

**UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS - UNISINOS
UNIDADE ACADÊMICA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA SEDIMENTAR
NÍVEL MESTRADO**

JULIERME JUSTIN CARASSAI

**A DERIVA LITORÂNEA E SUAS IMPLICAÇÕES NA GÊNESE E ORIENTAÇÃO
DE BARREIRAS ARENOSAS PLEISTOCÊNICAS (REGIÃO DE OSÓRIO),
ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL, SUL DO BRASIL**

SÃO LEOPOLDO

2013

JULIERME JUSTIN CARASSAI

**A DERIVA LITORÂNEA E SUAS IMPLICAÇÕES NA GÊNESE E ORIENTAÇÃO
DE BARREIRAS ARENOSAS PLEISTOCÊNICAS (REGIÃO DE OSÓRIO),
ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL, SUL DO BRASIL**

Dissertação apresentada como requisito
parcial para obtenção do título de Mestre,
pelo Programa de Pós-Graduação em
Geologia da Universidade do Vale do Rio
dos Sinos - UNISINOS
Área de concentração: Geologia
Sedimentar

Orientador: Prof. Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina

Coorientadora: Prof. Dra. Renata Guimarães Netto

Banca examinadora: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos
Scherer (UFRGS)

Prof. Dr. Ubiratan Ferrucio Faccini (UNISINOS)

SÃO LEOPOLDO

2013

C343d Carassai, Julierme Justin.

A deriva litorânea e suas implicações na gênese e orientação de barreiras arenosas pleistocênicas (região de Osório), Estado do Rio Grande do Sul, sul do Brasil / Julierme Justin Carassai. – 2013.

75 f. : il. ; 30 cm.

Dissertação (mestrado) – Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2013.

"Orientador: Prof. Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina; coorientadora: Prof. Dra. Renata Guimarães Netto."

1. Foreshore. 2. Ophiomorpha. 3. Paleocorrentes. 4. Planície Costeira do Rio Grande do Sul. 5. Shoreface. I. Título.

CDU 55

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
(Bibliotecário: Flávio Nunes – CRB 10/1298)

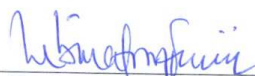
A dissertação de Mestrado

**"A deriva litorânea e suas implicações na gênese e orientação de barreiras arenosas
pleistocênicas (região de Osório), Estado do Rio Grande do Sul, sul do Brasil"**


apresentada por **JULIERME JUSTIN CARASSAI**

foi aceita e aprovada como atendimento parcial aos requisitos para a obtenção do grau de

MESTRE EM GEOLOGIA pela seguinte banca examinadora:



Prof. Dr. Ubiratan Ferruccio Faccini
Universidade do Vale do Rio dos Sinos



Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer
Universidade Federal do Rio Grande do Sul



Prof. Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina
Presidente da Banca Examinadora
Universidade do Vale do Rio dos Sinos

São Leopoldo, 03 de maio de 2013.

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar aos meus pais, Paulo e Eliane pelo amor, educação e ensinamentos proporcionados desde os meus primeiros passos.

Ao meu irmão Igor pelo amor, amizade e incentivo nesta importante jornada.

À minha esposa Fernanda pelo amor e companheirismo ao longo desta caminhada geológica, desde os tempos da Graduação.

Aos meus professores e orientadores Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina e Dra. Renata Guimarães Netto pela paciência, ensinamentos e orientação frente aos meus questionamentos.

Aos demais professores e colegas do Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade do Vale do Rio dos Sinos.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e o Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de Mestrado.

Ao funcionário Juliano I. Schmidt, da Secretaria do Programa de Pós-Graduação em Geologia da UNISINOS, pelo apoio prestado.

Ao geólogo e amigo João Aécio Correa Fabrício pela amizade e incentivo nesta caminhada.

Por fim agradeço ao “sistema” denominado Terra que proporciona a todos os geólogos um mundo de descobertas, discussões e interpretações.

“Não sei se vocês, de outros Estados, sabem, mas temos o mais fantástico litoral do País: de Torres ao Chuí, uma linha reta, sem enseadas, baías, morros, re-entrâncias ou recortes. Nada! Apenas uma linha reta, areia de um lado, o mar do outro.”

(Paulo Wainberg - Viver o verão gaúcho, 2012)

RESUMO

A região costeira do Estado do Rio Grande do Sul é constituída por uma extensa faixa de terras baixas e arenosas dominadas pela ação de ondas, deriva litorânea e demais correntes induzidas por ondas, além da forte ação do vento. O presente estudo teve por objetivo relacionar e detalhar a dinâmica de formação de um antigo ambiente praiado localizado em áreas de duas jazidas de areia no município de Osório (RS). A região está inserida na parte norte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, no Sistema Barreira III, de idade pleistocênica (120 a 125 ka). Este sistema contém depósitos de *foreshore* e *shoreface* recobertos por sedimentos eólicos. Na região, há um registro significativo de estruturas sedimentares biogênicas marinhas e não marinhas que permitiram demarcar com clareza os depósitos praiados. Além da análise de fácies e processos sedimentares, os dados de paleocorrentes permitiram inferir a paleolinha de praia da Barreira III na região de Osório (RS), traçando um comparativo com o atual regime de ondas, correntes e ventos que atuam na região litorânea do Estado do Rio Grande do Sul.

Palavras-chave: *foreshore*. *Ophiomorpha*. paleocorrentes. Planície Costeira do Rio Grande do Sul. *shoreface*.

ABSTRACT

The coastal region of Rio Grande do Sul consists of a long track of low and sandy dominated by the action of waves, littoral drift and other currents induced by waves as well as the wind strong action. The present study had the objective of relating and specifying the formation dynamics of an ancient beach environment located in the area of two sand mines in the two of Osório, in Rio Grande do Sul. The region is inside the north part of the Coastal Plain of Rio Grande do Sul (Planície Costeira do RS), in Barrier System III, of pleistocenic age (120 to 125 ky). This system contains foreshore and shoreface deposits covered by eolian sediments. In the region, there is a significant register of marine and non-marine biogenic sedimentar strutures that allowed to mark clearly the marine deposits. Besides the analysis of facies and sedimentary processes, paleocurrent data allow infer the beach paleoline of Barrier III in the region of Osório (RS), making a comparison with the present regime of waves, currents and winds that act in the coastal region of Rio Grande do Sul.

Keywords: foreshore. *Ophiomorpha*. paleocurrents. Rio Grande do Sul coastal plain. shoreface.

SUMÁRIO

1	Introdução	10
2	Objetivos	11
2.1	Objetivo geral	11
2.2	Objetivos específicos	11
3	Metodologia de trabalho	11
4	Marco conceitual sobre ambientes e processos de sedimentação litorâneos	12
4.1	Barreiras litorâneas	12
4.2	Ambientes de praias arenosas	15
4.2.1	Praias oceânicas arenosas	17
4.2.2	Tipos de praias	20
4.3	Regime de ventos	23
4.4	Regime de marés	25
4.5	Regime de ondas	26
4.6	Deriva litorânea	29
4.7	Variações do nível do mar	30
4.8	Estruturas sedimentares biogênicas	31
5	Contexto geológico	32
5.1	Bacia de Pelotas	33
5.2	Planície Costeira do Rio Grande do Sul	34
5.3	Grupo Patos	36
5.3.1	Formação Itapoã	37
5.3.2	Formação Graxaim	38
5.3.3	Formação Chuí	38
5.4	Sistemas deposicionais	38
5.4.1	Sistema de leques aluviais	39
5.4.2	Sistema Laguna-Barreira I	40
5.4.3	Sistema Laguna-Barreira II	40
5.4.4	Sistema Laguna-Barreira III	41
5.4.5	Sistema Laguna-Barreira IV	42
5.5	Área de estudo	43

6	Comprovante de submissão do artigo intitulado – Littoral drift and its implications in the genesis and orientation of Pleistocene sandy barrier (Osorio County, Rio Grande do Sul (RS) ao periódico Quaternary Research	46
7	Artigo submetido ao periódico Quaternary Research - Littoral drift and its implications in the genesis and orientation of Pleistocene sandy barrier (Osório County, Rio Grande do Sul (RS)	47
8	Referências	68

1 Introdução

Os corpos arenosos litorâneos do Estado do Rio Grande do Sul apresentam um grande potencial para a reconstituição do passado geológico da região costeira. Seus depósitos concentram-se, na província geomorfológica da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS), uma grande área de terras baixas com aproximadamente 33.000 km² de extensão e que pode ser considerada um importante laboratório natural para pesquisa e interpretação dos processos que formaram a região litorânea.

Os depósitos arenosos da PCRS localizados na região periférica do município de Osório (RS) encontram-se aflorantes devido à intensa atividade mineira junto às frentes de lavra das jazidas em atividade no município. Esses depósitos estão relacionados ao Sistema Depositional Barreira III, conforme denominado por VILLWOCK et al., (1986), de idade pleistocênica, constituídos por fácies arenosas relacionadas a antigos depósitos praias, marinhos rasos e lagunares, recobertos por depósitos eólicos, estes mais recentes (TOMAZELLI et al., 1982; TOMAZELLI, 1985; TOMAZELLI et al., 1987; TOMAZELLI & VILLWOCK, 1991; TOMAZELLI & VILLWOCK, 2000; TOMAZELLI et al., 2001; TOMAZELLI et al., 2007; VILLWOCK et al., 1986; VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995). O registro de icnofósseis é abundante nos depósitos pleistocênicos da região, com destaque para o icnogênero *Ophiomorpha* (GIBERT et al., 2006).

Ao longo dos anos, a caracterização dos processos físicos que condicionaram a deposição da PCRS tem sido feita por diversos pesquisadores em estudos de escala regional (e.g. DELANEY, 1965; VILLWOCK, 1972; TOMAZELLI & VILLWOCK, 1992; TOMAZELLI & VILLWOCK, 2000; DILLENBURG et al., 2005; TRAVESSAS et al., 2005) e local (e.g. TOMAZELLI et al., 1982; TOMAZELLI, 1985; TOMAZELLI et al., 1987; TOMAZELLI et al., 2001; VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995; GIBERT et al., 2006; TOMAZELLI & DILLENBURG, 2007), muitos destes, inclusive, enfocando depósitos da região de Osório e arredores. Estudos de detalhe, focados na dinâmica dos processos envolvidos na sedimentação praias da PCRS, contudo, ainda são escassos. Esse trabalho visa preencher essa lacuna e busca entender, a partir de uma análise integrada, a dinâmica dos diversos aspectos responsáveis pelo modelamento do antigo ambiente praias situado na região de Osório (RS).

2 Objetivos

2.1 Objetivo geral

- Caracterizar os processos deposicionais envolvidos na geração dos depósitos correspondentes aos sedimentos marinhos (*foreshore* e *shoreface* superior) que afloram na região das jazidas Gomes e Transareia.

2.2 Objetivos específicos

- Inferir, a partir das medições de paleocorrentes efetuadas, a orientação geral da paleolinha de praia na região de Osório (RS);

- A partir de o registro sedimentar, inferir a dinâmica da circulação atmosférica (ventos predominantes) e sua importância na geração dos cordões litorâneos dos arredores da cidade de Osório (RS).

3 Metodologia de trabalho

Para realização desse estudo, elaborou-se, inicialmente, o marco conceitual sobre os diversos processos responsáveis pela formação e dinâmica de um ambiente litorâneo (praial) a partir de leituras em bibliografia especializada. Em paralelo, as áreas de estudo foram demarcadas, e estabeleceu-se uma rotina de visitas periódicas (saídas de campo), ao longo do tempo do mestrado. As saídas de campo tiveram por fim: (a) a caracterização das estruturas sedimentares; (b) o levantamento de perfis representativos do empilhamento da sucessão aflorante; (c) a coleta de medidas de paleocorrentes; (d) a observação das relações entre as galerias do tipo *Ophiomorpha nodosa* com as fácies demarcadas; (e) a observação dos processos modernos atuantes na praia atual; (f) estudo da dinâmica das ondas na praia da lagoa da jazida Gomes, em dias de vento forte, buscando elementos para caracterizar os sentidos de movimentação das formas de leito do *shoreface* superior.

O programa *Stereonet* foi utilizado para o tratamento das medidas de paleocorrentes e posterior conversão em informações gráficas. A caracterização das estruturas biogênicas presentes na área de estudo foi baseada em GIBERT et al., (2006).

4 Marco conceitual sobre ambientes e processos de sedimentação litorâneos

A área de domínio da PCRS é compreendida por um complexo de terras baixas na qual está inserido o litoral do Estado do Rio Grande do Sul, um sistema dinâmico composto por um grande número de lagoas, campos de dunas eólicas, banhados e praias arenosas, ainda em processo de transformação. As características gerais deste ambiente e as diversas condicionantes que contribuem para sua formação são sintetizadas a seguir.

4.1 Barreiras litorâneas

A terminologia barreira litorânea é adaptada da escola norte-americana que utiliza a designação *barrier island* (ilha barreira) para definir as extensas barreiras costeiras que isolam as grandes lagoas e estuários do contato direto com o oceano no litoral leste dos Estados Unidos. Segundo DILLENBURG (2005) o termo ilha barreira é utilizado de forma não adequada, sendo utilizado como sinônimo de barreiras costeiras, quando na verdade este termo se refere apenas a um tipo particular de barreira.

Barreiras litorâneas são definidas como corpos emersos extensos, estreitos, constituídos por areia e depositados acima do limite de ação da maré alta, paralelos à linha de costa e geralmente associados a regiões de dunas, áreas vegetadas, terrenos alagadiços e lagos (REISON, 1979) (Fig. 1a). As barreiras litorâneas podem atingir mais de 50 km de extensão e são estreitas (< 1 km) e com baixo relevo (< 10 metros) (SILVA et al., 2004).

Na literatura, são conhecidas como possíveis processos responsáveis pela gênese das barreiras as seguintes condicionantes: a acreção lateral de um pontal arenoso, a emersão de barras na zona de arrebentação e a submersão costeira (SCHWARTZ, 1971; REISON, 1992).

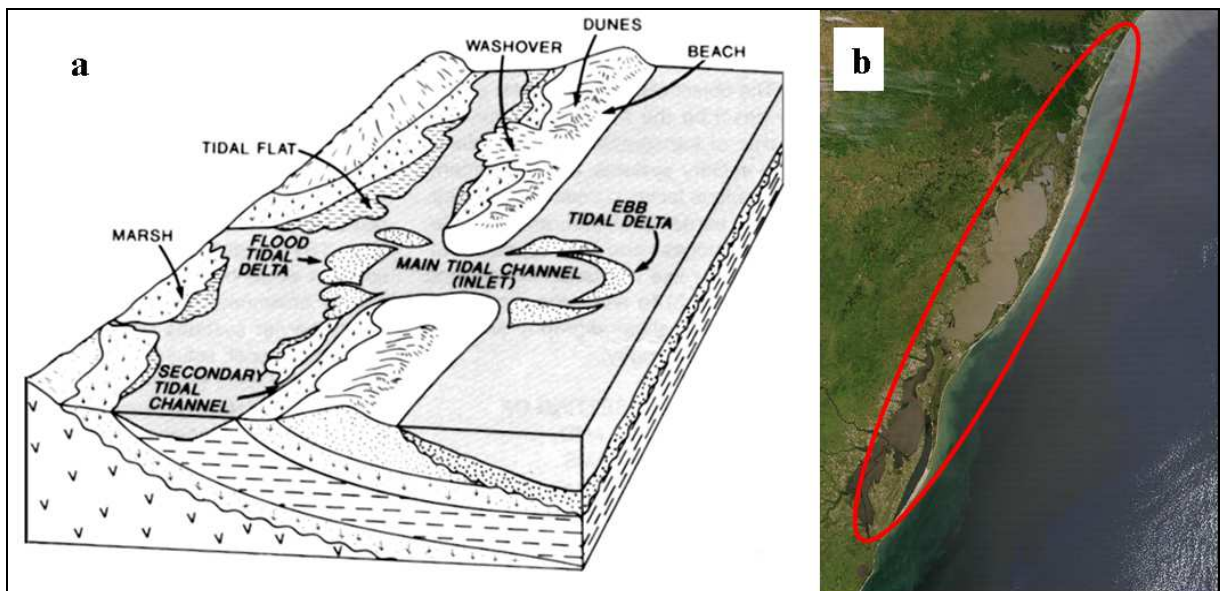
Segundo CORRÊA et al., (2004), barreiras são formadas quando a costa é dominada pela ação das ondas, as quais ocasionam o transporte longitudinal, apresentando poucos “*inlets*”, enquanto na parte interna são gerados ambientes de lagoas, como no caso do litoral do Rio Grande do Sul.

O regime de marés influi no desenvolvimento de barreiras litorâneas, que são mais comuns em zonas costeiras de micro (inferior a 2 metros de amplitude) e mesomarés (entre 2 e 4 metros de amplitude) (REISON, 1979; 1992). A extensão lateral e vertical das barreiras e a ocorrência de fácies específicas dentro do sistema

vão depender do regime da maré. As barreiras em regiões com micromaré são dominadas pela ação das ondas, enquanto as de regiões com mesomaré são afetadas tanto por processos de correntes induzidas pela maré quanto pelas ondas.

No litoral do Rio Grande Sul predominam as condições de micromarés, permitindo o desenvolvimento de um extensivo sistema de barreira litorânea (aproximadamente 620 km de extensão) interrompido apenas por dois canais de ligação (*inlets*) entre as lagoas dos Patos e Tramandaí e o oceano Atlântico (TRAVESSAS et al., 2005) (Fig. 1b).

Figura 1 - (a) Representação do modelo de barreira litorânea e (b) litoral do RS: exemplo de uma barreira litorânea em um ambiente de micromaré

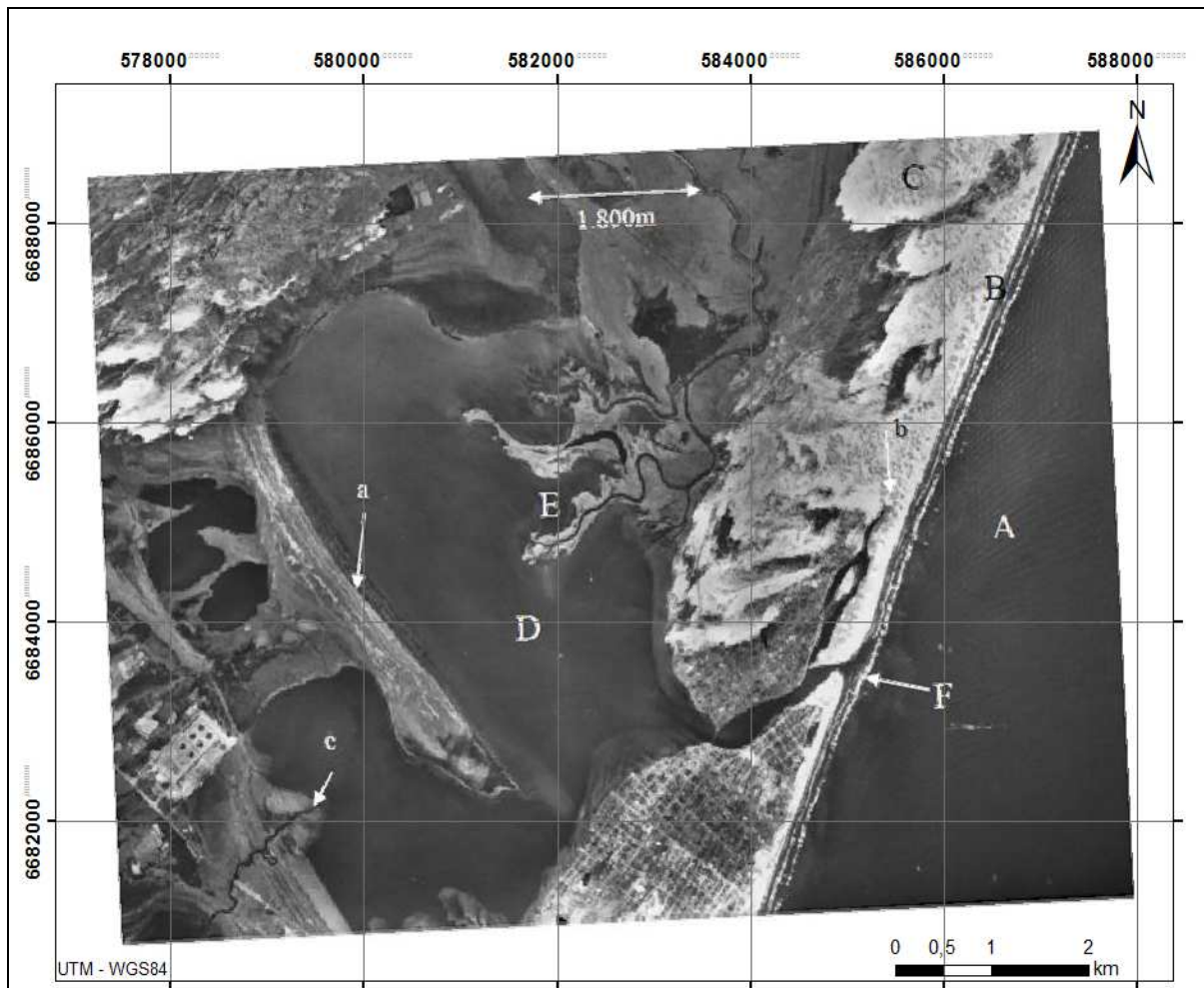


Fonte: (a) REISON (1992) e (b) imagem NASA (2008).

Para LOPES et al., (2003) o sistema de barreiras litorâneas pode ser constituído por até cinco sítios deposicionais com características próprias e com possibilidades de interação entre si: (I) área arenosa emersa da barreira litorânea (Fig. 2B e 2C); (II) área marinha arenosa (Fig. 2A); (III) área localizada entre a barreira e o continente, como por exemplo: laguna, lagoa, leques de sobrelavagem (*washover*), pântanos e mangues (Fig. 2D); (IV) os canais de ligação entre o mar e a laguna (*inlets*) e deltas associados (deltas de enchente e de vazante) (Fig. 2F) e (V) áreas de aporte de sedimentação provinda do continente através de rios, formando deltas intralagunares (Fig. 2E). LOPES (2004) utilizou como exemplo a região de

Tramandaí, no litoral norte do RS, para ilustrar um sistema de barreira litorânea onde há integração entre os seguintes sítios deposicionais (Fig. 2).

Figura 2 - Sistema de barreira litorânea na região de Tramandaí, litoral norte do RS, ilustrando a interação entre os sítios sedimentares: (A) *shoreface*, (B) praia, (C) dunas eólicas, (D) laguna, (E) delta lagunar e (F) *inlet*. Em relação às feições destacam-se: (a) praias lagunares, (b) canal de *inlet* abandonado e (c) pequeno delta inter-lagunar



Fonte: modificado de LOPES (2004) (coordenadas em UTM).

