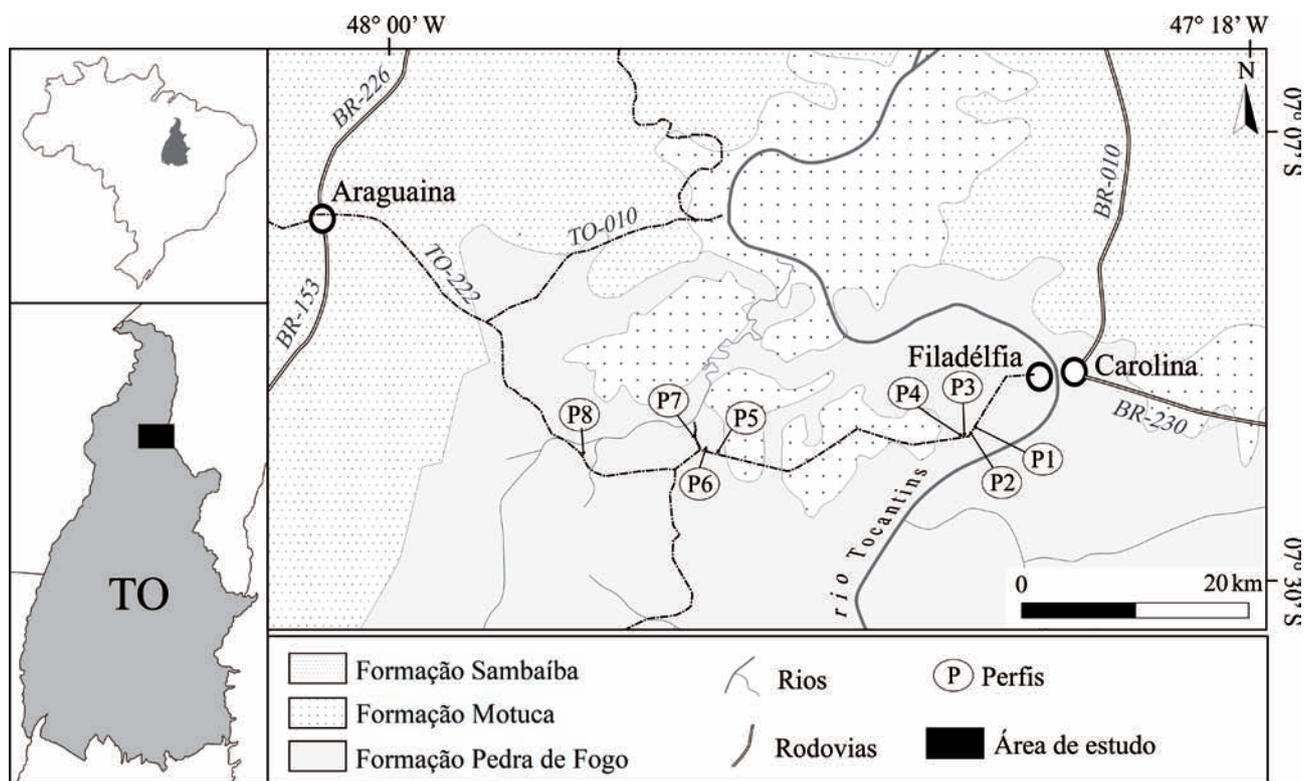
No Brasil, a Formação Pedra de Fogo (Plummer, 1946), Permiano da Bacia do Parnaíba, representa um dos melhores registros dessa mudança climática global. O presente trabalho objetivou a interpretação paleoambiental da porção superior dessa unidade na região de Filadélfia, TO, borda oeste da Bacia do Parnaíba (Figura 1). A compreensão da arquitetura deposicional e das heterogeneidades faciológicas proporcionou o refinamento dos modelos deposicionais disponíveis, permitindo a inserção da Formação Pedra de Fogo na história do final do Permiano, já bem definida em várias partes do planeta.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A Formação Pedra de Fogo aflora principalmente na região central da Bacia do Parnaíba, ao longo de uma extensa faixa de aproximadamente 600 km na direção leste-oeste, e possui largura média de 80 km (Faria Jr. e Truckenbrodt, 1980a), representativa também em subsuperfície (Pinto e Sad, 1986). Conforme Faria Jr. (1979), esta unidade ocorre em superfície com espessura média de cerca de 100 m, subdividida em três membros, denominados *Sílex* Basal, Médio e Superior ou “Trisidela”. Estes, geograficamente, variam em espessura e litologia.

O Membro *Sílex* Basal possui larga distribuição na bacia, sendo constituído por siltitos e folhelhos intercalados por bancos dolomíticos e concreções silicosas. O Membro Médio ocorre de forma expressiva na parte central da bacia, onde seus limites estratigráficos são melhor definidos. Seu arcabouço é formado, da base para o topo, por arenitos e/ou siltitos, às vezes carbonáticos, que se estendem até as intercalações de folhelhos com *sílex*. Ocorrem também, neste membro, horizontes silicificados com feições de algas estromatolíticas, sobrepostos a bancos carbonáticos com gretas de contração centimétricas, muitas vezes preenchidas por *sílex* e calcita.

O Membro Superior (ou “Trisidela”) aparece principalmente nas regiões central e oeste da bacia. Ele é constituído



Fonte: modificado de Aguiar e Nahass (1969).

Figura 1. Localização e geologia da região de Filadélfia, Estado do Tocantins.

por bancos dolomíticos intercalados por siltitos e folhelhos carbonáticos. A base do membro superior é marcada por intercalações laminares de folhelhos cinzas-esverdeados com níveis milimétricos e descontínuos de *sílex*, nos quais ocorrem brechas intraformacionais. No topo, ocorrem abundante conteúdo de restos fósseis, níveis peletoideais e/ou silicificados, bem como madeiras silicificadas, geralmente pertencentes ao gênero *Psaronius* (Coimbra e Mussa, 1984; Mussa e Coimbra, 1987; Caldas et al., 1989; Martins, 2000; Röbber e Galtier, 2002a, 2002b, 2003), até vestígios de peixes e anfíbios (Cox e Hutchinson, 1991; Santos, 1989a, 1989b, 1990, 1994). Trabalhos recentes, seguindo a proposta de Pinto e Sad (1986), atribuem o vasto conteúdo de caules petrificados inseridos na Unidade de Conservação denominada “Monumento Nacional das Árvores Fossilizadas do Tocantins” (MNAFTO), entre os municípios de Araguaína e Filadélfia (Figura 1), como pertencentes exclusivamente a Formação Motuca (Dias-Brito et al., 2007, 2009; Capretz e Rohn 2013; Kurzawe et al., 2013; Tavares et al., 2014).

Além do extenso conteúdo paleontológico, a Formação Pedra de Fogo é comumente caracterizada por sua intensa silicificação, indicada pela abundância de camadas de *sílex* (*cherts*). Essas são tão expressivas, que levaram Plummer (1946) a denominar essa unidade informalmente de “Formação de *Sílex*”. Segundo Faria Jr. (1979), o *sílex* ocorre sob as mais variadas formas, desde horizontes estromatolíticos inteiramente silicificados, identificados na parte central da bacia, até nódulos concrecionários milimétricos a centimétricos, estes denominados informalmente de “bolachas”.

Conforme Faria Jr. (1979) e Faria Jr. e Truckenbrodt (1980a), as maiores concentrações de *sílex* ocorrem nos níveis inferior e superior, em associação direta com rochas carbonáticas. Seus constituintes principais são calcedônia e sílica microcristalina e rara quartzina. Ainda segundo esses autores, essas concreções foram geradas por silicificação inicial e tardia, bem como processos inorgânicos de precipitação em ambientes restritos com intensa evaporação e pH elevado. Para os nódulos e concreções, os mesmos autores atribuíram origem diagenética, a partir da substituição de carbonatos. Eles sugeriram, ainda, possível origem vulcânica para a silicificação, haja visto as intensas atividades magmáticas ocorridas durante o Permiano em outras partes do planeta.

FÁCIES E ESTRATIGRAFIA

A sucessão sedimentar estudada possui espessuras entre 5 e 20 m nos afloramentos, perfazendo um total de cerca de 100 m até seu contato superior com a Formação Motuca. As espessuras aumentam relativamente em direção à borda oeste da Bacia do Parnaíba, e as camadas, predominantemente tabulares, apresentam suave mergulho de até 3° para

leste, em direção ao rio Tocantins (Figuras 2 e 3). Foram definidas 21 fácies sedimentares, agrupadas em seis associações de fácies (AF) (Tabela 1). Predominam fácies pelíticas de coloração roxa, vermelha e, às vezes, verde. Fácies intemperizadas apresentam colorações cinza claro, creme esbranquiçado a alaranjado (Figura 4).

Os pelitos estão associados a raras rochas carbonáticas e abundantes camadas de *sílex* (Figura 3). Os arenitos são predominantemente finos e formam, com os pelitos, ciclos granocrescentes e granodecrescentes ascendentes (Figura 3). Os arenitos de granulometria média são restritos aos estratos com influência eólica, encontrados na parte central da área estudada (Figuras 2 e 3). Conglomerados e arenitos grossos são raros, geralmente relacionados a *lags* de base de canal ou depósitos em lençol. A estrutura predominante na sucessão é a laminação plano-paralela, enquanto a estratificação cruzada ocorre em diversas tipologias (acanalada, tangencial, sigmoidal e *swaley*), sendo comum o acamamento maciço e estruturas de ressecamento. Fragmentos de troncos fossilizados por sílica ocorrem em todos os níveis estratigráficos estudados, com significativo aumento na variedade de formas e tamanhos na porção mais superior da sucessão estudada (Figuras 2 e 3). Colúvios argilo-arenosos com abundantes fragmentos de troncos fósseis foram encontrados por toda a região de Filadélfia, TO.

ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

Associação de Fácies 1 (AF1) – Lacustre com rios efêmeros

A AF1 consiste em fácies de pelito laminado com troncos (Plt), pelito com laminação plano-paralela a ondulada (Ppo), *chert* (Ch), pelito/arenito com laminação convoluta (P/Ac), arenito maciço (Am), arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal (As), pelito/arenito com laminação cruzada cavalgante (Pcc), arenito com laminação cruzada incipiente (Aci) e conglomerado intraformacional maciço (Cim). Esta associação abrange uma sucessão de até 20 m de espessura com ciclos granocrescentes ascendentes formados por camadas de pelitos cinzas a cinza-avermelhados, recobertos por camadas tabulares de arenitos finos laminados e arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo ou sigmoidal (Figuras 3 a 5). Esta associação foi subdividida em três conjuntos de fácies: I, II e III.

O conjunto I (CI) consiste em camadas tabulares de pelitos cinza a cinza-avermelhado de 0,2 a 2 m de espessura, com laminações plano-paralelas a onduladas (Ppo), eventualmente maciças, extensas lateralmente por dezenas de quilômetros, com níveis silicificados (Ch). Raros fragmentos de troncos silicificados ocorrem nos pelitos (Plt), geralmente em posição horizontal ao acamamento (Figuras 5A e 5B).

Idade	Formação	Litoestratigrafia	Litologia/Estruturas	Paleoambiente
		WNW Araguaina-TO	ESE Filadélfia-TO	
TRIÁSSICO	Sambaíba (440 m)		Arenito fino a médio com estratificação cruzada de grande porte. Arenitos com estratificação plano-paralela.	DESÉRTICO
	Motuca (280 m)		Pelito arenoso avermelhado maciço. Camadas métricas de evaporitos.	LACUSTRE/ SABKHA
PERMIANO	Pedra de Fogo (100 m)		Pelito cinza com fragmentos de troncos fossilizados	LACUSTRE/OASIS (AF6)
			Arenito fino a médio com estratificação cruzada tangencial	CAMPO DE DUNAS EÓLICAS (AF5)
			Pelito cinza laminado, com níveis de <i>chert</i> , intercalado a arenito fino a médio com laminações onduladas a cruzadas, e eventuais lobos sigmoidais, gretas, troncos silicificados e pseudonódulos de evaporitos.	LACUSTRE/ SABKHA (AF1, AF2, AF3 e AF4)

Figura 2. Coluna litoestratigráfica da região de Filadélfia, TO, com descrição das principais litologias e ambientes deposicionais.

