



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

**GEOMORFOLOGIA E ARQUITETURA DEPOSICIONAL DE UMA PLANÍCIE DE  
CORDÕES LITORÂNEOS LACUSTRE, LITORAL NORTE DO RS - BRASIL**

**VOLNEY JUNIOR BORGES DE BITENCOURT**

**ORIENTADOR – Prof. Dr. Sérgio Rebello Dillenburg**

**Volume I**

**Porto Alegre – 2015**

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

**GEOMORFOLOGIA E ARQUITETURA DEPOSICIONAL DE UMA PLANÍCIE DE  
CORDÕES LITORÂNEOS LACUSTRE, LITORAL NORTE DO RS - BRASIL**

**VOLNEY JUNIOR BORGES DE BITENCOURT**

**ORIENTADOR – Prof. Dr. Sérgio Rebello Dillenburg**

**BANCA EXAMINADORA**

**Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Maria Luiza Correa da Camara Rosa – Instituto de Geociências,  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul**

**Prof. Dr. Felipe Caron – Universidade Federal do Pampa**

**Prof. Dr. Norberto Olmiro Horn Filho – Departamento de Geociências,  
Universidade Federal de Santa Catarina**

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

Porto Alegre – 2015

## Ficha catalográfica

### CIP – Catalogação da Publicação

Bitencourt, Volney Junior Borges  
Geomorfologia e Arquitetura Depositional de uma  
Planície de Cordões Litorâneos na Margem NE da Lagoa  
dos Quadros, RS - Brasil / Volney Junior Borges  
Bitencourt. -- 2015.  
74 f.

Orientador: Sérgio Rebello Dillenburg.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,  
Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto  
Alegre, BR-RS, 2015.

1. Geologia Costeira. 2. Evolução Costeira. 3.  
Estratigrafia. 4. Holoceno. 5. Lagoas Costeiras. I.  
Rebello Dillenburg, Sérgio, orient. II. Título.

## **Agradecimentos**

Gostaria de expressar minha gratidão ao meu orientador, Prof. Dr. Sérgio Dillenburg, pela amizade e ensinamentos nesse período de execução da presente dissertação de mestrado. Obrigado Sérgio, pela confiança, ajuda e por ter participado no início da minha carreira acadêmica.

Meus sinceros agradecimentos aos docentes Prof. Dr. Eduardo Barboza, Prof. Dr. Felipe Caron, Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Maria Luiza Rosa e Prof. Dr. Rodrigo Cancelli. Cada conversa, discussão e saídas de campo com esses professores são verdadeiras (e excelentes) aulas. Sou grato, também, a todos os professores do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO) e de outras instituições que ministraram importantes disciplinas que contribuíram para o meu crescimento intelectual, profissional e educacional na área de Geologia Marinha e Costeira. Agradeço a “lenda” Prof. Dr. Patrick Hesp, por ter contribuído para a minha pesquisa. Sou grato a Téc. MSc. Beatriz Appel Dehnhardt e ao Téc. Gilberto Silveira dos Santos pela ajuda na execução de alguns procedimentos metodológicos neste trabalho.

Aos colegas e amigos vinculados ao Instituto de Geociências que fiz nessa trajetória em Porto Alegre, agradeço pelas discussões, campos e bares! Rafa, Martins, Inaiê, Carla, Samanta, Anderson, Júlio, Michel, Ana, Rick, Há, Luana, Uruguaiana, Fred, Erick, Renatinho, Túlio, Fernando e todos os outros que não me recordo nesse momento, porém não menos importantes... Muito obrigado pelo convívio. Um agradecimento especial ao Rogério “Bóris” Manzolli, foram diversos campos juntos, todos de grande valia, e sempre está disposto a ajudar.

Sou grato ao Programa de Formação de Recursos Humanos em Geociências nº 215 (PRH-215), pela bolsa de mestrado e auxílio financeiro, ao CNPq pelo auxílio financeiro e ao CECO por fornecer a estrutura necessária para essa dissertação. Ao Programa de Pós-Graduação em Geociência do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, agradeço a oportunidade.

Agradeço a todos que contribuíram de alguma forma para a finalização dessa etapa.

O maior agradecimento será, sem sombra de dúvida, para minha família. Minha mãe Vanete, meu pai Volney, meu irmão Leandro e meu sobrinho/afilhado Enzo, são as “forçantes” que me movem. Afinal, família é tudo.

## Resumo

Cordões litorâneos regressivos arenosos do tipo praia (*beach ridge*) e do tipo duna frontal (*foredune ridge*) são feições morfológicas comuns em costas deposicionais com abundância de sedimento. No presente estudo, a morfologia superficial, estratigrafia e a origem de uma planície de cordões ocorrentes na Lagoa dos Quadros, litoral norte do Rio Grande do Sul, são investigadas. Abordagens em superfície através de análises de fotografia aéreas, análises de imagens de satélite e altimetria de detalhe, em junção com dados em subsuperfície oriundos de perfilações geofísica com uso de GPR e dados sedimentológicos provenientes de testemunhos de sondagens rasos proporcionaram elucidar as fácies que compõem a arquitetura deposicional, bem como especificar as características geométricas superficiais dos cordões. Datações por  $^{14}\text{C}$  permitiram estimar o estágio do início do desenvolvimento da planície de cordões, e a modelagem de ondas e análise de ventos propiciaram inferir as condições fluidodinâmicas envolvidas em sua gênese. A planície de cordões é composta por cordões de praia e cordões de duna frontal, ou seja, uma barreira complexa. Esses cordões são o resultado do desenvolvimento de uma sequência regressiva sobre uma fácies basal de fundo (lagunar). Essa sequência regressiva é composta por depósitos de antepraia, de pós-praia/face de praia, dunas frontais e depósitos de leque de sobrelavagem. A fácies basal de fundo lagunar registra a fase de agradação e progradação da fácies de fundo lagunar do sistema lacustre, ocorrida entre  $7047 \pm 197$  ka e  $6230 \pm 122$  ka. A planície é composta por 20 cordões contínuos e semi-contínuos, de baixa amplitude e espaçados de 5 a 50 m. A migração de campos de dunas transgressivos da barreira de Curumim para dentro da lagoa (entre 7,1 e 5,5 ka) podem ter sido uma importante fonte de areia para a formação da planície de cordões litorâneos regressivos da margem NE da Lagoa dos Quadros.

**Palavras-chave:** GPR, cordão de praia, cordão de duna frontal, sequência regressiva, barreira complexa, lagoa costeira

## **Abstract**

Beach ridges and foredune ridges are morphological elements largely present in depositional coasts with abundant sediment supply. In this study, the morphology, the stratigraphy and genesis of a strandplain (sand ridge plain) developed at the Quadros lagoon, northern littoral of Rio Grande do Sul, are studied. Photographic surveys, analysis of satellite imagery and topographic surveying plus geophysical data collected with GPR and sedimentological data from drill holes allowed elucidate the facies that make up the depositional architecture and specify the surface geometric characteristics of the ridges. Was possible to estimate the stage of development of the strandplain by  $^{14}\text{C}$  dating, and the modeling of waves and analysis of winds pattern have led to infer the fluid dynamic conditions involved in its genesis. The strandplain comprises beach ridges and foredune ridges, which makes a complex barrier. These ridges are results of a regressive sequence developed on a lagoon bottom basal facies. The regressive sequence comprises deposits of shoreface, deposits of beachface/ backshore, foredunes and washover fan. The lagoon bottom basal facies records the aggradation and progradation phases of the lagoon bottom facies of the lagoon system occurred between  $7047 \pm 197$  ka and  $6230 \pm 122$  ka. The strandplain comprises 20 continuous and semi-continuous ridges, low amplitude and spaced 5-50 m. The migration of transgressive dune fields of Curumim barrier to inside the lagoon (between 7.1 and 5.5 ka) may have been an important source of sand to form the strandplain of NE margin of Quadros Lagoon.

**Key-words:** GPR, beach ridge, foredune ridge, regressive sequence, complex barrier, coastal lagoon

## Sumário

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	9
1.1 OBJETIVOS .....	11
1.2 JUSTIFICATIVA E IMPORTÂNCIA .....	11
<b>2 CORDÕES LITORÂNEOS ARENOSOS: Uma Breve Revisão</b> .....	13
2.1 Introdução .....	13
2.2 Origem e Processos .....	15
2.2.1 Primeiros Estudos .....	15
2.2.2 Classificações de cordões litorâneos .....	16
i) Ondas de tempestade .....	19
ii) Ondas de tempo bom .....	21
iii) Variações no nível de base (periódicas) .....	23
iv) Processos eólicos .....	24
2.3 Conclusão .....	25
REFERÊNCIAS .....	27
<b>3 ARTIGO SUBMETIDO: Geomorfologia e Arquitetura Depositional de uma Planície de Cordões Litorâneos na Margem NE da Lagoa dos Quadros, RS – Brasil</b> .....	33
1. INTRODUÇÃO .....	36
2. LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO .....	37
3. MATERIAIS E MÉTODOS .....	40
3.1 Registros geofísicos de GPR .....	40
3.2 Levantamento altimétrico de detalhe .....	40
3.3 Testemunhos de sondagens rasos .....	41
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES .....	42
4.1 Características morfológicas .....	42
4.2 Arquitetura deposicional .....	45
4.3 Aspectos fluidodinâmicos e mecanismos de construção de cordões .....	53
5. CONCLUSÕES .....	60
REFERÊNCIAS .....	62
<b>4 CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	73
<b>ANEXOS I,II e III</b> .....	74

***Sobre a estrutura da dissertação:***

Esta dissertação está estruturada da seguinte forma:

a) Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetivos e a importância do estudo proposto, seguidos pela apresentação do estado da arte sobre o tema de pesquisa.

b) Manuscrito submetido à revista Pesquisas em Geociências, intitulado:  
**Geomorfologia e arquitetura deposicional de uma planície de cordões litorâneos na margem NE da Lagoa dos Quadros, RE – Brasil.**

c) Anexos, compreendendo carta de submissão do artigo, relatório de desempenho acadêmico e o histórico de conceitos do curso.



## 1 INTRODUÇÃO

Cordões litorâneos são feições morfológicas costeiras (marinhas e lagunares) de caráter progradacional-regressivo. Ocorrem preferencialmente onde há um alto suprimento de sedimento clástico e em praias (antepraias) com baixo gradiente (CURRAY *et al.*, 1969; CARTER, 1986; OTVOS, 2000, HESP, 1999; WOODROFFE, 2002; HESP, 2006). São comuns em costas quaternárias deposicionais progradantes, principalmente em costas dominadas por ondas e com regimes de micro e mesomaré.

Nos últimos anos, diversos estudos sobre a gênese, interpretações paleoambientais e paleogeográfica de cordões litorâneos arenosos se desenvolveram, dentre os quais podemos destacar: Neal *et al.*, (2002); Goy *et al.*, (2003); Corrêa *et al.*, (2004); Hesp *et al.*, (2005); Dillenburg *et al.* (2006, 2011 e 2013); Harvey, (2006); Nielsen *et al.*, (2006); Johnston *et al.*, (2007); Dias & Kjerfve, (2008); Sawakuchi *et al.*, (2008); Barboza *et al.* (2009, 2011a, 2011b e 2013), Bennett *et al.*, (2009); Nielsen & Johanessen, (2009); Nott *et al.*, (2009); Clemmensen & Nielsen, (2010); Manzolli, (2011); Forsyth *et al.*, (2012); Tamura, (2012); Tamura *et al.*, (2012); Moulton *et al.*, (2013); Bendixen *et al.*, (2013); Choi *et al.*, (2013); Mauz *et al.*, (2013); Rocha *et al.*, (2013); Billy *et al.*, (2014) e Santos *et al.*, (2014). Estudos desse gênero são de suma importância para verificar os padrões de resposta destes ambientes e sua resiliência às mudanças climáticas, sejam elas naturais ou antrópicas.

Tais publicações refletem principalmente o advento e a aplicação de novas tecnologias para aquisição de dados geofísicos como o Radar de Penetração no Solo (GPR – *Grounding Penetrating Radar*) e de novas metodologias para estabelecer a cronologia evolutiva, como as datações de depósitos terrígenos quaternários por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Entretanto, diferentemente de seus análogos em costas oceânicas, a origem e evolução de cordões litorâneos em corpos aquosos pequenos (*limited-fetch*) ainda são pouco estudados.

A Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS) representa a maior expressão superficial das sequências sedimentares da Bacia de Pelotas, e é formada por depósitos sedimentares e feições morfológicas vinculadas a quatro sistemas deposicionais Laguna-Barreira (I, II e III, pleistocênicos; e IV, holocênico)

justapostos, e ao desenvolvimento de leques aluviais nas parcelas continentais mais internas (VILLWOCK, 1984). Na porção norte da PCRS, os corpos lagunares localizados na retrobarreira (*backbarrier*) do sistema deposicional Barreira IV, são denominados de sistemas lagunares holocênicos (TOMAZELLI & VILLWOCK, 1991); do qual faz parte a lagoa dos Quadros.

Correlações entre os principais picos da curva isotópica de Imbrie *et al.* (1984) e a formação dos quatro sistemas deposicionais Laguna-Barreira do RS foram realizadas por Villwock & Tomazelli (1995). As barreiras I, II, III e IV - formadas por ciclos transgressivos-regressivos do nível de mar, controlados por glaciações - correlacionam-se com os estágios isotópicos 11 (400 ka), 9 (325 ka), 5e (120 ka) e 1 (holocênica), respectivamente. No entanto, Lopes *et al.* (2013; 2014) postularam, com base em datações por Termoluminescência, uma nova idade para a formação da barreira II, e a sua correlação com o pico isotópico 7e, com idade aproximada de 220 – 240 ka. Desta forma a barreira I passaria a ser relacionada ao estágio isotópico 9 (325 ka).

A implantação e início da progradação/regressão da Barreira IV em seu trecho norte, ou setor I, segundo Dillenburg *et al.* (2000), ocorreram há cerca de 7 Ka, e pode ser dividida em duas fases (DILLENBURG *et al.*, 2006; DILLENBURG & HESP, 2009; LIMA *et al.*, 2012):

- Entre 7,1 – 5,5 ka, o alto suprimento de sedimento permitiu uma regressão normal da barreira, com uma taxa de progradação de  $1 \text{ m} \cdot \text{ano}^{-1}$ , mesmo com o nível do mar em lenta ascensão.
- Depois de um tempo situado entre 6 - 5 ka, após o nível de mar mais alto da Transgressão Marinha Pós-glacial (TMP), que alcançou entre 2 e 3 metros acima do nível do mar atual, a progradação ocorreu em diferentes taxas, e foi influenciada, também, pela queda do nível do mar, ou seja, condições que caracterizam uma regressão forçada.

Na barreira IV anexa à Lagoa dos Quadros - barreira de Curumim – escopo deste estudo, Villwock (1984) descreveu que a progradação ocorreu sob a forma de cordões de praia (*beach ridges*). Contudo, a barreira foi reinterpretada e foi constatado que depósitos arenosos de 12 fases de formação de campos de dunas transgressivos, separados por dunas de precipitação caracterizam a morfologia da barreira IV na região de Curumim, e não cordões de praia (HESP *et al.*, 2005, 2007; MARTINHO *et al.*, 2008).

Na ocasião do início do desenvolvimento dessa barreira, havia uma grande laguna em sua retaguarda. Com o rebaixamento do nível de base após a TMP, aliado à descarga de sedimentos oriundos de rios e da ação eólica, a grande laguna foi então segmentada e assoreada com o desenvolvimento de feições geomorfológicas arenosas como esporões (*spits*), esporões recurvados (*cusped spits*) e cordões litorâneos (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1991; DILLENBURG, 1994).

Esta segmentação foi responsável por isolar as Lagoas Itapeva e dos Quadros; esta última, alvo deste estudo que objetiva descrever a morfologia e estratigrafia de um pacote de cordões litorâneos na margem NE da lagoa (Capão da Canoa – RS) e seus significados paleoambientais.

## 1.1 OBJETIVOS

O principal objetivo desta pesquisa é investigar a origem, morfologia e estratigrafia (arquitetura deposicional) de uma planície de cordões lacustre, com foco em compreender melhor a gênese destas feições geomorfológicas e seus significados paleoambientais.

A partir disso, foram idealizados os seguintes objetivos específicos:

- Descrever a morfologia superficial dos cordões.
- Descrever e interpretar as radarfácies (arquitetura deposicional) que compõe a área de estudo.
- Estabelecer a cronologia do início do desenvolvimento dos cordões. Verificar a energia (vento e onda) e o tipo de sedimento ocorrentes atualmente na planície de cordões.

## 1.2 JUSTIFICATIVA E IMPORTÂNCIA

Depósitos formados em ambientes lagunares possuem alto grau de potencial de preservação; portanto, um estudo detalhado, com abordagens tanto em superfície como em subsuperfície na planície de cordões da Lagoa dos Quadros poderá elucidar questões sobre a evolução/formação dos depósitos sedimentares relacionados a cordões litorâneos lagunares e de seus análogos oceânicos.

As características peculiares dos cordões litorâneos da Lagoa dos Quadros derivam, provavelmente, da relação entre variações climáticas e eventos meteorológicos extremos cíclicos (pluviosidade e passagem de frentes), o retrabalhamento sedimentar pelo vento, variações no nível de base periódicas (sazonais) e o crescimento vegetacional. Do ponto de vista da economia mineral, destaca-se que, além de proporcionar um estudo de reservatórios análogos de hidrocarbonetos (principalmente óleo), o depósito pode apresentar recursos minerais passíveis de exploração como água, minerais pesados e areia quartzosa.

## 2 CORDÕES LITORÂNEOS ARENOSOS: Uma Breve Revisão

A seguir, é realizada uma breve síntese acerca das recentes classificações e dos *principais* estudos que originaram as hipóteses mais plausíveis para a formação de **cordões litorâneos arenosos do tipo praia** e **cordões litorâneos do tipo duna frontal**, especialmente em costas dominadas por ondas, com regime de micromaré e em lagoas e lagos.

### 2.1 Introdução

Revisões e discussões na literatura acerca de cordões e planícies de cordões se desenvolveram nas últimas décadas, as quais evidenciaram certa confusão, principalmente, relacionadas às nomenclaturas e terminologias adotadas por autores de diversas nacionalidades (e.g. HESP, 1984, 1985; TANNER, 1995; CURRAY, 1996; TANNER, 1996; TAYLOR & STONE, 1996; OTVOS, 2000; HESP, 2006; TAMURA, 2012; NOTT, 2014). Contudo, Hesp *et al.* (2005) declaram que muitas das recentes revisões não examinam com profundidade o tema, principalmente no que tange o uso das confusas nomenclaturas e os modos de formação.

O uso de termos de uma forma incorreta decorre principalmente devido a grande variedade de definições, algumas muito amplas como, por exemplo, Stapor (1975, 1982) que definiu cordões de praia como “cordões lineares em forma de montículo mais ou menos alinhados a costa”. Ademais, termos como: bermas, dunas frontais e cordões litorâneos, com definições confusas na literatura, são utilizados indistintamente e com diferentes significados (HESP, 1984; HESP *et al.* 2005).

O depósito costeiro arenoso expresso na feição geomorfológica denominada cordão litorâneo (*coastal ridge* ou *sand ridge*) ou crista litorânea consiste num depósito praial (**cordão/crista de praia**) de orientação paralela à linha de costa, ou num depósito de duna frontal (**cordão/crista de duna frontal**), ambos de natureza relíquia, preservados por vegetação e separados uns dos outros por depressões (cavas). Devem ser isolados dos processos praias-dinâmicos atuais. São termos genéricos que expressam um determinado depósito sedimentar persistente, predominantemente arenoso, com amplitude e espaçamento variáveis. Ocorrem tanto em costas oceânicas quanto em corpos aquosos confinados ou semiconfinados (WOODS & LEAHY, 1983). Apesar de o termo crista litorânea

representar a mesma feição que cordão litorâneo, neste trabalho é optado por utilizar a nomenclatura cordão litorâneo.

Múltiplos sistemas de cristas/cordões e cavas constituem planícies arenosas regressivas-progradantes (*ridge plain* ou *strandplain*), manifestando uma sucessão de antepraias (*shoreface successions*) com cordões (*ridges*) e cavas (*swales*), podendo estar organizados em conjuntos distintos (*sets*) devido a realinhamentos da linha de costa a partir de variações energéticas, sedimentares ou de nível de base. As cavas normalmente são úmidas e apresentam sedimentos mais finos. Hesp (1999) afirma que planícies de cordões de praia podem ser formadas em costas que apresentam regressão normal, ou que apresentem uma queda no nível do mar relativo. Planícies de cordões podem ser denominadas sistemas complexos (planície complexa), caso apresentem cordões com processo morfo-genético diferentes, conceito derivado de “barreiras complexas” de McKee (1979).

Cordões litorâneos e seus análogos em lagoas são indicadores paleoambientais e paleogeográficos, e podem ser utilizados como *proxies*, principalmente em relação ao regime hidrodinâmico pretérito, suprimento de sedimento (taxas, origem e tipo de sedimento), variações climáticas e oscilações do nível de base em caráter relativo (JOHNSON, 1919; CURRAY *et al.*, 1969; DOMINGUEZ, 1992; TANNER, 1995; TAYLOR & STONE, 1996; OTVOS, 2000; GOY *et al.*, 2003; SCHEFFERS *et al.*, 2011; TAMURA, 2012).

Largamente utilizados no conceito de sistemas deposicionais modernos como análogos de reservatório de hidrocarbonetos, cordões litorâneos (análogos a barreiras regressivas) recebem vasta atenção de profissionais e empresas envolvidas na exploração, P&D e produção de derivados de petróleo. Basicamente, óleo e gás podem ocorrer em vários tipos de reservatórios sedimentares como, por exemplo, em depósitos arenosos de preenchimento de canais e de depósitos arenosos regressivos como as planícies de cordões litorâneos.

Variáveis como altura da onda e a taxa de progradação, que é determinada pelo suprimento de sedimento, vão estabelecer a altura do cordão de praia (TANNER & STAPOR, 1972; BIRD, 2000). Com os cordões de duna frontal, a frequência, direção e intensidade do vento moldam o depósito (HESP, 1999). O suprimento de sedimento tem um papel preponderante, pois vai determinar a extensão da planície de cordões e se o cordão mais exterior (mais próximo da linha de costa) irá persistir (se tornar relíquia) ou erodir (ANTHONY, 1995; ISLA & BUJALESKY, 1999). Johnson (1919) acredita que cordões são depositados e

erodidos diversas vezes. Vale ressaltar que, em casos peculiares, cordões litorâneos podem apresentar alturas na casa de metros, larguras em centenas de metros e comprimentos de quilômetros (STAPOR, 1975).

Para os corpos lagunares de PCRS, há ocorrência basicamente de cordões do tipo duna frontal (*foredune ridge*) e cordões do tipo praia (*beach ridge*). Anthony (2008) ressalta que cordões litorâneos constituem o depósito sedimentar mais característico de linhas de costa progradantes.

