

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

**SUCESSÃO FLÚVIO-EÓLICA DA FORMAÇÃO SÃO SEBASTIÃO, BACIA
DE JATOBÁ – PE**

JOÃO PEDRO FORMOLO FERRONATTO

ORIENTADOR – Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Volume I

Porto Alegre – 2016

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

**SUCESSÃO FLÚVIO-EÓLICA DA FORMAÇÃO SÃO SEBASTIÃO, BACIA
DE JATOBÁ – PE**

JOÃO PEDRO FORMOLO FERRONATTO

ORIENTADOR – Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Juliano Kuchle – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho – Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Ubiratan Ferrucio Faccini – Centro Tecnológico, Universidade do Vale do Rio dos Sinos

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Mestre em Ciências.

Porto Alegre – 2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Ferronato, João Pedro Formolo

Sucessão flúvio-eólica da Formação São Sebastião, Bacia de Jatobá - PE . / João Pedro Formolo Ferronato. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016.

[47 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es): Claiton Marlon dos Santos Scherer

1. Sucessão flúvio-eólica 2. Fm. São Sebastião 3. Bacia de Jatobá
4. Unidades genéticas I. Título.

CDU 911

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sibila F. Tengaten Binotto

CRB 10-1743

Resumo

A Formação São Sebastião na Bacia de Jatobá, de idade cretácea inferior, é formada por estratos continentais acumulados em um ambiente de clima árido que predominam depósitos eólicos. As melhores exposições localizam-se no município de Ibimirim, mais especificamente nas proximidades do povoado de Campos, estado de Pernambuco. Através de levantamentos de perfis colunares, foi possível caracterizar cinco associações de fácies distintas para a formação, três eólicas e duas fluviais. As eólicas compreendem (a) dunas eólicas, (b) lençóis de areia eólicos secos e (c) *blowouts*, enquanto que as fluviais são formadas por (d) inundações em lençol e (e) fluviais efêmeros canalizados. Essas associações de fácies se organizam em três unidades genéticas com características distintas e separadas por supersuperfícies. A Unidade 1 é formada por intercalações das associações de fácies de inundações em lençóis, lençóis de areia eólicos e dunas eólicas, frequentemente com feições de deformação de sedimentos inconsolidados. Os estratos cruzados de dunas eólicas aumentam de tamanho e passam a dominar em direção ao topo da unidade, passando a ser raras as estruturas de deformação. A Unidade 2 compreende lençóis de areia eólicos cortados por canais fluviais, com bases côncavas erosivas, e por *blowouts*, esses preenchidos por dunas eólicas. A Unidade 3 é formada essencialmente por estratos cruzados de dunas eólicas de médio e grande porte, que tanto podem ser simples ou compostas (*draas*). As supersuperfície que separam as unidades marcam hiatos deposicionais, definindo diferentes episódios de acumulação de sedimentos.

Palavras-chave: sucessão flúvio-eólica; Fm. São Sebastião; Bacia de Jatobá; unidades genéticas.

Abstract

The São Sebastião Formation in The Jatobá Basin, of lower Cretaceous age, consists of continental strata accumulated in a arid environment dominated by aeolian deposits. The best outcrops are located in the county of Ibimirim, specifically near the Campos, in the Pernambuco state. Through columnar profiles surveys/data collection, it was possible to characterize five distinct facies associations for this formation, three aeolian and two fluvial facies. The aeolian facies comprise (a) aeolian dunes, (b) aeolian dry sand sheets and (c) blowouts, while the fluvial facies are formed by (d) sheetflood and (e) channeled ephemeral river. These facies associations are organized into three genetic units with distinct characteristics and they are separated by supersurfaces. Unit 1 is formed by intercalation of sheetflood, aeolian dry sand sheet and aeolian dunes facies associations, often with soft sediment deformation. The crossbed strata of aeolian dunes grow larger and start to dominate towards the top of the unit, and the deformation structures become rare. The Unit 2 comprises aeolian sand sheets cut by fluvial channels, with erosive concave bases, and by blowouts, those are filled by aeolian dunes. Unit 3 is essentially formed by crossbed strata of medium and large aeolian dunes, which can be either simple or compound (draas). The supersurfaces that divide the units mark the depositional gaps, thus defining different episodes of sediment accumulation.

Keywords: fluvial aeolian succession; São Sebastião Formation; Jatobá Basin; genetic units.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	4
<i>OBJETIVO</i>	4
<i>ESTADO DA ARTE</i>	5
<i>Sistemas Eólicos</i>	5
<i>Campo de Dunas</i>	7
<i>Acumulação e Preservação de Sistemas Eólicos</i>	8
<i>Depósitos Eólicos no Registro Geológico</i>	10
<i>Superfícies Limítrofes</i>	11
<i>Interação Flúvio-Eólica</i>	12
ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	14
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	15
ARTIGO CIENTÍFICO	18

INTRODUÇÃO

Depósitos sedimentares associados a sistemas fluviais e eólicos ocorrem com considerável frequência em bacias sedimentares. Essa interação pode ser observada tanto em registros atuais (e.g. Langford, 1989; Stanistreet e Stollhofen, 2002; Al-Masrahy e Mountney, 2015) quanto antigos (e.g. Mountney et al., 1998; Newell, 2001; Mountney e Thompson, 2002; Poland e Simms, 2012). Esse trabalho visa detalhar essa interação entre sistemas tendo como estudo de caso a Formação São Sebastião na Bacia de Jatobá.

A Formação São Sebastião (cretáceo inferior) representa um período de clima árido na Bacia de Jatobá com interações entre sistemas fluviais e eólicos em que predominam depósitos eólicos. A Bacia de Jatobá localiza-se no nordeste brasileiro, na porção sudoeste do estado de Pernambuco (Figura 1). Faz parte do Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá que tectonicamente corresponde a uma bacia transtrativa com eixo maior ENE-WSW e dimensões de aproximadamente 155 km por 55 km.

Os afloramentos-chave da Formação São Sebastião utilizados para o desenvolvimento dessa tese localizam-se no município de Ibimirim, próximos a localidade de Campos (Figura 1).

OBJETIVO

Esse trabalho tem como maior objetivo caracterizar a interação entre os depósitos flúvio-eólicos e assim montar a evolução estratigráfica detalhada da Formação São Sebastião, com base em dados de afloramentos. Como objetivos específicos destacam-se:

- Caracterização faciológica de detalhe e posteriormente agrupar essas fácies em associações de fácies para o estabelecimento de modelos deposicionais da unidade;
- Estabelecer relações laterais e verticais entre as associações de fácies;
- Identificar superfícies estratigraficamente importantes e subdividir a formação em unidades genéticas;

- Entender os fatores que controlaram essas variações ao longo da deposição e acumulação.

Desta forma, contribuir para o entendimento geral através de um estudo de detalhe dos depósitos cretáceos da Formação São Sebastião na Bacia de Jatobá.

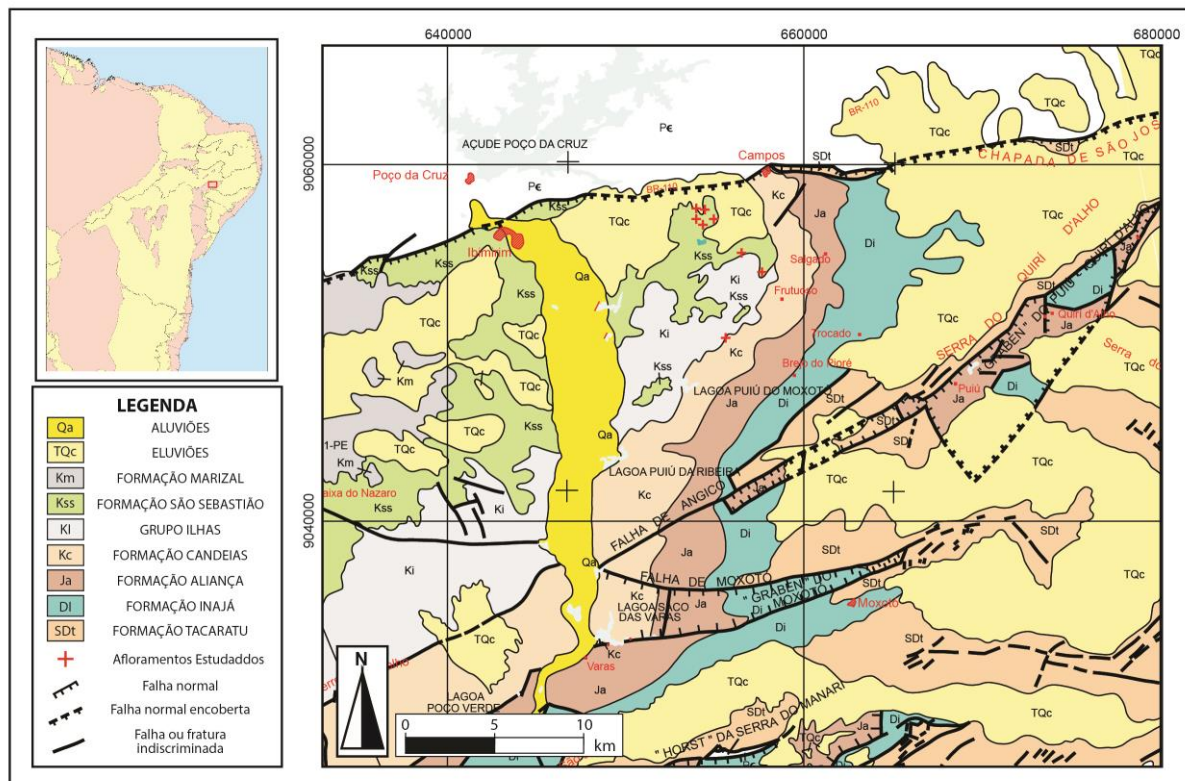


Figura 1. Mapa geológico e de localização dos afloramentos estudados (Rocha e Leite, 2001).

ESTADO DA ARTE

Sistemas Eólicos

Depósitos eólicos são abundantes no registro geológico. Porém, poucos estudos sobre os processos eólicos foram desenvolvidos até a década de 70. Os critérios para a separação desses depósitos de depósitos subaquosos começaram a ser entendidos a partir de trabalhos como os de Bigarella (1972), Mckee e Bigarella (1972), Hunter (1977), Brookfield (1977), Kocurek e Dott (1981), entre outros.

Wilson (1972) identificou três hierarquias de formas de leito eólica: marcas onduladas, dunas e draas (Figura 2). As marcas onduladas são estruturas centimétricas, as dunas apresentam alturas que variam entre 0,1 a 100 m e os *draas* entre 20 e 450 m. Para Lancaster (1988) as marcas onduladas se formam sobre influência de eventos de curta duração (horas ou dias). As dunas têm sua gênese relacionada a variações sazonais no regime de ventos (10 a 100 anos). Já os *draas* respondem a mudanças no regime geomorfológico geral (1.000 a 100.000). Segundo Scherer (2004), as dunas apresentam estratos internos que representam diferentes processos deposicionais. Esses estratos são formados por marcas onduladas eólicas, fluxo de grãos e queda livre de grãos. As marcas onduladas são formadas por processos trativos, enquanto o fluxo e a queda livre de grãos por processos gravitacionais.

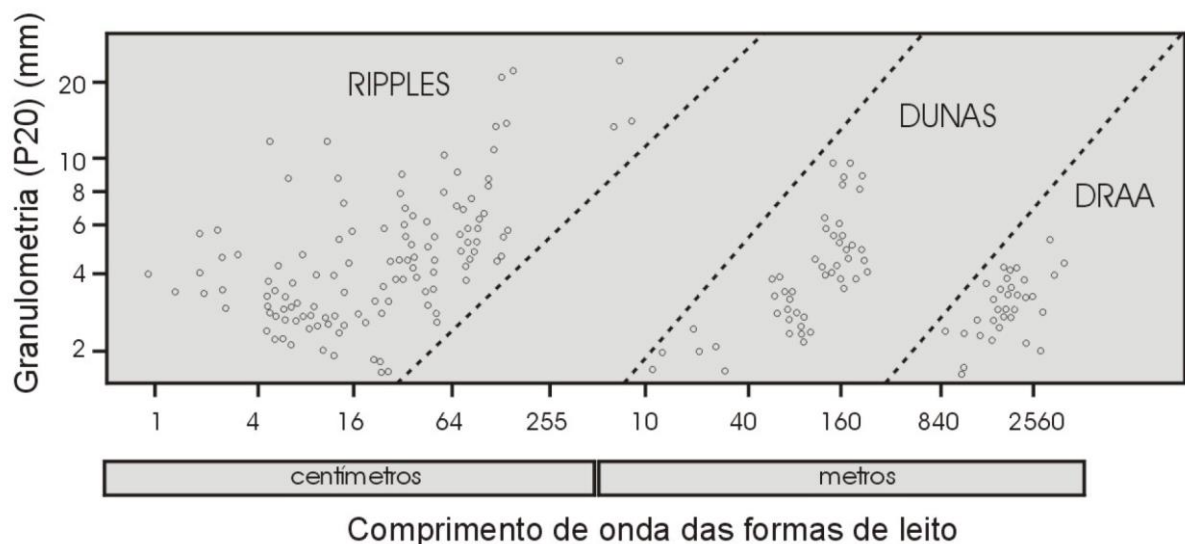


Figura 2. Gráfico com o comprimento de onda x granulometria das formas de leito eólicas. Extraído de Scherer (2004), modificado de Wilson (1972).

As dunas eólicas podem ser classificadas levando em conta dois critérios distintos. McKee (1979) classificou as dunas conforme critérios morfológicos, enquanto que Hunter *et. al.* (1983) usou características morfodinâmicas. Segundo Scherer (2004) a classificação morfológica se baseia nas características geométricas, como sinuosidade da linha de crista, número de faces frontais e a ausência de dunas superpostas. Sendo assim, a classificação de McKee (1979) sugere três tipos de dunas, as lineares, crescentes e estrela. Quando são *draas* elas podem ser classificadas em dois tipos principais. A sobreposição de dunas de mesma morfologia caracteriza um *draa* composto. Quando se sobrepõem dunas de morfologias diferentes são chamados de *draas* complexos. Por sua vez, a

classificação morfodinâmica tem como critério o posicionamento das formas de leito em relação ao vetor médio dos ventos. O trabalho de Hunter *et al.* (1983) classifica as dunas em longitudinais, oblíquas e transversais.

Entre dunas eólicas ou *draas* ocorrem depressões com extensões e geometrias variadas. Essas áreas são conhecidas com regiões de interdunas. O tamanho das interdunas é controlado pelo grau de saturação de areia no sistema enquanto a geometria depende da morfologia das dunas. Segundo Ahlbrandt e Fryberger (1981), regiões de interdunas podem ser de deflação ou de deposição. Nas deflacionárias os sedimentos de interdunas são remobilizados para a construção de dunas eólicas. As deposicionais podem ser divididas em três tipos: interdunas secas, encharcadas e úmidas. Os depósitos secos são caracterizados pelo domínio de marcas onduladas eólicas e os encharcados por estruturas de adesão. Já as interdunas úmidas são separadas em evaporíticas e siliciclásticas. As evaporíticas se caracterizam pela precipitação química de calcita, dolomita, gipso ou anidrita. As siliciclásticas têm origem associada a processos lacustres e fluviais.

Em sistemas eólicos também podem ocorrer depósitos de lençóis de areia eólicos. Segundo Kokurek e Nielson (1986), lençóis de areia eólicos ocorrem em ambientes desérticos, em um contexto em que as condições para que se formem dunas com faces frontais bem desenvolvidas não são favoráveis. Os fatores que interferem para que isso ocorra são condições de lençol freático alto, superfície de cimentação, inundações periódicas, granulometria grossa dos sedimentos e/ou presença de vegetação.

Campo de Dunas

Segundo Kocurek (1999), a formação de um campo de dunas ocorre em função de três fatores independentes: o suprimento sedimentar, a disponibilidade de sedimentos e a capacidade de transporte do vento (Figura 3). O suprimento sedimentar corresponde ao volume de sedimentos gerado em um determinado espaço de tempo. Esse sedimento gerado é que vai servir como fonte para o sistema eólico. A disponibilidade de sedimentos secos corresponde à susceptibilidade dos grãos em serem transportados pelo vento (Kocurek e Lancaster, 1999). A capacidade de transporte pelo vento está vinculada à sua

energia e corresponde ao potencial deste em transportar sedimentos. Esses três fatores são condicionados pelo clima, tectônica e o nível relativo do mar (Figura 3).