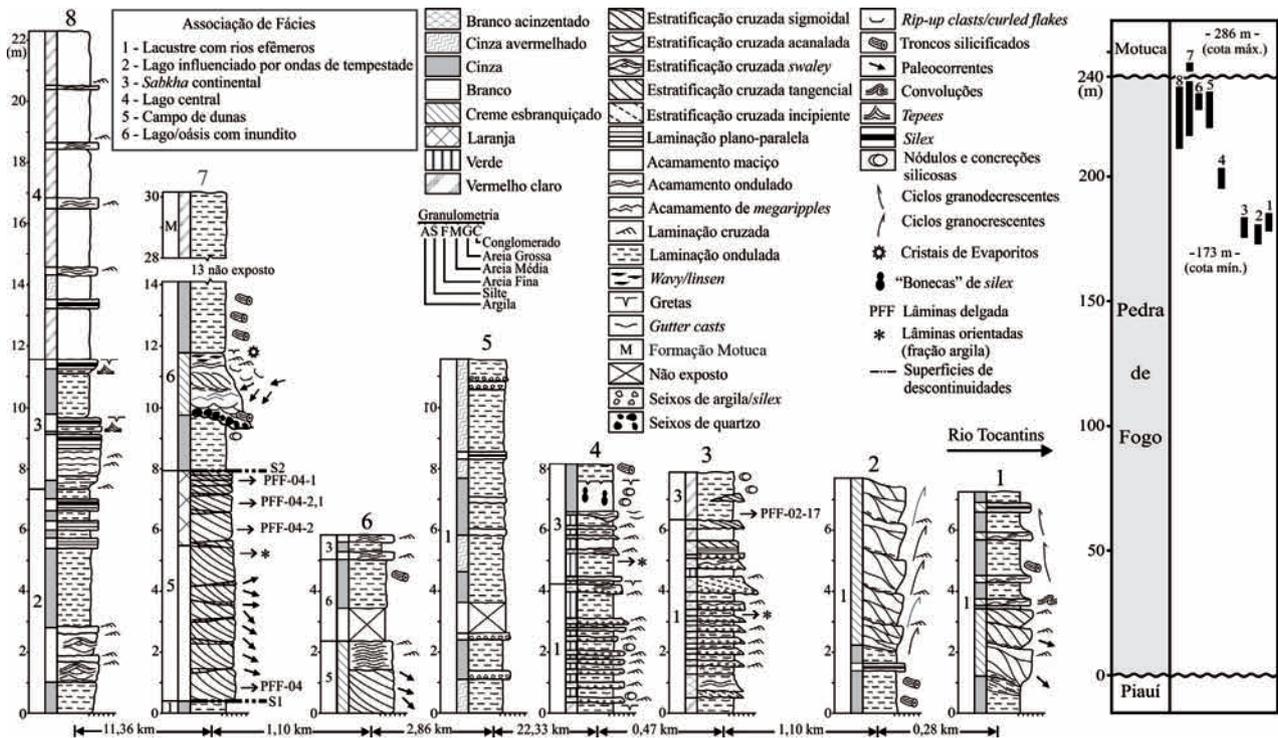


Figura 3. Perfis estratigráficos confeccionados na região de Filadélfia, TO, ao longo da TO-222. O quadro à direita mostra o posicionamento estratigráfico dos perfis na parte superior da Formação Pedra de Fogo, plotados de acordo com cotas topográficas. A espessura total da Formação Pedra de Fogo baseia-se em Vaz et al. (2007). A localização dos perfis é mostrada na Figura 1.

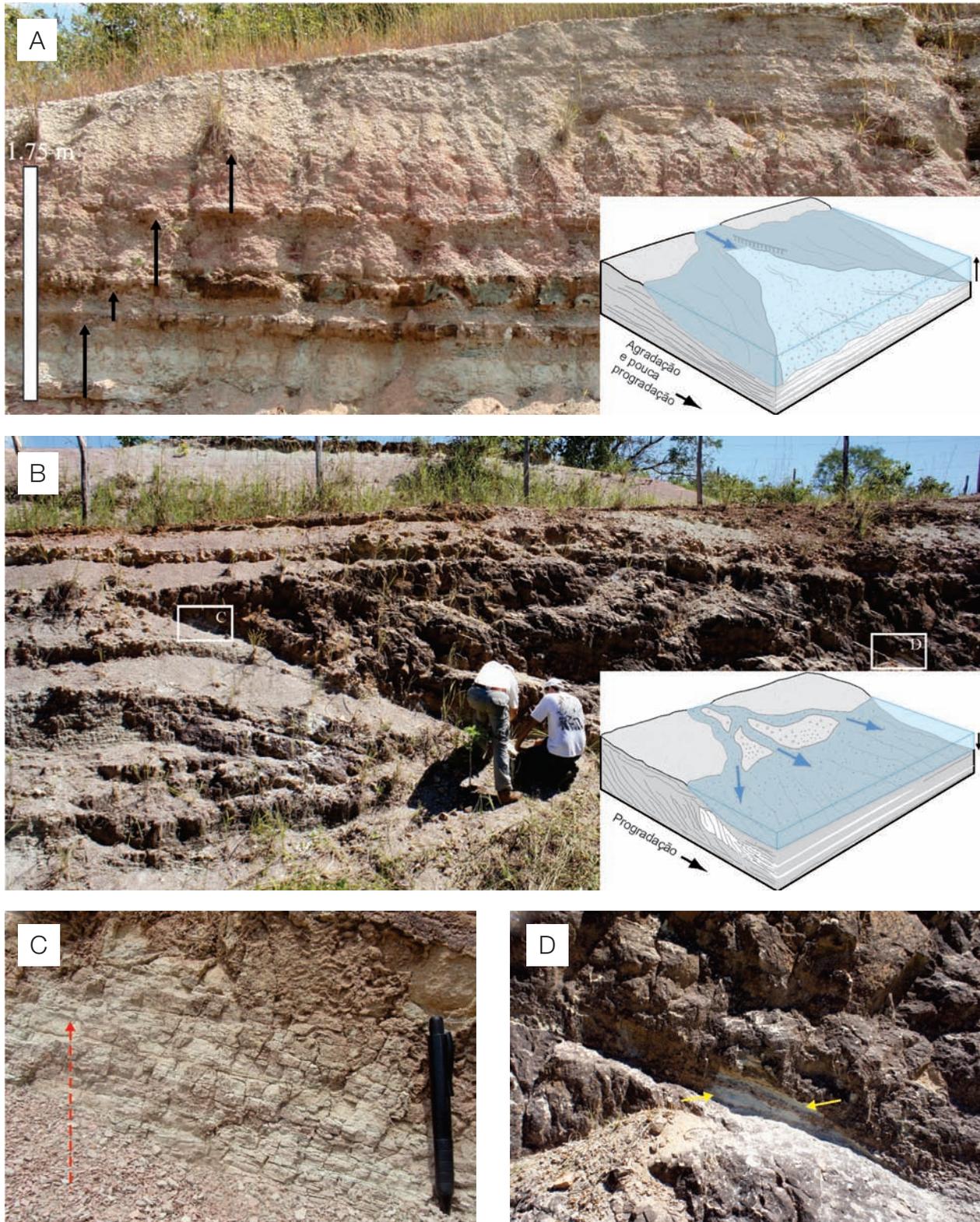
Tabela 1. Fácies e processos sedimentares da parte superior da Formação Pedra de Fogo.

Fácies	Descrição	Processos
<i>Chert</i> (Ch)	Camadas tabulares, de decimétricas a métricas e lateralmente contínuas de <i>chert</i> com concreções e feições de porosidade tipo <i>vug</i> .	Formação de carbonatos, posteriormente substituídos por sílica.
Pelito laminado a maciço com troncos (Plt)	Camadas de decimétricas a métricas, tabulares e lateralmente contínuas de pelito laminado cinza-esbranquiçado, com troncos silicificados, dispostos horizontalmente ao acamamento. Camadas centimétricas tabulares de arenitos finos intercalam-se com os pelitos.	Deposição a partir de suspensão em ambiente de baixa energia. Processo de silicificação sindeposicional a eodiagenética da madeira.
Pelito com laminação plana a ondulada com troncos (Ppo)	Camadas tabulares de pelito cinza-esbranquiçado, de decimétricas a métricas, com grande extensão lateral, e laminação ondulada que lateralmente passa para plano-paralela. Localmente, ocorrem abundantes fragmentos de troncos silicificados (até 50 cm de diâmetro por 1,5 m de comprimento).	Alternância entre processos de tração e suspensão, e migração de marcas onduladas.
Pelito/arenito com laminação convoluta (P/Ac)	Camadas tabulares de centimétricas a decimétricas, lateralmente contínuas, de arenito fino com laminações convolutas.	Deposição por fluxos densos unidirecionais. Ajustamento plástico entre litologias saturadas em água.
Pelito/arenito com laminação cruzada cavalgante (Pcc)	Camadas centimétricas de pelito e arenito fino cinza-avermelhado, lateralmente contínuas, com laminação cruzada cavalgante subcrítica e gretas de contração.	Deposição a partir de suspensão alternando com correntes trativas e migração de marcas onduladas. Exposição subaérea esporádica.
Pelito laminado com concreções silicosas (Pls)	Pelito cinza-avermelhado contendo abundantes concreções silicosas (“bolachas de <i>chert</i> ”). Lâminas crenuladas de <i>chert</i> e nódulos silicificados também ocorrem associados ao topo dos arenitos. As lâminas são interpretadas como estromatólitos silicificados. Nódulos de sílica com formato tipo “pipoca” são interpretados como evaporitos substituídos.	Deposição a partir de suspensão em águas rasas e quentes. Produção de esteiras microbiais. Substituição dos carbonatos e evaporitos por sílica.
Pelito silicificado com laminações crenuladas (Plc)	Pelito silicificado com laminações crenuladas milimétricas, escuros e abundantes nódulos e pseudonódulos silicificados no topo dos arenitos, interpretadas como estromatólitos. Finas intercalações no topo de pelitos e <i>silex</i> com gretas de contração e <i>tepees</i> .	Deposição a partir de suspensão, com produção de esteiras microbianas em águas rasas e calmas. Silicificação e exposição subaérea.
Pelito com <i>wavy/linsen</i> (Pwl)	Alternância milimétrica entre arenitos finos e pelitos, de creme-esbranquiçados a amarelo-claros, com esporádicas laminações cruzadas a onduladas. Presença de “ <i>curled flakes</i> ”, “ <i>ripples clasts</i> ” e gretas de contração.	Alternância de tração e suspensão relacionada a processos subaquáticos. Posterior exposição subaérea e em parte erosão.
Arenito com laminação cruzada incipiente (Aci)	Camadas tabulares de centimétricas a decimétricas de arenitos finos a médios, cinza esbranquiçados com grãos subarredondados expressando laminação cruzada incipiente. A base das camadas é marcada por <i>lags</i> com fragmentos de <i>chert</i> .	Migração de formas de leito em regime de fluxo inferior sob ação de correntes desconfiadas em leito plano.
Arenito maciço (Am)	Camadas tabulares centimétricas e lateralmente contínuas de arenitos muito finos, com acamamento maciço.	Rápida deposição por fluxos densos, associada com processo de liquefação.
Arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal (As)	Arenitos de finos a médios, cor creme esbranquiçado com lobos sigmoidais com <i>sets</i> de até 1,5 m de espessura e migração preferencial para SE. Ocorrem superfícies de reativação e <i>foresets</i> recobertos por pelito laminado e acamamentos maciços. Lateralmente, os <i>foresets</i> tendem a se horizontalizar com laminações planas a onduladas e laminação cruzada cavalgante supercrítica no <i>toe set</i> . Formam ciclos granocrescentes ascendentes com as fácies pelíticas. Presença de acamamento maciço.	Migração de macro-formas de leito sob fluxo unidirecional e rápida desaceleração. Acamamento maciço relacionado à rápida sedimentação e processo de liquefação. Migração de marcas onduladas.

Continua...

Tabela 1. Continuação.

Fácies	Descrição	Processos
Arenito fino com estratificação cruzada <i>swaley</i> (Asw)	Camadas tabulares com até 0,6 m de espessura de arenito fino a médio, coloração creme-esbranquiçada, por vezes siltico, com grãos angulosos a subanguloso com estratificação cruzada <i>swaley</i> , de até 1 m de comprimento e 20 cm de altura.	Deposição por fluxo combinado predominantemente oscilatório relacionado ao declínio de tempestades.
Arenito fino com laminação plano-paralela/cruzada de baixo ângulo (Alp)	Camadas tabulares decimétricas de arenito fino creme-esbranquiçado com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo.	Fluxo oscilatório com predomínio de correntes unidirecionais (<i>flat bed</i>).
Arenito com <i>gutter casts</i> (Ag)	Camadas de centimétricas a decimétricas, tabulares de arenitos finos, lateralmente contínuas, exibindo na base escavações (<i>gutter casts</i>) de até 1 m de largura e 50 cm de profundidade.	Deposição por correntes unidirecionais em regime de fluxo inferior; erosão basal por fluxo unidirecional potente com erosão seguido por deposição.
Arenito com laminação ondulada a maciço (Aom)	Camadas centimétricas de arenito fino, siltico, com laminação ondulada a maciço, com cimento carbonático e eventuais níveis de <i>silix</i> .	Deposição a partir de suspensão em ambiente de baixa energia, com esporádicas correntes unidirecionais. Acamamento maciço relacionado à liquefação (?), silicificação local.
Arenito com estratificação cruzada tangencial (At)	Arenitos de finos a médios, brancos com grãos bem selecionados e bem arredondados e alta esfericidade. Ocorrem em camadas tabulares com <i>sets</i> de estratificação cruzada 2D de pequeno a médio porte, base tangencial e migração para E-SE, com inclinação de até 32°. Superfícies de reativação e gradação inversa.	Migração de dunas eólicas 2D de pequeno a médio porte e de "wind ripples".
Arenito fino com laminação cruzada cavalgante subcrítica transladante (Alt)	Camadas tabulares de arenitos finos, com grãos bem selecionados e bem arredondados, creme-esbranquiçado com laminação cavalgante transladante subcrítica.	Saltação e arraste de grãos sob condições subaéreas, formando "lâminas" quase-paralelas ou de ângulo baixo.
Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Acs)	Arenitos finos a médios esbranquiçados. <i>Mud drapes</i> descontínuos recobrem os foresets sigmoidais. Lateralmente o <i>toe set</i> exhibe laminações cruzadas cavalgante supercrítica, com clastos tabulares.	Migração de formas de leito sob fluxo unidirecional e rápida desaceleração. Deposição por tração e suspensão com migração de marcas onduladas e retrabalhamento de <i>mud drapes</i>
Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)	Arenitos de médios a grossos, arranjados em <i>sets</i> de estratificação cruzada acanalada com até 0,7 m de espessura. Na base das escavações ocorrem fragmentos de troncos silicificados de até 0,3 m de diâmetro.	Migração de formas de leito 3D sob fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior.
Conglomerado intraformacional maciço (Cim)	Camadas tabulares centimétricas de conglomerado intraformacional, maciço, com clastos de argilito, subangulosos a subarredondados dispersos em matriz areno-argilosa.	Deposição a partir de correntes trativas unidirecionais em canais desconfiados/espraiados.
Conglomerado extraformacional maciço (Cem)	Camada centimétrica de ortoconglomerado polimítico, com seixos subangulosos a subarredondados com até 10 cm de diâmetro.	Depósitos em eixo de canal (<i>lags</i>) a partir de correntes unidirecionais de alta energia.