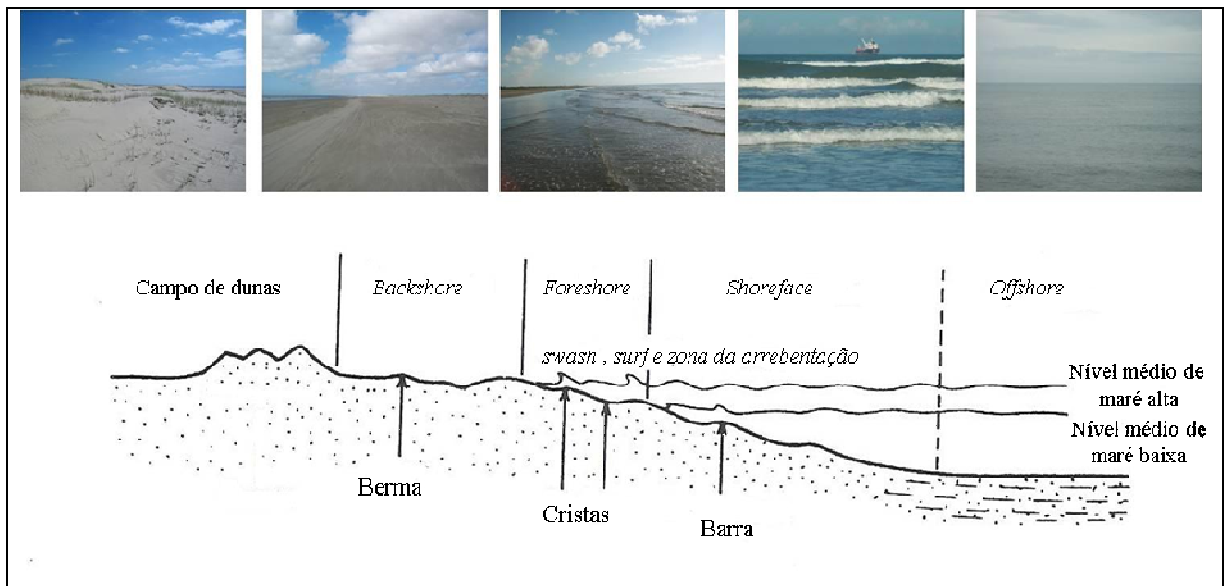
Conforme VILLWOCK & TOMAZELLI (1995), a gênese de um sistema deposicional do tipo “laguna-barreira” implica na associação contemporânea de três subsistemas deposicionais interligados: lagunar, barreira e canal de ligação (*inlet*). O subsistema lagunar reúne um complexo de ambientes deposicionais que se desenvolve numa área de retrobarreira, correspondente à região topograficamente baixa localizada entre a barreira e as áreas interiorizadas mais antigas. O subsistema barreira abrange as praias arenosas e o campo de dunas eólicas

próximos, enquanto o subsistema canal de ligação (*inlet*) é relacionado à unidade morfológica que viabiliza o contato entre o subsistema lagunar com o oceano.

4. 2 Ambientes de praias arenosas

A geomorfologia dos ambientes litorâneos de uma praia arenosa oceânica atual é composta por uma grande quantidade de sedimentos finos e inconsolidados. O ambiente praiial é amplamente dominado pela ação de ondas, sendo que a inclinação da praia vai depender da energia das ondas e da granulometria do sedimento. Os subambientes deposicionais de barreiras litorâneas incluem: (a) a zona de submaré ou zona de banho (*shoreface*); (b) a zona intermarés ou praia (*foreshore*); (c) a zona superficial ou área das dunas e (d) a zona de supermaré até as planícies inundadas superficiais formadas por ondas e ventos (REISON, 1979) (Fig. 3).

Figura 3 - Perfil do sistema de uma praia oceânica atual



Fonte: modificado de WALKER et al., (1982). Fotos do autor: balneário de Tramandaí (RS).

A zona de *backshore* (pós-praia) compreende uma área plana emersa com uma suave inclinação em direção ao mar, denominada de berma. O limite marinho do berma é marcado por uma inclinação em sentido ao mar. O *backshore* é a parte da praia acima do nível da maré alta e está sujeita à ação das ondas apenas durante eventos de maré extremamente alta, comumente associada às ressacas. A linha de

berma alta é normalmente construída durante períodos de nível alto do mar em função de ação de ondas de alta energia (ressacas do mar) (WALKER et al., 1982).

No *backshore*, o agente predominante de transporte de areia é o vento, atuante no retrabalhamento dos sedimentos praiais, formando cordões arenosos (dunas eólicas). As dunas podem variar desde pequenas e baixas até muito grandes e altas, dependendo do clima, da vegetação, da abundância de suprimento de areia seca e do padrão de ventos atuantes na região litorânea (WALKER et al., 1982).

O *foreshore* (face praial) compreende a faixa de praia, sendo o espaço compreendido entre o nível de maré baixa até o máximo de maré alta, sendo constantemente atingida pela ação de ondas. Por ser um ambiente de alta energia, os sedimentos são depositados na forma de camadas planas, gerando depósitos com laminação plano-paralela (Fig. 4). A atuação do “vai e vem” (*swash*) das ondas e as *rip currents* tendem a apagar os registros da atividade biogênica na porção mais superficial do *shoreface* e restringem o estabelecimento dos organismos bentônicos, sendo mais bem sucedidos os organismos que habitam as zonas mais profundas do substrato (PEMBERTON et al., 2001). O *swash* das ondas e as *rip currents* são fluxos limitados, transversais à linha de praia, e tendem a se extinguir após a zona de *surf*.

Figura 4 - Laminação plano-paralela em ambiente de *foreshore* atual (balneário de Atlântida Sul - RS). Escala: lapiseira com 15 cm de comprimento.



Fonte: foto do autor.

A zona de *shoreface* (antepraia) é a parte do perfil de praia dominada por processos de empinamento das ondas que se estendem em sentido ao continente. É uma importante região de transição para as ondas oceânicas, onde a diminuição da profundidade causa mudança na forma das ondas, além de alterar sua propagação para uma direção mais alinhada à costa (refração da onda). No *shoreface*, processos que governam o transporte de sedimento em diferentes tempos e locais são controlados pela ação relativa de ondas e correntes, as quais ocorrem juntas, porém sua magnitude varia com o tempo e ao longo do *shoreface* (DAVIS, 1985).

O *shoreface* pode ser dividido em superior e inferior. No *shoreface* superior domina a ação das correntes geradas pelas ondas, tanto na zona da arrebentação quanto ao longo da zona de *surf*. A turbulência maior ou menor do fluxo gera formas de leito como dunas 3D e 2D, respectivamente. Por essa razão, acumulam-se preferencialmente depósitos arenosos com estratificações cruzadas. Já no *shoreface* inferior, o movimento oscilatório das ondas junto ao substrato é mais eficiente somente durante eventos de ventos mais fortes e/ou tempestades. Tais eventos são responsáveis por formar barras arenosas de granulometria fina a média, que exibem estratificação cruzada *hummocky* (tempestades) e marcas onduladas assimétricas e simétricas. As camadas arenosas se intercalam com camadas delgadas de pelitos na zona mais distal do *shoreface* inferior (WALKER et al., 1982).

Os depósitos de *offshore* (costa afora) são caracterizados pelo acúmulo de sedimentos finos por decantação, podendo receber sedimentos de granulometria mais grossa apenas durante tempestades. É a região mais distal da praia e o limite entre o *offshore* e o *shoreface* inferior é, na maioria dos casos, transicional.

4. 2. 1 Praias oceânicas arenosas

De acordo com a definição de SHORT (1999), praias arenosas oceânicas são corpos de sedimentos não coesivos e inconsolidados que ocorrem em áreas expostas constantemente a ação das ondas (Fig. 5).

As praias oceânicas arenosas atuais são ambientes dinâmicos que são constantemente modificados pela ação dos ventos, ondas, marés, tempestades, correntes e deriva litorânea. De acordo com a intensidade da energia atuante no meio, essa dinâmica pode gerar tanto processos erosivos quanto deposicionais.

VILLWOCK (1994) considerou o ambiente de praia um dos ecossistemas mais frágeis do planeta, sendo o resultado da interação de diversos fatores, entre eles o movimentos das ondas, marés, vento, correntes marinhas e deposição de sedimentos, proporcionando ao ecossistema praias uma dinâmica constante. Sua morfodinâmica abrange mudanças que ocorrem em áreas emersas e submersas da praia.

Para DAVIS (1997) processos de deposição e erosão que ocorrem em praias arenosas são controlados por um equilíbrio dinâmico que abrange três principais componentes: quantidade e tipo de sedimento disponível, energia física ao longo do litoral e mudanças do nível do mar.

Figura 5 - Parte proximal do *shoreface superior* (zona de *surf*), *foreshore* e *backshore* (balneário de Capão da Canoa - RS)



Fonte: foto do autor.

As praias do litoral do Rio Grande do Sul são constituídas, predominantemente por areias quartzosas, com granulometria fina e teores de minerais pesados que podem atingir concentrações elevadas nas zonas de pós-praia e campo de dunas (MARTINS, 1967). A distribuição modal dos minerais pesados ocorre no intervalo da areia muito fina. A mineralogia é composta por zircão, turmalina, rutilo, ilmenita, magnetita, epidoto, silimanita, cianita, estauroлита, granada, anfibólio, piroxênio e apatita (TOLDO et al., 2007).

As condições ambientais das praias do litoral do RS alternam conforme a variação sazonal na energia das ondas. Durante outono e inverno, ondas altas e marés meteorológicas são mais frequentes, associadas à passagem de frentes frias, ocasionando erosão na porção subárea da praia e transferência de grandes volumes de sedimentos para a porção subaquosa, na forma de bancos de areia. Durante o verão, período de calma hidrodinâmica ocorre a recuperação do perfil da praia a partir do regresso da areia para a zona de pós-praia e campo de dunas (TABAJARA & MARTINS, 2006). Este fenômeno pode ser observado na faixa de praia de Atlântida Sul (RS). Nos meses do inverno do ano de 2011, após a passagem de tempestades (períodos de ressacas do mar) que constantemente atingiram as praias do litoral norte do RS, ocorreu em alguns pontos a retirada de sedimentos da porção emersa da praia (Figs. 6a1 e 6a2). Durante o período de verão seguinte (temporada de 2012), ondas de menor energia restabeleceram o perfil da praia (Fig. 6b).

Figura 6 - (a1 e a2) Evento de alta energia de ondas (processo erosivo) durante o inverno de 2011 e (b) recomposição da praia durante o verão de 2012 (balneário de Atlântida Sul – RS)



Fonte: fotos do autor.

4. 2. 2 Tipos de praias

Segundo a escola australiana (GUZA & INMAM, 1975; WRIGHT et al., 1982; WRIGHT & SHORT, 1984; WRIGHT & SHORT, 1985; SHORT, 1999), existem distintos estágios associados a diferentes regimes de ondas. WRIGHT & SHORT (1984) classificaram as praias do sudeste da Austrália em seis estágios morfodinâmicos, de acordo com a variabilidade espacial e levando em conta sua associação com diferentes regimes de ondas e marés, reconhecendo dois estágios extremos (dissipativos e reflectivos) e quatro intermediários. Os estudos foram desenvolvidos em praias dominadas pela ação das ondas, com variados graus de exposição e compartimentação, influenciadas por ondulações de energia moderada a alta. As praias foram classificadas levando em conta três parâmetros: altura da onda na zona de arrebentação (H_b), período da onda (T) e granulometria do sedimento, definido pela velocidade de queda do grão (W_s).

Segundo WRIGHT & SHORT (1984), os três parâmetros acima podem ser combinados conforme a equação $\Omega = H_b / W_s \cdot T$, onde:

$\Omega < 2$ as praias são classificadas como reflectivas;

Ω - entre 2 e 5 praias são classificadas como intermediárias;

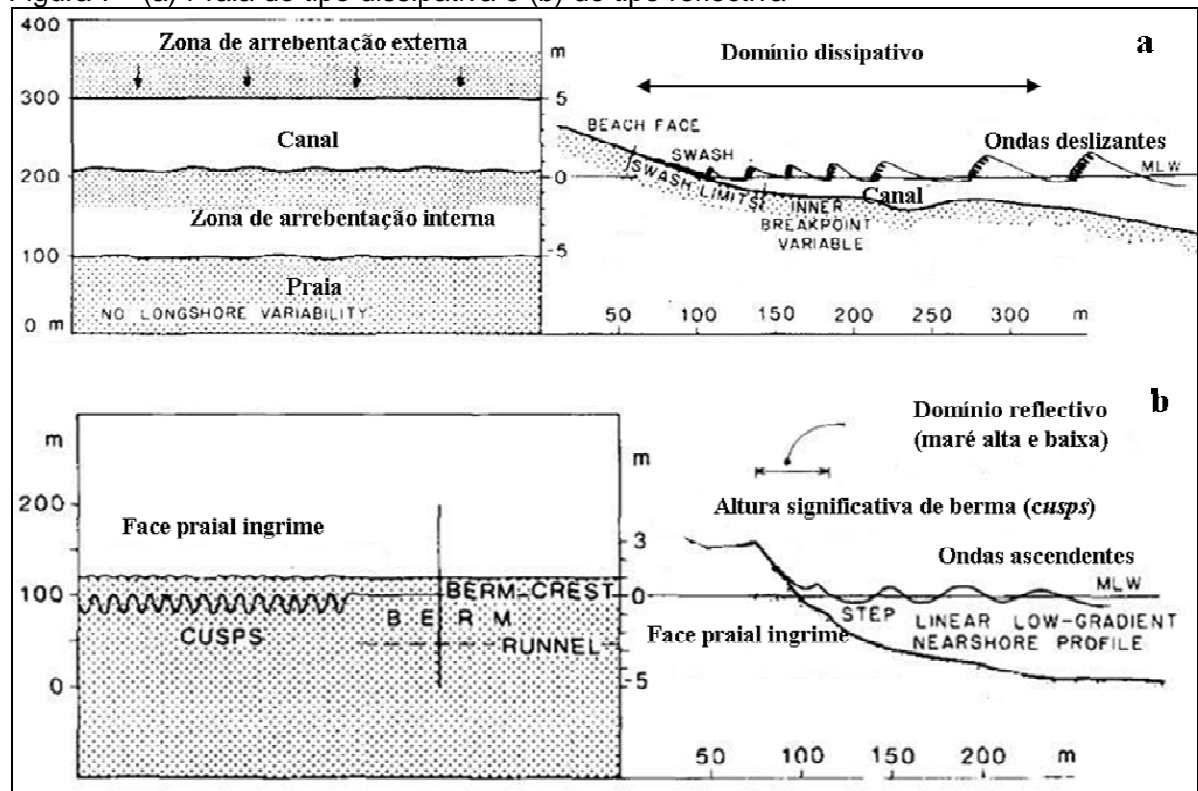
$\Omega > 5$ as praias são classificadas como dissipativas.

Deste modo, levando em conta a interação dos parâmetros (H_b , W_s e T), a praia será mais dissipativa no momento em que, quanto maior a altura das ondas, menor o tamanho de grãos e potencialmente maior a quantidade de sedimentos. E mais reflectiva quando a altura das ondas for menor, maior for o tamanho dos grãos e menor quantidade de sedimentos.

Praias completamente dissipativas são caracterizadas por uma ampla zona de *surf*, que se forma em áreas que apresentam uma declividade suave, expostas à alta energia. As ondas são continuamente altas e apresentam uma extensa região de quebraimento, chegando ao ambiente de praia emersa (face praial) já com menor energia. Nas praias dissipativas ocorre abundância de areia fina, e tendem a ser estáveis morfologicamente, apresentando poucas mudanças na linha de costa (SHORT & HESP, 1982) (Fig. 7a).

Praias completamente reflectivas, por outro lado, estão associadas à declividade mais acentuada e frequentemente associadas a sedimentos mais grossos, onde a onda dissipa pouca energia em interações com o fundo e chega à praia emersa ainda com muita energia (Fig. 7b).

Figura 7 - (a) Praia do tipo dissipativa e (b) do tipo reflectiva



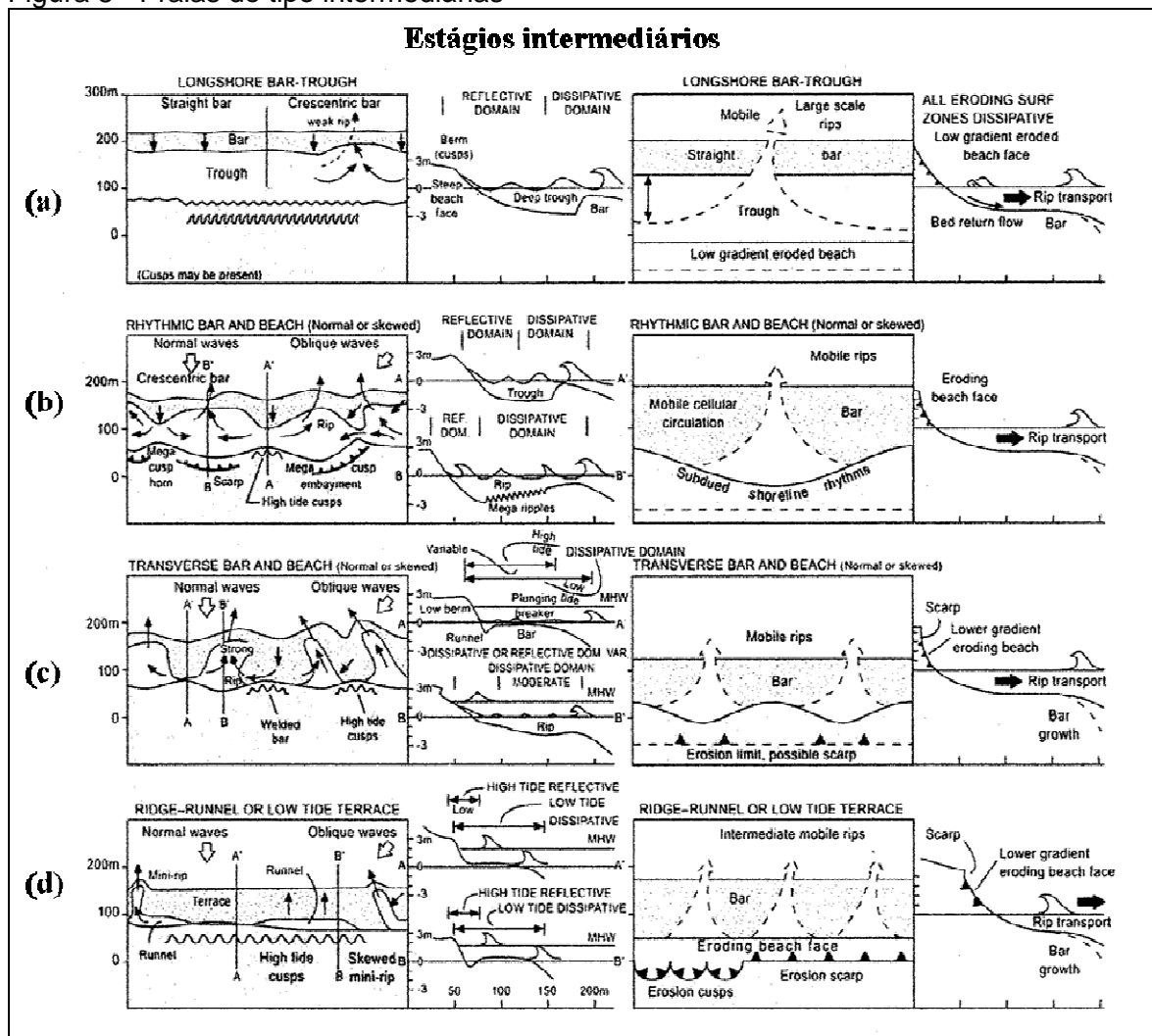
Fonte: modificado de WRIGHT & SHORT (1984).

As praias intermediárias são constituídas por ondas de energia moderada, mas temporalmente variável, e o relevo de fundo da praia é caracterizado pela presença de bancos regulares e/ou irregulares. A zona de arrebentação é relativamente próxima à beira da praia. As praias intermediárias representam a transição entre as praias dissipativas de alta energia e reflectivas de baixa energia (WRIGHT & SHORT, 1984).

Os quatro estágios de praia do tipo intermediária, descrito a seguir apresentam maior complexidade morfológica e hidrodinâmica e caracterizam-se por praias com grande mobilidade (Fig. 8), (SILVA et al., 2004): (a) Banco e cava longitudinal (BCL) *Longshore bar and trough* (LBT) é caracterizada por bancos arenosos submersos contínuos, situados há aproximadamente 150 m a partir da praia. Dependendo do tamanho do grão, a declividade da face praial pode variar de baixa a moderada (SHORT, 1999); (b) Banco e praias rítmicos (BPR) *Rhythmic bar and beach* (RBB) consiste em bancos arenosos submersos rítmicos, a extensão da zona de *surf* varia de 100 a 150 m, apresentando gradientes na altura de onda e diferenças no ângulo de aproximação das ondas em direção costa, em virtude da diferença de quebra das ondas nas regiões mais rasas do banco e mais profundas

do canal; (c) Banco transversal e Rip (BTR) *Transverse bar and rip* (TBR) nestas praias os bancos submersos arenosos são transversais ou perpendiculares à praia. Diferem das *rhythmic bar and beach*, pois os bancos estão junto à praia (SHORT, 1999), gerando células de circulação distintas e (d) Terraço de Maré (TMB) *Low tide terrace* (LTT) são as praias intermediárias com menor energia de onda, sendo caracterizadas pelo banco arenoso que é anexo à face praiial durante a maré baixa.

Figura 8 - Praias do tipo intermediárias



Fonte: modificado de WRIGHT & SHORT (1984).

De acordo com a classificação proposta por WRIGHT & SHORT (1984) e SHORT & HESP (1982), TOMAZELLI & VILLWOCK (1992) enquadraram as praias do litoral norte do RS, como reflectivas (quando os sedimentos são recolocados na zona de *backshore* e *foreshore*), assumindo características de estágio dissipativo (quando os sedimentos são removidos da zona de *foreshore* e *backshore* e redepositados na zona de *shoreface*) após os eventos de tempestades.

CALLIARI & KLEIN (1993, 1995) e TOLDO et al., (1993) constataram a existência de três zonas ao longo do litoral do RS com diferentes comportamentos morfodinâmicos: estágio dissipativo, nas proximidades da barra de desembocadura da lagoa dos Patos (Rio Grande), estágio intermediário a reflectivo na região dos concheiros (litoral sul), e estágio intermediário a dissipativo ao norte da desembocadura da lagoa de Tramandaí (balneário de Imbé).