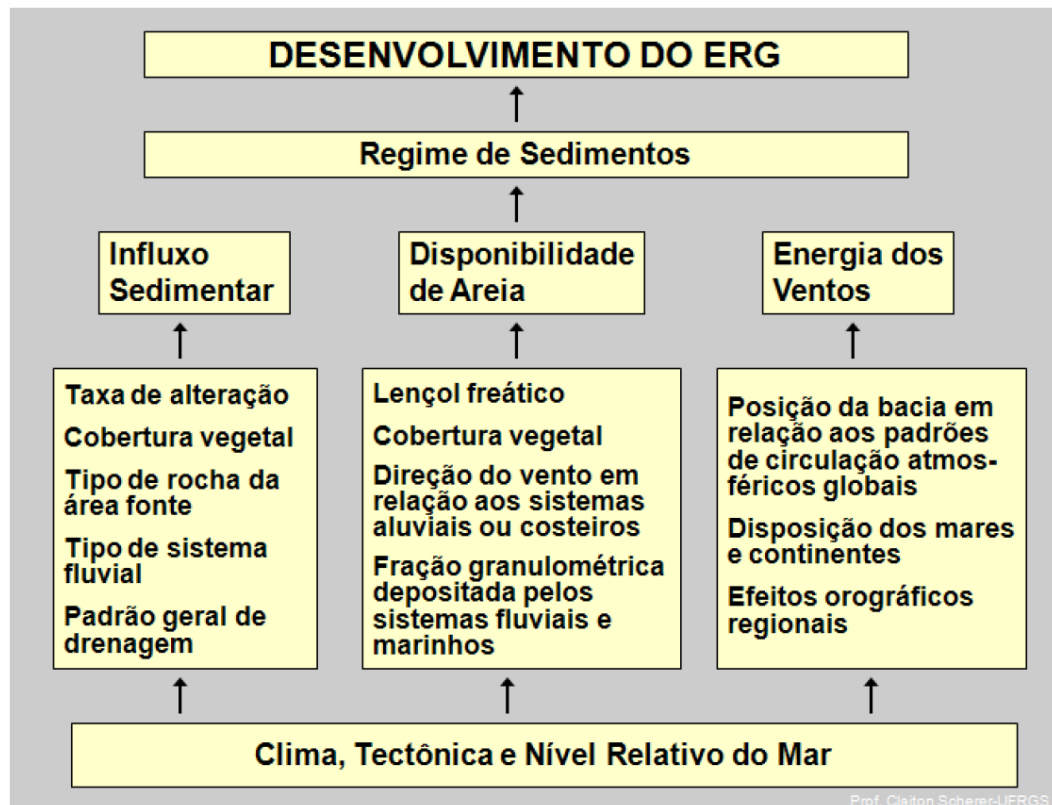


Figura 3. Fatores que controlam o desenvolvimento de campos de dunas (Scherer, 2004).

Acumulação e Preservação de Sistemas Eólicos

A existência de dunas eólicas não necessariamente resulta na sua acumulação. A acumulação representa a total deposição de sedimentos ao longo do tempo, gerando estratos que podem ser incorporados ao registro geológico (Kocurek e Havholm, 1993). A acumulação ocorre quando o balanço entre a entrada e saída de sedimento do sistema é positivo (Figura 4). A migração e cavalgamento de dunas, em relação à superfície de acumulação, faz com que a acumulação seja possível (Rubin e Hunter, 1983). A superfície de acumulação é uma superfície que acima ocorre o transporte de sedimentos e abaixo nenhuma partícula é movimentada pelo vento (Figura 4).

Com base nos processos de acumulação, Kocurek e Havholm (1993) identificaram três tipos de sistemas eólicos: sistemas secos, úmidos e estabilizados.

Os sistemas secos ocorrem em um contexto em que o lençol freático encontra-se abaixo da superfície deposicional. Os sistemas eólicos úmidos representam ambientes em que o nível freático ou sua franja capilar coincidem ou posicionam-se próximo à superfície deposicional. Os sistemas estabilizados são aqueles que o substrato fica estabilizado devido a algum fator superficial enquanto o sistema continua ativo. Esses sistemas podem ficar estabilizados periodicamente ou continuamente.

A preservação se refere à acumulação de sedimentos que acabam sendo incorporados ao registro geológico (Kocurek e Havholm, 1993). Os principais fatores que controlam a preservação são: (a) incorporação na zona saturada, relacionado tanto a mudança relativa do freático devido à subsidência, quanto a mudanças no nível do mar; (b) desenvolvimento de superfícies de estabilização relacionada ao crescimento de vegetação ou qualquer outro fator que aumente a resistência a erosão; (c) subsidência da acumulação abaixo do nível de erosão controlada pela tectônica, carga sedimentar e/ou compactação.

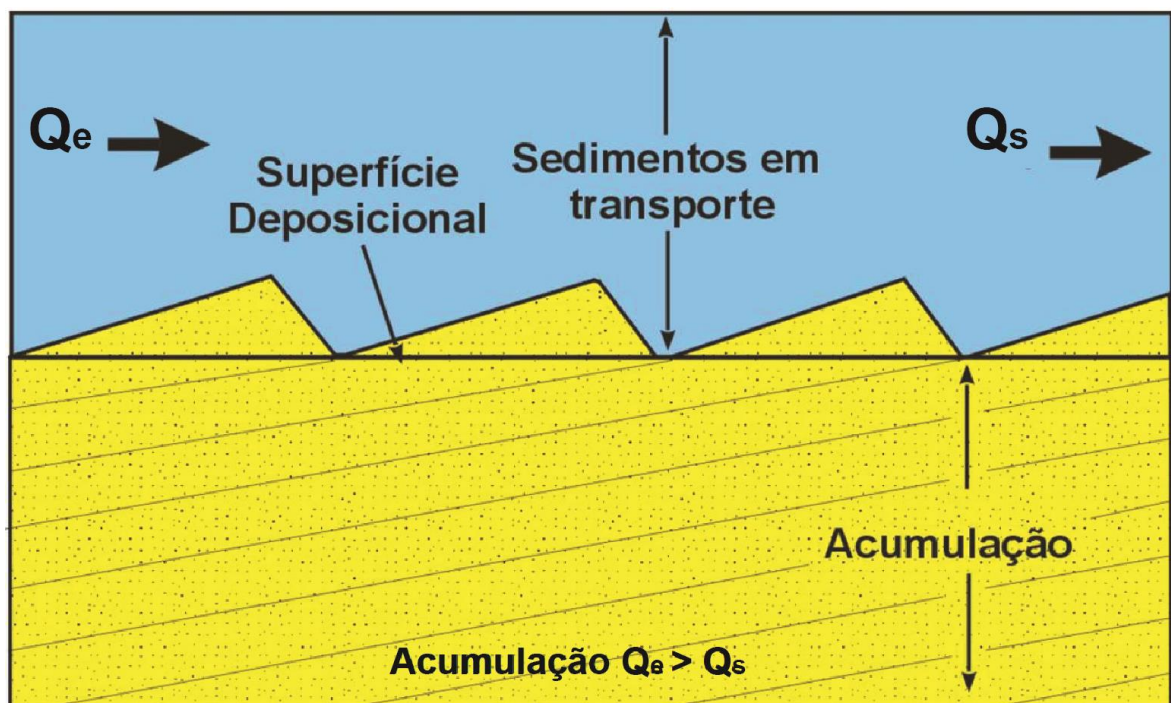


Figura 4. Figura ilustrativa da acumulação eólica gerada pela migração e cavalgamento de dunas eólicas em um contexto de balanço sedimentar positivo (entrada de sedimentos ' Q_e ' > saída de sedimentos ' Q_s '). Extraído de Scherer (2004), modificado de Kocurek e Havholm (1993).

Depósitos Eólicos no Registro Geológico

Para o correto reconhecimento e caracterização de sistemas eólicos no registro geológico é necessária uma análise detalhada dos aspectos texturais e estruturais das litofácies. Em comparação com depósitos subaquosos, os estratos eólicos apresentam uma boa seleção, alto grau de arredondamento e textura fosca dos grãos, bimodalidade textural e, no caso de dunas eólicas, a ocorrência de estratos cruzados de grande porte.

Segundo Eriksson e Simpson (1998), estratos cruzados de dunas eólicas são compostos por fluxos de grãos, queda livre grãos e por laminações transladantes cavalgantes (Hunter, 1977; Kocurek e Dott, 1981). Os fluxos de grãos são lenticulares em cortes transversais ao mergulho dos estratos cruzados ou em cunha em corte paralelo, e comumente com gradação inversa. Os estratos de queda livre são contínuos, com espessura milimétrica e granulometria homogênea. Os depósitos de marcas onduladas são milimétricos, com laminações transladantes cavalgantes e gradação inversa. As laminações transladantes cavalgantes são o melhor critério para distinguir depósitos eólicos de subaquosos.

Os depósitos de interdunas estão necessariamente associados aos de dunas eólicas. São estratos planos que separam *sets* e *cosets* de estratos cruzados de dunas eólicas, interdigitando-se lateral e verticalmente, indicando contemporaneidade deposicional (Scherer, 2004). Podem apresentar uma grande quantidade de estruturas controladas pela dinâmica do sistema. As interdunas secas apresentam muitas laminações de marcas onduladas, nas encharcadas predominam estruturas de adesão e bioturbação e nas interdunas úmidas ocorrem estruturas formadas por sistemas fluviais e lacustres.

Lençóis de areia eólicos formam pacotes tabulares com espessuras variadas, poucos centímetros a dezenas de metros, e são formados por estratificações plano-paralelas ou de baixo ângulo, sendo que os estratos cruzados de dunas eólicas são ausentes ou extremamente raras (Scherer, 2004). Os lençóis de areia eólicos são divididos em três tipos diferentes conforme as estruturas que apresentam: lençóis eólicos secos ou encharcados. Lençóis de areia secos são formados por estratos horizontais ou de baixo ângulo formados por laminações transladantes cavalgantes de marcas onduladas. Nos depósitos encharcados ocorre uma grande variedade de

estruturas de adesão, indicando um lençol freático próximo da superfície deposicional. A alternância entre lençóis de areia secos e encharcados é comum, indicando variações do lençol freático (Chakraborty e Chaudhuri, 1993).

Superfícies Limítrofes

As superfícies limítrofes de sistemas eólicos foram definidas por Brookfield (1977). Essas superfícies se formam pelo processo de migração e cavalgamento de dunas, gerando três superfícies distintas nomeadas de forma hierárquica em 1^a, 2^a e 3^a ordem (Figura 5).

A superfície de 1^a ordem corresponde a superfícies planas, mergulhando em baixo ângulo (<5°) e com sentido oposto a migração das dunas subjacentes. É formada quando ocorre a migração de regiões de interdunas sobre depósitos de dunas eólicas. Essas superfícies truncam superfícies de 2^a e 3^a ordem. A superfície de 2^a ordem tem sua origem relacionada à migração de dunas menores sobre a face frontal de *draas*. O sentido de mergulho dessas superfícies geralmente é oblíquo ao sentido de mergulho dos estratos cruzados sobrepostos a ela. A superfície de terceira ordem tem sua gênese relacionada a mudanças no padrão de ventos, gerando erosão seguida de nova deposição. Essas superfícies podem ser truncadas por superfícies de 2^a ordem.

Kocurek (1996) propôs uma classificação genética em substituição a classificação geométrica das superfícies de Brookfield (1997). A superfície de 1^a ordem é chamada de superfície de reativação, a de 2^a de superfície de sobreposição e a de 3^a de superfície de interduna. Além dessas três, Kocurek (1988) definiu outra superfície, a supersuperfície (Figura 5). Essa é relacionada com fatores alocíclicos que controlam a disponibilidade de areia e/ou variações no lençol freático. A supersuperfície marca o término da acumulação eólica, que em seguida pode ser retomada ou ser sucedida por outros tipos de sistemas deposicionais.

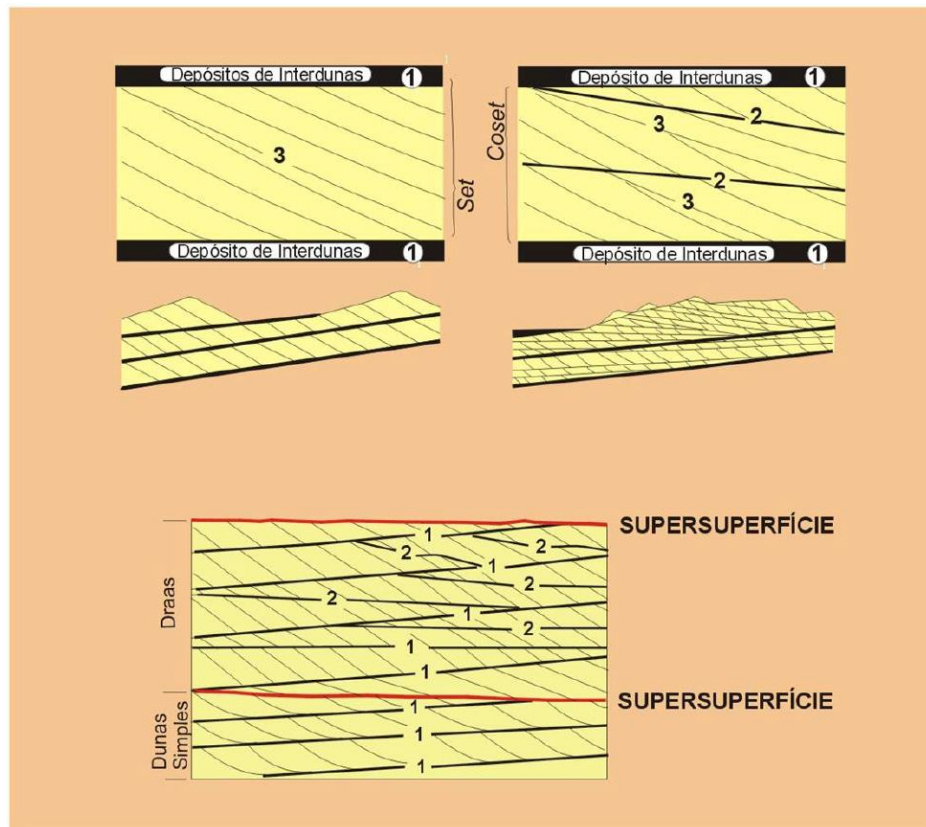


Figura 5. Figura esquemática de Kocurek (1991) representando as superfícies limítrofe em sistemas de dunas eólicas (extraída de Scherer, 2004).

Interação Flúvio-Eólica

Segundo Scherer (2004), a alternância de sistemas eólicos e fluviais é caracterizada por apresentar padrões complexos, fazendo com que a reconstrução da arquitetura deposicional e o reconhecimento de superfícies sejam bastante difíceis no registro. Essa alternância pode ocorrer de duas maneiras distintas (Herries, 1993): (a) contemporânea, formada por fatores autocíclicos, ou (b) não contemporânea, resultado de fatores alocíclicos.

A interação gerada por processos autocíclicos é resultante da inter-relação de curta duração (enxurradas) entre processos subaquáticos e eólicos (Kocurek, 1999), sendo evidenciados em escala de afloramentos (Jordan e Mountney, 2010). É relacionado a processos hidrodinâmicos que ocorrem internos à bacia (fenômenos autocíclicos), causados pelo aumento no escoamento superficial de águas meteóricas em períodos de alta precipitação. Ocorrem principalmente em porções de margem de campo de dunas e, dependendo da intensidade, podem acabar interagindo com o campo de dunas (Scherer, 2004). A distância que os sistemas

fluviais avançam pelos campos de dunas está relacionada à largura e forma das interdunas, a orientação dos corredores de interdunas em relação ao ângulo do fluvial incidente e a taxa de migração das dunas. Sendo assim, sistemas fluviais percorrem maiores distâncias quando: (a) dominam dunas eólicas de crista reta, (b) os sistemas fluviais invadem paralelamente as interdunas e (c) quando as dunas eólicas migram em baixas taxas.

Alternâncias flúvio-eólicas decorrentes de fatores alocíclicos estão associadas a mecanismos externos à bacia como o clima, a variação do nível do mar, e/ou a tectônica da bacia (Kocurek, 1988, 1999; Veiga et al., 2002). Essas variáveis influenciam no suprimento sedimentar, na disponibilidade de areia e na capacidade de transporte eólica e fluvial de sedimentos. A alternância de depósitos eólicos e fluviais não contemporâneos, formados por fenômenos alocíclicos, é marcada por interrupções na deposição eólica ou fluvial em grande parte da bacia. É relacionada a um maior intervalo de tempo, comparando com interações autocíclicas, o que gera variações em escala regional (Jordan e Mountney, 2010). Através do empilhamento vertical de fácies e do reconhecimento de superfícies estratigráficas desses depósitos, podem ser determinados ciclos de aumento ou diminuição da umidade do sistema. Esses ciclos foram introduzidos por Wilson (1971) e indicam variações no nível do lençol freático e no suprimento sedimentar dos sistemas. Assim, pode ser inferido o grau de umidade relativo do substrato durante a deposição.

