



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO PIRAMBÓIA,
PERMIANO SUPERIOR DA BACIA DO PARANÁ, LESTE DO RIO
GRANDE DO SUL**

KAYO DELORENZO NARDI DIAS

Orientador:

Dr. CLAITON MARLON DOS SANTOS SCHERER (UFRGS/IG)

Banca examinadora:

Dr. Guilherme Pederneiras Raja Gabaglia/PETROBRÁS

Prof. Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina/UNISINOS

Prof. Dr. Luiz José Tomazelli/PPGGeo/UFRGS

Dissertação de Mestrado
apresentada como requisito
para obtenção do Título de
Mestre em Geociências.

Porto Alegre, julho de 2006

FICHA CATALOGRÁFICA

Dias, Kayo Delorenzo Nardi

Análise estratigráfica do Formação Pirambóia, permiano superior da Bacia do Paraná, leste do Rio Grande do Sul. / Kayo Delorenzo Nardi Dias. - Porto Alegre : UFRGS, 2006. [75 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2006.

1. Estratigrafia. 2. Formação Pirambóia. 3. Permiano Superior. 4. Bacia do Paraná. I. Título.

1 **Catálogo na Publicação**

Biblioteca Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

AGRADECIMENTOS

È difícil falar com o coração em uma hora em que a razão, os dados, a ciência, o objetivo está em jogo. Nesta fase de conclusão do mestrado todos os esforços racionais estão dirigidos pra um só objetivo. È preciso desligar o cérebro e escrever com o coração.

Desta forma eu inicio meus agradecimentos aos meu tios Evaristo e Luiza e primos Iverton e Denílson verdadeiros responsáveis por eu ter alcançado meus propósitos com relativo êxito. Agradeço muito a vocês, por quem tenho uma eterna dívida de gratidão pelo resto de minha vida. Considero-me como parte integrante desta família maravilhosa, que passei a amar e respeitar. Meu eterno muito obrigado a todos vocês.

Minha família, Mãe, Vó, Tias Carla, Lucy, Di, Cri, Dani, Maria Inês, Gaúcho e Gordo (Laércio), primos Lô, Jonas e Cris e novo tio Mau-Mau. Eu agradeço sempre por ter uma família tão perfeita como a nossa. Todos vocês foram responsáveis efetivamente por minha formação, pela construção de meu caráter e principalmente pela minha educação. Amo muito vocês.....

Gostaria de abrir um parágrafo especial ao meu avozinho João Alberto. Infelizmente no final do meu mestrado ele nos deixou, mas com certeza, ficaram boas e grandes recordações de sua estada aqui entre nós. Eu tive o grande prazer em conviver e principalmente ouvir seus causos que me prendia os olhos e ouvido sempre que ele se dispunha a contar um. Sua letra e sua assinatura são ainda símbolos que trazem sua lembrança à tona e me emociona sempre que as vejo. A você vizinho, meu forte abraço e “fuerza sempre” aonde quer que o senhor esteja..... te amo!!!!!!!!!!!!

Não poderia jamais deixar de agradecer também a minha nova família, meus sogros, Sr. Cícero e D. Cidinha e cunhado Juninho. Agradeço sempre que posso por também ter o privilégio de tê-los em minha vida.

Para Paty, não dá pra escrever com a razão! É necessário usar somente o coração! Esta minha gatinha perfeita, linda, apaixonante, cativante me conquistou de uma forma tão avassaladora que todas às

vezes que falo em seu nome, meu coração palpita, meus olhos brilham e minha fala fraqueja. Do seu jeitinho doce e meigo ao seu lado durona e temperamental, tudo me faz sempre e cada vez mais amá-la incondicionalmente. Agradeço todos os dias por ter você presente em minha vida e por ter o privilégio de receber o seu amor. Te amo muito!!!!!!

Aos meus amigos varejêras de Guaranésia, em especial, Leandro, Breno, Gordo, Macula e Guaru e meus amigos de Porto Alegre, Diogo, Clerot, Mateus, Vanus (in memorian), Rodrigo e Fábio, grandes e eternos amigos, por quem tenho um enorme carinho e consideração.

Ao meu grande amigo e orientador Claiton, com quem tive o prazer de conviver por 4 anos em torna da causa “Pirambóia”. Tenho uma grande admiração e respeito profissional por você, assim como admiro sua postura ética e de valores, que sempre visa o bem estar institucional e o sucesso dos alunos. Particularmente, agradeço muito pela sua compreensão e ajuda em determinados momentos em que Guaranésia era o foco de minhas atenções e o mestrado acabava ficando em segundo plano. Agradeço pelo conhecimento compartilhado, pelas discussões e pelo seu papel de orientador muito bem executado. Muito obrigado.

Por fim, à UFRGS, e seus funcionários (Carlos, Lizandro e Paulo) parceiros de almoço e discussões futebolísticas, ao Ricardo companheiro de sala e de discussões geológicas, ao DNPM e CPRM pela liberação dos dados e CNPq pela bolsa de mestrado.

SUMÁRIO

SUMÁRIO.....	v
RESUMO.....	vi
ABSTRACT	viii
ÍNDICE DE FIGURAS	ix
INDICE DE TABELAS	x
ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	xi
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	3
3. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	4
4. METODOLOGIA.....	9
5. SISTEMAS EÓLICOS: UMA ABORDAGEM TEÓRICA	11
5.1. LITOFÁCIES E ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES.....	12
5.1.1. Associação de Fácies – Dunas eólicas.....	12
5.1.2. Associação de Fácies - Lençóis de areia eólicos	15
5.1.3. Associação de fácies – Interdunas.....	15
5.2. SUCESSÃO VERTICAL DE FÁCIES	19
5.2.1. Sucessão vertical de fácies - Autocíclica	19
5.2.2. Sucessão vertical de fácies – Alocíclica	20
5.3. SUPERFÍCIES LIMÍTROFES	21
5.3.1. Superfície de primeira ordem.....	21
5.3.2. Superfícies de segunda ordem	21
5.3.3. Superfícies de terceira ordem	21
5.4. SUPERSUPERFÍCIES	22
5.4.1. Tipos de supersuperfícies	23
5.4.2. Origem das supersuperfícies	26
5.5. SISTEMAS EÓLICOS.....	28
5.5.1. Sistema Eólico Seco	28
5.5.2. Sistema Eólico úmido.....	28
5.5.3. Sistema eólico estabilizado	29
5.6. MODELO DEPOSICIONAL – SISTEMAS EÓLICOS ÚMIDOS.....	31
5.7. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS EM SISTEMAS EÓLICOS ÚMIDOS	35
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	36
7. ARTIGO CIENTÍFICO	42

8. SUMÁRIO INTEGRADOR.....	70
----------------------------	----

RESUMO

O objetivo principal desta dissertação é estabelecer um modelo estratigráfico de alta resolução visando o entendimento dos processos que controlam a espessura dos sets em sistemas eólicos úmidos, tendo como estudo de caso os depósitos eólicos da Formação Pirambóia, Permiano Superior da Bacia do Paraná, Leste do Rio Grande do Sul.

A Formação Pirambóia apresenta um contato basal discordante, onde os arenitos grossos de lençóis de areia eólicos da Formação Pirambóia estão recobrando abruptamente os estratos areno-pelíticos lacustres da Formação Rio do Rasto. O contato superior também é marcado por uma discordância com os depósitos de dunas eólicas da Formação Botucatu.

A Formação Pirambóia é constituída por depósitos de lençóis de areia eólicos sucedidos por depósitos de dunas e interdunas, que podem ser subdivididos em dois intervalos distintos de valores médios das espessuras dos sets. O intervalo 1 apresenta, um conjunto de sets de estratos cruzados com espessura mínima 1,04 m, máxima de 6,82 m e média de 2,90 m. O intervalo 2 é composto por sets de estratos cruzados com espessura mínima de 0,92 m, máxima de 14 m e média em torno de 6,19 m. As variações nas espessuras médias dos sets entre os intervalos refletem mudanças significativas no tamanho original das dunas ou no ângulo de cavalgamento. Se considerarmos o tamanho das dunas constante, a baixa espessura dos sets no intervalo 1 indica um ângulo de climbing baixo, enquanto as maiores espessuras encontradas para o intervalo 2 refletem um aumento no ângulo de cavalgamento, associado a um aumento na taxa de subida do lençol freático ou uma diminuição na taxa de migração das dunas eólicas. Se admitirmos a hipótese do ângulo de cavalgamento constante ao longo do tempo, a baixa espessura dos sets no intervalo 1 estaria relacionada a dunas originalmente menores que aquelas do intervalo 2, refletindo um aumento na disponibilidade de areia seca ou uma diminuição na taxa de transporte de areia da base para o topo da Formação Pirambóia.

O reconhecimento de intervalos com espessuras distintas dos sets pode ser muito útil para o estabelecimento de um arcabouço estratigráfico de alta resolução de sucessões eólicas, principalmente quando se trabalha especificamente com dados de testemunhos de sondagem. A identificação destes intervalos permite a definição de horizontes de correlação dentro de sucessões eminentemente eólicas.

ABSTRACT

The main aim of this paper is to present a high-resolution stratigraphic framework for wet aeolian systems from subsurface data based on the recognition of intervals with distinct mean set thicknesses. The case herein presented focuses on aeolian strata of the Pirambóia Formation (Upper Permian of the Paraná Basin – Southernmost Brazil).

The Pirambóia Formation comprises an unconformity-bounded aeolian succession. At its base, it comprises a thick package of aeolian sand sheet facies that is overlain by aeolian dune and lenticular, damp interdune deposits. These considerations suggest a wet aeolian system for the Pirambóia Formation. The aeolian dune and interdune package can be subdivided into two different intervals in terms of mean set thickness (about 2.90 and 6.19 m for interval 1 and 2, respectively). The increase in mean set thickness is interpreted as a result of changes in either the climbing angle or the aeolian dune primary size. Dune climbing angle is associated with the rates of phreatic level rise and dunes migration, whereas the dune primary size is directly related to dry sand availability and the rate of sand transport by wind.

The distinction of intervals with different set thicknesses can be very useful for high-resolution stratigraphy of aeolian successions, especially when dealing only with core data. Their recognition allows for the definition of correlation horizons within the aeolian successions, where it is usually very hard to determine dune and interdune facies relationships and geometry, to perform palaeocurrent analysis and to understand sedimentary body architecture exclusively from 1D data.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Localização da Bacia do Paraná	6
Figura 2: Carta cronoestratigráfica da Bacia do Paraná (Milani, 1997).....	7
Figura 3: Distribuição das unidades litoestratigráficas na Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul	8
Figura 4: Carta cronoestratigráfica para as sucessões mesozóicas no Rio Grande do Sul.....	8
Figura 5: Localização dos testemunhos de sondagem	10
Figura 6: Fluxograma metodológico (Modificado, Walker, 1992)	11
Figura 7: Geometria e disposição espacial dos depósitos de grainflow, grainfall e estratos transladantes cavalgantes (Hunter, 1977).	14
Figura 8: Estratificação de marcas onduladas eólicas.	14
Figura 9: Principais tipos de estruturas de adesão (Kocurek & Hunter, 1982).....	18
Figura 10: Sucessão vertical de fácies – Dry Upward sucession	20
Figura 11: Modelo de desenvolvimento das superfícies limítrofes.....	23
Figura 12: Modelo de formação de superfícies de deflação	24
Figura 13: Modelo de formação de superfícies de inundação.	25
Figura 14: Modelo de formação de superfícies de estabilização..	26
Figura 15: Transição entre sistemas eólicos úmidos e secos.....	29
Figura 16: Acumulação de sistemas eólicos úmidos.	30
Figura 17: Espectro de geometrias de interdunas geradas por variações na freqüência e magnitude das mudanças na posição relativa do lençol freático, taxa de migração das dunas e balanço sedimentar	34

INDICE DE TABELAS

Tabela 1: Tabela de localização dos poços e espessura média da Fm. Pirambóia.....	10
--	----

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está sendo apresentada sob a forma de artigo científico, o qual foi submetido à revista *Sedimentology* em Março de 2006.

A estrutura básica é composta por um capítulo Introdutório (Capítulo 1) cuja finalidade é apresentar de forma sucinta a problemática metodológica envolvendo os estudos relativos a sistemas eólicos, em especial os sistemas eólicos úmidos.

O capítulo 2 apresenta os objetivos principais e específicos do estudo.

O capítulo 3 mostra o contexto geológico no qual a Formação Pirambóia está inserida, destacando os principais trabalhos desenvolvidos tanto na Bacia do Paraná quanto na Formação Pirambóia.

O capítulo 4 mostra a localização da área de estudo juntamente com a localização dos testemunhos de sondagem utilizados no trabalho, assim como, apresenta de forma detalhada a metodologia e os métodos de investigação aplicados no estudo.

O capítulo 5, apresenta o estado da arte em sistemas eólicos com ênfase nos sistemas eólicos úmidos. São discutidos neste capítulo, os conceitos de fácies, associação de fácies, sucessão vertical de fácies, sistemas e seqüências deposicionais, além da hierarquia das superfícies limítrofes. Também é apresentada uma discussão dos principais modelos estratigráficos para sistemas eólicos úmidos.

O capítulo 6 é pertinente às referências bibliográficas utilizadas na elaboração dos capítulos anteriores.

O capítulo 7 é referente ao corpo principal da dissertação, contendo o artigo "*CROSS-BEDDING SET THICKNESS AND STRATIGRAPHIC EVOLUTION OF WET AEOLIAN SYSTEMS: AN EXAMPLE FROM THE UPPER PERMIAN PIRAMBÓIA FORMATION (PARANA BASIN)*" submetido em Março de 2006, à revista *Sedimentology*, sob a co-autoria do Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer.

Por fim, é apresentado um sumário integrador, contendo um resumo dos principais resultados obtidos na dissertação.

1. INTRODUÇÃO

Os principais modelos estratigráficos propostos para sistemas eólicos úmidos foram elaborados a partir de dados obtidos em afloramentos com boas exposições bi e tridimensionais, possibilitando a reconstrução da arquitetura de fácies e a interpretação da evolução estratigráfica e dos mecanismos controladores da acumulação e preservação eólica (Loope & Simpson, 1992, Crabaugh & Kocurek, 1993; Mountney & Thompson 2002; Mountney & Jagger, 2004.). Por outro lado, a análise estratigráfica de sistemas eólicos a partir de dados de testemunhos e perfis é extremamente difícil, em decorrência da amostragem pontual do poço e das grandes distâncias entre os poços (centenas de metros a quilômetros). Estes fatores impedem o reconhecimento das relações laterais entre estratos de dunas e interdunas, a reconstrução da geometria dos depósitos e, na ausência de dados de *dipmeters*, a definição do sentido de migração das dunas eólicas.

Desta forma, nos casos em que se dispõem somente de dados de subsuperfície é importante realizar uma análise faciológica detalhada que forneça subsídios tanto para a elaboração de um arcabouço de alta resolução, quanto para a definição dos mecanismos controladores da sedimentação. O reconhecimento e correlação de supersuperfícies, que representam superfícies de extensão regional que marcam o fim de um evento de acumulação eólica (Kocurek, 1988; Kocurek & Havholm, 1993), permitem a individualização de unidades genéticas passíveis de correlação regional (e.g. Heward, 1991; Sweet, 1998; Blakey et al, 1996). A reconstrução da arquitetura deposicional interna das unidades genéticas deve levar em conta aspectos sedimentológicos passíveis de reconhecimento em perfis verticais, onde a identificação das relações geométricas entre os corpos e a hierarquização de superfícies limítrofes eólicas tornam-se difíceis. Um dos critérios ainda

pouco explorado é a variação nas espessuras dos sets ao longo da sucessão estratigráfica. Este dado é de fácil obtenção em testemunhos e permite a inferência dos processos envolvidos na deposição e acumulação eólica.

Dentro deste contexto, o objetivo principal desta dissertação é estabelecer um modelo estratigráfico de alta resolução visando o entendimento dos processos que controlam a espessura dos sets em sistemas eólicos úmidos, nos termos que serão especificados a seguir.

2. OBJETIVOS

O objetivo principal desta dissertação é estabelecer um modelo estratigráfico de alta resolução visando o entendimento dos processos que controlam a espessura dos sets em sistemas eólicos úmidos, tendo como estudo de caso os depósitos eólicos da Formação Pirambóia, Permiano Superior da Bacia do Paraná, Leste do Rio Grande do Sul.

Entre os objetivos específicos a serem desenvolvidos, destacam-se:

(1) Análise estratigráfica detalhada dos depósitos da Formação Pirambóia priorizando o reconhecimento das litofácies, associações de fácies e sucessões verticais de fácies;

(2) Reconhecimento de intervalos com valores distintos nas espessuras dos sets de estratos cruzados que possam ser utilizados na correlação de poços em escala semi-regional;

(3) Definição dos principais processos que controlam a variação das espessuras dos sets ao longo do tempo em sistemas eólicos úmidos;

(4) Entender e discutir os mecanismos controladores da deposição, acumulação e preservação de sistemas eólicos úmidos;

(4) Estabelecer um modelo de evolução estratigráfica para a Formação Pirambóia.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia do Paraná é uma ampla região sedimentar na América do Sul que abrange uma área de aproximadamente 1,5 milhões de quilômetros quadrados na porção meridional do Brasil, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai (Figura 1).

Esta ampla bacia sedimentar intracratônica, que sofreu complexos processos tectono-sedimentares ao longo do tempo, é composta por 6 superseqüências de 2ª ordem (Figura 2), limitadas por expressivas discordâncias regionais que envolvem intervalos cronoestratigráficos que vão desde o Ordoviciano inferior (+- 450 Ma) ao Cretáceo superior (+- 65 Ma): Superseqüência Rio Ivaí (Ordoviciano Superior - Siluriano Inferior), Superseqüência Paraná (Devoniano Inferior – Devoniano Superior), Superseqüência Gondwana I (Carbonífero Superior – Triássico Inferior), Superseqüência Gondwana II (Triássico Médio – Triássico Superior), Superseqüência Gondwana III e Superseqüência Bauru (Cretáceo Inferior – Cretáceo Superior). As superseqüências Rio Ivaí, Paraná e Gondwana I compreendem grandes ciclos transgressivos-regressivos paleozóicos, enquanto que as demais representam depósitos continentais mesozóicos e rochas ígneas associadas (Milani, 1997; Milani et al. 1998; Milani, 2000).

A Superseqüência Gondwana I, na qual a Formação Pirambóia está inserida, apresenta um ciclo transgressivo-regressivo completo, que se inicia na base, com depósitos glácio-marinhos do Grupo Itararé sucedidos por sedimentos da Formação Rio Bonito. O término da transgressão ocorre com um amplo afogamento marinho materializado por um pacote pelítico que corresponde à Formação Palermo. A partir daí a tendência regressiva começa a ser evidenciada pelos depósitos lacustres das Formações Teresina e Serra Alta, que evidenciam o início de um processo que culminaria com o desenvolvimento de sistemas

flúvio-eólicos na Bacia durante o Permo-triássico. Este evento de continentalização foi ocasionado por rearranjos tectônicos tardi-hercinianos, que possibilitaram a elevação das bordas do Pangea e por conseqüência influenciaram no desaparecimento dos mares epicontinentais (Lavina, 1991). A retração dos mares permitiu o desenvolvimento de sistemas lacustres (Formação Rio do Rasto) que transicionaram, a partir do final do kanzaniano, para uma continentalização mais pronunciada, culminando com o desenvolvimento dos campos de dunas eólicas correspondente à Formação Pirambóia no final do Permiano.

A Formação Pirambóia é constituída predominantemente por arenitos finos a grossos moderadamente selecionados, avermelhados, com estratificações cruzadas de grande porte, interpretados como depósitos de dunas eólicas com um sentido de mergulho dos foresets para SE que recobrem os depósitos lacustres da Fm. Rio do Rasto. (Lavina et al, 1993; Lavina 1991).

