



FÁBIO SIMPLÍCIO

**FORMAÇÃO BANDEIRINHA, REGIÃO DE DIAMANTINA (MG): UM
EXEMPLO, NO PROTEROZOICO, DE LENÇOL DE AREIA EÓLICA**

**CAMPINAS
2013**



NÚMERO: 367/2013
UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

FÁBIO SIMPLÍCIO

**“FORMAÇÃO BANDEIRINHA, REGIÃO DE DIAMANTINA (MG): UM
EXEMPLO, NO PROTEROZOICO, DE LENÇOL DE AREIA EÓLICA”**

ORIENTADOR: PROF. DR. GIORGIO BASILICI

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO APRESENTADA AO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UNICAMP PARA
OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRE EM GEOCIÊNCIAS
NA ARÉA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS.**

**ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO
FINAL DA DISSERTAÇÃO DEFENDIDA PELO
ALUNO FÁBIO SIMPLÍCIO E ORIENTADO PELO
PROF. DR. GIORGIO BASILICI.**

**CAMPINAS
2013**

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Cássia Raquel da Silva - CRB 8/5752

Si57f Simplício, Fábio, 1985-
 Formação Bandeirinha, região de Diamantina (MG) : um exemplo, no
 proterozoico, de lençol de areia eólica / Fábio Simplício. – Campinas, SP : [s.n.],
 2013.

 Orientador: Giorgio Basilici.
 Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de
 Geociências.

 1. Sedimentação eólica. 2. Sedimentos e depósitos. 3. Bacias sedimentares. I.
 Basilici, Giorgio, 1959-. II. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de
 Geociências. III. Título.

Informações para Biblioteca Digital

Título em outro idioma: Bandeirinha Formation, Diamantina (MG) : an example, in the
proterozoic, of aeolian sand sheet

Palavras-chave em inglês:

Eolian sedimentation

Sediment deposit

Sedimentary basins

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Titulação: Mestre em Geociências

Banca examinadora:

Giorgio Basilici [Orientador]

Celso Dal Ré Carneiro

Paulo Roberto dos Santos

Data de defesa: 29-07-2013

Programa de Pós-Graduação: Geociências



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS NA
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS**

AUTOR: Fábio Simplicio

“Formação Bandeirinha, região de Diamantina (MG): um exemplo, no Proterozoico, de lençol de areia eólica”

ORIENTADOR: Prof. Dr. Giorgio Basilici

Aprovado em: 29/07/2013

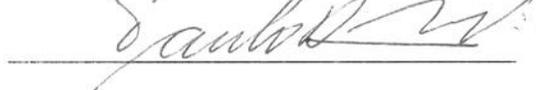
EXAMINADORES:

Prof. Dr. Giorgio Basilici

Prof. Dr. Celso Dal Ré Carneiro

Prof. Dr. Paulo Roberto dos Santos


_____- Presidente

Campinas, 29 de julho de 2013

Dedico esta dissertação a meus pais, Adilson A. Simplício e Sueli S. B. Simplício, aos meus irmãos, Caroline Simplício e Renato Simplício, e ao meu amor, Mayara R. Quilicone.

AGRADECIMENTOS

Eu quero aqui manifestar meus profundos agradecimentos a todos aqueles que contribuíram direta ou indiretamente a fim de enriquecer minha cultura geológica.

Ao Prof. Dr. Giorgio Basilici pelas críticas, importantes conselhos e confortantes incentivos. Agradeço pela disposição em ajudar e pela paciência. Sei que foi necessária.

Também direciono meus agradecimentos aos geólogos Paulo Locatelli, Bruno Cesar Mortati, Rogério Araujo, Ethiane Agnoletto, Camila Tavares e Amarildo Stabile pelo incentivo e “rebubinação”.

Aos Ms. Danilo Barbuena, José Henrique Mattos, Pedro Lifter Prandi, Mateus Ancelmi e Stefano Zincone.

Aos funcionários da Pós-Graduação, em especial a secretária Valdirene Pinotti pela prontidão e capacidade de esclarecer todas as dúvidas.

Ao professor Dr. Patrick Dal Bó pelos valorosos conselhos e divertidíssimas imitações.

À minha sogra Ivani da Graça Ribeiro pelos grandes banquetes e potes de sorvete que me alimentaram durante este período. Também pela amizade.

Aos meus avós Nelson Simplício e Leonilda Zacharias Simplício, e Osmar Batista e Petrina Batista.

Aos meus pais Adilson Aparecido Simplício e Sueli Silva Batista Simplício, a meus irmãos Renato Simplício, Caroline Simplício e minha cunhada Natalia Simplício, pelo enorme suporte prestado e ajuda nos dias de extremo mal humor.

À minha namorada, advogada Mayara Ribeiro Quilicone, pela paciência, conselhos e incentivos, e pelo seu Amor.

Aos órgãos de fomento ligados à Universidade, PROAP e PRPG, pelos auxílios financeiros em viagens de campo e participação em eventos científicos e concessões de bolsas do Programa de Estágio Docente.

À CAPES pela concessão da bolsa de mestrado.

SÚMULA CURRICULAR

Fábio Simplício se formou como bacharel em geologia no ano de 2011 pelo Instituto de Geociências na Universidade Estadual de Campinas. Neste mesmo ano ingressou no curso de mestrado na mesma instituição, no programa de pós-graduação em Geociências, área de Geologia e Recursos Naturais. No período em que cursou a pós-graduação se especializou em sistemas siliciclásticos antigos.

Atualmente Fábio Simplício está matriculado no Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Estadual de Campinas como aluno de Doutorado.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**FORMAÇÃO BANDEIRINHA, REGIÃO DE DIAMANTINA (MG): UM
EXEMPLO, NO PROTEROZOICO, DE LENÇOL DE AREIA EÓLICA**

RESUMO

Dissertação de Mestrado

Fábio Simplício

Os lençóis de areia eólica são sistemas deposicionais constituídos em áreas de morfologia plana ou ligeiramente ondulada. As formas de leito predominantes nos lençóis de areia são as marcas onduladas de vento. Tais formas de leito podem ocorrer em comboios ou compondo *zibars*. Os *zibars* são formas de leito similares às dunas. Nos *zibars* não há geração de estratos de queda. Embora muitos estudos reconheçam sistemas de deposição eólica pré-cambrianos, poucos são direcionados aos lençóis de areia eólica. Igualmente negligenciados são os *zibars*. A Formação Bandeirinha é a unidade inferior do Supergrupo Espinhaço. Depósitos de arenitos vermelhos intercalados a conglomerados intraformacionais compõem esta unidade. Três elementos arquiteturais foram individualizados: *zibars*, dunas com faces de deslizamento e canais efêmeros. Os depósitos de *zibars* são arenitos finos a grossos, moderadamente bem selecionados, constituídos por *sets* de arenitos com laminações planas e paralelas, de geometria tabular ou em cunha. Os *sets* ocorrem sobrepostos, separados por superfícies truncadas, e constituem *cosets*. Os depósitos de dunas com faces de deslizamento são arenitos finos a médios, muito bem selecionados, que ocorrem na forma de corpos de geometria lenticular. Os depósitos de canais efêmeros são constituídos por corpos de conglomerados intraformacionais, clasto-suportados, de base côncava, os quais ocorrem em contato erosivo sobre os estratos de arenitos. As superfícies erosivas, de contato entre arenitos e conglomerados, têm amplitude regional. A Formação Bandeirinha é interpretada como uma sucessão sedimentar formada em um lençol de areia eólica dominado por *zibars*. A alternância entre depósitos de arenitos eólicos e conglomerados revela variações climáticas de ordem regional, onde a deposição eólica (clima seco) era interrompida por deposição subaquosa (clima mais úmido). Neste lençol de areia, o balanço entre entrada e saída de materiais clásticos foi sempre positivo, a construção eólica foi contínua nos períodos mais secos. A estabilização do sistema foi resultado dos processos de cimentação no substrato. A subsidência tectônica foi o principal mecanismo de preservação do sistema eólico.

Palavras chaves: Lençol de areia eólica, *zibars*, canal efêmero, Formação Bandeirinha.



UNIVERSITY OF CAMPINAS
INSTITUTE OF GEOSCIENCE

**BANDEIRINHA FORMATION, DIAMANTINA (MG): AN EXAMPLE, IN THE
PROTEROZOIC, OF AEOLIAN SAND SHEET**

ABSTRACT

Masters Degree

Fábio Simplicio

The aeolian sand sheets are depositional systems formed in areas with flat or slightly undulating morphology. The predominant bedforms in sand sheets are climbing wind ripples. These bedforms may occur in convoys or composing zibars. The zibars are similar to dunes, but without avalanching faces. Although many studies recognise aeolian Precambrian systems, few works deal with aeolian sand sheets. Equally neglected are the zibars. The Bandeirinha Formation is the lower unit of the Espinhaço Supergroup. Deposits of red sandstones intercalated with intraformational conglomerates compose this unit. Three architectural elements are recognised: zibars, dunes with slip faces and ephemeral channels. Deposits of zibars are fine to coarse grained sandstones, moderately well sorted, and composed by sets of planar-parallel laminations sandstones, in tabular geometry. The sets are superimposed and occur separated by truncated surfaces that constitute cosets. The dunes with slip face are fine to medium grained, very well sorted, and occur as lenticular bodies. The ephemeral channel deposits consist of intraformational conglomerates, clast-supported, with concave erosive basal surface on the sandstone strata. The erosive surfaces of the conglomerates seem to have a regional extension. The Bandeirinha Formation is interpreted as an aeolian sand sheet dominated by zibars. The transition between aeolian sandstones and conglomerates reveals climate variations of regional range, where aeolian deposition, which corresponds to dry climate phase, was interrupted by subaqueous deposition, in more humid climate. During the sand sheet deposition, the balance between input and output of clastic materials was always positive, the aeolian construction was continuous. The stabilization of the aeolian system was result of cementation processes of shallow depth. The tectonic subsidence was the main mechanism of preservation of the aeolian system.

Keywords: Aeolian sand sheet, *zibars*, ephemeral channel, Bandeirinha Formation.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. OBJETIVOS	3
2. MATERIAIS E MÉTODOS DE PESQUISA	4
2.1. AQUISIÇÃO DE DADOS	4
2.1.1. AQUISIÇÃO DE DADOS EM CAMPO	4
2.1.2. AQUISIÇÃO DE DADOS MICROSCÓPICOS	5
2.2. TRATAMENTO DE DADOS.....	5
3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE PESQUISA	6
4. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA.....	7
4.1. A SERRA DO ESPINHAÇO EM MINAS GERAIS	7
4.2. EVENTOS OROGÊNICOS	7
4.3. LITOESTRATIGRAFIA	9
4.3.1. GRUPO DIAMANTINA	9
4.4. A MEGASSEQUÊNCIA ESPINHAÇO.....	12
5. SEDIMENTOLOGIA	16
(1) Arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo	16
(2) Arenito com estratificações cruzadas de alto ângulo	27
(3) Conglomerado clasto-suportado sem organização	30
(4) Conglomerado clasto-suportado estratificado	36
6. ASPECTOS GERAIS DOS ARENITOS	40
7. ELEMENTOS ARQUITETURAIS.....	44
7.1. ELEMENTO ARQUITETURAL ZIBAR	45
7.2. ELEMENTO ARQUITETURAL DUNA COM FACE DE DESLIZAMENTO	46
7.3. ELEMENTO ARQUITETURAL CANAL EFÊMERO	49

8. O MODELO DEPOSICIONAL.....	51
9. CONTROLES NA SEDIMENTAÇÃO	54
10. CONCLUSÕES	59
11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	61

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Localização da área de pesquisa com as principais vias de acesso..... 6
- Figura 2. Distribuição geográfica das unidades que compõem o Supergrupo Espinhaço. A cidade de Diamantina está sobre a Serra do Espinhaço Meridional (verde). A área é situada na borda Leste do Cráton São Francisco (Almeida 1977). À direita, os lineamentos estruturais, com padrão aproximadamente N-S e E-W. À esquerda imagem modificada de Chaves & Brandão (2004). À direita imagem Landsat7 em composição 321 (RGB)..... 8
- Figura 3. Quadro de organização das unidades litoestratigráficas no Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais. Em destaque a posição da Formação Bandeirinha e sua espessura máxima. Modificado de Chemale *et al.* (2012). 10
- Figura 4. Mapa geológico de distribuição local das unidades do Grupo Diamantina. Em destaque observe a área escolhida para condução da pesquisa. Modificado de Silva (1995) e Lopes-Silva (2008, 2011). 11
- Figura 5. Coluna estratigráfica esquemática das coberturas proterozoicas do Cráton São Francisco na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. Modificado de Silva (1995, 1998). 13
- Figura 6. Quadro de organização sequencial e modelo evolutivo proposto por Martins-Neto (1998, 2000) (fase evolutiva da bacia (1)), e posterior modificação de Chemale *et al.* (2012) (fase evolutiva da bacia (2)). 15
- Figura 7. Amostra de quartzo arenito vermelho, da litofácies “arenito laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo”. Observe a dimensão dos grãos, a distribuição bimodal e a gradação inversa. Escala: Moeda de 2 cm. 16
- Figura 8. Amostra de quartzo arenito da litofácies “arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo“. Observe a concentração de grãos com tamanhos de médio a grossos, bem selecionados (seta vermelha), os quais ocorrem abaixo de uma lâmina de grãos de areia finos e muito finos, muito bem selecionados (seta preta). Acima

desta, observe que o arenito é moderadamente bem selecionado. Escala: Moeda de 2,0 cm.	17
Figura 9. Afloramentos da litofácies “arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo” com laminações do tipo risca de agulha (<i>pin stripe laminations</i>) (Fryberger & Schenk 1988). Em (A) geometria em folhas (<i>sheet like</i>). Em (B), (C) e (D), observe o contato entre os <i>sets</i> de laminações planas e paralelas separadas por superfícies truncadas. Em (D), pelo efeito do corte de afloramento as camadas parecem mergulhar em ângulos elevados, porém a diferença de mergulho medida entre os planos é de no máximo 13°. Escalas: Caneta de 14,5 cm e moeda de 2 cm.	18
Figura 10. Afloramento da litofácies “arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo”. Observe que o ângulo de cavalgamento das marcas onduladas de vento transita gradualmente de subcrítico para supercrítico. Escala: Caneta de 14,5 cm.	19
Figura 11. A organização vertical das litofácies de conglomerado e arenito. (A) Contato entre a litofácies “arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo” e a litofácies “conglomerado clasto-suportado estratificado”. (B) Detalhe para conglomerado clasto-suportado e (C) para arenito laminado. Escala: Caderno azul de 27,5 cm de altura.	20
Figura 12. Ilustrações referentes aos possíveis e mais prováveis estratos gerados pela migração de marcas onduladas cavalgantes de vento. As marcas onduladas de vento podem gerar estratos do tipo (A) subcrítico e (B) supercrítico. Em (C) observe que a forma da marca ondulada (<i>ripple form</i>) pode ser preservada quando o ângulo de cavalgamento é supercrítico. Modificado de Hunter (1977).	22
Figura 13. Estrutura em arenito interpretada como estratificação cavalgante transladante supercrítica em Alto Vale de Tulum, San Juan, Argentina. Observe a semelhança desta imagem com a Figura 10. (Modificada de Basilici & Dal Bó 2013).	23
Figura 14. Representação de estratificação cavalgante transladante subcrítica. (A) O transporte eólico é realizado principalmente por saltação e são geradas laminações planas e paralelas. (B) Observe em detalhe a geração de estratos com gradação inversa. O sentido do vento é da esquerda para a direita. Modificado de Mountney (2006).	24

Figura 15. Na figura, observe como a deflação eólica gera as superfícies de <i>lags</i> . Observe e compare com o <i>lag</i> composto por grãos grossos apontados na figura 7.	25
Figura 16. Morfologia externa e organização interna dos estratos de marcas onduladas de vento de duna do tipo “dorso de baleia”, similar a <i>zibar</i> . A superfície de truncamento (<i>truncation surface</i>) foi gerada pela mudança de direção do vento. Modificado de Bristow <i>et al.</i> (2010).	26
Figura 17. Seção polida em amostra de quartzo arenito da litofácies “arenito com estratificações cruzadas de alto ângulo”. Observe que é um arenito de grãos bem arredondados, muito bem selecionados, de granulometria que varia de fina a média.	27
Figura 18. Afloramentos da litofácies “arenito com estratificações cruzadas de alto ângulo”. Em (A) o formato em cunha dos estratos de avalanche. A linha branca indica uma superfície de reativação, similar às descritas por Brookfield (1977). Em (B) a relação entre as estratificações cruzadas e laminações de marcas onduladas de vento. Em (C) o detalhe das características granulométricas, muito similares as da figura 17. Em (D) a geometria tabular do <i>set</i> de estratificações cruzadas tabulares. Escalas: Moeda de 2 cm caneta de 14,5 cm e bastão de Jacob de 10 cm para cada marcação.	29
Figura 19. Tipos de clastos que compõem a litofácies “conglomerado clasto-suportado sem organização”. Os números indicam distribuição percentual. Dados obtidos por contagem.	30
Figura 20. Conglomerado com intraclastos de quartzo-arenito. A) Laminações planas e paralelas e ausência de organização. B) Destaque para os intraclastos (IC).	31
Figura 21. Fotografias de clastos extraformacionais nos conglomerados. Em (A) clasto de formação ferrífera bandada (<i>BIF</i>). Em (B) clasto de quartzo de veio. Escala: Moeda de 2,0 cm.	32
Figura 22. Contato entre conglomerados e arenitos com laminações planas e paralelas Observe a natureza erosiva do contato (traçado amarelo). Escala: Caneta de 14,5 cm.	33
Figura 23. Intraclastos (IC) de dimensões métricas em meio ao corpo de conglomerado clasto-suportado sem organização. Escala: Caderno de 27,5 cm de altura.	35
Figura 24. Distribuição dos tipos de clastos na litofácies “conglomerado clasto-suportado estratificado”. Dados obtidos por contagem.	36
Figura 25. Litofácies “conglomerado clasto-suportado sem organização” (CSO), “conglomerado clasto-suportado estratificado” (CE) e “arenito com laminações planas e	

paralelas ou cruzadas em baixo ângulo” (arenito) em intercalado. Em (A) organização geral dos diferentes corpos. Observe as diferenças no grau de organização, dimensão dos clastos e tipo de contato entre as litofácies de conglomerados e arenitos. Em (B) as camadas de arenitos formados pela migração de marcas onduladas cavalgantes de vento entre a litofácies de conglomerados. Escala: Bastão de Jacob de 1,5 m. 39

Figura 26. Seção polida de amostra de quartzo-arenito. Observe o forte contorno vermelho envolvendo os grãos (revestimento de hematita). 41

Figura 27. Fotomicrografia de quartzo arenito da litofácies “arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo”. Observe que, destacado pelo revestimento de hematita, o contorno original (pré-diagênese) dos grãos é preservado. Observe também o sobrecrecimento de quartzo formado durante a diagênese, e a diferença para as feições resultantes do metamorfismo. 42

Figura 28. Distribuição gráfica dos elementos arquiteturais individualizados. 44

Figura 29. Organização dos sets de laminações produzidas por marcas onduladas cavalgantes de vento. Em (A) e (B) observe a organização dos *sets* em afloramento e em (C) representação da organização dos *sets* em bloco. 48

Figura 30. Contato entre os elementos arquiteturais *zibar* e canal efêmero. Em (A) observe contato côncavo e erosivo visto em bloco rolado. Em (B) observe desenho inspirado na fotografia. Com uma rotação de 20° em sentido anti-horário torna-se mais fácil evidenciar que o canal é encaixado em arenito com laminações de marcas onduladas de vento. Superfície erosiva de contato entre os elementos arquiteturais (linha vermelha) e uma superfície de truncamento dos *zibars* (linha amarela). Escala: Caneta de 14,5 cm. 50

Figura 31. A distribuição das litofácies e correlação local. Os corpos de conglomerados marcam períodos de clima mais úmido. 52

Figura 32. Modelo deposicional para a sucessão sedimentar da Formação Bandeirinha. Observe as mudanças que ocorrem na superfície deposicional como resultado das variações do clima, seco ou úmido. 53

Figura 33. Curvas de construção do sistema eólico e a variação na disponibilidade de materiais clásticos. Ambas as curvas variam de acordo com as mudanças nas condições climáticas. Correspondente a seção 1 da Fig. 31. 55

Figura 34. Curvas de construção do sistema eólico. Modificado de Kocurek (1999). 57

Figura 35. Estrutura de dobramento *sin*-deposicional em arenito da Formação Bandeirinha.
..... 58

1. INTRODUÇÃO

Os lençóis de areia eólica atuais são sistemas deposicionais constituídos em locais de morfologia plana ou ligeiramente ondulada. Estes sistemas deposicionais podem se formar em uma ampla variedade de ambientes, em diferentes posições geográficas e sob a influência de condições climáticas heterogêneas (clima árido ou semiárido), em regiões quentes ou frias (Kocurek 1996, Mountney & Russell 2004).

As marcas onduladas cavalgantes de vento são as formas de leito predominantes nos lençóis de areia eólica. As marcas onduladas podem ocupar a superfície de deposição na forma de comboios ou como constituintes dos *zibars* e *interzibars* (Nielson & Kocurek 1986, Mountney & Russell 2004). Quando associadas à vegetação, as marcas onduladas de vento podem formar *nabkhas* (Kocurek & Nielson 1986, Mountney 2006). Os *zibars* e *nabkhas* são formas de leito de baixo relevo e se diferenciam dos outros tipos de dunas pelo fato de não gerarem estratos de avalanche. Dunas que formam estratos de avalanche são formas de leito raras nos lençóis de areia eólica.

A formação dos lençóis de areia deve-se a um ou mais fatores de estabilização que atuam sobre a superfície de deposição, os quais podem ocorrer associados ou não, sempre limitando a quantidade de materiais clásticos disponíveis e nas condições adequadas para a formação de dunas com faces de deslizamento (Kocurek & Nielson 1986). Os fatores responsáveis pela não disponibilização de materiais clásticos para transporte e deposição pelo vento e conseqüentemente pelo desenvolvimento deste tipo de sistema deposicional são: o estabelecimento de vegetação na superfície deposicional, elevação do lençol freático que pode ficar próximo ou até interceptar a superfície de deposição, a preponderância relativa de grãos grossos ou grânulos, a cimentação precoce no substrato, inundações periódicas ou até mesmo o pouco aporte clástico (Kocurek & Nielson 1986, Kocurek 1996, Mountney 2006). Todos os fatores mencionados, com exceção à ocupação por vegetação terrestre podem ter favorecido a formação de lençóis de areia em detrimento dos campos de dunas no Pré-Cambriano.

A partir da migração das diferentes formas de leito são gerados registros sedimentares variados. As estruturas sedimentares mais comuns em lençóis de areia eólica

são as estratificações cavalgantes transladantes, que podem ser subcríticas, críticas ou supercríticas, a depender da relação entre o ângulo de cavalgamento e o ângulo de inclinação da face de barlavento das marcas onduladas cavalgantes de vento (ver Hunter 1977). O reconhecimento de estratos com gradação inversa, laminações de risca de agulha (*pin-stripe laminations*), estruturas de adesão e marcas onduladas constituídas por areia grossa ou grânulos, é o principal critério utilizado para a identificação dos lençóis de areia eólica pré-cambrianos (Ross 1983, Eriksson & Simpson 1998, Chakraborty & Chakraborty 2001, Biswas 2005).

Os sistemas eólicos (*ergs*, lençóis de areia etc.) pós-aparecimento das plantas terrestres, e a interação desses sistemas com outros (ex: *playa lakes* e rios), são amplamente documentados na literatura (Mountney 2006). Embora existam diversos exemplos de depósitos eólicos de idade pré-cambriana, são raros aqueles concebidos como lençóis de areia (Eriksson & Simpson 1998, Clemmensen & Dam 1993). Ademais, são igualmente raros os estudos que reconhecem os depósitos de *zibar/interzibars*, de qualquer idade, na literatura sedimentológica (Nielson & Kocurek 1986, Mountney & Russell 2004, Biswas 2005, Tripaldi & Limarino 2008, Bristow *et al.* 2010).