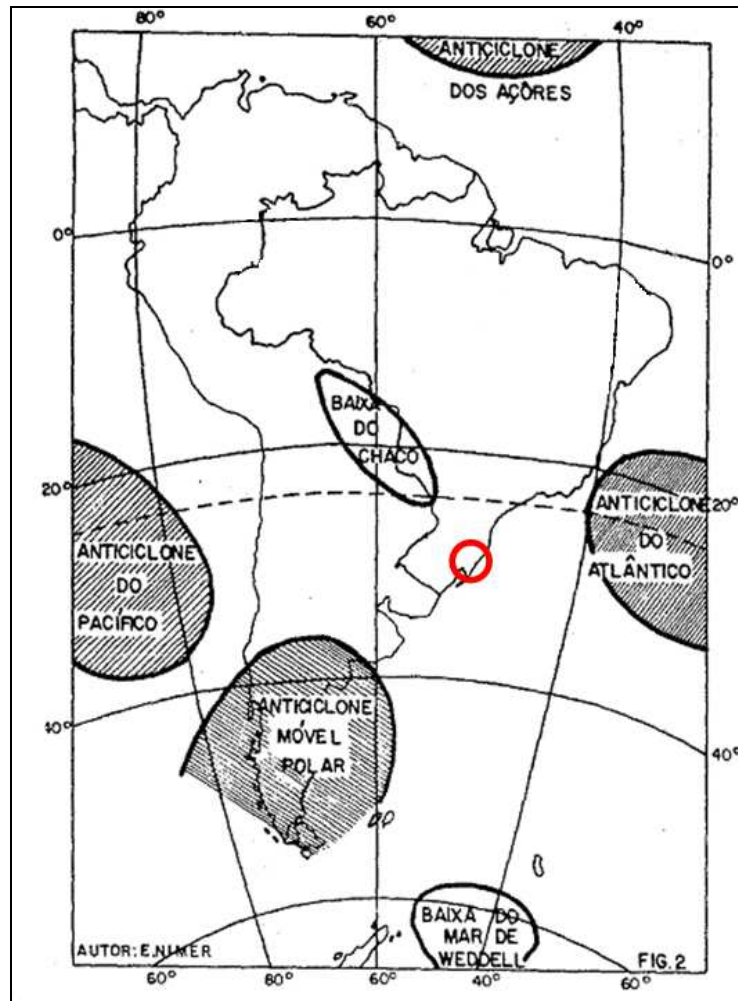
4. 3 Regime de ventos

A ação dos ventos como agente modelador da paisagem da PCRS é bem conhecida e foi observada por muitos pesquisadores que desenvolveram estudos nessa região. Segundo estudos de TOMAZELLI (1993), a ação do vento, somado as variações relativas do nível do mar, é responsável pelos processos de modelamento geomorfológicos que nela atuam.

Dois fatores controlam as condições climáticas de regiões costeiras: fatores estáticos, que exercem influência na PCRS e estão relacionados à localização geográfica, à geomorfologia e à maritimidade, e fatores dinâmicos, desempenhados pelo campo energético oceânico, pelas correntes marítimas e pelos Anticiclones do Atlântico Sul (ATAS) e Móvel Polar (AMP) (NIMER, 1977). O litoral norte do Rio Grande do Sul está diretamente relacionado à ação destes dois sistemas de alta pressão.

TOMAZELLI (1993) considerou os ventos regionais como de alta energia e controlados basicamente por dois centros de alta pressão: o Anticiclone do Atlântico Sul, mais ativo durante os meses de primavera e verão, determinando a predominância de ventos nordeste (vento Nordestão), e o Anticiclone Móvel Polar, sistema de alta mobilidade que transporta massas de ar de origem polar para baixas latitudes, mais influente durante os meses de outono e inverno, os quais determinam à predominância dos ventos de oeste-sudoeste (vento Minuano), sendo a região costeira do Rio Grande do Sul sujeita a um sistema bimodal de ação de ventos (Fig. 9).

Figura 9 - Sistema de circulação atmosférica atuante sobre o Estado do Rio Grande do Sul. O círculo em vermelho indica o litoral do Rio Grande do Sul



Fonte: modificado de NIMER (1977).

TOMAZELLI (1993) estudou o regime de ventos do litoral do Rio Grande do Sul com base nos dados de medições realizadas entre os anos de 1970 e 1982 nas estações meteorológicas dos municípios de Imbé, Torres e Rio Grande. Para este estudo optou-se pelas informações referentes à estação de Imbé, razão desta estar localizada próxima a área de estudo. Nesta estação meteorológica a presença do vento nordeste correspondeu a 41,4% das medições realizadas em tal período (Tab. 1).

Tabela1 - Frequência percentual, dos ventos superficiais na estação de Imbé (RS)

Direção/Mês	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Média
N	2.2	1.4	3.0	4.4	6.0	4.0	4.5	2.4	1.4	0.5	1.0	0.7	2.6
NE	50.9	48.7	40.7	36.8	30.7	29.1	38.5	35.1	46.6	42.2	44.3	53.2	41.4
E	12.9	12.8	14.3	9.0	7.5	7.0	6.1	7.9	10.1	12.7	11.4	14.4	10.5
SE	9.8	9.6	11.1	7.9	5.7	3.6	2.5	5.7	6.1	7.4	9.6	9.0	7.3
S	7.6	7.2	8.9	6.9	4.5	3.7	4.5	7.0	5.5	8.9	10.8	8.5	7.0
SW	4.5	5.3	6.2	6.3	7.0	7.3	7.6	10.5	9.9	10.7	9.6	5.3	7.5
W	6.4	9.2	11.0	22.2	28.1	32.7	26.1	23.1	14.5	13.5	12.7	7.8	17.3
NW	1.6	1.5	0.8	1.0	2.9	3.4	1.1	1.2	1.0	0.9	0.6	1.0	1.4
Calma	4.1	4.3	3.9	5.3	7.6	9.3	9.0	7.0	4.9	3.4	0.0	0.0	4.9

Fonte: modificado de TOMAZELLI (1993).

O estudo indicou também que o vento proveniente da direção nordeste é frequente durante todo o ano, exceto no mês de junho, onde o vento de oeste tem maior relevância e que os ventos do quadrante sul, sudeste, sudoeste e leste possuem frequências consideráveis no conjunto.

Estudos relacionados à migração das dunas eólicas na região litorânea mostram que estas migram em sentido sudoeste, influenciadas por ventos de nordeste, com valores que variaram entre 10 e 38 metros/ano nas dunas localizadas na região entre as praias de Cidreira e Pinhal (TOMAZELLI, 1993). Segundo VILLWOCK (1994) a direção de um campo de dunas reproduz a direção dos ventos predominantes em uma região costeira, sendo essa dinâmica eólica responsável também pelo modelamento das praias atuais e assoreamento das lagoas costeiras.

4. 4 Regime de marés

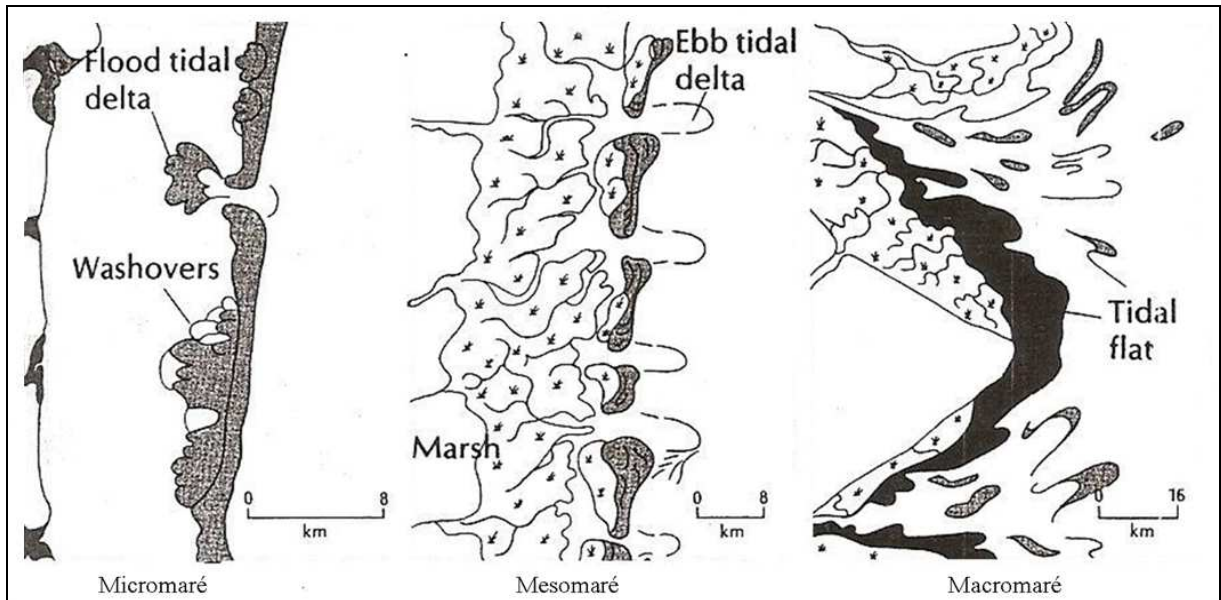
Maré é a oscilação vertical da superfície do mar ou outra grande massa de água sobre a Terra, causada, primeiramente, pelas diferenças na atração gravitacional da Lua e, em menor extensão, do Sol sobre diversos pontos da Terra (MIGUENS, 1993).

Segundo VILLWOCK (1994) ventos soprando do mar (eventuais e tempestades, com queda abrupta de pressão atmosférica) podem motivar rápidas elevações do nível do mar, constituindo as marés meteorológicas (ressacas), as quais são caracterizadas pelo avanço do mar em áreas habitualmente não atingidas.

Em relação à amplitude das marés que dominam a costa brasileira, o litoral norte e parte do nordeste são dominados pelo regime de macromarés (superior a 4 m), outra parte do litoral do nordeste e leste é dominada pelo regime de mesomarés

(entre 2 e 4 m), enquanto que os litorais sudeste e sul brasileiro são dominados pelo regime de micromarés (inferior a 2 m) (VILLWOCK, 1994). A Fig. 10 ilustra os diferentes regimes de marés, segundo PROTHERO & SCHWAB (2004).

Figura 10 - Diferentes regimes de marés



Fonte: modificado de PROTHERO & SCHWAB (2004).

No litoral do Rio Grande do Sul, as marés astronômicas podem ser enquadradas em um regime de micromarés, devido a sua pequena amplitude (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995). De acordo com os dados da Tábua de Marés da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) do Ministério da Marinha do Brasil, os registros efetuados no Porto de Rio Grande (RS), mostram que a amplitude média da maré astronômica na costa do RS é de 0,30 metros.

4. 5 Regime de ondas

Ondas são geradas por uma perturbação no estado de equilíbrio do oceano. Neste processo, em geral, as ondas nos oceanos são geradas pelo vento; no entanto, terremotos e erupções vulcânicas no leito marinho são forças perturbadoras que também podem gerar ondas (GARRISON, 2010).

Segundo MEIRELLES & CARVALHO (2007), uma maneira intuitiva de entender os fenômenos ondulatórios que ocorrem na natureza é observar as ondas que se propagam no mar e que são influenciadas, durante o seu trajeto, pela profundidade do corpo de água. À medida que a profundidade decresce, a influência

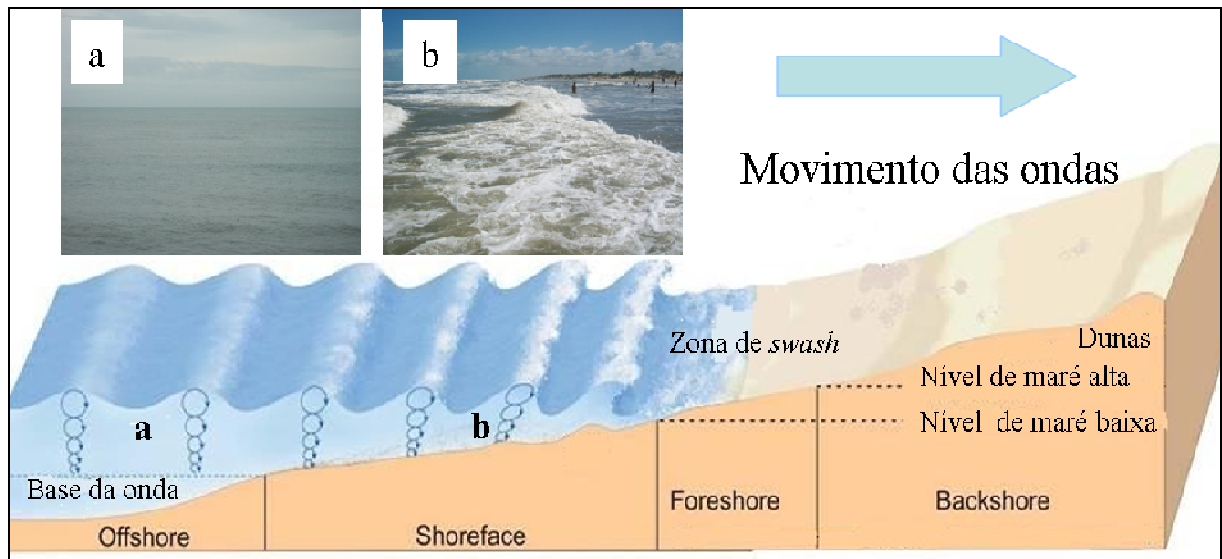
do fundo ganha relevância, causando uma diminuição da velocidade de propagação do trem de ondas.

Em regiões de águas profundas, as partículas de água não tocam o fundo e a velocidade de propagação é proporcional ao período das ondas. No entanto, no instante que o trem de ondas vai se aproximando da linha de praia, a espessura da lâmina de água vai diminuindo. O movimento das partículas deixa de ser circular e começa a se achatar, a onda começa a tocar no fundo, mobilizando os sedimentos.

Deste modo, o comprimento da onda tende a diminuir e sua amplitude a aumentar até que a onda “quebre” e a energia seja dissipada, com repetição sucessiva deste processo (SILVA et al., 2004) (Fig. 11).

Uma onda é representada pelos seguintes parâmetros: comprimento de onda (L), altura (H) e amplitude da onda ($a=H/2$). Por meio deles, pode-se obter o período de uma onda (T), que é representado pelo tempo decorrido entre a passagem de duas cristas ou duas cavas, e a frequência de uma onda, que é o inverso do período.

Figura 11 - (a) Movimentos orbitais de uma partícula de onda em duas zonas, com domínio de água profunda onde as ondas não tocam o fundo e (b) de águas rasas, onde ocorre à mobilização de sedimentos



Fonte: modificado de SOUZA (2012). Fotos do autor: balneário de Tramandaí (RS).

As ondas que chegam à costa apresentam alturas diferentes, as mais altas quebram a profundidades maiores do que as mais baixas, desenvolvendo, assim, o que se conhece como zona de arrebatção (VILLWOCK, 1994).

De acordo com LOPES (2004), o padrão com que as ondas chegam à costa brasileira irá determinar o sentido de transporte da areia realizado pelas correntes induzidas ao longo do litoral e por consequência, a maneira de como são formados os esporões arenosos (*spits*).

O litoral do Rio Grande do Sul é um exemplo clássico de costa dominada por ação das ondas, com uma grande disponibilidade de areia, tendo nas barreiras costeiras o seu mais importante elemento deposicional (DILLENBURG et al., 2005).

Segundo TOMAZELLI & VILLWOCK (1992), a costa do litoral norte do RS pode ser classificada como uma costa que, em toda a sua extensão, é dominada pela ação de ondas de energia média a elevada. Este caráter retilíneo, sem reentrâncias, expõe a costa do Rio Grande do Sul diretamente à ação de três tipos de ondas: *swell waves*, *sea waves* e *storm waves*.

As *swell waves* (ou ondulações) associam-se às ondas mais regulares, de tempo mais longo e cristas mais arredondadas, que são geradas longe da zona costeira. A direção dominante é de sudeste para nordeste, o que, associado à orientação da linha de costa (SW-NE), faz com que a deriva litorânea de sedimentos ocorra, de maneira geral, no sentido nordeste. As *sea waves* (ou ondas vagas) são resultantes da ação de ventos locais e caracterizam ondas com período mais curto. A direção dominante de incidência das ondas vagas se iguala à dos ventos nordeste e leste. As *storm waves* (ou ondas de tempestades) são mais raras, atingindo a costa com maior energia. São resultantes da combinação de fortes ventos e tempestades e de intensos processos erosivos, associados à grande movimentação de material sedimentar junto à praia (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995). A ocorrência de ondas de tempestades no litoral do RS está relacionada às ondas de maior energia, sendo estas formadas pela ação de fortes ventos próximos ao litoral (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995). Segundo CALLIARI et al., (1998) os eventos de maior energia de ondas nas praias do RS são originados por tempestades oriundas do quadrante sudeste, sendo comum durante o inverno à geração de ondas acima de 3,5 metros de altura. As ondas de tempestade que atingem o litoral do Rio Grande do Sul causam processos erosivos e remoção de material sedimentar (TOMAZELLI & VILLWOCK, 1992).

4. 6 Deriva litorânea

A deriva litorânea é o resultado de duas componentes vetoriais: a deriva costeira (atuante na zona de *surf* e sentido paralelo a linha de praia) e a deriva praial (atuante na face praial (*foreshore*), definindo um padrão de transporte em “zig-zag”), (TAGGART & SCHWATZ, 1988 *apud* SOUZA et al., 2005).

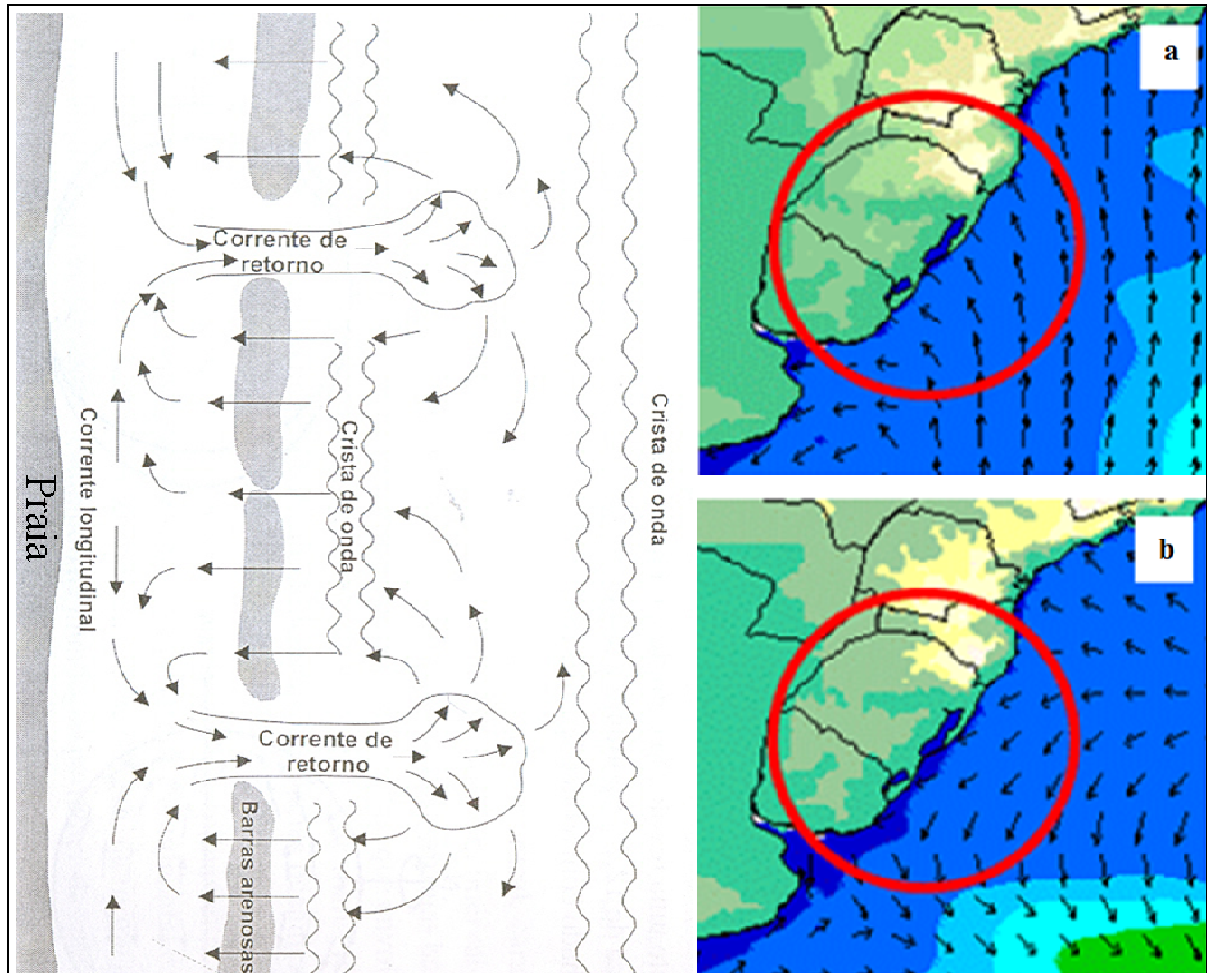
De acordo com SILVA et al., (2004) no instante em que as ondas se aproximam da linha de costa segundo um ângulo oblíquo, correntes paralelas à costa (*longshore current*) desenvolve-se entre a praia e a zona de arrebentação (Fig. 12).

Estudos realizados anteriormente por MOTTA (1969); ALVAREZ et al., (1983); VILLWOCK (1994) e TOLDO et al., (2007) concluem que as correntes da deriva litorânea no litoral do RS possuem um padrão bidirecional (SW-NE). O processo de deriva litorânea dos sedimentos (areia) é promovido basicamente pela atividade das ondas que incidem obliquamente à linha de costa (TOMAZELLI & VILLWOCK, 1992).

Segundo SUGUIO et al., (1985), o transporte de sedimentos ao longo de uma praia arenosa é realizado principalmente por correntes de deriva litorânea gerada por ondas. Sendo que, chegando próximo à praia estas ondas não encontram profundidade necessária para a sua propagação, ocorrendo então a sua arrebentação. Este fenômeno é acompanhado pela liberação de grande quantidade de energia, que será transportada, em parte, pela colocação de areia em suspensão e, parcialmente, na constituição da corrente da deriva litorânea. Conforme este autor, este fenômeno acontecerá somente se as ondas atingirem a praia de maneira oblíqua.

A linha de costa do Rio Grande do Sul, em toda a sua extensão, é associada a esse processo resultante no transporte de sedimentos. No litoral do RS, as ondas incidem em duas direções predominantes: nordeste e sudeste. As ondas de nordeste são denominadas de vagas, geradas pelo vento local, associado ao Anticiclone do Atlântico Sul (ATAS). Em relação às ondas de sudeste, estas são geradas por ação do Anticiclone Móvel Polar (AMP), com maior período, altura e onda e maior capacidade de transporte de sedimentos (MOTTA, 1969).

