

Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus Rio Claro – SP

**GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA DO QUATERNÁRIO DA
PLANÍCIE FLÚVIO-EÓLICA DO MÉDIO RIO SÃO FRANCISCO,
NE DO BRASIL**

LANDERLEI ALMEIDA SANTOS

Orientador: Edgardo Manuel Latrubesse

Rio Claro - SP
2020

Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus Rio Claro – SP

LANDERLEI ALMEIDA SANTOS

**GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA DO QUATERNÁRIO DA
PLANÍCIE FLÚVIO-EÓLICA DO MÉDIO RIO SÃO FRANCISCO,
NE DO BRASIL**

Tese apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do *Campus* de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutorado em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Edgardo Manuel Latrubesse

Rio Claro - SP
2020

S237g

Santos, Landerlei Almeida

Geomorfologia e geologia do quaternário da planície flúvio-eólica do médio rio São Francisco, NE do Brasil / Landerlei Almeida Santos.

-- Rio Claro, 2020

123 f. : il., tabs., fotos, mapas

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp),
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientador: Edgardo Manuel Latrubesse

1. Geologia geomórfica. 2. Sedimentação e depósitos. 3. Dunas
eólicas. 4. Datação por luminescência. 5. Mudanças climáticas. I.
Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de
Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

LANDERLEI ALMEIDA SANTOS

**GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA DO QUATERNÁRIO DA
PLANÍCIE FLÚVIO-EÓLICA DO MÉDIO RIO SÃO FRANCISCO,
NE DO BRASIL**

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto
de Geociências e Ciências Exatas do
Campus de Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”,
como parte dos requisitos para obtenção do
título de Doutor em Geociências e Meio
Ambiente

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Edgardo Manuel Latrubesse- orientador
Nanyang Technological University- Singapore

Prof. Dr. José Cândido Stevaux
UFMS/Três Lagoas (MS)

Prof. Dr. José Eduardo Zaine
IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Maximiliano Bayer
IESA/UFG/Goiania (GO)

Prof(a). Dr(a). Cenira Maria Lupinacci
IGCE/UNESP/Rio claro (SP)

Conceito: Aprovado.

Rio Claro/SP, 06 de maio de 2020

“In memoriam do meu eterno irmão (Landerson)”

AGRADECIMENTOS

Agradeço muito a meus pais (Dona Maria e Sr. Janderlei) pela dedicação e esforço na construção dos alicerces desse longo e audacioso projeto acadêmico e de vida que foi iniciado há algumas décadas. Também agradeço muito a minha querida irmã (Marisol), e irmão (Landerson), que infelizmente não está mais entre nós. Outro pilar fundamental para construção dessa obra foi a minha amada e querida Maura, verdadeira parceira nas horas mais complicadas. O agradecimento a ela, também é estendido para os meus sogros (Dona Elenaura e Sr. Antônio) que sempre estiveram à disposição e na torcida. Impossível concluir esse trabalho sem eles.

A outra base de sustentação desta obra é o Professor e orientador Edgardo Latrubesse. Reforçou inúmeras vezes que o primeiro passo para fazer ciência de verdade é ter liberdade de pensamento, respeitar as instituições e trabalhar firme. Manteve uma verdadeira orientação com questionamentos, muitas vezes duros, fundamentais para o desenvolvimento da pesquisa. Agradeço muito pelas dicas, principalmente para melhorar a comunicação científica e avançar numa formação científica segura e entender o papel, responsabilidade, de um pesquisador para a sociedade. Além de permitir o desenvolvimento de parte da Tese na excelente *Nanyang Technological University-NTU* em Singapura. Assim, também estendo o agradecimento especial a *Asian School of the Environment-ASE*, *Earth Observatory of Singapore-EOS*, e a todo o “time de pesquisadores” do Prof. Latrubesse.

Agradeço À UNESP, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente e a CAPES pela concessão da bolsa de doutorado. Tenho muito respeito pela instituição e concluo meu ciclo na UNESP motivado e preparado para os desafios futuros.

Agradeço ao Laboratório Progeologia-UFS, em especial ao Prof. Antônio Garcia, Samuel, Mariana e Lucas pelo suporte técnico em etapas da pesquisa.

Agradeço à equipe da empresa JPMAR, especialmente a Dra. Lourdes, Msc Fabio e a Alexandre pelo grande apoio.

Agradecimento especial para os amigos da região Xique-xique-BA, em especial a meu amigo Railton e familiares que sempre esteve à disposição. Também agradeço à UNEB (*Campus Xique-Xique*), em especial aos Professores Pedro, André e Cícero. Na cidade de Rio Claro, não posso esquecer de agradecer pelo convívio os amigos Rafael, Marly, Flavio, Gabriel, Guedes, Biral, Alan, Irakli e Bruno.

Importante destacar que o presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

“A incerteza foi sempre o chão familiar da escolha”
Zygmunt Bauman

RESUMO

Compreender a evolução paleoclimática do Quaternário na região Nordeste do Brasil (NEB) é parte fundamental para entender como tem funcionado a circulação atmosférica na faixa tropical da América do Sul. Nesse contexto, o campo de dunas eólicas estabilizadas do Médio Rio São Francisco é um “*geoproxy*” de grande potencial principalmente por fornecer informações sobre o comportamento dos paleoventos durante os estágios de formação e desenvolvimento das dunas eólicas presentes nesta região. A magnitude e tipo das dunas arenosas presentes neste campo eólico são características particulares desta área em relação a outros registros eólicos da América do Sul tropical. Assim, o principal objetivo deste trabalho é propor um modelo de organização espacial dos padrões eólicos predominantes, inferir mecanismos de desencadeamento e expansão do campo de dunas, e contribuir com o entendimento paleoclimático do NEB a partir de resultados de datações por luminescência óptica dos principais padrões de dunas eólicas integrados com outros dados proxys da região. Baseado na combinação de métodos de sensoriamento remoto, morfoestratigrafia e datação por luminescência óptica, definimos as unidades morfosedimentares do campo eólico e, secundariamente, da planície aluvial do Rio São Francisco. Devido a pouca informação de subsuperfície, analisamos dados prévios da planície flúvio-eólica com objetivo de entender a estruturação do arcabouço no qual ocorreu a expansão do campo eólico. Usamos mapa prévio derivado de dados de anomalia magnética, descrições de sondagens e imagens de radar para obter evidências da estruturação dessa planície. Revelamos que a planície regional do Médio São Francisco é caracterizada por um padrão alternado de planície de ampla sedimentação e planície restrita (knickzonas). Na mesoescala, mapeamos oito unidades morfosedimentares da planície aluvial: (U1) planície de acreção de bancos, (U2) planície flúvio-eólica, (U3) planície de espiras de meandro, (U4) planície impedida, (U5) planície-ilha laterítica e três níveis de terraços (T1, T2, T3). No campo eólico, identificamos, caracterizamos e mapeamos os principais padrões eólicos: dunas source-bordering, megadunas, dunas parabólicas alongadas (simples e composta), cadeias de dunas parabólicas, rampa arenosa, lençol arenoso com *blowouts* e lençol arenoso marginal. Sequências dunares particulares estão dispostas em três corredores eólicos entre a margem da planície fluvial (área fonte) e a Serra do Estreito (barreira topográfica). As áreas proximais e distais do campo eólico apresentam fortes indicativos da influência morfotectônica regional no padrão eólico. Análises morfosedimentares e geocronológicas sugerem que a formação das megadunas e dunas parabólicas alongadas ocorreram no Pleniglacial Médio. Correlacionamos dados proxys obtidos no campo eólico, com dados prévios de espeleotemas e travertines na mesma região, e demonstramos consistentemente que as megadunas se desenvolveram entre o MIS3 e MIS2. Esse longo período de aridez foi interrompido pela fase pluvial do HS5 e pela pequena fase do HS4. Concluimos que durante o MIS3 ocorreu, na região, o pico mais importante do clima árido e maior intensidade dos ventos.

Palavras-chave: Médio Rio São Francisco, interação eólica-fluvial, campo de dunas eólicas, Quaternário, paleoclima.

ABSTRACT

The paleoclimatic knowledge of the Quaternary period of Northeastern Brazil (NEB) is key to understanding how atmospheric circulation has worked in the tropical zone of South America. In this context, the inactive dune field in the Middle São Francisco River is a “geoproxy” of great potential mainly because it provides information on the behavior of paleowinds during the formation and development stages of the aeolian dunes present in this region. The magnitude and type of sandy dunes present in this dune field are particular characteristics of this area in relation to other wind records in tropical South America. Thus, the main objective of this work is to propose a model of spatial organization of the prevailing aeolian patterns, to infer mechanisms of triggering and expansion of the dune field, and to contribute to the paleoclimatic understanding of NEB from results of dating by optical luminescence of the main patterns aeolian dunes integrated with other proxies data from the region. Based on the combination of remote sensing, morphostratigraphy and optical luminescence dating, were define the morphosedimentary units of the dunefield, and secondarily of the alluvial plain of the São Francisco River. Due to scarcity of subsurface information, we analyzed previous data from the fluvial-aeolian plain in order to understand the structure of the framework in which the expansion of the dunefield occurred. Were used a previous map derived from magnetic anomaly data, sedimentary descriptions and radar images to obtain evidence of the structure of this plain. Thus, it was revealed that the regional plain of the middle São Francisco is characterized by an alternating pattern of plain of wide sedimentation - restricted plain (knickzonas). On the meso-scale, were mapped eight morphosedimentary units of the alluvial plain: (U1) bank accretion plain, (U2) fluvial-aeolian plain, (U3) meandering scrolls plain, (U4) impeded plain, (U5) plain-island lateritic and three levels of terraces (T1, T2, T3). In the dunefield, were identify, characterize and map the main dunes patterns: source-bordering dunes, Megadunes, elongated parabolic dunes (simple and compound), parabolic dune chains, sandy ramp, sandy sheet with blouwouts dunes and marginal sandy sheet. Particular dune sequences are arranged in three aeolian corridors between the margin of the alluvial plain (source area) and Estreito Ridge (topographic barrier). The proximal and distal areas of the dunefield have strong indications of the regional morphotectonic influence on the dune pattern. Morphosedimentary and geochronological analyzes suggest that the formation of elongated Megadunes and parabolic dunes occurred in the Middle Pleniglacial. Were correlate proxies data obtained in the dune field, with previous data from speleothems and travertines in the same region, and consistently demonstrated that the Megadunes developed between MIS 3 and MIS2. This long period of dryness was interrupted by the HS5 rain phase and the small HS4 phase. Thus, concluded that that during MIS3, the most important peak of the arid climate and the highest intensity of winds occurred in the region.

Keywords: Middle São Francisco River, aeolian-fluvial interaction, dune field, Quaternary, paleoclimate.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: (A) Recorte do mapa geológico da região do campo de dunas eólica do Médio São Francisco (modificado de Moraes Rego, 1926); (B) Áreas onde ocorreram desenvolvimento de campo eólico ou mares de areias no final do UMG (modificado de Sarnthein, 1978).	18
Figura 1.2: Resultados das datações realizadas no campo de dunas do Médio São Francisco por Barreto (1996).	19
Figura 1.3: Classificação geomorfológica e resultados e localizações das datações (idades em mil anos) realizadas por Barreto (1996) dispostos sobre um novo MDE baseado em imagens do satélite Alos Palsar (12,5m de resolução).	20
Figura 1.4: Quadro síntese das datações em depósitos eólicos no médio e sub médio São Francisco. No quadro azul, resultados de Barreto (1996). No quadro laranja, idades indicadas por Cabral (2014). No quadro cinza resultados de Ferreira et al. (2013).	21
Figura 2.1: Sondagem rasa no campo eólico. A) Carro apropriado para região; B) Escavação de ~1m de profundidade antes de inserir o tubo amostrador; C) Tubo amostrador inserido a percussão; D) Separação de amostra para datação LOE.	30
Figura 3.1: Mapa de localização da planície eólica-fluvial do Médio São Francisco.	34
Figura 3.2: Mapa geológico da região estudada apresentando as principais unidades litoestratigráficas.	36
Figura 3.3: (A) Modelo de velocidade dos ventos trimestrais do ano de 2017 (modificado ECMWF ERA 5) em escala continental, disponibilizado pelo Climate Change Institute (climatereanalyrzer.org), University of Maine. (B) Gráfico de precipitação e intensidade dos ventos para a região de Xique-Xique (1980-2016) disponível pelo WeatherSparker (weathersparker.com).	40
Figura 4.1: Resultados apresentados por Wang et al (2004) baseados na análise de espeleotemas.....	45
Figura 4.2: Diagrama sumário da distribuição dos táxons e presença de carvão no testemunho estudado por De Oliveira et al. (1999).	46
Figura 4.3: Sumário palinológico e paleoceanográfico de Behling et al. (2000), apresentando as fases úmidas e de influxo de pólen.	47
Figura 4.4: Quadro síntese do paleoclima no nordeste do Brasil baseado em diferentes estudos realizados recentemente na região.	50
Figura 5.1: Mapa de localização da planície aluvial do médio São Francisco. (A) MDE realçando as características regionais da planície, marcada por áreas de planície larga e restritas. (B) MDE da planície flúvio-eólica do médio São Francisco indicando a área da planície mapeada e a localização das sondagens analisadas. (C) MDE mostrando a estruturação da planície na área da planície eólica fluvial. (D) Perfis topográficos transversais característicos no médio Rio São Francisco.	53
Figura 5.2: (a) Imagem Sentinel-2 exibindo a região da planície aluvial investigada e mapeada. (b) Perfil longitudinal do canal do Rio São Francisco na planície	

estudada. Também é apresentado o valor da declividade do perfil (D) e a declividade específica na área de maior mudança da declividade (D"). 55

Figura 5.3: Mapa de caracterização das unidades morfosedimentares do cinturão aluvial do médio Rio São Francisco..... 57

Figura 5.4: (A) Imagem Landsat 5 (falsa cor) mostrando a disposição geral da planície de acreção de bancos. (B e C) Imagens mostrando a variação no padrão dos bancos que constituem a U1. As setas estão indicando o alinhamento erosivo que interpretamos como contato entre unidades. (D e E) Foto, descrição e local de datação LOE de um barranco na unidade de bancos acrescidos. (F) Sedimentação característico no topo dessa unidade, dominado por intercalação de silte e argila. 58

Figura 5.5: Imagens Google Earth e MDE mostrando características da Planície de Interação Flúvio-Eólica. A e B) Reativações eólicas sobre leques aluviais que foram aportados na planície do Rio São Francisco; C e D) Depósitos de planície de inundação e dunas eólicas sobre bancos acrescidos; E, F) lagoas alongadas de canais abandonados e acumulações arenosas retrabalhadas pelo vento..... 60

Figura 5.6: Morfoestratigrafia da Planície de Interação Flúvio-Eólica. (A) Pequenas dunas eólicas na parte central da planície de acreção de bancos. (B) Contato entre os depósitos fluvial e eólico; C) Foto destacando os depósitos interpretados como de barra lateral sobreposto por depósito de planície de inundação na base do depósito; D) Perfil estratigráfico da planície flúvio-eólica..... 61

Figura 5.7: Imagem Landsat 8 mostrando a localização da planície de espiras de meandro caracterizada pela presença de dezenas de lagoas alongadas..... 62

Figura 5.8: (A) Imagem Sentinel-2 exibindo a larga planície impedida a montante de Xique-xique. (B) Mapa geomorfológico apresentando apenas as subunidades da planície impedida na área da imagem Sentinel. Nesse mapa é apresentado elementos que foram mapeados na escala de detalhes utilizando imagens (PlanetScope). (C e D) Perfis topográficos esquemáticos de dois setores da planície impedida; (C) Perfil representativo da área dominado por pântano e canais de planície, e (D) Perfil da área dominada por canais deltaicos, ilustrando a conexão dos diques de canais de planície e formação de lagoas rasas. 64

Figura 5.9: Áreas representativas dos subambientes da planície impedida. Imagens Landsat 8, falsa cor (A-D). (A) Área característica da subunidade dominada por pântano e canais de planícies. Também é destacado a presença de inúmeros bancos de migração lateral dos canais característica particular dessa subunidade. (B) Subunidade dominada por canais deltaicos. Uma verdadeira rede de canais que avançaram sobre uma planície pantanosa e formaram lagos por conexões dos diques, o que contribui para acelerar o processo de aggradação da planície; (C) Área de interação das subunidades dominada por canais deltaicos e dominada por pântano. É notável o avanço e espraiamento da frente dos canais deltaicos sobre a planície pantanosa de pequenos bancos; (D) dominada por canal tributário. (E) Imagem PlanetScope mostrando feições de bancos antigos que tem sido dissecada por canais mais jovens..... 65

Figura 5.10: Exemplo da resposta da planície impedida durante o evento de cheia. (A) Registro de inundação da planície impedida durante evento de cheia que ocorreu em janeiro de 2007 a partir de imagem Landsat 5, falsa cor (R7G4B2). (B) Destaca as características exibidas pela planície na maior parte do ano no mês de março de 2007..... 66

Figura 5.11: Barranco da unidade da Planície-Ilha laterítica. A) Visão geral do afloramento analisado; B) Perfil estratigráfico; C) Imagem da laterita em nódulos, identificada na base do barranco; D) Intercalação de areia quartzosa grossa e areia média em sets de aproximadamente 30cm. 67

Figura 5.12: Sondagens da região da planície flúvio-eólica do médio São Francisco. (a) Sequência de sondagens dispostas relativamente paralela ao canal principal, de montante para jusante (localização na Fig. 5.1b). A partir das sondagens destacamos a forte variação da profundidade do embasamento rochoso, a sedimentação basal interpretada como depósitos de leques aluviais, e, no topo, uma boa correlação lateral interpretada como depósitos do sistema flúvio-eólico. (b) seção transversal indicando a variação de depósitos de leques aluviais na margem direita do Rio São Francisco, e prováveis depósitos lacustres na margem oposta. (c) Domínio de depósitos de leques aluviais na margem esquerda. 69

Figura 6.1: MDE mostrando o contexto regional do campo eólico do médio São Francisco apresentado num MDE. Adicionalmente uma seção topográfica (Y-Y') que mostra claramente as diferenças altimétricas entre as principais superfícies regionais. 75

Figura 6.2: Evidências da estruturação da planície flúvio-eólica em subsuperfície. (a) Lineamentos de subsuperfície traçados sobre mapa de magnetometria de Amplitude do Sinal Analítico (modificado da CPRM,2019). (b) MDE sobreposto por lineamentos e mapa derivado de magnetometria MDE. (c) Sondagens da planície aluvial indicando a redução da profundidade do embasamento rochoso entre as sondagens C-35, C-47 e C-51. Excelente correlação com área da planície em que exibe uma maior anomalia magnética. (d) Sondagens mostrando variação no tipo de sedimentação 76

Figura 6.3: Caracterização geomorfológica (a) Mapa em larga escala das principais unidades da região da planície flúvio-eólica do médio São Francisco. Também mostra a compartimentação do campo eólico nos corredores de expansões principais. (b) Mapa geomorfológico dos principais padrões eólicos no campo de dunas do médio São Francisco. Adicionalmente unidades que representam os limites do campo eólico. (c) Seções topográficas representativas dos diferentes corredores eólicos e sequência dos tipos de dunas predominantes. 79

Figura 6.4: Características das dunas source-bordering. (a) MDE da unidade de duna source-bordering no CE-2. (b) Imagem combinada do MDE e mapa de anomalia magnética apresentando boa correlação nos setores mais elevados da duna source-bordering e maiores índices de anomalia. (c) MDE da duna source-bordering do CE-3. (d) Imagem combinada (MDE-mapa de anomalia magnética) mostrando que os locais onde afloram cristas rochosas elevadas tem correspondência com alto índice magnético. (e) seção topográfica da duna source-bordering do CE-2. (f) seção topográfica da source-bordering no CE-3. 81

Figura 6.5: Características das Megadunas parabólicas. (a) MDE da zona central do CE-2, destacando a variação no tipo de duna parabólica; (b) Perfil topográfico representativo de uma Megaduna que exibe a claramente a superimposição de dunas menores sobre a duna principal e que tendem a aumentar as dimensões à medida que se aproxima da crista. (c) Dados da frequência do comprimento de megadunas bem preservadas; (d) Histograma mostrando a altura preservada nas megadunas parabólicas..... 84

Figura 6.6: Gráfico mostrando a relação de altura e comprimento entre as dunas parabólicas alongadas e megadunas parabólicas (A) e a relação comprimento e largura no gráfico (B). 85

Figura 6.7: Dunas parabólicas alongadas. (a/b) MDE destacando os tipos de parabólicas alongadas identificadas (simples e compostas); (c) MDE mostrando o predomínio de duna parabólica composta na zona em que o CE-3 está em contato com o CE-2; ((d) (a) MDE realçando geoformas adquiridas por dunas parabólicas alongadas que foram dissecadas na margem do corredor em que está em contato com a planície do rio Pimenteiras; (f) Imagem PlanetScope (3m de resolução) de uma duna parabólica composta no CE-3; (g) Histograma mostrando a frequência do comprimento das dunas analisadas; (h) Histograma mostrando a relação comprimento/largura utilizado para caracterizar as dunas parabólicas alongadas.. 86

Figura 6.8: (a) MDE mostrando a superfície plana e extensa do lençol arenoso marcado por relevos mais elevados ou negativos gerados pelo processo de formação de dunas blowouts. (b) Perfil topográfico de uma elevada duna blowout, no qual a bacia de deflação funciona como uma lagoa temporária em períodos de chuva. (c) Perfil topográfico de uma duna blowout pouco expressiva no relevo. 88

Figura 6.9: Evidências de controle morfotectônico na zona distal do campo eólico. (a) Imagem combinada (MDE e mapa de anomalia magnética), destacando o paralelismo dos lineamentos na porção distal do campo eólico. (b) Imagem Google Earth destacando a concentração de dunas parabólicas alongadas numa faixa entre lineamentos; (c) Imagem Google Earth de uma área com cadeias de dunas parabólicas dissecadas. (d) Imagem de radar Alos Palsar revelando uma estruturação perpendicular (setas) a direção de expansão do campo eólico que tem excelente combinação com os lineamentos indicados na zona distal (e). 90

Figura 6.10: MDE apresentando a localização das descrições sedimentares e datações por luminescência optica. (a) Descrições sedimentares das sondagens realizadas em diferentes unidades do campo eólico. (b) Perfil topográfico representativo com localização das descrições e datação, destacando idades obtidas nas Megadunas. (c) Perfil topográfico regional com várias datações, destacando a idade do lençol arenoso e as idades das Megadunas. 93

Figura 6.11: Afloramento de depósitos flúvio-eólicos às margens do Rio São Francisco. (a) Imagem Google Earth da área onde foi levantada a seção (Dunas da Geleia). (b) MDE mostrando o contexto geomorfológico do afloramento. (c) MDE mostrando que dunas foram ativadas num contexto de um pequeno leque aluvial na margem do campo eólico. (d) Imagem geral do afloramento investigado. (e) Seção estratigráfica da área das Dunas da Geleia. (h) área marginal do afloramento caracterizada pelo truncamento de depósito fluvial e eólico. (f) Sets centimétricos de areia fina depositada em ambiente fluvial. (g) depósito fluvial argilo-arenoso coberto por areias eólicas; (h) truncamento de depósito eólico e fluvial. 95

Figura 6.12: Seções de geofísica rasa (GPR) da unidade de cadeias de dunas parabólicas dissipadas, interpretadas. (A) sísmica rasa de uma duna dissipada. Foram identificadas 3 superfícies bem definidas e datadas à unidade do topo (BA-01). (B) sísmica rasa de uma duna na qual identificamos 3 superfícies e foram controladas com descrição sedimentar e datação (BA-02a e BA-02b). (C/D) Imagem Google Earth mostrando a localização das seções sísmicas. 97

Figura 6.13: Caracterização detalhada da relação morfosedimentar e cronológica entre as Megadunas e o lençol arenoso. (a) MDE apresentando localização da porção do lençol eólico e megadunas datados. (b/c) Imagens Google Earth mostrando características locais das Megadunas XX-04 e XX-5 e suas respectivas descrições sedimentares. (d) MDE apresentando a localização topográfica do perfil topográfico (e). (e) Perfil topográfico de uma porção central do CE-1 que é representativo em termos de organização morfosedimentar..... 99

Figura 7.1: Correlação entre as datações (LOE e TL) do campo eólico do Médio São Francisco e registros cronológico e paleoclimático de espeleotemas e travertinos do último Glacial-Holoceno na região 107

Figura 8.1: Representação esquemática dos corredores eólicos e principais padrões de dunas. Adicionalmente é ilustrado o compartimento do cinturão aluvial do Rio São Francisco que funcionou como área fonte de expansão do campo eólico. 112

SUMÁRIO

Capítulo 1 : INTRODUÇÃO	16
1.1 Contexto da Tese: Expansão de depósitos eólicos no Quaternário	16
1.2 Relevância do campo de dunas inativo do Médio São Francisco	17
1.3 Reconstrução paleoclimática do Nordeste do Brasil.....	22
1.4 Objetivos	22
1.5 Estrutura da Tese.....	23
Capítulo 2 : MÉTODOS.....	26
2.1 Introdução.....	26
2.2 Análise e interpretação de dados prévios.....	27
2.3 Mapeamento geomorfológico: Sensoriamento remoto e trabalhos de campo.....	28
2.4 Geofísica Rasa: GPR (<i>Grand Penetration Radar</i>).....	29
2.5 Morfoestratigrafia: Sondagens e descrição de afloramento	29
2.6 Geocronologia: Luminescência Óptica Estimulada (LOE).....	31
Capítulo 3 : CARACTERIZAÇÃO REGIONAL.....	34
3.1 Área de estudo	34
3.2 Contexto geológico	35
3.3 Geomorfologia regional	37
3.4 Evolução morfológica e início da sedimentação eólica e aluvial no médio São Francisco.....	38
3.5 Condição Climática atual	39
3.6 Vegetação	42
Capítulo 4 : EVIDÊNCIAS DO PALEOCLIMA DO QUATERNÁRIO NO NORDESTE DO BRASIL	44
4.1 Introdução.....	44
4.2 Pleistoceno tardio	45
4.3 Holoceno inferior.....	48
4.4 Holoceno médio	49
4.5 Holoceno tardio	49
4.6 Considerações finais.....	50
Capítulo 5 : CARACTERIZAÇÃO MORFOSEDIMENTAR DA PLANÍCIE ALUVIAL DO MÉDIO RIO SÃO FRANCISCO	52
5.1 Introdução	52
5.2 Características do cinturão aluvial.....	54
5.3 Classificação das unidades morfosedimentares	56
5.3.1 Planícies de interação direta com o canal principal	58
5.3.2 Planícies complexas e temporárias	63

5.4 Dados de subsuperfície da planície aluvial	68
5.5 Considerações finais.....	70
Capítulo 6 : GEOMORFOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO CAMPO EÓLICO DO MÉDIO SÃO FRANCISCO	73
6.1 Introdução	73
6.2 Arcabouço geológico da planície flúvio-eólica do Médio São Francisco.....	75
6.3 Corredores eólicos.....	77
6.4 Padrões eólicos	80
6.4.1 <i>Source-bordering Dunes</i>	80
6.4.2 <i>Megadunas</i>	82
6.4.3 <i>Dunas parabólicas alongadas</i>	85
6.4.4 <i>Lençóis arenosos com dunas Blowout</i>	87
6.4.5 <i>Rampas arenosas, Cadeia de dunas parabólicas dissipadas e lençol arenoso</i>	89
6.5 Datações LOE.....	89
6.6 Morfoestratigrafia e Cronologia.....	92
6.6.1 <i>Sistema flúvio-eólico: Terraço aluvial e dunas Source-bordering</i>	92
6.6.2 <i>Megaconstruções eólicas e lençol arenoso na porção interna do campo eólico</i>	94
Capítulo 7 : DISCUSSÕES	101
7.1 Implicações da inconformidade paleotopográfica no sistema flúvio-eólico.	101
7.2 A planície fonte do campo eólico	102
7.3 Desenvolvimento das dunas <i>Source-bordering</i> e a expansão dos corredores	103
7.5 Correlações de proxy: alternância dos períodos úmido e seco	104
7.6 Paleoclima e o que a história não revela das dunas eólicas.....	106
Capítulo 8 : CONCLUSÕES	111
REFERÊNCIAS.....	114

CAPÍTULO 1

Capítulo 1 : INTRODUÇÃO

1.1 Contexto da Tese: Expansão de depósitos eólicos no Quaternário

Extensos campos eólicos continentais são arquivos morfosedimentares com grande potencial de indicar mudanças paleoclimáticas e paleoambientais que ocorreram ao longo do período Quaternário. As expansões das áreas áridas e, concomitantemente, intensificação da atividade eólica no planeta ocorreram nos estágios glaciais (GOUDIE, 2003; HESSE 2010; LANCASTER, 2013; NANSON *et al.*, 1992b; RODRÍGUEZ-LÓPEZ *et al.*, 2014; SARNTHEIN, 1978; STOKES *et al.*, 1997; WASSON, 1988).

Diversos modelos de expansão dos depósitos eólicos têm revelado condições ambientais, climáticas e biogeográficas que favoreceram a atuação de mecanismos que disponibilizaram os sedimentos, e a forma como eles foram deflacionados, transportados e depositados (KOCUREK, 1998; KOCUREK e LANCASTER, 1999; NANSON *et al.*, 1992a; TSOAR *et al.*, 2004; YIZHAQ *et al.*, 2009). Também tem permitido inferir a direção dos paleoventos responsáveis pela formação das dunas, fundamentais para entender o funcionamento da circulação atmosférica no Quaternário.

Pesquisas sobre a expansão de desertos arenosos têm contribuído significativamente nas reconstruções paleoclimáticas da África, Austrália, América do Norte e Ásia (BRISTOW *et al.*, 2007; FITZSIMMONS *et al.*, 2007; HESSE, 2011; HESSE, 2016; JUYAL *et al.*, 2006; LANCASTER *et al.*, 2002; KOCUREK *et al.*, 2007; NANSON *et al.*, 1992, 1995; SINHA *et al.*, 2012; STOKES *et al.*, 1997). Na América do Sul, embora os mares de areias e campos eólicos apresentem interessantes particularidades quanto as geoformas, além de mostrar fortes indicativos de correlação cronológica com outros desertos arenosos do Hemisfério Sul (LATRUBESSE, 2003; MUNYIKWA, 2005; TRIPALDI e ZARATÉ, 2016), o registro de atividade eólica ainda permanece pouco investigado.

Alguns dos estudos no continente (LATRUBESSE, 2003; LATRUBESSE *et al.*, 2012; SINHA *et al.*, 2012) têm sugerido que a atividade eólica nas grandes planícies sul-americanas, como os Lhanos do Orinoco, Chaco e Pampas, ocorreu de forma episódica ao longo da última glaciação (MIS4 até MIS2). Embora, ainda haja uma grande necessidade de pesquisas que integrem análises geomorfológica, estratigráfica e geocronológica para uma compreensão mais sólida do desenvolvimento eólico continental (TRIPALDI e ZARATÉ, 2016).

No Brasil, os estudos de depósitos eólicos avançaram consideravelmente na região costeira (BARBOSA, 1997; GIANNINE, 2007; TSOAR *et al.*, 2009; TOMAZELLI, 1990 e outros). Alguns mostraram que o desenvolvimento eólico tem ocorrido desde o

Pleistoceno Médio. Por exemplo, a formação de campos de dunas no litoral do Rio Grande do Norte (BARRETO *et al.*, 2004) e nos Lençóis Maranhenses (GUEDES, 2004).

No interior continental, a expansão eólica tem sido associada principalmente a grandes planícies aluviais, como nas planícies amazônicas, no Rio Branco (Carneiro Filho e Zinck, 1994; Latrubesse e Nelson, 2001; Teeuw e Rhodes, 2004) e Rio Negro (Iriondo e Latrubesse, 1994; Carneiro Filho *et al.*, 2002), no Pantanal (Clapperton, 1993), na planície do alto Rio Paraná (Parolin e Stevaux, 2006; Stevaux, 2000) e no médio Rio São Francisco (Tricart, 1974; Barreto, 1996; Barreto *et al.*, 1999; De Oliveira *et al.*, 1999). No geral, essas planícies fluviais têm sido entendidas como principais áreas fontes de sedimentos dos depósitos eólicos. Entretanto, ainda permanecem relativamente escassos os estudos eólicos a partir de uma perspectiva de investigação geomorfológica e geocronológica que integre dados dos depósitos eólicos e das planícies aluviais aos quais estão associados.

1.2 Relevância do campo de dunas inativo do Médio São Francisco

O campo de dunas desenvolvido na região do Médio Rio São Francisco é o maior registro eólico continental do Brasil. Ocupa uma área de ~8000km² e exhibe, predominantemente, padrões eólicos de grandes dimensões que são incomuns em campos eólicos e mares de areias no interior continental. Denominado de “*Pequeno Saara*” (WILLIAMS, 1925 *apud* BARRETO, 1999) e, mais recentemente, de “*Paleodeserto de Xique-xique*” (AB’SABER, 2006) e de “*Mar de Areia do médio São Francisco*” (BARRETO, 1996), tem sido citado desde o início do século XX (WILLIAMS, 1925).

Moraes Rego (1926) apresentou o primeiro mapa geológico da região do Médio São Francisco (Fig. 1.1a), no qual classificou os depósitos eólicos e aluviais como parte da Formação Vazante, originados no período Quaternário. Somente a partir dos trabalhos de Tricart (1974), Sarnthein (1978) e Clapperton (1993) é que o campo eólico do Médio São Francisco passou a ser reconhecido na literatura internacional como um importante registro de alastramento das áreas desérticas da América do Sul no último estágio glacial (Figura 1.1b). Numa recente revisão global, Lancaster (2007) inseriu o campo eólico do Médio São Francisco num mapa dos principais mares de areia de baixa latitude do mundo.

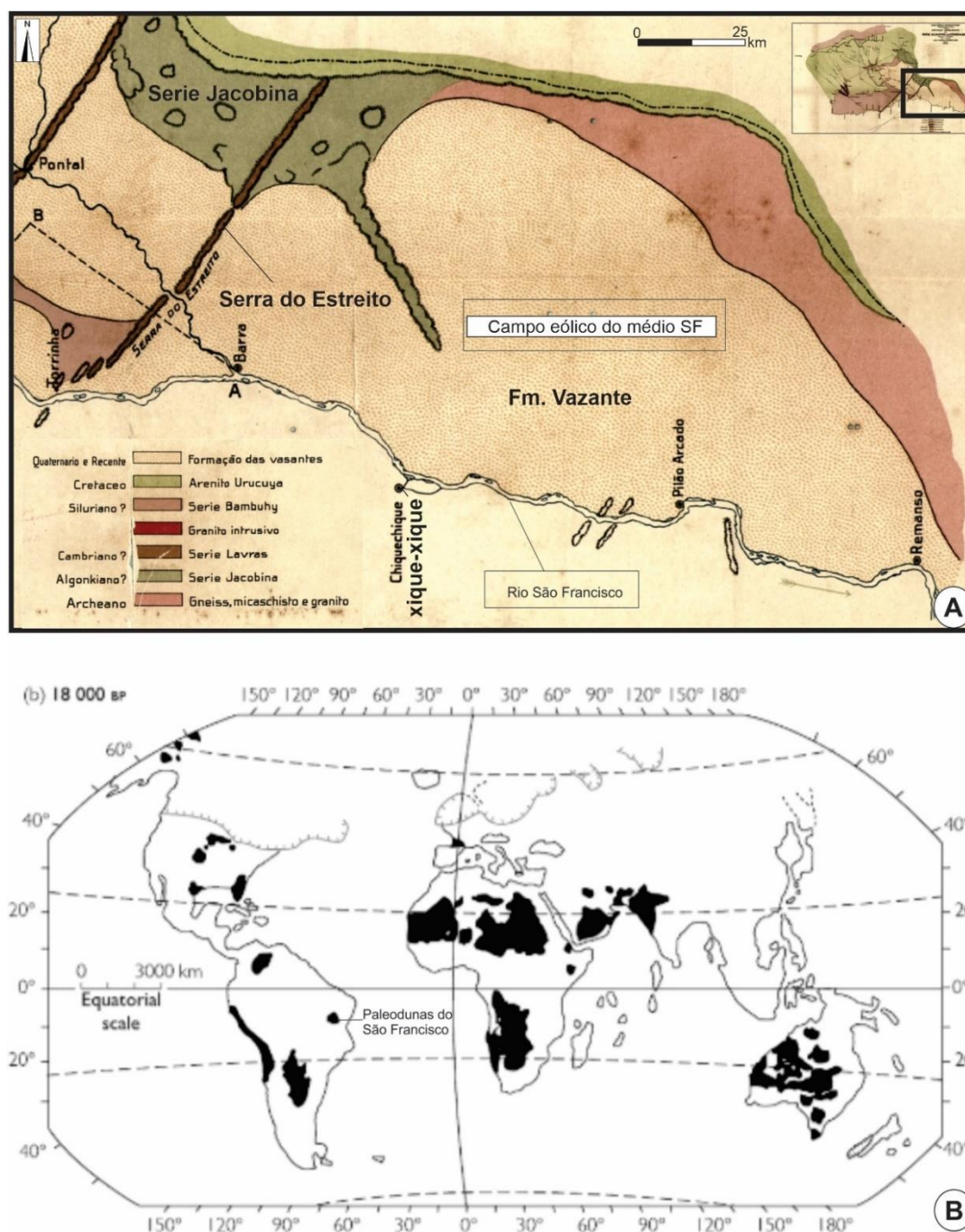


Figura 1.1: (A) Recorte do mapa geológico da região do campo de dunas eólica do Médio São Francisco (modificado de Moraes Rego, 1926); (B) Áreas onde ocorreram desenvolvimento de campo eólico ou mares de areias no final do UMG (modificado de Samthein, 1978).

Em termos de comparação, esse campo apresenta uma área cinco vezes maior do que o campo eólico ativo dos Lençóis Maranhenses. Também tem dimensões que superam em quase quinze vezes o emblemático campo das dunas de *White Sands*, e até mesmo muitas vezes maior que o Parque Nacional das *Great Sand dunes*, apenas para mencionar duas áreas emblemáticas que são referências fundamentais na literatura de depósito eólico.

Aspectos geomorfológicos e inferências paleoclimáticas do campo de paleodunas do Rio São Francisco têm sido discutidos por diversos autores (AB' SABER, 2006; DE OLIVEIRA *et al.*, 1999; DOMINGUES, 1948; KING, 1956; TRICART, 1974). Todavia, somente a partir de Barreto (1996), foram obtidas as primeiras informações geocronológicas. A autora realizou dezenas de datações pelo método de Termoluminescência (TL) e revelou indicativos de atividade eólica no Pleistoceno tardio. Embora, grande parte dos resultados estivessem concentrados no Holoceno tardio (Fig. 1.2).

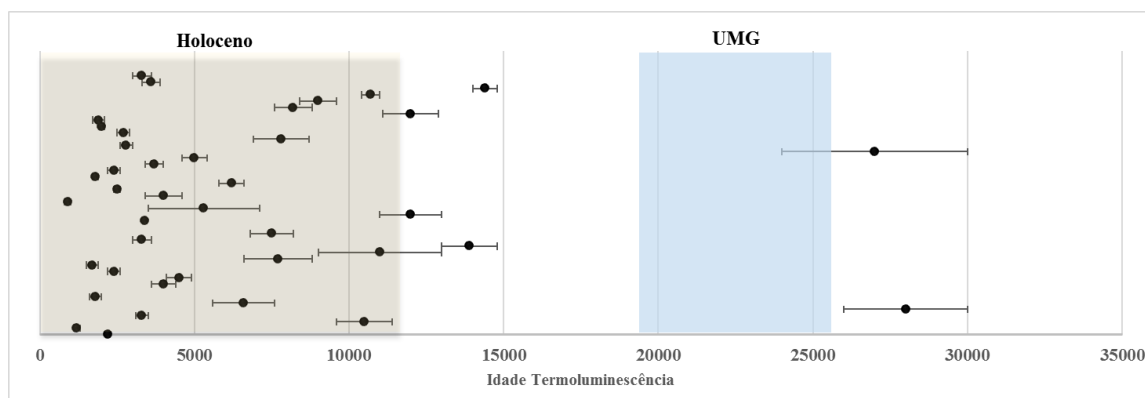


Figura 1.2: Resultados das datações realizadas no campo de dunas do Médio São Francisco por Barreto (1996).

Na figura 1.3 é apresentado um modelo de elevação de terreno do campo eólico do Médio São Francisco com a localização das datações e a classificação dos cinco domínios geomorfológicos propostos por Barreto (1996). A partir de dados de geofísica rasa (sondagens elétricas verticais), também foi interpretada a espessura do depósito eólico (50 a 150m).

Barreto *et al.* (1996) propôs três episódios de formação das dunas: (i) o primeiro entre 28 e 15ka AP, com a geração das dunas parabólicas mais expressivas, compostas, alongadas e orientadas de SE para NW; (ii) o segundo, entre 9 e 4ka AP, com formação das dunas superimpostas e digitadas, diferentes do episódio anterior, devido à variação dos ventos entre E e SE para W e NW; (iii) o terceiro ocorreu entre 4ka e 900 AP, intervalo de maior concentração das datações, com dunas parabólicas aninhadas e alongadas e ventos de SE para NW.

Datações por luminescência óptica (LOE) realizadas por Ferreira *et al.* (2013) e Cabral (2014) em restritos depósitos eólicos às margens da planície do Rio São Francisco, a jusante do campo eólico estudado, indicaram que as atividades eólicas na bacia do São Francisco devem ser mais velhas do que as idades apresentadas por Barreto (1996). O

quadro das datações mostra indícios de que atividades eólicas têm ocorrido na bacia do Rio São Francisco, no mínimo, desde 60ka AP (Fig.1.4).