A Formação Bandeirinha (~1,8 Ga) é a unidade litoestratigráfica para a qual a pesquisa foi direcionada. A unidade, composta por arenitos vermelhos intercalados a corpos de conglomerados intraformacionais, havia sido interpretada como produto de deposição subaquosa, com depósitos de leques aluviais, planícies de maré e fluviais entrelaçadas (Silva 1995, 1998), porém esta interpretação vem sendo revisada (Simplício & Basilici 2012, 2013). Os depósitos estão sendo interpretados como registros de um lençol de areia eólica, caracterizado pela alternância entre depósitos de *zibars* e dunas com faces de deslizamento, com depósitos de canais efêmeros.

As camadas que constituem os depósitos da Formação Bandeirinha estão ligeiramente deformadas e inclinadas. Mesmo assim, a unidade é passível de análise sedimentológica, à semelhança de outras unidades pré-cambrianas submetidas a metamorfismo de baixo grau (Eriksson & Simpson 1998). Com isso, na presente dissertação serão utilizadas as nomenclaturas aplicadas às rochas sedimentares.

1.1. OBJETIVOS

O principal objetivo desta pesquisa foi elaborar um modelo deposicional para o sistema eólico da Formação Bandeirinha. A fim de alcançar o objetivo principal buscou-se como objetivos específicos:

- A descrição e interpretação das diferentes litofácies, a fim de reconhecer os principais processos físicos que atuaram na superfície deposicional;
- Análise das características geométricas dos corpos sedimentares e individualização dos diferentes elementos arquiteturais (*sensu* Miall 1985);
- Análise das relações espaciais e temporais entre os diferentes elementos arquiteturais caracterizados;
- Análise de aspectos petrográficos, em lupa de aumento de 40x e ao microscópio óptico, a fim de confrontar as descrições de campo e reconhecer aspectos inerentes ao tipo de ambiente deposicional;
- Análise dos fatores que conduziram a construção, acumulação e preservação dos registros eólicos (Kocurek 1996, 1999, Kocurek & Havholm 1993, Kocurek & Lancaster 1999);
- Elaboração de um modelo para o sistema deposicional da Formação Bandeirinha.

2. MATERIAIS E MÉTODOS DE PESQUISA

A fim de alcançar os objetivos supracitados decidiu-se dividir a pesquisa em diferentes etapas. Embora distintas quanto aos seus objetivos particulares, as etapas foram realizadas simultaneamente na maior parte do tempo. A pesquisa foi dividida em três etapas:

2.1. AQUISIÇÃO DE DADOS

2.1.1. AQUISIÇÃO DE DADOS EM CAMPO

A aquisição de dados de campo seguiu o método tradicional de análise de fácies (Walker 2006). Foram medidas seções estratigráficas nos afloramentos. A caracterização e interpretação das diferentes litofácies e a observação da posição estratigráfica, nas seções verticais, foram conduzidas com o objetivo de analisar as variações temporais na atuação dos diferentes processos deposicionais. As seções medidas são lateralmente paralelas e foram feitas com objetivo de promover uma análise da distribuição espacial das litofácies.

As diferentes litofácies foram analisadas em função das características geométricas, das texturas e estruturas sedimentares preservadas, bem como relações de contato. Foram analisadas as estruturas em diferentes escalas para reconhecer os processos que atuaram na constituição das formas de leito. Também foram coletadas amostras para análises petrográficas.

As análises de aspectos geométricos basearam-se na produção de esquemas feitos sobre afloramentos. Os esquemas foram gerados em anotações de caderneta de campo, e no computador, sobre fotografias digitais de alta resolução. Isto permitiu a individualização dos diferentes elementos arquiteturais. As análises sobre as fotografias foram realizadas com auxílio de *softwares* editores de desenhos vetoriais.

2.1.2. AQUISIÇÃO DE DADOS MICROSCÓPICOS

As análises foram realizadas a fim de dar suporte às descrições macroscópicas feitas em campo, bem como promover um reconhecimento de aspectos que permitissem diferenciar os tipos de depósitos em maior detalhe. Foram coletadas 33 amostras representativas para cada litofácies previamente individualizada. Todas as amostras foram identificadas de acordo com a litofácies e posição estratigráfica correspondente. As amostras foram cortadas e polidas para uma primeira descrição, que foi feita com o auxílio de lupa *Leica*, modelo S6D.

Depois desta primeira descrição foram escolhidas 14 amostras para confecção de lâminas delgadas polidas. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Unicamp. As descrições foram feitas sob Microscópio Óptico de Luz Transmitida *Leica*, modelo DM EP. Todas as análises petrográficas foram conduzidas no Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências da Unicamp.

2.2. TRATAMENTO DE DADOS

A etapa de tratamento dos dados incluiu desde o levantamento bibliográfico, de mapas geológicos, topográficos, imagens de satélites etc., até a caracterização das litofácies (texturas, estruturas e geometrias dos estrados) e conclusões referentes.

A caracterização das rochas foi feita com a utilização de um método comparativo, entre depósitos análogos antigos, sistemas deposicionais atuais, e os depósitos da Formação Bandeirinha. Também foi feita a individualização dos elementos arquiteturais seguindo os princípios propostos por Miall (1985), que considera que os elementos arquiteturais são constituídos por superfícies de contato organizadas em uma hierarquia de escalas.

3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE PESQUISA

Os trabalhos de campo foram executados em uma área localizada entre as cidades de Diamantina e Gouveia, próximo à margem da Rodovia BR 367, no Estado de Minas Gerais, Brasil (Fig. 1). A cidade de Diamantina está na região central da Serra do Espinhaço Meridional (Fig. 2).

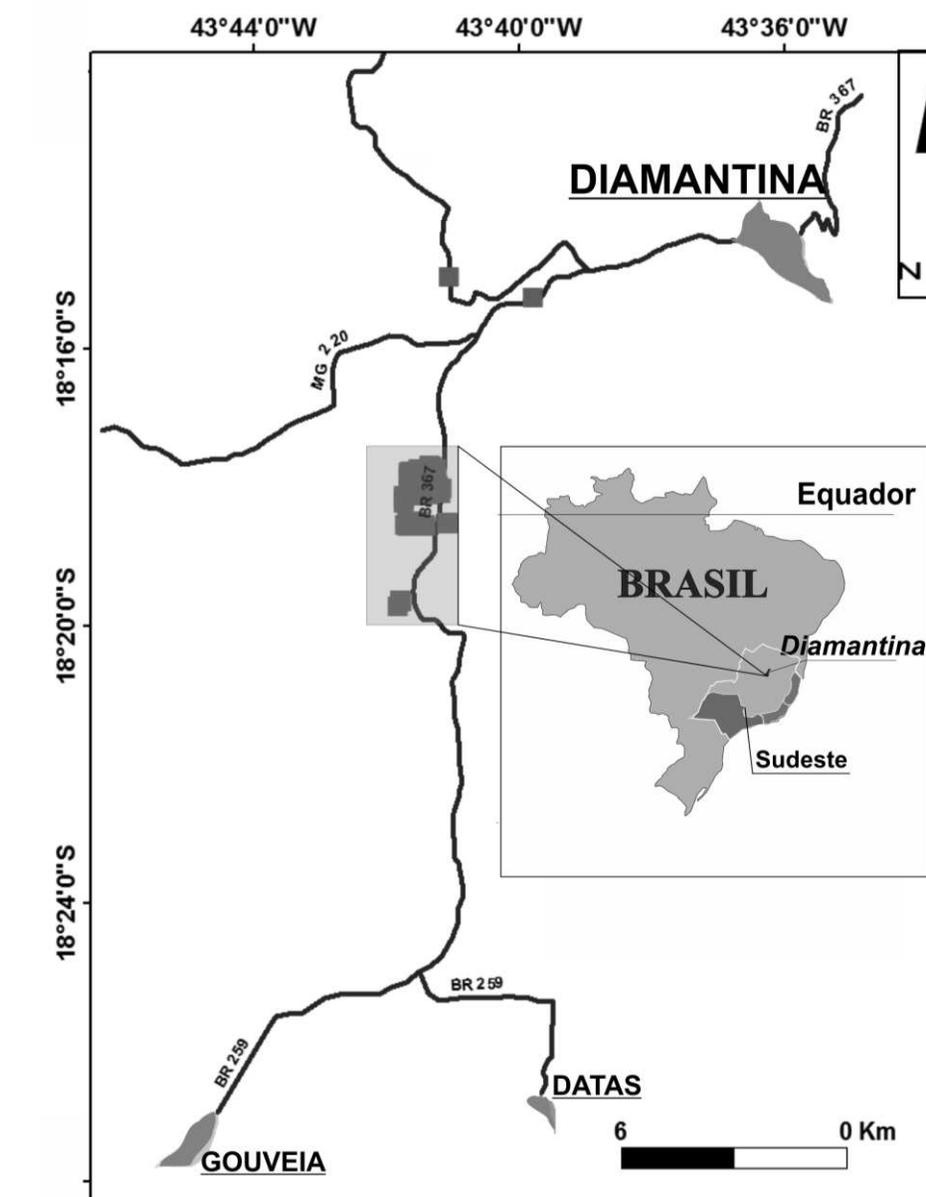


Figura 1. Localização da área de pesquisa com as principais vias de acesso.

4. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA

4.1. A SERRA DO ESPINHAÇO EM MINAS GERAIS

A Serra do Espinhaço corresponde a uma importante expressão morfológica do território brasileiro. De extensão superior a 1.200 km, vai do Estado de Minas Gerais ao da Bahia. A Serra do Espinhaço é dividida em duas porções principais, Serra do Espinhaço Meridional e Serra do Espinhaço Setentrional. A área escolhida para realização da pesquisa, onde afloram rochas da Formação Bandeirinha, situa-se no limite correspondente a Serra do Espinhaço Meridional, na região de Diamantina, em Minas Gerais. Esta região está localizada à margem sudeste do Cráton São Francisco (Almeida 1977), dentro da zona pertencente ao Cinturão de Cavalgamentos e Dobramentos Araçuai (Alkmim *et al.* 2006). A Serra do Espinhaço Meridional é edificada sobre rochas do Supergrupo Espinhaço (Fig. 2).

4.2. EVENTOS OROGÊNICOS

As unidades pré-espinhaço, incluindo Complexo do embasamento e Supergrupo Rio Paraúna, foram afetadas pelo evento de orogenia transamazoniano (~2,0 Ga). Após este evento iniciou-se um período marcado pelo estiramento crustal (E-W), que deu início ao desenvolvimento do sistema de riftes que originaram a Bacia Espinhaço (Silva 1995).

As unidades da Bacia Espinhaço (Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina), depositadas entre 1,8 Ga e 0,9 Ga, foram submetidas ao tectonismo e metamorfismo, imposto pelo evento de orogenia Brasiliano/Pan-Africano (~700-450 Ma), o qual deu origem ao supercontinente Gondwana (Alkmim & Marshak 1998).

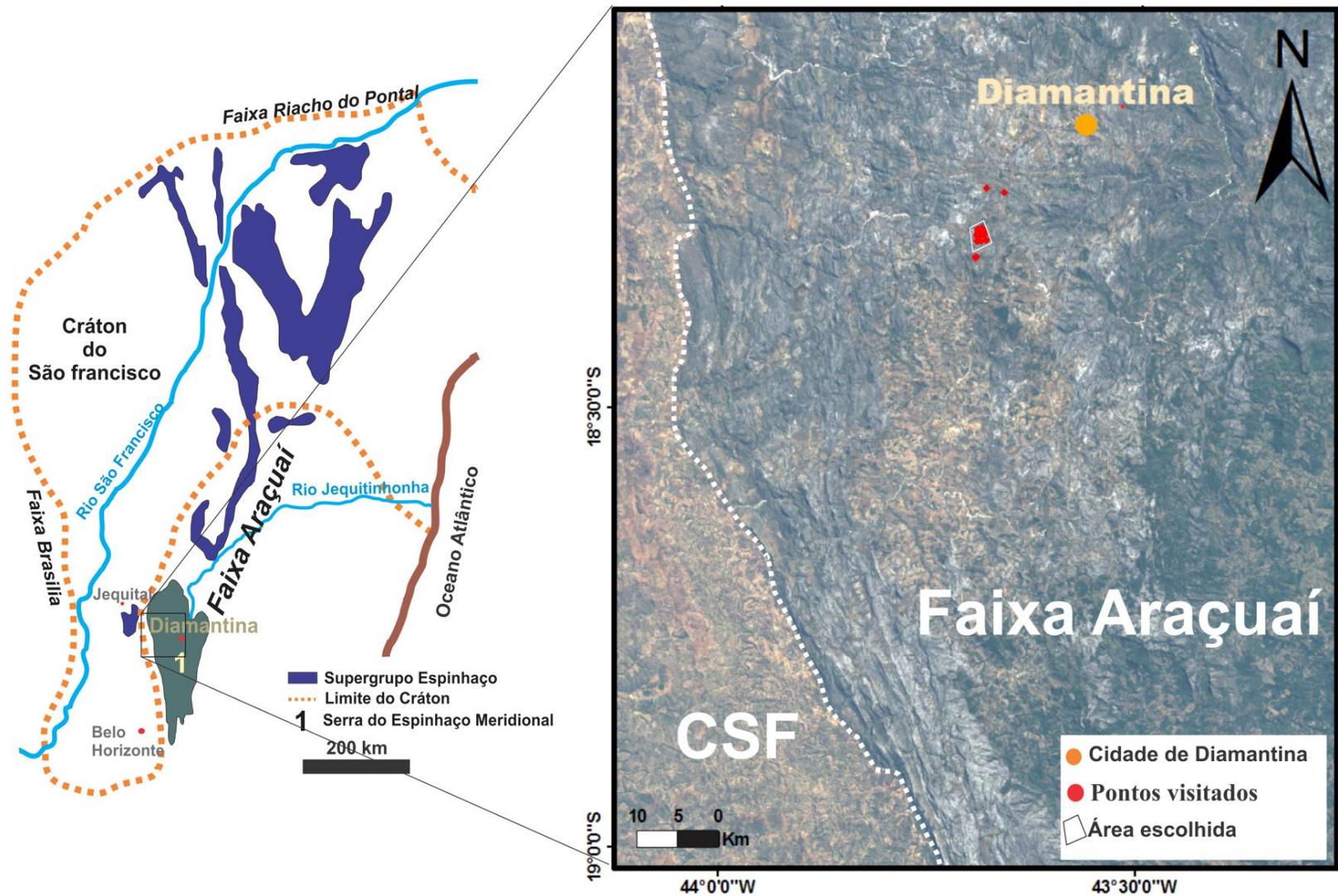


Figura 2. Distribuição geográfica das unidades que compõem o Supergrupo Espinhaço. A cidade de Diamantina está sobre a Serra do Espinhaço Meridional (verde). A área é situada na borda Leste do Cráton São Francisco (Almeida 1977). À direita, os lineamentos estruturais, com padrão aproximadamente N-S e E-W. À esquerda imagem modificada de Chaves & Brandão (2004). À direita imagem Landsat7 em composição 321 (RGB).

4.3. LITOESTRATIGRAFIA

As rochas do Supergrupo Espinhaço (~1,8 Ga) em Minas Gerais foram depositadas sobre rochas do Supergrupo Rio Paraúna (Fogaça *et al.* 1984). O Supergrupo Rio Paraúna é formado pelos Grupos Pedro Pereira e Costa Sena. O Grupo Pedro Pereira é constituído por rochas meta-máficas, meta-ultramáficas, meta-ácidas e metassedimentares de origem química (*BIF's* e *metacherts*). Idades de 2.9 Ga são atribuídas ao Grupo Pedro Pereira (Machado *et al.* 1989). O Supergrupo Rio Paraúna ocorre em contato discordante sobre as rochas do Complexo Basal, o qual é constituído por granitos, migmatitos e gnaisses (Scholl & Fogaça 1979).

O Grupo Costa Sena foi considerado composto pelas formações Barão de Gauicuí e Bandeirinha (Fogaça *et al.* 1984). A Formação Barão de Guaicuí é constituída por sericita-xistos e quartzo sericita-xistos, os quais podem ter quantidades variadas de cianita, lazulita, turmalina e hematita (Almeida-Abreu 1995).

Na década de 1990 a Formação Bandeirinha foi posicionada na base do Supergrupo Espinhaço (ver argumentação em Silva (1995) e Lopes-Silva (2008)). Por isso, desde então a manutenção desse Grupo passou a ser objeto de questionamentos e debates científicos. Neste trabalho são aceitas as considerações de Silva (1995, 1998), Martins-Neto (2000), Chemale *et al.* (2012), Santos *et al.* (2013), e portanto aceitando a Formação Bandeirinha (~1,8 Ga) como unidade inferior do Supergrupo Espinhaço.

O Supergrupo Espinhaço é composto pelos Grupos Diamantina e Conselheiro Mata (Fig. 3) (Dossin *et al.* 1985). As unidades do Grupo Diamantina são as formações Bandeirinha, São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel (Fig. 4). O Grupo Conselheiro Mata reúne as formações Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande.

4.3.1. GRUPO DIAMANTINA

O Grupo Diamantina reúne as quatro formações da base do Supergrupo Espinhaço (Dossin *et al.* 1990). Segundo Almeida-Abreu & Renger (2002) e Knauer (2007), composto

por: (1) A Formação Bandeirinha com uma sucessão de arenitos puros ou micáceos, com presença marcante de “*red beds*”, conglomerados e brechas; (2) A Formação São João da Chapada com um pacote contendo arenitos médios a grossos, puros ou micáceos, filitos, filitos hematíticos, conglomerados e brecha basal (contato com a Formação Bandeirinha); (3) A Formação Sopa-Brumadinho com pelitos, arenitos, arenitos conglomeráticos, filitos e diamictitos; e (4) A Formação Galho do Miguel com arenitos, localmente com pelitos.

GRUPO	FORMAÇÃO	IDADE (Ma)
CONSELHEIRO MATA	RIO PARDO GRANDE	~906
	CÓRREGO PEREIRA	
	CÓRREGO BANDEIRA	
	CÓRREGO DOS BORGES	
	SANTA RITA	
DIAMANTINA	GALHO DO MIGUEL	
	SOPA BRUMADINHO	~1180
	SÃO JOÃO DA CHAPADA	~1700
	BANDEIRINHA (~350 m)	~1800
COSTA SENA	BARÃO DE GUAICUÍ	

Figura 3. Quadro de organização das unidades litoestratigráficas no Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais. Em destaque a posição da Formação Bandeirinha e sua espessura máxima. Modificado de Chemale *et al.* (2012).

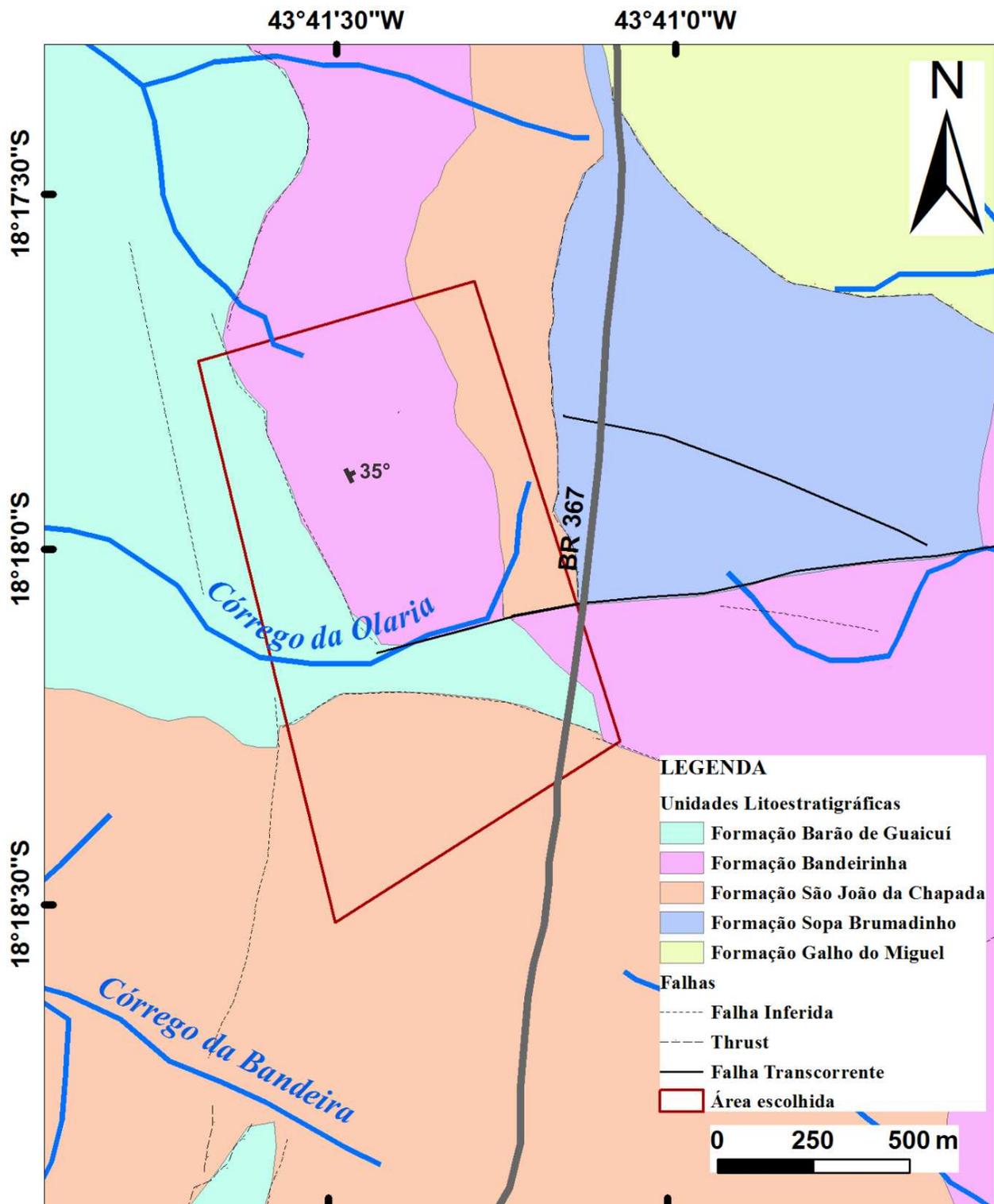


Figura 4. Mapa geológico de distribuição local das unidades do Grupo Diamantina. Em destaque observe a área escolhida para condução da pesquisa. Modificado de Silva (1995) e Lopes-Silva (2008, 2011).

4.4. A MEGASSEQUÊNCIA ESPINHAÇO

Em meados da década de 1990 foram introduzidos, por parte de alguns pesquisadores, os conceitos de sequência e tectono-sequência para análise da Bacia Espinhaço, na região de Diamantina.

O primeiro trabalho a considerar estas ideias para análise das unidades aflorantes na região de Diamantina foi conduzido por Silva (1995), que por meio do reconhecimento de discordâncias erosivas e angulares subdividiu esta porção da Bacia Espinhaço em seis sequências deposicionais, da base para o topo, organizadas nas: sequência (1) Basal, (2) Olaria, (3) Natureza, (4) São João da Chapada, (5) Sopa-Brumadinho e (6) Galho do Miguel. As sequências, Basal, Olaria e Natureza seriam correspondentes a Formação Bandeirinha (Fig. 5). Nesta ocasião as sequências foram interpretadas do ponto de vista sedimentológico. O método utilizado para interpretação das litofácies foi aquele proposto por Miall (1977), que catalogou diferentes litofácies fluviais atribuindo códigos a elas. Seguem as interpretações propostas por Silva (1995, 1998) para a Formação Bandeirinha:

1. Sequência Basal: Embora individualizada por Silva (1995), não foi interpretada adequadamente devido à ausência de boas exposições rochosas. Entretanto, este atribui uma possibilidade dos depósitos corresponderem a sistemas lacustres.
2. Sequência Olaria: O tectonismo extensional culminou na criação de uma discordância e consequente deposição de uma cobertura conglomerática, esta resultante da deposição de leques aluviais. Os conglomerados foram cobertos por arenitos depositados em transgressões marinhas.
3. Sequência Natureza: É limitada por uma discordância angular na base. A esta sequência foi atribuída à deposição de conglomerados correspondentes a leques aluviais, os quais foram recobertos por depósitos arenosos de sistema fluvial entrelaçado que por último foram cobertos por depósitos de dunas eólicas.