O contato entre as formações Pirambóia e Rio do Rasto é bastante controversa. Enquanto alguns trabalhos atribuem um contato gradacional (e.g. Coimbra & Ricomini, 1984, Lavina, 1991, Lavina et al., 1993, Faccini, 2000), outros sugerem um contato discordante, na forma de uma superfície aplainada que trunca estratos mais antigos do centro para a borda da bacia (e.g. Fulfaro, et al. 1980; Almeida e Melo, 1981). O contato superior é marcado por uma discordância regional, onde os depósitos da Formação Pirambóia são recobertos pelos arenitos fluviais da Formação Sanga do Cabral (Triássico Inferior) ou, mais freqüentemente, pelos estratos eólicos da Formação Botucatu (Cretáceo Inferior) (Soares, 1975, Lavina, 1991, Scherer et al. 2000; Faccini, 2000).

De acordo com dados de testemunhos e afloramentos, a Formação Pirambóia abrange uma ampla área da Plataforma Sul-Americana. No Rio Grande do Sul esta unidade ocorre somente na porção leste e oeste do estado, sendo desta forma, ausente na porção central e limitada por duas falhas NE-SW e NW-SE (Figura 3 e 4)

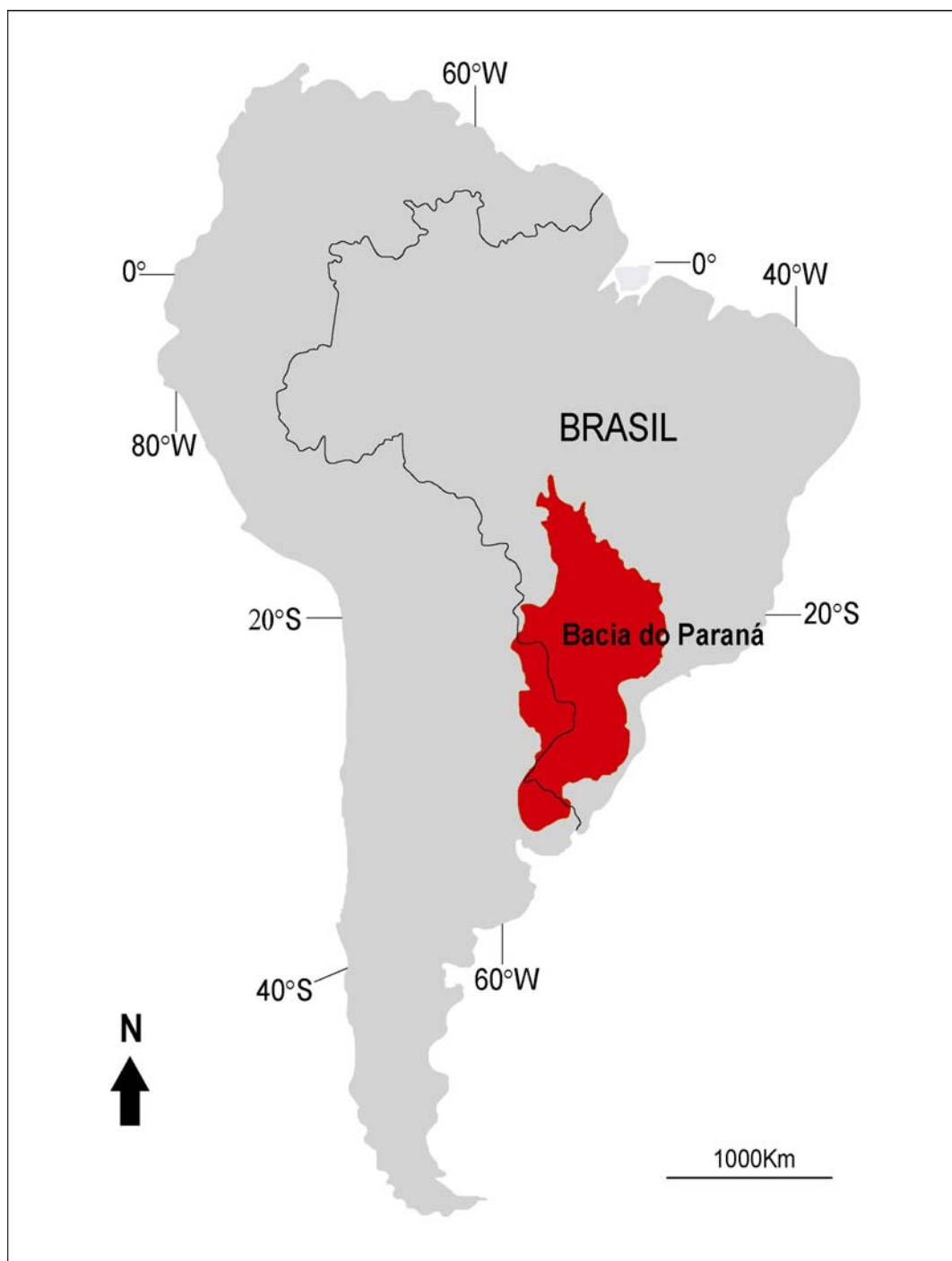


Figura 1: Localização da Bacia do Paraná

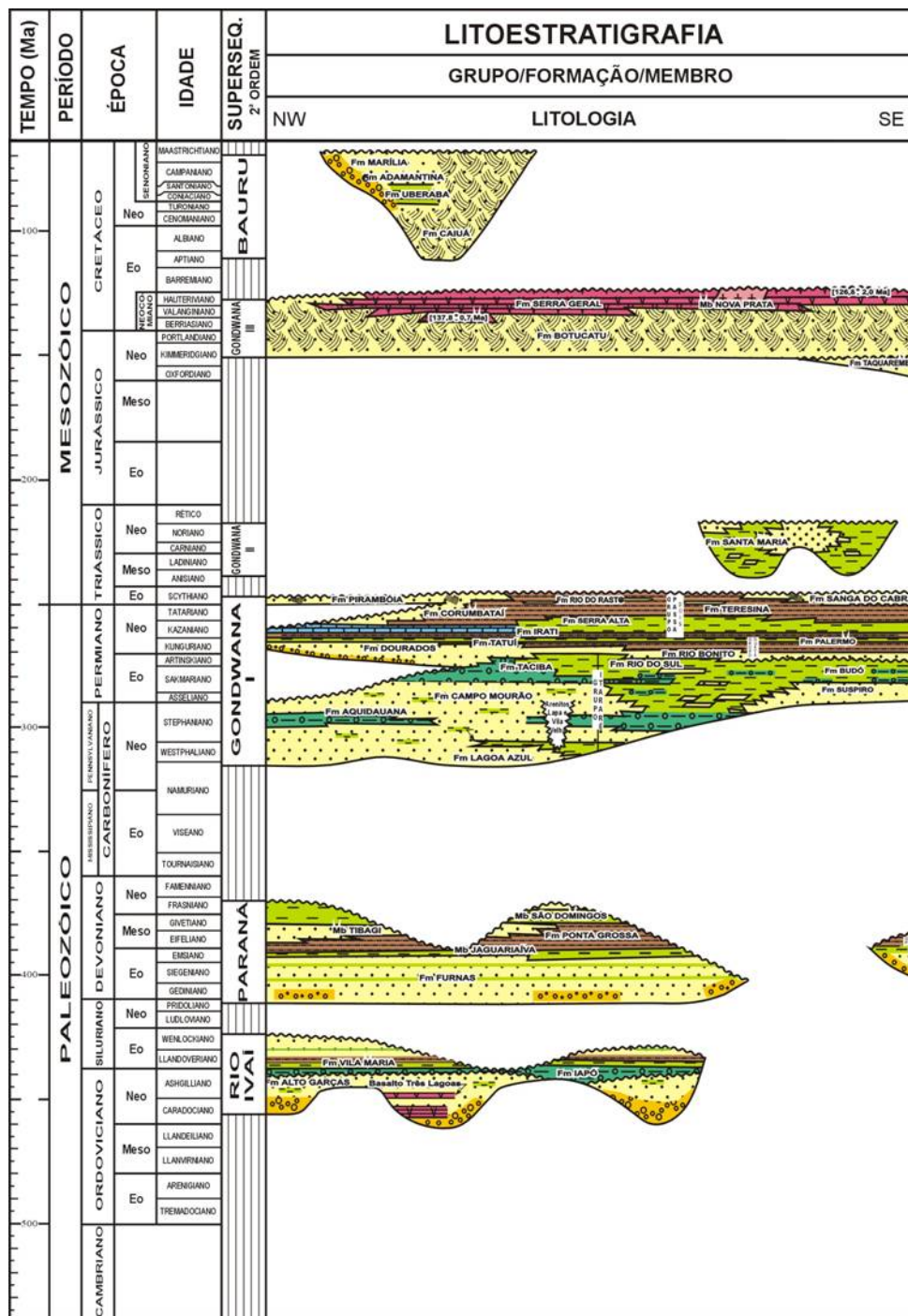


Figura 2: Carta cronoestratigráfica da Bacia do Paraná (Milani, 1997)

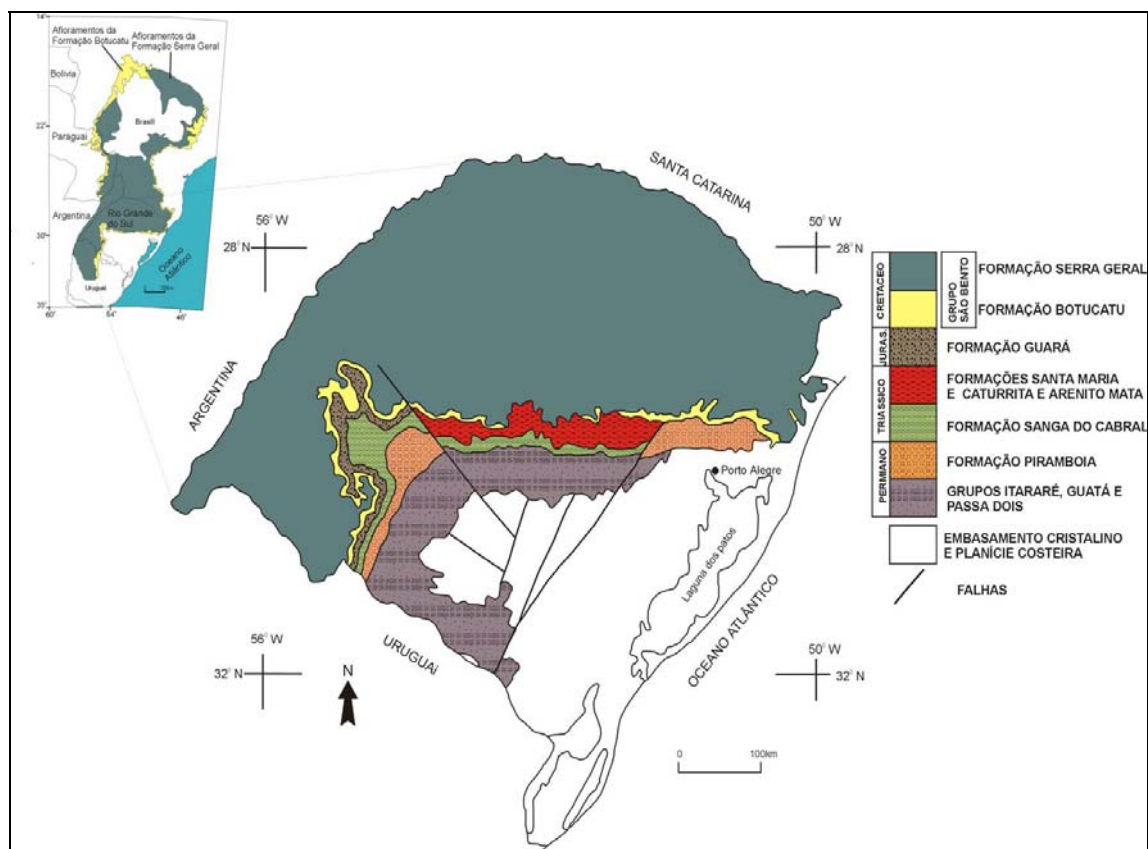


Figura 3: Distribuição das unidades litoestratigráficas na Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul

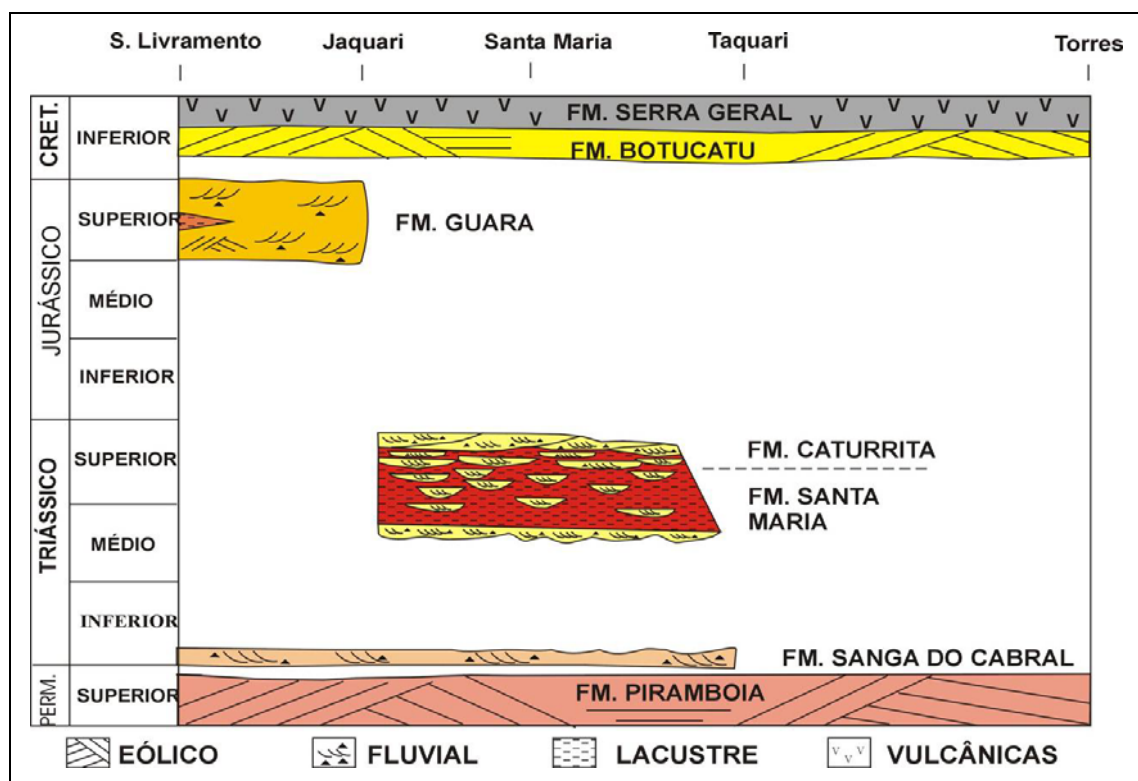


Figura 4: Carta cronoestratigráfica para as sucessões mesozóicas no Rio Grande do Sul

4. METODOLOGIA

A escolha da área de estudo levou em consideração, as disponibilidades de testemunhos que atingissem o intervalo desejado (Formação Pirambóia, Permiano superior). Desta forma, o estudo se concentrou na região leste do Rio Grande do Sul, onde está localizada grande parte dos testemunhos de sondagem selecionados. Os 5 testemunhos utilizados localizam-se próximos à cidade de Osório, RS, (Tabela 1)

Tendo como base os poços selecionados, foi realizada uma descrição 1:50 dos testemunhos, visando a caracterização das diferentes litofácies, associações de fácies e superfícies limítrofes (especialmente as superfícies eólicas de primeira ordem. Após a descrição dos testemunhos, os dados obtidos foram tratados, integrados e interpretados seguindo um cronograma estabelecido:

- (1) Levantamento bibliográfico;
- (2) Confecção gráfica das seções individuais dos poços descritos;
- (3) Compilação dos dados das seções verticais com os valores das espessuras dos sets de estratos cruzados
- (4) Confecção das seções estratigráficas de correlação, tendo como datum o contato entre a Formação Rio do Rasto e a Formação Pirambóia. Foram construídas duas seções estratigráficas de correlação, uma NE – SW e E – W (3 km entre poços) na região leste do Rio grande do sul. (Figura 5) para a posterior individualização dos diferentes intervalos estratigráficos passíveis de correlação semi-regional
- (5) reconstrução e evolução da história deposicional da Formação Pirambóia.

(6) Elaboração do artigo científico mostrando os resultados interpretados e submetido à revista sedimentology.

Testemunho	Localização (UTM)		Espessura Fm. Pirambóia (m)
21	583610	6700175	70 m
42	581125	6706225	80 m
93	575394	6703501	50 m
95	579026	6702063	60 m
227	575023	6693419	-

Tabela 1: Tabela de localização dos poços e espessura média da Fm. Pirambóia

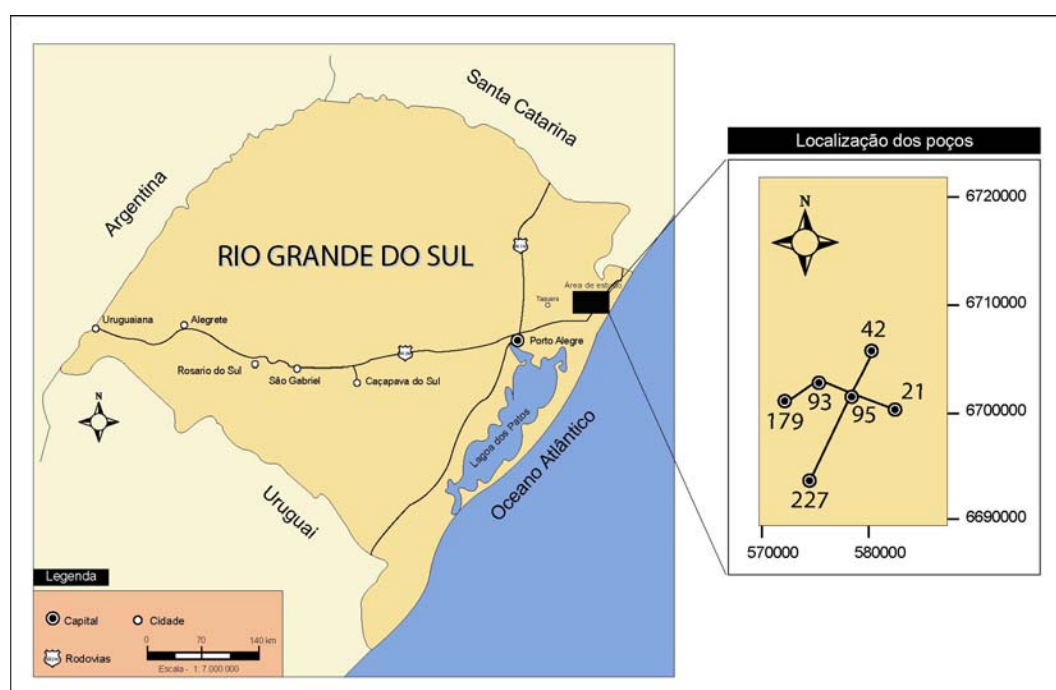


Figura 5: Localização dos testemunhos de sondagem

5. SISTEMAS EÓLICOS: UMA ABORDAGEM TEÓRICA

A análise estratigráfica de alta resolução em sistemas eólicos úmido necessita de uma compreensão e aplicação dos conceitos estratigráficos básicos que permitam um melhor entendimento de toda dinâmica eólica. Neste capítulo, serão discutidos conceitos de fácies, associação de fácies, sucessão vertical de fácies, sistemas e seqüências deposicionais (Figura 6). Além disso, será abordado a gênese das superfícies limítrofes e também uma discussão mais ampla dos principais modelos estratigráficos para sistemas eólicos úmidos.