Fonte: (A) Modificado de Renault e Gierlowski-Kordesch (2010).

Figura 4. Modelo ilustrativo para sedimentação de *flash floods* da AF1. (A) Camadas com geometrias tabulares ou em lençol geradas por influxos hiperpicnais resultantes da maior densidade do influxo sedimentar em relação ao lago; (B) camadas com geometrias sigmoidais resultam de fluxos homopícnal, onde há rápida desaceleração do influxo sedimentar ao adentrar o meio lacustre; (C) detalhe do contato gradacional entre as fácies As e Pl; (D) recobrimento de argila sobre *foresets*.

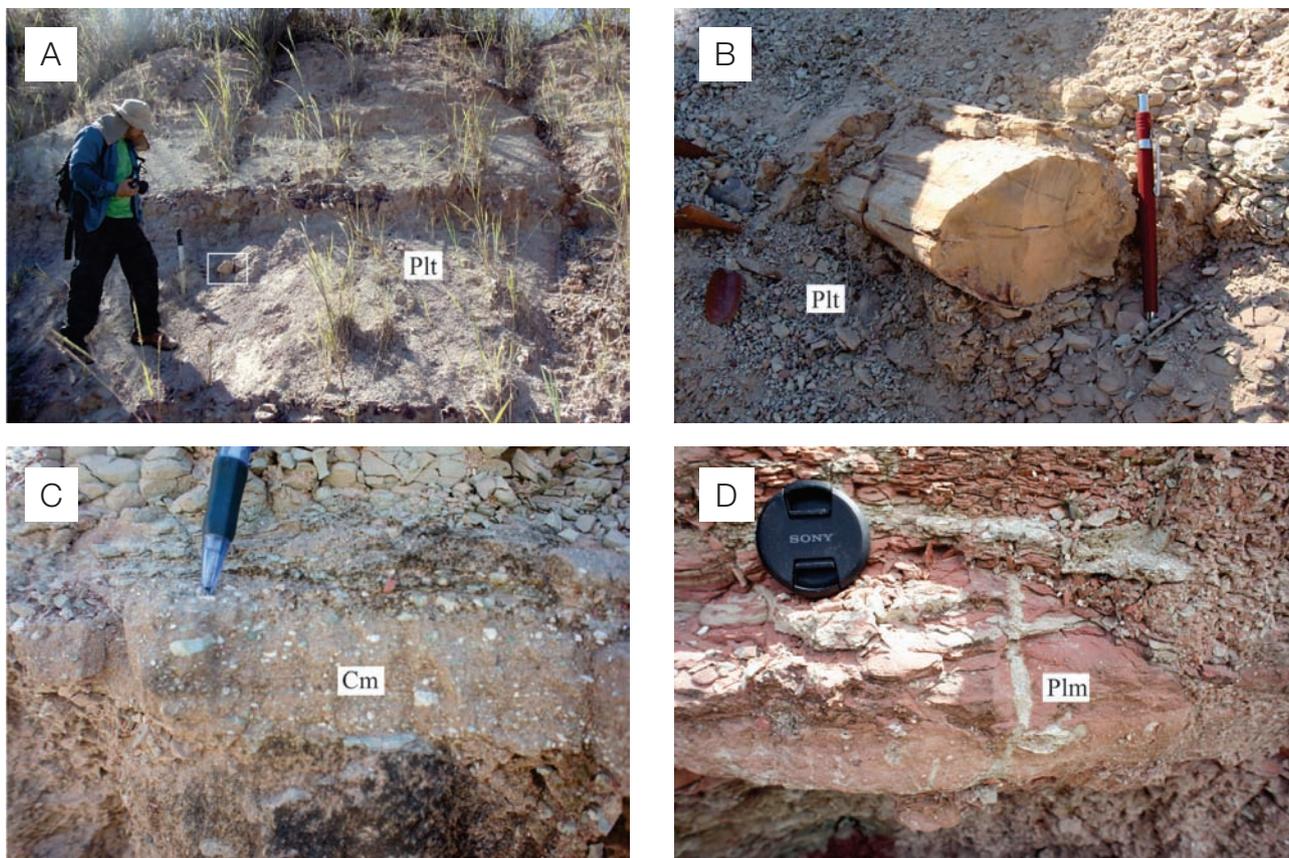


Figura 5. (A) Camadas tabulares centimétricas de arenito fino intercaladas com pacotes decimétricos de pelito cinza laminado com troncos fósseis (Plt); (B) detalhe do tronco silicificado imerso no pelito; (C) camada de arenito fino a siltico, com clastos de argila e *silex* dispersos caoticamente (Cm); (D) detalhe do pelito laminado a maciço (Plm).

Este conjunto foi gerado por sedimentação contínua, com predomínio de decantação em ambiente lacustre de baixa energia, similares aos descritos por Gierlowski-Kordesch e Kelts (1994, 2000) e Renaut e Gierlowski-Kordesch (2010).

O conjunto II (CII) é formado por camadas tabulares de arenito de médio a grosso, por vezes de fino a siltico, de centimétricas a decimétricas com até 20 cm de espessura, extensas lateralmente por dezenas de metros (Figura 2). Os arenitos são mal selecionados, angulosos a subarredondados, frequentemente silicificados, ou com cimento carbonático, exibindo laminações cruzadas incipientes (Aci) e acamamento maciço (Am), que formam, com os pelitos laminados lacustres do conjunto I, ciclos granodecrescentes ascendentes (Figura 4A). Todas as camadas são tabulares com base plana, eventualmente marcada por *lags* de grânulos e seixos de quartzo, *chert* e argilito com até 3 cm de diâmetro (Cim) (Figuras 5C e 5D). A geometria e textura deste conjunto sugerem sedimentação episódica em eventos de inundações relâmpagos (*flash floods*), que desenvolveram correntes de turbidez por fluxos hiperconcentrados (hiperpícnal) não canalizados. Estes sofreram expansão ao adentrarem nos domínios lacustres, liberando

sua carga sedimentar em partes distais dos lagos (Nichols, 2009; Renaut e Gierlowski-Kordesch, 2010) (Figura 4A).

O conjunto III (CIII) compõe uma sucessão de arenitos finos a médio, creme-esbranquiçados, mal selecionados, maciços (Am) e deformados (P/Ac), com estratificação cruzada de baixo ângulo ou sigmoidal (As) (Figura 4B). Os *foresets* sigmoidais mergulham para NE e SE e ocorrem no topo de ciclos granocrescente ascendentes. Níveis centimétricos recobrimo arenitos finos, laminações onduladas e, lateralmente, laminação plano-paralela, recobrem os *foresets* (Figuras 4C e 4D). Lateralmente, o ângulo de inclinação dos *foresets* tende a diminuir ou suavizar, tornando-se sub-horizontal, com laminações planas a onduladas, além de laminação cruzada cavalgante supercrítica no *toe set*. Este conjunto é interpretado como lobos de suspensão relacionados a barras de desembocadura proximais. A geometria sigmoidal indica rápida desaceleração do influxo sedimentar homopícnal ao adentrar meio lacustre de baixa energia, provavelmente com lâmina d'água pouco espessa, gerando progradação de lobos de suspensão nas partes proximais (margens) da baía lacustre (Renaut e Gierlowski-Kordesch, 2010). Esse processo é semelhante

aos observados na formação de deltas dominados por rios (Nichols, 2009) (Figura 4B).

A AF1 reflete deposição por suspensão em ambiente lacustre de baixa energia, extenso e pouco profundo, com influxos esporádicos de correntes de turbidez e lobos em suspensão, sob regime de fluxos hiper e homopical, respectivamente, associados a sistemas fluviais efêmeros gerados por eventos de *flash flood* (Renaut e Gierlowski-Kordesch, 2010). Os lagos da Formação Pedra de Fogo foram desenvolvidos em regiões potencialmente submetidas a oscilações climáticas quente-áridas, sob tendência global de crescente aridez do final do Permiano (Scotese et al., 1999; Chumakov e Zharkov, 2002, 2003). Estes sistemas lacustres, provavelmente, passaram por oscilações na lâmina d'água, com redução do espaço de acomodação relacionadas a variações do nível freático superficial. O escoamento era induzido por variações na taxa pluviométrica, com tendência gradual à diminuição de influxos sedimentares, o que influenciou significativamente na geometria dos depósitos de *flash flood* (Figuras 4A e 4B). Ciclos de sedimentação sob condições mais secas para o topo (*drying upward cycles*) (Howell e Mountney, 1997 e Carroll e Bohacs, 1999) são frequentes na AF1.

Camadas de arenito siltico de geometria tabular do CII representam porções distais de sistemas alimentadores não canalizados com correntes de turbidez resultantes de cheias esporádicas, gerando fluxos hiperpicnais (*underflows*). Estes fluxos, ao atingirem o leito plano dessas bacias receptoras (lagos) em períodos de cheia, desenvolveriam extenso espraiamento (*sheetflow*), gerando sucessões de camadas com geometria tabulares em lençol (*flat bed*). Estas foram recobertas por delgadas acumulações de pelitos, depositados por suspensão e se formaram padrão agradacional durante o declínio do evento (Figura 4A). Camadas tabulares com aumento e diminuição do tamanho de grãos na mesma camada são indicativos de variação interna na velocidade da corrente, enquanto níveis com segregação de grãos mais grossos em meio aos sedimentos mais finos representam fluxos mais energéticos durante enxurradas (Figura 4C) (D'Ávila et al., 2008).

Durante o escoamento desses rios efêmeros, fragmentos de troncos expostos nas margens foram arrastados e transportados para o interior dos lagos, sendo posteriormente recobertos por depósitos de suspensão (Figuras 5A e 5B). Em períodos secos, com lâmina d'água menos espessa e consequente redução de espaço de acomodação, areias transportadas por enxurradas formavam lobos em suspensão. Estes lobos seriam produtos de fluxos homopical que, ao adentrarem essas bacias receptoras dominadas por processos de suspensão, foram rapidamente desacelerados, gerando geometria sigmoidal com padrão progradante (Figura 4B). A porção distal destes depósitos é representada por camadas tabulares delgadas de arenito intercaladas por espessas

camadas de pelito formadas durante períodos de diminuição de energia.

Associação de Fácies 2 (AF2) – Lago influenciado por ondas de tempestade

A AF2 constitui a parte média a superior da seção estudada. Ela aflora de forma restrita na base de morros com até 25 m de altura, próximo ao município de Araguaina, TO (Figuras 1 e 3). Esta associação forma uma sucessão de até 10 m de espessura que engloba as fácies de pelito cinza laminado (Plt), arenito fino com estratificação cruzada *swaley* (Asw) e arenito fino com laminação plano-paralela (Alp). Essas fácies estão dispostas numa intercalação de camadas tabulares com até 1,5 m de espessura (Figura 6). A associação AF2 é de costa afora, interpretada como depósitos de um lago com predomínio de suspensão (Plt), eventualmente interrompida por influxos siliciclástico decorrentes de fluxo combinado de tempestades. Isto é indicado pelas estratificação cruzada *swaley* (Asw) e laminação plano-paralela (Alp) (Dumas e Arnott, 2006; Nichols, 2009) (Figura 6).

Embora tempestitos sejam depósitos geralmente relacionados a ambientes costeiros da zona ante praia inferior (Cheel e Leckie, 1993; Walker e Plint, 1992; Dumas e Arnott, 2006), eles também ocorrem com relativa frequência nas zonas internas de grandes lagos (Allen, 1981; Horton e Schmitt, 1996; Pochat et al., 2005; Saéz et al., 2007; Renaut e Gierlowski-Kordesch, 2010). Os lagos Pedra de Fogo eram suficientemente extensos e com *fetch* para desenvolver ondas oscilatórias de longo período durante eventos de tempestade.

Associação de Fácies 3 (AF3) – Sabkha continental

Esta associação (AF3) atinge até 8 m de altura, sendo representada pelas fácies pelito laminado com concreções silicosas (Pls), pelito silicificado com laminações crenuladas (Plc) e arenito com *gutter casts* (Ag) (Figura 7). Consiste em intercalações de camadas tabulares centimétricas de pelitos, siltitos e arenitos finos, frequentemente silicificados, e/ou com cimento carbonático. Estes depósitos são extensos lateralmente por dezenas de metros, e organizam-se em ciclos granodécrescentes ascendentes centimétricos, com tendência de espessamento das camadas de pelito para o topo. Abundantes nódulos e pseudonódulos de evaporitos silicificados de até 6 cm de diâmetro ocorrem associados ao topo dos arenitos (Figura 7A).