Em sua pesquisa, Silva (1995, 1998) elaborou um modelo evolutivo para a Bacia Espinhaço. Na ocasião a Bacia foi interpretada como uma sequência de ordem superior formada em função do desenvolvimento de um rifte.

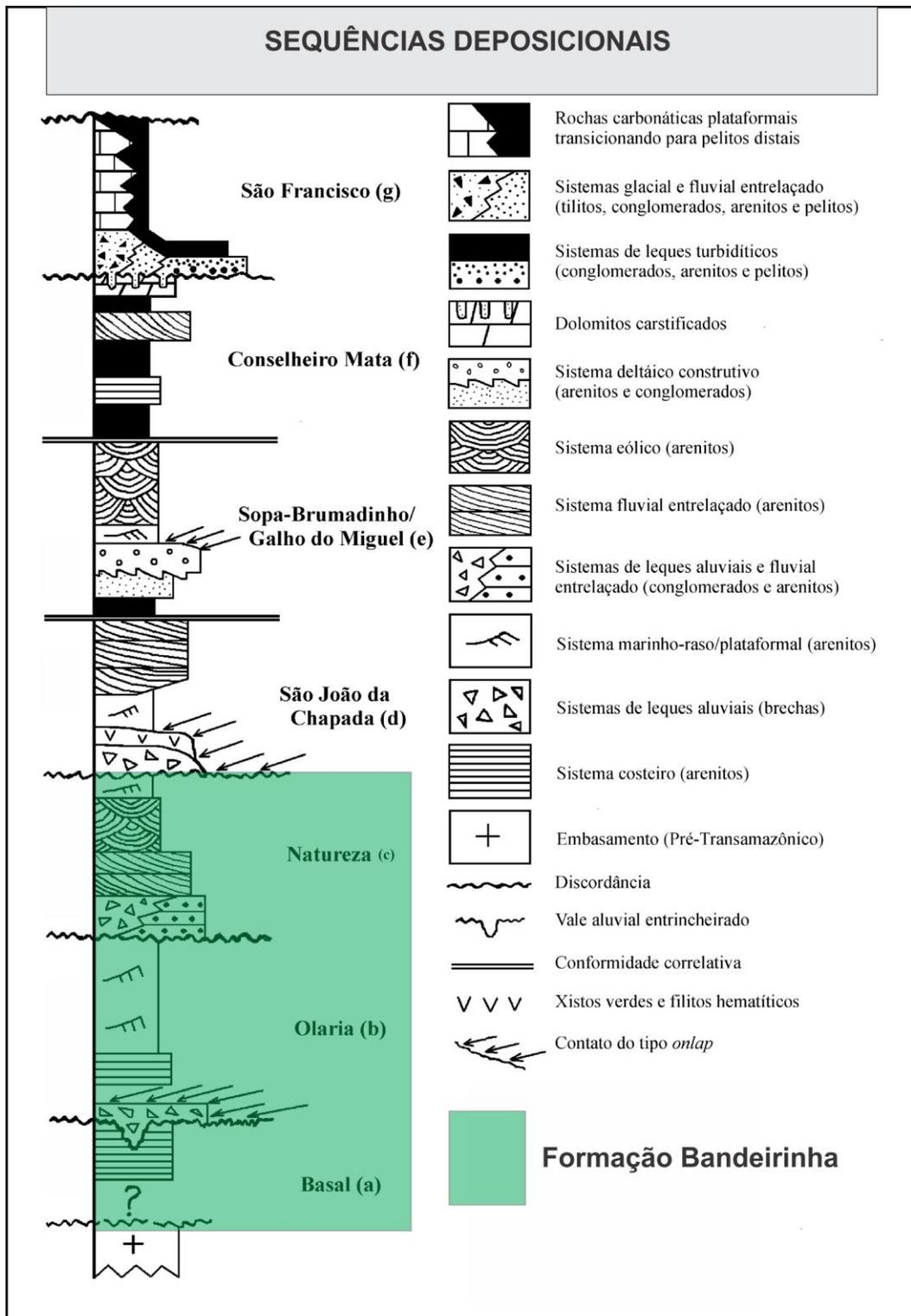


Figura 5. Coluna estratigráfica esquemática das coberturas proterozoicas do Crátom São Francisco na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. Modificado de Silva (1995, 1998).

Posteriormente, a fim de apresentar um modelo tectono-sedimentar para a Bacia Espinhaço em Minas Gerais, Martins-Neto (1998) subdividiu a bacia em seis tectonossequências (TS): (1) Olaria, (2) Natureza, (3) São João da Chapada, (4) Sopa-Brumadinho, (5) Galho do Miguel e (6) Conselheiro Mata. No modelo proposto, Martins-Neto (1998) reconheceu quatro fases evolutivas para a Bacia Espinhaço, quais sejam, pré-rifte, rifte, transicional e flexural. Em seu trabalho, Martins-Neto (1998) interpretou a bacia como sendo do tipo *rift-sag*, que corresponderia a um período de rifteamento inicial e subsequente período flexural. Neste contexto, a TS Basal marcaria a fase pré-rifte e a TS Natureza, TS São João da Chapada e TS Sopa-Brumadinho, a fase rifte. Desde então este modelo vem sendo aceito por parte da comunidade geológica (ver Martins-Neto 1998, Martins-Neto 2000, Eriksson *et al.* 2001, Martins-Neto *et al.* 2001, Martins-Neto 2009, Alkmim & Martins-Neto 2012). Recentemente duas modificações foram propostas:

Chemale *et al.* (2012), sustentados por dados geocronológicos, consideraram que os estágios pré-rifte e rifte, propostos por Martins-Neto (1998, 2000), não podiam ser sustentados, e dividiram a evolução da Bacia Espinhaço em Diamantina em duas fases: (i) Espinhaço Inferior, considerado um *rift* constituído por uma sequência sedimentar com depósitos aluviais, fluviais e eólicos formados de 1,68 a 1,8 Ga; e (ii) Espinhaço Superior, *rift-sag* constituído pelos depósitos basais da Formação Sopa-Brumadinho, de 1,2 Ga, Galho do Miguel e Conselheiro Mata (Fig. 6).

ESTRATIGRAFIA (TECTONOSSEQUÊNCIA)	AMBIENTE DEPOSICIONAL	FASE EVOLUTIVA DA BACIA (1)	FASE EVOLUTIVA DA BACIA (2)
CONSELHEIRO MATA	MARINHO RASO	FASE FLEXURAL	SUBSIDÊNCIA TERMAL (SAG 2)
GALHO DO MIGUEL	EÓLICO A MARINHO RASO	FASE TRANSICIONAL	SUBSIDÊNCIA TERMAL (SAG 1)
SOPA-BRUMADINHO	DELTAICO/LACUSTRE	FASE RIFTE	RIFTE
SÃO JOÃO DA CHAPADA	FLUVIAL ENTRELAÇADO		
NATUREZA	EÓLICO, FLUVIAL E LEQUE ALUVIAL		
OLARIA	LACUSTRE?	FASE PRÉ-RIFTE	

Figura 6. Quadro de organização sequencial e modelo evolutivo proposto por Martins-Neto (1998, 2000) (fase evolutiva da bacia (1)), e posterior modificação de Chemale *et al.* (2012) (fase evolutiva da bacia (2)).

A última modificação foi proposta por Santos *et al.* (2013), os quais concluíram que os conglomerados da Formação Bandeirinha não indicavam discordâncias regionais, como até então fora aceito. Neste trabalho consideraram para os conglomerados o aspecto de deposição local, e por isso as sequências Olaria e Natureza foram subtraídas. A Formação Bandeirinha passou a ser considerada uma única sequência.

5. SEDIMENTOLOGIA

Foi medida uma espessura de 250 m para a Formação Bandeirinha. A sucessão que compõe a unidade é constituída por camadas de arenitos vermelhos com corpos intercalados de conglomerados intraformacionais. Quatro litofácies foram individualizadas e assim nomeadas: (1) arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo, (2) arenito com estratificações cruzadas de alto ângulo, (3) conglomerado clasto-suportado sem organização e (4) conglomerado clasto-suportado estratificado.

(1) Arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo

Descrição

A litofácies é composta por camadas de arenitos vermelhos constituídos por grãos de quartzo, bem arredondados, de granulometria fina a grossa (0,1 - 1,0 mm), com distribuição bimodal, e gradação inversa (Fig. 7).

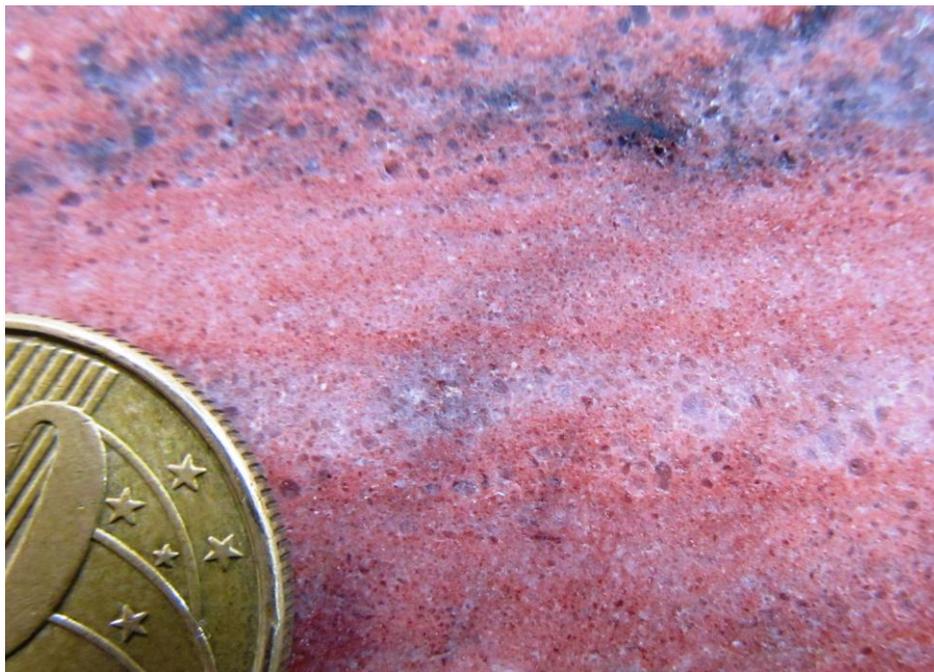


Figura 7. Amostra de quartzo arenito vermelho, da litofácies “arenito laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo”. Observe a dimensão dos grãos, a distribuição bimodal e a gradação inversa. Escala: Moeda de 2 cm.

Os *sets* têm formatos tabulares, com geometria em folhas (*sheet like*), e são constituídos por laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo ($<10^\circ$), de espessuras entre 2 e 9 mm (cada lâmina). As laminações observadas são similares às laminações do tipo risca de agulha (*pin stripe laminations*) (Fryberger & Schenk 1988). Localmente, entre os *sets* de laminações planas e paralelas ocorrem lâminas espessas entre 8 e 12 mm, constituídas por arenitos médios a grossos, muito bem selecionados (Fig. 8).

As espessuras dos *sets* variam entre 0,4 e 1,20 m (Fig. 9). Os *sets* tem extensão

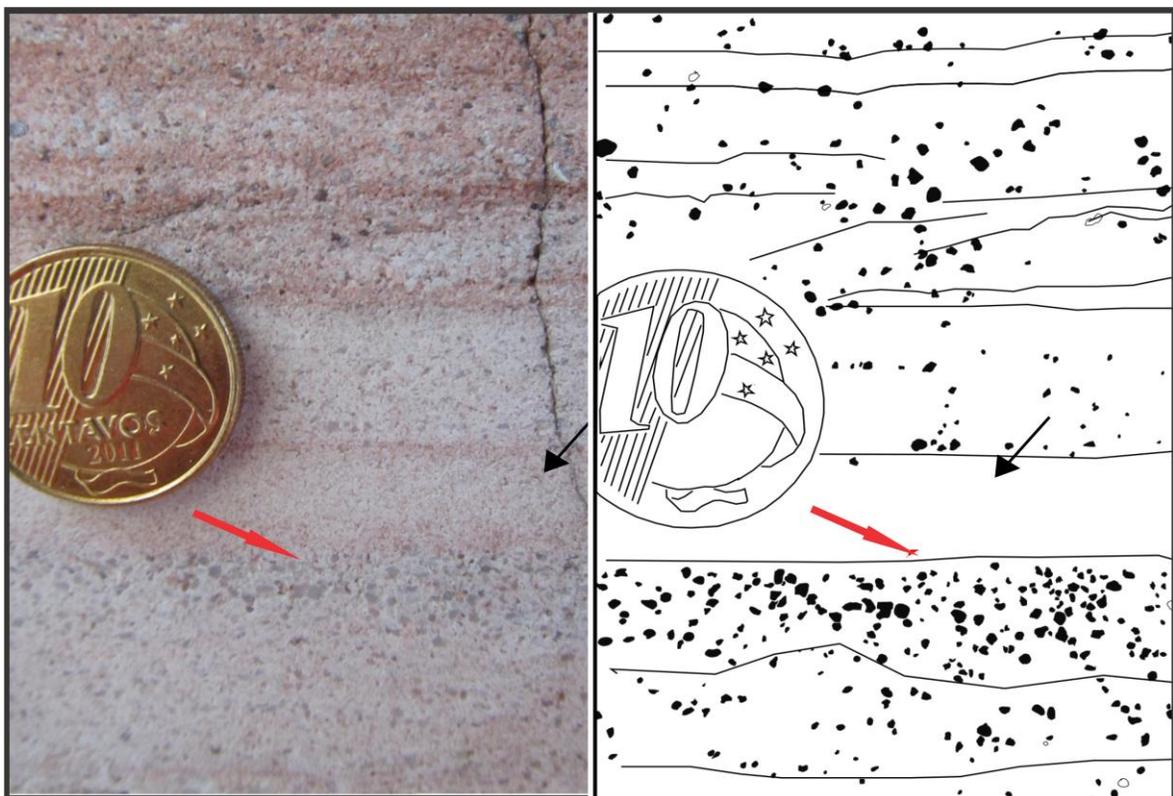


Figura 8. Amostra de quartzo arenito da litofácies “arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo“. Observe a concentração de grãos com tamanhos de médio a grossos, bem selecionados (seta vermelha), os quais ocorrem abaixo de uma lâmina de grãos de areia finos e muito finos, muito bem selecionados (seta preta). Acima desta, observe que o arenito é moderadamente bem selecionado. Escala: Moeda de 2,0 cm.

lateral de 4 m a mais de 9 m. O contato entre os *sets* que compõem *cosets* é erosivo. Os *sets* são sobrepostos e truncados entre si em ângulos entre 7° e 13°, em geral inferiores a 10° (Fig. 9b, c e d). Os *sets* constituem *cosets* que se sobrepõem formando sucessões verticais contínuas com mais de que 50 m de depósitos de arenitos com laminações planas e paralelas, que se distribuem lateralmente por quilômetros.

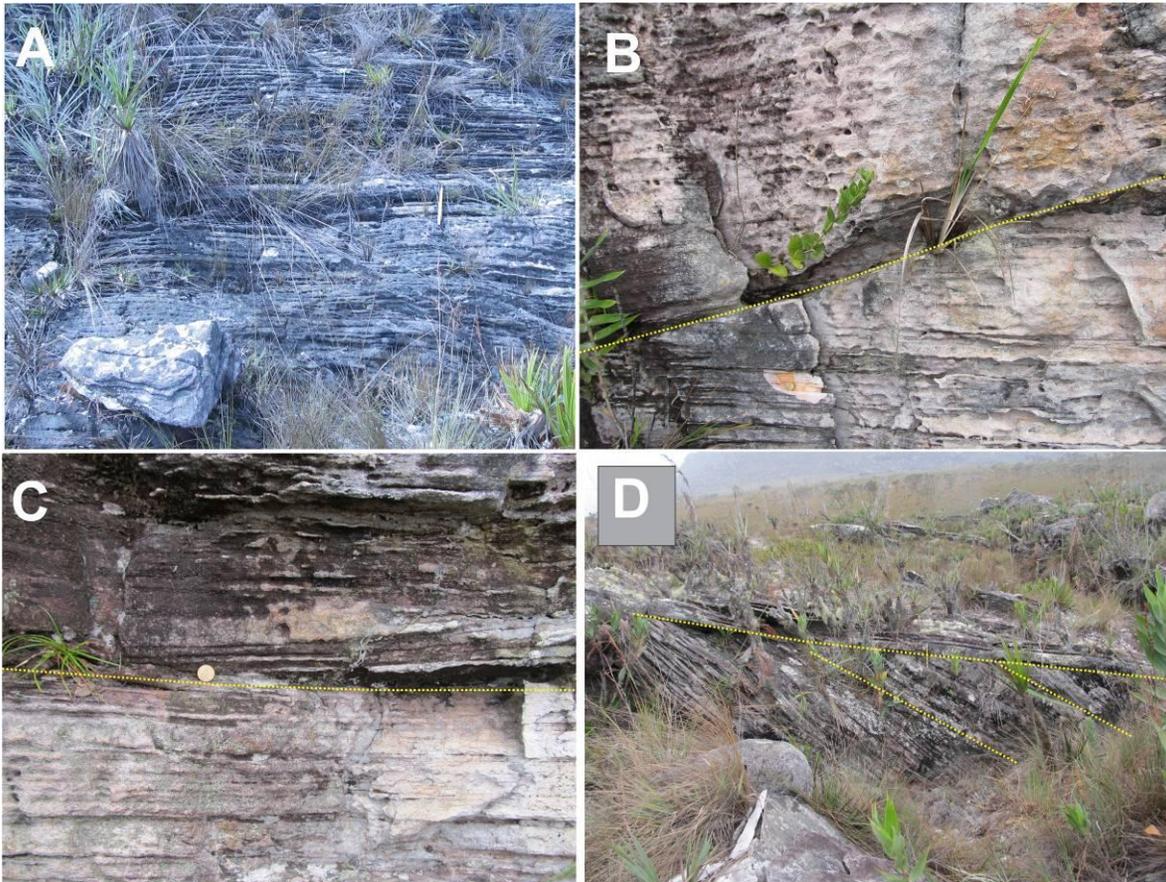


Figura 9. Afloramentos da litofacies “arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo” com laminações do tipo *risca de agulha* (*pin stripe laminations*) (Fryberger & Schenk 1988). Em (A) geometria em folhas (*sheet like*). Em (B), (C) e (D), observe o contato entre os *sets* de laminações planas e paralelas separadas por superfícies truncadas. Em (D), pelo efeito do corte de afloramento as camadas parecem mergulhar em ângulos elevados, porém a diferença de mergulho medida entre os planos é de no máximo 13°. Escalas: Caneta de 14,5 cm e moeda de 2 cm.

Em contato gradacional com as laminações planas e paralelas ocorrem *sets* constituídos por arenitos finos a médios, moderadamente bem selecionados, com formas de marcas onduladas cavalgantes de vento, de baixa amplitude, com faces de barlavento preservadas (Fig. 10). As marcas onduladas preservadas são soterradas por lâminas (~2 mm) constituídas por arenito muito fino. Por ser predominante em toda a sucessão sedimentar a litofácies “arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo” mostra-se em contato vertical e lateral com todas as demais litofácies. Os contatos desta litofácies com as outras é sempre erosivo, tanto na base quanto no topo (Fig. 11a, b e c).



Figura 10. Afloramento da litofácies “arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo”. Observe que o ângulo de cavalgamento das marcas onduladas de vento transita gradualmente de subcrítico para supercrítico. Escala: Caneta de 14,5 cm.

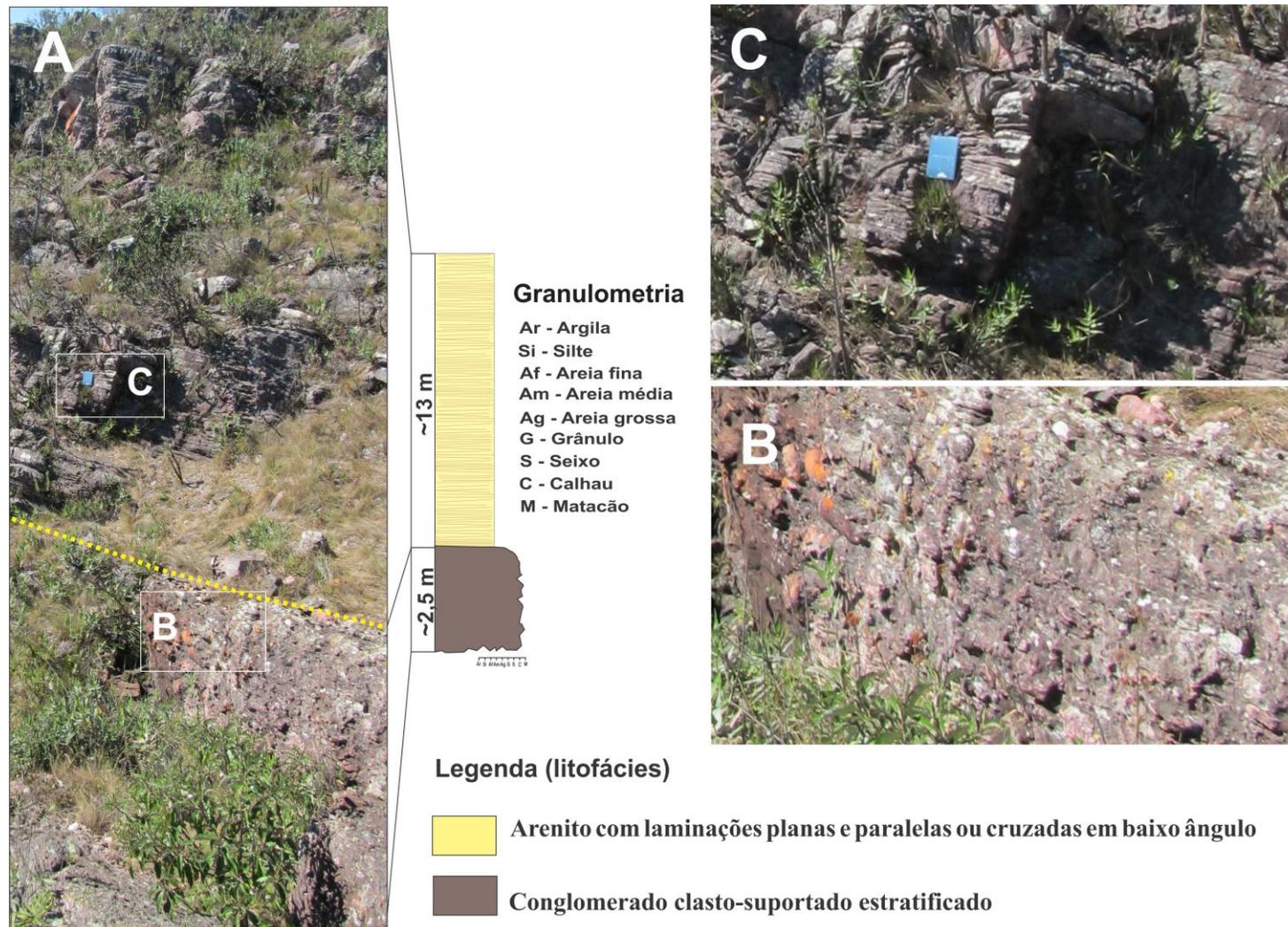


Figura 11. A organização vertical das litofácies de conglomerado e arenito. (A) Contato entre a litofácies “arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo” e a litofácies “conglomerado clasto-suportado estratificado”. (B) Detalhe para conglomerado clasto-suportado e (C) para arenito laminado. Escala: Caderno azul de 27,5 cm de altura.