Apesar de a grande maioria das publicações sobre o tema correlacionar-se aos depósitos ocorrentes em praias oceânicas, muitos processos descritos por diferentes pesquisadores podem ser extrapolados para corpos aquáticos rasos e confinados. Contudo, os processos energéticos nesses casos são substancialmente menores em comparação com praias oceânicas de mar aberto.

## **2.2 Origem e Processos**

### *2.2.1 Primeiros Estudos*

Embora existam diversos estudos acerca da gênese de cordões, alguns propondo modelos evolutivos relativamente complexos, os processos dominantes ainda são pouco compreendidos.

O inglês Redman (1852; 1864 *apud* JOHNSON, 1919), precursor de estudos em cordões, afirmou que eventos extremos seriam a força energética capaz de originar cordões de praia de sedimento mais grosso. Johnson (1919) em seu capítulo intitulado *Shore Ridges and Their Significance* realiza uma síntese dos mecanismos propostos até então, para a origem dos cordões. Johnson (1919) declara que existem diversos processos diferentes envolvidos na gênese de planície de cordões de praia (p. 404 - 407), e que cordões não devem ser simplesmente associados a grandes tempestades individuais. Johnson (1919) conclui que o mecanismo mais comum para a formação de *beach ridges* e *dune ridges* é a ocorrência de ondas em diferentes circunstâncias (p. 452).

Além dos pesquisadores inglês e estadunidense comentados acima, pesquisadores australianos tiveram um papel importante em estudos clássicos e originais sobre a gênese de cordões e dunas dos mais variados tipos. Por exemplo, Davies (1957), McKenzie (1958), Bird (1960), Hesp (1984), Bird & Jones (1988) dentre outros, protagonizaram uma série de artigos sobre a gênese de cordões arenosos - a *australian discussion* – como lembrado por Otvos (2000) e Hesp (2006). Muitos desses pesquisadores australianos atribuíram bermas arenosas de

maré alta como um núcleo para a formação de cordões de praia construídos por ondas. Não obstante, outros pesquisadores estadunidenses como Psuty (1965) e Curray *et al.* (1969) se destacaram no cenário acadêmico através de publicações com alto impacto científico.

### 2.2.2 Classificações de cordões litorâneos

Há um consenso que não existe um mecanismo único para a construção de cordões litorâneos. Tais depósitos costeiros esboçam características que *podem* ser categorizadas com relação à força motriz (agente causador da acumulação sedimentar).

Tanner (1995) numa síntese propôs quatro categorias de cordões arenosos de acordo com o processo envolvido na gênese dos depósitos, na qual os cordões podem ser construídos por:

- i) Espraimento (*swash-built*)
- ii) *Setting lag*
- iii) Eólicos (*eolian*)
- iv) Nível d'água elevado por tempestade (*storm surge*)

Em seus estudos, os quais englobam mais de 50 sistemas de cordões ao redor do mundo, Tanner (1995) concluiu que o processo mais comum de formação de cordões é o espraimento. Ainda segundo esse autor, a periodicidade (construção de um cordão) dos cordões é tipicamente de 30-60 anos, com espaçamento entre 25-30 m e uma taxa de progradação média de  $1 \text{ m} \cdot \text{ano}^{-1}$ , há ainda alguns conjuntos de cordões com espaçamentos menores e intervalos entre três a sete, 10-12 ou 18-19 anos. Para explicar estas periodicidades diferentes, Tanner (1995) utiliza correlações com fenômenos atmosféricos como *El Niño Southern Oscillation* (ENSO), ciclos lunares (*lunar nodal tidal cycle*) e ciclos solares (*sunspot activity*) ou uma combinação destes fatores.

Taylor & Stone (1996) em uma revisão da literatura sobre cordões de praia arenosos, arguem sobre quatro modelos para explicar a origem dos cordões:

- i) Formação de cordões de praia durante ondas de alta energia (*Beach-ridge formation during high wave-energy*)
- ii) Construção de cordões de praia durante condições de marulho (*Construction of beach-ridge during swell conditions*)
- iii) Modelo de emergência de barra submarina (*Emergent bar model*)



- iv) Cordões de praia construídos pelo espriamento (*Beach-ridges construction by swash*)

Além de que, a respeito da grande diversidade de modelos para explicar a origem de cordões de praia, a maioria requer um abundante suprimento de sedimentos e uma topografia antecedente com um baixo gradiente. Taylor & Stone (1996) concluem que os estudos sobre cordões de praia evoluíram a partir de simples descrições das estruturas para interpretações de ambientes pretéritos.

Para Otvos (2000), cordões de praia podem ser originados por ondas (formados através de bermas) ou ventos (múltiplas dunas frontais). Hesp (2006) afirma que Otvos (2000) combinou no mínimo três feições geomorfológicas distintas em sua definição de cordão de praia, o que pode ser uma fonte de equívocos.

Hesp (2006) aborda o tema numa revisão conceitual da literatura acerca de cordões arenosos. Além de agrupar os mecanismos mais comuns de formação de cordões, o autor realiza uma tentativa de padronizar os termos e definições e ressalta diversas vezes que termos são utilizados erroneamente para descrever feições morfológicas que devem ser morfo-geneticamente distinguidas. Então, conforme Hesp (2006) há quatro tipos de cordões na literatura, de acordo com o processo de formação:

- i) Ondas de tempestade e níveis d'água elevados (*Storm waves and elevated water levels*)
- ii) Ondas de tempo bom e níveis d'água normais (*Fair-weather waves and normal water levels*)
- iii) Mudança no nível do mar (*Sea level change*)
- iv) Processos eólicos (*Aeolian processes*)

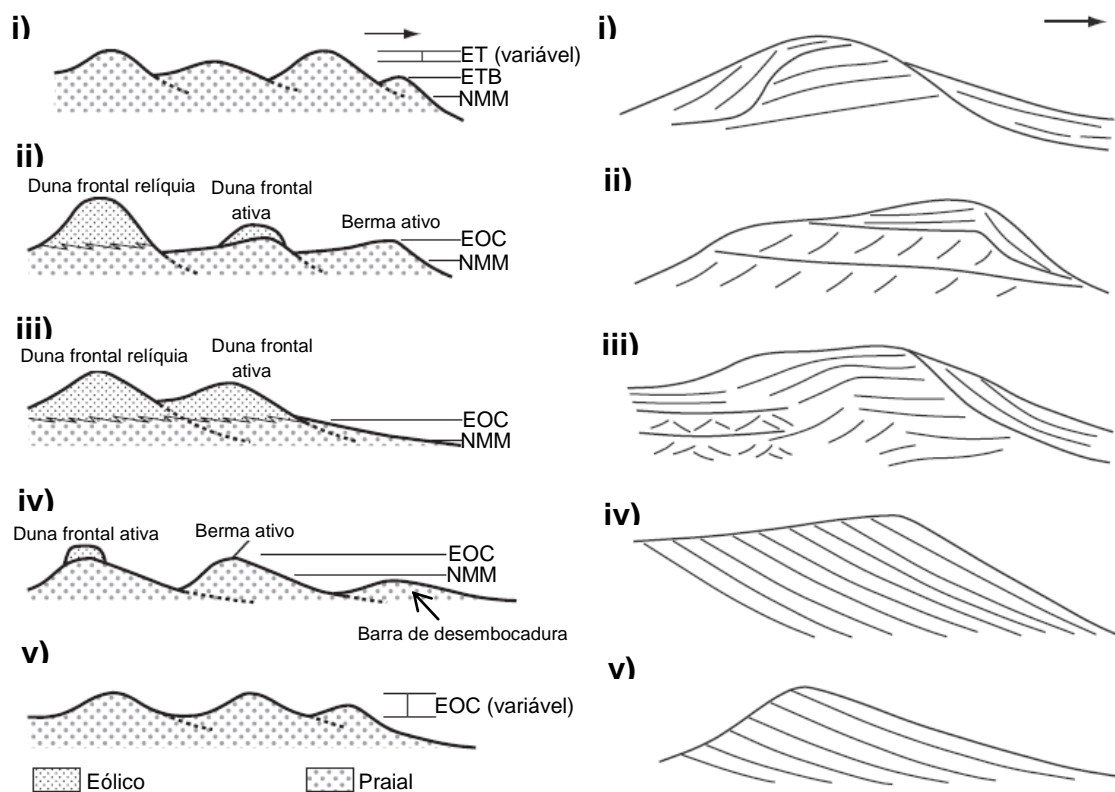
Um dos trabalhos que Hesp (2006) utiliza para exemplificar o segundo modo de formação descrito acima, é o estudo de Curray *et al.* (1969). Porém a hipótese de Curray *et al.* (1969) requer marés altas de sizígia (*high spring tides*). Com isso, a classificação adotada por Hesp (2006) com “níveis d'água normais” ao utilizar Curray *et al.* (1969) parece não ser adequada.

Tamura (2012) sumariza que os principais modos de formação de cordão de praia incluem acumulação de cascalho nas praias por ondas de tempestade, progradação da praia arenosa com construção de bermas ou dunas frontais por

ondas de tempo bom, junção de barras submarinas e mudanças no nível do *run-up* da onda devido a oscilações no nível do mar.

Então, conforme Tamura (2012) (FIGURA 1):

- i) Cordão de praia de cascalho construído por tempestade (*Storm-built gravel beach ridge*)
- ii) Cordão de duna frontal em praia refletiva (*Aeolian Sandy beach ridge – reflective beach*)
- iii) Cordão de duna frontal em praia dissipativa (*Aeolian Sandy beach ridge – dissipative beach*)
- iv) Cordão de praia arenoso ou cascalhoso construído por junção de barras de desembocadura através do espraiamento (*Sandy/gravelly berm ridge – swash-bar welding*)
- v) Cordão de praia arenoso ou cascalhoso construído por oscilação no nível do mar (*Sandy/gravelly beach ridge – sea level oscillation*)



**Figura 1:** Diferentes processos de formação de cordões litorâneos e suas respectivas estruturas internas. Tamura (2012) se baseou em: i) Psuty (1965); ii) Hine (1979); iii) e iv) Carter (1986) e v) Tanner & Stapor (1971). ET, nível atingido pelo espraiamento de ondas de tempestade; ETB, nível atingido pelo espraiamento de ondas de tempo bom; EOC, espraiamento máximo de ondas construtivas; NMM, nível médio do mar. A seta para a direita indica a posição do mar/lagoa. (Adaptado de TAMURA, 2012).

Para Tamura (2012) o modo mais bem aceito para descrever a gênese de cordões de praia arenosos engloba progradação da praia através de ondas de tempo bom (*fairweather waves*) sem a necessidade de oscilações no nível do mar (p.281).

Apesar das numerosas categorias apresentadas pelos autores citados acima, a grande maioria utilizam praticamente os mesmos estudos (clássicos) para explicar a origem dos cordões. Os cordões (processos) serão tratados individualmente nas seguintes categorias simplificadas:

- i) Ondas de tempestades
- ii) Ondas de tempo bom
- iii) Variação no nível de base
- iv) Processos eólicos

A seguir, serão abordados alguns trabalhos relevantes que fundamentam as categorias propostas. Muitos quaternaristas atribuem uma combinação das categorias acima para explicar a origem de cordões litorâneos, como, por exemplo, a combinação de ventos e ondas (BIRD, 1960; DAVIES, 1968; MASON, 1992; FORSYTH, 2012).

#### **i) Ondas de tempestade**

Tempestades constituem o fator chave na formação de cordões de praia para diversos autores, pois, além de produzirem ondas com grande energia, ainda elevam o nível d'água (*storm surge*). Com certeza, existe uma forte correlação entre frequência e intensidade de tempestades com erosão e deposição de sedimento em ambiente costeiro.

Tempestades são comumente mais utilizadas como explicação para formação de cordões com sedimento mais grosso, como cascalho ou seixo, algumas vezes complementado por acumulação de sedimento na costa por processos de tempo bom. Para Guilcher (1958), cordões de praia são construídos por sucessivos níveis d'água mais altos em relação ao nível d'água normal. Eventos extremos como ciclones tropicais também figuram como formadores de cordões litorâneos (NOTT *et al.*, 2009; FORSYTH, 2012; NOTT *et al.*, 2013).

Psuty (1965) propôs que os cordões de praia arenosos de Tabasco (México) são o produto de uma interação entre um acúmulo de sedimento oriundo de rios próximos durante o verão (tempo bom) e um posterior retrabalhamento deste sedimento por ondas de tempestades (tempestades frontais – *nortes*), através de leques de sobrelavagem (*washover fan*) e bermas. Nesse caso, as *nortes* produzem ambas as ondas e níveis d'água elevados (FIGURA 2). Segundo Psuty (1965), estratificações inclinadas em direção ao continente corroboram essa hipótese e que cada cordão de praia se formou a partir de um antigo berma de tempestade.

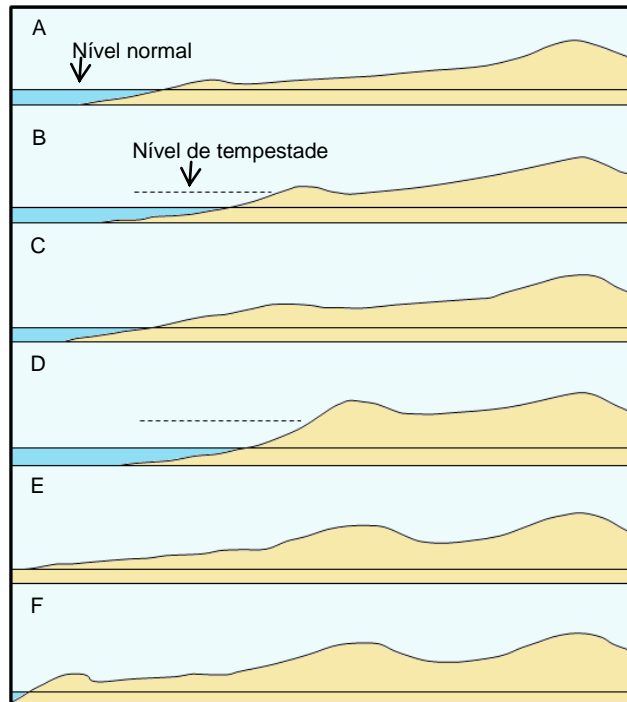


Figura 2: Formação de cordões litorâneos. A) Perfil da praia em condição normal. B) Tempestades *nortes* produzem uma agradação num berma. C) Períodos de águas elevadas em conjunto com ondas de tempo bom causam um “engordamento” do berma. D) Tempestades erodem parte da praia e contribui para uma agradação vertical do berma. E) Períodos entre tempestades individuais programam a praia. F) A acreção da praia faz com que o nível de tempestade não atinja o recém-formado cordão, e com isso um novo berma é formado. (Adaptado de PSUTY, 1965).

Psuty (1965) ainda afirma que cordões de praia não apresentam o mesmo espaçamento e a mesma altura entre si, e suas dimensões dependem da quantidade de sedimento, nível d'água máximo causado por tempestade, frequência de tempestades e período de construção de um cordão.

Tanner & Stapor (1971) e Tanner (1995) rejeitam a hipótese de formação de cordões de praia através tempestades individuais, com o argumento de que as estratificações sedimentares dos cordões e a granulometria não refletem uma origem por tempestade. Além do mais, caso cada cordão fosse formado por uma tempestade isolada, planícies de cordões com grandes extensões seriam formadas

em poucas décadas. Taylor & Stone (1996) afirmam que ondas de tempestades são mais propícias a formar cordões de praia de material mais grosso (cascalho, por exemplo). Otvos (2000) afirmou que o modelo de Psuty (1965) carece de uma série histórica para comprovar se tal fenômeno não é efêmero e não persistente.

Nott *et al.*, (2013), concluíram que a ocorrência de quatro ciclones tropicais durante o último século foram responsáveis por formar cordões compostos de areia quartzosa e cascalho, na costa de Queensland, Austrália.

## ii) Ondas de tempo bom

Davies (1957) postula um mecanismo denominado *cut and fill* para descrever a evolução de cordões a partir da formação de bermas. A hipótese de Davies (1957) consiste na construção de um berma através de ondas de tempo bom, que se torna o núcleo de formação de um cordão de praia (caso não seja erodido). Bird & Jones (1988) acreditam que, caso um berma não seja erodido num ciclo de marés de 15 dias, este se tornaria um cordão de praia. A hipótese de Davies (1957) foi criticada por McKenzie (1958), com o argumento de que bermas não são feições estáveis o suficiente para ser o núcleo de formação de cordões.

Komar (1976), através de uma revisão da literatura, sugere que o processo mais comum na literatura sobre a origem e desenvolvimento de cordões de praia consiste no crescimento e emergência de barras submarinas arenosas (*longshore bar*) ou bancos subaquosos. Tamura (2012) ressalta que a hipótese de junção de barras (*welding of longshore bars*) é considerada rara dentre os outros mecanismos já citados.

A hipótese da emergência e agradação de barras submarinas na gênese de cordões mais detalhada foi proposta primeiramente por Curray *et al.* (1969) para explicar o desenvolvimento individual dos cordões na costa de Nayarit (México). Conceito adaptado da ideia de De Beaumont (1845 *apud* CURRAY *et al.*, 1969) sobre a origem de ilhas barreiras.

A planície regressiva de Nayarit foi formada, conforme Curray *et al.* (1969), através de sucessivas acreções de barras emergentes. Com isso, a progradação da costa de Nayarit gerou cerca de 280 cordões subparalelos durante Holoceno tardio.

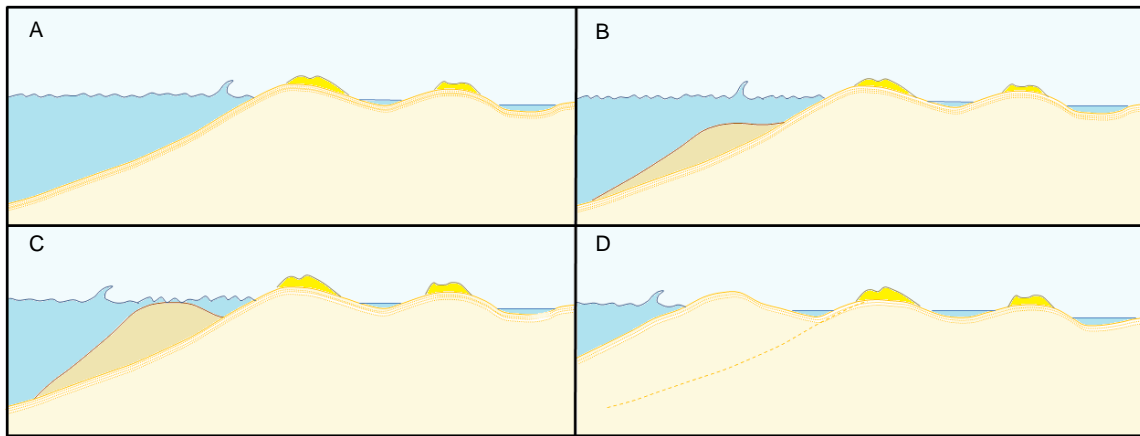


Figura 3: Formação de cordões litorâneos através de acreções de barras. A) Início do processo. B) Um pequeno terraço em condição de maré baixa é formado através do influxo de sedimento. C) Uma barra se desenvolve em maré de sizígia e atinge o nível d'água. D) Com a queda da maré, a barra emerge e agrada, constituindo um berma. Caso o berma não seja erodido, torna-se um cordão de praia. (Adaptado de CURRAY *et al.*, 1969).

Segundo Curray *et al.* (1969) o desenvolvimento de um cordão se inicia quando uma barra submarina é construída essencialmente por ondas de tempo bom (de moderada a baixa energia) em costas com pequena amplitude de maré, porém em condição de maré de sizígia. Uma alta taxa de sedimento provém principalmente da deriva litorânea através de rios próximos ou o retrabalhamento de sedimentos da plataforma. Posteriormente a barra é exposta, torna-se a “nova praia” (face da praia) e acaba por isolar a antiga praia. A ação do espriamento acaba por distribuir e acumular sedimento sobre esta “nova praia” (FIGURA 3).

Curray *et al.* (1969) ainda postula que truncamentos existentes em subconjuntos provêm de mudanças em fatores hidrodinâmicos ou no suprimento de sedimentos.

Tanner (1995) diz que Curray *et al.* (1969) encontraram uma taxa média de formação de 18-19 anos por cordão. Tal taxa foi associada por Tanner (1995) a ciclos lunares de periodicidade de 18,6 anos como descritos por Royer (1993). Variações no movimento orbital do sistema Terra-Lua-Sol realmente podem forçar padrões cíclicos do clima e no nível de base, e com isso mudanças sedimentológicas que ocasionalmente ficam registradas na estratigrafia de certos depósitos costeiros (OOST *et al.*, 1993; RAY, 2007; GRATIOT *et al.*, 2008; POPPE & TRABUCHO, 2012).

Entretanto, o estudo de Curray *et al.* (1969) não faz menção a taxas de cerca de 18-19 anos, e sim a taxas de 12,2 a 16,5 anos.

Tanner (1995) refuta a hipótese da formação de cordões de praia através da emergência de barras submarinas baseado nos argumentos que em muitas praias que exibem barras submarinas, não há ocorrência de cordões de praia. Além de que em certas áreas as barras migram mais em direção ao largo da praia (*offshore*) do que na face da praia.

Taylor & Stone (1996), apesar de sentirem falta de dados comparativos de estratificação de cordões e barras submarinas no estudo de Curray *et al.* (1969), concordam com a hipótese de emergência e aggradação de barras submarinas como um modo de formação de cordões.

Carter (1986) interpretou dois modos de formação de cordões em Magilligan (Irlanda do Norte), ambos envolvendo a mesma fonte de sedimentos (erosão de dunas por tempestade). Os mecanismos consistem na migração de barras de *swash* em direção à face da praia. No modo I, a migração e junção de barras da zona de surfe na face da praia ocorrem em condições de ondas dissipativas, através do transporte longitudinal de sedimento. O modo II é mais complexo, e envolve migração de bancos para região ao largo da antepraia, refratando ondas e provocando aumento da altura de cordões.

### **iii) Variações no nível de base (periódicas)**

Apesar da categoria *i – ondas de tempestades* também englobarem variações no nível d'água por tempestade (eventos de inundação), nesta seção serão tratadas variações no nível de base por outros fatores e que perduram por algumas semanas ou épocas do ano (sazonalidade).

Para Tanner (1995), a única hipótese plausível que explica a formação de cordões e cavas (por espraiamento) consiste em pequenas oscilações de subida e descida do nível de base, da ordem de 5-30 cm. Segundo Tanner (1995), estas pequenas variações em escala decadal causam um ajuste para cima e para baixo do limite do espraiamento de ondas de tempo bom, isso juntamente com a progradação da linha de costa, forma os cordões e as sucessivas cavas. Curray (1996) não concorda com esta hipótese de Tanner (1995), com o argumento de não há registro de tais variações do nível do mar. Contudo, Curray (1996) admite que pequenas variações periódicas no nível de base de lagos poderiam ser possíveis.