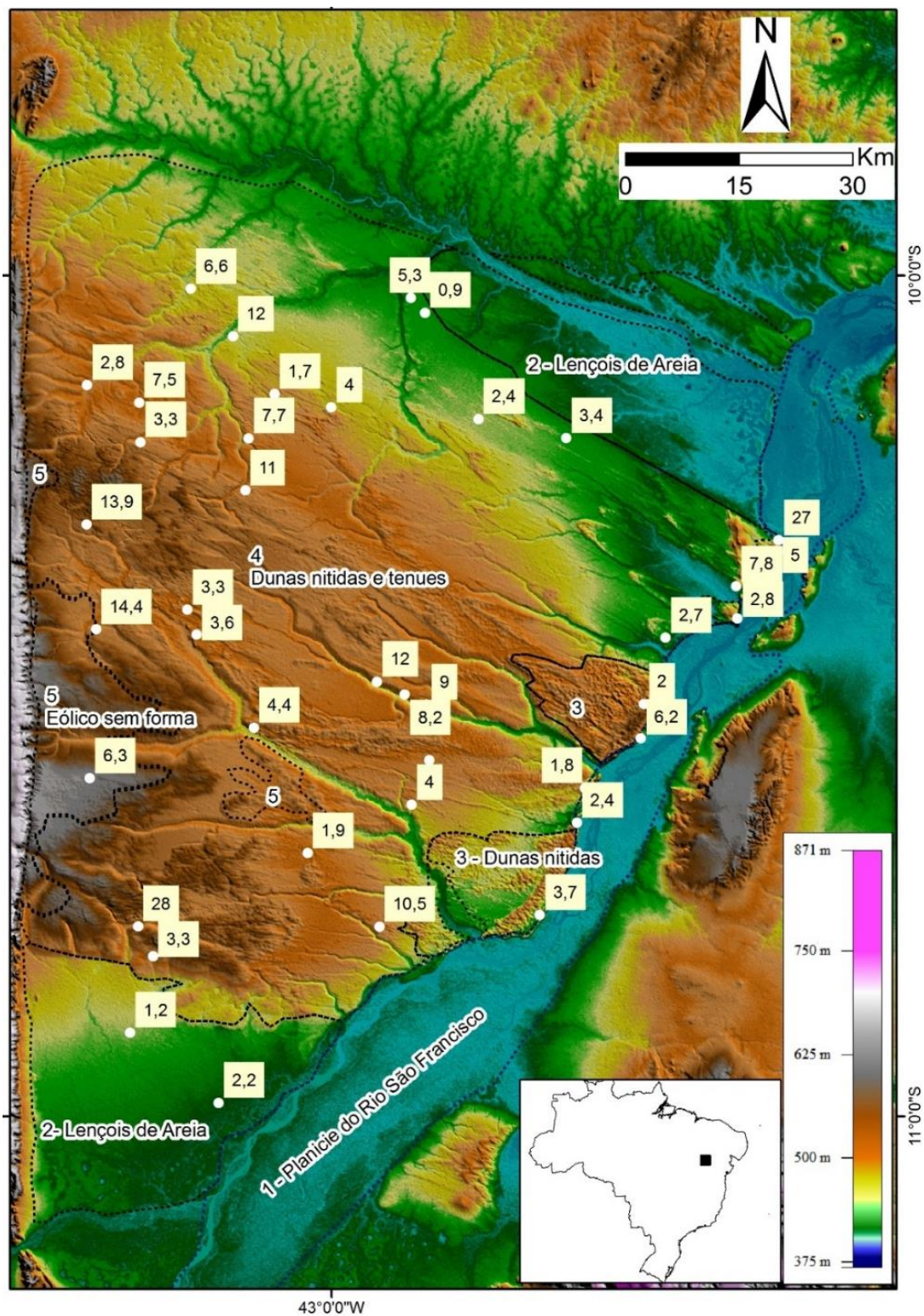


Figura 1.3: Classificação geomorfológica e resultados e localizações das datações (idades em mil anos) realizadas por Barreto (1996) dispostos sobre um novo MDE baseado em imagens do satélite Alos Palsar (12,5m de resolução).

A significância do campo eólico do Médio Rio São Francisco também pode ser ressaltada devido à interação com uma das maiores planícies aluviais do continente. O cinturão aluvial na região em que desenvolveu o campo eólico exibe expressiva largura e características geomorfológicas complexas no segmento em que ocorre a interação. Portanto, uma investigação do campo eólico, somado a uma análise morfosedimentar da planície aluvial do Rio São Francisco, podem contribuir substancialmente nas interpretações da formação das dunas eólicas da região.

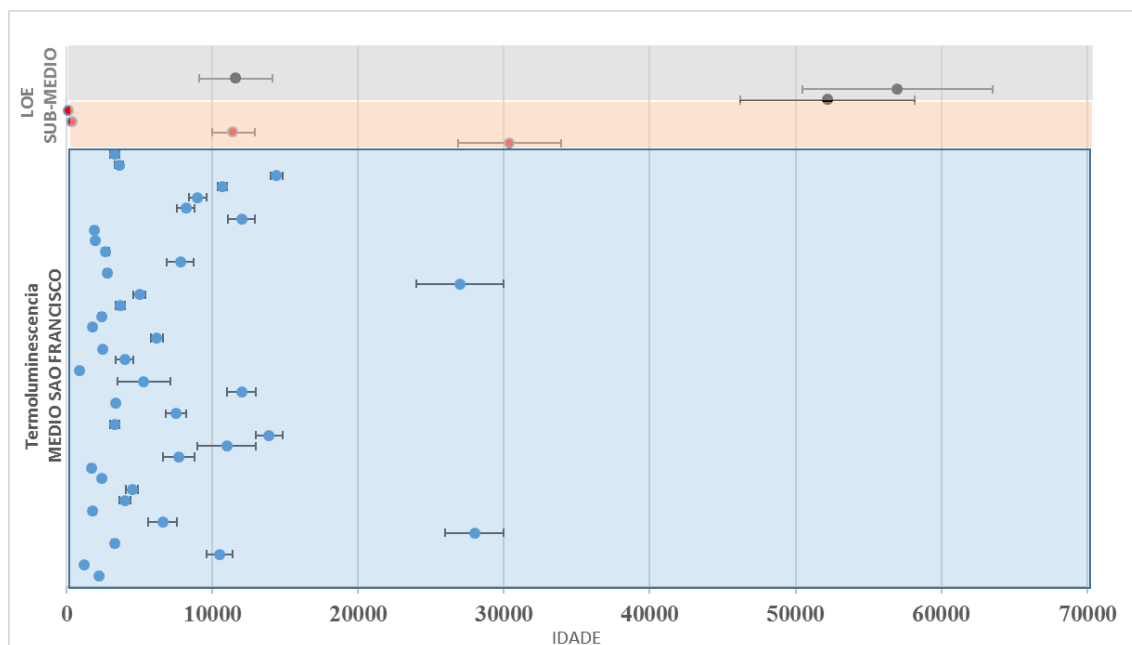


Figura 1.4: Quadro síntese das datações em depósitos eólicos no médio e sub médio São Francisco. No quadro azul, resultados de Barreto (1996). No quadro laranja, idades indicadas por Cabral (2014). No quadro cinza resultados de Ferreira et al. (2013).

Nas últimas décadas, tem crescido o interesse por pesquisas de interação flúvio-eólico (AL-MASRAHY e MOUNTNEY, 2015; HOLLANDS *et al.*, 2006; MAROULIS *et al.*, 2007; NANSON *et al.*, 1995 e outros). No geral, tem mostrado que em áreas onde ocorreu interação entre esses sistemas, os processos eólicos predominaram em fases áridas e os fluviais em intervalos de maior umidade. Em contraste, estudos mais recentes (FITZSIMMONS *et al.*, 2012; LATRUBESSE *et al.*, 2012) têm sugerido que a interação flúvio-eólica ocorreu principalmente em intervalos de maior sazonalidade climática.

Portanto, examinar em profundidade a geocronologia do campo eólico e explorar a planície aluvial do Rio São Francisco, controlando a geomorfologia e morfoestratigrafia, representa uma importante etapa para as pesquisas atuais na região estudada. Assim, poderão ser obtidos significantes dados para reconstrução

paleoclimática da região Nordeste do Brasil (NEB) e de grande significância para o conhecimento Quaternário da América do Sul tropical.

1.3 Reconstrução paleoclimática do Nordeste do Brasil

Reconstruções paleoclimáticas da América do Sul têm considerado a NEB como área chave para o avanço do conhecimento sobre o funcionamento da circulação atmosférica continental (STRIKIS, 2018; STRIKIS *et al.*, 2015). Nos últimos anos, registros isotópicos de espeleotemas têm sido o principal proxy usado para reconstruções paleoclimáticas numa escala regional e até mesmo postulado para a circulação climática numa escala continental. Entretanto, como claramente revelado por Wang *et al.* (2004), no bioma Caatinga do semiárido do NEB, baixa precipitação e alta evapotranspiração opõem o desenvolvimento de espeleotemas e travertinos. Os autores também concluíram que num período 210ka AP, mais de 90% do tempo a região NEB foi submetido a condições áridas.

A verdade é que a maioria das discussões recentes sobre reconstruções paleoclimáticas na América do Sul tropical são baseadas em espeleotemas, secundariamente, em amostras sedimentares lacustres (palinologia e paleolimnologia). Enquanto isso, outros resultados pertinentes, gerados pela geologia do Quaternário, geomorfologia, paleontologia de vertebrados e outros campos, têm sido basicamente ignorados.

Porém, as questões paleoclimáticas que ainda permanecem sem respostas claras para NEB são um exemplo das limitações que decorrem da confiança em um único proxy para reconstrução paleoambiental e paleoclimáticos. A aridez tem sido a principal limitação, impedindo o desenvolvimento de registros de espeleotemas contínuos que contemplem todo o Último Glacial e o Holoceno. Nesse caso, entendemos que o campo de dunas eólicas do Médio São Francisco é crucial para ajudar a explicar transformações paleoambientais durante os intervalos de aridez. Além disso, tem grande potencial para fornecer evidências sobre o padrão de circulação atmosférica que ocorreu durante o Quaternário da América do Sul.

1.4 Objetivos

O principal objetivo desta tese é discutir os fatores e mecanismos que governaram a formação e expansão do campo eólico as margens da planície do médio Rio São Francisco. Neste contexto, ampliar o conhecimento geocronológico do campo de dunas e propor uma discussão paleoclimática do NEB baseado na integração de dados

multiproxies. Secundariamente, caracterizar as principais unidades da planície aluvial do Rio São Francisco na faixa de interação com o campo eólico. Assim, as etapas específicas do trabalho consistem em:

- a. Investigar e mapear (mesoescala) os diferentes padrões de dunas presentes no campo eólico e na planície aluvial do Médio Rio São Francisco. Adicionalmente, em larga escala examinar dados prévios de subsuperfície da planície flúvio-eólica.
- b. Realizar descrição morfoestratigráfica em afloramentos e a partir de testemunhos rasos, tanto no campo eólico, e secundariamente na planície do Rio São Francisco. Além de realizar aquisição e interpretar seções de geofísica rasa do campo eólico.
- c. Realizar datações por Luminescência Óptica Estimulada (LOE) em amostras de diferentes unidades do campo eólico e da faixa de interação flúvio-eólica.
- d. Elaborar um quadro multi-proxys da região do Médio São Francisco, para correlacionar resultados das novas datações por LOE no campo eólico, e dados de espeleotemas de relevantes estudos prévios.

1.5 Estrutura da Tese

A tese está organizada em oito capítulos. O primeiro contextualiza o tema central da pesquisa, baseado em importantes estudos em depósitos eólicos e de interação flúvio-eólica do período Quaternário em diversas partes do mundo. Também é apresentada uma síntese do conhecimento atual acerca do campo eólico estabilizado do Médio São Francisco e a sua significância paleoclimática para América do Sul.

O segundo capítulo apresenta as estratégias metodológicas que foram utilizadas para investigar o campo eólico e a planície do Rio São Francisco. Nesse, são apresentadas as referências utilizadas para sustentar a classificação de diferentes padrões identificados no campo eólico e na planície aluvial. Além disso, são detalhados os métodos de sensoriamento remoto, geoprocessamento, morfoestratigrafia, geocronologia e geofísica rasa que foram utilizados.

No capítulo 3, apresentamos a caracterização geral da área estudada, nas quais são exibidos os aspectos mais relevantes do arcabouço geológico, o contexto geomorfológico, o funcionamento do sistema climático atual, as características hidrológicas e da vegetação da região estudada. Na caracterização do clima regional, são destacados os dados de intensidade e direção dos ventos nas últimas décadas.

O capítulo 4 é voltado a uma síntese dos principais trabalhos que abordaram as questões paleoclimáticas e paleoambiental no NEB. A elaboração de um quadro paleoclimático foi baseada na análise das interpretações e hipóteses apresentadas em estudos sedimentológicos, geomorfológicos, paleontológicos, bem como resultados geocronológicos anteriores ao longo das margens do Rio São Francisco.

No capítulo 5, são apresentados os resultados e considerações sobre o mapeamento e caracterização das diferentes unidades geomorfológicas encontradas no cinturão aluvial do Rio São Francisco que interage com o campo de paleodunas. Ademais, apresentamos uma provável hierarquia dos principais ambientes de sedimentação que construíram a complexa planície fluvial.

O capítulo 6 aborda o tema central da tese. Resultados obtidos a partir da investigação detalhada dos padrões eólicos preservados a partir de uma combinação de técnicas de geoprocessamento, sensoriamento remoto, geofísica rasa, morfoestratigrafia e geocronologia. Em adição, analisamos e correlacionamos dados prévios para ajudar na compreensão do arcabouço do sistema flúvio-eólico do Médio São Francisco.

No capítulo 7, são discutidos os principais temas propostos pela tese. As discussões foram separadas em temas como: a influência do arcabouço flúvio-eólico e a sedimentação prévia, o desenvolvimento dos principais padrões eólicos e as evidências de organização morfoestratigráficas do campo, a significância do mapeamento geomorfológico e as evidências paleoclimáticas e paleoambientais fornecidas pelos novos dados cronológicos.

Por fim, no capítulo 8, apresentamos as principais conclusões da tese e sugerimos temas específicos para testar novas hipóteses e ampliar o conhecimento sobre o campo eólico.

CAPÍTULO 2

Capítulo 2 : MÉTODOS

2.1 Introdução

Métodos de investigação em campos de dunas e mares de areias têm avançado consideravelmente desde meados do século passado. A partir de então, alguns trabalhos representam verdadeiros marcos metodológicos e tendência de pesquisas em determinados temas. Por exemplo, a pesquisa sobre a dinâmica dos sedimentos realizada por Bagnold (1941), seguida por grandes avanços na década de 70, a partir da análise dos campos por fotografias aéreas (WILSON, 1971) na proposição de conceitos paleoclimáticos relacionados aos períodos de expansão e contração eólicas por Sarthein (1978), e pelo uso de imagens de satélites globais para classificar padrões eólicos por Mckee (1979).

Nas décadas de 80 e 90, datações de depósitos eólicos pelo método de termoluminescência (SINGHVI *et al.*, 1982) representaram outra importante fase. Exatamente neste período ocorreu o estudo mais amplo do campo de dunas do Médio São Francisco (BARRETO *et al.*, 1999), que continua, duas décadas após, sendo a única base de dados geocronológicos.

No século atual, as pesquisas eólicas têm apresentado grande avanço no entendimento dos processos e da dinâmica em ambientes eólicos, através da aplicação de técnicas e métodos modernos de sensoriamento remoto, geofísica rasa e, principalmente, por avanço nas datações por luminescência óptica (LANCASTER, 2008; LIVINGSTONE *et al.*, 2010). Apesar disso, a maior parte dos sistemas eólicos da América do Sul, incluindo o campo do médio São Francisco, permanece sem investigação a partir da combinação de métodos avançados (MUNYIKWA, 2005; TRIPALDI e ZARATÉ, 2016).

O desafio que se propõe para geomorfólogos e sedimentólogos é uma maior capacidade de integração de dados e discussões mais completas dos sistemas sedimentares. Nesse contexto, o protagonismo das pesquisas atuais e futuros em campos eólicos depende da expertise na combinação de diferentes técnicas modernas (sensoriamento remoto, geocronologia, geofísica rasa, estratigrafia e outros). Destarte, a investigação do sistema flúvio-eólico do médio São Francisco proposta neste trabalho é suportada por uma base metodológica moderna e entendida como revolucionária em estudos de geomorfologia e geologia do Quaternário.

Abaixo seguem mais detalhes sobre os principais métodos que suportam os resultados desse trabalho.

2.2 Análise e interpretação de dados prévios

Inicialmente, foram analisados dados já existentes da região do campo eólico do médio São Francisco e de pequenos depósitos eólicos a jusante da área estudada (Barreto, 1996 e 1999; De Oliveira *et al.*, 1999; Ferreira *et al.*, 2013 e Cabral, 2014). Baseados nessas referências, houve a construção de um quadro de datações realizadas por Termoluminescência (TL) e Luminescência Óptica Estimada (LOE), apresentado no capítulo introdutório (Fig.1.4).

A partir de descrições de sondagens realizadas na planície flúvio-eólica, investigou-se se como a estruturação da paleotopografia pode ter influenciado na organização espacial dos padrões geomórficos identificados no campo eólico e da planície aluvial. Foram coletados e organizados os dados em trabalhos realizados por diferentes instituições e disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil – Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais (CPRM). Embora carentes de detalhes estratigráficos, a maior parte das descrições de sondagens servem como base de informações, devido às evidências reveladas e ainda não discutidas acerca dos ambientes sedimentares, previamente à instalação do sistema flúvio-eólico do médio São Francisco.

Os mapas derivados de anomalias magnetométricas (escala de 1: 100000) da região do médio São Francisco disponibilizados no Atlas Aerogeofísico do Estado da Bahia (TELES, 2019) foram georreferenciados em ambiente SIG. Os principais lineamentos de subsuperfície foram traçados manualmente a partir do mapa de Amplitude de Sinal Analítico conhecido como Gradiente Total. Esses mapas derivados de anomalias magnetométricas são bastante utilizados em análises do arcabouço estrutural mais raso (TELES, 2019). Assim, entende-se que sejam uma excelente ferramenta para identificar evidências de falhas ou fraturas.

Para aumentar a consistência das interpretações, as informações extraídas desse mapa foram correlacionadas com as descrições de sondagens regionais e MDEs.

Também elaboramos uma síntese do conhecimento paleoclimático e paleoambiental da região NEB a partir de dados existentes na literatura (BEHLING *et al.*, 2000; CARTELLE e HARTWIG, 1996; CARTELLE, 1999; DANTAS *et al.*, 2013; WANG *et al.*, 2004 e outros). Entre esses é destacado o significativo trabalho realizado por Wang *et al.* (2004) que, além da área desse estudo estar localizada numa mesma zona

latitudinal, a poucos quilômetros do campo eólico, apresenta uma das principais discussões do trabalho com foco nos proxies do campo eólico e nos espeleotemas.

2.3 Mapeamento geomorfológico: Sensoriamento remoto e trabalhos de campo

Padrões morfológicos exibidos no campo eólico e no cinturão aluvial do Médio São Francisco foram mapeados em mesoescala a partir de imagens de sensoriamento remoto e trabalhos de campo. As imagens foram adquiridas nos acervos disponíveis pela *United State Geologic Survey* - USGS (earthexplorer.usgs.gov) e pela empresa *Planet* (planet.com). Assim, construiu-se um amplo banco de imagens dos satélites Landsat (resolução espacial de 30m), Alos Palsar (resolução espacial de 12,5m), Sentinel (resolução espacial de 10m) e PlanetScope (resolução espacial de 3m) em ambiente SIG (Sistema de Informação Geográfica). Adicionalmente, também foram examinadas imagens de alta resolução disponíveis pelo software Google Earth Pro.

A análise dos padrões geomorfológicos seguiu procedimentos básicos por análise visual das geoformas (HUGENHOLTZ *et al.* 2012; LATRUBESSE *et al.* 2012 e outros). A partir dessas imagens também foram realizadas análises morfométricas (comprimento, largura e altura) e orientação das dunas seguindo técnicas de Ewing *et al.* (2006) e Tripaldi *et al.* (2018).

As imagens utilizadas foram processadas com base em técnicas de geoprocessamento e sensoriamento remoto nos softwares *Global Mapper* e *ENVI*. Posteriormente, foram analisadas, interpretadas e mapeadas num ambiente SIG (ArcGis10.1). Realizou-se diferentes combinações de bandas e aplicação de alguns filtros nas imagens Landsat (5 e 8). Utilizou-se imagens dos satélites de mais altas resoluções (Sentinel e PlanetScope) na combinação de bandas na cor real e falsa-cor. Dados de MDEs do sensor Palsar foram usados para análise da variação topográfica na macro e meso escala.

As terminologias usadas na classificação das unidades eólicas foram definidas de acordo com o tipo eólico predominante, seguindo termos consolidados em estudos de campos eólicos e mares de areia (COOKE *et al.*, 1993; LANCASTER, 1995; MCKEE, 1979; PYE e TSOAR, 1990). Para as unidades do cinturão aluvial, seguiu-se terminologias recentes adotadas por Latrubesse e Franzinelli (2002) e por Valente e Latrubesse (2012) em grandes planícies aluviais tropicais. A exceção é uma única unidade que exhibe interação de formas eólicas construídas por processos fluviais e eólicos.

Importante destacar o uso das imagens Alos Palsar e PlanetScope nessa pesquisa. A primeira disponibiliza MDE, apresentando resolução e acurácia topográfica, que tem se mostrado mais promissor que modelos mais tradicionais (ex. SRTM). A segunda, é produto de uma revolução dos últimos anos representada pela aquisição de imagens de alta resolução diariamente por uma constelação de nano satélites.

As imagens Alos Palsar são obtidas por sensor de abertura sintética (SAR) através do satélite japonês ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*). Essas imagens têm demonstrado um grande potencial para investigações geomorfológicas em larga e média escala regional, relativamente apresentando maior acurácia topográfica que MDEs mais tradicionais, por exemplo as imagens SRTM. Particularmente em campos eólicos, os MDEs Palsar também têm se mostrado bastante interessante por permitir explorar características geomorfológicas em subsuperfícies (PAILLOU *et al.*, 2010; SKONIECZNY *et al.*, 2015).

2.4 Geofísica Rasa: GPR (*Grand Penetration Radar*)

Resultados substanciais têm sido obtidos em estudos de caracterização da arquitetura interna de dunas eólicas, a partir da interpretação de seções sísmicas adquiridas com uso do GPR (BRISTOW *et al.*, 2000). Os refletores sísmicos têm apresentado excelente resolução em profundidades que variam entre 5 a 15m, o que tem permitido avançar no entendimento de como variados tipos de dunas e unidades eólicas evoluíram ao longo do tempo (BRISTOW *et al.*, 1996).

Para ampliar o entendimento sobre a estruturação interna do campo eólico, foram realizadas aquisições de seções geofísicas rasas em dunas da porção distal. Na aquisição, foi utilizado o GPR modelo MALÅ Ground Explorer (GX) HDR Series e uma antena de 160 MHz. O processamento aplicado foi realizado no software Reflex2D, apenas para reduzir ruídos de alta e baixa frequência, realçar os principais refletores e a conversão de dados de tempo (nanosegundos) para metros. Embora seja uma análise inicial, as seções sísmicas combinadas com as descrições estratigráficas e datações por luminescência óptica revelaram resultados interessantes.

2.5 Morfoestratigrafia: Sondagens e descrição de afloramento

A investigação geocronológica e morfoestratigráfica em maiores profundidades são desafios das pesquisas atuais que têm objetivo de avançar no conhecimento dos depósitos eólicos do Quaternário (HESSE, 2016). Portanto, uma importante etapa desta

tese foi realizar sondagens para analisar e descrever a constituição sedimentar dos primeiros metros de diferentes unidades eólicas.

Foram realizadas 15 sondagens rasas mecânicas que variaram entre 2 e 6m de profundidade, em diferentes padrões de dunas (Fig. 2.1). As sondagens aconteceram nos meses de março e outubro de 2018. Nestes testemunhos e em alguns afloramentos, foram coletadas amostras para datações LOE. Em adição, a análise morfosedimentar foi composta por descrições de barrancos da planície aluvial, destacando um afloramento com dezenas de metros numa área relativamente ativa do sistema flúvio-eólico.



Figura 2.1: Sondagem rasa no campo eólico. A) Carro apropriado para região; B) Escavação de ~1m de profundidade antes de inserir o tubo amostrador; C) Tubo amostrador inserido a percussão; D) Separação de amostra para datação LOE.

2.6 Geocronologia: Luminescência Óptica Estimulada (LOE)

A datação de areias eólicas por LOE tem revolucionado o entendimento dos episódios eólicos que ocorreram no Quaternário (LANCASTER, 2008, 2010). No geral, o método consiste na excitação por luz de determinado mineral, o qual responderá com a emissão de variável intensidade de luz, proporcional à dose de radiação acumulada no intervalo em que o mineral esteve soterrado, assim, sendo obtidos os dados (dose acumulada e anual) que serão usados no cálculo da idade.

As datações por luminescência óptica, combinadas com as descrições morfosedimentares do campo eólico, representam a principal etapa metodológica desta tese. Os resultados dessas análises são chave para uma ampliação do quadro geocronológico do campo eólico do médio São Francisco, permitindo então, o cruzamento com outros dados proxys do NEB.

Deste modo, foram selecionadas 20 amostras para serem datadas, sendo 17 amostras exclusivas do campo eólico e 3 amostras da planície aluvial. Todas as amostras foram coletadas nas etapas de sondagens utilizando tubos de alumínio, protegidas de contato com a luz. A maior parte das amostras do campo eólico encontra-se em profundidades superiores a 3m.

As medições LOE foram realizadas usando três sistemas automatizados de medição Risø TL/LOE, instalados no *Korea Basic Science Institute*. As amostras selecionadas passaram por procedimentos num quarto escuro. As frações de quartzo grosso (90-250 μm) foram extraídas usando o procedimento de rotina de preparação de amostras, que envolveu peneiração úmida e tratamento com ácido (10% HCl, 10% H₂O₂ e HF). Os grãos separados foram verificados quanto à ausência de contaminação por feldspato, através de estimulação por IV nas alíquotas naturais e irradiadas por beta (20 Gy), usando três alíquotas de 8mm por cada amostra, procedimento chamado de "teste de IR". Para todas as amostras, os sinais IRSL, emitidos a partir de feldspatos ricos em K, eram desprezíveis (muito menos que 5% da luminescência estimulada por LED azul). Isso indica que os feldspatos ricos em K foram efetivamente removidos através do procedimento de preparação da amostra.

A fonte de luz de estimulação era uma matriz de LED azul ($470 \pm 30 \text{ nm}$), com uma densidade de potência máxima de $\sim 80 \text{ mW/cm}^2$. Os leitores também foram equipados com fontes beta ⁹⁰Sr / ⁹⁰Y, fornecendo $0,056257 \pm 0,000918 \text{ Gy}\cdot\text{s}^{-1}$ (leitor A), $0,085740 \pm 0,001513 \text{ Gy}\cdot\text{s}^{-1}$ (leitor C) e $0,081250 \pm 0,001306 \text{ Gy}\cdot\text{s}^{-1}$ (leitor D) para a

posição da amostra. A detecção de fótons foi feita através de 7mm de filtro Hoya U-340. As doses equivalentes foram estimadas usando o protocolo SAR (protocolo de dose regenerativa de alíquota única; Murray e Wintle, 2000). Para a estimativa **De**, foram utilizadas alíquotas de 8 mm. O breve resumo do protocolo SAR convencional é apresentado em Choi *et al.* (2003).

As concentrações de radionuclídeos das amostras foram medidas usando espectrometria gama de baixa e alta resolução no *Korea Basic Science Institute* (KBSI). As taxas de conversão para dose usaram os dados apresentados por Olly *et al.* (1996). Todas as doses foram modificadas usando o conteúdo de água presente e saturado e os fatores de atenuação fornecidos por Zimmerman (1971). O fator de atenuação beta de $0,93 \pm 0,03$ foi utilizado para o cálculo da taxa de dose de todas as amostras. As contribuições dos raios cósmicos foram estimadas usando o método dado por Prescott e Hutton (1994).

CAPÍTULO 3

Capítulo 3 : CARACTERIZAÇÃO REGIONAL

3.1 Área de estudo

A planície eólica-fluvial do médio Rio São Francisco está localizada no noroeste do estado da Bahia (Fig. 3.1), mais especificamente entre os municípios de Xique-Xique, Barra e Pilão Arcado, aproximadamente 600km de distância da capital do estado (Salvador). A área ocupada pelo campo eólico ($\sim 8000\text{km}^2$) é o recorte espacial principal dessa pesquisa. Adicionalmente, mapeamos o cinturão aluvial do Rio São Francisco ($\sim 1600\text{km}^2$) na faixa que interage com o sistema eólico.

É importante destacar que no ano de 1997, o governo do estado da Bahia criou a Área de Proteção Ambiental das Dunas e Veredas do Baixo-Médio São Francisco. No decreto de criação da APA (DECRETO 6.547, 1997), foi indicado que o cenário composto pelas dunas eólicas do médio São Francisco e a presença de outros aspectos bióticos singulares da região (ex. fauna e flora) são importantes aspectos para desenvolver o turismo ecológico na região. A área da APA está inserida no recorte investigado.

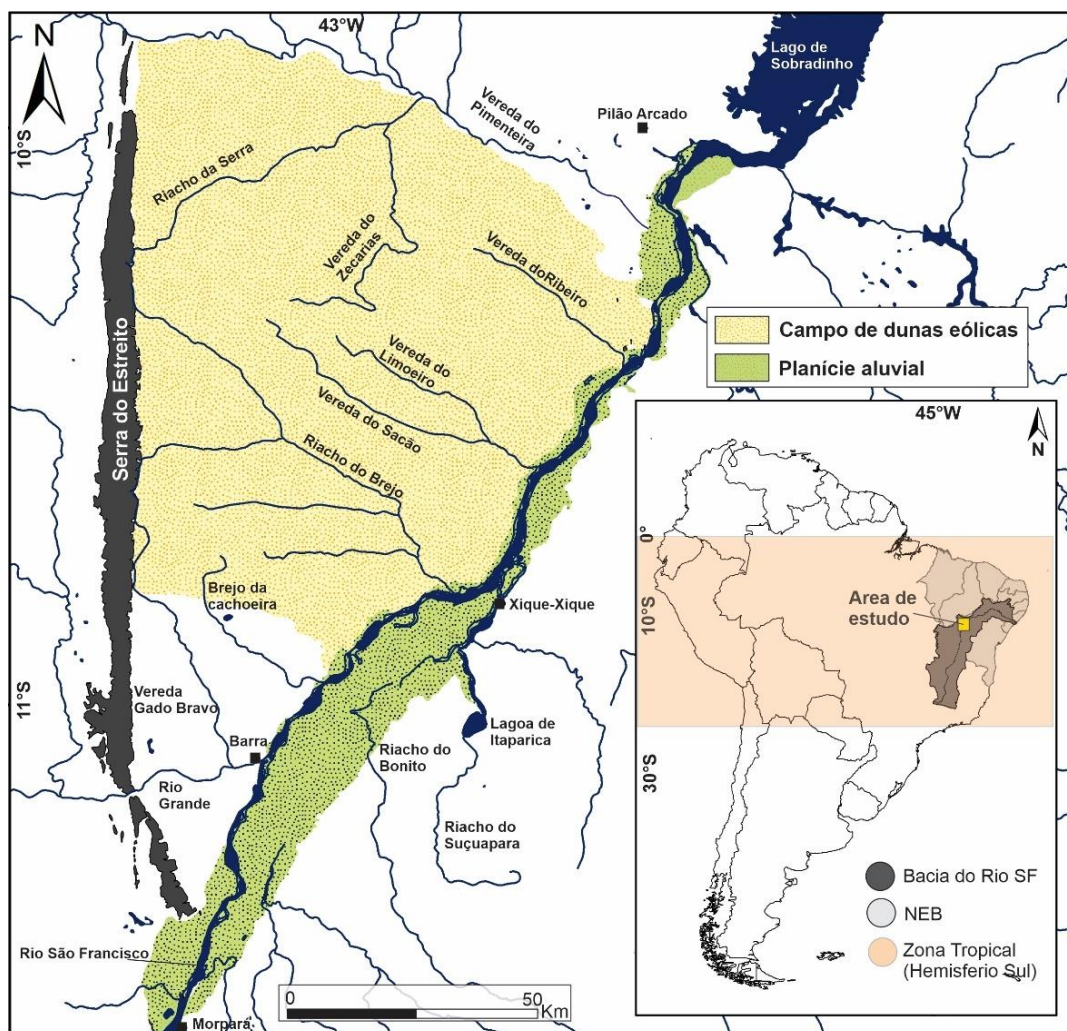


Figura 3.1: Mapa de localização da planície eólica-fluvial do Médio São Francisco.

Nos itens seguintes, apresentamos uma síntese do contexto geológico e geomorfológico em que a planície flúvio-eólica está inserida. Também são apresentadas informações que caracterizam o cenário climático atual da região, destacando o regime de vento anual.

3.2 Contexto geológico

A região do campo eólico e da planície aluvial estudada é classificada como cobertura sedimentar cenozoica, depositada sobre o Escudo Atlântico (SILVA *et al.* 2003). Apesar de não apresentar dimensões e indícios de eventos tectônicos para ser considerada uma bacia intracratônica, do tipo Bananal, no sistema aluvial do Araguaia (ARAÚJO e CARNEIRO, 1977; LATRUBESSE *et al.*, 2009; VALENTE *et al.*, 2013) e do Pantanal Mato-grossense (ASSINE, 2003), o depósito flúvio-eólica do médio São Francisco apresenta evidências de espessuras significantes (50 a 150m) tanto de origem eólica (BARRETO *et al.* 1999) como de depósitos aluviais.

A planície flúvio-eólica desenvolveu-se sobre o compartimento norte-noroeste do Cráton do São Francisco (CSF). Regionalmente, o CSF é caracterizado por um complexo mosaico de unidades geológicas do Pré-cambriano (ALMEIDA *et al.*, 2000). O embasamento é constituído por rochas ígneas e metamórficas do Arqueano e Proterozoico Inferior, coberto por rochas metassedimentares que contemplam duas sequências estratigráficas; o Supergrupo Espinhaço (Proterozoico Médio) e o Supergrupo São Francisco (Neoproterozoico). A consolidação do CSF ocorreu no ciclo Brasileiro (DANDERFER *et al.*, 2009).

Diferentes unidades do mosaico litoestratigráfico que compõem o CSF afloram adjacentes ao campo eólico, como é mostrado no mapa geológico da região (Fig. 3.2). Na porção nordeste da área estudada, predominam os granitos-gnaisses e migmatitos do embasamento. Rochas do embasamento também são encontradas em serras remanescentes nas margens do Rio São Francisco, a jusante da cidade de Xique-xique. Essas são formações ferríferas do Paleoproterozoico, de origem vulcanosedimentar, que constituem o Complexo Xique-xique.

Na porção sul, a região é caracterizada morfológicamente por exposição litoestratigráfica que compõe a Chapada Diamantina, a qual, geralmente, é composta por rochas siliciclásticas do Supergrupo Espinhaço e rochas metacarbonáticas do Supergrupo São Francisco.

Na área em que rochas do Supergrupo Espinhaço são erodidas por rios tributários intermitentes, da margem direita do Rio São Francisco, a litoestratigrafia é caracterizada pelos Grupos Paraguaçu e Chapada Diamantina (PEDREIRA, 1994; PEDREIRA e DE WAELE, 2008). No Grupo Paraguaçu, as rochas são oriundas de depósitos eólico, fluvial, deltaico e marinho raso, separadas entre a Formação Mangabeira e a Formação Açuruá. No Grupo Chapada Diamantina (depósitos do topo do Supergrupo), rochas que afloram principalmente próximas à área da Lagoa de Itaparica são de origem continental e marinho raso, denominadas de Formação Tombador, Formação Caboclo e Formação Morro do Chapéu (BRITO NEVES e LEAL, 1968; GUADAGNIN *et al.*, 2015).

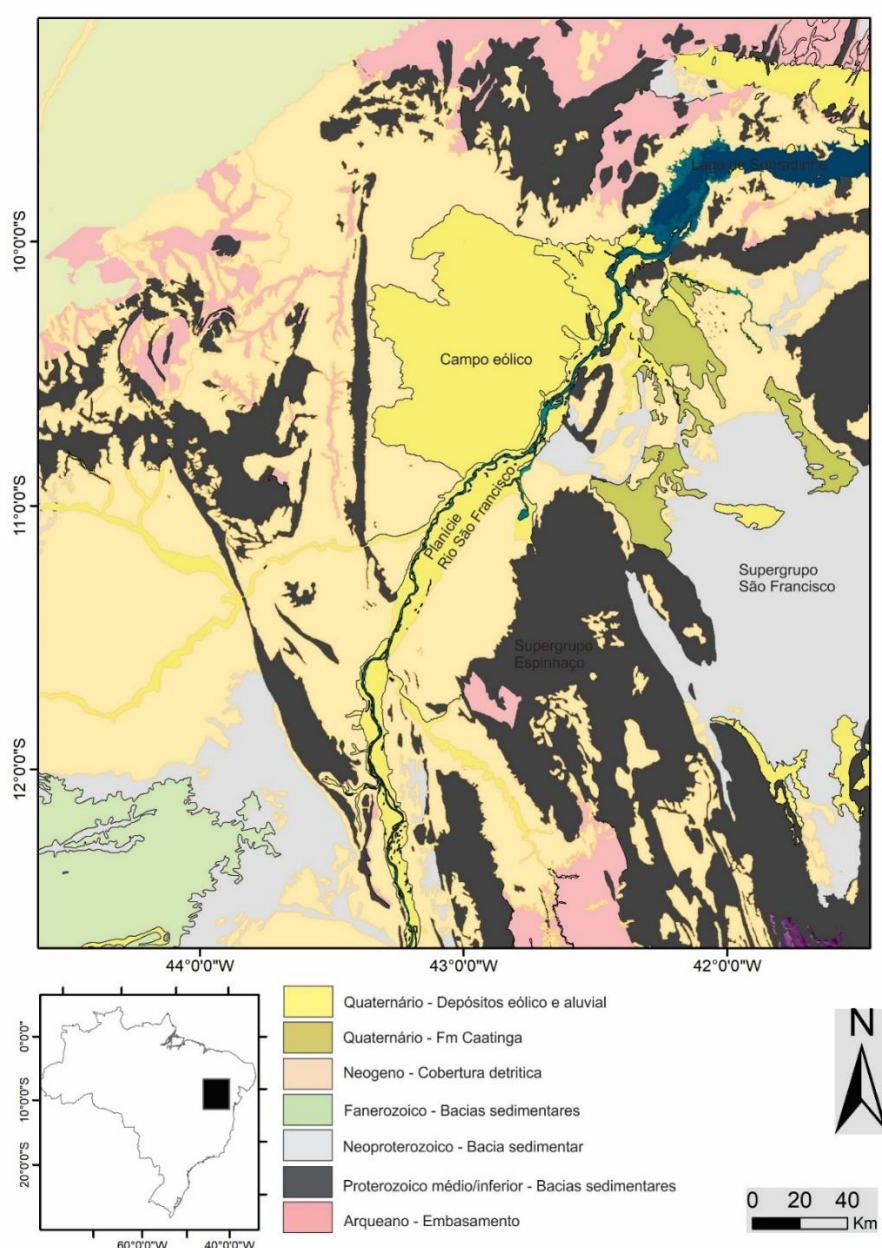


Figura 3.2: Mapa geológico da região estudada apresentando as principais unidades litoestratigráficas.

O Supergrupo São Francisco apresenta sequências deposicionais que caracterizam o topo do CSF. Na margem direita da planície do Rio São Francisco, mais especificadamente na cidade de Xique-Xique, afloram calcilutitos e calcarenitos do Grupo Una (MISI e VEIZER, 1998), principal unidade do Supergrupo São Francisco na região de estudo. Essa unidade se estende para sul, em direção à cidade de Irecê, e aflora no canal do Rio Salitre. O Grupo Una é constituído pela Fm. Bebedouro, formado por depósitos glaciogênicos, e pela Formação Salitre, mais expressiva na região, originada de uma plataforma carbonática.

A oeste, o campo eólico tem sua expansão limitada pela Serra do Estreito. Esta é caracterizada como Espinhaço Setentrional, constituída predominantemente por quartzitos e filitos do Grupo Santo Onofre, originado no final do Proterozoico.

Com exceção dos depósitos aluviais e eólicos aqui estudados, os registros de rochas ou depósitos sedimentares Cenozoicos na região estão limitados a depósitos coluvionares e os calcretes da Fm. Caatinga. Presente na margem direita do Rio São Francisco, sobre rochas carbonáticas do Supergrupo São Francisco, os calcretes têm sido interpretados como resultado de processos pedogenéticos, em rochas carbonáticas ou metacarbonáticas do Grupo Una. Portanto, inferem-se idades entre o final do Terciário e Quaternário superior ou médio (SUGUIO *et al.*, 1980; PENHA, 1994; AULER, 1999; AULER e SMART, 2001).

Segundo Suguio *et al.* (1980), no geral, esses calcretes são caracterizados por apresentar espessura limitada aos 20m. Já Penha (1994) considerou que o calcrete é pedogenético no topo e freático na base. Várias pesquisas (MABESOONE *et al.*, 1977; TALBOT, 1990; SUGUIO *et al.*, 1980) têm interpretado a origem do calcrete Caatinga como oriundo de ambiente lacustre.

3.3 Geomorfologia regional

A planície flúvio-eólica do médio Rio São Francisco está inserida no compartimento geomorfológico da Depressão periférica do São Francisco (IBGE, 1977). Segundo King (1956), essa morfologia regional é resultado de um processo de afundamento regional. No entanto, Tricart (1968) contestou essa interpretação e considerou que a região resulta de uma disposição tectônica na forma de um sinclinal.

A configuração morfológica que circunda a Depressão do São Francisco é caracterizada por terrenos elevados da Chapada Diamantina. A superfície mais elevada está a ~1100m, e a superfície inferior a ~800m. Na porção oeste, um relevo serrano

disposto como crista alongada, com superfície a ~800m, denominado de Serra do Estreito, composto por rochas da província do Espinhaço setentrional. Na borda E-NE, a morfologia é marcada por um relevo elevado, com superfície no máximo a 600m de altura, de formas arredondadas, constituído por gnaisses e granitos do embasamento cratônico.

Além desses terrenos elevados que circundam a planície aluvial e o campo eólico, também está disposta, na margem direita do Rio São Francisco, uma elevada superfície remanescente com topo relativamente plano a ~600m. A nordeste de Xique-xique, nas duas margens da planície aluvial, estão dispostas serras residuais orientadas SW-NE com superfícies entre 440-500m e orientada SW-NE. Algumas serras, na margem esquerda, exibem depósitos eólicos no sopé.

A origem e a evolução do relevo da região de estudo têm sido baseadas no conceito de ciclos de aplainamento de King (1956), explicado por soerguimento continental, seguido de desnudação e aplainamento, e assim, dispostos de forma escalonada. No entanto, estudos mais recentes em diversas partes do mundo, incluindo a região NEB, têm questionado a validade desse modelo clássico (BROWN *et al.*, 2000; SUMMERFIELD, 2005; JAPSEN *et al.*, 2009).

O NEB é uma região bastante afetada por sismos, o que pode resultar em forte influência da neotectônica no modelado da paisagem regional. Fato é que a evolução da superfície rebaixada, na qual se desenvolveu a planície flúvio-eólica na região do médio São Francisco, ainda carece de investigações detalhadas acerca da morfotectônica e geocronologia dos depósitos que preenchem essa área.

Ao analisar numa escala regional a área da Depressão do São Francisco que circunda a planície eólica-aluvial estudada, é possível observar quatro diferentes superfícies que provavelmente foram originadas no Cenozoico: (i) superfície degradacional dominada por lagoas, (ii) superfície degradacional de antigos leques aluviais e colúviais, (iii) superfície degradacional das rochas carbonáticas da Fm Caatinga, (iv) leques aluviais.

3.4 Evolução morfológica e início da sedimentação eólica e aluvial no médio São Francisco

Pesquisas regionais têm sugerido que a instalação da planície do Rio São Francisco, na região Depressão do São Francisco, foi controlada por falhas, provavelmente entre o Terciário médio e o início do Quaternário. Entretanto, ainda

permanece desconhecido qual foi o período em que o Rio São Francisco assumiu plenamente o curso de um rio exorreico, que desagua no Atlântico Leste. Segundo Tricart (1974), somente após o final da última glaciação, o Rio São Francisco adquiriu característica exorreica.

Informações sedimentares obtidas por sondagens prévias na planície do Rio São Francisco, interpretações de sondagens elétricas verticais (BARRETO, 1996) e observações da altura das dunas eólicas, exibidas na margem esquerda da planície aluvial (dunas *source-bordering*), indicam que a planície flúvio-eólica tem espessura sedimentar superior a mais de 100m. É constituída, no campo eólico, por predomínio de areias quartzosas finas a média, e um paleovale fluvial preenchido por intercalações de areias, cascalhos e argila na planície aluvial.

O campo de dunas eólicas do médio São Francisco está disposto numa altitude que varia entre 400 e 600m. A expansão do campo ocorreu com orientação predominante WNW na margem esquerda do Rio São Francisco até a Serra do Estreito. Na margem sul, o campo de paleodunas interage com a planície do Rio São Francisco. Esta deve ser a principal área fonte do campo eólico.