Interpretação

A geometria em folhas (*sheet-like*) e o formato tabular, as espessuras de até 10 mm nas lâminas, o preenchimento por arenitos de granulometria fina a grossa (0,1 - 1,0 mm), a distribuição bimodal dos grãos, o arranjo interno variável de moderadamente bem selecionado a muito bem selecionado, e a gradação inversa, são características que conduziram à interpretação desta litofácies como o produto deposicional da migração de marcas onduladas cavalgantes de vento. Na litofácies predominam estruturas similares às estratificações cavalgantes transladantes subcríticas (*subcritically climbing translament stratifications*) (Fig. 9 e 12a) (Hunter 1977, 1981).

A presença de *sets* com formas de marcas onduladas de vento preservadas, com ângulos de cavalgamento superiores aos ângulos de inclinação das faces de barlavento permite considerá-las similares às estratificações cavalgantes transladantes supercríticas (*supercritically climbing translament stratification*) (Fig. 10, 12b e c) (Hunter 1977, 1981).

As lâminas de arenito muito fino que localmente cobrem as marcas onduladas de vento são interpretadas como lâminas de soterramento, formadas pela mudança de direção ou perda de velocidade do vento. Isto permite que a poeira seja depositada sobre as marcas onduladas de vento. O contato gradativo entre os *sets* de laminações subcríticas e os *sets* de marcas onduladas cavalgantes de vento com inclinação de barlavento conservada, assim como a presença local de lâminas compostas por arenitos muito finos, de soterramento, reforçam a interpretação destas estruturas como estratificações cavalgantes transladantes supercríticas (comparar Fig. 10, 12c e 13) (Hunter 1977, 1981).

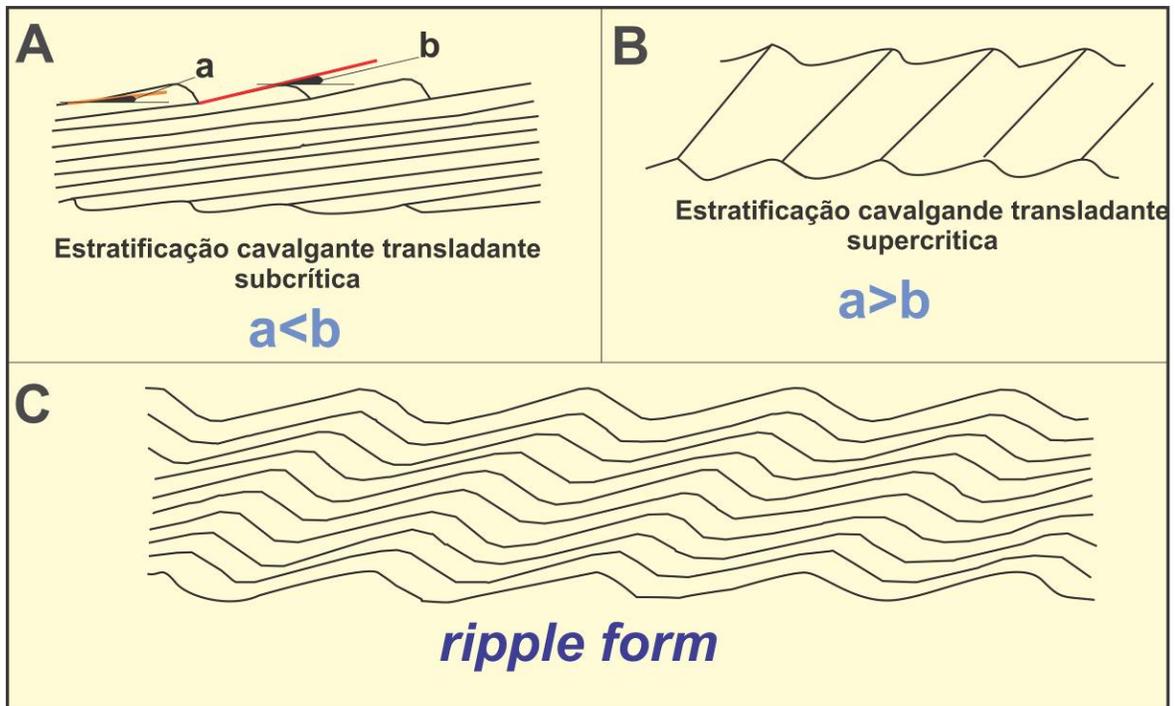


Figura 12. Ilustrações referentes aos possíveis e mais prováveis estratos gerados pela migração de marcas onduladas cavalgantes de vento. As marcas onduladas de vento podem gerar estratos do tipo (A) subcrítico e (B) supercrítico. Em (C) observe que a forma da marca ondulada (*ripple form*) pode ser preservada quando o ângulo de cavalgamento é supercrítico. Modificado de Hunter (1977).

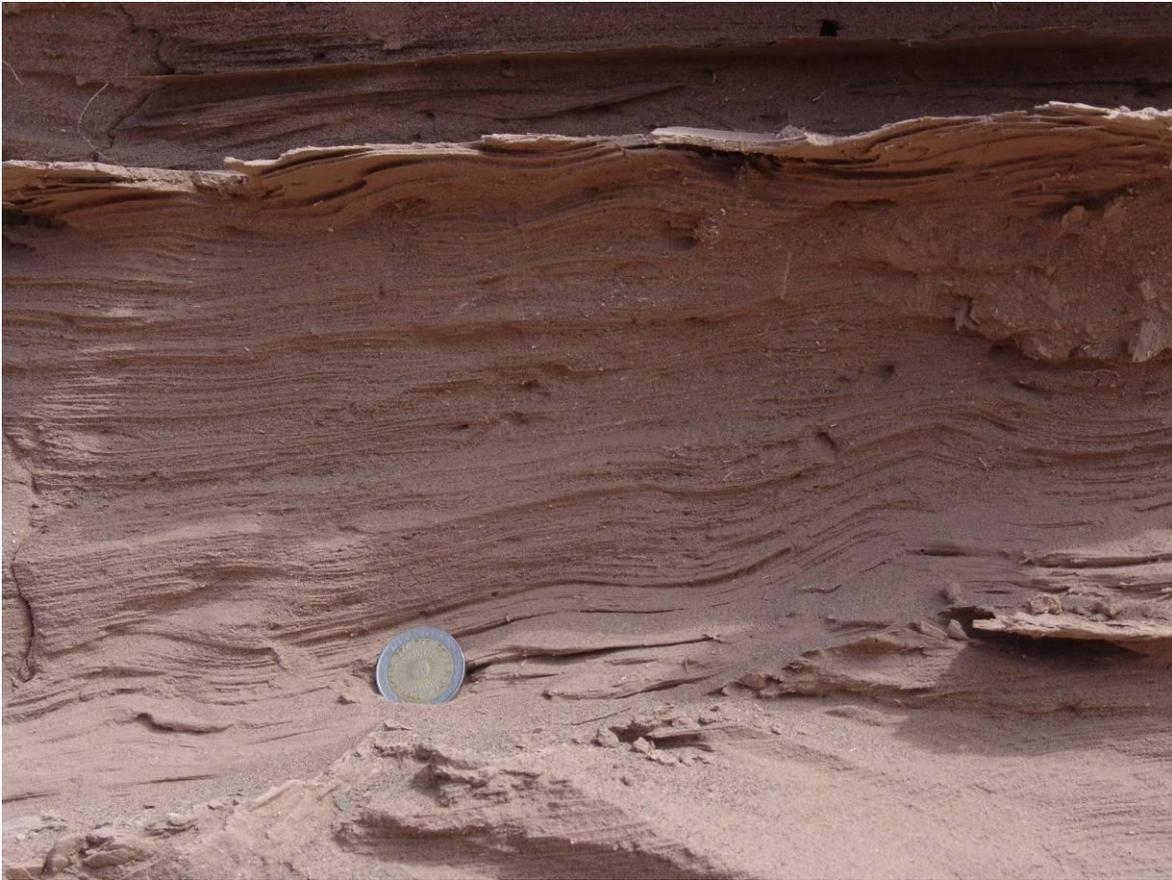


Figura 13. Estrutura em arenito interpretada como estratificação cavalgante transladante supercrítica em Alto Vale de Tulum, San Juan, Argentina. Observe a semelhança desta imagem com a Figura 10. (Modificada de Basilici & Dal Bó 2013).

No processo de migração das marcas onduladas de vento foi gerada uma concentração de grãos mais grossos que se moveram por rolamento e rastejamento sobre a zona de inclinação de barlavento (*stoss slope*), próximo à crista, enquanto ao mesmo tempo os grãos mais finos, que saltavam, caíam à frente, sobre a zona de inclinação de sotavento (*lee slope*). Conforme as marcas onduladas avançavam os grãos finos eram soterrados pelos mais grossos e então se formavam as laminações com gradação inversa (Fig. 7 e 14) (Hunter 1977, Fryberger & Schenk 1988, Mountney 2006).

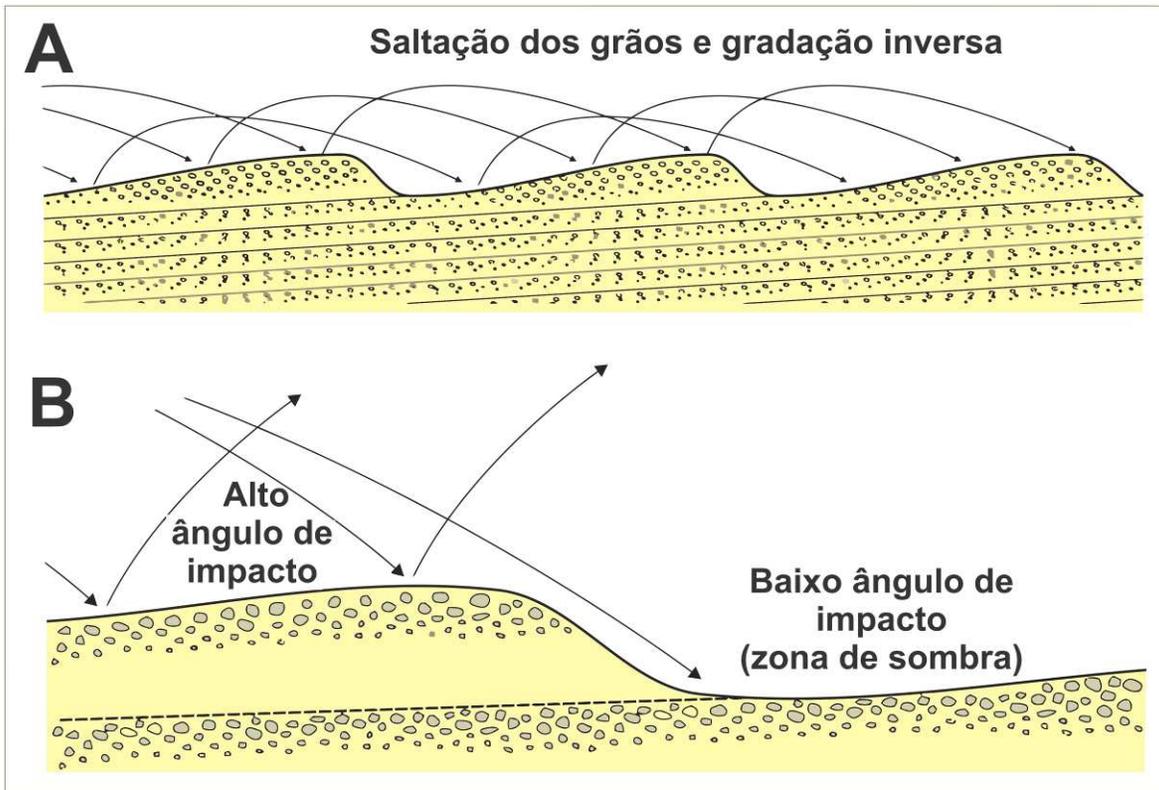


Figura 14. Representação de estratificação cavalgante transladante subcrítica. (A) O transporte eólico é realizado principalmente por saltação e são geradas laminações planas e paralelas. (B) Observe em detalhe a geração de estratos com gradação inversa. O sentido do vento é da esquerda para a direita. Modificado de Mountney (2006).

Os *sets* tabulares constituídos por laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo, lateralmente extensos por mais de 9 m, ocorrem sobrepostos uns aos outros, separados por superfícies erosivas, de truncamento (Fig. 9b, c e d). Este aspecto típico da organização vertical destas camadas é consequência da dinâmica de variações de fluxos do vento, o qual muda de direção e velocidade incessantemente gerando erosão e deposição em direções diferentes (Hunter 1977). Em outras palavras, as variações na orientação do vento criaram as superfícies de truncamento que separam os diferentes *sets*.

As lâminas com até 12 mm de espessura, compostas por arenitos médios a grossos, muito bem selecionados, também são formadas como resultado de fluxos do vento (Fig. 8). Essas lâminas são registros de *lags* criados como reação às fases momentâneas de deflação eólica, as quais selecionaram os grãos mais grossos e formaram superfícies blindadas

(*armoured surfaces*) (Fig. 15) (ver Fig. 6 de Sweet 1999). Interpretações similares também podem ser encontradas em Mounney & Russell (2004) e Biswas (2005).

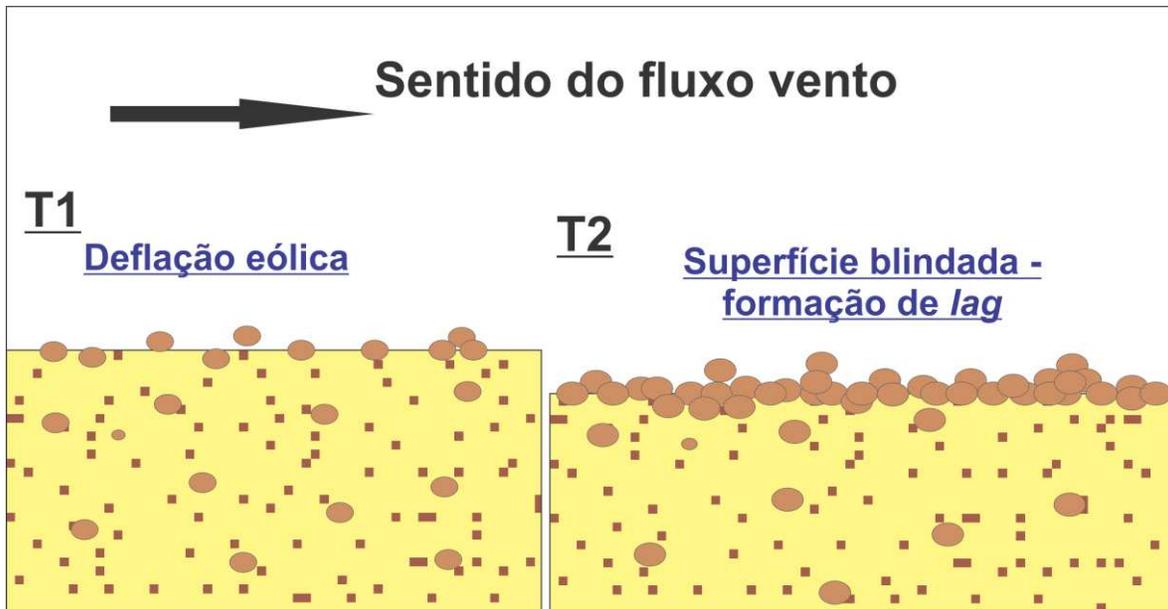


Figura 15. Na figura, observe como a deflação eólica gera as superfícies de *lags*. Observe e compare com o *lag* composto por grãos grossos apontados na figura 7.

Todas as feições supracitadas direcionam a ideia de que o sistema eólico da Formação Bandeirinha foi dominado por marcas onduladas cavalgantes de vento, as quais constituíam *zibars* (Fig. 16) (Nielson & Kocurek 1986, Mounney & Russell 2004, Biswas 2005, Tripaldi & Limarino 2008).

Morfologia de um *zibar* (similar as dunas do tipo dorso de baleia)

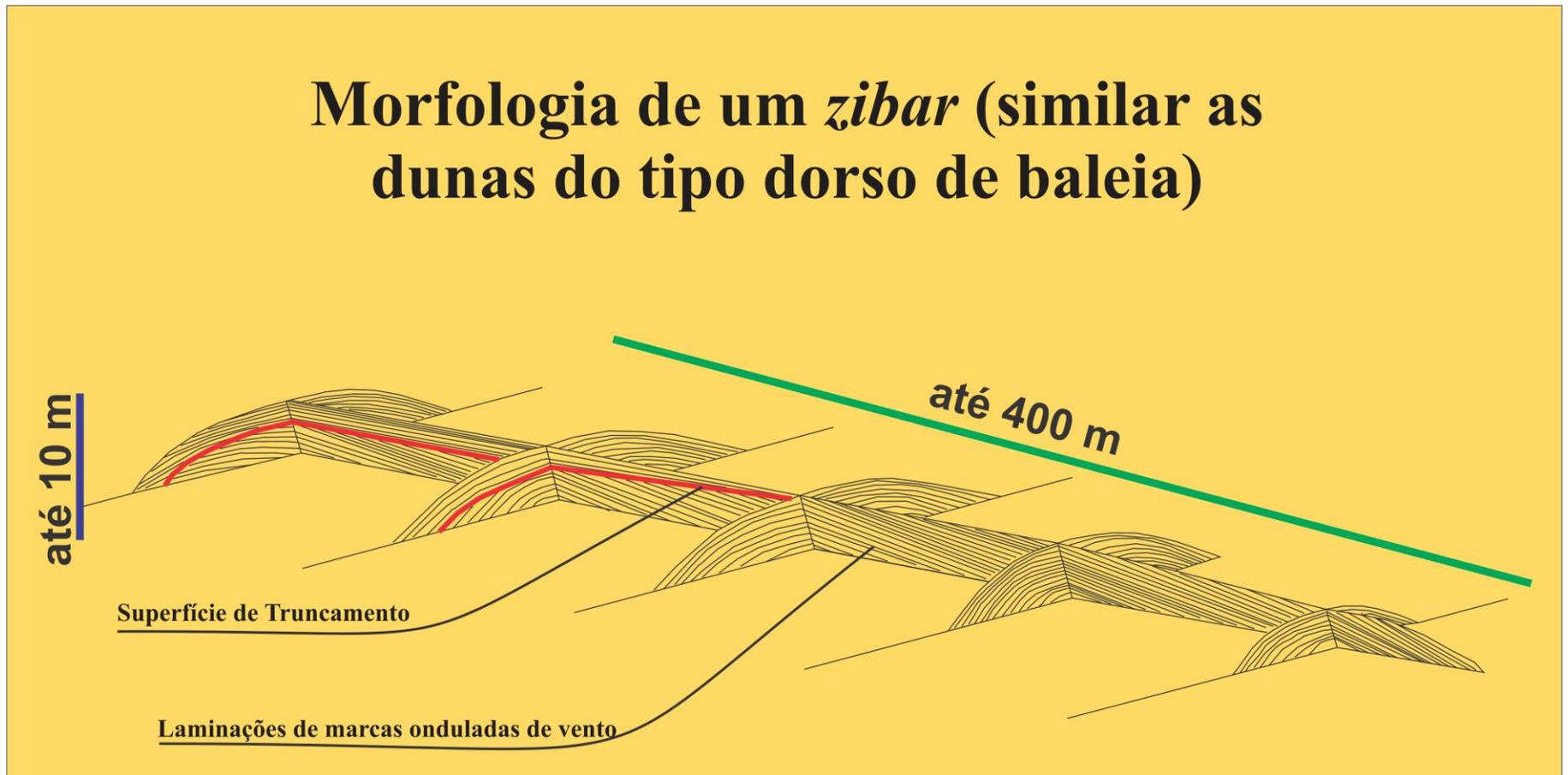


Figura 16. Morfologia externa e organização interna dos estratos de marcas onduladas de vento de duna do tipo “dorso de baleia”, similar a *zibar*. A superfície de truncamento (*truncation surface*) foi gerada pela mudança de direção do vento. Modificado de Bristow *et al.* (2010).

(2) Arenito com estratificações cruzadas de alto ângulo

Descrição

A litofácies é composta por *sets* de quartzo arenitos vermelhos, de grãos finos a médios (0,1 - 0,3 mm), muito bem selecionados (Fig. 17). Os *sets* são compostos por estratificações cruzadas, com formatos tabulares ou em cunha, de espessuras entre 12 cm e 30 cm. A extensão lateral dos *sets* varia de 3 m a mais de 7 m. Os *sets* formam lentes e ocorrem isolados (Fig. 18).

Os *foresets* são inclinados em relação às laminações planas e paralelas, em ângulos de 19° e 26°. As espessuras dos *foresets* variam de 3 a 10 mm. Superfícies de reativação podem ser observadas entre os *foresets* (Fig. 18a). Há relação vertical e lateral somente com a litofácies “arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo”. Os contatos de base e de topo entre os *sets* desta litofácies e da litofácies “arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo” são erosivos (Fig. 18a, b e d).



Figura 17. Seção polida em amostra de quartzo arenito da litofácies “arenito com estratificações cruzadas de alto ângulo”. Observe que é um arenito de grãos bem arredondados, muito bem selecionados, de granulometria que varia de fina a média.

Interpretação

As características granulométricas, geometria dos *sets* e organização dos *foresets* conduziram à interpretação desta litofácies como produzida pela migração de dunas eólicas, com geração de estratos de avalanche (Hunter 1977, 1981, Kocurek 1996, Mountney 2006). As dunas eólicas são constituídas pela combinação de diferentes estratos, quais sejam marcas onduladas cavalgantes de vento (*wind ripples*), estratos de avalanche (*grain flow*) e estratos de queda (*grain fall*) (Hunter 1977, Kocurek & Dott 1981, Kocurek 1996, Mountney 2006).

Os estratos de avalanche são formados no momento em que ocorre a perda de coesão entre os grãos de areia quando a inclinação da face de sotavento, próximo à zona de crista das dunas, atinge um ângulo crítico criando avalanches. Isto resultou na formação dos *foresets*, que são separados por superfícies erosivas, e que compõem os *sets*. Alguns dos estratos de avalanche gerados foram soterrados por grãos muito finos, os estratos de queda. Quando os grãos em queda caíram sobre superfícies irregulares, geradas pelas avalanches, ocorreu uma diminuição gradual do relevo à medida que prosseguiu a queda de grãos muito finos (Hunter 1977). Os grãos mais finos caíram na frente da face de sotavento, como resultado da formação de uma zona de expansão ou separação de fluxo de vento, acima das cristas das dunas (Mountney 2006). Esta perda de capacidade de transporte do vento ocorreu devido às próprias características morfológicas das dunas (Hunter 1981). As superfícies de reativação reconhecidas entre as estratificações cruzadas são correspondentes às descritas por Brookfield (1977), o qual considera que as superfícies atravessam as laminações *intra-sets* das estratificações cruzadas representam pequenas flutuações na velocidade ou direção dos ventos que constroem as dunas, ou até mesmo podem representar mudanças no fluxo de ar devido às características de ventilação sob as formas de leito.