Goy *et al.* (2003), em estudos sobre a arquitetura deposicional de cordões de praia no Mar Mediterrâneo, concluíram que a planície costeira de Roquetas

(Espanha) é formada por cordões com origem por espraiamento de ondas de tempo bom. Goy *et al.* (2003) acreditam que a morfologia dos cordões na localidade e as estruturas internas refletem condições de tempo bom, formados em nível de mar alto com uma alta carga de sedimento. Enquanto que a cava reflete um nível de mar baixo com uma baixa carga de sedimento que chega à costa. A periodicidade de formação de um conjunto composto por cordão-cava foi de uma década, na qual variações na atividade solar e flutuações da *North Atlantic Oscillation* (NAO) podem ter um papel no tempo de formação. Nanson *et al.* (1998) reportou a formação de um cordão de praia em apenas um ano, devido a um período de nível alto do Lake Eyre na Austrália.

Estudos conduzidos no Lago Michigan (EUA/Canadá) por Thompson (1992), Thompson & Baedke (1995) e Johnston *et al.* (2007), demonstraram a formação de cordões de praia associados a diferentes variações periódicas de alta e baixa frequência no nível de base do Lago. Thompson (1992) encontrou variações no nível d'água do lago na ordem de: 50 – 60 cm num período de 25 – 30 anos; 80 – 90 cm em 140 a 160 anos e 1,80 – 1,70 m num ciclo de 500 a 600 anos. Johnston *et al.*, (2007) concluem que a formação das planícies de cordões que preenchem embaiamentos do Lago Michigan derivam de um positivo balanço de sedimentos e de variações multi-decadais.

Storms & Kroonenberg (2007), em monitoramentos no nível do Mar Cáspio, interpretaram uma progradação de cordões de praia em resposta a rápidas oscilações do nível de base na ordem de 0,80 m por um período de quatro anos, entre 1995 a 1999. Três cordões foram formados com similar intervalo e amplitude em cinco períodos de nível do mar altos (*highstands*).

#### **iv) Processos eólicos**

McKenzie (1958), que criticou a hipótese *cut and fill* de Davies (1957), apresentou uma alternativa para formação de cordões de praia (que na verdade são cordões de duna frontal). Para McKenzie (1958), o crescimento de vegetação em direção ao continente é responsável por trapear sedimento carregado pelo vento perpendicular à costa (*onshore*), com isso uma duna frontal incipiente é formada.

Hesp (1984), numa reclassificação dos até então cordões de praia da Austrália, postula dois tipos de iniciação de dunas incipientes. Ambos associados à



deposição, pelo vento, de areia no sotavento de plantas discretas anuais (tipo I) ou em plantas lateralmente contínuas (tipo II). Tais depósitos vão, posteriormente, formar cordões de duna frontal. Desta forma, com base em dados ecológicos, morfológicos e estruturas sedimentares, Hesp (1984) conclui que a maioria dos cordões de praia da costa leste da Austrália são, na verdade, cordões de duna frontal (*relict foredune*).

Bird & Jones (1988) postulam que cordões gerados por bermas podem evoluir para dunas costeiras, ou seja, atuam como um núcleo pro desenvolvimento de dunas. Estas dunas são, então, colonizadas por espécies pioneiras e estabilizadas, protegendo feições mais antigas (i.e. antigos cordões) dos processos dinâmicos atuais (vento e onda).

Sanderson *et al.* (1998) creditam a progradação da planície de Desperate Bay (Austrália) devido a formação de sucessivas dunas frontais. Para Sanderson *et al.*, (1998) leques de sobrelavagem, oriundos de uma combinação de nível alto d'água e tempestades, contribuem para a formação das dunas (suprimento de sedimento para as dunas frontais). As dunas frontais, no caso, são formadas em função do suprimento de sedimento para o pós-praia e o trapeamento do sedimento carreados pelo vento em vegetação pioneira. Sanderson *et al.* (1998) ainda destacam que a planície de Desperate Bay é de baixa energia de onda e micro-maré.

Planícies de dunas frontais se formam quando dunas frontais tornam-se isoladas dos processos de erosão e deposição devido ao desenvolvimento de uma nova/incipiente duna frontal, através da progradação da praia. Com isso, a duna frontal prévia é vegetada e se transforma em um depósito inativo (reliquia), e acaba por ocupar uma região mais longe da linha de costa (HESP, 1999).

Para Borówka (2004) frequentemente uma cobertura eólica vegetada cobre cordões de praia. Em praias arenosas, é comum verificar a formação de sucessivos cordões de praia associados à evolução de dunas frontais (BIRD, 2008).

## **2.3 Conclusão**

Inúmeros autores idealizaram modos de construção de cordões ao redor do mundo, demonstrando que não há um modelo unitário. Isto, provavelmente, reforça o conceito de Phillips (2007) denominado “a paisagem perfeita” (*the perfect landscape*) na qual, cada paisagem de uma localidade é única e difícil de duplicar,

pois é o resultado de múltiplas interações de uma gama de fatores locais e ambientais.

Independente do processo/agente construtivo, alguns fatores essenciais devem ocorrer e coexistir pelo menos na maior parte do tempo (evitar erosão) para a formação de cordões arenosos como: alto suprimento de sedimento (maior taxa de sedimento em relação ao espaço de acomodação através de variações no nível de base), baixo gradiente da praia (antepraia) e algum processo energético (ondas e ventos) capaz de remobilizar, transportar e acumular o sedimento.

Cordões arenosos do tipo praia ou **cordões de praia** (*beach ridges*) são essencialmente originados pela ação de ondas, através do espraiamento pelo fluxo (*swash*) e refluxo (*backwash*) e/ou através da migração e junção de bancos arenosos na face da praia pelo movimento orbital de ondas incidentes. Esta categoria de cordão pode ser formada por ondas de tempestades, ondas de tempo bom e variação no nível de base. Este último não deixa de ter ação de ondas como agente genético, porém, com oscilações do nível de base desempenhando um fator crucial pra formação do cordão (planície de cordões). Este tipo de cordão pode apresentar uma fina cobertura de sedimentos eólicos.

**Cordões de duna frontal** (*foredune ridge*) se originam através da deposição eólica de areia pelo vento e posterior vegetação e estabilização de dunas frontais do pós-praia (*backshore*), a partir de uma progradação da linha de costa (HESP, 1999, 2006). Ambas as categorias acima ocorre tanto em lagoas quanto em costas oceânicas.

Muitas planícies de cordões são frequentemente classificadas erroneamente devido ao fato de que diferentes tipos de cordões, por exemplo, os cordões de dunas frontais e os cordões de praia, terem uma grande semelhança morfológica em imagens de satélite e fotografias aéreas (OTVOS, 2000; HESP, 2002; HESP *et al.*, 2005). Por isso, há a necessidade de estudos geomorfológicos e estratigráficos completos, incluindo levantamentos altimétricos, furos de sondagens, análises sedimentológicas e, sempre que possível, levantamentos geofísicos com uso de GPR e datações geocronológicas.

## REFERÊNCIAS

- AGOSTA, E. A. **The 18.6-year nodal tidal cycle and the bi-decadal precipitation oscillation over the plains to the east of subtropical Andes, South America.** *International Journal of Climatology*, 34:5, p. 1606 - 1614. 2014.
- ANTHONY, D. J. **Beach-ridge development and sediment supply: Examples from West Africa.** *Marine Geology*, 129, p. 175 – 186. 1995.
- ANTHONY, E. J. **Shore Processes and their palaeoenvironmental Applications.** Development in Marine Geology Series. Amsterdam: Elsevier. 2008.
- BARBOZA, E.G., DILLENBURG, S.R., ROSA, M.L.C.C., TOMAZELLI, L.J. & HESP, P.A. **Ground-penetrating radar profiles of two holocene regressive barriers in southern Brazil.** *Journal of Coastal Research*, SI 56: 579-583. 2009.
- BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C., DILLENBURG, S.R., TOMAZELLI, L.J. & AYUP-ZOUAIN, R.N.. **Comportamento regressivo/transgressivo da linha de costa na bacia de Pelotas durante o Holoceno médio e tardio.** In: López, R.A & Marcomini, S.C. (Ed.). *Problemática de Los Ambientes Costeros*. Buenos Aires, Croquis, p. 15-30. 2011a
- BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C., HESP, P.A., DILLENBURG, S.R., TOMAZELLI, L.J. & AYUP-ZOUAIN, R.N. **Evolution of the holocene coastal barrier of Pelotas basin (southern Brazil) - a new approach with GPR data.** *Journal of Coastal Research*, SI 64: 646-650. 2011b.
- BARBOZA, E.G. ROSA, M.L.C.C. DILLENBURG, S.R. & TOMAZELLI, L.J. **Preservation Potential of Foredunes in the Stratigraphic Record.** *Journal of Coastal Research*, SI 65:1265-1270. 2013.
- BENDIXEN, M.; CLEMMENSEN, L. B. & KROON, A. **Sandy berm and beach-ridge formation in relation to extreme sea-levels: a Danish exemple in a micro-tidal environment.** *Marine Geology*, 344, p. 53 – 64. 2013.
- BENNETT, M. R.; CASSIDY, N. J. & PILE, J. **Internal structure of a barrier beach as revealed by ground penetrating radar (GPR): Chesil beach, UK.** *Geomorphology*, 104, p. 218 – 229. 2009.
- BILLY, J.; ROBIN, N.; HEIN, C. J.; CERTAIN, R. & FITZGERALD, D. M. **Internal architecture of mixed sand-and-gravel beach ridges: Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic.** *Marine Geology*, 357, p. 53 – 71. 2014.
- BIRD, E. C. F. **The formation of sand beach ridges.** *Australian Journal Science*, 22, p. 349–350. 1960.
- BIRD, E. C. F. **Coastal Geomorphology an Introduction.** John Wiley and Sons, 2000. 322p.
- BIRD, E. C. F. & JONES, D. J. B. **The origin of foredunes on the coast of Victoria, Australia.** *Journal of Coastal Research*, 4 (2), p. 181 – 192. 1988.
- BORÓWKA, R. K. **Beach ridges.** In: Goudie, A. (ed.), *Encyclopedia of Geomorphology*. 2004. p. 72 – 73.
- CARTER, R.W.G., 1986. **The morphodynamics of beach-ridge formation: Magilligan, Northern Ireland.** *Marine Geology*, 73: 191–214.
- CHOI, K. H.; CHOI, J. H. & KIM, J. W. **Reconstruction of Holocene coastal progradation on the east coast of Korea based on OSL dating and GPR surveys of beach-foredune ridges.** *The Holocene* 0(0) I-II, p. 1 – 11. 2013.
- CLEMMENSEN, L.B. & NIELSEN, L. **Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations.** *Sedimentary Geology* 223, 281-290. 2010.

CORREA, I. C. S.; ALLIOTA, S.; WESCHENFELDER, J.; TOLDO JÚNIOR, E. E. **Cordões Arenoso Pleistocênicos no Canal de Acesso à Laguna dos Patos, RS, Brasil.** In: E.S.Braga. (Org.). Oceanografia e Mudanças Globais. 1ed. São Paulo: IO/USP, 2008, v. , p. 761-770.

CORREA, I. C. S.; ALIOTTA, S.; WESCHENFELDER, J. **Estrutura e evolução dos cordões arenosos pleistocênicos no canal de acesso à Laguna dos Patos-Brasil.** Pesquisas em Geociências (UFRGS), Instituto de Geociências-UFRGS, v. 31, n.2, p. 69-78, 2004.

CURRAY, J. R. **Origin of beach ridges: Comment.** Marine Geology. 136:121-125. 1996

CURRAY, J. R., F. J. EMMEL AND P. J. S. CRAMPTON. **Holocene history of a strand plain lagoonal coast, Nayarit, Mexico.** In: Lagunas costeras, Un simposio. Memorias Simposio Internacional, Lagunas costeras, UNAM–UNESCO, Nov. 28–30, Mexico D.F., pp.63–100. 1969.

DAVIES, J.L. **The importance of cut and fill in the development of sand beach ridges.** Australian Journal of Science, 20: 105–111. 1957.

DAVIES, J. L. **Beach ridges.** In: Fairbridge, R. (ed)., Encyclopedia of Geomorphology, Van Nostrand Reinhold, 1968. p. 156 – 157.

DIAS, G. T. M., & KJERFVE B. **Barrier and beach ridge systems of the Rio de Janeiro coast.** In: Dillenburg, S. R. & Hesp, P. A., Ed. 225-252., Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag. 2008.

DILLENBURG, S. R. **A Laguna de Tramandaí: evolução geológica e aplicação do método geocronológico da Termoluminescência na datação de depósitos.** Tese de doutorado (PPGGEO/IG/UFRGS), 194 p. 1994.

DILLENBURG, S. R.; ROY, P. S. ; COWELL, P. J. & TOMAZELLI, L. J. **Influence Of Antecedent Topography On Coastal Evolution As Tested By The Shoreface Translation-Barrier Model.** Journal of Coastal Research, 16, n.1, p. 71-81. 2000.

DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J.; HESP, P. A.; BARBOZA, E. G.; CLEROT, L. C. P. & SILVA, D. B. **Stratigraphy and evolution of a prograded transgressive dunefield barrier in southern Brazil.** Journal of Coastal Research, v. SI 39, p. 132-135. 2006.

DILLENBURG, S.R., BARBOZA, E.G., HESP, P.A. & ROSA, M.L.C.C. **Ground Penetrating Radar (GPR) and Standard Penetration Test (SPT) records of a regressive barrier in southern Brazil.** *Journal of Coastal Research*, SI 64: 651-655. 2011.

DILLENBURG, S.R., BARBOZA, E.G., TOMAZELLI, L.J., ROSA, M.L.C.C. & MACIEL, G. S. **Aeolian Deposition and Barrier Stratigraphy of the Transition Region between a Regressive and a Transgressive Barrier: an example from Southern Brazil.** *Journal of Coastal Research*, 65: 464-469. 2013.

DILLENBURG, S. R. & HESP, P. A. **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil.** 1. ed. Heidelberg: Springer, 2009. v. 107. 380p.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. & MARTIN, L. **Controls on Quaternary Coastal Evolution of the East-Northeast Coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate.** *Sedimentary Geology*, Netherlands - Europa, v. 80, n.3/4, p. 213-232, 1992.

FORSYTH, A. J.; NOTT, J.; BATEMAN, M. D. & BEAMAN, R. J. **Juxtaposed beach ridges and foredunes within a ridge plain – Wong Beach, northeast Australia.** *Marine Geology*, 307-310, p. 111 – 116. 2012.

GOY, J.Z., ZAZO, C., DABRIO, C.J., **A beach ridge complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almeria, western Mediterranean).** *Geomorphology* 50, 251-268. 2003.

GRATIOT, N.; ANTHONY, E. J.; GARDEL, A.; GAUCHEREL, C.; PROISY, C. & WELLS, J. T. **Significant contribution of the 18.6 year tidal cycle to regional coastal changes.** *Nature Geoscience*, vol I, p. 169 - 172. 2008.

- GUILCHER, A. **Coastal submarine morphology**. Presses Universitaires de France. 1958. 274p.
- HARVEY, N. **Holocene Coastal Evolution: Barriers, Beach Ridges, and Tidal Flats of South Australia**. Journal of Coastal Research: Volume 22, Issue 1: pp. 90 – 99. 2006.
- HESP, P.A. **Foredune formation in southeast Australia**. In Thom, B.G. (ed.), Coastal Geomorphology in Australia. Sydney: Academic Press, pp. 69–97. 1984.
- HESP, P. A. **The formation of sand “beach ridges” and foredunes**. Search, 15: 289–291. 1984.
- HESP, P. A. **The Beach Backshore and Beyond**. In A.D. Short, ed., Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics, New York: John Wiley, pp.145-70. 1999.
- HESP, P. A. **Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics**. Geomorphology, 48, p. 245 – 268. 2002.
- HESP, P. A.; DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J.; AYUP-ZOUAIN, R. N.; ESTEVES, L. S.; GRUBER, N. L.S. ;TOLDO-JR., E. E.; TABAJARA, L. L. C. & CLEROT, L. C. P. **Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil**. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 77, n.3, p. 495-508, 2005.
- HESP, P.A. **Sand beach ridges: Definition and re-definition**. J. Coastal Research SI 39: 72-75. 2006.
- HESP, P. A.; DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; CLEROT, L. C. P.; TOMAZELLI, L. J. & AYUP-ZOUAIN, R. N. **Morphology of the Itapeva to Tromandai transgressive dunefield barrier system and mid-to-late Holocene sea level change**. Earth Surfaces and Landforms, 32, p. 407 – 414. 2007.
- HINE, A.L. **Mechanism of berm development and resulting beach growth along a barrier spit complex**. Sedimentology, 26: 333–351. 1979.
- IMBRIE J.; HAYS J. D.; MARTINSON D. G.; McINTYRE A.; MIX A. C.; MORLEY J. J.; PISIAS N. G.; PRELL W. L. & SHACKLETON N.J. **The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine record**. In: Berger A. L., Imbrie J., Hays J., Kukla G. & Saltzman B. (ed.). Milankovitch and Climate. Reidel, Boston, 1: 269-305. 1984.
- ISLA, F. I. & BUJALESKY. **Cannibalisation of Holocene gravel beach-ridge plains, northern Tierra del Fuego, Argentina**. Marine Geology, 170, p. 105 – 122. 1999.
- JOHNSON, D. W. **Shore Ridges and Their Significance**. In: JOHNSON, D. W. (ed). Shore processes and shoreline development. John Wiley and Sons. 1919. p. 404 – 459.
- JOHNSTON, J. W.; THOMPSON, T. A. & BAEDKE, S. J. **Systematic pattern of beach-ridge development and preservation: conceptual model and evidence from ground penetrating radar**. The Geological Society of America, special paper 432, p. 47 – 58. 2007.
- KOMAR, P. D. **Beach processes and sedimentation**. Englewood Cliffs NJ: Prentice Hall. 1976. 576 p.
- LIMA, L. G. **Estratigrafia e evolução holocênica de uma barreira costeira transgressiva/regressiva, litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil**. Tese de doutorado (PPGGEO/IG/UFRGS). P. 128. 2012.
- LOPES, R. P.; KINOSHITA, A.; BAFFA, O; Figueiredo, A. M. G.; DILLENBURG, S. R.; SCHULTZ, C. L. & PEREIRA, J. C. **ESR dating of Pleistocene mammals and marine shells from the coastal plain of Rio Grande do Sul state, southern Brazil**. Quaternary International, 2013.
- LOPES, R. P.; DILLENBURG, S.R.; SCHULTZ, C. L.; FERIGOLO, J.; RIBEIRO, A. M.; PEREIRA, J. C.; HOLANDA, E. C.; PITANA, V. G. & KERBER, L.. **The sea-level highstand correlated to marine isotope stage (mis) 7 in the Coastal Plain of Rio Grande do Sul state, Brazil**. Anais da Academia Brasileira de Ciências. 2014.

- MANZOLLI, R. P. **Geomorfologia do complexo de cordões litorâneos lagunares do Pontal da Feitoria – Margem Oeste-Sul da Laguna dos Patos.** Dissertação de mestrado (PPGGEO/IG/UFRGS). 90p. 2011.
- MARTINHO, C. T.; DILLENBURG, S. R. & HESP, P. A. **Mid to late Holocene evolution of transgressive dunefields from Rio Grande do Sul Coast, Southern Brazil.** *Marine Geology* 256, p. 49-64. 2008.
- MASON, O. K. **A geoarchaeological methodology for studying prograding coastal sequences: Beach-ridges Geomorphology in Kotzebue Sound, Alaska.** In: Johnson, L. L. (ed)., *Paleoshorelines and Prehistory: an Investigation of Method*, CRC Press Inc, 1992. p. 58 – 81.
- MAUZ, B.; HIJMA, M. P.; AMOROSI, A.; PORAT, N.; GALILI, E. & BLOEMENDAL, J. **Aeolian beach ridges and Their Significance for climate and sea level: Concept and insight from the Levant coast (East Mediterranean).** *Earth-Science Reviews*, 121, p. 31 – 54. 2013.
- McKENZIE, P. **The development of sand beach ridges.** *Australian Journal of Science*, 20, p. 213 – 2014. 1958.
- McKEE, E. D. **Introduction to a study of global sand seas.** In: McKEE, E. D. (ed) *A study of Global Sand Seas.* Geological Survey Professional Paper, 1052, 1979. p. 1 – 19.
- MOULTON, M.A.B.; OLIVEIRA FILHO, S.R.; ROCHA, T.B. & FERNANDEZ, G.B. **Foredunes of Rio de Janeiro coast: genesis, structure and morphology.** *Journal of Coastal Research, Special Issue No. 65*, pp. 1319-1324. 2013.
- NANSON, G. C.; CALLEN, R. A. & PRICE, D. M. **Hydroclimatic interpretation of Quaternary shorelines on South Australian playas.** *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 144, p. 281–305. 1998.
- NEAL A., PONTEE N.I., PYE K., RICHARDS J. **Internal structure of mixed-sand-and-gravel beach deposits revealed using ground-penetrating radar.** *Sedimentology* 49, 789 – 804. 2002.
- NIELSEN, A.; MURRAY, A. S.; PEJRUP, M.; ELBERLING, B. O. **Optically stimulated luminescence dating of a Holocene beach ridge plain in Northern Jutland, Denmark.** In: *Quaternary Geochronology*, Vol. 1, No. 4, p. 305-312. 2006.
- NIELSEN, L. H. & JOHANESSEN, P. N. **Facies architecture and depositional processes of the Holocene-Recent accretionary regressive Skagen spit system, Denmark.** *Sedimentology*, 56, p. 936-968. 2009.
- NOTT, J.; SMITHERS, C.; WALSH, K. & RHODES, E. **Sand beach ridges record 6000 year history of extreme tropical cyclone activity in northeastern Australia.** *Quaternary Science Reviews*, 28, p. 1511 – 1520. 2009.
- NOTT, J.; CHAGUE-GOFF, C.; GOFF, J.; SLOSS, C. & RIGGS, N. **Anatomy of sand beach ridges: Evidence from severe Tropical Cyclone Yase and Its predecessors, northeast Queensland, Australia.** *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118, p. 1710 – 1719. 2013.
- NOTT, J. **Grain size and the origin of wave constructed beach ridges. A discussion of ‘Beach Ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records’.** *Earth-Science Reviews*, 132, p. 82 – 84. 2014.
- OOST, A.P., DE HAAS, H., IJNSEN, F., VAN DEN BOOGERT, J.M. AND BOER, P.L., **The 18.6 yr nodal cycle and its impact tidal sedimentation.** *Sedimentary Geology*, 87: 1-11. 1993.
- OTVOS, E.G. **Beach ridges—definitions and significance.** *Geomorphology*, 32, p. 83–108. 2000.
- PHILLIPS, J. D. **The perfect landscape.** *Geomorphology*, 84, p. 159–169. 2007.
- POPPE L. B.; TRABUCHO, J. **Orbitally forced sedimentary rhythms in the stratigraphic record: is there room for tidal forcing?.** *Sedimentology* 59:2, 379-392. 2012.

