

Received:
May 22, 2023

Accepted:
October 22, 2023

Published:
October 30, 2023

Upper Cretaceous Aeolian Depositional Systems: the Marília Formation in the regions between Northwestern São Paulo and Southern Goiás

Pamela Cardoso Vilela¹ 

¹Independent Researcher, Rio de Janeiro, Brazil.

Email address

pamela.vilela.geo@gmail.com (Pamela Vilela) – Corresponding author.

Abstract

This paper aimed at characterizing the sandstones and paleosols of the Marília Formation (Bauru Basin - upper Cretaceous), present in the southern region of Goiás and in the region of Marília (northwestern São Paulo), by means of petrographic analyses and field studies. Facies and architectural elements, compositional analyses of conglomerates and petrographic analyses of sandstones and paleosols were carried out, thus defining, and interpreting the depositional mechanisms. The Formação Marília, in the southern region of Goiás, is interpreted as an extensive eolic sand sheet, cut by ephemeral rivers, in which cyclic alternation between eolic deposits and paleosols occurs. The construction of the lithosomes was determined by different paleoclimatic conditions, responsible for moments with higher water availability, which favored the formation of soils, and others with lower water availability, favorable to the sedimentation of sandy deposits with eolian undulating marks. Three architectural elements were recognized: paleosols, sandy sheet deposits dominated by eolian wavy marks, and ephemeral river deposits. Paleosols are the most frequent elements and consist prevalently of Aridissols and subordinately of Alphanisols. The sandstones were classified into lithoarenites (predominantly), sublithoarenites and feldspathic lithoarenites. The Marília Formation, in the Marília region, shows different development conditions in the lower and upper part of the Serra de Echaporã: in the lower part eolian sandstone deposits and ephemeral lakes alternate with paleosols indicating high water table and in the upper part eolian deposits and paleosols of arid and semiarid climate occur. Three architectural elements were recognized: paleosols, sand sheet deposits dominated by eolian wavy marks, and playa lake deposits. The paleosols consisted prevalently of Aridissols and subordinately of a gleying paleosol type. No ephemeral fluvial deposits were found. The sandstones were classified into sublithoarenites and subarcosites (predominantly). A construction model was proposed for this former sand sheet. The construction phase was characterized by sediment input by rivers during a wetter period (first input), and by several cycles of erosion of ephemeral river deposits and soils during drier climatic phases (second input).

Keywords: Aeolian Deposits, Facies Analysis; Petrographic Analysis, Marília Formation.

1. Introdução

A Bacia Bauru uma bacia sedimentar intracratônica pós-basáltica, que se desenvolveu sobre a Bacia do Paraná e localiza-se na porção oeste do estado de São Paulo, noroeste do Paraná, leste do Mato Grosso do Sul, sul de Goiás e Triângulo Mineiro (Figura 1).

Em sua porção noroeste, entre os estados de Goiás e Mato Grosso do Sul, a Formação Marília foi interpretada por alguns autores como produto da

deposição de leques aluviais e sistemas lacustres efêmeros (Barcelos, 1984; Fúlfaro, Perinotto e Barcelos, 1994; Batezelli, 2003; Batezelli et al., 2006). Recentemente, Dal'Bó et al. (2009) e Basilici et al. (2009) reinterpretaram esta formação como um antigo sistema eólico de lençol de areia, caracterizado pela cíclica alternância temporal entre depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas (*wind-ripples*) e paleossolos.

Os lençóis de areia eólica são áreas planas a levemente onduladas, comuns em áreas secas em

climas quentes ou frios, com coberturas vegetais pouco densas, em geral de gramíneas e pequenos arbustos, nas quais a presença de clastos grossos na superfície, inundações periódicas, lençol freático superficial e superfícies cimentadas inibem a formação de dunas com faces de avalanche (Bagnold, 1941; Kocurek e Nielson, 1986). Os lençóis de areia eólicos estão presentes em grande parte de sistemas desérticos e na mínima porção de *ergs*, como por exemplo os mares de areia da Namíbia, que constituem 5% da área total, e a maior parte da área desértica, como no caso do Gran Desierto, México (Lancaster, Greeley e Christensen, 1987; Lancaster, 1994), e outros sistemas deposicionais como leques aluviais, rios efêmeros, *playa-lakes* e praias (Kocurek e Nielson, 1986; Breed, Mccauley, e Davis, 1987; El-Baz et al., 2000). Lençóis de areia eólicos podem ser áreas com superfície topográfica estabilizada, com ocorrência de vegetação, e consequente formação de solos. Por outro lado, podem ser superfícies topográficas instáveis onde os processos eólicos determinam a deflação e/ou sedimentação, caracterizado pela sedimentação de marcas onduladas eólicas.

Apesar de os processos sedimentares antigos e atuais lençóis de areias eólicas serem amplamente descritos na literatura (Fryberger, Ahlbrandt e Andrews, 1979; Kocurek e Nielson, 1986; Breed, Mccauley, e Davis, 1987; Kocurek e Lancaster, 1999), pouco se enfatiza as fases de estabilidade e pedogênese, e a alternância entre as fases de topografia estável e instável (Basilici et al., 2009). Assim, este artigo visa caracterizar os fatores de controle da construção de um antigo lençol de areia eólico representado pela Formação Marília no Sul de Goiás (Figura 2) e na região centro-oeste do Estado de São Paulo e (Figura 3).

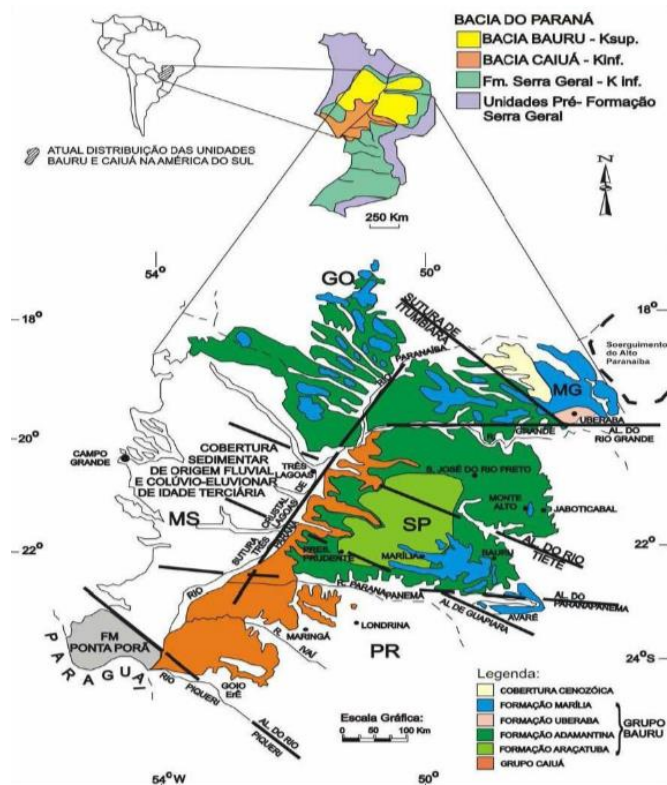


Figura 1 – Distribuição das unidades lito-estratigráficas da Bacia Bauru (Fernandes e Coimbra, 1996, modificado por Batezelli, 2003).

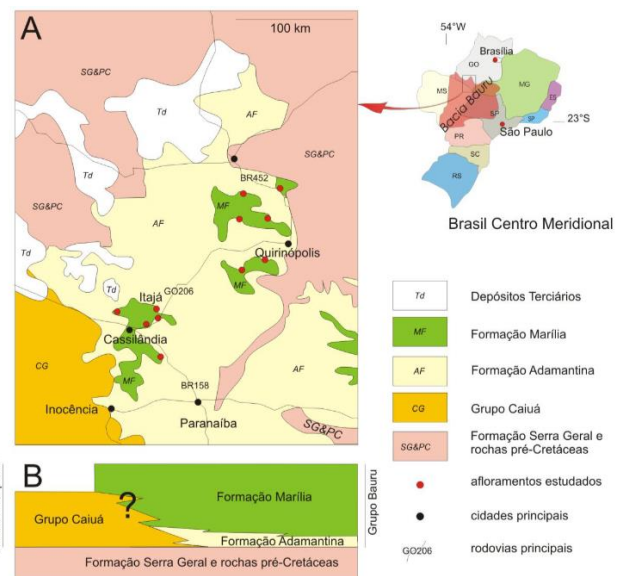


Figura 2 – (A) Mapa de localização dos pontos amostrados na região sul de Goiás. (B) Esquema estratigráfico simplificado da Bacia Bauru. Modificado de Basilici et al. (2009).

2. Contexto Sedimentológico e Estratigráfico

A Bacia Bauru é uma bacia intracratônica pós-basáltica, que se estabeleceu no centro-sul da Plataforma Sul-Americana gerada no Cretáceo Superior devido a processos de abatimentos decorrentes da reativação de lineamentos do embasamento pré-cambriano e em evento de compensação isostática após os derrames basálticos de quase 2000 m, ocorridos no Cretáceo inferior no contexto da separação Brasil-África (Fernandes e Coimbra, 2000; Batezelli, 2003; Milani et al., 2007; Dal' Bó et al., 2009).

Esta Bacia de idade Santoniano-Maastrichtiano (Fernandes e Coimbra, 1996) tem uma forma elíptica com um eixo na direção NE. Seu preenchimento sedimentar ocorre em uma área de

mais de 370.000 km², sendo que acima do valor máximo do mapa de isópacas da Formação Serra Geral, a sucessão sedimentar tem espessura máxima de 330 m (Zalán et al., 1991), localizando-se à oeste do Estado de São Paulo, leste do Mato Grosso do Sul, sul de Goiás e Triângulo Mineiro.

Baseado na idade da Formação Serra Geral e nos dados paleontológicos (Dias-Brito, 2001; Carvalho, Campos, e Nobre, 2005), a sucessão sedimentar da Bacia Bauru é atribuída às idades Santoniano-Maastrichtiano (Fernandes e Coimbra, 1996), tendo uma forma elíptica com um eixo na direção NE. Assume-se que a subsidência tectônica e litostática geraram a criação do espaço de acomodação da Bacia Bauru (Riccomini, 1997).

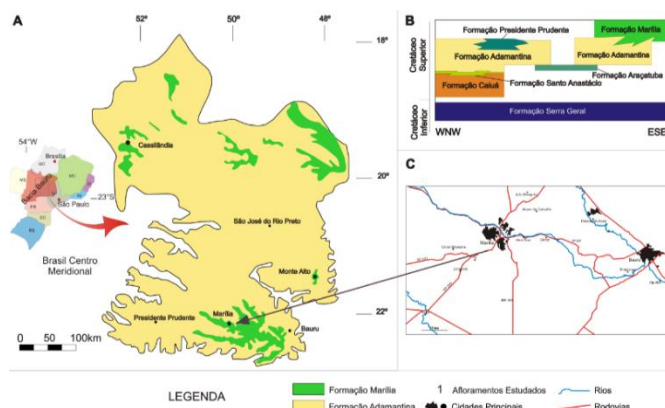


Figura 3 – Feições geológicas e estratigráficas da área de estudo. (A) Distribuição dos depósitos da Formação Marília na parte central e noroeste da Bacia Bauru. (B) Esquema estratigráfico simplificado da Bacia Bauru de Zaher et al. (2006). (C) Localização dos afloramentos estudados, perfil de paleossolos da região próxima a Unimar e (D) um afloramento na rodovia estadual SP333. Modificado de Dal' bó et al. (2009).

As sequências depositadas nesta bacia, em clima semiárido a árido, têm como substrato os basaltos da Formação Serra Geral (Grupo São Bento), sendo separadas por não-conformidade, e limite erosivo, demarcado pela Superfície Sul-Americana ou sua posterior dissecação (Fernandes e Coimbra, 2000). Os atuais limites da Bacia Bauru relacionam-se à reestruturação tectônica terciária, tendo sua borda oriental marcada pelo soerguimento da Serra do Mar e do Alto Paranaíba (Batezelli, 2003). A Bacia Bauru possui uma estratigrafia complexa e ainda não muito clara.

A Formação Marília (Maastrichtiano - Figura 4) é a mais nova unidade da Bacia Bauru (Dias-Brito et al., 2001), tendo em seu registro geológico paleossolos e depósitos formados em ambiente desértico (Fernandes e Coimbra, 2000; Milani et al.,

2007; Dal' Bó et al., 2009). Segundo Dal' Bó et al. (2009) e Basilici et al. (2009), 77% do registro deposicional é constituído de depósitos de marcas onduladas eólicas (*wind-ripples*) arenitos médios, finos e muito finos, constituídos principalmente de grãos de quartzo e secundariamente de feldspatos e fragmentos líticos. Esses autores descrevem 23% das sucessões como referentes aos depósitos fluviais efêmeros, constituídos por vários episódios de sedimentação, caracterizado por arenitos conglomeráticos e conglomerados areníticos.

A paleopedogênese observada nos afloramentos da região, indicam que a área de deposição dos sedimentos desta formação, passaram por episódios de estabilidade da paisagem. Durante os períodos secos, a reduzida cobertura vegetal e condições do vento fazem com que o desenvolvimento do solo seja dificultado, enquanto em fases mais úmidas o aumento da cobertura vegetal estabiliza a paisagem, aumenta a umidade do solo, reduz a deflação eólica e intensifica o desenvolvimento do solo.

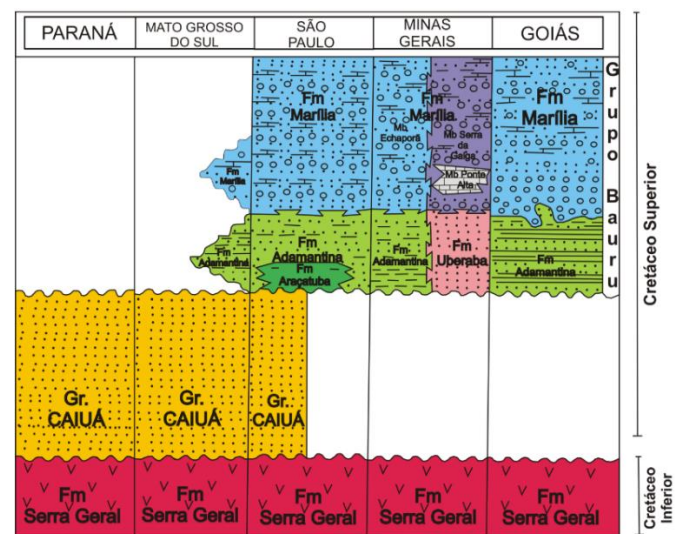


Figura 4 – Coluna litoestratigráfica da Bacia Bauru em suas áreas de ocorrências modificado de Batezelli (2003) adaptado de Fúlfar e Perinotto (1996).

3. Materiais e Métodos

Os materiais utilizados neste estudo são amostras de conglomerados, arenitos e paleossolos, obtidos nos trabalhos de Dal' Bó et al. (2009) e Basilici et al. (2009), na região de Goiás, que foram descritas pela autora deste artigo (28 lâminas petrográficas). Para a região noroeste de São Paulo, as amostras de arenitos e paleossolos foram obtidas em trabalhos de campo e descritas pela autora (20 lâminas petrográficas).

3.1. Trabalho de Campo

Após um mapeamento regional dos afloramentos foram descritos em detalhe 3 afloramentos entre as cidades de Marília e Echaporã – São Paulo, sendo caracterizados as fácies sedimentares e os elementos arquiteturais. Os afloramentos se encontram nas coordenadas mostradas na tabela 1, próximas a Universidade de Marília (Unimar) e ao longo da rodovia estadual SP333.

3.2. Análise de Fácies

Neste método analisa-se os processos deposicionais em detalhe classificando em litofácies, conforme observados em campo, representadas em seções uni- e bidimensionais.

Primeiro, realiza-se o levantamento de todas as características internas (textura, composição e estruturas sedimentares) e externas (superfícies limítrofes, formas, dimensões e distribuição espacial) de um litossoma (Walker, 2006). A partir da descrição detalhada de fácies e aplicação do modelo de fácies há condições de aplicação de estudos genéticos e fazer interpretações em termos do ambiente deposicional (Miall, 1985).

Tabela 1 – Coordenadas dos afloramentos estudados.

Perfis	Latitude	Longitude	Altitude
Serra de Echaporã – SP333 km 364	0587958 N	7529241 E	457 m
Serra da Unimar	0606338 N	7538390 E	572 m

3.3. Arquitetura Depositional

Muitas associações verticais de fácies apresentam um significado genético distinto (Ferreira-Júnior, 2001). É necessária a aplicação do método de análise da arquitetura deposicional, desenvolvido no início da década de 1980 por Miall (1985; 1988a). É um importante método estratigráfico na previsão da localização e direção das entidades deposicionais, permitindo a inferência da geometria 3D dos corpos sedimentares observados apenas bidimensionalmente.

Um elemento arquitetural é um litossoma caracterizado por uma geometria, composição de fácies e escala, sendo produto de um processo particular ou conjunto de processos que ocorrem dentro de um sistema deposicional. Os elementos

arquiteturais são fisicamente separáveis por superfícies limitantes (*bounding surfaces*) (Miall, 1985), sendo análogo ao conceito anterior de associação de fácies. Assim, o conjunto de superfícies limitantes e associações de fácies, pode definir a hierarquia de unidades sedimentológicas tridimensionais (elementos arquiteturais).