Dados de sondagens da CPRM mostraram que no sopé da Chapada Diamantina ocorreu uma sedimentação significativa constituída por intercalação com dezenas de metros de areia cascalhosa e argila depositadas por leques aluviais. Estudos sobre a evolução geomorfológica da região da Depressão do São Francisco ainda precisam avançar. Assim, pode ser importante investigar em detalhes essa sedimentação, nessa mesma área, dunas *source-bordering*, com dezenas de metros, se desenvolveram margeando a Lagoa de Itaparica. Na margem direita do Rio São Francisco, podem ter tido como fonte os sedimentos aportados por rios que erodem rochas da Chapada.

Portanto, ainda deve ser considerada em aberta qual a principal fonte de sedimento para essa região e que conseqüentemente contribuiu para o desenvolvimento do campo de dunas na região.

3.5 Condição Climática atual

A planície flúvio-eólica estudada está inserida no contexto do Sertão do NEB, mais especificamente o clima semiárido predomina na área. Modelos de respostas regionais às mudanças climáticas indicam que o NEB é uma das regiões mais vulneráveis do mundo e que nos próximos anos devem aumentar a variabilidade de precipitação e as áreas áridas (IPCC, 2012).

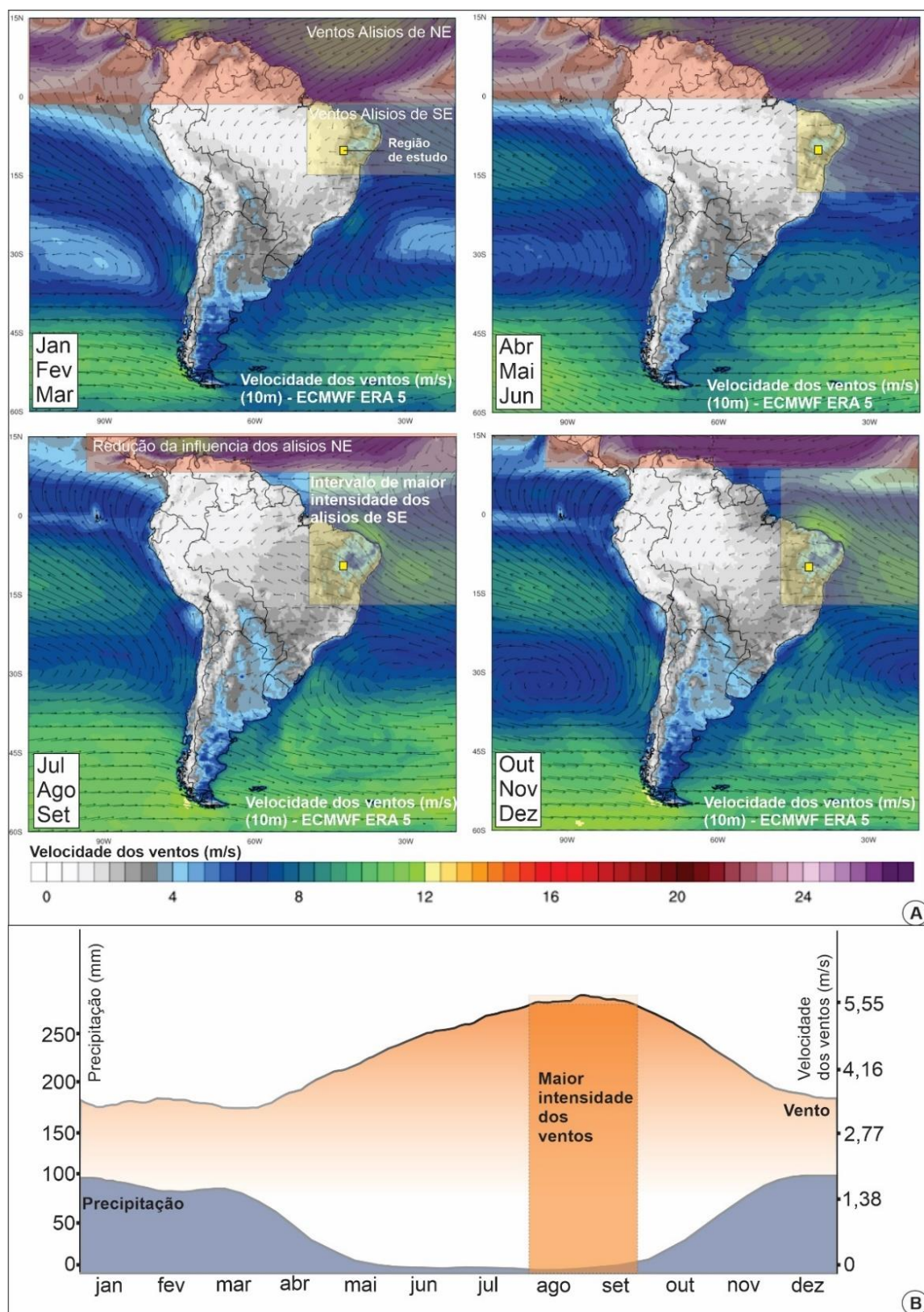


Figura 3.3: (A) Modelo de velocidade dos ventos trimestrais do ano de 2017 (modificado ECMWF ERA 5) em escala continental, disponibilizado pelo Climate Change Institute (climateranalyrzer.org), University of Maine. (B) Gráfico de precipitação e intensidade dos ventos para a região de Xique-Xique (1980-2016) disponível pelo WeatherSparker (weathersparker.com).

Baseado no zoneamento climático estabelecido por Marques *et al.* (1983), a região do campo eólico do médio São Francisco está localizada na sub-região centro sul do NEB (entre 8°S e 18,4°S e 37°S e 46,2°W) caracterizada por maior precipitação entre novembro e fevereiro controlada pela umidade da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Regionalmente, outros fatores climáticos são indicados como mecanismos responsáveis pelo clima no NEB (ARAGÃO, 2004; MARENGO *et al.*, 2017; MOLION e BERNARDO, 2002), por exemplo fenômenos relacionados a variação de temperaturas dos Oceanos Atlântico e Pacífico e globalmente o posicionamento da ZCIT.

De acordo com a classificação de Koppen, o clima presente é tropical semiárido (BShw). A precipitação varia entre 800 a 400mm/ano e o potencial de evapotranspiração é de aproximadamente 2200mm/a. A estação seca tem duração em média de 6 a 8 meses, ocorrendo mais extrema entre maio e setembro, quando a ZCIT muda migra para norte e a posição de inverno hemisfério sul. No período de seca, a temperatura média é acima dos 30°C e a precipitação não supera uma média de 150mm/ano e apresenta uma temperatura nos meses seco acima dos 30°C.

A figura 3.3A mostra em escala continental um modelo climático, elaborado com dados do ano de 2017, disponibilizado pela *Climate Change Institute*, no qual exhibe claramente que o NEB é atualmente uma das principais área da América do Sul tropical onde os ventos são mais intensos. Os ventos são mais fortes durante o inverno do Hemisfério sul. Dados locais da região de Xique-xique mostram que a intensidade e direção dos ventos atuais na cidade de Xique-xique têm prevalência da direção de ventos SE-NW, com uma média de velocidade anual de 4,6m/s. Os ventos são mais intensos em agosto e setembro, quando pode superar 7m/s (Fig.3.3B).

Observações complementares, de dados de previsões meteorológicas, disponíveis no site *Wind.com*, calculados pelo Centro Europeu de Previsões Meteorológicas a Médio Prazo (ECMWF), mostram na região devem ocorrer rajadas de vento que ultrapassam 40km/h. Outro indicativo relevante, com esses dados, é que próximo à cidade de Barra os ventos tendem mais de SE-NW para E-W, enquanto que na parte do campo adjacente ao campo de dunas em Xique-Xique, os ventos parecem ser mais preferenciais no sentido SE-NW. A intensidade dos ventos parece diminuir nas duas margens do campo e quando atinge mais distais do campo.

3.6 Vegetação

Vegetação é um dos fatores determinantes no desenvolvimento do padrão de dunas eólicas, pois atua na estabilização dos sedimentos. Na região estudada, ocorre dominância da vegetação do bioma Caatinga, típica do sertão do NEB. Mais especificamente, no campo eólico do médio São Francisco predomina uma Caatinga típica de áreas arenosas, além de apresentar algumas espécies endêmicas (ROCHA *et al.*, 2004).

Rocha *et al.* (2004) examinou o tipo de vegetação que se desenvolveu sobre as dunas *source-bordering* no campo eólico estudado e concluiu que as famílias vegetacionais dominantes eram *Leguminosae*, *Euphorbiaceae* e *Cactaceae*. Também foi revelado que a metade de todas as espécies amostradas são árvores ou arbustos. As herbáceas e subarbusivas representam quase 30% das espécies. Entre as espécies mais abundantes estão a *Eugenia* sp. e a *Copaifera* coriácea que representaram aproximadamente 50% do total.

CAPÍTULO 4

Capítulo 4 : EVIDÊNCIAS DO PALEOCLIMA DO QUATERNÁRIO NO NORDESTE DO BRASIL

4.1 Introdução

A compreensão do paleoclima do Quaternário Tardio na região NEB ainda não estão claras. No entanto, é notável o avanço dos estudos paleoclimáticos nos últimos anos, principalmente voltados para investigação de espeleotemas e, secundariamente, em palinologia, paleontologia e sedimentologia. A combinação desses resultados tem fornecido informações que tem ajudado a obter uma interpretação mais confiável a respeito da evolução paleoclimática nesta região.

Neste contexto, uma das hipóteses propostas para a região, baseada em dados do campo eólico do médio São Francisco (DE OLIVEIRA *et al.*, 1999), é que durante a transição do Pleistoceno-Holoceno o clima úmido predominava no Sertão do Nordeste. Esta condição teria permitido a formação de um corredor de florestas densas com a conexão entre a Floresta Amazônica e a Mata Atlântica. Porém, durante os períodos mais secos, que predominaram na região, ocorreram a expansão e até junção entre os ambientes de Cerrado e Caatinga.

A análise de dados palinológicos realizada por De Oliveira *et al.* (1999) num canal intermitente que drena o campo eólico do médio Rio São Francisco indicou importantes intervalos úmidos nesta região. Esse resultado mostra congruência com outras áreas da região NEB, baseado em dados palinológicos e sedimentológicos obtidos a partir de testemunhos da margem continental do Ceará (BEHLING *et al.*, 2000). Pesquisas paleontológicas conduzidas por Cartelle e Hartwig (1996), Cartelle (1999) e, mais recentemente, por Dantas *et al.* (2013) também sustentam a hipótese paleoambiental de conexão entre a Floresta Amazônica e Mata Atlântica no intervalo de maior umidade na transição Pleistoceno-Holoceno.

A principal base de conhecimento acerca das variações climáticas na região NEB tem sido baseado em espeleotemas, destacando o trabalho desenvolvida por Wang *et al.* (2004), realizadas com dados da região do Médio Rio São Francisco. Baseado em datações em espeleotemas, os autores interpretaram que a região experimentou predominantemente períodos secos nos últimos 210ka A.P. (Fig. 4.1). Embora, em média a cada 20ka anos, ocorreu períodos importantes de aumento da precipitação, fase em que desenvolveram os espeleotemas.

Wang *et al.* (2004) e as outras pesquisas na região, consideraram que as passagens de clima seco para úmido resultaram do deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para sul, o que provocou reorganização do sistema atmosférico-oceano.

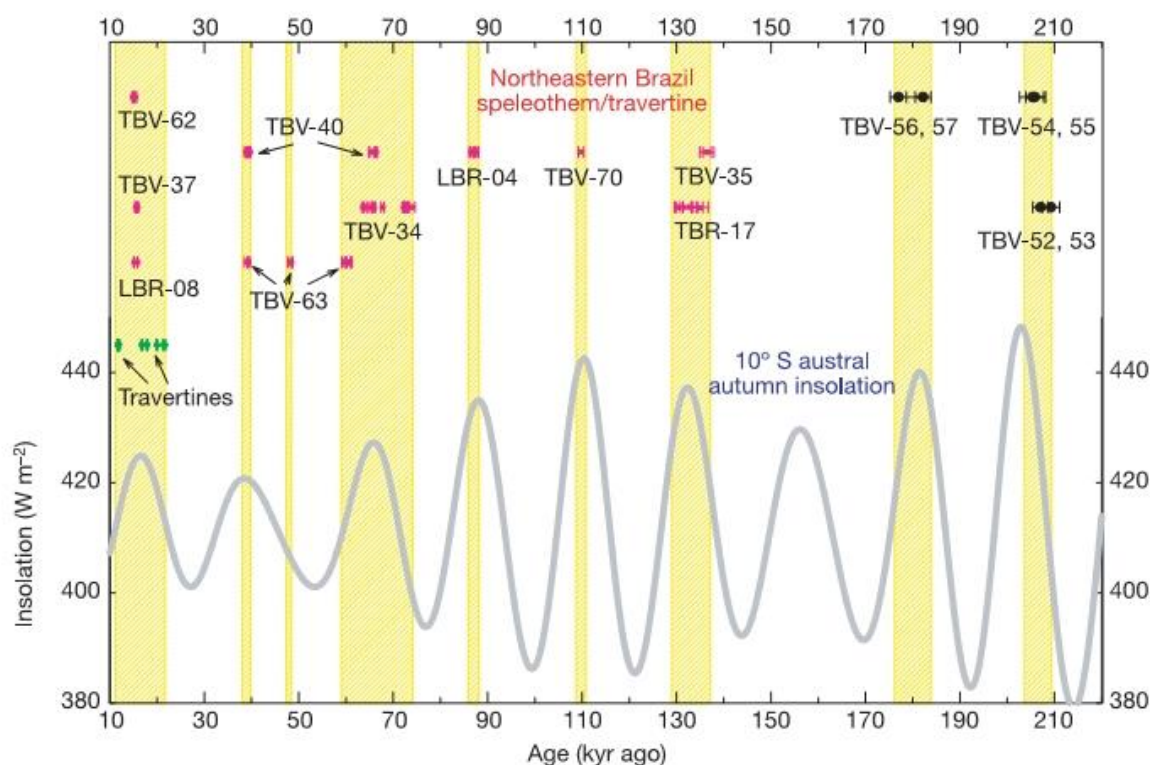


Figura 4.1: Resultados apresentados por Wang et al (2004) baseados na análise de espeleotemas.

Portanto, considerando a variação climática como o principal fator externo no condicionamento da expansão de depósitos eólicos em diferentes continentes, o objetivo desse capítulo é sintetizar um quadro paleoclimático do Quaternário tardio da região nordeste baseado na combinação de dados de várias pesquisas que propuseram inferências climáticas para região.

4.2 Pleistoceno tardio

Segundo De Oliveira *et al.* (1999), a maior quantidade de polens e esporos de mata de galeria no Pleistoceno Superior no vale do Rio Icatu reflete clima mais úmido que o presente na região semiárida do Rio São Francisco. Na análise dos táxons presentes no vale do Rio Icatu (Fig. 4.2), foi verificado que alguns são encontrados somente nas Florestas Amazônica e Mata Atlântica. Portanto, evidências que sustentam interpretações de uma provável conexão entre estas florestas no Pleistoceno Tardio.

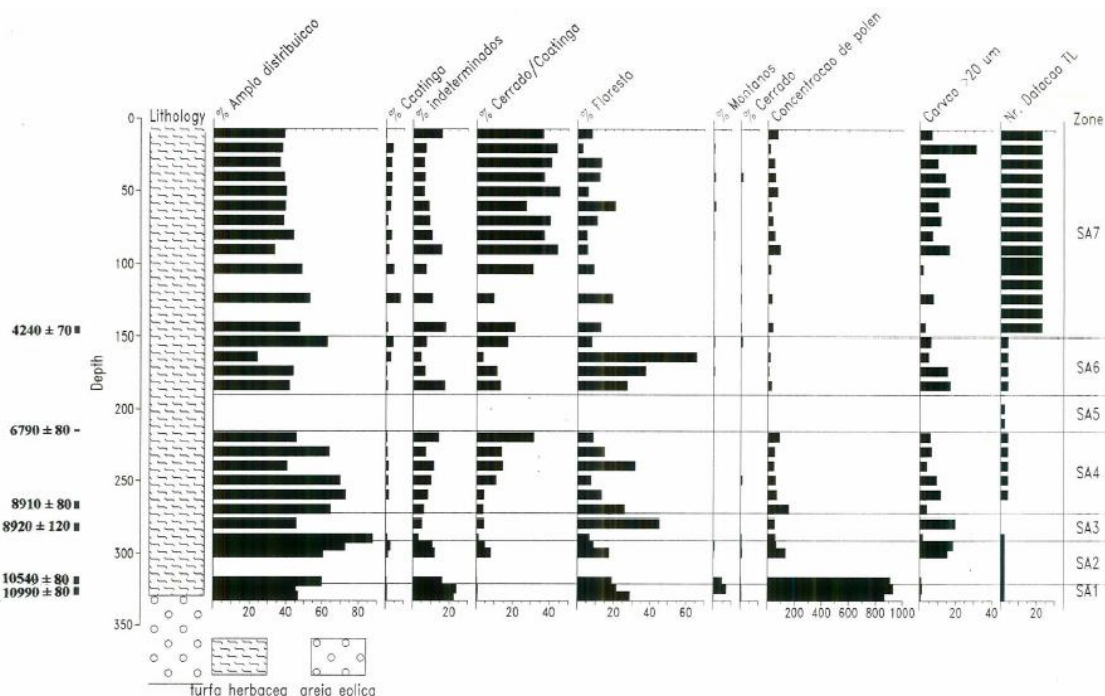


Figura 4.2: Diagrama sumário da distribuição dos táxons e presença de carvão no testemunho estudado por De Oliveira et al. (1999).

A interpretação de De Oliveira *et al.* (1999) converge com as inferências realizadas por Cartelle e Hartwig (1996) e Dantas *et al.* (2013) baseado em fósseis da megafauna do Pleistoceno Superior. Segundo esses autores a megafauna estava presente na região nordeste do Brasil nos intervalos de clima mais seco, adaptada a ambientes abertos, similar ao ambiente observado na Caatinga e Cerrado. Durante os períodos mais secos, provavelmente essas espécies ampliaram o tamanho de suas populações.

No final do Pleistoceno médio, entre 400 e 130ka A.P. houve um período prolongado de umidade (AULER e SMART, 2001; WANG *et al.*, 2004) e, apesar de não haver dados palinológicos para analisar que tipo de vegetação predominou, é provável que nesse período as áreas de Caatinga e Cerrado estivessem reduzidas e isoladas, enquanto que possíveis conexões mais antigas entre as Florestas Amazônica e Atlântica podem ter ocorrido.

Datações de estalagmites da região Nordeste, apresentados por Wang *et al.* (2004), indicam um prolongado período quente e seco, com pequenos intervalos de umidade, no período entre 93 a 47ka A.P. Neste intervalo, é provável que as áreas de Caatinga e Cerrado tenham se expandido e se conectado. Existem indícios de que a Caatinga estava presente nessa região há 42ka A.P. (BEHLING *et al.*, 2000), assim como alguns táxons da megafauna como *Pampatherium humboldti*, *Hoplophorus euphractus*, *Notiomastodon platensis*, e provavelmente *Catonyx cuvieri*. (CARTELLE e HARTWIG, 1996)

Segundo Behling *et al.* (2000), o aumento da taxa de sedimentação na margem continental com elevadas concentrações de pólen e esporos, especialmente samambaia, nos períodos de 40ka, 33ka e 24ka A.P. e entre 15,5ka e 11,8ka A.P. (Fig. 4.3), indicam os períodos curtos de intensa precipitação na região.

A expansão de matas ciliares no período entre 15,5 e 11,8ka A.P. (BEHLING *et al.*, 2000) caracteriza o período mais chuvoso do Quaternário tardio da região Nordeste. Esta interpretação sustenta a ideia de avanço da Mata Atlântica e da Floresta Amazônica, fato também constatado por De Oliveira *et al.* (1999).

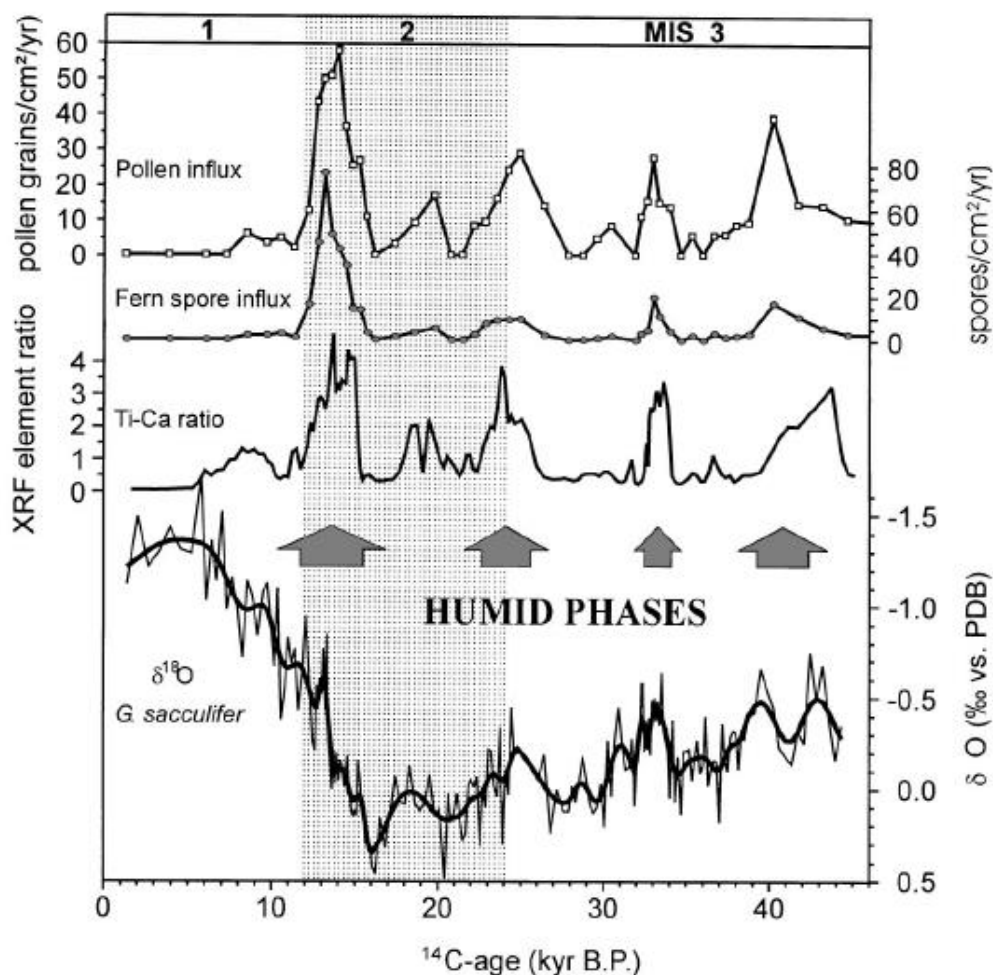


Figura 4.3: Sumário palinológico e paleoceanográfico de Behling *et al.* (2000), apresentando as fases úmidas e de influxo de pólen.

Na mesma linha de resultados anteriores, Behling *et al.* (2000) também consideram, tanto o movimento anual da ZCIT sobre o Nordeste do Brasil, bem como a forte influência das frentes frias da Antártida e as mudanças da célula de alta pressão sobre o sul do Atlântico como os responsáveis pelos períodos úmidos na região

Importante destacar que, antes do último período de maior umidade na região, no final do Pleistoceno, com a provável conexão de florestas densas, ocorreu a geração das principais dunas parabólicas compostas no médio do Rio São Francisco por volta e 28-15ka A.P (BARRETO, 1996). Portanto, o que indica transição de clima extrema aridez para um período de umidade considerável.

Dados cronológicos apresentados por Dantas *et al.* (2013) indicam que três espécies da megafauna (*laurillardi E.*, *T. platensis* e *N. platensis*) estiveram presentes na região intertropical do Brasil no intervalo de 40ka e 10ka A.P. e que a distribuição dessas espécies nesse período teve variação da dieta (vegetação C3 e C4) que sugere mudanças no paleoambiente da região, com períodos de florestas abertas (Cerrados) e de florestas fechadas (Floresta Amazônica ou Mata Atlântica). Foi inferido que as espécies presentes em três diferentes sub-regiões (A- Rio Grande do Norte; B- Alagoas, Sergipe e norte da Bahia; e C- sul da Bahia) tinham a mesma dieta, em ambientes aberto, com alimentação composta por plantas C3 e C4, o que indicou um ambiente de savana no UMG.

4.3 Holoceno inferior

Os resultados obtidos por De Oliveira *et al.* (1999) na sequência de turfa-pântano no vale intermitente do Rio Icatu, inserido no contexto do sistema deposicional de paleodunas eólicas do médio São Francisco, possibilitou uma análise das espécies de vegetação presente nos últimos 11ka A.P.

O perfil palinológico estudado por De Oliveira *et al.* (1999) foi organizado em cinco zonas de polens, sendo a Zona SA1 (10,9-10,5ka A.P.) a que apresenta polens que somente são encontrados nas Florestas Amazônica e Mata Atlântica. Isto indica condições climáticas de elevadas taxas de precipitação para esse período. A zona SA2 (10,5-6,79ka A.P.) é composta por pólen de um tipo de vegetação dominado por *Mauritia*, similar ao que é encontrado na vegetação atual.

Nesse contexto, os dados indicam que o Holoceno Inferior foi um período no qual ocorreu a transição de clima úmido, iniciado no final do Pleistoceno, por volta dos 15ka AP, e que começou a ser alterado no final do Holoceno Superior com a diminuição dos polens de floresta Amazônica e Mata Atlântica. Os estudos de Cartelle (1999), baseados na megafauna pleistocênica, também mostram evidências de que o clima se torna mais quente e seco por volta de 9ka AP..

Segundo Cartelle (1999) e Dantas *et al.* (2013), no Holoceno inferior ocorreu a extinção de um dos principais representantes da megafauna na região, o *T. plantensis*,

porém o controle principal na extinção dessa megafauna ainda permanece em discussão. Entre as principais hipóteses de extinção da megafauna, três propostas têm sido discutidas: (i) influência relacionada às alterações do clima; (ii) contaminação de animais de outras regiões (iii) atuação do homem (CARTELLE, 1999). No entanto, ainda não foram identificadas fortes evidências sobre a atuação do homem como fator determinante na extinção desta megafauna na região Nordeste do Brasil.

4.4 Holoceno médio

Segundo De Oliveira *et al.* (1999), entre 8910-6790 anos A.P. ocorreu um declínio progressivo da taxa florestal e o retorno de um gradual aumento da taxa de polens de Caatinga e Cerrado. Na zona denominada de SA3, enquadrada no período de 6790-6230 anos A.P., não foram identificados palinórfos, o que gerou um hiato no registro. Tal hiato representa condição de aridez importante, podendo ser o momento mais seco registrado no intervalo.

A zona SA4 (6230-4535 anos AP) atribuída por De Oliveira *et al.* (1999) corresponde ao final do Holoceno médio. Essa zona é marcada pelo retorno de uma vegetação complexa composta por mata de galeria, Cerrado e Caatinga, o que mostra um aumento da precipitação no final desse período. Nessa mesma região, entre 9-4ka A.P., foi datada por Barreto (1996) a segunda geração de paleodunas parabólicas no campo eólico do médio São Francisco.

4.5 Holoceno tardio

Neste intervalo, os resultados obtidos por De Oliveira *et al.* (1999) mostram que o provável retorno de um período úmido observado no final do Holoceno Médio não perdurou e, assim, houve nova queda acentuada dos níveis de umidade, o que caracteriza assim o período entre 4240 anos A.P. e o presente. Houve aumento das espécies de caatinga e cerrado e declínio acentuado nas espécies de mata de galeria, o que caracteriza a zona de SA5.

A taxa caatinga, embora não seja abundante, sempre ocorreu na paisagem do Vale do Rio Icatu durante o Holoceno (De Oliveira *et al.*, 1999). O clima atual e os padrões de vegetação da área de estudo somente foram estabelecidos após 4240 anos AP. Esse intervalo tipifica a ativação de nova geração de dunas, nas quais estão preservados inúmeros fragmentos de carvão, o que sugere aumento considerável do número de queimadas na região.

As interpretações propostas por De Oliveira *et al.* (1999) acerca das variações paleoclimáticas na área, estão de acordo com o Pleistoceno Tardio até o Holoceno médio da região sudeste e central do Brasil. Entretanto, a partir de 4ka AP. passa a não existir correlação, assim entendida como o aumento dos fenômenos de El Niño, acoplados ao deslocamento da ZCIT, configurando uma diferenciação na vegetação entre a região nordeste e sudeste do Brasil.

4.6 Considerações finais

Algumas das principais investigações com inferências paleoclimáticas do Quaternário realizadas até o momento na região NEB mostram que o atual cenário semiárido, passou por diversas variações climáticas desde o Pleistoceno, nas quais tem ficado registradas sobre a forma de esporos, polens, fósseis da megafauna, espeleotemas e paleodunas. Na Figura 4.4 mostramos um quadro multi-proxys síntese dos últimos 30ka AP estudos que indicaram intervalos úmidos e seco para região NEB.

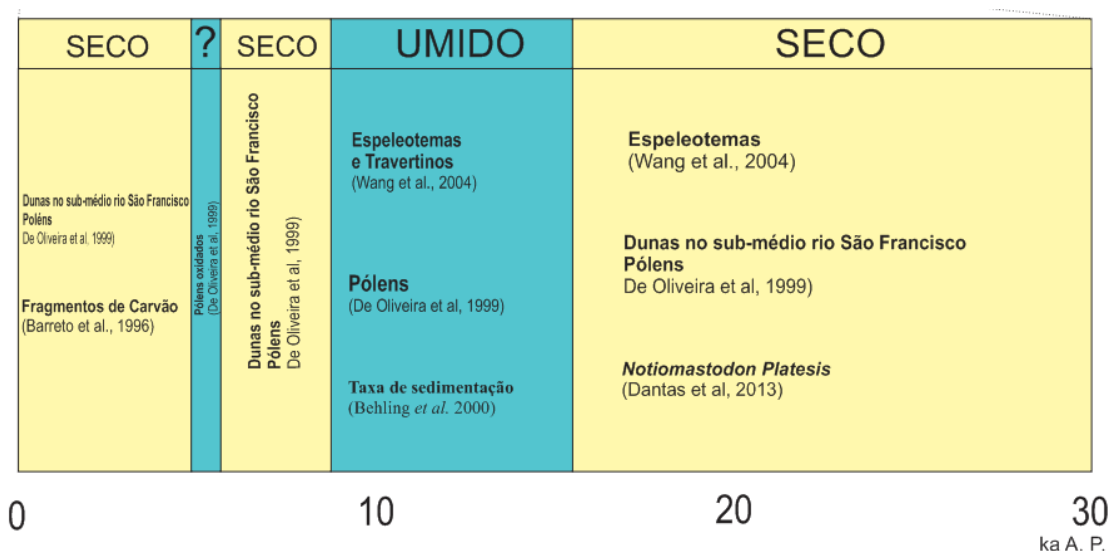


Figura 4.4: Quadro síntese do paleoclima no nordeste do Brasil baseado em diferentes estudos realizados recentemente na região.

O conhecimento atual indica que nos últimos 200 mil anos no NEB ocorreu o predomínio de clima seco, interrompidos por intervalos úmidos mais restritos. Uma provável conexão entre a Floresta Amazônica e a Mata Atlântica no período de transição Pleistoceno-Holoceno, bem como a instalação do clima semiárido no NEB iniciada no Holoceno tardio, são algumas das importantes conclusões dos estudos já realizados na região até o presente. A maior parte desses estudos tem considerado que o deslocamento da ZCIT tem sido o principal controle das condições climáticas e consequentemente ambiental durante o Quaternário tardio no NEB.

CAPÍTULO 5

Capítulo 5 : CARACTERIZAÇÃO MORFOSEDIMENTAR DA PLANÍCIE ALUVIAL DO MÉDIO RIO SÃO FRANCISCO

5.1 Introdução

Planícies de grandes rios resultam de processos morfosedimentares governados principalmente por mudanças climáticas, neotectônicas e ajustes autogênicos (CARLING *et al.*, 2014; BLUM *et al.*, 2013; GOODBRED E KUEHL 2000a; LAHIRI e SINHA, 2012; LATRUBESSE, 2003; LATRUBESSE e RANCY, 2000; MERTES *et al.*, 1996; NANSON e CROKE, 1992; SINHA *et al.*, 1995; STEVAUX, 1994). A variedade de ambientes deposicionais responsáveis pela construção das planícies fluviais respondem principalmente a diferentes estágios paleo-hidrológicos (ASSINE e SOARES, 2004; LATRUBESSE *et al.*, 2005; LATRUBESSE E FRANZINELLI, 2005; ROSSETI *et al.*, 2014; STEVAUX, 2000). Assim, grandes planícies exibem uma configuração morfológica como verdadeiros mosaicos de junção ou truncamento de depósitos fluviais com diferentes idades e padrões de canais variáveis.

A pesquisa geomorfológica em grandes sistemas fluviais avançou consideravelmente nos últimos anos na América do Sul (LATRUBESSE, 2000; STEVAUX, 1994; STEVAUX e LATRUBESSE, 2017; STEVAUX e SANTOS, 1998). No entanto, alguns sistemas fluviais importantes em termos ambiental, social e econômico permanecem pouco compreendidos. Um exemplo é o Rio São Francisco, que ocupa vasta área do Brasil (~639000km²) e representa a quinta maior da América do Sul. O rio principal tem cabeceiras na Serra da Canastra, em Minas Gerais, drena terrenos do bioma cerrado nas áreas montantes e cruza uma vasta área semiárida no NEB até desembocar no Oceano Atlântico, entre os estados de Sergipe e Alagoas.

A planície aluvial preservada no médio Rio São Francisco representa um dos principais arquivos sedimentares continentais da região semiárida do NEB. Diferentes feições morfológicas compõem a planície em áreas de acomodação de sedimentos semelhantes a pequenas bacias sedimentares aluviais separadas por pontos nodais. Na região entre Morpará e Pilão Arcado, está preservada uma excelente amostra do tipo de planície que se desenvolveu ao longo de todo o médio São Francisco (Fig. 5.1). Até essa região, a drenagem representa ~70% de toda a bacia do São Francisco (~451000km²). A vazão média anual no médio São Francisco (anos de 1931 a 2016) é de aproximadamente 2606m³/s.

Nesse contexto, com o objetivo de obter uma compreensão mais ampla acerca do desenvolvimento do campo eólico do médio São Francisco, mapeamos, em mesoescala, um segmento da planície aluvial do Rio São Francisco (220km de comprimento) entre as cidades de Morpará e Pilão Arcado. O método utilizado consistiu na combinação de técnicas de geoprocessamento, sensoriamento remoto, trabalhos de campo e datações por luminescência, já detalhados no capítulo 3.

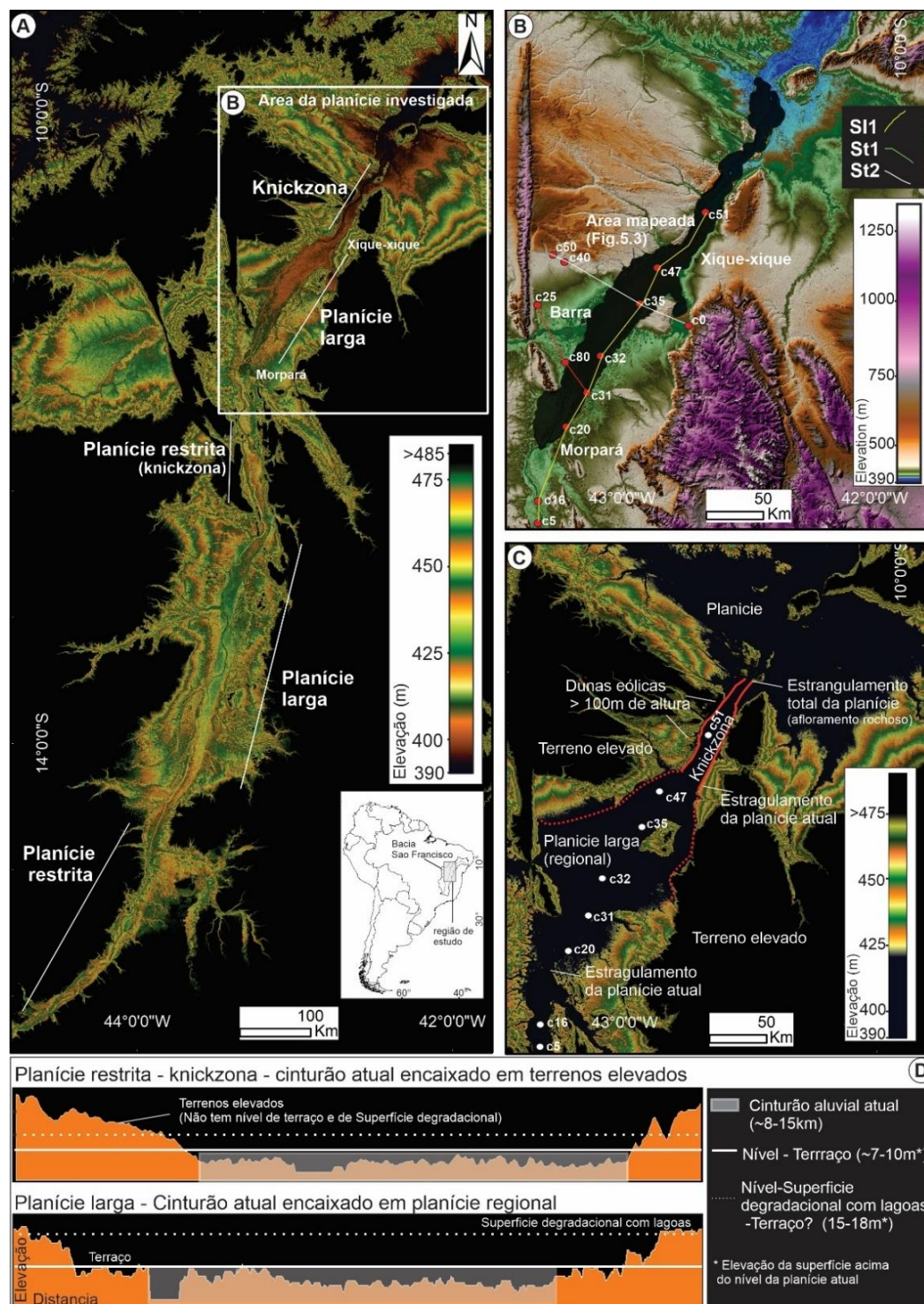


Figura 5.1: Mapa de localização da planície aluvial do médio São Francisco. (A) MDE realçando as características regionais da planície, marcada por áreas de planície larga e restritas. (B) MDE da planície

flúvio-eólica do médio São Francisco indicando a área da planície mapeada e a localização das sondagens analisadas. (C) MDE mostrando a estruturação da planície na área da planície eólica fluvial. (D) Perfis topográficos transversais característicos no médio Rio São Francisco.

5.2 Características do cinturão aluvial

A planície aluvial regional ao longo do médio São Francisco (Fig. 5.1A) apresenta uma largura média entre 7-16km de largura. Esta exhibe dois padrões: um tipo completamente encaixado em áreas com superfícies regionais marginais mais elevadas e relativamente com menor espaço de acomodação de sedimentos, e a outra instalada em áreas de planícies regionais, como apresentadas nas seções topográficas esquemáticas na Fig. 5.1D. Especificamente, trata-se de uma superfície dissecada com presença de inúmeras lagoas. Além disso, terraços também ocorrem neste tipo de segmento.

Na área do cinturão estudada, entre Morpará e Pilão Arcado, o rio principal varia entre 300 e 1200m e exhibe um padrão que varia de canal de baixa sinuosidade a anabranching de baixa sinuosidade, com presença de ilhas e canais sinuosos (Fig. 5.2). A declividade do canal é muito baixa ($\sim 0,000066$), típica dos grandes rios tropicais (Latrubesse, 2008). Ademais, o perfil longitudinal do canal mostra que a maior sinuosidade ocorre numa zona em que a declividade (0,00025) apresenta um relativo aumento em relação à declividade da área total (Fig. 5.2b). Padrão de canal e largura da planície apresentam variações que devem estar ligadas a processos induzidos pela interação do sistema fluvial com diferentes contextos geomorfológico-geológico regionais, por exemplo, com a margem que desenvolveu elevadas dunas eólicas.

No geral, o canal exhibe um padrão quase que reto na zona montante, embora com a presença de ilhas. A sinuosidade tende a aumentar gradativamente, passando de 1,1 para 1,25 na área de maior largura da planície (11-15km), entre as cidades de Barra e Xique-xique. Assim, essa variação deve ter sido suficiente para modificar o padrão de sedimentação, tanto no canal como na planície. Por exemplo, maior ocorrência de barras laterais e aumento no número de canais que se estenderam sobre a planície na forma de canais deltaicos. A sinuosidade do canal principal ocorre exatamente numa zona em que o sistema fluvial interage com o campo eólico. A aproximação de uma zona de estrangulamento da planície e mudança na declividade adjacente à cidade de Xique-Xique também pode ser responsável pelas mudanças nessa área.

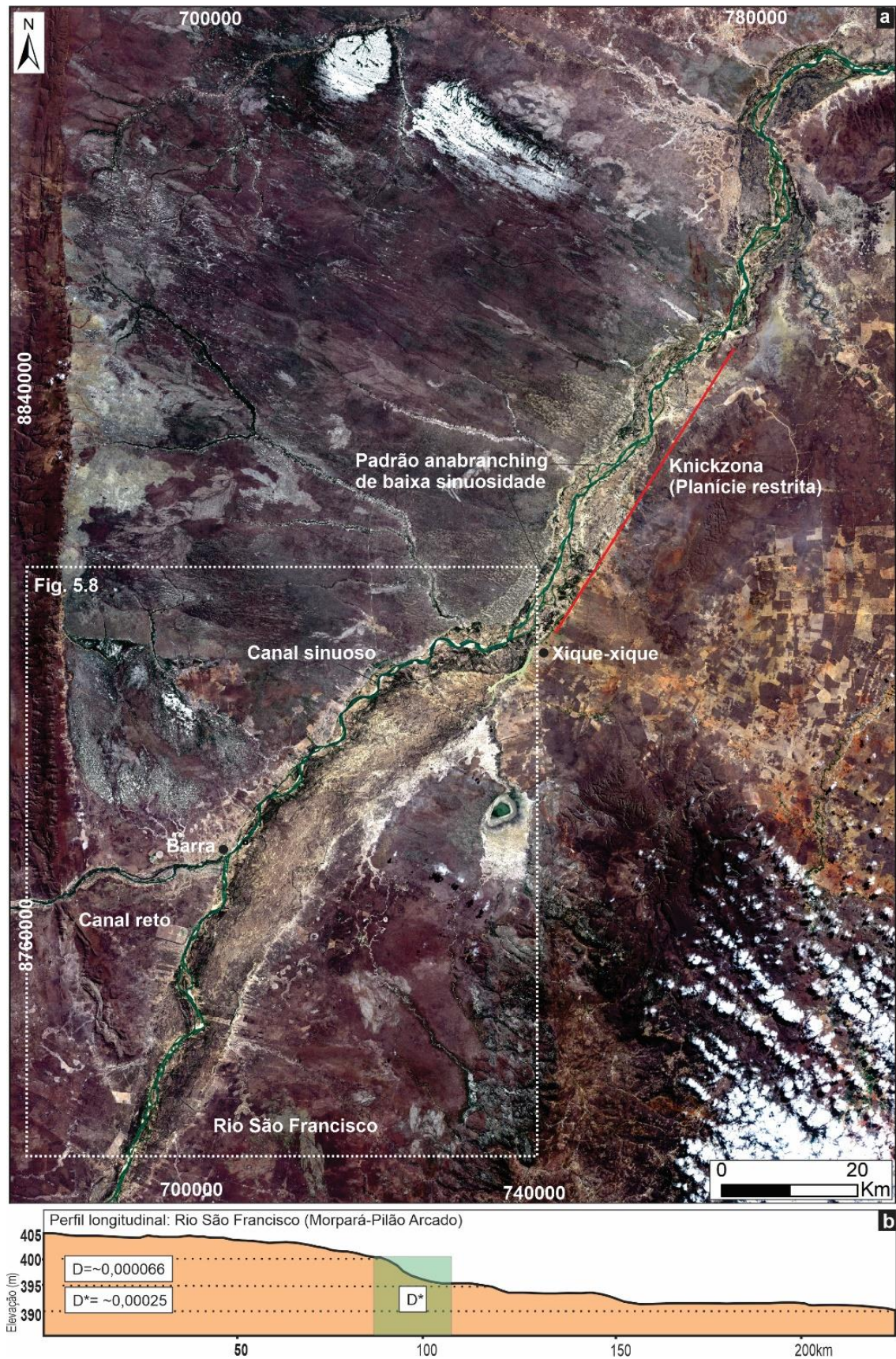


Figura 5.2:(a) Imagem Sentinel-2 exibindo a região da planície aluvial investigada e mapeada. (b) Perfil longitudinal do canal do Rio São Francisco na planície estudada. Também é apresentado o valor da declividade do perfil (D) e a declividade específica na área de maior mudança da declividade (D^*).

