



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
Instituto de Geociências



Interação eólica-fluvial na Formação Pirambóia (Permiano-Triássico, oeste de Rio Claro, SP)

Marcelle Rose Miyazaki

Autora

Prof. Dr. Giorgio Basilici

Orientador

Campinas

Dezembro de 2015



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**Interação eólica-fluvial na Formação Pirambóia (Permiano-
Triássico, oeste de Rio Claro, SP)**

Marcelle Rose Miyazaki

Autora

Prof. Dr. Giorgio Basilici

Orientador

Trabalho de conclusão de curso apresentado ao Instituto de Geociências da UNICAMP, Universidade Estadual de Campinas, como parte dos requisitos para obtenção do grau de bacharel em Geologia.

Dezembro de 2015

AGRADECIMENTOS

A realização do presente trabalho não seria possível sem o Prof. Dr. Giorgio Basilici, cuja orientação, incentivo, disponibilidade e suporte foram essenciais não apenas durante todo o trabalho, mas também ao longo das aulas e atividades de campo. Devo sinceros agradecimentos ao Prof. Giorgio também por todo o conhecimento compartilhado e convivência ao longo da graduação.

Agradeço aos colegas de trabalho, em especial ao Fábio Simplicio, Luiz Ricardo Meneghelli Fernandes e Thiago Pereira Araújo por todo apoio, companhia durante os trabalhos de campo, paciência e conversas esclarecedoras. E aos colegas Marcus Vinicius Theodoro Soares e Braian Pavan pela compreensão e por compartilhar a situação do semestre.

À todos os professores do Instituto de Geociências, cujas disciplinas cursei, agradeço por construírem a maior parte da profissional em que estou me formando, assim como aos funcionários do instituto que tornaram a graduação possível, em especial à Adriana Moreira Alves, por resolver todos os problemas burocráticos.

Sou eternamente grata à minha mãe, Darlene Bortolotto Miyazaki, e ao meu irmão, William Miyazaki, por serem a base sobre a qual eu pude me construir, por aguentarem os anos de graduação e todas as dificuldades.

E finalmente, gostaria de agradecer a todos os amigos que fazem parte da minha vida, à turma de geologia 011 e 010, mas principalmente os amigos Beatriz Spalletta, Tainá Souza, Isabela Jurigan, Gabriel Sombini, João Ralha, Miquéias Job, Priscila B. Penteado, Amanda M. Rios, Renato Berribille, Matheus Basso, Ester B. da Cunha, Gabriela Jorge, Patrícia Nallin e Thiago Rodrigues, por estar lá em momentos de necessidade, pelas longas conversas, por me distrair ou incentivar quando eu precisei e por fazer parte de quem eu sou.



*"Emancipate yourselves from mental slavery
None but ourselves can free our minds
Have no fear for atomic energy
'Cause none of them can stop the time
How long shall they kill our prophets
While we stand aside and look?
Some say it's just a part of it
We've got to fulfill the Book*

*Won't you help to sing
These songs of freedom?
'Cause all I ever have
Redemption songs"*

Bob Marley, 1980, *Redemption Song*.

RESUMO

A Formação Pirambóia, pertencente à Bacia do Paraná, interpretada por muitos autores como construída em um ambiente de transição climática, de úmido para um clima árido representado pela Formação Botucatu, foi alvo de diversos estudos. No entanto, a pesquisa nunca foi conclusiva em termos de mecanismos de transporte e sedimentação, ambiente deposicional, idade de formação e condições climáticas.

A Formação Pirambóia apresenta depósitos formados em um sistema predominantemente eólico, com depósitos fluviais subordinados, que apesar de sugerirem uma mudança climática, não indicam que esta efetivamente ocorreu, sendo os depósitos descritos na literatura como de canais efêmeros e perenes resultado da interação eólica-fluvial comum em muitos desertos, como Saara ou Gobi, e o depósito aluvial descrito no presente estudo, resultado de um evento singular de enchente.

A sucessão encontrada nos afloramentos descritos correspondem a depósitos de dunas eólica, depósitos de interdunas secas, depósito aluvial de enchente, e a retomada de depósitos de dunas eólicas e interdunas secas, caracterizando um sistema eólico seco, sem indicativos de mudança climática ou da presença de depósitos fluviais, o que não representa um sistema de transição.

Assim, a discussão a respeito do ambiente e das definições da Formação Pirambóia permanecem em aberto, dado que as características observadas são bastante semelhantes à Formação Botucatu, unidade construída em um ambiente árido, e não de transição, indicando que é possível que não se trate de duas unidades distintas, mas apenas da evolução natural de um sistema desértico único.

Palavras-chave: Formação Pirambóia, Bacia do Paraná, interação eólica-fluvial.

ABSTRACT

Many authors describe the Pirambóia Formation (Paraná Basin) as built in transitional climate, from humid to arid (which is represented by Botucatu Formation). However, the research about Pirambóia Formation was not conclusive about depositional mechanisms, environment, age of sedimentation and climate conditions.

Pirambóia Formation present deposits from a dominant aeolian system and fluvial deposits occur in a subordinate way. Fluvial system could be result from a climate change, though described outcrops in previous work, by assorted authors, as ephemeral and perennial channels are, actually, result of aeolian-fluvial interaction, typical in many deserts such as Sahara and Gobi, and the alluvial deposit described in this study is resulted from a singular flood event.

The sequence found in the described outcrops correspond to deposits of eolian dunes, deposits of dry interdunes, flood deposit, and the return of deposits of eolian dunes and dry interduna. This succession feature a dry eolian system with no indications of climate change or the presence of fluvial deposits, which does not represent a transition system.

The debate about depositional environment and Pirambóia Formation definition are still open, once described features resemble to Botucatu Formation, unit built in an arid system, showing the possibility of both units share the same environment, which means they are a natural evolution of each other and could be the same unit.

Key words: Pirambóia Formation, Paraná Basin, fluvial-aeolian interactions.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	7
2 JUSTIFICATIVAS	8
3 OBJETIVOS	9
4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	10
4.1 <i>Análise de Fácies</i>	10
4.2 <i>Depósitos Eólicos</i>	10
4.3 <i>Depósitos de Interação Eólica-fluvial</i>	14
4.4 <i>Superfícies Limitantes</i>	17
5 MATERIAIS E MÉTODOS	19
6 LOCALIZAÇÃO E ÁREA DE ESTUDO	20
7 CONTEXTO GEOLÓGICO	22
7.2 <i>Formação Pirambóia</i>	24
7.3 <i>Formação Botucatu</i>	25
8 RESULTADOS	26
8.1 <i>Descrição das fácies</i>	27
8.1.1 Arenito fino com estratificações cruzadas tabulares	27
8.1.2 Arenito com laminações plano-paralelas	28
8.1.3 Arenito fino a médio com estratificações cruzadas	30
8.1.4 Arenito com estratificações cruzadas acanaladas	31
8.1.5 Arenito conglomerático	32
8.2 <i>Análise de fácies</i>	34
8.2.1 Arenito fino com estratificações cruzadas tabulares	34
8.2.2 Arenito com laminações plano-paralelas	34
8.2.3 Arenito fino a médio com estratificações cruzadas	35
8.2.4 Arenito com estratificações cruzadas acanaladas	35
8.2.5 Arenito conglomerático	36
8.3 <i>Associação de Fácies</i>	38
8.3.1 Associação de Fácies 1 (AF1):	38
8.3.2 Associação de Fácies 2 (AF2):	38
8.3.3 Associação de Fácies 3 (AF3):	38
8.3.4 Associação de Fácies 4 (AF4):	39
8.4 <i>Elementos Arquiteturais</i>	39
8.4.1 Dunas eólicas	39
8.4.2 Interdunas secas	40
8.4.3 Depósito aluvial	41
9 DISCUSSÃO	43
10 CONCLUSÕES	50
11 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	51

1 INTRODUÇÃO

Atualmente cerca de 30% da superfície terrestre é caracterizada por condições climáticas áridas ou semiáridas. Cerca de 20% destas áreas é coberta por depósitos eólicos, uma vez que processos de transporte e deposição pelo vento ocorrem preferencialmente em regiões áridas devido à baixa taxa de precipitação, resultando em um substrato seco e com pouca vegetação, o que permite a circulação e transporte de material pelo vento (MOUNTNEY, 2006).

Assim, sistemas deposicionais desérticos são comumente associados a mares de dunas de areia (*erg*) em locais de clima quente e seco, semelhantes ao deserto do Saara, e no registro geológico, associados a grandes *sets* de estratificações cruzadas ou laminações plano-paralelas.

No entanto, nos sistemas desérticos, os depósitos não são exclusivamente eólicos, podendo estar associados a rios efêmeros ou perenes, como o Rio Nilo por exemplo, depósitos de enxurrada, leques aluviais na borda do sistema, entre outros. Além disso, o próprio sistema eólico apresenta variações nas condições de umidade, que levam a registros sedimentares diferenciados, como depósitos de argila e paleossolos.

Segundo Mountney (2006), os elementos arquiteturais que compõem um sistema eólicos são elementos de dunas, como *sets* de estratificações cruzadas, elementos de interdunas secas, interdunas úmidas e interdunas molhadas, elementos de lençóis de areia, *sabkha* e *playa lake*, além de elementos não eólicos. Isto demonstra que mesmo quanto a ação do vento domina os processos de transporte e deposição, ocorrem variações significativas nos mecanismos atuantes. Deste modo, o estudo de sistemas desérticos se apresenta mais complexo do que supõe-se no imaginário coletivo, tanto em relação aos tipos de depósitos como a forma em que tais depósitos interagem entre si.

A Formação Pirambóia é geralmente considerada na literatura como de um ambiente de transição entre os ambientes subaquosos das Formações Teresina, Corumbataí e Rio do Rasto, e o ambiente desértico da Formação Botucatu, apresentando elementos correspondentes a um sistema fluvial e elementos de sistemas eólicos. No entanto, alguns autores (CAETANO-CHANG, 1997) apresentam a formação como predominantemente eólica. O presente estudo busca entender se as variações faciológicas e de elementos arquiteturas estão relacionadas apenas as

variações dentro do sistemas eólico ou se representam sistemas deposicionais diferenciados e qual a possível interação entre tais sistemas. Dois sistemas diferenciados, como eólico e fluvial, indicam diferentes condições de umidade, mais secas quando a ação do vento é dominante e mais úmidas quando domina o fluxo subaquoso, podendo indicar uma mudança climática, de um ambiente árido para semiárido ou úmido, o que resulta em uma completa mudança de sistema deposicional e ambiente.

2 JUSTIFICATIVAS

Apesar da Formação Pirambóia ser bem conhecida, poucos estudos foram dedicados à descrição e análise em detalhe de fácies no estado de São Paulo, embora nos estados do Paraná e Rio Grande do Sul, os estudos a respeito das unidades correlatas sejam abundantes e minuciosos. Tal defasagem ocorre devido a diversos fatores, tais como a falta de afloramentos expostos e bem preservados, dificuldade de correlação entre os afloramentos existentes, tanto por conta da distribuição destes afloramentos quanto da posição estratigráfica não muito bem definida, a ausência de uma superfície limitante regional bem marcada que defina o topo e a base da unidade, e a ausência de fósseis ou métodos de datação eficientes para determinar a idade da formação.

Assim, como muito autores acabam por estudar as características da unidade através de furos de sondagem, informações de estruturas, relações entre superfícies limitantes e geometria do depósito são perdidas, o que dificulta o aprofundamento dos estudos sedimentológicos para a Formação Pirambóia. Com isto, a interpretação e reconstrução do modelo deposicional por diferentes autores se tornaram, ao longo do tempo, contraditórias entre si sem, no entanto, sanar os problemas em aquisição de dados ou propor um modelo que melhor representasse as informações conhecidas.

Desta forma, o presente trabalho se propõe ao estudo detalhado das fácies, com o intuito de compreender os mecanismos de construção da Formação Pirambóia, suprimindo a ausência de tais estudos, buscando manter a discussão e apresentar um novo olhar.

Além da problemática presente na Formação Pirambóia em si, outro importante ponto a ser levantado é a relevância dos estudos de sistemas deposicionais em desertos. O entendimento dos depósitos em desertos é essencial

para entender a dinâmica da interação do vento com a superfície, além da interação eólica-fluvial. O estudo de depósitos tanto recentes quanto antigos permite não apenas entender todos os mecanismos atuantes como também prever o comportamento do sistema, podendo ser aplicado, por exemplo, no entendimento da dinâmica na superfície de Marte, onde foram reconhecidas dunas e depósitos de *ripples* de vento por Silvestro *et al.* (2010).

Por fim, a Formação Pirambóia faz parte do Sistema Aquífero Guarani, um importante e expressivo reservatório de água subterrânea no Brasil, e o estudo da unidade fornece subsídios para estudos geotécnicos, geoquímicos, hidrogeológicos e ambientais, auxiliando na conservação e proteção do aquífero.

3 OBJETIVOS

O principal objetivo do trabalho consiste em reconstruir o ambiente deposicional da Formação Pirambóia e as suas variações temporais em termos de mecanismos de transporte, aporte e disponibilidade de material, processos de deposição, condições de umidade e a possível relação com mudanças climáticas. Para tal, são propostos objetivos específicos, que consistem em:

- a) Descrição e análise detalhada de características e estruturas sedimentares, buscando interpretar os diferentes processos físicos de transporte e deposição.
- b) Reconhecimento de padrões geométricos e de organização sequencial das superfícies limitantes, com o intuito de, aliado à descrição e análise supracitada, interpretar o que cada superfície representa e a sucessão de eventos relacionados a estas;
- c) Consideração dos mecanismos de construção, acumulação e preservação dos depósitos de ambiente desértico, os diferentes sistemas deposicionais presentes e como relacionam-se entre si.

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1 *Análise de Fácies*

A definição de litofácies, segundo Miall (1999), é um corpo geológico sedimentar que se caracteriza por possuir alguns atributos observáveis em afloramento e que representam um evento deposicional individual. Assim, quando o termo litofácies é utilizado, delimita-se uma unidade com base em suas características litológicas, tais como tamanho dos grãos, composição, estruturas sedimentares, entre outras.

Já o modelo de fácies define-se como o padrão da distribuição ou do arranjo das unidades litológicas dentro de uma associação qualquer, sendo esta o conjunto de atributos sedimentares semelhantes (POTTER, 1959), que são característicos de um ambiente deposicional específico. A função do modelo é permitir previsões sobre as distribuições dos litotipos em uma sequência, e através de uma escala ampla, contemplar um ambiente deposicional com diferentes fácies, que quando organizadas em sequências ou sucessões, representam a menor unidade do registro geológico, onde a soma das sequências ou sucessões em um ambiente deposicional particular pode construir um modelo deposicional (POSAMENTIER & WALKER, 2006). Ou seja, a análise e modelagem de fácies consiste em uma síntese das informações de um ambiente deposicional, buscando entender a os mecanismos físicos de deposição atuantes, a heterogeneidade, escala, e os fatores de controle que geram o registro sedimentar.

Uma vez que são reconhecidas associações de fácies em larga escala, estas são denominadas elementos arquiteturais, que são componentes de maior escala em um sistema deposicional, sendo então o estudo sedimentológico de uma bacia organizado em fácies, e a associação destas em elementos arquiteturais (POSAMENTIER & WALKER, 2006).

4.2 *Depósitos Eólicos*

O vento, devido as características de densidade e velocidade do fluxo, transporta os grãos de forma diferenciada de um fluxo subaquoso ou gravitacional. Por ser menos denso, para transportar areia grossa ou cascalho, por exemplo, é necessário uma velocidade e energia maiores do que ocorre comumente na natureza.

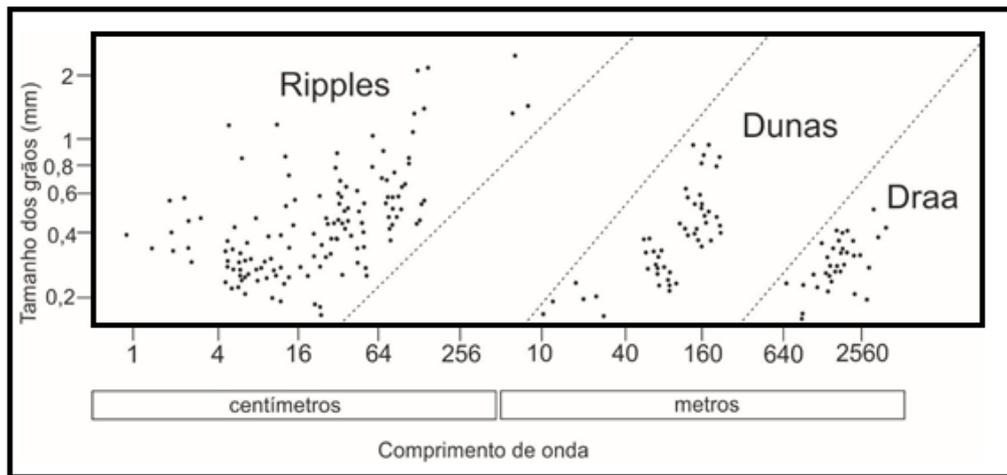
Assim, embora os sedimentos maiores possam ser transportados por fortes ventos, em geral, estão restritos aos processos de arrasto, onde os grãos se movimentam na superfície de deposição (MOUNTNEY, 2006; NICHOLS, 2009).