Deve-se ressaltar que ainda não se tem um modelo de arquitetura deposicional bem estabelecido para depósitos de ambientes desérticos. Portanto, neste trabalho, os critérios seguidos foram os definidos por Kocurek (1988), Fryberger (1993) e Mounsey (2006) no estabelecimento dos elementos arquitetônicos e superfícies limitantes que separam as diferentes camadas ou eventos deposicionais em ambientes desérticos.

3.4. Análise Microscópica

A análise microscópica é realizada em duas etapas, primeiramente a análise mineralógica e textural, e posteriormente a análise da composição modal dos sedimentos detríticos. Na análise mineralógica os principais constituintes foram identificados e os litotipos classificados segundo sua abundância.

Foram realizadas contagens sistemáticas modais, por meio da identificação de 300 pontos por lâmina referentes aos grãos do arcabouço de cada lâmina (Harwood, 1988; Tucker, 2001), ao longo de linhas de intervalos regulares. As rochas foram classificadas segundo o método de Folk (1968). Os critérios seguidos para análise das lâminas foram os de Tucker (2001) e Barroso e Carvalho (1994). Por meio desta análise foram descritos a composição e textura dos grãos do arcabouço (tamanho de grão, tipos de contato, empacotamento, arredondamento e grau de seleção, bem como proporção e tipo de matriz e cimento), obtendo-se informações quanto à porosidade e compactação. Aspectos microestruturais e microtexturais como gradação direta ou inversa, disposição e orientação dos grãos, e marcas onduladas também foram analisados.

3.5. Análise de Conglomerados

A análise composicional dos conglomerados foi realizada por meio da identificação mineralógica dos clastos (amostras BA18 e BA20), com uma lupa com aumento de 20x, sendo as percentagens apresentadas numa tabela.

4. Resultados e discussões

4.1. A Formação Marília – região sul de Goiás

Para a região sul de Goiás, as litofácies foram descritas em uma seção vertical executada na área de Itajá (GO) por outros autores (Basilici et al.,

2009; Basilici e Dal’Bó, 2010; Dal’Bó, 2008 e Dal’Bó et al. 2009). As lâminas analisadas são de amostras retiradas desta seção vertical (Figura 5), tendo sido analisadas petrograficamente e quantificadas, pela autora deste artigo, 4 litofácies representadas por 3 tipos de depósitos e um tipo de paleossolo (Vilela, 2010).

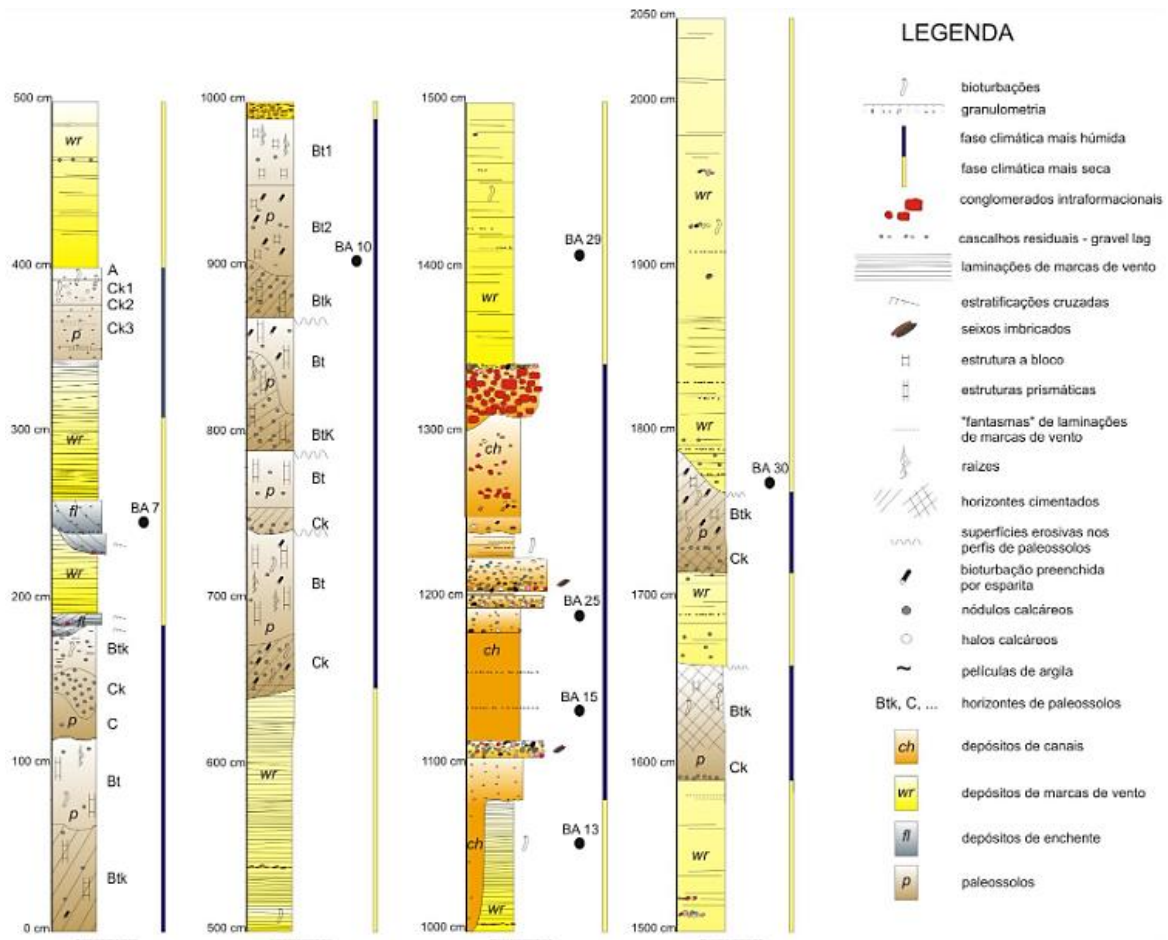


Figure 5 – Esquema que sintetiza o paleoambiente da Formação Marília nas regiões de Marília (SP) e Goiás. Em São Paulo e em Goiás depósitos eólicos e paleossolos Aridissolos alternam-se ciclicamente.

4.1.1. Litofácies

As litofácies descritas são: i) *Arenito com laminação plano-paralela* - depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas translantes, ii) *Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava* - depósitos de inundação, iii) *Arenito conglomerático* - depósitos fluviais efêmeros.

A litofácies *Arenito com laminação plano-paralela* – depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas translantes, apresenta arenitos organizados em lâminas plano-paralelas horizontais ou de baixo ângulo (26% do registro geológico). As camadas lenticulares da litofácies “Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava”

interrompem lateralmente essa litofácies (Dal’Bó, 2008; Basilici et al., 2009).

Muitas vezes ocorre brusca gradação inversa nas lâminas, e são raramente observadas laminações cruzadas em um único *set*. Distingue-se lâminas mais finas pela abundância dos pequenos grãos de quartzo revestidos de hematita (Dal’Bó, 2008; Basilici et al., 2009; Basilici e Dal’Bó, 2010). Os limites entre as lâminas são realçados por pequenas variações granulométricas e pode mostrar a continuidade limitada (Dal’Bó, 2008; Basilici et al., 2009).

Na litofácies *Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava* - depósitos de inundação, as camadas de arenitos possuem geometria lenticular intercalada com a litofácies

“Arenito com laminação plano-paralela”, exibindo uma base irregular erosiva e topo plano (Dal’Bó, 2008; Basilici et al., 2009). A espessura varia de 0,05 a 0,35m e sua continuidade lateral é menor que 15 m. Um ou dois sets de estratificações cruzadas acanaladas compõem esses leitos. Os grânulos ou seixos são compostas de basaltos alcalinos, quartzitos, nódulos de calcários retrabalhados por paleossolo subjacentes e intraclastos lamíticos. Assemelham-se os grãos de arenito aos presentes nos depósitos de marcas onduladas eólicas translantes. As estratificações cruzadas são formadas de grãos de arenito médio a fino com grânulos e seixos na parte inferior de suas camadas frontais (*foresets*), e parecem ter sido geradas exclusivamente por processos de avalanche (Dal’Bó, 2008; Basilici et al., 2009). Às vezes, a parte superior do arenito está coberta por finas camadas de pelito arenoso (2 a 10 mm de espessura), com continuidade lateral por vários metros e mostram pequenas gretas de dessecação acima, preenchidas com arenito. Dal’Bó (2008) cita paleocorrentes deduzidas das camadas frontais dos estratos cruzados com paleofluxos para SE e SW.

A litofácies *Arenito conglomerático* – depósitos fluviais efêmeros, possui camadas de arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados arenosos e corpos sedimentares com base côncava e topo achatado, atingindo espessura de até 4 m, e mais de 7 km de comprimento, e menos de 3 km de largura na direção da palaeocorrente. Esta litofácies é constituída de vários episódios de sedimentação, e duas sublitofácies foram reconhecidas: i) Conglomerado arenoso com acamamento tabular e ii) Conglomerado intraformacional com acamamento lenticular.

A primeira sublitofácies (90% da litofácies) (Dal’Bó, 2008; Basilici et al., 2009), tem topo e a base marcados por superfícies erosivas, com até 0,3 m de profundidade, de 0,1 a 1,8 m de espessura, subdividindo-se em conglomerado na parte inferior e arenito na parte superior. Essas duas porções transicionam gradualmente, na porção inferior com conglomerados grossos, clasto-supportados, clastos arredondados ou subarredondados de basalto e quartzito, com gradação incipiente, matriz arenosa de arenito pobremente selecionado de granulometria média a grossa e espessura de 0,05 a 1,1 m, com (Basilici et al., 2009), para o arenito da parte superior. Esta transição indicando que o par conglomerado e arenito correspondem a um único evento deposicional. O arenito com laminação

plano-paralela (Figura 7A), possui granulometria média a fina, bem a moderadamente selecionados, caracterizada localmente por gradação inversa. Nenhuma feição pedogenética ou bioturbação foram observadas.

A segunda sublitofácies, é um conglomerado intraformacional com acamamento lenticular, base erosional côncava e topo achatado, preenchida por conglomerados intraformacionais maciços (espessura de 0,05 a 0,5 mm; 4 m de comprimento). Os clastos são subangulares, variam de grânulos a matações, sendo compostos de arenito lamoso com mosqueamento e diminutos nódulos calcários (Figura 7C) sugerindo proveniência de um horizonte B ou C de paleossolos erodidos (Dal’Bó, 2008; Basilici et al., 2009).

4.1.2. Pedotipos

Os paleossolos desenvolvidos sobre os depósitos da litofácies “Arenito com laminação plano-paralela”, possuem feições pedogênicas diagnósticas, como, rizólitos, estrutura e organização em horizontes de solo; e outras feições não exclusivas, porém auxiliares à identificação: marcas de bioturbação (crotovinas, halos de redução e escavações), mosqueamento, glébulas, cerosidade, superfícies de fricção (*slickensides*), revestimentos e cimentação (Figura 9A).

Os paleossolos associados à litofácies “Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava” apresentam perfis menos espessos e baixo grau de evolução pedogênica. Nos depósitos da litofácies “Arenitos conglomeráticos não ocorrem perfis de paleossolos desenvolvidos, devido ao material de origem de natureza predominantemente conglomerática e possivelmente o pouco tempo entre a ocorrência dos fluxos hidráulicos que não permitiu a pedogênese no leito dos canais.

4.1.3. Características Mineralógicas e Texturais

Por meio da contagem modal dos principais minerais constituintes dos arenitos, sendo as classificados em litoarenitos, sublitoarenitos e litoarenitos feldspáticos (Figura 6).

Os arenitos nas lâminas analisadas representantes da litofácies “Arenito com laminação plano-paralela” possuem granulometria fina a média, e apresentam gradação inversa. Onde ocorre a granulometria fina (base) há uma concentração

significativa de opacos e os grãos encontram-se revestidos por hematita (Figura 8 B e C). Os grãos são subarredondados a arredondados, com alta esfericidade, em especial os grãos de quartzo. O empacotamento varia entre frouxo e normal, predominam os contatos pontuais e os contatos flutuantes são comuns. Isto ocorre devido à cimentação precoce por calcita. A maturidade textural é alta, variando entre supermatura e submatura.

A seleção desses arenitos varia entre bem selecionados a moderadamente selecionados. Os arenitos apresentam uma percentagem de grãos de quartzo alta em comparação com os demais depósitos. Os grãos são poli- e frequentemente monocristalinos, com marcas de sobrecrecimentos internos aos grãos, resultantes de cimentações em antigos eventos diagenéticos. As marcas de sobrecrecimento pretéritos e os cutãs de argila encontrados em alguns grãos, indicam o retrabalhamento dos grãos erosionados dos depósitos fluviais e paleossolos (Figura 8D).

plagioclásio são evidentes). Nas lâminas analisadas encontrou-se pouca quantidade de minerais pesados, tais como zircões, granada, rutilo, titanita e opacos. Os zircões são bem arredondados evidenciando vários ciclos de sedimentação.

As características petrográficas da litofácies “Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava” inclui granulometria fina a média, com moderada seleção e arredondamento variando de angular a subangular. Há uma ligeira gradação com aumento granulométrico da base para o topo. A esfericidade é baixa e o empacotamento é normal, com predomínio de contatos pontuais e contatos flutuantes comuns. A maturidade textural desses arenitos é baixa sendo classificados como submaturos. Mineralogicamente, a composição é bem próxima à dos depósitos de marcas onduladas eólicas, com percentagens dos minerais constituintes ligeiramente diferenciadas. Há um predomínio nos grãos de quartzos e quantidades consideráveis de fragmentos líticos, e baixa percentagem de feldspatos. Observou-se nos grãos de quartzo marcas de sobrecrecimento pretéritos, evidenciando um retrabalhamento destes grãos. A maturidade mineral é baixa devido à presença de grãos de piroxênio, anfibólios e fragmentos de basalto.

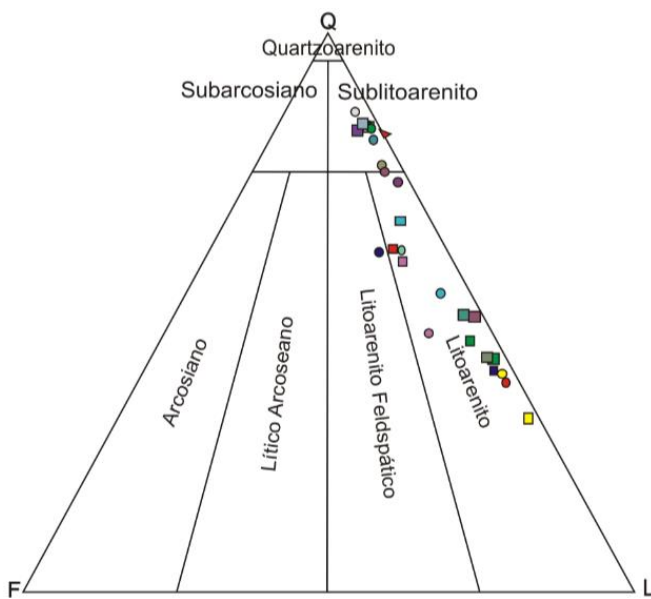


Figura 6 – Classificação composicional dos arenitos aflorantes na região sul de Goiás, segundo o método de Folk (1968) (n=28). Elaborada pela autora.

A contribuição dos feldspatos é baixa, com predomínio dos feldspatos alcalinos em relação aos plagioclásios. Os fragmentos de rocha constituem grande parte do arcabouço, predominando fragmentos de rochas vulcânicas básicas (basalto) e subordinadamente rochas metamórficas (quartzito) e fragmento de calcário. Os fragmentos de basalto mostram-se mais angulosos e muitas vezes bem alterados, porém foram observados grãos mais preservados com textura vitrofírica (ripas de

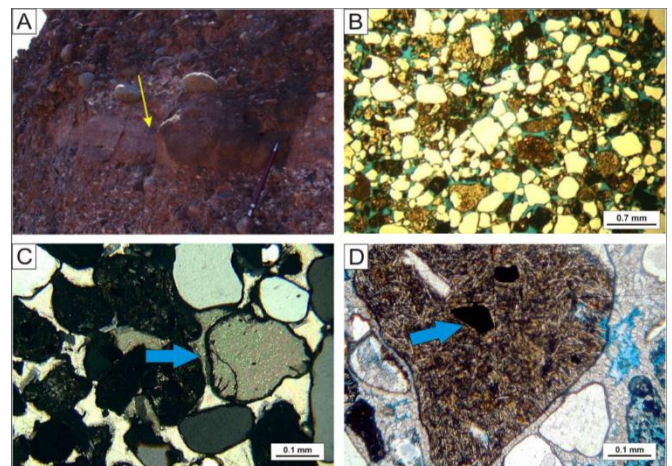


Figura 7 – A) Litofácies Arenito conglomeráticos Acima dos canais de rios efêmeros observa-se camadas de arenito com lâminas plano-paralelas, evidenciando um breve retrabalhamento eólico contemporâneo aos depósitos resultantes por fluxo aquoso (Basilici e Dal’Bó, 2010). Lapiseira = 14cm; B) Lâmina BA21b. Os depósitos fluviais são caracterizados pela pobre seleção, baixa maturidade mineralógica e textural. Nicóis descruzados, aumento de 2,5x; C) Lâmina BA 19b. Grão de calcário (seta azul) evidenciando o retrabalhamento de depósitos e paleossolos prévios. Nicóis cruzados, aumento de 10x; D) Lâmina BA 25a2. Litoclasto vulcânico, evidenciado pelas ripas de plagioclásio. Notar a presença de opacos internos ao mineral. Nicóis descruzados, aumento de 10x.