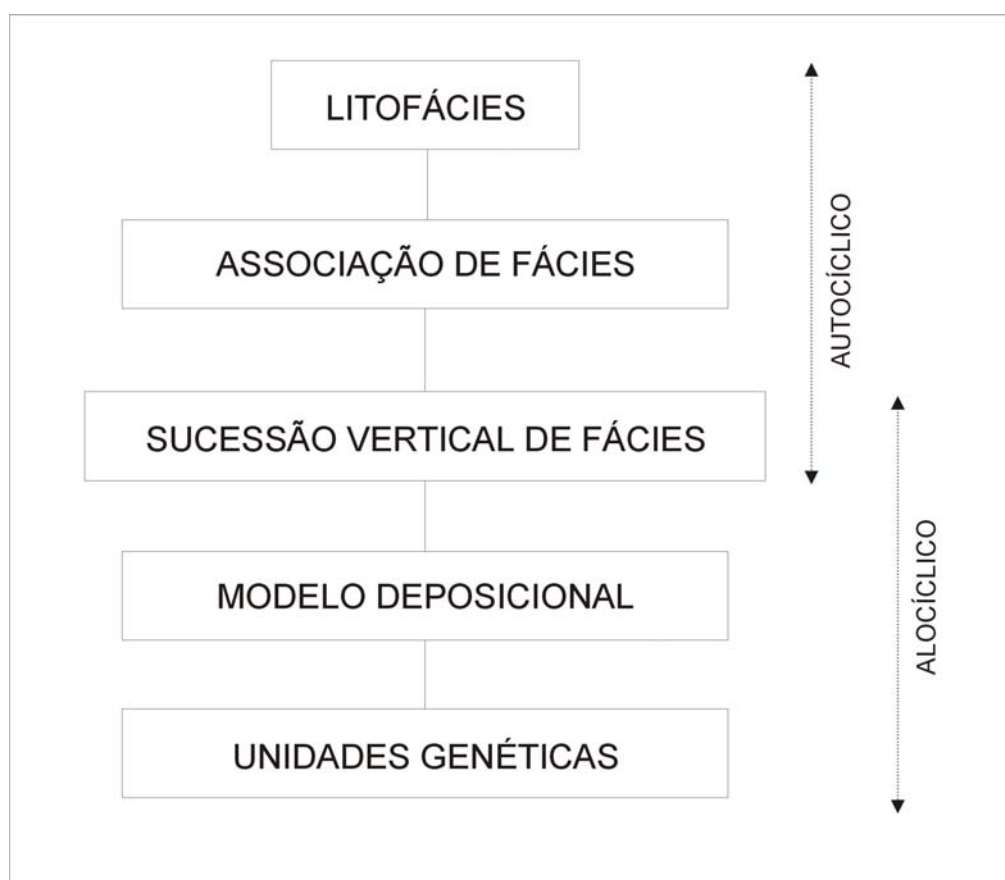


Figura 6: Fluxograma metodológico (Modificado, Walker, 1992)

5.1. LITOFÁCIES E ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

Litofácies, segundo Reading (1986), é um corpo de rocha individual com características físicas bem marcadas, que pode ser distinguida de rochas adjacentes por parâmetros como: Geometria, Litologia (composição e textura), estruturas sedimentares e padrão de paleocorrentes. Cada litofácies se desenvolve a partir de certas condições de sedimentação e refletem processos deposicionais específicos.

O conjunto de litofácies geneticamente relacionadas formadas em condições deposicionais similares, pode ser definido como uma Associação de Fácies. Esta, por sua vez, evidencia características particulares do ambiente deposicional. Dessa forma, a análise faciológica detalhada juntamente com o agrupamento adequado das fácies, permitem estabelecer quais os mecanismos que controlam a formação das fácies e sua distribuição espacial na vertical e na lateral.

Em sistemas eólicos, existem três principais associações de fácies: (1) depósitos de dunas eólicas, representados por depósitos de grain flow, grain fall e de estratos transladantes cavalgantes (wind ripples); (2) de interdunas, com uma diversidade faciológica bem mais ampla (3) e de lençóis de areia eólicos.

5.1.1. Associação de Fácies – Dunas eólicas

Estratos cruzados de alto ângulo

Esta litofácies é caracterizada por arenitos com estratos cruzados de alto ângulo de mergulho maior que 15° constituído predominantemente por estratos de fluxo de grão (grain flow) individualizados por finas laminais arenito muito fino de queda livre de grãos (grain fall) (Figura 7).

Os depósitos de grainflow são caracterizados por lâminas pouco espessas de areia não coesiva, geradas a partir do processo de

avalanche de sedimentos na face de deslizamento das dunas. Todo esse processo, que por sua vez, retrabalha estratos pré-depositados de grainfall ou até mesmo de grainflow, ocorre quando o ângulo de repouso das areias acumuladas ultrapassa a 34°. O mergulho dos estratos observados em ambientes modernos variam de 28 a 34° e média de 31-32° (Hunter, 1977)

As feições formadas a partir da avalanche dos grãos consistem em cones deposicionais na base e depressões erosionais se estendendo até o topo da superfície de deslizamento.

Em areias secas, as lâminas, apresentam uma forma linguóide com poucos centímetros de espessura e internamente empacotamento frouxo sem estruturação, enquanto que, em areias úmidas, os depósitos são constituídos por areias coesas que caem em forma blocos na superfície de deslizamento.

Kocurek (1981), mostra que em pequenas dunas eólicas, os grainflow são relativamente mais estreitos (largura < comprimento) e comumente separados por grainfall, enquanto que, em dunas maiores as lâminas podem atingir poucos metros de comprimento e não serem separadas por depósitos de grainfall.

As estruturas produzidas por grainflow observadas no registro mostram em uma seção paralela à direção de mergulho dos estratos um formato em cunhas enquanto que em um corte perpendicular, mostra lentes. Internamente, os estratos possuem gradação inversa ou normal e apresentam uma maior porosidade e maior permeabilidade em função do empacotamento frouxo.

Estratos cruzados de baixo ângulo

Esta litofácies é constituída por arenitos com estratificações cruzadas de baixo ângulo (menor que 15°), constituídos predominantemente por ripples eólicas.

Os estratos contínuos formados pela migração de ripples eólicas são chamados de estrato transladante cavalgante (Figura 8). O

cavalcamento de uma ripple sobre a outra, faz com que a preservação da forma de leito seja um estrato transladante cavalgante.

Nos registro, os estratos transladantes são contínuos, pouco espessos e apresentam gradação inversa com poucos foresets visíveis.

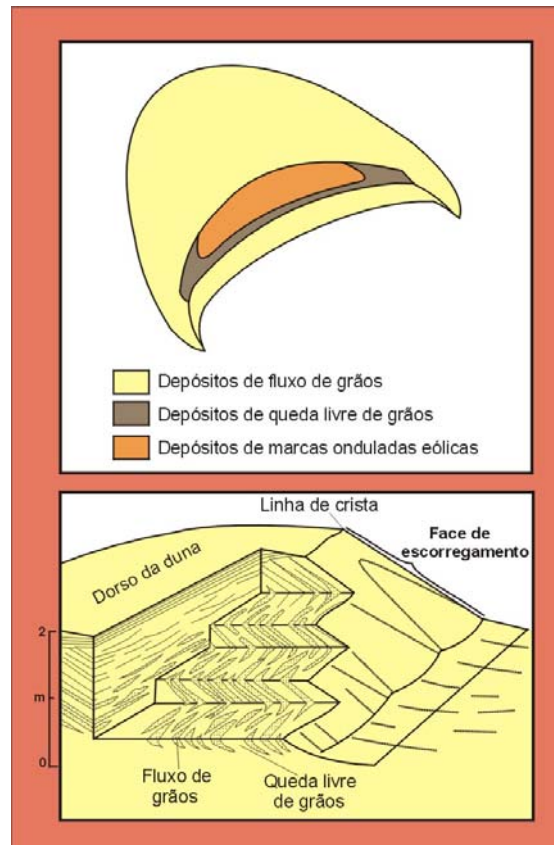


Figura 7: Geometria e disposição espacial dos depósitos de grainflow, grainfall e estratos transladantes cavalgantes (Hunter, 1977).

	Estruturas transladantes	Laminações das marcas onduladas
Subcrítico ($\alpha < \beta$)	<p>Estratos transladantes cavalgamento subcrítico</p>	<p>Laminações cruzadas truncadas</p>
Crítico ($\alpha = \beta$)	<p>Estratos transladantes cavalgamento crítico</p>	<p>Laminações cruzadas inteiramente preservadas</p>
Supercrítico ($\alpha > \beta$)	<p>Estratos transladantes cavalgamento supercrítico</p>	<p>Preservação do dorso e da parte frontal das formas de leito</p>

Figura 8: Estratificação de marcas onduladas eólicas mostrando as variações no ângulo de cavalcamento e a presença ou ausência de laminações cruzadas (Hunter, 1977).

5.1.2. Associação de Fácies - Lençóis de areia eólicos

Em ambientes modernos, os lençóis de areia ocorrem em diversos sistemas deposicionais, destacando-se: margem de ergs, zonas costeiras ou em planícies aluviais. A mais importante característica dos lençóis é a não existência de dunas com faces de escorregamentos bem desenvolvidas. No registro geológico, os lençóis de areia eólico ocorrem em pacotes tabulares com espessuras variando de centímetros a dezenas de metros, compostos predominantemente por laminações plano-paralelas ou de baixo ângulo, com uma ampla diversidade de estruturas sedimentares, dependendo das características da superfície deposicional.

Em sistemas eólicos secos, os estratos de baixo ângulo são compostos predominantemente pela alternância de *ripples* de areia e grânulos. Em sistemas encharcados a o predomínio é de depósitos com estruturas de adesão, as quais indicam sempre a proximidade do lençol freático em relação a superfície deposicional. Por fim, em sistemas eólicos úmidos, estruturas subaquosas como marcas de onda, estratos cruzados acanalados, arenitos maciços, pelitos etc. são os depósitos encontrados e apresentam uma variação lateral e vertical de fácies bastante complexa.

A gênese dos lençóis de areia podem estar ligada a diversos fatores que podem atuar isoladamente ou em conjunto para inibir o desenvolvimento de dunas eólicas. Kocurek & Nielson (1988) propõem que tais fatores são: (1) baixa disponibilidade de areia para a construção de dunas eólicas, em função da proximidade do lençol freático junto a superfície deposicional; (2) inundações periódicas que limitam o tempo disponível para a formação das dunas; (3) granulometria maior que areia grossa, que dificulta o embrionamento das dunas; (4) vegetação, que diminui a disponibilidade de areia e altera o fluxo de ar.

5.1.3. Associação de fácies – Interdunas

As áreas de interdunas apresentam depósitos eólicos ou não eólicos depositados nas depressões entre dunas eólicas ou draas, com formas e extensões variadas. A geometria dos depósitos são distintas e

dependem diretamente da forma das dunas. Como exemplo, dunas lineares, os depósitos geram “corredores” alongados paralelos à linha de crista.

Visto que em sistemas eólicos modernos, as áreas de interdunas variam significativamente de tamanho, Wilson (1971) estabeleceu que o tamanho das regiões de interdunas depende diretamente da saturação de areia no sistema. Em regiões metasaturadas, onde a disponibilidade de areia é suficiente para o embrionamento das formas de leito há amplas regiões de interdunas úmidas e planas controladas principalmente pelo lençol freático. Entretanto, em zonas saturadas, predomina o sistema eólico seco, onde há grande disponibilidade de areia e conseqüentemente existem restritas áreas de interdunas. A transição entre as duas zonas é marcada pela diminuição progressiva das áreas de interdunas.

No registro geológico, os depósitos de interdunas separam sets e cosets de dunas eólicas e consistem nos melhores indicadores das condições deposicionais e ambientais de um erg e mostram uma diversidade faciológica muito grande.

Kocurek (1981), além de reconhecer estratos fluviais e lacustres nas áreas de interdunas, dividiu em três grandes categorias, os depósitos de interdunas: seco, encharcado e úmido. As estruturas sedimentares produzidas em cada ambiente refletem processos sedimentares específicos associados à superfície deposicional das interdunas.

Depósitos de interdunas secas

Os depósitos de marcas onduladas eólicas constituem predominantemente as áreas de interdunas secas, enquanto que, depósitos de pequenas dunas eólicas são encontrados em menores proporções.

Existem, morfologicamente, dois tipos de marcas onduladas eólicas. O primeiro é constituído por estratos transladantes cavalgantes que se formam em condições uniformes de sedimentação, enquanto que o segundo constitui formas de leito isoladas relativamente maiores compostas por areia grossa e grânulos (granule-ripples). Estas últimas se

desenvolvem em situações onde existe uma grande diferença granulométrica entre as regiões de dunas e interdunas.

Depósitos de interdunas encharcadas

As principais estruturas sedimentares identificadas em depósitos de interdunas encharcadas correspondem às estruturas de adesão que se formam por adesão dos grãos de areia em uma superfície úmida.

Existem três tipos de estruturas, que são morfologicamente distintas e refletem condições deposicionais específicas (Figura 9) – ripples de adesão, domos de adesão e laminações de adesão (Kocurek & Fielder, 1982).

As ripples de adesão são pequenas e apresentam cristas assimétricas e subparalelas, perpendiculares à direção do vento. Elas se formam por adesão dos grãos de areia em saltação no dorso das formas de leito. Os domos de adesão, por sua vez, mostram pequenas formas dômicas e irregulares distribuídas aleatoriamente na superfície de interdunas e se formam devido a fortes ventos e grandes oscilações no seu sentido. Por fim, as laminações de adesão planares são geradas pela adesão dos grãos de areia na superfície encharcada, sem que haja o embrionamento das formas de leito. Apresentam, lâminas finas e rugosas superficialmente.

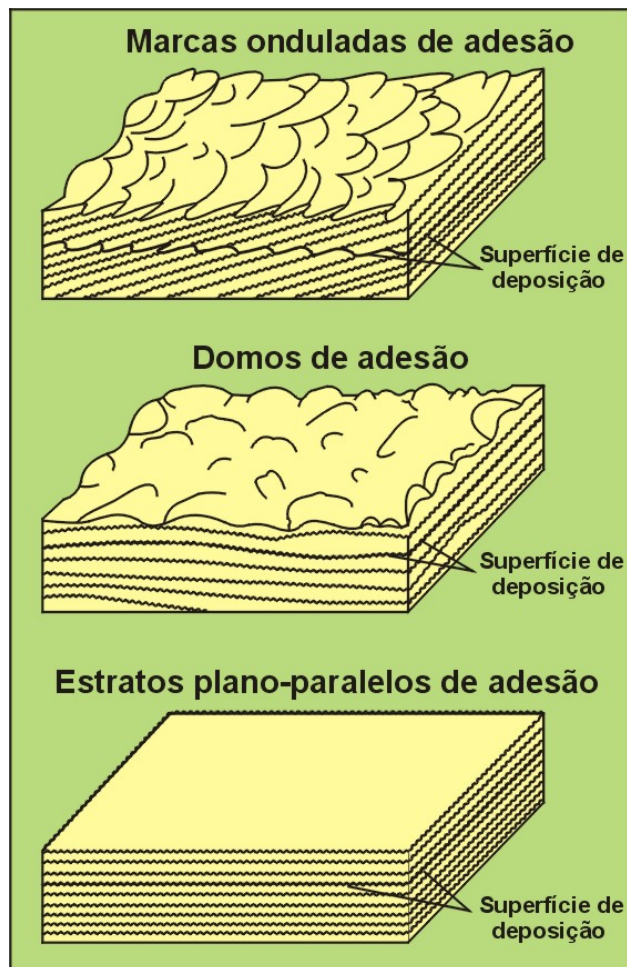


Figura 9: Mostra os três principais tipos de estruturas de adesão (Kocurek & Hunter, 1982)

Depósitos de interdunas úmidas

Os depósitos de interdunas úmidas são caracterizados tanto por sedimentos siliciclásticos, quanto por evaporíticos. As interdunas siliciclásticas correspondem principalmente a depósitos de origem lacustre e fluvial, enquanto que os evaporíticos são compostos por precipitados de calcita, dolomita, halita etc. As condições necessárias para a formação e desenvolvimento desses depósitos dependem de inundações freqüentes seguidas por dissecação.

Kocurek, 1981 identifica quatro estruturas sedimentares siliciclásticas principais, todas elas subaquáticas ou deformativas – Marcas onduladas aquosas, laminações onduladas, laminações contorcidas e brechadas.

A principal estrutura encontrada em interdunas úmidas são marcas de onda formadas por correntes subaquáticas. O fluxo da corrente, espessura da lâmina d'água e a granulometria controlam a morfologia e a migração das formas de leito que possuem altura máxima de 5 cm e comprimento de onda inferior a 0,5m. Em condições de baixa energia se desenvolvem ripples de crista reta, enquanto que em altas energias se formam ripples linguóides.

As estruturas contorcidas são caracterizadas por formas espirais irregulares, dobras e tubos formados por escapes de fluidos e mais raramente, por estruturas em “almofadas”. Esses depósitos podem ocorrer em todo o intervalo dos depósitos, ou somente em horizontes específicos. Estas estruturas formam-se contemporaneamente ou imediatamente após a deposição dos sedimentos. Entretanto, em alguns casos, podem ser resultado de cargas causada pela migração posterior das dunas sobre os depósitos inconsolidados, gerando o escape de fluídos e deformação dos estratos. As estruturas brechadas, por sua vez, ocorrem em menor proporção e apresentam um aspecto manchado.

5.2. SUCESSÃO VERTICAL DE FÁCIES

A partir do reconhecimento das fácies e de suas associações no registro geológico, juntamente com o entendimento das condições deposicionais, é possível estabelecer e interpretar as sucessões verticais de fácies, onde, segundo Kocurek, 1981; Clemmensen et. al., 1994; Howell & Mountney, 1997; Clemmensen et. al., 1989 podem indicar ciclos de drying-upward e wetting-upward tanto de caráter autocíclico, como alocíclico.

5.2.1. Sucessão vertical de fácies - Autocíclica

Os depósitos de interdunas mostram uma distribuição faciológica vertical bastante complexa. A mais comum dela, se refere aos ciclos de drying-upward, no qual há uma gradação de depósitos encharcados na

base para depósitos de interdunas secas em direção ao topo, refletindo um progressivo preenchimento das depressões de interdunas. O ciclo é encerrado com a progradação de dunas eólicas sobre os depósitos de interdunas (Figura 10).

5.2.2. Sucessão vertical de fácies – Alocíclica

Diversos trabalhos têm mostrado que o término da acumulação eólica e o estabelecimento de outros sistemas deposicionais tem sido controlados por mudanças climáticas e até mesmo tectônicas.

Flutuações cíclicas no regime climático resultam diretamente em variações na sucessão vertical de fácies. O desenvolvimento dos ciclos sedimentares é controlado pela alternância de condições úmidas e áridas que refletem ciclos de variações orbitais (Ciclos de Milankovich). Esses ciclos são caracterizados por intervalos de icehouse, períodos de maior aridez e propício para o desenvolvimento dos ergs, e greenhouse, períodos com estabilização e/ou deflação de sistemas eólicos, associados a progradação e acumulação de interdunas fluviais.