Os sedimentos mais finos, de areia média a areia muito fina, que constituem a maior parte dos materiais presentes em sistemas desérticos, são transportados pelos processos de saltação e reptação. Na saltação, os grãos são capturados pelo fluxo de ar e carregados em suspensão até retornarem à superfície devido a força gravitacional. Neste processo, que ocorre de forma contínua, ao retornarem à superfície, os grãos atingem os sedimentos lá depositados com uma certa energia, podendo arremessar clastos para o fluxo, levando-os ao processo de saltação, ou apenas movimentá-los na própria superfície, empurrando os grãos no processo chamado de reptação (MOUNTNEY, 2006; NICHOLS, 2009).

Uma vez que a energia associada a estes processos de transporte é restrita, o vento se torna um agente muito seletivo em relação aos materiais que carrega, tanto em questão de granulometria, como já citado, quanto em composição e forma dos grãos, gerando depósitos com alto grau de maturidade textural e composicional (MOUNTNEY, 2006)

Três principais *bedforms* geram depósitos eólicos, os *ripples* de vento, dunas eólicas e *draas*, sendo o tamanho a principal diferença entre tais formas (NICHOLS, 2009). *Ripples* de vento são pequenas ondulações de com comprimento em torno de 0,05 a 0,20 m e com altura entre 5 e 10 mm. Os processos eólicos possuem um alto grau de seleção ao mobilizar os sedimentos, por conta disso os *ripples* gerados pelo vento variam em sua granulometria entre as frações areia fina até areia grossa, porém mais comumente formados por areia fina a média. Já as dunas possuem maior comprimento e altura, entre 5 e 250 m, e podem ter formato variado, dependendo da direção e velocidade do vento, se há mais de uma direção de vento dominante, da disponibilidade de sedimento a ser transportado e da presença de vegetação (Figura 1). Os *draas* são estruturas de ampla extensão, as *mega bedforms*, formados apenas em ambientes com alta disponibilidade e aporte de sedimentos como grandes *ergs* (MOUNTNEY, 2006).

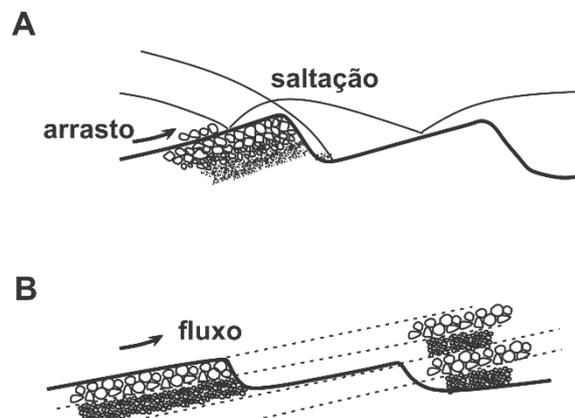
Figura 1: Tamanho e tipo de formas de leito (*bedforms*) construídas de acordo com a granulometria. Modificado de Mountney (2006).



Os processos de criação de tais *bedforms* geram no registro geológico três feições com características muito marcantes: *sets* de estratificações cruzadas, superfícies erosivas e as estratificações geradas por *grainflow*, *grainfall* e por *ripples* de vento (KOCUREK, 1991).

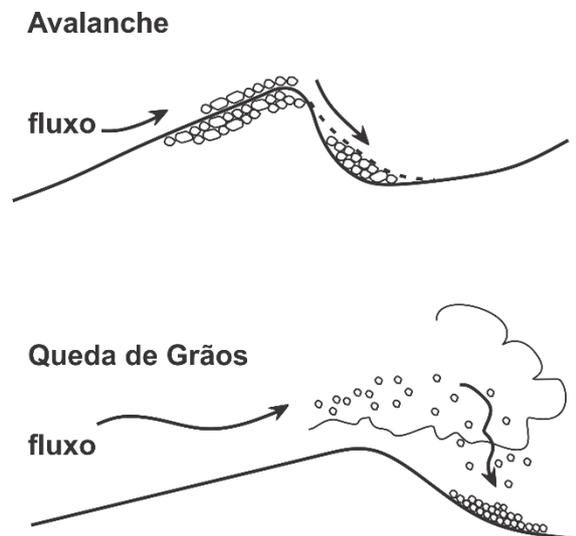
Ripples de vento formam no registro geológico, depósitos de laminações plano-paralelas do tipo *pinstripe lamination* (FRYBERGER & SCHENK, 1988) com gradação inversa, através da combinação dos processos de saltação e arrasto (Figura 2). Já as dunas são responsáveis pela construção de estratificações cruzadas através de dois processos, avalanche (*grainflow*) e queda de grãos (*grainfall*), em cujos *sets* podem se diferenciados em dois estratos (MOUNTNEY, 2006).

Figura 2: Esquema de formação de *ripples* de vento e *pinstripe lamination*. Em **A**, como os grãos se movimentam na construção dos *ripples*. Em **B**, observa-se a formação da laminação do tipo *pinstripe* (MIYAZAKI, 2015).



Os depósitos de *grainflow* são formados quando a inclinação do *lee side* (parte frontal da duna) excede o ângulo de repouso da areia seca, entre 32 ° e 34° (HUNTER, 1977) e a coesão entre os grãos se perde. A avalanche desse material gera o acúmulo de areia grossa na base da inclinação formada pelo *lee side*. Sobre as camadas de material mais grosso se sobrepõem camadas de areia fina a média, formadas pela queda dos sedimentos transportados pelo vento no processo de saltação e suspensão (Figura 3). Essas camadas correspondem ao estrato de *grainfall* (MOUNTNEY, 2006; NICHOLS, 2009).

Figura 3: Esquema dos processos de avalanche e queda de grãos que formam as dunas (MIYAZAKI, 2015).



Outras feições que podem ocorrer em depósitos eólicos são as estruturas de adesão, formadas quando os grãos em saltação são capturados pela superfície devido a forças de atração causadas pela presença de umidade, que constroem laminações irregulares ou onduladas no registro geológico, além de estruturas que não estão associadas ao transporte e deposição pelo vento, como marcas de dessecação, marcas de chuva, bioturbações, entre outras (MOUNTNEY, 2006; NICHOLS, 2009).

Com base no entendimento de como os depósitos eólicos se formam e como os mecanismos de transporte e deposição atuam, é possível individualizar os elementos arquiteturais que constroem um sistema deposicional desértico. Segundo Mountney (2006), os elementos arquiteturais que compõem um sistema eólico são as dunas, interdunas secas, interdunas úmidas, interdunas molhadas, lençóis de areia, *sabkha* e *playa lake*, além dos elementos não-eólicos. Para o presente trabalho, os elementos arquiteturais pertinentes são as dunas, cujo processo de construção já foi

descrito anteriormente, as interdunas secas e interdunas úmidas. As interdunas secas são formadas nas áreas de depressão entre duas dunas, quando não há influência da umidade no processo de sedimentação. A construção das interdunas secas se dá através da acumulação progressiva de depósitos de *ripples* de vento, formando uma camada plana, cuja extensão depende do espaço disponível entre as dunas (HUNTER, 1977).

Já as interdunas úmidas ocorrem na mesma área das interdunas secas, porém quando a superfície deposicional está em contato com a franja capilar do lençol freático e os grãos são depositados com a influência da umidade. A feição característica de interdunas úmidas é a estrutura de adesão, além da presença de evaporitos. Como a presença de umidade encoraja o desenvolvimento de vida, também é mais frequente a presença de organismos e no registro geológico, a bioturbação (MOUNTNEY, 2006).

4.3 Depósitos de Interação Eólica-fluvial

De forma geral, sistemas deposicionais fluviais são amplamente conhecidos, assim como as estruturas presentes e os elementos arquiteturais que os constroem, de modo que não serão abordados neste trabalho. No entanto, a presença de fluxos subaquosos em desertos pode gerar a formação de depósitos fluviais que interagem com o sistema eólico, e cuja a dinâmica de transporte e deposição e o registro geológico são completamente diferentes.

Langford e Chan (1989), Langford (1989) e Al-Masrahy e Mountney (2015) afirmam que a interação eólica-fluvial pode ser organizada em tipos, dependendo da direção do fluxo subaquoso em relação às *bedforms* eólicas e da área-fonte. Os tipos definidos pelos autores citados acima são:

Incurções fluviais orientadas paralelamente à direção das formas de duna: ocorre quando a direção do fluxo aquoso é paralela a direção de orientação da crista das dunas. Em tais casos, o depósito fluvial se desenvolve nas áreas de interdunas, e as dunas acabam por direcionando e restringindo o canal, tornando-o mais energético, e resulta em erosão localizada, misturando sedimentos eólicos com os carregados pelo rio.

Incurções fluviais orientadas perpendicularmente à direção das formas de duna: quando o fluxo aquoso se desloca perpendicularmente em relação à direção da

crista das dunas, a direção dos canais é fortemente controlada pelo tipo, tamanho e localização das dunas, desviando o fluxo ou parando-o completamente, o que resulta na formação de um lago.

Bifurcação do fluxo fluvial pela presença de uma duna eólica isolada: se o deserto é caracterizado pela presença de *bedforms* isoladas, o fluxo aquoso é impelido a se dividir quando em contato com um obstáculo topográfico, contornando-o. Nestes casos, a presença de água influencia na migração da duna, uma vez que pode aumentar o nível do lençol freático, levando a duna a ser ancorada, diminuindo a quantidade de material disponível a ser transportado e a erosão.

Redes de canais fluviais que atravessam todo o campo de dunas: a presença de um rio perene no sistema eólico literalmente separa o campo de dunas em dois, limitando as direções de transporte sedimentar por mecanismos eólicos, e durante as estações secas, os rios podem receber sedimentos transportados pelo vento em parte de sua calha, que são erodidos nas estações chuvosas, quando o rio volta à cheia.

Inundações em campos de dunas associadas à elevação do nível do lençol freático: em campos de dunas onde as inundações costumam ocorrer com frequência e em alta magnitude, e a recarga hídrica do lençol freático é alta, as áreas de interdunas podem ser inundadas não apenas nos episódios de enchente, o que leva às interdunas a permanecerem úmidas ou molhadas, mesmo em períodos de seca.

Incurções fluviais a partir de um único ponto-fonte no campo de dunas: esta interação ocorre exclusivamente na margem do campo de dunas, quando o sistema fluvial próximo a área fonte entra em contato com o campo de dunas, mas devido a sua energia, permanece concentrado em um único canal, limitando o avanço do campo de dunas.

Sistema fluvial laminar a partir de múltiplas fontes: associados principalmente aos depósitos de leque aluvial, este tipo de interação é caracterizada pela baixa capacidade de erosão e pela baixa energia do fluxo subaquoso, que se dispersa em diversos pequenos canais, espalhando também os sedimentos derivados do sistema fluvial entre os depósitos de dunas.

Fim do ancoramento de todo o campo de dunas pela influência do sistema fluvial: diversos grandes *ergs* possuem suas margens definidas por limites espacialmente abruptos devido a presença de sistemas fluviais efêmeros ou perenes, que influenciam no ancoramento das dunas, e podem obliterar completamente a deposição eólica.

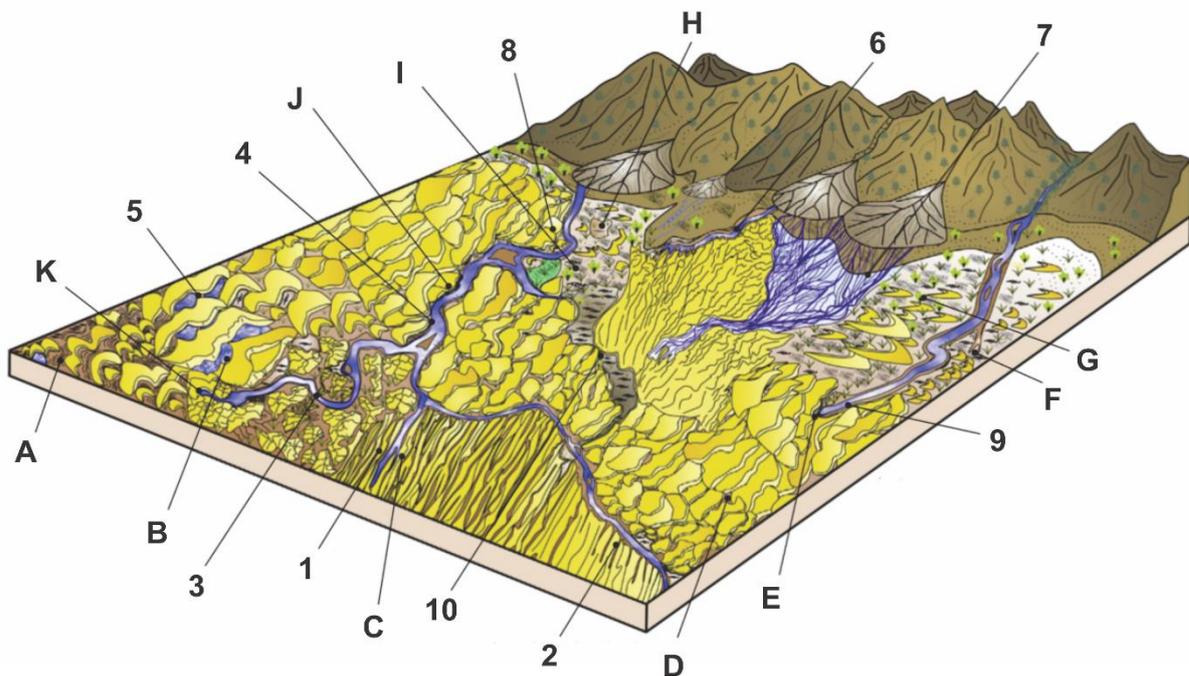
Fim das redes de canais fluviais em playas dentro do campo de dunas: os sistemas fluviais podem terminar de diversas maneiras no interior do campo de dunas, sendo a forma mais comum quando o fluxo canalizado torna-se não-canalizado, diminuindo sua competência em carregar materiais, e depositando os sedimentos mais finos, como argila e silte, formando lâminas em interdunas e *playas*.

Incurções fluviais longas e curtas: estas incurções, em geral, consistem em canais efêmeros ou intermitentes cujo fluxo é bloqueado pela presença de uma duna ou lençol de areia, e durante períodos de seca, recobertos pelos depósitos eólicos. Porém, tais depósitos podem ser obliterados por uma inundação.

Os tipos de interação descritos acima sintetizam a maior parte das associações de depósitos eólicos e fluviais (Figura 4). No entanto, a interação de sistemas eólico-fluviais pode variar muito além das apresentadas, pois dependem de diversos fatores de controle de dois sistemas distintos e da forma como interatuam. Assim, não necessariamente os depósitos estudados correspondem a uma das interações definidas anteriormente.

Outro aspecto a ser considerado é que as interações eólico-fluviais são mais frequentes na borda do *erg*, pois os fluxos subaquosos na maioria dos casos não possuem energia suficiente para percorrer longas distâncias e a presença do sistema fluvial limita a atuação do sistema eólico (LANGFORD & CHAN, 1989; AL-MASRAHY & MOUNTNEY, 2015). Portanto, a presença de depósitos fluviais em meio ao sistema eólico pode indicar se tratar da margem do *erg*, exceto em caso de depósitos que representem um único episódio ou de evento catastrófico.