A litofácies “Arenito conglomerático”, possui arenitos com granulometria fina a média, textura caótica, moderada à baixa seleção e grãos variando entre subangulosos e subarredondados (Figura 7A). A esfericidade é baixa, e o grau de empacotamento é normal, com predomínio de contatos pontuais. Esses arenitos possuem baixa maturidade textural, sendo classificados como submaturos. A mineralogia desses depósitos é constituída por grãos de quartzo, grãos de feldspatos, fragmentos líticos (basalto e quartzito) e opacos. A proporção de fragmentos de basalto é significativa (Figura 7D). Esses fragmentos muitas vezes encontram-se parcialmente substituídos por calcita. Estruturas pedogenéticas, tais como recobrimento de grãos de quartzo por argila, não foram observadas, mas sim uma cobertura hematítica ligada a ambientes desérticos (verniz do deserto). A cimentação se dá por calcita espática, micrítica e poiquilotópica. Também foram observadas alteração nos fragmentos de basaltos, porosidade secundária, sendo a porosidade móldica a mais frequente. Em algumas lâminas observou-se matriz argilosa em pontos ínfimos.

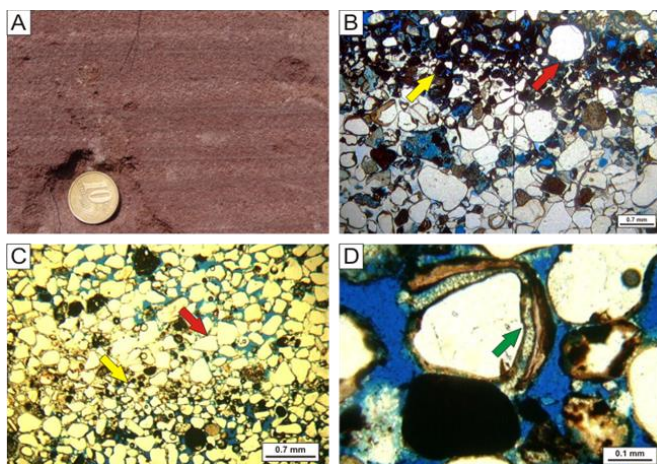


Figura 8 – A) Litofácies Arenito com laminação plano-paralela, apresentando as laminações risca de agulha descrita por Fryberger e Schenk (1988). (Basilici e Dal’Bó, 2010). Moeda = 20mm; B) Lâmina BA 13a. Gradação inversa típica de depósitos eólicos. Notar os grãos de opacos de menor granulometria (seta amarela) demarcando a base e grãos de quartzo de maior granulometria no topo (seta vermelha). Nicóis descruzados, aumento de 2,5x; C) Lâmina BA 52. Gradação inversa. Novamente notar as setas amarela e vermelha, indicando os grãos de menor e maior granulometria respectivamente. Os grãos são moderadamente a bem selecionados. Nicóis descruzados, aumento de 2,5x; D) Lâmina BA 52. Grão de quartzo com revestimento de óxido de ferro, e posteriores revestimentos de cimento carbonático e uma película de argila (seta verde), evidenciando o retrabalhamento dos paleossolos no lençol de areia. Nicóis descruzados, aumento de 10x.

Ocorre um predomínio nos grãos de quartzos, maiores percentagens de fragmentos líticos e a de minerais instáveis do que a litofácies “Arenito com laminação plano-paralela”, indicando uma baixa maturidade. Observou-se nos grãos de quartzo marcas de sobrecrescimento pretéritas, evidenciando um retrabalhamento destes grãos. A petrografia destes depósitos assemelha-se a de depósitos fluviais, porém resultam da reelaboração pelo vento dos depósitos fluviais e logo em seguida a deposição destes, sendo considerados contemporâneos aos depósitos fluviais durante a fase mais úmida.

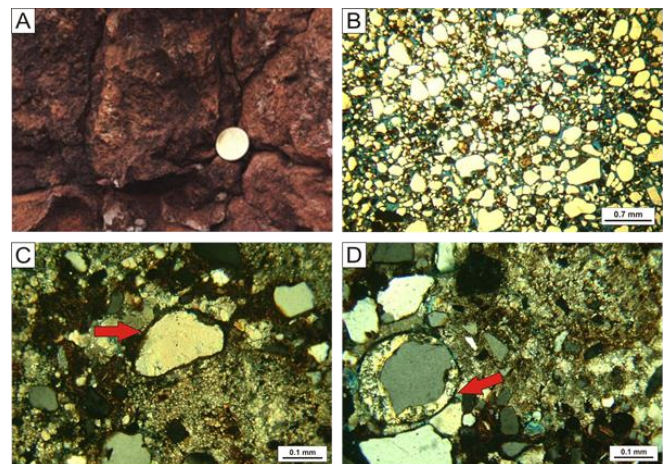


Figura 9 – A) Paleossolo (Aridissolo) apresentando estrutura prismática. (Basilici e Dal’Bó, 2010). Moeda = 20mm; B) Lâmina BA39a. Características texturais dos paleossolos. Pobre seleção, porém é possível observar uma presença maior de grãos de quartzo ao invés de fragmentos líticos. Nicóis descruzados, aumento de 2,5x; C) Lâmina BA 45a. Cimentação micrítica de calcita e um grão de calcário detritico (seta vermelha). Nicóis cruzados, aumento de 10x; D) Lâmina BA 49a. Grão de quartzo revestido por película de argila (seta vermelha). Notar cimentação micrítica de calcita. Nicóis cruzados, aumento de 10x.

Em duas amostras desta litofácies foi feita a análise de composição e contagem de clastos em conglomerados (Figura 10), e obteve-se os seguintes resultados na Tabela (2). Em ambas as amostras ocorre uma maior percentagem de clastos de basaltos e chert. Subordinadamente os clastos são provenientes de arenitos médios e finos, além de siltito e com apenas uma ocorrência de calcário com presença de oólitos. Os basaltos da Formação Serra Geral ocorrem amplamente na região e os arenitos com laminações característica de deposição eólica pode indicar a proveniências da Formação Botucatu, localizada somente nas áreas a sudoeste da região de estudo.

Tabela 2 – Análise composicional de conglomerados.

Amostra	Composição	Nº Clastos	Porcentagem (%)
BA18	Arenito médio laminado	7	10,3
	Arenito fino	3	4,4
	Basalto	45	66,2
	Calcário	1	1,5
	Chert	9	13,2
	Siltito	3	4,4
BA20	Arenito médio laminado	10	13,2
	Arenito fino	5	6,6
	Basalto	49	64,6
	Chert	10	13,1
	Quartzo de Veio	1	1,3
	Siltito	1	1,3

Os pedotipos descritos petrograficamente foram os Aridissolos e Alfissolos. Os paleossolos possuem textura caótica, granulometria fina, com alta dispersão nas dimensões dos clastos, sendo pobremente selecionados. A esfericidade é baixa, no entanto nos clastos de maior granulometria é alta. O arredondamento varia entre anguloso a subarredondado, predominando os grãos angulosos a subangulosos. O empacotamento é frouxo e a maturidade textural baixa, devido à baixa seleção e a presença significativa de argila. Mineralogicamente, são muito semelhantes a litofácies “Arenito com laminação plano-paralela”, porém, com maior porcentagem de grãos de quartzo, sendo classificados como provenientes de sublitoarenitos.

Observou-se marcas de sobrecrecimento pretéritos, evidenciando a contínua ciclagem destes grãos em eventos anteriores. Os minerais acessórios são rutilo no quartzo e a presença de muscovita e zircão detrítico. Os fragmentos basálticos, estão muito alterados, mas alguns clastos apresentavam estágio pedogenético inicial, recobertos por uma capa argilosa espessa (Figura 9D), estando bem preservados sendo possível ver as ripas de plagioclásio. Há também fragmentos de quartzito, sílica amorfa e calcário (Figura 9C). Grãos detríticos de feldspatos eram escassos, sendo que a única fase encontrada era de K-feldspato (ortoclásio e microclínio). A cimentação carbonática é incipiente, em comparação com os outros depósitos, a porosidade móldica é menos frequente, sendo essencialmente intergranular. As características encontradas sugerem que a pedogenização ocorreu nos depósitos eólicos, visto que a quantidade de

grãos de quartzo é elevada, além das semelhanças mineralógica e textural destes depósitos e os paleossolos.

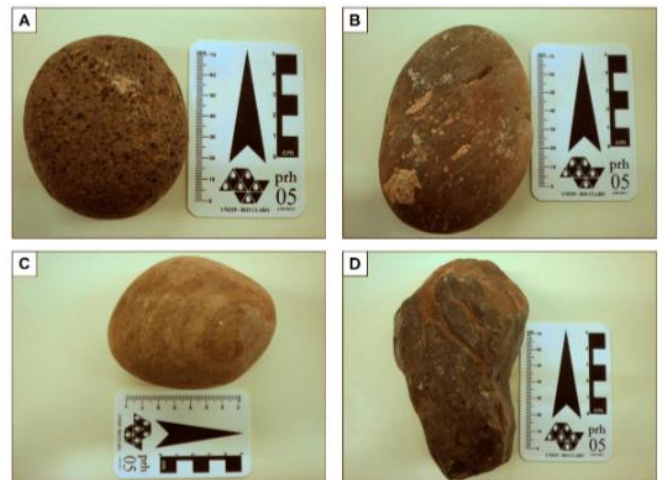


Figura 10 – Clastos analisados, referentes as amostras BA18 e BA20. Clastos de basalto, arenito laminado e sílex.

Elaborada pela autora.

Os Alfissolos são semelhantes aos Aridissolos. Possuem textura caótica, granulometria fina, com uma alta dispersão nas dimensões dos clastos, mostrando-se pobremente selecionados (Figura 9B). A esfericidade é baixa, com poucos clastos de maior granulometria esféricos. São angulosos a subarredondado, porém predominam os grãos angulosos a subangulosos. O empacotamento é aberto/frouxo e a maturidade textural baixa, devido à baixa seleção e presença significativa de argila. Mineralogicamente, apresentam maior porcentagem de grãos de quartzo em comparação com fragmentos líticos, sendo classificados como provenientes de sublitoarenitos. Foram observadas marcas de sobrecrecimento pretéritos. Em geral os fragmentos basálticos estão muito alterados. Ocorrem também fragmentos de quartzito, sílica amorfa e calcário. Grãos detríticos de feldspatos eram escassos, sendo que a principal fase encontrada era de K-feldspato (principalmente microclínio). A cimentação carbonática é incipiente, em comparação com os outros depósitos, e a porosidade é essencialmente intergranular. Foram observados em algumas lâminas, nódulos de calcário. As características encontradas sugerem que a pedogenização ocorreu nos depósitos eólicos, visto que a quantidade de grãos de quartzo é elevada, além das semelhantes mineralógica e textural destes depósitos e paleossolos.

4.2. A Formação Marília – região noroeste de São Paulo

Na região entre as cidades de Marília e Echaporã, noroeste de São Paulo, foram descritas cinco litofácies (Figura 11): (i) *Arenito com laminação plano-paralela* – depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas translante, (ii) *Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava* - depósitos de inundação, (iii) *Arenito fino com marcas de correntes (current ripples) e intercalados com lâminas de pelito*, (iv) *Arenito com estruturas de adesão (adhesion structures)* e (v) *Arenito com marcas onduladas geradas por fluxo combinado (combined-flow ripples)*. Também foram descritos dois tipos de paleossolos: i) Aridissolos e ii) um tipo de paleossolo com *gleying*.

4.2.1. Litofácies

Arenito com laminação plano-paralela – depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas translantes: esta litofácies é observada no perfil 2 (Figura 11), com espessura de cerca de 0,3 m constituída por uma camada de arenitos com laminações plano-paralelas bem evidentes (Figuras 12D).

O arenito desta litofácies tem granulometria fina, bom arredondamento e boa seleção, sendo comum a presença de minerais pesados, como por exemplo, hematita delimitando as lâminas, e estas possuem gradação do tipo inversa. Os ângulos nas estruturas cavalgantes variam entre 5° e 7°, indicando a ocorrência de processo eólico de cavalgamento sem face de avalanche. As laminações plano-paralelas “fantasmas” geradas pela migração de marcas onduladas eólicas (“*Ghost*” *Wind-ripples*), são interpretadas como porções do lençol de areia que foram retrabalhadas pelo vento, redepositadas e posteriormente bioturbadas. Os clastos de argilas (*muddy clast*) dispostos paralelamente na base de lâmina de arenito médio são evidências de processos de deflação eólica, sendo estes depósitos residuais (*lags*). Possivelmente a alta taxa de sedimentação não favoreceu a formação de solo, apenas alguns organismos e plantas habitaram o substrato arenítico bioturbando-o, sendo estes soterrados por outro evento deposicional subsequente. Fryberger, Ahlbrandt e Andrews (1979) explicam que uma das principais feições dos depósitos com lâminas de baixo ângulo em lençóis de areia eólicos além da

bimodalidade, a presença de estruturas de escavação-e-preenchimento e a intercalação com material não eólico (regiões interdunares), é a presença de depósitos maciços devido a constante bioturbação do substrato por raízes e atividade biológica.

Esta litofácies se depositou em momentos de maior aporte sedimentar, em estratos cavalgantes translante subcríticos de baixo ângulo” (*subcritically translante climbing ripples*) (Bagnold, 1941; Hunter, 1977; Fryberger, Ahlbrandt e Andrews, 1979; Fryberger e Schenk, 1988). Devido à tendência para concentração de grãos maiores na crista de cada ondula, o alinhamento de cristas ao longo da pseudoestratificação pode ser marcado por uma granulometria mais grossa, e, às vezes, por gradação inversa (Fryberger e Schenk, 1988). Essas laminações são interpretadas como as laminações “risca de agulha” (*pinstripe lamination* - Figuras 12 D-E), sendo esta, também encontrada em alguns arenitos da Formação Marília ao sul de Goiás.

Fryberger e Schenk (1988) sustentam que a laminação fina, com bimodalidade granulométrica acentuada por cimentação eodiagenética vadosa diferencial, é a feição de maior eficiência na diagnose da origem eólica da laminação cruzada em depósitos antigos e modernos. A granulometria fina, o bom arredondamento dos clastos e os revestimentos de hematita em grãos de areia indicam que são depósitos de baixo ângulo de origem eólica (Fryberger, Ahlbrandt e Andrews, 1979; Loope e Abegg, 2001; Mountney, 2006).

Como pode ser observado no perfil 2 (Figuras 11 e 12 D), algumas porções são mais bioturbadas (cerca de 2,6 m), e perderam sua estrutura sedimentar. Essas porções podem ser consideradas como uma sublitofácies, pois apresenta características mineralógicas e texturais semelhantes à litofácies “Arenito com laminação plano-paralela”. A presença de bioturbações, de raízes de até 70 cm verticais, preenchidas por areia de coloração acinzentada, obliteraram quaisquer antigas estruturas sedimentares. A coloração acinzentada das bioturbações são resultado dos processos de redução devido água e material orgânico. Em algumas porções desta litofácies, ocorre uma alternância entre arenitos mais finos e finos. Os arenitos de granulometria fina são mais espessos, 0,36 m ou mais. São bem selecionados e arredondados, resultando em serem bem cimentados, devido a melhor permeabilidade que

tornou a percolação de fluidos cimentantes mais fácil. Esses arenitos reagem fortemente ao HCl.

Os arenitos muito finos são menos espessos na sucessão variando de 0,15 a 0,18 m. Estes são mal selecionados, porém apresentam-se subarredondados a arredondados. A presença de material mais fino e o fato de ser mais pobremente selecionado, tornou este arenito menos permeável, o que não propiciou a cimentação. Esses arenitos reagem menos ao HCl. Não foram observadas estruturas pedogenéticas em toda seção estudada.

É interessante notar em escala de afloramento, uma superfície erosiva côncava que se estende por todo afloramento e acunha-se nas laterais, que poderia ser confundida como estrutura canalizada gerada pela erosão de um canal fluvial. No entanto, observa-se em detalhe a passagem gradual entre duas porções de um arenito bioturbado que possui um grau de cimentação variada. Esta diferença se dá por uma porção ser bem selecionada e cimentada, e a outra pobremente selecionada, muito em virtude da bioturbação, e pouco cimentada, não sendo assim uma superfície erosiva de origem subaquosa.