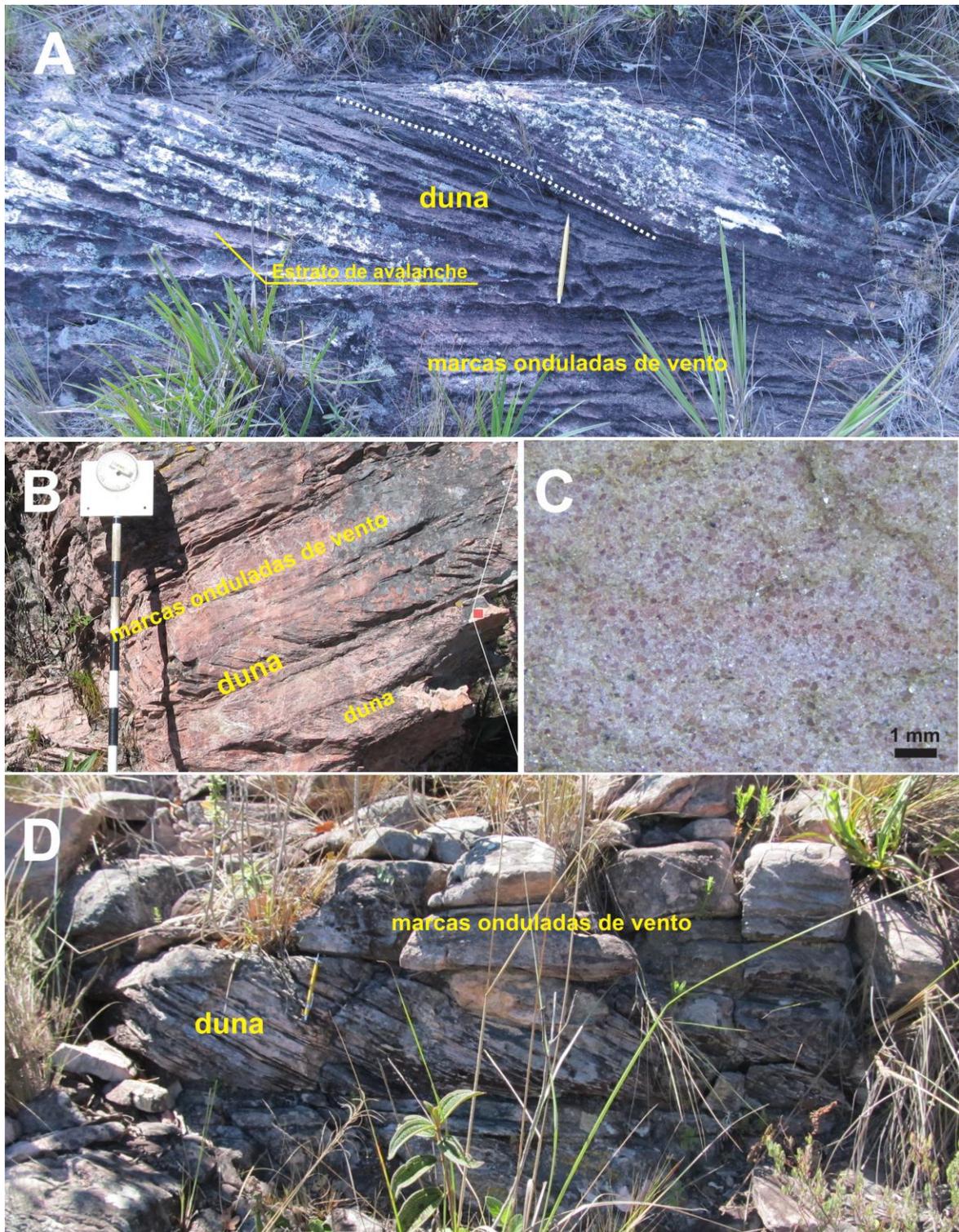


Figura 18. Afloramentos da litofácies “arenito com estratificações cruzadas de alto ângulo”. Em (A) o formato em cunha dos estratos de avalanche. A linha branca indica uma superfície de reativação, similar às descritas por Brookfield (1977). Em (B) a relação entre as estratificações cruzadas e laminações de marcas onduladas de vento. Em (C) o detalhe das características granulométricas, muito similares as da figura 17.

Em (D) a geometria tabular do *set* de estratificações cruzadas tabulares. Escalas: Moeda de 2 cm caneta de 14,5 cm e bastão de Jacob de 10 cm para cada marcação.

(3) Conglomerado clasto-suportado sem organização

Descrição

A litofácies consiste em corpos de conglomerados clasto-suportados, polimíticos, mal selecionados, com matriz arenosa, sem organização aparente. Os conglomerados são constituídos por clastos de arenito (80,0%), quartzo de veio (6,0%), formações ferríferas bandadas (*BIF's*) (6,0%), quartzitos (5,0%) e xistos (3%) (Fig. 19).

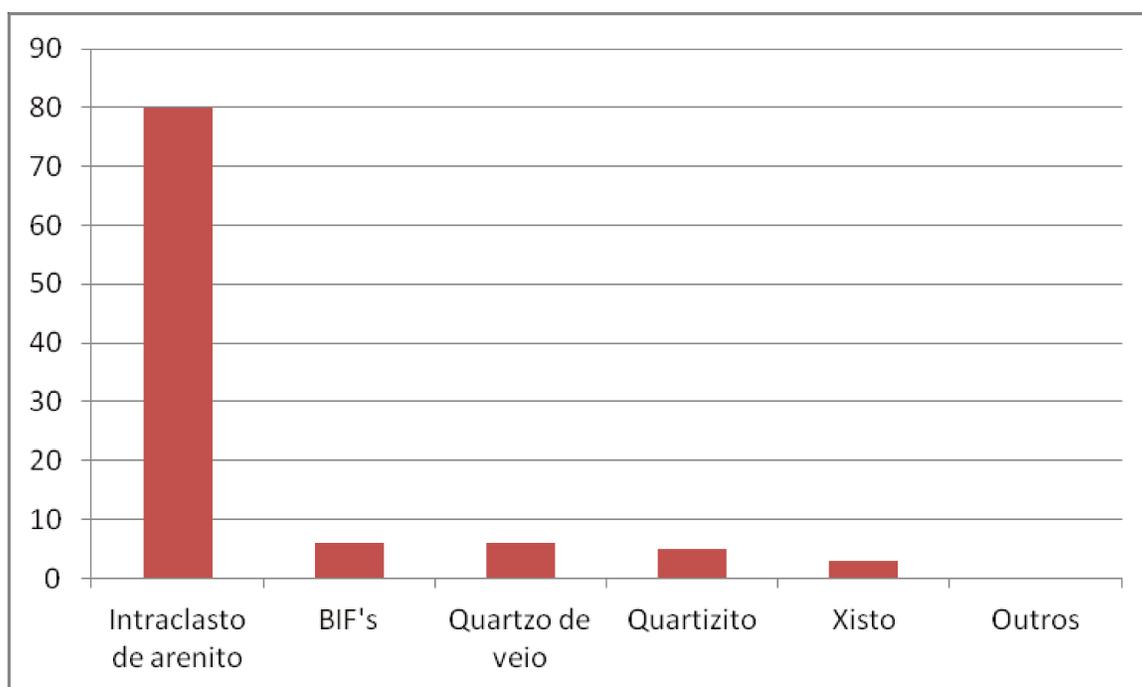


Figura 19. Tipos de clastos que compõem a litofácies “conglomerado clasto-suportado sem organização”. Os números indicam distribuição percentual. Dados obtidos por contagem.

Os clastos de arenitos são vermelhos ou amarelados, constituídos de grãos de quartzo bem arredondados, de granulometria fina a grossa, moderadamente bem selecionados a muito bem selecionados, com distribuição de grãos bimodal. Os clastos de quartzo-arenito apresentam laminações bem preservadas e possuem características similares à litofácies “arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo” (Fig. 20a e b). Os clastos são sub-angulares a sub-arredondados, com dimensões de 130 mm a 340 mm, e MPS (*maximum particle size*) de 270 mm. Localmente existem matações de intraclastos de dimensões métricas, superiores a 2 m.

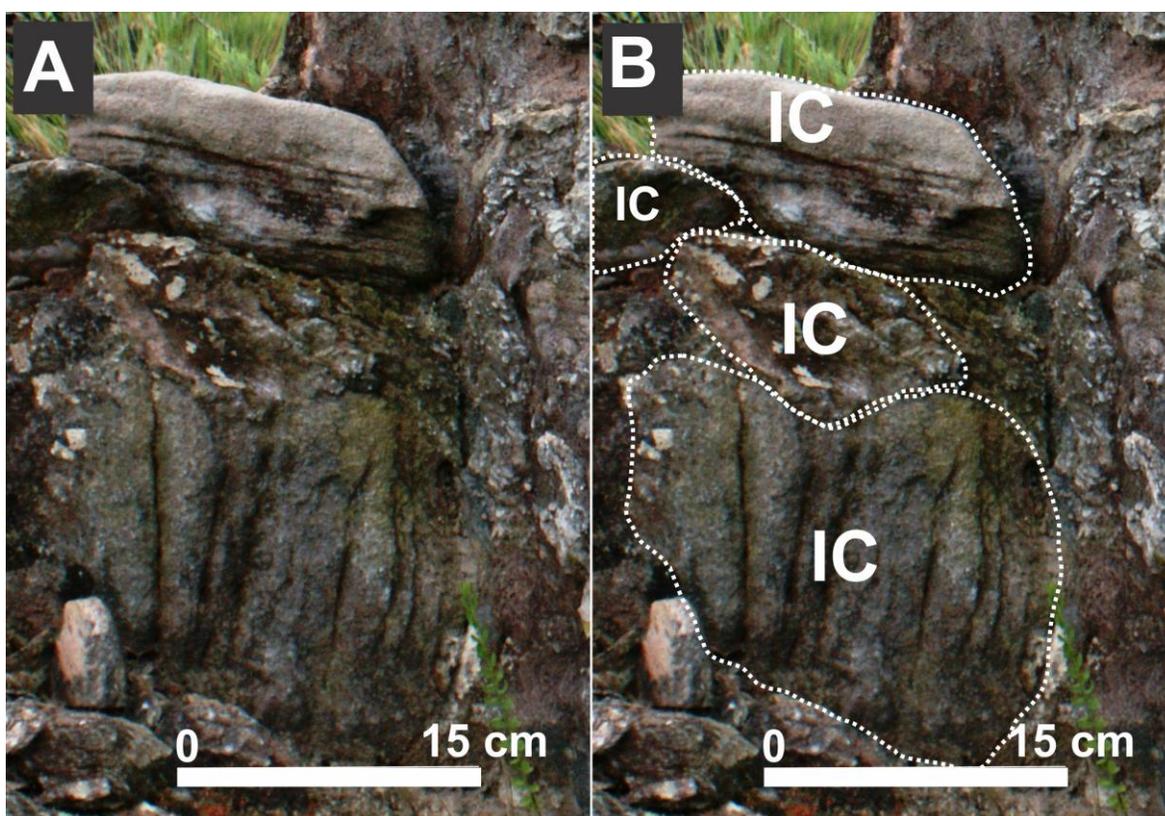


Figura 20. Conglomerado com intraclastos de quartzo-arenito. A) Laminações planas e paralelas e ausência de organização. B) Destaque para os intraclastos (IC).

Os clastos de quartzitos, de formações ferríferas bandadas (BIF's), xistos e quartzo de veio, são bem arredondados, e embora de dimensões variáveis, são menores do que os clastos de quarto-arenitos laminados, com dimensões observadas entre 18 a 76 mm (Fig. 21a e b).

Os corpos conglomeráticos têm geometria em forma de canal preenchido. O contato da base dos conglomerados é do tipo erosivo, ligeiramente côncavo, e ocorre cortando e encaixado a litofácies “arenito com laminações planas horizontais ou cruzadas em baixo ângulo” (Fig. 22). Estes corpos têm extensão lateral contínua por centenas de metros e são correlacionáveis em diferentes afloramentos com distâncias quilométricas. As espessuras são variáveis, de 6,5 a 18,0 m.

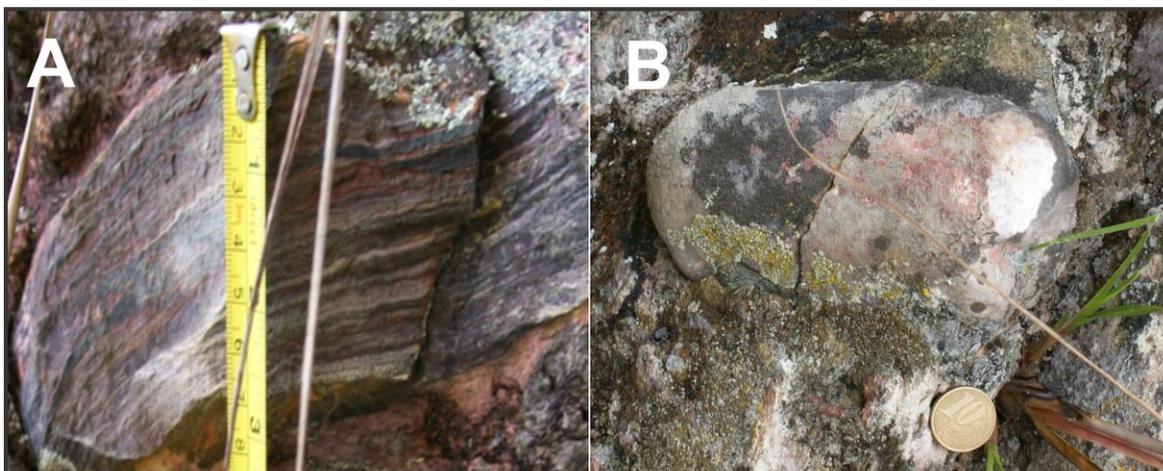


Figura 21. Fotografias de clastos extraformacionais nos conglomerados. Em (A) clasto de formação ferrífera bandada (BIF). Em (B) clasto de quartzo de veio. Escala: Moeda de 2,0 cm.

Interpretação

Os clastos de arenitos laminados provêm dos arenitos que compõem a litofácies “arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo”, portanto são clastos intraformacionais (Fig. 20). Estes intraclastos são similares aos reconhecidos e interpretados na Bacia Teruel, na Espanha (ver Fig.7c em Rodríguez-López *et al.* 2012). Na Bacia Teruel, a semelhança dos depósitos da Formação Bandeirinha, clastos constituídos de

arenitos finos a médios, com laminações bem preservadas, e com mesmas características dos depósitos de arenitos eólicos, também são interpretados como intraclastos.



Figura 22. Contato entre conglomerados e arenitos com laminações planas e paralelas Observe a natureza erosiva do contato (traçado amarelo). Escala: Caneta de 14,5 cm.

Os intraclastos foram depositados sobre incisões no substrato, possivelmente produzidas por fluxos subaquosos anteriores. A preservação dos intraclastos foi possível devido ao anterior desenvolvimento de certo grau de competência nos depósitos eólicos previamente formados (Deynoux *et al.* 1989, Rodríguez-López *et al.* 2012). Segundo Mountney & Howell (2000), para que este tipo de intraclastos seja preservado, não é necessário muito, o simples umedecimento dos depósitos eólicos é suficiente para que este adquira algum grau de competência. O grau de competência aqui referida, no caso da Formação Bandeirinha, é o resultado dos processos de cimentação precoce que ocorreu no substrato, na primeira fase da diagênese. A cimentação garantiu aos clastos de arenitos maior competência para resistir aos processos de transporte.

O grau de arredondamento e seleção dos intraclastos nos corpos de conglomerados indica que eles foram transportados em regime de fluxo aquoso por distâncias curtas dentro da área de deposição eólica. Segundo Deynoux *et al.* (1989), além da necessidade de desenvolvimento de competência por parte dos depósitos eólicos antes de serem transportados, o transporte deve ser efetuado por curtos períodos de tempo, caso contrário os clastos podem ser completamente desagregados. A dimensão dos intraclastos indica que foram carregados em regime de fluxo de alta energia. Os depósitos de conglomerados foram gerados por fluxos em canais efêmeros. Os matacões de dimensões métricas são interpretados como partes das margens dos canais que romperam por perda de coesão e caíram, os quais por não terem sido transportados por grandes distâncias ficaram preservados (Fig. 23).

Os clastos extraformacionais, sejam os de formações ferríferas bandadas, xistos e quartzos de veios, possuem grau de arredondamento mais elevado que dos intraclastos (Fig. 21), indicando que o fluxo teve início em áreas mais distantes e externas ao lençol de areia eólica.

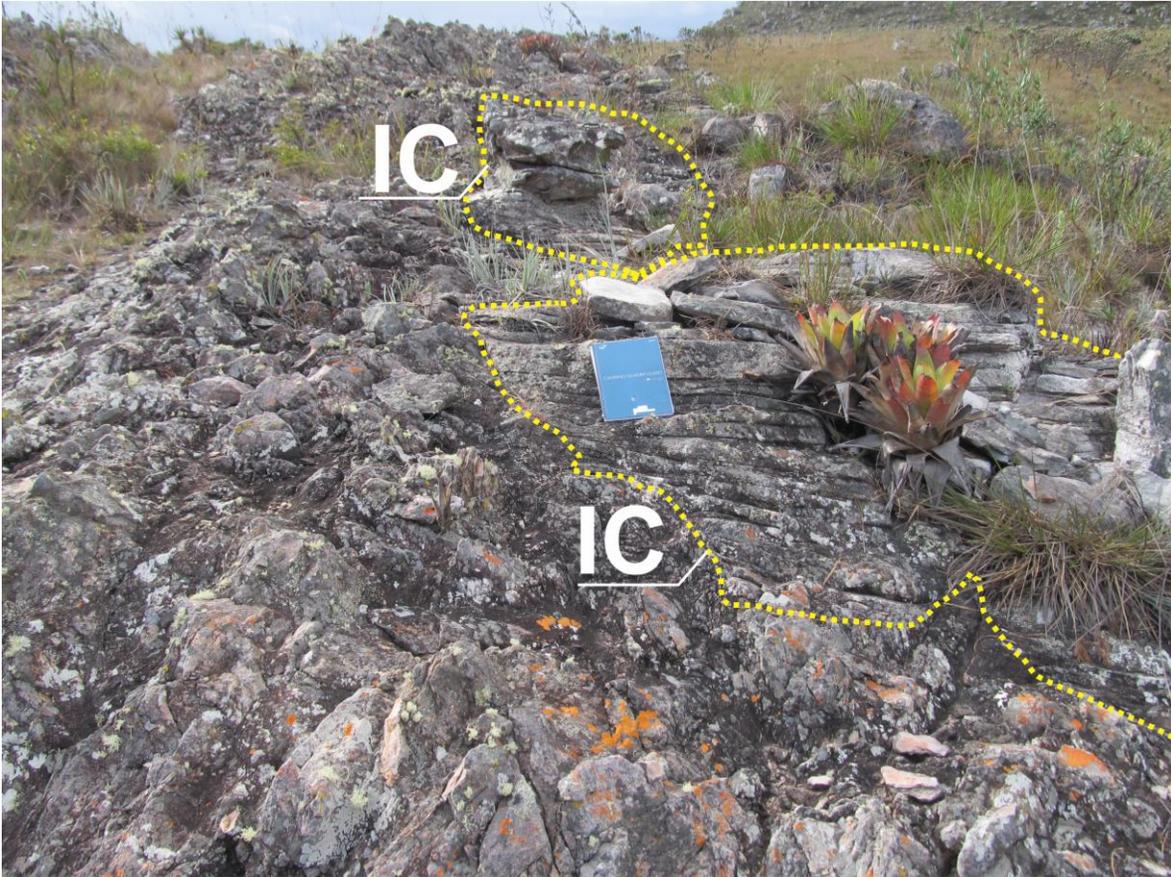


Figura 23. Intraclastos (IC) de dimensões métricas em meio ao corpo de conglomerado clasto-suportado sem organização. Escala: Caderno de 27,5 cm de altura.

(4) Conglomerado clasto-suportado estratificado

Descrição

A litofácies é um conglomerado clasto-suportado, polimítico, mal selecionado, com matriz arenosa. Este conglomerado é ligeiramente organizado, com estratificações planas e paralelas. Os corpos são compostos por arenito laminado (71,0%), formações ferríferas bandadas (*BIF's*) (8,0%), quartzo de veio (7,0%), quartzitos (7,0%) e outros (3,0%) (Fig. 24). Os clastos de arenito apresentam laminações planas e paralelas, e são compostos por grãos de tamanhos fino a grossos, moderadamente bem selecionados a muito bem, com distribuição bimodal. Os clastos de arenito têm dimensões que variam entre 16 e 256 mm.

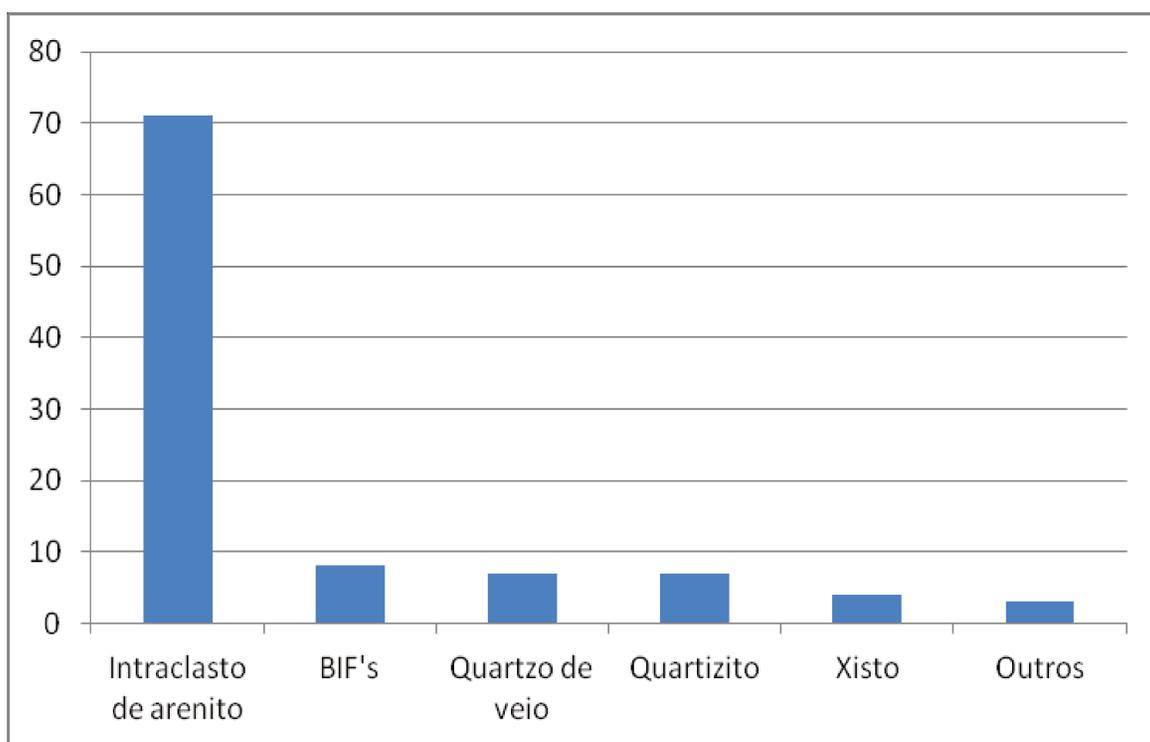


Figura 24. Distribuição dos tipos de clastos na litofácies “conglomerado clasto-suportado estratificado”. Dados obtidos por contagem.

A base deste conglomerado é erosiva e corta a litofácies “arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo”. O contato entre as camadas de arenito e conglomerados é erosivo. A litofácies é sobreposta por conglomerado clasto-suportado sem organização, que ocorrem em contato erosivo, ligeiramente côncavo (Fig. 25a). Em meio aos corpos destes conglomerados, ocorrem camadas de arenitos com laminações planas e paralelas, com espessura de 10 a 15 cm, lateralmente contínuos entre 0,50 m e 3 m, lenticulares, intercalados e paralelos à base dos conglomerados (Fig. 25b).