Figura 4: Esquema ilustrativo dos tipos de interação eólica-fluvial em um *erg*. **1)** Incurções fluviais orientadas paralelamente à direção das formas de duna; **2)** Incurções fluviais orientadas perpendicularmente à direção das formas de duna; **3)** Bifurcação do fluxo fluvial pela presença de uma duna eólica isolada; **4)** Redes de canais fluviais que atravessam todo o campo de dunas; **5)** Inundações em campos de dunas associadas à elevação do nível do lençol freático; **6)** Incurções fluviais a partir de um único ponto-fonte no campo de dunas; **7)** Sistema fluvial laminar a partir de múltiplas fontes; **8)** Fim do ancoramento de todo o campo de dunas pela influência do sistema fluvial; **9)** Fim das redes de canais fluviais em *playas* dentro do campo de dunas; **10)** Incurções fluviais longas e curtas; **A)** Estratificações cruzadas remanescentes acumuladas após a passagem de dunas sobre uma superfície de interduna úmida; **B)** Depósitos laminados lacustres: elevação do nível da água em áreas de interduna; **C)** Inundação passiva em área de interdunas; **D)** Depressões de interdunas espacialmente isoladas; **E)** Dunas limitando cursos de água durante eventos de inundação; **F)** Depósitos fluviais desenvolvidos durante episódios de inundação; **G)** Dunas ancoradas pela presença de vegetação; **H)** Depósitos de *playa*; **I)** Áreas de desenvolvimento de calcrete e paleossolos; **J)** *Slumping* da frente da duna devido a erosão da base da duna pelo canal; **K)** Sistema de *playa lake* efêmero no final da incurção fluvial. Modificado de Al-Masrahy & Mounney (2015).



4.4 Superfícies Limitantes

Como citado anteriormente, as superfícies erosivas fazem parte do conjunto de feições marcantes em depósitos eólicos, e estão associadas ao conceito de superfícies limitantes. A definição de superfície limitante é, para Kocurek, (1991), uma superfície erosiva que se relaciona com um *set* de estratificações cruzadas, podendo ser construída através de diversos mecanismos. Brookfield (1977) afirma que são

superfícies de descontinuidade que representam uma pausa ou término da sedimentação, e onde pode haver também erosão associada. O autor reconheceu ainda, uma hierarquia que organiza as diferentes superfícies limitantes em um depósito segundo sua gênese e as relações com estruturas presentes.

Para Brookfield (1977), na hierarquia existem três superfícies eólicas são individualizadas, as superfícies de primeira ordem, correspondem às superfícies que interceptam todas as estruturas presentes no depósito, e estão associadas à passagem da maior *bedform* no sistema, como *draas*. Superfícies de segunda ordem são atribuídas à passagem de dunas sobre outras dunas, enquanto que as superfícies de terceira ordem correspondem à mudança de direção da migração de dunas. Tal hierarquia é bastante específica para os estudos realizados pelo autor, no entanto, sua lógica é a base da organização dos elementos arquiteturais em um depósito.

Seguindo o princípio proposto por Brookfield (1977) e Kocurek, (1991), a hierarquia das superfícies limitantes criada e adotada no presente trabalho corresponde a uma ordem inversa, onde superfícies de primeira ordem são atribuídas a superfícies de reativação, que representam uma mudança na direção local do vento e conseqüente mudança na direção de migração de uma duna, onde ocorre a erosão da *bedform* e deposição de uma duna acima. Superfícies de segunda ordem ocorrem entre *sets* de estratificações cruzadas, indicando o fim da sedimentação de dunas, e a erosão e retomada posterior da sedimentação de dunas no mesmo sistema eólico, porém com um hiato deposicional. Superfícies de terceira ordem correspondem às superfícies que limitam diferentes elementos arquiteturais, como a formação de uma duna sobre um depósito de interdunas. Já as superfícies de quarta ordem separam depósitos de diferentes gêneses, ou seja, depósitos formados por mecanismos eólicos de mecanismos fluviais, por exemplo.

As superfícies limitantes podem também estar relacionadas com mudanças climáticas, uma vez que o fim da sedimentação eólica em uma área e a substituição por erosão ou *bypassing* que geram uma superfície limitante demonstram que as condições ambientais no sistema podem ter mudado, tais como o nível do lençol freático, aporte e disponibilidade de material, fatores associados a umidade e velocidade do vento (KOCUREK, 1991) e quando tais superfícies se desenvolvem em áreas substanciais, são utilizadas como ferramentas para distinguir unidades genéticas diferenciadas, tais como o contato entre as formações.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo foi dividido em duas etapas, que consistem em: aquisição de dados e interpretação de dados. Inicialmente, foi realizada a revisão bibliográfica sobre os aspectos conceituais e geológicos regionais de trabalhos anteriores, para auxiliar a compreensão e permitir a escolha adequada de afloramentos para o estudo, juntamente com a análise de mapas geológicos, imagens de satélite e fotos aéreas.

Os estudos sedimentológicos consistem na descrição dos afloramentos em seções mono e bidimensionais e na interpretação das feições descritas, assim como integração entre diferentes afloramentos. A atividade de campo consiste na etapa de aquisição de dados, considerando a coleta das seguintes informações:

a) Litologia, grau de seleção e *fabric*, através da observação em amostra de mão com lupa, conforme a metodologia proposta por Tucker (2011);

b) Granulometria, através da observação em amostra de mão com lupa, utilizando-se o comparador granulométrico;

c) Espessura, forma e dimensões das camadas, estruturas sedimentares e bioturbações (dimensões, desenvolvimento espacial, preenchimento, características do revestimento das paredes internas, forma) através da observação no afloramento, conforme a metodologia proposta por Tucker (2011);

d) Os dados referentes a superfícies limitantes (erosivas ou de *bypassing*), de reconhecimento e descrição, são obtidos analisando-se croquis e fotos de alta resolução (BROOKFIELD, 1977; TALBOT, 1985; BASILICI & DAL BÓ, 2010; NEWELL, 2001). As imagens digitais obtidas possuem resolução de 14 Mpixels, e os croquis foram confeccionados no software CorelDRAW® X7.

A interpretação de dados consistiu, primeiramente, em individualizar os mecanismos físicos que geraram, transportaram e depositaram os sedimentos. Para tal, foram utilizados os dados relativos às características granulométricas dos sedimentos, aos tipos e organização das estruturas sedimentares, à textura superficial dos grãos de quartzo, às geometrias e tipo das camadas e dos contatos entre as camadas.

Foi utilizado o método de comparação com depósitos análogos antigos e recentes estudados em literatura, além do que já é conhecido e reproduzido em laboratório, não utilizando a interpretação em função de códigos de fácies segundo o

estilo de Miall (1978) e seguintes, considerando as observações e críticas sobre o uso de códigos de fácies de Bridge (1993).

A interpretação das superfícies limitantes foram definidas e ordenadas segundo os princípios gerais de Brookfield (1977), Allen (1983) e Ramos e Sopena (1983), porém, mais especificamente segundo o que se conhece em sistemas desérticos de *erg* e lençol de areia, ou de interação entre sistemas fluviais e *erg* por Kocurek (1988), Langford e Chan (1989), Fryberger (1993), Kocurek e Havholm (1993), Lancaster (1993), Sweet (1999), Newell (2001). No entanto, a nomenclatura das fácies, hierarquia das superfícies limitantes e associações de fácies foi definida pela autora exclusivamente para o presente trabalho.

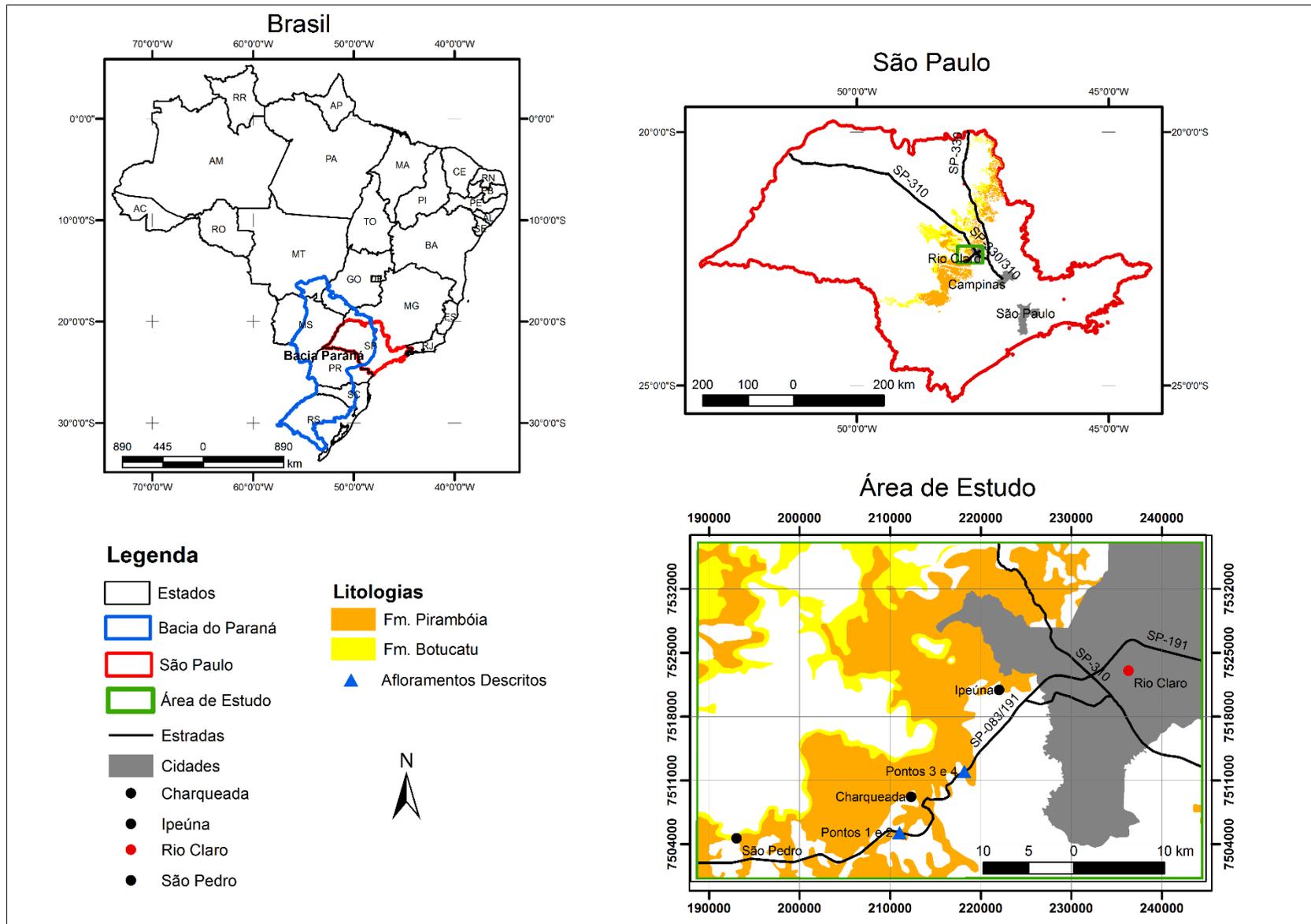
A definição de litofácies e de superfícies limitantes ordenadas levou à construção de elementos arquiteturais, segundo os princípios de Miall (1985) e em sistemas desérticos conforme descritos por Mountney (2006).

6 LOCALIZAÇÃO E ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo insere-se no contexto da Bacia do Paraná, que abrange diversos estados do Brasil, desde o Mato Grosso até o Rio Grande do Sul, continuando em parte da Argentina, Uruguai e Paraguai. A área de trabalho encontra-se no estado de São Paulo, a oeste do município de Rio Claro, entre as cidades de Ipeúna, Charqueada e São Pedro, entre as coordenadas de latitude 22°15'00" S e 22°35'00" S, e longitude 47°30'00" W e 48°00'00" W. O acesso é realizado por estradas asfaltadas a partir de Campinas, utilizando-se a rodovia SP-330 até Limeira, SP-310 até Rio Claro e SP-191 em direção à São Pedro (Figura 5).

Quatro afloramentos foram descritos, os afloramentos 1 e 2 encontram-se na rodovia SP-191 (Rodovia Irineu Penteadó), km 103 (211843 mE, 7505065 mN e 212007 mE, 7504974 mN, SAD69), que liga as cidades de Charqueada e São Pedro e correspondem a um corte de estrada de direção NW-SE. Já os afloramentos 3 e 4 encontram-se na mesma rodovia SP-191, porém, no km 89, no trecho que liga as cidades de Rio Claro, Ipeúna e Charqueada (218354 mE, 7511821 mN e 218332mE, 7511832 mN, SAD69), e correspondem a um corte NNE-SW.

Figura 5: Mapa de localização da área de estudo. Dados obtidos de IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (2015) e CPRM - Serviço Geológico do Brasil (2015).



7 CONTEXTO GEOLÓGICO

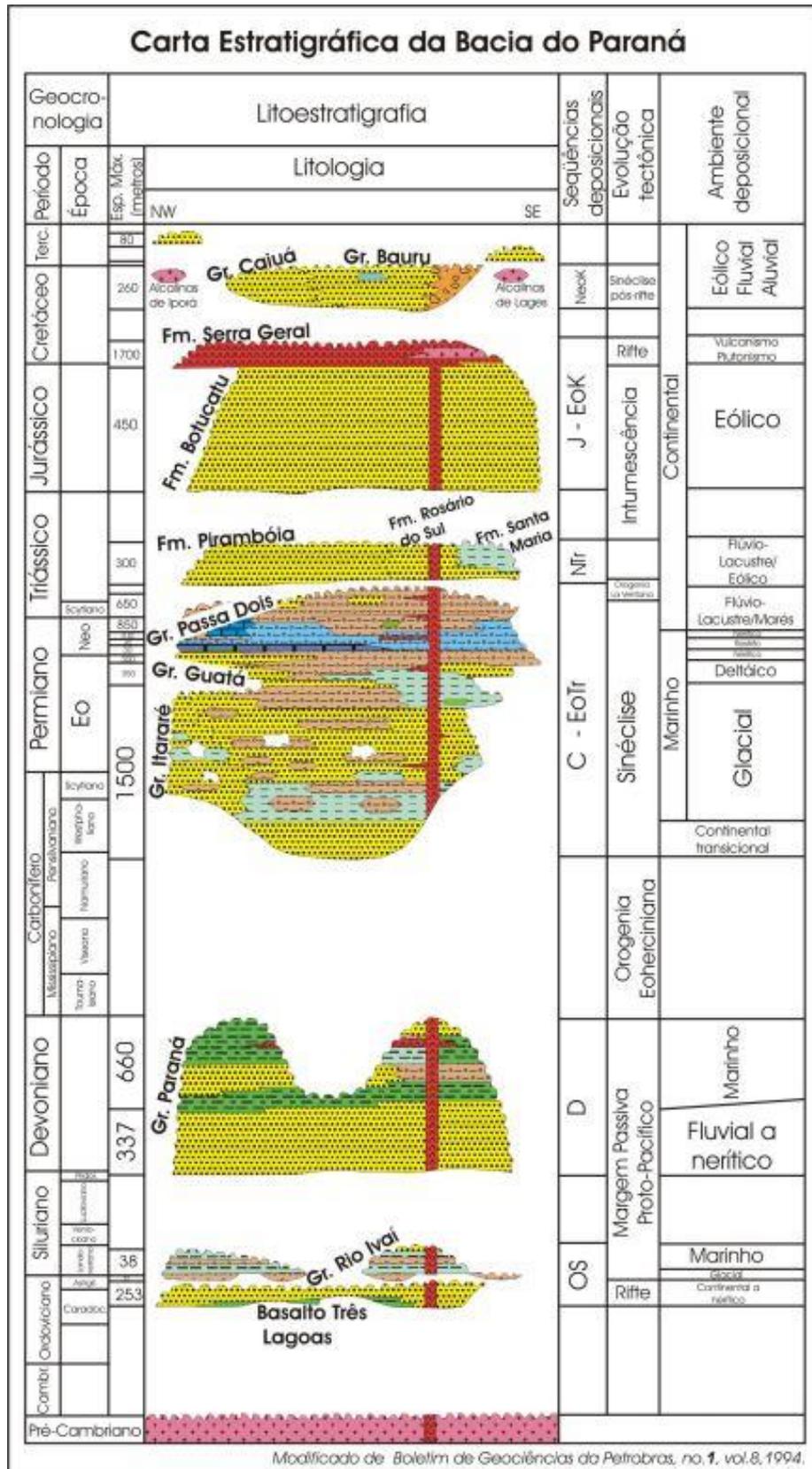
A Bacia do Paraná é uma bacia considerada do tipo intracratônica de forma aproximadamente elíptica, situada na porção sudoeste da América do Sul e cujo eixo maior tem direção norte-sul. A Bacia do Paraná compreende os estados do Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, parte de Goiás e Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, no Brasil, além de parte da Argentina, Paraguai e Uruguai, totalizando uma área de cerca de 1.500.000 km² de rochas sedimentares e vulcânicas, que somam mais de 6.000 m de espessura (MILANI *et al.*, 2007; PEREIRA *et al.*, 2012).