Próximo a Xique-Xique, a largura da planície aluvial diminui para ~4,5km, margeada por afloramentos de rochas metacarbonáticas pré-cambrianas na margem direita e por elevadas dunas *source-bordering* do campo eólico do médio São Francisco na margem oposta. A jusante dessa área, até próximo ao povoado de Queimadas, o canal apresenta um padrão anabranching com características mais bem definidas (Fig. 5.2), com presença de ilhas quilométricas e canais sinuosos. A largura da planície é fortemente estrangulada (1km de largura) por afloramentos rochosos próximo a Queimadas. Esse trecho do cinturão exibe características similares a outras knickzonas que separam zonas de maior desenvolvimento da planície aluvial em todo o médio São Francisco. A jusante desta região, o curso volta a apresentar um padrão anabranching de canais retos, até se aproximar do lago da represa de Sobradinho.

5.3 Classificação das unidades morfosedimentares

A partir da análise do cinturão aluvial por imagens de satélites e trabalhos de campo, mapeamos oito unidades morfológicas (Fig. 5.3): (U1) Planície de acreção de bancos, (U2) Planície de interação flúvio-eólica, (U3) Planície de espiras de meandro, (U4) Planície impedida, (U5) Planície-Ilha laterítica, Terraços (T1, T2, T3). As unidades podem ser agrupadas de acordo com a frequência de interação com o regime hidrológico do canal atual. Por exemplo, unidades que mantêm interação direta com o canal principal (U1, U2 e U3), unidades de interação temporária basicamente em eventos de grandes cheias (U4 e U5) e unidades que raramente têm interação com o sistema atual, praticamente abandonadas (T1, T2 e T3).

Variações morfológicas na unidade da planície impedida possibilitaram a subdivisão em sete subunidades: dominada por canais sobre antigos bancos acrescidos, dominada por canais deltaicos, dominada por pântanos e canais de planície, dominada por pântano, dominada por lagos sinuosos, dominada por tributários e planície impedida levemente dissecada.

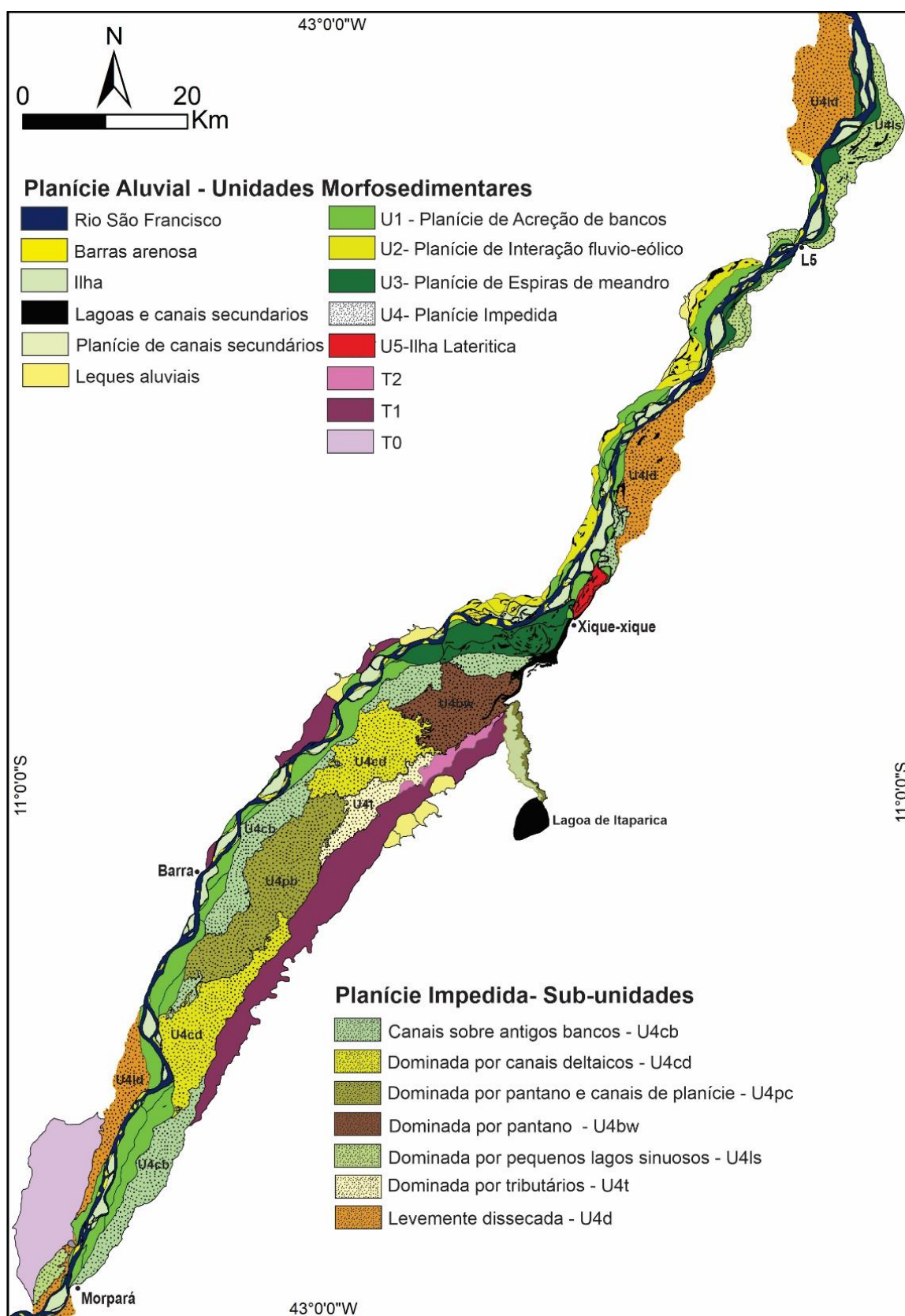


Figura 5.3: Mapa de caracterização das unidades morfosedimentares do cinturão aluvial do médio Rio São Francisco.

5.3.1 Planícies de interação direta com o canal principal

Planície de acreção de bancos (U1)

A planície de acreção de bancos interage com o canal principal por longa extensão e, morfologicamente, exibe um padrão de diques marginais ou anexação de barras e ilhas. Assim sendo, apresenta uma construção sedimentar vertical proeminente que dificulta a interação entre o canal principal e uma vasta área de relevo relativamente mais baixa, classificada aqui como planície impedida. O contato entre essas unidades é bem marcado por um alinhamento erosivo com presença de fendas de rompimento de diques marginais (Fig. 5.4A). Observamos que áreas em que a planície de bancos acrescidos está mais expressiva, ocorreu devido à anexação de mais de uma sequência de bancos.

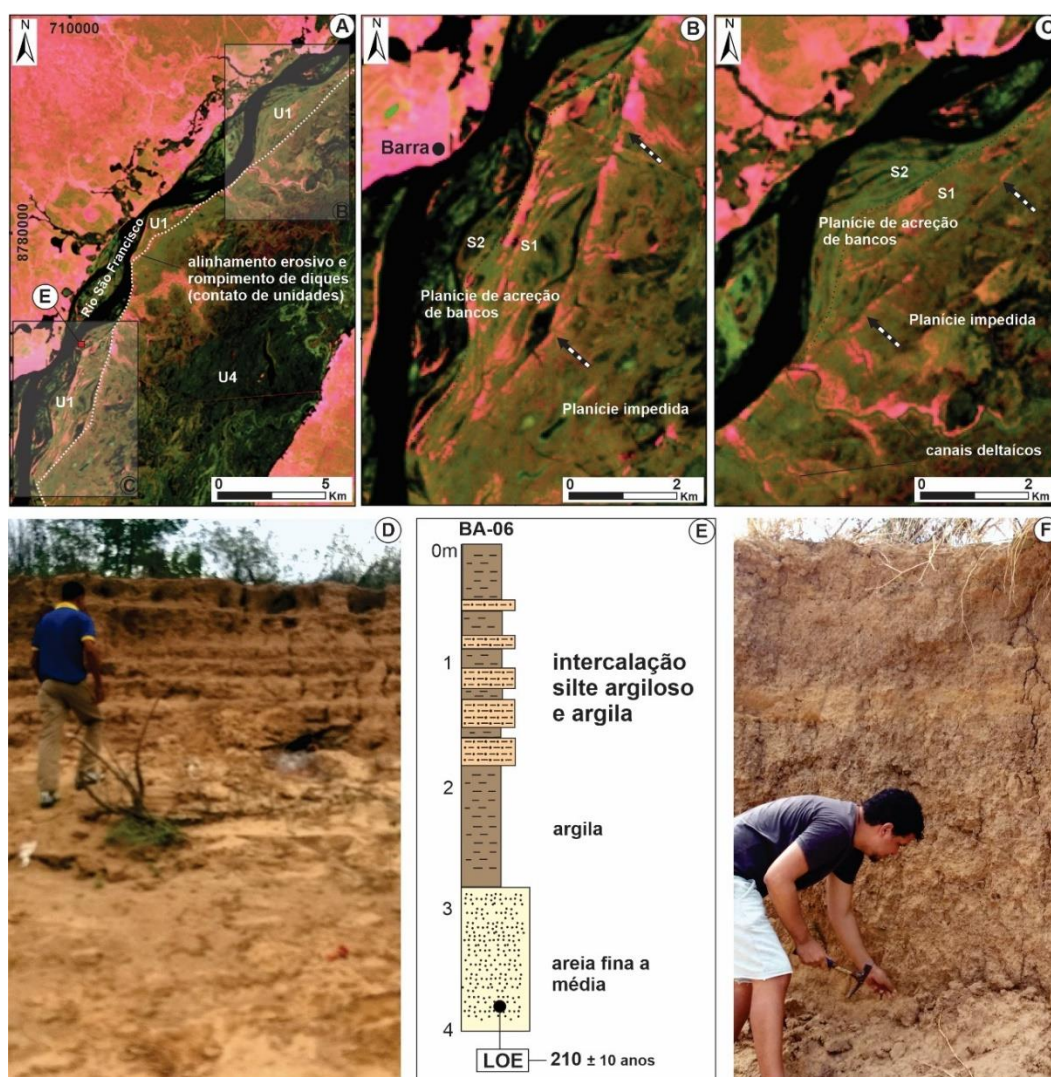


Figura 5.4: (A) Imagem Landsat 5 (falsa cor) mostrando a disposição geral da planície de acreção de bancos. (B e C) Imagens mostrando a variação no padrão dos bancos que constituem a U1. As setas estão indicando o alinhamento erosivo que interpretamos como contato entre unidades. (D e F) Foto, descrição e local de datação LOE de um barranco na unidade de bancos acrescidos. (F) Sedimentação característico no topo dessa unidade, dominado por intercalação de silte e argila.

A figura 5.4A mostra a disposição espacial dos principais padrões de bancos anexados que predominam no médio São Francisco. Entre Morpará e Barra, a planície de bancos acrescidos teve desenvolvimento marcado por bancos mais extensos (Fig. 5.4B) na longitudinal (9-11 km) e transversal (~2 km). O canal principal nesse setor apresenta um padrão reto. Já a jusante da cidade de Barra, o canal é sinuoso e os bancos acrescidos são semiarredondados e de menor extensão longitudinal (Fig. 5.4C). Notamos, no MDE, que a acreção dos bancos com maiores dimensões apresenta elevação em relação à planície impedida e pode ultrapassar 4m. Já na planície formada por bancos semiarredondados, não ultrapassam 2,5m.

A variação na forma dos bancos deve ser um fator relevante no controle da frequência e intensidade de interação entre o canal principal e grande área da planície impedida. Nas áreas em que a planície é constituída por bancos semiarredondados, ocorre maior interação entre bancos antigos e alinhamento erosivo com o canal principal. Assim, a transferência de água e sedimentos para a planície impedida parece ocorrer com maior frequência nessas áreas. Enquanto na área montante, são necessários grandes eventos de cheias para que ocorra transbordamento na planície impedida.

A figura 5.4E apresenta a descrição de um barranco na margem do Rio São Francisco em que são evidentes os ambientes sedimentares responsáveis pelo desenvolvimento da planície de acreção de bancos. Na base, depósitos predominantes de areia fina a média quartzosa que devem indicar deposição por barras laterais, passando para um depósito no topo caracterizado pela intercalação de argila e silte com características típicas de evolução de ambiente de planície de inundação.

Planície de interação flúvio-eólica (U2)

A planície de interação flúvio-eólica é encontrada exclusivamente na margem esquerda do Rio São Francisco. Ocorre principalmente na zona em que o sistema fluvial interage com o campo eólico do médio São Francisco e na desembocadura de rios tributários que drenam o sistema eólico. É caracterizada por conexão de bancos, que intercalaram verticalmente depósitos de origem fluvial e depósitos que foram retrabalhados pelo vento. A ocorrência de dunas ativas e inativas desenvolvidas sobre barras fluviais (Fig. 5.5) foi identificada em imagens de satélite e durante trabalhos de campo. Os bancos que constituem esse tipo de planície adquiriram formas arredondadas devido à atuação e expansão eólica no topo das barras fluviais.

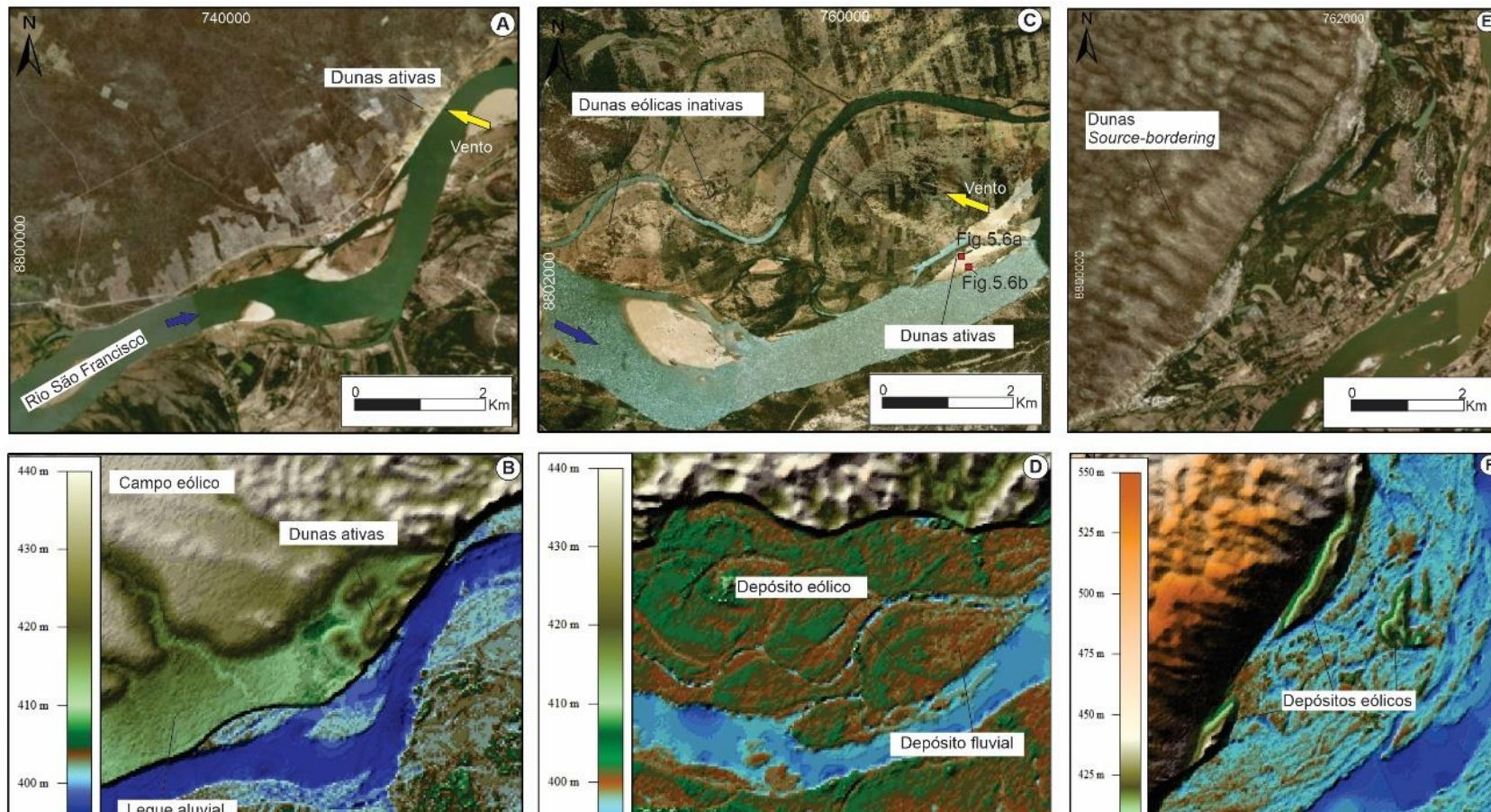


Figura 5.5: Imagens Google Earth e MDE mostrando características da Planície de Interação Flúvio-Eólica. A e B) Reativações eólicas sobre leques aluviais que foram aportados na planície do Rio São Francisco; C e D) Depósitos de planície de inundação e dunas eólicas sobre bancos acrescidos; E, F) lagoas alongadas de canais abandonados e acumulações arenosas retrabalhadas pelo vento.

A figura 5.5 mostra três padrões de interação flúvio-eólico que ocorrem nesse tipo de planície. O primeiro é caracterizado por um padrão de interação, no qual o cinturão aluvial recebe sedimentos oriundos do campo eólico na forma de leque aluvial e, posteriormente, é submetido a ações eólicas gerando dunas elevadas (Fig.5.5. A/B). O segundo e mais característico, é constituído por bancos acrescidos, com formas mais arredondadas e presença de pequenas dunas eólicas que atingem no máximo 2,5m de altura (Fig.5.5.C/D). Já o terceiro padrão é caracterizado por bancos fluviais que recebem sedimentos de dunas *source-bordering* e que são retrabalhados tanto pelo sistema fluvial quanto pelo eólico (Fig. 5.5.E/F). A planície nessas áreas é composta por lagoas de canais abandonados, bancos de areia alongados e pequenos montes arenosos que estão sendo retrabalhados pelo vento. Essa planície revela um processo de reciclagem de sedimentos que ocorre entre o sistema fluvial e eólico do médio São Francisco.

A figura 5.6 apresenta a descrição sedimentar de uma área da planície flúvio-eólica que experimentou processos eólicos recentes. Na base, predominam depósitos arenosos de barra de rio, sobrepostos por depósitos de planície, e no topo, depósitos de areias retrabalhadas pelo vento, formando lençóis arenosos ou pequenas dunas.

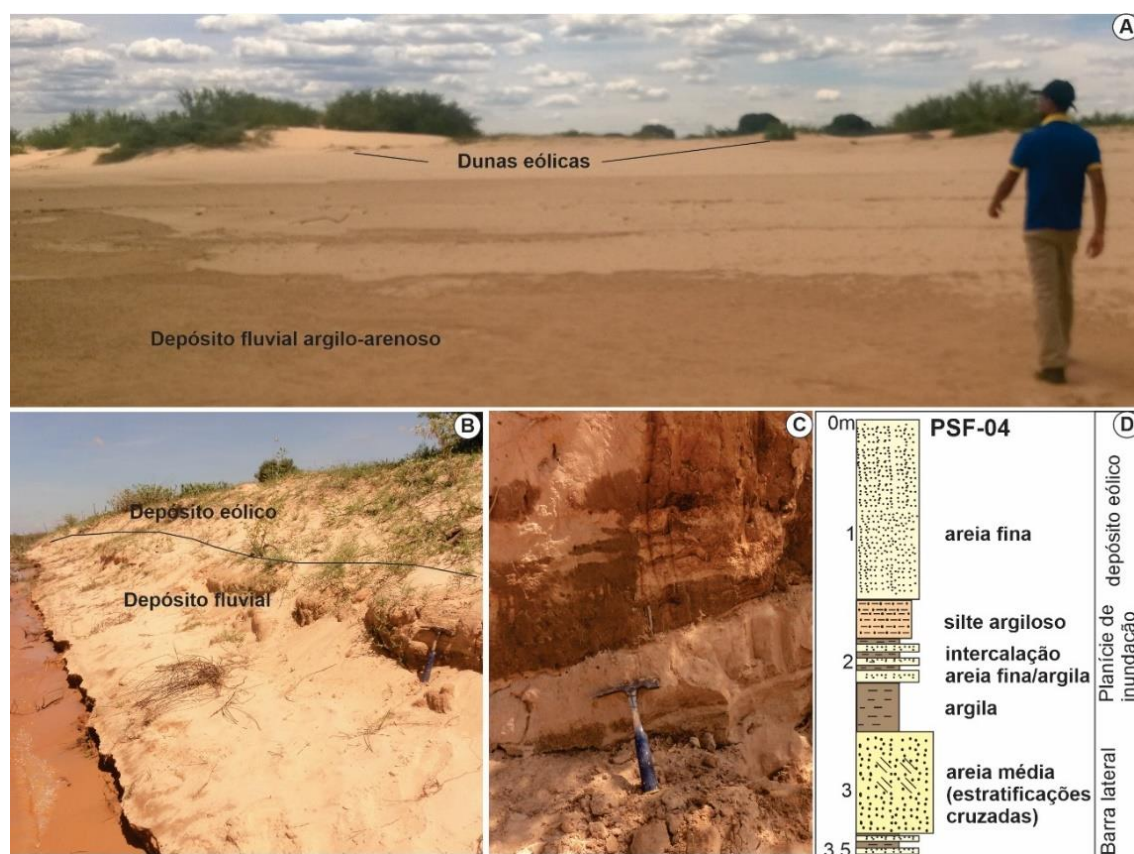


Figura 5.6: Morfoestratigrafia da Planície de Interação Flúvio-Eólica. (A) Pequenas dunas eólicas na parte central da planície de acreção de bancos. (B) Contato entre os depósitos fluvial e eólico; C) Foto destacando os depósitos interpretados como de barra lateral sobreposto por depósito de planície de inundação na base do depósito; D) Perfil estratigráfico da planície fluvio-eólica

Planície de espiras de meandro (U3)

Essa unidade é caracterizada pela presença de dezenas de lagoas alongadas entre as cristas de meandros. A unidade é limitada a SSE pelo canal secundário da Ipoeira e SW pela unidade da planície impedida (Fig. 5.7). Longitudinalmente estende-se por ~20km e tem uma variação transversal entre 3 e 4km. Um alinhamento orientado no sentido W-E marca o contato da planície de espiras de meandro e a planície impedida. Esse alinhamento evidencia um provável controle estrutural na área. Outro fator que deve ter influenciado na formação da unidade é o estrangulamento da planície que ocorre a poucos quilômetros a jusante.

As lagoas permanecem com água relativamente mais tempo do que as presentes em outras unidades. Também são os locais da planície onde ocorre a maior interação com o canal nas condições atuais. Algumas lagoas superam 2km de comprimento e atingem, no máximo, 100m de largura. A variação altimétrica entre as depressões e as cristas das espiras de meandro são de no máximo 2m. Esses paleomeandros tiveram desenvolvimento relacionado ao Rio São Francisco sob diferentes condições hidrológicas, ou foram formados por canais secundários que avançaram sobre a planície. A redução da largura da planície próxima a essa área pode ter contribuído na alteração no padrão do canal.

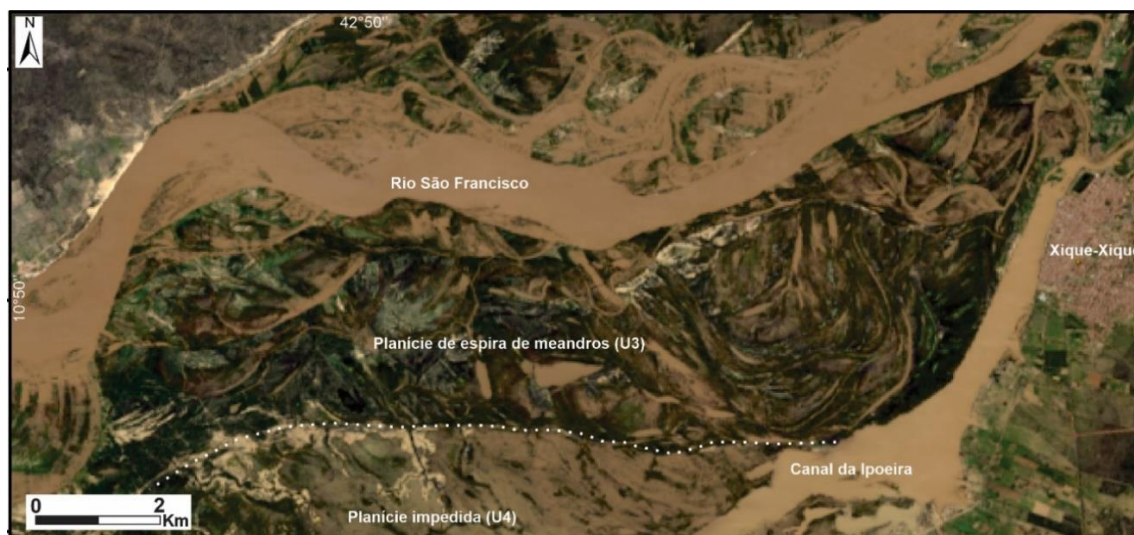


Figura 5.7: Imagem Landsat 8 mostrando a localização da planície de espiras de meandro caracterizada pela presença de dezenas de lagoas alongadas.

5.3.2 Planícies complexas e temporárias

Planície impedida (U4)

A unidade de planície impedida é a mais expressiva da área mapeada. Caracterizada pela superfície relativamente mais baixa topograficamente do que as unidades que a circundam e interação temporária com o rio atual. Embora também encontrada em rios da planície amazônica (LATRUBESSE e FRANZINELLI, 2002), planície do Rio Araguaia (BAYER, 2002) e planície do Rio Paraná, no médio São Francisco, a planície impedida revela características particulares em termos de ambientes de sedimentação. Chamam atenção as evidências dos processos de agração dessa unidade por truncamento de ambientes deposicionais. As subunidades morfológicas parecem dispostas em compartimentos que se desenvolveram tanto paralelo quanto perpendicularmente ao canal principal.

O exemplo mais representativo do mosaico morfológico que compõe a planície impedida do médio São Francisco é encontrado numa faixa de ~90km entre as cidades de Morpará e Xique-Xique (Fig.5.8). Nessa área, a planície impedida varia entre 5 a 10km de extensão e a interação com o sistema atual parece ocorrer por múltiplos caminhos com intensidades distintas. Os truncamentos de diferentes ambientes de sedimentação parecem acelerar o processo de agração da planície impedida.

A partir da análise multitemporal de imagens de satélite e dados de campos observamos que subambientes dominados por canais sobre antigos bancos acrescidos, corredores pantanosos e canais deltaicos são as mais importantes subunidades em termos de construção da planície impedida (Fig.5.9). Em outras áreas do cinturão, observamos evidências de planície impedida que devem ser relativamente mais velhas e estão levemente dissecadas em áreas em que a planície é mais limitada lateralmente, principalmente na knickzona entre Xique-Xique e Queimadas. Também identificamos e mapeamos subunidades dominadas por pequenas lagoas sinuosas e a subunidade dominada por tributário. Ambas ocorrem em ambientes mais restritos, no entanto com características morfológicas particulares.

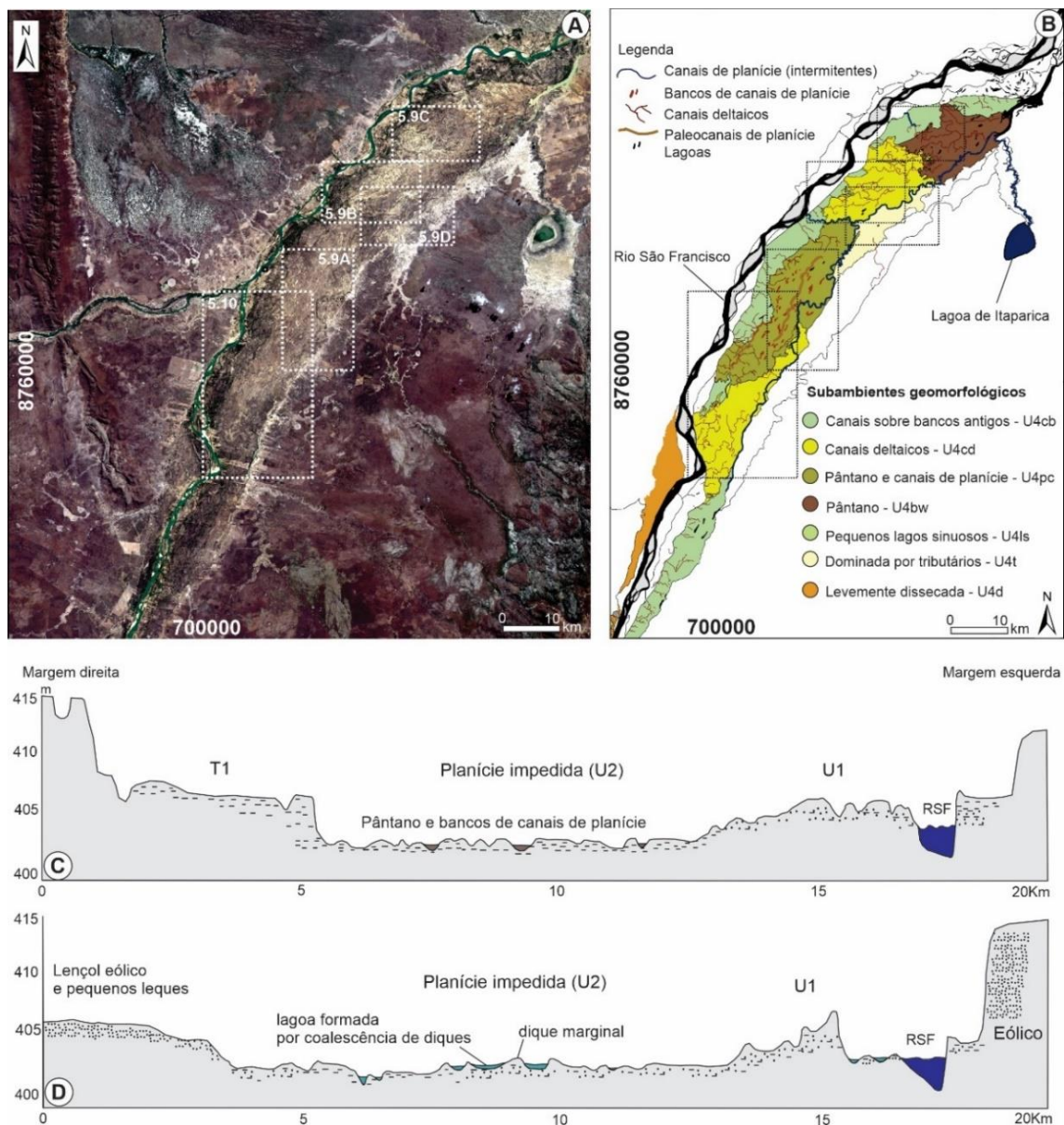


Figura 5.8: (A) Imagem Sentinel-2 exibindo a larga planície impedida a montante de Xique-xique. (B) Mapa geomorfológico apresentando apenas as subunidades da planície impedida na área da imagem Sentinel. Nesse mapa é apresentado elementos que foram mapeados na escala de detalhes utilizando imagens (PlanetScope). (C e D) Perfis topográficos esquemáticos de dois setores da planície impedida; (C) Perfil representativo da área dominado por pântano e canais de planície, e (D) Perfil da área dominada por canais deltaicos, ilustrando a conexão dos diques de canais de planície e formação de lagoas rasas.

Entre as subunidades principais, foi revelado que o subambiente dominado por canais antigos sobre bancos acrescidos (U4cb) apresenta feições semiarredondadas e está parcialmente dissecado por canais mais jovens (Fig.5.9E). A subunidade marca a margem da planície impedida em contato com a unidade de bancos acrescidos. A presença de canais dissecando essa unidade é um indicativo de que depósitos de planície formada por acreção podem representar os depósitos da planície impedida do médio São Francisco.

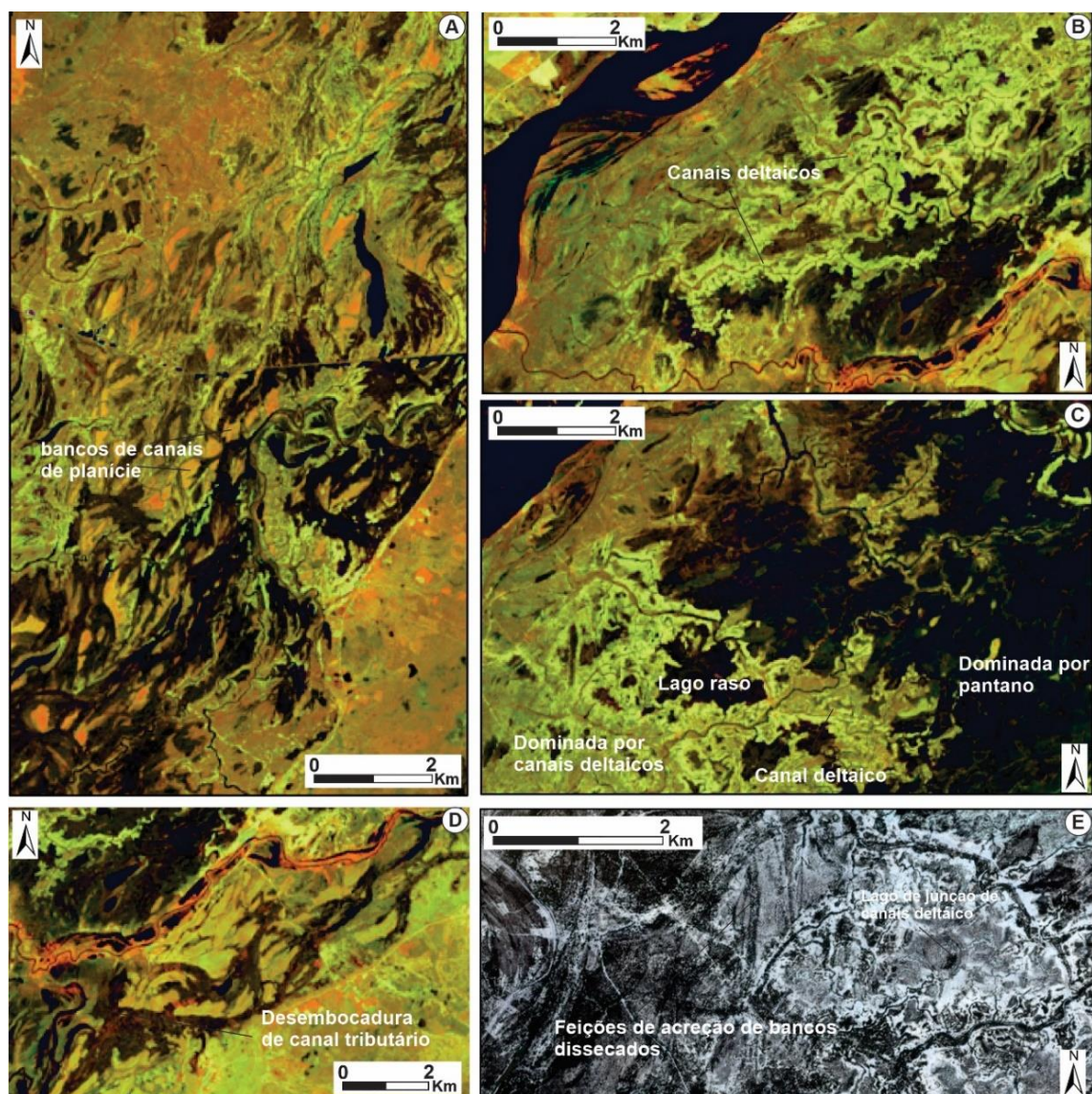


Figura 5.9: Áreas representativas dos subambientes da planície impedida. Imagens Landsat 8, falsa cor (A-D). (A) Área característica da subunidade dominada por pântano e canais de planícies. Também é destacado a presença de inúmeros bancos de migração lateral dos canais característica particular dessa subunidade. (B) Subunidade dominada por canais deltaicos. Uma verdadeira rede de canais que avançaram sobre uma planície pantanosa e formaram lagos por conexões dos diques, o que contribui para acelerar o processo de aggradação da planície; (C) Área de interação das subunidades dominada por canais deltaicos e dominada por pântano. É notável o avanço e espraio da frente dos canais deltaicos sobre a planície pantanosa de pequenos bancos; (D) dominada por canal tributário. (E) Imagem PlanetScope mostrando feições de bancos antigos que tem sido dissecada por canais mais jovens.

Dois distintos subambientes dominados por pântanos (U4pc e U4pl) também foram mapeados. O primeiro tipo (Fig.5.9A) é muito bem caracterizado por uma área da larga planície impedida em que o canal principal tem um padrão reto, adjacente à Barra. A subunidade apresenta canais abandonados e canalização do fluxo durante eventos de cheias (Fig.5.10). Os canais de planície geraram inúmeros bancos laterais com superfície que estão a poucos metros acima do nível da superfície pantanosa, com bancos que variam em média de 200 a 1000m de comprimento e 50 a 150m de largura. Já o segundo tipo

(Fig.5.9D), está localizado entre uma das áreas dominadas por canais deltaicos e, na outra margem, pela unidade de espiras de meandro. É uma área da planície impedida que apresenta grande número de lagoas e permanece alagada e pantanosa com maior frequência em relação a outros subambientes.

Ambiente de sedimentação caracterizada pela agração da planície impedida por canais deltaicos se estendem em áreas da planície impedida e parecem truncar e sobrepor áreas pantanosas (Fig.5.9B). Esse é um ambiente de sedimentação típico em áreas da planície amazônica (LATRUBESSE e FRANZINELLI, 2002). No médio São Francisco, os canais variam de 15 a 50m de largura e são dominantes em dois setores da vasta planície impedida, localizada entre Morpará e Xique-Xique. Além do espriamento de sedimentos, os canais também geram ambientes de sedimentação pela coalescência de diques marginais (Fig.5.9D). Assim, ocorre formação de lagoas com centenas de metros de largura e de pouca profundidade. Na área em que a planície impedida é dominada pelos canais do sistema deltaico, o rio principal possui um padrão mais sinuoso, o que parece contribuir para formar alguns canais secundários, facilitando a conexão com outros canais que avançam sobre a planície.

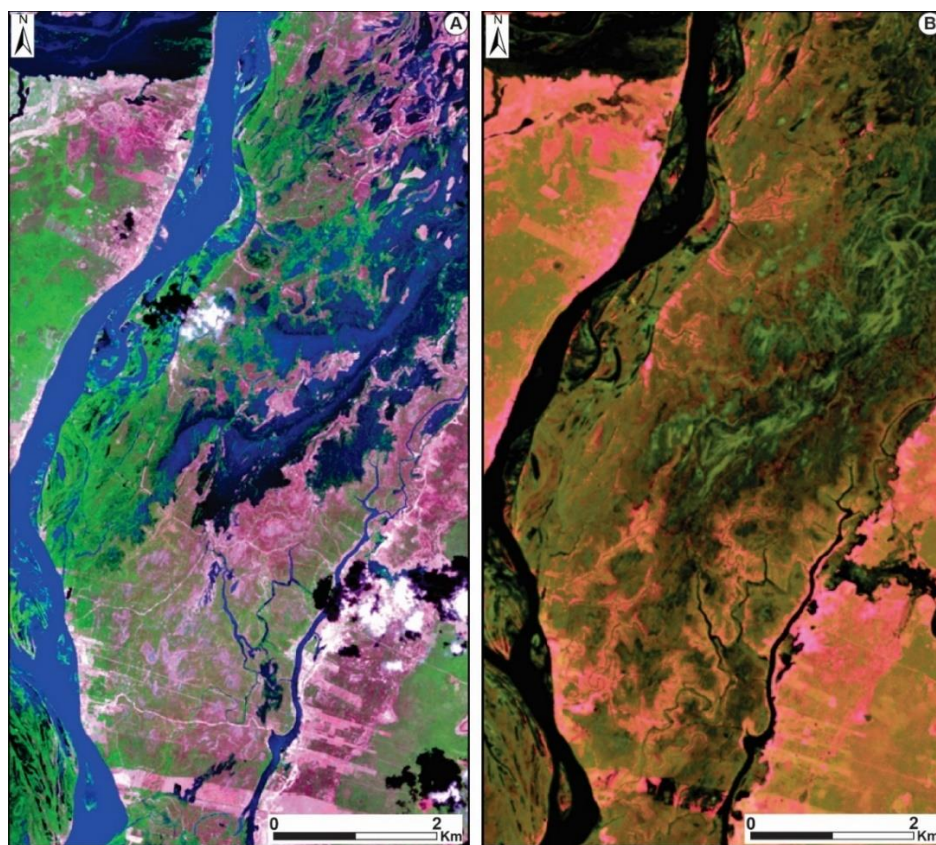


Figura 5.10: Exemplo da resposta da planície impedida durante o evento de cheia. (A) Registro de inundação da planície impedida durante evento de cheia que ocorreu em janeiro de 2007 a partir de imagem Landsat 5, falsa cor (R7G4B2). (B) Destaca as características exibidas pela planície na maior parte do ano no mês de março de 2007.

Planície-Ilha Laterítica (U5)

A planície-ilha está localizada adjacente à cidade de Xique-Xique, numa área chamada de Ilha do Miradouro. Especificamente, a unidade ocorre numa área limite que marca o estrangulamento da largura da planície adjacente a Xique-Xique. Feições morfológicas exibem uma planície constituída por anexação de dois terrenos alongados e extensos. O relevo é relativamente plano com variações altimétricas que não ultrapassam 1m de altura entre os terrenos. Lagoas alongadas e paralelas ao canal principal têm sido abastecidas durante eventos de cheias extremas. Observamos que a planície-ilha tem superfície a aproximadamente 2,5m acima do nível da unidade de bancos acrescidos.