Internamente, os arenitos apresentam laminações onduladas, esporadicamente cruzadas, e base levemente ondulada, com canalizações/*gutter casts* de até 50 cm de profundidade (Figura 7B). Gretas de contração e *tepees* ocorrem em diversos níveis desta associação e, comumente,

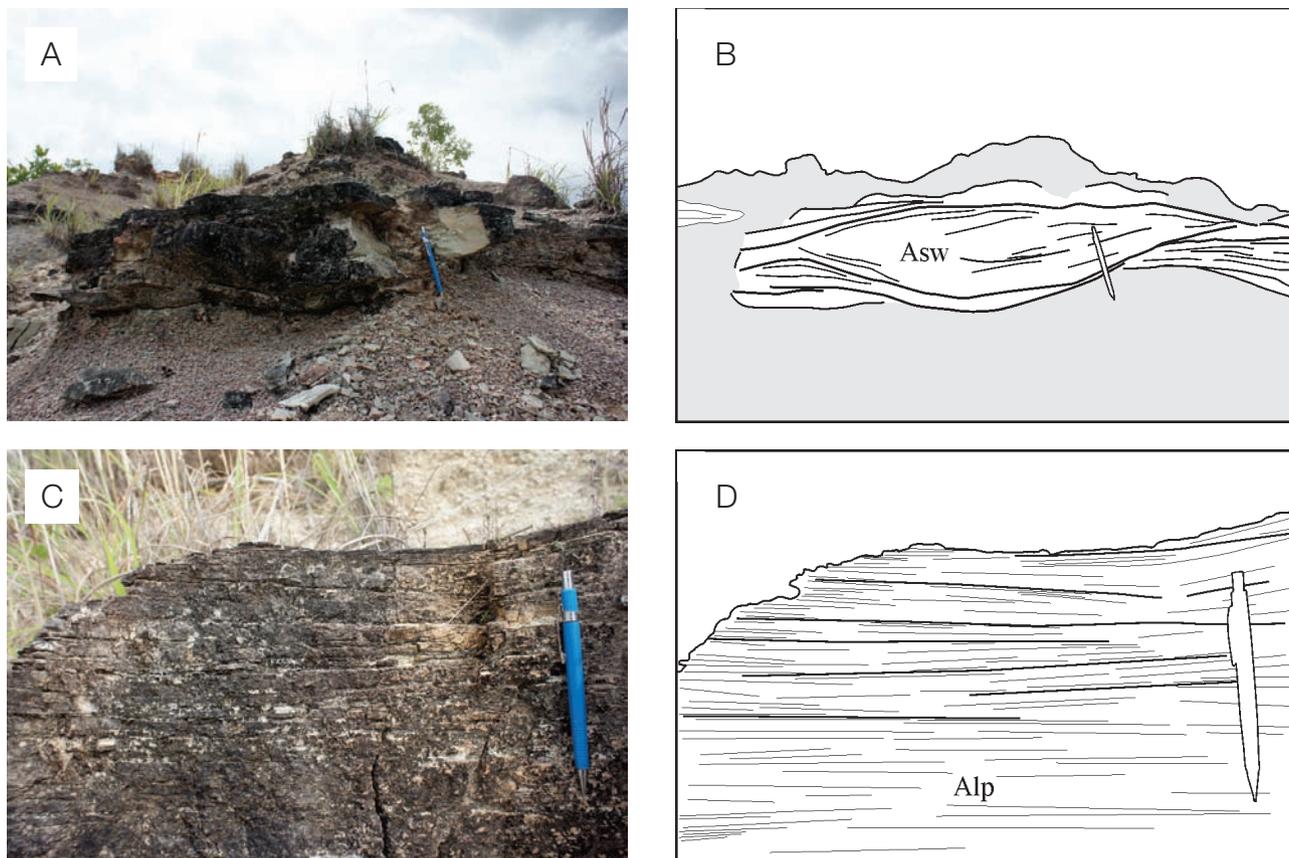


Figura 6. Fácies características da AF2. (A e B) Estratificação cruzada *swaley*; (C e D) laminação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo.

marcam o final de cada ciclo granodecrescente (Figuras 7C e 7D). Os pelitos, assim como os arenitos, são levemente ondulados, possuem coloração de cinza esbranquiçada a vermelho. Os arenitos finos exibem laminação ondulada e acamamento maciço. Camadas centimétricas (~30 cm), lenticulares de pelito silicificado, escuro, com laminações crenuladas ocorrem esporadicamente. As lâminas crenuladas são milimétricas com espessuras homogêneas e, localmente, exibem laminação convoluta.

A deposição da AF3 foi interpretada como sendo resultante de processos de suspensão, condizentes com lagos extensos e rasos, com hipercalcinidade e elevada salinidade, associadas a altas taxas de evaporação, configurando balanço hídrico negativo, relacionados a *sabkha* continental ou *playa*. O aumento progressivo da aridez no final do Permiano resultou na oscilação do nível do lago Pedra de Fogo, com exposições cíclicas das margens evidenciadas pelas gretas de contração e *tepees* (Figuras 7C e 7D).

A sedimentação da AF3 envolvia interações entre precipitações químicas (evaporitos) e decantação de finos, com influxos de terrígenos esporádicos carregados por rios efêmeros não canalizados com extenso espriamento sob ação de processos de tração e suspensão. A associação *Sabkha*

continental também é registrada na Formação Motuca por Abrantes Júnior e Nogueira (2013), subdividida nas associações Lacustre raso/*Mudflat* e *Saline pan*, com significativas diferenças em espessura, faciologia, mineralogia e posicionamento estratigráfico em relação a associação AF3 do Pedra de Fogo, descrita nesse trabalho.

Os *gutter casts* são atribuídos à ação erosiva, de fluxos retilíneos a helicoidais, deslocando-se na base de correntes unidirecionais durante estágios de máxima velocidade dos fluxos. Estes foram derivados de rios efêmeros, que em estágios de baixa energia eram preenchidos por areias laminadas (Figura 7B). O pelito silicificado com laminações crenuladas (Plc) foi interpretado como estromatólito estratiforme. Esta bioconstrução desenvolveu-se nas partes marginais (*nearshore*) do lago Pedra de Fogo, onde proliferavam colônias de cianobactérias sobre esteiras microbiais calcificadas por atividades fotossintéticas e posteriormente substituídas por sílica durante a diagênese. Dentes milimétricos de peixes e fragmentos de ostracodes foram observados em seção delgada da fácies Pls no topo da AF3 (Figura 8). Microscopicamente, os fragmentos de ostracodes foram identificados pelo tamanho milimétrico, pela reduzida espessura das valvas, e por apresentarem morfologia de carapaça de

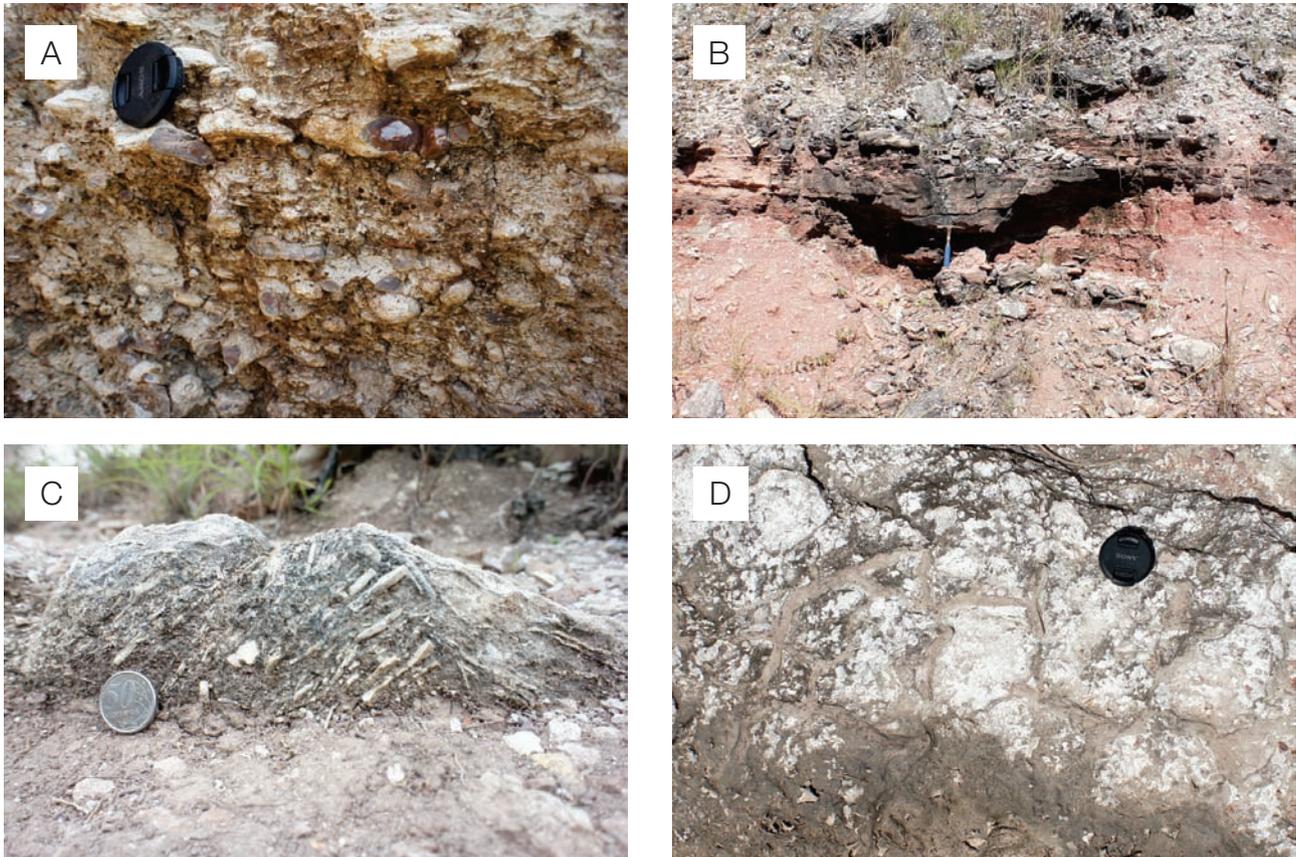


Figura 7. (A) Nódulos de evaporitos completamente silicificados (PIs), interpretados como evaporitos substituídos; (B) *gutter-casts* na base das camadas de arenito/siltito (Ag); (C e D) estrutura *tepee* e gretas de contração associadas com o topo da fácies Plc.

bivalve (Adam et al., 1984; Ruppel et al., 2005). Segundo Adam et al. (1984) e Armstrong e Brasier (2005), reduzida espessura de carapaça é característica de ostracodes de água doce (Figura 8A). Microfraturas e desarticulação das valvas foram atribuídas à compactação do sedimento (Figura 8C). Os ostracodes e dentes de peixe observados corroboram o paleoambiente lacustre.

Associação de Fácies 4 (AF4) – Lago central

Esta associação (AF4) é exposta na porção oeste da área estudada e corresponde à parte média a superior do “Morro Pelado”, no km 39 da rodovia TO-222, próximo ao município de Araguaína, TO. A AF4 ocorre diretamente sobreposta à AF3, com contato basal marcado por superfície de exposição subárea evidenciada pela ocorrência de gretas de contração e *tepees* (Figura 7). A AF4 constitui uma sucessão de até 30 m de espessura, com pelito avermelhado maciço, eventualmente laminado (fácies Plm) com até 2 m de espessura. Estes estão intercalados a camadas tabulares centimétricas de arenito fino, siltico, por vezes com cimento carbonático.

Esses arenitos possuem laminação de ondulada a maciça (fácies Aom), eventualmente cruzadas, com tendência granocrescente ascendente. A AF4 foi gerada em ambiente de baixa energia, por sedimentação contínua, com predomínio de decantação. Este foi responsável pela geração de espessas camadas da fácies Plm, eventualmente interrompidas por influxos de areia (*overflow*) advindos das margens do lago (fácies Aom). Estas características indicam sedimentação na porção mais central de um grande lago, similar ao modelo descrito por Renaut e Gierlowski-Kordesch (2010).