O embasamento sobre o qual a Bacia do Paraná está estabelecida é composto de rochas ígneas e metamórficas com idades radiométricas entre 700 e 450 M.a. (CORDANI *et al.*, 1984), cujo desenvolvimento está associado aos fenômenos tectonomagmáticos do Ciclo Brasileiro, no intervalo do final do Proterozoico ao início do Paleozoico (ALMEIDA, 1980; ZALÁN *et al.*, 1990; MILANI, 1997).

Quintas *et al.* (1997) afirma que as fases de deposição representam a superposição de três bacias diferentes, temporalmente individualizadas. Já Milani (1997) reconheceu as fases de deposição como Supersequências (VAIL *et al.* 1977 *apud* MILANI, 1997), na forma de pacotes rochosos que representam intervalos temporais com algumas dezenas de milhões de anos de duração e separados por superfícies de discordância de caráter interregional. Desta forma, será considerada aqui a organização do empilhamento estratigráfico proposta por Milani (1997) e Milani *et al.* (2007) (Figura 6).

Milani (1997) definiu seis Supersequências na Bacia do Paraná: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Triássico), Gondwana II (Meio ao fim do Triássico), Gondwana III (Jurássico-Cretáceo) e Bauru (final do Cretáceo). As três primeiras supersequências são representadas por sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivo-regressivos, ligados a oscilações do nível relativo do mar no Paleozoico, enquanto que as demais correspondem a pacotes de sedimentares depositados em ambiente continental e rochas ígneas associadas (MILANI *et al.*, 2007).

Figura 6: Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná (CPRM, 2015).



7.2 Formação Pirambóia

As primeiras descrições realizadas da Formação Pirambóia datam do final do séc. XIX e início do séc. XX, como parte da Formação Botucatu em depósitos de arenitos com estratificações cruzadas de grande porte, sotopostos ou intercalados a derrames basálticos, englobando todo o pacote mesozoico pré-vulcanismo basáltico (CAETANO-CHANG, 1997).

A unidade foi diferenciada apenas por volta da década de 1930, passando a ser considerada uma fácies da Formação Botucatu (BIGARELLA & SALAMUNI, 1961; GIANNINI *et al.*, 2004), e formalmente designada como Formação Pirambóia por Soares (1975), referindo-se a argilitos, siltitos e arenitos argilosos de origem subaquosa, enquanto a Formação Botucatu foi definida como arenitos de origem eólica.

A Formação Pirambóia possui ampla ocorrência na Bacia do Paraná, com registros nos estados de Mato Grosso do Sul, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, sendo parte da Supersequência Gondwana I. A base da Formação Pirambóia é definida por muitos autores (SOARES, 1975; ZALÁN *et al.*, 1987; MILANI *et al.*, 1998) como uma discordância erosiva de caráter regional, que marca o fim da sedimentação em ambiente de maré, lacustre e fluvial das Formações Teresina e Corumbataí na porção norte da bacia e da Formação Rio do Rasto no sul. Já o contato entre a Formação Pirambóia e a unidade sobrejacente, a Formação Botucatu, permanece tema de discussão, uma vez que ambas as unidades por vezes são descritas com as mesmas características (MASSIOLI & CAETANO-CHANG, 2007; MILANI *et al.*, 2007)

As rochas da Formação Pirambóia são descritas como arenitos médios a finos, com grãos de elevada esfericidade e aspecto fosco, róseos, cujas camadas exibem estratificações cruzadas e estratificações plano-paralelas, e depósitos fluviais de canal do tipo entrelaçado, com depósitos de arenitos conglomeráticos, com matriz de areia grossa e localmente estratificações cruzadas de pequeno a médio porte, e interpretadas como uma sequência cíclica eólica-fluvial, de ambiente semiárido ou como uma sequência predominantemente eólica de ambiente árido, como a Formação Botucatu (CAETANO-CHANG, 1997; GIANNINI *et al.*, 2004; CAETANO-CHANG & WU, 2006; MILANI *et al.*, 2007). Alguns autores consideram a Formação Pirambóia como cronocorrelata com a Formação Sanga do Cabral e com a Formação Guará

(LAVINA & FACCINI, 1993; SCHERER & LAVINA, 2005), devido ao fato de ambas as unidades apresentarem idade da metade do Permiano e início do Triássico (HOLZ *et al.*, 2008, HIRATA *et al.*, 2011). No entanto, a idade da Formação Pirambóia não é bem definida, uma vez que os fósseis presentes nas unidades são encontrados nas unidades subjacentes e apresentam indícios de retrabalhamento, indicando pertencer às unidades abaixo e o contato com a Formação Botucatu é parcialmente delimitado por uma superfície erosiva que não ocorre em toda a unidade e não há diferenças significativas que indiquem um contato definitivo (CAETANO-CHANG, 1997; MASSIOLI & CAETANO-CHANG, 2007; MILANI *et al.*, 2007).

7.3 Formação Botucatu

Com registro ao longo de toda a bacia, a Formação Botucatu é considerada geralmente a última unidade sedimentar da Bacia do Paraná, na Supersequência Gondwana III. É constituída predominantemente por arenitos com estratificações cruzadas de grande porte, com grãos bem arredondados e bem selecionados, com superfície fosca, de granulometria fina a muito fina, com atributos faciológicos bastante característicos de ambiente desértico dominado pelo vento, e superfícies de deflação com ventifactos (SCHERER, 2000; SCHERER & LAVINA, 2006; MILANI *et al.*, 2007). Milani *et al.* (2007) afirmam ainda que ocorrem, junto ao topo da unidade, sedimentos lacustres com até 10 m de espessura, na forma de ritmitos com termos argilosos, siltíticos e arenosos arranjados segundo uma bem-definida estratificação plano-paralela, que pode estar relacionado a um aumento de umidade no ambiente.

O contato basal da Formação Botucatu é bem definido apenas no Rio Grande do Sul, por uma discordância erosiva de caráter regional, sendo que em outras localidades da Bacia do Paraná, ocorrem superfícies erosivas descontínuas que podem ou não indicar o limite entre as Formações Pirambóia e Botucatu (CAETANO-CHANG, 1997; SCHERER & LAVINA, 2006), enquanto o topo da unidade é delimitado pelos basaltos da Formação Serra Geral.

A Formação Botucatu, assim como a Formação Pirambóia, não possui idade bem estabelecida principalmente devido ao escasso conteúdo fossilífero. No entanto, como a Formação Serra Geral é bem datada, muitos autores acreditam que a

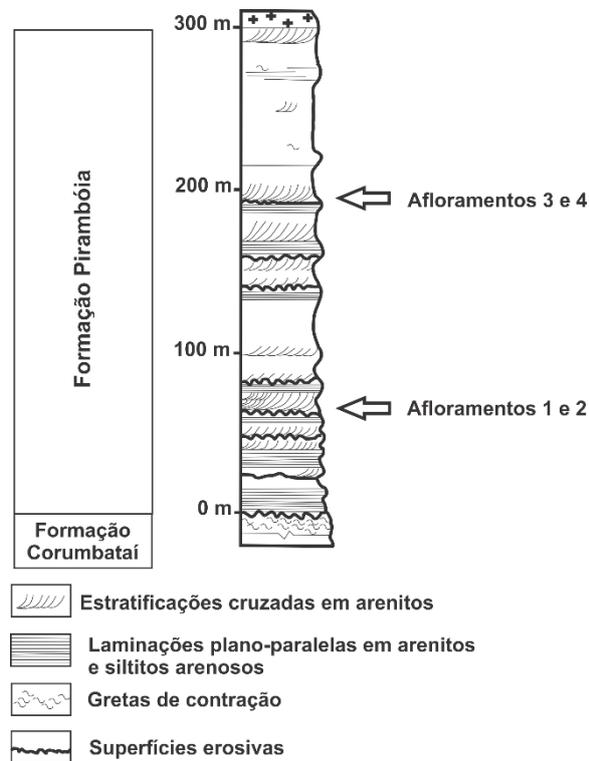
sedimentação da Formação Botucatu se deu entre o Jurássico e o Cretáceo (GESICKI, 2007).

8 RESULTADOS

Os quatro afloramentos descritos correspondem a dois cortes de estrada na Rodovia Irineu Penteadó (SP-191), escolhidos segundo o mapa do Serviço Geológico do Brasil - CPRM (2006). Os atributos observados entre os afloramentos são bastantes semelhantes, de modo que as fácies descritas incorporam os elementos observados nos quatro pontos, e individualizadas de acordo com as características litológicas.

O afloramentos 1 e 2 representam um corte NW-SE da porção intermediária da Formação Pirambóia (Figura 7), sendo o primeiro uma exposição de aproximadamente 20 m de extensão lateral e 4 m de altura, enquanto que o afloramento 2 apresenta 280 m de extensão e em média, 4 m de altura. Já os afloramentos 3 e 4 se encontram 100 m acima dos dois primeiros e demonstram um corte NNE-SW do topo da unidade, com 89 m de extensão e 8 m de altura para o afloramento 3 e 100 m de extensão e 7,5 m de altura para o afloramento 4.

Figura 7: Seção-tipo da Formação Pirambóia. As setas indicam a posição estratigráfica dos afloramentos descritos. Modificado de Soares (1975).



8.1 Descrição das fácies

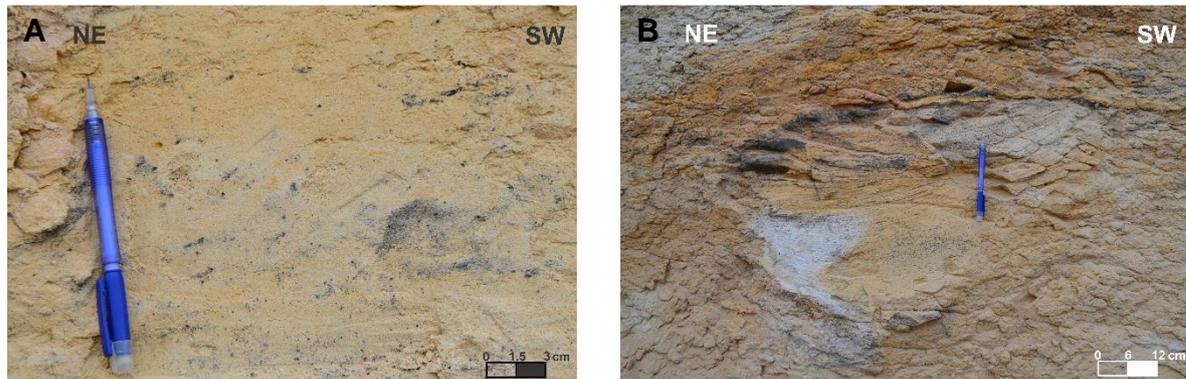
8.1.1 Arenito fino com estratificações cruzadas tabulares

Esta fácies, presente apenas nos afloramentos 3 e 4, apresenta espessura média de 3 m e tem sua base delimitada por gradativa mudança de intercalações de areia fina e areia média para uma dominância de lâminas de areia fina, com grãos bem arredondados e bem selecionados. As lâminas de areia média se tornam progressivamente menos espessas e mais escassas, até só restar lâminas de areia muito fina a fina, em estratificações cruzadas tabulares de baixo ângulo, com inclinação de 06° a 12° para N-NE.

A laminação é sutil, devido à pouca variação nas características dos grãos. Os sets apresentam espessura de 1 a 1,5 m, com intercalações de lâminas areia muito fina a fina, de espessura de 1 a 3 mm com lâminas de areia fina a média de espessura de 2 a 5 mm (Figura 8A). Alguns sets contém ainda superfícies erosivas que formam depressões de cerca de 0,2 a 0,4 m de altura e 0,4 a 0,7 m de comprimento,

preenchidas por lâminas de areia muito fina e lâminas de areia fina com espessura de 0,2 até 1 mm (Figura 8B).

Figura 8: **A)** Detalhe da granulometria muito fina a fina presente na fácies; **B)** Depressão preenchida por lâminas de areia muito fina a fina. (MIYAZAKI, 2015)



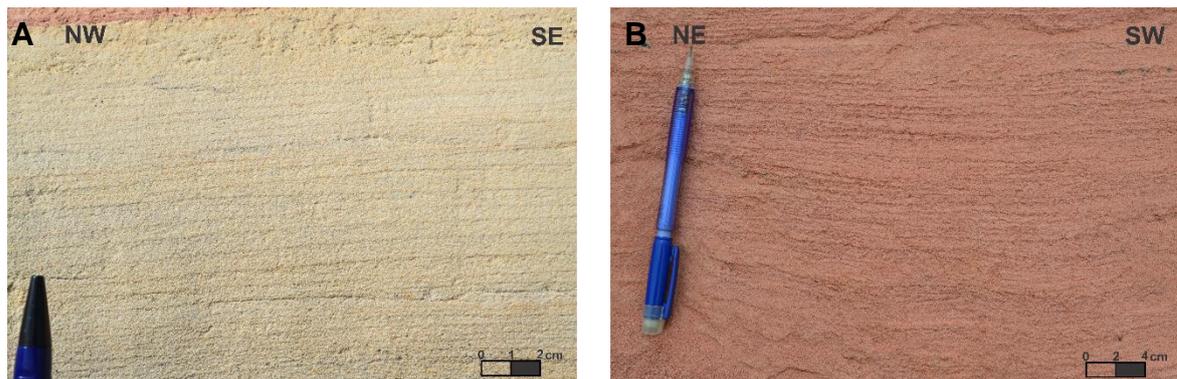
8.1.2 Arenito com laminações plano-paralelas

Em todos os afloramentos ocorre um arenito que apresenta *sets* de laminações plano-paralelas. Nos afloramentos 1 e 2, a base é definida por uma superfície erosiva (S3) plana entre esta fácies e a fácies arenito fino a médio com estratificações cruzadas, e o topo é definido por uma superfície erosiva irregular, que corresponde a uma superfície limitante de ordem 4 (S4). Já nos afloramentos 3 e 4, a base não é observada, e o topo é delimitado por uma superfície erosiva plana e inclinada aproximadamente 15°, que representa uma superfície limitante de ordem 3 (S3).

Esta fácies apresenta espessura média de 0,8 a 1,2 m nos afloramentos 1 e 2, e 5 m nos afloramentos 3 e 4. A fácies é constituída por *sets* de laminações sub-horizontais (inclinação < 5°) e de baixo ângulo (inclinação < 10°, para N-NE), com grãos bem arredondados e bem selecionados de areia fina com espessura que varia de 1 a 8 mm e areia média com espessura de 0,5 a 20 mm, e extensas lateralmente cerca de 0,04 a 0,25 m, com gradação inversa entre as lâminas de diferentes granulometrias (Figura 9A e 9B), formando a estrutura similar a pinstripe lamination (FRYBERGER & SCHENK, 1988). Estes *sets* são separados por superfícies de reativação de ordem 1 (S1) e tem espessura que varia de 0,4 m a 0,7 m, em alguns locais afinando lateralmente, o que deixa o *set* com formato de cunha. No extremo

sudeste do afloramento 1, ocorre uma superfície de reativação semicircular de 0,38 m de altura e 2,48 m de extensão, preenchida pelo mesmo material que compõe o restante da fácies, com pequenas estratificações cruzadas que representam o preenchimento progressivo (Figura 10A).

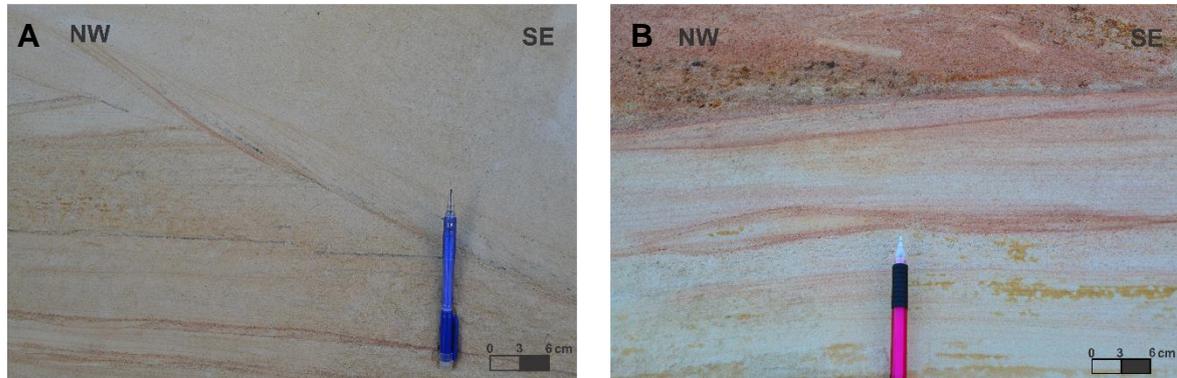
Figura 9: Detalhe de *pinstripe lamination*. **A)** Afloramento 1; **B)** Afloramento 3. (MIYAZAKI, 2015).