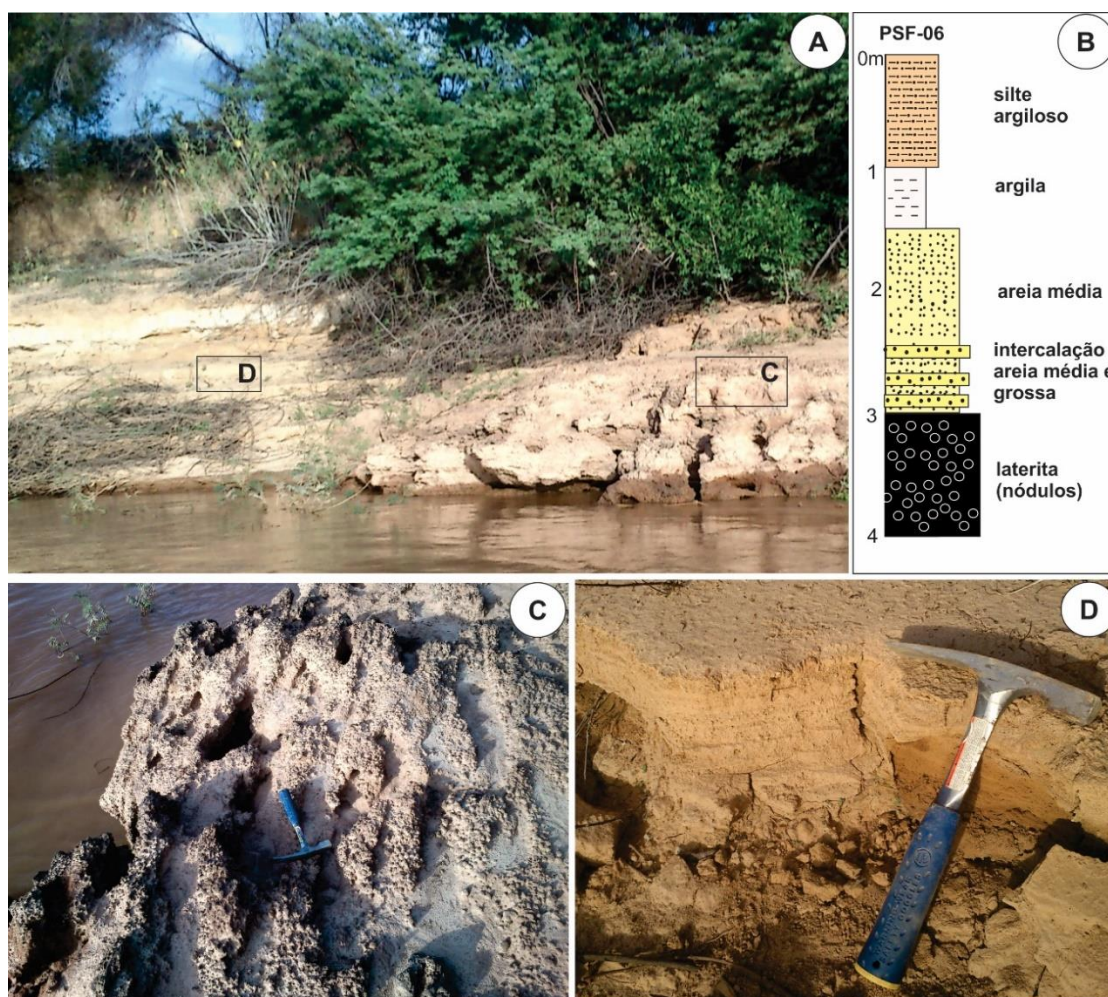


Figura 5.11: Barranco da unidade da Planície-Ilha laterítica. A) Visão geral do afloramento analisado; B) Perfil estratigráfico; C) Imagem da laterita em nódulos, identificada na base do barranco; D) Intercalação de areia quartzosa grossa e areia média em sets de aproximadamente 30cm.

Particularidade dessa unidade é a presença de corpos lateríticos. Na figura 5.11 é apresentada a descrição de um barranco que mostra na base um corpo laterítico com 1m de espessura, sobreposto por sets de 25cm intercalando areia grossa e média, passando a predomínio de depósito de areia média. No topo, depósitos argilo-siltosa de ambientes de

planície de inundação. Embora de pouca expressão lateral, essa planície-ilha é evidência de uma provável unidade mais velha preservada no cinturão aluvial estudado. A presença de corpos lateríticos deve ter sido fator decisivo na preservação dessa unidade. Além disso, é importante notar que na margem oposta é o local onde se desenvolveram algumas das maiores dunas *source-bordering* do sistema flúvio-eólico.

5.3.3 Terraços

Baseado na análise de perfis topográficos, identificamos três níveis de superfície com expressão lateral posicionado marcando o contato do cinturão aluvial e unidades regionais mais velhas. Os terraços relativamente mais velhos e mais jovens foram caracterizados apenas por imagens de satélite e MDE. O T0 foi identificado apenas na porção montante da área investigada, na margem oposta à cidade de Morpará, numa superfície a aproximadamente 8m acima do nível da planície impedida. Esse terraço precisa ser melhor investigado em estudos futuros. Já o T3 foi mapeado adjacientemente às dunas da lagoa de Itaparica. Notamos que durante vários períodos de cheias essa superfície não foi alagada e assim, entendemos como uma superfície abandonada, posicionada a ~1,5m da planície impedida.

O terraço T1 é facilmente observado em modelos de elevação na margem direita na região montante de Xique-Xique. Na margem esquerda, em contato com o canal principal, mapeamos esse nível de terraço, composto predominantemente nos primeiros metros do topo por depósitos argilosos bastante compactos. Na base de um barranco de 2m, datamos um nível composto por argila-arenosa que indicou idade pleistocênica (112ka) para o T1. A idade obtida pode ser evidência da fase inicial da instalação do cinturão atual do Médio São Francisco na região de Xique-Xique.

5.4 Dados de subsuperfície da planície aluvial

Informações de 18 furos de sondagens na área da planície flúvio-eólica mostram variações significantes nos tipos de depósitos que preencheram o paleovale do médio São Francisco (Fig.5.12a). No geral, a sedimentação do paleovale parece ter ambientes deposicionais distintos e contemporâneos em quatro áreas desse sistema. A primeira área é localizada próximo à montante do ponto nodal de Morpará, onde as sondagens C-5 e C-16 mostram uma boa correlação lateral e indicam pelo menos três distintos ambientes deposicionais. Depósitos de areia e cascalho intercalados com depósitos de argila indicam um provável ambiente de leques aluviais preenchendo a base do paleovale. Na sequência, um espesso pacote sedimentar argiloso, que pela espessura pode ser de origem lacustre.

No topo, com aproximadamente 20m de espessura, um pacote composto por variação de areia fina e areia argilosa que parecem ser indícios do período do principal desenvolvimento da planície aluvial no médio São Francisco.

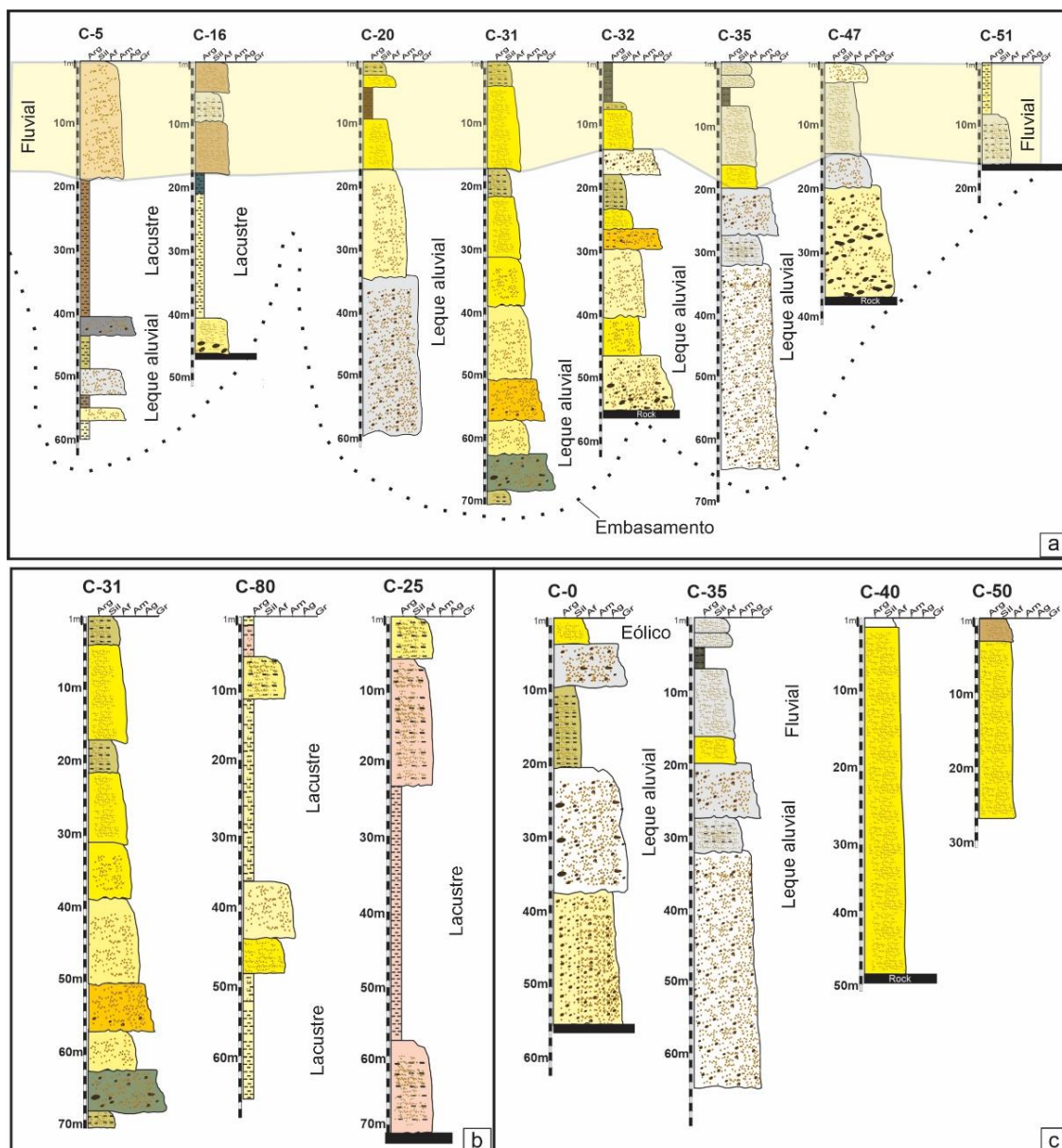


Figura 5.12: Sondagens da região da planície flúvio-eólica do médio São Francisco. (a) Sequência de sondagens dispostas relativamente paralela ao canal principal, de montante para jusante (localização na Fig. 5.1b). A partir das sondagens destacamos a forte variação da profundidade do embasamento rochoso, a sedimentação basal interpretada como depósitos de leques aluviais, e, no topo, uma boa correlação lateral interpretada como depósitos do sistema flúvio-eólico. (b) seção transversal indicando a variação de depósitos de leques aluviais na margem direita do Rio São Francisco, e prováveis depósitos lacustres na margem oposta. (c) Domínio de depósitos de leques aluviais na margem esquerda.

Sondagens realizadas na margem da planície impedida entre Morpará e Xique-Xique indicam que o paleovale foi preenchido por ambientes de alta energia, intercalando depósitos cascalhosos e argilosos. Esses depósitos apresentam boa correlação com os pacotes sedimentares basais mostradas na seção transversal 2 (Fig.5.12c), mais

precisamente no sopé da Chapada Diamantina (C-0), interpretados como leques aluviais. Esse tipo de ambiente deposicional deve ter sido o responsável pelo preenchimento do paleovale onde ocorre a larga planície impedida.

A seção transversal 1 (Fig. 5.12b) mostra uma variação significativa dos depósitos sedimentares em relação a seção transversal 2 (Fig. 5.12c). Na margem direita, predominam os depósitos com características gerais dos leques aluviais na base, enquanto que na margem esquerda o depósito é caracterizado por espessos pacotes de argila. Fato que indica um provável ambiente de leques aluviais e lagos contemporâneos, caracterizando o período prévio à instalação do sistema flúvio-eólico.

5.5 Considerações finais

Nas condições atuais, o sistema do Rio São Francisco apresenta uma vasta área da planície inativa em termos de processos sedimentares ligados ao canal principal durante grande parte do ano. Feições que constituem a planície do médio São Francisco revelam indícios de que a maior área da planície é relativamente mais velha, e que tem sido camuflada por uma cobertura sedimentar recente e pouco espessa. Exemplo disso é a presença da subunidade de canais deltaicos cobrindo depósitos de acreção de bancos mais antigos e subunidades pantanosas. Os canais deltaicos continuam sendo reativados de forma intermitente e lançando sedimentos que mascaram unidades mais velhas da planície impedida.

A planície impedida é uma bacia de sedimentação ampla e que somente é ativada quando o canal principal tem o nível de fluxo elevado. A sedimentação ocorre principalmente por acreção vertical em ambiente de baixa energia, como lagoas e pântanos. Também ocorre por avanço de canais secundários, que transferem sedimentos do canal principal e aportam na planície impedida na forma de espraçamento frontais de sistemas deltaicos. A coalescência de diques marginais desses canais deltaicos formou lagoas de maior extensão que ajudam no processo de agradação da planície. Funcionam como armadilhas de sedimentos da planície impedida, reduzindo assim, que parte dos sedimentos lançados na planície não retorne ao sistema principal.

A partir dos variados subambientes deposicionais mapeados, interpretamos que a agradação da planície impedida tem ocorrido por sedimentação compartimentada. O processo inicial da formação de grande parte da planície do médio São Francisco deve ter ocorrido por acreção de bancos. Estágios posteriores em que o padrão do canal principal estava mais sinuoso devem ser o momento de maior rompimento dos diques marginais e

também formação das áreas pantanosas e deltaicas. Se essa afirmação estiver correta, significa que uma importante parcela da fonte de sedimentos que alimentou o campo eólico deve ter sido oriundo da sedimentação inicial da planície impedida, antes do mascaramento por ambientes pantanosos com predomínio de sedimentação argilo-siltosa.

A planície de espiras de meandro é uma forte evidência de que o Rio São Francisco esteve sob condições hidrológicas diferentes da atual. Maior fluxo em meio às condições climáticas mais úmidas deve ter ocorrido posterior à etapa de desenvolvimento da fase inicial da planície impedida por acreção de bancos. Contemporâneo às atividades que geraram as espiras de meandro, a planície impedida deve ter enfrentado sua principal etapa de mascaramento dos depósitos arenosos.

Posteriormente, e relativamente com idade mais jovem, o sistema experimentou condições com níveis fluviais mais baixos e assim, deve ter desenvolvido a unidade de planície flúvio-eólico. A combinação desses dois tipos de planície relativamente mais jovens parece revelar as variações fluviais que conduziram o desenvolvimento de subambientes sedimentares que mascaram unidades mais velhas na planície impedida.

O mapeamento das principais unidades dispostas no cinturão aluvial do médio São Francisco mostrou indicativos de que a planície aluvial evoluiu por variações no comportamento do sistema fluvial, em resposta a controles externos e autogênicos. Embora ainda seja necessário um detalhamento estratigráfico e cronológico, as evidências da evolução do cinturão aluvial contribuem para uma discussão mais ampla da instalação do sistema flúvio-eólico nessa região. Os indícios de que o tipo de planície mais bem desenvolvida no médio São Francisco deve ter sido construída por uma sedimentação arenosa em ambientes de acreção de bancos é um elemento significativo na discussão acerca da área fonte do sistema flúvio-eólico. A provável hierarquia dos ambientes sedimentares, com o desenvolvimento mais jovem de uma planície de interação flúvio-eólica, é uma evidência muito forte que o Rio São Francisco tem indicado condições climáticas mais áridas na bacia.

CAPÍTULO 6

Capítulo 6 : GEOMORFOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO CAMPO EÓLICO DO MÉDIO SÃO FRANCISCO

6.1 Introdução

A investigação de grandes mares de areia e campos de dunas avançou significativamente na região tropical da América do Sul nas últimas décadas (BARRETO, 1996; BARRETO *et al.*, 1999; CARNEIRO FILHO *et al.*, 2002; CARNEIRO FILHO e ZINCK, 1994; CLAPPERTON, 1993; DE OLIVEIRA *et al.*, 1999; IRIONDO e LATRUBESSE, 1994; LATRUBESSE *et al.*, 2012; LATRUBESSE e NELSON, 2001; PAROLIN e STEVAUX, 2006; TEEUW e RHODES, 2004). No entanto, o conhecimento dos registros de atividade eólica continental é bastante limitado em comparação a outras regiões do mundo e principalmente, em relação a outros campos eólicos do Hemisfério Sul (MUNYIKWA, 2005). No caso da América do Sul, a região que tem concentrado a atenção dos estudos eólicos, particularmente no que se refere a sua história quaternária, tem sido os sistemas de dunas e loess da Argentina (IRIONDO, 1997; IRIONDO, 1999; KEMP *et al.*, 2004; ZÁRATE, 2003).

A análise geomorfológica das geoformas eólicas preservadas e sua distribuição espacial e temporal não tem sido foco de atenção, e somente alguns trabalhos tem se concentrado num estudo mais específico sobre a gênese e morfometria das dunas quaternárias (TRIPALDI e ZARATÉ, 2016). A análise das características morfológicas e morfométricas das geoformas, as inferências e interpretações que podem ser obtidas sobre a gênese das mesmas e sobre os padrões de ventos dominantes que as geraram (velocidade, intensidade, direção), fazem do registro eólico um proxy de alto valor na reconstrução de mudanças paleoambientais e paleoclimáticas durante o Quaternário.

O sistema sedimentar flúvio-eólico que ocorre no médio São Francisco constitui a principal área de armazenamento temporário de sedimentos do sistema do Rio São Francisco no Quaternário e o maior do Brasil (Fig. 6.1). O campo eólico ocupa uma área dez vezes superior à área deltaica do Rio São Francisco, que tem recebido mais atenção pelos estudos de mecanismos de armazenamento e transferência de sedimentos do continente ao oceano. Isto acontece porque, em geral, a importância dada às zonas de armazenamento de sedimentos (*sinks*) em áreas do continente, tem recebido menor atenção que outros ambientes tradicionalmente estudados nos balanços de sedimentos nos sistemas rios-oceano (*sedimentary budgets*) como os deltaicos.

No entanto, áreas de sedimentação continental associadas a processos fluviais e bacias sedimentares ativas são de fundamental importância porque uma porção

significativa dos sedimentos erodidos e transportados pelos sistemas fluviais não atinge o nível de base geral representado pelo mar e ficam retidos em bacias continentais internas (LATRUBESSE, 2015). O caso do sistema flúvio-eólico do médio São Francisco pode se enquadrar dentro desta categoria. Vale ressaltar que indicativos de espessura do pacote sedimentar demonstram que o campo eólico é o maior espaço de estocagem temporário de sedimentos do São Francisco desde o Último Glacial.

A magnitude das dunas que constituem esse campo eólico revelam algumas características únicas em relação a outros mares de areias e campos eólicos da América do Sul. Embora tenha sido referenciado na literatura internacional desde 1970, como um dos principais registros eólicos da América do Sul (TRICART, 1974; SARNTHEIN, 1978), ainda não foi examinado em detalhes a partir de técnicas de estudos geomorfológicos e de geologia do quaternário avançadas, por exemplo, a utilização de imagens de satélite de alta resolução e datação por luminescência óptica, para classificação dos principais padrões eólicos.

Estudo anterior realizado por Barreto *et al.* (1999) associou diferentes tipos eólicos e produziu os primeiros resultados sobre a idade do campo de dunas. Também identificou a existência de alternâncias climáticas no Holoceno. Porém, o estudo não focou no mapeamento detalhado na classificação das geoformas eólicas, na análise morfométrica das mesmas, e no entendimento da organização espacial e temporal do campo eólico durante o Quaternário tardio. Assim, uma questão chave que ainda não tinha sido analisada é a combinação de resultados morfoestratigráficos e geocronológicos com a morfogênese das geoformas. Até o presente, as principais conclusões têm sido baseadas na indicação da planície do Rio São Francisco como área fonte e que os principais estágios de desenvolvimento eólico ocorreram no UMG e no Holoceno tardio, mas modelos evolutivos e mecanismos de interações flúvio-eólicas não foram ainda propostos.

Assim, o principal objetivo deste capítulo é apresentar os resultados da investigação e mapeamento dos principais tipos eólicos e as evidências de como ocorreu a progressão no campo eólico do médio São Francisco. Para isto, adotamos critérios de classificação geomorfológica, os quais possibilitam comparar os resultados com outros campos eólicos do mundo. Também reportamos resultados da investigação da morfoestratigrafia do campo e datações por luminescência óptica das principais unidades do campo eólico.

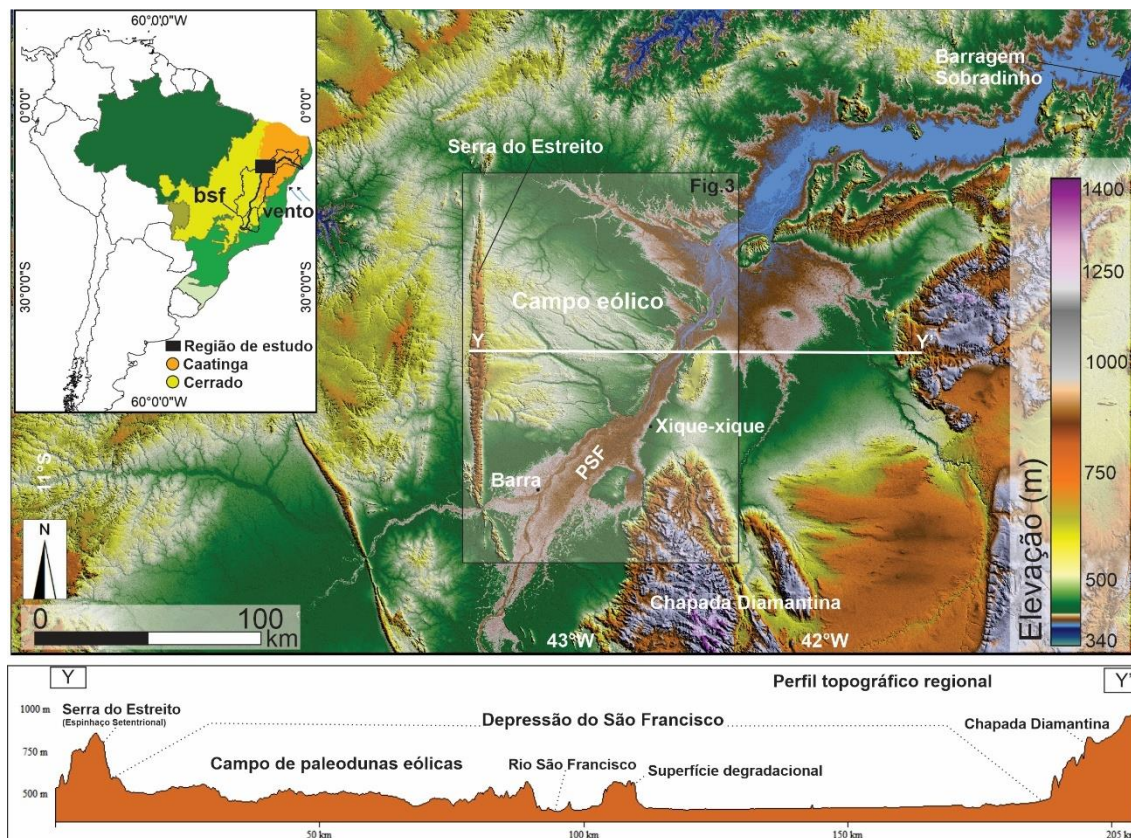


Figura 6.1: MDE mostrando o contexto regional do campo eólico do médio São Francisco apresentado num MDE. Adicionalmente uma seção topográfica (Y-Y') que mostra claramente as diferenças altimétricas entre as principais superfícies regionais.

6.2 Arcabouço geológico da planície flúvio-eólica do Médio São Francisco

A partir da análise do mapa de magnetometria de Amplitude do Sinal Analítico (ou Gradiente Total) na região da planície flúvio-eólica do Médio São Francisco, observamos que feições lineares mais rasas do arcabouço foram reveladas (Fig. 6.2a). Na porção central do campo eólico, direções preferenciais dos lineamentos de subsuperfície estão dispostos relativamente perpendiculares à direção preferencial da expansão do campo eólico (W e NW). Estes são fortes indicativos de estruturas de falhas ou fraturas do arcabouço em que o campo eólico e a planície fluvial desenvolveram.

As direções dessas estruturas apresentam excelente correlação com estruturas mapeadas em superfície nas unidades do embasamento cratônico que estão ao redor do campo eólico. Também indica que o sistema flúvio-eólico do médio São Francisco deve cobrir uma área onde o embasamento rochoso tem dois *trends* principais de falhas. Alinhamentos observados na Serra do Estreito devem representar uma fase posterior de atuação tectônica regional com sentido SW-NE. Esse *trend* está bastante evidente no mapa de anomalia magnética. Elevada anomalia magnética também foi encontrada na porção do campo eólico onde estão presentes dunas do tipo *source-bordering*.

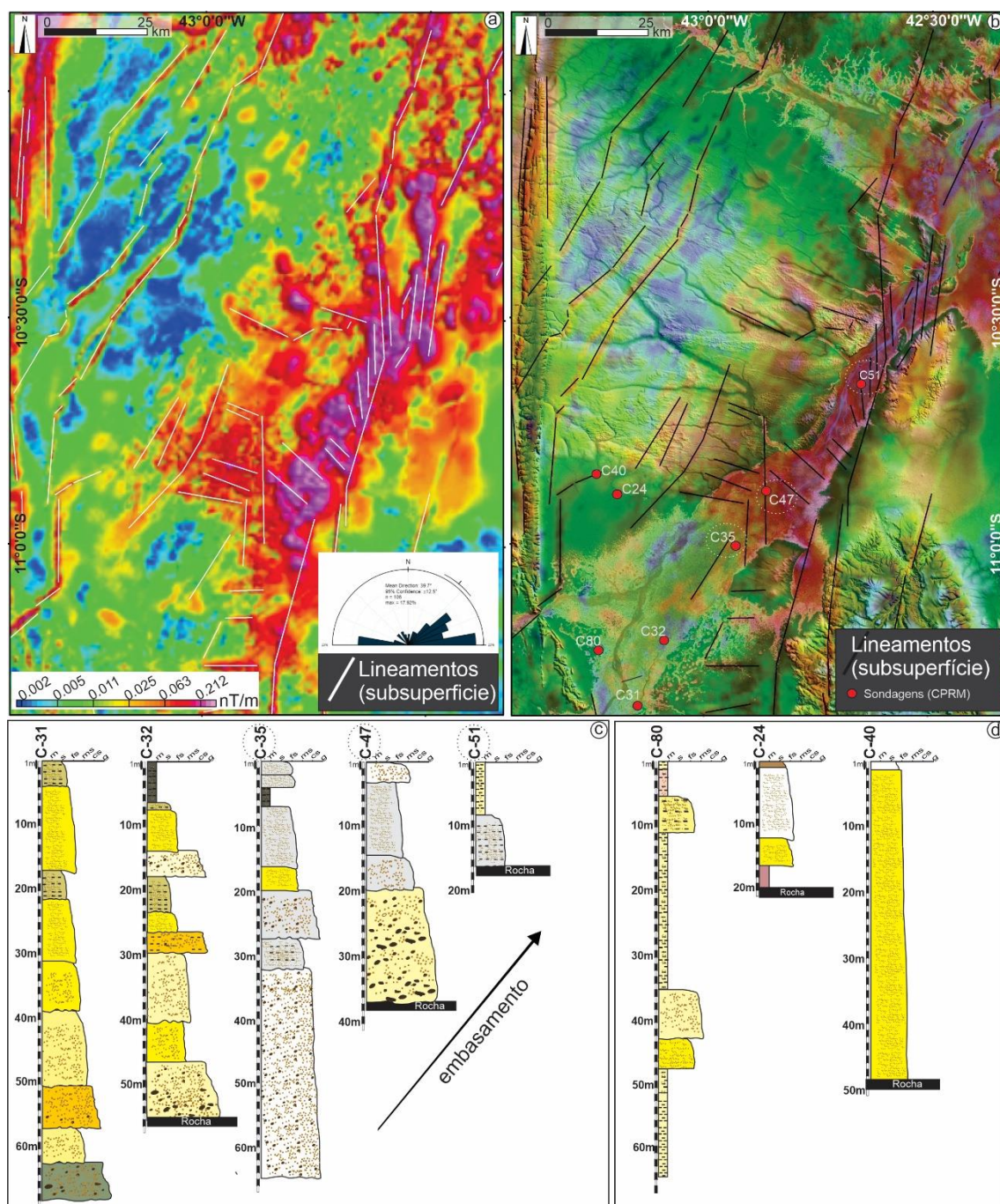


Figura 6.2: Evidências da estruturação da planície flúvio-eólica em subsuperfície. (a) Lineamentos de subsuperfície traçados sobre mapa de magnetometria de Amplitude do Sinal Analítico (modificado por CPRM, 2019). (b) MDE sobreposto por lineamentos e mapa derivado de magnetometria MDE. (c) Sondagens da planície aluvial indicando a redução da profundidade do embasamento rochoso entre as sondagens C-35, C-47 e C-51. Excelente correlação com área da planície em que exibe uma maior anomalia magnética. (d) Sondagens mostrando variação no tipo de sedimentação

A análise do mapa de suscetibilidade magnética combinado com as descrições de sondagem e sobrepostas ao modelo de terreno (Fig. 6.2b) revelam importantes aspectos da estruturação tectônica-sedimentar da área. Em vista disso, setores do sistema flúvio-eólico onde ocorrem altos valores de anomalia magnética seriam indicativos do embasamento rochoso mais próximo da superfície. A correspondência de valores

elevados de anomalias magnéticas e rochas que afloram no campo eólico reforçam essas evidências.

Portanto, a paleotopografia coberta por depósitos eólicos e fluviais parece estar mais rasa nas áreas onde se formaram dunas *source-bordering* na margem da planície do São Francisco. Evidências deste embasamento rochoso mais próximo da superfície também foram observadas nas descrições de sondagens da planície aluvial de São Francisco. A Figura 6.2c mostra a variação da paleotopografia em dezenas de metros entre sondagens separadas a poucos quilômetros de distância. No poço C-51, adjacente às dunas mais elevadas, na zona de interação flúvio-eólica do Médio São Francisco, o embasamento rochoso está a aproximadamente 17m de profundidade da superfície. É uma área em que a planície é limitada lateralmente e, alguns quilômetros a jusante, a mesma é completamente estrangulada e caracterizada como um ponto nodal por controle geológico da planície aluvial do Rio São Francisco, o qual destaca a boa correlação com a variação da susceptibilidade magnética na área.

Descrições de sondagens na margem esquerda do Rio São Francisco (Fig. 6.2.d), local que apresenta leques aluviais na morfologia atual, mostram que o depósito é formado por espessos pacotes de argila (C-80), que podem significar a presença de lagos profundos nessa área. A presença de lineamentos em subsuperfície bem marcados nessa área são prováveis falhas, o que reforça a interpretação de lagos profundos de borda de falha.

Apesar das descrições não apresentarem muitos detalhes, quando combinados com dados de magnetometria, revelam características que devem ter influenciado no desenvolvimento da morfologia atual.

6.3 Corredores eólicos

A análise do campo eólico do médio São Francisco em larga escala mostra uma organização preferencial das principais geoformas em corredores de expansão. Dunas com padrões mais claros indicam, através da orientação das cristas, que o regime de ventos responsáveis pelo desenvolvimento do campo eólico ocorreu preferencialmente para NW e W. A progressão do campo eólico ocorreu em três corredores principais que se estenderam da margem esquerda do Rio São Francisco até o sopé da Serra do Estreito (Fig. 6.3A).

A faixa de expansão de tipos eólicos exibida na porção central do campo ratifica a organização do campo em três setores preferenciais. Neles, foram mapeados os sete principais padrões eólicos: dunas *Source-bordering*, Megadunas, dunas parabólicas

alongadas, lençol arenoso com blowouts, lençol arenoso distal, cadeias de dunas parabólicas dissipadas, rampa arenosa (Fig.6.3B).

A expansão do campo eólico ocorreu principalmente numa zona de interação flúvio-eólico com aproximadamente 65km de comprimento, entre os rios Icatu e Pimenteiras, ambos tributários do Rio São Francisco. Dunas elevadas do tipo *Source-bordering* se formaram na margem da planície do Rio São Francisco e caracterizam a zona onde iniciou a expansão dos corredores eólicos. Como mostrado na Figura 2, esta zona está localizada onde informações de subsuperfície indicam que o embasamento rochoso está mais raso.

Na porção sudoeste do campo eólico, drenada pelo Rio Icatu, ocorrem sequências de tipos eólicos que caracterizam o Corredor Eólico 1 (CE-1). As dunas estão estabilizadas e possuem cristas que indicam a orientação preferencial, a qual varia entre W e NW. A superfície entre a área proximal e distal desse corredor mostra uma significativa variação do nível topográfico regional. As dunas proximais, localizada as margens do Rio São Francisco, atingem uma superfície regional que está ~500m acima do nível do mar, e na sequência a W apresenta uma porção do corredor com nível topográfico 50m mais baixo, caracterizado por dunas parabólicas alongadas. Na parte distal, no sopé da Serra do Estreito, o relevo eólico supera 600m de altitude acima do nível do mar. A sequência principal (Fig. 6.3C) de tipos eólicos presentes nesse corredor é caracterizada pela ocorrência de dunas *Source-bordering* na zona proximal, seguido das dunas do tipo parabólicas alongadas na área de superfície rebaixada, posteriormente cadeias de Megadunas, lençóis arenosos com dunas *blowouts* e, no sopé da serra, uma expressiva acumulação eólica que classificamos como dunas de rampas. Associado a esse corredor, próximo à cidade de Barra, é encontrado uma área constituída por leques aluviais e lençóis arenosos que tiveram sedimentos provenientes da erosão dos depósitos eólicos do CE-1.

O Corredor eólico 2 (CE-2), com 90km de extensão e megaconstruções eólicas com cristas orientadas preferencialmente para NW (291°), representa a zona de expansão eólica mais notável do campo eólico do médio São Francisco. A grande parte da superfície regional desse corredor é superior a 500m. A largura do corredor (18-21km) é bem definida desde a zona proximal até o sopé da serra do Estreito. Na área de interação com a planície do Rio São Francisco, dunas *source-bordering* alcançam 140m em alguns pontos. A presença de Megadunas parabólicas é marcante na porção central. Este tipo eólico ocupa ~50% desta faixa de expansão. Portanto, a sequência de tipo eólico que

caracteriza esse corredor é constituída por dunas *Source-bordering*, Megadunas parabólicas, lençol eólico com dunas blowouts e cadeia de dunas parabólicas dissecadas.

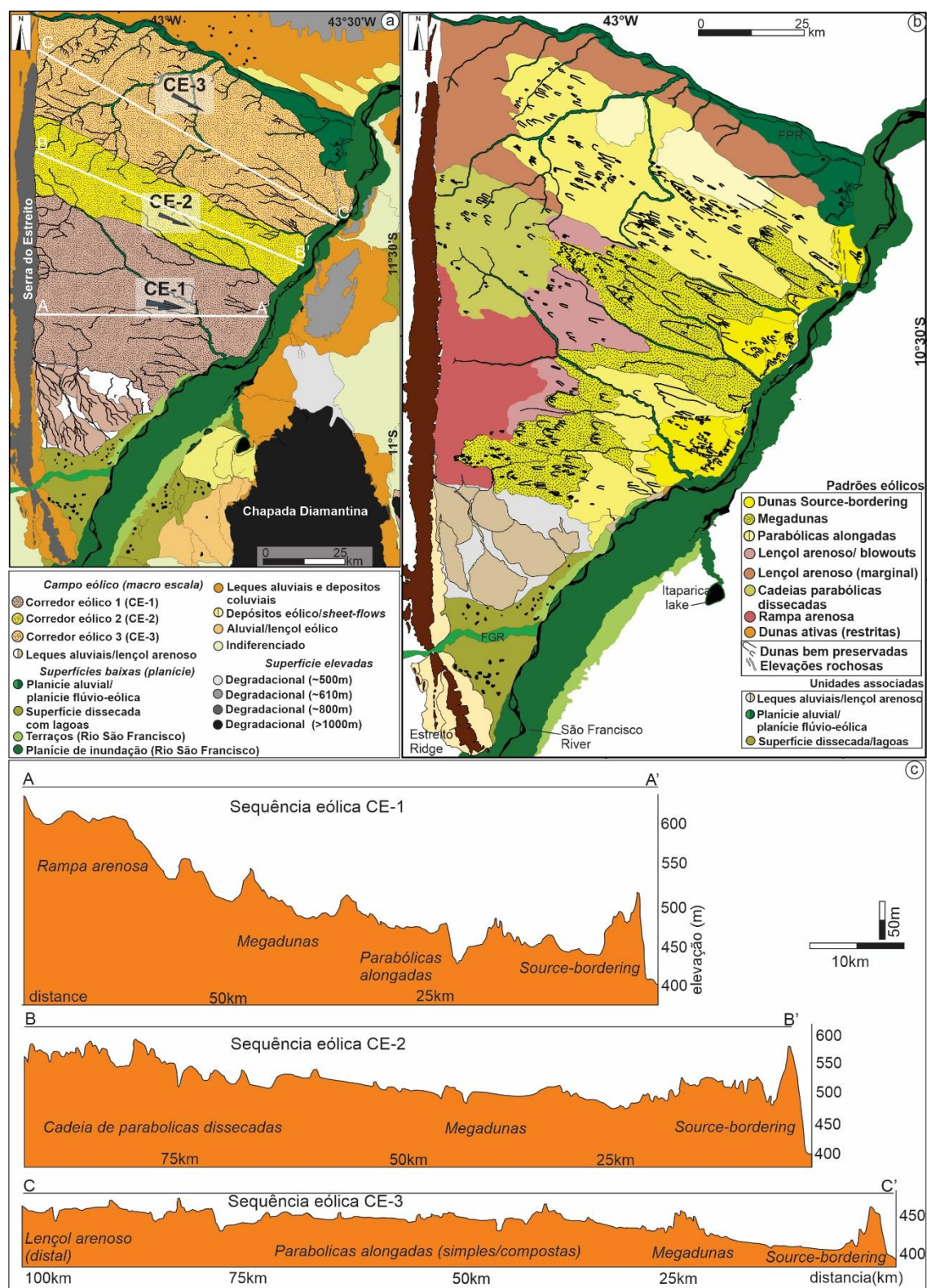


Figura 6.3: Caracterização geomorfológica (a) Mapa em larga escala das principais unidades da região da planície flúvio-eólica do médio São Francisco. Também mostra a compartimentação do campo eólico nos corredores de expansões principais. (b) Mapa geomorfológico dos principais padrões eólicos no campo de dunas do médio São Francisco. Adicionalmente unidades que representam os limites do campo eólico. (c)

Seções topográficas representativas dos diferentes corredores eólicos e sequência dos tipos de dunas predominantes.

No limite leste do campo eólico, caracterizamos o Corredor Eólico-3 (CE-3) o qual apresenta direção preferencial para NW (297°). É a mais longa zona de expansão eólica (~105km) do campo eólico do Médio São Francisco. Também é o corredor com superfície topográfica regional relativamente mais baixa, inferior a 470m de altitude. O corredor é dominado por dunas parabólicas alongadas simples e compostas. Algumas elevações rochosas pré-cambrianas (Complexo Xique-xique) com superfície a ~60m acima do nível da planície local, ocorrem na zona de dunas *source-bordering* na zona proximal. Apesar de apresentar elevações consideráveis, as dunas proximais são relativamente muito mais baixas que as encontradas nos outros dois corredores. A sequência de tipos eólicos desse corredor pode ser definida por dunas *source-bordering* escalando elevações rochosas, dunas parabólicas alongadas e lençóis arenosos eólicos no sopé da Serra do Estreito.

Um grande conjunto de dunas parabólicas alongadas é exibido numa área da porção distal do CE-3. Paralelo a essa área, no corredor eólico central, também predomina a associação de cadeias de dunas parabólica. Ao analisar o modelo de elevação combinado com imagens de radar e as evidências de falhas com *trends* de SW-NE, é observado evidências de que essas formações na zona médio-distal sofreram influência do controle estrutural e topográfico local, distinto da maior área do campo.

6.4 Padrões eólicos

6.4.1 *Source-bordering Dunes*

Expressivas dunas eólicas presentes na margem do campo eólico que interage com a planície fluvial do Rio São Francisco foram classificadas como dunas *Source-bordering*. Dunas que mostram geoformas com frente eólica bastante elevada e um desenvolvimento quase que transversal, paralelas à planície fluvial (Fig. 6.4). O padrão *source-bordering* é chave para investigação dos mecanismos de interação entre sistemas eólicos e fluviais (BULLARD e LIVINGSTONE, 2002; MAROULIS *et al.*, 2007 e outros). Dunas semelhantes têm sido reportadas em margens de grandes lagos de ambientes áridos e semiáridos (BULLARD e MCTAINSH, 2003). O termo *source-bordering* também tem sido aplicado a dunas associadas a grandes planícies aluviais da América do Sul, como no mar de areia do Llanos del Orinoco e em campos de dunas do Gran Chaco (LATRUBESSE, *et al.*, 2012).

Notavelmente, o mecanismo para a formação das dunas *source-bordering* é baseado na interação direta com a planície do Rio São Francisco. Assim, devem caracterizar os estágios de desenvolvimento das formas dunares que serviram de base para a expansão do campo eólico do médio São Francisco. A frente eólica dessas dunas supera dezenas de metros de altura. A sotavento da elevada frente eólica, observamos uma superfície relativamente mais baixa com aspecto de faixas transgressivas de crescimento eólico sobrepostas por pequenas dunas parabólicas aninhadas. No mínimo dois níveis de desenvolvimento eólico estão claramente identificados nas morfologias. O primeiro estágio é caracterizado por faixas eólicas com aspectos transgressivos, com cerca de 2 km de comprimento, espaçadas entre si por faixas eólicas relativamente mais baixas. Superimpostas a estas geoformas principais ocorrem sequências com pequenas dunas parabólicas coalescentes ou dunas blowouts. Algumas dunas atingem 500m de comprimento e 20m de altura.