A litofácies *Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava* - depósitos de inundação, é pouco expressiva no perfil estudado (Perfil 2 – Figura 11), sendo constituída por camadas de arenitos com geometria lenticular de 2 a 3 m, intercaladas com a litofácies “Arenito com laminação plano-paralela”. Observa-se uma estrutura semelhante às formas de escavação e preenchimento (*scour-and-fill*), preenchida por arenito grosso a cascalhento, de origem intraformacional, composto de clastos de argila, de nódulos calcáreos, além de fragmentos líticos basálticos. A granulometria dos arenitos é média a grossa, pobre ou muito pobremente selecionada. A porção conglomerática possui granulometria de grânulo (2 - 4 mm) a seixos (4 – 64 mm). A alta taxa de sedimentação por fluxos subaquáticos em inundações esporádicas causaram a erosão do substrato e preenchimento com o material grosseiro resultante da erosão de áreas fontes próximas (intraclastos de argila) e regiões externas (fragmentos líticos).

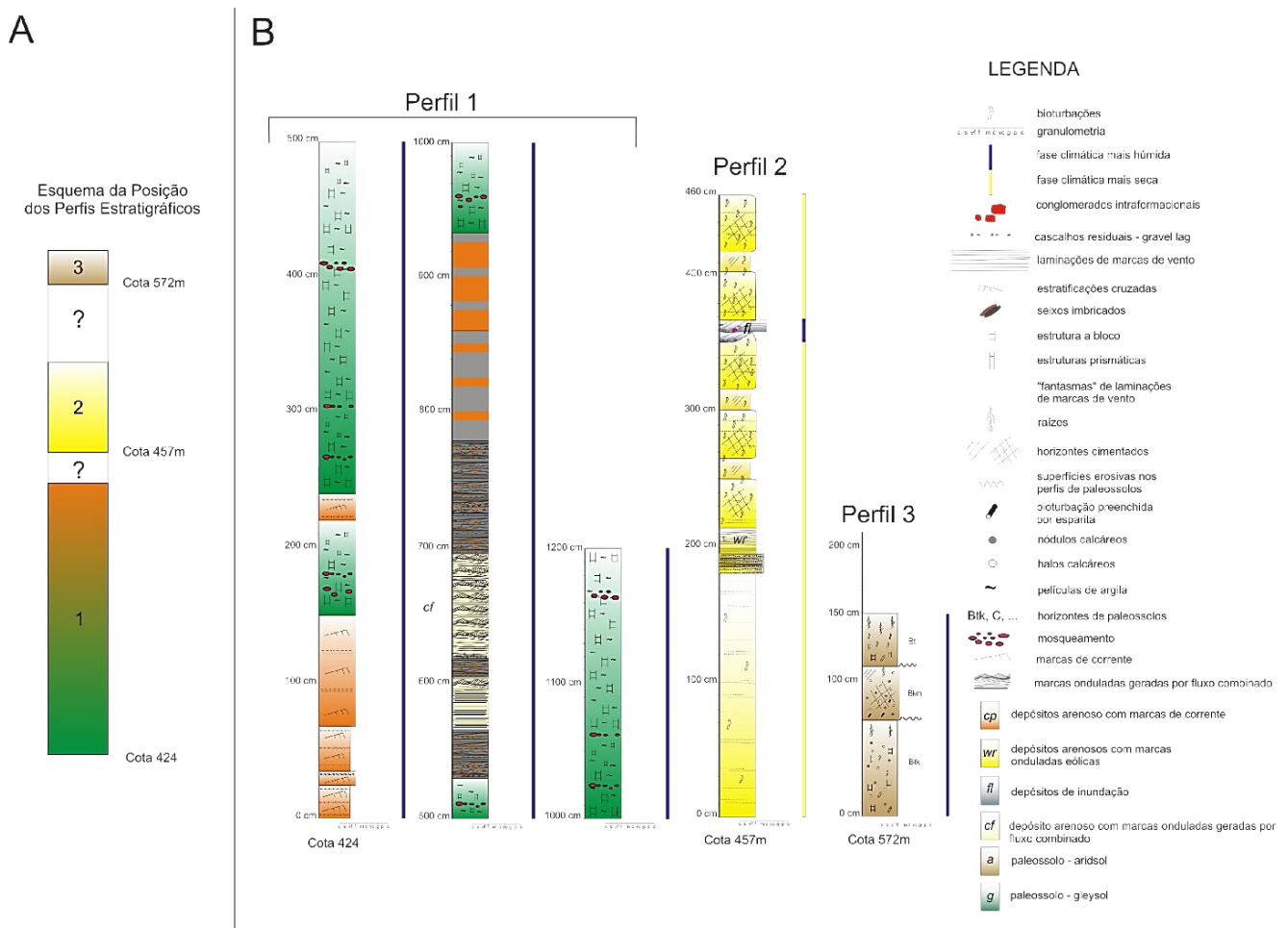


Figure 11 – A) Esquema com a posição dos perfis estratigráficos. B) Seções estratigráfica da Formação Marília na região da cidade de Marília. Elaborada pela autora.

Inundações em zonas desérticas dominadas por vento não somente retrabalham depósitos eólicos prévios, mas podem também transportar material mais grosseiro para a região por meio de fluxos efêmeros. Semelhante aos depósitos de inundação encontrados nesta formação na região de Goiás, os intraclastos lamíticos intercalados à litofácies “Arenito com laminação plano-paralela” representam o retrabalhamento dos depósitos finos que permaneceram confinados em lagoas de decantação (*settling ponds*) que, após secarem completamente, formaram gretas de dessecação e foram erodidos por atividade eólica (Mountney, 2006; Dal’Bó, 2008; Basilici et al., 2009). Algumas das estruturas sedimentares associadas com estes ambientes incluem corrente subaquosas, marcas de ondas e lâminas onduladas (Kocurek, 1981). A presença contínua ou episódica de água resulta na colonização de plantas e atividade animal, e uma ampla variedade de estruturas biogênicas é comum (Ahlbrandt, Andrews, e Gwynne, 1978).

Regiões interdunas podem ser inundadas por uma variedade de razões, incluindo fluxos efêmeros (*flash flooding*) de eventos de chuva dentro do *erg*, inundação fluvial vindo de regiões marginais ao *erg*, localizado e associado à elevação do nível de água associado com eventos de chuva externos ao *erg* (Langford, 1989; Langford e Chan, 1989). Variações longas ou sazonais no nível de água reflete mudanças no balanço entre sedimentação, subsidência e variações climáticas regionais (Kocurek e Havholm, 1993). As interpretações acima podem ser aplicadas neste estudo, visto a pequena extensão da litofácies e a não recorrência no decorrer do perfil. Exemplos de inundações permanentes ou episódicas em elementos de interdunas úmidos foram documentados em ambientes costeiros e em ambientes internos ao *erg*, no campo de dunas de Guerrero Negro, México (Fryberger, 1990c; Fryberger et al., 1990), na área de Jafurah da Arábia Saudita (Fryberger et al., 1984; Fryberger et al., 1988; Fryberger, 1990c) e no campo de dunas da Bacia Duero, Espanha central (García-Hidalgo, Temiño e Segura, 2002).

A litofácies *Arenito fino com marcas de correntes (current ripples) e intercalados com lâminas de pelito*, foi observada no perfil 1, onde alternam-se pacotes tabulares de arenitos ora bem cimentados ora menos cimentados (Figura 13C). A granulometria é fina a muito fina, e a cimentação predomina na fração de granulometria fina, sendo os grãos subarredondados. Na porção menos

cimentada, estruturas de marcas de correntes unidirecionais são evidentes, ocorrendo alguma bioturbação por raízes preenchidas por óxido de manganês. Essas marcas de corrente alternam-se frequentemente com lâminas de pelito que não excedem 1 cm de espessura. Em nenhum momento se observou marcas de ondas ou estruturas de solo.

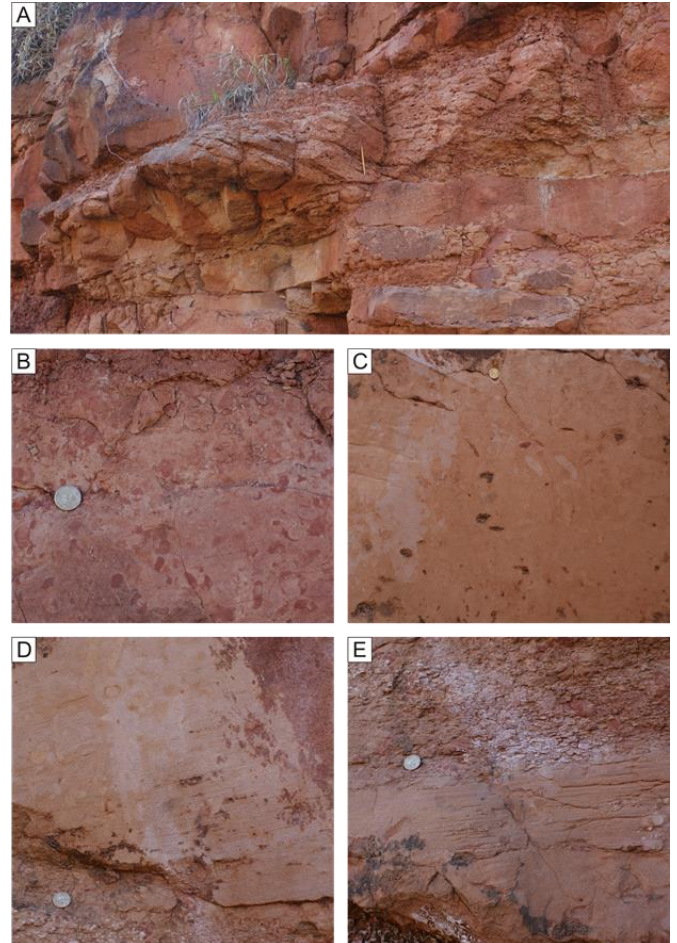


Figura 12 - Detalhe das estruturas observadas nos Perfis 2. A) Porção central do Perfil 2. Foto mostrando o contato da Litofácies 2 com depósitos eólicos da Litofácies 1. B) Estruturas de bioturbação presente nos arenitos localizados no topo da seção. C) Porção de arenito maciço com raras bioturbações. D-E) Laminações plano-paralelas preservadas na parte inferior do perfil. Lapiseira = 14 cm. Moeda = 20 mm.

Interpreta-se esta litofácies como uma porção de um *playa lake* onde o aumento do nível freático e inundações periódicas traziam material fino, provenientes de fluxos efêmeros externos ao sítio deposicional, e num momento de calmaria era decantado o material pelítico (Nichols, 2006).

Na litofácies *Arenito com estruturas de adesão (adhesion structures)*, ocorre a alternância de arenitos de granulometria fina a média, sendo a maior granulometria de coloração acinzentada, e a

mais fina de coloração alaranjada (Figura 13A e B). As estruturas observadas revelam condições úmidas de lençol freático alto. Não se observam estruturas de solo, apenas marcas de bioturbações preenchidas por areia média, muito provavelmente raízes, sendo essas preenchidas por óxido de manganês, apresentando halos de redução. Além da alternância granulométrica, ocorrem lâminas onduladas (e contorcidas - 0,5-2 cm) e por vezes passam a sub-horizontais. Próximo ao topo da seção, cerca de 3 m de espessura, apresenta essa alternância granulométrica. Na base na mudança entre camada ocorrem clastos lamosos (*muddy clast*) de até 4 cm.

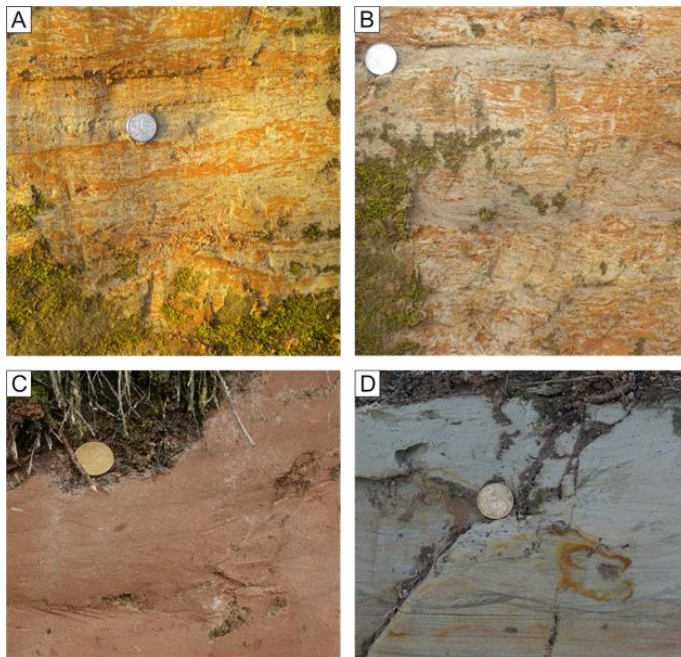


Figura 13 - Estruturas observadas nas litofácies 3, 4 e 5. A-B) Foto mostrando a Litofácies 4 – Arenito com estruturas de adesão. As porções alaranjadas correspondem às frações mais finas e as porções acinzentadas as de maior granulometria. Moeda = 23 cm. C) Litofácies 3. Notar as marcas de corrente cavalgantes (*climbing ripples*). Moeda = 20 mm. D) Litofácies 5. Notar a forma interna da estrutura ondulada, resultante da ação de um fluxo oscilatório e um fluxo unidirecional. Moeda = 20 mm.

As lâminas onduladas são interpretadas como estruturas de adesão, características de ambiente com lençol freático alto. As estruturas de adesão são formadas quando os grãos eólicos em movimento são aderidos em uma superfície úmida (Kocurek e Fielder, 1982; Olsen, Due e Clemmensen, 1989; Mountney, 2006). A geração de estratos de adesão exige que a superfície de acumulação seja úmida, e os quais geralmente ocorrem em ambientes interdunares rebaixados e úmidos ou flanco de dunas (Hummel e Kocurek, 1984). Sua presença no

registro rochoso indica que tanto uma fonte de areia seca e molhada ou área de deposição úmida existiram simultaneamente. Alguns diferentes fatores ambientais podem estar envolvidos na formação dessas estruturas tais como: o conteúdo de água, a variabilidade da direção do vento, as condições da superfície deposicional, o ângulo de impacto dos grãos que saltam em função da inclinação da superfície deposicional local e velocidade do vento. As laminações de adesão são caracterizadas pela adesão dos grãos que caem verticalmente sobre a superfície úmida, gerando formas microonduladas, sendo que estas laminações resultam da diminuição da umidade, e do ângulo de deposição vertical (Kocurek e Fielder, 1982).

A Arenito com marcas onduladas geradas por fluxo combinado (*combined-flow ripples*) (Figura 13D) tem contato erosivo côncavo com a litofácies Arenito com lâminas plano-paralelas sendo esta última pouco espessa e bem localizada no perfil com 24 cm de espessura. Possui arenitos de granulometria fina a muito fina, diminuindo a granulometria em direção ao topo da litofácies. A seleção desses depósitos é boa, com grãos arredondados e a presença de grãos de minerais pesados definindo as ondulações. Em algumas porções do perfil encontrou-se *muddy clasts* na base com dimensões de 1 a 4 cm. Essas marcas onduladas não são totalmente simétricas, sendo a forma externa ondulada, mas internamente as lâminas parecem ser geradas por algum fluxo unidirecional. Muitos autores interpretam essas marcas como que como estruturas de ondas geradas por fluxo combinado (*combined-flow ripples*) (Newton, 1968; Reineck e Wunderlich, 1968; Harms, 1969). Fluxos combinados significa: fluxo oscilatório induzido por ondas e um fluxo unidirecional.

Ondas também podem criar estruturas assimétricas, porém o máximo grau de assimetria é muito menor que em marcas de correntes (*current ripples*). Marcas onduladas geradas por fluxo combinado tem forma vertical menor, e apresentam crista mais arredondada do que nas marcas de corrente (Evans, 1941; Allen, 1984). Essas marcas de ondas assimétricas são frequentes, e formadas próximas a regiões onde as ondas de águas rasas desenvolvem uma oscilação desarmônica (De Raaf et al., 1977). Segundo Yamaguchi e Sekiguchi (2010) em ambientes de águas rasas, ondas geram fluxos oscilatórios assimétricos caracterizados por um fluxo forte dirigido em direção à borda com curta duração, seguido por um fluxo mais fraco de

maior duração em direção à água. Com comprimento de onda entre 0,1 e 1m, este tipo de estrutura pode se formar em diversos ambientes como plataformas marinhas ou até mesmo lagos, comumente em locais de água rasa.

Outra forma de se identificar essas estruturas é que o limite inferior de um conjunto (set) de marcas de ondas é geralmente escavado e ondulatório, em vez de retas como é o caso de marcas de correntes. Marcas de ondas ou lâminas unidirecionais geradas por ondas são frequentemente encontradas associadas com laminações ligeiramente onduladas (hummocky, Harms et al., 1975) ou o tipo de baixo ângulo.