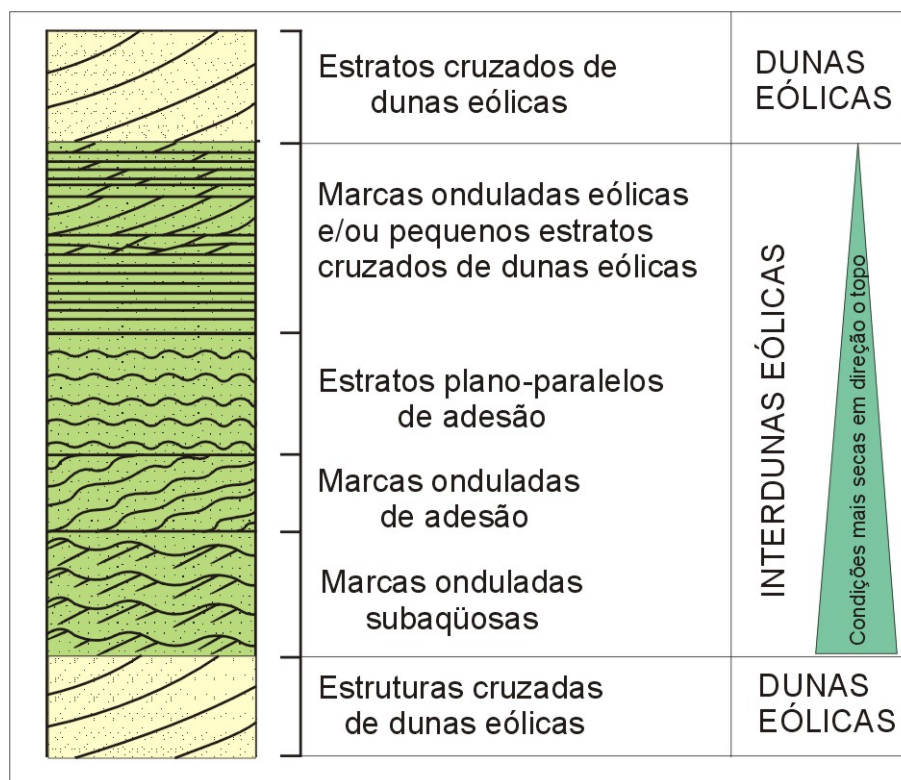


Figura 10: Sucessão vertical de fácies – Dry Upward succession - de controle autocíclico marcada pela diminuição da umidade em direção ao topo (Kocurek, 1981)

5.3. SUPERFÍCIES LIMÍTROFES

O reconhecimento e uso das superfícies limítrofes auxiliam na reconstrução e entendimento da dinâmica existente em sistemas eólicos antigos. Superfícies de diferentes magnitudes, presentes em sistemas eólicos, têm sido amplamente descritas por vários autores tanto em ambientes modernos quanto em antigos (Kocurek, 1988; Fryberger, 1993; Brookfield, 1977). Brookfield (op. cit), definiu três ordens hierárquicas com diferentes escalas e extensões (Figura 11), que se desenvolvem a partir da migração de formas de leito eólicas.

5.3.1. Superfície de primeira ordem

As superfícies de primeira ordem representam a migração de dunas simples ou draas, marcado pela migração de regiões de interdunas sobre depósitos de dunas eólicas. apresentam grandes extensões e sua geometria, muitas vezes, refletem a morfologia da área de interdunas, mostrando assim superfícies planas e sub-paralelas. Na verdade, essas superfícies cortam todas as estruturas eólicas subjacentes.

É importante ressaltar, que as variações no ângulo de climbing dependem da taxa de sedimentação e da taxa de migração dos draas que são controlados pelas taxas de suprimento sedimentar e tectônica (subsidência da Bacia).

5.3.2. Superfícies de segunda ordem

Superfícies de segunda ordem se originam pela migração de dunas menores superpostas às faces frontais de dunas maiores e draas. Normalmente, essas superfícies mergulham, com um ângulo variado, no mesmo sentido de migração do draa, São truncadas no topo e na base por superfícies de primeira ordem.

5.3.3. Superfícies de terceira ordem

As superfícies de terceira ordem correspondem a superfícies de reativação e marcam períodos de pausa, com posterior retomada da deposição eólica e migração das dunas individuais. A possível causa para isto, segundo Brookfield (1977), pode estar relacionada a pausas ou mudanças no sentido e velocidade do vento e, como consequência, marca períodos de deflação e erosão na face frontal da duna. São truncadas tanto por superfícies de primeira ordem, quanto por superfícies de segunda ordem.

5.4. SUPERSUPERFÍCIES

As supersuperfícies foram definidas por Kocurek (1988) como superfícies formadas a partir do término da acumulação eólica podendo estar associadas tanto a momentos de deflação, como de não deposição eólica. Além disso, suas características e a geometria podem indicar os mecanismos controladores de sua formação.

A identificação destas superfícies, em testemunhos e afloramentos, é extremamente difícil, tendo em vista que são muito semelhantes à superfícies de primeira ordem. A partir desta premissa, Kocurek e Havholm (1993) estabeleceu algumas características importantes para a identificação das supersuperfícies:

- Superfícies separando diferentes estilos deposicionais;
- superfícies planas e extensivas e correlacionáveis em escala de bacia;
- superfícies limitantes do campo de dunas inteiro ou erg;
- superfícies horizontais truncando superfícies inclinadas geradas pela migração de formas de leito.
- feições típicas de períodos de inatividade ou exposição do erg;

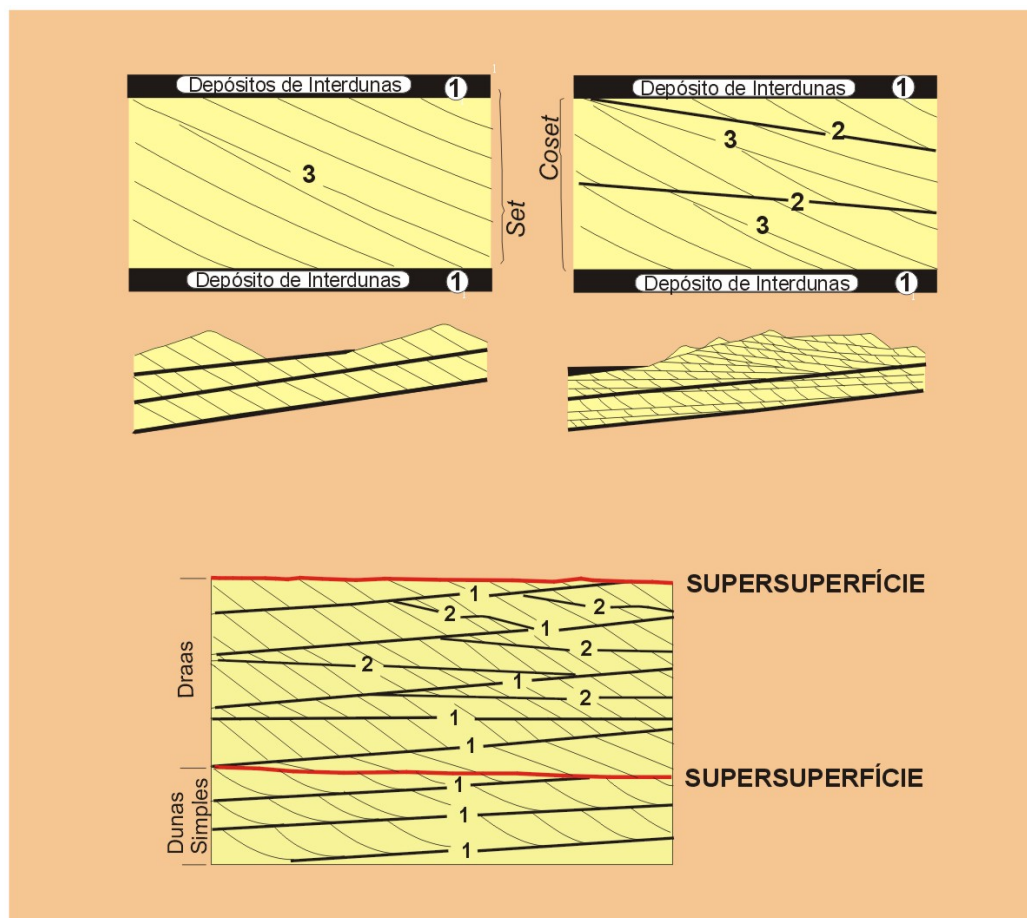


Figura 11: Modelo de desenvolvimento das superfícies limítrofes a partir da migração de formas de leito eólicas: Superfícies de primeira, segunda e terceira ordem correspondem respectivamente aos números 1, 2 e 3 (Kocurek, 1991).

5.4.1. Tipos de supersuperfícies

As supersuperfícies podem ser classificadas geneticamente em quatro tipos principais: superfícies de deflação, superfícies de inundação e superfícies de estabilização.

As superfícies de deflação são planas e apresentam grandes extensões laterais (centenas a milhares de quilômetros quadrados), tendo as suas gêneses associadas à erosão pelo vento de arenitos eólicos (Loope, 1984). Muitas vezes a deflação pode alcançar o lençol freático, gerando uma série de feições diagnósticas, tais como: corrugação da superfície de deflação, fraturas poligonais, lags de deflação (Fryberger et al., 1988; Kocurek & Hunter, 1986; Havholm & Kocurek, 1993). As superfícies geradas por deflação próxima ao lençol freático são também

designadas de superfícies de Stokes (Stokes, 1968; Fryberger et al., 1988). Um modelo ilustrando a formação de superfície de deflação pode ser visualizado na Figura 12.

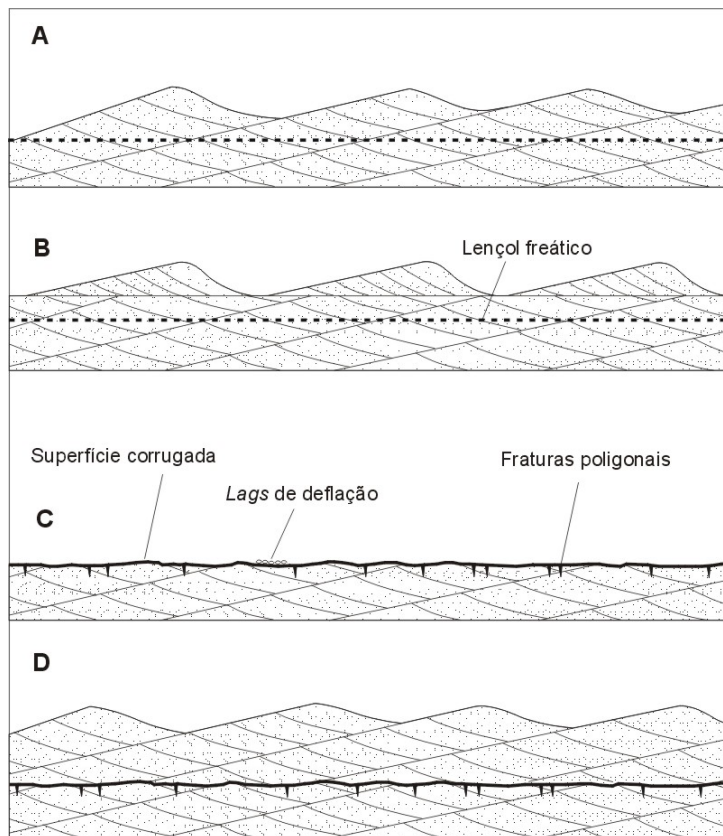


Figura 12: Modelo de formação de superfícies de deflação (modificado de Loope, 1985). (A) Cavalgamento e acumulação de dunas eólicas. (B) As dunas cessam de cavalgar. A migração contínua das dunas sem acumulação gera uma superfície horizontal que trunca as superfícies de interdunas subjacentes (superfície de bypassing) (C) A deflação prossegue até alcançar o lençol freático, resultando em uma superfície corrugada (superfície de Stokes) que pode apresentar fraturas poligonais e lags de deflação. (D) Novo evento de cavalgamento e acumulação de dunas eólicas.

As superfícies de inundação são superfícies erosivas de expressão regional (dezenas a centenas de quilômetros quadrados) geradas por inundações fluviais ou lacustre (Langford & Chan, 1988; 1993 Langford, 1989). Estas superfícies são planas a suavemente onduladas com relevos inferiores a 10m (Langford & Chan, 1988). O relevo aplainado é gerado por sucessivas inundações fluviais acompanhadas pela migração de dunas eólicas não-cavalgantes. Por vezes, extensos depósitos lacustres recobrem a superfície de inundação, indicando uma subida regional do lençol freático. Um modelo ilustrando a formação das superfícies de inundação pode ser visualizado na Figura 13.

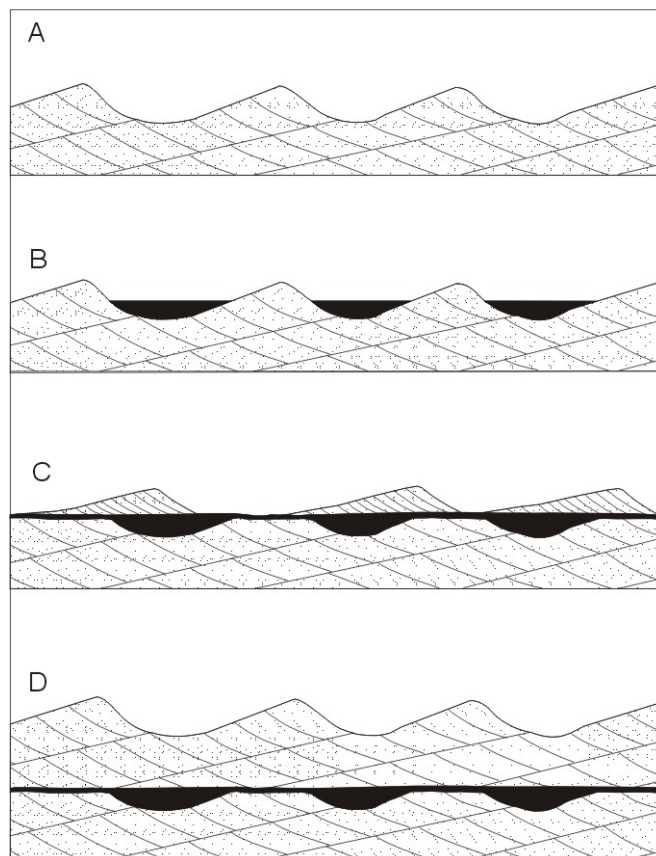


Figura 13: Modelo de formação de superfícies de inundação (modificado de Langford & Chan, 1988). (A) Cavalgamento e acumulação de dunas eólicas. (B) Ocorrência de inundações no campo de dunas. Canais fluviais erodem os depósitos eólicos subjacentes. As regiões de interdunas são afogadas gerando uma superfície de inundação descontínua. (C) A migração de dunas eólicas sem cavalgamento associado, acompanhada de sucessivas inundações fluviais, gera uma expansão da superfície de inundação e o desenvolvimento de depósitos subaquáticos contínuos ao longo de uma extensa área. A migração das dunas eólicas acompanhadas de eventos de inundações produz uma interdigitação entre pelitos e foresets de dunas eólicas. (D) Novo evento de cavalgamento e acumulação de dunas eólicas.

As superfícies de estabilização estão associadas à fixação de campos de dunas eólicas pela vegetação. Como resultado da preservação parcial do relevo original do campo de dunas eólicas, as superfícies de estabilização tendem a ser onduladas, podendo apresentar um relevo acentuado. Associado a superfícies de estabilização pode ocorrer formação de solos, bioturbação por plantas e animais e cimentação inicial (Fryberger, 1993). Um modelo ilustrando a formação das superfícies de estabilização pode ser visualizada na Figura 14.

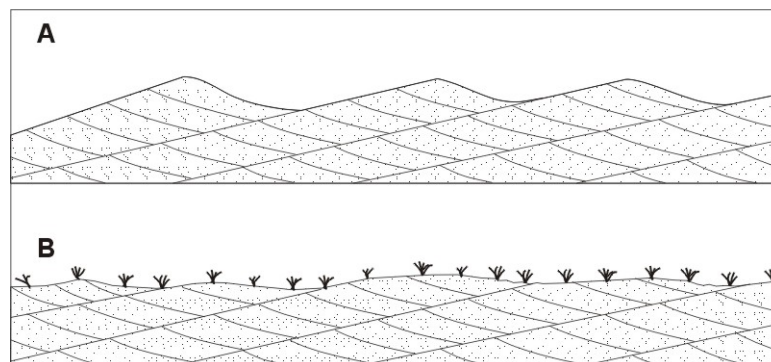


Figura 14: Modelo de formação de superfícies de estabilização. (A) Cavalgamento e acumulação de dunas eólicas. (B) colonização das dunas por plantas, término da acumulação eólica e desenvolvimento de uma superfície de estabilização.

5.4.2. Origem das supersuperfícies

Com base nas observações de que as supersuperfícies representam o término da acumulação eólica. Kocurek (1993) apresentou os possíveis fatores alocíclicos que controlam o desenvolvimento destas superfícies, destacando-se o clima, tectônica e a eustasia.

Clima

As supersuperfícies desenvolvidas por fatores climáticos são controladas principalmente pela quantidade de chuva disponível no erg.

A presença de água favorece o aparecimento de vegetação que por sua vez promove a estabilização ou degradação do erg. A presença de extensas áreas vegetadas impossibilita o transporte de areia e conseqüentemente o desenvolvimento do erg. Além disso, a quantidade de chuva afeta diretamente o suprimento sedimentar associado às áreas fontes que alimentam o erg.

No registro geológico, as supersuperfícies originadas por mudanças climáticas são extensivas, abrangendo até mesmo escalas continentais e segundo Talbot (1985) tendem a ser diácronas, começando na margem do erg e seguindo para o seu interior. Entretanto, na escala geológica, pode ser considerada síncrona.

Tectônica

A tectônica influencia indiretamente no influxo sedimentar e no padrão de erosão, transporte e deposição, ou seja, soerguimentos tectônicos da área fonte aumentam a disponibilidade de sedimentos necessária para a construção do erg. O desenvolvimento das superfícies, entretanto estão associadas à contração do erg, originada ou por quiescência tectônica da bacia ou por variações na taxa de subsidência. As extensões das supersuperfícies são variadas e refletem variações no fluxo de areia, podendo este ser de caráter local ou regional.

Eustasia

As variações eustáticas atuam diretamente no controle do suprimento sedimentar, padrão de fluxo da areia e a localização do erg. Em regressões marinhas o desenvolvimento do erg se torna máximo, enquanto que, em intervalos transgressivos, ocorre uma diminuição do erg, provocando assim, uma retração e estabilização do mesmo. Desse modo, as supersuperfícies originadas a partir de variações eustáticas podem estar vinculadas a:

- retração do erg por uma transgressão marinha;
- contração do erg devido à diminuição do suprimento sedimentar durante a transgressão;
- um aumento ou prolongada manutenção do nível do mar, que provoca uma subida do lençol freático no interior do continente;
- alteração no padrão de fluxo da areia.

No registro geológico, a extensão das supersuperfícies de origem eustática é bastante variada. No interior dos continentes onde as variações eustáticas influenciam o nível freático as supersuperfícies tendem a ser síncronas.

5.5. SISTEMAS EÓLICOS

A tipologia dos sistemas eólicos, segundo Kocurek & Havohlm (1993), é controlada diretamente pela criação do espaço de acomodação, taxa de influxo sedimentar (disponibilidade de areia) e taxa de subida do lençol freático (Figura 15). Kocurek & Havholm, 1993 definiram três exemplos para sistemas eólicos com base nos processos envolvidos na acumulação: Sistemas secos, úmidos e estabilizados

5.5.1. Sistema Eólico Seco

O sistema eólico seco é caracterizado principalmente por possuir todo o sedimento no substrato disponível para o transporte eólico, ou seja, o nível do lençol freático situa-se abaixo da superfície deposicional. A acumulação, para ocorrer, requer um alto suprimento sedimentar até que o sistema atinja um valor mínimo de saturação de areia, necessário para o cavalgamento das formas de leito e o não desenvolvimento de interdunas planas. Neste caso o ângulo de cavalgamento é controlado pela taxa de subsidência da bacia e o influxo sedimentar, ou seja, quanto maior o influxo e taxa de subsidência, maior será o ângulo de cavalgamento.

5.5.2. Sistema Eólico úmido

O sistema eólico úmido possui, diferentemente do sistema seco, o lençol freático e a franja próximo ou coincidente à superfície deposicional. A acumulação (Figura 16), por sua vez, ocorre em zonas metassaturadas por uma progressiva subida do nível freático em um contexto em que o influxo sedimentar é constante. O ângulo de cavalgamento é controlado pela subida do lençol freático e pela taxa de migração das formas de leito. A principal diferença entre sistemas secos e úmidos está na taxa de influxo sedimentar, onde as razões entre o

tamanho das dunas e interdunas está vinculado ao grau de saturação de areia em cada sistema.

5.5.3. Sistema eólico estabilizado

Sistemas estabilizados são aqueles em que uma estabilização superficial periódica ou continuamente ocorre no substrato, enquanto o sistema continua ativo. Dentre os fatores que controlam essa estabilização está a vegetação, cimentação diagenética, superfícies residuais, drapes de lama entre outros.