Segundo Scherer (2004), algumas características sedimentológicas podem auxiliar na separação, em afloramentos, de depósitos autocíclicos e alocíclicos (Langford, 1989; Herrie, 1993; Mountney e Jagger, 2004; Scherer e Lavina, 2005): (a) arenitos fluviais de interdunas (depósitos autocíclicos) apresentam bom grau de seleção, originados de retrabalhamento de dunas eólicas, enquanto que sistemas fluviais não contemporâneos apresentam forte contribuição de fora da bacia; (b) os estratos fluviais de interdunas apresentam espessuras pequenas e extensões laterais restritas, em contrapartida sistemas fluviais não contemporâneos apresentam representatividade regional; (c) arenitos fluviais de interdunas são maciços ou com estratificações cruzadas de pequeno porte, enquanto sucessões fluviais apresentam domínio de estruturas trativas, podendo ocorrer macroformas; (4) dados de paleocorrentes de fluviais interdunas indicam fluxos condicionados pelas calhas das interdunas, paralelo a linha de crista das dunas eólicas. No caso de sistemas fluviais não contemporâneos, somente os primeiros fluxos são

condicionados pelas interdunas, sendo que grande parte das formas de leito podem apresentar paleocorrentes opostas ao sentido de migração das dunas eólicas subjacentes.

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de artigos publicados em periódicos ou publicações equivalentes. Consequentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) Introdução com uma breve contextualização da Formação São Sebastião e da Bacia de Jatobá, assim como o mapa de localização da área de estudo, os objetivos e o estado da arte sobre o tema de pesquisa;
- b) Referências Bibliográficas utilizadas na monografia;
- c) Artigo científico desenvolvido durante o período do Mestrado e submetido à publicação em periódico com corpo editorial permanente e revisores independentes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHLBRANDT, T. S.; FRYBERGER, S. D. Sedimentary features and significance of interdunes deposits. In: ETHRIDGE, F. G.; FLORES, R. M. (Ed.). **Recent and ancient nonmarine Depositional Environments**. Soc. Econ. Paleont. Miner., 1981. p. 293-314.
- AL-MASRAHY, M. A.; MOUNTNEY, N. P. A classification scheme for fluvial-aeolian system interaction in desert-margin settings. **Aeolian Research**, v. 17, p. 67-88, 2015.
- BIGARELLA, J. J. Eolian environments - their characteristics, recognition and importance. In: RIGBY, J. K. & HAMBLIM, W. K. (Ed.). **Recognition of ancient sedimentary environments**. Soc. Econ. Paleontol. Miner., Spec. Publ., 1972. p. 12-62.
- BROOKFIELD, M. E. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian andstones. **Sedimentology**, v. 24, 303-332, 1977.
- CHAKRABORTY, T.; CHAUDHURI, A. K. Fluvial-Aeolian Interactions in a Proterozoic Alluvial Plain: Example from the Mancheral Quartzite, Sullavai Group, Pranhita-Godavari Valley, India. In: PYE, K. (Ed.). **The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems**. Geological Society of London Special Publication, 1993. p. 127-141.
- HERRIES, R. D. Contrasting styles of fluvial-aeolian interaction at a downwind erg margin: Jurassic Kayenta-Navajo Transition, Northeastern Arizona, USA. In: NORTH, C. P.; PROSSER, J. D. (Ed.). **Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs**. Geological Society of London Special Publication, 1993. p. 199-218.
- HUNTER, R. E. Basic type of stratification in small eolian dunes. **Sedimentology**, v. 24, 361-367, 1977.
- HUNTER, R. E.; RICHMOND, B. M.; ALPHA, T. Storm-controlled oblique dunes of the Oregon coast. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94, p. 1450-1465, 1983.
- JORDAN, O. D.; MOUNTNEY N. P. Styles of interaction between aeolian, fluvial and shallow marine environments in the Pennsylvanian to Permian lower Cutler beds, south-east Utah, USA. **Sedimentology**, v. 57, p. 1357-1385, 2010.
- KOCUREK, G.; DOTT, R. H. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 51, p. 579-595, 1981.
- KOCUREK, G.; NIELSON, J. Conditions favourable for the formation of warm-climate Aeolian sand sheet. **Sedimentology**, v. 33, p. 795-816, 1986.

KOCUREK, G. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences – bounding surfaces revisited. **Sedimentary Geology**, v. 56, p. 193-206, 1988.

KOCUREK, G.; HAVHOLM, K. G. Eolian sequence stratigraphy - a conceptual framework. In: WEIMER, P.; POSAMENTIER, H. W. (Ed.). **Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications**. Soc. Econ. Paleont. Miner. Special publication, 1993. p. 393-409.

KOCUREK, G. Desert aeolian systems. In: READING, H. G (Ed.). **Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy**. Oxford, Blackwell Science, 1996. p. 125-153.

KOCUREK, G. The aeolian rock record. In: GOUDIE, A. S; LIVINGSTONE, I.; STOKES, S. (Ed.). **Aeolian Environments, Sediments and Landforms.**, New York: John Wiley & Sons, 1999. p. 239-259.

KOCUREK, G.; LANCASTER, N. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. **Sedimentology**, v. 46, p. 505-515, 1999.

LANCASTER, N. The development of large eolian bedforms. **Sedimentary Geology**, v. 56, p. 69-89, 1988.

LANGFORD, R. P. Fluvial-eolian interactions: Part I, modern systems. **Sedimentology**, v. 36, p. 1023-1035, 1989.

MCKEE, E. D.; BIGARELLA, J. J. Deformational structures in Brazilian coastal dunes. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 42, p. 670-681, 1972.

MCKEE, E. D. Introduction to a study of global sand sea. In: MCKEE, E. D. (Ed.). **A study of global sand seas**. U.S. Geological Survey Professional Paper 1052, 1979. p.1-21.

MOUNTNEY, N.; HOWELL, J.; FLINT, S.; JERRAM, D. Aeolian and alluvial deposition within the Mesozoic Etjo Sandstone Formation, northwest Namibia. **Journal of African Earth Science**, v. 27(2), p. 175-192, 1998.

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

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

NEWELL, A. J. Bounding surfaces in a mixed Aeolian-fluvial system (Rotliegend, Wessex Basin, SW UK). **Marine and Petroleum Geology**, v. 18, p. 339-347, 2001.

POLAND, Z. A.; SIMMS, A. R. Sedimentology of an erg to an erg-margin depositional system, the Rush Springs Sandstone of western Oklahoma, U.S.A.: implications for paleowinds across northwestern pangea during the Guadalupian (middle Permian). **Journal of Sedimentary Research**, v. 82, p. 345-363, 2012.

ROCHA, D. E. G. A.; LEITE, J. F. **Mapa Geológico da Bacia de Jatobá - Geologia**. Recife: Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2001. Escala 1:250.000.

RUBIN, D. M.; HUNTER, R. E. Reconstructing bedform assemblages from compound crossbedding. In: BROOKFIELD, M. E.; AHLBRANDT, T. S. (Ed.). **Eolian Sediments and processes**. Amsterdam: Elsevier, 1983. p. 407-427.

SCHERER, C. M. S. *Sedimentologia e Estratigrafia de Sistemas Fluviais e Eólicos*. Apostila do Curso de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS, 2004.

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

STANISTREET, I. G.; STOLLHOFEN, H. Hoanib River flood deposits of Namib Desert interdunes as analogues for thin permeability barrier mudstone layers in aeolianite reservoirs. **Sedimentology**, v. 49, p. 719-736, 2002.

VEIGA, G. D.; SPALLETI, L. A.; FLINT, S. Aeolian/fluvial interactions and high-resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), central Neuquén Basin, Argentina. **Sedimentology**, v. 49, p. 1001-1020, 2002.

WILSON, I. G. Desert sandflow basins and a model for the development of ergs. **Geographic Journal**, v. 137, p. 180-189, 1971.

WILSON, I. G. Aeolian Bedforms - Their Development and Origins. **Sedimentology**, v. 19, p. 173-210, 1972.

ARTIGO CIENTÍFICO

Geologia USP. Série Científica


[PÁGINA INICIAL](#)
[SOBRE](#)
[PÁGINA DO USUÁRIO](#)
[NOTÍCIAS](#)
[Página inicial](#) > [Usuário](#) > [Autor](#) > **Submissões Ativas**

Submissões Ativas

ATIVO		ARQUIVO			
ID	MM-DD ENVIADO	SEÇÃO	AUTORES	TÍTULO	SITUAÇÃO
369	01-14	ART	Ferronato	SUCESSÃO FLÚVIO- EÓLICA DA FORMAÇÃO SÃO SEBASTIÃO, BACIA...	Aguardando designação

1 a 1 de 1 itens

Iniciar nova submissão
[CLIQUE AQUI](#) para iniciar os cinco passos do processo de submissão.

Apontamentos

TODOS		NOVO		PUBLICADO		IGNORADO	
DATA DE INCLUSÃO	HITS	URL	TÍTULO	SITUAÇÃO	AÇÃO		
<i>Não há apontamentos.</i>							

ISSN: 1519-874X

USUÁRIO

Logado como:

joapedroformolo
[Meus
periódicos](#)
[Perfil](#)
[Sair do
sistema](#)

NOTIFICAÇÕES

[Visualizar](#)
[Gerenciar](#)

AUTOR

Submissões

[Ativo \(1\)](#)
[Arquivo \(0\)](#)
[Nova
submissão](#)

IDIOMA

Português (Brasil) ▼

SUCESSÃO FLÚVIO-EÓLICA DA FORMAÇÃO SÃO SEBASTIÃO, BACIA DE
JATOBÁ – PE.

Aeolian-fluvial succession of São Sebastião Formation, Jatobá Basin – PE

Sucessão flúvio-eólica da Formação São Sebastião

João Pedro Formolo Ferronato – Universidade Federal do Rio Grande do Sul¹

Claiton Marlon dos Santos Scherer - Universidade Federal do Rio Grande do Sul²

Ezequiel Galvão de Souza - Universidade Federal do Rio Grande do Sul³

Adriano Domingos dos Reis - Universidade Federal do Rio Grande do Sul⁴

Raquel Gewehr de Mello - Universidade Federal do Rio Grande do Sul⁵

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Campus do Vale Av. Bento Gonçalves,
9500 – Porto Alegre – RS – Brasil CEP: 91501-970/Caixa Postal: 15001. Fone: 55 51
3308-6329

¹joaopedroformolo@hotmail.com

²claiton.scherer@ufrgs@ufrgs.br

³ezequiel.geol@gmail.com

⁴a_d_reis@hotmail.com

⁵raquel_evenstar@hotmail.com

7.773 palavras

12 figuras

Resumo

A Formação São Sebastião na Bacia de Jatobá, de idade cretáceo inferior, é formada por estratos continentais acumulados em um ambiente de clima árido que predominam depósitos eólicos. As melhores exposições localizam-se no município de Ibimirim, mais especificamente nas proximidades do povoado de Campos, estado de Pernambuco. Através de levantamentos de perfis colunares, foi possível caracterizar cinco associações de fácies distintas para a formação, três eólicas e duas fluviais. As eólicas compreendem (a) *dunas eólicas*, (b) *lençóis de areia eólicos secos* e (c) *blowouts*, enquanto que as fluviais são formadas por (d) *inundações em lençol* e (e) *fluviais efêmeros canalizados*. Essas associações de fácies se organizam em três unidades genéticas com características distintas e separadas por supersuperfícies. A Unidade 1 é formada por intercalações das associações de fácies de inundações em lençóis, lençóis de areia eólicos e dunas eólicas, frequentemente com feições de deformação de sedimentos inconsolidados. Os estratos cruzados de dunas eólicas aumentam de tamanho e passam a dominar em direção ao topo da unidade, passando a serem raras as estruturas de deformação. A Unidade 2 compreende lençóis de areia eólicos cortados por canais fluviais, com bases côncavas erosivas, e por *blowouts*, esses preenchidos por dunas eólicas. A Unidade 3 é formada essencialmente por estratos cruzados de dunas eólicas de médio e grande porte, que tanto podem ser simples ou compostas (*draas*). As supersuperfície que separam as unidades marcam hiatos deposicionais, definindo diferentes episódios de acumulação de sedimentos.

Palavras-chave: Sucessão flúvio-eólica; Fm. São Sebastião; Bacia de Jatobá; Unidades genéticas.

Abstract

The São Sebastião Formation in The Jatobá Basin, of lower Cretaceous age, consists of continental strata accumulated in an arid environment dominated by aeolian deposits. The best outcrops are located in the county of Ibimirim, specifically near the Campos, in the Pernambuco state. Through columnar profiles surveys/data collection, it was possible to characterize five distinct facies associations for this formation, three aeolian and two fluvial facies. The aeolian facies comprise (a) aeolian dunes, (b) aeolian dry sand sheets and (c) blowouts, while the fluvial facies are formed by (d) sheetflood and (e) channeled ephemeral river. These facies associations are organized into three genetic units with distinct characteristics and they are separated by supersurfaces. Unit 1 is formed by intercalation of sheetflood, aeolian dry sand sheet and aeolian dunes facies associations, often with soft sediment deformation. The crossbed strata of aeolian dunes grow larger and start to dominate towards the top of the unit, and the deformation structures become rare. The Unit 2 comprises aeolian sand sheets cut by fluvial channels, with erosive concave bases, and by blowouts, those are filled by aeolian dunes. Unit 3 is essentially formed by crossbed strata of medium and large aeolian dunes, which can be either simple or compound (*draas*). The supersurfaces that divide the units mark the depositional gaps, thus defining different episodes of sediment accumulation.

Keywords: Fluvial-aeolian succession; São Sebastião Formation; Jatobá Basin; Genetic units.

INTRODUÇÃO

Depósitos clásticos com interações entre sistemas fluviais e eólicos ocorrem com considerável frequência em bacias sedimentares, tanto em registros antigos (e.g. Mountney et al., 1998; Newell, 2001; Mountney e Thompson, 2002; Poland e Simms, 2012) , quanto em ambientes atuais (e.g. Langford, 1989; Stanistreet e Stollhofen, 2002; Al-Masrahy e Mountney, 2015). Em decorrência disso, inúmeros trabalhos têm abordado diferentes escalas de interação flúvio-eólica, desde fenômenos autocíclicos, fruto da interação de anos, décadas ou séculos de processos fluviais e eólicos contemporâneos (e.g. Bullard e Livingstone, 2002; Mountney e Jagger, 2004; Ulicný, 2004), até fenômenos alocíclicos que geram a alternância entre depósitos fluviais e eólicos não contemporâneos, frutos de mudanças regionais no padrão de sedimentação decorrentes de alterações no clima e/ou tectônica (e.g. Kocurek et al., 2001; Veiga et al., 2002, 2007; Scherer e Lavina 2005).

O presente artigo tem como objetivo geral caracterizar e detalhar a evolução dos depósitos flúvio-eólicos associados à fase final de preenchimento de um rifte, tendo como estudo de caso a Formação São Sebastião na Bacia de Jatobá, cretáceo inferior, até o momento alvo de poucos estudos. Como objetivos específicos incluem-se a caracterização faciológica da formação, detalhamento das associações de fácies e consequente subdivisão da formação em unidades, usando como critérios os diferentes padrões de empilhamentos de associações de fácies e a identificação de superfícies estratigraficamente importantes.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia de Jatobá está localizada no nordeste brasileiro, mais especificamente no sudoeste do estado de Pernambuco (Figura 1). Faz parte do Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, o qual está relacionado com a separação do Supercontinente Gondwana e formação do Atlântico Sul, e é correlato com a Bacia do Gabão no continente Africano. Tectonicamente é uma bacia transtrativa (Peraro, 1995) alongada sentido ENE-WSW com dimensões aproximadas de 155 km de comprimento por 55 km de largura, sendo sua borda principal na porção norte (lineamento de Ibimirim; Magnavita e Cupertino, 1987). Situa-se sobre o Cráton da Borborema - formado basicamente por rochas metamórficas e granitoides de idade proterozóica -, acima do limite com o Cráton do São Francisco. A estruturação do embasamento, composto principalmente por lineamentos SW-NE, controlou fortemente a abertura dessa bacia, gerando uma inflexão do sistema rifte de S-N (Bacia de Tucano) para SW-NE (Bacia de Jatobá).