- PSUTY, N. P. **Beach-ridge development in Tabasco, México.** *Annals Association American Geological*, 55, p. 112–124. 1965.
- RAY, R. D. **Decadal Climate Variability: Is There a Tidal Connection?** *Journal of Climate*, 20, p. 3542–3560. 2007.
- ROCHA, T. B.; FERNANDEZ, G. B.; PEIXOTO, M. N. O. & RODRIGUES, A. **Arquitetura deposicional e datação absoluta das cristas de praia pleistocênicas no complexo deltaico do Paraíba do Sul (RJ).** *Brazilian Journal of Geology*, 43 (4), p. 711-724. 2013.
- SANDERSON, P. G.; ELIOT, I. & FULLER, M. **Historical development of a Foredune plain at Desperate Bay, Western Australia.** *Journal of Coastal Research*, 14(4), p. 1187 – 1201. 1998.
- SANTOS, N. B.; LAVINA, E. L.C. & PAIM, P. S. G. **High-resolution stratigraphy of Holocene lagoon terraces of Southern Brazil.** *Quaternary Research*, (no prelo). 2014.
- SCHEFFERS, A.; ENGEL, M.; SCHEFFERS, S.; SQUIRE, P. & KELLETAT, D. **Beach ridge systems – archives for Holocene coastal events?** *Progress in Physical Geography*, 36:5, p. 5 – 37. 2011.
- SAWAKUCHI, A. O.; KALCHGRUBER, R.; GIANNINI, P.C.F.; NASCIMENTO JR. D.R.; GUEDES, C.C.F. & UMISED, N.K. **The development of blowouts and foredunes in the Ilha Comprida barrier (Southeastern Brazil): the influence of Late Holocene climate changes on coastal sedimentation.** *Quaternary Science Reviews*. Volume 27, Issues 21–22, Pages 2076–2090. 2008.
- STAPOR, F. W. **Holocene beach ridge plain development, northwest Florida.** *Z. Geomorphol. Suppl.*, 22, p. 116 – 144. 1975.
- STAPOR, F. W. **Beach ridges and beach coasts.** In: M. L. Schwartz (ed), *Encyclopedia Of Beaches and Coastal environments*. Hutchinson Ross. 1982. P. 160 – 161.
- STORMS, J. E. A. & KROONENBERG, S. B. **The impact of rapid Sea Level changes on recent Azerbaijan Beach Ridges.** *Journal of Coastal Research*, 23 (2), p. 521 – 527. 2007.
- TAMURA, T. **Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records.** *Earth-Science Reviews*, 114, p. 279 – 297. 2012.
- TAMURA, T.; SAITO, Y.; BATEMAN, M. D.; LAP NGUYEN, V.; OANH TA, T. K. & MATSUMOTO, D. **Luminescence dating of beach ridges for characterizing multi-decadal to centennial deltaic shoreline changes during Late Holocene, Mekong River Delta.** *Marine Geology*, 326-328, p. 140-153. 2012.
- TANNER, W. F. **Origin of beach ridges and swales.** *Marine Geology*, 129, p. 149 – 161. 1995.
- TANNER, W. F. **Origin of beach ridges: reply.** *Marine Geology*, 136, p. 127 – 130. 1996.
- TANNER, W. F. & STAPOR, F. W. **Tabasco Beach ridge plain: an eroding coast.** *Transaction Gulf Coast Association of Geological Societies*, 21, p. 231 – 232. 1971.
- TANNER, W. F. & STAPOR, F. W. **Precise control of wave run-up in beach ridge construction,** *Zeitschr. Geomorphologie* 16, 393–399. 1972.
- TAYLOR, M. T. & STONE, G. W. **Beach-ridges: a review.** *Journal of Coastal Research*, vol. 12. No. 3, p. 612 – 621. 1996.
- THOMPSON, T. A. **Beach-ridge development and lake-level variation in southern Lake Michigan.** *Sedimentary Geology*, 80: 305–318. 1992.
- THOMPSON, T. A. & BAEDKE, S. J. **Beach-ridge development in Lake Michigan: shoreline behavior in response to quasi-periodic lake-level events.** *Marine Geology*, 129, p. 163 – 174. 1995.
- TOMAZELLI, L. J. & VILLWOCK, J. A. **Geologia do Sistema Lagunar Holocênico do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil.** *Pesquisas em Geociências*, 18, n.1, p. 13-24. 1991.

VILLWOCK, J. A. **Geology Of The Coastal Province Of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A Synthesis.** Pesquisas em Geociências, 16, p. 5-49. 1984.

VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J. **Geologia Costeira do Rio Grande do Sul.** Notas Técnicas, 8, p. 1-45. 1995.

WHEELER, W. H. **The Sea Coast: Destruction: Littoral Drift: Protection,** p. 36, London, 1902.

WOODROFFE, C.D. **Coasts, form, process and evolution.** Cambridge University Press, 2002. 623pp.

WOODS, A. J. C. & LEAHY, L. P. **Beach ridges and paleogeography, central Baja California, Mexico.** Physical Geography, 4 (3), p. 167 – 181. 1983.



1 **GEOMORFOLOGIA E ARQUITETURA DEPOSICIONAL DE UMA**  
2 **PLANÍCIE DE CORDÕES LITORÂNEOS NA MARGEM NE DA**  
3 **LAGOA DOS QUADROS, RS – BRASIL**

4 \*Volney Junior Borges de BITENCOURT<sup>1</sup>, Sérgio Rebello DILLENBURG<sup>2</sup>, Eduardo

5 Guimarães BARBOZA<sup>3</sup> & Felipe CARON<sup>4</sup>

6 \*Autor para correspondência

7

8 <sup>1</sup>[volneybitencourt@gmail.com](mailto:volneybitencourt@gmail.com) – Programa de Pós Graduação em Geociências, Instituto de Geociências,  
9 Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500 Porto Alegre – RS. Caixa Postal 15001, CEP  
10 91509.900.

11

12 <sup>2</sup>[sergio.dillenburg@ufrgs.br](mailto:sergio.dillenburg@ufrgs.br) - Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Instituto de Geociências,  
13 Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500 Porto Alegre – RS. Caixa Postal 15001, CEP  
14 91509.900.

15

16 <sup>3</sup>[eduardo.barboza@ufrgs.br](mailto:eduardo.barboza@ufrgs.br) - Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Instituto de Geociências,  
17 Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500 Porto Alegre – RS. Caixa Postal 15001, CEP  
18 91509.900.

19

20 <sup>4</sup>[felipecaron@unipampa.edu.br](mailto:felipecaron@unipampa.edu.br) – Universidade Federal do Pampa, Campus Caçapava do Sul, Av. Pedro  
21 Anunciação, 111 - Vila Batista - Caçapava do Sul - RS - CEP 96570.000.

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32  
33  
34  
35  
36  
37  
38  
39  
40  
41  
42  
43  
44  
45  
46  
47  
48  
49  
50  
51  
52  
53  
54  
55  
56  
57

# GEOMORFOLOGIA E ARQUITETURA DEPOSICIONAL DE UMA PLANÍCIE DE CORDÕES LITORÂNEOS NA MARGEM NE DA LAGOA DOS QUADROS, RS – BRASIL

## RESUMO

Cordões litorâneos regressivos do tipo dunas frontais (*foredune ridges*) e do tipo praia (*beach ridges*) são elementos morfológicos muito comuns em lagoas e lagunas. Porém, são ainda muito pouco estudados. Neste trabalho, são apresentados resultados do estudo de uma planície de cordões litorâneos regressivos arenosos, que se formou na margem NE da Lagoa dos Quadros, no litoral norte do Rio Grande do Sul. Com base em produtos de análise de fotografias aéreas, levantamentos altimétricos, perfis de GPR, testemunhos de sondagem e amostras superficiais foram analisadas a morfologia da planície de cordões e o arcabouço estratigráfico de seus respectivos depósitos sedimentares. Sobre uma fácies basal de fundo lagunar que se formou de modo agradacional e progradacional, aproximadamente entre 7,0 e 6,2 ka, desenvolveu-se uma sequência regressiva composta por depósitos de antepraia, de pós-praia/face de praia, dunas frontais e depósitos de leque de sobrelavagem. A planície é composta por 20 cordões contínuos e semi-contínuos, de baixa amplitude e espaçados de 5 a 50 m.

**Palavras-chave:** GPR, cordão de praia, cordão de duna frontal, sequência regressiva, barreira complexa, lagoa costeira

58 **GEOMORPHOLOGY AND DEPOSITIONAL ARCHITECTURE OF A**  
59 **STRANDPLAIN AT THE NE MARGIN OF QUADROS LAGOON, RS –**  
60 **BRAZIL**

61

62 **ABSTRACT**

63 Foredune ridges and beach ridges are morphological elements largely present in lakes and lagoons.  
64 However, it still requires studies. This paper presents results of a strandplain (sand ridge plain) developed at the  
65 NE margin of Quadros Lagoon, in the northern littoral of Rio Grande do Sul. Photographic surveys, topographic  
66 surveying, GPR records, drill core and surface samples allowed to study the morphology of the strandplain and  
67 the stratigraphic framework of their respective sedimentary deposits. On a lagoon bottom basal facies developed  
68 by aggradational and progradational mode, between 7.0 and 6.2 ka, was formed a regressive sequence which  
69 comprises deposits of shoreface, deposits of beachface/ backshore, foredunes and washover fan. The strandplain  
70 comprises 20 continuous and semi-continuous ridges, low amplitude and spaced 5-50 m.

71 **Key-words:** GPR, beach ridge, foredune ridge, regressive sequence, complex barrier, coastal lagoon

72

73

74

75

76

77

78

79

80

81

82

83

84

## 85 1. INTRODUÇÃO

86 Cordões litorâneos são feições morfológicas comuns de regiões costeiras de caráter  
87 prográdacional-regressivo (sensu Roy *et al.*, 1994). São frequentes em costas quaternárias  
88 deposicionais, dominadas por ondas e com regime de micro e mesomaré, que possuem um alto  
89 suprimento de sedimento (principalmente na fração areia) e baixo gradiente (Curry *et al.*, 1969;  
90 Carter, 1986, Hesp, 1999; Otvos, 2000; Woodroffe, 2002; Hesp, 2006; Anthony, 2008). Conforme  
91 Woods & Leahy (1983), ocorrem tanto em costas oceânicas quanto em corpos aquosos confinados ou  
92 semiconfinados.

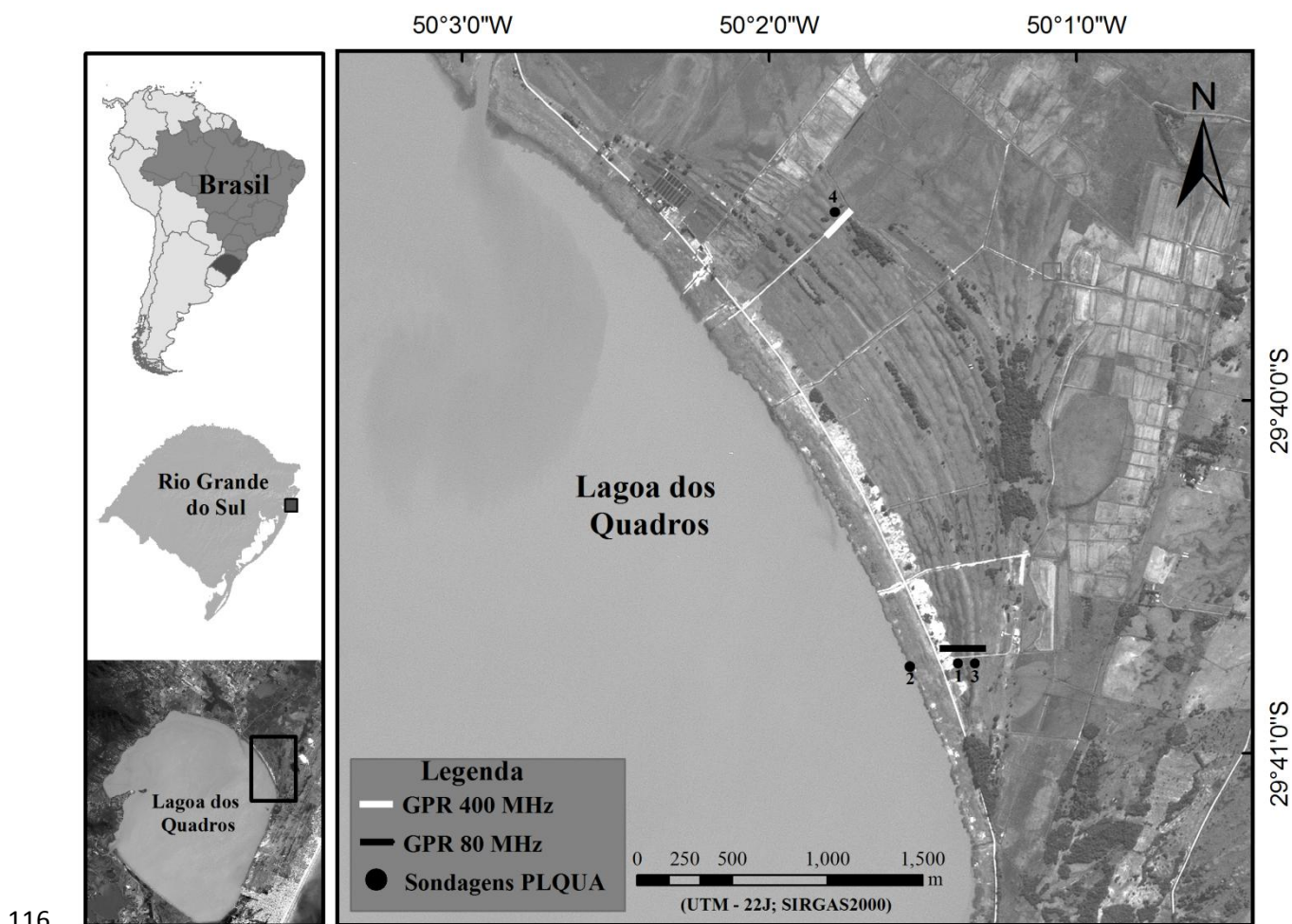
93 Globalmente, diversos estudos com enfoque na evolução, estratigrafia (arquitetura interna) e  
94 morfologia superficial de cordões litorâneos de costas oceânicas foram realizados na última década,  
95 sobretudo, através da integração de dados geofísicos de alta resolução, análises geomorfológicas e  
96 testemunhos de sondagens (e.g. Neal *et al.*, 2002; Goy *et al.*, 2003; Johnston *et al.*, 2007; Tamura,  
97 2008; Barboza *et al.*, 2009, 2011a, 2011b, 2013; Bennett *et al.*, 2009; Hesp *et al.*, 2009; Nielsen &  
98 Johanessen, 2009; Caron *et al.*, 2010; Clemmensen & Nielsen, 2010; Dillenburg *et al.*, 2011; Tamura,  
99 2012; Bendixen *et al.*, 2013; Choi *et al.*, 2013; Lima *et al.*, 2013; Mauz *et al.*, 2013; Rocha *et al.*,  
100 2013; Biancini da Silva *et al.*, 2014; Billy *et al.*, 2014).

101 Componentes frequentes em grande parte dos corpos lagunares e lacustres da porção emersa  
102 da Bacia de Pelotas, cordões litorâneos regressivos do tipo praia (*beach ridges*) e do tipo duna frontal  
103 (*foredune ridges*) ainda recebem pouca atenção em comparação com seus análogos de costas  
104 oceânicas. Todavia, alguns trabalhos relativos a cordões litorâneos foram conduzidos em corpos  
105 lagunares e lacustres da Planície Costeira do Rio Grande do Sul - PCRS (e.g. Manzolli, 2011;  
106 Tomazelli *et al.*, 2011; Santos *et al.*, 2014).

107 Assim, este estudo tem por objetivo caracterizar, com dados de superfície e de subsuperfície, a  
108 morfologia superficial e a arquitetura deposicional de uma planície de cordões de litorâneos  
109 regressivos que preenchem um embaçamento na margem NE da Lagoa dos Quadros, situada na porção  
110 norte do litoral do Rio Grande do Sul (RS).

111 **2. LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO**

112 Parte da margem nordeste da Lagoa dos Quadros, localizada no município de Capão da Canoa  
 113 (RS) – na porção setentrional da PCRS, apresenta uma planície de cordões arenosos regressivos com  
 114 forma de meia-lua, orientação NW-SE e 2,880 km<sup>2</sup> de área, com comprimento e largura máximos de  
 115 4,120 km e 1,150 km respectivamente (Fig. 1).



**Figura 4.** Localização da área de estudo e amostragens realizadas: GPR, com antenas de 400 MHz e 80MHz, e sondagens *vibro coring* e percussão. Imagem do satélite SPOT-5, banda pancromática.

117

118 A Lagoa dos Quadros, segunda maior lagoa do sistema lagunares do Litoral Norte do RS  
 119 (Tomazelli & Villwock, 1991), está inserida na retaguarda da barreira holocênica (Barreira IV), setor I  
 120 da PCRS segundo Dillenburg *et al.* (2000), delimitada a oeste pelas escarpas da Serra Geral e a leste  
 121 pelo Oceano Atlântico. A geologia local e os depósitos sedimentares adjacentes à área de estudo foram  
 122 estudados e mapeados por Villwock (1984), Horn Filho (1988), Hesp *et al.* (2005 e 2007), Dillenburg  
 123 *et al.* (2006), Dillenburg & Barboza (2009). Além do mais, Cwik (1999), Meyer *et al.* (2005 e 2006)

124 realizaram estudos em relação a aspectos físicos, sedimentológicos e evolutivos da Lagoa dos  
125 Quadros.

126 A regressão da barreira holocênica em sua porção anexa à Lagoa dos Quadros – Barreira de  
127 Curumim – ocorreu em duas fases distintas, com um importante controle do suprimento de sedimentos  
128 e, de forma secundária, pelo lento e progressivo rebaixamento do nível relativo do mar (NRM)  
129 ocorrido nos últimos 6 - 5 ka (Dillenburg *et al.*, 2006; Dillenburg *et al.*, 2009):

130 1) 7,1 – 5,5 ka, uma maior taxa de suprimento sedimentar no sistema praiial em relação a taxa de  
131 elevação do NRM, resultou em uma regressão normal da barreira, com uma progradação de cerca de  
132  $1 \text{ m}\cdot\text{ano}^{-1}$ , mesmo com o nível relativo do mar em lenta ascensão.

133 2) Após o nível de mar mais alto da Transgressão Marinha Pós-glacial (TMP), que alcançou entre 2 e  
134 3 m acima do nível do mar atual, a progradação ocorreu em diferentes taxas, que variaram entre: 1,3  
135  $\text{m}\cdot\text{ano}^{-1}$  (7,1 - 5,5 ka);  $0,9 \text{ m}\cdot\text{ano}^{-1}$  (4,5 – 3,3 ka ) e  $0,2 \text{ m}\cdot\text{ano}^{-1}$  de 3,3 ka até o presente. E foi  
136 influenciada, também, ainda que de forma muito subordinada pela lenta queda do NRM que se seguiu;  
137 ou seja, a progradação passou a se desenvolver com uma parcela de contribuição de uma condição de  
138 regressão forçada.

139 À época do início do desenvolvimento dessa barreira, havia uma grande laguna em sua  
140 retaguarda. Com o rebaixamento do nível de base após 6 - 5 ka , aliado à descarga de sedimentos  
141 oriundos de rios (e.g. rios Maquiné e Três Forquilhas) e da ação eólica, a grande laguna foi então  
142 assoreada e segmentada, com o desenvolvimento de feições geomorfológicas arenosas como esporões  
143 (*spits*), esporões recurvados (*cusped spits*) e cordões litorâneos (Villwock & Tomazelli, 1995;  
144 Dillenburg *et al.*, 2009).

145 O clima da área de estudo é temperado chuvoso, com meses quentes no verão e frios no  
146 inverno, temperatura média de  $20^{\circ} \text{C}$ , umidade em torno de 84% e precipitação média de  $1322 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$   
147 (Hasenack & Ferraro, 1989). Conforme a classificação de Koppen-Gaiger, o clima é do tipo *Cfa*, com  
148 precipitações médias entre 1000 – 1500 mm bem distribuídos ao longo do ano (Strahler & Strahler,  
149 1987). Os padrões de ventos na PCRS são determinados em larga escala pela interação dos  
150 Anticiclones do Atlântico Sul e Móvel Polar. Isso resulta em características sazonais, na qual os meses  
151 mais quentes (primavera e verão) possuem ventos mais frequentes oriundos do quadrante NE,

152 enquanto nos meses mais frios (outono e inverno) ventos do quadrante S e SW são mais comuns,  
153 normalmente associados à passagem de sistemas frontais Antárticos (Schwarzbold & Schafer, 1984;  
154 Medeiros, 1992; Tomazelli, 1993). Entretanto, a presença da Serra Geral modifica consideravelmente  
155 os padrões de ventos na área de estudo (Tomazelli *et al.*, 2008).

### 156 3. MATERIAIS E MÉTODOS

157 Neste estudo, foram coletadas informações superficiais e de subsuperfície (Fig. 1). Dados  
158 geomorfológicos da área de estudo foram obtidos a partir de análises comparativas de imagens de  
159 satélite e fotografias aéreas históricas e altimetria de detalhe. Para a caracterização do pacote  
160 sedimentar em subsuperfície foram realizadas perfilação geofísica com uso de GPR e coletas de  
161 testemunhos de sondagens rasas. Datações por  $^{14}\text{C}$  permitiram estimar o estágio do início do  
162 desenvolvimento da planície de cordões, e a modelagem de ondas e análise de ventos propiciaram  
163 inferir as condições fluidodinâmicas envolvidas na sua gênese.

164

#### 165 3.1 Registros geofísicos de GPR

166 Os levantamentos geofísicos de Radar de Penetração no Solo (*Grounding Penetrating Radar -*  
167 GPR) seguiram os procedimentos adotados por Barboza *et al.* (2009 e 2014). Foi utilizado um console  
168 da empresa GSSI<sup>TM</sup> (*Geophysical Survey Systems, Inc.*), modelo SIR-3000 com antenas nas  
169 frequências centrais de 80 e 400 MHz. O alinhamento para aquisição dos dados foi perpendicular aos  
170 cordões (*dip*) com arranjo *common off set*. Foi utilizada uma constante dielétrica de 25 na frequência  
171 de 400 MHz e de 15 na frequência de 80 MHz.