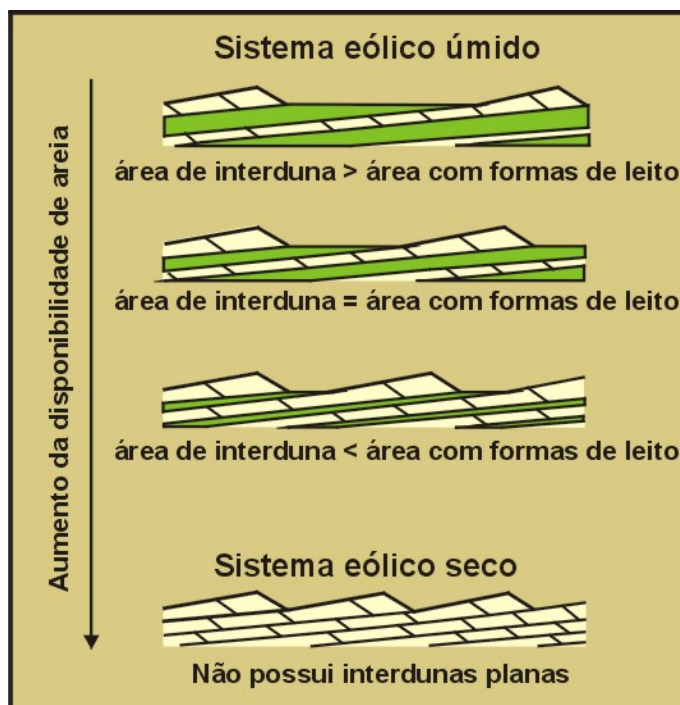


Figura 15: Transição entre sistemas eólicos úmidos e secos, marcada por um aumento na disponibilidade de areia do sistema (Kocurek & Havholm, 1993).

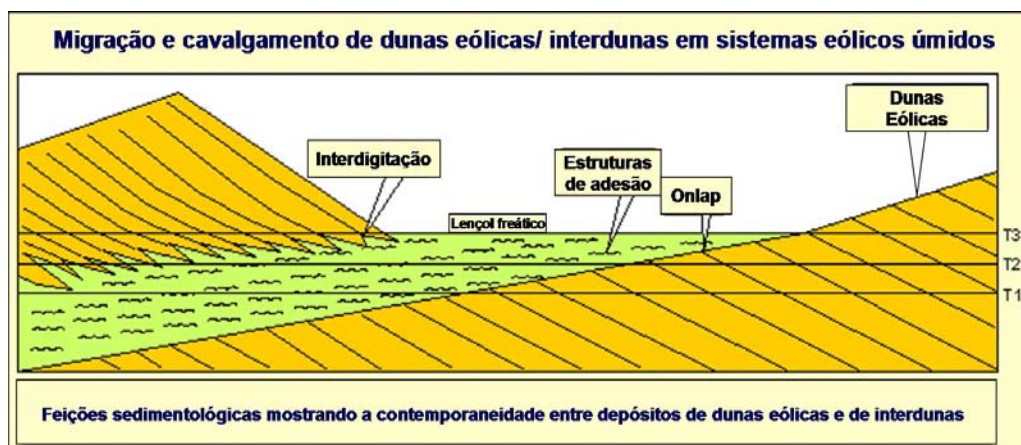


Figura 16: Acumulação de sistemas eólicos úmidos é marcada por uma progressiva subida do nível freático associado a migração das dunas eólicas. Os depósitos de interdunas são encharcados ou úmidos. Existe uma interdigitação entre os estratos basais das dunas e os de interdunas (Herries, 1993).

5.6. MODELO DEPOSICIONAL – SISTEMAS EÓLICOS ÚMIDOS

Neste tópico serão discutidos, os principais modelos estratigráficos propostos pra sistemas eólicos úmidos no registro geológico, resumidos na Figura 17: (a) Entrada Sandstone (Crabaugh & Kocurek, 1993); (b) Navajo Sandstone (Herries, 1993); (c) e (d) Helsby Sandstone Formation (Mountney & Thompsom, 2002); (e) Cedar Mesa Sandstone (Langford & Chan, 1988, 1989); (f) White Sands (Loope & Simpson, 1992)

Estes modelos apresentam um ampla discussão da arquitetura estratigráfica de sistemas eólicos úmidos em diversos contextos deposicionais. De maneira geral, os sistemas eólicos úmidos são caracterizados por um nível freático relativamente raso cuja franja capilar coincide ou situa-se próxima à superfície deposicional (Kocurek & Havholm, 1993). A acumulação e a preservação nestes sistemas ocorrem em função de uma relativa subida do nível freático acompanhada de um influxo sedimentar constante.

O Arenito Entrada (Crabaugh & Kocurek ,1993) é composto por uma série de unidades genéticas limitadas por supersuperfícies de grande extensão regional. As unidades genéticas são caracterizadas pela alternância entre depósitos de dunas eólicas e de interdunas. Os mecanismos de acumulação e preservação das unidades genéticas, ocorrem devido a uma progressiva e constante subida do lençol freático acompanhada por uma taxa de migração das dunas também constante. O desenvolvimento das superfícies, no entanto, ocorre a partir de uma queda do nível freático, individualizando assim, as unidades genéticas.

O balanço sedimentar positivo e constante ao longo do tempo acompanhada por uma subida progressiva do lençol freático justifica a acumulação de sets de dunas e pacotes de interdunas que se estendem continuamente por vários quilômetros de distancia sem grandes variações de espessura. Ou seja, os depósitos de dunas e interdunas, em ultima análise são tabulares.

A proximidade de um antigo sistema costeiro, segundo os autores, mostra que o nível freático é controlado diretamente pelas oscilações de subida e descida do nível relativo do mar.

O Navajo Sandstone compreende depósitos de dunas, interdunas seca e interdunas inundadas que se interdigitam com depósitos fluviais da Formação Kayenta, Jurássico, USA (Herries, 1993). Na zona de transição entre as duas Formações ocorrem duas escala de iinterações flúvio-eólicas: (1) Interação de alta freqüência de erg marginal e sistema fluvial adjacente; (2) Interação de longo tempo, relacionado a expansão e contração do erg devido mudanças climáticas, tectônicas ou eustáticas. Três ciclos de *dry-upward* de longo tempo foram definidos para o intervalo estudado, e representam o avanço progressivo do erg Navajo sobre a planície aluvial Kayenta.

As interações duna-interduna observadas durante a fase eólica de cada ciclo, sugerem um ângulo de climbing positivo e relativamente constante onde estratos de dunas eólicos são pontuados por lentes arenosas espacialmente isoladas interpretadas como depósitos de fluviais efêmeros acumulados em regiões de interdunas. A extensão limitada destes depósitos indicam que eles não migraram e não interromperam o cavalgamento do sistema eólico. O lençol freático, portanto, estava por um período mais significativo abaixo da superfície deposicional e momentaneamente elevou-se e gerou os depósitos fluviais nas depressões das interdunas (Figura 17b).

A Formação Helsby (Triássico, Inglaterra) apresenta uma arquitetura estratigráfica bastante complexa, marcada por variações na espessura ou até mesmo desaparecimento lateral dos estratos de interdunas em seções paralelas ao vento (Mountney & Thompson 2002). Esta configuração pode ser explicada por uma variação na taxa de subida do lençol freático ao longo do tempo, acompanhada por uma manutenção da taxa de migração das formas de leito, gerando uma variação no ângulo de cavalgamento durante a acumulação eólica. Mudanças temporais no taxa de subida do lençol freático podem ser ocasionadas por diferentes mecanismos, que operam em uma variedade de escalas temporais. Mudanças absolutas no lençol freático podem ocorrer em resposta a

intensas chuvas e eventos de inundações que ocorrem em períodos de semanas, resultantes de variações sazonais do clima, ou podem refletir eventos de longa duração (10^2 - 10^4 anos), que ocorrem em decorrência de alterações climáticas regionais. Adicionalmente, a posição do nível do lençol freático em relação à superfície deposicional também pode ser afetada pela subsidência regional da bacia que opera em períodos de 10^5 - 10^6 anos. A mudança relativa no lençol freático ao longo do tempo reflete um somatório destas influências.

O arenito Cedar Mesa é uma sucessão predominantemente eólica que exhibe uma variação paleogeográfica, marcada por uma transição de um sistema eólico seco, passando por um sistema de margem de erg controlada pelo lençol freático e dominada por depósitos eólicos, até alcançar uma área mais proximal composta por um sistema de dunas e interdunas com incursões fluviais periódicas. A sucessão estratigráfica que representa o centro do erg é caracterizado por um sistema eólico seco, enquanto que a da margem do erg é um sistema eólico úmido, onde a acumulação foi controlada por uma subida progressiva do lençol freático acompanhada pela migração das dunas eólicas e associado a mudanças no suprimento e disponibilidade de areia seca para transporte. Os processos sedimentares envolvidos na deposição dos pacotes de interdunas seco, úmido e encharcado, do arenito Cedar mesa, refletem variações no nível do lençol freático em relação à superfície deposicional, enquanto que a geometria das interdunas refletem a morfologia original e o comportamento de migração das áreas de interdunas em suas respectivas posições dentro do erg.

Portanto, a arquitetura estratigráfica do Arenito Cedar Mesa, permitiu concluir que a taxa de subida do lençol freático e da migração das formas de leito determinam o ângulo de climbing assim como as taxas de acumulação aumentam durante períodos de rápida subida do lençol freático, enquanto que o bypass ocorre na alternância entre eventos de inundação do erg sob lençol freático alto porém estático.

Por fim, o arenito White é caracterizado por depósitos extensivos de interdunas úmidas intercaladas com raros e delgados estratos de dunas eólicas (Loope & Simpson, 1992) (Figura 17 e). Esta configuração

se justifica, segundo os autores, com um baixo suprimento sedimentar, que gera dunas pequenas e espacialmente isoladas (sistemas metasaturados a subsaturados). Neste caso, ocorrem longos períodos em que o lençol freático encontrava-se estático, acompanhado pela migração de dunas eólicas não cavalgantes, alternados por curtos intervalos de tempo onde o lençol subia lentamente, possibilitando, assim, a acumulação de finos estratos de dunas eólicas e interdunas.

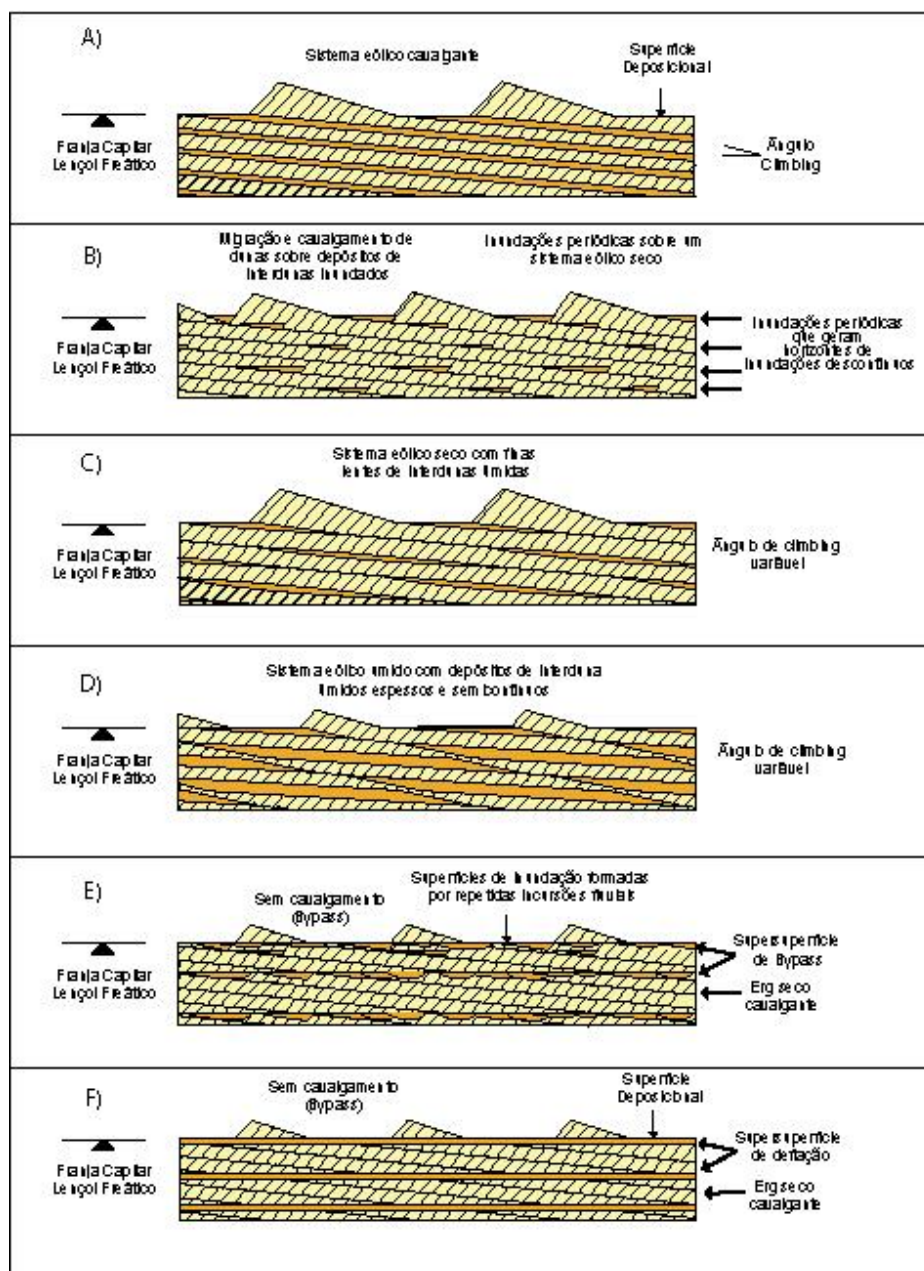


Figura 17: Espectro de geometrias de interdunas geradas por variações na freqüência e magnitude das mudanças na posição relativa do lençol freático, taxa de migração das dunas e balanço sedimentar (a) Entrada Sandstone (Crabaugh & Kocurek, 1993); (b) Navajo Sandstone (Herries, 1993); (c) e (d) Helsby Sandstone Formation (Mountney & Thompson, 2002); (e) Cedar Mesa Sandstone (Langford & Chan, 1988, 1989); (f) White Sands (Loepe & Simpson, 1992)

5.7. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS EM SISTEMAS EÓLICOS ÚMIDOS

A Estratigrafia de seqüências tem sido amplamente aplicada para rochas marinhas ou costeiras visando sempre a identificação de superfícies limítrofes produzidas a partir das variações no nível relativo do mar. Em sistemas continentais, os conceitos da estratigrafia de seqüências tem sido aplicados embora com algumas modificações, com bastante êxito. Neste contexto, de forma similar ao que ocorre nas bacias marinhas, a variação das taxas de criação de espaço de acomodação ao longo do tempo, consiste no principal fator para a preservação de sedimentos. Um dos pressupostos básicos para o fatiamento estratigráfico de sucessões eólicas consiste na identificação de supersuperfícies que representam o limite de seqüências, por marcar o término da deposição eólica sobre amplas áreas ou sobre todo o erg (Kocurek, 1988; Kocurek & Havholm, 1993). Por representarem períodos de erosão ou não deposição, as supersuperfícies separam unidades eólicas geneticamente diferenciadas.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M. AND MELO, C. 1981. A Bacia do Paraná e o vulcanismo Mesozóico. In: Bistrichi, C. A.; Carneiro, C. D. R.; Dants, A. S. L.; Ponçano, W. L. (eds). **Mapa geológico do Estado de São Paulo**. Instituto de Pesquisas tecnológicas, V.1, pp. 46-77.

BROOKFIELD, M. E. 1977. The origin of Bounding Surfaces in Ancient Aeolian Sandstone. **Sedimentology**, 24: 303-332

CRABAUGH, M. & KOCUREK, G., 1993. **Entrada Sandstone: An Example of a Wet Aeolian System**. Geological Society Special Publication, 72: 103-126

CLEMMENSEN, L. B.; OLSEN, H.; BLAKEY, R. C. 1989. Erg-margin deposits in the lower Jurassic Moenave Formation and Wingate sandstone, south Utah. **Bull. Geol. Soc. Am.**, 101: 759-773.

CLEMMENSEN, L. B.; OXNEVAD, I. E. I.; BOER, P. L. 1994. Climatic control on ancient desert sedimentation: some Paleozoic and Mesozoic examples from, NW Europe and Western interior of USA. In: BOER, D. L. & SMITH, D. E. (eds). **Orbital forcing and cyclic sequences**. IAS Special Pub., 19: 19-29

FACCINI, U. F. 2000. **Estratigrafia do permo-triássico do Rio Grande do Sul: estilos deposicionais versus espaço de acomodação**. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

FULFARO, V. J.; GAMA JR. E.; SOARES, P. C. 1980. **Revisão estratiográfica da Bacia do Paraná**. São Paulo, Paulipetro, 155p. (relatório BP-008/80)

FRYBERGER, S. G., 1993. A review of Aeolian Bounding Surfaces, with Examples from the Permian Minnelusa Formation, USA. **Geological Society Special Publication**, 73: 167-197

FRYBERGER, S. G.; SCHENK, V. J.; KRYSTINIK, K. L. 1988. Stokes surfaces and the effects of near surface groundwater table on Aeolian deposition. **Sedimentology**, 35: 21-41

HERRIES, R. D. 1993. Contrasting styles of fluvial-aeolian interaction at a downing erg margin: Jurassic Kayenta-Navajo transition, northeastern Arizona, USA. In: NORTH, C. & PROSSER, D. J. eds. **Characterization of fluvial and Aeolian Reservoirs**. Geological Special Publication N° 73. p. 199-218

HEWARD, A.P. 1991. Inside Auk - the anatomy of an aeolian oil reservoir. In: Miall, A.D. and Tyler, N. (eds). **The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for Hydrocarbon discovery and recovery**. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, Tulsa, 3:44-56.

HOWELL, J. A. & MOUNTNEY, N. P. 1997. Climatic cyclicity and accommodation space in arid to semiarid depositional systems: an example from the Rotliegend Group of the Southern North Sea. In: ZIEGLER, K.; TURNER, P. AND DAINES, S. R. (eds). **Petroleum geology of the southern North Sea: Future Potential**. Geological Society, London, Special Publication, 123, pp. 63-86

HUNTER, R. E. 1977. Basic types of Stratification in Small eolian Dunes. **Sedimentology**, 24: 361-387

KOCUREK, G. 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in Aeolian dune sands. **Sedimentology**. 29: 753-80

KOCUREK, G. 1988. First-Order and Super Bounding Surfaces in Eolian Sequences – Bounding Surfaces Revisited. **Sedimentary Geology**, 56: 193-206

KOCUREK, G. 1991. Interpretation of ancient Aeolian sand dunes. **Annu. Rev. Earth Planet, Sci.**, 19: 43-75

KOCUREK, G & FIELDER, G. 1982. Adhesion Structures. **J. Sediment. Petrol.**, 51: 1229-1241.

KOCUREK, G. & HAVHOLM, K. G., 1993. Eolian Sequence Stratigraphy – A Conceptual Framework. In: WEIMER, P & POSAMENTIER, H. W. (eds). **Siliciclastic Sequence Stratigraphy: recent developments and applications**. Soc. Econ. Paleont. Miner. Special Publication, 52, 393-409;

KOCUREK, G. & HUNTER, R. E. 1986. Origin of polygonal fractures in sand, uppermost Navajo and Page sandstone, Page, Arizona. **J. sediment. Petrol.** 56: 895-904

KOCUREK, G. & NIELSON, J. 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheet. **Sedimentology**, 33, 795-816

LANGFORD, R. P. 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part I, Modern Systems. **Sedimentology**, 36, 1023-1035

LANGFORD, R. P. AND CHAN, M. A. 1988. Flood surfaces and deflation surfaces within the Cutler Formation and Cedar Mesa Sandstone (Permian), Southeastern Utah. **Geological Society of America Bulletin**. 100: 1541-1549

LANGFORD, R. P. & CHAN, M. A. 1993. Dowind changes within an ancient dune sea, Permian Cedar Mesa Sandstone, southeast Utah. In: PYE, K. AND LANCASTER, N. (eds). **Aeolian Sediments: Ancient and Modern**. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment. 16, 109-126

LAVINA, E. L. 1991. **Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kanzaniano-Scitiano) da Bacia do Paraná**. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 336p.