A Formação São Sebastião, cretáceo inferior (~140 a 125 Ma), na Bacia de Jatobá caracteriza-se pela interação entre sistemas eólicos e fluviais, em que predominam depósitos eólicos (Costa et al., 2007; Rocha e Amaral, 2007; Guzmán et al., 2015). Aflora na parte norte da bacia, a base como ravinas e o topo como morros arredondados, por vezes escarpados. As exposições de melhor qualidade estão nas proximidades do Povoado de Campos, pertencente ao município de Ibimirim-PE (Figura 1). De acordo com os estágios de evolução tectono-estratigráfica de sistemas rifte, representa depósitos de final de rifte (Kuchle e Scherer, 2010). Este trato de sistema corresponde à fase em que ocorre o efetivo assoreamento da bacia e o aporte sedimentar supera a taxa de criação de espaço de acomodação até que a bacia esteja preenchida em sua totalidade, sendo o próximo estágio a subsidência térmica da bacia.

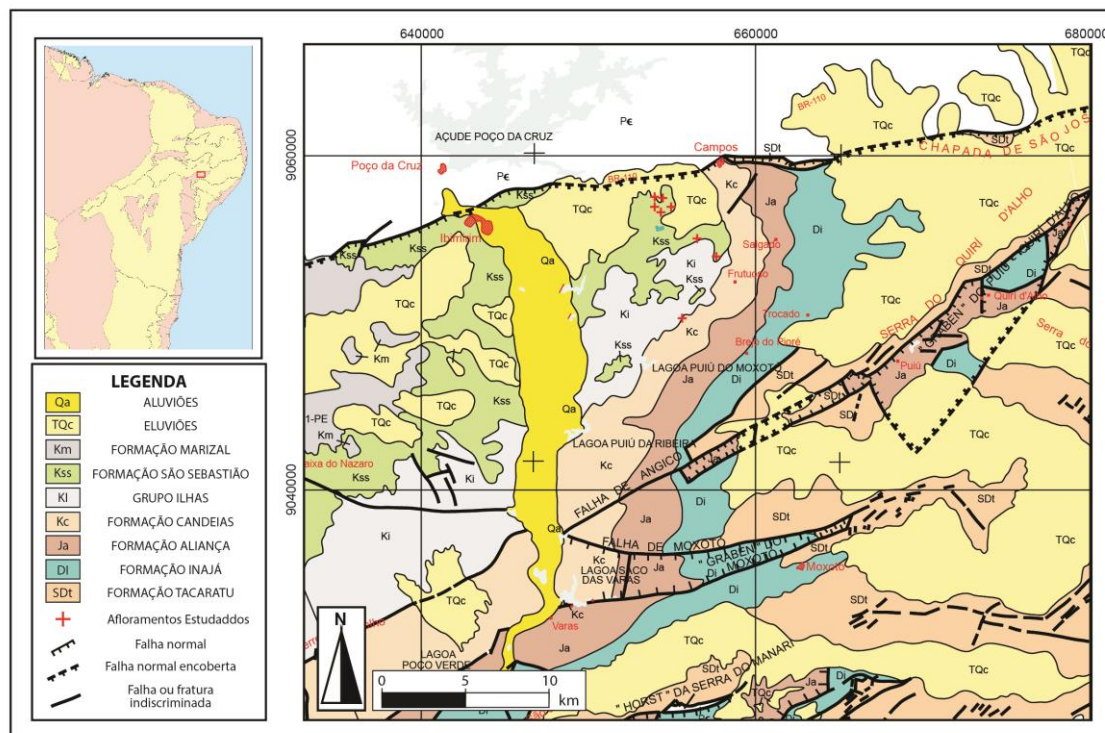


Figura 1. Mapa geológico e de localização dos afloramentos estudados (modificado de Rocha e Leite, 2001).

A Fm. São Sebastião está inserida no Grupo Massacará, que também compreende a Fm. Salvador, cronocorrelata a Fm. São Sebastião na borda falhada da bacia. A Fm. Salvador é formada por conglomerados de borda, que são interpretados como fandeltas. Estratigraficamente a Fm. São Sebastião posiciona-se sobreposta aos sistemas deltaicos do Gr. Ilhas e sotoposta aos depósitos aluviais da Fm. Marizal. O Gr. Ilhas deposita-se no contexto de clímax e final de rifte, sendo formado por arenitos e pelitos tabulares que se interdigitam, formando ciclos de granocrescência ascendente. O contato entre o Gr. Ilhas e a Fm. São Sebastião é gradual e indiviso, enquanto a passagem da Fm. São Sebastião para os depósitos aluviais da Fm. Marizal é abrupto e erosivo (discordância pós-rifte). A Fm. Marizal já ocorre em um contexto de sedimentação da fase *sag* (subsidência termal) da Bacia de Jatobá.

METODOLOGIA

Para o detalhamento dos depósitos da Fm. São Sebastião foi utilizado o método de levantamento de perfis colunares em afloramentos-chave. Esse método consistiu na caracterização faciológica (Walker, 1992), seguido pelo agrupamento destas em associações de fácies, reconhecimento das superfícies limítrofes e elementos arquiteturais. A codificação de fácies utilizada neste trabalho foi adaptada do modelo proposto por Miall (1996) para sistemas fluviais. O modelo evolutivo foi feito com base na integração de todos os dados citados anteriormente juntamente com a análise das medidas de paleocorrentes.

Os dados utilizados para atingir os resultados finais foram adquiridos em oito perfis distribuídos em sete afloramentos, totalizando 239 m de seções colunares e 216

medidas de paleocorrentes. Painéis de fotomosaicos foram confeccionados com o intuito de identificar as relações entre as associações de fácies e as unidades genéticas.

ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES

Baseado nos dados faciológicos e arquiteturais, evidenciados e caracterizados nos afloramentos, foram reconhecidas cinco associações de fácies distintas para a Formação São Sebastião na Bacia de Jatobá, sendo três eólicas e duas fluviais. As eólicas compreendem (a) *dunas eólicas*, (b) *lençóis de areia eólicos secos* e (c) *blowouts*, enquanto que os depósitos fluviais ocorrem como (d) *inundações em lençóis* e (e) *fluviais efêmeros canalizados*.

Associações de fácies eólicas

Dunas eólicas

Descrição

Essa associação de fácies é caracterizada por arenitos médios a grossos, de cor creme a avermelhado, moderado a bem selecionados, com grãos bem arredondados, compostos por *sets* sobrepostos de estratificações cruzadas com espessuras de 0,2 a 20 m (Figura 2). Em cortes de afloramentos que apresentam sentido paralelo ao fluxo os estratos cruzados tangenciam (St(e)) a base da camada, enquanto que em cortes transversais as cruzadas apresentam geometria acanalada (Figura 2). Os estratos cruzados são compostos por depósitos de queda livre, cunhas de fluxo de grãos (1 a 8 cm), maciços ou com gradação inversa, posicionados nas porções mais íngremes dos *foresets* (22-30°) que interdigitam-se em direção à base com laminações milimétricas, inversamente gradadas, de marcas onduladas eólicas (Figura 3). Alguns *sets* menores (<2m) apresentam ângulo de mergulho mais suaves (<25°) e são constituídos essencialmente por laminações transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas.

Três hierarquias de superfícies podem ser definidas nesta associação de fácies. A maior delas limita *sets* ou *cosets* de estratos cruzados, mergulhando em baixo ângulo, em geral com orientação oposta ao sentido de mergulho dos estratos cruzados sobrepostos a ela. O segundo tipo de superfície ocorre interna a *cosets*, consistindo em planos inclinados, com mergulho médio de 19° que limitam pequenos *sets* (0,3 a 1 m) de cruzadas tangenciais. As medidas dos planos das superfícies e das estratificações cruzadas que se sobrepõem a elas normalmente apresentam uma divergência no sentido de mergulho superior a 30°. O terceiro tipo de superfície ocorre interna aos *sets*, truncando os estratos cruzados. Essas superfícies apresentam ângulos de mergulho médio de 22°, geometria sigmoidal, e espaçamento lateral variando de 1 a 10 m. As medidas dos planos das superfícies e das estratificações cruzadas que se sobrepõem a elas normalmente apresentam sentidos de mergulhos similares. Por vezes observam-se estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados afetando *sets* individuais ou sucessões de 2 ou 3 *sets* sobrepostos. Entre as estruturas mais comuns destacam-se as laminações convolutas (Sc(e)), caracterizadas por dobramentos assimétricos com diferentes graus de deformação (Figura 2C e Figura 3F).

Interpretação

Arenitos bem selecionados, grãos com alto grau de arredondamento, dispostos em *sets* de estratificações cruzadas formadas na base por estratos transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas, indergitando-se verticalmente com cunhas de

fluxo de grãos são interpretados como depósitos residuais de dunas eólicas (Hunter, 1977; Mountney, 1998; Kocurek e Dott, 1981).

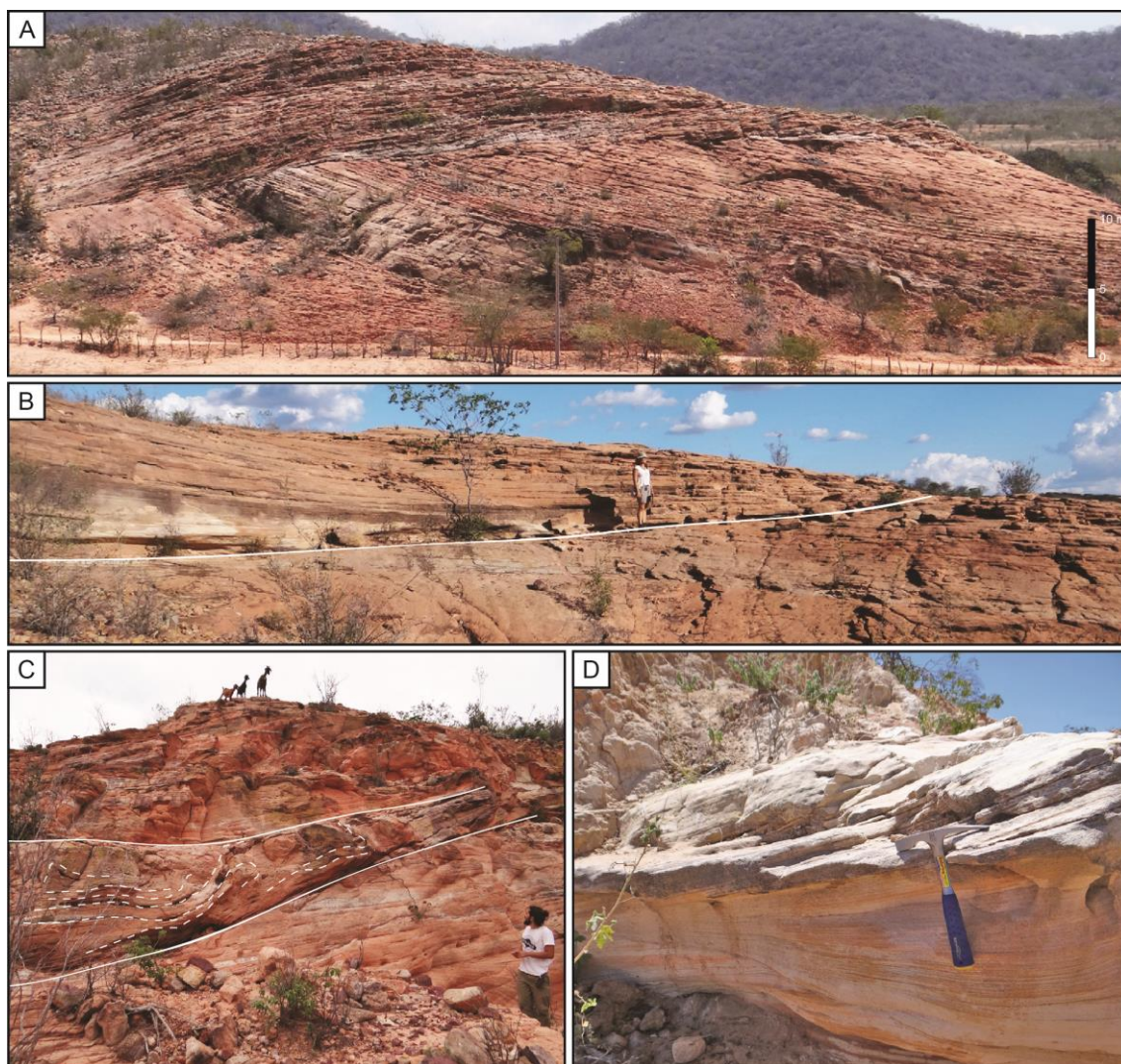


Figura 2. Associação de fácies de dunas eólicas. (A) e (B) *Sets* de estratos cruzados tangenciais/acanalados de depósitos residuais de dunas eólicas (St(e)). (C) *Sets* sobrepostos de estratos cruzados de dunas eólicas (St(e)). O *set* limitado pelas linhas brancas apresenta laminações convolutas (Sc(e)). (D) Estratos cruzados de dunas eólicas de pequeno porte em que predominam laminações transladantes cavalgantes.

A presença de *sets* de estratos cruzados com geometria tangencial em corte paralelo ao fluxo e acanalada em corte transversal, permite classificar morfologicamente essas dunas como crescentes de crista sinuosa (McKee, 1979). Os estratos cruzados constituídos por fluxos de grãos representam depósitos residuais de dunas eólicas com faces frontais bem desenvolvidas, enquanto os *sets* de estratos cruzados compostos inteiramente por laminações transladantes de marcas onduladas eólicas representam dunas eólicas severamente truncadas ou sem faces de escorregamento bem definidas (Kocurek, 1991).



Figura 3. Associação de fácies de dunas eólicas. (A) Detalhe das cunhas de fluxo de grãos interdigitadas por laminações transladantes cavalgantes em estratos cruzados de pequeno porte. Os estratos de fluxos de grãos apresentam granulometria mais grossa que as laminações transladantes cavalgantes. (B) Gradação inversa interna aos fluxos de grãos. Grãos médios na base e grossos no topo. (C) Cunhas de fluxo de grãos 'fg' no topo interdigitando com laminações transladantes cavalgantes eólicas 'tr' em direção a base. (D) Gradação inversa em cunha de fluxo de grãos. (E) Intervalos com predomínio de depósitos de fluxos de grãos separados por depósitos delgados esbranquiçados de queda livre 'ql'. (F) Dois sets sobrepostos de estratos cruzados eólicos de pequeno porte com deformação em sedimentos inconsolidados.

As superfícies que limitam *sets* ou *cosets* de estratos cruzados, sub-horizontais ou com mergulho inverso ao das cruzadas, são chamadas de superfície de interduna (Kocurek, 1996). Formam-se pelo cavalgamento subcrítico de dunas eólicas ou *draas*. As superfícies internas aos *cosets*, que mergulham em mais baixo ângulo e limitam *sets* com sentido de mergulho com divergência superior a 30° em relação aos estratos cruzados sobrejacentes, representam superfícies de sobreposição (Kocurek, 1996). As superfícies de sobreposição são formadas pela migração de dunas menores obliquamente sobre a face frontal de *draas* (Kocurek, 1996). As superfícies erosivas internas aos *sets* e que apresentam o sentido de mergulho semelhante ao dos *foresets* são interpretadas como superfícies de reativação (Kocurek, 1996). Essas superfícies têm sua gênese relacionada mudanças sazonais no padrão dos ventos. Resultam da erosão gerada por ventos reversos, por pequenas mudanças de intensidade e/ou direção do vento

principal ou ainda por alterações na assimetria ou declividade das dunas (Kocurek, 1996).

As laminações convolutas são resultado de sobrecarga em pacotes arenosos saturados por água em seus poros, o que gera pressão nos poros causando desempacotamento dos grãos e consequente deformação da estrutura deposicional dos pacotes (McKee et al., 1971; Doe e Dott, 1980; Horowitz, 1982). Essa sobrecarga é resultado do sucessivo cavalgamento de dunas.

Lençóis de areia eólicos secos

Descrição

Os depósitos de lençóis de areia eólicos formam pacotes tabulares, de 1 a 9 m de espessuras, compostos internamente por duas fácies distintas. A primeira é caracterizada por arenitos finos a médios, bem arredondados, organizados em *sets* de laminações horizontais a muito baixo ângulo (Sl(e), $<5^{\circ}$), milimétricas e inversamente gradadas (Figura 4A e B). A segunda fácies é composta por arenitos médios a grossos, grãos bem arredondados, organizados em *sets* de estratificações cruzadas de baixo ângulo (Sl(e), $5-10^{\circ}$), limitados na base por superfícies planas e o topo por superfícies convexas (Figura 4C e D). Estes *sets* de estratificações cruzadas de baixo ângulo são formados por laminações transladantes cavalgantes eólicas, comumente com gradação inversa (Figura 4E, F e G). Os *sets* apresentam espessura máxima de 2 m e extensão lateral podendo chegar a mais de 30 m.