Figura 12 - Corrente litorânea atuante paralela à linha de praia. (a) ondas de sudeste e (b) ondas de nordeste ao longo do litoral do Rio Grande do Sul, respectivamente



Fonte: SILVA et al., 2004 e imagens INPE.

TOLDO et al., (2007), analisando dados diários de correntes litorâneas junto à plataforma de pesca de Tramandaí, litoral norte do RS, constataram a existência de correntes longitudinais distribuídas de maneira muito regular, tanto para sudoeste como para nordeste, em um padrão bidirecional. Segundo os autores, esta bidirecionalidade possui uma componente sazonal, governada pelas variações dos parâmetros climáticos. Durante os meses de outubro a março, é marcante o predomínio de correntes para sudoeste; entre os meses de maio a agosto, dominam as correntes para nordeste.

4.7 Variações do nível relativo do mar

Indícios de oscilações do nível do mar durante o Quaternário foram observados na grande maioria das plataformas continentais do mundo, segundo

CURRAY (1965). Mudanças do nível relativo do mar e variações paleoclimáticas são fatores que influenciam a evolução de áreas costeiras com reflexos significativos (MEYER et al., 2005). Diversos modelos evolutivos para o Quaternário da PCRS foram apresentados por SUGUIO & MARTIN (1987); VILLWOCK (1984); VILLWOCK et al., (1986); VILLWOCK & TOMAZELLI (1995).

Para VILLWOCK et al., (1986), a PCRS se desenvolveu sob o controle das variações climáticas e das flutuações do nível do mar do Quaternário, com a intercalação de períodos quentes (interglaciais) relacionados ao avanço do mar terra adentro, e períodos frios (glaciais) relacionados a regressões marinhas, formando dois tipos de sistemas deposicionais: (a) um sistema de leques aluviais e (b) quatro distintos sistemas laguna-barreira, cada um desses sistemas laguna-barreira referindo-se às variações relativas do nível do mar, relacionado a um evento transgressivo e posteriormente progradacional (CORRÊA et al., 2004).

VILLWOCK & TOMAZELLI (1995), descrevem que o Quaternário foi marcado por flutuações no nível relativo do mar que acabaram modelando quatro sistemas deposicionais na PCRS. Estes autores elaboraram um conjunto de mapas sintetizados sobre a evolução paleogeográfica da PCRS. Esta reconstituição evolutiva da região se baseia em informações geomorfológicas, dados sedimentológicos e estratigráficos aflorantes da PCRS, e afirmam que, devido à escassez de informações geocronológicas e a baixa credibilidade dos dados altimétricos existentes na região, não elaboraram curvas de variação de nível do mar.

4. 8 Estruturas sedimentares biogênicas

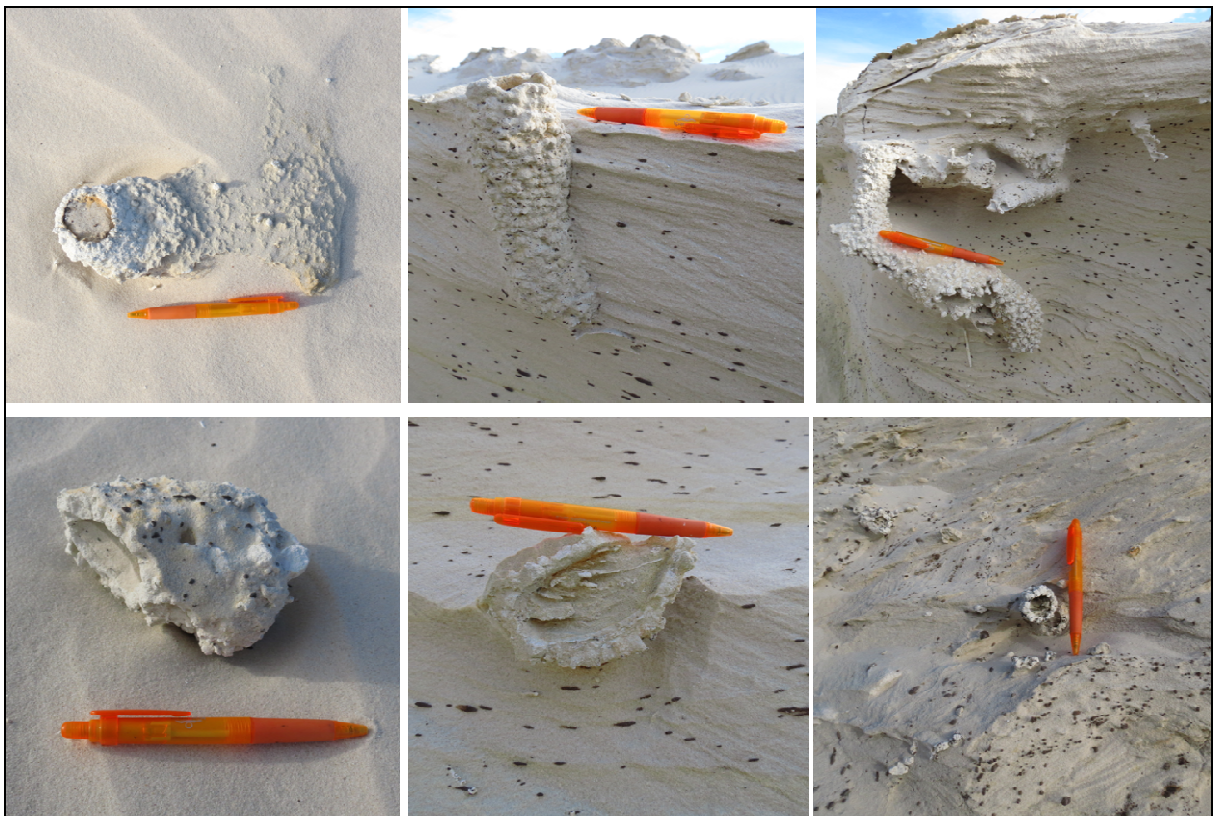
Ophiomorpha é um dos icnogêneros mais abundantes em depósitos marinhos rasos do Mesozóico e do Cenozóico (BROMLEY, 1996). Este icnogênero representa sistemas de galerias multiramificadas de moradia de crustáceos decápodes calianassídeos e ocorre de modo abundante associado às estratificações cruzadas da zona de *shoreface* superior (GIBERT et al., 2006).

Apesar de *Ophiomorpha nodosa* (Fig. 13) ser o icnotáxon mais comum na área de estudo, *Ophiomorpha puerilis* e *Cylindrichnus helix* são registrados com certa frequência junto a *O. nodosa*. *Skolithos verticalis*, *Diplocraterion paralellum*, *Monocraterion* isp., *Macaronichnus* isp. e estruturas de escape também são

observados nos arenitos de *shoreface* superior e *foreshore* (GIBERT et al., 2006; NETTO, R. N com. pess.).

Escavações de insetos e de vermes oligoquetos e marcas de raízes (rizobioturbação), além de rizolitos, compõem o conjunto de estruturas sedimentares biogênicas associados aos depósitos eólicos sobrepostos aos depósitos marinhos na área da PCRS. As escavações de insetos representam ninhos, sendo comuns termiteiros (*Termitichnus* isp., *Krausichnus* isp.), possíveis formigueiros (?*Attaichnus*) e ninhos de besouros (*Coprinisphaera* isp., *Teisseirai* isp.) e vespas (*Celliforma* isp., *Refurboichnus* isp.). Escavações meniscadas de oligoquetas (*Taenidium barretti*) ocorrem em menor proporção (GIBERT et al., 2006; NETTO, R. N com. pess.).

Figura 13 - Ocorrência de *Ophiomorpha nodosa* na área de estudo. Escala: lapiseira com 15 cm de comprimento



Fonte: fotos do autor.

5 Contexto geológico

O litoral brasileiro possui mais de 8.000 km de extensão de norte a sul e sua costa mostra uma grande diversidade geomorfológica e geológica, tais como falésias, manguezais, estuários, paredões rochosos, campo de dunas e praias arenosas. No Rio Grande do Sul, a costa foi modelada pelas variações do nível do

mar durante o Quaternário, formando os quatro cordões de praia que compõem a província geomorfológica da PCRS. Sedimentos de encostas (leques aluviais) também contribuíram para a formação desta província (TOMAZELLI & VILLWOCK, 2000). De acordo com VILLWOCK (1984), a compartimentação da Província Costeira do Rio Grande do Sul é relacionada a dois conjuntos geológicos distintos: o Embasamento e a Bacia de Pelotas. O Embasamento é constituído por rochas Pré-cambrianas do Escudo Sul Rio-grandense e pelas sequências Paleozóicas e Mesozóicas da Bacia do Paraná.

A porção sul do litoral brasileiro, a partir do Cabo de Santa Marta até o Arroio Chuí, é caracterizada como uma grande planície costeira com aproximadamente 700 km de extensão e largura de até 120 km. Esta ampla planície contempla um grande número de corpos lagunares isolados ou conectados com o oceano, aprisionadas em um complexo de barreiras arenosas (VILLWOCK, 1994).

A PCRS corresponde à parte emersa dos depósitos da Bacia de Pelotas (TOMAZELLI & VILLWOCK, 2000).

5. 1 Bacia de Pelotas

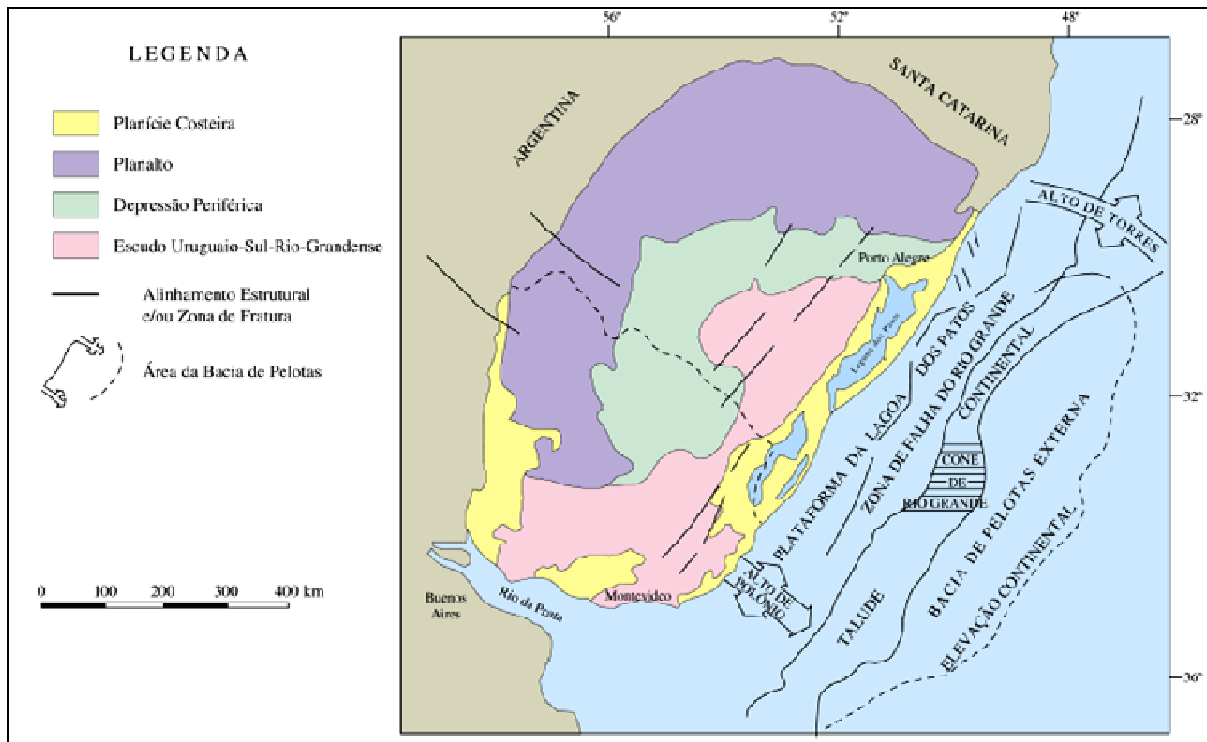
De acordo com ASMUS & PORTO (1972) a Bacia de Pelotas é definida como uma bacia marginal subsidente preenchida por sequências clásticas continentais e transicionais. Sua gênese está relacionada ao rifteamento que marcou a abertura do Atlântico Sul a partir do Jurássico, iniciando a formação das bacias marginais brasileiras. Segundo ASMUS (1983), esta bacia se diferencia das demais bacias da margem continental brasileira por registrar apenas o último estágio evolutivo, o oceânico. Em relação ao registro dos estágios anteriores, estes deveriam ocorrer mais afastados da linha de costa, segundo esse autor.

A Bacia de Pelotas estende-se por aproximadamente 210,000 km² em áreas brasileiras. Os sedimentos que preenchem esta bacia depositaram-se diretamente sobre o embasamento Pré-Cambriano ou, localmente, sobre as rochas da Bacia do Paraná (DIAS et al., 1994). A Bacia de Pelotas situa-se na costa do RS e suas rochas formam o assoalho da margem continental localizada entre os paralelos de 28° e 36° Sul e pelos meridianos de 46° e 54° Oeste, aproximadamente (Fig. 14) (CORRÊA et al., 2007).

A PCRS corresponde a uma feição fisiográfica na qual estão expostos os sedimentos da porção superior da Bacia de Pelotas, depositados no Paleogeno e

Neogeno sob influência de oscilações glácio-eustáticas e grandes variações climáticas (BARBOZA et al., 2008).

Figura 14 - Fisiografia e principais estruturas da Bacia de Pelotas



Fonte: modificado de URIEN & MARTINS (1978); *apud* DILLENBURG (1988) e BARBOZA et al., (2008).

5. 2 Planície Costeira do Rio Grande do Sul

Dois compartimentos geomorfológicos estão inseridos na PCRS: o de Terras Altas e o de Terras Baixas. As Terras Altas reúnem o Escudo Sul Rio-grandense, a Depressão Central e o Planalto das Araucárias, já as Terras Baixas são constituídas pela Planície Costeira, esta compartimentada em: Planície aluvial interna, Barreira das Lombas, Sistema Lagunar Guaíba-Gravataí, Barreira múltipla complexa e Sistema Lagunar Patos-Mirim e Plataforma Continental (VILLWOCK (1984) e VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995). De acordo com os autores, sedimentos clásticos terrígenos oriundos da desagregação das rochas das Terras Altas avançam até as Terras Baixas, na qual são retrabalhados e depositados nos diversos ambientes costeiros.

O complexo de Terras Baixas da PCRS foi alvo de inúmeros retrabalhamento da parte superior dos sedimentos da Bacia de Pelotas, causados pelas variações posteriores do nível do mar.

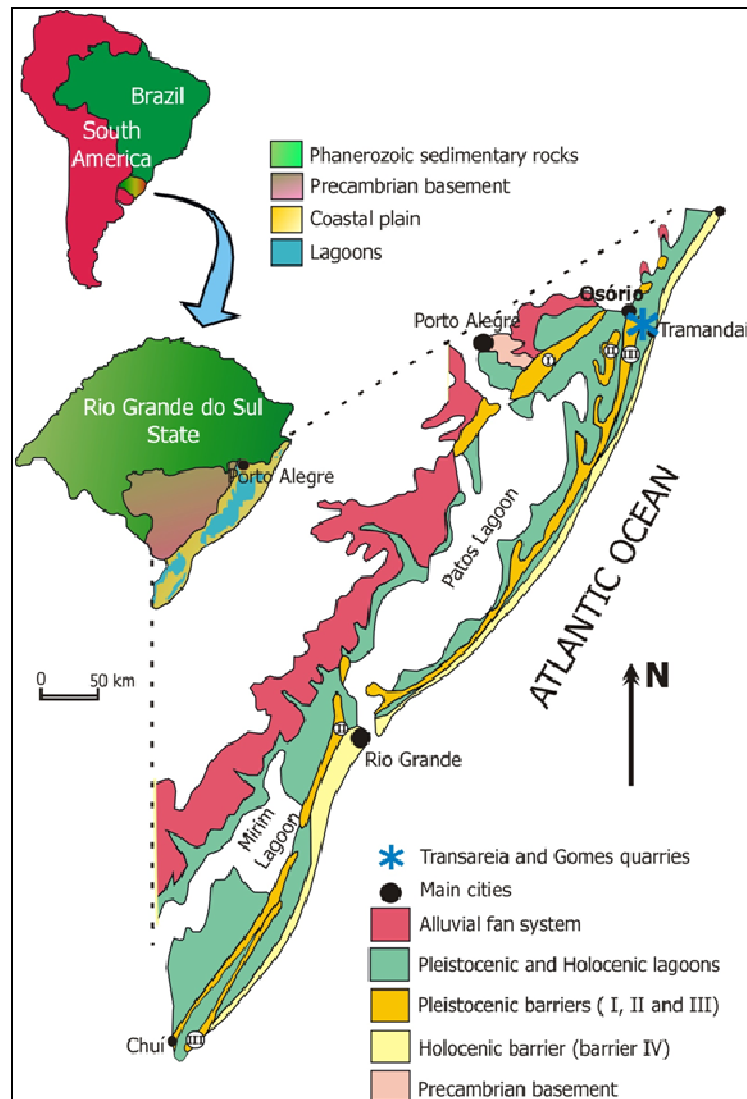
A linha de praia da PCRS estende-se por cerca de 620 km de extensão,

desde a desembocadura do rio Mampituba, ao norte, até a foz do arroio Chuí, ao sul, mantendo uma orientação média de N 32° E (Fig. 15). A largura desta planície é variável, sendo mais estreita no setor norte, entre os municípios de Torres e Tramandaí, onde, devido à proximidade da escarpa da Serra Geral, alcança uma largura entre 10 e 15 km. Para o sul, a planície torna-se bem mais ampla, alcançando uma largura máxima de até 100 km, aproximadamente (TOMAZELLI et al., 2007). Esta morfologia arenosa é diferenciada apenas na cidade de Torres (extremo norte da costa), onde afloram arenitos eólicos da Formação Botucatu e rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, ambas de idade Mesozóica (TOMAZELLI & DILLENBURG, 1998).

A PCRS foi construída por quatro eventos transgressivos-regressivos marinhos que proporcionaram acumulações de sedimentos ao longo do Neogeno no sul do Brasil e encontra-se ainda em processo de formação/transformação, sendo esta área composta por corpos arenosos inconsolidados, com um bom grau de preservação dos registros sedimentares. Estes eventos são conhecidos por sistemas denominados de Barreiras, I, II, III (Pleistoceno) e IV (Holoceno), (TOMAZELLI & VILLWOCK, 2000).

A cada um dos quatro eventos, provavelmente foi gerada uma barreira no limite atingido pela transgressão, sendo a mesma preservada na regressão da linha de praia, compelida pela queda glacio-eustática do nível do mar (TOMAZELLI & VILLWOCK, 2000).

Figura 15 - Mapa de localização e geológico da Planície Costeira do Rio Grande do Sul

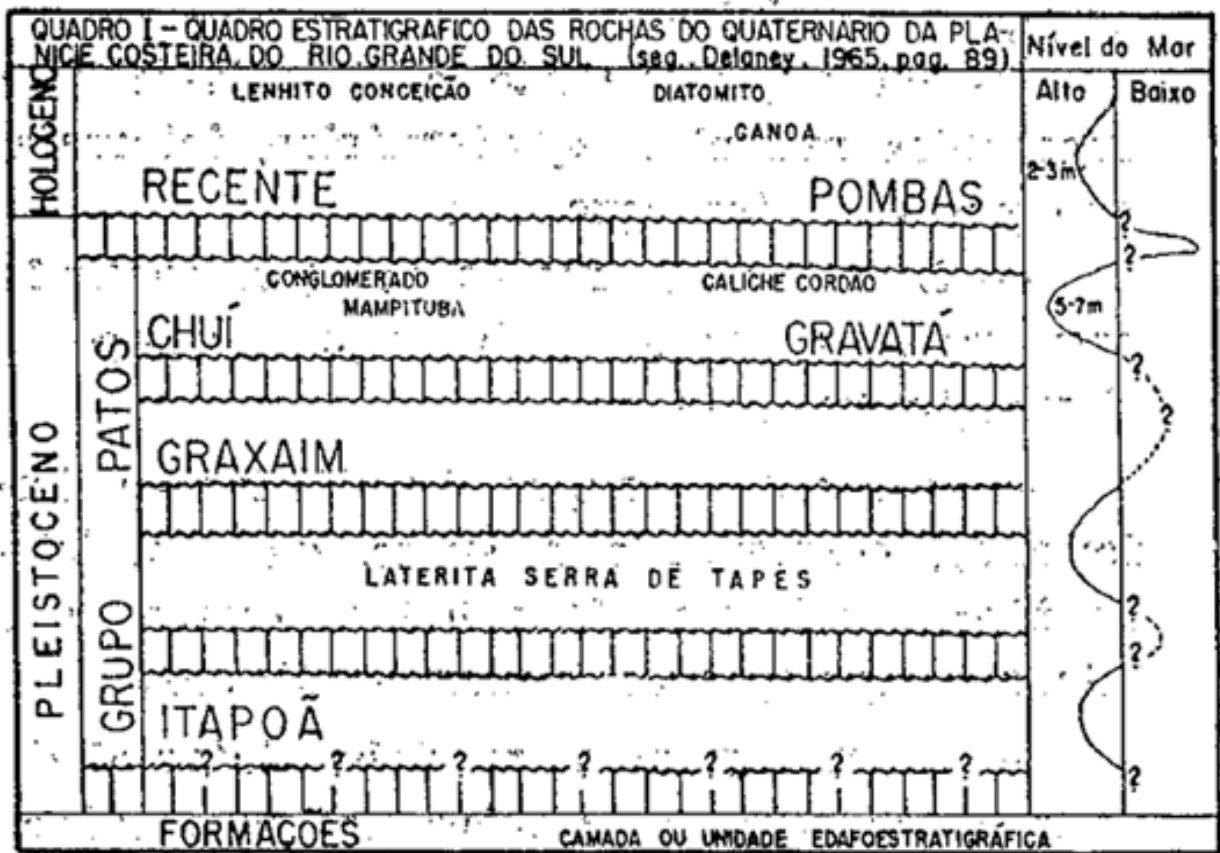


Fonte: modificado de TOMAZELLI & VILLWOCK (2000) a partir de GIBERT et al., (2006).

5.3 Grupo Patos

O empilhamento estratigráfico da PCRS foi proposto originalmente por DELANEY (1965), mantendo-se vigente até hoje, representado pelo Grupo Patos e as seguintes unidades: Formações Itapoã, Graxaim e Chuí, todas de idade pleistocênica (Figura 16).