Interpretação

Esta litofácies foi produzida por fluxos aquosos em canais efêmeros. Diferente da litofácies “conglomerado clasto-suportado sem organização”, na formação desta houve o transporte subaquoso por tempo suficiente para criar certa organização dos estratos, promovendo maior maturidade aos conglomerados. O maior tempo de transporte resultou na diminuição da dimensão média dos clastos intraformacionais, bem como seu percentual relativo em relação aos clastos extraformacionais. O maior tempo de transporte permitiu o maior grau de desagregação dos intraclastos.

Os eventos de deposição por fluxos subaquosos efêmeros se alternam com os períodos de deposição eólica, com grãos de areia transportados sobre a superfície do fundo dos canais formando as marcas onduladas de vento que criaram as estratificações cavalgantes transladantes subcríticas sobre os canais efêmeros. Segundo Cowan (1993), depósitos de marcas onduladas cavalgantes de vento entre depósitos subaquosos evidenciam a natureza efêmera dos canais fluviais, que devem permanecer secos por longos períodos para que as estruturas eólicas sejam formadas e preservadas (Fig. 25b). No Grupo Rotliegend, UK, a semelhança da interpretação atribuída a Formação Bandeirinha, Sweet (1999) considerou que os processos fluviais, que registram períodos de precipitações (chuvas) deram lugar a processos eólicos, os quais ocorreram durante períodos com ausência de chuva.

De acordo com Biswas (2005), a existência de camadas constituídas por laminações de marcas onduladas de vento com gradação inversa dentro dos corpos de depósitos fluviais atesta a atuação do vento como mecanismo de transporte e deposição dentro do canal em períodos de seca. Ademais, o fato de serem observados corpos diferentes (arenitos e

conglomerados), sobrepostos e em contato erosivo, permite concluir que são formados por vários eventos distintos de deposição, ou seja, são canais efêmeros com registros de vários andares de preenchimento (*multistory-infilling*). Komatsubara (2004) aponta que este tipo de canal é caracterizado por sucessivas fases alternantes, de erosão e deposição (preenchimento).

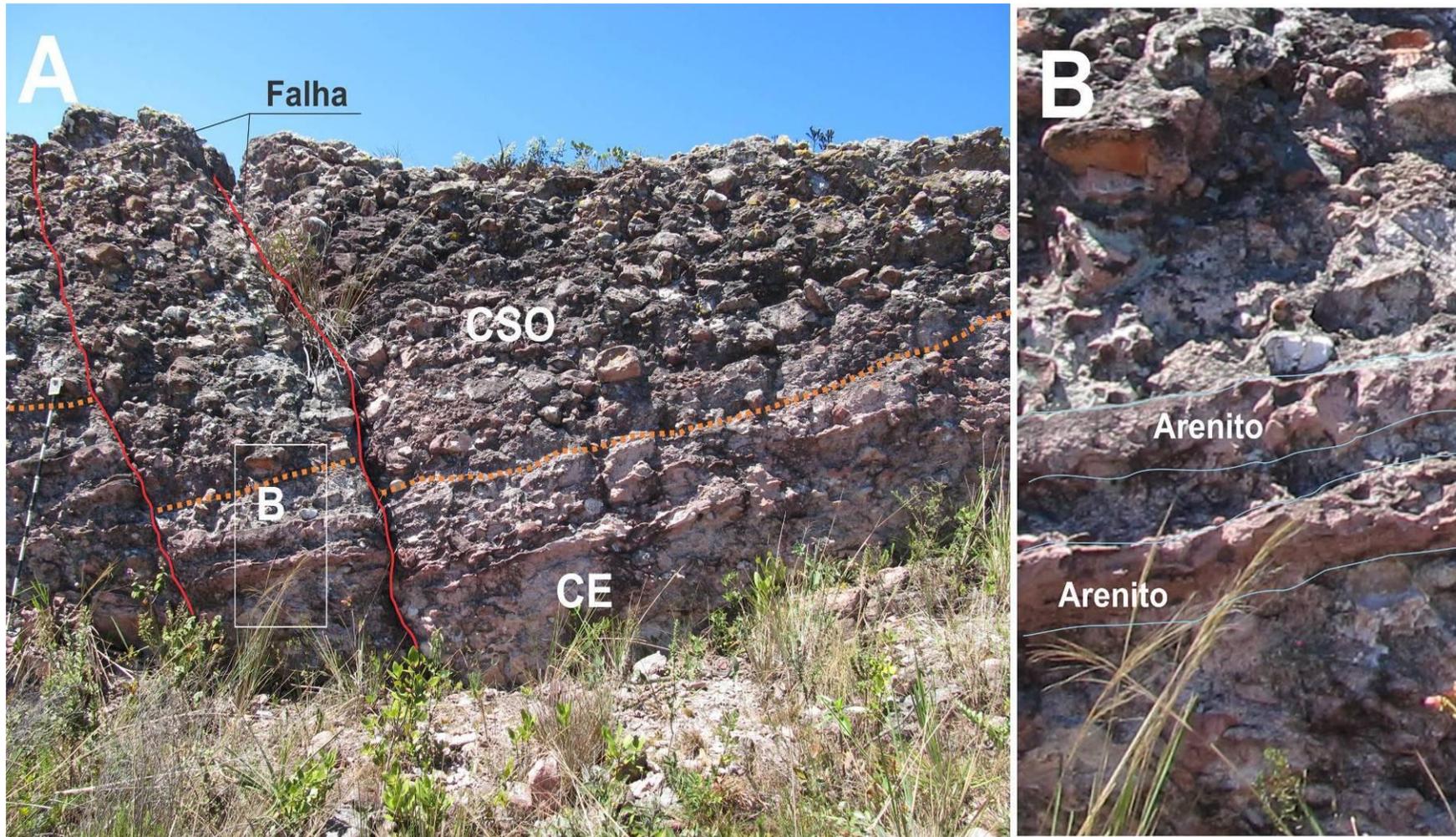


Figura 25. Litofácies “conglomerado clasto-suportado sem organização” (CSO), “conglomerado clasto-suportado estratificado” (CE) e “arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo” (arenito) em intercalado. Em (A) organização geral dos diferentes corpos. Observe as diferenças no grau de organização, dimensão dos clastos e tipo de contato entre as litofácies de conglomerados e arenitos. Em (B) as camadas de arenitos formados pela migração de marcas onduladas cavalgantes de vento entre a litofácies de conglomerados. Escala: Bastão de Jacob de 1,5 m.

6. ASPECTOS GERAIS DOS ARENITOS

Os arenitos da Formação Bandeirinha são em geral quartzosos (>90% quartzo), moderadamente bem selecionados a muito bem selecionados, com grãos bem arredondados a muito bem arredondados. As dimensões dos grãos que compõem a litofácies “arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo” obedecem ao padrão proposto por Nielson & Kocurek (1986) para a formação dos *zibars*, em que os grãos variam entre 0,1 e 1,0 mm (Fig. 7 e 8). Do mesmo modo, a litofácies “arenito com estratificações cruzadas de alto ângulo” é composta por grãos de dimensões entre 0,1 e 0,3 mm (Fig. 17), adequadas para a formação de dunas com faces de deslizamento.

A partir da análise petrográfica foi possível reconhecer três feições importantes: (1) revestimentos de óxido de ferro sobre os grãos de quartzo (forte contorno vermelho envolvendo os grãos, ver Fig. 26), (2) dissolução por contato entre os grãos e (3) sobrecrescimento de quartzo (Fig. 27).

Os revestimentos de óxido de ferro (hematita), responsáveis pela cor avermelhada dos arenitos, foram formados na eodiagênese. Segundo Walker (1967), este tipo de revestimento de óxido de ferro é produzido pela dissolução de outros minerais (ex. argilas), quando ocorrem dispersos em meio ao material arenoso. A dissolução desses minerais ocorreu quando os mesmos ficaram em contato direto ou indireto (através da franja de capilaridade) com o lençol freático, após soterramento. A feição de revestimento de hematita é comum a ambientes desérticos (Trewin 1993) e constitui etapa anterior à dissolução por contato e ao sobrecrescimento de quartzo. Os intraclastos de arenitos também são vermelhos, com grãos revestidos por película de hematita (Fig. 26). Segundo Glennie *et al.* (1978), a mudança de coloração (avermelhamento) ocorre quando os sedimentos desérticos ficam enterrados abaixo do lençol freático. Os sedimentos ficam vermelhos somente após o soterramento e contato com a umidade do lençol freático.

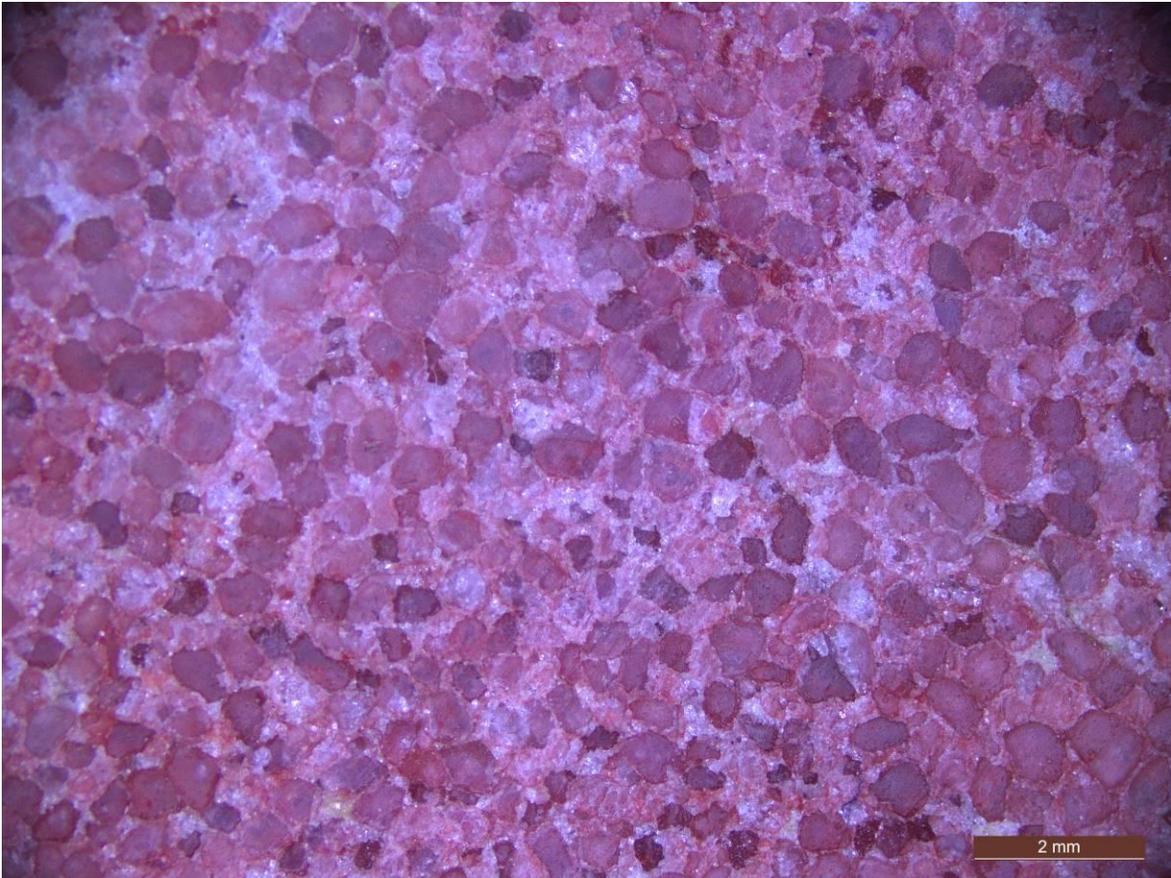


Figura 26. Seção polida de amostra de quartzo-arenito. Observe o forte contorno vermelho envolvendo os grãos (revestimento de hematita).

A presença dos intraclastos de arenitos eólicos dentro dos corpos de conglomerados reforça a ideia de que um provável processo de cimentação ocorreu no substrato raso. A cimentação conferiu a estes depósitos eólicos competência para resistir à desagregação que deveria resultar dos processos subaquosos provocados pela invasão de canais efêmeros em períodos de maior frequência de precipitações, e aos clastos de arenitos removidos do substrato, competência suficiente para resistir ao transporte subaquoso desenvolvido nos canais efêmeros.

A dissolução por contato e o sobrecrecimento de quartzo são posteriores à formação do revestimento de hematita, e correspondem à fase de mesodiagênese. Estas duas feições diagenéticas são difíceis de quantificar devido aos efeitos do metamorfismo, que as mascaram. Os efeitos do metamorfismo mais marcantes são a dissolução por compressão e a recristalização. A dissolução por contato é a feição mais comum observada nos arenitos, mas não é possível diferenciar qual resulta da diagênese e qual resulta do

metamorfismo. O sobrecrecimento de quartzo devido à diagênese é claro quando há preservação do arredondamento original dos grãos (Fig. 27).

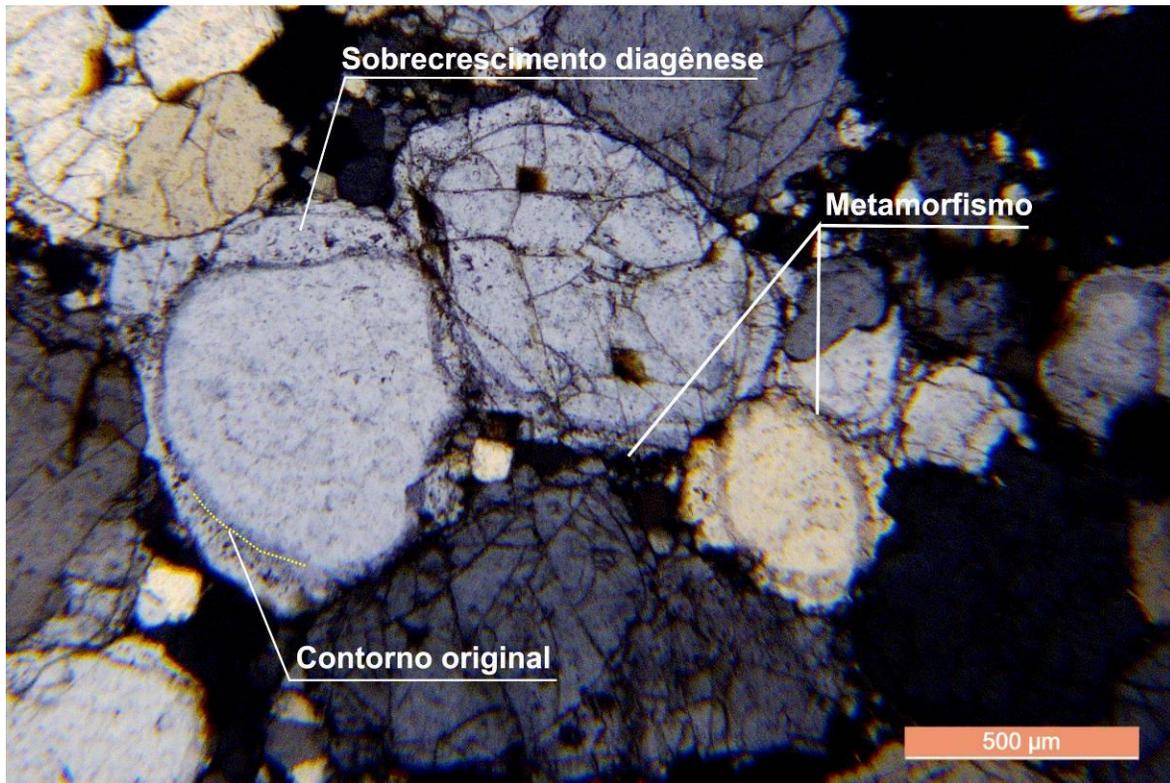


Figura 27. Fotomicrografia de quartzo arenito da litofácies “arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo”. Observe que, destacado pelo revestimento de hematita, o contorno original (pré-diagênese) dos grãos é preservado. Observe também o sobrecrecimento de quartzo formado durante a diagênese, e a diferença para as feições resultantes do metamorfismo.

As feições diagenéticas analisadas na Formação Bandeirinha são similares às observadas no arenito Tumblagooda, no oeste da Austrália (Trewin 1993, Trewin & Fallick 2000), onde se concluiu que a dissolução por contato pode ter sido facilitada pela presença do revestimento de hematita, predominante nos arenitos eólicos. O revestimento pode ter atuado como catalisador nos pontos de contato entre os grãos.

A semelhança do que foi observado nos arenito Tumblagooda, na Formação Bandeirinha, notou-se que feições de sobrecrescimento de quartzo são menos frequentes nos arenitos eólicos do que a dissolução por contato.

7. ELEMENTOS ARQUITETURAIS

A sucessão sedimentar que compõe a Formação Bandeirinha foi subdividida em três elementos arquiteturais: *zibars*, dunas com faces de deslizamento, e canais efêmeros, que correspondem respectivamente a 81%, 1% e 18% dos depósitos (Fig. 28).

Os elementos arquiteturais *zibars* e dunas com faces de deslizamento são formados respectivamente pelas litofácies “arenito com laminações planas e paralelas ou cruzadas em baixo ângulo” e “arenito com estratificações cruzadas de alto ângulo”. O elemento arquitetural canal efêmero é constituído pelas litofácies “conglomerado clasto-suportado sem organização” e “conglomerado clasto-suportado estratificado”.

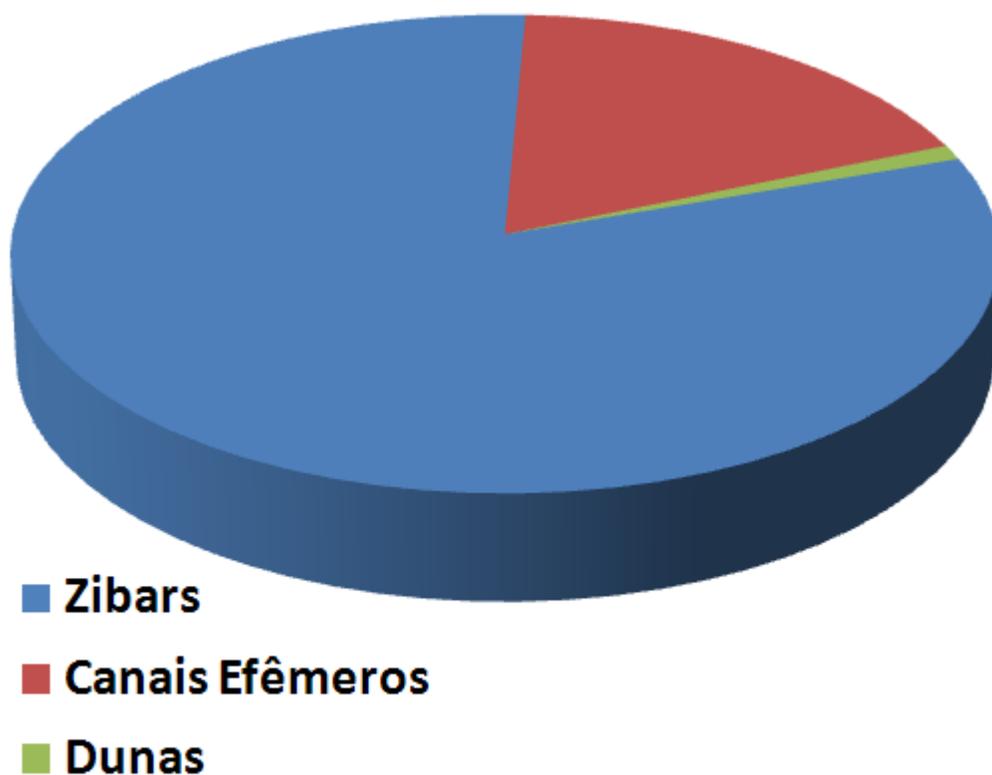


Figura 28. Distribuição gráfica dos elementos arquiteturais individualizados.

7.1. ELEMENTO ARQUITETURAL ZIBAR

Os depósitos de *zibars* (Nielson & Kocurek 1986) da Formação Bandeirinha são formados exclusivamente por marcas onduladas cavalgantes de vento, com estruturas similares às estratificações cavalgantes transladantes subcríticas e estratificações cavalgantes transladantes supercríticas (Hunter 1977). Os depósitos são quartzo arenitos, de granulometria de fina a média (0,1 - 1,0 mm), com grãos moderadamente bem selecionados. Os estratos que compõem os *sets* têm até 12,0 mm de espessura e 7 m de extensão lateral. Cada *set* pode ultrapassar 1,2 m de espessura e 9,0 m de extensão lateral. Os *sets* têm formatos tabulares ou em cunha. Os *sets* ocorrem sobrepostos uns aos outros e são em geral separados por superfícies de truncamento (Fig. 29a, b e c). Contudo, localmente observam-se contatos do tipo *onlap* entre diferentes *sets*. Os *sets* se sobrepõem formando *cosets*, que em conjunto constituem depósitos que podem ultrapassar 50 m de espessura e quilômetros de extensão lateral.

As superfícies que separam os *sets* formaram-se por duas possíveis causas. A primeira razão consiste na mudança de direção de fluxo de vento, que gerou erosão e deposição em outra direção. Neste caso as superfícies de truncamento assemelham-se a superfícies de reativação vistas em depósitos de dunas com faces de deslizamento (Brookfield 1977, Kocurek 1996). Entretanto, outra causa para a geração de tais superfícies pode ser considerada. A sobreposição de *zibars* cavalgantes pode ter criado superfícies de truncamento ou do tipo *onlap* (ver Fig. 7d em Tripaldi & Limarino 2008), que marcam o contato entre diferentes *sets* de laminações de marcas onduladas cavalgantes de vento. Neste caso, semelhantes a superfícies de superposição que ocorre em depósitos de *ergs* (Brookfield 1977, Kocurek 1996). Não é possível distinguir qual foi o processo responsável pela criação de cada superfície específica, pois em todos os casos ocorrem depósitos de marcas onduladas de vento sobrepostas.

Os *zibars* são similares às dunas classificadas pelo formato de “dorso de baleia” (*whaleback dunes*) (Bristow *et al.* 2010), ou a protodunas (Nielson & Kocurek 1986). Bristow *et al.* (2010), analisaram dados de perfis de radar de penetração no solo (GPR perfis) sobre uma duna do tipo “*whaleback*” em *Victoria Valley*, na Antártica. O perfil gerado revelou que as dunas são compostas internamente por lâminas que apresentam

contatos tabulares ou tangenciais de baixo ângulo. Os *sets* são sobrepostos por outros *sets*, em contatos erosivos, interpretadas como superfícies de truncamento (Fig. 16). Bristow *et al.* (2010) também concluíram que estas formas de leito, muito similares a *zibars*, migram como dunas com faces de deslizamento.

Às margens do campo de dunas de Algodones, Nielson & Kocurek (1986) idealizaram duas sequências para os depósitos de *zibars*, quais sejam: *interzibars* amalgamados (baixo ângulo de cavalgamento) e *zibars/interzibars* (alto ângulo de cavalgamento). Porém, este padrão idealizado não ocorre na Formação Bandeirinha, pois nesta unidade não houve preservação de depósitos de *interzibars*. Isto ocorreu devido à atuação dos ventos nos processos de transporte, os quais causaram erosão nas áreas de *interzibar* e em partes das faces de barlavento dos *zibars*, por isso os depósitos de *interzibars* não foram preservados.

Mountney & Russell (2004) pesquisaram um lençol de areia eólica atual, o qual ocorre em uma área de 270 km² na região de *Askja* (Islândia). Os autores observaram que o lençol de areia podia ser dividido em diferentes partes, seja uma deflacionária, na periferia da área de deposição, onde houve formação de *lags* (Fig. 15), e uma parte de acumulação de areia eólica, com depósitos de até 10 m de espessura, onde predominavam marcas onduladas de vento que formavam comboios e compunham *zibars*. Estes depósitos são considerados similares aos da área de estudo na Formação Bandeirinha, os quais corresponderiam a áreas de acumulação.