Interpretação

A presença de arenitos finos a grossos, bem arredondados, organizados em *sets* de estratificações horizontais ou de baixo ângulo (Sl(e)) formado por lâminas milimétricas inversamente gradadas, indica lençóis de areia eólicos formados pela migração e cavalgamento de marcas onduladas eólicas sobre um substrato seco (Hunter, 1977; Veiga et al., 2002). Os estratos horizontais e de muito baixo ângulo indica lençóis de areia eólicos amplos e suaves. Por sua vez, os arenitos médios a grossos, com estratos cruzados de baixo ângulo limitados no topo por superfícies convexas, indicam formas de leito de amplitude maior, embora sem uma face de escorregamento desenvolvida, sendo compatível com dunas dômicas (McKee, 1979; Karpeta, 1990) ou *zibars* (Nielson e Kocurek, 1986; Biswas, 2005).

Segundo Kocurek & Nielson (1986), lençóis de areia eólicos ocorrem em ambientes desérticos, em um contexto em que as condições para que se formem dunas com faces frontais bem desenvolvidas não são favoráveis. Os fatores que interferem para que isso ocorra são condições de lençol freático alto, superfície de cimentação, inundações periódicas, granulometria grossa dos sedimentos e/ou presença de vegetação.

Blowouts

Descrição

Ocorrem somente em um afloramento associados aos depósitos de lençóis de areia do tipo *zibar*. Esta associação de fácies ocorre como corpos lenticulares com espessura de até 2 m e extensão de aproximadamente 15 m, limitados na base por superfícies regulares, com concavidade suave (Figura 5A). Esses corpos sedimentares são preenchidas por arenitos médios a grossos, bem selecionados com grãos bem arredondados, organizados em *sets* de estratificações cruzadas tangenciais (St(e)) de 0,5

a 1 m de espessura (Figura 5B). As estratificações cruzadas são compostas por fluxos de grãos, queda livre e laminações transladantes cavalgantes (Figura 5C e D).

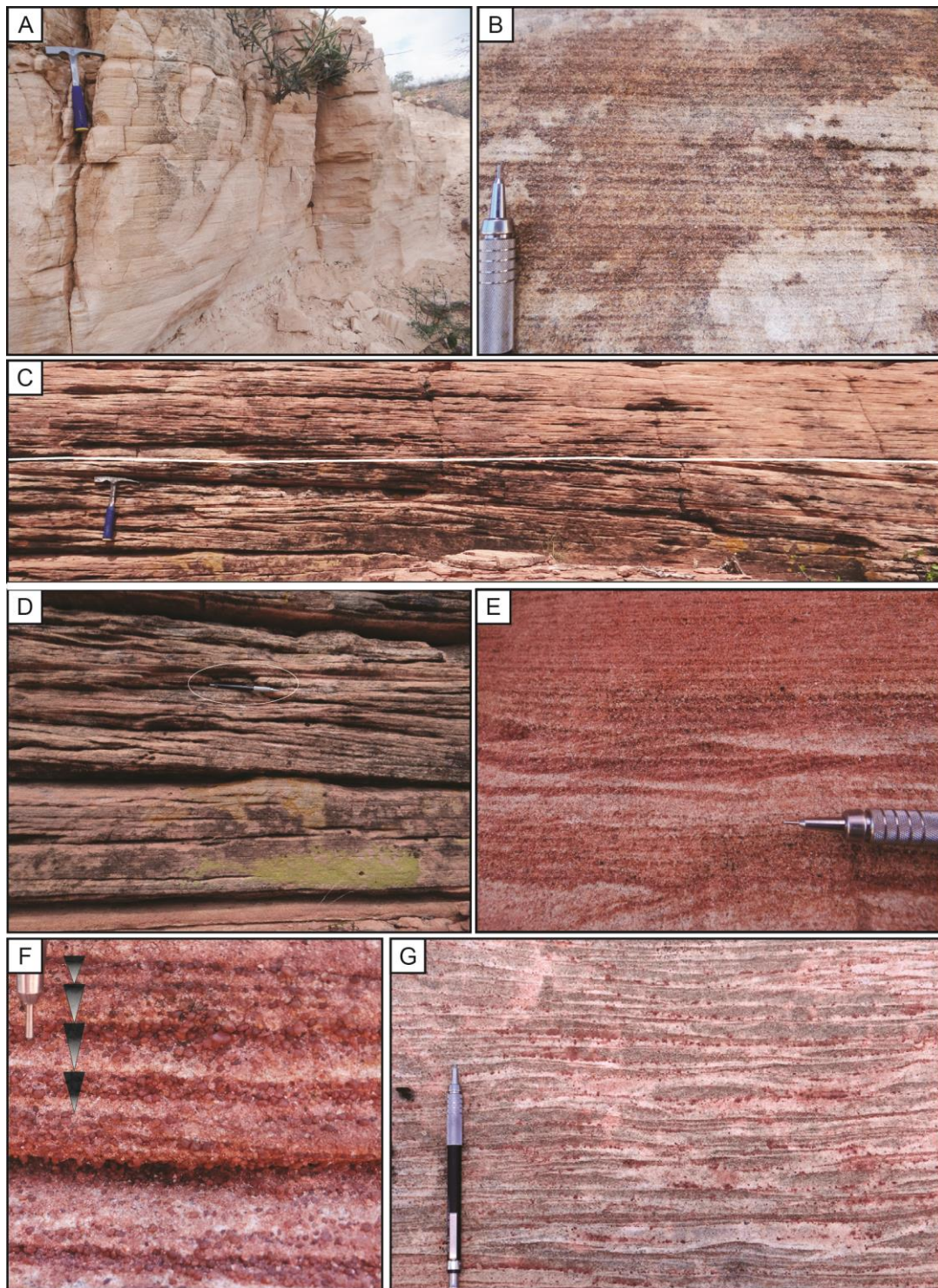


Figura 4. Associação de fácies de lençóis de areia eólicos. (A) Pacotes tabulares de arenitos com laminações horizontais a cruzadas de baixo ângulo eólicas ($<5^\circ$). (B) Detalhe das laminações transladantes cavalgantes milimetricamente espaçadas. (C) Limite de sets de estratificações cruzadas de baixo ângulo marcado pela linha branca. (D) Detalhe das laminações de baixo ângulo. (E) Detalhe de uma marca ondulada eólica com laminações cruzadas preservadas. (F) Laminações transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas, inversamente gradadas, com grãos de areia médio na base e grosso no topo. (G) Estratificação de baixo ângulo eólica com amplo predomínio de laminações transladantes cavalgantes de granulometria grossa.

Interpretação

Corpos lenticulares limitados por superfícies côncavas suaves e regulares, sem a presença de intra ou extraclastos capeando essas superfícies, sugere erosão a partir de processos eólicos, similares a estruturas atuais do tipo *blowouts* (Gradzinski, 1992; Hesp, 1996, 2002; Hesp e Walker, 2012; Junguerus e van der Meulen, 1988, 1989; Gonzáles-Villanueva et al., 2011). A geometria côncava suave da superfície basal permite classifica-los como “*saurce blowouts*” (Cooper, 1958).

Blowouts são estruturas erosivas formadas pela aceleração do vento em terrenos arenosos topograficamente irregulares, o que gera fluxos turbulentos caracterizados por vórtices em espiral próximos a face frontal das dunas. São comuns em campos de dunas costeiras, porém ocorrem também ambientes eólicos estáveis e acrescionários onde a energia do vento é alta. Podem iniciar por um grande número de fatores (Hesp, 2002). A presença de arenitos bem selecionados, bimodais com grãos bem arredondados, estratificações cruzadas tangenciais (St(e)) formadas por fluxos e queda livre de grãos, indica que o preenchimento dessas depressões se deu pela migração de dunas crescentes de crista curva (McKee, 1979).

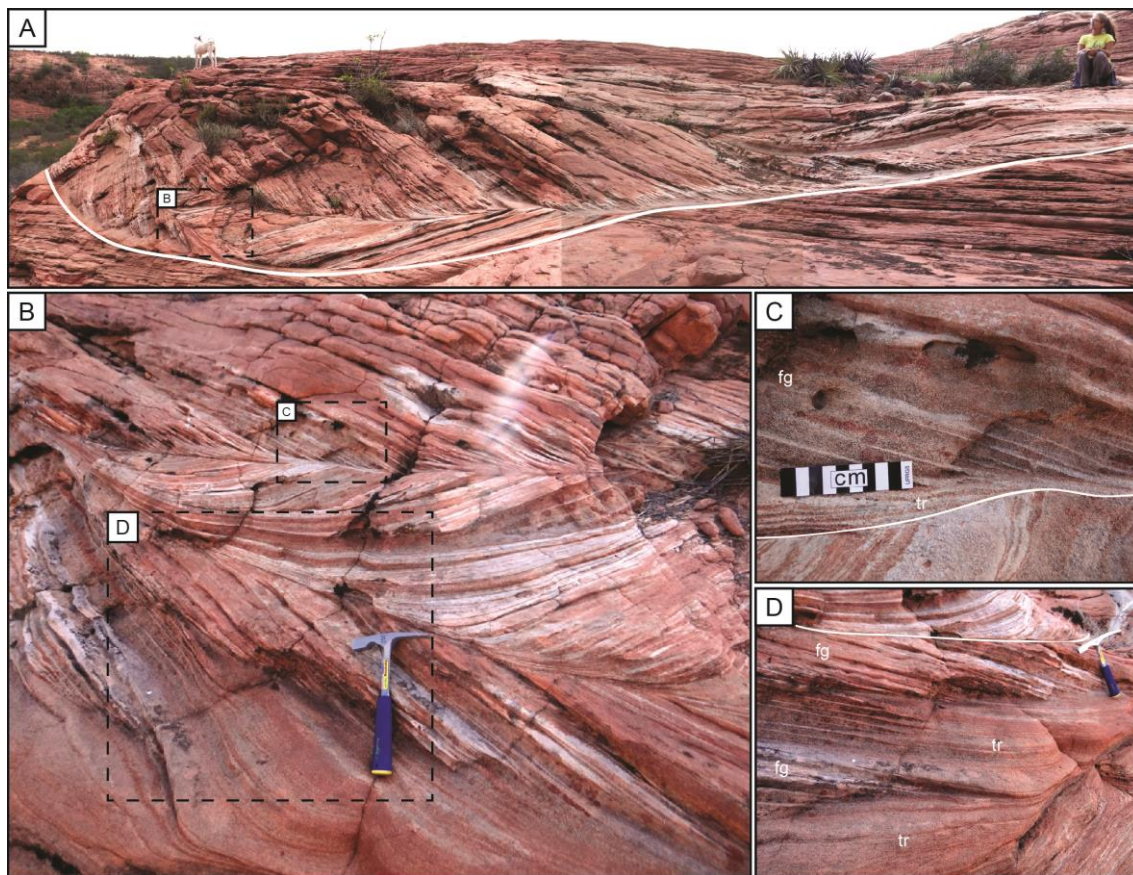


Figura 5. Associação de fácies de *blowout*. (A) Vista geral de um *blowout* mostrando a geometria em lente com base côncava regular marcada pela linha branca. (B) Arenitos com estratos cruzados tangenciais de dunas eólicas que preenchem os *blowouts*. (C) e (D) Detalhe das cunhas de fluxo de grãos 'fg' e das laminações transladantes cavalgantes 'tr' que formam os estratos cruzados.

Associações de fácies fluviais

Inundações em lençol

Descrição

Essa associação de fácies compreende corpos tabulares com espessuras de 0,2 a 1 m, sendo limitados na base por superfícies fracamente erosivas, por vezes capeadas por *lags* de seixos e grânulos (Figura 6A e B). São compostos por arenitos finos a médios, grãos bem arredondados (Figura 6D) a subangulosos, moderados a mal selecionados, com estratificações de baixo ângulo (Sl), plano-paralelas (Sh), cruzadas de marcas onduladas (Sr) ou maciças (Sm) (Figura 6). Estratificações cruzadas tangenciais (St) são menos frequentes. Níveis milimétricos a centimétricos (< 2cm), formados por grânulos ou grãos de areia grossa ocorrem concentrados na base dos *sets* ou marcando a estratificação. Internamente os corpos podem apresentar granodecrescência ascendente (Figura 6A) caracterizado por arenitos médios na base (Sh, Sl, Sm e/ou St) que passam verticalmente para arenitos finos a muito finos no topo (Sr).

Interpretação

Pacotes tabulares, delgados, limitados na base por superfícies fracamente erosivas, formando ciclos de granodecrescência ascendente, compostos por arenitos moderados a mal selecionados, maciços (Sm), relacionados a fluxos hiperconcentrados, ou com estruturas trativas unidirecionais formadas em regime fluxo transicional (Sl) e superior (Sh), permite interpretar esta associação de fácies como depósitos de inundações em lençol (*sheet floods*), formados em curtos intervalos de tempo (Tunbridge, 1984; Hampton e Horton, 2007). A ocorrência de arenitos médios, maciços, com laminações horizontais ou com estratificações cruzadas de baixo ângulo, que são sucedidos por arenitos finos com laminações cruzadas de marcas onduladas, representam fluxos declinantes (*waning flow*), associados a enxurradas (Miall, 1996). A presença de grãos com grau de arredondamento variando entre subarredondados a bem arredondados indica que essas inundações retrabalhavam depósitos eólicos.

Fluviais efêmeros canalizados

Descrição

Esta associação de fácies ocorre como corpos arenosos lenticulares, variando entre 0,3 a 3 metros de espessura, limitados na base por superfícies erosivas e irregulares de geometria côncava na porção central, comumente em alto ângulo, que suavizam para as bordas (Figura 7A, B e C). Internamente os corpos arenosos são compostos por arenitos médios a grossos, avermelhados, moderadamente a mal selecionados, com grãos subangulosos a arredondados (Figura 7F). Os arenitos podem ser maciços (Sm) ou com estratificações cruzadas de baixo ângulo (Sl), sendo raras as ocorrências de estratificações cruzadas tangenciais (St) e sigmoidais (Ssg)(Figura 7G). Intraclastos arenosos, de até 70 cm, grânulos e seixos de quartzo são encontrados na base dos corpos arenosos (Figura 7C e D). A maioria dos intraclastos arenosos preserva a estratificação eólica primária e comumente apresentam deformações dúcteis (Figura 7E), estando algumas vezes parcialmente conectados ao pacote arenoso subjacente, sendo apenas parcialmente arrancados (Figura 7C).

Interpretação

A presença de corpos arenosos lenticulares, com base erosiva, compostos internamente por arenitos com estruturas geradas por regime de fluxo transicional (Sl),

sugere canais fluviais caracterizados correntes de alta energia que podem facilmente alcançar e exceder o número de *froude* (Langford e Braken, 1987). Também indica rápidas variações na descarga, em que formas de leito transcricas e supercricas não conseguem se reequilibrar durante a desaceleração do fluxo, impedindo uma reestruturação para formas de leito subcricas, como dunas 2D e 3D (Alexander e Fielding, 1997). Este fato, associado à presença de arenitos maciços (Sm), interpretados como fluxo hiperconcentrados, reforça a interpretação de canais fluviais efêmeros e de alta energia.

A ocorrência de intraclastos de arenitos eólicos com estratificações bem preservadas e por vezes com deformação dúctil sugere que os depósitos erodidos apresentavam certa cimentação ou que seus poros estavam saturados em água, gerando coesão entre os grãos. Ainda, pode-se concluir que eram transportados por muito pouca distância, visto que alguns clastos nem chegavam a ser totalmente arrancados do substrato.