Em um dos sets no afloramento 3 se observam diversas bioturbações formadas por galerias escavadas e preenchidas por areia média, sem ramificações. Também ocorrem sets de estratificações cruzadas com inclinação entre 14° e 25° para NW, cuja espessura varia de 0,15 a 0,2 m e estratificações cruzadas de pequeno porte, com cerca de 0,2 m de altura e inclinação de 27° para SE, com as mesmas características granulométricas e de distribuição de grãos, bem arredondados e bem selecionados, sendo os grãos de areia média. Entre os grãos, principalmente nas lâminas de granulometria areia média, ocorrem nódulos e concreções de óxidos, de origem diagenética.

Em alguns pontos do afloramento 1, principalmente abaixo da superfície limitante superior, ocorrem lâminas onduladas assimétricas (Figura 10B) entre as laminações plano-paralelas, com as mesmas características granulométricas de toda a fácies e gradação inversa, com cerca de 0,15 m de comprimento e 0,03 m de altura.

Figura 10: **A)** Depressão preenchida, onde se observam estruturas formadas pela inclinação da superfície de deposição; **B)** Lâminas onduladas presentes entre as laminações plano-paralelas. (MIYAZAKI, 2015).

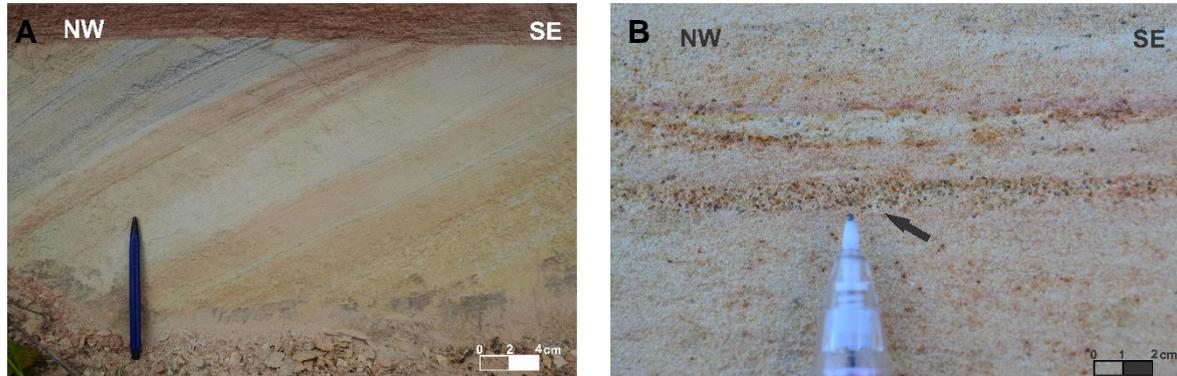


8.1.3 Arenito fino a médio com estratificações cruzadas

Esta fácies ocorre na base do afloramento 1, sendo exposta apenas 0,2 a 0,4 m, e acima da fácies arenito com laminações plano-paralelas nos afloramentos 3 e 4, com espessura média de 0,9 m. Esta consiste em um arenito com estratificações cruzadas (Figura 11A) com grãos bem arredondados e bem selecionados, compostas de lâminas de areia muito fina a fina, com espessura que varia de 2 mm até 20 mm, e lâminas de areia média com espessura de 0,5 até 20 mm (Figura 11B). As lâminas possuem inclinação de 27° para NW no afloramento 1 e 10° a 17° para N-NE nos afloramentos 3 e 4, e tem comprimento variando entre 0,05 e 0,3 m.

No afloramento 1, o topo desta fácies é delimitado por um contato abrupto e corresponde a uma superfície erosiva plana e sub-horizontal (inclinação < 5°), que representa uma superfície limitante de ordem 3 (S3). Nos afloramentos 3 e 4, o contato com a fácies sobrejacente é gradacional, com uma diminuição progressiva da espessura das lâminas de areia média, até apenas ocorrer lâminas de areia muito fina a fina.

Figura 11: **A)** Estratificações cruzadas tabulares em arenito fino a médio; **B)** Segregação dos grãos de areia média e fina nas lâminas (MIYAZAKI, 2015).



Nos afloramentos 3 e 4 ocorre ainda, nesta fácies, lâminas de areia média de espessura de 3 a 24 mm com dobras cilíndricas assimétricas sinclinais de 0,04 a 0,3 m de comprimento de onda e cerca de 0,03 m de amplitude.

8.1.4 Arenito com estratificações cruzadas acanaladas

Esta fácies engloba diversos sets de estratificações cruzadas acanaladas, em que os *cosets* são separados por superfícies erosivas de ordem 2 (S2), planas e sub-horizontais, e os sets são separados por superfícies erosivas de ordem 1 (S1), que delimitam as estratificações, correspondendo a superfícies de reativação. Cada set possui altura de cerca de 0,7 m, e cada *coset* tem altura entre 0,9 m e 1,6 m.

As estratificações cruzadas possuem mergulho de 10° a 20° para SE, e se tornam tangenciais na base dos sets. Alguns sets de estratificações cruzadas mergulham entre 15° e 20° para NW. Na base das camadas, junto ao limite com a fácies arenito conglomerático, ocorrem ainda alguns intraclastos de areia fina, do mesmo tamanho e características já descritas. O restante da fácies apresenta lâminas de areia fina a média com espessura de um 0,3 a 7 mm, com 0,2 a 0,3 m de largura, e lâminas de areia muito fina de espessura de 2 a 12 mm, com 0,3 a 0,5 m de largura, indicando a segregação dos materiais. Os grãos são bem arredondados, porém pouco esféricos, com o formato oval, e bem selecionados, com a superfície fosca.

Nas porções intermediárias desta fácies, ocorre um set de estratificações onde algumas lâminas de areia média apresentam dobras, com espessura de 0,3 a 15 mm, comprimento de 0,04 a 0,12 m e altura de 0,01 a 0,05 m. As dobras são do

tipo cilíndrica, assimétricas e sinclinais. As lâminas de areia fina acima e abaixo apresentam cimentação e acompanham a forma da dobra sem entretanto, exibir deformação (Figura 12).

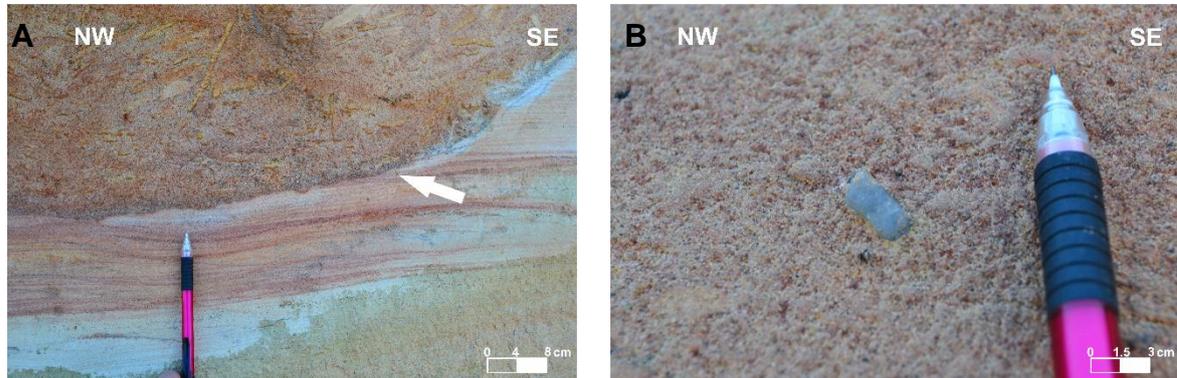
Figura 12: Dobras encontradas no afloramento 2, na fácies arenito com estratificações acanaladas. (MIYAZAKI, 2015)



8.1.5 Arenito conglomerático

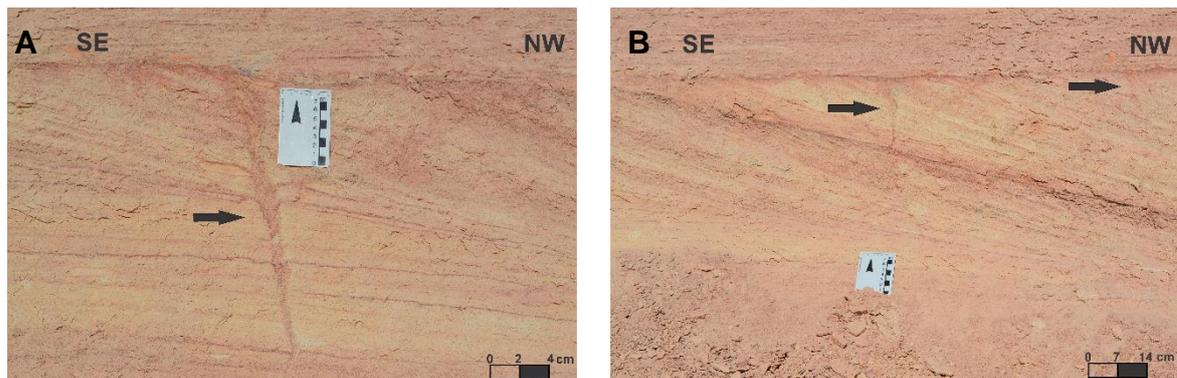
Acima da superfície de erosão irregular de ordem 4 (S4) no afloramento 1 (Figura 13A), ocorre um depósito que corresponde a um arenito conglomerático com espessura de 0,8 m. O material presente é predominantemente areia grossa, com gradação normal até areia média no topo da camada. Principalmente na base da camada, próximo a superfície erosiva S4, ocorrem intraclastos de areia fina, com altura de 5 a 50 mm e comprimento de 20 a 200 mm, e clastos de quartzo bem arredondados, de 10 a 20 mm de diâmetro (Figura 13B). A inclinação dos clastos varia de 10° a 15° para SE e 15° a 30° para NW. Diversas superfícies de reativação, que correspondem a superfícies erosivas de ordem 1 (S1), ocorrem ao longo do arenito conglomerático. Em alguns pontos, ocorrem pequenas estratificações cruzadas com intraclastos em meio às estratificações.

Figura 13: **A)** Detalhe do contato erosivo irregular entre as fácies arenito com laminações plano-paralelas e arenito conglomerático; **B)** Clasto de quartzo encontrado no arenito conglomerático. (MIYAZAKI, 2015)



A fácies é limitada, em seu topo, por uma superfície erosiva plana considerada uma superfície limitante de ordem 4 (S4). Relacionada a esta superfície erosiva S4, acima da fácies subaquosa, ocorrem fissuras que correspondem a seções meridionais de fraturas, com cerca de 0,1 a 0,4 m de altura e espessura de 30 mm, afinando para baixo até 2 mm, preenchidas por areia fina (Figura 14A e B).

Figura 14: Fraturas preenchidas, localizadas acima da fácies arenito conglomerático. **A)** Detalhe da fratura; **B)** Visão geral. (MIYAZAKI, 2015)



8.2 Análise de fácies

8.2.1 Arenito fino com estratificações cruzadas tabulares

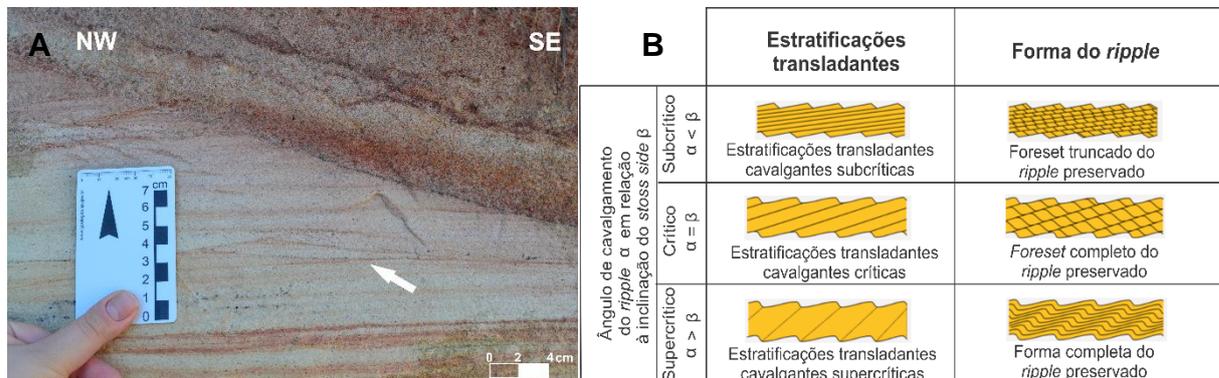
As características observadas na transição da fácies subjacente para esta fácies, quando há lâminas de areia média, são muito semelhantes às descritas nas fácies de queda de grão e de avalanche. As estratificações compostas apenas de areia muito fina a fina poderiam corresponder então, ao processo de queda de grão (*grainfall*), quando o vento carrega nuvens de grãos em saltação que se depositam no topo do *lee side*, devido à diminuição de velocidade do fluxo. Como a avalanche ocorre usualmente das porções do topo em direção à base do depósito, carregando os grãos de maior granulometria, as porções de menor granulometria prevalecem no topo da *bedform* (MOUNTNEY, 2006).

8.2.2 Arenito com laminações plano-paralelas

A estrutura *pinstripe lamination* pode ser formada tanto pelos processos de queda de grãos (*grainfall*) quanto de avalanche (*grainflow*), quanto pela sedimentação de marcas onduladas (*ripples*), que juntamente com a gradação inversa forma uma feição típica de ambiente dominado pelo vento (FRYBERGER & SCHENK, 1988). Em geral, predomina a formação de tal estrutura em *ripples*, uma vez que o registro de *pinstripe lamination* em depósitos de queda de grão é bastante raro, e em depósitos de avalanche, a granulometria que predomina é maior do que se tem geralmente registro nas lâminas de *pinstripe*, que por sua vez, é constituída de areia média a fina e areia muito fina, até silte (FRYBERGER & SCHENK, 1988). Assim, as laminações plano-paralelas presentes podem indicar que esta fácies foi formada por processos eólicos.

As lâminas onduladas correspondem a estratificações transladantes cavalgantes críticas, e sua presença corrobora para o entendimento da fácies como sendo de origem eólica. Tais estruturas, apesar de ocorrerem isoladamente entre as laminações plano-paralelas, indicam que tanto o *stoss side* quanto o *lee side* do *ripple* formado pelo vento foram preservadas, pois se constroem quando o ângulo de cavalcamento é igual ao ângulo de inclinação do *stoss side* (HUNTER, 1977), ou seja, são em realidade *ripples* de vento, o que indicam, obviamente, o processo eólico (Figura 15A e B).

Figura 15: A) Detalhe da marca ondulada de vento (MIYAZAKI, 2015); **B)** Resumo dos tipos de estratificações transladantes cavalgantes. Modificado de Hunter (1977).



As estratificações cruzadas de pequeno porte correspondem a uma pequena duna devido à uma mudança de energia do fluxo e pequeno incremento do aporte em alguns pontos. As bioturbações presentes na fácies indicam certa estabilidade do depósito, uma vez que permitiu que vida se desenvolvesse. Tal feição foi possivelmente formada por algum organismo escavador, uma vez que não apresenta ramificações ou halos de redução que indiquem marcas de raízes, e foram preenchidas pelo mesmo material, o que geralmente ocorre quando formada pela ação de algum animal (DRIESE & MORA, 2001).

8.2.3 Arenito fino a médio com estratificações cruzadas

A clara segregação entre lâminas de areia média das lâminas de areia fina a muito fina presente nesta fácies indica que dois processos eólicos poderiam estar atuando para a deposição destes materiais. Estes processos são de avalanche (*grainflow*) para os grãos de areia média e de queda de grãos (*grainfall*) para os grãos de areia fina a muito fina. Como estes dois processos representam mecanismos de deposição diferenciados, esta fácies pode ser individualizada em dois estratos, o estrato de avalanche e o estrato de queda de grãos.

8.2.4 Arenito com estratificações cruzadas acanaladas

O transporte e deposição dos clastos foi realizado por um fluxo eólico, uma vez que os grãos apresentam a superfície fosca e com marcas de abrasão, característica da ação do vento (NICHOLS, 2009). O vento é muito seletivo, e além de carregar apenas determinadas granulometrias conforme a velocidade do fluxo,

também é comum que apenas os minerais mais resistentes permaneçam, como quartzo e ocasionalmente feldspato (NICHOLS, 2009), formando grãos como os observados nas lâminas de areia média.