172 Os dados foram processados nos programas RADAN<sup>TM</sup> 6.6 e Reflex-Win<sup>®</sup> para a aplicação  
173 de filtros limitantes de frequência, remoção de ruídos contínuos (*background removal*), ganho de sinal  
174 e correções de constante de aquisição (profundidade). As interpretações das radarfácies seguiram o  
175 método da sismoestratigrafia adaptado de Neal (2004). Método esse baseado nas terminações (*onlap,*  
176 *toplap, downlap* e truncamentos) e no padrão e geometria dos refletores (Mitchum Jr. *et al.*, 1977;  
177 Vail, 1987).

#### 178 3.2 Levantamento altimétrico de detalhe

179 A altimetria em detalhe da área consistiu no reconhecimento das altitudes do relevo da  
180 planície de cordões da margem NE da lagoa, com medidas no topo e pé do cordão e nas respectivas  
181 cavas em relação ao *datum* de Imbituba (coordenadas UTM 22J em SIRGAS2000). Foi utilizado um  
182 Sistema de Posicionamento Global Geodésico (GNSS Geodésico) da empresa Topcon<sup>®</sup>, modelo Hiper



183 L1-L2 com duas antenas e dois coletores FC-250 no modo cinemático. O programa Topcon Tools 7.5  
184 foi utilizado para processar os dados, e a conversão das altitudes geométricas em ortométricas foram  
185 realizadas com uso do programa MAPGEO2010.

186

### 187 *3.3 Testemunhos de sondagens rasos*

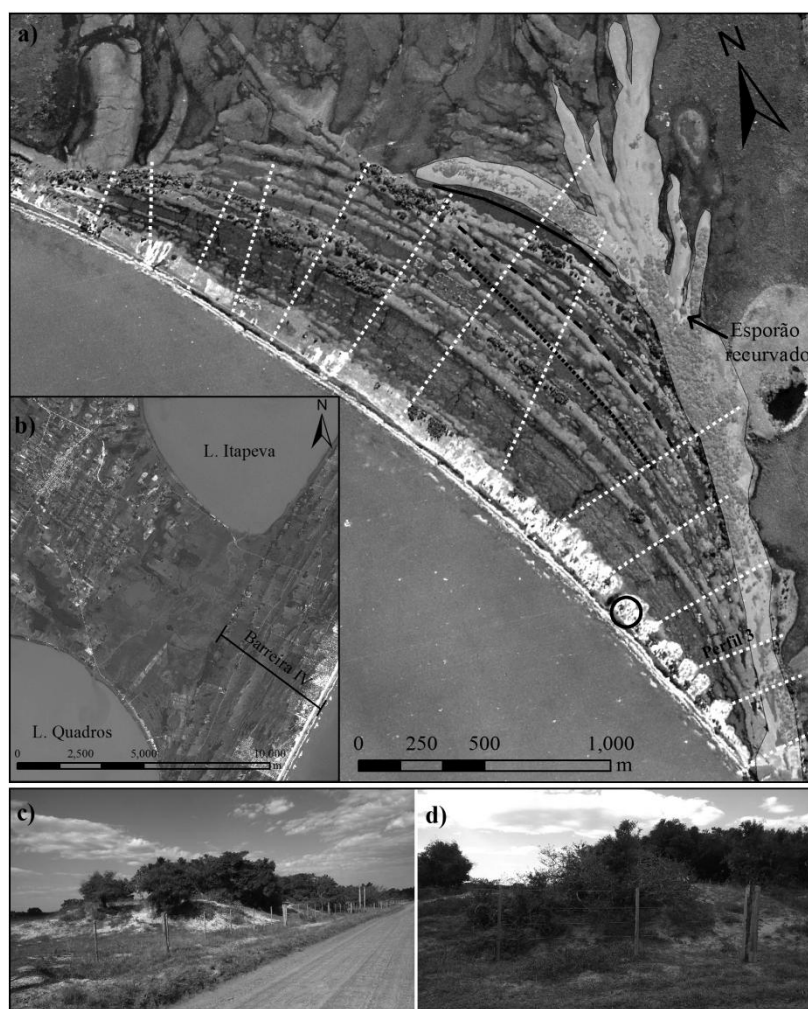
188 As sondagens foram feitas através dos métodos *vibro coring* e à percussão. Canos de 75 mm de  
189 diâmetro, respectivamente de alumínio e PVC, com seis metros de comprimento foram utilizados para  
190 as sondagens. No caso das sondagens à percussão, o cano de PVC foi previamente marcado a cada 10  
191 cm e foi realizada a contagem do número de batidas do peso-batente necessário para a penetração do  
192 intervalo especificado. Com isso, um índice de resistência à penetração foi obtido. Os procedimentos  
193 realizados na abertura dos testemunhos consistiram em diferenciações faciológicas, amostragens de  
194 sedimento e amostragem de carapaças da macrofauna. Um analisador de partículas a laser Horiba®  
195 modelo LA-950 foi empregado nas análises granulométricas.

## 196 4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 197 4.1 Características morfológicas

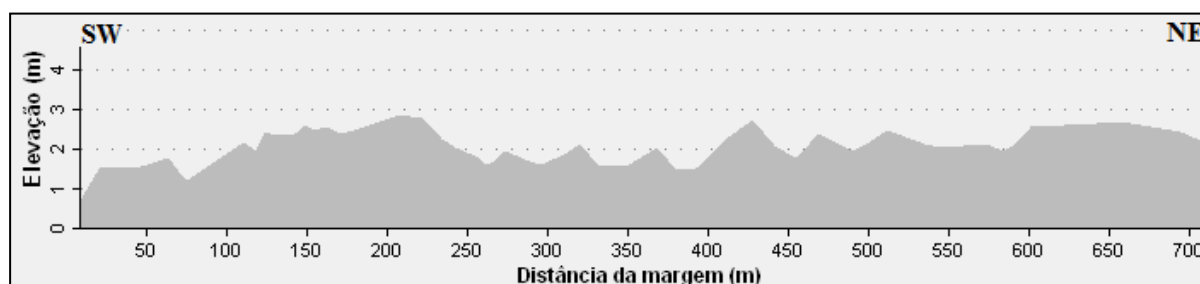
198 A planície da margem NE da lagoa é composta por cerca de 20 cordões contínuos e semi-  
 199 contínuos, dispostos em quatro subconjuntos (*sets*) separados por truncamentos (Fig.2A). Esses  
 200 truncamentos, caracterizados por mudanças na orientação dos cordões, podem evidenciar alterações  
 201 energéticas dos agentes fluidodinâmicos, variações no suprimento sedimentar e variações do nível de  
 202 base na história evolutiva do depósito (Curry *et al.*, 1969; Tanner, 1995; Tamura, 2012).

203 Geomorfologicamente, essa planície pode ser considerada uma *strandplain* clássica (sensu Reinson,  
 204 1992).



216 **Figura 2.** (a) Fotografia aérea histórica de 1948. À época, a morfologia estava intacta. As linhas pontilhada,  
 217 tracejada e contínua marcam diferentes orientações dos cordões. Os perfis altimétricos estão marcados em linhas  
 218 tracejadas brancas. (b) A fotografia inserida mostra a relação atual entre as lagoas dos Quadros e Itapeva. O  
 219 círculo em (a) indica o local da fotografia do depósito eólico (c) e (d) próximo da atual margem da lagoa.

220 Como pode ser verificado na Figura 3, os cordões são espaçados entre 5 a 50 m com amplitude  
 221 (distância vertical entre a crista do cordão e sua cava) entre 0,30 a 1,50 m e altura média de 2,231 m  
 222 em relação ao NRM. A altitude da atual linha de costa da lagoa é variável devido à variabilidade da  
 223 precipitação pluviométrica, e no período do levantamento altimétrico ocupava uma altitude de cerca de  
 224 0,75 m em relação NRM.



225 **Figura 3.** Seção transversal da altura dos cordões e cavas em relação ao NRM (perfil no alinhamento das  
 226 sondagens). Os depósitos eólicos podem ser notados entre 150 a 250 m de distância da margem.

227 Os 14 perfis altimétricos levantados (Fig. 2A), equidistantes entre si em cerca de 400 m,  
 228 demonstram que há uma tendência geral de diminuição das alturas dos cordões mais internos para os  
 229 mais externos (mais próximos à margem da lagoa), ou seja, os cordões mais antigos possuem maior  
 230 altitude. Esta tendência pode ser o resultado de um rebaixamento geral do NRM e conseqüentemente  
 231 do nível de base da lagoa. É possível inferir, ainda, que a formação dos cordões ocorre após o  
 232 desenvolvimento de um sistema de esporões recurvados (observados mais internamente na planície),  
 233 provavelmente quando as lagoas dos Quadros e de Itapeva possuíam maiores dimensões e eram mais  
 234 livremente conectadas, associadas a um NRM acima do atual (Fig. 2B).

235 A porção mais externa da planície exhibe depósitos de leques de sobrelavagem em conjunto  
 236 com depósitos arenosos de origem eólica que chegam a atingir até 2 m de altura (Fig. 2C e 2D), como  
 237 pode ser identificado no perfil altimétrico exemplificado (Fig. 3), e sua extensão litorânea acompanha  
 238 a maior parte da planície. Esses depósitos são separados da atual linha de costa da lagoa por uma  
 239 planície de inundação. Essa planície de inundação lacustre consiste numa área relativamente plana e  
 240 sujeita a inundação periódica associada a um regime climático e hidrológico, onde normalmente  
 241 ocorre a deposição temporária de sedimento. Associados à atual margem NE da lagoa (planície de  
 242 inundação) ocorrem vegetação formada predominantemente por juncais.

243 É relevante ressaltar que a área de estudo é amplamente impactada devido à agricultura e a  
244 bovinocultura de corte. Tais práticas se iniciaram ainda nos anos 70 e, com isso, o levantamento  
245 altimétrico talvez não forneça dados fidedignos relativos à morfologia original dos sistemas de  
246 cordões.

247 Em relação à análise da morfologia superficial, a grande variabilidade dos espaçamentos e  
248 amplitude, juntamente com os padrões de truncamentos, cordões contínuos quanto cordões sem  
249 continuidade, e a presença de deposição eólica, pressupõem-se que a construção da planície alternou  
250 entre mecanismos praias (cordões de praia) e, outrora, mecanismos predominantemente eólicos  
251 (cordões de duna). As fotografias C e D (Fig. 2) mostram a presença de depósitos eólicos, próximo da  
252 atual margem lacustre, e reforçam que a planície deve ter se desenvolvido através da sucessiva  
253 justaposição de cordões de dunas frontais (cordões eólicos) e cordões de praia. Ou seja, caracterizando  
254 uma planície/barreira complexa (sensu McKee, 1979).

255 Embora sejam mais comuns planícies de cordões de origem eólica com maior altura (e.g.  
256 Hesp, 1984; Mauz *et al.*, 2013), resultados semelhantes aos obtidos neste trabalho foram encontrados  
257 por Forsyth *et al.* (2012), onde uma baixa amplitude foi verificada numa planície complexa, composta  
258 por cordões de dunas frontais e cordões de praia em Wonga Beach (Austrália). No setor sul da PCRS,  
259 a Barreira do Cassino é composta pela justaposição de cordões de dunas frontais com baixa amplitude  
260 e espaçamento entre 20 a 50 m, configurados em seis subconjuntos (Clerot, 2004; Dillenburg *et al.*,  
261 2009). Por se tratar de uma barreira em ambiente de mar aberto, a energia envolvida na gênese e as  
262 dimensões e espessuras dos depósitos arenosos da Barreira de Cassino são substancialmente maiores  
263 em comparação com a Lagoa dos Quadros.

264 A interpretação da fotografia aérea de 1948 (Fig. 2A) mostra, ainda, rupturas relíquias no  
265 cordão contemporâneo a esta data dispostas irregularmente na maior parte dos cordões; portanto, há  
266 evidência de retrabalhamento eólico nas porções superiores de alguns cordões mais proeminentes.

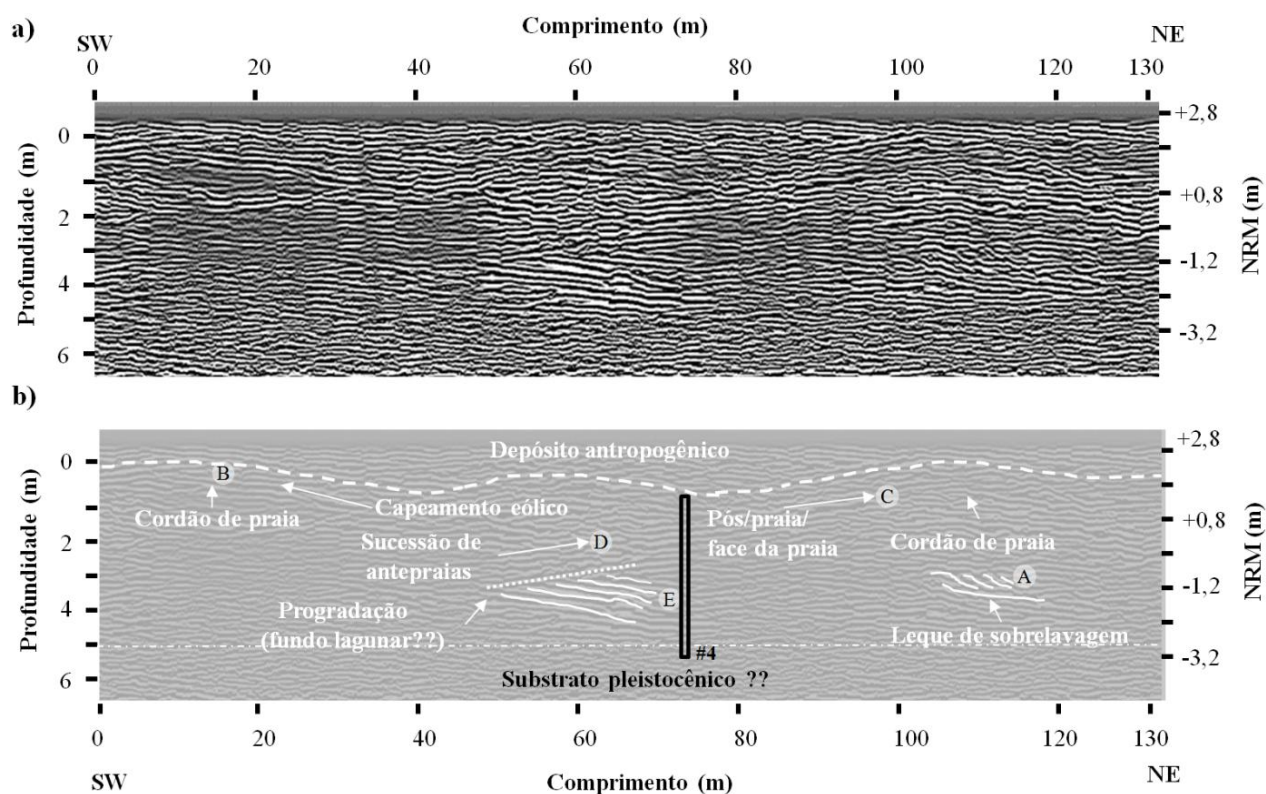
267 Para Hesp *et al.* (2005), os espaçamentos variáveis e relativamente pequenos, juntamente com  
268 as orientações dos cordões da planície de cordões da margem nordeste da Lagoa dos Quadros, indicam  
269 que a planície é composta por cordões litorâneos regressivos com presença de dunas frontais. Contudo,  
270 é importante salientar que classificações de cordões através de imagens de satélite e fotografias aéreas

271 apresentam incertezas. Muitas planícies de cordões são frequentemente classificadas erroneamente  
 272 como formadas por cordões de dunas frontais ou cordões de praia, em razão da grande semelhança  
 273 entre os dois tipos morfológicos em imagens orbitais (Otvos, 2000; Hesp *et al.*, 2005).

274

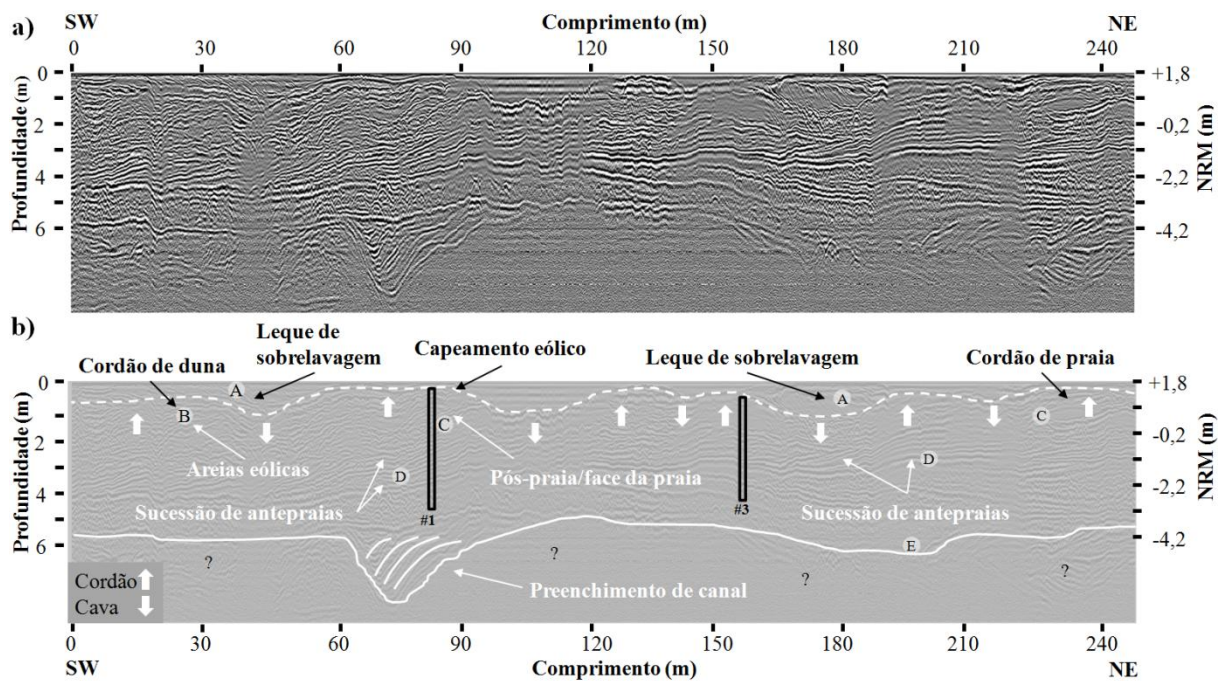
#### 275 4.2 Arquitetura deposicional

276 O levantamento geofísico de alta resolução, que totalizou aproximadamente 2 km de registros  
 277 de GPR, possibilitou identificar radarfácies correspondentes aos sistemas deposicionais característicos  
 278 dos sistemas de cordões litorâneos regressivos. Dois trechos de GPR nas frequências de 400 e 80 MHz  
 279 foram selecionados e apresentados nas figuras 4 e 5, respectivamente. As características das  
 280 radarfácies estão sintetizadas na Tabela 1.



281

282 **Figura 4.** Seção de GPR com antena na frequência central de 400 MHz processada (a) e interpretada (b).  
 283 Refletores obliquo-tangenciais, com inclinação na ordem de  $2,5^\circ$  caracterizam a sucessão de antepraias, sobre a  
 284 qual se desenvolveu os cordões litorâneos regressivos. O limite da ocorrência do capeamento eólico é demarcado  
 285 por um forte refletor. Sentido da lagoa para SW. Interpretação das radarfácies consta na Tabela 1 e a localização  
 286 dos trechos selecionados na figura 1.



287

288 **Figura 5.** Seção de GPR com antena na frequência central de 80 MHz (a) processada e (b) interpretada. Além da  
 289 sucessão dos refletores oblíquo-tangenciais, que caracterizam o pós-praia/face da praia e antepraia, foi verificado  
 290 um registro de um depósito de preenchimento de canal (paleocanal), associado a um NRM mais baixo que o  
 291 atual. Sentido da lagoa para SW. Interpretação das radarfácies consta na Tabela 1 e a localização dos trechos  
 292 selecionados na figura 1.

293




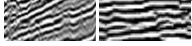

294 Padrões de refletores similares, principalmente nas fácies sotopostas aos cordões, foram  
 295 descritos em radarfácies na barreira regressiva da Pinheira (SC), em estudos conduzidos por Barboza  
 296 *et al.* (2009) e Dillenburg *et al.* (2011). O registro do capeamento eólico sobre depósitos de pós-praia e  
 297 face da praia foi, também, individualizado com uso do GPR por Rocha *et al.* (2013), em sistemas de  
 298 cordões pleistocênicos no complexo deltaico do Paraíba do Sul (RJ). Ainda na costa do Rio de Janeiro,  
 299 radarfácies semelhantes foram descritas por Moulton *et al.* (2013) num estudo sobre a gênese e  
 300 morfologia de dunas frontais.

301 Refletores de depósitos eólicos (dunas frontais) no topo, sucedidos por refletores de pós-praia  
 302 (*backshore*), face da praia (*beachface*) e antepraia (*shoreface*) na base, foram amplamente descritas e  
 303 interpretadas na PCRS e no sul de Santa Catarina (e.g. Barboza *et al.*, 2009, 2011b e 2013; Dillenburg  
 304 *et al.*, 2009 e 2013; Biancini da Silva *et al.*, 2010; Fracalossi *et al.*, 2010; Manzolli, 2011; Lima, 2012;  
 305 Dillenburg & Barboza, 2014; Barboza & Rosa, 2014).

306

307  
308  
309  
310  
311  
312  
313  
314  
315  
316  
317  
318  
319  
320

**Tabela 1.** Padrões dos refletores e interpretação ambiental.

	Radarfácies		Descrição	Interpretação
	80 MHz	400 MHz		
A			Refletores em alto ângulo, no sentido contrário à margem da lagoa.	Leque de sobrelavagem
B			Refletores descontínuos, ondulados a subparalelos. As cavas apresentam baixo contraste dos refletores.	Cordão de duna frontal e capeamento eólico
C			Refletores contínuos e mergulhantes em baixo e alto ângulo em sentido ao depocentro do corpo lacustre.	Cordão de praia (pós-praia/face da praia)
D			Refletores contínuos e subparalelos, mergulhantes em sentido à lagoa.	Antepraia lacustre
E			Refletores basais. A antena de 400 MHz registrou uma progradação de uma fase anterior aos cordões	Depósitos de fundo lagunar (lamoso)

321  
322  
323  
324  
325  
326  
327  
328  
329

As radarfácies B, C e D das figuras 4 e 5 correspondem a uma sequência regressiva (sensu Roy *et al.*, 1994), com aproximadamente 3-4 m de espessura, e na qual, a progradação pode ser entendida genericamente como uma sucessão de antepraias desenvolvidas de NE para SW, sob depósitos de pós-praia/face de praia, sendo estes últimos cobertos, em alguns cordões de praia por depósitos eólicos (capeamento eólico) e justapostos por cordões com origem predominantemente eólica (antigas dunas frontais). Os cordões de praia podem ser relacionados, também, à radarfácies C, uma vez que cada cordão representa uma paleopraia, ou seja, uma face de praia relíquia (preservada pela regressão da linha de costa).