LAVINA, E. L. C., FACCINI, U. F., RIBEIRO, H. J. S. 1993. A Formação Pirambóia (Permo-triássico) no estado do Rio Grande do Sul. **Acta Geologica Leopoldensia**, 38, Vol. 16, pp. 179-197

LOOPE, D. B. 1984. Eolian origin of upper Paleozoic sandstones, southeastern Utah. **J. Sed. Petrol.** 54: 563-580

LOOPE, D. B. 1985. Episodic deposition and preservation of Aeolian sands: a late Paleozoic example from southeastern Utah. **Geology**, 13, 73-76

LOOPE, D.B. & SIMPSON, E.L. 1992. Significance of thin sets of eolian cross-strata, Jurassic of eastern Utah. **J. Sediment. Petrol.**, 62, 849-859.

MILANI, J. E. 1997. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a dinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental**. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Curso de pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre

MILANI, J. E., FACCINI, U. F., SCHERER, C. M. S., ARAÚJO, L. M. AND CUPERTINO, L. M. 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to cretaceous), Southern Brazil. **Bol. IG USP**, 29, 125-173.

MILANI, E. J. 2000. Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-occidental e a evolução geológica da Bacia do Paraná. In: HOLZ, M. AND DE ROS, L. F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Editora da Universidade/UFRGS, Porto Alegre, RS. pp. 275-302

MOUNTNEY, N. & HOWELL, J., 2000. Aeolian architecture, bedform climbing and preservation space in the Cretaceous Etjo Formation, NW Namíbia. **Sedimentology**, 47: 825-849;

MOUNTNEY, N. P. & THOMPSON, D. B., 2002. Stratigraphic evolution and preservation of Aeolian dune and damp/wet interdune strata: an example from the Triassic Helsby Sandstone Formation. Cheshire Basin, UK. **Sedimentology**, 49: 805-833.

MOUNTNEY, N.P. & JAGGER, A. 2004. Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: the Permian Cedar Mesa Sandstone, Se Utah, USA. **Sedimentology**, 51, 1-31.

READING, H. G. 1996. **Sedimentary Environments: Process, Facies, and Stratigraphy**. Blackwell Science, London, 688p.

SCHERER, C. M. S. 2002; Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of Paraná Basin, southern Brazil. **Sedimentology**, 49: 97-116.

SCHERER, C. M. S; FACCINI, U. F.; LAVINA, L. E. 2000. Arcabouço estratigráfico do mesozóico da Bacia do Paraná. In: HOLZ, M. & DE ROS, L. F. (eds). 2000. **Geologia do Rio grande do Sul**. Edição CIGO/UFRGS. pp. 335-354.

SOARES, P. C. 1975. Divisão estratigráfica do Mesozóico no estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, 5, 229-251.

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

STOKES, W. L. 1968. Multiple parallel-truncation bedding planes – a feature of wind-deposited sandstones formation. **Jour. Sed. Petrol.**, 38: 87-108.

TALBOT, M. R. 1985. Major boundary surfaces in Aeolian sandstones – a climatic models. **Sedimentology**. 32: 257-265

WALKER, R. G. 1992. Facies, Facies models and Modern stratigraphic Concepts. In: WALKER, R. G. & JAMES, N. P. (eds.) **Facies Models – Response to Sea Level Change**. Ontario, Geological Association of Canada. p. 1-14.

WILSON, I. G. 1971. Desert sandflow basins and model for the development of ergs. **Geogr. J**, 137: 180-189.

7. ARTIGO CIENTÍFICO

CROSS-BEDDING SET THICKNESS AND STRATIGRAPHIC EVOLUTION OF WET AEOLIAN SYSTEMS: AN EXAMPLE FROM THE UPPER PERMIAN PIRAMBÓIA FORMATION (PARANÁ BASIN).

KAYO DELORENZO NARDI DIAS

CLAITON M. S. SCHERER

Instituto de Geociências, UFRGS, P.O. Box 15001, CEP 91501-970, Porto

Alegre - RS, Brazil.

ABSTRACT

The Pirambóia Formation comprises an unconformity-bounded aeolian succession essentially composed of three facies associations: aeolian sand sheet, aeolian dune and interdune facies associations. The lower portion of the Pirambóia Formation is characterised by aeolian sand sheet deposits, which are overlain by aeolian dune and interdune strata, hence pointing to an overall increase in sand availability within the paleoerg. The dune and interdune successions can be further subdivided into two distinct stratigraphic intervals in terms of their mean set thickness. Intervals 1 and 2 display mean set thickness of 2.9 and 6.19 m, respectively. This increase in the mean set thickness reflects an increase in climbing-angle and/or dune size. In addition to improving stratigraphic subdivision, the recognition and correlation of intervals with distinct mean set thicknesses allow for a more precise reconstruction of the depositional evolution of essentially-aeolian successions.

Keywords: wet aeolian system, cross-bedding set thickness, Upper Permian, Southern Paraná Basin

INTRODUCTION

The main stratigraphic models proposed for wet aeolian systems have been built from well-exposed 2D and 3D outcrop data. This kind of data set is appropriate to analyse facies architecture and stratigraphic evolution as well as to infer the main controls on aeolian accumulation and preservation (Loope & Simpson, 1992; Crabaugh & Kocurek, 1993; Mounney & Thompson, 2002; Mounney & Jagger, 2004). On the other hand, stratigraphic analysis of aeolian systems from core and well-log data is particularly difficult due to the 1D nature of the data and a usually large distance between wells (hundreds of metres to kilometres). These two constraints preclude the recognition of the lateral relationships between dune and interdune strata, the reconstruction of the strata geometry and, if no dipmeter data is available, the definition of the former aeolian dunes sense direction of migration.

Therefore, whenever only subsurface data is available, it is essential to perform a detailed facies analysis to provide information for the elaboration of a high-resolution stratigraphic framework as well as for the definition of the sedimentation main controls. The recognition and correlation of supersurfaces, which are regional-scale surfaces that delineate the ending of an aeolian accumulation event (Kocurek, 1988; Kocurek & Havholm, 1993), allow for the individualisation of regional-scale genetic units (e.g. Heward, 1991; Sweet, 1998; Blakey *et al.*, 1996). However, the reconstruction of the depositional architecture of genetic units must take into account sedimentological features that can be recognised in vertical profiles since identifying the geometrical relationships of sedimentary bodies and defining the hierarchy of the aeolian bounding surfaces is not a easy task in core and well-log data. Although still poorly exploited, cross-bed set thickness changes along the succession can be a useful tool to overcome this difficulty. This type of data can be easily obtained from cores and,

furthermore, it also provides further information about the processes involved in aeolian deposition and accumulation.

The main aim of this paper is to present a high-resolution stratigraphic framework for wet aeolian systems from subsurface data. The case herein presented focuses on aeolian strata of the Pirambóia Formation (Upper Permian of the Paraná Basin – Southernmost Brazil). Its specific goals include (1) a detailed stratigraphic and facies analysis of the Pirambóia Formation; (2) the recognition of intervals with distinct mean set thicknesses that can be used for semi-regional, cross-well correlation; (3) a discussion on the main controls of aeolian accumulation and preservation as well as of mean set thicknesses; and (4) to establish a model for the stratigraphic evolution of the Pirambóia Formation.

Stratigraphic and detailed facies analysis of the Pirambóia Formation have been performed from the description of five cores obtained from wells drilled about 4 km apart on the eastern portion of the Rio Grande do Sul State (Fig. 1). Core description included facies analysis and facies association, as well as identification and interpretation of bounding surfaces. Data was displayed in vertical logs which include cross-bedding set thickness. Semi-regional stratigraphic intervals were identified in two stratigraphic cross-sections (NE-SW and E-W), allowing for the reconstruction of the depositional history of the Pirambóia Formation.

REGIONAL GEOLOGY

The Paraná Basin covers a large area of South America, encompassing about 1.5 million square kilometres in Southernmost Brazil. This wide intracratonic basin includes six 2nd order supersequences that have been deposited from Lower Ordovician (± 450 My) to Lower Cretaceous (± 65 My), according to Milani (1997, 2000) and Milani *et al.* (1998). The Pirambóia Formation corresponds to a thick aeolian package that covers a wide area of the Paraná Basin. It represents an important event of increasing terrestrial and arid conditions in the basin that took place at the end of the Permian and corresponds to the uppermost part of the Gondwana I Supersequence (Milani, 1997). This event was a response to tardi-Hercinian tectonism that caused western and southern Gondwana borders to rise, leading to the end of the epicontinental sea (Lavina, 1991; Milani, *et al.*, 1998; Milani, 2000). This epicontinental sea was initially replaced by lakes (Rio do Rasto Formation), then ensuing aeolian sedimentation (Pirambóia Formation) (Lavina, 1991; Lavina *et al.*, 1993)

The Pirambóia Formation is mostly composed of fine- to coarse-grained, fairly sorted, reddish sandstone displaying large-scale cross bedding, and interpreted as the residual deposits of south-eastward migrating aeolian dunes (Lavina 1991; Lavina *et al.*, 1993). The boundary between the Pirambóia and the Rio do Rasto formations is still a matter of controversy. Whereas some authors point to a transitional contact (*e.g.* Coimbra & Ricominni, 1984; Lavina, 1991; Lavina *et al.*, 1993; Faccini, 2000) others suggest the existence of a flat unconformity that truncates progressively older strata towards the borders of the basin (Fulfaro, *et al.*, 1980; Almeida & Melo, 1981). The upper boundary is outlined by a regional unconformity where the Pirambóia Formation is being overlain by Lower Triassic fluvial sandstone of the Sanga do Cabral Formation or,

more often, Lower Cretaceous aeolian strata of the Botucatu Formation (Soares, 1975; Lavina, 1991; Faccini, 2000; Scherer *et al.*, 2000).

FACIES ASSOCIATION

The Pirambóia Formation comprises three facies associations: (1) aeolian sand sheet; (2) aeolian dune; and (3) interdune facies associations.

Aeolian sand sheet facies associations

Description: This facies association is confined to the base of the Pirambóia Formation (Fig. 2a) and comprises a 4 to 9 m thick package. It is composed of fine- to very coarse-grained, fairly sorted, reddish sandstone with dominantly horizontal to low-angle bedding formed by two main types of strata (Fig. 2b e 2c). The first one comprises 1 to 5 mm thick, inversely-graded lamina of siltstone or very fine-grained sandstone grading upwards to medium- to coarse-grained sandstone with no visible foresets. In some instances the lamina are armoured by high sphericity and well-rounded, very coarse-grained sand grains or granules (millet-seed texture). The second type is characterised by 1 to 2 mm thick, irregular to corrugated lamina of very fine- to fine-grained sandstone. Usually, the horizontally bedded and the corrugated deposits are interlayered. Seldom horizontal strata are interlayered with low-angle (5 to 10^0), 10 to 20 cm thick cross-bedded sets composed of 1 to 2 mm thick, inversely graded climbing translantent strata.

Interpretation: Inversely graded, horizontal strata have been interpreted as translantent strata formed due to the migration and subcritical climbing of wind ripples (Fig. 2b e 2c) under steady sedimentation conditions (Hunter, 1977).

Millimetre-scale, irregular and corrugated lamina have been ascribed to adhesion structures (Kocurek & Fielder, 1982) produced by the adherence of sand grains to a damp surface. Alternation between wind ripple strata and adhesion structures represent humidity changes of the ground, hence phreatic level oscillations (Chakraborty & Chaudhuri, 1993, Tirsgaard & Øxnevad, 1998). Prevailing horizontal strata composed of wind-ripple lamination and adhesion structures, making up a several metres thick package distributed over a large area, suggest that these deposits represent aeolian sand sheets (Clemmensen & Abrahamsen, 1983; Clemmensen & Dam, 1993; Tirsgaard & Øxnevad, 1998; Irmen & Vondra, 2000; Biswas, 2005). Cross-bedded sets interlayered with the subhorizontal strata are interpreted as residual deposits of aeolian dunes. Foresets totally composed of wind ripples strata indicate severely truncated or no slipface bedforms. The limited extent of the sets suggests isolated dunes separated from each other by wide sand sheet areas.

Aeolian Dune Facies Association

Description: This facies association comprises fine- to medium-grained, well-sorted, reddish sandstone composed of well-rounded and high-sphericity sand grains. The sandstones display large-scale cross-stratification (Fig. 3a and 4a) organised into 1 to 7 m thick sets (mean set thickness of about 4m). Foresets are formed by grain flow (Fig. 3e), grain fall (Fig. 3e) and wind ripple strata (Fig. 3b) (Hunter, 1977).

Grain flow strata are 0.5 to 6 cm thick (mean thickness of about 1.8 cm) (Fig. 3e). The distinction of grain flow strata from other types of aeolian strata in cores is based on their massive, sometimes inversely graded aspect, coarser-grained nature (medium- to coarse-grained sandstone) and high dip angle (25° to

30°). Grain flow strata encompass about 10% of the Pirambóia Formation cross beds.

Grain fall deposits are constituted by very fine- to fine-grained, well-sorted and steeply-dipping strata (25 to 30°) interlayered with grain flow strata (Fig. 3e). Grain fall strata are 1 to 2 mm thick and contain about 5 % Pirambóia Formation cross beds.

Wind-ripple deposits (Fig. 3b) are composed of fine- to medium-grained, fairly to well sorted sandstones organised as 1 to 4 mm thick strata dipping about 20°. Sometimes pin-stripe lamination is apparent, highlighted by silt or very fine-grained sand accumulated on the concave portions of the wind ripples (Fryberger & Schenk, 1988). Translatent strata include about 85 % of the Pirambóia Formation cross beds.

Cross bedding sets of the Pirambóia Formation present a vertical trend, from low angle, wind ripple strata at the base to steeply dipping, grain flow and grain fall strata towards the top of the sets. Set boundaries are characterised by horizontal surfaces that truncate subjacent strata. Sometimes it is possible to notice millimetre-scale, vertical tubes (bioturbation) perpendicular to the wind ripple strata (Fig. 4d). Some sets are partially massive and/or display convolute bedding (Fig. 4b and 4c).

Interpretation: Fine- to medium-grained, well-sorted sandstones composed of well-rounded and high-sphericity sand grains and organised as large-scale cross beds composed of grain flow, grain fall and wind ripples suggest residual deposits of aeolian dunes. Horizontal surfaces bounding cross-bedded sets, which are occasionally overlain by interdune deposits, can be interpreted as first-order surfaces produced by aeolian dune and interdune climbing.

The distribution and relative quantity of aeolian stratification types can be used to define dune type and shape. Dunes with well-developed slipfaces are

mostly characterised by grain flow and grain fall strata. On the other hand, wind ripple deposits are prevalent in dunes without slipfaces. The dominance of cross strata produced by wind ripple migration indicates prevalence of oblique winds reworking the frontal face of the Pirambóia Formation aeolian dunes.

Massive or deformed intervals within cross-bedded sets can be originated due to fluidisation or slumps. The former (Fig. 4c) is produced either by an increase in the pore fluid pressure in consequence of water infiltration into the aeolian dunes or by overload of water-saturated sand due to the climbing of successive dunes. In contrast, the latter (Fig. 4b) are caused by the collapse of the uppermost portions of the dunes due to sand wetting and the resulting decrease in the friction internal angle (Mountney & Thompsom, 2002).

Interdune Facies Association

Description: This facies association comprises very fine- to fine-grained, reddish sandstone bodies (0.5 to 6 m thick) with horizontal to subhorizontal stratification interlayered with aeolian dune cross-bedding sets (Fig. 3a and 4a). Since these deposits can not be correlated from one well to another, it is herein assumed a maximum extent of 2 km for this facies association, based on the minimum distance between the studied wells. These sandstone bodies can encompass distinct types of interlayered deposits. The first type is characterised by fine- to very fine-grained sandstones with horizontal to wavy lamination (0.3 to 1 cm thick), interlayered with irregular mudstone lamina, defining a corrugated (crinkled) texture. Sometimes vertical bioturbation (*Scoyenia* icnofacies) cross-cuts the corrugated lamination. The second type occurs above the corrugated strata and is formed by fine- to medium-grained sandstones displaying horizontal lamination or low angle ($<5^{\circ}$) cross-lamination composed of inversely graded lamina (very fine-grained sandstone grading upwards to fine- to medium-grained

sandstone). Dark siltstone layers at the base of some lamina produce pin-stripe stratification. Lamina are thinner than 0.5 cm and present abrupt basal contact.

Sandstone bodies of this facies association grade

upwards, with no evidence of erosion, to the basal portions of the aeolian dune cross strata, the transition characterised by a progressive increase in the dip of wind-ripple strata.

Interpretation: The upward transition of aeolian dune cross-strata to low-angle laminated sandstones, suggests that the latter are interdune deposits (Fig. 3a and 4a). Millimetre-scale, irregular and corrugated lamination is interpreted as adhesion structures (Fig. 3d) produced by the adherence of dry sand grains released by the wind onto damp depositional surfaces (Kocurek & Fielder, 1982). Inversely graded lamina are associated with translational strata produced by the migration and subcritical climbing of wind ripples on dry depositional surfaces (Hunter, 1977). Adhesion structures prevalence suggests a depositional surface near the phreatic-level or capillary fringe (Kocurek & Fielder, 1982, Crabaugh & Kocurek, 1993), whereas the presence of mud drapes indicates minor floods over the interdune areas. Facies succession distinguished by sandstones with adhesion structures followed by wind-rippled sandstones and aeolian dune cross-bedding define drying-upward cycles. These cycles were related to the progressive filling of interdune depressions, associated with the migration and climbing of aeolian dunes (Kocurek, 1981).

STRATIGRAPHIC FRAMEWORK

The sedimentary succession of the Pirambóia Formation has a mean thickness of 70 m in the study area. Its lower boundary is an unconformity defined by an abrupt facies shift, from lacustrine sandstones and mudstones (Rio do Rasto Formation) to coarse-grained sandstones (aeolian sand sheets) of the

Pirambóia Formation (Figs. 2a and 2b). Another unconformity (about 100 m.y. hiatus) marks the upper boundary of the Pirambóia Formation with the aeolian deposits of the Botucatu Formation (Figs. 4a and 4e). Both the sandy nature and the facies similarity (mostly aeolian dune deposits) of the Pirambóia and Botucatu formations hinder the recognition of this unconformity in cores or well logs. The use of a set of criteria is usually required to perform that distinction, such as: (1) the presence of granules and bioturbation at the boundary (Fig. 4b e 4e); (2) the lack of wet interdune deposits in the Botucatu Formation; (3) the colour disparity between the reddish Pirambóia Formation and the whitish Botucatu Formation; (4) the abrupt increase on set thickness in the Botucatu Formation; (5) the enhancement of grain flow thickness and frequency in the Botucatu Formation; and (6) the decrease of gamma-ray figures in the Botucatu Formation.

The Pirambóia Formation shows a well-defined stratigraphic succession in the entire well data set (Fig 5 e 6). Its base comprises the aeolian sand sheet facies association (about 7 m thick on average) that is followed by a succession ascribed to the aeolian dune and interdune facies associations (mean thickness of about 70 m). This aeolian dune and interdune package can be further subdivided into two intervals relative to their mean set thicknesses. Interval 1 comprises five cross-bedding sets interlayered with interdune deposits, which present 1.04 m (Well 95), 6.82 m (Well 42) and 2.90 m of, respectively, minimum, maximum and mean set thicknesses. Interval 2 (mean thickness of 42 m) encompasses cross bedding with 0.92 m (Well 95), 14 m (Well 21) and 6.19 m of minimum, maximum and mean set thicknesses.