As características presentes nesta fácies arenito com estratificações cruzadas acanaladas, de lâminas bem definidas e clara segregação de grãos de diferentes granulometrias indica dois diferentes processos de transporte e deposição, de avalanche e queda de grãos formando, em realidade, dois estratos distintos. Os estratos de queda de grão correspondem às lâminas de material mais fino, enquanto que os estratos de avalanche são representados por lâminas de areia média.

Algumas porções apresentam lâminas com dobras, que possivelmente se deformaram após a sedimentação, como por exemplo, devido a bioturbação, sendo as lâminas deformadas pegadas de animais ou resultado da remobilização do material por algum organismo escavador. Porém, é possível que seja também resultado da presença de água na superfície de deposição, quando o nível do lençol freático se encontra mais elevado, formando estruturas de adesão, que são pequenas elevações e sulcos formadas através da captura dos grãos pela superfície úmida (MOUNTNEY, 2006) ou uma deformação por sobrecarga na camada devido à deposição dos materiais sobrejacentes.

8.2.5 Arenito conglomerático

Nichols (2009) afirma que o vento possui uma capacidade limitada de transportar grãos, e comumente ventos conseguem transportar até a granulometria areia. Clastos maiores que areia apenas são transportados pelo vento em situações específicas, como tempestades. Assim, a presença de intraclastos e grãos de quartzo de tamanho de cascalho indica que esta fácies foi formada por um processo de transporte subaquoso, e não por processos eólicos. As características superficiais dos grãos observadas no arenito e os intraclastos de areia fina indicam o retrabalhamento do material presente nos depósitos eólicos subjacentes.

A gradação normal e a concentração de intraclastos na base da fácies indicam uma diminuição progressiva da energia do fluxo. A velocidade com que o fluxo inicia seu movimento se reduz ao longo do tempo, e conseqüentemente, a energia também é perdida, se dissipando devido à interação com o fundo, o atrito dos grãos entre si e com a água, levando à deposição dos clastos maiores, e posteriormente, de clastos

menores, formando a gradação normal, em que grãos maiores se concentram na base da camada e a granulometria diminui progressivamente, sendo este processo um indicativo de turbulência (MIALL, 1999; NICHOLS, 2009).

Nos locais onde ocorrem as pequenas estratificações cruzadas com intraclastos, dois processos possivelmente atuaram. O primeiro processo consiste na canalização do fluxo por uma depressão na superfície de deposição, e a interação da água com tal depressão permitiu a formação de estruturas, como dunas subaquosas. O outro processo passível de atuação é a presença da depressão, porém, sem a canalização do fluxo. Neste caso, os grãos se depositam na depressão segundo a superfície, e nas áreas de declividade podem formar estruturas inclinadas, indicando apenas a forma do preenchimento. Como os intraclastos se encontram entre as estratificações, o segundo processo atuou, uma vez que no primeiro caso, haveria separação de clastos com diferentes granulometrias, não permitindo a deposição de areia com os intraclastos.

A superfície erosiva que ocorre abaixo do depósito aluvial, como também acima, separa dois depósitos formados por processos totalmente diversos, sendo considerada portanto de ordem 4 (S4), que não representam as mesmas condições de umidade e o mesmo tipo de fluxo.

As fraturas encontradas junto a superfície erosiva correspondem às chamadas fraturas poligonais, e são a representação destas em perfil. Fraturas poligonais são, em realidade, marcas de dessecação que formam polígonos na superfície do terreno, devido à expansão e contração de sais conforme mudanças de temperatura e umidade ao longo do dia, e indicam que tal superfície ficou exposta por um período (KOCUREK & HUNTER, 1986). Os sais podem estar presentes e visíveis apenas em seção delgada ou passado por processo de substituição durante a diagênese, não sendo observados em afloramento. Tais fraturas demonstram que a superfície erosiva representa um hiato, ou seja, um período de não-deposição, onde pode ter havido apenas erosão ou *bypassing*, quando os grãos são transportados sem erosão, mas também sem sedimentação.

8.3 Associação de Fácies

8.3.1 Associação de Fácies 1 (AF1):

Mountney (2006) define que os estratos de queda de grão e os estratos de avalanche representam duas fácies diferenciadas, fácies de avalanche (*grainflow*) e fácies de queda de grão (*grainfall*), e a associação destas duas fácies constitui uma duna. Assim, todas as fácies descritas como formadas pelos processos de queda de grãos e avalanche são, em realidade, uma associação de fácies, de modo que AF1 é composta pelas litofácies arenito fino a médio com estratificações cruzadas e arenito fino a médio com estratificações cruzadas tabulares.

O formato tangencial das estratificações presentes nos arenitos com estratificações cruzadas acanaladas pode indicar que se trata da base da duna preservada, quando os grãos se depositam no final do *lee side* e no início da interduna, enquanto que estratificações cruzadas tabulares podem indicar porções intermediárias ou no topo da duna.

As diversas superfícies de reativação S1 presentes indicam que o vento pode ter mudado localmente de direção, uma vez que as próprias dunas interagem com o fluxo, mudando seu curso, além de sugerir que houve um momento de não-deposição entre um sentido da duna e outro, a ponto de estabilizar o depósito anterior (KOCUREK, 1991), assim como a superfície de ordem 2 (S2) indica que houve uma pausa na deposição, erosão e nova deposição, o que confirma a hipótese das estratificações cruzadas acanaladas corresponderem a base da duna preservada.

8.3.2 Associação de Fácies 2 (AF2):

A fácies arenito fino com estratificações tabulares, como descrita anteriormente, consiste apenas na fácies queda de grão (*grainfall*). Assim, a associação de fácies 2 é composta apenas por esta fácies, que indica o processo onde vento carrega nuvens de grãos em saltação que se depositam no topo do *lee side*, ocorrendo usualmente nas porções do topo em direção à base da duna (MOUNTNEY, 2006), demonstrando a porção superior da duna representada.

8.3.3 Associação de Fácies 3 (AF3):

Ao contrário das fácies formadas por queda de grãos e avalanche, a fácies formada por *ripples* de vento representam um único processo de deposição, de modo

que a associação de fácies é formada por um única fácies, arenito com laminações plano-paralelas, que apresenta a dominância de depósitos de *ripples* de vento, o que indica que tratam-se de depósitos de interduna seca.

As superfícies erosivas de ordem 3 (S3), que separam a interduna de dunas subjacentes, representam a superfície de migração das interdunas, desenvolvidas pela erosão que limita a interduna das *bedforms* na sucessão, e de forma geral, tem baixa inclinação e grande extensão, como todas as superfícies erosivas formadas pelo vento (KOCUREK, 1991; MOUNTNEY 2006).

8.3.4 Associação de Fácies 4 (AF4):

Esta associação representa o depósito formado por processos não-eólicos, sendo composta pelo arenito conglomerático, interpretado como formado por um fluxo subaquoso, o que significa que a água atuou para a formação do depósito, definindo este como um depósito aluvial.

8.4 Elementos Arquiteturais

Com base nas associações de fácies e na geometria dos depósitos observadas nos esquemas (Figuras 16, 17, 18, 19 e 20), foram individualizados três elementos arquiteturais, as dunas eólicas, interdunas secas e depósito aluvial, e o resumo de todos os resultados obtidos pode ser observado na tabela 1.

8.4.1 Dunas eólicas

Dunas eólicas são acumulações de estratos gerados por diferentes processos, movendo-se em diferentes velocidades e direções em relação umas às outras. Em áreas onde há disponibilidade e aporte de sedimentos que permitem a acumulação, ocorre a sedimentação de diferentes *bedforms* sucessivamente, em diferentes ângulos, preservando estratificações cruzadas e superfícies limitantes associadas (MOUNTNEY, 2006). Assim, uma duna corresponde a associações de fácies de avalanche, fácies de queda de grãos e *ripples* de vento, de modo que as associações de fácies 1 e 2 correspondem a elementos de dunas.

Segundo Kocurek (1991) e Mountney (2006), uma duna eólica é construída como *sets* de *ripples* de vento em sua base, seguido de uma intercalação de estratos de queda de grãos e avalanche, e no topo da duna, ocorre apenas o estrato de queda

de grãos. A associação de fácies 1 apresenta fácies de *grainflow* e fácies de *grainfall* em uma intercalação que constrói estratificações tabulares, em uma camada plana e inclinada, indicando se tratar de uma porção intermediária de uma duna, enquanto a associação que constitui estratificações cruzadas acanaladas indica uma posição intermediária a basal em uma duna. Já a associação de fácies 2, que apresenta apenas a fácies de queda de grão indica um depósito na crista de uma duna, ocorrendo também em uma camada plana e inclinada.

Devido aos diferentes processos atuantes e diferentes direções, a duna raramente é preservada em sua totalidade, como é possível observar nos afloramentos descritos, onde apenas a base de uma duna está preservada nos afloramentos 1 e 2, enquanto nos afloramentos 3 e 4 ocorrem apenas o topo de outra duna, o que não permite identificar nem a forma nem a dimensão original do depósito.

8.4.2 Interdunas secas

Depósitos formados por *ripples* de vento podem estar associados a dunas, uma vez que estes em geral se formam quando o fluxo tem menor energia, o que ocorre na cauda da duna (CAETANO-CHANG, 1997). No entanto, se os depósitos de *ripple* se estendem por muitos metros, deixam de fazer parte da duna, pois se localizam no espaço entre uma duna e outra, formando um depósito de interduna.

Interdunas são caracterizadas, segundo Mountney (2006), pela quantidade de umidade presente, que levam a registros variados. Por exemplo, depósitos com estruturas de adesão, que formam-se quando há umidade, estão associados a uma interduna úmida. Interdunas secas, por outro lado, são formadas quando não há umidade próximo a superfície e se caracterizam pelo acúmulo exclusivo de *ripples* de vento, em um depósito plano. Assim, este elemento arquitetural é constituído pela associação de fácies 3 (AF3), que é formada predominantemente por *ripples* de vento, e representa uma região entre dunas, onde a velocidade e aporte de sedimentos é menor em relação a duna.

O tamanho do depósito de interduna é determinado pelo formato da duna e espaçamento entre diferentes dunas. Como nos afloramentos descritos as dunas não foram preservadas em sua totalidade, os depósitos de interdunas podem ser muito mais extensos do que o que se encontra no registro, sendo apenas um corpo tabular onde não se observam os limites laterais.

8.4.3 Depósito aluvial

O único depósito não-eólico descrito é a associação de fácies 4, que consiste na fácies arenito conglomerático. As características apresentadas indicam transporte e deposição por meio de um fluxo subaquoso, o que significa que a água atuou para a formação do depósito, definindo este como um depósito aluvial. No entanto, um depósito aluvial pode consistir em um fluxo canalizado como rios ou depósitos de planície de inundação, sendo então classificado em depósito fluvial, ou pode ser não-canalizado, como um depósito de enchente. Observando-se a geometria do depósito, percebe-se que este não apresenta a forma de um canal, assim como não ocorrem estruturas típicas de depósitos de fluxo canalizado, correspondendo então a um depósito não-canalizado.

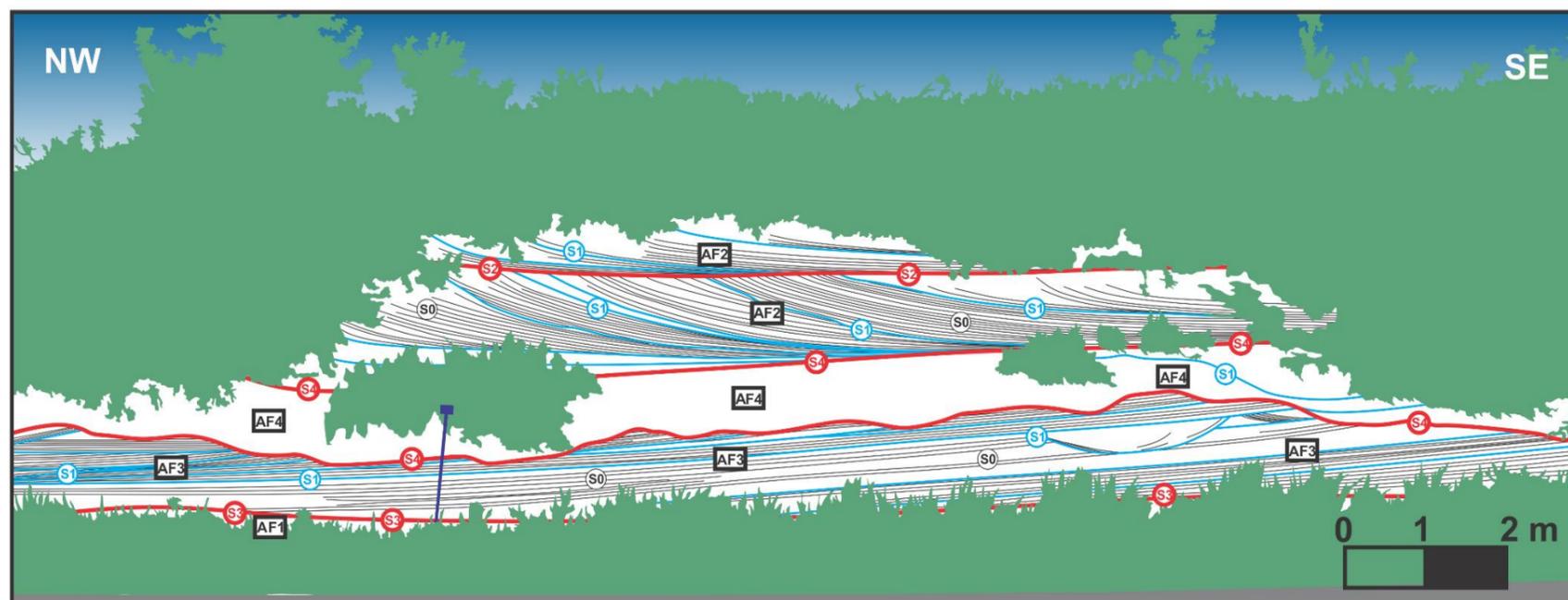
A presença de intraclastos e clastos de quartzo, e a granulometria da matriz com a gradação normal no topo sugere que a camada se formou em um único evento deposicional, como uma enxurrada, e com a presença de turbulência, que ocorre principalmente devido à energia do fluxo e interação com a superfície de deposição.

Tabela 1: Resumo dos resultados obtidos em termos de descrição e análise de fácies e elementos arquiteturais (MIYAZAKI, 2015).

Fácies	Descrição	Interpretação	Associação de Fácies	Geometria	Elemento Arquitetural
Arenito fino a médio com estratificações cruzadas	Intercalação de lâminas de areia fina e média com estratificações cruzadas tabulares	Estratos de queda de grão e avalanche	AF1	Camadas tabulares inclinadas	Duna eólica
Arenito com estratificações cruzadas acanaladas	Intercalação de lâminas de areia fina e média com estratificações cruzadas acanaladas	Estratos de queda de grão e avalanche	AF1	Camadas tabulares	Duna eólica
Arenito fino com estratificações cruzadas tabulares	Lâminas de areia muito fina a fina que formam estratificações cruzadas	Estrato de queda de grão	AF2	Camadas tabulares inclinadas	Duna eólica
Arenito com laminações plano-paralelas	Laminações plano-paralelas do tipo <i>pinstripe lamination</i> , pequenos sets de estratificações cruzadas e lâminas onduladas	Depósito de <i>ripples</i> de vento	AF3	Camadas tabulares sub-horizontais	Interduna seca
Arenito conglomerático	Arenito grosso com gradação normal até areia média e intraclastos de areia fina	Depósito subaquoso	AF4	Camada irregular	Depósito aluvial

Figura 16: Esquema do afloramento 1 com o traçado das camadas e estruturas e a coluna estratigráfica correspondente. (MIYAZAKI, 2015).