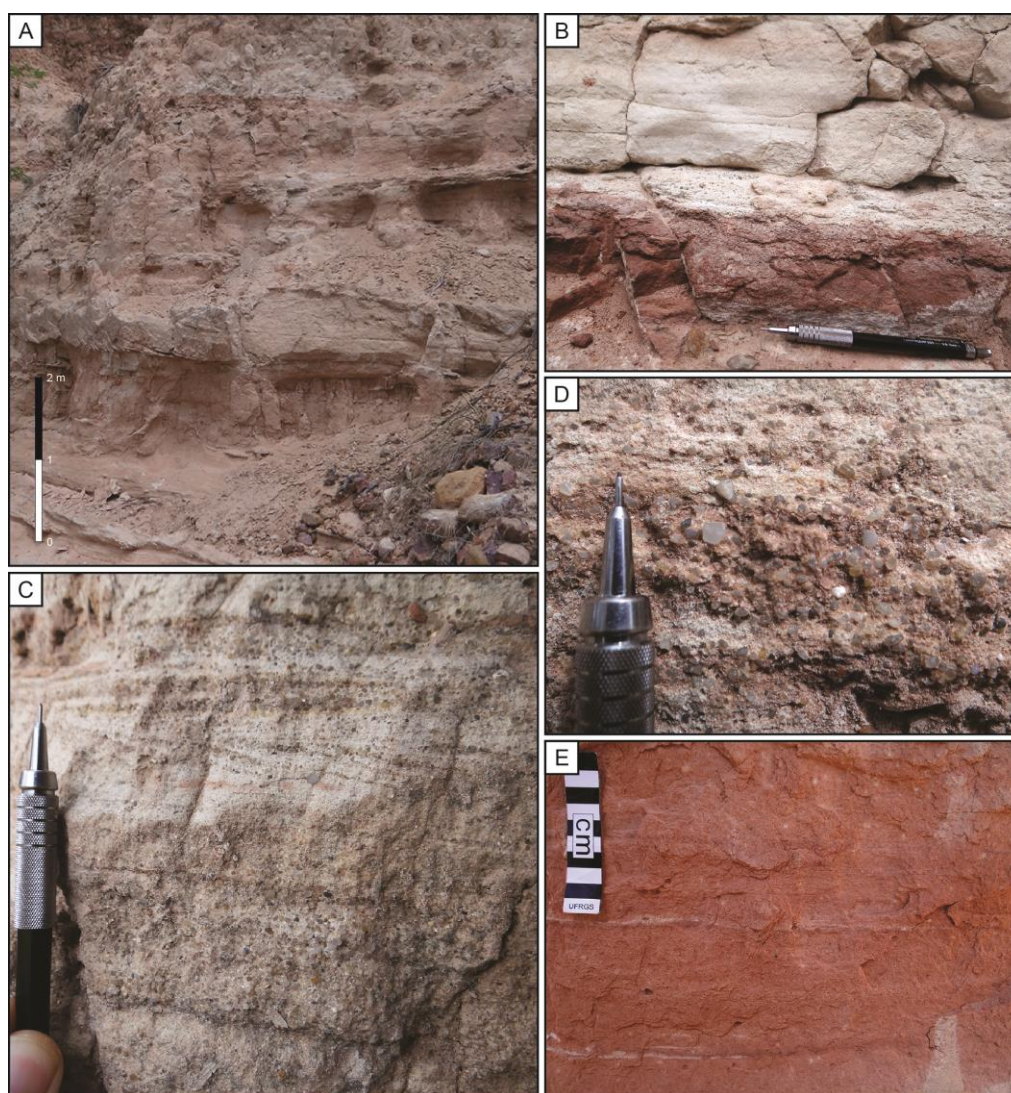


Figura 6. Associação de fácies de inundações em lençol. A) Pacotes tabulares com ciclos de granodecrescência ascendente marcados por arenitos médios na base e finos no topo. (B) Arenito maciço com concentração de grânulos e seixos na base. (C) Detalhe de arenitos mal selecionados com grãos bem arredondados, com estratificações de baixo ângulo na base e laminações cruzadas de marcas onduladas no topo. (D) Arenito mal selecionado com grãos de quartzo bem arredondados. (E) Camada de arenito maciço com alguns grânulos dispersos.

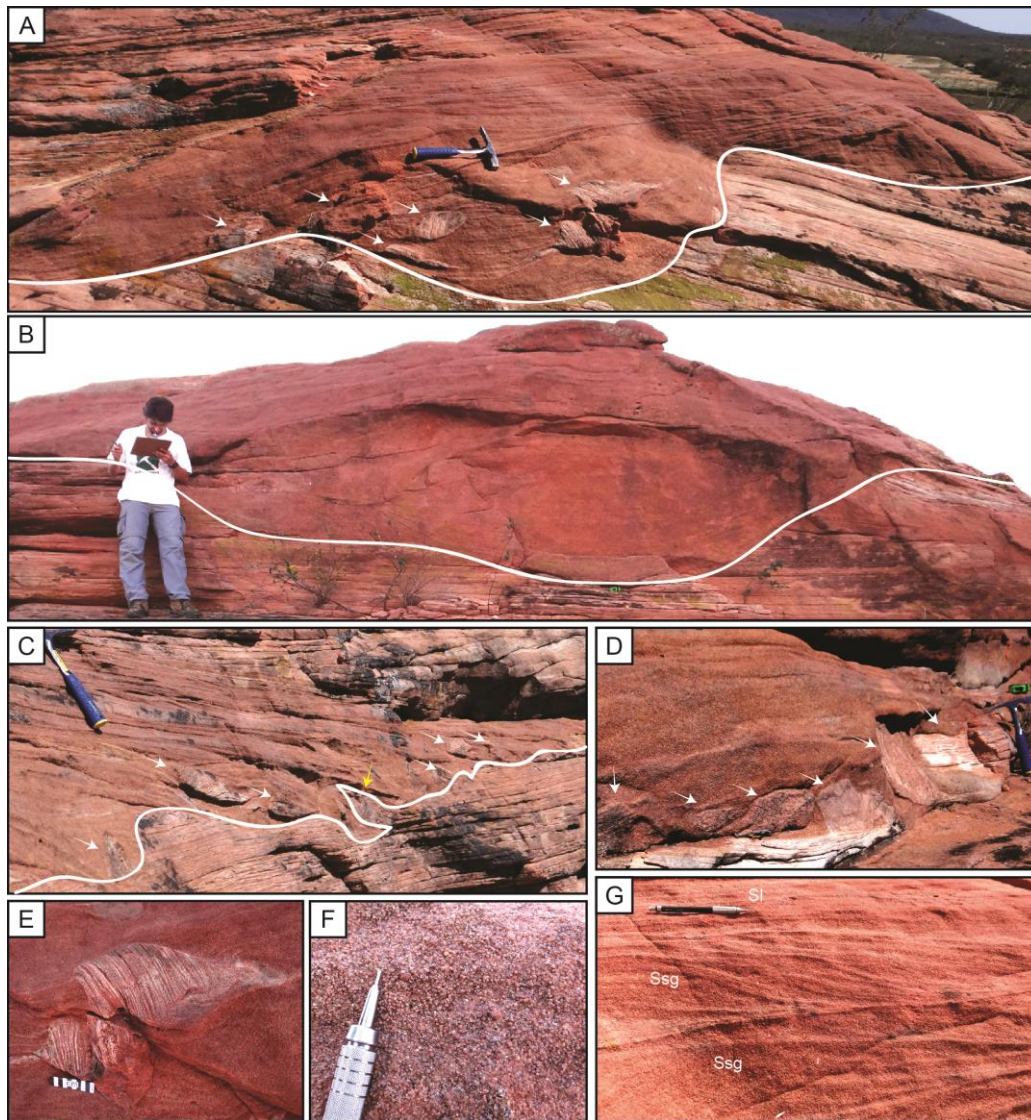


Figura 7. Associação de fácies de fluviais efêmeros canalizados. As setas brancas indicam intraclastos e a seta amarela aponta para um intraclasto parcialmente arrancado do substrato. (A), (B) e (C) Canais fluviais com bases erosivas côncavas irregulares marcadas pela linha branca. (D) Detalhe da base de um canal com concentração de intraclastos arenosos. (E) Intraclastos com laminações transladantes cavalgantes eólicas preservadas e caudas formadas por deformação plástica. (F) Arenito grosso maciço, com grãos subangulosos a bem arredondados e raros grânulos dispersos. (G) Sets de arenito médio a grosso com estratificações cruzadas sigmoidais 'Ssg' e cruzadas de baixo ângulo 'Sl'.

UNIDADES GENÉTICAS

Neste artigo a Formação São Sebastião foi subdividida em três unidades genéticas, cada uma com características deposicionais distintas e separadas por supersuperfícies (Kocurek, 1988; Kocurek et al., 1991; Craubaugh e Kocurek, 1993; Havholm et al., 1993; Veiga et al., 2002; Bourquin et al., 2009), que serão detalhadas a seguir.

Unidade 1 (U-1)

Essa unidade representa a base da Formação São Sebastião na Bacia de Jatobá, não tendo sido possível definir em afloramento a sua relação de contato com os depósitos deltaicos subjacentes do Grupo Ilhas. Em decorrência disso, apresenta uma espessura mínima de 57 m, sendo limitado no topo por uma supersuperfície.

A porção basal da U-1 é caracterizada pela intercalação de associações de fácies de inundações em lençol, lençóis de areia eólicos e de dunas eólicas (Figura 8A). Apresentam uma porcentagem aproximada de 60% de depósitos eólicos e 40% de depósitos fluviais. Lateralmente não foi registrada relação entre sistemas fluviais e eólicos. Os corpos arenosos de inundações em lençóis, marcados por ciclos de granodecrescência ascendente (Figura 6), apresentam espessuras de até 1 metro, por vezes ocorrendo sobrepostos formando pacotes de até 5 metros de espessura. Em alguns casos são encontrados apenas *lags* cascalhosos entre pacotes eólicos, indicando um retrabalhamento eólico sobre as camadas fluviais. Os depósitos eólicos, por sua vez, são formados pelo cavalgamento de dunas e por lençóis de areia eólicos que se alternam verticalmente. Os *sets* de estratos cruzados de dunas eólicas ocorrem com espessura máxima de 1,5 m, constituídos essencialmente por laminações transladantes cavalgantes (Figura 2D), enquanto os lençóis eólicos chegam a atingir 2 m, que em conjunto formam pacotes de até 10 m (Figura 4A e B). Os estratos cruzados de dunas eólicas comumente aparecem deformados (Figura 8A). Os contatos basais dos depósitos eólicos sobre os estratos fluviais são planos e comumente marcados por *lags* cascalhosos. Por sua vez, o contato de topo dos depósitos eólicos é caracterizado por uma superfície plana a suavemente erosiva, sobre a qual se assentam os corpos arenosos de inundações em lençóis.

Na metade superior da U-1 diminuem os depósitos de inundações em lençol, até que passa a ocorrer essencialmente depósitos de associações de fácies de dunas e lençóis de areia eólicos. A razão entre a associação de fácies de dunas eólicas e de lençóis de areia eólicos vai aumentando progressivamente em direção ao topo da unidade, acompanhada por um aumento na espessura dos *sets* de estratos cruzados de dunas eólicas (Figura 8B). Os *sets* individuais podem atingir uma espessura de até 12 m, sendo constituídos predominantemente por fluxo de grãos (Figura 3C e E). As feições de deformação dos *sets* se tornam menos frequentes.

As medidas de paleocorrentes, adquiridas nos planos dos estratos cruzados eólicos, apresentam um vetor médio para 319° e dispersão de aproximadamente 180°, indicando um sentido de migração preferencial das dunas dessa unidade para noroeste (NW), não apresentando variação significativa ao longo da unidade. As medidas adquiridas nos depósitos de inundações em lençol mostram que essas incisões fluviais tinham paleofluxo para 282° (WNW) com dispersão de aproximadamente 180°.

Unidade 2 (U-2)

Essa unidade apresenta espessura de 10 metros, sendo formada por arenitos avermelhados, aflorando em encostas de morros arredondados. Quando observada de longe é de fácil reconhecimento devido a sua geometria tabular, com limites bem marcados e textura rugosa, destacando-se das demais unidades. É formada predominantemente por depósitos de lençóis de areia do tipo *zibar* (Figura 4), intercalados lateral e verticalmente, em menor proporção, com corpos arenosos isolados de canais fluviais efêmeros (Figura 7), similares aos de Heness et al. (2014), e *blowouts* (Figura 5). Onde afloram, os depósitos de *blowouts* e canais compreendem aproximadamente 25% da U-2. Os corpos arenosos de canais fluviais podem sobrepor lençóis de areia do tipo *zibar* ou *blowouts*, sempre marcados por uma superfície basal côncava, erosiva, com relevo acentuado, por vezes marcada por intraclastos arenosos. Os *blowouts* majoritariamente recobrem lençóis de areia eólicos, apresentando um contato basal abrupto, marcado por uma superfície côncava e regular. Os lençóis de areia eólicos transicionam lateralmente para dunas eólicas que preenchem os *blowouts*

(Figura 9). Essa relação é marcada por um incremento no ângulo de mergulho dos estratos cruzados a partir dos flancos dos *blowouts*.

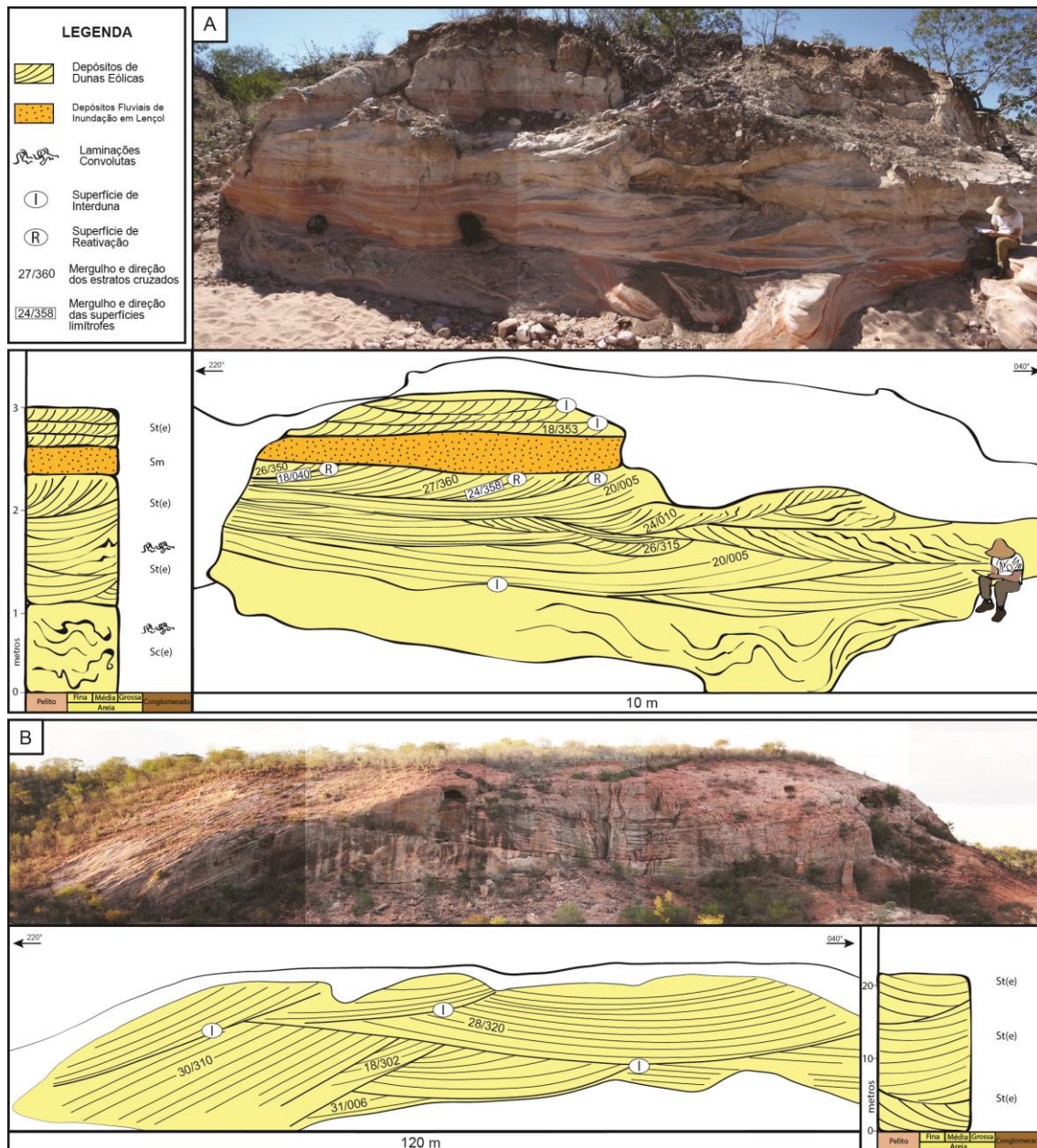


Figura 8. Painéis laterais da Unidade 1. (A) Fotomosaico interpretado e perfil colunar da base da U-1. Afloramento com predomínio de estratos cruzados de dunas eólicas de pequeno porte com superfícies de reativação 'R' e de interduna 'I'. Abundante feições de deformação em sedimentos inconsolidados (laminações convolutas). Entre os pacotes eólicos é encontrado uma camada de arenito maciço de inundação em lençol. (B) Fotomosaico do topo da U-1. Sets de estratos cruzados acanalados de dunas eólicas limitados por superfícies de interdunas 'I'.