330  
331  
332  
333

Em alguns pontos do registro, a fácies interpretada como depósitos eólicos, geomorfologicamente sob a expressão de cordões de dunas frontais e capeamento eólico, possui espessura de até 1,5 m e sua extremidade inferior é marcada por um forte refletor. Esse refletor é característico do contato entre depósitos eólicos e depósitos do pós-praia em planícies de cordões (e.g.



334 Bristow & Pucillo, 2006; Tamura *et al.*, 2008). As cavas normalmente possuem acumulação de  
 335 sedimentos lamosos e matéria orgânica, os quais resultam num fraco sinal nas seções de GPR.

336 Entretanto, em vista da relativa homogeneidade do tipo de sedimento que compõe os cordões  
 337 regressivos da Lagoa do Quadros, e da ausência de contrastes importantes no sinal de GPR causados  
 338 por laminações de minerais pesados e diferenças na granulometria, por exemplo, o registro geofísico  
 339 não apresentou o nível de detalhe esperado.

340 A antena de 80 MHz permitiu identificar um registro de alta qualidade de um depósito de  
 341 preenchimento de canal (*channel filling*) (Fig.5). Registros relativos aos paleocanais são comuns nos  
 342 corpos lagunares e lacustres da PCRS, principalmente na Lagoa dos Patos (Weschenfelder *et al.*, 2010;  
 343 Weschenfelder *et al.*, 2014) e estão relacionados a um nível de base mais abaixo que o atual.

344 Além dos levantamentos geofísicos, foram realizados quatro furos de sondagem rasos (Fig.1 e  
 345 Tab.2). Com esses testemunhos foi possível recuperar amostras sedimentares com altitudes entre -3,8 e  
 346 +2,6 m.

347 **Tabela 2.** Localização e metadados dos furos de sondagens. Ver localização dos furos na figura 1.

Testemunho	Lat.	Long.	Comprimento (m)	Altitude (m) - NRM	Tipo
PLQUA#1	6716444	594523	3,87	2,63	Percussão
PLQUA#2	6716371	594287	4,49	0,76	Vibro coring
PLQUA#3	6716447	594604	4,75	1,53	Percussão
PLQUA#4	6718717	593901	4,70	2,26	Percussão

348

349 Dillenburg *et al.* (2011) interpretam mudanças das fácies eólicas (cordão de dunas frontais)  
 350 para as fácies praias através do grau de compactação oriundo de sondagens do tipo SPT (*Standard*  
 351 *Penetration Test*) na Barreira da Pinheira. Os autores, na ocasião, utilizaram o modo de formação do  
 352 depósito para explicar as diferenças no grau de compactação. Enquanto os depósitos eólicos são  
 353 formados por fluxo e queda de grãos (possuem uma alta porosidade e baixa compactação), os  
 354 depósitos de pós-praia e da face da praia são gerados pelos fluxos e refluxos associados ao  
 355 espraiamento das ondas, processo que resulta em uma alta compactação do depósito.



356 As análises da resistência à penetração (grau de compactação) dos quatro furos de sondagens  
357 auxiliaram na diferenciação de fácies eólicas (dunas frontais e capeamento eólico) e praias através do  
358 aumento da resistência de penetração do cano no pacote sedimentar. Apesar de não haver um nível de  
359 significância estatística entre as batidas e a profundidade atingida pelas sondagens ( $r = 0,20$  e  
360  $R^2=0,04$ ), foi observado um aumento progressivo da resistência à penetração conforme foram  
361 atingidas maiores profundidades. Conforme Travessas *et al.* (2005), depósitos eólicos são  
362 moderadamente compactados enquanto que depósitos de margem lagunar são de moderadamente a  
363 muito compactados e depósitos praias oceânicos são altamente compactados.

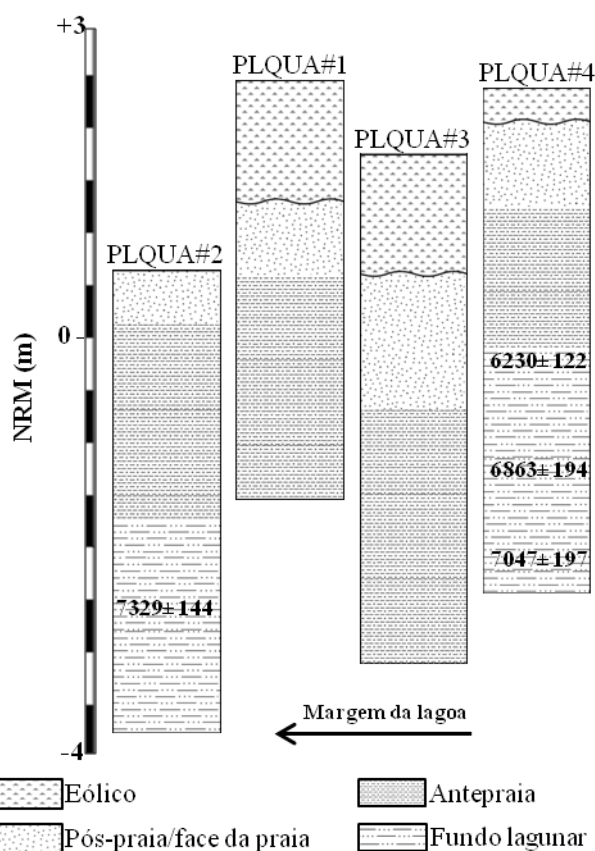
364 No geral, quatro fácies sedimentares diferenciadas nos testemunhos, em concomitância com os  
365 registros geofísicos de GPR, compõem o arcabouço estratigráfico da planície de cordões litorâneos:  
366 depósitos de fundo lagunar, depósitos de antepraia lacustre, depósitos de pós-praia/face de praia  
367 lacustre e depósitos eólicos (capeamento eólico) (Fig.6 e Tab.1). Em alguns pontos encontram-se,  
368 ainda, fácies relativas aos depósitos de leque de sobrelavagem. Sumariamente, as características  
369 sedimentares encontradas nos depósitos remetem a sedimentos quartzosos policíclicos, similares às  
370 areias dos depósitos arenosos da barreira holocênica da PCRS.

371 As fácies superiores, que englobam os leques de sobrelavagem, o capeamento eólico e os  
372 cordões de dunas frontais apresentam o mesmo tipo de sedimento. Esses são compostos  
373 primordialmente por areia fina (70 – 80%) a média (20 – 25%), de coloração amarelada clara (*rock*  
374 *color chart*: 5Y 7/6; 5Y8/4), bem a muito selecionada e muito pouco compactada. Outra característica  
375 importante é a grande presença de raízes. Análises morfoscópicas permitiram identificar que os grãos  
376 dessa fácies são, em sua maioria, sub-arredondados (>65%) com textura superficial lisa e polida e boa  
377 esfericidade. As fácies do pós-praia/face da praia lacustre, são compostas basicamente por areias fina  
378 ( $\pm 70\%$ ), média ( $\pm 10\%$ ) e muito fina ( $\pm 15\%$ ), cor acinzentada (*rock color chart*: 5Y 5/2; 5Y 4/1), bem  
379 compactada e apresenta laminações plano-paralelas e baixo ângulo de mergulho. Há ainda, nessa  
380 fácies, ocorrência de bioturbação caracterizadas por manchas irregulares de matéria orgânica.

381 Os depósitos caracterizados como antepraia lacustre (radarfácies D) são constituídos por areias  
 382 fina ( $\pm 75\%$ ), média ( $\pm 15\%$ ) e muito fina (20%), de cor cinza clara esverdeada a cinza escura (*rock*  
 383 *color chart*: 5Y 2/1; 5YR 2/1), com presença de laminações de lama e matéria orgânica,  
 384 moderadamente a muito compactada e relativa presença de fragmentos e carapaças de moluscos.

385 A fácies que representa o depósito de fundo lagunar, correlacionável à radarfácies E,  
 386 caracterizam-se por uma maior presença de finos (lama) e, conseqüentemente, a uma maior quantidade  
 387 de carapaças de moluscos. Há, também, laminações de areia fina a muito fina. A cor dessa unidade é  
 388 composta por cinza claro-esverdeado a cinza muito escuro (*rock color chart*: 5RY 2/1; 5Y 2/1). Na  
 389 seção de 400 MHz, a progradação dessa fácies relacionada ao furo de sondagem PLQUA #4, apresenta  
 390 alta amplitude de sinal devido, basicamente, à grande presença de laminações com grande  
 391 concentração de carapaças de moluscos.

392

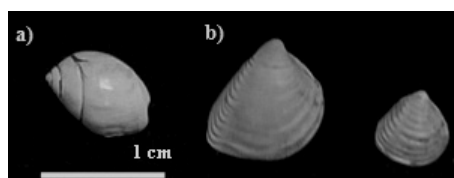


394 **Figura 6.** Seção esquemática dos perfis colunares da sequência progradacional da planície de cordões.  
 395 Localização das sondagens: Figura 1.

396

397 A partir da coleta de carapaças da macrofauna, em diferentes níveis dos testemunhos, na fácies  
 398 de antepraia lacustre e de fundo lagunar, foram identificadas dez espécies de moluscos, entre  
 399 gastrópodes e bivalves, que possuem preferência ambiental por ambiente marinho raso e mixohalino  
 400 (Fig. 7). As carapaças estavam presentes apenas em dois testemunhos: no mais proximal (#2) e no  
 401 mais distal (#4) da margem da lagoa (Fig. 1), e nas fácies sotopostas à fácies eólica.

402 As quatro datações por  $^{14}\text{C}$  por espectrometria de massa com aceleradores (EMA), realizadas  
 403 na *Beta Analytic, Inc.*, foram calibradas para o hemisfério sul conforme Reimer *et al.* (2013) (Tab.3).  
 404 Uma vez que as conchas datadas não estavam em posição de vida e apresentavam leves sinais de  
 405 retrabalhamento, as idades obtidas devem ser consideradas como as idades máximas das camadas  
 406 sedimentares de ocorrência das carapaças.



407  
 408 **Figura 7.** Exemplos de espécimes identificadas no substrato lagunar na qual a planície de cordões se  
 409 desenvolveu. A) *Olivella tehuelcha* e B) *Anomalocardia brasiliana*.

410

411 **Tabela 3.** Análises geocronológicas por EMA  $^{14}\text{C}$ .

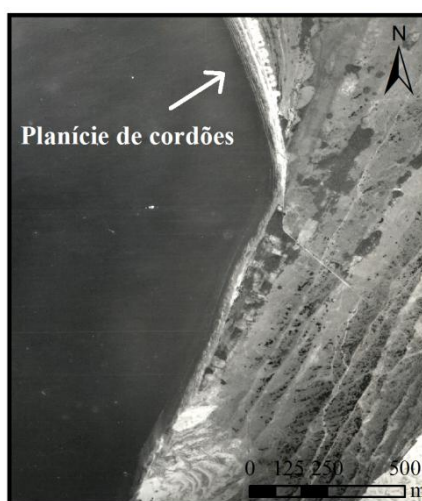
Testemunhos	Nº Beta	Prof. (NRM)	Idade convencional	Idade calibrada	Material datado
PLQUA #2	382537	-2,5	6800 ± 30 ka	7329 ± 144 ka	<i>Nucula semiornata</i>
PLQUA #4	382540	0	5810 ± 30 ka	6230 ± 122 ka	<i>Erodona mactroides</i>
PLQUA #4	382539	-1,0	6390 ± 30 ka	6863 ± 194 ka	<i>Heleobia australis, Turbonilla sp.</i>
PLQUA #4	382538	-2,0	6530 ± 30 ka	7047 ± 197 ka	<i>Anomalocardia brasiliana, Olivella tehuelcha</i>

412

413 Há um consenso entre a comunidade científica a respeito do comportamento do nível do mar  
 414 entre os estágios finais do Pleistoceno e início do Holoceno para a costa brasileira. Pesquisas  
 415 conduzidas no sul do Estado de Santa Catarina mostram que o NRM entre 6 – 5 ka alcançou de 2 a 3  
 416 m acima do atual, seguido por uma queda até o presente nível (Angulo & Lessa, 1997; Angulo *et al.*  
 417 1999 e 2006). Na PCRS, mais especificamente no litoral médio, Barboza & Tomazelli (2003)  
 418 chegaram basicamente ao mesmo valor, em interpretações relativas à formação de um terraço lagunar  
 419 holocênico (6 – 5 ka) na margem leste da Lagoa dos Patos.

420 Estudos sobre a matéria orgânica particulada dos sedimentos em um furo de sondagem na  
421 Lagoa dos Quadros, realizados por Meyer *et al.* (2005), demonstram uma grande influência marinha  
422 entre 6,7 e 4,8 ka. Os autores denominam esse intervalo de tempo como Última Transgressão Marinha  
423 Lagunar, na qual houve uma grande influência marinha. Dentro desse mesmo intervalo de tempo, as  
424 carapaças dos moluscos identificados nos testemunhos PLQUA também evidenciam uma franca  
425 influência marinha/mixohalina, provavelmente quando as lagoas de Itapeva e dos Quadros ainda  
426 estavam conectadas.

427 As idades da sondagem PLQUA#4:  $7047 \pm 197$  ka,  $6863 \pm 194$  ka e  $6230 \pm 122$  ka, com  
428 intervalos entre si de cerca de 1 metro, indicam uma relativa alta taxa de sedimentação (5,4 a 1,4  
429  $\text{mm}\cdot\text{ano}^{-1}$ ). Embora a maioria das taxas de sedimentação nos corpos lagunares e lacustres da PCRS  
430 foram calculadas principalmente através da técnica de  $^{210}\text{Pb}$ , ou seja, sedimentação curto período (e.g.  
431 Martins *et al.*, 1989; Medeanic & Dillenburg. 2005; Ivanoff, 2013), o estudo de Toldo *et al.* (2000) na  
432 Lagoa dos Patos baseado em correlação estratigráfica e datações por radiocarbono sugere uma  
433 sedimentação holocênica na ordem de  $0,75 \text{ mm}\cdot\text{ano}^{-1}$ . A sedimentação holocênica na Lagoa dos  
434 Quadros foi, muito provavelmente, superior à taxa da Lagoa dos Patos por alguns fatores como:  
435 presença da Serra Geral e assoreamento devido a depósitos eólicos transgressivos da barreira  
436 holocênica adentrando na lagoa.



437  
438 **Figura 8.** Fotografia aérea 1964 demonstrando depósitos eólicos de natureza transgressiva com migração em  
439 sentido à Lagoa dos Quadros (porção inferior da imagem).

440 O intervalo de tempo entre a idade mais antiga e a mais nova corresponde a uma fase de  
441 agradação da fácies de fundo lagunar, induzida pelo estágio final de elevação holocênica do NRM,  
442 cujo clímax foi alcançado há cerca de 6 – 5 ka. Neste mesmo intervalo de tempo, a barreira  
443 holocênica, na região de Curumim, igualmente desenvolvia sua fase de agradação acompanhada por  
444 um início da progradação (Dillenburg *et al.*, 2006; Dillenburg *et al.*, 2009).

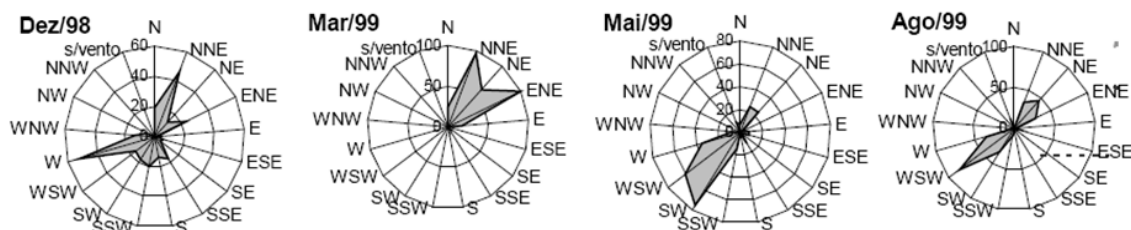
445 Na PCRS, datações com idades similares em altitudes concomitantes, em lagunas e lagoas  
446 foram obtidas por Dillenburg (1994) e Travessas *et al.* (2005), por exemplo. A partir da datação das  
447 fácies sotopostas aos cordões, é possível supor que a formação e o desenvolvimento dos cordões  
448 regressivos ocorreram após o clímax do NRM do Holoceno, mais especificamente no Holoceno tardio.

449

#### 450 *4.3 Aspectos fluidodinâmicos e mecanismos de construção de cordões*

451 A remobilização e transporte de partículas sedimentares, por ondas, junto ao fundo de um  
452 corpo de água são determinados pela velocidade orbital, que por sua vez depende da profundidade,  
453 tamanho do grão e da altura e período de onda. Com base nessas considerações, a ação hidrodinâmica  
454 produzida pelas ondas de gravidade na lagoa foi estimada através do modelo teórico de predição de  
455 ondas do *Shore Protection Manual* (SPM, 1984), atualizado pelo Corpo de Engenheiros do Exército  
456 dos Estados Unidos (USACE) na publicação *Coastal Engineering Manual* (CEM, 2006).

457 Os valores de direção, frequência e intensidade dos ventos aplicados ao modelo foram obtidos  
458 de Cardoso *et al.* (2003) (Fig.8), da mesma forma como realizado por Ivanoff *et al.* (2014) para a  
459 Lagoa de Itapeva. Os dados de Cardoso *et al.* (2003), embora possuem uma curta série temporal, são  
460 os mais próximos da área de estudo e, conseqüentemente, representam os padrões de ventos com  
461 maior fidelidade em comparação aos dados de ventos de estações com maior série de dados, porém,  
462 mais distantes.



463

464 **Figura 9.** Frequência da distribuição da direção dos ventos. (Modificado de Cardoso *et al.*, 2003)

465

466 A modelagem de ondas através do modelo teórico de previsão de ondas do USACE utiliza as  
 467 formulações para ondas de águas rasas de Hallermeier (1980 *apud* Hallermeier, 1981). Os dados  
 468 gerados a partir do modelo foram: altura e período de onda e velocidade orbital das ondas em  
 469 superfície e no fundo (Tab.4).

470 Para a PCRS, Dillenburg *et al.* (1992) e Tabajara & Dillenburg (1997) utilizaram dados  
 471 oriundos deste tipo do modelagem para explicar a composição mecânica e distribuição dos sedimentos  
 472 superficiais de fundo da laguna de Tramandaí. Ivanoff *et al.* (2014) encontraram resultados  
 473 satisfatórios com o uso dessa metodologia na Lagoa de Itapeva.

474 Segundo Hallermeier (1980 *apud* Hallermeier, 1981) para sedimentos não coesivos com um  
 475 tamanho de grão entre 63  $\mu\text{m}$  e 2 mm (fração areia), a velocidade orbital junto ao fundo para que haja  
 476 efetividade na remobilização e transporte de areia é de  $0,13 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Portanto, conforme demonstrado  
 477 pelos dados da tabela 4, ventos do quadrante SW-SSW com velocidades a partir de  $8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  já são  
 478 capazes de remobilizar sedimento arenoso na profundidade média da lagoa, que corresponde a  
 479 aproximadamente 3 m. Esta profundidade apresenta concordância com o limite de deposição de  
 480 sedimentos grossos (areia) e finos (lama) identificados nos mapas de distribuição de sedimentos de  
 481 fundo e batimétrico por Cwik (1999).

482

483

484

485

486 **Tabela 4.** Parâmetros de ondas para a Lagoa dos Quadros gerado a partir da velocidade e frequência dos ventos.

Estação	Direção	Vento		Pista km	Ondas		Velocidade Orbital (m·s <sup>-1</sup> )	
		Frequência %	Velocidade (m/s)		Altura (m)	Período (s)	Superfície	Fundo (3 m)
Sul	N	16,8	2,0	14,5	0,1	1,3	0,25	0
Sul	N	16,8	8,0	14,5	0,4	2,4	0,55	0,13
Sul	N	16,8	16,0	14,5	0,7	3,1	0,74	0,34
Sul	NNE	11	2,0	12,5	0,1	1,2	0,27	0
Sul	NNE	11	8,0	12,5	0,5	2,3	0,73	0,14
Sul	NNE	11	16,0	12,5	0,6	3,0	0,65	0,28
Sul	NE	12,7	2,0	12	0,1	1,2	0,27	0
Sul	NE	12,7	8,0	12	0,4	2,3	0,58	0,11
Sul	NE	12,7	16,0	12	0,6	2,9	0,68	0,27
Sul	ENE	9,2	2,0	12,4	0,1	1,2	0,27	0
Sul	ENE	9,2	8,0	12,4	0,4	2,3	0,58	0,11
Sul	ENE	9,2	16,0	12,4	0,6	3,0	0,65	0,28
Sul	E	3,9	2,0	12	0,1	1,2	0,27	0
Sul	E	3,9	8,0	12	0,4	2,3	0,58	0,11
Sul	E	3,9	16,0	12	0,6	2,9	0,68	0,27
Norte	S	6,6	2,0	14,5	0,1	1,3	0,25	0
Norte	S	6,6	8,0	14,5	0,4	2,4	0,55	0,13
Norte	S	6,6	16,0	14,5	0,7	3,1	0,74	0,34
Norte	SSW	10,6	2,0	12,5	0,1	1,2	0,27	0
Norte	SSW	10,6	8,0	12,5	0,5	2,3	0,73	0,14
Norte	SSW	10,6	16,0	12,5	0,6	3,0	0,65	0,28
Norte	SW	11,1	2,0	12	0,1	1,2	0,27	0
Norte	SW	11,1	8,0	12	0,4	2,3	0,58	0,11
Norte	SW	11,1	16,0	12	0,6	2,9	0,68	0,27

487

488 Em virtude da reduzida profundidade da porção NE da Lagoa dos Quadros, inferior a 1,5 m,  
489 conforme demonstrado por Cwik (1999), é possível inferir que ventos de SW-SSW, com menores  
490 velocidades que  $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  geram ondas que são capazes de transportar sedimento na fração areia em  
491 direção à margem NE da lagoa, onde se desenvolveu a planície de cordões litorâneos regressivos. Tais  
492 ondas são hábeis, ainda, em acoplar e soldar barras submarinas arenosas (*longshore bar*) na face da  
493 praia, um dos modos de formação de cordões de praia conforme Curray *et al.* (1969) e Komar (1976).

494 É possível verificar ainda, conforme os dados de Cardoso *et al.* (2003), que há períodos em  
495 que os ventos com componentes do quadrante SW-SSW possuem uma maior participação no regime  
496 de ventos. Estes mesmo ventos, responsáveis pela geração de ondas na lagoa, com importante

497 incidência na sua margem NE, produzem também o retrabalhamento eólico de alguma parcela de areia  
498 sobre os cordões e a conseqüente formação de capeamento eólico e rupturas de deflação (processo  
499 descrito por Hesp, 1984 e 1999). A presença do sistema de esporões recurvados (Fig. 2A), que teve  
500 seu desenvolvimento a partir de correntes lacustres de sentido S-N, também sugerem que ventos do  
501 quadrante sul atuem com força e constância consideráveis.