4.2.2. Pedotipos

Aridissolos - descrito no Perfil 3, apresenta espessura variável (Figura 14A). Foi descrito um perfil de 1,50 m. As cores variam em tons avermelhados a amarronzados, sendo a granulometria de areia fina a média. As areias possuem características petrográficas semelhantes aos arenitos da litofácies “Arenito com laminação plano-paralela”. Neste perfil de paleossolo não estão presentes horizontes A, possivelmente devido à erosão deste por deflação eólica. Também não foram encontrados horizontes C, apenas ocorrem horizontes B superpostos, sendo estes caracterizados por estruturas em blocos (Bt, Btk) e evidência de iluviação de argila (Bt), sendo estes horizontes de coloração avermelhada. A cimentação é predominantemente carbonática, e os horizontes gradam entre horizontes fracamente cimentados (Bt), extremamente cimentados (Bkm) e fortemente cimentados (Bk, Btk). Apresenta estruturas pedogenéticas em blocos na porção superior da seção, sendo estes bem cimentados, com dimensões de cerca de 0,30 m (Figura 14B).

Na parte central do perfil, ocorre um horizonte espesso (Bkm) de calcrete variando entre 0,56 m e 1m, apresentando marcas de raízes e bioturbações preenchidas por calcita (Figura 14C) e por vezes por óxido de manganês. As bioturbações foram reconhecidas devido o diâmetro e a forma cilíndrica, ocorrem intensamente no topo da seção e diminuem em direção à base, enquanto as marcas de raízes mostram um afunilamento característicos em raízes, sendo comuns no topo da seção.

A base da seção também possui estruturas em blocos, porém são mais esparsos os nódulos e glébulas calcíticas. Estruturas de bioturbação como

rizólitos, crotovinas, halos de redução e escavações animais são comuns principalmente nos horizontes superiores dos paleossolos (B). Outras estruturas com formas subesféricas em planta e tubulares longitudinalmente, foram diferenciadas com base no contraste de cor e granulação entre o material da matriz e do preenchimento. Frequentemente, o preenchimento das bioturbações é composto por areia fina ou média e calcita espática.

Onde ocorre iluviação de argila o aspecto é brilhante e ceroso, em resultado da infiltração mecânica de argila. As superfícies dos *peds* são revestidas por argila, provavelmente esmectita, apresentando em algumas porções estrias correspondentes a *slickensides* (Figura 14D) (superfícies de escorregamento), sendo encontrados localmente filmes de óxihidróxidos de manganês (*coatings*) nos limites entre blocos e interior de bioturbações. Os blocos possuem bordas subarredondadas a angulosas. O horizonte Bkm possui grande quantidade de nódulos e glébulas, sendo estes de formato esférico a elipsoidal de diâmetro variando entre 2 e 6 cm, ocorrendo também formas irregulares.

A granulometria é média e os grãos são subangulares a subarredondados, de seleção moderada a pobre. A transição entre os horizontes é clara a gradual com superfície de separação ondulada a irregular. Quando a transição é de forma abrupta e plana, essa é marcada pela intensa concentração de nódulos carbonáticos em um horizonte ou separada por superfícies de erosão planas subhorizontais, evidenciando eventos erosionais.

Após realizar as descrições deste paleossolo, buscou-se classificá-lo de acordo com as características físicas, e reconhecer superfícies que tenham delimitado eventos relacionados à deposição e pedogênese. De acordo com os aspectos texturais encontrados em campo, a origem destes paleossolos é representada por depósitos areníticos de ambiente semiárido. Não ocorre nesta seção nenhuma estrutura sedimentar, apenas estruturas pedogenéticas, tais como as estruturas em blocos, os nódulos e glébulas calcíticas, além de camadas de calcretes. Com base nas descrições realizadas classifica-se esse perfil de paleossolo em *Aridissolos*, classe de paleossolos comuns nesta região, sendo característicos de ambiente árido a semiárido.

A presença de dois horizontes Btk superpostos sugere um evento cíclico de formação

de paleossolo. Em momentos mais secos, depositaram-se arenitos que posteriormente, em momentos mais úmidos, foram pedogenizados. Novamente num momento mais seco, ocorreu deflação eólica, erodindo este antigo paleossolo, e redepositando o material retrabalhado dos depósitos fluviais e de paleossolos. Novamente houve a pedogênese destes sedimentos, resultando no perfil descrito. Alguns autores definem esses perfis de Aridissolos como do tipo *compound* (Duchaufour, 1982) ou *multistorey* (Morrison, 1967), separados por superfícies de erosão planas subhorizontais, causadas pela deflação eólica. Estes perfis não mostram poligenia, e apresentam sucessão vertical marcada por horizontes diagnósticos distintos, que evidenciam diferentes episódios alternados de sedimentação, pedogênese e erosão.

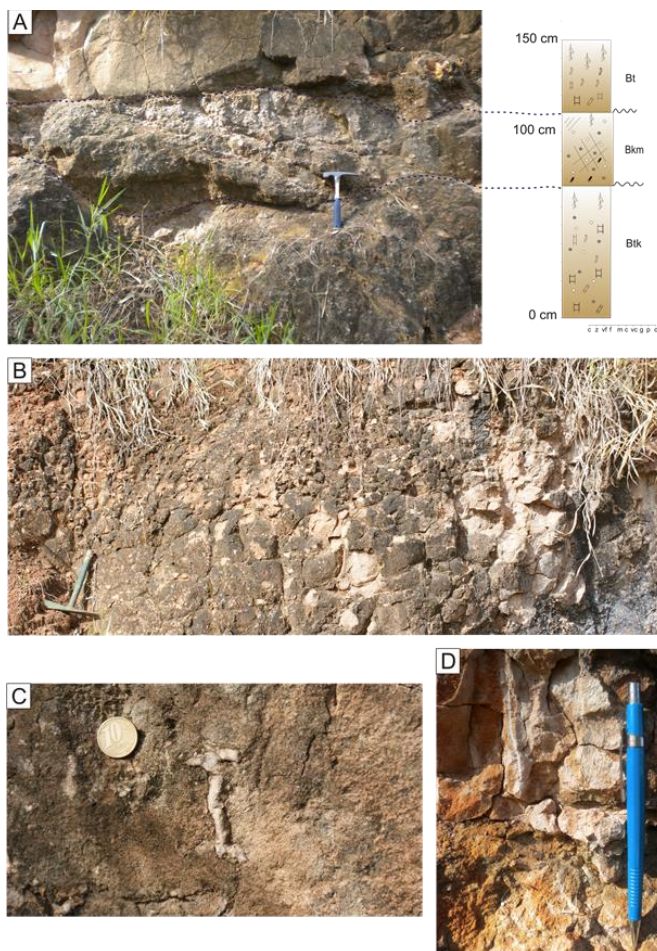


Figura 14 - Estruturas observadas nas litofácies 3, 4 e 5. A-B) Foto mostrando a Litofácies 4 – Arenito com estruturas de adesão. As porções alaranjadas correspondem às frações mais finas e as porções acinzentadas as de maior granulometria. Moeda = 23 cm. C) Litofácies 3. Notar as marcas de corrente cavalgantes (*climbing ripples*). Moeda = 20 mm. D) Litofácies 5. Notar a forma interna da estrutura ondulada, resultante da ação de um fluxo oscilatório e um fluxo unidirecional. Moeda = 20 mm.

Os paleossolos com horizontes *gleying*, apresenta estruturas pedogenéticas em blocos, moderadamente cimentados, com dimensões de cerca de 0,30 m. Ocorrem bioturbações e estruturas semelhantes a veios de argila, possivelmente resultante da infiltração de argila (Figura 14C), alguns veios possuíam dimensão milimétrica a maior que 5 cm e diâmetro de até 0,5 cm. Os blocos possuem bordas subarredondadas a angulosas. A coloração deste horizonte de paleossolo é cinzenta esverdeada, apresentando porções com mosqueamento avermelhado, indicando condições de oxi-redução, característico de horizontes *gleying*. Tais condições foram geradas pela presença de um lençol freático alto, numa situação de variação desse nível freático, gerando assim o mosqueamento. A granulometria é fina e os grãos possuem boa seleção.

Os Gelissolos fazem parte do grupo dos solos hidromórficos, os quais se desenvolvem em condições úmidas sob a influência de lençol freático alto e, portanto, estão a maior parte do tempo saturados com água. Esta condição ocorre em regiões de clima úmido, em áreas de topografia plana, bem como em climas áridos, em regiões adjacentes aos rios e lagos, ou nas depressões fechadas (Greenlee, 1981). É comum, também, o aparecimento no horizonte B, de manchas de coloração vermelha que lembram ferrugem. São mosqueamentos, que aparecem na zona de oscilação do lençol d'água subterrâneo e são resultantes da concentração e oxidação do ferro em determinados pontos. Ele destaca-se pelo contraste de cor com as áreas cinzentas onde o ferro, encontra-se reduzido. Saturado em água, estes solos desenvolvem-se na ausência de aeração (Greenlee, 1981). Horizonte *gleying* resulta em colorações cinza a esverdeadas, com a presença de manchas de redução de óxidos de ferro e oxidação localizada (Greenlee, 1981).

4.2.3. Características Mineralógicas e Texturais

Por meio da contagem modal dos principais minerais constituintes dos arenitos, sendo as classificados em sublitoarenitos e subarcóseos (Figura 15), na região de Marília e Echaporã.

As lâminas obtidas tanto no afloramento localizado nas mediações da Unimar (Universidade Marília) quanto às lâminas obtidas no afloramento localizado na Serra de Echaporã possuem predominantemente grãos de quartzo monocristalino como constituintes do arcabouço,

porém quartzos policristalinos também ocorrem (Figura 16). Os grãos de feldspatos são principalmente potássicos, frequentemente na microclínios. Os plagioclásios ocorrem em maior proporção se comparado com as rochas que afloram em Goiás. Um fato interessante que caracteriza as lâminas estudadas é a maior percentagem de feldspatos em relação aos fragmentos líticos. Os fragmentos líticos raramente excedem 10% dos grãos, enquanto os feldspatos podem chegar a quase 20%. Entre os fragmentos líticos observados, predominam os fragmentos sedimentares e metamórficos, porém foram observados fragmentos vulcânicos em proporções muito baixas. Os fragmentos sedimentares são na sua maioria compostos por intraclastos argilosos, grãos de calcita detrítica e em menor quantidade fragmentos de arenitos. Os fragmentos metamórficos são representados por quartzitos. Grãos de muscovita ocorrem raramente nas lâminas estudadas. Em geral as micas estão inclusas em alguns grãos de quartzo de rara ocorrência.

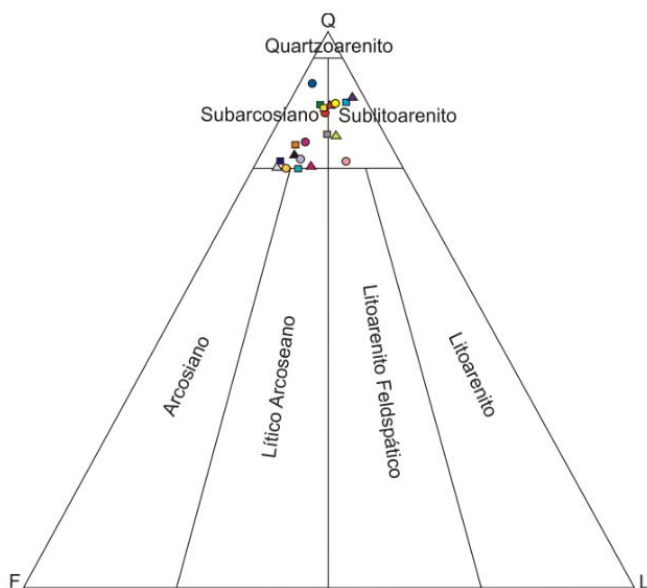


Figura 15 – Classificação composicional dos arenitos aflorantes na região da cidade de Marília, segundo o método de Folk (1968) (n=20). Elaborada pela autora.

A presença de minerais opacos, na grande maioria magnetitas é frequente, chegando a 6% em algumas lâminas representantes do afloramento da Serra de Echaporã. Minerais pesados ocorrem tais como granadas, zircões, epídoto e raramente rutilo e titanita. Observam-se poucos feldspatos alterados nas clivagens, e em alguns casos ocorre substituição parcial por calcita. Cutãs de argila recobrem alguns grãos de quartzo e de outros constituintes,

evidenciando o desenvolvimento pedogenético. Quanto à granulometria, ocorre o predomínio da fração fina em relação às frações muito fina e média. Foi observado em apenas 2 lâminas uma ligeira gradação, indicando o possivelmente de um depósito eólico pedogenizados, sendo essa porção o horizonte C de um perfil de paleossolo.

A presença de matriz argilosa é restrita a algumas lâminas. A cimentação é carbonática e preenche poros primários (predominantemente) e secundários. Esta cimentação, assim como nos depósitos e paleossolos da região de Goiás, resulta de uma cimentação precoce, devido à pedogênese, visto que a compactação é pouco desenvolvida. Em 3 lâminas observou-se cimentação por calcita micrítica e mosaica. A cimentação do tipo mosaico resulta da cristalização dos fluidos percolantes em um maior espaço poroso. Porém uma quantidade considerável das lâminas apresenta pouca matriz e inexistente cimentação, sendo os contatos entre os grãos, predominantes a comuns, do tipo flutuante.

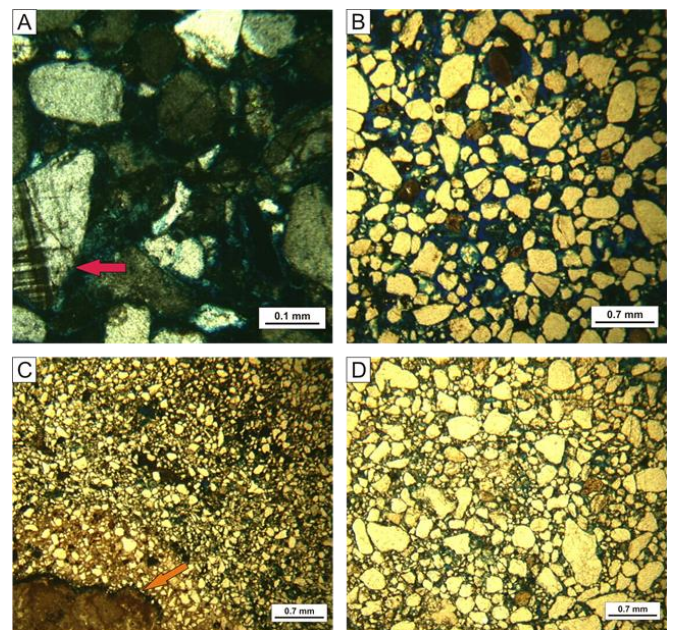


Figura 16 – Aspectos petrográficos gerais das lâminas estudadas em Marília (SP). A) Lâmina SE 01b. Pertencente aos depósitos eólicos apresenta como composição mineralógica principal grãos de quartzo e feldspato (seta rosa), sendo estes em sua maioria subarcosianos. Nicóis cruzados, aumento de 10x. B) Lâmina SE 03b. Pertencente aos depósitos eólicos, observa-se a presença de alguns litoclastos argilosos, e grande quantidade de quartzo. Esta lâmina representa a porção pouco cimentada por calcita. Nicóis descruzados, aumento de 2,5x. C) Lâmina SE 04b. Empacotamento fechado, com a presença de nódulo de calcita micrítica (seta laranja). Nicóis descruzados, aumento de 2,5x. D) Lâmina UM 02a. Aspectos texturais do pedotipo Aridissolo reconhecido na região de Marília (SP). Notar a seleção moderada e os grãos que variam entre angulares e subangulares. Nicóis descruzados, aumento de 2,5x.

Muitas vezes o grau de cimentação pode refletir as características granulométricas da rocha, visto que em granulometria mais finas, menor é a seleção resultando numa menor cimentação, enquanto rochas de granulometria fina a média pode permitir que os fluidos cimentantes percolem com maior facilidade. Diversas fases de retrabalhamento dos arenitos são atestadas pela ocorrência de grãos de quartzo com uma película ao redor de cimento carbonático e em seguida uma película de argila.

A presença de óxido de ferro ao redor dos grãos é característica em grãos depositados em ambiente desértico, sendo esta película de óxido de ferro denominada verniz do deserto. O verniz do deserto é uma cobertura de cor castanha escura, às vezes brilhante, que se encontra na superfície dos grãos. É composto por uma mistura de minerais de argila com quantidades menores de óxidos de manganês e de ferro. Uma hipótese para a formação do verniz do deserto é que esta ocorra muito lentamente através da combinação do orvalho – meteorização química, que produz os minerais de argila e os óxidos de ferro e de manganês – e a colagem de poeira soprada pelo vento à superfície rochosa exposta (Basilici et al., 2009).

Em algumas lâminas, observou-se poucas inclusões de moscovitas, que podem indicar a presença de quartzos proveniente de veios hidrotermais. O tipo de contato entre os grãos é predominantemente pontual, sendo em alguns casos comum o contato flutuante, em especial nas lâminas que se encontram cimentadas precocemente por calcita. Em algumas lâminas ocorre o contato reto/longo de forma rara. A distribuição dos tipos de contato indica a pouca compactação, com boa porosidade e permeabilidade em algumas lâminas.