Afloramento 1



LEGENDA

- | | | | |
|------------|---------------------------------|--|----------------------------|
| AF1 | Associação de Fácies 1 | | Estratificações cruzadas |
| | | | Laminações plano-paralelas |
| AF2 | Associação de Fácies 2 | | Superfície de Reativação |
| AF3 | Associação de Fácies 3 | | Superfície Erosiva |
| AF4 | Associação de Fácies 4 | | Intraclastos |
| S0 | Superfície Limitante de ordem 0 | | Fraturas poligonais |
| S1 | Superfície Limitante de ordem 1 | | Bioturbação |
| S2 | Superfície Limitante de ordem 2 | | |
| S3 | Superfície Limitante de ordem 3 | | |
| S4 | Superfície Limitante de ordem 4 | | |

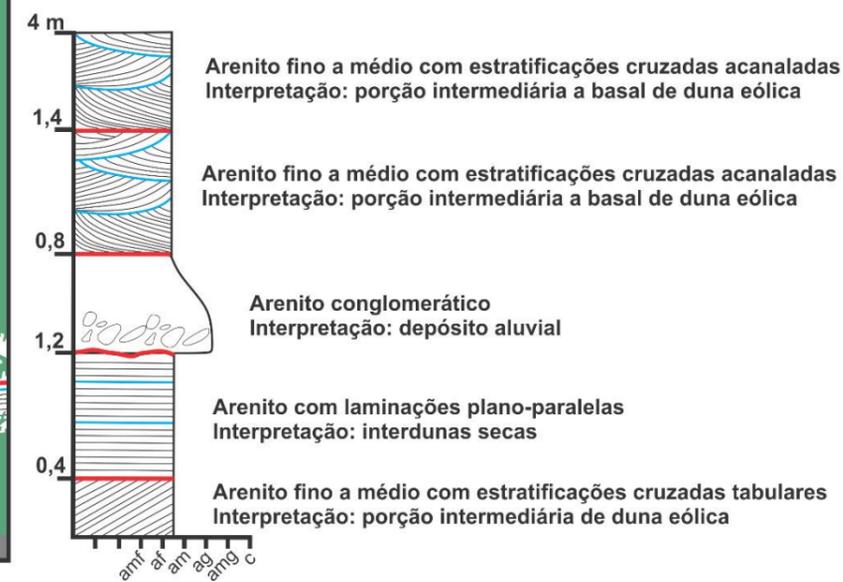


Figura 17: Esquema do afloramento 2 com o traçado das camadas e estruturas e a coluna estratigráfica correspondente. (MIYAZAKI, 2015).



Figura 18: Esquema do afloramento 3 com o traçado das camadas e estruturas e a coluna estratigráfica correspondente. (MIYAZAKI, 2015).

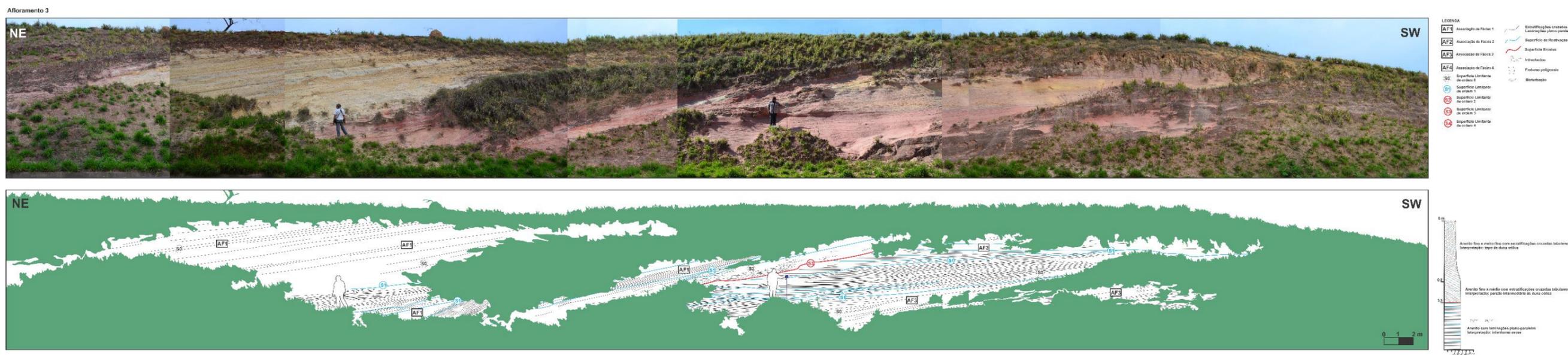
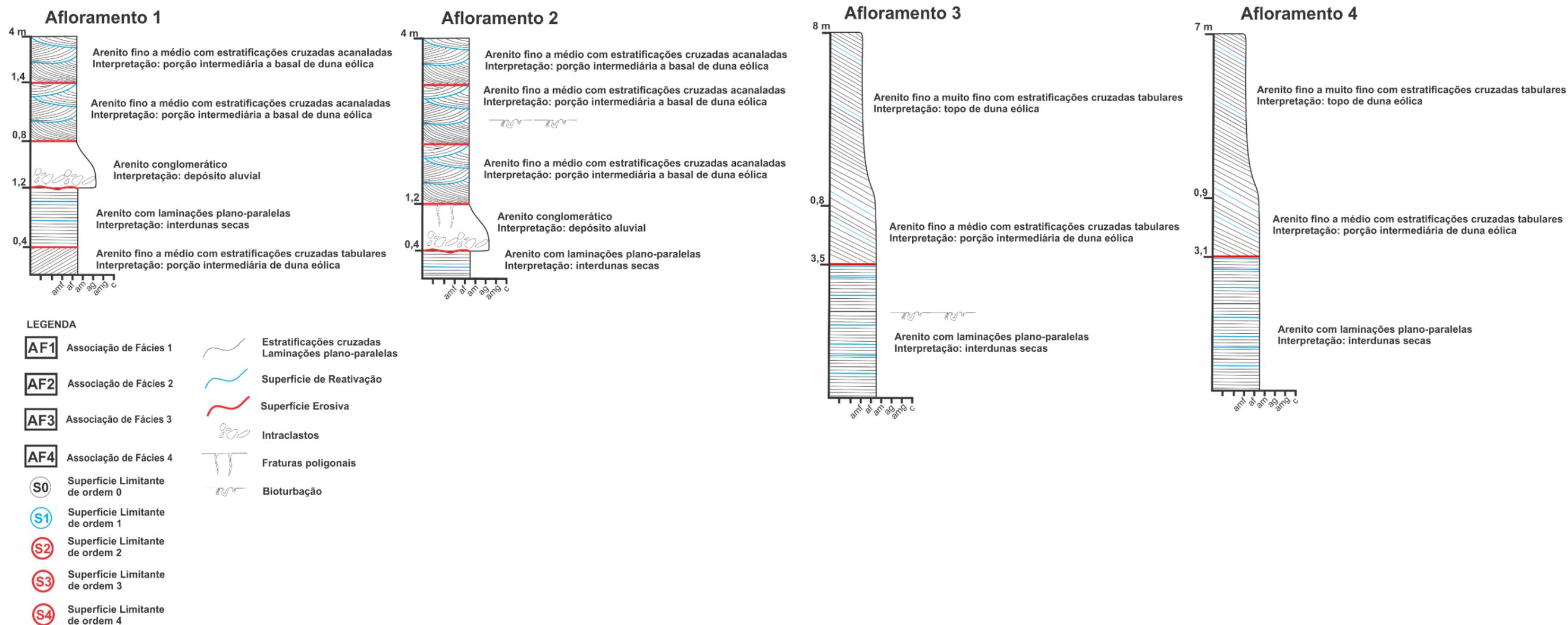


Figura 19: Esquema do afloramento 4 com o traçado das camadas e estruturas e a coluna estratigráfica correspondente. (MIYAZAKI, 2015).



Figura 20: Colunas estratigráficas correspondentes a cada afloramento descrito. (MIYAZAKI, 2015)



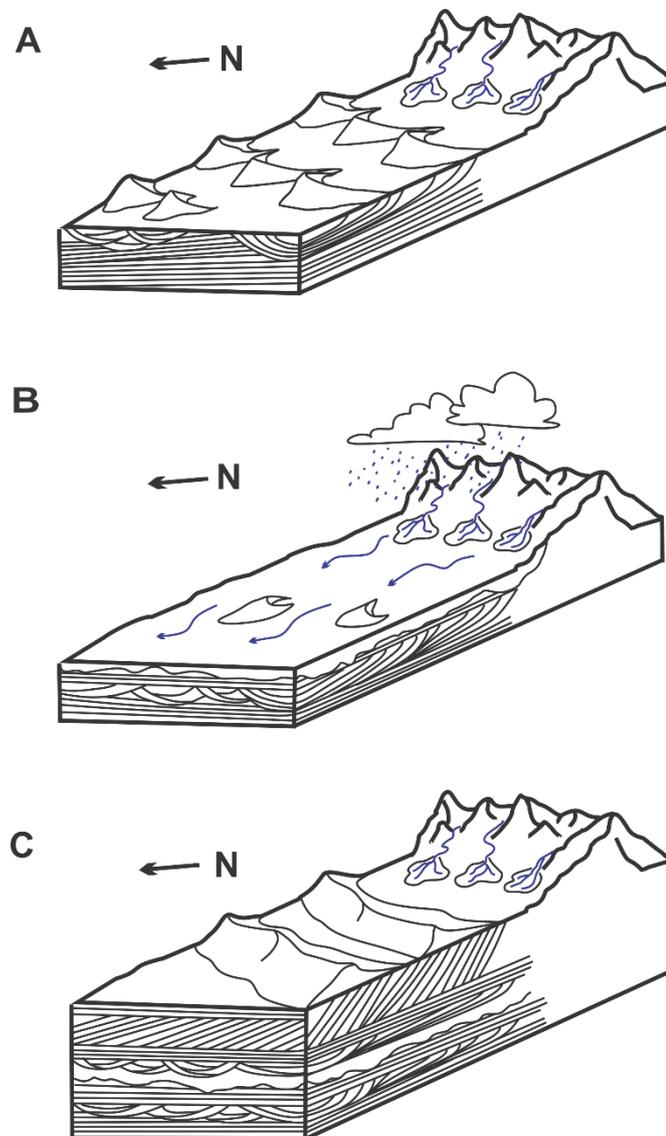
9 DISCUSSÃO

Os depósitos eólicos presentes nos afloramentos descritos indicam uma dominância dos processos de queda de grão, avalanche e *ripples* de vento, formando os elementos arquiteturais típicos de ambiente desértico. A presença destes elementos demonstra um campo de dunas dominado por uma sucessão eólica seca, onde o principal registro é composto por estratificações cruzadas de dunas e depósitos de interdunas secas.

Em um sistema eólico seco, a acumulação é controlada apenas pela configuração aerodinâmica, ou seja, pela forma das dunas, velocidade do fluxo, aporte e disponibilidade dos sedimentos, e as áreas de interduna tendem a ser regiões onde ocorre aceleração do fluxo, propiciando a erosão (KOCUREK & HAVHOLM, 1993; MOUNTNEY, 2006), formando superfícies erosivas. Como o vento é o único agente de erosão, transporte e deposição, as superfícies limitantes associadas aos depósitos eólicos correspondem a indicadores de características do fluxo. Superfícies de reativação (S1) indicam que houve apenas uma mudança localizada de direção na mesma duna, enquanto que superfícies S2 podem demonstrar diferentes dunas interagindo. Já as superfícies erosivas S3, que ocorrem entre depósitos de dunas e interdunas, indicam o limite destes elementos.

A presença do depósito subaquoso demonstra um incremento na umidade do sistema. A presença de um rio perene pode ser independente do clima geral, uma vez que este pode nascer e ser alimentado por um sistema hídrico separado do ambiente desértico, como é o caso do Rio Nilo, no deserto do Saara e dos rios presentes no deserto de Gobi. Considerando tratar-se de um sistema eólico seco, o depósito subaquoso indica uma mudança. No entanto, as características deste depósito em termos de geometria e estruturas, representam um depósito não-canalizado e com turbulência, e o depósito aluvial pode ser interpretado como um evento episódico, como um fluxo decorrente de uma única chuva (*flood*), que pode ter ocorrido tanto na borda do *erg* quanto na porção mais central (Figura 21).

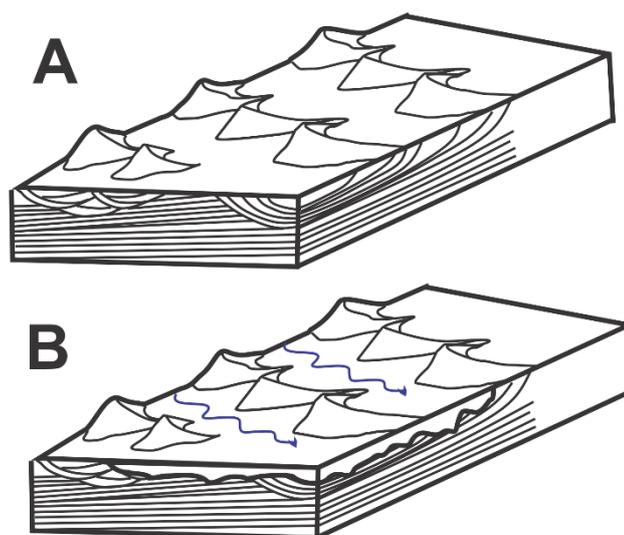
Figura 21: Esquema ilustrativo do sistema, onde o depósito aluvial corresponde a um evento isolado. **A)** Sistema eólico seco composto por dunas e interdunas secas; **B)** Chuvas e inundação (flood), evento que pode ter durado apenas algumas horas; **C)** Retomada do transporte e deposição eólico. (MIYAZAKI, 2015)



A interação eólica-fluvial em geral acontece na margem do *erg*, e pode ocorrer de diversas maneiras. No entanto, na maior parte dos sistemas em que há tal interação, os depósitos fluviais estão relacionados a canais, *playas* e interdunas úmidas e molhadas, o que define um sistema eólico úmido, enquanto a unidade, na porção descrita, apresenta apenas um depósito aluvial associado a um evento singular, sendo o sistema eólico seco. O fato do depósito subaquoso ocorrer apenas acima da interduna seca permite afirmar que o fluxo foi condicionado pela área de

interduna, por ser mais conveniente à passagem do fluxo em termos de geomorfologia, o que indica que a interação eólica fluvial corresponde a um fluxo paralelo às linhas de crista da duna sem entretanto, formar um canal nesta área (Figura 22).

Figura 22: Esquema de interação eólica-fluvial no sistema da Formação Pirambóia. **A)** Sistema eólico seco; **B)** A inundação não-canalizada, condicionada por áreas de interdunas, com a direção do fluxo paralela às linhas de crista (MIYAZAKI, 2015)



A maioria dos autores citados definem a Forma o Pirambóia como uma transi o das unidades subaquosas das Forma es Corumbataí, Teresina e Rio do Rasto, de ambiente úmido para o ambiente desértico da Forma o Botucatu, caracterizando um ambiente semiárido porém, em um processo de crescente aridiza o. Caetano-Chang (1997) identifica varia es laterais nos afloramentos, com a presença de um depósito de canal do tipo entrelaçado, leques aluviais de borda de deserto, e define os depósitos subaquosos semelhantes ao observado no presente estudo como depósitos de canal ef mero (*wadi*).

Porém, em trabalhos mais recentes (GIANNINI, 2004; CAETANO-CHANG & WU, 2006)   definido que a intera o eólica-fluvial ocorre apenas na porão superior da forma o, referindo-se a depósitos de leque aluvial de borda de desertos, onde depósitos de sistema fluvial são continuamente retrabalhados pelo vento, resultando em uma faciologia completamente diversa de fácies fluviais e fácies eólicas.

A classificação de Köppen-Geiger define ambientes desérticos (áridos) por locais com precipitação média anual inferiores a 250 mm e temperaturas que variam de menores de 18°C a maiores que 32°C, enquanto que ambientes semiáridos podem apresentar precipitação média anual de até 450 mm (PEEL *et al.*, 2007). No entanto, as chuvas podem ser eventos espalhados ao longo do ano ou em uma única ocorrência. Em caso de chuvas espalhadas ao longo do ano podem-se formar rios efêmeros, em que a cada episódio de precipitação, há a formação de um canal e deposição de materiais, o que levaria a formação dos depósitos de *wadis* descritos por Caetano-Chang (1997). Já no caso da chuva se concentrar em um único episódio formaria depósitos de inundação, como o proposto para o depósito subaquoso descrito no presente trabalho.

Estas informações são de extrema importância, pois as características apresentadas nos afloramentos indicam que não é possível afirmar que a Formação Pirambóia representa um ambiente transicional de úmido para desértico, uma vez que a própria unidade pode ter se construído em um ambiente desértico.

Não foram observadas evidências de tal transição e as descrições da Formação Botucatu (LAVINA & FACCINI, 1993; SCHERER, 2000; GIANNINI, 2004; SCHERER & LAVINA, 2005; MASSIOLI & CAETANO-CHANG, 2007), de arenitos muito finos a finos com estratificações cruzadas e arenitos finos a médios com laminações plano-paralelas, muito bem selecionados e bem arredondados, em uma intercalação de depósitos de dunas eólicas e interdunas secas, depósitos de enxurrada na base e depósitos lacustres e fluviais de canais do tipo entrelaçado no topo, bastante semelhante às características descritas para a Formação Pirambóia.