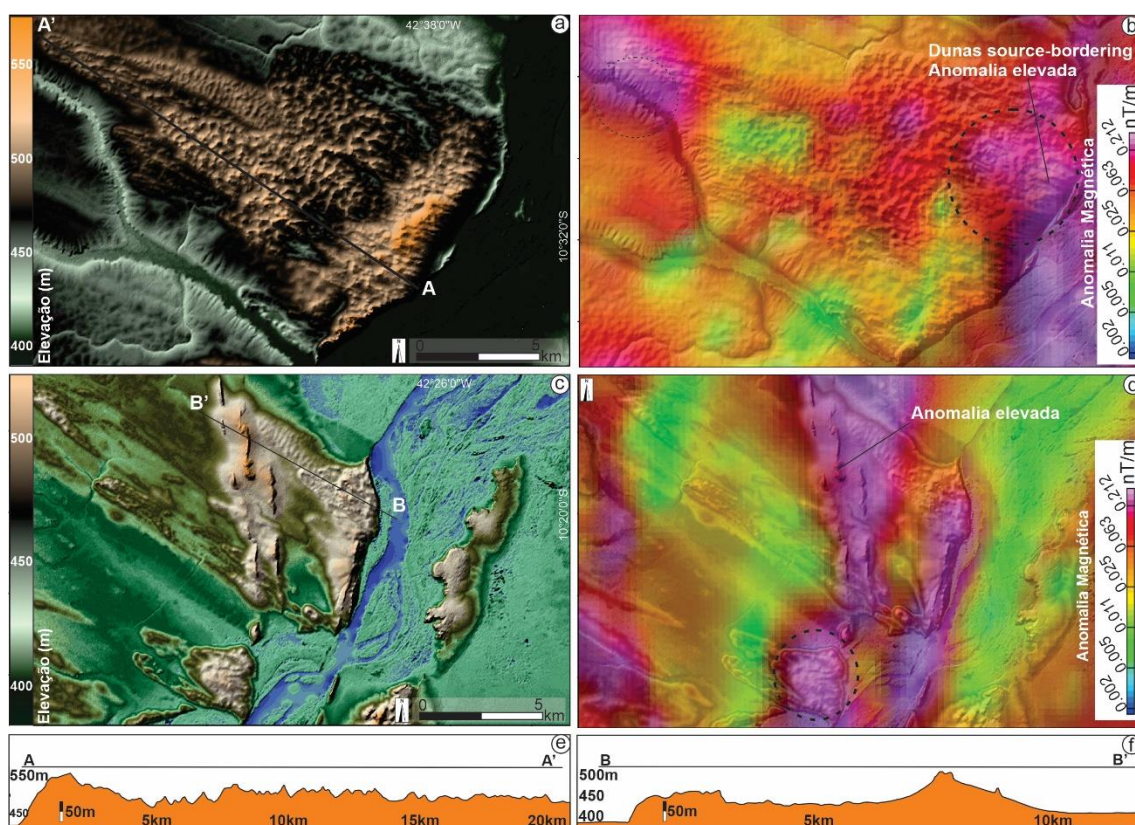


Figura 6.4: Características das dunas *source-bordering*. (a) MDE da unidade de duna *source-bordering* no CE-2. (b) Imagem combinada do MDE e mapa de anomalia magnética apresentando boa correlação nos setores mais elevados da duna *source-bordering* e maiores índices de anomalia. (c) MDE da duna *source-bordering* do CE-3. (d) Imagem combinada (MDE-mapa de anomalia magnética) mostrando que os locais onde afloram cristas rochosas elevadas tem correspondência com alto índice magnético. (e) seção topográfica da duna *source-bordering* do CE-2. (f) seção topográfica da *source-bordering* no CE-3.

No CE-1, quatro sequências com características transgressivas podem ser observadas. A frente dunar atinge 120m de altura, seguidos de três faixas dunares transgressivas que superam 70m altura, ambos em relação ao nível da planície do Rio São Francisco. Sobrepostas a essas sequências, percebem-se dunas blowouts e pequenas dunas parabólicas aninhadas com 500 a 700m de comprimento. Particularmente nesse corredor, ocorrem dunas parabólicas alongadas em algumas áreas baixas que separam as zonas que consideramos de primeiro nível.

No CE-2, a faixa dunar frontal da duna *source-bordering* tem elevação superior a 140m (Fig. 6.4e) em relação à planície do São Francisco. Na figura 6.4a fica claro quatro faixas dunares transgressivas. As dunas sobrepostas a essas faixas variam de 20 a 25m de altura a 400-700m de comprimento. A borda sotavento é caracterizada por dunas parabólicas mais alongadas (1000-1200m de comprimento) e com menores variações altimétricas.

No CE-3, dunas *source-bordering* estão intercaladas ou sobrepondo partes de elevações rochosas alinhadas que afloram no corredor (Fig.6.4.c). Três sequências discretas de faixas dunares de primeiro nível foram desenvolvidas. A frente dunar alcança 60m de altura e as dunas parabólicas que sobrepõem as dunas de primeiro nível variam de 15-18m de altura. A partir da combinação de dados de anomalia magnética e imagens de satélites é notável que as elevações rochosas intercaladas com as dunas *source-bordering* apresentam altos índices magnéticos (Fig. 6.4d). Ao analisar a combinação desses dados nas dunas *source-bordering* dos outros corredores, verificamos que há uma excelente correlação entre a área mais elevada das dunas com alto índice de anomalia magnética (Fig. 6.4b).

6.4.2 Megadunas

Geoformas eólicas que atingem elevadas dimensões (quilômetros de largura e comprimento e dezenas de metros de altura), geralmente formadas por superimposição de dunas menores, com padrão similar (dunas compostas) ou distinto (dunas complexas), têm sido classificadas como Draas ou Megadunas (HAVHOLME e KOCUREK, 1988; MCKEE, 1979; PYE e TSOAR, 2009). O termo “megadunas” também tem sido utilizado para indicar que o campo eólico teve uma longa história de desenvolvimento, caracterizada por vários períodos de formações e reativações dunares, o que responde pela construção de dunas gigantes (LANCASTER, 1992).

Megadunas parabólicas formadas pela sobreposição de dunas menores são as geoformas mais características do Médio São Francisco, e domina a parte central do campo eólico. O padrão parabólico dessas megaconstruções está preservado em todos os corredores eólicos. No entanto é no CE-2 onde as grandes dunas parabólicas tem o padrão melhor definido (Fig. 6.5a). Nesse corredor, Megadunas parabólicas superam 10km de comprimento e 2,5km de largura. A altura da crista da duna em relação à área de deflação varia entre 30 e 40m de altura. Dunas parabólicas relativamente baixas (~10m) e com aproximadamente 1km de comprimento se desenvolveram na bacia de deflação, sobrepondo os braços e face barlavento (Fig. 6.5b). Aumento gradual da altura dessas dunas é observado nos locais em que essas truncam a parte superior do depósito a sotavento das megadunas.

A ocorrência de uma Megaduna parabólica do tipo digitada, com mais de uma face sotavento, é marcante no CE-2. Esta apresenta extensos braços de arrasto (~9km) e ampla largura da bacia de deflação (~10km). A altura da crista supera 20m de altura. Pequenas dunas parabólicas, com até 5m de altura, compõem a área da bacia de deflação.

A forma digitada encontrada na Megaduna parabólica é típica de áreas onde ocorreram pequenas variações na direção do vento preferencial, combinada com a presença de vegetação ou obstáculos topográficos. Lineamentos do arcabouço rochoso da porção em que se formou este tipo de duna mostram correspondência com a posição da crista da duna digitada. Logo, é possível que nessa área a derivação do padrão tenha ocorrido devido à atuação da barreira topográfica combinada com regime de vento e disponibilidade adequada para o desenvolvimento eólico.

No CE-1, as Megadunas encontradas estão levemente dissecadas. A partir do MDE, é possível observar o padrão original do tipo parabólica e que as megadunas podem ter sido truncadas devido ao pouco espaço disponível para sua progressão nesse corredor eólico. Assim tem-se formado megaconstruções eólicas que variam entre 11-18km de comprimento e 40-60m de altura. Dunas parabólicas menores se desenvolveram sobrepostas as megaconstruções, as quais variam entre 15-25m de altura. Já no CE-3, as megadunas são menos expressivas em termos de dimensão e ocupam uma área mais próxima da planície do São Francisco. Essas apresentam no máximo 6 km de comprimento, 3 km de largura e 30m de altura. A formação de megadunas a sotavento das elevações rochosas residuais que afloram desse corredor mostra uma bacia de deflação que caracteriza a mais baixa superfície regional de erosão associada à formação de megadunas (~405m).

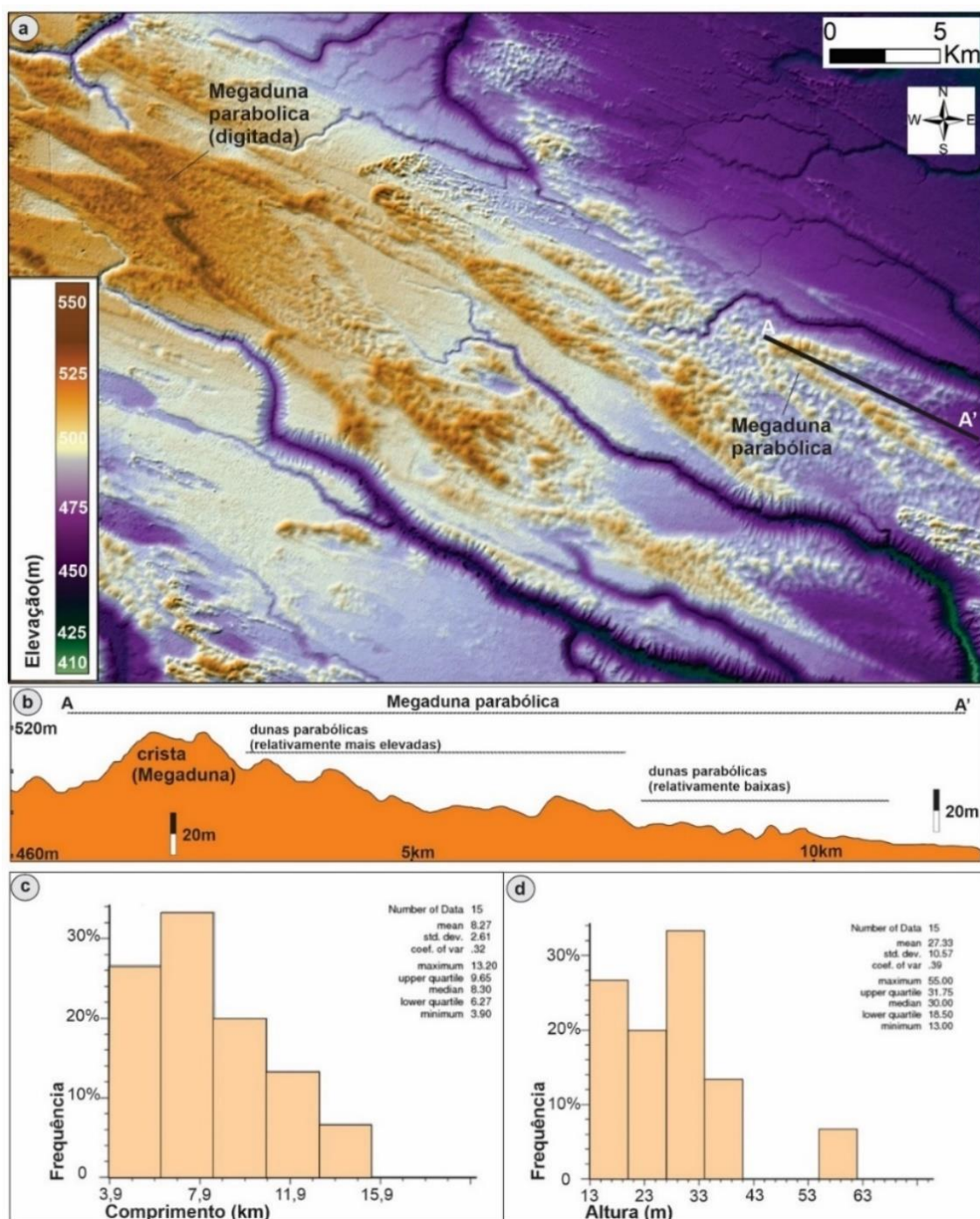


Figura 6.5: Características das Megadunas parabólicas. (a) MDE da zona central do CE-2, destacando a variação no tipo de duna parabólica; (b) Perfil topográfico representativo de uma Megaduna que exibe a claramente a superimposição de dunas menores sobre a duna principal e que tendem a aumentar as dimensões à medida que se aproxima da crista. (c) Dados da frequência do comprimento de megadunas bem preservadas; (d) Histograma mostrando a altura preservada nas megadunas parabólicas.

Análises estatísticas (Fig.6.6) indicaram alguns limites dimensionais mínimos que podem ser usados para caracterizar as Megadunas do campo eólico do Médio São Francisco (largura > 1,5 km; comprimento > 3 km; altura > 20m). Também foram classificados como Megadunas as construções eólicas em cadeias de megadunas.

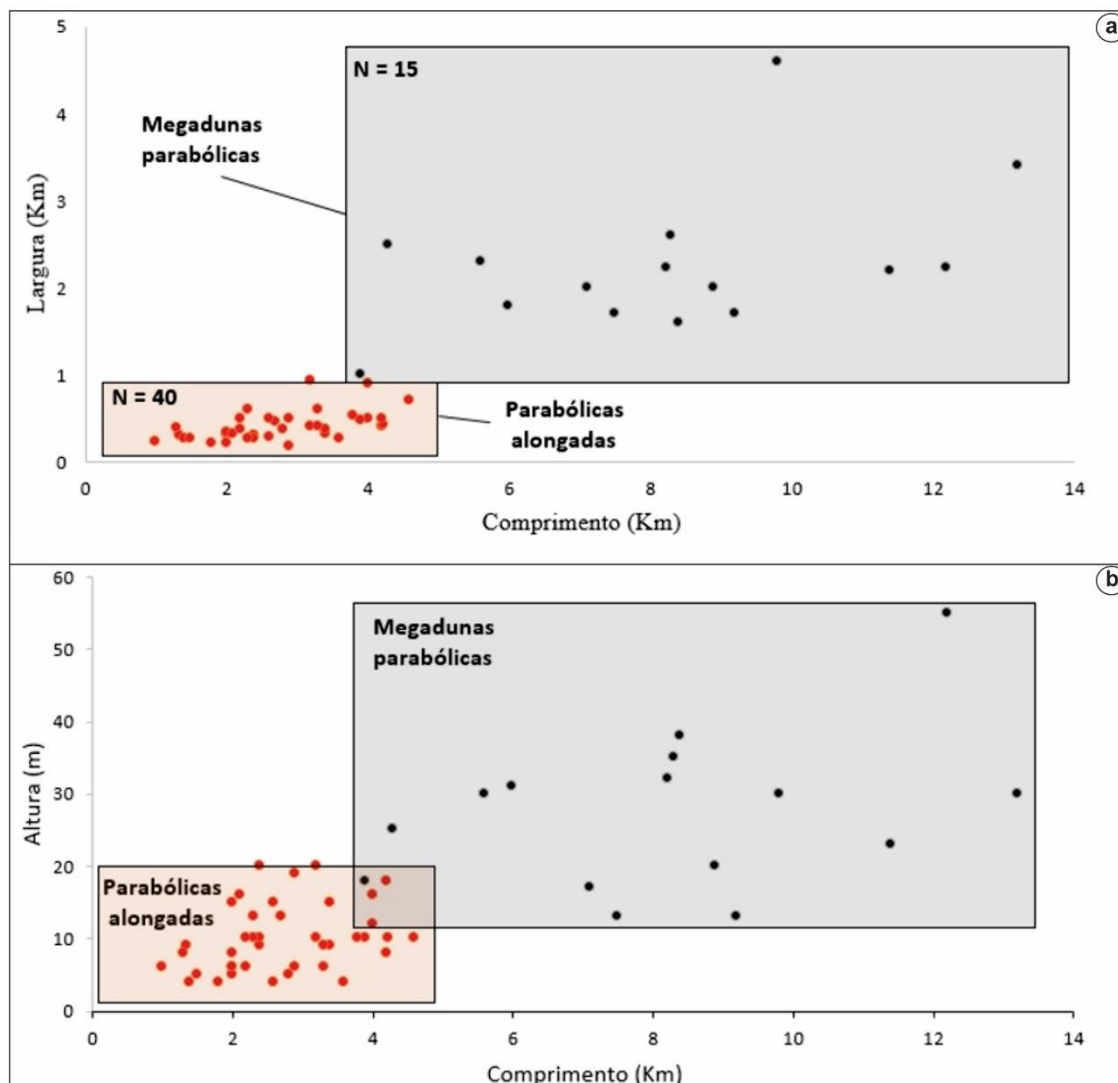


Figura 6.6: Gráfico mostrando a relação de altura e comprimento entre as dunas parabólicas alongadas e megadunas parabólicas (A) e a relação comprimento e largura no gráfico (B).

6.4.3 Dunas parabólicas alongadas

Dunas parabólicas alongadas simples e compostas são padrões marcantes do campo de dunas do Médio São Francisco (Fig. 6.7), principalmente por se estender por grande área no CE-3. A razão comprimento/largura aplicada em medidas obtidas de 40 dunas parabólicas alongadas presentes em CE-3, revelaram que essas apresentam predominantemente valores >3 (Fig.6.7 g/h). Portanto, mostrando que essas dunas estão de acordo com os critérios propostos por Pye (1993) para caracterizar dunas parabólicas do tipo alongadas.

Dunas parabólicas alongadas raramente tem sido encontrada em campos eólicos do interior continental (*inland*). Estas tem sido encontrada mais comumente em áreas costeiras (HALFEN *et al.*, 2010; YAN e BAAS, 2015). Na América do Sul observamos, num levantamento preliminar de áreas que ocorrem dunas parabólicas, que este tipo de

geoformas alongadas também podem ser identificadas no campo de Llanos del Orinoco na Venezuela (CLAPPERTON, 1993; ROA MORALES, 1979). Em outros continentes, podem ser destacado as dunas parabólicas alongadas no deserto do Thar na Índia e Paquistão (WASSON *et al.*, 1983).

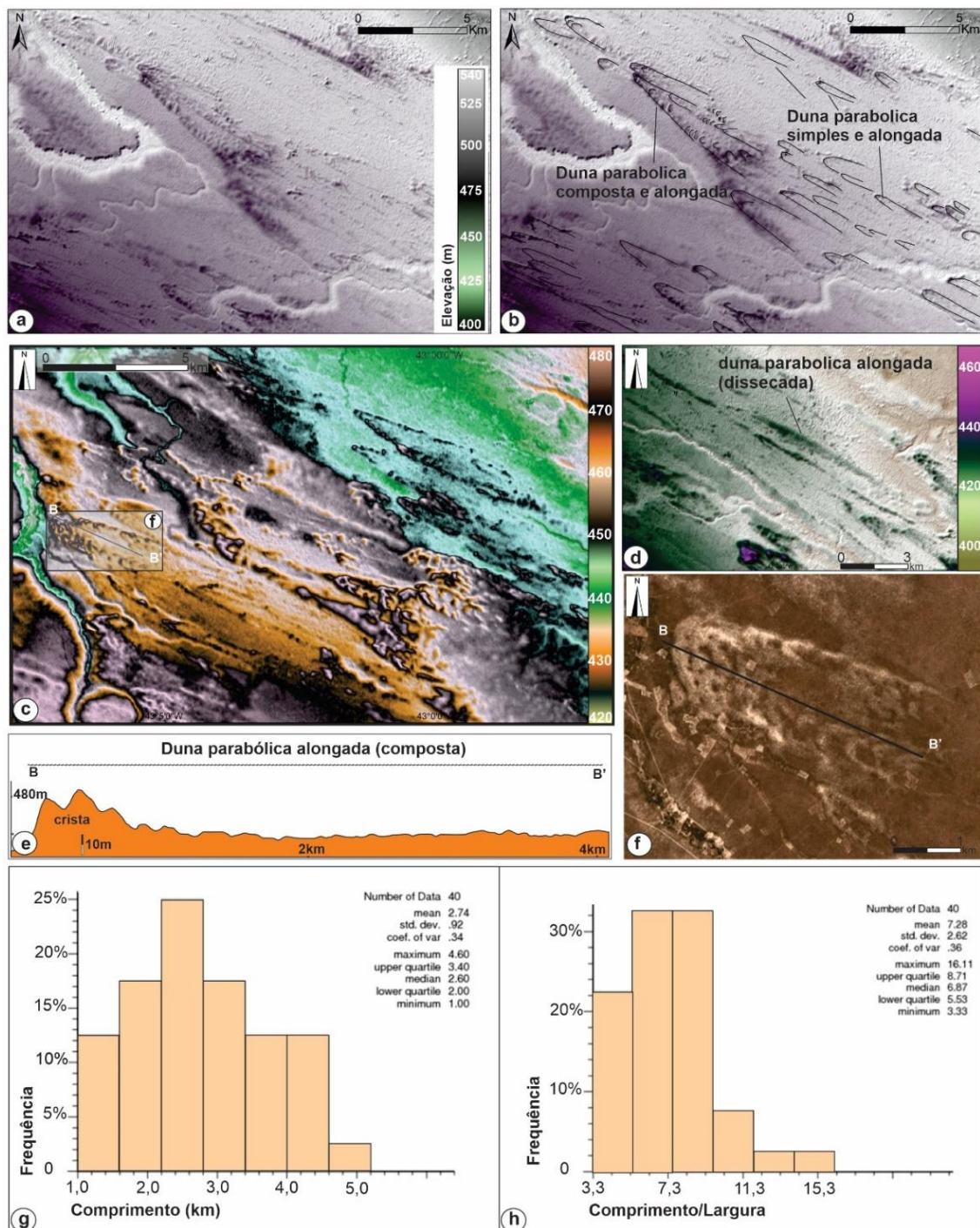


Figura 6.7: Dunas parabólicas alongadas. (a/b) MDE destacando os tipos de parabólicas alongadas identificadas (simples e compostas); (c) MDE mostrando o predomínio de duna parabólica composta na zona em que o CE-3 está em contato com o CE-2; ((d) (a) MDE realçando geoformas adquiridas por dunas parabólicas alongadas que foram dissecadas na margem do corredor em que está em contato com a planície do rio Pimenteiras; (f) Imagem PlanetScope (3m de resolução) de uma duna parabólica composta no CE-3; (g) Histograma mostrando a frequência do comprimento das dunas analisadas; (h) Histograma mostrando a relação comprimento/largura utilizado para caracterizar as dunas parabólicas alongadas.

O conhecimento acerca dos fatores que governam o desenvolvimento das dunas parabólicas alongadas tem sido baseado na análise de dunas costeiras, principalmente na zona costeira da Austrália (PYE, 1993; PYE e TSOAR, 2009). Assim, a formação deste padrão tem sido explicada pela alternância de períodos de considerável precipitação e consequentes inundações seguidos de intervalos de secas com fortes ventos, sendo essa variação no clima crucial para o alongamento das dunas. Portanto, o fato de as dunas parabólicas alongadas do campo do Médio São Francisco constituírem os setores topograficamente mais baixos da planície eólica, é possível que o nível freático esteja mais próximo da superfície e apresente papel decisivo no desenvolvimento do padrão alongado. Embora seja necessário estudos mais detalhados no setor principal de desenvolvimento destes tipos de dunas no campo do Médio São Francisco.

As dunas parabólicas alongadas simples do tipo *harpin*, com o nariz em forma de “V”, ocorrem de forma expressiva na parte central e distal do CE-3 (Fig. 6.7 a/b) variando entre 5-10m de altura. Já as dunas do tipo compostas superam facilmente os 10m de altura. Estas ocorrem principalmente margeando o CE-2 (Fig. 6.7c/f), onde ocorre uma maior disponibilidade de sedimento. Em contraste, na porção leste do CE-3, as dunas simples são predominantes, variando de 1,5 a 4,5km de comprimento.

Dunas parabólicas alongadas bastantes dissecadas foram observadas com morfologia quase que lineares (Fig. 6.7d) na margem do CE-3. Aparentemente, áreas com baixa disponibilidade de sedimentos próximas da planície do Rio Pimenteirias estão distribuídas espacialmente de formas isoladas. Apresentam, em média, 5m de altura e comprimento, variando de 3-6km. Outro fator que deve ter contribuído para o desenvolvimento dessas geoformas é a presença de sedimentos mais finos da planície aluvial, o que limitou a disponibilidade de sedimentos.

6.4.4 Lençóis arenosos com dunas Blowout

Extenso lençol arenoso com dunas blowouts se estende por vasta área da porção central do campo eólico, principalmente entre os CE-1 e CE-2 (Fig. 6.8a), e em áreas entre as Megadunas e as acumulações eólicas distais (ex. rampa arenosa). Esta unidade, posicionada entre 490-500m deve representar uma importante superfície regional do campo eólico. Na figura 6.8a/b são apresentados perfis topográficos que caracterizam bem essa unidade. O lençol arenoso é uma característica marcante de margens de campos eólicos ou de áreas que sofrem influência de condições ambientais (ex. lençol freático e

inundações) que impedem o desenvolvimento de dunas (FRYBERGER *et al.*, 1979; KOCUREK e NIELSON, 1986)

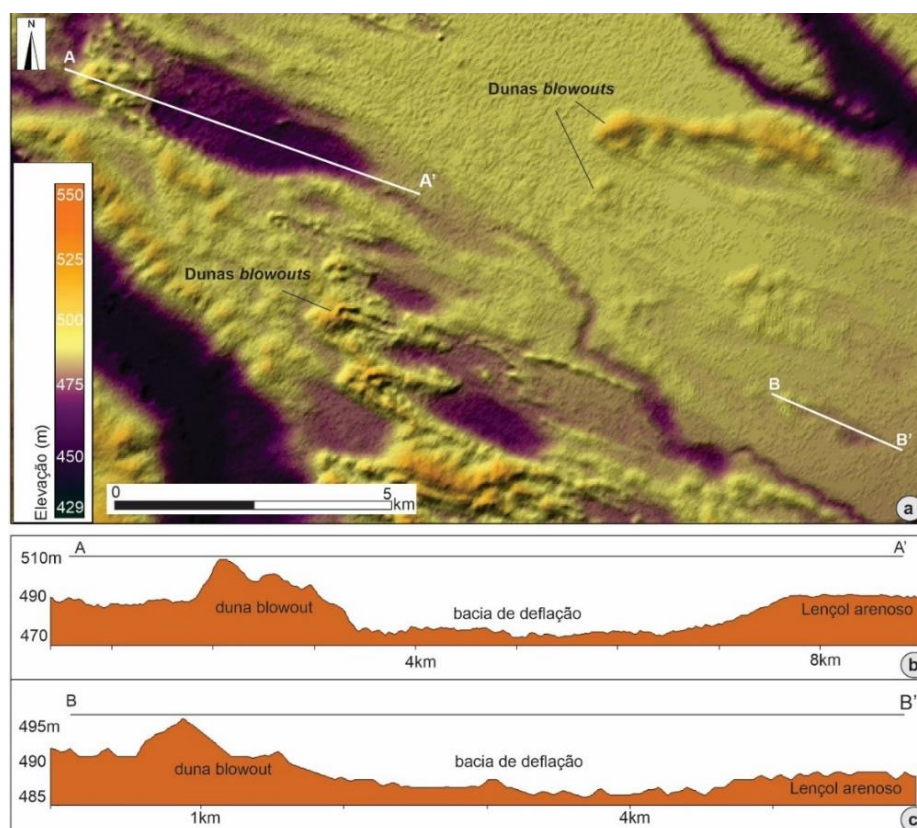


Figura 6.8: (a) MDE mostrando a superfície plana e extensa do lençol arenoso marcado por relevos mais elevados ou negativos gerados pelo processo de formação de dunas blowouts. (b) Perfil topográfico de uma elevada duna blowout, no qual a bacia de deflação funciona como uma lagoa temporária em períodos de chuva. (c) Perfil topográfico de uma duna blowout pouco expressiva no relevo.

A maior parte das bacias de deflação das dunas *blowouts* analisadas apresentam profundidades que variam entre 3-10m, entretanto em alguns locais podem atingir até 15m de profundidade e até 2km. Também é observado que várias dunas *blowouts* já apresentam elementos que devem ser classificados como dunas parabólicas. Na parte marginal do CE-3, apesar de ser verificada uma vasta área composta por lençol eólico, nesses não foram identificados elementos associados.

A formação das dunas *blowouts* é iniciada por processo de erosão em depósitos arenosos pré-existent, o que provoca uma depressão no terreno, seguida de deposição sedimentar às margens da depressão, construindo um lobo deposicional que tende a evoluir para a forma parabólica (GARES e NORDSTRON, 1995; HESP, 2002; HUGENHOLT e WOLF, 2006; HUGENHOLT e WOLF, 2009). Fatores como variabilidade climática, topografia, vegetação e a velocidade do vento determinam o tamanho e a forma das dunas *blowouts* (ABHAR *et al.*, 2015). Essa geoforma está presente em campos de Megadunas parabólicas na planície Pampeana, na Argentina

(TRIPALDI *et al.*, 2018), e tem sido entendida como possível estágio inicial de desenvolvimento de duna parabólica (HESP e PRINGLE, 2001; YAN e BAAS, 2015).

6.4.5 Rampas arenosas, Cadeia de dunas parabólicas dissipadas e lençol arenoso

Rampas arenosas formadas no sopé da Serra do Estreito caracterizam a parte distal do CE-1. Na figura 6.3c mostramos uma seção topográfica, na qual é destacada a altura significativa em relação a outras partes do campo e uma superfície do topo relativamente plana. Esse é um tipo de duna topográfica com evolução geomórfica complexa devido ao truncamento de depósitos de encostas (ex. leques aluviais e colúvios) como encontrado no Deserto do Mojave (LANCASTER e TCHAKERIAN, 1996; PEASE e TCHAKERIAN, 2003) no Oriente Médio (THOMAS, *et al.*, 1997) e mais recente no sudeste da Namíbia (ROWEL *et al.*, 2018).

No CE-2, a porção distal é caracterizada por uma cadeia de dunas parabólicas que em grande parte estão dissipadas (Fig.6.9b). Algumas dunas que exibem a forma parabólica mais preservada mostram altura entre 10-15m. Fato bastante curioso é que o desenvolvimento da cadeia de dunas parabólicas está inserido numa zona de *trends* de lineamentos magnéticos perpendiculares à orientação de expansão do campo eólico. Portanto, uma forte evidência de que o desenvolvimento e preservação dessas cadeias dunares distais tenham ocorrido por fatores climáticos e morfotectônicos. Também é interessante notar que a zona distal do CE-3, passa a ser caracterizada por um vasto lençol arenoso a sotavento dessa zona de lineamentos. Na porção entre os lineamentos ocorre uma grande concentração de dunas parabólicas alongadas. Na figura 6.9d é mostrado uma imagem de radar (Alos Palsar), onde pode se inferir o condicionamento diferenciado do campo eólico nessa zona, com o provável condicionamento morfotectônico na parte distal dos corredores 2 e 3.

6.5 Datações LOE

A cronologia dos principais estágios de desenvolvimento do campo eólico foi revelada a partir dos resultados de 18 datações por luminescência óptica (Tabela 1). No geral, foram investigadas sete diferentes unidades. Amostras foram datadas em distintos padrões encontrados no contexto do corredor eólico 1 e nos depósitos que estão relacionados a esse corredor. Resultados do cálculo da taxa de dose apresentaram valores bastante baixos, o que é forte indicativo de uma grande maturidade dos sedimentos que compõem o campo eólico.

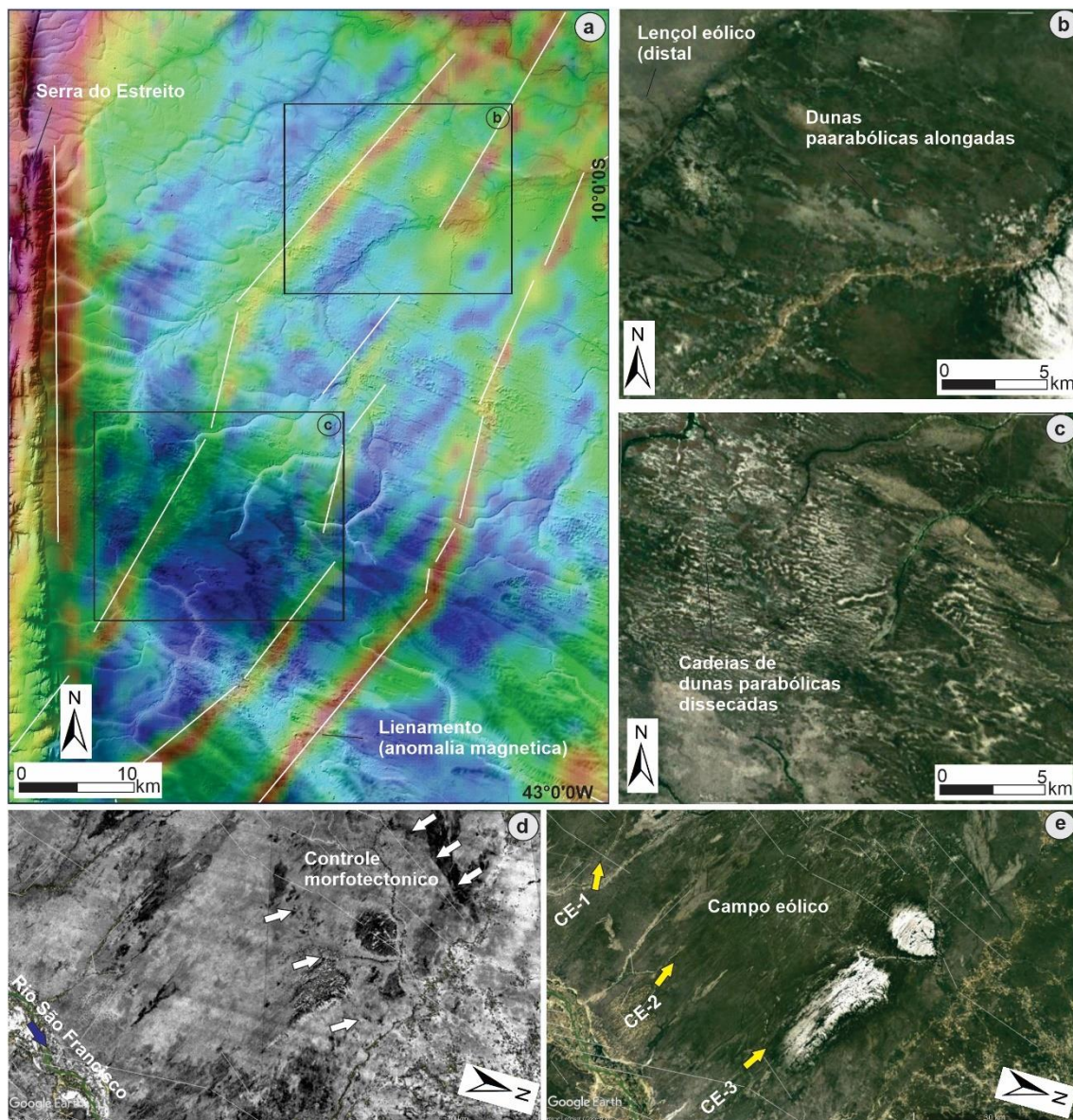


Figura 6.9: Evidências de controle morfotectônico na zona distal do campo eólico. (a) Imagem combinada (MDE e mapa de anomalia magnética), destacando o paralelismo dos lineamentos na porção distal do campo eólico. (b) Imagem Google Earth destacando a concentração de dunas parabólicas alongadas numa faixa entre lineamentos; (c) Imagem Google Earth de uma área com cadeias de dunas parabólicas dissecadas. (d) Imagem de radar *Alos Palsar* revelando uma estruturação perpendicular (setas) a direção de expansão do campo eólico que tem excelente combinação com os lineamentos indicados na zona distal (e).

A maior parte das datações foi realizada em amostras obtidas em profundidades superiores a 3m. Assim, permitiu obter resultados que configuram um quadro geocronológico de atividades eólicas que ocorreram predominantemente no período Pleistoceno. As idades apresentam indicativos de que intensas atividades eólicas ocorreram durante o período Pleniglacial médio, no qual mais de 50% das datações ocorreram no intervalo entre 45 e 50ka. Em três áreas específicas, duas em Megadunas e a outra em cadeias parabólicas dissecadas distais, foram datadas amostras em dois níveis de profundidade e mostrou uma excelente congruência nos resultados.

Tabela 1. Localização, taxa de dose anual, paleodoses e idades obtidas em sedimentos de diferentes contextos geomorfológicos.

Amostra	Lat (S)	Long(W)	Contexto morfosedimentar	Prof.(m)	Taxa de Dose(Gy/ka)	Dose Equiv. (Gy)	Idade LOE (Ka)
BA-02a	10° 22' 30,27"	43° 15' 35,21"	Cadeia de parabólicas dissipadas	5,3	0.29 ± 0.03	19.3 ± 0.7	65.9 ± 6.3
BA-02b	10° 22' 30,27"	43° 15' 35,21"	Cadeia de parabólicas dissipadas	3,4	0.23 ± 0.01	14.3 ± 0.9	61.7 ± 5.2
BA-01	10° 24' 8,26"	43° 17' 41,50"	Paleosolo (?)	2	0.30 ± 0.02	10.1 ± 0.9	33.4 ± 3.6
BA-05	11° 5' 1,63"	43° 7' 41,47"	Terraço aluvial	2,6	1.09 ± 0.04	121 ± 9	112 ± 9
FRS-04	10° 48' 55,09"	42° 52' 7,56"	Aluvial-eólico	38	0.37 ± 0.02	40.3 ± 2.5	$108 \pm 9^*$
XX-02	10° 51' 55,85"	43° 10' 33,50"	Paleosolo	3,7	0.34 ± 0.01	12.9 ± 1.0	37.5 ± 3.3
XX-03a	10° 46' 44,59"	43° 14' 49,32"	Megaduna	4	0.28 ± 0.02	14.9 ± 1.1	54.0 ± 5.9
XX-03b	10° 46' 44,59"	43° 14' 49,32"	Megaduna	3	0.26 ± 0.02	10.7 ± 0.2	40.8 ± 3.0
XX-04	10° 45' 12,38"	43° 11' 34,42"	Megaduna	3,4	0.22 ± 0.02	11.3 ± 0.6	52.4 ± 4.7
XX-5a	10° 43' 12,51"	43° 9' 36,07"	Megaduna	3,4	0.20 ± 0.02	10.9 ± 0.9	54.9 ± 6.9
XX-05b	10° 43' 12,51"	43° 9' 36,07"	Megaduna	2	0.21 ± 0.02	9.3 ± 1.4	44.0 ± 7.5
XX-06	10° 37' 22,99"	43° 6' 12,34"	Megaduna	3,2	0.27 ± 0.02	11.7 ± 1.2	42.9 ± 5.6
XX-07	10° 34' 3,32"	43° 6' 42,15"	Lençol arenoso com <i>blowouts</i>	3,3	0.21 ± 0.01	16.3 ± 1.5	77.6 ± 8.6
XX-09	10° 55' 4,18"	43° 10' 10,72"	Leque aluvial/lençol arenoso	3,3	0.11 ± 0.01	12.7 ± 0.9	63.6 ± 7.8
XX-10	10° 53' 14,93"	42° 58' 56,21"	Lençol arenoso	3,2	0.24 ± 0.02	8.4 ± 0.7	35.1 ± 4.4
XX-12	10° 52' 24,89"	42° 58' 7,89"	Sheet flow/(?)	6	0.32 ± 0.02	72.6 ± 4.4	227 ± 20
XX-13	10° 49' 59,24"	42° 56' 29,90"	Lençol arenoso	3,3	0.29 ± 0.02	15.1 ± 1.7	51.5 ± 6.8
XX-14	10° 48' 46,87"	42° 56' 38,26"	Parabolic elongated	3,3	0.32 ± 0.02	13.0 ± 1.1	40.2 ± 4.4

6.6 Morfoestratigrafia e Cronologia

Resultados das datações por luminescência combinados com investigação da morfoestratigrafia de diferentes unidades revelam que a morfologia preservada é resultado principalmente do empilhamento sedimentar de estágios eólicos que ocorreram entre o MIS 5 e MIS 3. A idade mais velha (amostra XX-12) indicou deposição no Pleistoceno Médio. Todavia, é um resultado isolado em que não foram identificadas evidências suficientes para interpretar claramente o tipo de ambiente deposicional. A amostra foi coletada a 6m de profundidade, em afloramento de voçoroca de um depósito com superfície em que datamos dunas parabólicas alongadas. Constituído por areia fina, alaranjada e com um pequeno teor de sedimentos mais finos, apresentou características bastante peculiares em relação as outras áreas. Pode ser um depósito de sheet flow mais antigo, entretanto ainda são necessárias mais evidências de campo para interpretar esse depósito de forma consistente.

Devido à complexidade da região estudada, apresentaremos os resultados em dois recortes morfoestratigráficos e cronológicos. No primeiro, resultados das datações da zona proximal, área de intenso processo flúvio-eólico onde ocorreu o desenvolvimento de dunas *Source-borderings*. No segundo, foram detalhados as morfoestratigrafias e cronologias das geoformas que tiveram desenvolvimento na parte interna do campo eólico (Megadunas, dunas parabólicas alongadas, cadeias parabólicas dissecadas e o lençol arenoso com dunas blowouts). Descrições morfosedimentares dos locais em que foram realizadas sondagens e seus respectivos resultados de datação estão ilustrados na figura 6.10.

6.6.1 Sistema flúvio-eólico: Terraço aluvial e dunas *Source-bordering*

Datação de um terraço aluvial com superfície posicionada a ~5m acima do nível da planície do Rio São Francisco atual revelou que importante atividade fluvial ocorreu no último interglacial pleistocênico ($112 \pm 5,2\text{ka}$). O terraço é composto predominantemente por argila bastante compacta, intercalada com algumas fácies de argila arenosa. Esse é um provável registro sedimentar do período em que ocorreu a incisão fluvial e formação do cinturão da paisagem atual.

Evidências morfoestratigráficas de depósitos de interação flúvio-eólico numa área localizada a poucos quilômetros, a jusante desse terraço, podem dar uma boa base de informação para entender os mecanismos de desenvolvimento de dunas *source-bordering* como das sequências cronológicas posteriores à incisão e abandono do terraço.

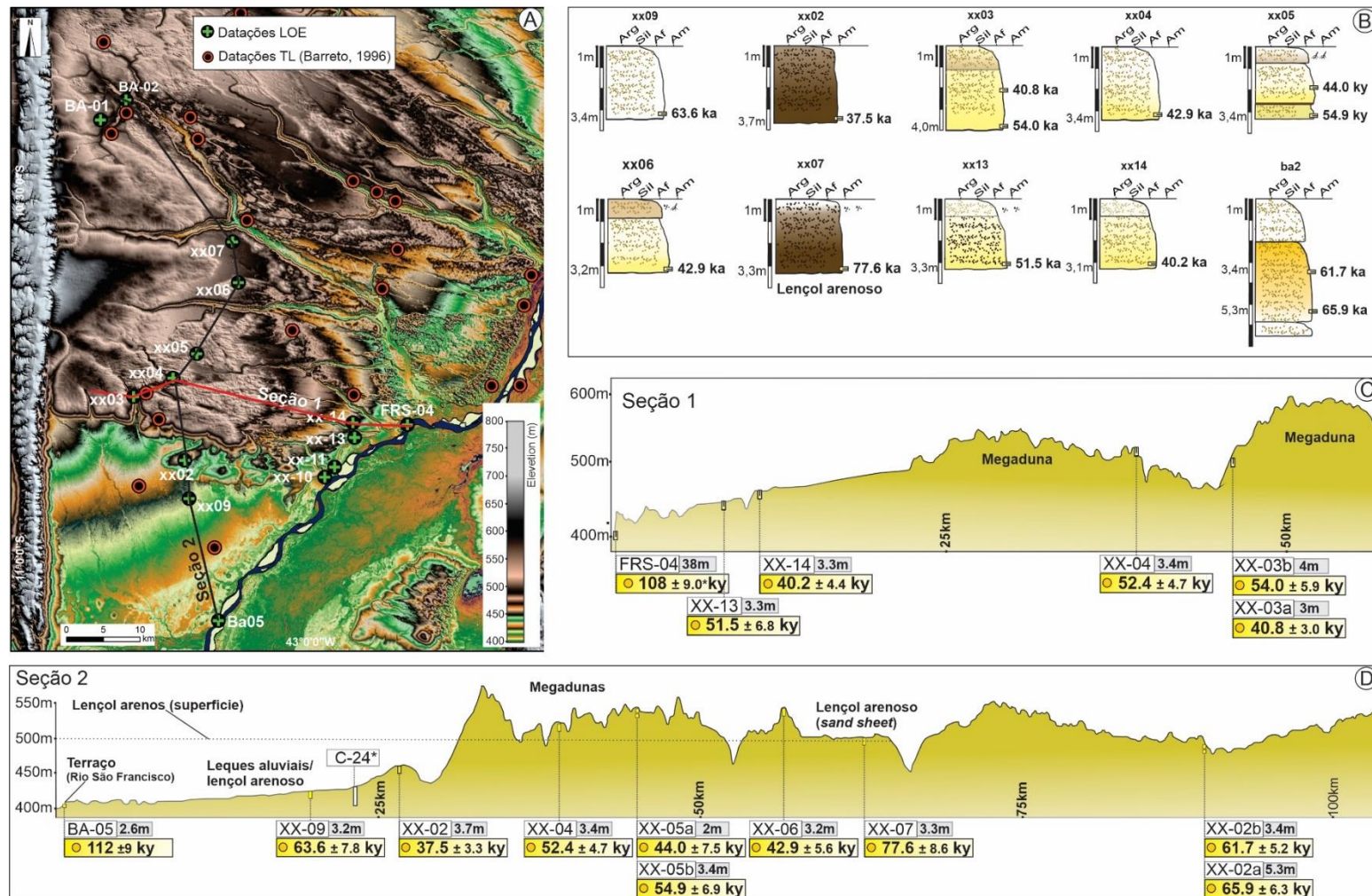


Figura 6.10: MDE apresentando a localização das descrições sedimentares e datações por luminescência óptica. (a) Descrições sedimentares das sondagens realizadas em diferentes unidades do campo eólico. (b) Perfil topográfico representativo com localização das descrições e datação, destacando idades obtidas nas Megadunas. (c) Perfil topográfico regional com várias datações, destacando a idade do lençol arenoso e as idades das Megadunas.