Associação de Fácies 5 (AF5) – Campo de dunas eólicas

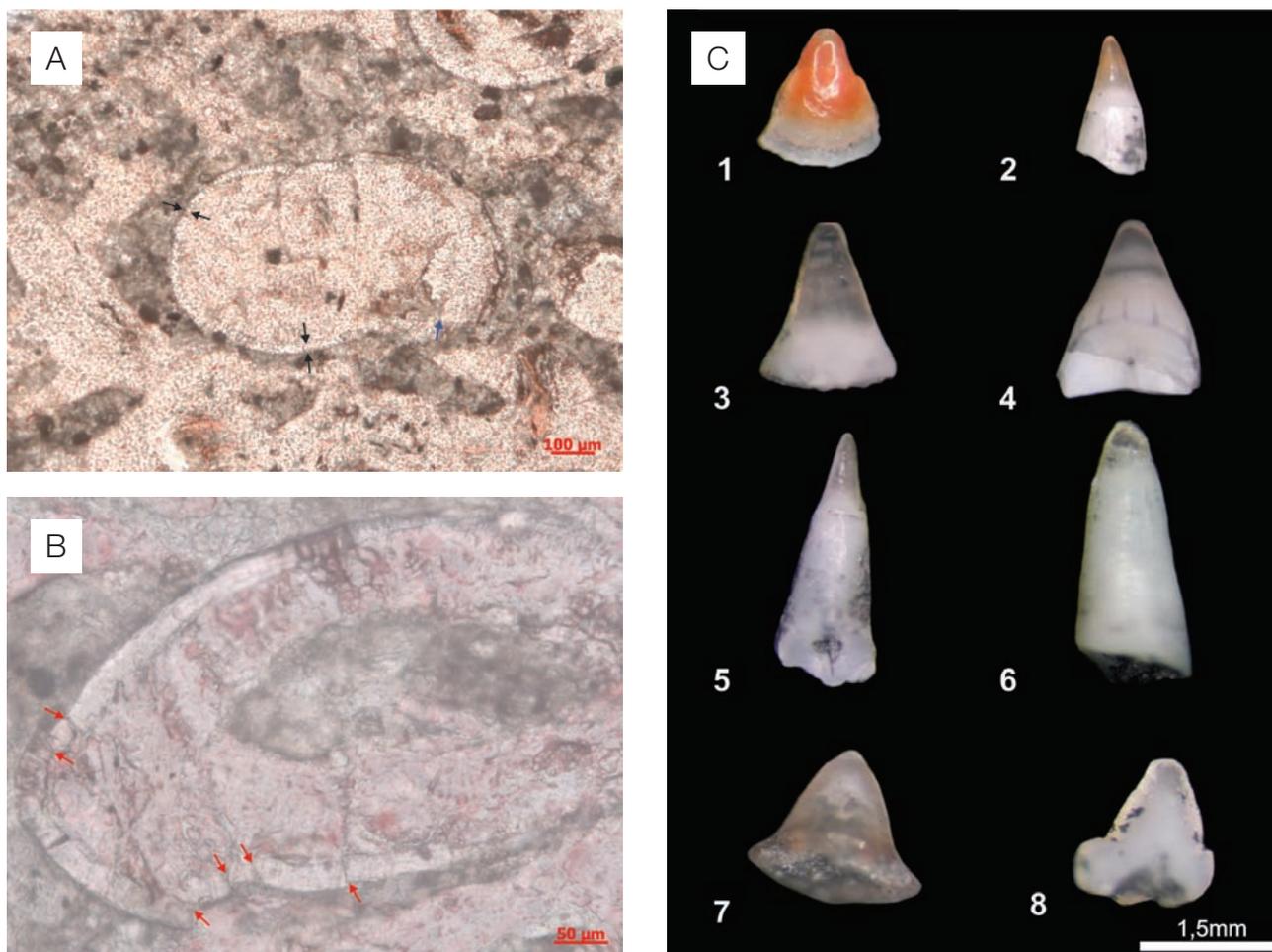
A AF5 aflora principalmente nas encostas de pequenos vales, entre os municípios de Filadélfia e Araguaína, TO (Figura 1). Ela tem até 30 m de profundidade e encontra-se sobreposta aos pelitos lacustres dentre as associações 1 e 4 e sotoposta em contato brusco com a AF6. Este contato pode ser mapeável por dezenas de quilômetros. Esta associação é formada pelas fácies arenito com estratificação cruzada tabular a tangencial (At) e arenito fino com laminação

cavalgante transladante subcrítica (Alt). São arenitos de finos a médios, com grãos bem selecionados e bem arredondados, de coloração de creme-esbranquiçada a alaranjada, que formam *sets* de estratificação cruzada tabular a tangencial de pequeno a médio porte (até 1,5 m de espessura). Os *sets* exibem adelgaçamento ascendente (*thinning-upward*) com *topsets* sempre planos e lateralmente exibindo baixo ângulo. A migração preferencial dos *foresets* é para E-SE (Figura 9). Superfícies hierárquicas de 1ª e 3ª ordem (Brookfield, 1977) ocorrem internamente aos *sets*, e correspondem às superfícies de migração e reativação, respectivamente, conforme apontado por Kocurek (1988). O ângulo de mergulho dos *foresets* varia de 10° a 32° no topo, e torna-se tangencial em direção à base dos estratos cruzados (Figuras 9B e 9C).

A fácies At foi gerada pela migração de formas de leito 2D, assimétricas, de pequeno a médio porte, produzidas pelo transporte e deposição de partículas pelo vento. A assimetria

deve-se à maior inclinação da face de avalanche ou sotavento (*slipface/lee side*), em relação à face de barlavento (*stoss side*). A fácies Alt foi gerada pela migração de marcas onduladas (*ripples*) centimétricas e por tração de grãos em condições subaéreas. Isto gerou uma superfície de deposição baixa, com ângulo de cavalgamento menor que o do barlavento. As estruturas sedimentares, aliadas à maturidade textural e composicional das fácies At e Alt, coadunam com feições diagnósticas de campo de dunas eólicas, onde o suprimento de areia era provavelmente limitado, indicado pelo pequeno porte dos *sets* cruzados (Brookfield, 1977; Kocurek e Havholm, 1993).

O grau de seleção (areias bimodais) e arredondamento das areias são atribuídos ao transporte eólico. A baixa viscosidade do ar torna o impacto subaéreo entre as partículas arenosas mais abrasivo que no meio aquoso (Hunter, 1977; Brookfield e Silvestro, 2010), promovendo o arredondamento e seleção dos grãos. Além disso, o tempo de desgaste, bem



Fotos A e B: N// nicóis paralelos.

Figura 8. Fósseis da AF3. (A) Seção longitudinal de ostracodes mostrando sobreposição de valvas (seta azul). Notar espessuras delgadas das conchas; (B) fragmentação parcial de valvas de ostracodes por compactação mecânica (setas vermelhas); (C) dentes de peixes.

como o transporte seletivo preferencial de grãos mais esféricos e arredondados por saltação, contribuem ainda mais para o arredondamento exercido pelo transporte eólico (Shepard et al., 1961; Mazzulo et al., 1986).

A grande maioria dos depósitos eólicos encontrados no registro geológico é caracterizada principalmente pela ocorrência de conjuntos de estratificações cruzadas de grande porte (Hunter, 1977; Brookfield, 1979; Kocurek e Dott, 1981;

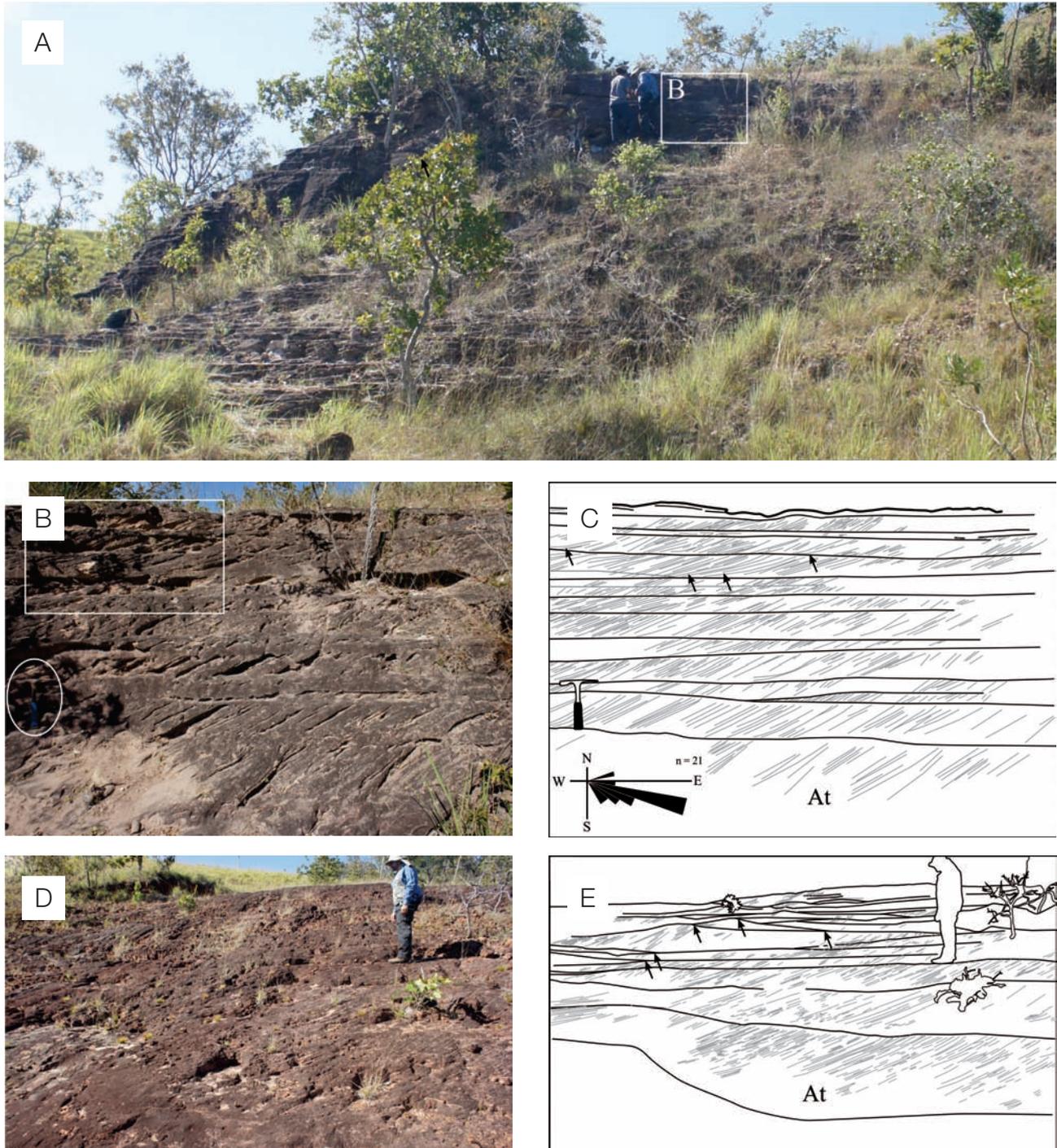


Figura 9. Características da AF5. (A) Visão geral do depósito de campo de dunas eólicas; (B e C) coset de estratificação cruzada tabular com base tangencial (setas) da fácies At. Observar *topsets* planos, e tendência de adelgaçamento ascendente dos sets (migração preferencial dos *foresets* para E-SE); (D e E) sets cruzados com truncamentos laterais em baixo ângulo (setas).

Lancaster, 1988; Kocurek, 1988; Brookfield e Silvestro, 2010). Entretanto, esta característica não é determinante para depósitos eólicos, visto que as dimensões de campos de dunas e, conseqüentemente, das formas de leito preservadas no registro geológico, dependem fundamentalmente do influxo sedimentar, bem como da relação entre nível freático e superfície deposicional, controlados basicamente pelo clima e por taxas de subsidência (Kocurek e Havholm, 1993; Havholm e Kocurek, 1994). No caso da Formação Pedra de Fogo, o campo de dunas era restrito, adjacente ao sistema deposicional principal de natureza lacustre. É importante observar também a monotonia fáciorológica aparente da AF5 (Figura 9), típica de depósitos eólicos (Fisher, 1983), além da tendência geral de adelgaçamento ascendente dos estratos cruzados, provavelmente ocasionada pela subida do lençol freático (Figuras 9B e 9C).

Segundo Kocurek e Havholm (1993), a subida do lençol freático provoca redução no tamanho das dunas, resultante da diminuição do suprimento sedimentar. Ainda conforme esses autores, a redução no suprimento de areia torna o vento subsaturado em relação à sua capacidade de transporte potencial. Isto faz com que o fluxo de ar retrabalhe as dunas existentes, resultando em diminuição no tamanho das dunas e no aumento de áreas de interdunas. Entretanto, esta premissa foi elaborada por Kocurek e Havholm (1993) para desertos úmidos, onde o nível freático e sua franja de capilaridade encontram-se aflorantes ou próximos da superfície deposicional. Isto favorece o desenvolvimento de extensas áreas de interdunas, com geração de estruturas características de superfícies úmidas, como ondulações de adesão (*adhesion ripples*) e “verrugas” de adesão (*adhesion warts*).

Embora o tamanho médio dos estratos cruzados da AF5 seja métrico, estruturas de adesão não foram encontradas, sendo mais provável que o tamanho dos *sets* seja resultado da disponibilidade de areias incoesas, favorecidas pela escassez de água, inclusive em interdunas. Assim, as areias tornavam-se mais susceptíveis ao retrabalhamento e erosão pelo vento, colmatando as planícies interdunas, o que favoreceu o sucessivo cavalgamento (*climbing*) das formas de leito. Nessas condições, cada duna era rapidamente soterrada pela duna subsequente, sem erosão completa de seus depósitos, com ausência de depósitos interdunas. Esta interpretação é condizente com fase mais seca do deserto (Kocurek e Havholm, 1993). Posteriormente, dunas foram recobertas por pelitos lacustres da AF6 (Figura 10A).

A superfície de descontinuidade que delimita os depósitos de campo de dunas (AF5) foi denominada informalmente de S2 (Figura 3). Trata-se de uma superfície plana a suavemente ondulada, constituindo importante descontinuidade física mapeável por quilômetros em toda a área estudada. Esta superfície de inundaçã, recoberta por depósitos lacustres da AF6 indica subida regional do lençol freático e elevaçã do nível de base estratigráfico.