502           Para que haja efetivamente transporte de areia, principalmente por saltação, a velocidade do  
503 vento deve ultrapassar o que Bagnold (1941) define como limite do fluido (*fluid threshold*). A  
504 velocidade necessária para atingir esse limiar depende em grande parte do tamanho do grão, muito  
505 embora existam diversas outras variáveis envolvidas no transporte eólico, como umidade do  
506 sedimento, rugosidade do terreno, temperatura, dentre outras (Hesp, 1999). Basicamente, dois fatores  
507 são essenciais para formação de depósitos eólicos: suprimento de areia e ventos persistentes e fortes o  
508 suficiente para movimentá-la (McKee, 1979). Ambos fatores são encontrados na Lagoa dos Quadros,  
509 em certas épocas do anos, em sua margem NE.

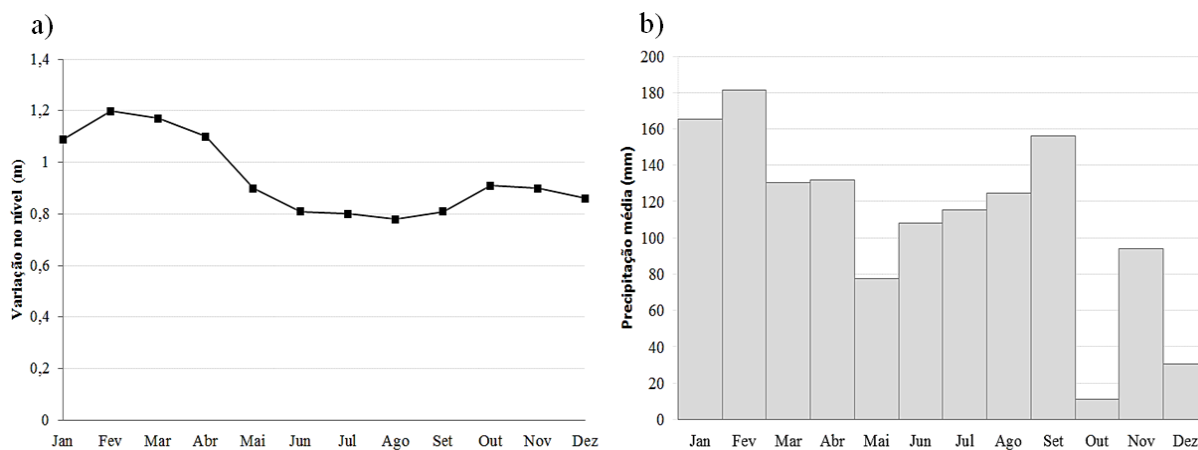
510           Além de ventos e ondas capazes de remobilizar, erosionar e transportar areia, outro fator deve  
511 ser considerado, a alteração cíclica no volume d'água na lagoa. Variações no nível d'água de uma  
512 lagoa ocorrem em diversas escalas de tempo, desde variações muito rápidas, medidas em segundos até  
513 variações de centenas de anos e podem potencializar a atuação de ondas, formação de barras arenosas  
514 e processos de sobrelavagem (*overwash*), produzindo depósitos de leques de sobrelavagem (*washover*  
515 *fans*). Tais flutuações resultam principalmente do balanço entre processos meteorológicos e  
516 hidrológicos, dentre os quais é importante salientar a precipitação e evaporação (Hofmann *et al.*,  
517 2008).

518           Cwik (1999), ao analisar dados hidrometeorológicos nas imediações da lagoa entre 1984 a  
519 1995, encontrou uma variação no volume da lagoa em conivência com dados pluviométricos para o  
520 mesmo período (Fig. 9). A variação resultante do nível de inundação foi da ordem de 50 cm, em  
521 média. Assume-se, então, que existe certa sazonalidade em termos da variação no volume d'água na

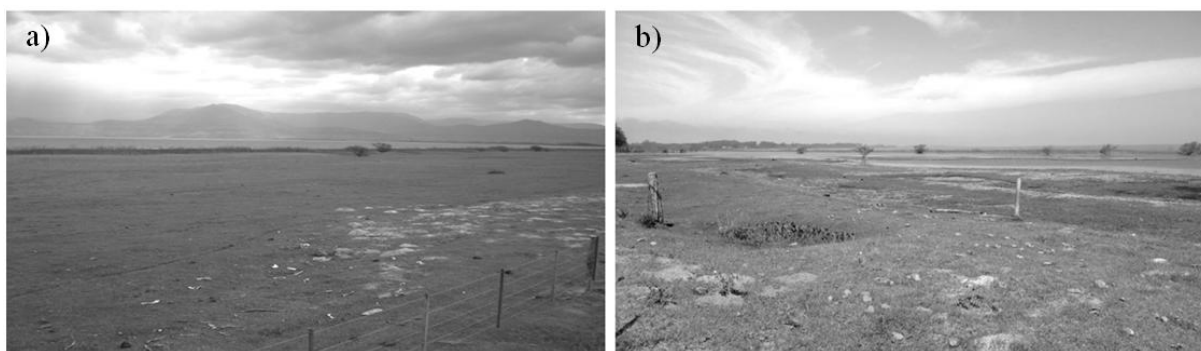


522 lagoa e conseqüentemente no maior ou menor alcance do espraiamento e *run-up* da onda, de acordo  
 523 com a época do ano.

524 Na margem NE da lagoa, a variação cíclica do nível faz com que a planície de inundação  
 525 lacustre chegue a alcançar cerca de 90 m de extensão, magnitude esta alcançada em meses com intensa  
 526 pluviosidade (Fig. 10). Em alguns pontos dessa margem, ocorrem depósitos arenosos de sobrelavagem  
 527 atuais sobre a planície de inundação lacustre, associados a ventos e ondas provenientes de SW e SSW  
 528 (Fig.11). Os depósitos de leques de sobrelavagem são tratados aqui como areia acumulada na planície  
 529 de inundação lacustre, em decorrência de ondas de tempestades e nível d'água elevado, e podem ser  
 530 verificados nas seções de GPR (radarfácies A).



531 **Figura 10.** (a) Variação no nível (volume) d'água na lagoa entre os anos 1986-1993 e (b) precipitação média mensal  
 532 por mês entre 1984-1995. Modificado de Cwik (1999).

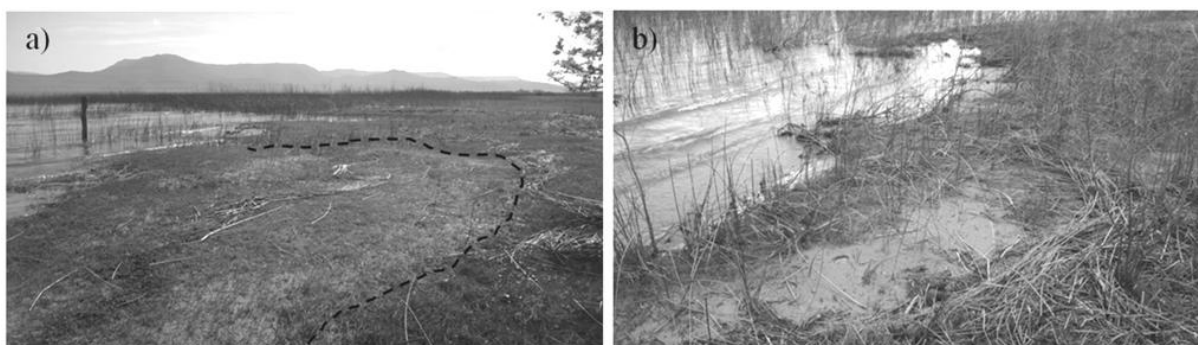


533 **Figura 11.** (a) Comparação de uma foto da margem da lagoa em Junho de 2013 em relação a (b) uma foto após um  
 534 período de intensa pluviosidade, em Outubro de 2013. Para referência do nível, utilizar as árvores ao fundo.

535 A literatura sobre processos e depósitos de sobrelavagem é basicamente restrita a costas  
536 oceânicas, porém, como dito anteriormente, analogias podem ser feitas para corpos lagunares e  
537 lacustres. Ruz & Meuer-Ferec (2004) realizaram estudos sobre a influência de níveis d'água elevados  
538 no transporte eólico, e comprovaram o potencial erosivo do efeito combinado de tempestades e níveis  
539 d'água elevados em depósitos eólicos. Comumente, os processos de sobrelavagem acabam por erodir  
540 as dunas frontais, dependendo de sua magnitude (Psuty, 1992). Entretanto, segundo Ritchie & Penland  
541 (1988), a areia estocada no leque de sobrelavagem, principalmente na fração areia fina, pode ser  
542 facilmente retrabalhada por processos eólicos em uma grande variedade de dunas, dentre as quais a  
543 duna frontal que é rapidamente vegetada.

544 Leatherman & Zaremba (1987), em estudos sobre processos de sobrelavagem na costa  
545 nordeste dos EUA, constataram uma grande relação entre depósitos de leques de sobrelavagem,  
546 processos eólicos e períodos com ausência de tempestades, na qual cerca de metade do sedimento  
547 estocado no leque de sobrelavagem foi retrabalhado pelo vento, retornando a face da praia, enquanto o  
548 restante permaneceu acumulado sob a forma de dunas.

549 Na PCRS, Barboza (1999) demonstrou a formação de depósitos de dunas transgressivas, com  
550 pequenas elevações, associadas ao retrabalhamento de leques de sobrelavagem, pelo vento, na Lagoa  
551 dos Patos.



552  
553 **Figura 12.** Registro de um leque de sobrelavagem na planície de inundação lacustre (a; b). As imagens foram  
554 feitas após a intrusão de um sistema frontal no mês de Agosto de 2014.  
555

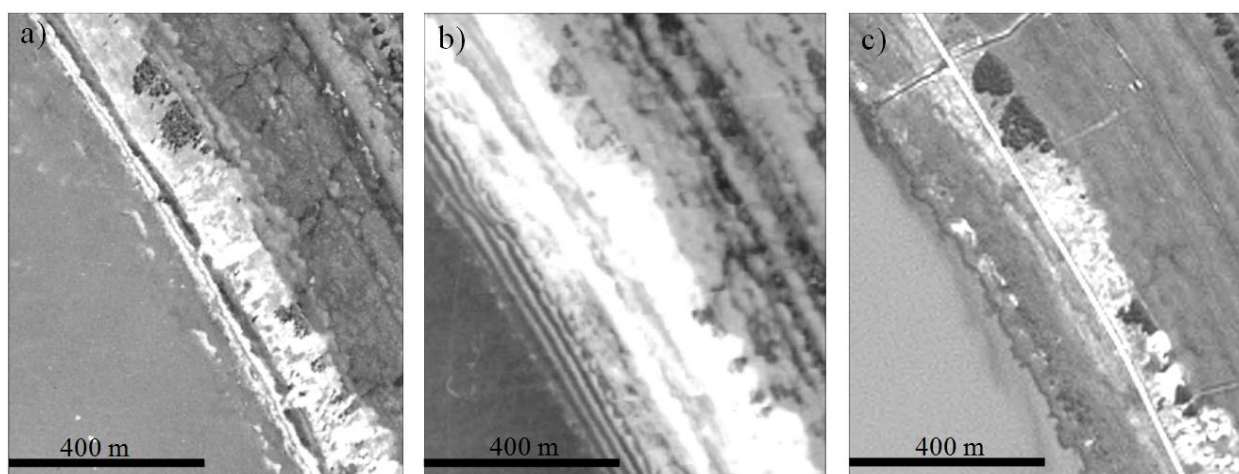
556 A eficiência da deflação eólica sobre leques de sobrelavagem depende do efeito combinado de  
557 três processos principais: frequência de ventos fortes, precipitação mensal e períodos sem precipitação

558 (Kochel & Wampfler, 1989). Ou seja, os ventos de SW-SSW predominantes em Maio são mais  
559 efetivos na margem NE da lagoa, pois atuam durante períodos relativamente secos em comparação  
560 com outros períodos, e assim há menor resistência do sedimento para ser transportado.

561 Conforme Sanderson *et al.* (1998), dunas frontais, e posteriormente cordões de dunas frontais,  
562 podem se desenvolver em praias oceânicas a partir da formação de leques de sobrelevagem no pós  
563 praia durante condições de tempestades. Um processo análogo é observado na Lagoa dos Quadros,  
564 porém com as variáveis ambientais como ondas e correntes com menores magnitudes.

565 As imagens A, B e C (Fig. 12) esboçam o comportamento da margem lacustre através das  
566 fotografias aéreas históricas dos anos de 1948 e 1964, e da imagem do satélite SPOT-5 de 2005. É  
567 possível inferir uma variação regressiva na linha de costa da lagoa. Na Figura 12b, de 1964, nota-se  
568 um grande estoque de areia, na forma de dunas frontais paralelas. À época, ventos do quadrante SW-  
569 SSW e períodos de baixa umidade encontrados na área de estudo, principalmente entre 1940 a 1970,  
570 associados à disponibilidade de areia fina e a vegetação no pós-praia da margem lacustre, sugerem  
571 períodos de intensa atividade e deposição eólica no pós-praia, permitindo uma acresção vertical nos  
572 cordões de praia e desenvolvendo cordões de dunas frontais. Embora ventos de NE são dominantes na  
573 maior parte do ano, a orientação da linha de costa da lagoa permite o desenvolvimento de dunas  
574 frontais a partir de ventos SW e SSW.

575



576

577 **Figura 13.** Comparação da margem NE da lagoa entre 1948 (a), 1964 (b) e 2005 (c). Utilizar os dois bosques no  
578 canto superior esquerdo como referência.

579

580 Segundo Bracco *et al.* (2005) e del Puerto *et al.* (2006), a formação dos sistemas de cordões  
581 lagunares na Laguna de Castillos (Uruguai) foram favorecidas por variações climáticas globais, após  
582 4,5 ka. Na ocasião, períodos climáticos mais secos foram responsáveis por uma maior contribuição de  
583 sedimentos arenosos para a laguna pela ação eólica, através do retrabalhamento do sistema de dunas  
584 de Valizas – Cabo Polonio. As fases de construção de campos de dunas transgressivos, nas fases de  
585 agradação da Barreira de Curumim (Hesp *et al.*, 2005 e 2007; Martinho *et al.*, 2008), ocorrida entre  
586 7,1 e 5,5 ka, podem ter contribuído com o transporte de areias para o interior da lagoa, através do  
587 assoreamento por depósitos eólicos transgressivos, e assim proporcionado sedimentos para a  
588 construção da planície de cordões.

589

## 590 **5. CONCLUSÕES**

591 [1] A planície de cordões litorâneos da Lagoa dos Quadros apresenta quatro subconjuntos de  
592 cordões separados por truncamentos (mudanças de orientação). Tais truncamentos marcam alterações  
593 no regime hidrodinâmico e/ou suprimento sedimentar. Um total de 20 cordões foram identificados,  
594 apresentando um espaçamento médio entre 5 a 50 m com amplitude entre 0,30 m a 1,50 m.

595 [2] Aspectos geomorfológicos e dados de subsuperfície permitiram identificar cinco fácies  
596 sedimentares e o seu padrão de empilhamento na área de estudo. A sucessão vertical de fácies é  
597 composta por lamas de fundo lagunar sobre a qual se desenvolveu uma sequência regressiva,  
598 composta por cordões litorâneos do tipo duna frontal e cordões de praia com um ocasional capeamento  
599 eólico.

600 [3] A fácies basal de fundo lagunar registra a fase de agradação e progradação da fácies de  
601 fundo lagunar do sistema lacustre, ocorrida entre  $7047 \pm 197$  ka e  $6230 \pm 122$  ka.

602 [4] A simulação de ondas geradas pelos ventos locais provenientes de S e SW indicou que na  
603 atual condição hidrodinâmica da lagoa, a profundidade limite entre a deposição de areia e lama  
604 corresponde a aproximadamente 3 metros. Este resultado foi validado por dados texturais e  
605 batimétricos.

606 [5] O desenvolvimento dos cordões de dunas frontais na planície de cordões litorâneos, da  
607 margem NE da Lagoa dos Quadros, resulta da importante ação dos ventos provenientes do quadrante  
608 SSW e SW cujas frequências e velocidades são superadas apenas pelo vento NE.

609 [6] Areias relacionadas às fases iniciais de formação dos campos de dunas transgressivos da  
610 barreira de Curumim (entre 7,1 e 5,5 ka) podem ter sido uma importante fonte de areia para a  
611 formação da planície de cordões litorâneos regressivos da margem NE da Lagoa dos Quadros.

## 612 **Agradecimentos**

613 Os autores agradecem ao PRH-PB 215 (Programa de Formação de Recursos Humanos em Geociências, nº 215)  
614 pela bolsa de pesquisa e auxílio financeiro, ao CNPq pelo auxílio financeiro (Projeto Universal 484856/2011-1)  
615 e a Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e ao Centro de Estudos de Geologia Costeira e  
616 Oceânica (CECO) por fornecer a estrutura e o espaço físico.

617 **REFERÊNCIAS**

618

619 Angulo, R.J. & Lessa, G.C. 1997. The brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on  
620 the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, 140: 141-166.

621

622 Angulo, R.J., Lessa, G.C. & Souza, M.C. 2006. A critical review of the mid- to late holocene sea-level  
623 fluctuations on the eastern brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 25(5/6): 486-506.

624

625 Angulo, R.J., Giannini, P.C.F., Suguio, K. & Pessenda, L.C.R. 1999. The relative sea-level changes in  
626 the last 5,500 years southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina state) based on vermetid  
627 14c ages. *Marine Geology*, 159(1/4): 327-339.

628

629 Anthony, E.J. 2008. *Shore processes and their palaeoenvironmental applications*. Amsterdam,  
630 Elsevier, 540p.

631

632 Bagnold, R.A. 1941. *The physics of blown sand and desert dunes*. London, Chapman and Hall, 265p.

633

634 Barboza, E.G. 1999. Terraços da margem leste da laguna dos patos, litoral médio do rio grande do sul:  
635 estratigrafia e evolução holocênica. Porto Alegre, 154p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-  
636 graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

637

638 Barboza, E.G. & Tomazelli, L.J. 2003. Erosional features of the eastern margin of the Patos Lagoon,  
639 Southern Brazil: significance for holocene history. *Journal of Coastal Research*, SI 35: 260-264.

640

641 Barboza, E.G. & Rosa, M.L.C.C. 2014. Indicadores geológicos e geomorfológicos de setores em  
642 erosão na costa do Rio Grande do Sul. In: Goso, C. (Ed.). *Nuevas miradas a la problemática de los  
643 ambientes costeros sur de Brasil, Uruguay y Argentina*. Montevideo, DIRAC, p. 83-98.

644

645 Barboza, E.G., Dillenburg, S.R., Rosa, M.L.C.C., Tomazelli, L.J. & Hesp, P.A. 2009. Ground-  
646 penetrating radar profiles of two holocene regressive barriers in southern Brazil. *Journal of Coastal  
647 Research*, SI 56: 579-583.

648

649 Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C., Dillenburg, S.R., Tomazelli, L.J. & Ayup-Zouain, R.N. 2011a.  
650 Comportamento regressivo/transgressivo da linha de costa na bacia de Pelotas durante o Holoceno  
651 médio e tardio. In: López, R.A & Marcomini, S.C. (Ed.). *Problemática de Los Ambientes Costeros*.  
652 Buenos Aires, Croquis, p. 15-30.

- 653 Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C., Hesp, P.A., Dillenburg, S.R., Tomazelli, L.J. & Ayup-Zouain, R.N.  
654 2011b. Evolution of the holocene coastal barrier of Pelotas basin (southern Brazil) - a new approach  
655 with GPR data. *Journal of Coastal Research*, SI 64: 646-650.
- 656
- 657 Barboza, E.G. Rosa, M.L.C.C. Dillenburg, S.R. & Tomazelli, L.J. 2013. Preservation Potential of  
658 Foredunes in the Stratigraphic Record. *Journal of Coastal Research*, SI 65:1265-1270.
- 659
- 660 Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C. & Caron, F. 2014. Metodologia de Aquisição e Processamento em  
661 Dados de Georradar (GPR) nos Depósitos Quaternários da Porção Emersa da Bacia de Pelotas. *In: VI*  
662 *SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA*, 2014, Porto Alegre. Resumos Expandidos, v. 1. p. 1-6.
- 663
- 664 Bendixen, M., Clemmensen, L.B. & Kroon, A. 2013. Sandy berm and beach-ridge formation in  
665 relation to extreme sea-levels: a Danish exemple in a micro-tidal environment. *Marine Geology*, 344:  
666 53–64.
- 667
- 668 Bennett, M.R., Cassidy, N.J. & PILE, J. 2009. Internal structure of a barrier beach as revealed by  
669 ground penetrating radar (GPR): Chesil beach, UK. *Geomorphology*, 104: 218–229.
- 670
- 671 Biancini da Silva, A. 2011. *Análise estratigráfica da barreira transgressiva holocênica na região da*  
672 *Lagoa do Sombrio, SC*. Porto Alegre, 68p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em  
673 Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- 674
- 675 Biancini da Silva, A., Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C. & Fracalossi, F.G. 2010. Caracterização dos  
676 depósitos sedimentares em subsuperfície no setor meridional da planície costeira sul de Santa  
677 Catarina. *Gravel*, 8: 1-7.
- 678
- 679 Biancini da Silva, A., Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C. & Dillenburg, S.R. 2014. Meandering Fluvial  
680 System Influencing the Evolution of a Holocene Regressive Barrier in Southern Brazil. *Journal of*  
681 *Coastal Research*, SI 70: 205-210.
- 682
- 683 Billy, J., Robin, N., Hein, C.J., Certain, R. & FitzGerald, D.M. 2014. Internal architecture of mixed  
684 sand-and-gravel beach ridges: Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic. *Marine Geology*, 357: 53-71.
- 685
- 686 Bracco, R., del Puerto, L., Inda, H. & Castiñeira, C. 2005. Middle-late holocene cultural and  
687 environmental dynamics in the east of Uruguay. *Quaternary International*, 132: 37-45.
- 688