A figura 6.11 mostra em escalas variadas o contexto morfosedimentar do local onde realizamos o levantamento de uma seção estratigráfica às margens do Rio São Francisco. A área apresenta uma organização morfoestratigráfica complexa devido aos truncamentos de depósitos formados por diferentes ambientes sedimentares (fluvial, sheet flow e eólico de diferentes estágios). Além disso, é caracterizada no topo por dunas construídas nos últimos anos, desencadeadas por processos de erosão do Rio São Francisco combinada com interferência antrópica (remoção da vegetação).

Na base do afloramento, nível do rio atual, observa-se uma camada com 30cm de depósitos de argila sobreposta por um pacote de ~3,5m de areia fina quartzosa amarela, bem selecionada, compacta, que foi interpretada como depósito fluvial. Lateralmente observou-se que esse pacote é sobreposto por uma camada de 1,5m de espessura, bem definida, de argila cinza, coberto por 20cm de argila escura. Sobrepondo o depósito argiloso, está um pacote de ~4m de espessura composto por areia fina esbranquiçada delimitada no topo por um nível de areia-siltosa escura de um provável paleosolo. No topo, um pacote sedimentar com ~25m de espessura composto por areia amarelada.

Observa-se que o depósito sedimentar descrito está sobreposto a uma camada argilo-arenosa que, de acordo com o nível topográfico, pode ser correspondente ao terraço aluvial datado. O pacote sedimentar que cobre o depósito areno-argiloso (FRS-04) foi datado e a idade indicada (108ka) mostra coerência cronoestratigráfica com a datação obtida no terraço (112ka).

6.6.2 Megaconstruções eólicas e lençol arenoso na porção interna do campo eólico

A idade mais velha datada na parte interna do campo eólico ($77,6 \pm 8,6$ ka) foi encontrada numa área de lençol arenoso que também é caracterizado por exibir pequenas dunas *blowouts*. O lençol arenoso com *blowouts* representa uma superfície morfológica muito bem definida na porção central do campo eólico a aproximadamente 490-500m de altitude (em relação ao nível do mar).

O lençol arenoso nos primeiros metros do depósito é constituído por areia média a fina, quartzosa, marrom escura com grãos, películas ferruginosas e sem estruturas preservadas. Também foi verificado a presença de alta concentração de fragmentos de carvão espalhados sobre a superfície nos primeiros 0,7m do depósito. As características do sedimento e a presença de carvão na superfície são fortes evidências de processos pedogenéticos e deflacionários, respectivamente. A larga distribuição dessa superfície

relativamente plana e formada por lençol arenoso deve representar o limite de sequência basal do principal desenvolvimento eólico durante o Quaternário tardio.

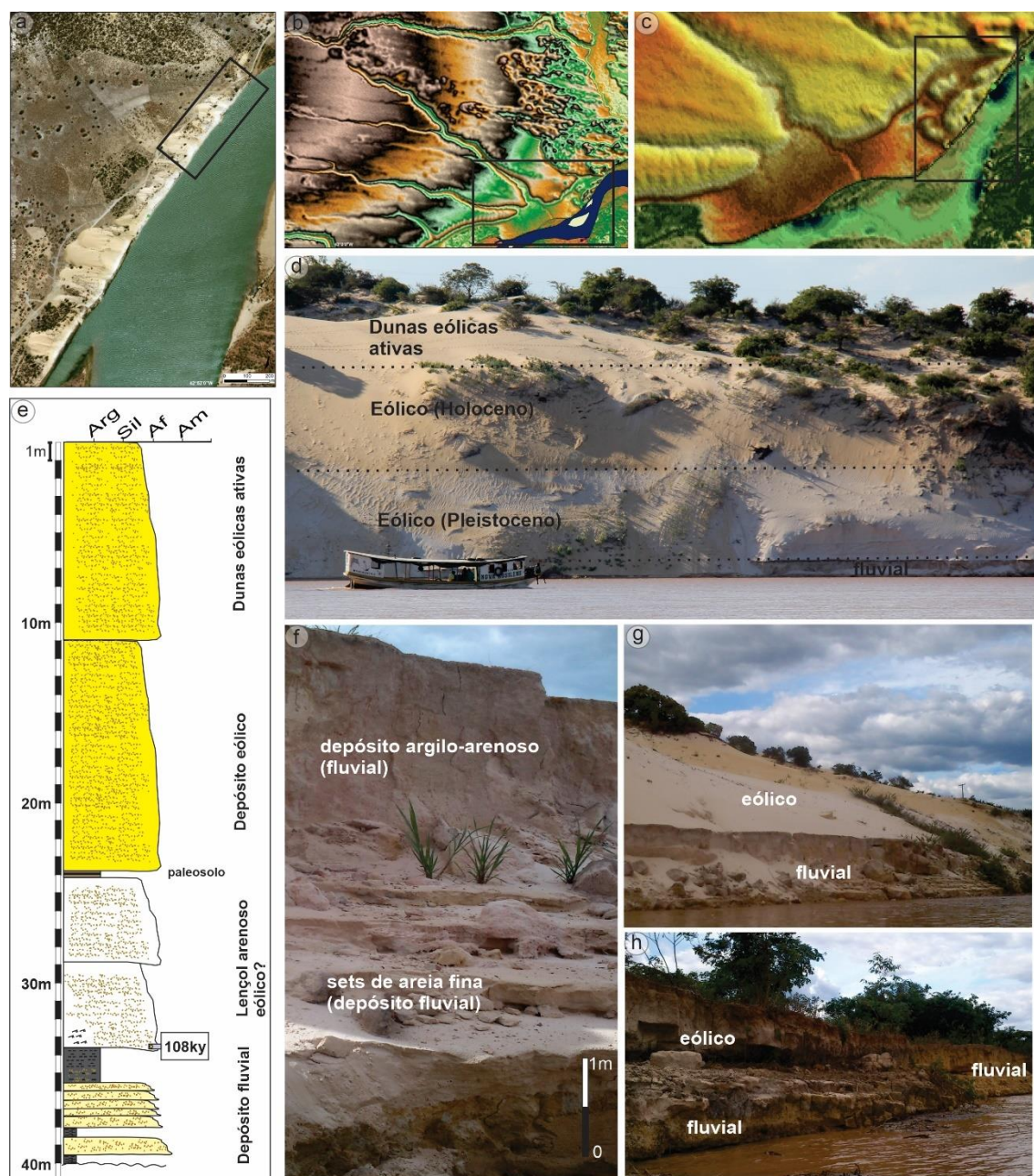


Figura 6.11: Afloramento de depósitos flúvio-eólicos às margens do Rio São Francisco. (a) Imagem Google Earth da área onde foi levantada a seção (Dunas da Geleia). (b) MDE mostrando o contexto geomorfológico do afloramento. (c) MDE mostrando que dunas foram ativadas num contexto de um pequeno leque aluvial na margem do campo eólico. (d) Imagem geral do afloramento investigado. (e) Seção estratigráfica da área das Dunas da Geleia. (h) área marginal do afloramento caracterizada pelo truncamento de depósito fluvial e eólico. (f) Sets centimétricos de areia fina depositada em ambiente fluvial. (g) depósito fluvial argilo-arenoso coberto por areias eólicas; (h) truncamento de depósito eólico e fluvial.

A investigação do depósito sedimentar, combinada com datações e seção de geofísica rasa das cadeias de dunas parabólicas dissipadas (Fig. 6.10 e Fig. 6.12; BA-02), localizadas na porção distal do campo eólico, demonstrou que essa unidade representa

um estágio de evolução do campo eólico subsequente à deposição do lençol arenoso. A constituição sedimentar dessa unidade, investigada até 6,5m abaixo da superfície, mostram o predomínio de areia fina quartzosa, bem selecionada, com variação da coloração do sedimento em quatro níveis de profundidade. Até 2,2m de profundidade predomina areia fina esbranquiçada com algumas raízes nos primeiros 60cm do topo, seguido por duas transições das texturas do sedimento de forma gradual. A primeira entre 2,2-4,5m de profundidade dominada por areia quartzosa laranja forte. Na segunda, entre 4,5-6,2m profundidade, predomina areia quartzosa amarela. Essa variação é vista como evidência do depósito de uma duna que está associada à unidade de cadeias de dunas parabólicas dissecadas. As datações por luminescência, em 3 e 5m indicaram idades de $61,7 \pm 5,2$ ka e $65,9 \pm 6,3$ ka, respectivamente. Abaixo dessa unidade estratigráfica (>6,5m de profundidade), observamos o predomínio de areia esbranquiçada.

Além de mostrar refletores correspondentes às 3 principais variações estratigráficas, o resultado da seção de GPR também apresentou uma superfície bem definida a ~6,5-7m de profundidade, a qual corresponde a unidade de areias esbranquiçadas. Embora a resolução da seção sísmica não permita explorar as estruturas internas de cada sismofácies, ficou claro que existe uma variação da geometria dos corpos sedimentares. Os dados sugerem fortemente que os depósitos da unidade de cadeias de dunas dissipadas distais tiveram desenvolvimento sobre depósitos que estão sincrônicos com o intervalo de desenvolvimento dos lençóis arenosos datados (XX-7).

Destacadas no campo eólico, as Megadunas devem representar os resultados mais expressivos e de excelentes registros dos intervalos das atividades no campo eólico do Médio São Francisco. A investigação morfosedimentar e cronológica na crista de quatro distintas cadeias de megadunas (XX-03, XX-04, XX-05 e XX-06), em dois níveis de profundidades (> 3.3m e entre 2-3.2m), apontaram idades entre 54,9ka a 52,4ka para as amostras mais profundas e 44ka a 42,9ka para profundidade entre 2.2 e 3.3m (Fig. 6.13).

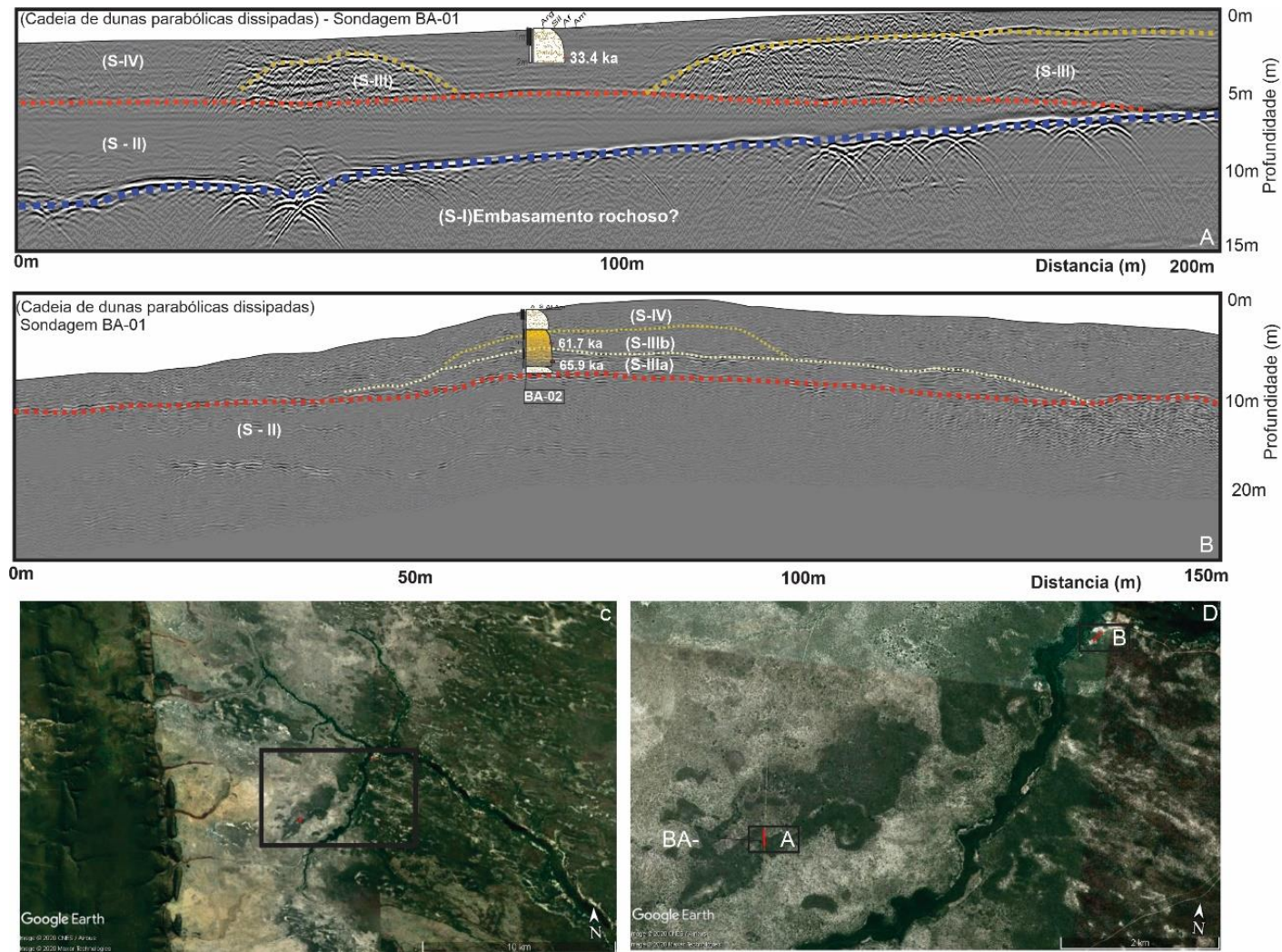


Figura 6.12: Seções de geofísica rasa (GPR) da unidade de cadeias de dunas parabólicas dissipadas, interpretadas. (A) sísmica rasa de uma duna dissipada. Foram identificadas 3 superfícies bem definidas e datadas à unidade do topo (BA-01). (B) sísmica rasa de uma duna na qual identificamos 3 superfícies e foram controladas com descrição sedimentar e datação (BA-02a e BA-02b). (C/D) Imagem Google Earth mostrando a localização das seções sísmicas.

No geral, a composição sedimentar é marcada no topo por areias mais esbranquiçadas ou levemente amarronzadas entre 0,7-1m, com presença de raízes e fragmentos de carvão em alguns locais. Abaixo dessa superfície, predominam areias finas quartzosas, amarelas, algumas com milimétricas intercalações de areias marrons, que podem representar pequenos intervalos de estabilizações. Assim, entendemos que essas idades podem representar a fase final do desenvolvimento eólico principal na região, com formação de dunas superimpostas a depósitos anteriores. Estratigraficamente, as Megadunas têm desenvolvimento a partir de estágios de retrabalhamento de depósitos eólicos que originaram correlacionáveis com o período de formação das cadeias de dunas parabólicas.

Sincrônico ao último grande estágio de desenvolvimento das Megadunas, também ocorreram formações das dunas parabólicas alongadas simples e compostas, principalmente em áreas de superfícies mais baixas (425-460m). Essas dunas tiveram expressivo desenvolvimento ao longo de grande extensão do corredor 3 (principalmente na superfície entre 430-440m) e na área proximal em relação à aparente fonte (Planície do Rio São Francisco) no corredor eólico 1. Nesse contexto, realizamos investigação estratigráfica e datações em dois locais (XX-13 e XX-14). A datação da duna XX-14 ocorreu numa duna parabólica alongada simples, com altura da crista de ~10m em relação à bacia de deflação. Especificamente, a datação ocorreu no braço de arrasto a 1,5km de distância da crista e com aproximadamente 4m de altura. Como mostra o perfil na figura 6.10, a duna é constituída de areia quartzosa fina, amarela e resultou em idade de 40,2ka. A datação XX-13 ocorreu na margem da unidade e apresentou idade de 51ka.

As datações mais jovens ocorreram em contextos morfológicos localizados na margem do campo eólico, onde são exibidos depósitos de leques aluviais e lençóis arenosos de fluxo. A análise da composição sedimentar e datação XX-02 sem estruturas e textura distinta da observada nos depósitos de dunas, indicam que essas áreas preservaram importante intervalo de processos pedogenéticos. O depósito é constituído por areia média a fina, quartzosa, marrom escura, com presença de películas ferruginosas e alguns minerais máficos. Este apresentou idade de 37,5ka para uma amostra coletada a 3,7m de profundidade. No XX-10, a areia apresenta pouca compactação, constituída homogeneamente por areia esbranquiçada fina com idade 35,1ka, no topo de uma geoforma de sheet-flow.

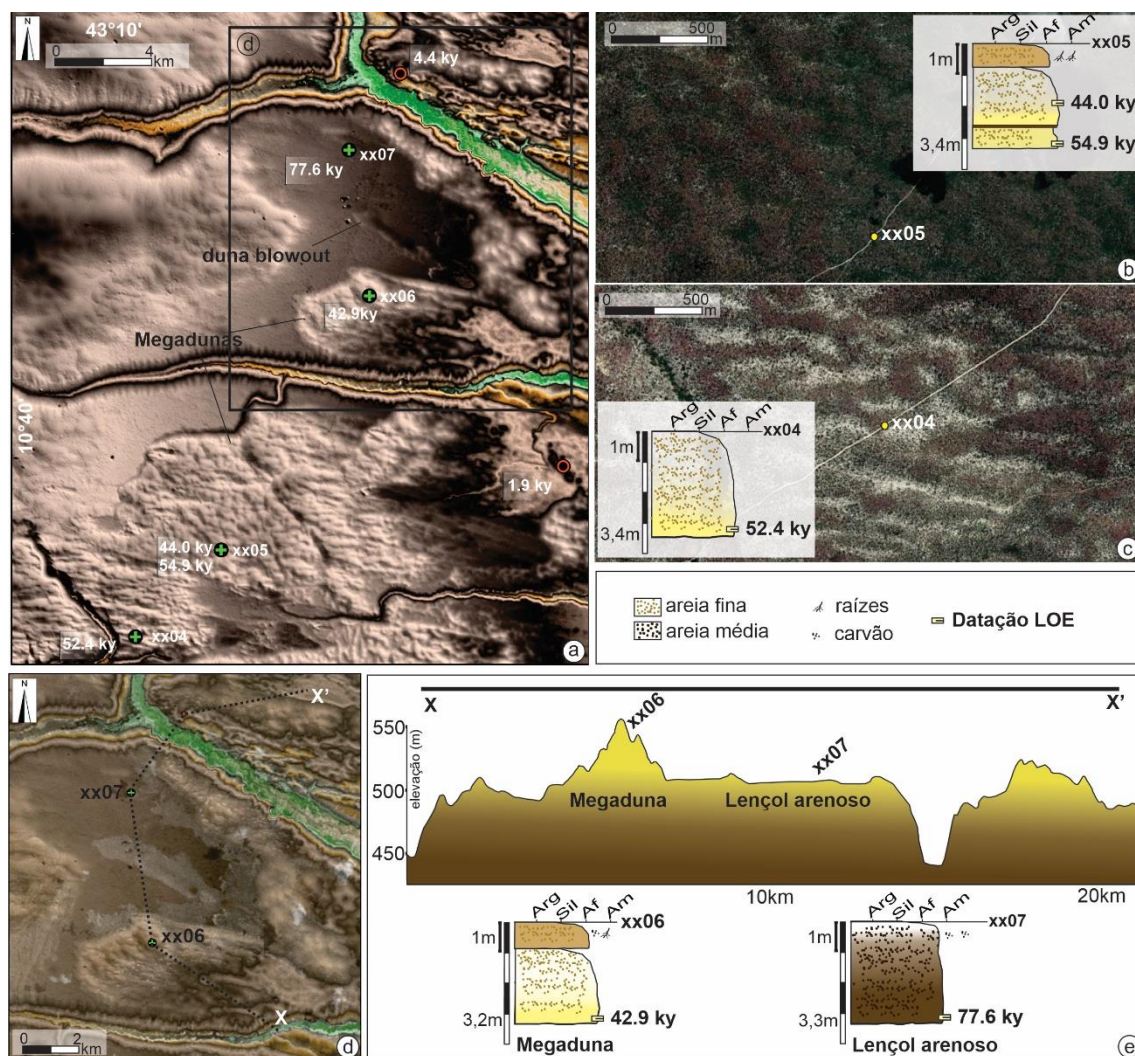


Figura 6.13: Caracterização detalhada da relação morfosedimentar e cronológica entre as Megadunas e o lençol arenoso. (a) MDE apresentando localização da porção do lençol eólico e megadunas datados. (b/c) Imagens Google Earth mostrando características locais das Megadunas XX-04 e XX-05 e suas respectivas descrições sedimentares. (d) MDE apresentando a localização topográfica do perfil topográfico (e). (e) Perfil topográfico de uma porção central do CE-1 que é representativo em termos de organização morfosedimentar.

Os resultados também deixam claro que as atividades eólicas no Holoceno foram bastante restritas. Com exceção da área de interação flúvio-eólica, não devem ter ocorrido formações dunares expressivas durante o Holoceno. Grande parte das datações de Barreto (1996) foram realizadas em lençóis arenosos de poucas espessuras que ocorreram desde o UMG. Estes lençóis cobriram em poucos centímetros as principais geoformas que caracterizam a morfologia do campo eólico. Interpretação sustentada pelas evidências obtidas em vários perfis estratigráficos e nas seções de GPR, onde mostram que o campo tem uma cobertura sedimentar mais jovem entre 0,7-1,0m. Alguns locais essa cobertura sedimentar mais jovem pode alcançar 2m, como identificado na área das dunas dissipadas distais. Portanto o estudo de Barreto *et al.* (1999) explorou, em grande parte, essa cobertura, no geral do Holoceno tardio (últimos 4ka).

CAPÍTULO 7

Capítulo 7 : DISCUSSÕES

7.1 Implicações da inconformidade paleotopográfica no sistema flúvio-eólico

Os resultados obtidos sugerem as primeiras evidências da estruturação paleotopográfica da região do sistema flúvio-eólico do Médio São Francisco. Embora os dados do arcabouço sejam escassos e limitados para uma análise mais detalhada, foi possível revelar na macroescala que o controle morfotectônico teve papel essencial na configuração dos padrões eólicos que ocorrem em algumas áreas do campo eólico. Além disso, as descrições de sondagens indicaram que antes da instalação do sistema flúvio-eólico no Médio São Francisco, dominava na região uma deposição sedimentar por leques aluviais e lagos.

A ilustração mais interessante do controle morfotectônico na região está associada à inconformidade do embasamento rochoso na zona de interação flúvio-eólica do Médio São Francisco. Os resultados indicam claramente que a mudança do contexto geomorfológico regional entre um sistema “puramente” fluvial, localizado à montante de Xique-Xique, e um sistema de interação flúvio-eólica, ocorreu numa zona em que o paleorelevo rochoso se encontra a poucos metros da superfície.

A partir do modelo de terreno regional, ilustramos a estruturação do cinturão aluvial do Médio São Francisco em dois padrões. O primeiro e mais bem definido exhibe uma vasta planície e significativo espaço de acomodação para sedimentos, já o segundo, caracterizado por uma planície relativamente estreita e de menor espaço de estocagem de sedimentos. É interessante o fato de que a zona da planície aluvial, supostamente com menor potencial de armazenamento de sedimentos, tenha sido a principal área de disponibilidade de sedimentos para o campo eólico.

Baseado em imagens de radar e mapa de anomalia magnética, sugerimos que na parte distal do campo eólico, os padrões de dunas foram condicionados pela paleotopografia. Esse controle se refletiu na concentração de cadeias de dunas parabólicas no corredor eólico 2 e concentração de dunas parabólicas alongadas no corredor 3. A partir dessas evidências, assumimos que sob condições climáticas adequadas a região proximal e distal experimentou mecanismos de desenvolvimento e estruturação do campo eólico influenciado pela paleotopografia. No entanto, torna-se necessária uma investigação mais detalhada nessas duas zonas em subsuperfície, talvez com uso de GPR e realização de sondagens mais profundas.

7.2 A planície fonte do campo eólico

A configuração morfológica do sistema flúvio-eólico, caracterizado pelo domínio de dunas *source-bordering*, sugere que a knickzona do cinturão aluvial do Médio São Francisco é o local onde iniciou a principal expansão do campo eólico. Essa é uma área importante para entender o balanço de atividade entre o suprimento de sedimento da planície aluvial e a transferência para o sistema eólico. Fitzsimmons *et al.* (2007) concluiu que a natureza inicial dos processos eólicos no deserto do Strzelecki, na Austrália, teve mecanismo condicionado ao comportamento hidrológico local.

Investigações em sistemas flúvio-eólicos apresentam grande potencial para indicar o comportamento paleohidrológico dos sistemas fluviais que precedeu, ou que ocorreu contemporaneamente à atividade eólica (WILLIAMS, 1994). Muhs e Holiday (1995) concluíram que dunas *source-bordering* na *Great Plain* se desenvolveram a partir de depósitos de canais largos e rasos, arenosos do tipo entrelaçados. Já no modelo proposto por Marioulis *et al.* (2007), na bacia do Lago Eyre, as dunas *source-bordering* foram formadas a partir de depósito de barras de pontais, de canais meandantes em condições de alta sazonalidade.

Baseado nas características das unidades geomorfológicas mapeadas no cinturão do Médio São Francisco e no comportamento hidrológico atual, podemos sugerir algumas evidências do tipo de planície que serviu de área fonte para a formação das dunas *source-bordering*. Observamos que o padrão de canal é bem definido em dois setores do cinturão estudado. No primeiro, onde a planície é mais larga, o canal mostra um padrão reto ou baixa sinuosidade. Em contraste, na área da knickzona, o canal exhibe um típico padrão anabranching. Também observamos que uma planície relativamente mais jovem, dominada por acreção de bancos, predomina na margem onde ocorre a interação do sistema fluvial e a formação das dunas *source-borderings*. No segmento a montante da knickzona é exibida uma vasta planície do tipo impedida margeada por unidades mais recentes e um canal de mobilidade mais limitada.

Entendemos que seja provável que o comportamento do canal anabranching, exibido na knickzona, conduziu uma incessante mobilidade lateral, acelerando o processo de erosão e agradação de planície, o que impediu ou reduziu a agradação da planície por sedimentos finos (argila e silte). Assim, pode ter sido possibilitado que, nessa área, depósitos arenosos semelhantes aos descritos nas planícies de acreção de bancos e

planície flúvio-eólica estivessem sempre disponíveis para serem retrabalhados em estágios climáticos mais áridos e com maior intensidade dos ventos.

A ilustração de sistema flúvio-eólico com características similares em termos de contexto geomorfológico ocorre às margens do lago de Sobradinho. Imagens de satélite, prévias à construção da barragem, permitiram observar que a planície aluvial exibiu maior desenvolvimento com características de planície impedida, a montante de uma knickzona com menor espaço de acomodação de sedimentos. Nessa knickzona ocorreu a expansão de um grande corredor eólico, exibindo dunas principalmente do tipo topográficas (ex. dunas climbing, rampa arenosa). Embora esteja na mesma bacia, esse tipo de estruturação morfotectônica caracteriza o modelo da zona proximal do São Francisco. Portanto, necessitam ser testados em outras regiões a fim de entender qual a influência desse tipo de planície, estruturada em bacias largas e knickzonas, com potencial para permitir o desenvolvimento de um padrão de sistema flúvio-eólico em regiões cratônicas.

7.3 Desenvolvimento das dunas *Source-bordering* e a expansão dos corredores

Os resultados indicam que os corredores de expansão do campo devem ter sido iniciados a partir da formação de dunas *source-bordering*. Esse é um tipo de formação eólica que melhor caracteriza os sistemas flúvio-eólicos (BULLARD e LIVINGSTONE, 2002). As dunas *source-bordering* mapeadas apresentam dimensões ainda não reportadas em outros sistemas flúvio-eólicos da América do Sul. Também superam em dezenas de metros dunas que foram examinadas em trabalhos clássicos de interação flúvio-eólica, como as de Great Sand Dunes e Mojave River (LANGFORD, 1989) e na porção central-oeste de New South Wales, na Austrália (WILLIAMS, 1994), além das dunas *source-bordering* investigadas mais recentemente e usadas para elaboração de modelos morfoestratigráficas na Great Plain (MUHS e HOLIDAY, 1995) na América do Norte, e no vale do Rio Finke (NANSON, et al. 1995) e na bacia do lago Eyre (MARIOULIS, et al. 2007), na Austrália.

Os locais que desenvolveram elevadas dunas *source-bordering* estão justamente numa área em que foram encontradas evidências de que um paleorelevo rochoso está mais próximo da superfície. A identificação clara de afloramentos rochosos na área de dunas *source-bordering* no corredor 3 reforçam esses indícios. Também foi mostrada excelente correlação entre as partes mais elevadas das dunas e as áreas em que o paleorelevo rochoso estava mais raso. Assim, sugerindo que o estágio de desenvolvimento inicial do campo eólico esteve condicionado ao paleorelevo local.

As dunas *source-bordering* representam a primeira etapa do principal desenvolvimento de expansão do campo eólico. As características das dunas *source-bordering* indicam que provavelmente foi desenvolvida por dunas transgressivas sobrepostas por parabólicas. Esse é um tipo de geoforma desencadeado a partir de sistemas fluviais com comportamentos tipicamente sazonais. O desenvolvimento tão expressivo também deve estar relacionado às questões do aumento da sazonalidade regional. Por certo, alguns modelos têm indicado que os processos ocorreram em razão de mudanças no clima.

Faixas transgressivas com dunas parabólicas crescentes são as características que compõem as dunas *source-bordering* do Médio São Francisco. Essas várias faixas transgressivas podem ter se expandido em diferentes estágios. Em alguns locais, as faixas dunares avançaram mais de 20km. Assim, parece que à medida que foram avançando sobre o campo eólico, sofreram modificações na forma, transformando-se de faixas transgressivas de dunas parabólicas crescentes para feições de grandes dunas parabólicas. Isso pode representar um dos principais mecanismos de desenvolvimento das megadunas parabólicas do campo do Médio São Francisco.

Nanson *et al.* (1995) datou dunas *source-bordering* às margens do Rio Finke no deserto do Simpson e revelou variações na procedência, e que as *source-bordering* se desenvolveram por múltiplos eventos. Também indicou que as dunas mais antigas foram as que avançaram mais para porção interna do campo eólico, e as posteriores deslocaram-se mais lentamente sobre as mais velhas. Esse modelo de avanço pode ser uma razoável explicação para explicar o estágio de desenvolvimento das faixas transgressivas das *source-bordering*, posterior ao desencadeamento da formação eólica com influência do clima e topografia.

7.5 Correlações de proxy: alternância dos períodos úmido e seco

Pela primeira vez na América do Sul tropical, na mesma região, integramos os registros cronológicos e paleoclimáticos de espeleotemas e travertinos do último Glacial-Holoceno, com novas cronologias e interpretações morfoestratigráficas e paleoclimáticas de registros eólicos (Fig. 7.1). Ambos, o registro de espeleotemas e travertinos (WANG *et al.*, 2004; STRÍKIS *et al.* 2018) e o campo de megadunas preservados, estão localizados na bacia do Médio Rio São Francisco, na região semiárida do NEB, no domínio geotectônico do Cráton de São Francisco. A correlação dessas localidades é muito

interessante porque as áreas estão a aproximadamente 200km de distância e dentro da mesma faixa latitudinal (10°S).

O crescimento dos espeleotemas no NEB foi altamente episódico, alternando curtos períodos de crescimento, de centenas a alguns milhares de anos, para fases sem crescimento, com duração de vários milhares a dezenas de milhares de anos. Assim, os períodos chuvosos que favorecem o desenvolvimento de espeleotemas representam uma pequena fração (8%) do total de 210ka de registro.

Os registros de espeleotemas para o MIS5 indicam chuvas intensas resultantes de mudanças nas temperaturas da superfície do mar (SSTs) e um período de desenvolvimento do Mega-SACZ (STRIKIS, 2018; STRIKIS *et al.*, 2015). Coincidentemente, três datas de depósitos fluviais foram obtidas, na qual a mais antiga (a MIS5) ocorreu a partir de um terraço que delimita a faixa da complexa planície fluvial do rio São Francisco. Os dados dos espeleotemas e travertinos apontam que durante o Último Glacial, os registros pluviais se correlacionam no NEB com uma fase úmida entre $86,5 \pm 0,4$ e $87,2 \pm 0,3$ ka AP e os eventos Heinrich H6, H5, H4 e H1.

Enquanto as reconstruções paleoclimáticas dos últimos glaciais por espeleotemas apontam para a existência de curtos períodos de vida úmidos relacionados a eventos de Heinrich, o registro eólico dos campos das dunas de São Francisco complementa a lacuna de dados temporais dos espeleotemas e fornece informações cruciais sobre as condições climáticas prevalentes durante o último período glacial.

O primeiro registro de atividade eólica começa durante o MIS5 e temporalmente é imprensado entre os períodos chuvosos, mas o registro é escasso para fornecer conclusões mais sólidas. As últimas fases pluviais do período glacial são uma sequência de seis intervalos de crescimento de espeleotemas entre 60 e 74 ka AP, 48 ka AP, 39 ka AP e aos 15 ka AP.

Consistentemente, mais de 50% dos resultados de LOE datados de Megadunas são de MIS 3 e MIS2, (Pleniglacial Médio-LGM) entre HS6 e HS3. Esse longo período de aridez foi logo interrompido pelo período chuvoso do HS5 e pela pequena fase HS4 da fase pluvial (de 39,6 a 38,9 ka atrás). Assim, durante o Pleistoceno tardio, o principal momento de intensidade da aridez e construção eólica ocorreu em três episódios principais nesse período. A maior frequência de datas eólicas em megadunas parabólicas varia entre 55-50ka e 45-40ka AP. Dessa forma, interpretamos que durante o MIS3 ocorreu na região o pico mais importante do clima árido e ventoso. Esses períodos de

maior expansão das dunas têm boa correspondência com os períodos indicados de maior seca na Amazônia Oriental e no Brasil central.

A atividade eólica persistiu durante a última fase do MIS3 e o início do MIS2 durante o LGM; mas a intensidade da aridez e, por exemplo, da atividade eólica estava diminuindo e os períodos de quiescência eólica e dissipação das dunas alternavam com os eventos mais úmidos de H2 e H1. O evento H1 é bem registrado na área da caverna Paixão (STRÍKIS *et al.*, 2018) e estava relacionado a um aumento abrupto de precipitação de monções no leste da América do Sul que durou de 18,1ka AP a 14,69ka AP, mas que também incluiu um período seco intercalado entre 16,1ka AP e 16,6ka AP, e um pico mais úmido entre 16,1 e 15,7ka AP (STRÍKIS *et al.*, 2018). No entanto, condições mais áridas prevaleceram novamente durante o período regional, quando as dunas parabólicas se tornam ativas de ~ 14,5ka AP a 10,5ka AP.

7.6 Paleoclima e o que a história não revela das dunas eólicas

Os campos de megadunas eólicas são respostas complexas da paisagem a condições climáticas e morfodinâmicas duradouras. Seu uso como proxy paleoambiental e paleoclimático não pode ser ignorado, pois seu desenvolvimento está relacionado a regimes de ventos persistentes a longo prazo e, geralmente, levam milhares de anos para gerar e evoluir.

Uma variedade de Megadunas foi descrita em grandes mares de areia (MCKEE, 1979; HAVHOLME e KOCUREK, 1988; LANCASTER, 1988; PYE e TSOAR, 2009), mas megadunas parabólicas foram caracteristicamente descritas em áreas costeiras (PYE, 1993, BAYLEY e BRITOW, 2004). Existe apenas um registro do interior das regiões áridas das latitudes médias do centro-oeste da Argentina (TRIPALDI *et al.*, 2018). Assim, o campo de dunas do Médio São Francisco representa o segundo registro de Megadunas parabólicas em uma região interior do continente e o primeiro registro em latitudes continentais tropicais.

Os principais controles para a geração de Megadunas parabólicas e dunas parabólicas alongadas simples são um suprimento adequado de areia, ventos unidirecionais dominantes e cobertura vegetal moderada (YAN e BAAS, 2015). O principal suprimento de areia foi fornecido pela deflação das areias fluviais da planície de inundação do Rio São Francisco e pelos terraços que alimentavam dunas *source-bordering* que evoluíram para dunas parabólicas migrando pelos corredores descritos anteriormente, por uma direção geral NW ou WNW.

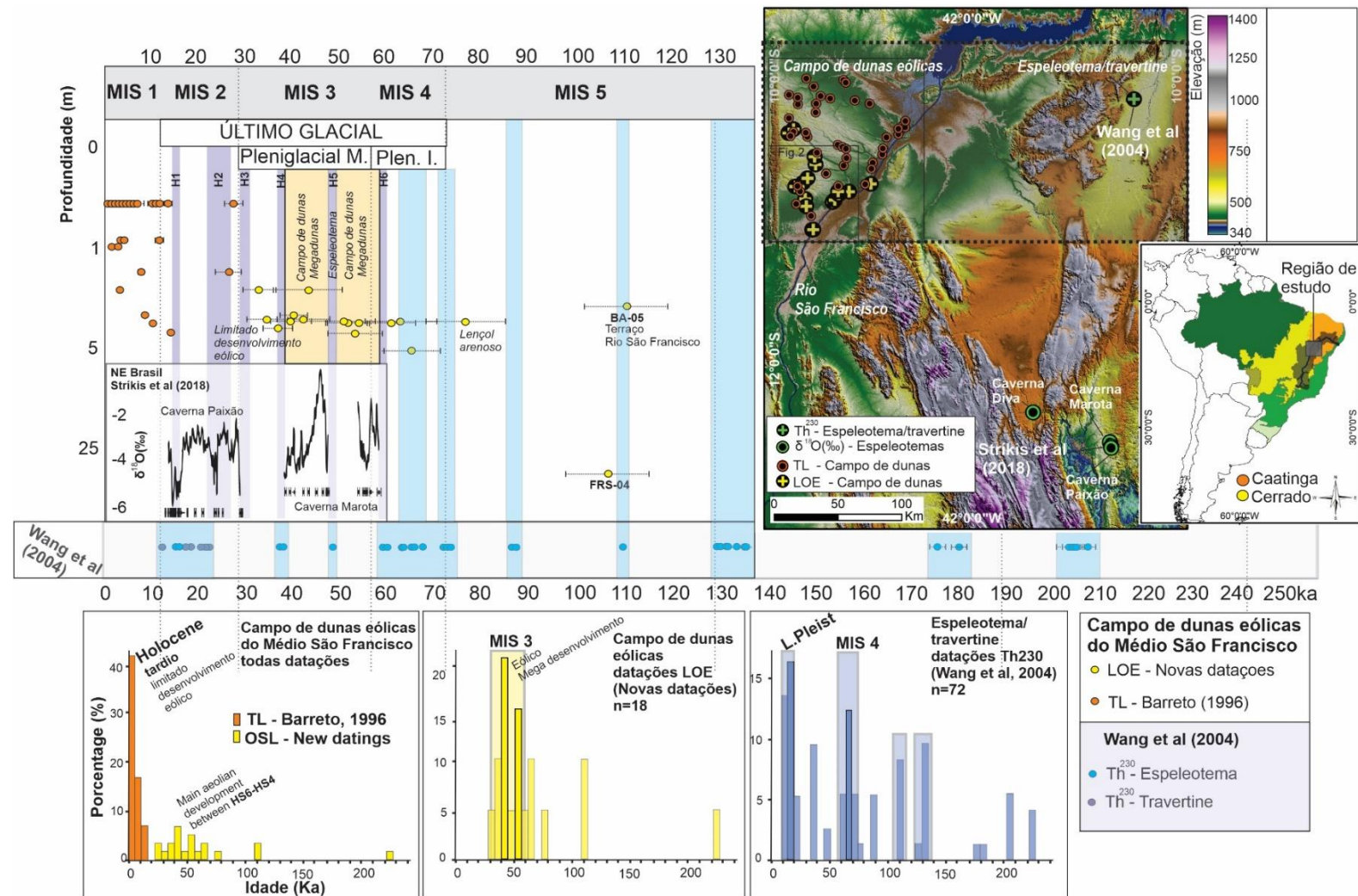


Figura 7.1: Correlação entre as datações (LOE e TL) do campo eólico do Médio São Francisco e registros cronológico e paleoclimático de espeleotemas e travertinos do último Glacial-Holoceno na região .

A mobilidade das dunas do deserto é diretamente proporcional ao poder de movimentação da areia do vento e inversamente proporcional à sua cobertura vegetal (LANCASTER, 1988). Portanto, $M = W / (P / PE)$, onde: P = precipitação anual; PE = evapotranspiração potencial; W = porcentagem do tempo em que o vento sopra acima da velocidade limite (4,5m /s).

A precipitação atual na área é de ~ 636 mm/ano. As chuvas são sazonais e predominantemente originárias do ZCIT e das Monções da América do Sul (SAMS) de novembro a março. A estação seca marcada se estende de maio a setembro. Os ventos são originários do Atlântico (ventos alísios da Anticiclone Subtropical da América do Sul-ASAS), com uma direção persistente dos ventos dominantes do SE. Durante o verão, a ZCIT muda para a posição mais ao sul, a atividade da força do SAMS e os ventos na região são fracos. No entanto, a intensidade dos ventos aumenta durante a primavera e o inverno, quando o ZCIT migra para o norte e, por aproximadamente cinco meses, os ventos sopram perto ou ligeiramente acima da velocidade limite. Apesar da sazonalidade acentuada do clima semiárido atual, o M da área de estudo é muito baixo e incapaz de criar novas dunas eólicas e até incapaz de reativar as dunas inativas existentes.

É inequívoco que os enormes campos de paleodunas foram gerados sob condições mais áridas e ventosas do que o clima atual. Um aumento no índice de mobilidade eólica significa que são necessárias mais condições de aridez, mas também ventos mais persistentes e intensos para gerar grandes dunas e megadunas parabólicas.