Figura 16 - Empilhamento estratigráfico da PCRS, proposto originalmente por DELANEY (1965)



Fonte: DELANEY (1965).

5. 3. 1 Formação Itapoã

DELANEY (1965) denominou de Formação Itapoã uma unidade de aproximadamente 75 metros de espessura composta de areias quartzosas de granulação fina a média com grãos bem arredondados, matriz siltico-argilosa e um característico cimento ferruginoso que via de regra, confere a tonalidade castanha avermelhada e amarela a grande parte de seus afloramentos (DELANEY, 1965), assentada sobre o embasamento cristalino na península de Itapoã onde escolheu sua seção tipo (VILLWOCK, 1972).

É a mais antiga unidade do Grupo Patos, ocorre na porção sul do estado, entre as cidades de Pelotas e Rio Grande, com ocorrências esparsas entre São José do Norte e Torres e entre Itapoã e Santo Antônio da Patrulha, tem registros ao longo de uma faixa de direção nordeste-sudoeste.

A Formação Itapoã representa deposição predominantemente eólica associada a outros ambientes de menor expressão (fluvial, lagunar, marinho), a

exemplo do que acontece com os depósitos eólicos atuais das praias marinhas da PCRS (VILLWOCK, 1972).

5. 3. 2 Formação Graxaim

DELANEY (1965) definiu e descreveu sucintamente esta formação, tendo como seção tipo o poço Gast-1-RS realizado pela Petrobrás na localidade Graxaim, no município de Camaquã (RS).

A Formação Graxaim abrange a região situada a oeste da lagoa dos Patos, entre os municípios de Arroio Grande e Guaíba, incluindo Pedro Osório, Pelotas, São Lourenço do Sul, Camaquã Tapes e Barra do Ribeiro. Esta formação compreende uma litologia de arcoseanos, fácies siltico-argilosa e arenoconglomerática, fracamente consolidados (DELANEY, 1965). Exposições da litologia desta formação encontram-se ao longo da rodovia BR 116 nos municípios acima, citados.

Segundo estudos realizados por DELANEY (1965) esta formação recobre estratigraficamente a Formação Itapoã e encontrando-se sotoposta à Formação Chuí.

5. 3. 3 Formação Chuí

A Formação Chuí foi definida por DELANEY (1965) nas proximidades da Barra do Chuí, onde está localizada a sua seção tipo, constituída por areias quartzosas amarelo avermelhadas, semiconsolidadas e muito bem classificadas. O autor considera esta formação a mais jovem do Pleistoceno. Estende-se ao longo da costa leste da PCRS, de maneira quase continua desde o município de Torres até o Chuí, sendo relacionada ao Sistema Laguna-Barreira III (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995).

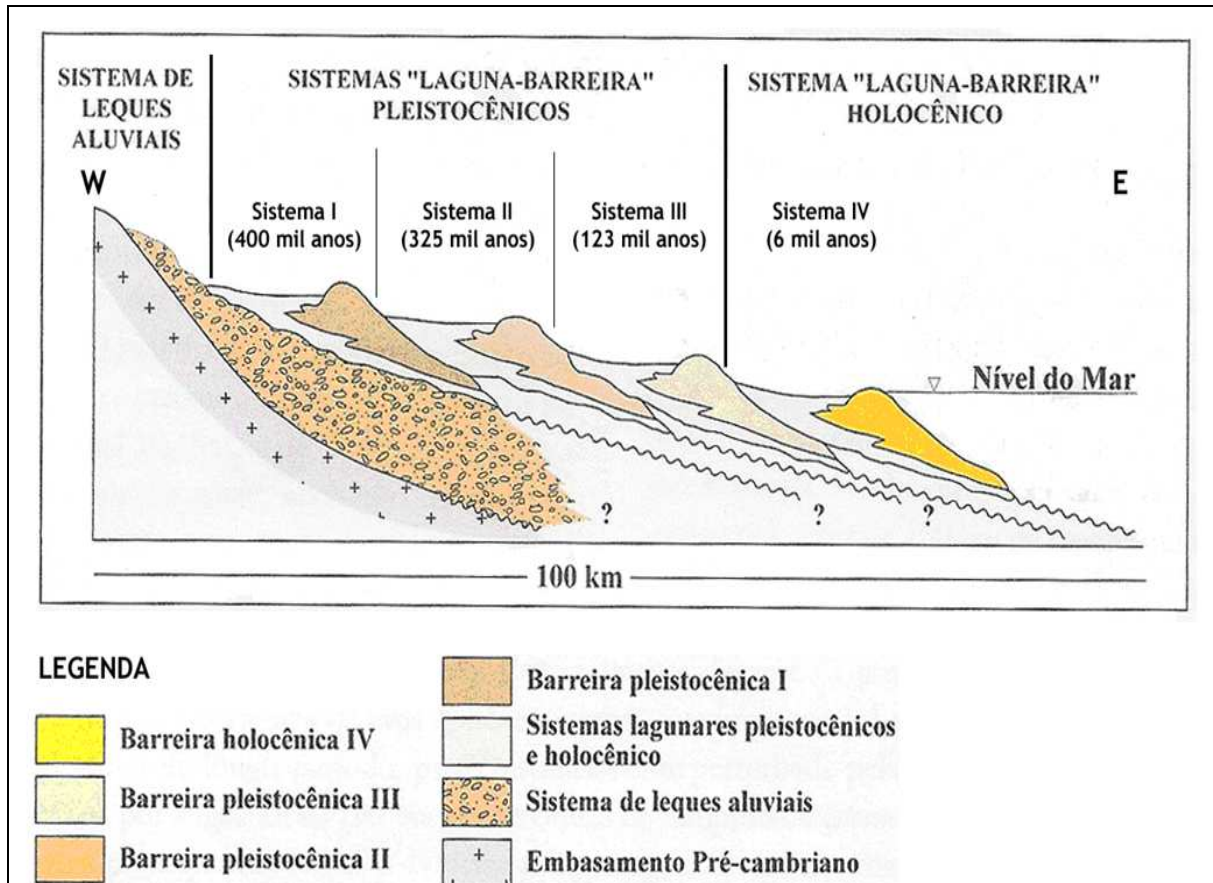
Estruturas sedimentares biogênicas são registradas em toda a área de abrangência da Barreira III (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995; TOMAZELLI & VILLWOCK, 2000; Gibert et al., 2006).

5. 4 Sistemas deposicionais

Segundo VILLWOCK et al., (1986), as fácies sedimentares existentes na PCRS compreendem basicamente dois tipos de sistemas deposicionais siliciclásticos: (a) sistema de leques aluviais e (b) quatro sistemas do tipo laguna-

barreira, tendo sido os sistemas I, II e III gerados durante o Pleistoceno e o sistema IV no Holoceno (Fig. 17). A gênese de cada depósito é dada por processos internos, que são característicos de cada sistema e por processos externos representados por variações climáticas e flutuações do nível do relativo do mar.

Figura 17 - Perfil esquemático transversal aos sistemas deposicionais da PCRS, com suas fácies associadas



Fonte: TOMAZELLI et al., (2007).

5. 4. 1 Sistemas leques aluviais

O conjunto de fácies sedimentares correspondentes a este sistema é associado aos ambientes de encostas das terras altas próximas à planície costeira. Estas fácies são compostas, na porção mais proximal, por depósitos resultantes de processos gravitacionais e fluxos de detritos. Em relação à porção mais distal, os sedimentos são transportados e depositados por meio aquoso (aluviões), (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995). Segundo TOMAZELLI & VILLWOCK (2005), a formação deste sistema teve início, provavelmente, no final do Paleogeno, persistindo os processos deposicionais ainda ativos, com menor intensidade.

Possivelmente, ocorreram variações na intensidade destes processos sedimentares, ao longo do tempo, em função de oscilações do clima.

VILLWOCK & TOMAZELLI (1995) destacam que o tipo de rocha existente na área fonte vai ser determinante na caracterização composicional das fácies geradas no sistema. Segundo os autores este sistema foi subdividido em três subsistemas: leques alimentados pelo escudo pré-cambriano, leques alimentados pelo planalto e leques alimentados pela Barreira I.

5. 4. 2 Sistema Laguna-Barreira I

É o mais antigo sistema deposicional pleistocênico da PCRS, formado a partir de um primeiro evento transgressivo-regressivo, cujo pico transgressivo é correlacionado ao estágio isotópico de oxigênio 11, com uma idade aproximada de 400 ka. Segundo VILLWOCK & TOMAZELLI (1995), este sistema encontra-se atualmente mais bem preservado na parte nordeste da planície costeira, onde ocupa uma área com orientação nordeste-sudoeste com aproximadamente 250 km de extensão e 5 a 10 km de largura, embora sua distribuição territorial original provavelmente tenha sido mais ampla.

O desenvolvimento desta barreira foi dado principalmente por meio do acúmulo de sedimentos (areias eólicas) que se depositaram sobre as partes altas do embasamento. As fácies sedimentares são compostas por areias quartzofeldspáticas avermelhadas, de granulação fina a média, muito bem arredondadas. Esses grãos estão semi-consolidados, apresentando nódulos ferruginosos disseminados nos sedimentos e uma matriz siltico-argilosa.

O sistema Lagunar I se desenvolveu nas terras baixas localizadas entre a Barreira I e os terrenos formados pelas rochas sedimentares paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná e os terrenos pré-cambrianos da região de Porto Alegre, Viamão e Guaíba (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995).

5. 4. 3 Sistema Laguna-Barreira II

É o segundo evento transgressivo-regressivo ocorrido durante o Pleistoceno na PCRS, cujo pico transgressivo é correlacionado com o estágio isotópico de oxigênio 9, com uma idade de aproximadamente 325 ka (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995). As fácies praias e eólicas desta barreira ficaram preservadas na porção norte da planície costeira como um pontal arenoso a leste da lagoa dos Barros, e na

porção sul, no primeiro isolamento da lagoa Mirim. Os depósitos sedimentares são constituídos por areias quartzo-fedspáticas, castanho-amareladas, bem arredondadas, com uma matriz siltico-argilosa.

O sistema Lagunar II possui sedimentos que refletem deposição em ambientes deposicionais que se desenvolveram na região de retrobarreira enquanto ele estava ativo e nos eventos transgressivos-regressivos que o sucederam, compostos principalmente por areias finas, siltico-argilosa e pobremente selecionadas e de coloração creme, muito semelhantes aos sedimentos depositados no sistema Lagunar III (TOMAZELLI & VILLWOCK, 2000).

5. 4. 4 Sistema Laguna-Barreira III

O terceiro evento transgressivo-regressivo pleistocênico da PCRS é correlacionado ao estágio isotópico de oxigênio 5 (último estágio interglacial), com uma idade de, aproximadamente, 120 ka. Este sistema encontra-se bem preservado no presente e o seu desenvolvimento foi responsável pela implantação do sistema lagunar Patos-Mirim na porção sul da planície. Os depósitos relacionados a esta barreira estão presentes em praticamente toda a PCRS, dos municípios de Torres ao Chuí, numa faixa de norte a sul (TOMAZELLI & VILLWOCK, 2005). Na parte setentrional da planície, ao norte da região de Osório, estes depósitos encontram-se encostados na base da escarpa da Serra Geral (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995).

Estudos realizados por TOMAZELLI et al., (1982) e TOMAZELLI (1985), na região de Osório (RS) mostraram que esta barreira é constituída por fácies arenosas de ambiente praias e marinho raso, recobertos por depósitos eólicos. Datações radiométricas de fósseis nas areias marinhas (MARTIN et al., 1982) e por termoluminescência na areias eólicas (POUPEAU et al., 1985) atribuem uma idade de aproximadamente 120 e 125 ka (TOMAZELLI et al., 2001; TOMAZELLI et al., 2007) para o sistema Barreira III.

As estruturas sedimentares biogênicas comumente preservadas na Barreira III foram registradas por VILLWOCK & TOMAZELLI (1995) e TOMAZELLI & VILLWOCK (2000) como tubos de *Callichirus sp.* Esta denominação foi posteriormente revista por GIBERT et al., (2006), que reconheceram tratar-se de espécimes de *Ophiomorpha nodosa*.

Os depósitos eólicos da Barreira III apresentam uma coloração avermelhada e um aspecto maciço. Algumas vezes apresentam-se bioturbadas por raízes e níveis centimétricos de paleosolos (TOMAZELLI & VILLWOCK, 2005).

Para CORRÊA et al., (2004) a Barreira III foi a mais importante no processo de formação e configuração da atual planície costeira sendo que a mesma foi responsável pelo semi-isolamento das lagoas Patos e Mirim.

Exemplares de fósseis mamíferos pleistocênicos da megafauna Pampeana têm sido encontrados na porção Sul da PCRS em vários pontos ao longo do arroio Chuí, associados aos sedimentos do sistema Lagunar III (TOMAZELLI & VILLWOCK, 2005).

5. 4. 5 Sistema Laguna-Barreira IV

O mais “atual” sistema Laguna-Barreira da PCRS desenvolveu-se com consequência da última transgressão pós-glacial (relacionado ao estágio isotópico de oxigênio 1). Durante o estágio máximo dessa transgressão marinha, há cerca de 5 ka, o nível do mar esteve a aproximadamente 5 metros acima do nível atual (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995).

A Barreira IV é constituída por areias quartzosas de origem praial e eólicas, granulação fina a muito fina (VILLWOCK, 1972), ocorrem também areias e cascalhos bioclásticos associados aos sedimentos de praia atual, na região situada entre Rio Grande e Chuí (CALLIARI & KLEIN, 1993). O campo de dunas eólicas desta barreira apresenta uma largura que varia entre 2 a 8 km e se estende ao longo de, praticamente, toda a linha de costa da PCRS. Em resposta a um regime de ventos de alta energia proveniente de nordeste, as dunas livres migram no sentido sudoeste (TOMAZELLI, 1993).

O sistema Lagunar IV é representado por um complexo de lagoas e lagos costeiros, que alcançaram seu desenvolvimento durante o último máximo transgressivo, há, aproximadamente, 5 ka, quando, nesta região, o nível do mar esteve cerca de 2 a 4 metros acima do nível atual, nessa região (TOMAZELLI et al., 2007).

TOMAZELLI & VILLWOCK (1991) descreveram detalhadamente o sistema Lagunar IV do litoral norte do RS, indicando um grande complexo de ambientes e subambientes deposicionais: corpos aquosos costeiros (lagoas e lagunas), sistemas

aluviais (canais inter-lagunares e rios meandrantos), deltáicos (fluvio lagunares) e paludais (banhados e turfeiras).

Nesta barreira localiza-se a faixa de praia oceânica atual da planície costeira onde acontecem importantes processos de modelamento influenciada pela ação das ondas e dos ventos que atingem esta grande extensão de terras arenosas.

5. 5 Área de estudo

A área de estudo está inserida na parte norte da PCRS, mais precisamente em áreas pertencentes às jazidas Gomes e Transareia, no município de Osório (RS) nos terrenos arenosos da Formação Chuí. Estas áreas foram escolhidas por apresentar antigos depósitos praias aflorantes e com um bom grau de preservação.

Outro fato relevante da escolha destes locais é de que esta região apresenta um grande número de estruturas biogênicas. Segundo TOMAZELLI et al., (2001), estes depósitos arenosos correspondem aos antigos depósitos praias do Sistema Barreira III, associados ao último pico interglacial (estágio de mar alto), ocorrido há, aproximadamente, 125 ka (TOMAZELLI et al., 2001; TOMAZELLI et al., 2007).

Este antigo ambiente praias possui areias quartzosas finas, bem selecionadas e estratificadas recobertas por depósitos eólicos. As áreas encontram-se localizadas nas coordenadas UTM 22 J 574000E/ 6692000N e arredores. O acesso principal a área consiste na rodovia RS 389 (Estrada do Mar), km 3 (Fig. 18).

Figura 18 - Mapa de localização da área de estudo-(a) Jazidas Gomes e (b) Transareia (coordenadas em UTM)



Fonte: imagem Google. Fotos do autor.

A estratigrafia da Barreira III na região de Osório foi estudada anteriormente em detalhe por TOMAZELLI et al., (1982); TOMAZELLI (1985) e TOMAZELLI & DILLENBURG (2007), indicando uma sequência prográdante (regressiva).

GIBERT et al., (2006) também realizou estudos na região e elaborou uma seção representativa da estratigrafia da Barreira III na região de Osório, em área pertencentes à jazida Gomes. Duas unidades principais foram demarcadas por este autor, da base para o topo: uma fácies marinha e outra eólica, estas, correspondentes as fácies 'b' e 'a' descritas por TOMAZELLI et al., (1982).

A fácies marinha é representada por areias de granulometria fina, muito bem selecionada. Exibem laminação plano-paralela e estratificações cruzadas de baixo ângulo e planar, além de ondulações simétricas na parte mais superior desta unidade. Em relação à fácies eólica esta apresenta uma estrutura fortemente

pedogenizada consistindo de areias avermelhadas no topo desta unidade, de granulometria fina a média.

A fácies 'c', descrita por TOMAZELLI et al., (1982) não se encontrava exposta no afloramento sendo sua existência descoberta por meio de uma draga que retirando material em certos locais da jazida, rebaixou o terreno a cerca de 3 metros abaixo do lençol freático. A partir de aproximadamente 2 metros abaixo a base do depósito exposto o material retirado pela draga passou a ser uma areia síltico-argilosa, com pronunciada plasticidade.

6 Comprovante de submissão do artigo intitulado - Littoral drift and its implications in the genesis and orientation of a Pleistocene sandy barrier (Osório County, Rio Grande do Sul State, southern Brazil) ao periódico Quaternary Research

De: Quaternary Research <kesp@u.washington.edu>

Para: jcarassai@ibest.com.br

Data: 15 de abril de 2013 17:14

Assunto: Submission Confirmation

Dear Dr Carassai,

Your submission entitled "Littoral drift and its implications in the genesis and orientation of a Pleistocene sandy barrier (Osório County, Rio Grande do Sul State, southern Brazil)" has been received by Quaternary Research

You may check on the progress of your paper by logging on to the Elsevier Editorial System as an author. The URL is <http://ees.elsevier.com/yqres/>.

Your username is: Carassai

If you need to retrieve password details, please go to:

http://ees.elsevier.com/yqres/automail_query.asp

Your manuscript will be given a reference number once an Editor has been assigned.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System

Quaternary Research

7 Artigo submetido ao periódico Quaternary Research - Littoral drift and its implications in the genesis and orientation of a Pleistocene sandy barrier (Osório County, Rio Grande do Sul State, southern Brazil)

Julierme Justin Carassai^{a,*}, Ernesto Luiz Correa Lavina^a, Renata Guimarães Netto^a

^a Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos (Unisinos), São Leopoldo (RS), Brazil

* Corresponding author at: PPGeo Unisinos, Avenida Unisinos, 950, CEP: 93022-000, São Leopoldo (RS), Brazil.

E-mail addresses: jcarassai@ibest.com.br (J.J. Carassai), lavina@unisinos.br (E.L.C. Lavina), nettorg@unisinos.br (R.G. Netto).

ABSTRACT

In southern Brazil the coastal plain is structured in four regressive coastal strands with general direction NNE-SSW, developed during the transgressive-regressive events of the last 400 ky. The Barrier III (age of 125 ky) presents orientation parallel to the current beach line and exposes well-preserved upper shoreface sands that allow to access the bedform geometry and the sediment transport directions by longshore currents. The lowest height-wavelength ratio is observed in ripples and small dunes (height < than 6 cm) while the biggest is observed in large dunes (height > 13 cm). The analysis of paleocurrent patterns demonstrates the predominance of sediment transport for the northeast and less frequently to southeast. These same patterns are found in the modern beach, suggesting the interaction between the dominant swell (waves from southeast to northwest), associated with the Mobile Polar Anticyclone and the waves produced by the South Atlantic Anticyclone (waves of northeast to southwest), more active in the months from December to March (summer in Southern Hemisphere). Based on the orientation of the ripples and dunes of upper shoreface it was possible to infer that the beach line presented the general direction for N 22° E. The analysis of satellite imagery showed that, in the Osório County, the Barrier III beach crests were aligned with the direction N 25° E.

Keywords: upper shoreface; beach line orientation; paleocurrents; coastal plain

Introduction

Coastal systems dominated by oceanic swell action tend to generate wide strand plains in situations when the sediment input exceeds the accommodation. In the lower shoreface the oceanic swell acts forming oscillatory movements, while in the upper shoreface (surf zone) it promotes induced currents (rip, surf, and longshore currents) (e.g., McCubbin, 1982; Elliott, 1989). In the upper shoreface the longshore current has greatest importance, because it transports the sand over long distances (e.g., Elliott, 1989; Walker, 1979). Longshore drift is the result of two vector components: coastal drift (active in the surf zone in the direction parallel to the beach) and the beach drift (active in the foreshore zone, resulting in a zig-zag transport pattern) (e.g., Taggart and Schwartz, 1988; McCubbin, 1982; Walker, 1979).

The establishment of a beach line orientation in ancient deposits is a question of difficult approach. This approach is often inferred by an indirect mode, considering the shape of the basin, the isopach sand maps, and drainage and delta orientation. The hypothesis that the orientation of ancient beaches can be inferred from the orientation of the bedforms generated by the longshore current in the upper shoreface have been none or barely discussed in the geological literature. The task is not simple because there is great dispersion of the ripples and megaripples in this zone. The challenge involves ripples and megaripples dispersion due the high variation in the flow direction, which promotes a complex interaction between waves and wave-induced currents.

The deposits that compose the coastal plain of Rio Grande do Sul State (southernmost Brazil) allow the observation of geometry and sedimentary structures of ancient (Pleistocene) and modern shoreline sand bodies, as well as the extensive measurement of paleocurrents and modern current directions, favoring studies to test this hypothesis. Thus, the present work aims to discuss the sedimentary processes involved in the genesis of the Late Pleistocene beach line in South Atlantic coast and to establish criteria to define the orientation of the coastal strands from paleocurrent measurements in upper shoreface megaripples.

Methods

To support this study, the sedimentary succession representative of Pleistocene shallow marine sandy bodies that compose the Barrier III of the Rio

Grande do Sul coastal plain (PCRS, *sensu* Tomazelli and Villwock, 2000, Fig. 1) was described in five different cropping areas in Gomes and Transareia quarries at Osório (Rio Grande do Sul State, southernmost Brazil, UTM 22 J coordinates 574000E/6692000N and surroundings, Fig. 2). New exposures are weekly opened in the quarries due to sand exploitation, allowing the three-dimensional observation of sandy bodies, but also destroying previous exposures. For these reason, the vertical exposures where the sedimentary descriptions were made no longer exist, except for the photographic record. Each vertical exposure recorded the diversity of bedforms and biogenic structures that occur throughout the deposits. Several paleocurrent measures were obtained and converted into graphic information. An arbitrary reference level (*datum*) was used for the correlation of the succession profiles: the surface of the two ponds, one in each quarry, both at the ground level. These ponds were originated by dredging of sand below the water table.