- 689 Bristow, C.S. & Pucillo, K., 2006. Quantifying rates of coastal progradation from sediment volume  
690 using GPR and OSL: the Holocene fill of Guichen Bay, south-east South Australia. *Sedimentology*,  
691 53: 769–788.
- 692
- 693 Cardoso, L., Silveira, A.L.L. & Motta Marques, D.M.L. 2003. A ação do vento como gestor da  
694 hidrodinâmica na Lagoa Itapeva (litoral norte do Rio Grande do Sul). *Revista Brasileira de Recursos*  
695 *Hídricos*, 8(3): 5-15.
- 696
- 697 Caron, F., Lima, L.G., Dillenburg, S.R., Tomazelli, L.J., Barboza, E.G., Antiqueira, J.A.F., Rosa,  
698 M.L.C.C. Manzolli, R.P. & Silva, A.B., 2010. Morphology, stratigraphy and factors controlling  
699 evolution of a transgressive barrier in southern Brazil. In: MEETING OF THE AMERICAS. Eos  
700 Trans. AGU, 2010, Foz do Iguaçu. Meet. Am. Suppl., v. 91. p. OS21A-01.
- 701
- 702 Carter, R.W.G. 1986. The morphodynamics of beach-ridge formation: Magilligan, Northern Ireland.  
703 *Marine Geology*, 73: 191–214.
- 704
- 705 Choi, K.H., Choi, J.H. & Kim, J.W. 2013. Reconstruction of Holocene coastal progradation on the east  
706 coast of Korea based on OSL dating and GPR surveys of beach-foredune ridges. *The Holocene*, 0(0):  
707 1–11.
- 708
- 709 Clemmensen, L.B. & Nielsen, L. 2010. Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt,  
710 Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations. *Sedimentary Geology*, 223: 281-290.
- 711
- 712 Clerot, L.C.P. 2004. *Estudo da barreira IV na região do Cassino, Rio Grande – RS: evolução e*  
713 *caracterização como reservatório*. Porto Alegre, 75p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de  
714 Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- 715
- 716 Coastal Engineering Manual. 2006. 15 ed. U.S. *Army Corps of Engineers*, Washington.
- 717
- 718 Curray, J.R., Emmel, F.J. & Crampton, P.J.S. 1969. Holocene history of a strand plain lagoonal coast,  
719 Nayarit, Mexico. In: UNAM–UNESCO (Ed.) *Simposio Internacional, Lagunas Costeras*. 1969.  
720 Ciudad del Mexico, UNESCO, p. 63–100.
- 721
- 722 Cwik, M.R. 1999. *Aspectos físicos e sedimentológicos da Lagoa dos Quadros, litoral Norte do Rio*  
723 *Grande do Sul*. Porto Alegre, 154p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em  
724 Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- 725



- 726 del Puerto, L., García-Rodríguez, F., Inda, H., Bracco, R., Castiñeira, C. & Adams, J.B. 2006.  
727 Paleolimnological evidence of Holocene climatic changes in Lake Blanca, southern Uruguay. *Journal*  
728 *of Paleolimnology*, 36: 151-163.
- 729
- 730 Dillenburg, S.R. 1994. *A Laguna de Tramandaí: evolução geológica e aplicação do método*  
731 *geocronológico da Termoluminescência na datação de depósitos sedimentares lagunares*. Porto  
732 Alegre, 142p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de  
733 Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- 734
- 735 Dillenburg, S.R. & Barboza, E.G. 2009. Long- and short term progradation of a regressive barrier in  
736 southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 56 (SI): 599-601.
- 737
- 738 Dillenburg, S.R. & Barboza, E.G. 2014. The strike-fed sandy coast of Southern Brazil. *Geological*  
739 *Society Special Publication*, 388: 333-352.
- 740
- 741 Dillenburg, S.R., Tabajara, L.L.C.A. & Toldo Jr, E.E. 1992. Dinamica sedimentar e evolução  
742 geológica da Laguna de Tramandai-RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992,  
743 Sao Paulo. Anais do 37 CBG.
- 744
- 745 Dillenburg, S.R., Roy, P.S., Cowell, P.J. & Tomazelli, L.J. 2000. Influence of antecedent topography  
746 on coastal evolution as tested by the Shoreface Translation-Barrier Model. *Journal of Coastal*  
747 *Research*, 16(1): 71-81.
- 748
- 749 Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Hesp, P.A. & Rosa, M.L.C.C. 2011. Ground Penetrating Radar  
750 (GPR) and Standard Penetration Test (SPT) records of a regressive barrier in southern Brazil. *Journal*  
751 *of Coastal Research*, SI 64: 651-655.
- 752
- 753 Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Tomazelli, L.J., Rosa, M.L.C.C. & Maciel, G. S. 2013. Aeolian  
754 Deposition and Barrier Stratigraphy of the Transition Region between a Regressive and a  
755 Transgressive Barrier: an example from Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 65: 464-469.
- 756
- 757 Dillenburg, S.R., Tomazelli, L.J., Hesp, P.A., Barboza, E.G., Clerot, L.C.P. & Silva, D.B. 2006.  
758 Stratigraphy and evolution of a prograded transgressive dunefield barrier in southern Brazil. *Journal of*  
759 *Coastal Research*, SI 39: 132-135.
- 760

- 761 Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Tomazelli, L.J., Hesp, P.A., Clerot, L.C.P. & Ayup-Zouain, R.N.  
762 2009. The Holocene coastal barriers of Rio Grande do Sul. *In*: Dillenburg, S.R. & Hesp, P.A. (Ed.).  
763 *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Berlin, Springer, p. 53-91.  
764
- 765 Fracalossi, F.G., Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C. & Biancini da Silva, A. 2010. O Registro em  
766 Subsuperfície da Barreira Pleistocênica entre Osório e Tramandaí - RS. *Gravel*, 8: 21-31.  
767
- 768 Forsyth, A.J., Nott, J., Bateman, M.D. & Beaman, R.J. 2012. Juxtaposed beach ridges and foredunes  
769 within a ridge plain – Wong Beach, northeast Australia. *Marine Geology*, 310: 111 – 116.  
770
- 771 Goy, J.Z., Zazo, C. & Dabrio, C.J. 2003. A beach ridge complex reflecting periodical sea-level and  
772 climate variability during the Holocene (Gulf of Almeria, western Mediterranean). *Geomorphology*  
773 50: 251-268.  
774
- 775 Hallermeier, R. J. 1981. Critical wave conditions for sand motion initiation. *Coastal Eng. Tech*, 81  
776 (10), 16 pp.  
777
- 778 Hasenack, H. & Ferrara, L.W. 1989. Considerações sobre o clima da região de Tramandaí, RS.  
779 *Pesquisas em Geociências*, 22: 53-70.  
780
- 781 Hesp, P.A. 1984. The formation of sand “beach ridges” and foredunes. *Search*, 15: 289–291.  
782
- 783 Hesp, P.A. 1999. The Beach Backshore and Beyond. *In* Short, A.D. (Ed.). *Handbook of Beach and*  
784 *Shoreface Morphodynamics*, New York, John Wiley, p. 145-70.  
785
- 786 Hesp, P.A. 2006. Sand beach ridges: Definition and re-definition. *Journal Coastal Research*, SI 39:  
787 72-75.  
788
- 789 Hesp, P.A., Giannini, P.C.F., Martinho, T., Miot da Silva, G. & Asp Neto, N.E. 2009. The Holocene  
790 barrier systems of the Santa Catarina Coast, Southern Brazil. *In*: Dillenburg, S.R. & Hesp, P.A. (Ed.).  
791 *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Berlin, Springer, p. 95–133.  
792
- 793 Hesp, P.A., Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Clerot, L.C.P., Tomazelli, L.J. & Ayup-Zouain, R.N.  
794 2007. Morphology of the Itapeva to Tromandai transgressive dunefield barrier system and mid-to-late  
795 Holocene sea level change. *Earth Surfaces and Landforms*, 32: 407–414.  
796

- 797 Hesp, P.A., Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Tomazelli, L.J., Ayup-Zouain, R.N., Esteves, L.S.,  
798 Gruber, N.L.S., Toldo Jr, E.E., Tabajara, L.L.C. & Clerot, L.C.P. 2005. Beach ridges, foredunes or  
799 transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system,  
800 Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 77(3): 495-508.
- 801
- 802 Horn Filho, N.O. 1988. Geologia das folhas de Torres, Três Cachoeiras, Arroio Teixeira e Maquiné,  
803 nordeste do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, 18: 378-378.
- 804
- 805 Hofmann, H., Lorke, A. & Peeters, F. 2008. Temporal scales of water-level fluctuations in lakes and  
806 their ecological implications. 2008. *Hydrobiologia*, 613: 85–96.
- 807
- 808 Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L.  
809 & Shackleton, N.J. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology  
810 of the marine record. In: Berger A. L., Imbrie J., Hays J., Kukla G. & Saltzman B. (Ed.). *Milankovitch  
811 and Climate*. Boston, Reidel, p. 269-305.
- 812
- 813 Ivanoff, M. D. 2013. *Sedimentação da Lagoa Itapeva, RS – Brasil*. Alegre, 56p. Dissertação de  
814 Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade  
815 Federal do Rio Grande do Sul.
- 816
- 817 Ivanoff, M.D., Toldo Jr., E.E. & Figueira, E.C.L. 2014. Sedimentação da Lagoa Itapeva, RS, Brasil.  
818 *Pesquisas em Geociências*, 41(1):03-13.
- 819
- 820 Johnston, J.W., Thompson, T.A. & Baedke, S.J. 2007. Systematic pattern of beach-ridge development  
821 and preservation: conceptual model and evidence from ground penetrating radar. *The Geological  
822 Society of America*, special paper 432: 47–58.
- 823
- 824 Kochel, R.C. & Wampfler, L. A. 1989. Relative Role of Overwash and Aeolian Processes on  
825 Washover Fans, Assateague Island, Virginia-Maryland. *Journal of Coastal Research*, 5(3): 453-475.
- 826
- 827 Leatherman, S.P. & Zaremba, R.E. 1987. Overwash and Aeolian processes on a U.S. Northeast coast  
828 barrier. *Sedimentary Geology*, 52:183-206.
- 829
- 830 Lima, L.G. 2012. Estratigrafia e evolução holocênica de uma barreira costeira transgressiva/regressiva,  
831 litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. Porto Alegre, 128p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-  
832 graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- 833

- 834 Lima, L.G., Dillenburg, S.R., Medeanic, S., Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C., Tomazelli, L.J.,  
835 Dehnhardt, B.A. & Caron, F. 2013. Sea-level rise and sediment budget controlling the evolution of a  
836 transgressive barrier in southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 42: 27-38.  
837
- 838 Manzolli, R.P. 2011. Geomorfologia do complexo de cordões litorâneos lagunares do Pontal da  
839 Feitoria – Margem Oeste-Sul da Laguna dos Patos. Porto Alegre, 90p. Dissertação de Mestrado,  
840 Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio  
841 Grande do Sul.  
842
- 843 Martinho, C.T., Dillenburg, S.R. & HESP, P.A. 2008. Mid to late Holocene evolution of transgressive  
844 dunefields from Rio Grande do Sul Coast, Southern Brazil. *Marine Geology*, 256: 49-64.  
845
- 846 Martins, L.R., Villwock, J.A., Benvenuti, C.E. & Martins, I.L.R. 1989. The Lagoa dos Patos estuarine  
847 ecosystem RS, Brazil. *Pesquisas em Geociências*, 22: 05-44.  
848
- 849 Mauz, B., Hijma, M.P., Amorosi, A., Porat, N., Galili, E. & Bloemendal, J. 2013. Aeolian beach  
850 ridges and Their Significance for climate and sea level: Concept and insight from the Levant coast  
851 (East Mediterranean). *Earth-Science Reviews*, 121: 3 –54.  
852
- 853 McKee, E. 1979. An introduction to the study of global sand seas. In: McKee, E. (Ed.). *A Study of*  
854 *Global Sand Seas*. Washington, U. S. Geological Survey Paper 1052, p. 1-20.  
855
- 856 Medeanic, S. & Dillenburg, S.R. 2005. Palynological records combined with 210 Pb dating: an  
857 integrated approach to estimate anthropogenic impact in the coastal environment of the Tramandaí  
858 lagoon and adjacent areas, RS, Brazil, during the last century. *Journal of Coastal Research*, 42: 265-  
859 270.  
860
- 861 Medeiros, P. R. P. 1992. *Estudo do Sistema Lagunar-Estuarino de Tramandaí-Imbé: Física e Química*  
862 *da Água*. Porto Alegre, 112p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em  
863 Ecologia/UFRGS.  
864
- 865 Meyer, K.E.B., Mendonça Filho, J.G., Ashraf, A.R., Souza, P.A. & Reichhart, K. 2005. Análise de  
866 palinofácies em sedimentos holocênicos da Lagoa dos Quadros, Planície Costeira do Rio Grande do  
867 Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 8(1): 57-72.  
868

- 869 Meyer, K.E.B., Souza, P.A., Cwik, M.R., Menezes, T.R. & Buchmann, F.S. 2006. Palinofácies e  
870 processos deposicionais em sedimentos de fundo da lagoa dos Quadros, Planície Costeira do Rio  
871 Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 36: 623-622.  
872
- 873 Mitchum Jr., R.M., Vail, P.R. & Sangree, J.B., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea  
874 Level, Part 6: Stratigraphy interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. *In:*  
875 Payton, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG  
876 26, p. 117-133.  
877
- 878 Moulton, M.A.B., Oliveira Filho, S., Rocha, T.B. & Fernandez, G.B. 2013. Foredunes of Rio de  
879 Janeiro coast: genesis, structure and morphology. *Journal of Coastal Research*, SI 65: 1319-1324.  
880
- 881 Neal, A., Pontee N.I., Pye K. & Richards J. 2002. Internal structure of mixed-sand-and-gravel beach  
882 deposits revealed using ground-penetrating radar. *Sedimentology*, 49: 789-804.  
883
- 884 Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and  
885 progress. *Earth Science Reviews*, 66: 261-330.
- 886 Nielsen, L.H. & Johanessen, P.N. 2009. Facies architecture and depositional processes of the  
887 Holocene-Recent accretionary regressive Skagen spit system, Denmark. *Sedimentology*, 56: 936-968.  
888
- 889 Otvos, E.G. 2000. Beach ridges—definitions and significance. *Geomorphology*, 32: 83–108.  
890
- 891 Psuty, N. P. 1992. Spatial variation in coastal foredune development. *In:* Carter, R.W.G., Curtis, G.F.  
892 & Sheehy-Skevfington, M. (Ed.). *Coastal Dunes: Geomorphology, Ecology and Management*.  
893 Balkema, The Hague, p. 3-13.  
894
- 895 Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Grootes, P.M.,  
896 Guilderson, T.P., Hafliðason, H., Hajdas, I., HattĹ, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G.,  
897 Hughen, K.A., Ka APiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A.,  
898 Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R. A., Turney, C.S.M., & van der Plicht, J. 2013. IntCal13 and  
899 Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4).  
900
- 901 Reinson, G.E. 1992. Transgressive barrier island and Estuarine systems. *In:* Walker, R.G. & James,  
902 N.P. (Ed.). *Facies models – response to sea level change*. Stittsville, Geological Association of  
903 Canada, p. 179–194  
904

- 905 Ritchie, W. & Penland, S. 1988. Rapid dune changes associated with overwash processes on the  
906 deltaic coast of south Louisiana. *Marine Geology*, 81 (1/4): 97-122.  
907
- 908 Rocha, T.B., Fernandez, G.B., Peixoto, M.N.O. & Rodrigues, A. 2013. Arquitetura deposicional e  
909 datação absoluta das cristas de praia pleistocênicas no complexo deltaico do Paraíba do Sul (RJ).  
910 *Brazilian Journal of Geology*, 43: 711-724, 2013.  
911
- 912 Roy, P.S., Cowell, M.A., Ferland, M.A. & Thom, B.G. 1994. Wave-dominated coasts. *In*: Carter,  
913 R.W.G. & Woodroffe, C.D. (Ed.). *Coastal Evolution – Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*.  
914 Cambridge, Cambridge University Press, p. 121–186.  
915
- 916 Ruz, M.H. & Meur-Ferec, C. 2004. Influence of high water levels on aeolian sand transport: upper  
917 beach/dune evolution on a macrotidal coast, Wissant Bay, northern France. *Geomorphology*, 60 (1/2):  
918 73-87.  
919
- 920 Sanderson, P.G., Eliot, I. & Fuller, M. 1998. Historical development of a Foredune plain at Desperate  
921 Bay, Western Australia. *Journal of Coastal Research*, 14(4):1187-1201.  
922
- 923 Santos, N.B., Lavina, E.L.C. & Paim, P.S.G. 2014. High-resolution stratigraphy of Holocene lagoon  
924 terraces of Southern Brazil. *Quaternary Research*, no prelo.  
925
- 926 Schwarzbald, A. & Schäfer, A. 1984. Gênese e morfologia das Lagoas Costeiras do Rio Grande do  
927 Sul. *Amazoniana*, IX(1): 87-104.  
928
- 929 Shore Protection Manual. 1984. 4 ed. U.S. Army Engineer Experiment Station, Vicksburg. 2v. Belvoir,  
930 VA.  
931
- 932 Strahler, A.N. & Strahler, A. H. 1987. *Modern Physical Geography*. New York, John Willey and  
933 Sons, 488 p.  
934
- 935 Tabajara, L.L. & Dillenburg, S. R. 1997. Batimetria e Sedimentos de Fundo da Laguna de Tramandaí -  
936 RS. *Notas Técnicas*, 10: 21-33.  
937
- 938 Tamura, T., Murakami, F., Nanayama, F., Watanabe, K. & Saito, Y. 2008. Ground-penetrating radar  
939 profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan.  
940 *Marine Geology*, 248: 11 – 27.  
941

- 942 Tamura, T. 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-*  
943 *Science Reviews*, 114: 279 – 297.
- 944
- 945 Tanner, W.F. Origin of beach ridges and swales. *Marine Geology*, 129: 149 – 161.
- 946
- 947 Toldo Jr., E.E., Dillenburg, S.R., Corrêa, I.C.S. & Almeida, L.E.S.B.. 2000. Holocene sedimentation  
948 in Lagoa dos Patos Lagoon, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 16(3): 816-822.
- 949
- 950 Tomazelli, L.J. 1993. O regime de ventos e a taxa de migração das dunas eólicas costeiras do Rio  
951 Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 20(1): 18-26.
- 952
- 953 Tomazelli, L.J. & Villwock, J.A. 1991. Geologia do Sistema Lagunar Holocênico do Litoral Norte do  
954 Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 18(1): 13-24.
- 955
- 956 Tomazelli, L.J., Dillenburg, S.R., Barboza, E.G. & ROSA, M.L.C.C. 2008. Geomorfologia e Potencial  
957 de Preservação dos Campos de Dunas Transgressivos de Cidreira e Itapeva, Litoral Norte do Rio  
958 Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, 35: 47-55.
- 959
- 960 Travessas, F.A., Dillenburg, S.R. & Clerot, L.C.P. 2005. Estratigrafia e evolução da barreira  
961 holocênica do Rio Grande do Sul no trecho Tramandaí-Cidreira. *Boletim Paranaense de Geociências*,  
962 57:57-73
- 963
- 964 Vail, P.R., 1987. Seismic Stratigraphy Interpretation Using Sequence Stratigraphy. Part 1: Seismic  
965 Stratigraphy Interpretation Procedure. In: Bally, A.W. (Ed.). *Atlas of Seismic Stratigraphy*. Tulsa,  
966 AAPG, 27(1), p. 1-9.
- 967
- 968 Villwock, J.A. 1984. Geology of the coastal province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A  
969 Synthesis. *Pesquisas em Geociências*, 16: 5-49.
- 970
- 971 Villwock, J.A. & Tomazelli, L.J. 1995. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas*, 8, p.  
972 1-45.
- 973
- 974 Weschenfelder, J., Corrêa, I.C. S., Aliotta, S. & Baitelli, R. 2010. Paleochannels related to late  
975 Quaternary sea-level changes in Southern Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography* (Impresso), 58:  
976 35-44.
- 977

- 978 Weschenfelder, J., Baitelli, R. Corrêa, I.C.S., Bortolin, E.C. & Santos, C.B. 2014. Quaternary incised  
979 valleys in Southern Brazil coastal zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 55: 83-93.  
980
- 981 Woodroffe, C.D. 2002. *Coasts, form, process and evolution*. Cambridge, Cambridge University Press,  
982 623p.  
983
- 984 Woods, A.J.C. & LEAHY, L.P. 1983. Beach ridges and paleogeography, central Baja California,  
985 Mexico. *Physical Geography*, 4(3): 167-181.  
986  
987



#### 4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Muitos trabalhos de acerca de cordões litorâneos regressivos arenosos foram apresentados nas últimas décadas. Todavia, cordões que compõem lagoas e lagunas ainda permanecem pouco estudados. Os resultados obtidos nesta presente dissertação contribuem para a melhor compreensão de uma planície/barreira complexa lacustre, que preenchem um embaçamento na margem NE da Lagoa dos Quadros, no litoral norte do Rio Grande do Sul.

Independente do principal mecanismo envolvido na gênese dos cordões, alguns fatores essenciais devem ocorrer e coexistir pelo menos na maior parte do tempo (evitar erosão) para a formação de cordões arenosos como: alto suprimento de sedimento (maior taxa de sedimento em relação ao espaço de acomodação através de variações no nível de base), baixo gradiente da praia (antepraia) e algum processo energético (ondas e ventos) capaz de remobilizar, transportar e acumular o sedimento. A margem NE da Lagoa dos Quadros apresenta um local propício para a formação dos cordões regressivos.

Os diferentes métodos utilizados mostraram-se de grande valia na investigação do arcabouço deposicional, descrição da morfologia superficial e identificação das variáveis envolvidas em sua gênese. A planície de cordões da Lagoa dos Quadros representa, ainda, um laboratório natural para o estudo análogo de formação e desenvolvimento de barreiras costeiras oceânicas, bem como de reservatório de fluídos (e.g. petróleo e água).

A sequência progradacional/regressiva é composta por lamas de fundo lagunar, na base, sobre a qual se desenvolveu uma sucessão de antepraias, depósitos de face da praia/pós-praia e cordões litorâneos do tipo duna frontal e cordões de praia com um ocasional capeamento eólico. Ocorre ainda em certos pontos depósitos de leques de sobrelavagem.

Ademais, estudos acerca da cronologia evolutiva com a utilização de datações por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) ainda devem ser realizados para uma melhor compreensão da formação dos cordões de dunas frontais da Lagoa dos Quadros.

## ANEXO III



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
*Pesquisas em Geociências*

---

Porto Alegre, 14 de janeiro de 2015.

Ao  
Volnei Junior Borges de Bitencourt

Venho comunicar o recebimento do manuscrito abaixo listado, submetido para publicação em *Pesquisas em Geociências*, órgão de divulgação científica editado pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Agradeço a seleção de *Pesquisas em Geociências* para a publicação de sua contribuição. O manuscrito será analisado quanto ao conteúdo e enquadramento nas normas de preparação, para que seja iniciado o processo de análise por pares.

Título: *Geomorfologia e arquitetura deposicional de uma planície de cordões litorâneos na margem NE da Lagoa dos Quadros, RS, Brasil.*

Autores: **Volney Junior Borges de Bitencourt, Sérgio Rebelo Dillenburg, Eduardo Guimarães Barboza & Felipe Caron.**

Atenciosamente,

A handwritten signature in blue ink, appearing to read 'Paulo Alves de Souza', is written over a horizontal line.

Prof. Dr. Paulo Alves de Souza  
Editor Chefe

---

*Pesquisas em Geociências*  
Instituto de Geociências – Departamento de Paleontologia e Estratigrafia  
Av. Bento Gonçalves, n° 9500 - Bloco 1 - Prédio 43127  
CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil.  
Email: paulo.alves.souza@ufrgs.br