Associação de Fácies 6 (AF6) – Lacustre/oásis com inundito

A AF6 aflora de forma expressiva na região central da área de estudo, comumente recobrendo de forma brusca a Associação AF5. Consiste em depósitos de pelitos de cinza a cinza avermelhado de até 5 m de espessura, com laminações plana a ondulada, comumente maciços, contendo eventuais concreções silicosas. Abundantes fragmentos de madeira silicificada (até 0,5 m de diâmetro por 0,8 m de comprimento) ocorrem distribuídos caoticamente sobre a superfície de acamamento dos pelitos, sempre em posição horizontal. Estes constituem importantes guias bioestratigráficos para o topo da Formação Pedra de Fogo (Figura 10A). A AF6 é formada pelas fácies conglomerado extraformacional maciço (Cem), arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa), arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Acs), Pelito/arenito com laminação cruzada cavalgante supercrítica (Pcc), pelito com *wavy/linsen* (Pwl) e pelito com laminação plana a ondulada com troncos (Ppo) (Figuras 10 e 11).

A fácies Cm constitui depósitos do eixo do canal (*lags*) e indica predominância de correntes trativas unidirecionais de alta energia sob regime de fluxo superior (Figura 10B). Na medida em que a corrente se desloca e a energia se dissipa, há queda na energia do fluxo, gerando migração de formas de leito 3D em regime de fluxo inferior evidenciado pela fácies Aa (Figuras 10C e 10D). A rápida desaceleração do fluxo gerou a deposição de filmes descontínuos de lama (*mud drapes*) sobre os *foresets* de formas sigmoidais da fácies Asc (Figuras 11A e 11B). A fase final do processo é caracterizada pelo domínio de maior suspensão, com pouca ou nenhuma tração, ocasionando eventuais migrações de marcas onduladas centimétricas, com lâminas cruzadas cavalgantes supercríticas, evidenciadas pela fácies Pwl (Figura 11C). A presença de fragmentos de madeira silicificada nestes depósitos sugere momentos de alta energia, com inundações relâmpago (*flash floods*). Nesses momentos, os canais transbordavam erodindo áreas marginais e arrastando parte da vegetação previamente implantada ou sucumbida para o interior da bacia lacustre (Figuras 10A).

Raros ciclos granodecrescentes ascendentes de até 2 m de espessura ocorrem intercalados aos pelitos, e foram associados a depósitos de inunditos (Seilacher, 1991). Depósitos de inunditos têm sua gênese associada à dinâmica de rios efêmeros característicos de regiões áridas e semi-áridas, com seu desenvolvimento associado a inundações relâmpagos (*flash floods*). Estas inundações ocorrem durante um curto intervalo de tempo (de horas a dias), geralmente após tempestades, e se alternam por longos períodos sem qualquer escoamento de águas superficiais (Nanson et al., 2002; Benito et al., 2003). Segundo Sneh (1983), nas regiões áridas do sul de Israel, ocorrem até dez inundações anuais, sendo o intervalo de tempo decorrido em cada inundaçã inferior a doze horas.

Conforme Stear (1985), correntes efêmeras variam desde tipos canalizados até configurações totalmente desconfiadas, podendo transportar e depositar sedimentos de várias classes granulométricas. A profundidade da lâmina d'água é altamente variada e pode alcançar até 3 m durante o pico do fluxo. Predominam formas de leito geradas em regime de fluxo superior, podendo desenvolver dunas e marcas onduladas nos estágios finais da

inundação, quando ocorre rápida desaceleração da corrente (Langford e Chan, 1988). Como consequência desse processo, os depósitos de inunditos são caracterizados pela: i) progressiva diminuição do tamanho de grãos com o tempo; e ii) ocorrência de estruturas geradas em condições de regime de fluxo superior que passam para regime inferior em direção ao topo da sucessão de fácies (Miall, 1977; Stear, 1985).

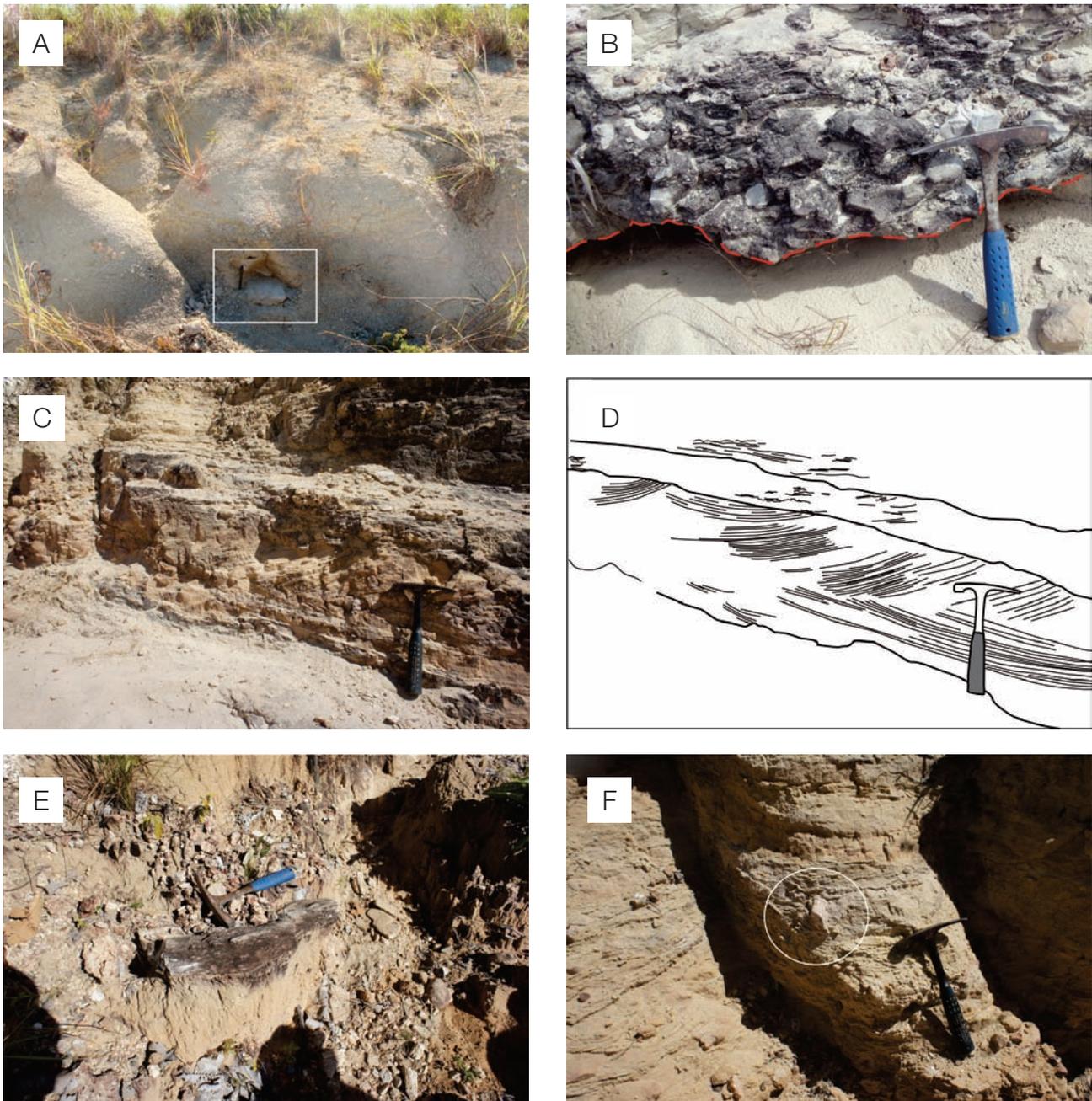


Figura 10. (A) Pelito cinza com troncos (quadro branco), característico da AF6; (B) ortoconglomerado polimítico maciço na base do canal; (C e D) arenito com estratificação cruzada acanalada; (E e F) fragmentos de madeira silicificada na base do depósito.

O depósito de inundito da AF6 apresenta base escavada, evidenciando fluxo canalizado. Esse caracteriza-se por uma sucessão vertical de quatro intervalos diferenciados por litotipos e estruturas, que indicam diminuição do regime de fluxo da base para o topo: 1) conglomerado extraformacional com seixos de quartzo com diâmetros de até 10 cm, e fragmentos de madeira silicificada (Cem); 2) arenitos com estratificações cruzadas acanalada com fragmentos de madeiras silicificadas (Aa); 3) arenitos finos com estratificação cruzada tabular a sigmoidal, com *sets* recobertos por *mud drapes* descontínuos e irregulares (Acs); e 4) ritmitos com *wavy-linsen* (Pwl) (Figura 11D).

Os cristais de evaporitos associados à parte superior do depósito de inundito foram interpretados como sendo gerados nos momentos de exposição subaérea pelo declínio do evento. Neste momento, evaporitos cristalizados

interticialmente por ascensão do lençol freático em um processo conhecido por “bombeamento por evaporação” (*evaporative pumping*), eram redissolvidos e reprecipitados como cristais milimétricos no topo das camadas de pelito (Figura 12).

É importante ressaltar que a posição dos fragmentos de madeira silicificadas encontrados na AF6, sempre em posição horizontal ao acamamento, é a mesma da AF1 (Figuras 5B, 10A, 10E), não sendo encontrado nenhum tronco em posição de vida (*in situ*). No entanto, a quantidade de fragmentos de madeira silicificadas da AF6 é muito maior que da AF1, sugerindo maior proximidade dos rios efêmeros da AF6 com os núcleos das paleoflorestas permianas. Esse aspecto bastante fossilífero da AF6 constitui um importante marcador bioestratigráfico para o topo da Formação Pedra de Fogo na região de Araguaína-Filadélfia, Estado

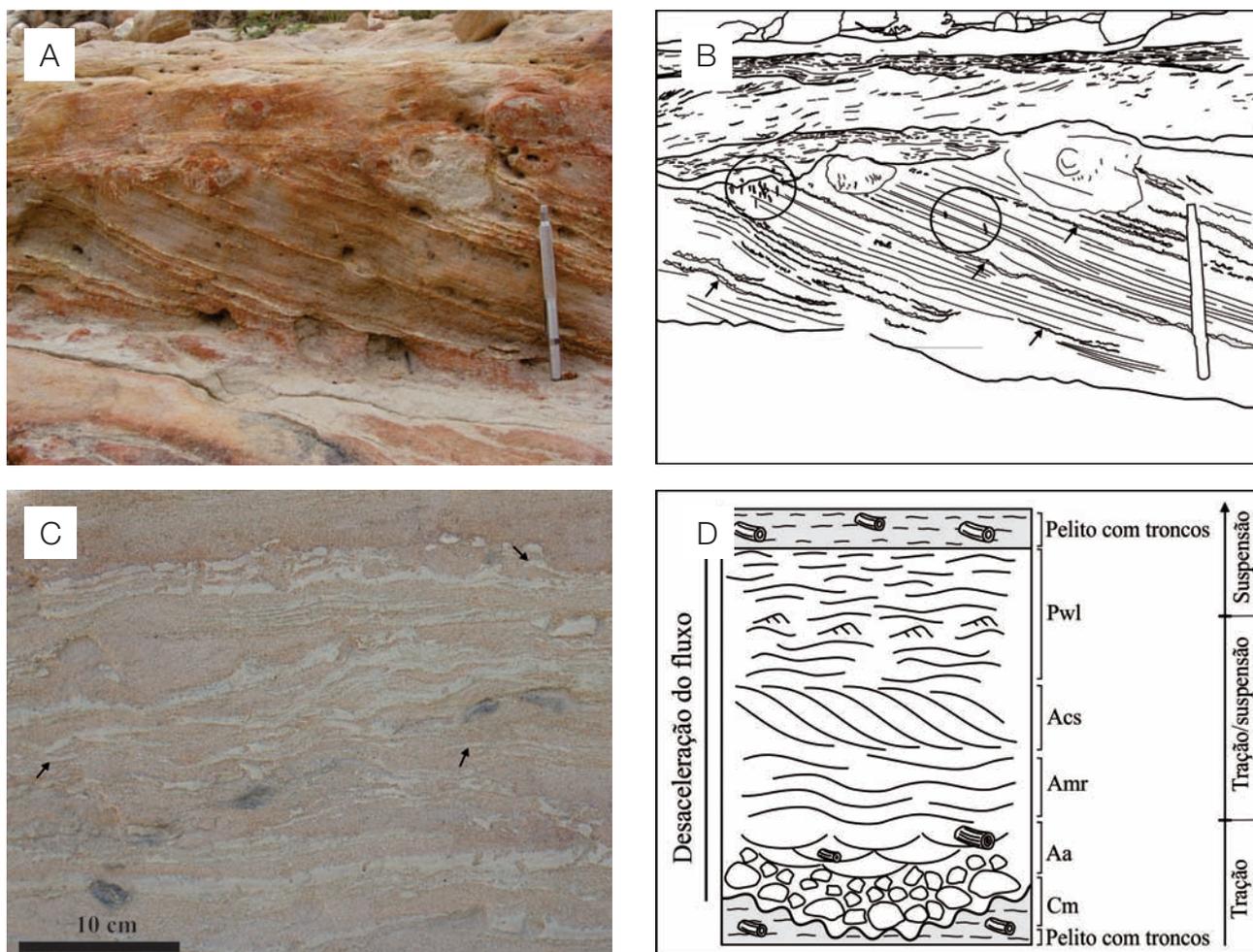


Figura 11. Sucessão de estruturas representativas da parte superior do depósito de inundito. (A e B) Arenito fino a médio com estratificação cruzada tabular a sigmoidal e *foresets* recobertos por *mud drapes* descontínuos e irregulares (setas). Observar também cristais centimétricos de evaporitos (círculo); (C) ritmito arenito/pelito com acamamento *wavy/linsen* e eventuais laminações cruzadas com *rip-up clasts* e *curled flakes* (setas); (D) perfil esquemático mostrando a sucessão de estruturas que indicam desaceleração do regime de fluxo, interpretada como depósito de inundito.

do Tocantins, e pode representar considerável mudança nas condições paleoambientais e/ou paleoclimáticas no final da deposição da Formação Pedra de Fogo e início da Formação Motuca. Até o momento, esses núcleos de florestas permiâneas ainda não foram registrados nos *red beds* da Formação Motuca (Figura 2).