7.2. ELEMENTO ARQUITETURAL DUNA COM FACE DE DESLIZAMENTO

Os depósitos de dunas com faces de deslizamento são poucos e ocorrem isolados na sucessão sedimentar. Este elemento é constituído por quartzo arenito de granulometria fina a média (0,1 - 0,3), de grãos muito bem selecionados. Os *sets* dos registros deste elemento arquitetural possuem cerca de 30 cm de espessura e alcançam extensão lateral inferior a 10 m. Os *foresets* têm até 7 mm de espessura e inclinação superior a 20°. A geometria dos *sets* é lenticular, com base ligeiramente côncava e topo plano (Fig. 18). Superfícies de reativação podem ser observadas entre *foresets* (Fig. 18a) (Brookfield 1977).

As dunas com faces de deslizamento se desenvolveram quando materiais clásticos, em tamanho adequado, ficaram disponíveis para transporte pelo vento no sistema eólico. A formação das dunas marca os picos de seca do sistema eólico. Nos períodos com menos umidade na superfície deposicional o material seco e solto ficou disponível e foi retrabalhado pelo vento. O resultado deste processo foi a maior seleção granulométrica. Bullard & Livingstone (2002) consideram que a remoção de materiais clásticos e o transporte pelo vento é mais eficaz em locais próximos a sistemas fluviais, os quais promovem processos de “pré-classificação” dos sedimentos. Os processos de triagem conduzidos pelos rios são responsáveis por disponibilizar materiais para os processos eólicos. A ausência de processos subaquosos, como formação de rios perenes próximos, ou inundações indica que o sistema deposicional era muito seco, portanto que o clima era árido.

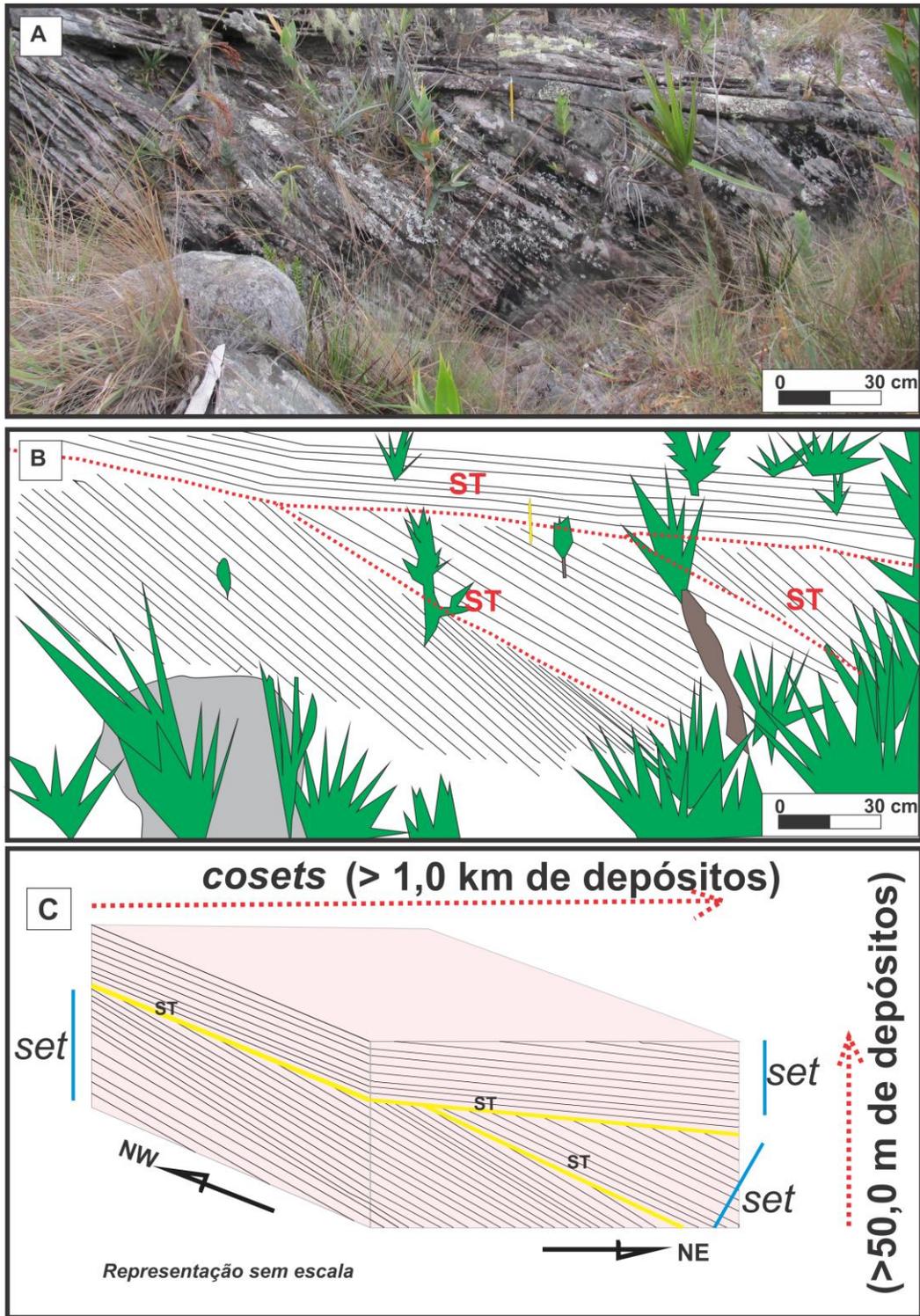


Figura 29. Organização dos sets de laminações produzidas por marcas onduladas cavalgantes de vento. Em (A) e (B) observe a organização dos sets em afloramento e em (C) representação da organização dos sets em bloco.

7.3. ELEMENTO ARQUITETURAL CANAL EFÊMERO

Os depósitos de canais efêmeros são compostos principalmente por clastos intraformacionais de quartzo arenito. O elemento arquitetural têm geometria lenticular e espessuras entre 4 e 18 m, e pode ser lateralmente correlacionável por quilômetros. Os depósitos diferenciam-se devido às dimensões e organização interna dos clastos, bem como pelo percentual relativo de intraclastos.

Os contatos inferiores, com os elementos arquiteturais *zibars*, são abruptos e têm formatos côncavos (Fig. 30). As superfícies superiores de contato dos canais com os *zibars* tem forma plana e são igualmente abruptos. O contato entre esses elementos arquiteturais é o mais comum. Contudo existem contatos entre os próprios conglomerados. Nestes casos, os contatos basais são sempre abruptos e côncavos. Localmente são observadas intercalações entre elemento arquitetural canal efêmero e camadas de arenitos com laminações produzidas por marcas onduladas de vento (Fig. 25).

Os fluxos de correntes aquosas em sistemas áridos podem ser espalhados ou confinados (Williams 1971, Tunbridge 1981). Não foram observados depósitos que indiquem inundações (fluxos expalhados), como *gravel lags* ou trincas de lama (*mud cracks*). As características geométricas do elemento arquitetural canal efêmero indica que os fluxos foram confinados. As condições adequadas para a ocorrência destes fluxos canalizados efêmeros são esporádicas, porém violentas tempestades com chuva. Este fator, junto à ausência de cobertura vegetal, permitiu rápida e intensa erosão da superfície deposicional (Tunbridge 1981).

A existência de vários corpos de conglomerados sobrepostos, separados por superfícies erosivas côncavas, permite considerar a ocorrência de vários eventos alternados, de erosão e deposição. Os canais efêmeros apresentam-se em vários andares de preenchimento (*multistorey-infilling*) (Komatsubara 2004).

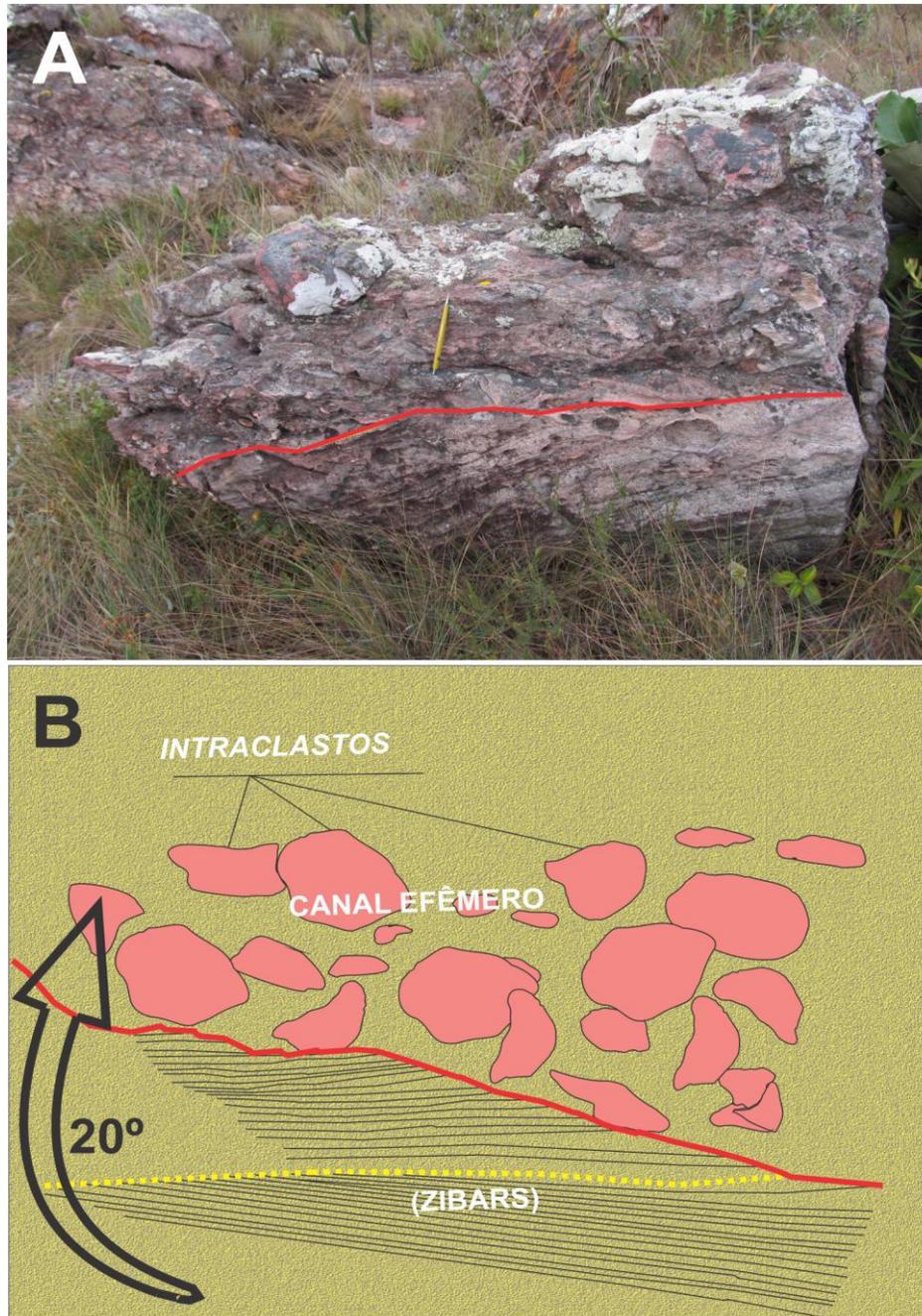


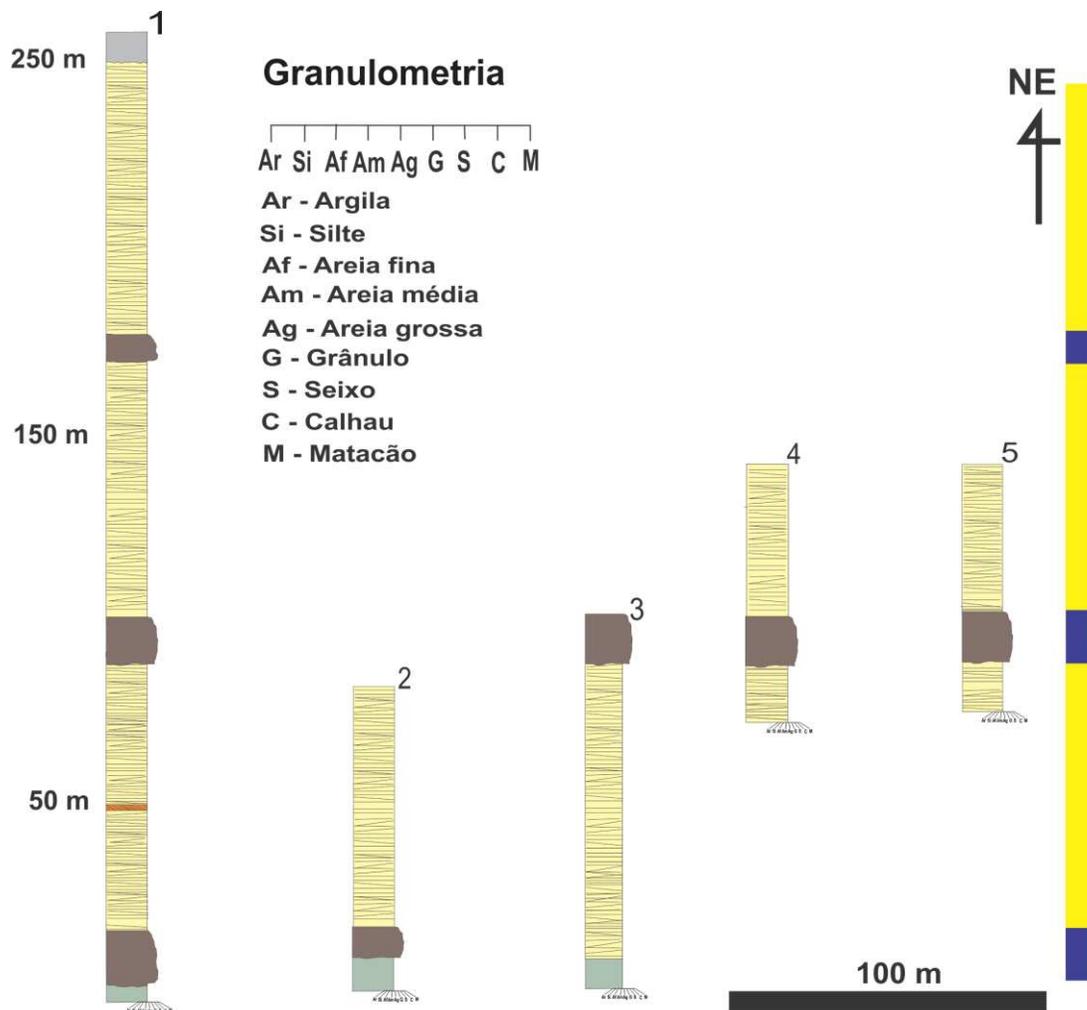
Figura 30. Contato entre os elementos arquiteturais *zibar* e canal efêmero. Em (A) observe contato côncavo e erosivo visto em bloco rolado. Em (B) observe desenho inspirado na fotografia. Com uma rotação de 20° em sentido anti-horário torna-se mais fácil evidenciar que o canal é encaixado em arenito com laminações de marcas onduladas de vento. Superfície erosiva de contato entre os elementos arquiteturais (linha vermelha) e uma superfície de truncamento dos *zibars* (linha amarela). Escala: Caneta de 14,5 cm.

8. O MODELO DEPOSICIONAL

A sucessão sedimentar correspondente a Formação Bandeirinha é o registro de um lençol de areia eólica constituído em ambiente de clima árido. A superfície de deposição deste sistema eólico sofreu invasões por fluxos efêmeros de correntes aquosas em fases de maior frequência de descargas pluviométricas, no clima mais úmido. Três elementos arquiteturais foram individualizados e permitiram diferenciar as duas situações climáticas (Fig. 31). Os elementos arquiteturais *zibars* e dunas com faces de deslizamento compreendem os registros de clima mais seco. O elemento canal efêmero corresponde aos depósitos de clima mais úmido.

Os *zibars* e as dunas coexistiram no sistema eólico durante os períodos em que o clima era mais seco (Fig. 31 e 32). Entretanto, os depósitos de dunas com faces de deslizamento compõem apenas 1% da sucessão sedimentar, onde predominam os depósitos de *zibars* (81%) (Fig. 28). A predominância dos *zibars* em detrimento das dunas com faces de deslizamento provavelmente resulta de fatores como a elevada quantidade de grãos de tamanhos médios a grossos (até 1 mm) e aos processos de cimentação que ocorreram no substrato (Kocurek & Nielson 1986). A grande concentração de intraclastos de quartzo arenito no elemento arquitetural canal efêmero é indicativo da cimentação anterior ao retrabalho fluvial.

O elemento arquitetural canal efêmero formou-se nos períodos em que o clima era mais úmido, e o índice pluviométrico maior. Nestes períodos, os fluxos de correntes aquosas causaram erosão, gerando estruturas côncavas na superfície deposicional do lençol de areia eólica. Nas estruturas geradas por erosão, posteriormente houve deposição de clastos de diferentes origens, porém em maioria intraclastos de arenitos (>70%), que correspondem aos depósitos de conglomerados.



Legenda

-  Arenitos formados por marcas onduladas de vento
-  Arenitos formados por dunas com faces de deslizamento
-  Conglomerados formados por canais efêmeros
-  Formação Barão de Guacuí
-  Formação São João da Chapada
-  Clima árido
-  Clima úmido

Figura 31. A distribuição das litofácies e correlação local. Os corpos de conglomerados marcam períodos de clima mais úmido.

Legenda:

-  Arenito com laminações de marcas onduladas de vento
-  Camada de conglomerados
-  Zibars
-  Duna com faces de deslizamento
-  Canal efêmero
-  Fase de clima mais úmido
-  Fase de clima mais seco

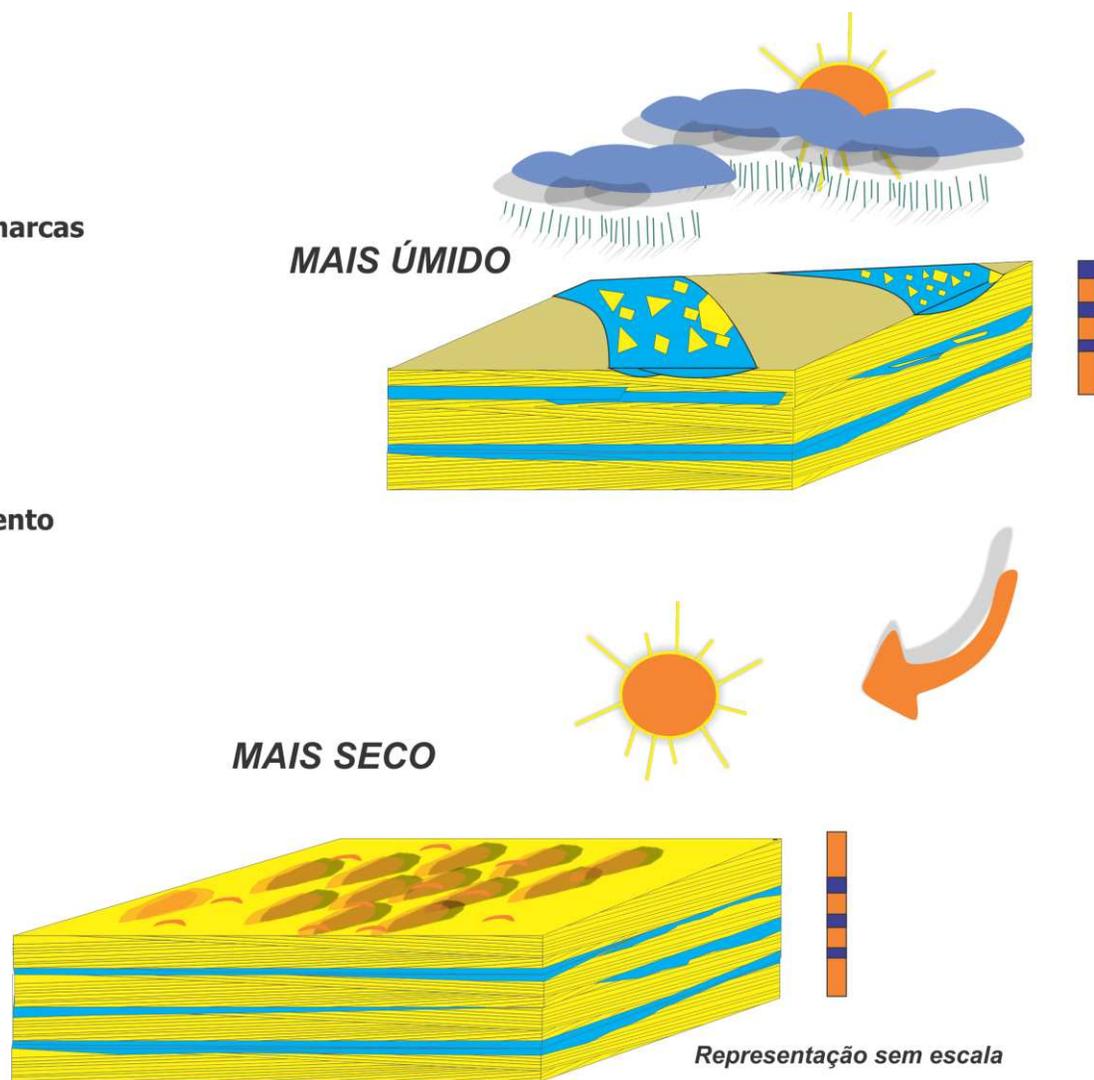


Figura 32. Modelo deposicional para a sucessão sedimentar da Formação Bandeirinha. Observe as mudanças que ocorrem na superfície deposicional como resultado das variações do clima, seco ou úmido.

9. CONTROLES NA SEDIMENTAÇÃO

A Formação Bandeirinha é interpretada como o registro sedimentar de um lençol de areia eólica controlado por variações climáticas de amplitude regional (Fig. 32 e 33).

O sistema eólico prosperou em tempos de clima seco, ocorreu construção eólica (Fig. 33 e 34). Foram depositados pacotes com laminações produzidas por marcas onduladas cavalgantes de vento e estratificações cruzadas geradas por dunas com faces de deslizamento. As sucessões eólicas ultrapassam 50 m de espessura de depósitos, com *sets* sobrepostos de arenitos laminados (Fig. 33). Os depósitos eólicos ocorrem intercalados a depósitos fluviais. O lençol de areia eólica foi ocupado por canais efêmeros em fases de clima mais úmido (Fig. 32). Nestas fases não ocorreu construção eólica (Fig. 34). A principal hipótese é que o clima tenha se mantido árido no âmbito geral, embora tenham existido períodos em que o clima ficou mais úmido, havendo alta concentração de chuvas. Nos períodos chuvosos os canais ficavam ativos, havia erosão e posterior deposição de clastos (na maioria intraformacionais). A existência de camadas de arenitos eólicos entre camadas de conglomerados é o principal elemento que sustenta esta afirmação (Fig. 25b).