Novamente a predominância do empacotamento aberto/frouxo é outra evidência de que a rocha está pouco compactada. Os tipos de empacotamento normal e aberto/frouxo observados estão relacionados às lâminas onde predominam e/ou são comuns contatos do tipo flutuante, reto/longo e pontual. Apenas em algumas lâminas o empacotamento foi considerado fechado, duas relativas à paleossolos (aridissolos) da Serra da Unimar e duas relativas a porções de depósitos eólicos de granulometria mais fina. A análise da forma dos grãos evidenciou a predominância de grãos com arredondamento variando de angular a subarredondado. Nos depósitos eólicos predominam grãos subarredondados (78% das lâminas de referentes ao afloramento da Serra de

Echaporã) e são comuns grãos subangulares a subarredondados (50% das lâminas da Unimar), enquanto nos paleossolos ocorrem frequentemente grãos angulares a subangulares (30%). Em todas as lâminas descritas os grãos possuem baixa esfericidade.

4.3. Elementos Arquiteturais

Foram interpretados dois elementos arquiteturais principais, comuns nas regiões estudadas: i) depósitos de lençól de areia dominado por marcas onduladas eólicas e ii) paleossolos (Aridissolos e Alfissolos) (Miall, 1985, 1996; North, 1996; Mountney, 2006; Basilici e Dal’Bó, 2010). Particularmente, esta formação na região sul de Goiás possui como elemento arquitetural os “depósitos de rios efêmeros”, e, na região noroeste de São Paulo, “depósitos de *playa lake*” e um paleossolo com *gleying* (Vilela, 2010).

Depósitos de lençóis de areia dominado por marcas onduladas eólicas (wind-ripples) - este elemento arquitetural é formado por duas litofácies: depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas translúcidas (predominantemente) e depósitos de inundação.

A primeira litofácies é constituída por arenito de granulometria muito fina e fina, moderadamente à bem selecionada, com distribuição ligeiramente bimodal. Esses arenitos são classificados como sublitoarenitos e subarcosianos. Os depósitos na região noroeste de São Paulo se assemelham aos depósitos de Goiás, diferenciando que em algumas porções do afloramento foram observadas laminação risca de agulha, característico de ondulações sem face de avalanche como encontrado em lençóis de areia eólicos. Diferentemente da região de Goiás, as bioturbações são mais comuns, consistindo em marcas de raízes, e tubos gerados pela atividade biológica.

Os depósitos de inundação, são pobremente selecionados, possuem granulometria média a grossa com alguns seixos de intraclastos argilosos e fragmento basáltico. As feições petrográficas se assemelham às da primeira litofácies, sendo classificados em subarcosianos e sublitoarenitos. A deposição foi predominantemente eólica, mas sem a presença de dunas, possuindo apenas feições de deposição de ondulações sem face de avalanche, numa superfície instável. Apesar da maior quantidade de bioturbações encontradas, a alta taxa

de sedimentação não permitiu que houvesse uma extensa pedogênese.

Depósitos de Playa Lake: este elemento arquitetural é representado por três litofácies: Arenito fino com marcas de correntes (*current ripples*) e intercalados com lâminas de pelito, Arenito com estruturas de adesão e Arenito com marcas onduladas geradas por fluxo combinado (*combined-flow ripples*). Estas litofácies, descritas apenas na região de São Paulo, possui espessura total de 12,00 m.

Estas litofácies alternam-se com paleossolos que apresentam horizonte *gleying*, típico de ambiente de lençol freático alto. As estruturas de marcas de correntes unidirecionais indicam que houve um fluxo subaquoso proveniente de inundações periódicas (*flooding*) no sítio deposicional, e a alternância com lâminas pelíticas, indicam um momento de calmaria com a decantação do material (Nichols, 2006). Em momentos mais secos, este lago era deflacionado e seus grãos retrabalhados (Nichols, 2006), depositando posteriormente as lâminas plano-paralelas eólicas e acima destas ocorriam novos fluxos subaquosos, em momentos úmidos, formando as marcas de ondas (Nichols, 2006) geradas por fluxo combinado (Harms, 1969; Yamaguchi e Sekiguchi, 2010). Estruturas de adesão foram encontradas mais ao topo da seção, indicando que houve aporte sedimentar de grãos eólicos que aderiram a uma superfície úmida, no caso uma superfície característica de nível freático alto (Mountney, 2006).

Paleossolos: apenas dois pedotipos foram reconhecidos nos estudos das seções, sendo estes: Aridissolos e Paleossolos com horizonte *gleying*. Os Aridissolos são solos de ambiente árido, e apresentam características petrográficas semelhantes aos arenitos da litofácies “Arenito com laminação plano-paralela”.

Em momentos mais secos, depositaram-se arenitos que posteriormente, em momentos mais úmidos, foram pedogenizados. Novamente num momento mais seco, ocorreu deflação eólica, erodindo este antigo paleossolo, e redepositando o material retrabalhado. Novamente houve a pedogênese destes sedimentos. Alguns autores definem esses perfis de Aridissols como do tipo *compound* (Duchaufour, 1982) ou *multistorey* (Morrison, 1967), separados por superfícies de erosão planas subhorizontais, causadas pela deflação eólica. Estes perfis evidenciam diferentes episódios

alternados de sedimentação, pedogênese e erosão. Os paleossolos com horizonte *gleying* indicam alto nível do lençol freático.

5. Sistemas Depositionais da Formação Marília na região Sul de Goiás e Noroeste de São Paulo

A Formação Marília em Goiás, foi formada por processos sedimentares e pedogenéticos em um paleoambiente desértico de clima semiárido, um extenso lençol de areia eólico. As litofácies e elementos arquiteturais representam diferentes porções e/ou fases de desenvolvimento do sistema deposicional. Depósitos de lençóis de areia dominados por marcas onduladas eólicas constituem a fase de instabilidade e construção sedimentar, caracterizada pelo domínio de estratos de marcas onduladas eólicas cavalgantes translante, e registro de inundação periódica. O material clástico grosseiro, cimentado (horizontes de paleossolos Bk ou Bkm), inundação periódica, recobrimento vegetal, bem como a pouca disponibilidade de material arenoso, constituem os principais fatores que controlaram a formação de lençol de areia eólico (Fryberger, 1979; Kocurek e Niegel, 1986; Tucker, 2001).

Os paleossolos representam a fase de estabilidade do lençol de areia onde a escassa disponibilidade ou *bypassing* de sedimentos, aliado ao desenvolvimento de recobrimento vegetal, determinaram condições de ausência de sedimentação e processos erosivos. Aridissolos e Alfissolos, paleossolos caracterizados petrograficamente, representam longas fases de interrupção (mais de 10000 anos). Os perfis desses paleossolos são do tipo *compound* (Duchaufour, 1982) ou *multistorey* (Morrison, 1967), sem evidências de poligenia, sendo que o curto espaço de tempo de evolução e/ou condições ambientais desfavoráveis, não possibilitaram uma maior evolução pedogênica.

As características mineralógicas e texturais presentes nos paleossolos, e a alternância entre paleossolos e depósitos eólicos, permitem concluir que estes tiveram origem parental na litofácies “Arenito com laminações plano-paralelas” – depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas. Isto é verificado quando se compara as percentagens de grãos de quartzo nos paleossolos com as percentagens dos demais depósitos estudados, os aspectos texturais tais como arredondamento, e a proporção de minerais instáveis e estáveis

(maturidade mineralógica) (Figura 17E-F). Além disto, alguns grãos possuem uma película de argila ao redor (cutãs), também encontrada nos grãos de arenito dos paleossolos, que caracterizam pedogênese, e o fato de estarem presentes em grãos de arenitos eólicos, é evidência do retrabalhamento eólico de antigos paleossolos.

Nos depósitos fluviais efêmeros, as estruturas sedimentares e a geometria do canal preenchido permitem interpretar este tipo de canal como de rios efêmeros entrelaçados. Em Basilici et al., (2009) e Basilici e Dal’Bó (2010) estes elementos arquiteturais definem um canal com um longo eixo de direção N20°, considerando dados de paleocorrente de seixos imbricados apontando paleofluxo de Sul/Sudoeste para Norte/Nordeste. Estas paleocorrentes discordam com outros autores (Fernandes e Coimbra, 1999; Batezelli, 2003; Batezelli, 2006) que interpretaram os canais da Formação Marília como parte de um sistema de megaleques aluviais desenvolvidos sobre a margem oriental da Bacia Bauru e progredindo para oeste, sudoeste e por vezes sul. Assim, a hipótese de um extenso leque aluvial não pode ser considerada (Blair, 2003). De fato, (1) as direções de paleocorrentes são paralelas às margens da bacia, (2) depósitos de fluxo de detrito, comuns em leques aluviais, não ocorrem no preenchimento do canal, (3) as áreas de intercanal não mostram ser compostas por depósitos não canalizados, como é típico de leques aluviais, mas antes eles são caracterizados pela estabilidade da superfície topográfica e pedogênese. A presença de conglomerado clasto-suportado e a ausência de fluxo de detrito indicam que o transporte da água foi relativamente frequente no canal, e que os fluxos sedimentares não atingiram alta concentração para produzir fluxo de detrito. O retrabalhamento eólico durante a deposição dos depósitos fluviais foi incomum. Pedogênese ou traços de bioturbação não foram observados em depósitos de canais, sugerindo que episódios sedimentares fluviais alternaram sem importante interrupção dos processos sedimentares (Basilici et al., 2009; Basilici e Dal’Bó, 2010). Esses depósitos não foram responsáveis por fornecer diretamente o material parental para a pedogenização, mas contribuíram com o material sedimentar que foi transportado pelo vento em fases climáticas mais secas, ou seja, contribuíram com o aporte externo primário. Este fato é confirmado pela petrografia, pois esses depósitos apresentam características distintas dos

depósitos arenosos dominados por marcas onduladas eólicas e dos paleossolo. Este contém uma maior porcentagem de fragmentos líticos (basaltos), sendo menos selecionados e possuindo grãos menos arredondados em comparação com os depósitos arenosos dominados por marcas onduladas eólicas (Figura 17C-D). A análise composicional dos conglomerados pertencentes dos depósitos fluviais contribuiu para as inferências quanto à proveniência do material detrítico. Assim como nas lâminas estudadas, a composição dos conglomerados é essencialmente basáltica e arenítica.

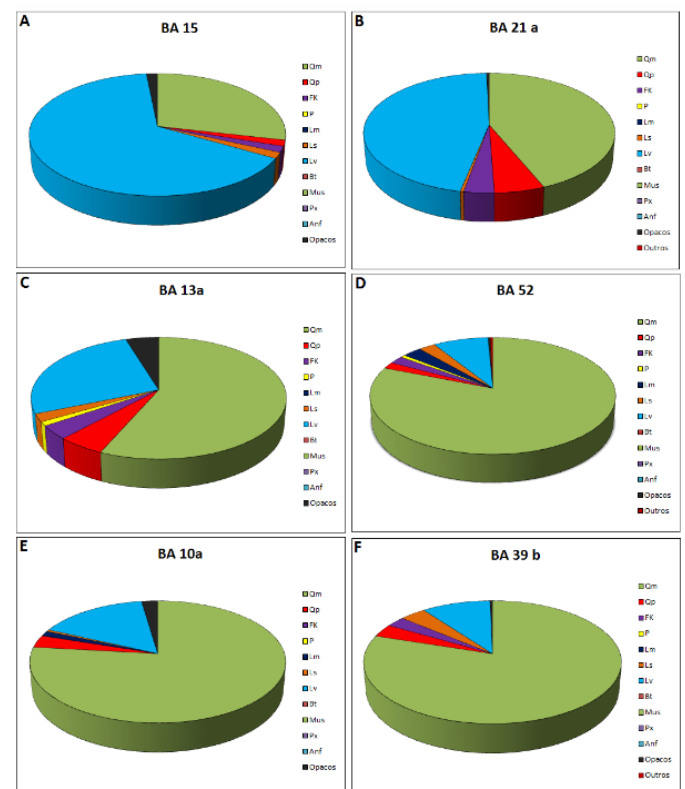


Figura 17 – Variação composicional das lâminas analisadas: A) Lâmina BA15; B) Lâmina BA21a; C) Lâmina BA 13a; D) Lâmina BA 52; E) Lâmina BA10a; F) Lâmina BA 39b. Qm: Quartzo monocristalino; Qp: quartzo policristalino; FK:Feldspato potássico; Pl: Plagioclásio; Lm: Fragmento metamórfico; Ls: Fragmento sedimentar; Lv: Fragmento vulcânico; Bt: Biotita; Mus: Muscovita; Anf:Anfibolios; Px: Piroxênios. Elaborada pela autora.

Também foi encontrado material intraformacional em pequena quantidade, como clastos de calcário e siltito. Assim, a proveniência dos clastos basálticos é atribuída a Formação Serra Geral, Formação difundida na região de estudo. A presença dos clastos de arenito indica proveniência da Formação Botucatu, localizada somente nas áreas a sudoeste da região de estudo (Vilela e

Basilici, 2009; Vilela, 2010). Conclui-se então que os sistemas fluviais deviam ter paleofluxos para Norte/Nordeste não para Oeste como afirmado por alguns autores. Segundo alguns autores (Kocurek, 1999; Kocurek e Lancaster, 1999), os episódios de sedimentação e desenvolvimento de solos se alternam temporalmente devido às variações na disponibilidade hídrica e cobertura vegetal. Episódios de sedimentação eólica teriam sido ativos durante os períodos mais secos (áridos) de ciclos paleoclimáticos, enquanto as fases de desenvolvimento dos solos se restringiram aos períodos com maior umidade disponível (semiáridos). A reduzida cobertura vegetal causou a exposição da superfície à ação deflacionária dos ventos, que remobilizaram e transportaram os clastos durante os períodos mais quentes e secos. Em períodos mais úmidos, o aumento da cobertura vegetal tornou a superfície novamente estável, com consequente redução da deflação eólica e favorecimento do desenvolvimento dos solos.

Conforme os modelos de construção de sistemas deposicionais eólicos, baseado em estudos do deserto de Mojave, no oeste norte-americano (Kocurek e Lancaster, 1999; Kocurek, 1999), em períodos caracterizados por estabilidade topográfica e ausência de sedimentação eólica, eram formados solos. Esses períodos, com milhares de anos de duração, representam pausas nos processos de sedimentação e erosão, formando superfícies estratigráficas de caráter regional. Kraus e Bown (1986) definiram esses períodos de estase, marcados pela ausência de deposição e erosão, com predominância da pedogênese. Estes autores também afirmaram que a maior produção de sedimento se dá em fases climáticas mais úmidas, transportado pelos sistemas fluviais efêmeros e pequenos corpos marginais (depósitos de inundação), em razão da limitada disponibilidade e baixa capacidade de transporte pelo vento.

Ao mesmo tempo em que aumentavam as taxas de suprimento de sedimentos nos períodos mais úmidos, diminuía a disponibilidade e a mobilidade desses sedimentos, em consequência do aumento dos índices de precipitação, que elevavam o nível médio do lençol freático e propiciavam o aumento da cobertura vegetal. Em períodos mais secos, o suprimento de sedimentos diminuía, porém os sedimentos retidos nos canais efêmeros passam a sofrer mobilização e transporte pelo vento. Nesses períodos de deflação eólica, os horizontes superficiais decapitados dos solos, também

forneceram material ao transporte eólico. A frequência dos eventos de deposição eólica pode estar associada diretamente aos depósitos dos canais efêmeros e depósitos de inundação.

Analogamente, pode se dizer, para a Formação Marília, em síntese, que os depósitos de sistemas fluviais efêmeros contribuíram com o aporte externo de sedimento na bacia em climas úmidos, sendo estes posteriormente disponibilizados e retrabalhados pelo vento em climas mais secos. Esta fase mais úmida coincidiu com a pedogênese intensa e prolongada dos depósitos eólicos prévios. Na fase climática seca, o material foi transportado pelo vento no lençol de areia, perdendo parte dos fragmentos líticos e minerais instáveis, gerando os depósitos de marcas onduladas eólicas (Vilela e Basilici, 2009; Vilela, 2010 - Figura 18). Os minerais mais instáveis, como os fragmentos líticos, foram facilmente fragmentados durante o transporte eólico, enquanto os grãos mais resistentes como o quartzo, se tornaram concentrados progressivamente. Durante a sucessiva fase úmida, os depósitos eólicos foram pedogenizados e novamente perderam parte dos fragmentos líticos e elementos instáveis, aumentando a concentração de grãos de quartzo nos paleossolos (Vilela e Basilici, 2009; Vilela, 2010). Esta variação na concentração de quartzo e fragmento lítico na Figura (18).

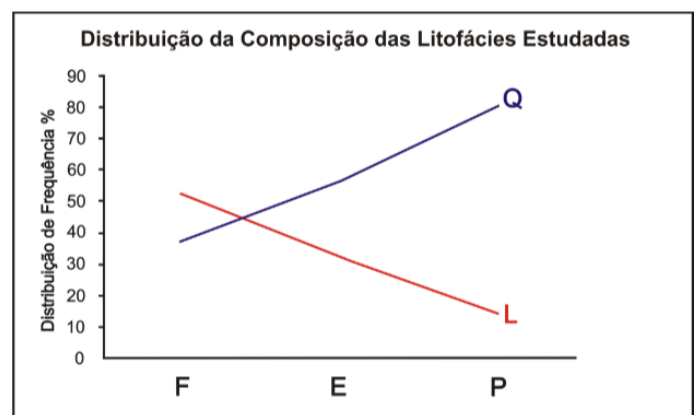


Figura 18 – Distribuição da composição nas litofácies estudadas, sintetizando a evolução dos depósitos e paleossolos. F: Depósitos Fluviais, E: Depósitos Eólicos e P: Paleossolos. Nota-se o aumento percentual de grãos de quartzo na direção dos paleossolos e um decréscimo dos fragmentos líticos. Evidenciando o retrabalhamentos dos depósitos fluviais e a pedogênese dos depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas. Modificado de Basilici e Dal 'Bó (2010), Vilela e Basilici (2009) e Vilela (2010). Elaborada pela autora.