A orientação ESE-WNW consistente das dunas parabólicas durante todos os episódios secos do último Glacial também prova que a circulação climática dominante do vento era constantemente originada por ventos fortes do ASAS, soprando na mesma direção que o padrão de vento atual (SW- NE para ESE-WNW), mas com maior intensidade e provavelmente períodos sazonais prolongados, quando o SAMS e a influência sul da ZCIT foram enfraquecidos.

Os mecanismos que desencadearam os períodos chuvosos no NEB durante os curtos eventos de Heinrich permanecem ainda inconclusivos. Uma variedade de mecanismos e correlações intercontinentais e inter-hemisféricas com as monções de verão do leste asiático foi postulado um deslocamento para o sul da ZCIT.

Entretanto, os fatores e mecanismos que condicionaram os períodos secos intercalados ainda precisam ser esclarecidos. Sob o clima atual, as secas no Nordeste estão relacionadas a um gradiente inter-hemisférico de TSM (Temperatura da Superfície do

Mar) no Atlântico tropical e o ZCIT fica muito ao norte de sua posição normal, enquanto as águas do Pacífico equatorial oriental tendem a ser anormalmente quentes (MOURA e SHUKLA, 1981; ROPELEWSKI e HALPERT, 1987; UVO *et al.*, 1998; NOBRE *et al.*, 2006; HASTENRATH 2001; MARENGO *et al.*, 2013, entre outros).

CAPÍTULO 8

Capítulo 8 : CONCLUSÕES

O campo de dunas estabilizadas do Médio São Francisco é um dos maiores registros eólicos continentais da América do Sul tropical. Diferentes tipos de dunas identificadas exibem grandes dimensões e em muitos locais representam as maiores elevações de dunas parabólicas já identificadas na América do Sul (à leste da cadeia Andina). É um campo dominado por superimposição de dunas. Representa um dos mais importantes proxys paleoclimáticos do NEB para investigação dos últimos 100ky AP.

A análise de macroescala sugere que o contexto paleotopográfico regional da planície flúvio-eólica teve papel importante na organização espacial de alguns padrões eólicos. A expansão do campo eólico ocorreu numa zona em que o sistema de interação flúvio-eólico está instalado num contexto no qual o paleorelevo rochoso está próximo à superfície e relativamente plano. Na porção distal, o campo eólico tem uma estruturação morfotectônica que pode estar relativamente mais elevada que a parte central do campo. Isso provavelmente condicionou o desenvolvimento de cadeias de dunas parabólicas e concentração de dunas na poção distal.

A partir da caracterização do cinturão aluvial também sugerimos que o tipo de planície que serviu de área fonte do campo eólico deve ter sido de acreção de bancos, constituída predominantemente por areia fina. Esse tipo de planície foi formado numa área em que o padrão multicanal contribuiu para manter sempre uma planície ativa com abundantes sedimentos arenosos, constituída predominantemente por depósitos de barras fluviais. Assim, sob as condições climáticas adequadas, a planície arenosa disponibilizou sedimentos para retrabalhamento eólico com facilidade.

Na mesoescala, as principais conclusões alcançadas a partir das investigações morfosedimentares e cronológicas estão destacadas nos itens abaixo:

- (1) As características apresentadas pela distribuição espacial dos principais tipos eólicos sugerem que o campo eólico do Médio São Francisco teve seu principal desenvolvimento relativamente organizado em três corredores preferenciais.
- (2) A caracterização morfométrica das dunas source-bordering mostraram que essas superam mais de 100m de altura em vários locais. Assim, representam as mais elevadas dunas já identificadas em campos eólicos e mares areias continentais da América do Sul, à leste dos Andes. No entanto, essas edificações eólicas podem ter atingido grandes dimensões devidas sobreposição de um paleorelevo elevado.

- (3) Megadunas, que ocorrem predominantemente na porção central do campo eólico, representam construções por superimposição dunares que teve seu principal desenvolvimento durante o Pleniglacial Médio.

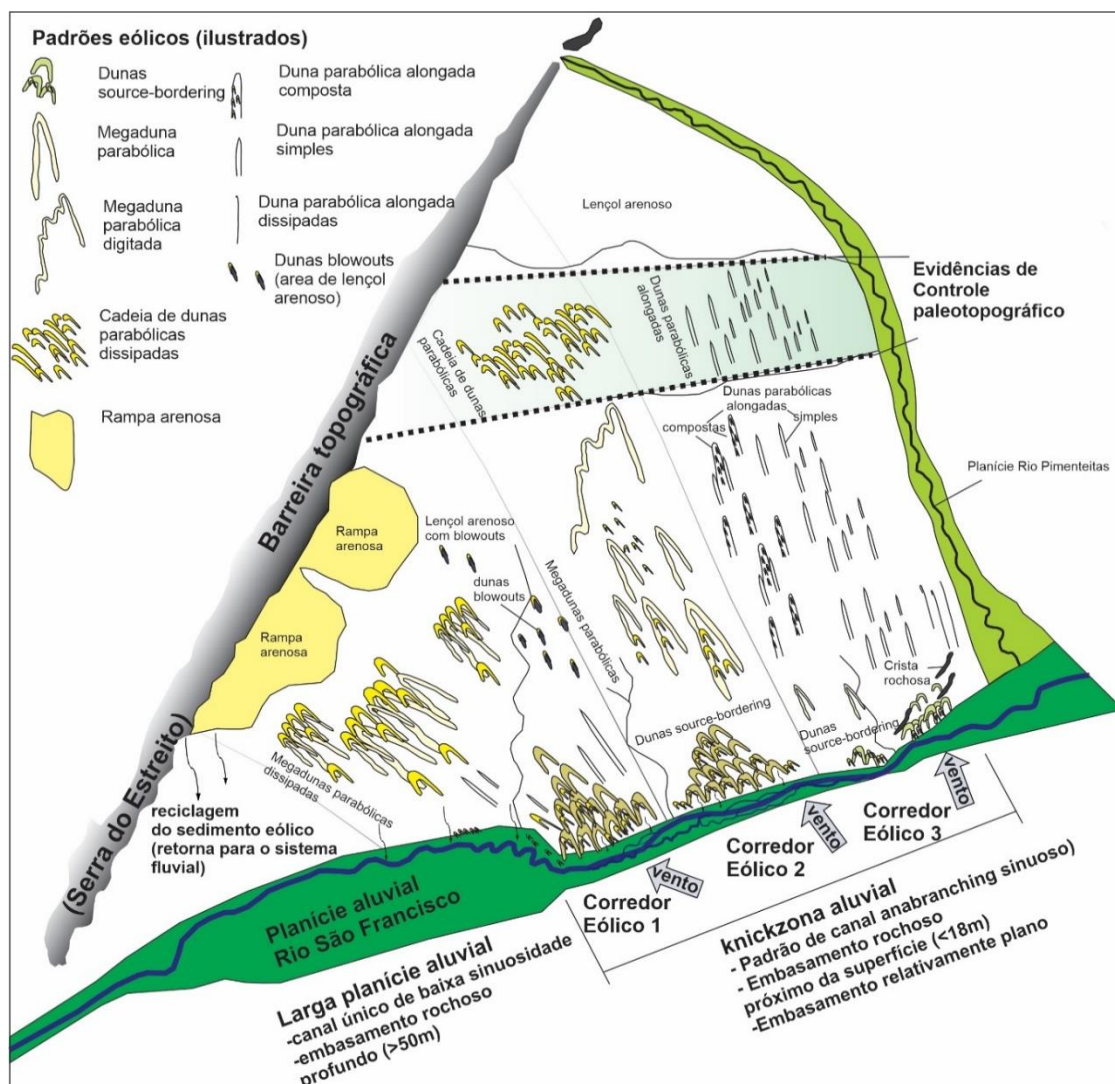


Figura 8.1: Representação esquemática dos corredores eólicos e principais padrões de dunas. Adicionalmente é ilustrado o compartimento do cinturão aluvial do Rio São Francisco que funcionou como área fonte de expansão do campo eólico.

- (1) As cadeias de dunas parabólicas representam a unidade das dunas eólicas mais velhas com morfologia preservadas.
- (2) A correlação dos resultados cronológicos do campo eólico e dados de espeleotemas e travertines demonstraram que as megadunas se desenvolveram entre o MIS 3 e MIS2. Esse longo período de aridez foi interrompido pela fase pluvial do HS5 e pela pequena fase do HS4. Concluimos que durante o MIS3

ocorreu na região o pico mais importante do clima árido e maior intensidade dos ventos.

- (3) Retrabalhamentos eólicos continuaram no período Holoceno (Barreto, 1996) e continuam no presente associado não ao clima da região, mas as interferências humanas e a susceptibilidade da região, principalmente nas margens onde tem ocorrido erosão o pelo canal do Rio São Francisco.

Em conclusão, a abordagem combinada de dados multiproxies realizada nesta tese destacou o valor do uso de ambos os proxies, como indicadores complementares de condições climáticas opostas, sem precedentes na América do Sul tropical. Demonstramos que a partir da integração de diferentes proxies é possível obter uma melhor compreensão das reconstruções paleoclimáticas, paleoambientais e paleogeográficas da América do Sul tropical.

REFERÊNCIAS

- AB' SABER, A. O Paleodeserto de Xique-Xique. In: **Estudos Avançados**, São Paulo: USP, v.20, p.301-308, 2006.
- ABHAR, K.C.; WALKER, I.J.; HESP, P.A.; GARES, P.A. Spatial-temporal evolution of aeolian blowout dunes at Cape Cod. **Geomorphology**, v.236, p.148-162, 2015
- AL MASRAHY, M.A.; MOUNTNEY, N.P. A classification scheme for fluvial-aeolian system interaction in desert-margin setting. **Aeolian Research**, v.17, 67-88, 2015
- ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B.; CARNEIRO, C.D.R. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth Science Reviews**, v.50, p.77-111, 2000.
- ARAGÃO, J.O.R. **A influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico na Dinâmica do Tempo e do Clima do Nordeste do Brasil**. Capítulo do Livro Oceanografia um cenário tropical. Org.: Eskinazi-Leça, E.; Neumann-Leitão; Costa, M.F. da. Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 2004.
- ARAÚJO, J.B.; CARNEIRO, R.G. **Planície do Araguaia, reconhecimento geológico-geofísico**. Belém, PETROBRAS-Região Norte, 11 p. (Relatório Técnico Interno, 348). 1977.
- ASSINE M.L. **Sedimentação na Bacia do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste do Brasil**. Tese de Livre-Docência, Universidade Estadual Paulista - UNESP, Rio Claro, 106p, 2003.
- ASSINE, M.L., SOARES, P.C. Quaternary of the Pantanal, west central Brazil. **Quatern. Int.** 114, 23–34. 2004.
- AULER, A.S. **Karst Evolution and Paleoclimate in Eastern Brazil**. Ph.D. Thesis, University of Bristol. 269p, 1999.
- AULER, A.S.; SMART, P.L. Late Quaternary paleoclimate in semiarid northeastern Brazil from U-Series dating of travertine and water-table speleothems. **Quaternary Research**, v.55, p.159-167, 2001.
- BAGNOLD, R. A. The physics of blown sand and desert dunes. London: Methuen, 1941.
- BARBOSA, L.M. **Campo de dunas costeiras associados a desembocadura do Rio São Francisco (SE/AL)**. Salvador, Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, Tese de Doutorado, 202p, 1997.
- BARRETO, A. M. F. **Estudo morfológico e sedimentológico da porção norte do mar de areia fóssil do médio Rio São Francisco, Bahia**. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 98p, 1993.
- BARRETO, A.M.F. **Interpretação Paleoambiental do Sistema de Dunas Fixadas do Médio Rio São Francisco, Bahia**. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 174p, 1996.
- BARRETO, A.M.F.; SUGUIO, K.; DE OLIVEIRA, P.E.; TATUMI, S.H. The stabilized sand dune field of the middle São Francisco river, Bahia state, Brazil. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiroz, E.T., Winge, M., Berbert-Born, M. (Eds.), **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. 1999.
- BARRETO, A.M.F.; SUGUIO, K.; BEZERRA, F.H.R.; TATUMI, S.H.; YEE, M.; GIANNINI, P.C.F. Geologia e geomorfologia do Quaternário costeiro do Estado do Rio Grande do Norte. São Paulo, **Geologia-USP**, v.4(2), p.1-12, 2004.
- BAYER, M. **Dinâmica do transporte, composição e estratigrafia dos sedimentos da planície aluvial do rio Araguaia**. Universidade Federal de Goiás, Goiânia, Tese de Doutorado, 86p, 2002.

- BEHLING, H.A.R.Z; TZOLD, H.W.; WEFER, J.R.P.G. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. **Quaternary Science Reviews**. v.19, p.981-994, 2000.
- BLUM, M., MARTIN, J., MILLIKEN, K., GARVIN, M. Paleovalley systems: insights from Quaternary analogs and experiments. **Earth-Sci. Rev.**, v.116, p.128–169, 2013.
- BLUM, M.D. Large river systems and climate change. In: Gupta, A. (Ed.), *Large Rivers: Geomorphology and Management*. Wiley, pp. 627–659, 2007.
- BRIDGE, J.S. **Rivers and Floodplains: Forms, Processes and Sedimentary Record**. Blackwell, Oxford, 491p. 2003.
- BRISTOW, C. S.; DULLER, G. A. T.; LANCASTER, N. Age and dynamics of linear dunes in the Namib Desert. **Geology**, v. 35 (6), p.555, 2007.
- BRISTOW, C.; BAILEY, S.D.; LANCASTER, N. The sedimentary structure of linear sand dunes. **Nature**, v.406, p.56-59, 2000.
- BRISTOW, C.; PUGH, J.; GOODALL, T. Internal structure of aeolian dunes in Abu Dhabi determined using ground penetrating radar. **Sedimentology**, v. 43, p.995-1003, 1996.
- BRITO NEVES, B.B.; LEAL, A.S. Elementos de estratigrafia do Médio São Francisco. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 4. **Atas...**Recife: SBG.1968.
- BROWN, R.W.; GALLAGHER, K.; GLEADOW, A.J.W.; SUMMERFIELD, M.A. Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America. In Summerfield, M.A. (ed.): **Geomorphology and global tectonics**, Wiley, Chichester. p.255–281, 2000.
- BULLARD, J.E.; LIVINGSTONE, I. Interactions between aeolian and fluvial systems in dryland environments. **Area**, v.34, p.8-16, 2002.
- CABRAL, C. J. **Caracterização paleoclimática e paleoambiental do campo de dunas de Petrolina em Pernambuco: um subsídio para a reconstituição do submédio São Francisco**. Recife, Universidade Federal de Pernambuco, Dissertação de mestrado, 153p, 2014.
- CARLING, P., JANSEN, J., MESHKOVA, L. Multichannel rivers: their definition and classification. **Earth Surf. Process. Landf.**, v.39, p.26–37, 2014
- CARNEIRO FILHO, A.; SCHWARTZ, D.; ROSIQUE, T.; TATUMI, S.H. Amazonian Paleodunes provide evidence for drier climate phases during the Holocene. **Quaternary Research**, v.58, p.205-209, 2002.
- CARNEIRO FILHO, A.; ZINCK, J.A. Mapping paleo-aeolian sand cover formations in the northern Amazon basin from TM images. **ITC Journal**, v. 3, p. 270-82, 1994.
- CARTELLE, C. Pleistocene mammals of the Cerrado and Caatinga of Brazil. In: Eisenberg, J.F., Redford, K.H. (Eds.), **Mammals of the Neotropics**. The University of Chicago Press, pp. 27- 46, 1999.
- CARTELLE, C.; HARTWIG, W. C. A new extinct primate among the Pleistocene megafauna of Bahia, Brazil. **Evolution**, v.93, p.6405- 6409. 1996.
- CLAPPERTON, C. **Quaternary Geology and Geomorphology of South America**. Elsevier, Amsterdam, 779p., 1993.
- CHOI, J.H., MURRAY, A.S., JAIN, M., CHEONG, C.-S., CHANG, H.W. Luminescence dating of well-sorted marine terrace sediments on the southeastern coast of Korea. **Quaternary Science Reviews** 22, 407-421, 2003.
- DANTAS, M.A.T.; DUTRA, R.P.; CHERKINSKY, A.; FORTIER, D.C.; KAMINO, L.H.Y.; COZZUOL, M.A.; RIBEIRO, A.S.; VIEIRA, F.S. Paleoeology and radiocarbon dates of the Pleistocene megafauna of the Brazilian Intertropical Region. **Quaternary Research**, v.79, p.61-65, 2013.

- DE OLIVEIRA, P.E.; BARRETO, A.M.F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.152 (3-4), p.319-337, 1999.
- DOMINGUES, A. J. P. Contribuição a geologia do sudeste da Bahia. **Revista Brasileira de Geografia**, v.10, p.255-289, 1948.
- DUNNE, T., AALTO, R.E. **Large river floodplains**, in: Shroder, J. (Editor in Chief), Wohl, E. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, Fluvial, Geomorphology, v.9, pp. 645-678, 2013.
- FERREIRA, B.; CORREA, A.C.B.; BARRETO, A.M.F. Depósitos eólicos inativos do Sub-Médio São Francisco, evidências de atividades eólica durante o Pleistoceno, Pernambuco, Nordeste do Brasil. **Soc. & Nat., Uberlândia**, v.25 (2), p.363-378, 2013.
- FITZSIMMONS, K.E.; BOWLER, J.; RHODES, E.; MAGEE, J., Relationships between desert dunes during the late quaternary in the lake frome region, strzelecki desert, Australia. **J. Quat. Sci.**, v.22, p.549-558, 2007.
- FITZSIMMONS, K.E.; MILLER, G.H.; MAGEE, J.W.; SPOONER, N.A. Aridity in the monsoon zone as indicated by desert dune formation in the Lake Gregory (Mulan) basin, northwestern Australia. **Aust. J. Earth Sci**, v.59, p.469-478, 2012.
- FRANZINELLI, E.; IGREJA, H., Modern sedimentation in the lower Negro River, Amazonas State, Brazil. **Geomorphology**, 44 (3-4), 259-272, 2002.
- GARES, P.A.; NORDSTROM, K.F. A cyclic model of foredune blowout evolution for a leeward coast: Island Beach, New Jersey: **Annals of the Association of American Geographers**, Association of American Geographers, v. 85, n.1, p.1–20, 1995.
- GIANNINI, P. C. F. **Sistemas Deposicionais Eólicos no Quaternário Costeiro do Brasil**. Tese de Livre-Docência, São Paulo, p.224, 2007.
- GOODBRED JR., S.L., KUEHL, S.A. The significance of large sediment supply, active tectonism, and eustasy on margin sequence development: Late Quaternary stratigraphy and evolution of the Ganges–Brahmaputra delta. **Sedimentary Geology** 133, 227–248, 2000a.
- GOUDIE, A S. **Encyclopedia of geomorphology**. Routledge, New York, I-II. 2003.
- GUADAGNIN, F.; CEMALE JR., F.; MAGALHÃES, A.J.; SANTANA, A.; DUSSIN, I., TAKEHARA, L. Age constraints on crystal-tuff from the Espinhaço Supergroup - Insight into the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic basin cycles of the São Francisco Craton. **Gondwana Res.**, v.27, p.363–376, 2015.
- GUEDES, C. C. F. **Cronologia e sedimentologia dos depósitos eólicos quaternários da Costa Leste Maranhense**. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 215p, 2004.
- HALFEN, A.F.; FREDLUND, G.G.; MAHAN. S.A. Holocene stratigraphy and chronology of the Casper dune field, Casper, Wyoming, USA. **The Holocene**, v.20, p.773-785, 2010.
- HAVHOLM, K.; KOCUREK, G. A preliminary study of the dynamics of a modern draa, Algodones, southeastern California, USA. **Sedimentology**, v.35, p.649–669, 1988.
- HESP, P. A.; PRINGLE, A. Wind flow and topographic steering within a trough blowout. **Journal of Coastal Research**, Special Issue, v.34, p.597-601, 2001.
- HESP, P.A. Foredunes and Blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. **Geomorphology**, v.48, p.245-268, 2002.

- HESSE, P. Sticky dunes in a wet desert: formation, stabilisation and modification of the Australian desert dunefields. **Geomorphology**, v.134, p.309-325, 2011.
- HESSE, P.P. How do longitudinal dunes respond to climate forcing? Insights from 25 years of luminescence dating of the Australian desert dunefields. **Quaternary International**, v. 410, p.11-29, 2016.
- HESSE, P.P. The Australian desert dunefields: formation and evolution in an old, flat, dry continent. In: Bishop, P., Pillans, B. (Eds.), **Australian Landscapes**. Geological Society, London, p.141-163, 2010.
- HOLLANDS, C.B.; NANSON, G. C.; JONES, B.G.; BRISTOW, C.S.; PRICE, D.M; PIETSCH, T. J. Aeolian-fluvial interaction: evidence for Late Quaternary channel change and Wind-rift linear dune formation in the northwestern Simpson Desert, Australia. **Quaternary Science Reviews**, v.25, p.142-162, 2006.
- HUGENHOLTZ, C. H.; WOLFE, S.A., Form–flow interactions of an aeolian saucer blowout. **Earth Surface Processes and Landforms**, 34 (7), p.919-928, 2009.
- HUGENHOLTZ, C.H.; WOLFE, S.A. Morphodynamics and climate controls of two aeolian blowouts on the northern Great Plains, Canada. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.31 (12), p.1540-1557, 2006.
- IPCC, Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. Especial report of working groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In: Field CB, Barros V, Stocker TF, Qin D, Dokken DJ, Ebi KL, Mastrandrea MD, Mach KJ, Plattner G-K, Allen SK, Tignor M, Midgley PM (eds) Cambridge University Press, Cambridge, pp 582, 2012.
- IRIONDO, M. Climatic changes in the south American plains: records of a continent-scale oscillation. **Quaternary International** 57/58, 93–112, 1999.
- IRIONDO, M.; LATRUBESSE, E.M. A probable scenario for a dry climate in Central Amazonia during the Late Quaternary. **Quaternary International**, v.21, p.121-128, 1994.
- IRIONDO, M.H. Models of deposition of loess and loessoids in the Upper Quaternary of South America. **Journal of South American Earth Sciences**. 10, 71–79, 1997.
- JAPSEN, P; BONOW, J.M.; GREEN, P.F.; CHALMERS, J.A.; LIDMAR-BERGSTRÖM. Formation, uplift and dissection of planation surfaces at passive continental margins – a new approach. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.34, p.683-699, 2009.
- JUYAL, N.; CHAMYAL, L.S.; BHANDARI, S.; BHUSHAN, R.; SINGHVI, A.K. Continental record of the southwest monsoon during the last 130 ka: evidence from the southern margin of the Thar Desert, India. **Quaternary Science Reviews**, v.25, p.2632-2650, 2006.
- KEMP, R.A., Toms, P.S., King, M., Krohling, D.M. The pedosedimentary chronology of Tortugas, a Late Quaternary type-site of the northern Pampa, Argentina. **Quaternary International** 114, 101–112, 2004.
- KING, L. C. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista brasileira de geografia**, v. 18, n.2, p. 3-121, 1956.
- KOCUREK, G.; NIELSON, J. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. **Sedimentology**. v. 33, n.6, p.795-816, 1986.
- KOCUREK, G. Aeolian System Response to External Forcing Factors - A Sequence Stratigraphic View of the Saharan Region. In: **Quaternary Deserts and Climatic Change** (Eds A.S. Alsharan, K.W. Glennie, G.L. Whittle and C.G.S.C. Kendall), Balkema, Rotterdam/Brookfield. p.327-338, 1998.

- KOCUREK, G.; CARR, M.; EWING, R.; HAVHOLM, KG; NAGAR, Y.C.; SINGHVI, A.K. White Sands dune field, New Mexico: Age, dune dynamics and recent accumulations. **Sedimentary Geology**, v.197(3-4), p.313-331, 2007.
- KOCUREK, G.; LANCASTER, N. Aeolian sediment states: theory and Mojave Desert Kelso Dune field example. **Sedimentology**, v. 46, n.3, p.505–516, 1999
- LAHIRI, S., SINHA, R. Tectonic controls on the morphodynamics of the Brahmaputra River system in the upper Assam valley, India. **Geomorphology**, 169–170, 74–85, 2012
- LANCASTER, N. Low latitude dune fields, in Elias, S.A. (ed.), **Encyclopedia of Quaternary Science**, Elsevier, 626-642, 2007.
- LANCASTER, N. Sand Seas and Dune Fields. In: **Treatise on Geomorphology** (Ed J.F. Shroder, Editor-in-Chief), p. 219-245. Academic Press, San Diego. 2013.
- LANCASTER, N. Desert dune dynamics and development: insights from Luminescence dating. **Boreas**, v.37, p.559-573, 2008.
- LANCASTER, N. **Geomorphology of Desert Dunes**. Routledge, London, 290p. 1995b.
- LANCASTER, N. Relations between dune generations in the Gran Desierto of Mexico. **Sedimentology**, v.39, p.631–644, 1992.
- LANCASTER, N. Controls of aeolian dune size spacing. **Geology**, 16, 972-5. 1988.
- LANCASTER, N.; KOCUREK, G.; SINGHVI, A.K.; PANDEY, V.; DEYNOUX, M., GHIEENNE, J.-P. Late Pleistocene and Holocene dune activity and wind regimes in the western Sahara of Mauritania. **Geology**, v.30, p.991-994. 2002.
- LANGFORD, Fluvial-aeolian interaction, part I: modern systems, **Sedimentology** 36, 1023-36, 1989.
- LANCASTER, N.; TCHAKERIAN, V.P. Geomorphology and sediments of sand ramps in the Mojave Desert. **Geomorphology**, v.17, p.151–165, 1996.
- LATRUBESSE, E. M., J. C. STEVAUX, M. L. SANTOS; M. L. ASSINE. Grandes sistemas fluviais: geologia, geomorfologia e paleohidrologia. Pp. 276-297. In: Souza, C. R. G., K. Suguio, A. M. S. Oliveira & P. E. Oliveira (Eds.). Quaternário no Brasil. Ribeirão Preto, Holos Editora. 2005.
- LATRUBESSE, E. M.; NELSON, B. W. Evidence for late quaternary aeolian activity in the Roraima-Guyana region. **Catena**, v.43(1), p.63-80, 2001.
- LATRUBESSE, E. The late Pleistocene in Amazonia: a palaeoclimatic approach. In: Smolka, P., Volkheimer, W. (Eds.), **Southern Hemisphere Paleo and Neoclimates**. Springer, p. 209–222, 2000.
- LATRUBESSE, E. The Late Quaternary paleohydrology of large South-American fluvial systems. In: Gregory, K., Benito, G. (Eds.), **Palaeohydrology: Understanding Global Change**. Wiley, Chichester, pp.193–212, 2003.
- LATRUBESSE, E. Patterns of anabranching channels: the ultimate end-member adjustments of mega-rivers. **Geomorphology**. 101, 130–145, 2008.
- LATRUBESSE, E.; STEVAUX, J.C.; CREMON, S.; MAY, J.; TATUMI, M.; HURTADO, M.; ARGOLLO, J.; BEZADA, M. Late Quaternary megafans, fans and fluvio–aeolian interactions in the Bolivian Chaco, Tropical South America. **Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.**, v.356, p.75–88, 2012.
- LATRUBESSE, E.M.; AMSLER, M.L.; DE MORAIS, R.P.; AQUINO, S. The geomorphologic response of a large pristine alluvial river to tremendous deforestation in the South American tropics: The case of the Araguaia River. **Geomorphology**, v.113(3-4), p.239-252, 2009.
- LATRUBESSE, E.M.; CARVALHO, T.M. **Geomorfologia do Estado de Goiás e Distrito Federal**. Série Geologia e Mineração, n.2, 2006.

- LATRUBESSE, E.M., FRANZINELLI, E., 2002. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. **Geomorphology**, 44 (3), 241–257, 2002.
- LATRUBESSE, E.M.; FRANZINELLI, E. The Late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. **Geomorphology**, v.70, p.372–397, 2005.
- LATRUBESSE, E.M.; NELSON, B. Evidence for Late Quaternary aeolian activity in the Roraima-Guyana Region. **Catena**, v.43, p.63-80. 2001.
- LATRUBESSE, E.M.; RANCY, A. Neotectonic influence on tropical rivers of southwestern Amazon during the late Quaternary: The Moa and Ipixuna river basins, Brazil. **Quaternary International**, v.72 (1), p.67–72, 2000.
- LATRUBESSE, E.M.; STEVAUX, J.C. Geomorphology and environmental aspects of the Araguaia fluvial basin, Brazil. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v.129, p.109–127, 2002.
- LIVINGSTONE, I.; BRISTOW, C.; BRYANT, R. G.; BULLARD, J.; WHITE, K.; WIGGS, G. F. S.; BAAS, A. C. W.; BATEMAN, M. D.; THOMAS, D. S. G. The Namib Sand Sea digital database of aeolian dunes and key forcing variables. **Aeolian Research**, 2(3), pp. 93-104. 1875-9637, 2010.
- MABESOONE, J.M.; ROLIM, J.L.; CASTRO, C. Late Cretaceous and Cenozoic history of Northeastern Brazil. **Geologie en Mijnbouw**, v.56, p.129-139, 1977.
- MARENGO, J.A.; Torre, R.R.; Alves, L.M. Drought in Northeast Brazil - Past, present, and future. **Theor Appl Climatol**, 129:1189–1200, 2017
- MARENGO, J. A.; LINCOLN, M. A.; SOARES, W.R., RODRIGUEZ, D.; CAMARGO, H.; RIVEROS, M.P.; PABLÓ., A.D. “Two contrasting severe seasonal extremes in tropical South America in 2012: flood in Amazonia and drought in Northeast Brazil.” **J. Clim.** 26 no. 22. 9137–9154. 2013.
- MAROULIS, J.C.; NANSON, G.C.; PRICE, D. M.; PIETSCH, T. Aeolian–fluvial interaction and climate change: source-bordering dune development over the past ~100 ka on Cooper Creek, central Australia. **Quaternary Science Reviews**, v.26, p.386-404, 2007.
- MARQUES, V. S.; RAO, V. B; MOLION, L. C. B. Interannual and seasonal variation in the structure and energetics of the atmosphere over Northeast Brazil. **Tellus**, v. 35A, n. 2, p. 136-148, Mar. 1983.
- MCKEE, E.D. Introduction to a study of global sand seas. In: McKee, E.D. (Ed.), **A Study of Global Sand Seas**. United States Geological Survey, Professional Paper, 1052, p.3–19, 1979.
- MERTES, L.A., DUNNE, T.; MARTINELLI, L.A. 1996. Channel-floodplain geomorphology along the Solimoes-Amazon River, Brazil. **Geol. Soc. Am. Bull**, 108: 1089-1107, 1996.
- MISI A.; VEIZER J. Neoproterozoic carbonate sequences of the Una Group, Irecê Basin, Brazil: Chemostratigraphy, age and correlations. **Precambrian Res.**, v.89, p.87-100, 1998.
- MOLION, L.C.B.; BERNARDO, S.O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 17(1)1-10, 2002.
- MOURA, A.D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a GCM. **J. Atmos. Sci.**, v. 38, p.2653-2675, 1981.
- MORAES REGO, L. F. 1926. Reconhecimento geológico da parte ocidental do Estado da Bahia. **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico**, v.17, p.33-54, 1926.

- MUNYIKWA, K. Synchrony of Southern Hemisphere late Pleistocene arid episodes: A review of luminescence chronologies from arid aeolian landscapes south of the equator. **Quaternary Science Reviews**. 24, 2555–2583, 2005.
- MURRAY, A.S.; WINTLE, A.G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. **Radiation Measurements**. 32, 57-73, 2000.
- NANSON, G.C., CROKE, J.C. A genetic classification of floodplains. **Geomorphology**, v.4, p.459–486, 1992.
- NANSON, G.C., PRICE, D.M., JONES, B.G., MAROULIS, J.C., COLEMAN, M., BOWMAN, H., COHEN, T.J., PIETSCH, T.J., LARSEN, J.R. Alluvial evidence for major climate and flow regime changes during the middle and late Quaternary in eastern central Australia. **Geomorphology**, v.101 (1–2), p.109–129, 2008.
- NANSON, G.C.; CHEN, X.Y.; PRICE, D.M. Aeolian and fluvial evidence of changing climate and Wind patterns during the past 100ka in the western Simpson Desert, Australia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.13, p.87-102, 1995.
- NANSON, G.C.; PRICE, D.M.; SHORT, S.A. Wetting and drying of Australia over the past 300ka. **Geology**, v.20, p.791-794. 1992b.
- OLLY, J.M., MURRAY, A.S., ROBERTS, R.G. The effects of disequilibria in the uranium and thorium decay chains on burial dose rates in fluvial sediments. **Quaternary Science Reviews (Quaternary Geochronology)**.15, 751-760, 1996.
- PAILLOU, P. *et al.* Mapping subsurface geology in Sahara using L-Band SAR: first results from the ALOS/PALSAR imaging radar. **IEEE J. Select. Topics Earth Observ. Remote Sensing** 3, 632–636, 2010.
- PAROLIN, M.; STEVAUX, J.C. Dry climate and eolian dune formation in the Middle Holocene in Mato Grosso do Sul State, Central West Brazil. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 145, p.177-190, 2006.
- PEDREIRA, A.J. **O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina centro-oriental, Bahia: Sedimentologia, Estratigrafia e Tectônica**. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 126 p, 1994.
- PEDREIRA, A.J.; DE WAELE, B. Contemporaneous evolution of the Paleoproterozoic-Mesoproterozoic sedimentary basins of the São Francisco-Congo Craton, In Pankhurst, R.J., *et al.*, EDS., **West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region**: Geological Society of London Special Publication, v.294, p.33-48, 2008.
- PENHA, A.E.P.P. **O Calcário Caatinga de Ourorândia, Bahia: Feições Diagnósticas, Gênese e Evolução de um Perfil Calcrete**. Tese de Mestrado, Universidade Federal da Bahia. 180p, 1994.
- PRESCOTT, J.R. AND HUTTON, J.T. Cosmic ray contribution to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variation. **Radiation Measurements**. 23, 497-500, 1994.
- PYE, K. Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeastern Australia. In: Pye K., Lancaster, N. (Eds.), **Aeolian Sediments, Ancient and Modern**. Special Publication International Association of Sedimentologists. v.16, p.23–44, 1993.
- PYE, K.; TSOAR, H. **Eolian sand and sand dunes**, Springer, 475p., 2009.
- PYE, K.; TSOAR, H. **Aeolian sand and sand dunes**. London, Unwin Hyman, 396 p., 1990.

- ROA MORALES, P. Estudio de los medanos de los Llanos Centrales de Venezuela: evidencias de un clima desertico. **Acta Biologica Venezuela**, v.10 (1), p.19-49, 1979.
- ROCHA, P.L.B.; QUEIROZ, L.P.; PIRANI, J.R. Plant species and habitat structure in a sand dune field in the Brazilian Caatinga: a homogeneous habitat harbouring an endemic biota. **Brazilian Journal of Botany**. v.27 n.4. p.739-755. 2004
- RODRIGUEZ-LOPEZ, J. P.; CLEMMENSEN, L. B.; LANCASTER, N.; MOUNTNEY, N.P.; VEIGA, G.D. Archean to Recent aeolian sand systems and their sedimentary record: Current understanding and future prospects. **Sedimentology**, v.61, p.1487–1534. 2014.
- ROSSETTI, D.F.; COHEN, M.C.; BERTANI, T.C.; HAYAKAWA, E.H.; PAZ, J.D.; CASTRO, D.F.; FRIAES, Y. Late Quaternary fluvial terrace evolution in the main southern Amazonian tributary. **Catena** 116, 19–37, 2014.
- ROWELL, A.; THOMAS, D.; BAILEY, R.; STONE, A.; GARZANTI, E.; PADOAN, M. Controls on sand ramp formation in southern Namibia. **Earth Surf. Process. Landforms** 43, 150–171, 2018.
- SARNTHEIN, M. Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. **Nature**, v. 272, p.43–46, 1978.
- SILVA A.J.P; LOPES, R.C.L; VASCONCELOS, A.M.; BAHIA, R.B.C. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso- Cenozóicas Interiores. In: BIZZI LA, SCHOBENHAUS C, VIDOTTI RM AND GONÇALVES JH (Eds), **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília, CPRM, p. 55-85. 2003.
- SILVA, J.L.L. **Reconstituição paleoambiental baseada no estudo de mamíferos pleistocênicos de Maravilha e Poço das Trincheiras, Alagoas, nordeste do Brasil**. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife. Tese de Doutorado. 244p, 2008.
- SINGHVI, A.K., Sharma, Y.P. and Agrawal, D.P. Thermo- luminescence dating of sand dunes in Rajasthan, India. **Nature**, 295, 313-315, 1982.
- SINHA, R. Sedimentology of Quaternary alluvial deposits of the Gandak–Kosi interfan, North Bihar plains. **Journal of Geological Society of India** 46 (5), 521–532, 1995.
- SINHA, R.; LATRUBESSE, E.M.; NANSON. G.C. Quaternary fluvial system of tropics: Major issues and status of Research. **Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology**, v.356-357, p.1-15, 2012.
- STEVAUX, J.C. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Parana River: correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. **Quaternary International**. v.72, p.73-85. 2000.
- STEVAUX, J.C. The upper Paraná River (Brazil): geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. **Quaternary International**, v.21, p.143–161, 1994.
- STEVAUX, J.C.; SANTOS, M. Palaeohydrological changes in the upper Paraná River, Brazil, during the late Quaternary: a facies approach. In: Benito, G., Baker, V., Gregory, K. (Eds.), **Palaeohydrology and Environmental Change**. J.Wiley and Sons, p. 273–285, 1998.
- STOKES, S.; THOMAS, D.S.G.; WASHINGTON, R. Multiple episodes of aridity in southern Africa since the last interglacial period. **Nature**, 338, p.154-158, 1997. **PNAS**, 115 (15), 3788-3793, 2018.
- STRÍKIS N. M., *et al.*. Timing and structure of Mega-SACZ events during Heinrich Stadial 1. **Geophys Res Lett** 45:1–8, 2015.
- STRÍKIS, N.M.; CRUZ, F.W.; BARRETO, E.A.S.; NAUGHTON, F.; VUILLE, M.; CHENG, H.; VOELKER, A.H.L.; ZHANG, H.; KARMANN, I.; EDWARDS, R.L;

- AULER, A.S.; SANTOS, R.V.; SALES, H.R. South American monsoon response to iceberg discharge in the North Atlantic, 2018.
- SUGUIO, K.; BARCELOS, J.H.; MATSUI, E. Significados paleoclimáticos e paleoambientais das rochas calcárias da Formação Caatinga (BA) e do Grupo Bauru (MG/SP). **Anais XXXI Congresso Brasileiro de Geologia**, v.1, p.607-617, 1980.
- SUMMERFIELD, M.A. The changing landscape of geomorphology. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.30, p.779–81, 2005.
- TALBOT, M.R. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. **Chemical Geology**, v.80, p.261-279, 1990.
- TEEUW, R.M., RHODES, E.J. Aeolian activity in northern Amazonia: optical dating of Late Pleistocene and Holocene paleodunes. **Journal of Quaternary Science**, v.19 (1), p.49-54, 2004.
- TELES, M. R. L. Atlas Aerogeofísico do Estado da Bahia. 1. ed, v. único. CPRM, 2019.
- TOMAZELLI, L. J. **Contribuição ao Estudo dos Sistemas Depositionais Holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, com Ênfase no Sistema Eólico**. Porto Alegre, Universidade Federal Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado, 270p., 1990
- TRICART, J. As relações entre a morfogênese e a pedogênese. **Notícia Geomorfológica**, v.8, n.15, p.5-18, 1968.
- TRICART, J. Existence de Períodes seches au Quaternaire en Amazonie et dans les régions voisines. **Revue de Geomorphologie Dynamique**, v.23, p.145-158, 1974.
- TRIPALDI, A.; MEHL, A.; ZÁRATE, M.A. Parabolic megadunes in a subtropical Quaternary inland dune field, southwestern Pampas, Argentina. **Geomorphology**. doi:10.1016/j.geomorph.2018.08.021, 2018.
- TRIPALDI, A.; ZARATÉ, M.A. A review of Late Quaternary inland dune systems of South America east of the Andes. **Quaternary International**, v.410, p.96-110, 2016.
- TSOAR, H.; BLUMBERG, D.G.; STOLER, Y. Elongation and migration of sand dunes. **Geomorphology**, 57, 293-302, 2004.
- TSOAR, H.; LEVIN, N.; PORAT, N.; MAIA, L.P.; HERRMANN, H.J.; TATUMI, S.H.; VANDA, C.S. The effect of climate change on the mobility and stability of coastal sand dunes in Ceara State (NE Brazil). **Quaternary Research**, v.71, p.217-226, 2009.
- UVO, C. B.; REPELLI, C. A.; ZEBIAK, S. E.; KUSHNIR, Y. The Relationships between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil Monthly Precipitation. **Journal of Climate**, v. 11, p. 551-562, 1998.
- VALENTE, C.R.; LATRUBESSE, E.M. Fluvial archive of peculiar avulsive fluvial patterns in the largest Quaternary intracratonic basin of tropical South America: The Bananal Basin, Central-Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.10.002>, 2011.
- VALENTE, C.R.; LATRUBESSE, E.M. The Quaternary record of the largest intracratonic basin of South America and its paleohydrological significance for the tropics: the Bananal basin, Brazil. **Palaeogeogr, Palaeoclimatol, Palaeoecol**. v.356–357, p.62–74, 2012.
- VALENTE, C.R.; LATUBRESSE, E.M.; FERREIRA, L.G. Relationships amount vegetation, geomorphology and hydrology in the Bananal Island tropical

- wetlands, Araguaia River basin, Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.30, p.1-11, 2013.
- WANG, X.; AULER, A.S.; EDWARDS, R.L.; CHENG, H.; CRISTALLI, P.S.; SMART, P.L. RICHARDS, D.A.; SHEN, C.C. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. **Nature**, v.432, p.740-743, 2004.
- WASSON, R.J.; RAJAGURU, S.N; MISRA, V.N.; AGRAWAL, D.P.; DHIR, R.P.; SINGHVI, A.K.; RAO, K.K. Geomorphology, late quaternary stratigraphy and Pateoclimatology of the Thar dune field. **Z. Geomorphology**, v.45, p.117-151, 1983.
- WASSON, R. J.; FITCHETT, K; MACKEY, B; HYDE, R. Large-scale patterns of dunes type, spacing, and orientation in the Australian continental dunefield. **Australian Geographer** 19, 89-104, 1988.
- WILSON, I. G. Ergs. **Sedimentary Geology**. 10, 77-106, 1971.
- WILLIAMS, 1994, Some implications of past climatic changes in Australia. **Transactions of the Royal Society of South Australia**. 118, 17-25. 1994.
- WILLIAMS, H.E. Nota geológica e econômica sobre o vale do Rio São Francisco. **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico**. v.12, 56p, 1925.
- WINTLE, A.G.; MURRAY, A.S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. **Radiation Measurements**. v.41, p.369–391, 2006.
- YAN, N.; BAAS, A.C.W. Parabolic dunes and their transformations under environmental and climatic changes: Towards a conceptual framework for understanding and prediction. **Global and Planetary Change**, v.124, p.123-148, 2015.
- YIZHAQ, H.; ASHKENAZY, Y.; TSOAR, H. Sand dune dynamics and climate change: A modeling approach. **Journal of Geophysical Research**, v.114, p. 1-11, 2009.
- ZARATE, M.A., 2003. Loess of southern South America. **Quaternary Science Reviews**. 22, 1987 e 2006.
- ZIMMERMAN, D.W. Thermoluminescence dating using fine grains from pottery. **Archaeometry**. 13, 29-52, 1971.