STRATIGRAPHIC EVOLUTION

The Pirambóia Formation can be subdivided into three stratigraphic intervals (Fig. 5 and 6) defined by diverse features that point to temporal changes

in the aeolian accumulation dynamics. The base of the Pirambóia Formation is outlined by an unconformity produced by a phreatic-level fall. The presence of aeolian sand sheet facies immediately above lacustrine deposits indicates a lake-level fall and subaerial exposure prior to aeolian accumulation. The usual occurrence of adhesion ripples in conjunction with aeolian sand sheet deposits suggests that aeolian accumulation took place alongside a new rise of the phreatic level. However, differently from the Rio do Rasto Formation, deposition of the aeolian sand sheets of the Pirambóia Formation occurred within a dominantly aeolian setting characterised by similar rates of phreatic level rise and sedimentary inflow.

The exclusive presence of aeolian sand sheet facies at the base of the succession can be ascribed to several causes that may have played their role in an isolated or combined way to reduce available sand to aeolian dune development. According to Kocurek & Nielson (1986) the main factors that enhance aeolian sand sheet development are: (1) high water table; (2) periodic flooding; (3) large availability of coarse-grained sand; (4) presence of vegetation; and (5) cementation. Sedimentological evidence suggests that several factors have played their role on the development of the Pirambóia Formation aeolian sand sheets. Common adhesion structures point to an elevated, near the depositional surface phreatic level. Eventual mud drapes suggest sporadic flooding. Lastly, the coarse-grained nature of the aeolian sand sheet deposits indicates a restriction of fine-grained sand that is required for aeolian dune development. On the other hand, there is no sign of vegetation and/or early cementation affecting the development of the Pirambóia Formation sand sheets, since roots, soil profiles or macroscopic evidence of eodiagenetic cementation have not been observed in the described cores.

The fact that the aeolian sand sheet facies are followed by dune and interdune deposits indicates an increase in dry sand availability. The dune and interdune succession can be subdivided into two intervals, defined by distinct mean cross bedding set thicknesses. Sedimentation during the deposition of both intervals seems to have been continuous, since there is no evidence to suggest the presence of a supersurface to bound both intervals.

Interlayered dune and interdune deposits, the latter including adhesion structures, allow ascribing the Pirambóia Formation strata to a wet aeolian system. Within this sort of aeolian system, the phreatic level or its capillary fringe coincides with or is close to the depositional surface. Within this setting, which is characterised by a very shallow phreatic level, deposition, bypass and erosion are controlled by both aerodynamic configuration and substrate humidity (Kocurek & Havholm, 1993). As a main result, interdune deposits are poorly deflated, if compared to dry aeolian systems, and therefore present a higher preservation potential. Within wet aeolian systems, accumulation takes place within metasaturated zones due to a progressive phreatic level rise, whereas bypass and erosion occur during periods of stabilisation or fall of the phreatic level, respectively (Kocurek & Havholm, 1993).

Set thickness within wet aeolian systems is controlled by the (1) climbing angle, (2) dune size and (3) well position relative to the set geometry (Fig. 7).

The angle of climbing is one of the main controls on the preserved thickness of the cross-bedded sets. Within wet aeolian systems it is controlled by the rates of phreatic level rise and aeolian dune migration (Mountney & Thompson, 2002; Mountney & Jagger, 2004). Therefore, for a specific dune size, the slower the bedforms migrate or the faster the phreatic level rises, the larger the climbing angle will be (Mountney & Howell, 2000; Mountney & Jagger, 2004) and thus thicker cross-bedding sets will be preserved. Conversely, the faster the

bedforms migrate or the slower the phreatic level rises, the smaller the climbing angle will be and thus thinner cross-bedded sets will be preserved.

Together with the climbing angle, another control on set thickness in the geological record is the original size of the dunes. Whereas the climbing angle remains positive and steady, thicker sets are related to larger aeolian bedforms, while thinner sets would indicate smaller aeolian dunes (Mountney & Howell, 2000). Two main aspects limit the dunes' original size: sand transport rate and dry sand availability. Sand transport rate corresponds to the sand volume transported by wind per time unit. According to Lancaster (1985, 1992) large and small aeolian dunes of the Namibia Sand Sea are directly associated with areas of low and high sand transport rate and wind energy, respectively. Dry sediment availability is related to the surface grain susceptibility to be carried by the wind (Kocurek & Lancaster, 1999). Within wet aeolian systems, water table and depositional surface relative positions determines dry sand availability to the system. Relatively high phreatic level restrains sediment availability and reduces aeolian dunes size, whereas relatively low water table increases sediment availability and assists on aeolian dune growth (Mountney & Jagger, 2004).

A third influence on the thickness of the cross bedding sets is related to the position of the analysed well relative to the set geometry (Fig. 7). The migration of out-of-phase dunes with sinuous crestlines produces trough cross bedding that displays thickness changes transversal to the palaeoflow (Rubin, 1987). The central portion of the set is thicker, thinning out towards its margins. As a result, set thicknesses obtained from cores or well-log measurements do not always indicate the maximum preserved set thickness (Fig. 7).

Changes in set thickness observed in the Pirambóia Formation may have been produced through a combination of several of the aforementioned causes. Between adjacent sets, changes can be ascribed to the relative positions of wells

and cross bedding sets (Fig. 7). However, changes in the mean set thicknesses between both intervals of aeolian dune and interdune accumulation herein described for the Pirambóia Formation must reflect important changes on either primary dune size or aeolian dune climbing angle. However, it is hard to ascertain which one controlled the mean set thickness. Assuming a constant size for the former dunes (Fig. 8a), changes in the climbing angle would have been the chief control on the preserved set thickness. Therefore, the thinner sets of interval 1 would indicate a smaller climbing angle, whereas the thicker sets of interval 2 would reflect a larger climbing angle, ascribed to either an increase in the water table rise rate or to a decrease in the aeolian dunes migration rate. On the other hand, assuming a constant climbing angle (Fig 8b), dune original size would have been the main control on the preserved set thickness. Therefore, the thinner sets of interval 1 would be related to smaller dunes relative to those ascribed to interval 2, either a consequence of an increase of dry sand availability or of a decrease in sand transport rate through time.

The termination of the Pirambóia Formation aeolian accumulation is outlined by a regional scale disconformity, which encompasses a large time gap (about 120 My), associated with tectonic activity in the Paraná Basin (Scherer *et al.*, 2000).

CONCLUSIONS

- 1) The Pirambóia Formation rests unconformably upon fluvial deposits of the Upper Permian Rio do Rasto Formation, and is unconformably overlain by aeolian deposits of the Lower Cretaceous Botucatu Formation. At its base, it comprises a thick package of aeolian sand sheet facies that is overlain by aeolian

dune and lenticular, damp interdune deposits. These considerations suggest a wet aeolian system for the Pirambóia Formation.

2) The aeolian dune and interdune package can be subdivided into two different intervals in terms of mean set thickness (about 2.90 and 6.19 m for interval 1 and 2, respectively). The increase in mean set thickness is interpreted as a result of changes in either the climbing angle or the aeolian dune primary size. Dune climbing angle is associated with the rates of phreatic level rise and dunes migration, whereas the dune primary size is directly related to dry sand availability and the rate of sand transport by wind.

3) The distinction of intervals with different set thicknesses can be very useful for high-resolution stratigraphy of aeolian successions, especially when dealing only with core data. Their recognition allows for the definition of correlation horizons within the aeolian successions, where it is usually very hard to determine dune and interdune facies relationships and geometry, to perform palaeocurrent analysis and to understand sedimentary body architecture exclusively from 1D data. On the other hand, these aspects are excellent tools to perform detailed stratigraphic studies in outcrops.

REFERENCES

- Almeida, F. F. M.** and **Melo, C.** (1981) A Bacia do Paraná e o vulcanismo Mesozóico. In: *Mapa geológico do Estado de São Paulo* (Ed. Bistrichi, C. A.; Carneiro, C. D. R.; Dants, A. S. L. and Ponçano, W. L.), *Instituto de Pesquisas tecnológicas*, **1**, 6-77.
- Biswas, A.** (2005) Coarse aeolianites: sand sheets and zibars-interzibars facies from the Mesoproterozoic Cuddapah Basin, India. *Sedimentary Geology*, **174**, 149-160.
- Blakey, R.C., Havholm, K.G.** and **Jones, L.S.** (1996) Stratigraphic analysis of eolian interactions with marine and fluvial deposits, Middle Jurassic Page Sandstone and Carmel Formation, Colorado Plateau, USA. *J. Sediment. Reseach*, **66**, 324-342.
- Chakraborty, T.** and **Chaudhuri, A.K.** (1993) Fluvial-Aeolian Interactions in a Proterozoic Alluvial Plain: Example from the Mancheral Quartzite, Sullavai Group, Pranhita-Godavari Valley, India. In: *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems* (Ed. K. Pye), *Geol. Soc. London Spec. Publ*, **72**, 127-141.
- Clemmensen, L.B.** and **Abrahansen, K.** (1983) Aeolian stratification and facies association in desert sediments. Array Basin (Permian), Scotland. *Sedimentology*, **30**, 311-339.
- Clemmensen, L.B.** and **Dam, G.** (1993) Aeolian sand-sheet deposits in the Lower Cambrian Nekso Sandstone Formation, Bornholm, Denmark: sedimentary architecture and genesis. *Sediment. Geol.*, **83**, 71-85.
- Crabough, M.** and **Kocurek, G.** 1993. Entrada Sandstone: an example of a wet aeolian system. In: *The dynamics and environmental context of aeolian sedimentary systems* (Ed. K. Pye) , *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **72**, 103-126.

- Faccini, U. F.** (2000) *Estratigrafia do permo-triássico do Rio Grande do Sul: estilos deposicionais versus espaço de acomodação*. Unpublished PhD thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre 220pp.
- Fryberger, S.G.** and **Schenk, C.J.** (1988) Pin-Stripe lamination: a distinctive feature of modern and ancient aeolian sediments. *Sediment. Geol.*, **55**, 1-15.
- Fulfaro, V. J.; Gama Jr. E.** and **Soares, P. C.** (1980) *Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná*. São Paulo, Paulipetro, 155p. (relatório BP-008/80).
- Heward, A.P.** (1991) Inside Auk - the anatomy of an aeolian oil reservoir. In: *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery* (Eds A.D. Miall, and N. Tyler), *SEPM Concepts Sedimentol. Paleontol.*, **3**, 44-56.
- Hunter, R.E.** (1977) Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, **24**, 361-387.
- Irmen, A.P.** and **Vondra, C.F.** (2000) Aeolian sediments in lower to middle (?) Triassic rocks of central Wyoming. *Sediment. Geol.*, **132**, 69-88.
- Kocurek, G.** (1981) Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, **28**, 753-80.
- Kocurek, G.** (1988) First-order and super bounding surfaces in eolian sequences - bounding surfaces revisited. *Sed. Geol.*, **56**, 193-206.
- Kocurek, G.** and **Dott, R.H.** (1981) Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *J. Sed. Petrol.*, **51**, 579-595.
- Kocurek, G.** and **Fielder, G.** (1982). Adhesion structures. *J. Sed. Petrol.*, **51**, 1229-1241.
- Kocurek, G.** and **Nielson, J.** (1986) Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheet. *Sedimentology*, **33**, 795-816.
- Kocurek, G.** and **Havholm, K.** (1993) Eolian sequence stratigraphy - a conceptual framework. In: *Siliciclastic sequence stratigraphy: recent*

- developments and applications* (Ed. P. Weimer and H.W. Posamentier), *AAPG Mem.*, **58**, 393-409.
- Kocurek, G.** and **Lancaster, N.** (1999) Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology*, **46**, 505-515.
- Lancaster, N.** (1985) Winds and sand Movements in the Namib Sand Sea. *Earth surface process and landforms*, **10**, 607-619.
- Lancaster, N.** (1992) Relations between dune generations in the Gran Desierto of Mexico. *Sedimentology*, **36**, 631-644.
- Lavina, E. L.** (1991) *Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kanzaniano-Scitiano) da Bacia do Paraná*. Unpublished PhD thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 220pp.
- Lavina, E. L. C., Faccini, U. F.** and **Ribeiro, H. J. S.** (1993) A Formação Pirambóia (Permo-triássico) no estado do Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, **38**, 179-197
- Loope, D.B.** and **Simpson, E.L.** (1992) Significance of thin sets of eolian cross-strata, Jurassic of eastern Utah. *J. Sediment. Petrol.*, **62**, 849-859.
- Mountney, N.** and **Howell, J.** (2000) Aeolian Architecture, bedform climbing and preservation space in the Cretaceous Etjo Formation, NW Namibia. *Sedimentology*, **47**, 825-849.
- Mountney, N.P.** and **Thompson, D.B.** (2002) Stratigraphic evolution and preservation of eolian dune and damp/wet interdune strata: an example from Triassic Helsby Sandstone Formation, Cheshire Basin, UK. *Sedimentology*, **49**, 805-834.
- Mountney, N.P.** and **Jagger, A.** (2004) Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: the Permian Cedar Mesa Sandstone, Se Utah, USA. *Sedimentology*, **51**, 1-31.

- Milani, E.J.** (1997) *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Unpublished PhD thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 255p.
- Milani, J. E., Faccini, U. F., Scherer, C. M. S., Araújo, L. M. and Cupertino, L. M.** (1998) Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to cretaceous), Southern Brazil. *Bol. IG USP*, **29**, 125-173.
- Milani, E. J.** (2000) Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental e a evolução geológica da Bacia do Paraná. In: Holz, M. and De Ros, L. F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. Editora da Universidade/UFRGS, Porto Alegre, RS. pp. 275-302
- Rubin, D.M.** (1987) *Cross-bedding, bedform and paleocurrents*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Concepts sedimentol. Paleont., **1**, 187pp.
- Scherer, C. M. S, Faccini, U. F., Lavina, L. E.** (2000) Arcabouço estratigráfico do mesozóico da Bacia do Paraná. In: Holz, M. and De Ros, L. F. (Eds). *Geologia do Rio grande do Sul*. Editora da Universidade/UFRGS, Porto Alegre, RS. pp. 335-354.
- Soares, P. C.** (1975) Divisão estratigráfica do Mesozóico no estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, **5**, 229-251.
- Sweet, M.L.** (1999) Interaction between aeolian, fluvial and playa environments in the Permian Upper Rotliegend Group, UK southern North Sea. *Sedimentology*, **46**, 171-187.
- Tirsgaard, H. and Øxnevad, I.E.I.** (1998) Preservation of pre-vegetational mixed fluvio-aeolian deposits in a humid climatic setting: an example from the Middle Proterozoic Eriksfjord Formation, Southwest Greenland. *Sedimentary Geology*, **120**, 295-317.