Nessa unidade pode-se observar certa inflexão para oeste nas medidas de paleocorrentes dos depósitos eólicos, em comparação com a U-1. As medidas feitas nos estratos cruzados de dunas dômicas dos lençóis de areia indicam vetor médio para 262° (WSW) e uma dispersão de aproximadamente 90°, enquanto os estratos cruzados que preenchem os *blowouts* apresentam paleofluxo para 289° (WNW) e dispersão de aproximadamente 180°. Os canais fluviais efêmeros têm medidas de paleocorrentes que indicam paleofluxo para 299° (WNW).

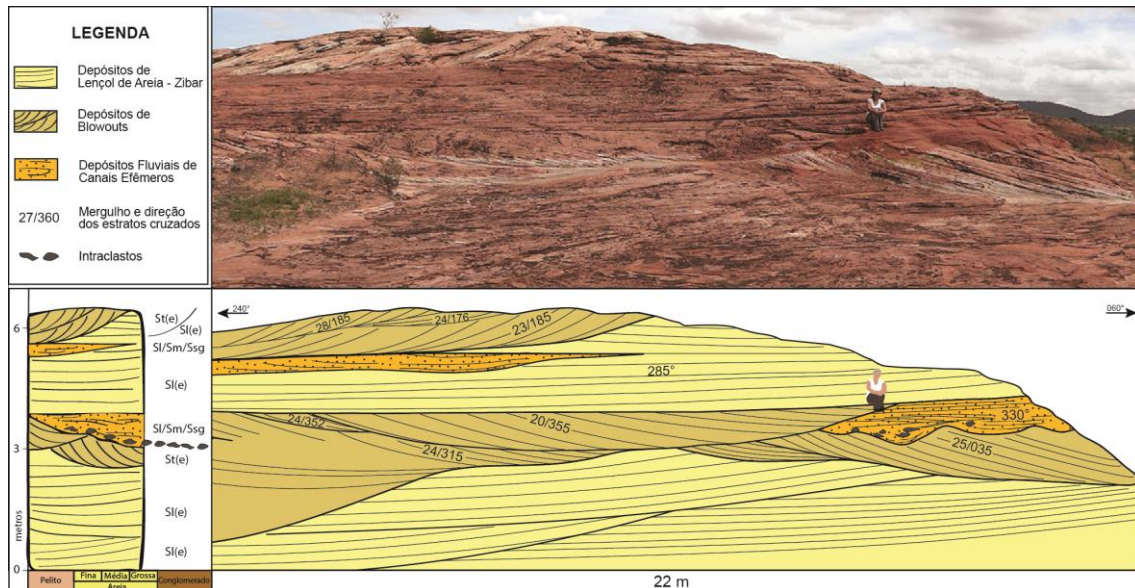


Figura 9. Fotomosaico interpretado e perfil colunar do afloramento representativo da U-2. Lençóis de areia eólicos do tipo *zibar* cortados por *blowouts* e canais fluviais efêmeros.

Unidade 3 (U-3)

Essa unidade é a mais homogênea da Formação São Sebastião na Bacia de Jatobá, apresentando uma espessura mínima de 25 metros, visto que não foi identificada a superfície de topo. A U-3 apresenta um amplo predomínio de *sets* sobrepostos de estratos cruzados eólicos de 1 a 15 metros de espessura, compostos predominantemente por fluxos de grãos, que na base interdigitam-se com laminações transladantes cavalgantes eólicas (Figura 2 e Figura 3). A U-3 caracteriza-se pela presença de dunas crescentes simples e pelo aparecimento de dunas compostas (Figura 10). As dunas compostas são representadas por *cosets* de até 5 m de espessura. O maior *set* de estrato cruzado de dunas simples tem 20 m e ocorre preenchendo uma grande depressão. Nessa unidade foi encontrado somente um corpo arenoso lenticular de canais fluviais efêmeros, com espessura de 0,5 m.

As medidas de paleocorrentes nessa unidade, adquiridas nos planos de estratos cruzados simples e nas superfícies de sobreposição (*draas*), apresentam vetor médio para 257° (WSW) e dispersão de aproximadamente 180°. Enquanto que as medidas dos *sets* que compõem os *draas* têm valor médio das paleocorrentes apontando para 321° (NWN) e dispersão de aproximadamente 90°.

Supersuperfícies

Entre as unidades (U-1, U-2 e U-3) ocorrem superfícies bem marcadas, que truncam superfícies de primeira ordem (Brookfield, 1977) ou de interduna (Kocurek, 1996) e marcam mudanças no estilo de depósitos de interação fluvial e eólica, descritas anteriormente (Figura 11). Essas características levam a interpretar os limites como supersuperfícies (Kocurek, 1988).

A supersuperfície entre as unidades 1 e 2 é plana (sub-horizontal) em todos os afloramentos em que aparece (Figura 11). Enquanto que a superfície que separa a U-2 da U-3 pode ser plana ou côncava severamente erosiva, similares as *superscoops* de Blakey (1988). A porção em que ela é côncava apresenta um relevo mínimo de 20 m. Como somente um de seus flancos foi encontrado, não é possível estipular a sua extensão lateral. Forma uma grande superfície regular, sem intra ou extraclastos, com o

flanco preservado apresentando um alto grau de mergulho. Essa superfície atravessa toda U-2 e parte do topo da U-1, erodindo a supersuperfície entre as unidades 1 e 2 (Figura 11B).

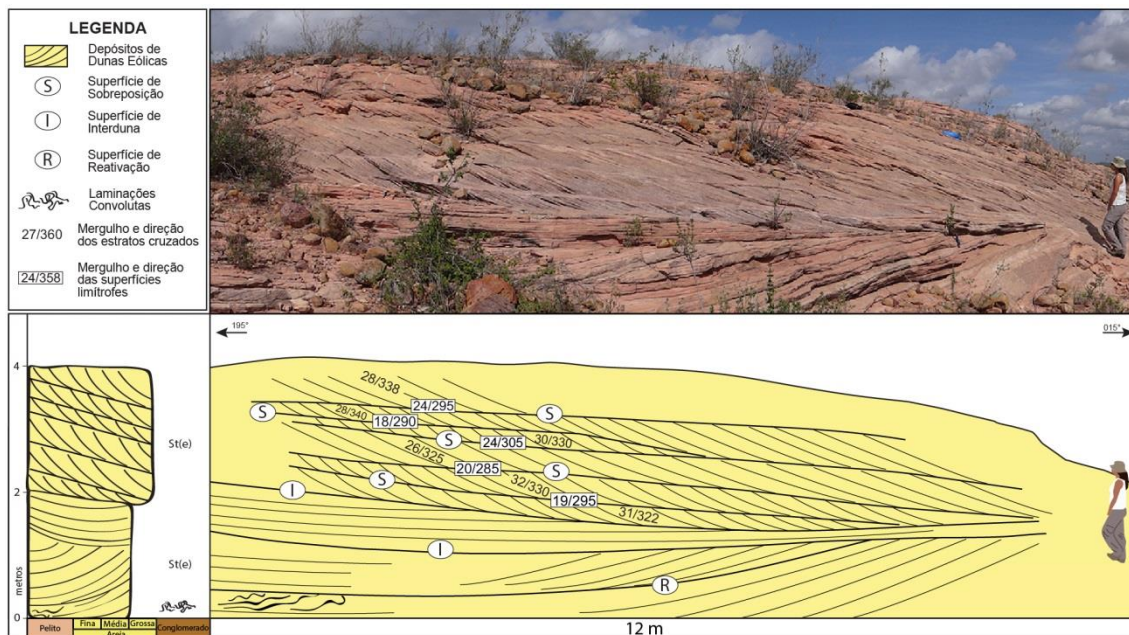


Figura 10. Pannel lateral interpretado da U-3. Estratos cruzados de dunas eólicas simples e compostas (*draa*) separados por superfícies de interdunas 'I'. Superfícies de sobreposição 'S' limitam sets que compõem os *cosets* do *draa*.

EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA

A Fm. São Sebastião na Bacia de Jatobá representa depósitos continentais em um ambiente de clima árido sem indícios de vegetação, em que predominam depósitos eólicos, com alternância entre períodos mais secos ou mais úmidos, em diferentes escalas (Figura 12).

A base da formação (U-1) é formada pela interdigitação de camadas tabulares de gênese eólica e fluvial geralmente separadas por superfícies planas horizontais. O que remete a ciclos curtos de variações entre períodos mais secos e mais úmidos. Os períodos secos se caracterizam pela presença de dunas eólicas de pequeno a médio porte e lençóis de areia eólicos, ambos comumente apresentando estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados, enquanto que os períodos úmidos sistemas fluviais efêmeros desconfiados passavam a dominar o ambiente. O clima progressivamente ficou mais seco, o lençol freático estava abaixo da superfície de decisão, aumentando a disponibilidade de areia seca e fazendo com que as dunas eólicas se tornassem maiores e com granulometria mais grossa. Nessa fase se estabelece um grande campo de dunas, somem as inundações fluviais e as feições de deformação em sedimentos inconsolidados se tornam mais raras. Esse período corresponde ao topo da U-1. Sendo assim, pode-se dizer que a U-1 representa um grande ciclo de “*drying upward*” limitado no topo por uma supersuperfície. Essa superfície se formou devido ao término da acumulação eólica e consequente erosão e deflação (Loope, 1984), gerando um hiato deposicional entre a U-1 e a U-2.

Acima da supersuperfície deposita-se a U-2 que é caracterizada por lençóis de areia do tipo zibar, canais fluviais efêmeros e *blowouts*, interdigitando-se tanto lateral

quanto verticalmente. A ocorrência de *zibars* e *blowouts* sugere que os ventos que sopravam nesse período apresentavam alta intensidade. A granulometria grossa dos depósitos é outro parâmetro que reforça essa interpretação. Os *blowouts* caracterizados neste artigo, ao que tudo indica, se formaram devido à alta velocidade dos ventos, em um contexto em que a cobertura vegetal é inexistente (Hesp, 2002). A transição lateral de estratificações cruzadas de baixo ângulo para cruzadas tangenciais, preenchendo os *blowouts* ocorre devido ao aumento do espaço de acomodação, ocasionando a diminuição na velocidade do vento em uma zona em que ocorre separação do fluxo de ar (Kocurek & Havholm, 1993), gerando condições favoráveis para a formação de dunas eólicas. Canais com alta angularidade de suas bordas, com preenchimento multiepisódico, formados em contexto de alta energia são comuns, principalmente em ambientes áridos (Miall, 1996), como é o caso dos depósitos estudados nesse trabalho. Esse tipo de sistema é conhecido como “*wadi*”. Verticalmente se constata que quando cessa a atividade fluvial voltam a se depositar lençóis de areia eólicos sobre os canais, assim como quando os *blowouts* são totalmente preenchidos.

O limite entre a U-2 e U-3 é caracterizado por uma supersuperfície que marca uma mudança climática e deposicional. Novamente o clima fica mais seco, ocorre o rebaixamento do freático, deixando uma grande quantidade de sedimento disponível para o transporte e acumulação eólica. Esse aumento na disponibilidade de areia seca faz com que o ambiente novamente seja favorável para a formação de um grande campo de dunas. Nesse período, devido a grande quantidade de sedimento disponível, ocorre o surgimento de dunas compostas, essas ocorrendo simultaneamente com dunas simples.

As medidas de paleocorrentes da formação mostram um sentido de migração geral das dunas eólicas para WNW (Figura 12), o que indica ventos soprando de ESE. Esse padrão de ventos é compatível com o modelo proposto por Hay e Flogel (2012) para o cretáceo inferior nas latitudes de 20° a 30° no Supercontinente Gondwana.

Ao longo da formação são registrados intervalos em que ocorrem interações entre depósitos eólicos e fluviais (Figura 12). Na base da U-1 interdigitam-se pacotes eólicos e fluviais de inundações em lençol (Figura 8A). Nesse caso, devido à ausência de exposições laterais contínuas, não é possível caracterizar com precisão se representam depósitos contemporâneos, ou sistemas que se alternam no tempo marcando variações alocíclicas na bacia. Já a interdigitação tanto lateral quanto vertical existente entre os lençóis de areia do tipo *zibar* e os canais fluviais da U-2 (Figura 9), indica contemporaneidade entre os processos fluviais e eólicos.

Segundo Kocurek (1988), supersuperfícies têm sua gênese relacionada a mudanças na disponibilidade de sedimento e/ou variações no freático. Os fatores que controlam essas mudanças são variações eustáticas, tectônicas e/ou mudanças climáticas. A influência eustática pode ser descartada devido à ausência de depósitos marinhos e costeiros associados aos depósitos da Fm. São Sebastião. Visto que a Fm. São Sebastião depositou-se em um contexto de trato tectônico de final de rifte, período com baixa atividade tectônica, esse fator não deve ter sido preponderante na formação das supersuperfícies. Senso assim, o clima deve ter sido o grande agente formador das supersuperfícies descritas neste trabalho (Figura 11), controlando a disponibilidade de sedimento e na variação do freático ao longo do período de acumulação da formação.

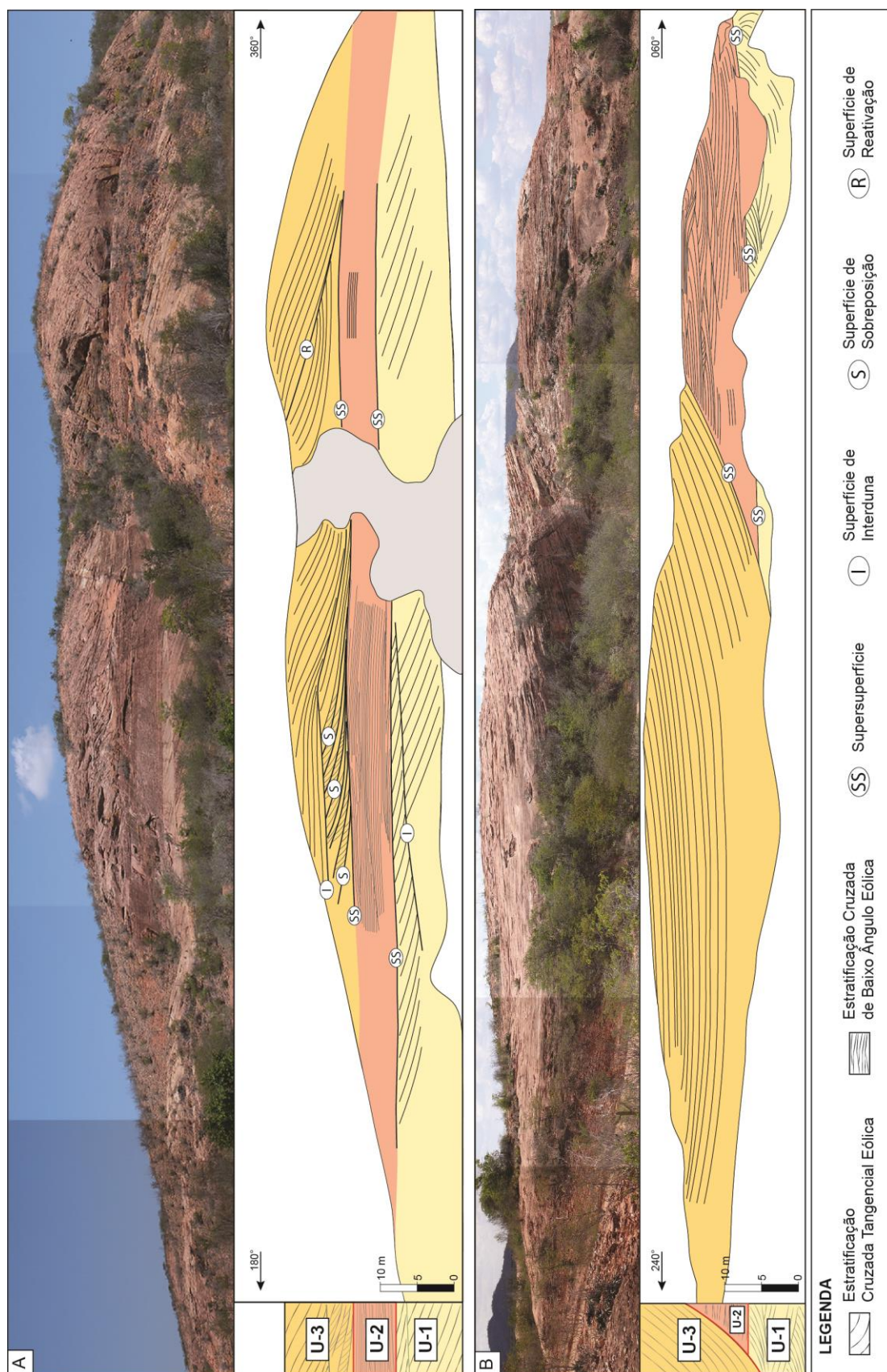


Figura 11. (A) Fotomosaico ilustrando os limites planos (sub-horizontais) da supersuperfície que separa as unidade genéticas. Observe que a supersuperfície separando as U-1 e U-2 trunca uma superfície de interduna. (B) Painel lateral interpretado mostrando o limite plano entre a U-1 e a U-2, e a superfície côncava severamente erosiva separando a U-2 da U-3, similar as *superscoops* de Blakey (1988).