Desenvolvimento do Sistema Depositional

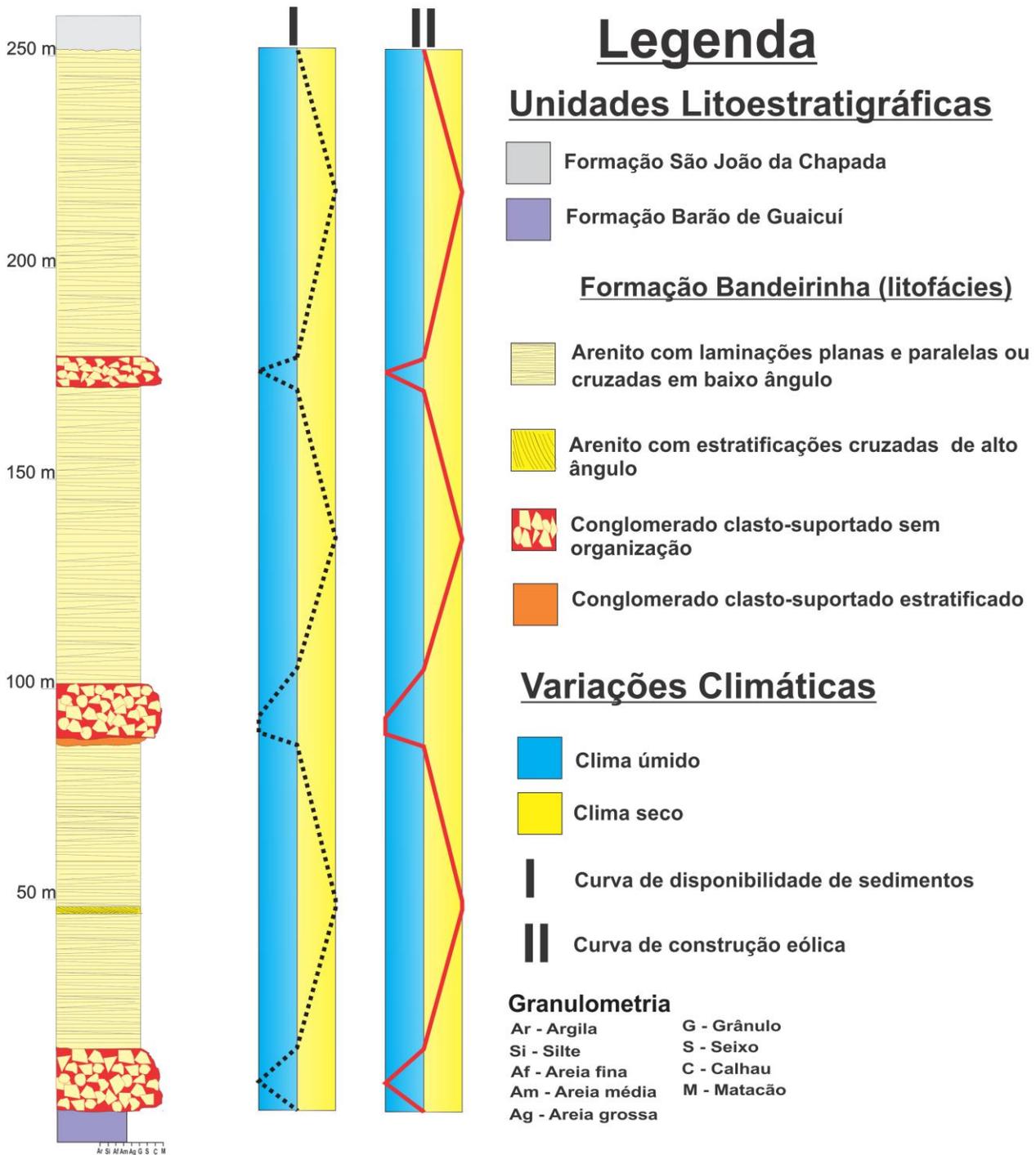


Figura 33. Curvas de construção do sistema eólico e a variação na disponibilidade de materiais clásticos. Ambas as curvas variam de acordo com as mudanças nas condições climáticas. Correspondente a seção 1 da Fig. 31.

A construção do sistema eólico ocorreu porque houve suprimento de materiais em condições adequadas para o transporte pelo vento (Kocurek 1999). O sistema eólico recebeu suprimento de sedimentos de fontes externas, provavelmente materiais transportados por rios efêmeros. A capacidade de transporte do vento é considerada constante (Fig. 34). Em geral, os sistemas eólicos recebem materiais clásticos de fontes externas, de rios, leques aluviais, lagos e sistemas costeiros (Kocurek 1996). Os clastos alóctones e bem arredondados que constituem parte dos conglomerados, como os de formações ferríferas bandadas (*BIF's*), quartzitos, quartzo de veio e xistos, conduziram a esta interpretação (Fig. 22). Porém a oferta de materiais clásticos para a Formação Bandeirinha possivelmente não foi em grandes quantidades.

Bullard & Livingstone (2002) consideram que para que haja desenvolvimento do sistema eólico é necessário que a oferta de materiais clásticos seja constante. Os autores consideram que a oferta de sedimentos é diretamente proporcional à quantidade de precipitações em áreas adjacentes, ou seja, que o aumento na frequência de precipitação pode levar a um maior desenvolvimento dos sistemas eólicos próximos. Lancaster (1997) exemplifica que o aumento das chuvas conduz a situação de acúmulo de sedimentos nas áreas de abrangência dos leques aluviais, próximos aos sistemas eólicos. Os sedimentos depositados pelos leques são removidos pelo vento e transportados para fora de suas áreas de abrangência. Ou seja, os leques aluviais são esvaziados pela deflação eólica, e os materiais removidos da “área de carregamento” se acumulam dentro do campo de dunas.

O principal mecanismo de estabilização que atuou neste sistema deposicional, e facilitou a acumulação eólica no lençol de areia foi o processo de cimentação precoce que atuou no substrato, ideia gerada pela presença de intraclastos de arenitos preservados nos conglomerados (Fig. 20). Os revestimentos de hematita que existem no entorno dos grãos de quartzo, preservados tanto nos arenitos da sucessão eólica quanto nos intraclastos também reforçam esta interpretação (Fig. 27). Entretanto, a ausência de marcas onduladas de adesão (Kocurek & Fielder 1982) no sistema eólico sugere que os processos de cimentação ocorreram a alguma profundidade abaixo da superfície de deposição, e que o lençol freático não influenciava diretamente os processos na superfície, mas somente aqueles de subsuperfície.

O outro fator que contribuiu a estabilização do sistema foi à preponderância de grãos em tamanho entre 0,1 e 1,0 mm, o que segundo Nielson & Kocurek (1986) impedem a formação de dunas com faces de deslizamento. A escassez de grãos em tamanho adequado à formação de dunas na Formação Bandeirinha deve-se ao limitado processo de pré-seleção dos grãos (Bullard & Livingstone 2002).

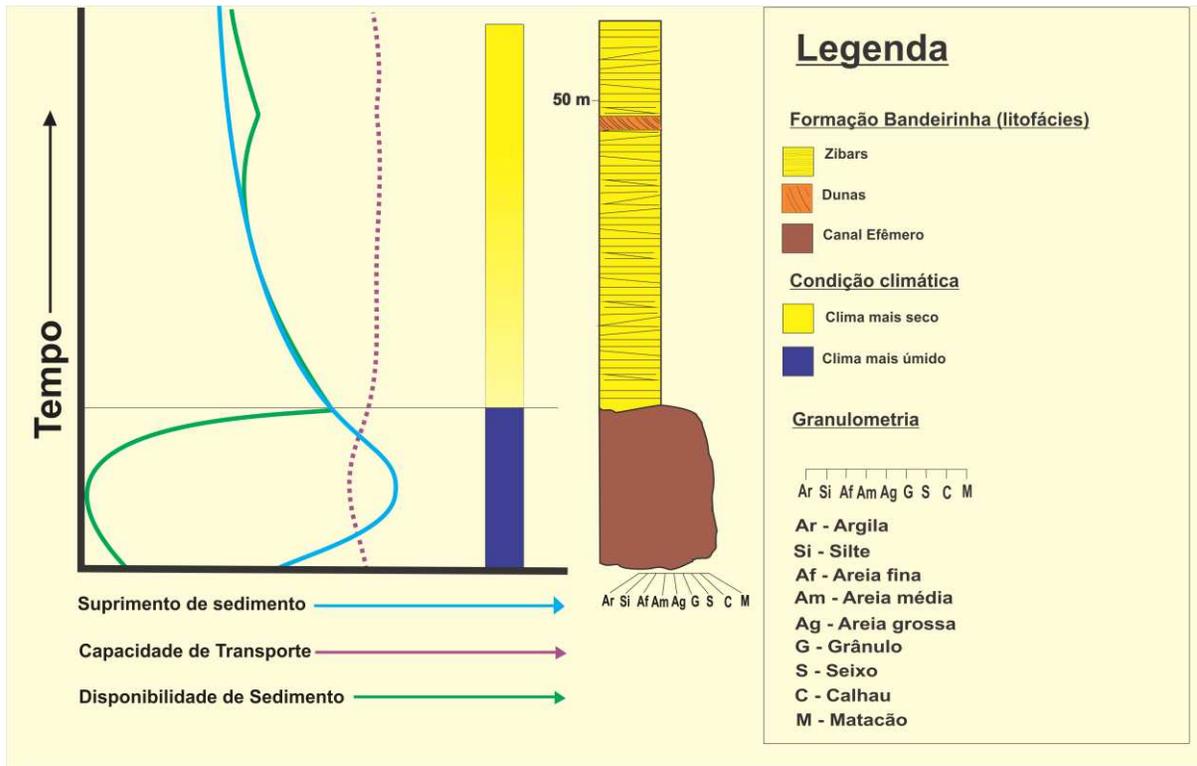


Figura 34. Curvas de construção do sistema eólico. Modificado de Kocurek (1999).

A criação de espaço de acomodação foi resultado da subsidência tectônica. A atuação de mecanismos de estabilização no sistema, junto à subsidência tectônica, que foi contemporânea, foram os fatores responsáveis pela acumulação eólica. A existência de estruturas de deformação sin-deposicionais pode ser utilizada como evidência para reforçar esta hipótese (Fig. 35).

O principal mecanismo de preservação da acumulação eólica no sistema deposicional da Formação Bandeirinha foi à subsidência tectônica (Kocurek & Havholm

1993). A hipótese supracitada se enquadra a aspectos da evolução tectônica regional, ao processo de tafrogênese com início em 1,8 Ga.



Figura 35. Estrutura de dobramento *sin*-deposicional em arenito da Formação Bandeirinha.

0. CONCLUSÕES

Os depósitos da Formação Bandeirinha constituem o registro de um lençol de areia eólica que foi ocupado por canais efêmeros, respectivamente interpretados como depósitos de clima mais seco e depósitos de clima mais úmido. As superfícies que separam os depósitos de clima mais seco dos depósitos de clima mais úmido estendem-se lateralmente por quilômetros, o que indica prováveis mudanças climáticas de ordem regional.

Três elementos arquiteturais foram individualizados. Dois deles foram formados em circunstâncias de clima mais seco e outro em clima mais úmido. Os elementos arquiteturais que compõem o sistema eólico seco são *zibars* (81%) e poucas dunas com faces de deslizamento (1%). Os depósitos de clima mais úmido são os conglomerados formados por canais efêmeros (17%).

Os dois elementos arquiteturais, *zibars* e dunas com faces de deslizamento, correspondem a 82% dos depósitos da sucessão sedimentar. No lençol de areia eólica a terra era seca, o lençol freático era baixo e não aflorava, motivo pelo qual havia disponibilidade de sedimentos para a formação dos *zibars*, que cavalgavam uns sobre os outros. O predomínio dos *zibars* sobre dunas com faces de deslizamento deve-se ao elevado percentual de grãos de tamanhos médios a grossos (até 1 mm). O alto ângulo de cavalgamento dos *zibars*, aliado ao lençol freático baixo, fez com que materiais ficassem soltos na superfície de deposição, criando condições impróprias à preservação de *interzibars*.

Os registros do elemento arquitetural canal efêmero indicam que foram preenchidos por fluxos ocasionais, os quais ocorreram em função das condições pluviométricas. A existência de camadas de arenitos com laminações de marcas onduladas cavalgantes de vento em meio a corpos de conglomerados é evidência da natureza efêmera dos fluxos. A existência de clastos alóctones em meio ao volume de intraclastos no conglomerado indica que os canais nasceram em áreas externas, adjacentes ao lençol de areia eólica.

A construção eólica ocorreu porque o suprimento de areia era positivo nos períodos em que o clima era mais úmido, quando havia transporte de materiais de fontes externas por meio subaquoso. Porém, os materiais ficavam disponíveis para transporte eólico apenas nos períodos mais secos.

A estabilização eólica foi produzida por processos de cimentação no substrato. Isto pode ser constatado pela grande quantidade de intraclastos de arenitos, preservados nos corpos de conglomerados. Além da cimentação, pode ser incluído também o predomínio de grãos maiores do que 0,3 mm no sistema eólico como fator de estabilização e inibição a formação de dunas com faces de deslizamento.

A influência tectônica foi significativa para a geração de espaço de acomodação, que junto aos processos de estabilização garantiu a acumulação eólica. A preservação dos depósitos de lençol de areia eólica também é resultado da subsidência. Contudo, o principal fator responsável pela formação dos sistemas deposicionais e tipos de depósitos gerados foi o clima.

11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alkmim, F.F. & Marshak, S. 1998. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic Collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, **90**: 29-58.

Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz, S., Whittington, A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: nutcracker tectonics during the neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, **149**: 43-64.

Alkmim, F.F. & Martins-Neto, M.A. 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **33**: 127-139.

Almeida, F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 285-295.

Almeida-Abreu, P. A. 1995. O Supergrupo Espinhaço: O Rifte, a Bacia e o Orógeno. *Geonomos*, **3**: 1-18.

Almeida-Abreu, P. A. & Renger, F.E. 2002. Serra do Espinhaço Meridional: um orógeno de colisão do mesoproterozoico. *Revista Brasileira de Geociências*. **32(1)**: 1-14.

Basilici, G. & Dal Bó, P. 2013. Influence of subaqueous processes into the construction and accumulation of an aeolian sand sheet: Upper Tulum Valley (San Juan Province, Western Argentina). *Earth surface processes and landforms*, 1-19.

Biswas, A. 2005. Coarse aeolianites: sand sheets and zibar-interzibar facies from the Mesoproterozoic Cuddapah Basin, India. *Sedimentary Geology*, **174**: 149-160.

Bristow, C.S., Jol, H.M., Augustinus, P., Wallis, I. 2010. Slipfaceless ‘whaleback’ dunes in a polar desert, Victoria Valley, Antarctica: Insights from ground penetrating radar. *Geomorphology*, **114**: 361-372.

Brookfield, M.E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, **24**: 303-332.

Bullard, J. E. & Livingstone, I. 2002. Interactions between aeolian and fluvial systems in dryland environments. *Area*, **34.1**: 8-16.

Chakraborty, T. & Chakraborty, C. 2001. Eolian-aqueous interactions in the development of a proterozoic sand sheet: Shikaoda Formation, Hosangbad, India. *Journal of Sedimentary Geology*, **71**: 107-117.

Chaves, M. L. S. C & Brandão, P. R. G. 2004. Diamante variedade carbonado na Serra do Espinhaço (MG/BA) e sua enigmática gênese. *Revista Escola de Minas*, **57**: 33-38.

Chemale, F., Dussin, I.A., Alkmim, F.F., Martins, M.S., Queiroga, G., Armstrong, R., Santos, M.N. 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, **22**: 200-206.

Clemmensen, L.B. & Dam G. 1993. Aeolian sand-sheet deposits in the Lower Cambrian Neksø Sandstone Formation, Bornholm, Denmark: sedimentary architecture and genesis. *Sedimentary Geology*, **83**: 71–85.

Cowan, G. 1993. Identification and significance of aeolian deposits within the dominantly fluvial Sherwood Sandstone Group of the dominantly fluvial Sherwood Sandstone Group of the East Irish Sea Basin UK. In: C.P. North & D.J. Prosser (eds.) *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Special Publication, 73, Geological Society of America, p.: 231–245.

Deynoux, M., Kocurek, G., Proust, J.N. 1989. Late Proterozoic periglacial aeolian deposits on the West African Platform, Taoudeni Basin, western Mali. *Sedimentology*, **36**: 531–549.

Dossin, I.A., Chaves, M.L., Uhlein, A., Alvarenga, C.J.S. 1985. Geologia e depósitos diamantíferos da região de Sopa, Diamantina - MG. *In*: SBG, Simp. Geol. de Minas Gerais, III, *Anais*, p. 276-284.

Dossin, I.A., Dossin, T.M., Chaves, M.L.S.C. 1990. Compartimentação Estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais - Os Grupos Diamantina e Conselheiro Mata. *Revista Brasileira de Geociências*, **20**:178-186.

Eriksson, P.G., Martins-Neto, M., Nelson, D., Aspler, L., Chiarenzelli, J., Catuneanu, O., Sarkar, S. 2001. An introduction to Precambrian basins: their characteristics and genesis. *Sedimentary Geology*, **141-142**: 1–35.

Eriksson, K.A. & Simpson, E.L. 1998. Controls on spatial and temporal distribution of Precambrian eolianites. *Sedimentary Geology*, **120**: 275–294.

Fogaça, A.C.C., Almeida-Abreu P.A., Schorscher H.D. 1984. Estratigrafia da sequência supracrustal arqueana na porção mediana central da Serra do Espinhaço, MG. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol, 33, *Anais*, p. 2652-2667.

Fryberger, S.G. & Schenk, C.J. 1988. Pin stripe lamination: a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. *Sedimentary Geology*, **55**: 1-15.

Glennie, K. W., Mudd, G. C., Nagtegaal, P. J. C. 1978. Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegendes sandstones in Leman Bank and Sole Pit areas of the UK southern North Sea. *Journal of Geological Society of London*, **135**: 25-34

Hunter, R. E. 1977. Basic type of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, **24**: 361-367.

Hunter, R.E. 1981. Stratification styles in eolian sandstones: some Pennsylvanian to Jurassic examples from western interior U.S.A. *In*: F.G. Ethridge & R.M. Flores (eds.) *Recent and Ancient Non marine Depositional Environments: Models for Exploration*. SEPM Special Publication, **31**: 315-329.

Knauer, L.G. 2007. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. *Geonomos*, **15** (1): 81-90.

Kocurek, G. 1996. Desert aeolian systems. *In*: H.G. Reading (eds.), *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell, Oxford, 3 ed., p.: 125-153.

Kocurek, G. 1999. The aeolian rock record. *In*: A. Goudie & I. Livingstone (eds.) *Aeolian Environments, Sediments and Landforms*. John Wiley, London, p.: 239-259.

Kocurek, G. & Dott, R.H. 1981, Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**: 579–595.

Kocurek, G. & Fielder, G. 1982. Adhesion structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**: 1229-1241.

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

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

Kocurek, G. & Lancaster, N. 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology*, **46**: 505–515.

Komatsubara, J. 2004. Fluvial architecture and sequence stratigraphy of the Eocene to Oligocene Iwaki Formation, northeast Japan: channel-fills related to the sea-level change. *Sedimentary Geology*, **168**: 109-123.

Lancaster, N. 1997. Response of eolian geomorphic systems to minor climate change: examples from the southern Californian deserts. *Geomorphology*, **19**: 333–47.

Lopes-Silva, L. 2008. Relação estratigráfica e estrutural entre os grupos Costa Sena e Guinda na região de Diamantina, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 164 p.

Lopes-Silva, L. & Knauer, L.G. 2011. Posicionamento Estratigráfico da Formação Bandeirinha na Região de Diamantina, Minas Gerais: Grupo Costa Sena ou Supergrupo Espinhaço?, *Geonomos*, **19**: 131-151.

Machado, N., Schrank, A., Abreu, F.R., Knauer, L.G., Almeida-Abreu, P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 5, *Anais*, p. 171-174.

Martins-Neto, M.A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma Bacia Rifte-sag do Paleo/Mesoproterozóico. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**: 151–168.

Martins-Neto M.A. 2000. Tectonics and sedimentation in a paleo/mesoproterozoic rift-sag basin in Espinhaço basin, southeastern Brazil. *Sedimentary Geology*, **103**: 147-173.

Martins-Neto, M.A. 2009. Sequence Stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **26**: 163-176.

Martins-Neto, M.A., Pedrosa-Soares, A.C., Lima, S.A.A. 2001. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. *Sedimentary Geology*, **141-142**: 343-370.

Miall, A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, **13**: 1-62.

Miall, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, **22**: 261-308.

Mountney, N.P. 2006. Aeolian facies model. In: H.W. Posamentier & R.G. Walker (eds.) *Facies models revisited*. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, **84**: 19-83.

Mountney, N.P. & Howell, J. 2000. Aeolian architecture, bedform climbing and preservation space in the Cretaceous Etjo Formation, NW Namibia. *Sedimentology*, **47**: 825-849.

Mountney, N.P. & Russell, A.J. 2004. Sedimentology of cold-climate aeolian sandsheet deposits in the Askja region of northeast Iceland. *Sedimentary Geology*, **166**: 223-244.

Nielson, J. & Kocurek, G. 1986. Climbing Zibars of the Algodones. *Sedimentary Geology*, **48**: 1-15.

Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., Van Dam, J., Lafuente, P., Arlegui, L., Ezquerro, L., De Boer, P.L. 2012. Aeolian construction and alluvial dismantling of a fault-bounded intracontinental aeolian dune field (Teruel Basin, Spain); a continental perspective on Late Pliocene climate change and variability. *Sedimentology*, **59**: 1536-1567.

Ross, G.M. 1983. Proterozoic aeolian quartz arenites from the Hornby Bay Group, Northwest Territories, Canada. *Precambrian Research*, **20**: 149-160.

Santos, M.N., Chemale, Jr. F., Dussin I.A., Martins, M., Assis, T.A.R., Jelinek, A.R., Guadagnin, F., Armstrong, R. 2013. Sedimentological and Paleoenvironmental Constraints of the Statherian and Stenian Espinhaço Rift System, Brazil. *Sedimentary Geology*, **290**: 47–59.

Scholl, W.U. & Fogaça, A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina, MG”. *In*: Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Diamantina, v.1, p. 55-73.

Silva, R.R. 1995. Contribution to the stratigraphy and paleogeography of the lower Espinhaço Supergroup (Mesoproterozoic) between Diamantina and Gouveia, Minas Gerais, Brazil. Tese de Doutorado, Freiburger Geowiss, Universidade de Freiburg, 115 p.

Silva, R.R., 1998. As bacias proterozóicas do Espinhaço e São Francisco em Minas Gerais: Uma abordagem do ponto de vista da estratigrafia de sequências. *Geonomos*, **6**: 1-12.

Simplicio, F. & Basilici, G. 2012. Mecanismos e Geometrias Depositionais dos Lençóis de Areia eólicos da Formação Bandeirinha, Diamantina (MG). *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 1, resumos.

Simplicio, F. & Basilici, G. 2013. Climate alternations of zibar-like dunes and ephemeral channels in a Paleoproterozoic aeolian sand sheet: Bandeirinha Formation, Minas gerais, Brazil. *In*: IAS, 6th Latin American Congresso of Sedimentology, 1, resume.

Sweet, M.L. 1999. Interaction between eolian, fluvial and playa environments in the Permian Upper Rotliegend Group, UK southern Nort Sea. *Sedimentology*, **46**:171-187.

Trewin, N.H. 1993. Mixed aeolian sand sheet and fluvial deposits in the Tunblagoda Sandstone, Western Australia. *In*: C.P. North & D.J. Prosser (eds.) *Characterization of fluvial and aeolian reservoirs*. Geological Society of America, Special Publication, **73**: 219-230.

Trewin, N.H. & Fallick, A.E. 2000. Quartz cement origins and budget in the Tumblagooda Sandstone, Western Australia. *In: R. H. Worden & S. Morad (eds.) Quartz Cementation in Sandstones*. Association of Sedimentologists, Special Publication, **29**: 219-229.

Tripaldi, A. & Limarino, C.O. 2008. Ambientes de interaccion eolica-fluvial en valles intermontanos: ejemplos actuales y antiguos. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, **15**: 43-66.

Tunbridge, L.P. 1981. Sandy high-energy flood sedimentation - some criteria for recognition, with an example from the Devonian of S.W. England. *Sedimentary Geology*, **28**: 79-95.

Walker, T. R. 1967. Formation of red beds in modern and ancient deserts. *Bulletin of Geological Society of America*, **78**: 353-68.

Walker, R.G. 2006. Facies models revisited: introduction. *In: H.W. Posamentier & R.G. Walker (eds.) Facies models revisited*. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, **84**: 1-19.

Williams, G.E. 1971. Flood deposits of the sand-bed ephemeral streams of the Central Australia. *Sedimentology*, **17**: 1-40.