Figura 12. Cristais milimétricos e centimétricos de evaporitos (setas) no topo do depósito de inundito.

PALEOAMBIENTE E MODELO DEPOSICIONAL

Os trabalhos disponíveis sobre a Formação Pedra de Fogo propõem geralmente um paleoambiente de transicional/fluvio-deltaico a marinho raso (Lima e Leite, 1978; Faria Jr., 1979, 1984; Faria Jr. e Truckenbrodt, 1980a, 1980b; Coimbra e Mussa, 1984; Caldas et al., 1989; Dino et al., 2002, dentre outros) com alguma influência de tempestades (Góes e Feijó, 1994). A influência eólica tem sido relacionada apenas a dunas litorâneas (Lima e Leite, 1978; Coimbra, 1983). Este estudo permitiu definir, para a parte superior da Formação Pedra de Fogo, na região de Filadélfia, TO, uma sucessão siliciclástica com subordinadas ocorrências carbonáticas/evaporíticas de até 100 m de espessura, composta pelas associações: lacustres com rios efêmeros (AF1); lago influenciado por ondas de tempestade (AF2); *sabkha* continental (AF3); lago central (AF4); campo de dunas eólicas (AF5); e lago/oásis com inundito (AF6). Estas associações são relacionadas a sistema lacustre de clima árido com contribuições de rios efêmeros adjacentes a campos de dunas eólicas restritos e *sabkha* continental (Figura 13).

O predomínio de ambientes lacustres (AF1, AF2 e AF4) na base da sucessão estudada sugere que o nível de base estratigráfico (nível freático) encontrava-se relativamente elevado, e predominava subsidência contínua local e/ou

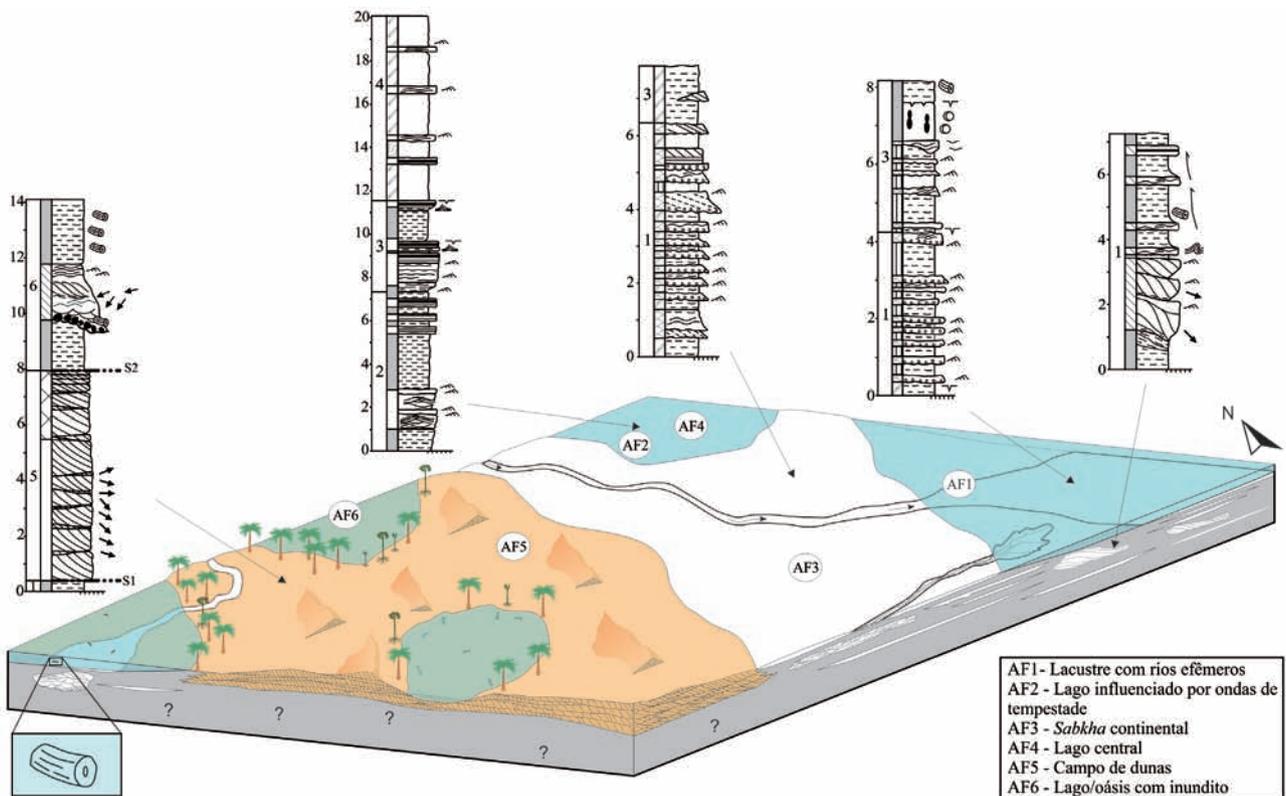


Figura 13. Modelo deposicional da parte superior da Formação Pedra de Fogo na região de Filadélfia, TO.

regional. A manutenção do nível freático elevado era provavelmente propiciada por precipitações torrenciais, que mantinham o sistema relativamente alimentado. Estes eventos de *flash floods* propiciavam influxos terrígenos que, ao adentrarem nos lagos e dependendo de suas densidades relativas (fluxos hipo, homo ou hiperpicnais), geravam camadas de geometria lobada ou em lençol, semelhantes aos modelos de Renaut e Gierlowski-Kordesch (2010) (Figuras 4A e 4B).

AAF3 indica um provável rebaixamento do nível de base deposicional ocasionado pela tendência contínua de aumento da temperatura e aridez no decorrer do período Permiano (Chumakov e Zharkov, 2002, 2003). A presença frequente de sílica e pseudonódulos evaporíticos completamente silicificados indica hiperlcalinidade e elevada salinidade dos lagos. Estes secavam esporadicamente em função das taxas de evaporação elevadas, expondo alguns sítios de deposição pelítica marginais e evidenciado por superfícies gretadas e estruturas *tepees* (Figuras 7C e 7D).

A presença de arenitos finos a médios, bem selecionados e bem arredondados, com *cosets* de estratificação cruzada tabular a tangencial de pequeno a médio porte da sucessão AF5, sugere que o campo de dunas eólicas restrito se implantou nos últimos estágios de deposição da Formação Pedra de Fogo, durante o Permiano Superior. Este ambiente tinha um fornecimento de areia limitado, evidenciado pela espessura delgada dos *sets* cruzados bem como por sua distribuição relativamente restrita às porções centrais da área estudada.

Da mesma forma, lagos/oásis adjacentes ao campo de dunas, de forma semelhante aos oásis atuais, permitiam a proliferação de vegetação, principalmente samambaias (Dias-Brito, 2007; Röbber e Galtier, 2002a, 2002b, 2003), que eram constantemente, após a morte, transportadas para o fundo dos lagos e silicificadas antes de sua degradação (Figuras 5A, 5B, 10A e 10E). Estas condições climáticas amenas foram substituídas paulatinamente por condições mais áridas no final do Permiano e início do Triássico, culminando na instalação do deserto da Formação Sambaíba, no Triássico.

Muito embora Pinto e Sad (1986), Dias-Brito et al., (2009), Capretz e Rohn (2013), Kurzawe et al., (2013) e Tavares et al., (2014) considerem os depósitos da Formação Pedra de Fogo na região desse estudo desprovidos de madeiras silicificadas, atribuem a grande variedade desses troncos fósseis exclusivamente a Formação Motuca. A análise de fácies sedimentares e, principalmente, a estratigrafia local permitiram vincular a ocorrência de troncos silicificados aos depósitos da parte superior da Formação Pedra de Fogo, como demonstrados nas Figuras 2, 3, 5A e 5B.

Os troncos foram encontrados inseridos na fácies Plt da associação AF1, bem como nas fácies de Plt e Aa do depósito de inundito da associação AF6. Essas associações estão estratigraficamente posicionadas na base e topo da sucessão estudada, respectivamente (Figuras 2, 3, 5A, 5B, 10A, 10E e 10F). Entretanto, deve-se ressaltar o aumento considerável na

quantidade e diversificação de formas e tamanhos mais para o topo da sucessão, estendendo-se até a base da Formação Motuca. Muitos fragmentos de caules petrificados encontram-se pontualmente espalhados pela superfície atual, associada ao hiato erosivo superior da Formação Pedra de Fogo. A ocorrência dessas madeiras fósseis foi relacionada a um deslocamento vertical ocasionado pela erosão da base da Formação Motuca, conforme interpretado de forma semelhante por Faria Jr. e Truckenbrodt (1980a).

Este trabalho é precursor no reconhecimento de um sistema lacustre de clima árido, com campo de dunas eólicas e *sabkha* continental para a porção superior da Formação Pedra de Fogo, sem qualquer indício determinante de contribuição marinha. A confirmação de um paleoambiente tipicamente de clima quente árido corrobora com as evidências globais de clima e sedimentação durante a parte média a superior do período Permiano (Zharkov, 1981; Scotese et al., 1999; Golonka e Ford, 2000; Zharkov e Chumakov, 2001; Chumakov e Zharkov, 2002, 2003; Scheffler et al., 2003; Ford e Golonka, 2003; Kiehl e Shields, 2005).

CONCLUSÕES

A análise faciológica e estratigráfica realizada na parte superior da Formação Pedra de Fogo permitiu definir uma sucessão siliciclástica com subordinados depósitos carbonáticos/evaporíticos de aproximadamente 100 m de espessura. Foram definidas 21 litofácies, que foram agrupadas em seis associações de fácies (AF) representando os seguintes ambientes: Lago com rios efêmeros (AF1), lago influenciado por ondas de tempestade (AF2), *sabkha* continental (AF3), lago central (AF4), campo de dunas eólicas (AF5) e lago/oásis com inunditos (AF6), relacionadas a um sistema lacustre de clima árido com contribuições de rios efêmeros e cercados por campos de dunas e planícies de *sabkha* continental.

Durante o final do Permiano, um sistema lacustre de clima árido se implantou na região sudoeste da Bacia do Parnaíba. Eventuais contribuições de rios efêmeros propiciavam a formação de pequenos lobos de suspensão e fluxos em lençol (AF1). Planícies de *sabkha* (AF3) eram formadas nas porções marginais do lago e a parte subaquosa era influenciada por ondas de tempestades (AF2), enquanto as zonas mais centrais eram sítios de intensa deposição pelítica (AF4).

O baixo suprimento de areias transportadas pelo vento propiciou a formação de um campo de dunas restrito (AF5) com desenvolvimento de lagos de interdunas molhadas (oásis), onde proliferavam núcleos de samambaias gigantes, invadidos esporadicamente por rios efêmeros (AF6).

É importante ressaltar o caráter exclusivamente continental atribuído por esse trabalho aos depósitos da parte superior da Formação Pedra de Fogo na região oeste da Bacia do Parnaíba, em contraposição a interpretações prévias que sugerem influência marinha.

AGRADECIMENTOS

Ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará (UFPA) e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelos apoios recebidos e suporte à pesquisa.