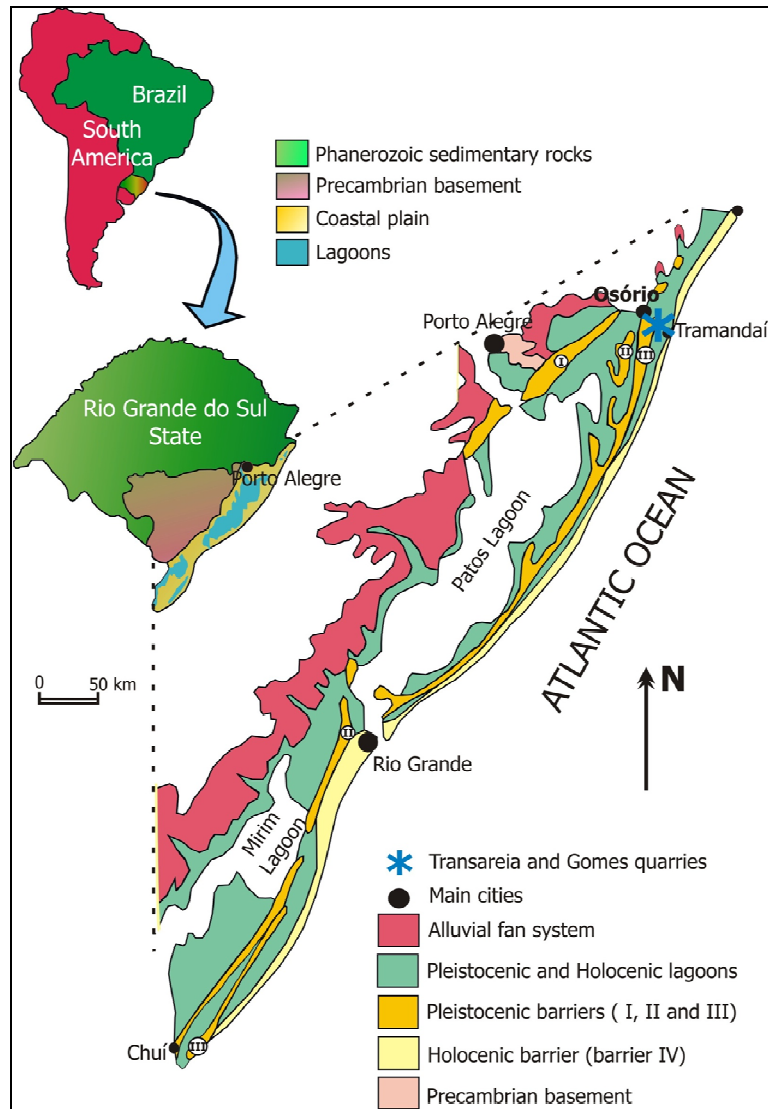


Figure 1. Schematic geological map of the Rio Grande do Sul coastal plain, after Tomazelli and Villwock, 2000, with situation of the study area (modified from Gibert et al., 2006).



Figure 2. Geographic location and general view of the Gomes (a) and Transareia (b) quarries (coordinates in UTM).

Systematic monitoring (weekly) of the mining front of the two quarries was carried on during the second half of 2008, supplemented with observations obtained in field trips between 2004 and 2012. During sea storms, the SE winds blow in the region with variable intensity through the year. The wind promotes wave oscillation in the surface of the ponds, making that their littoral zone works as a natural flume, allowing the observation of the physical processes involved in the sand bodies generation at the pond beach. Thus, the pond beach was assumed as a small-scale analog of the ocean beach for comparison purpose. A detailed description and measurements of the physical parameters observed in the pond beach of Gomes Quarry were made, and these data were used to support theoretically the correlations made herein between the direction of the beach line and the direction of migration of the bedforms in the upper shoreface during the Late Pleistocene (Barrier III sand bodies).

Geologic setting

The study area is located in the northern part of the PCRS, which was chosen for recording excellent but unfortunately ephemeral outcrops of facies of an upper shoreface and foreshore. The PCRS comprises a system of lowlands developed along the *circa* 400 km-long RS coast, from the mouth of Mampituba river, to the north, to the mouth of Chuí creek, to the south, keeping the orientation of N 32° E (Tomazelli et al., 2007) (Fig. 1). In the Osório region, the Barrier III consists of ancient beaches and lagoon sediments, covered by aeolian deposits (Tomazelli et al., 1982; Tomazelli, 1985). The exposure of the Barrier III deposits in this region is favored by the intense mining activity.

The Barrier III depositional system is associated with the third Pleistocene transgressive-regressive event being correlated to oxygen isotope stage 5 (the last interglacial stage), with an approximate age of 120 ky (Poupeau et al., 1985, 1988; Tomazelli and Villwock, 2005) up to 125 ky (Tomazelli et al., 2001, 2007). The sandy bodies are usually related to the Chuí Formation, being present virtually in the entire extension of the PCRS. The development of this system was responsible for the implementation of Patos-Mirim lagoon system. Barrier III sediments are composed of fine- to very fine-grained sand, both in the marine and eolian deposits. The marine deposits have light gray colors, while the eolian deposits are yellowish or reddish. Previous studies indicated the existence of lagoonal deposits consisting of muddy sands with pronounced plasticity showing parallel lamination, planar and trough cross-beddings, and low-angle truncations (Tomazelli et al., 1982; Tomazelli, 1985). Biogenic sedimentary structures broadly occur both in marine and eolic deposits of the Barrier III, being recorded originally as "*Callichirus* sp. tubes" (e.g., Villwock and Tomazelli, 1995; Tomazelli and Villwock, 2000), making allusion to the burrows commonly made on the beaches by callianassid crustaceans. These structures were detailed studied by Gibert et al. (2006), who assigned these burrows to *Ophiomorpha nodosa* and also recognized the presence of *Cylindrichnus helix*, *Ophiomorpha puerilis*, and *Rosselia socialis* associated to cross-bedded sand bodies of the shoreface deposits, while the eolian deposits contained chiefly insect burrows and nests. Despite the diversity and the amount of trace fossils in the Barrier III deposits, *O. nodosa* is the most conspicuous structure. The extensive and complex gallery systems produced by callianassids are commonly widespread in beach zones since the Cretaceous (Bromley, 1996) and have been used as a beach line marker in

Cenozoic deposits (Pollard et al., 1993). Nowadays, the only callianassid colonizing the modern beach of PCRS is *Sergio mirim* (Buckup and Bond-Buckup, 1999).

Results

Sedimentary facies

The fine-grained sand deposits of Barrier III depositional system exposed in the study area can be subdivided, from base to top, into four sedimentary facies representative of lower shoreface, upper shoreface, foreshore, and backshore deposits (Table 1). The lower shoreface facies is represented by a 1.50 m-thick sand body exposed on the base of the succession showing oscillatory sedimentary structures similar to "herringbone" cross-bedding which is attributed to oscillatory wave flow action (Fig. 3).

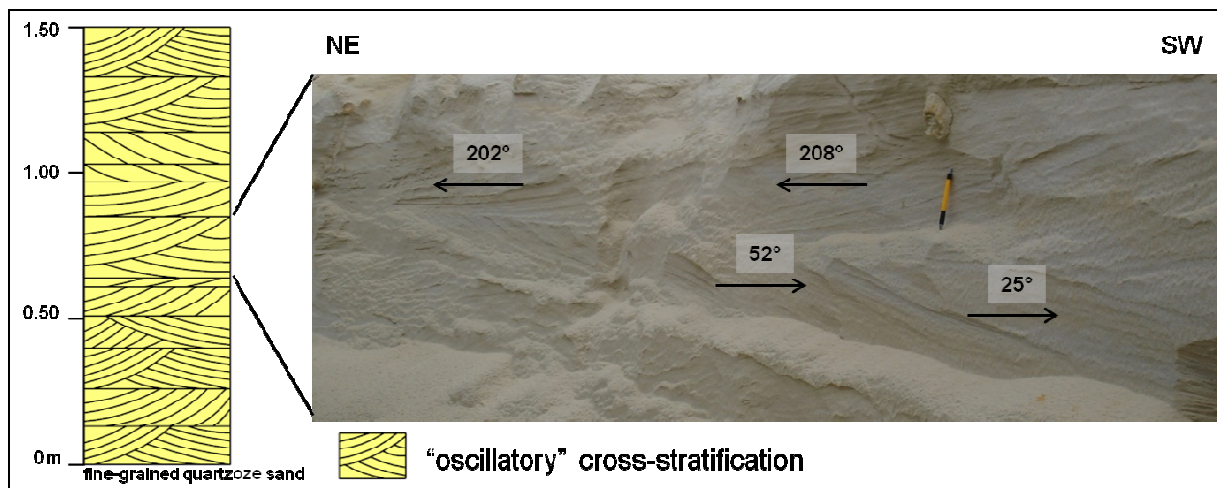


Figure 3. Wave generated oscillatory cross-laminations in lower shoreface deposits at Transareia Quarry. Abreviaturis: NE, Northeast; SW, Southwest. Scale: pencil with 15 cm long.

Table 1. Sedimentary facies.

Depositional system	Sedimentary facies	Thickness	Description and sedimentary structures	Interpretation
aeolian	Backshore	3.0 meters	Fine to very fine quartzose sand, with trough cross-bedding; yellow to reddish color; absence of marine organisms bioturbation and absence of structures linked to the wave action. Paleocurrent measurements resulted predominant direction to SW (225° to 270°) (Fig. 8a).	barchan and barchanoid dunes
shallow marine	Foreshore	4.0 meters	Fine to very fine quartzose sand, clear green color. Composed by sets of parallel lamination; presence of <i>Rosselia socialis</i> (Fig. 6).	plane beds-high flow velocity and shallow water (swash zone)
	upper shoreface	2.5 meters	Fine to very fine quartzose sand, with trough and planar cross-bedding (Fig.4). Paleocurrent measurements indicate a polymodal pattern, with predominant direction for N-NE and S-SE (Fig. 7d). <i>Ophiomorpha nodosa</i> occurs associated with this facies. Multi-branched gallery systems <i>O. nodosa</i> . Corresponds to the largest outcropping area.	2D and 3D dunes-transport of sand along coast (littoral drift)
	lower shoreface	1.5 meters	Fine to very fine quartzose sand, clear green color. Oscillatory sedimentary structures similar to "herringbone" cross-bedding (Fig. 3). Outcropping only in the area of the Transareia quarry.	oscillatory flow (wave ripples)

The upper shoreface facies (= surf zone) deposits overlay the lower shoreface deposits and compose the main exposed area in the quarries. It occurs as a package with up to 2.50 m thick, in which trough cross-bedding (3D dune) and planar cross-bedding (2D dunes) are the prevalent sedimentary structures (Fig. 4). The presence of abundant multi-branched *O. nodosa* gallery systems reinforces the shallower character of these deposits (e.g., Frey et al., 1978; Pollard et al., 1993; Gibert et al., 2006) which had been also interpreted as upper shoreface in previous works (Tomazelli et al., 1982; Tomazelli, 1985) (Fig. 5).

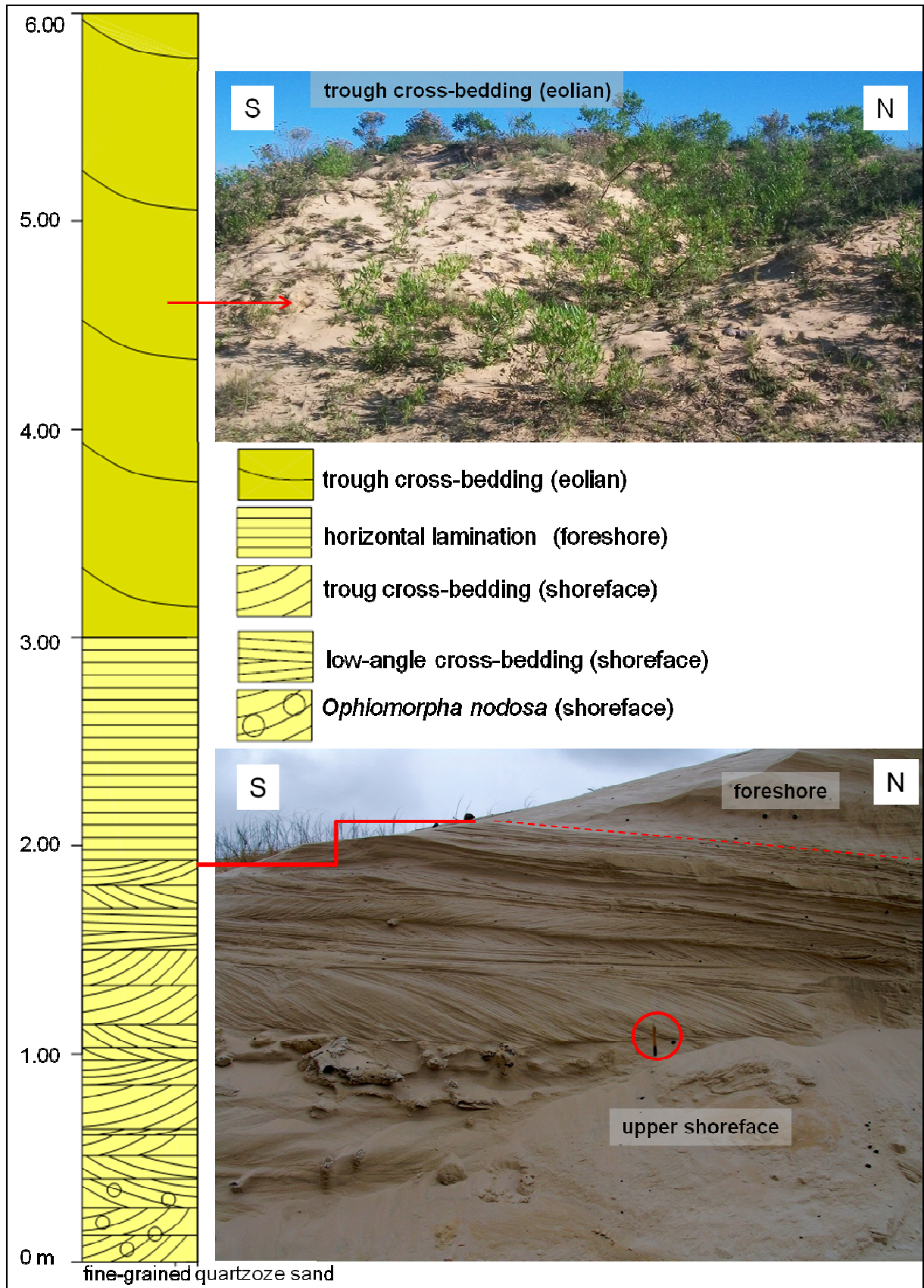


Figure 4. Trough cross-beds and planar bedding representing, respectively, subaqueous 3D and 2D dune migration in upper shoreface deposits. Abreviaturis: S, South; N, North. Scale: pencil with 15 cm long.

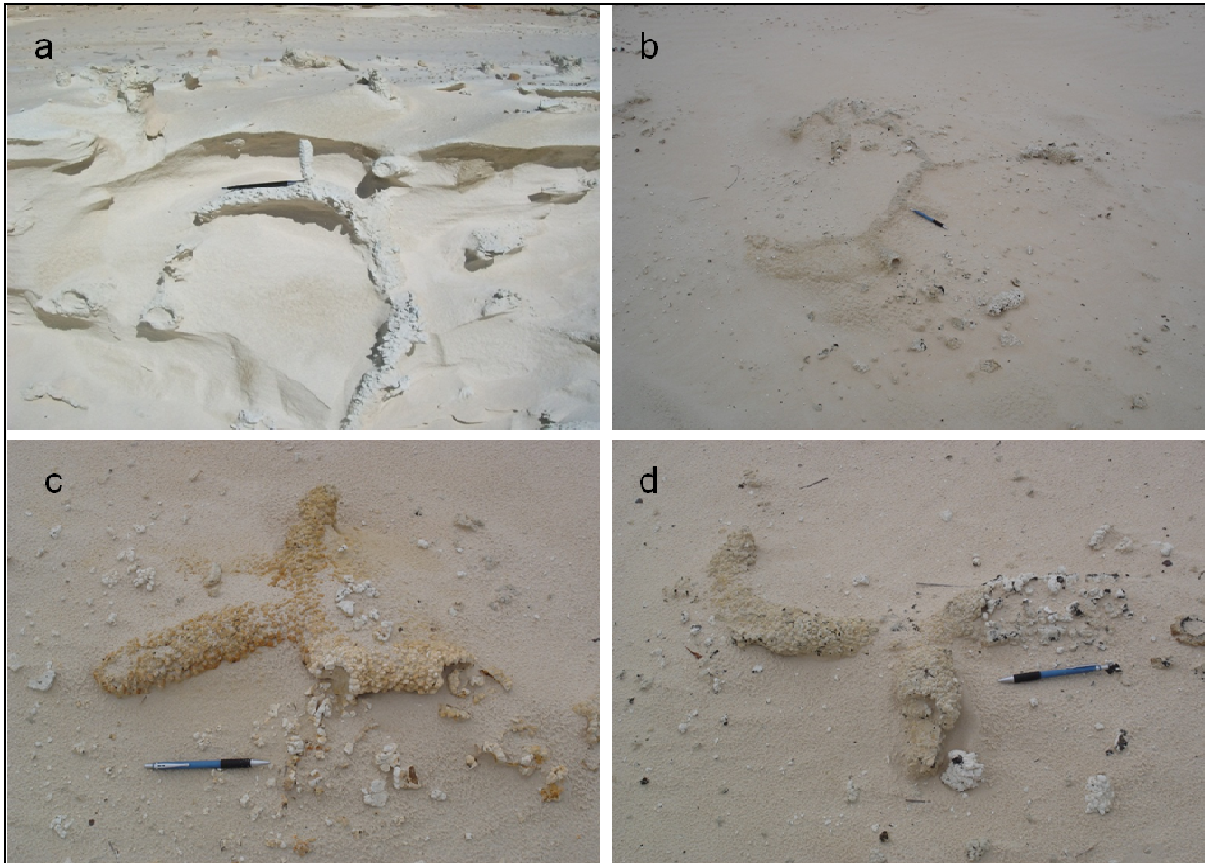


Figure 5. *Ophiomorpha nodosa* in upper shoreface deposits at the study area. Scale: pencil with 15 cm long.

The foreshore facies overlying the upper shoreface deposits, showing essentially parallel lamination in a maximum thickness of 4 m. Funnel-shaped *Rosselia socialis* (Gibert et al., 2006) occur locally, revealing prevalence of erosion and high energy conditions (e.g., Nara, 1997) in these settings (Fig. 6).

The backshore facies are composed chiefly by up to 3 m-thick sand bodies representative of eolian dunes preserved throughout the region. They characterize the top of the Barrier III sedimentary succession in the study area, overlying the foreshore deposits. The large size of the cross-beds, the absence of bioturbation made by marine organisms and structures linked to the wave action, and the presence (locally abundant) of insect burrows and nests, rootlets and rizobioturbation support an eolian origin. Even not considering the ichnological data, this interpretation was also adopted by Tomazelli et al. (1982) and Tomazelli (1985) in former studies developed in this area.

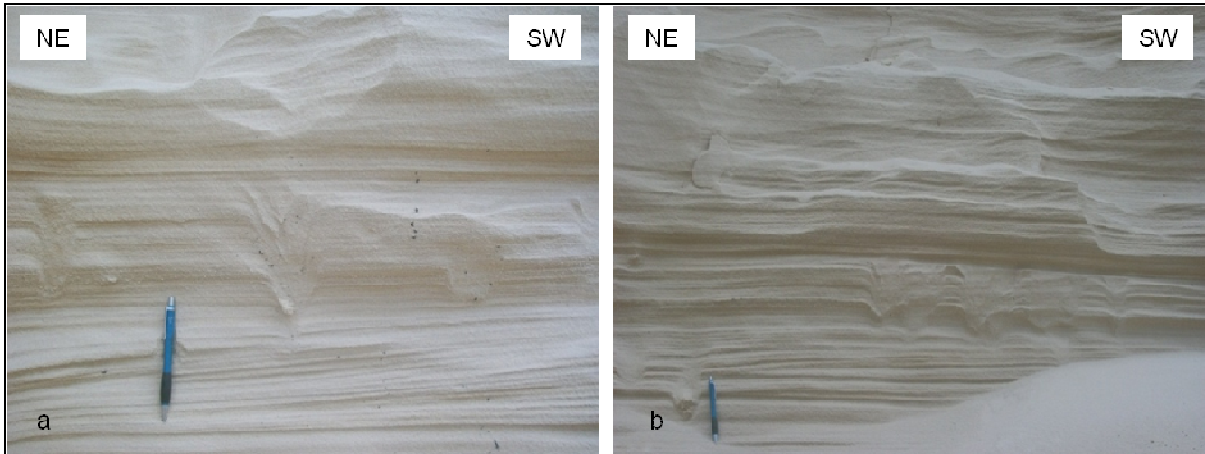


Figure 6. Parallel and undulate laminations representing sand migration in the form of flat layers in foreshore deposits. Funnel-shaped *Rosselia socialis* specimens occur locally. Abreviaturis: NE, Northeast; SW, Southwest. Scale: pencil with 15 cm long.

Bedforms and direction of sediment transport in the upper shoreface deposits

To better characterize the transport process, the cross-beds were subdivided into three subclasses according to height/wavelength ratio. Ripples and small megaripples had the lowest ratio, with 1 to 6 cm in height and wavelength ranging from 20 to 220 cm. The wavelength ratio suggests they are ripples and 2D dunes. Measurement of ripples and small megaripples paleocurrents reveals a polymodal dispersion pattern, with a major concentration in the SE quadrant (Fig. 7a). This distribution suggests the presence of a complex pattern of interference between waves and currents. It should be emphasized that, possibly, this dispersion might be also related to the small number of measurements (25).

In megaripples with height between 7 and 12 cm, the wavelength varies between 20 and 250 cm (80 measures). The paleocurrent distribution shows a polymodal pattern of dispersion but a clear predominance of transport to NE (Fig. 7b). The wavelength ratio suggests the presence of 2D and 3D dunes.

In megaripples > 13 cm high, the wavelength is always almost < 1 m (58 measures) (Fig. 7c). The paleocurrent pattern is also polymodal, but with the highest concentration to SE. The larger megaripples are invariably 3D dunes.