Nesta porção mais a noroeste da Bacia Bauru, a Formação Marília, também se formou num extenso lençol de areia, que em fases mais úmidas com a estabilização da topografia, resultou em intensa pedogênese. Porém sua evolução paleoambiental se deu com algumas diferenças em comparação com a mesma Formação presente na região sul de Goiás. Tratando das semelhanças, a alternância cíclica entre depósitos eólicos e paleossolos é verificada, no entanto os perfis de paleossolos são bem mais espessos. Os processos sedimentares e pedogenéticos se deram semelhantemente aos processos observados em Goiás. A fase de instabilidade topográfica permitiu a construção de depósitos de lençóis de areia dominado por marcas onduladas eólicas e ocorreram eventos de inundação periódica. Quanto a estes depósitos, estes são mais bioturbado que os depósitos de mesma natureza presentes em Goiás, porém apenas bioturbações são observadas, não havendo o desenvolvimento de horizontes e estruturas de solos. Esta área possivelmente apresentava condições mais úmidas que permitiam a presença de vegetação esparsa e de animais bioturbadores, porém a alta taxa de sedimentação impediu a formação de um perfil de solo. Estes depósitos apresentam uma ligeira bimodalidade (Fryberger, 1979), que foi em parte destruída pela constante bioturbação do substrato. É interessante notar que apesar de ocorrerem fragmentos basálticos, estes são pequena percentagem, sendo que intraclastos argilosos e de calcário predominam, e subordinamento os fragmentos de feldspatos são comuns (Figura 19A-B e 20B).

Assim, os depósitos eólicos foram grandemente produto do retrabalhamento no mesmo sítio deposicional, e receberam contribuição de múltiplas fontes, dada pela ocorrência de material variado como fragmentos líticos e a quantidade elevada de feldspato nesses depósitos e paleossolos.

Os paleossolos são essencialmente Aridissolos, sendo que apenas localmente encontrou-se, solo típico hidromórfico (paleossolos com *gleying*). Os perfis de Aridissolos são do tipo *compound* (Duchaufour, 1982) ou *multistorey* (Morrison, 1967), igualmente aos encontrados em Goiás. Sendo que a superposição de vários horizontes B diferentes é uma evidência dos eventos cíclicos de deposição eólica, pedogênese e nova deflação eólica. As características mineralógicas e texturais presentes nos paleossolos permitem que se conclua que estes tiveram origem parental na

litofácies “Arenito com laminações plano-paralelas–depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas”, da mesma forma como ocorre em Goiás. Isto é verificado quando se compara as percentagens de grãos de quartzo nas lâminas que representam os paleossolos (Lâminas com sigla UM) com as percentagens das lâminas que representam depósitos eólicos (Lâminas como sigla SE). Os aspectos texturais tais como arredondamento, e a proporção de minerais instáveis e estáveis também são muito semelhantes. As lâminas representantes dos paleossolos seguem a característica das representantes dos depósitos eólicos, possuindo fragmentos de litoclastos argilosos e feldspatos.

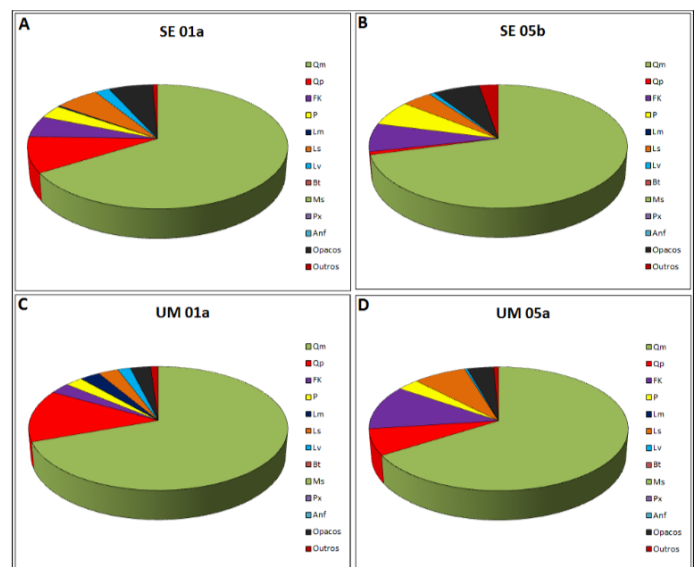


Figura 19 – Variação composicional das lâminas analisadas: A) Lâmina SE 01a; B) Lâmina SE 05a; C) Lâmina UM 01a; D) Lâmina UM 05a; Qm: Quartzo monocristalino; Qp: quartzo policristalino; FK: Feldspato potássico; Pl: Plagioclásio; Lm: Fragmento metamórfico; Ls: Fragmento sedimentar; Lv: Fragmento vulcânico; Bt: Biotita; Ms: Muscovita; Anf: Anfíbolios; Px: Piroxênios. Elaborada pela autora.

Não foram encontrados depósitos de canais efêmeros, porém observaram-se num perfil de pouco mais de 12 m, depósitos de *playa lake*, característicos de regiões com lençol freático alto, alternado com um paleossolo de características hidromórficas (*gleying*). Essas regiões são geralmente áreas mais deprimidas, muitas vezes afetadas pela subsidência e/ou aumento significativo do nível freático, que em resultado da menor taxa de sedimentação e principalmente mudanças climáticas, resultam em porções mais úmidas, as quais não disponibilizam os sedimentos para o transporte eólico (Kocurek e Havholm,

1993). Diversas estruturas podem ser geradas na deposição de sedimentos nestes ambientes lacustres efêmeros. Estruturas de depósitos de inundações, como as estratificações cruzadas de base côncava, as estruturas de escavação-e-preenchimento e a presença de lâmina de pelito depositado por decantação. Marcas de ondas geradas por fluxo combinado (Evans, 1941; De Raaf et al. 1977; Kocurek, 1981; Mountney, 2006; Yamaguchi e Sekiguchi, 2010), também podem ser geradas, em porções mais rasas do lago, em consequência das ondas geradas pelo vento constante. Estruturas de adesão também são comuns nestes ambientes lacustres efêmeros (Hummel e Kocurek, 1984), na interface entre a área de acumulação úmida e sedimentação proveniente de fonte de areia seca.

Os paleossolos de clima semiárido, Aridissolos, se alternam com depósitos eólicos com laminações plano-paralelas, sendo que em Goiás os depósitos eólicos são mais espessos, e em Marília, quando ocorrem são apenas pacotes pouco espessos com laminações plano-paralelas —fantasmas. Estas características indicam que as condições climáticas nessas regiões foram análogas, no entanto, as condições de pedogênese foram mais severas na região da cidade de Marília, resultando na destruição de boa parte dos depósitos pela pedogênese. Na parte intermediária, os depósitos eólicos foram alterados por bioturbação, mas a alta taxa de sedimentação impediu o desenvolvimento de um perfil de solo espesso (Figura 21).

A porção inferior da Formação Marília na região da cidade de Marília mostra-se diferenciada, nas condições climáticas e sedimentares, quando comparada com a porção desta Formação estudada em Goiás. Esta parte é interpretada como uma porção do lençol de areia, apresentando condições de maior umidade, em decorrência do nível freático alto (Figura 21). Em momentos de grande umidade, ocorriam inundações, e a formação de solos hidromórficos.

Em momentos mais secos, os depósitos eram retrabalhados e depositados como arenitos com lâminas plano-paralelas e/ou estruturas de adesão. Nesta porção houve o predomínio da fase de instabilidade do lençol de areia e o aumento do nível freático, gerando um maior espaço de acomodação, verificado pelos depósitos preservados serem bem espessos, enquanto na região de Goiás, houve uma maior ciclicidade entre as fases de estabilidade e instabilidade do lençol de areia eólico.

6. Conclusões

Conclui-se que as condições climáticas, e os processos deposicionais da Formação Marília, em Goiás e São Paulo foram análogas. A porção superior da formação, em ambas a áreas de estudo, formou-se em um extenso lençol de areia eólico, caracterizado pela alternância cíclica e temporal entre depósitos e paleossolos. O clima foi o principal fator de controle, pois em fases mais úmidas, depositaram-se os sedimentos de sistemas fluviais efêmeros e depósitos de inundações, bem como a formação dos paleossolos. A deflação eólica erosionou e retrabalhou os paleossolos, gerando depósitos eólicos, e estes posteriormente foram pedogenizados. O suprimento de areias de

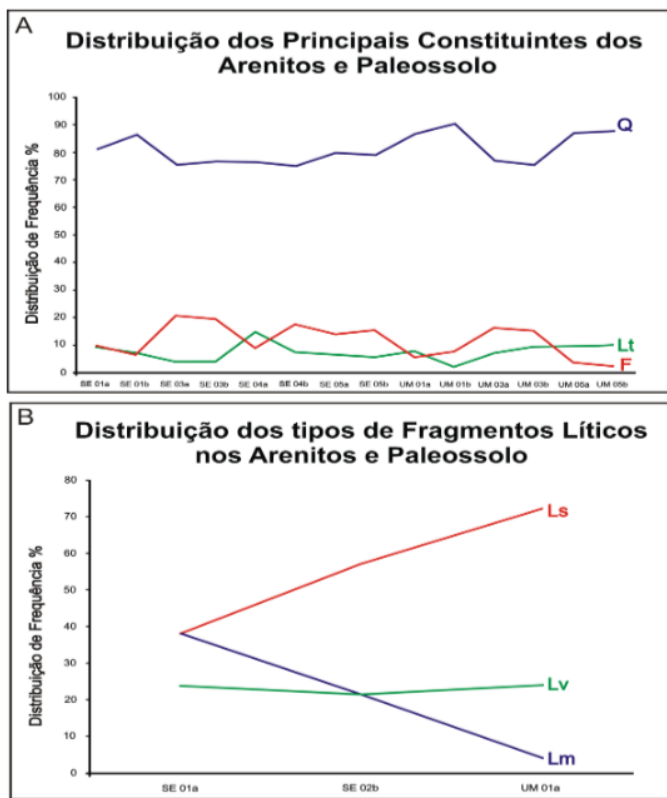


Figura 20 – Distribuição da composição dos arenitos e paleossolos estudados: A) Distribuição dos principais constituintes e B) distribuição dos tipos de fragmentos líticos. Notar a pequena quantidade de fragmentos vulcânicos e a alta quantidade de fragmentos sedimentares. Notar também que os grãos de feldspatos são mais frequentes que os fragmentos líticos. Q: Quartzo, F: Feldspato, Lt: Líticos Totais, Ls: Líticos Sedimentares, Lv: Líticos Vulcânicos e Lm: Líticos Metamórficos. Elaborada pela autora.

Portanto conforme o esquema (Figura 21), a Formação Marília na região de Marília, em sua parte superior, pode ser litoestratigraficamente correlacionada com as porções estudadas em Goiás.

granulometria grossa, superfícies cimentadas, nível freático alto e cobertura vegetal, inibiram a formação de dunas com face de avalanche e permitiram a deposição das areias com marcas onduladas eólicas de baixo-ângulo.

Na porção inferior da Formação Marília, presente nos afloramentos estudados na região de Marília e Echaporã, a pedogênese nos depósitos foi mais severa. Verificou que houve condições mais úmidas do lençol de areia, devido ao nível freático alto, que produziram depósitos de *playa lake*, em momentos de instabilidade do lençol de areia eólico.

7. Agradecimentos

Este trabalho tem como base o trabalho final de graduação em geologia pela Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), realizado pela autora, sobre os temas: sistemas deposicionais eólicos, e o contexto sedimentológico e estratigráfico da Formação Marília, Bacia Bauru. A autora agradece à Fapesp pelo financiamento dos projetos número 07/00140-6 e 07/02079-2, à época de sua iniciação científica, e ao PIBIC/CNPq pela bolsa concedida.

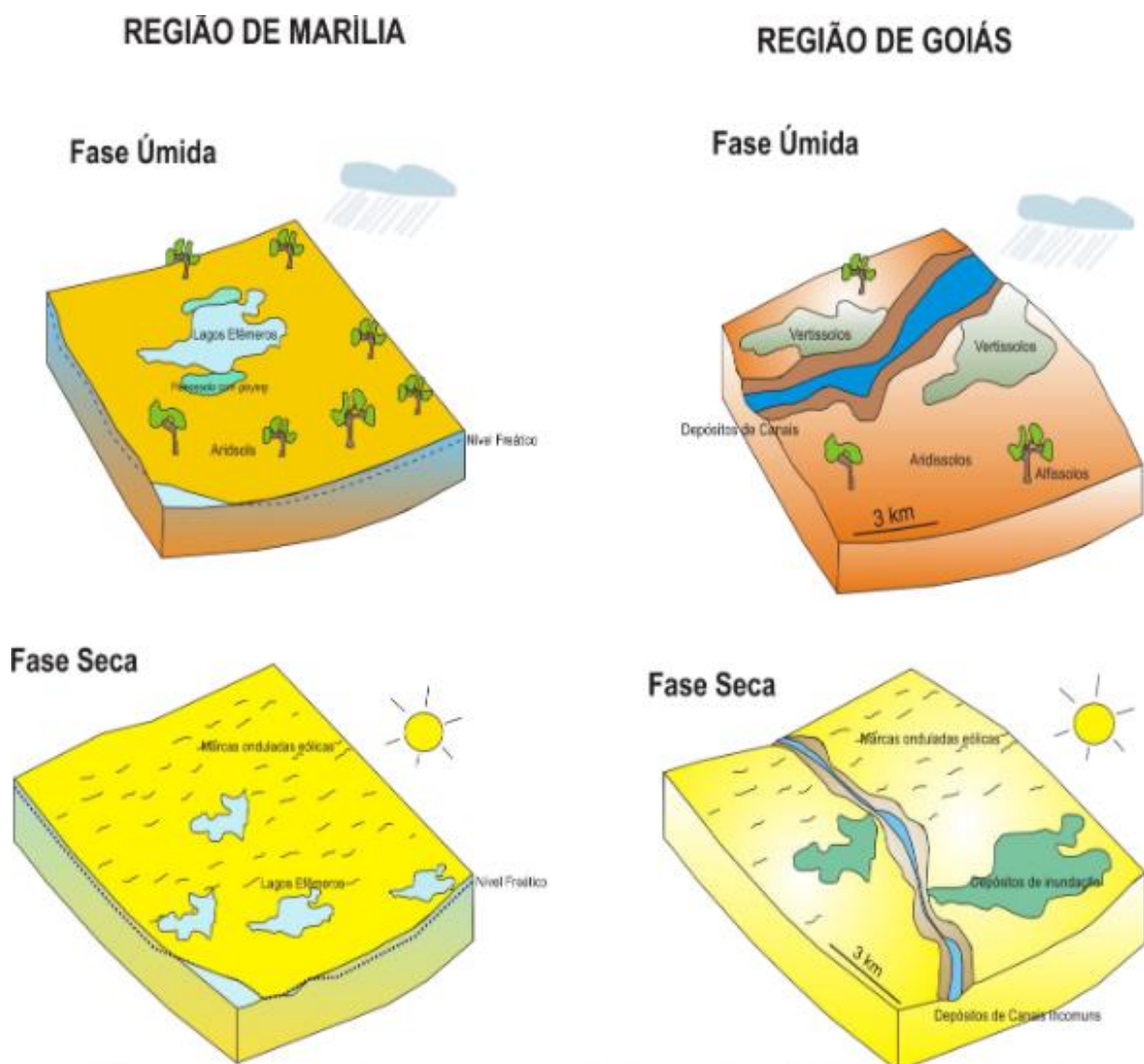


Figure 21 – Esquema que sintetiza o paleoambiente da Formação Marília nas regiões de Marília (SP) e Goiás. Em São Paulo e em Goiás depósitos eólicos e paleossolos Aridossolos alternam-se ciclicamente.