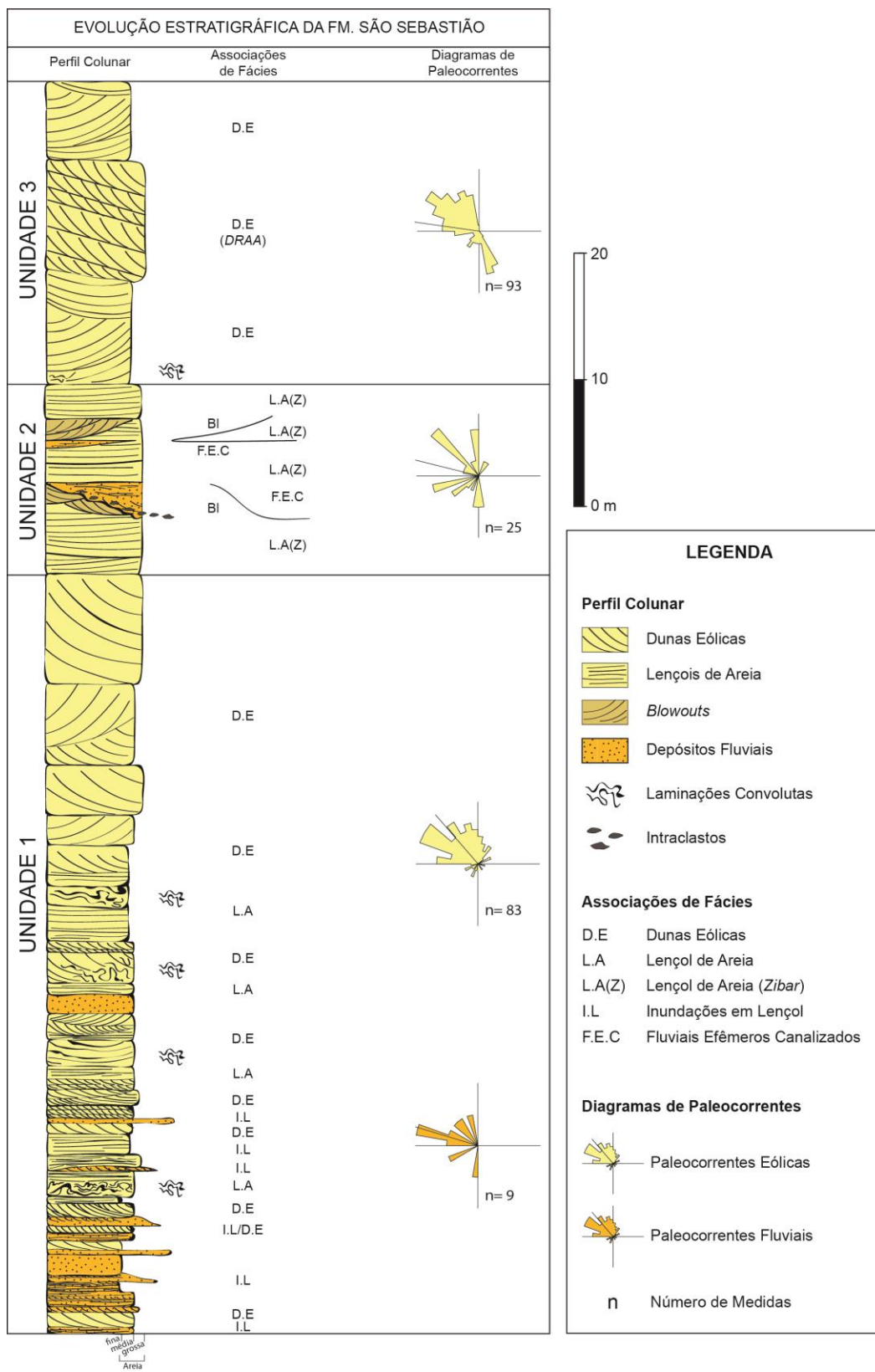


Figura 12. Perfil colunar composto da Formação São Sebastião na Bacia de Jatobá.

CONCLUSÕES

- A Formação São Sebastião na Bacia de Jatobá compreende depósitos flúvio-eólicos formados por cinco associações de fácies: (a) dunas eólicas, (b) lençóis de areia eólicos secos, (c) *blowouts*, (d) inundações em lençol e (e) fluviais efêmeros canalizados.
- Interações entre sistemas eólicos e fluviais ocorrem na base da U-1 e em toda a U-2. Na U-1 não é possível estabelecer uma relação precisa de contemporaneidade dos sistemas. Já na U-2 esses depósitos ocorrem simultaneamente, decorrentes de fatores autocíclicos.
- A ocorrência de supersuperfícies separa a formação em diferentes unidades genéticas, cada uma com características sedimentológicas diferentes. O contato entre cada unidade é abrupto e marcam mudanças climáticas na bacia.
- A U-1 caracteriza um ciclo de diminuição da umidade em direção ao topo (*drying upward cycle*). Esse ciclo de diminuição na umidade do sistema é marcado pelo decréscimo da quantidade de depósitos fluviais de inundação em lençol e pelo aumento dos estratos cruzados de dunas eólicas em direção ao topo da unidade. A U-2 marca condições climáticas relativamente mais úmidas, similares à base da U-1. Predominam *zibars*, esses cortados por canais fluviais efêmeros e *blowouts*. A U-3 caracteriza um novo período em que o clima ficou mais seco, com alta disponibilidade de areia para transporte eólico. Esse período é marcado pelo surgimento de grandes dunas eólicas, simples e compostas (*draa*).
- Em decorrência do estágio tectônico (final de rifte) e a falta de depósitos marinhos associados, o principal fator que influenciou na acumulação, formação de supersuperfícies e mudanças no padrão deposicional da Formação São Sebastião foi o clima.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alexander, J., Fielding, C. R. (1997). Gravel antidunes in the tropical Burdekin River, Queensland, Australia. *Sedimentology*, 44, 327–337.
- Al-Masrahy, M. A., Mountney, N. P. (2015). A classification scheme for fluvial-aeolian system interaction in desert-margin settings. *Aeolian Research*, 17, 67-88.
- Biswas, A. (2005). Coarse aeolianites: sand sheets and zibar-interzibar facies from Mesoproterozoic Cuddapah Basin, India. *Sedimentary Geology*, v. 174, 149-160.
- Blakey, R. C. (1988). Superscoops: Their significance as elements of eolian architecture. *Geology*, vol. 16, 483-487.
- Bourquin, S., Guillocheau, E., Peron, S. (2009). Braided river within an arid alluvial plain (example from the Early Triassic, Western German Basin): criteria of recognition and expression of stratigraphic cycles. *Sedimentology*, 56, 2235-2264.
- Brookfield, M. E. (1977). The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24, 303-332.

- Bullard, J. E., Livingstone, I. (2002). Interaction between Aeolian and fluvial systems in dryland environments. *Area*, 34(1), 8-16.
- Cooper, W. S. (1958), Coastal sand dunes of Oregon and Washington. *Geological Society of America Memoir*, 72, 169.
- Costa, I. P., Bueno, G.V., Milhomem, P. S., Silva, H. S. R. L., Kosin, M. D. (2007). Sub-bacia de Tucano Norte e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 445-453.
- Crabough, M, Kocurek, G. (1993). Entrada Sandstones: an example of a wet Aeolian system. In: K. Pye (Ed.), *The dynamics and environmental context of Aeolian sedimentary systems* (v. 72, 103-126). Geological Society Special Publication.
- Doe, T. W., Dott, R. H. (1980). Genetic significance of deformed cross bedding – with examples from the Navajo and Weber Sandstones of Utah. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 793-811.
- González-Villanueva, R., Costas, S., Duarte, H., Pérez-Arlucea, M., Alejo, I. (2011). Blowout evolution in a coastal dune: using GPR, aerial imagery and core records. *Journal of Coastal Research*, SI64, 278–282.
- Gradzinski, R. (1992). Deep blowot depression in the Aeolian Tumlin Sandstone (Lower Triassic) of the Holy Cross Mountains, central Poland. *Sedimentary Geology*, 81, 231-242.
- Guzmán, J., Fambrini, G. L., Oliveira, E. V., Usma, C. D. (2015). Estratigrafia da Bacia de Jatobá: Estado da Arte. *Estudos Geológicos*, 25(1), 53-76.
- Hampton, B. A., Horton, B. K. (2007), Sheetflow fluvial processes in a rapidly subsiding basin, Altiplano plateau, Bolivia. *Sedimentology*, 54, 1121–1147.
- Havholm, K. G., Blakey, R. C., Capps, M., Jones, L. S., King, D. D., Kocurek, G. (1993). Aeolian genetic stratigraphy: an example from the Middle Jurassic Page Sandstone, Colorado Plateau. In: K. Pye, N. Lancaster (Eds.), *Aeolian Sediments: Ancient and Modern* (v. 16, 87-107). International Association of Sedimentologists Special Publication.
- Hay, W. W., and Flögel, S. (2012), New thoughts about the Cretaceous climate and oceans. *Earth Science Reviews*, 115, 262-272.
- Heness, E. A., Simpson, E. L., Bumby, A. J., Eriksson, P. G., Eriksson, K. A., Hilbert-Wolf, H. I., Okafor, O. J., Linnevelt, S., Malenda, H. F., Modungwa, T. (2014). Evidence for climate shifts in the ~2.0 Ga upper Makgabeng Formation erg, South Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 409, 265-279.
- Hesp, P. A. (1996). Flow dynamics in a trough blowout. *Journal of Boundary-Layer Meteorology*, 77, 305-330.
- Hesp, P. A. (2002). Foredunes and blowouts: Initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48, 245-268.

Hesp, P. A., Walker, I. J. (2012). Three-dimensional aeolian dynamics within a bowl blowout during offshore winds: Greenwich Dunes, Prince Edward Island, Canada. *Aeolian Research*, 3, 389-399.

Horowitz, D. H. (1982). Geometry and origin of large-scale deformation structures in some ancient wind-blown sand deposits. *Sedimentology*, 29, 155-180.

Hunter, R. E. (1977). Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24(3), 361-387.

Jungerius, P. D., van der Meulen, F. (1988). Erosion processes in a dune landscape along the Dutch coast. *Catena*, 15, 217-228.

Jungerius, P. D., van der Meulen, F. (1989). The development of dune blowouts, as measured with erosion pins and sequential air photos. *Catena*, 16, 369-376.

Karpeta, W. P. (1990). The morphology of Permian palaeodunes - a reinterpretation of the Bridgnorth Sandstone around Bridgnorth, England, in the light of modern dune studies. *Sedimentary Geology*, 69, 59-75.

Kocurek, G., Dott, R. H. (1981). Distinctions and uses of stratifications types in the interpretation of eolian sand. *Journal Sedimentary Petrology*, 51, 579-595.

Kocurek, G., Nielson, J. (1986). Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology*, 33, 795-816.

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 eolian sand dunes. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 19, 43-75.

Kocurek, G., Knight, J., Havholm, K. (1991). Outcrop and semi-regional three-dimensional architecture and reconstruction of a portion of the eolian Page Sandstone (Jurassic). In: A. D. Miall, N. Tyler (Eds.), *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery* (v. 3, 25-43). SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology.

Kocurek, G., Havholm, K. G. (1993). Eolian sequence stratigraphy – a conceptual framework. In: P. Weimer, H.W. Posamentier (Eds.), *Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 52, 393-409.

Kocurek, G. (1996). Desert Aeolian systems. In: H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy* (125-153). Oxford: Blackwell Science.

Kocurek, G., Robinson, N. I., Sharp Jr, J. M. The response of the water table in coastal Aeolian systems to changes in sea level. *Sedimentary Geology*, 139, 1-13.

Kuchle, J., Scherer, C. M. S. (2010). Sismoestratigrafia em bacias rifte: técnicas, métodos e sua aplicação na Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18, 33-60.

- Langford, R., Bracken, B. (1987). Medano Creek, Colorado, a model for upper-flow-regime fluvial deposition. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 863–870.
- Langford, R. P. (1989). Fluvial-eolian interactions: Part I, modern systems. *Sedimentology*, 36, 1023-1035.
- Loope, D. B. (1984). Eolian origin of upper Paleozoic sandstones, southeastern Utah. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 563-580.
- Magnavita, L. P., Cupertino, J. A. (1987). Conceção atual sobre as bacias de Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 1, n. 2, 119-134.
- McKee, E. D., Douglas, J. R., Ritterhouse, S. (1971). Deformation on lee-side laminae in eolian dunes. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 359-378.
- McKee, E. D. (1979). Introduction to the study of global sand seas. In: E.D. McKee (Ed.), *A study of global sand seas* (1-20). U.S. Geological Survey Professional Paper 1052.
- Miall, A. D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Germany.
- Mountney, N., Howell, J., Flint, S., Jerram, D. (1998). Aeolian and alluvial deposition within the Mesozoic Etjo Sandstone Formation, northwest Namibia. *Journal of African Earth Science*, 27(2), 175-192.
- 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.
- Newell, A. J. (2001). Bounding surfaces in a mixed Aeolian-fluvial system (Rotliegend, Wessex Basin, SW UK). *Marine and Petroleum Geology*, 18, 339-347.
- Nielson, J., Kocurek, G. (1986). Climbing zibars of the Algodones. *Sedimentary Geology*, 48, 1-15.
- Peraro, A. A. (1995). Caracterização sísmica do tectonismo transcorrente na Bacia do Jatobá. In: *4º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, v. 1, 1-3. Rio de Janeiro: SBGf.
- Poland, Z. A., Simms, A. R. (2012). Sedimentology of an erg to an erg-margin depositional system, the Rush Springs Sandstone of western Oklahoma, U.S.A.: implications for paleowinds across northwestern pangea during the Guadalupian (middle Permian). *Journal of Sedimentary Research*, 82, 345-363.
- Rocha, D. E. G. A., Leite, J. F. (2001). *Mapa Geológico da Bacia de Jatobá - Geologia*. Escala 1:250.000. Recife: Serviço Geológico do Brasil – CPRM.
- Rocha, D. E. G. A., Amaral, C. A. (2007). Caracterização Geológica e Geométrica dos Aquíferos (Meta B). In: W.D Costa e F.A.C Feitosa (Coordenadores). Hidrogeologia da

Bacia Sedimentar do Jatobá: Sistema Aquífero Tacaratu/Inajá. Ministério de Minas e Energia – Ministério da Ciência e Tecnologia.

Scherer, C. M. S., Lavina, E. L. C. (2005). Sedimentary cycles and facies architecture of Aeolian-fluvial strata of the Upper Jurassic Guará Formation, southern Brazil. *Sedimentology*, 52, 1323-1341.

Stanistreet, I. G., Stollhofen, H. (2002). Hoanib River flood deposits of Namib Desert interdunes as analogues for thin permeability barrier mudstone layers in aeolianite reservoirs. *Sedimentology*, 49, 719-736.

Tunbridge, I. P. (1984), Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of north Devon, U.K. *Sedimentology*, 31, 697–715.

Ulicný, D. (2004). A drying-upward aeolian system of the Bohdasín Formation (Early Triassic), Sudetes of NE Czech Republic: record of seasonality and long-term palaeoclimate change. *Sedimentary Geology*, 167, 17-39.

Veiga, G. D., Spalletti, L. A., Flint, S. (2002). Aeolian/fluvial interactions and high-resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), central Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, 49, 1001-1019.

Veiga, G. D., Spalletti, L. A. (2007). The Upper Jurassic (Kimmeridgian) fluvial–aeolian systems of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research*, 11, 286-302.

Walker R. G. (1992). Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: R.G. Walker, N.P. James (Eds.) *Facies Models - Response to sea Level Change* (1-14). St. John's, Geological Association of Canada.