REFERÊNCIAS

- Abrantes Júnior, F. R., Nogueira, A. C. R. (2013). Reconstituição paleoambiental das formações Motuca e Sambaíba, Permo-Triássico da Bacia do Parnaíba no sudoeste do Estado do Maranhão, Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 13(3), 65-82.
- Adams, A. E., Mackenzie, W. S., Guilford, C. (1984). Atlas of sedimentary rocks under the microscope. ELBS - *English Language Book Society*. 104p.
- Aguiar, G. A., Nahass, S. (1969). Mapa Geológico da Bacia do Maranhão. PETROBRÁS, RENOR-DIREX, *Relatório* 371, 1p.
- Allen, P. (1981). Wave-generated structures in the Devonian lacustrine sediments of SE Shetland, and ancient wave conditions. *Sedimentology*, 28(3), 369-379.
- Armstrong, H. A., Brasier, M. D. (2005). *Microfossils*. Malden: Blackwell Publishing.
- Benito, G., Sánchez-Moya, Y., Sopena, A. (2003). Sedimentology of high-stage flood deposits of the Tagus River, Central Spain. *Sedimentary Geology*, 157(1-2), 107-132.
- Brookfield, M. E. (1977). The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24(3), 303-332.
- Brookfield, M. E. (1979). Anatomy of a Lower Permian aeolian sandstone complex, southern Scotland. *Scottish Journal of Geology*, 15, 81-96.
- Brookfield, M. E., Silvestro, S. (2010). Eolian systems. In: N. P. James, R. W. Dalrymple (Eds.), *Facies Models* (139-166). Toronto: Geological Association of Canada.
- Caldas, E. B., Mussa, D., Lima Filho, F. P., Rosler O. (1989). Nota sobre a ocorrência de uma floresta petrificada de idade permiana em Teresina, Piauí. *Boletim do Instituto de Geociências*, Publicação Especial, 7, 69-87.
- Capretz, R., L., Rohn, R. (2013). Lower Permian stems as fluvial paleocurrent indicators of the Parnaíba Basin, northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 45, 69-82.
- Carroll, A. R., Bohacs, K. M. (1999). Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. *Geology*, 27(2), 99-102.
- Cheel, R. J., Leckie, D. A. (1993). Hummocky cross stratification. In: V. P. Wright (Ed.), *Sedimentology Review 1* (103-122). Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- 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), 586-602.
- Chumakov, N. M., Zharkov, M. A. (2003). Climate during the Permian–Triassic Biosphere Reorganizations. Article 2. Climate of the Late Permian and Early Triassic: General Inferences. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 11(4), 361-375.
- Coimbra, A. M. (1983). *Estudo sedimentológico e geoquímico do Permo-Triássico da Bacia do Maranhão*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Coimbra, A. M., Mussa, D. (1984). Associação lignitoflorística na Formação Pedra de Fogo (Arenito Cacunda), bacia do Maranhão, Piauí, Brasil. *XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 2, 591-605. Rio de Janeiro: SBG.
- Courtillot, V., Renne, P. (2003). On the ages of flood basalt events. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(1), 113-140.
- Cox, C. B., Hutchinson, P. (1991). Fishes and amphibians from the Late Permian Pedra de Fogo Formation of northern Brazil. *Paleontology*, 34(3), 561-573.
- D'Avila, R. S. F., Arienti, L. M., Aragão, M. A. N. F., Vesely, F. F., Santos, S. F., Voelcker, H. E., Viana, A. R., Kowmann, R. O., Moreira, J. L. R., Coura, A. P. P., Paim, P. S. G., Matos, R. S., Machado, L. C. R. (2008). Ambientes Marinhos Profundos: sistemas turbidíticos. In: A. J. C. L. P. Silva, M. A. N. F. Aragão, A. J. C. Magalhães (Eds.), *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil* (v. 1, 245-301). São Paulo: Beca-BALL.
- Dias-Brito, D., Rohn, R., Castro, J. C., Dias, R. R., Rößler, R. (2007). Floresta Petrificada do Tocantins Setentrional - O mais exuberante e importante registro florístico tropical-subtropical permiano no Hemisfério Sul. *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, 1-15.
- Dias-Brito, D., Rohn, R., Castro, J. C., Dias, R. R., Rößler, R. (2009). Floresta petrificada do Tocantins Setentrional — O mais exuberante e importante registro

- florístico tropical–subtropical permiano no Hemisfério Sul. In: M. Winge, C. Schobbenhaus, M. Berbert-Born, E. T. Queiroz, D. A. Campos, C. R. G. Souza, A. C. S. Fernandes (Eds.), *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil* (v. 2. 337-354). Brasília.
- Dino, R., Antonioli, L., Braz, S. M. N. (2002). Palynological data from the Trisidela Member of Upper Pedra de Fogo Formation (“Upper Permian”) of the Parnaíba Basin, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 24-35.
- Dumas, S., Arnott, R. W. C. (2006). Origin of hummocky and swaley cross-stratification – The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, 34(12), 1073-1076.
- Erwin, D. H. (1994). The Permo–Triassic extinction. *Nature*, 367, 231-236.
- Faria Jr., L. E. C. (1979). Estudo sedimentológico da Formação Pedra de Fogo – Permiano – Bacia do Maranhão. Dissertação (Mestrado). Belém: Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológica – UFPA.
- Faria Jr., L. E. C. (1984). O permotriássico na Bacia do Maranhão: um modelo de paleodeserto. *XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia* (v. 2, 777-791). Rio de Janeiro: SBG.
- Faria Jr., L. E. C., Truckenbrodt, W. (1980a). Estratigrafia e petrografia da Formação Pedra de Fogo – Permiano da Bacia do Maranhão. *XXXI Congresso Brasileiro de Geologia* (v. 2, 740-754). Camboriú: SBG.
- Faria Jr., L. E. C., Truckenbrodt, W. (1980b). Estromatólitos na Formação Pedra de Fogo, Permiano, Bacia do Maranhão. *XXXI Congresso Brasileiro de Geologia* (v. 5, 3056-3067). Camboriú: SBG.
- Fisher, R.V. (1983). Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, 11(5), 273-274.
- Ford, D., Golonka, J. (2003). Phanerozoic paleogeography, paleoenvironment and lithofacies maps of the circum-Atlantic margins. *Marine and Petroleum Geology*, 20(3-4), 249-285.
- Gierlowski-Kordesch, E. H., Kelts, K. R. (1994). *Global Geological Record of Lake Basins*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Gierlowski-Kordesch, E. H., Kelts, K. R. (2000). *Lake Basins Through Space and Time*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists.
- Góes, A. M. O., Feijó, F. J. (1994). Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, 8(1), 57-67.
- Golonka, J., Ford, D. (2000). Pangean (Late Carboniferous–Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161(1-2), 1-34.
- Havholm, K. G., Kocurek, G. (1994). Factors controlling aeolian sequence stratigraphy: clues from super bounding surface features in the Middle Jurassic Page Sandstone. *Sedimentology*, 41(5), 913-934.
- Horton, B. K., Schmitt, J. G. (1996). Sedimentology of a lacustrine fan-delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA. *Sedimentology*, 43(1), 133-155.
- Howell, J. A., Mountney, N. P. (1997). Climatic cyclicality and accommodation space in arid to semi-arid depositional systems: an example from the Rotliegend Group of the Southern North Sea. In: K. Ziegler, P. Turner, S. R. Dalnes (Eds.), *Petroleum Geology of the Southern North Sea: Future Potential*. Geological Society, London, Special Publication, 123, 63-86.
- Hunter, R. E. (1977). Basic type of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24(3), 361-367.
- Kiehl, J. T., Shields, C. A. (2005). Climate simulation of the latest Permian: Implications for mass extinction. *Geology*, 33(9), 757-760.
- Kocurek, G. (1988). First-order and super bounding surfaces in eolian sequences - bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology*, 56(1-4), 193-206.
- Kocurek, G., Dott, R. H. (1981). Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51(2), 579-595.
- Kocurek, G., Havholm, K. G. (1993). Eolian sequence stratigraphy: a conceptual framework. In: P. Weimer, H. W. Posamentier (Eds.), *Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications* (v. 52, 393-409). American Association of Petroleum Geologists.
- Kurzawe, F., Iannuzzi, R., Merlotti, S., Rohn, R. (2013). New gymnospermous woods from the Permian of the Parnaíba Basin, Northeastern Brazil, Part II: Damudoxylon, Kaokoxylon and Taeniopitys. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 195, 50-64.

- Lancaster, N. (1988). The development of large eolian bedforms. *Sedimentary Geology*, 56(1-2), 69-89.
- Langford, R. P., Chan, M. A. (1988). Flood surfaces and deflation surfaces within the Cutler Formation and Cedar Mesa Sandstone (Permian), Southeastern Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 100(10), 1541-1549.
- 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.
- Martins, R. A. (2000). *Fósseis de vegetais da Formação Pedra de Fogo: aspectos taxonômicos, mineralogia e composição química*. Dissertação (Mestrado). Belém: Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológica – UFPA.
- Mazzullo, J., Sims, D., Cunningham, D. (1986). The effects of eolian sorting and abrasion upon the shapes of fine quartz sand grains. *Journal of Sedimentary Research*, 56(1), 45-56.
- Meyer, K. M., Kump, L. R., Ridgwell, A. (2008). Biogeochemical controls on photic-zone euxinia during the end-Permian mass extinction. *Geology*, 36(9), 747-750.
- Miall, A. D. (1977). A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Review*, 13(1), 1-62.
- Mussa, D., Coimbra, A. M. (1987). Novas perspectivas de comparação entre as taflofloras permianas (de lenhos) das bacias do Parnaíba e do Paraná. *X Congresso Brasileiro de Paleontologia*, v. 2, 901-923. Rio de Janeiro: SBP.
- Nanson, G. C., Tooth, S., Knighton, A. D. (2002). A global perspective on dryland rivers: perceptions, misconceptions and distinctions. In: L. J. Bull, M. J. Kirkby (Eds.), *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels*. Chichester: John Wiley and Sons.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentary and Stratigraphy*. Chichester: Wiley-Blackwell.
- Plummer, F.B. (1946). Report on Maranhão-Piauí Geosyclinae. Rio de Janeiro: Conselho Nacional do Petróleo.
- Pinto, C. P., Sad, J. H. G. (1986). Revisão da estratigrafia da Formação Pedra de Fogo, borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. *XXXIV Congresso Brasileiro de Paleontologia* (v. 1, 346-356). Goiás: SBP.
- Pochat, S., Van Den Driessche, J., Mouton, V., Guillocheau F. (2005). Identification of Permian palaeowind direction from wave-dominated lacustrine sediments (Lodève Basin, France). *Sedimentology*, 52(4), 809-825.
- Renaut, R. W., Gierlowski-Kordesch, E. H. (2010). Lakes. In: N. P. James, R. W. Dalrymple (Eds.), *Facies Models* (541-575). Toronto: Geological Association of Canada.
- Rößler, R., Galtier, J. (2002a). First *Grammatopteris* tree ferns from the Southern Hemisphere – new insights in the evolution of the Osmundaceae from the Permian of Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 121(3-4), 205-230.
- Rößler, R., Galtier, J. (2002b). *Dernbachia brasiliensis* gen. nov. et sp. nov. – a new small tree fern from the Permian of NE Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 122(3-4), 239-263.
- Rößler, R., Galtier, J. (2003). The first evidence of the fern *Botryopteris* from the Permian of the Southern Hemisphere reflecting growth form diversity. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 127(1-2), 99-124.
- Ruppert, E. E., Fox, R. S., Barnes, R. D. (2005). *Zoologia dos invertebrados: uma abordagem funcional – evolutiva*. São Paulo: Roca.
- Saéz, A., Anadón, P., Herrero, M. J., Moscariello, A. (2007). Variable styles of transition between Palaeogene fluvial fan and lacustrine systems, southern Pyrenean foreland, NE Spain. *Sedimentology*, 54(2), 367-390.
- Santos, R. S. (1994). Paleoictiofáunula da Formação Pedra do Fogo, Bacia do Parnaíba, NE do Brasil. II. Eugeonodontida - Agassizodontidae. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 66(4), 413-424
- Santos, R. S. (1989a). A ictiofáunula da Formação Pedra do Fogo, Bacia do Parnaíba, NE do Brasil: Holocephali - Edestida. *XI Congresso Brasileiro de Paleontologia*, 32-33. Curitiba: SBP.
- Santos, R. S. (1989b). A ictiofáunula da Formação Pedra do Fogo, bacia do Parnaíba, NE do Brasil: Sarcopterygii-Actinista e Dipnoi. *XI Congresso Brasileiro de Paleontologia*, 33-34. Curitiba: SBP.
- Santos, R. S. (1990). Paleoictiofáunula da Formação Pedra do Fogo, bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil: Holocephali-Petalodontidae. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 62(4), 347-355.

- Scotese, C. R., Boucot, A. J., Mckerrow, W. S. (1999). Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, 28(1), 99-114.
- Scheffler, K., Hoernes, S., Schwark, L. (2003). Global changes during Carboniferous–Permian glaciation of Gondwana: Linking polar and equatorial climate evolution by geochemical proxies. *Geology*, 31(7), 605-608.
- Seilacher, A. (1991). Events and their signatures - an Overview. In: G. Einsele, W. Ricken, A. Seilacher (Eds.), *Cycles and events in stratigraphy* (222-226). New York: Springer-Verlag.
- Shepard, F. P., Young, R. (1961). Distinguishing between beach and dune sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31(2), 196-214.
- Sneh, A. (1983). Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. *Journal of Sedimentary Research*, 53(4), 1271-1279.
- Stear, W. M. (1985). Comparasion of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient flood deposits in the southwestern Karoo region, South Africa. *Sedimentary Geology*, 45(3-4), 209-230.
- Tavares, T. M. V., Rohn, R., Rößler, R., Noll, R. (2014). Petrified Marattiales pinnae from the Lower Permian of North-Western Gondwana (Parnaíba Basin, Brazil). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 201, 12-28.
- Vaz, P. T., Resende, N. G. A. M., Wanderley Filho, J. R., Travassos, W. A. (2007). Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, 15(2), 253-263.
- Walker, R. G., Plint, A. G. (1992). Wave-and storm-dominated shallow marine systems. In: R. G. Walker, N. P. James (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Toronto: Geological Association of Canada.
- Zharkov, M. A. (1981). *History of Paleozoic Salt Accumulation*. Berlin: Springer.
- Zharkov, M. A., Chumakov, N. M. (2001). Paleogeography and Sedimentation Settings during Permian-Triassic Reorganizations in Biosphere. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 9(4), 340-363.