Referências

- Ahlbrandt, T.S, Andrews, S. and Gwynne, D.T., 1978. *Bioturbation in eolian deposits*, Journal of Sedimentary Petrology, 48(3), pp. 839–848. <https://doi.org/10.1306/212F7586-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Bagnold, R.A., 1941. *The physics of blown sand and desert dunes*. Methuen, London. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-5682-7>
- Barcelos, J.H., 1984. *Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do estado de São Paulo*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- Barroso, A.S. and Carvalho, M.D., 1994. *Instruções para preenchimento de planilhas litológicas*. In: Apostila Petrobrás.
- Basilici, G., Dal' Bó, P.F.F. and Ladeira, F.S.B., 2009. *Climate-induced sediment-palaeosol cycles in a Late Cretaceous dry aeolian sand sheet: Marília Formation (NW Bauru Basin, Brazil)*. Sedimentology, 56(6), pp. 1876-1904. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01061.x>
- Basilici, G. and Dal' Bó, P.F., 2010. *Anatomy and controlling factors of a Late Cretaceous Aeolian sand sheet: The Marília and the Adamantina formations, NW Bauru Basin, Brazil*, Sedimentary Geology, 226(1-4), pp. 71-93. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.02.010>
- Batezelli, A., 2003. *Análise da sedimentação cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas adjacentes*. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. Disponível em <<https://repositorio.unesp.br/handle/11449/103017>> [Acessado 22 maio 2023].
- Batezelli, A., Saad, A.R., Perinotto, J.A.J., Fúlfaro, V.J., 2006. *Análise estratigráfica aplicada à porção norte e nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior)*. Revista Brasileira de Geociências, 36(2), pp. 253-268.
- Blair, T.C., 2003. Features and origin of the giant Cucomungo Canyon alluvial fan, Eureka Valley, California. In: Chan, M.A. and Archer, A.W., 2003. *Extreme depositional environments: mega end members in geologic time*. Geological Society of America Special Paper, 370. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2370-1.105>
- Breed, C.S., Mccauley, J.F. and Davis, P.A., 1987. Sand sheet of the eastern Sahara and ripples blankets on Mars. In: Frostick, L., Reid, I. (eds.), *Desert sediments: ancient and modern*. Geological Society of America Special Publication, 35, pp. 337-359. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.035.01.23>
- Carvalho, I.S., Campos, A.C.A. and Nobre, P.H., 2005. *Baurusuchus salgadoensis, a new Crocodylomorpha from the Bauru Basin (Cretaceous), Brazil*. Gondwana Research, 8(1), pp. 11-30. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70259-8](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70259-8)
- Dal' Bó, P.F.F., Basilici, G., Angelica, R.S. and Ladeira, F.S.B., 2009. *Paleoclimatic interpretations from pedogenic calcretes in a Maastrichtian semi-arid eolian sand-sheet palaeoenvironment: Marília Formation (Bauru Basin, southeastern Brazil)*. Cretaceous Research, 30(3), pp. 659-675. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2008.12.006>
- Dal'bó, P.F.F., 2008. *Inter-relação paleossolos e sedimentos em lençóis de areia eólica da Formação Marília (noroeste da Bacia Bauru)*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.
- De Raaf, J.F.M., Boersma, J.R. and Van Gelder, A., 1977. *Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland*. Sedimentology, 24(4), pp. 451-483. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1977.tb00134.x>
- Dias-Brito, D., Musacchio, E.A., Castro, J.C., Aranhão, M.S.A.S., Suarez, J.M. e Rodrigues, R., 2001. *Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo no Brasil – concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos*, Revue de Paléobiologie, 20(1), pp. 245-304

- Duchaufour, P., 1982. *Pedology: pedogenesis and classification*. London: George Allen & Unwin.
<https://doi.org/10.1007/978-94-011-6003-2>
- El-Baz, F., Maingue, M. and Robinson, C., 2000. *Fluvio-aeolian dynamics in the north-eastern Sahara: the relationship between fluvial/aeolian systems and ground-water concentration*. *Journal of Arid Environments*, 44(2), pp. 173-183.
<https://doi.org/10.1006/jare.1999.0581>
- Evans, O.F., 1941. *The classification of wave-formed ripple marks*. *Journal of Sedimentary Research, SEPM: Society for Sedimentary Geology*, 11: (1), pp. 37-41.
<https://doi.org/10.1306/D42690DF-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Fernandes, L.A. e Coimbra, A.M., 1996. *A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil)*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(2), pp. 195-205. Disponível em <<http://memoria.bn.br/DocReader/158119/33783>> [Acessado 22 maio 2023].
- Fernandes, L.A. e Coimbra, A.M., 2000. *Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo)*. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4), pp. 717-728.
<http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.2000304717728>
- Ferreira-Júnior, P.D. e Castro, P.T.A., 2001. *Associação vertical de fácies e análise de elementos arquiteturais: concepções concorrentes e complementares na caracterização de ambientes aluviais*. *Revista Electrónica de Ciências da Terra. Geosciences On-line Journal. GEOTIC – Sociedade Geológica de Portugal*, 1(1), pp. 1-35. Disponível em <<http://www.dct.uminho.pt/e-Terra/artigos/pfjr/pfjr.pdf>> [Acessado 22 maio 2023].
- Folk, R.L., 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin: Hemphill Publishing Company.
- Fryberger, S.G., Ahlbrandt, T.S. and Andrews, S., 1979. *Origin, sedimentary features, and significance of low angle aeolian 'sand sheet' deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado*. *Journal of Sedimentary Petrology* 49(3), pp. 733-746.
<https://doi.org/10.1306/212F782E-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Fryberger, S.G., Al-Sari, A.M., Clisham, T.J., Rizvi, S.A.R., Al-Hinai, K.G., 1984. *Wind sedimentation in the Jafurah sand sea, Saudi Arabia: Sedimentology*, 31(3), pp. 413-431.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1984.tb00869.x>
- Fryberger, S.G. and Schenk, C.J., 1988. *Pin stripe lamination: a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments*. *Sedimentary Geology*, 55(1-2), pp. 1-15.
[https://doi.org/10.1016/0037-0738\(88\)90087-5](https://doi.org/10.1016/0037-0738(88)90087-5)
- Fryberger, S.G., 1990a. Great Sand Dunes depositional system – an overview. In: S.G. Fryberger, L.F. Krystinik and C.J. Schenk. (eds.). *Modern and Ancient Aeolian Deposits: Petroleum Exploration and Production*. Denver: S.E.P.M., pp. 1-9. Available at: <https://archives.datapages.com/data/rocky_sepm/data/029/029001/1_rocky_mount_290001.htm> [Accessed 22 May 2023].
- Fryberger, S.G., 1990b. Role of water in eolian deposition. In: S.G. Fryberger, L.F. Krystinik and C.J. Schenk. (eds.). *Modern and Ancient Aeolian Deposits: Petroleum Exploration and Production*. Denver: S.E.P.M., pp. 41-52. Available at: <https://archives.datapages.com/data/rocky_sepm/data/029/029001/41_rocky_mount290041.htm> [Accessed 22 May 2023].
- Fryberger, S.G., 1990c. Coastal eolian deposits of Oregon, USA, Guerro Negro, Mexico and Jafurah Sand Sea, Saudi Arabia, In: S.G. Fryberger, L.F. Krystinik and C.J. Schenk. (eds.). *Modern and Ancient Aeolian Deposits: Petroleum Exploration and Production*. Denver: S.E.P.M., pp. 109-123. Available at: <https://archives.datapages.com/data/rocky_sepm/data/029/029001/109_rocky_mount290109.htm> [Accessed 22 May 2023].
- Fryberger, S.G., 1993. A review of aeolian bounding surfaces, with examples from the Permian Minnelusa Formation, USA. In: C.P. North and D.J. Prosser (eds.). *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society, Special Publication, 73, pp. 167-197.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.073.01.11>
- Fúlfaro, V.J., Perinotto, J.A.J. e Barcelos, J.H., 1994. *A margem goiana do Grupo Bauru: implicações na litoestratigrafia e paleogeografia*.

- In: *Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, 3, Rio Claro, Boletim, pp. 81-84.
- García-Hidalgo, J.F., Temiño, J. and Segura, M., 2002. *Holocene eolian sediments on the southern border of the Duero Basin (Spain): origin and development of an eolian system in a temperate zone*: *Journal of Sedimentary Research*, 72(1), pp. 30-39. <https://doi.org/10.1306/040501720030>
- Greenlee, G.M., 1981. *Guidebook for use with soil survey reports of Alberta provincial parks and recreation areas*. Alberta Research Council, ARC/AGS Earth Sciences Report 1981-01. Available at: <<https://ags.aer.ca/publication/esr-1981-01>> [Accessed 22 May 2023].
- Gustavson, T.C. and Wrinkler, D.A., 1988. *Depositional facies of the Miocene-Pliocene Ogallala Formation, northwestern Texas, and eastern New Mexico*. *Geology*, 16(3), pp. 203-206. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0203:DFOTMP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0203:DFOTMP>2.3.CO;2)
- Gustavson, T.C. and Holliday, V.T., 1999. *Eolian sedimentation and soil development on a semi-arid to subhumid grassland, Tertiary Ogallala and Quaternary Blackwater Draw formations, Texas, and New Mexico High Plains*. *Journal of Sedimentary Research*, 69(3), pp. 622-634. <https://doi.org/10.2110/jsr.69.622>
- Harms, J.C., 1969. *Hydraulic significance of some sand ripples*. *Geological Society of American Bulletin*, 80(3), pp. 363-396. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1969\)80\[363:HSOSSR\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1969)80[363:HSOSSR]2.0.CO;2)
- Harms, J.C., 1975. Stratification and sequence in prograding shoreline deposits. In: J. C. Harms, J. B. Southard, D. R. Spearing and R. G. Walker (eds.). *Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences*. Lecture notes for S.E.P.M. short course no. 2. <https://doi.org/10.2110/scn.75.01.0081>
- Harwood, G., 1988. Microscopic techniques: II. Principles of sedimentary petrography. In: Tucker, M. (ed.). *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Science, pp. 108-173.
- Hummel, G. and Kocurek, G., 1984. *Interdune areas of the back-Island dune field, North Padre Island, Texas*: *Sedimentary Geology*, 39(1-2), pp. 1-26. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(84\)90022-8](https://doi.org/10.1016/0037-0738(84)90022-8)
- Hunter, R.E., 1977. *Basic types of stratification in small eolian dunes*. *Sedimentology*, 24(3), pp. 361-387. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1977.tb00128.x>
- Kocurek, G., 1981. *Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands*: *Sedimentology*, 28(6), pp. 753-780. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1981.tb01941.x>
- Kocurek, G. and Fielder, G., 1982. *Adhesion Structures*. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(4), pp. 1229-1241. <https://doi.org/10.1306/212F8102-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Kocurek, G. and Nielson, J., 1986. *Conditions favourable to the formation of warm climate aeolian sand sheets*, *Sedimentology*, 33(6), pp. 795-816. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1986.tb00983.x>
- Kocurek, G., 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences - Bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology*, 56(1-4), pp. 193-206. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(88\)90054-1](https://doi.org/10.1016/0037-0738(88)90054-1)
- Kocurek, G. and Havholm, K.G., 1993. Eolian sequence stratigraphy – a conceptual framework. In: P. Weimer H. Posamentier (eds.). *Siliciclastic sequence stratigraphy. Recent developments and applications*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 58, pp. 393-409. <https://doi.org/10.1306/M58581C16>
- Kocurek, G., 1999. The aeolian rock record (Yes, Virginia, it exists, but it really is rather special to create one). In: A. Goudie and I. Livingstone (eds.). *Aeolian Environments, Sediments and Landforms*. John Wiley, London, pp. 239-259.
- Kocurek, G. and Lancaster, N., 1999. *Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field exemple*, *Sedimentology*, 46(3), pp. 505-515. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1999.00227.x>

- Kocurek, G., 2003. Limits on extreme eolian systems: Sahara of Mauritania and Jurassic Navajo Sandstone examples. In: M.A. Chan, A.W. Archer, (eds.). *Extreme depositional environments: mega end members in geological time*. Geological Society of America Special Paper, 370, pp. 43-52. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2370-1.43>
- Kraus, M.J. and Bown, T.M., 1986. Paleosols and time resolution in alluvial stratigraphy. In: V.P. Wright (ed.). In: *Paleosols: their recognition and interpretation*. Blackwell, Oxford, pp.180-207.
- Lancaster, N., Greeley, R. and Christensen, P.R., 1987. *Dunes of the Gran Desierto sand sea, Sonora, Mexico*. Earth Surface Processes and Landforms, 12(3), pp. 277-288. <https://doi.org/10.1002/esp.3290120306>
- Lancaster, N., 1993. Origins and sedimentary features of supersurfaces in the northwestern Gran Desierto sand sea. In: K. Pye and N. Lancaster (ed.). *Aeolian Sedimentation: Ancient and Modern*. The International Association of Sedimentologists, pp. 71-83. <https://doi.org/10.1002/9781444303971.ch6>
- Lancaster, N., 1994. Dune morphology and dynamics. In: A.D. Abrahams and A.J. Parson (eds.). *Geomorphology of desert environments*. London: Chapman and Hall, pp. 474-505. Available at: <https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-1-4020-5719-9_18> [Accessed 22 May 2023].
- Langford, R.P. and Chan, M.A., 1989. *Fluvial-aeolian interactions: part II, ancient systems*. Sedimentology, 36(6), pp. 1037-1051. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1989.tb01541.x>
- Langford, R.P., 1989. *Fluvial-aeolian interactions: part I, modern systems*. Sedimentology, 36(6), pp. 1023-1035. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1989.tb01540.x>
- Loope, D.B. and Abegg, F.E., 2001. Recognition and geologic preservation of ancient carbonate eolianites. In: F.E. Abegg, P.M. Harris and D.B. Loope (eds.). *Modern and Ancient Carbonate Eolianites: Sedimentology, Sequence Stratigraphy and Diagenesis*. SEPM Society for Sedimentary Geology, 71, pp. 3-16. <https://doi.org/10.2110/pec.01.71>
- Miall, A.D., 1985. *Principles of sedimentary Basin Analysis*. 2nd ed. Springer-Verlag, New York. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-03999-1>
- Miall, A. D., 1985. *Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. Earth Science Reviews, 22(4), pp. 261-308. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(85\)90001-7](https://doi.org/10.1016/0012-8252(85)90001-7)
- Miall, A.D., 1988a. *Architeturual elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic) Southwest Colorado*. Sedimentary Geology, 55(2), pp. 233-262. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(88\)90133-9](https://doi.org/10.1016/0037-0738(88)90133-9)
- Miall, A.D., 1988b. *Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies*. America Association Petroleum Geologists Bulletin, 72(6), pp. 682-697. <https://doi.org/10.1306/703C8F01-1707-11D7-8645000102C1865D>
- Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A. e França, A.B., 2007. *Bacia do Paraná*. Boletim de Geociências da Petrobrás, 15(2), pp. 265-287.
- Morrison, R.B., 1967. Principles of Quaternary soil stratigraphy. In: R.B. Morrison and H.E. Wright (eds.). *Means of Correlation of Quaternary Successions*. International Union for Quaternary Research, 9, pp. 1-69.
- Mountney, N.P., 2006. Aeolian facies model. In: H.W. Posamentier and R.G. Walker (eds.). *Facies models revisited*. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, 84, pp. 19-83. <https://doi.org/10.2110/pec.06.84.0019>
- Newton, R.S., 1968. *Internal structure of wave-formed ripple marks in the nearshore zone*. Sedimentology, 11(3-4), pp. 275-292. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1968.tb00857.x>
- Nichols, G., 2006. Chapter 8: Arid continental depositional environments. In: *Sedimentology and Stratigraphy*. pp. 96-110.
- Olsen, H., Due, P.H. and Clemmensen, L.B., 1989. *Morphology and genesis of asymmetric adhesion warts – a new adhesion surface structure*.

Sedimentary Geology, 61(3-4), pp. 277–285.
[https://doi.org/10.1016/0037-0738\(89\)90062-6](https://doi.org/10.1016/0037-0738(89)90062-6)

Riccomini, C., 1997. *Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo*. Revista Brasileira de Geociências, 27(2), pp. 153-162.
<http://doi.org/10.25249/0375-7536.1997153162>

Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. 3rd ed. Malden: Blackwell Science, London.

Vilela, P.C. e Basilici, G., 2009. Uso da Análise Petrográfica na Interpretação dos processos de aporte e distribuição de sedimento em sistemas eólicos de lençol de areia: Formação Marília (Cretáceo Superior), In: *XI Simpósio de Geologia do Sudeste*, 11, São Pedro, Anais do Simp. de Geologia do Sudeste.

Vilela, P.C., 2010. *Características Petrográficas de Depósitos e Paleossolos de Ambientes Desérticos: Formação Marília (Cretáceo Superior) na Região Sul de Goiás*. In: Anais do X Congresso Nacional de Iniciação Científica.

Walker, R.G., 2006. Facies models revisited: introduction. In: H.W. Posamentier and R.G. Walker. (eds). *Facies models revisited*. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, (84), pp. 1-19. <https://doi.org/10.2110/pec.06.84>

Yamaguchi, N. and Sekiguchi, H., 2010. *Effects of settling and preferential deposition of sediment on ripple roundness under shoaling waves*. Journal of Sedimentary Petrology, 80(9), pp. 781-790.
<https://doi.org/10.2110/jsr.2010.072>

Zaher, H., Pol, D., Carvalho, A.B., Riccomini, C., Campos, D. and Navas, W., 2006. *Re-description of the cranial morphology of Marillasuchus amarali, and its phylogenetic affinities (Crocodyliformes, Notosuchia)*. American Museum Novitates, 3512, pp. 1-40.

Zalán, O.V., Wolff, S., Conceição, J.C.J., Marques, A., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Appi, V.T. e Zanotto, O.A., 1991. Bacia do Paraná. In: G.P.R. Gabaglia, and E.J. Milani (eds.). *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobrás, Rio de Janeiro, pp. 135-168.