Outro fator que leva ao questionamento da diferenciação entre as unidades Pirambóia e Botucatu é a idade das formações. Admitindo uma passagem sem hiato deposicional entre as unidades Teresina e Corumbataí (FULFARO & BÓRIO, 1968; DONATTI *et al.*, 2001) e a Formação Pirambóia, o limite inferior estaria entre o Permiano e o Triássico. Em contraposição, para os autores que assumem uma discordância erosiva limitando a base da formação (SOARES, 1973; CAETANO-CHANG, 1997), a sedimentação da unidade teria se iniciado apenas no Triássico ou Jurássico (GIANNINI *et al.*, 2004), o que coincide com a idade proposta para a Formação Botucatu.

No caso da base da Formação Pirambóia apresentar uma discordância erosiva, deve-se considerar que o hiato que a separa das unidades subjacentes pode representar um longo período, na ordem de milhares de anos, e os depósitos formados na transição de ambientes foi completamente erodido no momento em que o sistema eólico da Formação Pirambóia começou a atuar.

Scherer e Lavina (2005) relacionam a Formação Pirambóia com a unidade reconhecida na porção sul da Bacia do Paraná, Formação Sanga do Cabral. Embora a descrição de ambas sejam semelhantes, diversos fósseis de répteis são encontrados na Formação Sanga do Cabral, o que permite definir a idade desta como Triássico (LAVINA, 1988). Tais fósseis não são encontrados na Formação Pirambóia, e a controvérsia em torno da idade desta unidade permanece, não permitindo uma correlação entre as duas formações.

10 CONCLUSÕES

A Formação Pirambóia foi extensivamente estudada ao longo do tempo, no entanto, a maioria dos trabalhos apresenta diversos pontos de vista, muitas vezes controversos, apresentados no contexto geológico. Longe de buscar uma caracterização definitiva para a unidade, o presente trabalho procurou manter a discussão em aberto, com um novo olhar a respeito do que se conhece, não apenas em termos de cada depósito separadamente, seja eólico ou fluvial, mas também a interação destes.

Assim, pode-se notar que os depósitos subaquosos encontrados na Formação Pirambóia representam, efetivamente, um incremento na umidade do sistema sem, entretanto, indicar uma mudança climática, dado que a sedimentação aluvial ocorreu em um evento isolado.

O depósito aluvial é parte do sistema de interação eólico-fluvial, mesmo sem exibir indícios da presença de um canal, ou depósito de *playa lake*, depósitos mais comuns, por exemplo, uma vez que um depósito de enchente consiste em um depósito de fluxo subaquoso, portanto, pode ser considerado um sistema aluvial.

As feições sedimentares observadas sugerem que a Formação Pirambóia é predominantemente um sistema eólico seco, que caracteriza um sistema desértico (árido), ao contrário do que é sugerido na literatura, de depósito de transição de

ambiente úmido para desértico ou de sistema eólico úmido. Tais características observadas indicam que a diferenciação entre as Formações Pirambóia e Botucatu é realmente controversa, e apesar dos afloramentos descritos neste estudo se localizarem no domínio da Formação Pirambóia, poderiam pertencer à Formação Botucatu.

11 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AL-MASRAHY, M. A.; MOUNTNEY, N. P. A classification scheme for fluvial-aeolian system interaction in desert-margin settings. **Aeolian Research**, v. 17, p. 67-88, 2015.

ALLEN, J. R. L. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes, and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders, **Sedimentary Geology**, v. 33, p. 237-293, 1983.

ALMEIDA, F. F. M. **Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil**. São Paulo, Paulípetro, 187 p., 1980.

BASILICI, G.; DAL BÓ, P. Anatomy and Controlling Factors of a Late Cretaceous Aeolian Sand Sheet Depositional System: the Marília and the Adamantina formations, NW of the Bauru Basin, Brazil, **Sedimentary Geology**, v. 226, p. 71-93, 2010.

BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R. Early Mesozoic wind patterns as suggested by dune bedding in the Botucatu Sandstone of Brazil and Uruguay. **Geological Society of America Bulletin**, v. 72, p. 1089-1106, 1961.

BRIDGE, J. S. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. **Sedimentology**, v. 40, p. 801-810, 1993.

BROOKFIELD, M. E. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstone, **Sedimentology**, v. 24, p. 303-332, 1977.

CAETANO-CHANG, M. R. **A Formação Pirambóia no centro-leste do estado de São Paulo**. Tese de livre-docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 196 p., 1997.

CAETANO-CHANG, M. R.; WU, F. T. Arenitos flúvio-eólicos da porção superior da Formação Pirambóia no centro-leste paulista. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 2, p. 296-304, 2006.

CHAHUD, A. **Geologia e paleontologia das Formações Tatuí e Irati no centro-leste do estado de São Paulo**. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 299 p., 2011.

CORDANI, U. G.; NEVES, B. B. B.; FUCK, R. A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, A. F. **Estudo preliminar de integração do Precambriano com eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras**. Petrobrás, Cenpes/Petrobrás (Série Ciência Técnica Petróleo: Exploração Petróleo), Rio de Janeiro, n. 15, 70 p., 1984.

DONATTI, L. M.; SAWAKUCHI, A. O.; GIANNINI, P. C. F.; FERNANDES, L. A. The Pirambóia-Botucatu succession (Late Permian-Early Cretaceous, Parana Basin, São Paulo and Paraná states): two contrasting eolian systems. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 73, n. 3, p. 465, 2001.



DRIESE, S. G.; MORA, C. I. Diversification of siluro-devonian plant traces in paleosols on estimates of paleoatmospheric CO₂ levels. In: Gensel, P. G. & Edwards, D., (Eds.). **Plants invade the land: Evolutionary & Environmental Perspectives**. New York, Columbia University Press, p. 237-253, 2001.

FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 2, n. 2-4, p. 147-191, 1988.

FRYBERGER, S. G. A review of aeolian bounding surfaces, with examples from the Permian Minnelusa Formation, USA. In: North, C. P., Prosser, D. J. (Eds.), Characterization of fluvial and aeolian reservoirs, **Geological Society of America Special Publication**, v.7 3, p. 167–197, 1993.

FRYBERGER, S. G.; SCHENK, C. J. Pinstripe Lamination: A distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. **Sedimentary Geology**, v. 55, p. 1-15, 1988.

FULFARO, V. J.; BÓSIÓ, N. J. Novas observações sobre a faciologia do Arenito Botucatu no estado de São Paulo. **Congresso Brasileiro de Geologia n. 22**, Caderno de Resumos, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 57-59, 1968.

FULFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOS, M. V.; VIANNA, R. B. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 12, n. 4, p. 233-256, 1982.

GESICKI, A. L. D. **Evolução diagenética das Formações Pirambóia e Botucatu (Sistema Aquífero Guarani) no estado de São Paulo**. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 175 p., 2007

GIANNINI, P. C. F.; SAWAKUCHI, A. O.; FERNANDES, L. A.; DONATTI, L. M. Paleoventos e paleocorrentes subaquosas do sistema deposicional Pirambóia nos estados de São Paulo e Paraná, Bacia do Paraná: estudo baseado em análise estatística de dados azimutais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 2, p. 282-292, 2004.

HIRATA, R.; GESICKI, A.; SRACEK, O.; BERTOLO, R.; GIANNINI, P. C.; ARAVENA, R. Relation between sedimentary framework and hydrogeology in the Guarani Aquifer System in São Paulo state, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 31, p. 444-456, 2011.

HOLZ, M.; SOARES, A. P., SOARES, P. C. Preservation of aeolian dunes by pahoehoe lava: An example from the Botucatu Formation (Early Cretaceous) in Mato Grosso do Sul state (Brazil), western margin of the Paraná Basin in South America. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 25, p. 398–404, 2008.

HUNTER, R. E. Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing-ripple structures. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 47, p. 697-706, 1977.

KOCUREK, G. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences — bounding surfaces revisited. In: Kocurek, G. (Ed.), Late Paleozoic and Mesozoic eolian systems of the western interior of the United States, **Sedimentary Geology**, v. 56, p. 193–206, 1988.

KOCUREK, G. Interpretation of ancient eolian sand dunes. **Annual Reviews of Earth Planetary Science**, v. 19, p. 43-75, 1991.

KOCUREK, G.; HUNTER, R. E. Origin of polygonal fractures in sand, uppermost Navajo and Page Sandstones, Page, Arizona. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 56, n. 6, p. 895-904, 1986.

KOCUREK, G.; HAVHOLM, K. G. Eolian sequence stratigraphy — a conceptual framework. In: Weimer, P., Posamentier, H. (Eds.), Siliciclastic sequence stratigraphy. Recent developments and applications: **American Association of Petroleum Geologists Memoir**, v. 58, p. 393–409, 1993.



- LANCASTER, N. Origins and sedimentary features of supersurfaces in the northwestern Gran desierto Sand Sea. In: Pye, K. and Lancaster, N. (Eds.) *Aeolian Sediments. Ancient and Modern*, **IAS Spec. Publ.** n. 16, p. 71-83, 1993.
- LANGFORD, R. P. Fluvial-aeolian interactions: part I, modern systems. **Sedimentology**, v. 36, p. 1023-1035, 1989.
- LANGFORD, R. P.; CHAN, M. A. Fluvial-aeolian interactions: part II, ancient systems. **Sedimentology**, v. 36, p. 1037-1051, 1989.
- MASSIOLI, M.; CAETANO-CHANG, M.R. O contato entre as Formações Pirambóia e Botucatu na área de Ribeirão Preto (SP), **Geociências**, UNESP, São Paulo, v. 26, n. 3, p. 263-270, 2007.
- LAVINA, E. L. The Passa Dois Group. In: *Internacional Gondwana Symposium*, n. 7, São Paulo, **Field excursion guide book**, São Paulo, p. 24-30, 1988.
- LAVINA, E. L.; FACCINI, U. F. Formações Pirambóia e Sanga do Cabral: um episódio de desertificação na Bacia do Paraná ao final do Permiano? **Simpósio Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná**, Boletim de Resumos Expandidos, v. 1, p. 94-95, 1993.
- MIALL, A. D. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Miall, A. D. (Ed.) *Fluvial sedimentology*. **Canadian Society of Petroleum Geologist Memoir**, v. 5, p. 597-604, 1978.
- MIALL A. D. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits, **Earth-Science Reviews**, v. 22, p. 261-308, 1985.
- MIALL, A. D. Principles of sedimentary basin analysis. **Springer-Verlag Inc.**, New York, 616 p., 1999.
- MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2 v., 1997.
- MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 69-82, 1994.
- MILANI, E. J.; FACCINI, U. F.; SCHERER, C. M. S.; ARAÚJO, L. M.; CUPERTINO, J. A. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. **Boletim IG-USP** (Série Científica). São Paulo, n. 29, p. 125-173, nov. 1998.
- MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.de; SOUZA, P. A. de; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.
- MOUNTNEY, N. Aeolian facies model. In: Posamentier, H. W. & Walker, R. G. (Eds.). *Facies Models Revisited*. **Society for Sedimentary Geology**, Special Publication, c. 84, p. 19-83, 2006.
- NEWELL, A. J. Bounding surfaces in a mixed aeolian-fluvial system (Rotliegend, Wessex Basin, SW UK), **Marine and Petroleum Geology**, v. 18, p. 339-347, 2001.
- NICHOLS, G. Aeolian Enviroments. **Sedimentology and Stratigraphy**, John Wiley & Sons, Ltda., Publication, c. 8, p. 114-127, 2009.
- PEEL, M. C.; FINLAYSON, B. L.; McMAHON, T. A. Updates world map of the Köppen-Geiger climate classification. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 11, p. 1633-1644, 2007.
- PEREIRA, E. Estratigrafia da Formação Vila Maria (Landoveriano), na Sub-Bacia Alto Garças (Bacia do Paraná), Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, n. 70, p. 501-525, 1998.



PEREIRA, E. **Evolução Tectono-Sedimentar do intervalo ordoviciano-devoniano da Bacia do Paraná com ênfase na sub-bacia de Alto Garças e no Paraguai Oriental**. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, 277 p., 2000.

PEREIRA, E.; BERGAMASCHI, S. New data of the Ordovician glaciation in Paraná Basin – Brazil. In: European Geosciences Union Conference, Viena, 2007. **Geophysical Research Abstracts**, v. 9, 2007. (Nº. 10513)

PEREIRA, E.; CARNEIRO, C. D. R.; BERGAMASCHI, S.; ALMEIDA, F. F. M. de. Evolução das sinéclises paleozóicas: Províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: Hasui, Y.; Carneiro, C. D. R.; Almeida, F. F. M. de; Bartorelli, A. (Orgs.). **Geologia do Brasil**. São Paulo, cap. 16, p. 374-394, 2012.

POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. Facies Models Revisited. **Society for Sedimentary Geology**, Special Publication, 532 p., 2006.

POTTER, P. E. Facies models conference, **Science**, v. 129, p. 1292-1294, 1959.

QUINTAS, M. C. L. **O embasamento da Bacia do Paraná: reconstrução geofísica de seu arcabouço**. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 213 p., 1995.

QUINTAS, M. C. L.; MANTOVANI, M. S. M.; ZALÁN, P. V. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 2, p. 217-226, 1997.

RAMOS, A.; SOPEÑA, A. Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain), **Special Publications in International Association of Sedimentologists**, v. 6, p. 301-312, 1983.

SANTOS, R. V.; SOUZA, P. A.; ALVARENGA, C. J. S.; DANTAS, E. L.; PIMENTEL, M. M.; OLIVEIRA, C. G.; ARAÚJO, L. M. Shrimp U-Pb Zircon dating and palinology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. **Gondwana Research**, Osaka, v. 9, p. 456-463, 2006.

SCHERER, C. M. S. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin, **Sedimentary Geology**, v. 137, p. 63-84, 2000.

SCHERER, C. M. S.; LAVINA, E. L. C. Sedimentary cycles and facies architecture of Aeolian-fluvial strata of the Upper Jurassic Guará Formation, southern Brazil. **Sedimentology**, v. 52, p. 1323-1341, 2005.

SCHERER, C. M. S.; LAVINA, E. L. C. Stratigraphic evolution of a fluvial–eolian succession: The example of the Upper Jurassic—Lower Cretaceous Guará and Botucatu formations, Paraná Basin, Southernmost Brazil, **Gondwana Research**, v. 9, p. 475–484, 2006.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM. **Mapa geológico do estado de São Paulo 1: 750000** (2006). Disponível em: <http://<http://geobank.cprm.gov.br/>>, Acesso em: Agosto de 2015.

SILVESTRO, S.; FENTON, L. K.; VAZ, D. A.; BRIDGES, N. T.; ORI, G. G. Ripple migration and dune activity on Mars: Evidence for dynamic wind processes. **Geophysical Research Letters**, v. 37, p. 1-6, 2010.

SOARES, P. C. **O Mesozoico gondwânico no estado de São Paulo**. Tese de doutorado, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade Estadual Paulista, 153 p., 1973.

SOARES, P. C. Divisão estratigráfica do Mesozoico do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, p. 229-251, 1975.



SWEET, M. L. Interaction between aeolian, fluvial and playa environments in the Permian Upper Rotliegend Group, UK southern North Sea, **Sedimentology**, v. 46, p. 171-187, 1999.

TALBOT, M. R. Major bounding surfaces in aeolian sandstones - a climatic model, **Sedimentology**, v. 32, p. 257-265, 1985.

TUCKER, M. E. **Sedimentary rocks in the field: A practical guide**. Wiley-Blackwell, Chichester, 662 p., 2011.

TURNER, S. P.; REGELORES, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**. Amsterdã, v. 121, p. 333-348, 1994.

VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M.; THOMPSON, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: PAYTON, C. E. (Ed.) **Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration**, American Association of Petroleum Geologists (AAPG, Memoir), Tulsa, n. 26, p. 63-81, 1977.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; VIEIRA, I. S.; ASTOLFI, M. A. M.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 17, n. 3, p. 242-252, 1987.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; APPI, V. T.; SANTOS NETO, E. V.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M. W.; KOLATA, D. R.; OLTZ, D. F.; EIDEL, J. J. (Eds.). **Interior cratonic basins**. American Association of Petroleum Geologists (AAPG, Memoir), n 51, p. 681-708, 1990.