The analysis of the bedforms identified the existence of an inverse relationship between the height of the wave and its wavelength. This possibly occurs due to the energy (turbulence) of flow: very elongated megaripples (2D dunes) are related to a lower-energy environment while megaripples with higher wavelength ratio would be

related to a higher-energy environment (3D dunes). The transport of sand in the upper shoreface zone also shows a polymodal pattern, with dominance of the N-NE (42% of the measures with an average of 45°) and S-SE (42% with an average of 170° and 135°) trends, but also showing a SW-NW trend (16% with uniformity in the distribution of paleocurrents) (Fig. 7d).

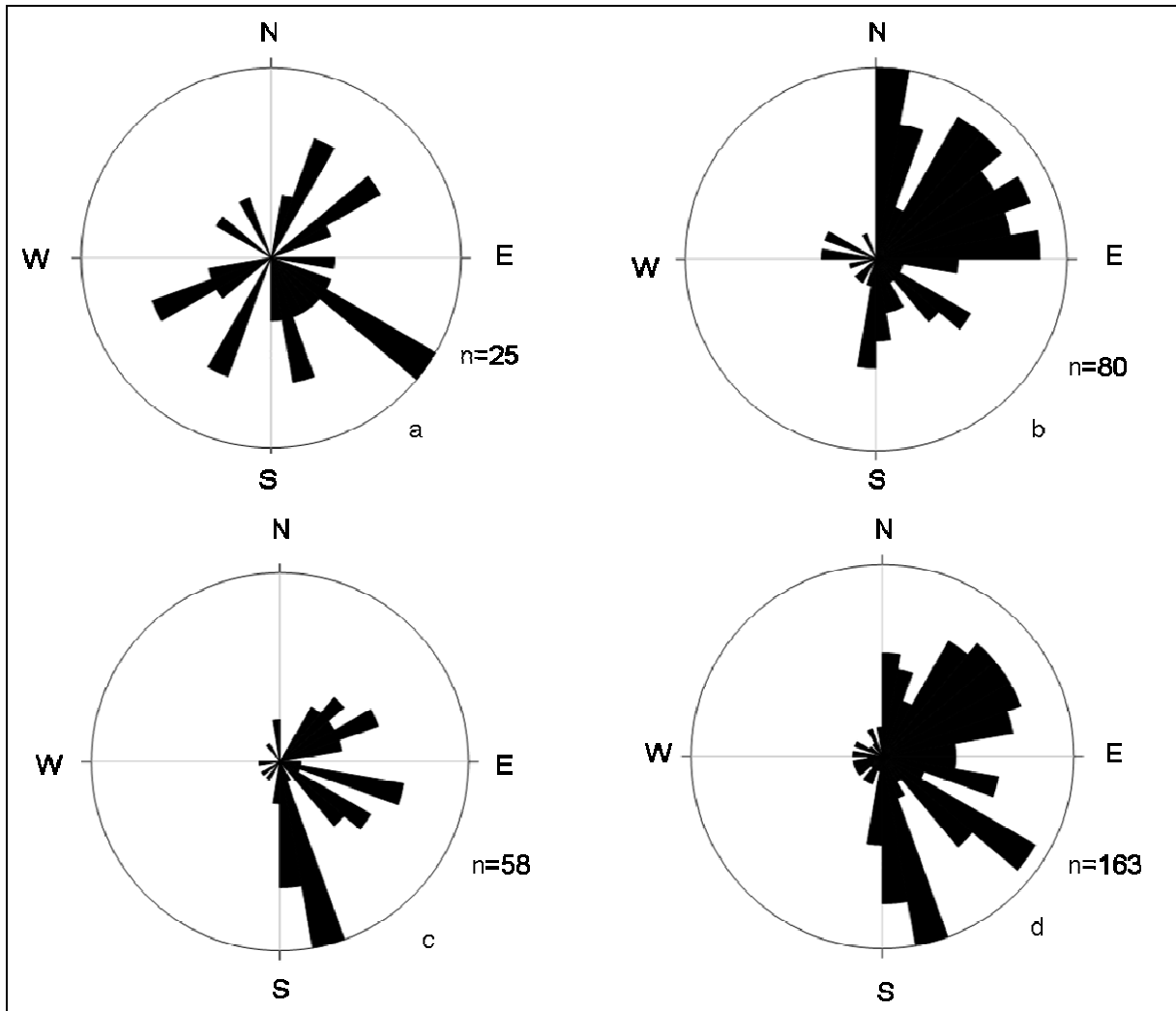


Figure 7. Paleocurrent measures in upper shoreface deposits at the study area.

Paleocurrents of eolic backshore dunes of Barrier III and direction of migration of the actual barchan dunes (Barrier IV)

Paleocurrent measurements in cross-beds of eolian dunes resulted in a diagram with predominant direction to southwest (225° to 270°) (Fig. 8a). Circa 15 km at the north of the study area, there is a field of modern eolian dunes with around $200,000 \text{ m}^2$ that compose the eolian deposits of the Barrier IV (Holocene, Tomazelli and Villwock, 2000). At this location, the dunes are very variable in size, ranging from

0.5 to 10 m in height, and migrate under northeast wind action. Measurements carried out in the central slipface part of the barchan dunes showed little distribution pattern variation, with all measures concentrated in the range of 250-270° (Fig. 8b). The statistical average (260°) is therefore very similar to eolian dunes of Barrier III (Fig. 8). This similarity in the results of the diagrams shows that the predominant wind regime (northeast wind) in the RS coastal region has been the same since the time of the Barrier III system formation.

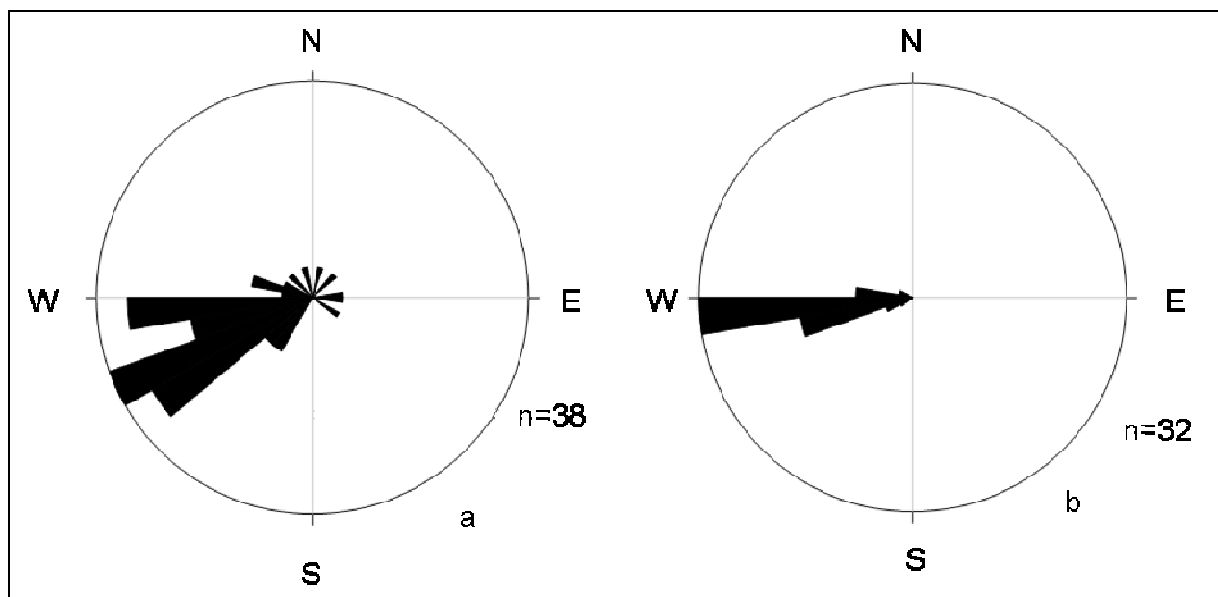


Figure 8. Paleocurrents measures in (a) Barrier III (Pleistocene) and (b) Barrier IV (modern) (b) eolian dune facies.

Wave generated processes

In days of strong SE wind, the Gomes Quarry pond beach, presents shore dynamics that aggregates important elements to the study of the relationship between the migration direction of the upper shoreface bedforms and the beach line direction. The pond has a rectangular shape, with 180,000 m² and maximum depth of 18 m. For comparison purposes, the pond beach can be subdivided in zones that mimic the sub-environments normally developed in a high-energy beach: lower shoreface (represented by wave oscillation zone), upper shoreface (surf zone), foreshore and backshore.

During or after storms, the SE wind blows with major intensity, high-energy waves reach the pond beach (direction E-W) forming an oblique angle and generating an intense coastal westward drift. On September 18th, 2008, the wind

generated waves with 3 to 5 cm high and wavelength of 45 cm in the breaker zone. The waves produced symmetrical ripples with wavelength of 2 to 3 cm in the region equivalent to the lower shoreface, approximately parallel to the beach line direction (Fig. 9).

Assymmetric bedforms with 0.5 cm height and wavelength of 4 to 8 cm were generated in the surf zone, corresponding to barchanoid ripples with well-developed slipfaces. The angle between the wave crests and the direction of the beach line ($\sim 20^\circ$) and the relationship between oscillation ripples and ripples generated by unidirectional flow can be visualized in Figure 9. The line that separates the two sets of ripples corresponds to the breaker zone.

To characterize the mobilization and sediment transport process, the orientation of the symmetric and asymmetric ripples was measured. Measures taken in the slipface of current ripples generated in the surf zone indicate the predominant transportation for W-SW, forming an angle of 25° to 35° relative to the direction of the beach line (E-W) (Fig. 10).

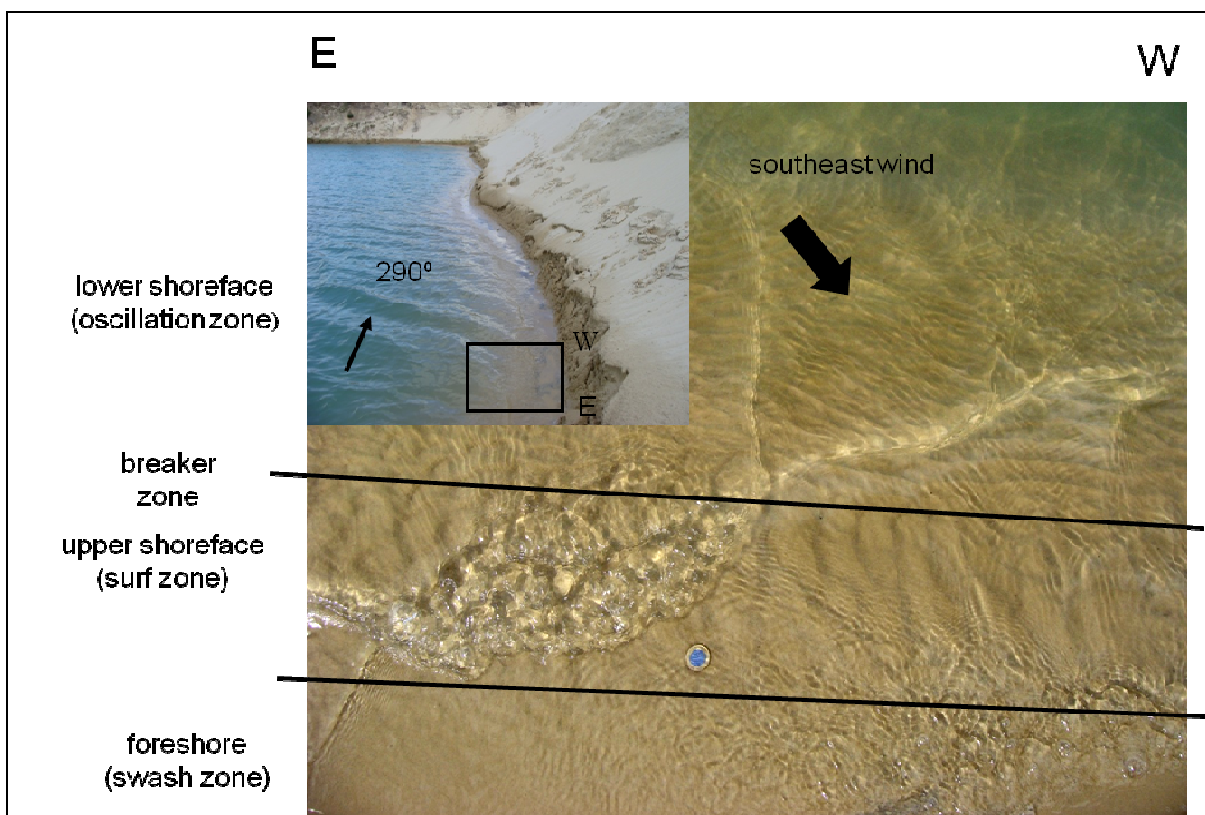


Figure 9. Gomes Quarry pond showing a NE swell (290°) produced by wind action. Waves reaching the beach form an angle of 20° with respect to the direction of the beach. Ridges of oscillation ripples formed in the deeper zone (compared with the lower shoreface) are

parallel to the beach while ripples of the shallower zone (equivalent to the upper shoreface) are strongly asymmetric, indicating unidirectional currents. The equivalent of the surf zone is very short but clearly evidenced by the change in the pattern of the waves when they touch the bottom, producing unidirectional currents. Foreshore with average width of 12 cm; foreshore + backshore with average width of 35 cm; upper shoreface with width from 18 to 21 cm; lower shoreface with average of 75 cm. Wave height between 4 and 5 cm, average depth in the breaker zone of 3 cm. Scale: coin with 2.2 cm in diameter.

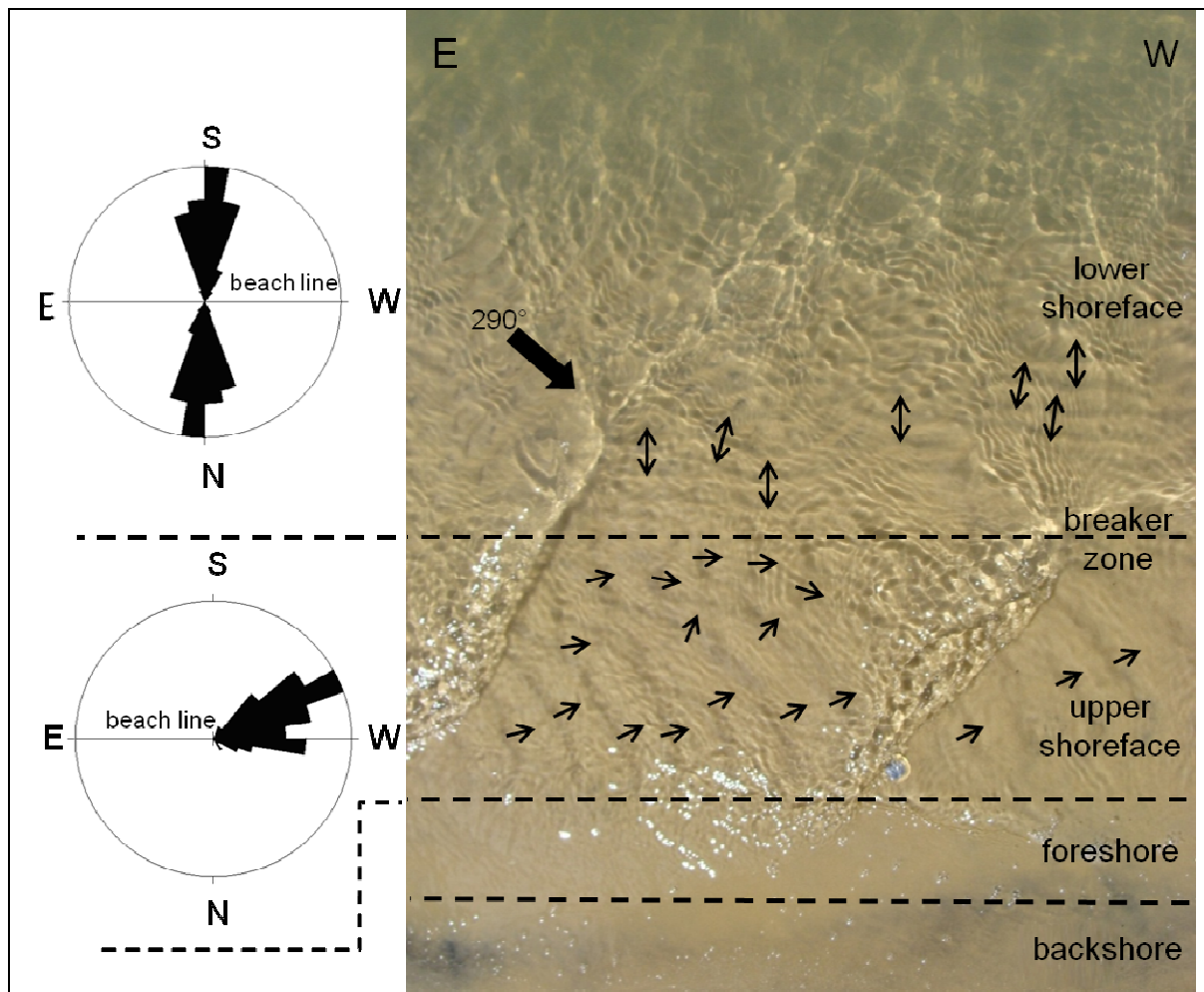


Figure 10. Detail of Gomes Quarry pond, showing the relationship between the beach line orientation and the direction of the asymmetric ripples migration in the upper shoreface. Scale: coin with 2.2 cm in diameter.

Discussion

The analysis of the paleocurrent diagrams related to upper shoreface bedforms (ripples and megaripples) (Fig. 7) revealed major concentration in the quadrants N-NE and S-SW. When all paleocurrent measures obtained from the

upper shoreface bedforms are plotted in a single diagram a polymodal distribution pattern emerges, making evident the dominant sand transport for N-NE (45°) and two other subordinate patterns (S, 170° , and SE, 135°) (Fig. 7).

In the modern strand plain, the waves that come from the SE are more regular and efficient in transporting sediment (littoral drift) throughout the year. These waves are generated by the high pressure center of Mobile Polar Anticyclone (MPA) that is more active in the months of autumn and winter. The waves that come from the NE are most active in spring and summer, being generated by the high pressure center of South Atlantic Anticyclone (SAA). Although more irregular, waves coming from the NE tend to be more energetic, able to also carry sediments along the coast (Tomazelli and Villwock, 1992).

There was no significant latitude and longitude change in 125 ky. Thus, it might be expected that, in the Barrier III system evolution, the tidal range, the wind regime and the littoral drift had been very similar to the present day. In this sense, the comparison of sand transport direction of the modern beach (Barrier IV) and the Pleistocene Barrier III sand dunes demonstrates that the South Atlantic Anticyclone remained at the current position (Fig. 8). As a result, the ripples and megaripples to NE and S can be associated to the waves of SE and NE wind, respectively. The modal interval for SE might be related to activities of rip currents.

In order to try to infer the Barrier III orientation by the upper shoreface sediment transport direction, the data obtained in Gomes Quarry pond was used as a small-scale model. The measurements of the unidirectional ripples migration (surf zone) in the pond showed transport to the W, forming an angle of 25° to 35° with the direction of the beach line (Fig. 10). Using as criterion the angle between the direction of migration of ripples and the direction of the beach line, it is possible to place the Barrier III beach line with a NE-SW direction, forming an angle of $\sim 35^\circ$ with NE and S directions indicated by ripples and megaripples (see Fig. 11). In this case, the sand dunes with NE direction were formed by the dominant swell action while those oriented to the S resulted from NE wind action. The resulting beach line shows a NE-SW general direction (22° - 202°), consistent with the orientation of the Barrier III depositional system in Osório region (approximately 25° - 205° , according to Tomazelli and Villwock, 2000, see Fig. 1).

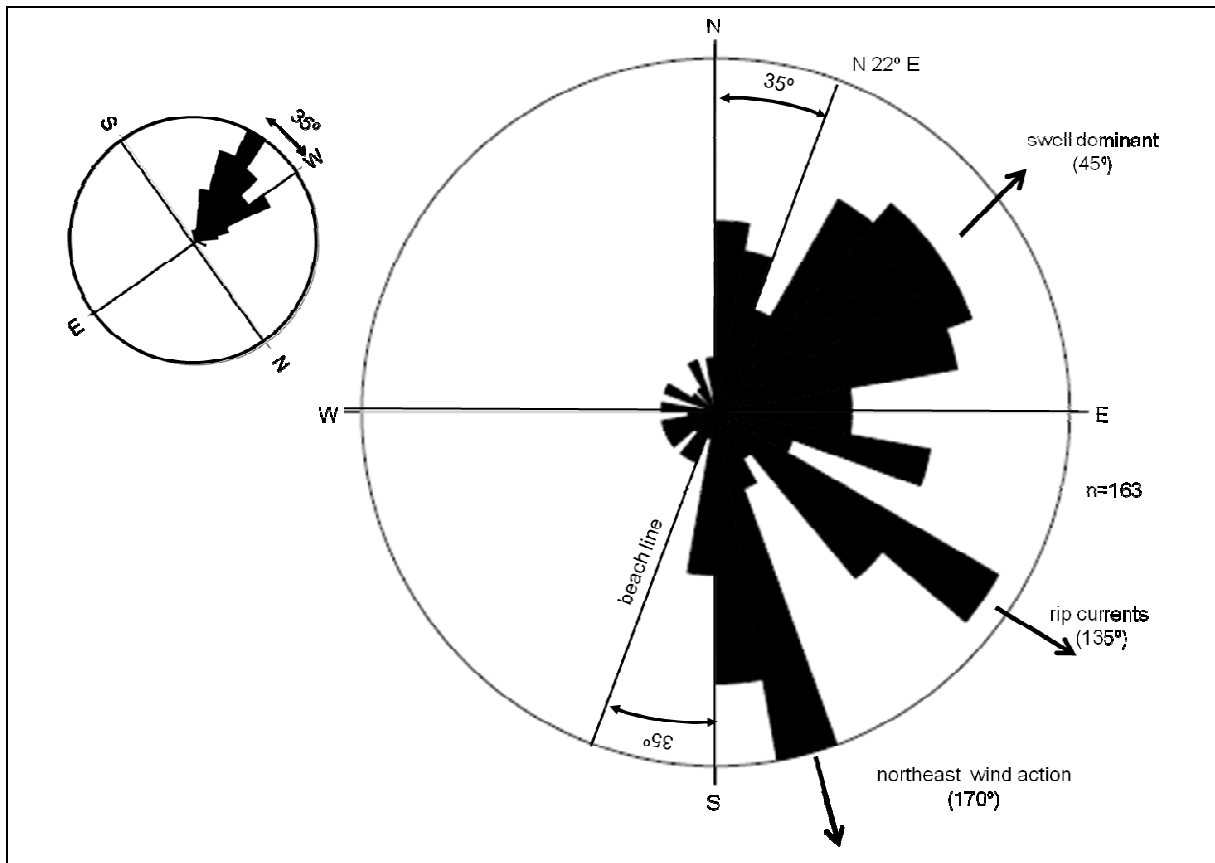


Figure 11. Paleocurrent resulting measurements of bedforms (dunes 2D and 3D) of the Barrier III upper shoreface deposits in Osório region.