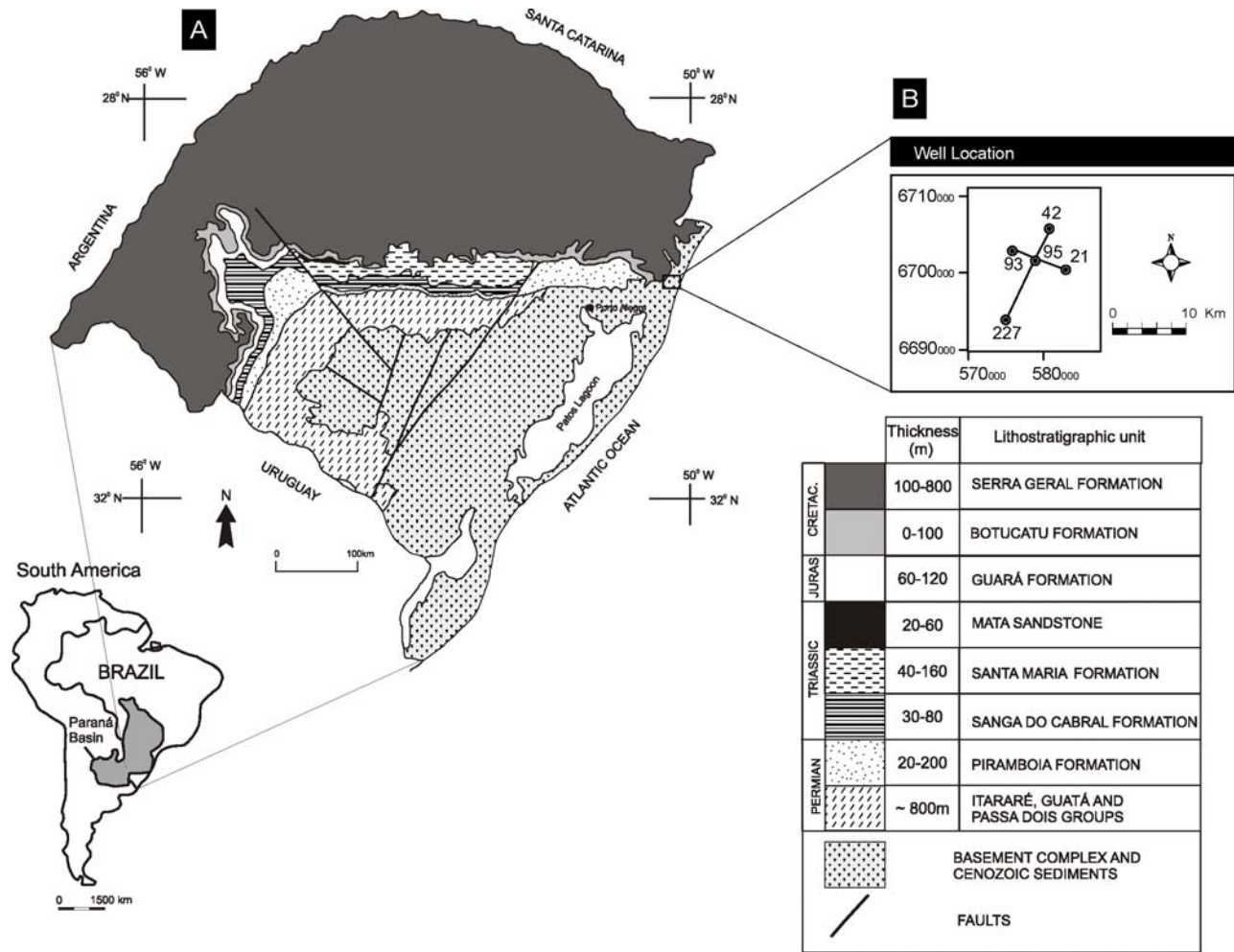


FIGURE 1

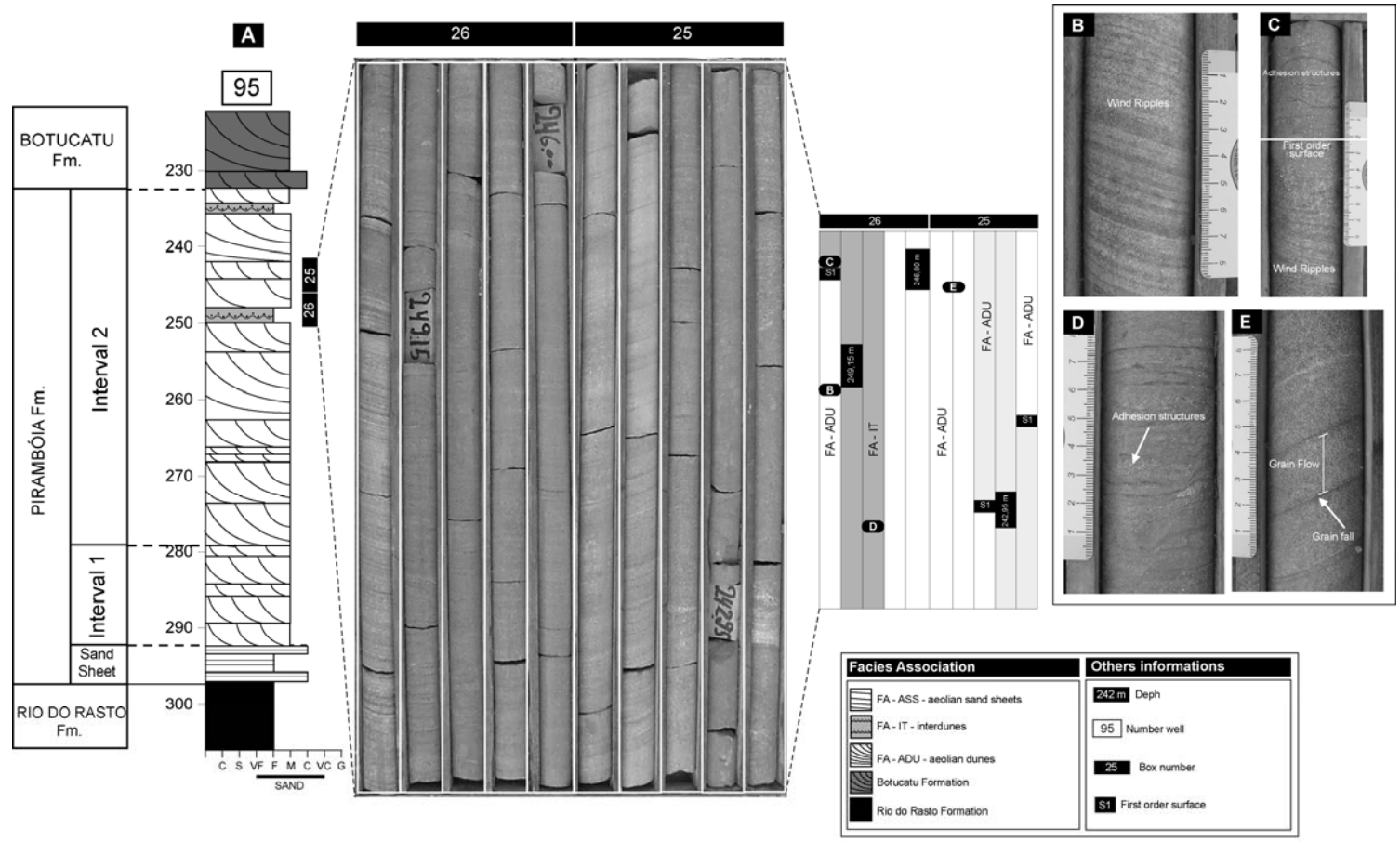


FIGURE 3

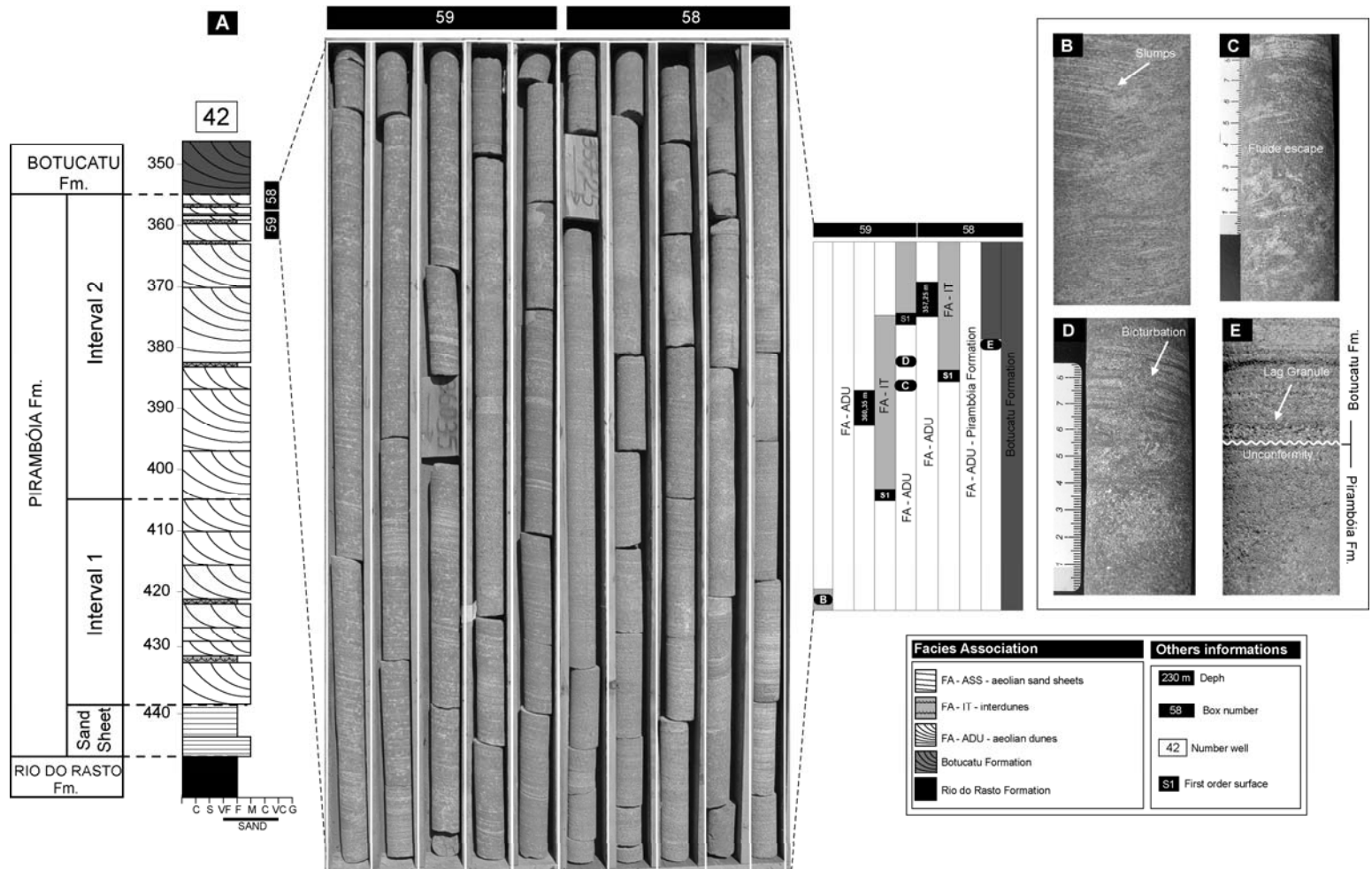


FIGURE 4

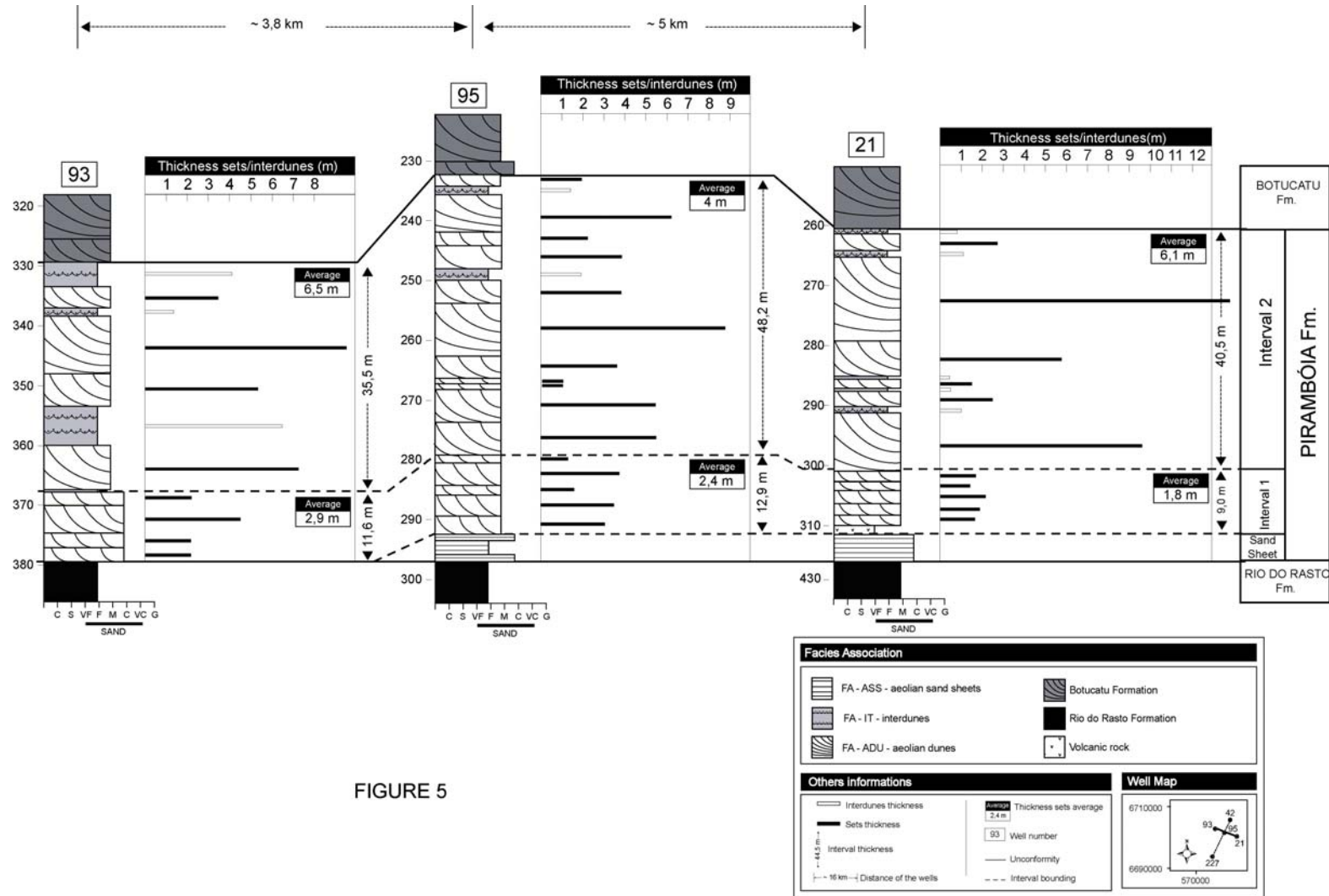


FIGURE 5

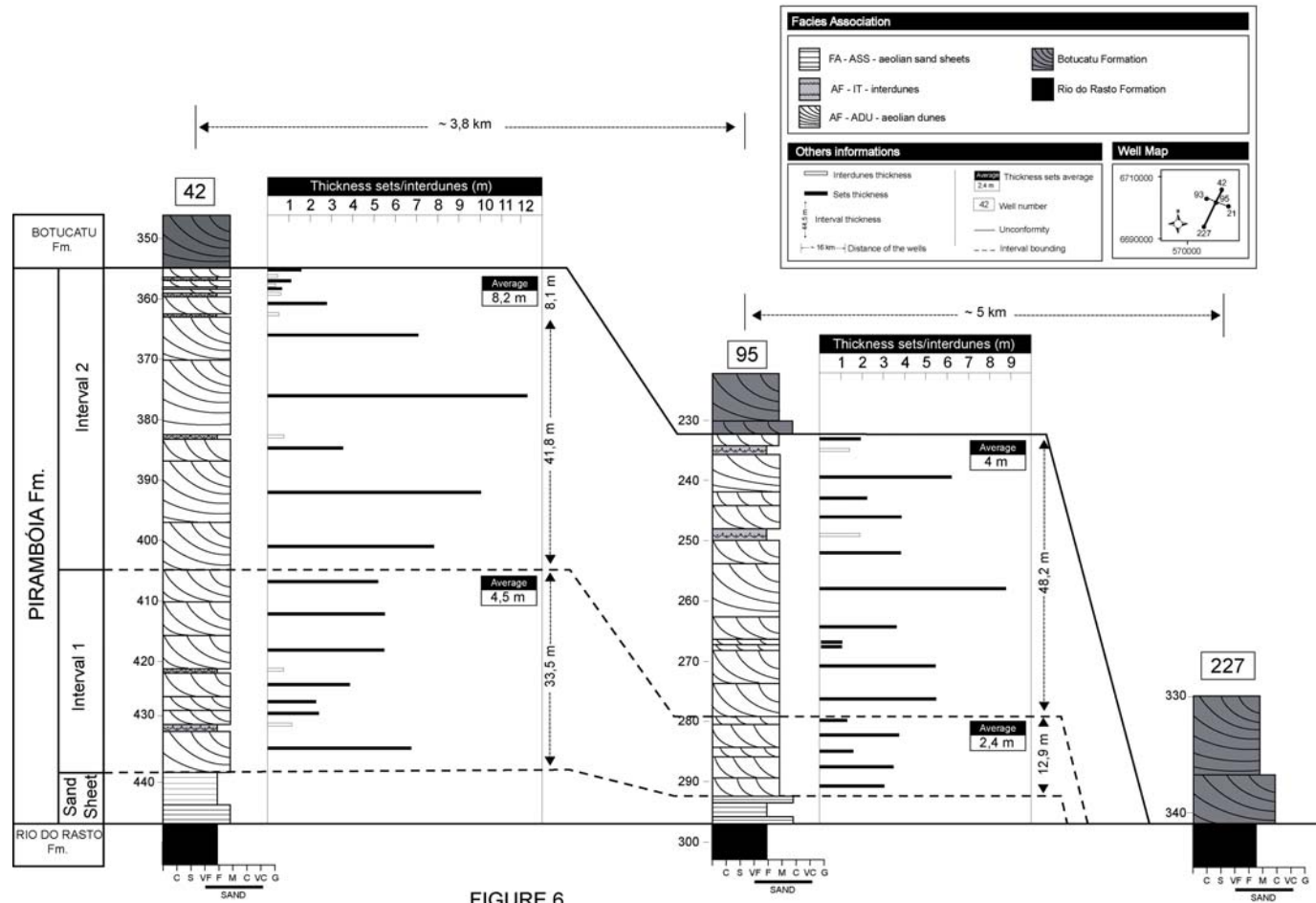


FIGURE 6

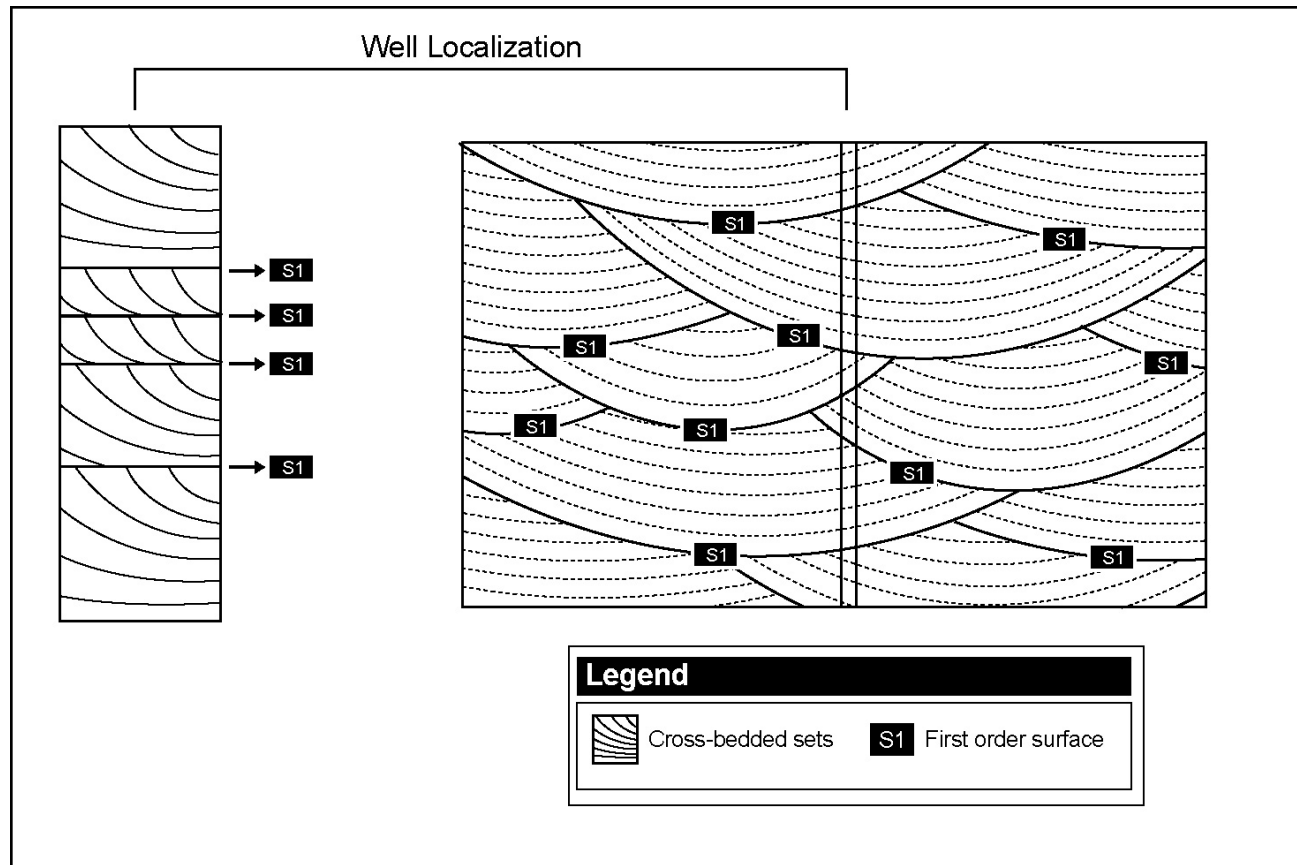


FIGURE 7

8. SUMÁRIO INTEGRADOR

O presente trabalho se propôs a estabelecer um modelo estratigráfico de alta resolução em sistemas eólicos úmidos, tendo como estudo de caso os depósitos eólicos da Formação Pirambóia. Além disso, o trabalho desenvolve uma metodologia específica que envolve a utilização da espessura dos sets como parâmetro de correlação estratigráfica. Este tipo de análise gerou resultados animadores, possibilitando a individualização de diferentes intervalos estratigráficos em uma sucessão eólica composta eminentemente por dunas eólicas e que não apresenta internamente nenhuma superfície passível de correlação regional.

Entre os principais resultados pode-se destacar:

(1) A sucessão sedimentar da Formação Pirambóia apresenta um contato basal discordante, marcado por uma mudança abrupta de fácies, onde os arenitos grossos de lençóis de areia eólico da Formação Pirambóia estão recobrando abruptamente os estratos areno-pelíticos lacustres da Formação Rio do Rasto. O contato superior também é marcado por uma discordância com os depósitos eólicos da Formação Botucatu, envolvendo um hiato de aproximadamente 100 m.a.

(2) A Formação Pirambóia é um sistema eólico úmido cuja base da sucessão estratigráfica é constituída por uma associação de fácies de lençóis de areia eólico com predomínio de estruturas de adesão e wind ripples. Esta associação é sucedida por um pacote com intercalação entre

depósitos de dunas e interdunas subdividido em dois intervalos distintos no que se refere aos valores médios das espessuras dos sets.

(3) O intervalo 1 apresenta, internamente, um conjunto de sets de estratos cruzados com espessura mínima 1,04 m (Poço 95), máxima de 6,82 m (Poço 42) e média de 2,90 m intercalados com depósitos de interdunas. O intervalo 2 com espessura média de 42 m é composto por sets de estratos cruzados com espessura mínima de 0,92 m (Poço 95) e máxima de 14 m (Poço 21) e média em torno de 6,19 m.

(4) As variações nas espessuras médias dos sets observados nos dois intervalos de acumulação de dunas e interdunas eólicos definidos na Formação Pirambóia, devem refletir mudanças significativas no tamanho original das dunas ou no ângulo de climbing.

(5) Se considerarmos o tamanho original das dunas a baixa espessura dos sets no intervalo 1, indicaria um ângulo de climbing baixo enquanto as maiores espessuras encontradas para o intervalo 2 refletiriam um aumento no ângulo de climbing, associado a um aumento na taxa de subida do lençol freático ou uma diminuição na taxa de migração das dunas eólicas.

(6) Se considerarmos, o ângulo de climbing constante ao longo do tempo a baixa espessura dos sets no intervalo 1 estaria relacionada a dunas originalmente menores que aquelas do intervalo 2, refletindo um aumento na disponibilidade de areia seca ou uma diminuição na taxa de transporte de areia da base para o topo da Formação Pirambóia.

(7) O término da acumulação eólica da formação Pirambóia é caracterizado pelo desenvolvimento de uma discordância erosiva de caráter regional, que abrange um grande hiato temporal (cerca de 120 m.a.) cuja gênese está associado a movimentações tectônicas (Scherer et al., 2000).