Conclusions

In ripples and small dunes of upper shoreface, the height/wavelength ratio showed that ripples (1 to 6 cm height) have a wave length greater than 2 m whereas in dunes (with > 13 cm) wavelength rarely exceeding 1 m. The extensive measurement of paleocurrents showed that transport to the NE is predominant, occurring two directions of secondary transport to the S (170°) and SE (135°). The study of sand transport in the pond beach of Gomes Quarry demonstrated that there is an angle of 25° to 35° between the beach line and the sand transport direction by upper shoreface drift ripples.

Considering the experimental analyses, the angle between the beach line and the direction of the ripples can be hypothetically assumed as presenting a general direction 22° - 202° , being coincident with the modern beach line (approximately 32° - 212°). In this case, the preferred transport for NE might be associated with the dominant swell (averaging 45°) while the S transport might be related to NE wind action (littoral drift to 170°). The SE direction (135°), perpendicular to the beach line,

is interpreted here as the rip current.

Acknowledgments

The authors thank to CAPES/PROSUP and the Brazilian Council of Scientific Research and Technological Development (CNPq), for funding of the research.

References

- Bromley, R.G., 1996. Trace fossils: Biology, Taphonomy, and Applications. 2^a ed., Chapman and Hall, London.
- Buckup, L., Bond-Buckup, G., 1999. Os crustáceos do Rio Grande do Sul. Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Elliott, T., 1989. Siliciclastic shorelines. In: Reading, H.G. (ed.) Sedimentary environments and facies. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 155-188.
- Frey, R.W., Howard, J.D., Pryor, W.A., 1978. *Ophiomorpha*: its morphologic, taxonomic and environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 23, 199-229.
- Gibert, J.M., Netto, R.G., Tognoli, F.M.W., Grangeiro, M.E., 2006. Commensal worm traces and possible juvenile thalassinidean burrows associated with *Ophiomorpha nodosa*, Pleistocene, southern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 230, 70-84.
- McCubbin, D.G., 1982. Barrier island and strand plain facies. In: Scholle, P. & Spearing, D. Sandstone depositional environments. Memoir, Amer.Assoc.Petrol.Geol., Tulsa, 31, 247-279.
- Nara, M., 1997. High-resolution analytical method for event sedimentation using *Rosselia socialis*. *Palaios* 12, 489-494.
- Pollard, J.E., Goldring, R., Buck, S.G., 1993. Ichnofabrics containing *Ophiomorpha*: significance in shallow-water facies interpretation. *Journal of the Geological Society* 150,149-164.
- Poupeau, G., Rivera, A., Soliani Jr., E., Vasconcellos, M.B.A., Souza, J.H., 1985. Datação por termoluminescência de depósitos arenosos costeiros do Rio Grande do Sul: resultados e implicações. In: 2^o Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Florianópolis. Sociedade Brasileira de Geologia, Anais, pp. 403.
- Poupeau, G., Soliani Jr., E., Rivera, A., Loss, E.L., Vasconcellos, M.B.A. 1988. Datação por termoluminescência de alguns depósitos arenosos costeiros do

- último ciclo climático, no nordeste do Rio Grande do Sul. Pesquisas 21, 25-47.
- Short, A.D., 1999. Beaches. In: Short A.D. (Ed.), Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. Chichester, pp. 1-20.
- Taggart, B.E., Schwartz, M.L., 1988. Methods of net shore drift determination: A systematic approach. Journal of Shoreline Management 3 (4), 285-309.
- Tomazelli, L.J., 1985. Contribuição ao conhecimento das fácies de ambiente praial a partir de elementos do pleistoceno costeiro do Rio Grande do Sul. In: 2º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Florianópolis, Sociedade Brasileira de Geologia, Anais, pp. 325-338.
- Tomazelli, L.J., Villwock, J.A., 1992. Considerações sobre o ambiente praial e a deriva litorânea de sedimentos ao longo do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. Pesquisas 19, 3-12.
- Tomazelli, L.J., Villwock, J.A., 2000. O Cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da Planície Costeira. In: Holz, M., De Ros L.F (Eds.), Geologia do Rio Grande do Sul. Edição CIGO/UFRGS, Porto Alegre, pp. 375-406.
- Tomazelli, L.J., Villwock, J.A., 2005. Mapeamento geológico de planícies costeiras: o exemplo da costa do Rio Grande do Sul. Gravel 3, 109-115.
- Tomazelli, L.J., Villwock, J.A., Loss, E.L., Dehnhardt, E.A., 1982. Caracterização de um ambiente praial pleistocênico na Província Costeira do Rio Grande do Sul. 32º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, vol. 4, Sociedade Brasileira de Geologia, Anais, pp. 1514-1523.
- Tomazelli, L.J., Dillenburg, S.R., Villwock, J.A., Barbosa, E.G., Buchmann, F.S.C., 2001. Estratigrafia da Barreira III, Pleistoceno superior da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. ABEQUA, Mudanças Globais e o Quaternário, Boletim de Resumos, pp. 91-92.
- Tomazelli, L.J., Dillenburg, S.R., Villwock, J.A., Barboza, E.G., Bachi, F.A., Dehnhardt, B.A., Rosa, M.L.C.C., 2007. Sistemas deposicionais e evolução geológica da Planície Costeira do Rio Grande do Sul: uma síntese. In: Iannuzzi, R., Frantz, J.C. (Eds.), 50 anos de Geologia. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, pp. 327-339.
- Villwock, J.A., Tomazelli, L.J., 1995. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. CECO, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, Notas Técnicas 8, 1-45.

Walker, R.G., 1979. Shallow marine sands. In: Walker, R.G. (ed.), *Facies Models*. Geol. Assoc. Canada, Reprint Series, Geoscience Canada, 1: 75-90.

8 Referências

- ALVAREZ, José A.; GRÊ, João C. R.; TOLDO, Elírio E. Jr. Estudos oceanográficos e sedimentológicos preliminares da praia de Tramandaí-RS. **Pesquisas**, v. 15, p. 66-85, 1983.
- ASMUS, Haroldo E. A Bacia de Pelotas no esquema evolutivo da margem continental brasileira. In: **SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 1, Anais, 1983. p. 245-252.
- ASMUS, Haroldo E.; PORTO, Rubem. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 2, Anais, 1972. p. 67-90.
- BARBOZA, Eduardo G.; ROSA, Maria Luiza C. C.; AYUP-ZOUNAIN, Ricardo N. Cronoestratigrafia da Bacia de Pelotas: uma revisão das sequências deposicionais. **Gravel**, v. 6, n. 1, p. 125-138, 2008.
- BROMLEY, Richard G. **Trace fossils, biology, taphonomy, and applications**. London, 1996.
- BUCKUP, Ludwig; BOND-BUCKUP, Georgina. **Os crustáceos do Rio Grande do Sul**, Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1999.
- CALLIARI, Lauro J.; KLEIN, Antonio H. F. Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. **Pesquisas**, v. 20, n.1, p. 48-56, 1983.
- CALLIARI, Lauro J.; KLEIN, Antonio H. F. Variabilidade das praias oceânicas entre Cassino e Chuí, RS. São Paulo. **Publicação Especial do Instituto de Oceanografia**, v. 11, p. 55-63, 1995.
- CALLIARI, Lauro J.; TOZZI, Heitor A. M.; KLEIN, Antonio H. F. Beach morphology and coastline erosion associated with storm surges in southern Brazil-Rio Grande to Chuí. In: **LAND-OCEAN INTERACTIONS IN THE COASTAL ZONE (LOIZC) MEETING**, Anais da Academia Brasileira de Ciências. 1998. p. 231-247.
- CORRÊA, Iran C. S.; ALIOTTA, Salvador.; WESCHENFELDER, Jair. Estrutura e Evolução dos Cordões Arenosos Pleistocênicos no Canal de Acesso à Laguna dos Patos-RS, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v. 31, n. 2, p. 69-78, 2004.
- CORRÊA, Iran C. S.; TOLDO, Elírio E. Jr.; WESCHENFELDER, Jair; BAITELLI, Ricardo; AYUP-ZOUNAIN, Ricardo N.; DEHNHRADT, Beatriz A.; MARTINS, Luiz R. S. Plataforma e Talude Continental do Rio Grande do Sul: Síntese dos Conhecimentos. In: IANNUZZI Roberto; FRANTZ, José C. (Eds.) **50 anos de Geologia**. Instituto de Geociências, Porto Alegre, 2007. p. 341-353.
- CURRAY, Joseph R. Late Quaternary history, continental shelves of the United states. In: WRIGHT, Herbert E.; FREY, David, G. (Eds.) **The Quaternary of the United States**. Princeton, 1965. p. 723-735.

- DAVIS, Jr. Richard A. **Coastal Sedimentary Environments**. New York, Springer-Verlag: 1985.
- DAVIS, Jr. Richard A. Regional Coastal Morphodynamics Along the United State Gulf of Mexico. **Journal of Coastal Research**, v. 13, n. 3, p. 595-604, 1997.
- DELANEY, Patrick J. V. Fisiografia e Geologia de superfície da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, UFRGS, **Publicação Especial da Escola de Geologia**, v. 6, 195 p, 1965.
- DIAS, Jeferson L.; SAD, Alberto R. E.; FONTANA, Rogério L.; FEIJÓ, Flávio J. Bacia de Pelotas. **Boletim Geociências Petrobrás**, v. 8, n.1, p. 235-245, 1994.
- DILLENBURG, Sergio R. **Contribuição à Evolução Paleogeográfica Quaternária da Plataforma Continental do Rio Grande do Sul**. 1988. 77 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - - Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Porto Alegre, RS, 1988.
- DILLENBURG, Sergio R. **As barreiras costeiras holocênicas do Rio Grande do Sul**. 2005. Disponível em: http://www.abequa.org.br/trabalhos/0083_dillenburg_abequa_10.pdf. Acesso em 27 abr. 2013.
- DILLENBURG, Sergio R.; TOMAZELLI, Luiz J.; MARTINS, Luiz R.; BARBOZA, Eduardo G. Modificações de Longo Período da Linha de Costa das Barreiras Costeiras do Rio Grande do Sul. **Gravel**, v. 3, p. 9-14, 2005.
- DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO. **Tábuas de marés**. 2012. Disponível em: <http://www.mar.mil.br/dhn/chm/tabuas/60370Abr2012.html>. Acesso em 28 abr. 2012.
- ELLIOTT, Trevor. Siliciclastic shorelines. In: READING, Harold G. (Ed.) **Sedimentary environments and facies**. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 1989, p. 155-188.
- FREY, Robert W.; HOWARD, Johnson D.; PRYOR, Wayne A. *Ophiomorpha*: its morphologic, taxonomic and environmental significance. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 23, p. 199-229, 1978.
- GARRISON, Tom. (Ed.). **Fundamentos de Oceanografia**. São Paulo: Cengage Learning, 2010.
- GIBERT, Jordi M.; NETTO, Renata G.; TOGNOLI, Francisco Manoel W.; GRANGEIRO, Marcelo E. Commensal worm traces and possible juvenile thalassinidean burrows associated with *Ophiomorpha nodosa*, Pleistocene, southern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 230, p. 70-84, 2006.
- GUZAN, Robert T.; INMAM, Douglas L. Edge waves and beach cusps. **Journal of Geophysical Research**. v. 80, p. 2997-3012, 1975.

- LOPES, R. da C.; PAIM, Paulo S. G.; LAVINA, Ernesto L. Modelo de Reservatório em Arenitos Litorâneos: Ilha Barreira Permiana na Formação Rio Bonito (Minas do Leão). In: PAIM, Paulo S. G.; FACCINI, Ubiratan F.; NETTO, Renata G. (Eds.). **Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares - Estudo de casos**. São Leopoldo, UNISINOS, 2003, p. 59-77.
- LOPES, R. da C. **Arquitetura Depositional e Potencial de Armazenamento em Arenitos Associados às Jazidas de Carvão da Formação Rio Bonito na Região do Rio Jacuí, Rio Grande do Sul**. 2004, 303 f. Tese (Doutorado em Geologia) - - Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS, São Leopoldo, RS. 2004.
- MARTIN, Louis; BITTENCOURT, Abílio C. S. P.; VILAS-BOAS, Geraldo S. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira - Datação do máximo da Penúltima Transgressão. **Revista Ciência da Terra**, v.3, p.16-17, 1982.
- MARTINS, Luiz R. Aspectos deposicionais e texturais dos sedimentos praias e eólicos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, UFRGS, **Publicação Especial da Escola de Geologia**, v. 13, p. 1-102, 1967.
- McCUBBIN, Donald G. Barrier island and strand plain facies. In: SCHOLLE, Peter A.; SPEARING, Darwin. (Eds.). **Sandstone depositional environments**. Memoir, Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982, v.31, p. 247-279.
- MEIRELLES, Saulo; CARVALHO, Nelson V. Modelagem computacional da propagação de ondas superficiais no oceano: um subsídio para a compreensão dos fenômenos ópticos. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 29, n. 4, p. 555-563, 2007.
- MEYER, Karin E. B.; FILHO, João G. M.; ASHRAF, Abdul R.; SOUZA, Paulo A.; REICHHART, Karin. Análise de palinofácies em sedimentos holocênicos da lagoa dos Quadros, Rio Grande do Sul, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 8, n. 1, p. 57-72, 2005.
- MIGUENS, Altineu P. **A navegação: ciência e a arte. Volume I – Navegação costeira, estimada e em águas restritas**. 1993. Disponível em: http://www.mar.mil.br/dhn/bhmn/publica_manualnav.html. Acesso em 02 de mai. 2012.
- MOTTA, Victor F. Relatório diagnóstico sobre a melhoria e o aprofundamento do acesso pela Barra do Rio Grande. Porto Alegre, IPH/UFRGS, **Relatório Técnico**, p. 1-78, 1969.
- NARA, Masacazu. High-resolution analytical method for event sedimentation using *Rosselia socialis*. **Palaios**, v. 12, p. 489-494, 1997.
- NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION. **Southernmost Brazil and Uruguay**. 2008. Disponível em: <http://veimages.gsfc.nasa.gov/4568/Brazil.A2002316.1335.500m.jpg>. Acesso em 16 nov. 2008.

- NETTO, Renata G. com. pess. (2012).
- NIMER, Edmon. Clima. In: **IBGE - Geologia do Brasil, Região Sul**. SERGRAF-IBGE. Rio de Janeiro. 1977, p. 35-79.
- PEMBERTON, S. George; SPILA, Michelle; PULHAM, Andrew J.; SAUNDERS, Tom; MACEACHERN, James A.; ROBBINS, Demian; SINCLAIR, Iain K. Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems: Ben Nevis and Avalon reservoirs, Jeanne d' Arc Basin. Calgary, **Geological Association of Canada**, Short Course Notes 15, 343 p. 2001.
- POLLARD, John E.; GOLDRING, Roland; BUCK, S. Garry. Ichnofabrics containing *Ophiomorpha*: significance in shallow-water facies interpretation. **Journal of the Geological Society**. v. 150, p. 149-164, 1993.
- POUPEAU, Gerard; RIVERA, A; SOLIANI, Jr. Enio; VASCONCELLOS, Marina B. A. Datação por termoluminescência de depósitos arenosos costeiros do Rio Grande do Sul: resultados e implicações. In: **Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, v. 2, Anais, p. 403, 1985.
- POUPEAU, Gerard; SOLIANI, Jr. Enio; RIVERA, A.; LOSS, Eloy L.; VASCONCELLOS, Marina B. A. Datação por termoluminescência de alguns depósitos arenosos costeiros do último ciclo climático, no nordeste do Rio Grande do Sul. **Pesquisas**. v. 2, p. 25-47, 1988.
- REISON, Gerry E. Facies Models 6. Barrier Island Systems In: WALKER, Roger G. (Ed.) **Facies Models**. Ontario, Canada. 1979, p. 57-74.
- REISON, Gerry E. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: WALKER, Roger. G.; JAMES Noel P. (Eds.). **Facies Model, response to sea level changes**. Ontário, Ainsworth. 1992, p.179-194.
- SCHWARTZ, Maurice L. The Multiple Causality of Barrier Islands. **Journal of Geology**, v. 79, p. 91-94, 1971.
- SHORT, Andrew D. Beaches. In: SHORT Andrew D. (Ed.) **Handbook of beach and shoreface morphodynamics**. Chichester, 1999, p.1-20.
- SHORT, Andrew D.; HESP, Patrick A. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. **Marine Geology**, v. 48, p. 259-284, 1982.
- SILVA, Cleverson G.; PATCHINEELAM, Soraya M.; NETO, José A. B., PONZI, Vera R. A. Ambientes de sedimentação costeira e processos morfodinâmicos atuantes na linha de costa. In: NETO, José A. B.; PONZI, Vera R. A.; SICHEL, Susanna. E. (Orgs.) **Introdução à geologia marinha**. Rio de Janeiro, Interciência, p.175-218, 2004.
- SOUZA, Maria C. 2012. **Sistemas Costeiros Clásticos Dominados por Ondas**. Disponível em: <http://www.geologia.ufpr.br/graduacao/deposicionais/sistemasclasticosondas.pdf>.

2012. Acesso em 19 abr. 2012.

- SOUZA, Celia Regina de G.; FILHO, Pedro W. M. S.; ESTEVES, Luciana S.; VITAL Helenice; DILLENBURG, Sergio R.; PATCHINEELAM, Soraya M.; ADDAD, João E. Praias arenosas e erosão costeira. In: SOUZA, Celia Regina de G., SUGUIO, Kenitiro; SANTOS, Antonio M.; OLIVEIRA, Paulo E. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto, São Paulo, p.130-152, 2005.
- SUGUIO, Kenitiro; MARTIN, Louis. Classificação de costas e evolução geológica das planícies litorâneas quaternárias do sudeste e sul do Brasil. In: ACIESP, **2º Simpósio sobre Ecossistemas da costa sul e sudeste brasileira**, Anais, v. 3, p. 185-205, 1987.
- SUGUIO, Kenitiro; MARTIN, Louis; BITTENCOURT, Abílio C. S. P., DOMINGUEZ, José M. L.; FLEXOR, Jean Marie, AZEVEDO, Antonio E. G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 15, n. 4, p. 273-286.
- TABAJARA, Luiz L.; MARTINS, Luiz R. Classificação Textural de Sedimentos Praiais e a Relação com os Processos Morfogenéticos Eólicos e Marinhos. **Gravel**, v. 4, p. 99-107, 2006.
- TAGGART, Bruce E.; SCHWARTZ, Maurice L. Net shore-drift direction determination: a systematic approach. **Journal of Shoreline Management**, v. 3, n. 4, p. 285-309, 1988.
- TOLDO, Jr Elírio E.; DILLENBURG, Sergio R.; ALMEIDA, Luiz E. S. B.; TABAJARA, Luiz L.; MARTINS, Luiz R.; CUNHA, Luis O. B. P. Parâmetros morfodinâmico da praia de Imbé, RS. **Pesquisas**, v. 20, n. 1, p. 27-32, 1993.
- TOLDO, Jr Elírio E.; ALMEIDA, Luiz E. S. B.; MARTINS, Luiz R.; GRUBER, Nelson L. S.; BARROS, Carla E.; NICOLODI, João L.; FARINA, Leandro; NUNES, José C. Hidrodinâmica e Sedimentologia das Praias Oceânicas do Rio Grande do Sul. In: IANNUZZI Roberto; FRANTZ, José C. (Eds.) **50 anos de Geologia**. Instituto de Geociências, Porto Alegre, p. 299-315, 2007.
- TOMAZELLI, Luiz J. Contribuição ao conhecimento das fácies de ambiente praias a partir de elementos do Pleistoceno Costeiro do Rio Grande do Sul. In: **SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA**. Florianópolis, 2, Anais, p. 375-406, 1985.
- TOMAZELLI, Luiz J. O Regime de Ventos e a Taxa de Migração das Dunas Eólicas Costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas**, v. 20, n. 1, p. 18-26, 1993.
- TOMAZELLI, Luiz J.; DILLENBURG, Sergio R. O uso do registro geológico e geomorfológico na avaliação da erosão de longo prazo na costa do Rio Grande do Sul. **Geosul**, v. 14, n. 27, p. 47-53, 1998.
- TOMAZELLI, Luiz J.; DILLENBURG, Sergio R. Sedimentary facies and stratigraphy of a last interglacial coastal barrier in south Brazil. **Marine Geology**, v. 244, p. 33-

45, 2007.

- TOMAZELLI, Luiz J.; VILLWOCK, Jorge A. Geologia do Sistema Lagunar Holocênico do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas**, v. 18, n.1, p.13-24, 1991.
- TOMAZELLI, Luiz J.; VILLWOCK, Jorge A. Considerações Sobre o Ambiente Praial e a Deriva Litorânea de Sedimentos ao Longo do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas**, v. 19, n.1, p. 3-12, 1992.
- TOMAZELLI, Luiz J.; VILLWOCK, Jorge A. O Cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da Planície Costeira. In: HOLZ Michael; DE ROS Luiz F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 375-406, 2000.
- TOMAZELLI, Luiz J.; VILLWOCK, Jorge A. Mapeamento Geológico de Planícies Costeiras: o Exemplo da Costa do Rio Grande do Sul. **Gravel**, v. 3, p. 109-115, 2005.
- TOMAZELLI, Luiz J.; VILLWOCK, Jorge A.; LOSS, Eloy L.; DEHNHARDT, Ely A. 1982. Caracterização de um ambiente praial pleistocênico na província costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, v. 4, Anais, p. 1514-1523, 1982.
- TOMAZELLI, Luiz J.; VILLWOCK, Jorge A.; LOSS, Eloy L.; DEHNHARDT, Ely A. Aspectos da geomorfologia costeira da região de Osório - Tramandaí, Rio Grande do Sul. In: **ABEQUA**, Congresso. Porto Alegre, p. 141-153, 1987.
- TOMAZELLI, Luiz J.; DILLENBURG, Sergio R.; VILLWOCK, Jorge A.; BARBOZA, Eduardo G; BUCHMAN, Francisco S. C. Estratigrafia da Barreira III, Pleistoceno Superior da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. In: **ABEQUA**, Mudanças Globais e o Quaternário, Boletim de Resumos, p. 91-92, 2001.
- TOMAZELLI, Luiz J.; DILLENBURG, Sergio R.; VILLWOCK, Jorge A.; BARBOZA, Eduardo G; BACHI, Flávio A., DEHNHARDT, Beatriz A., ROSA, Maria Luiza C. C. Sistemas deposicionais e evolução geológica da planície costeira do Rio Grande do Sul: uma síntese. In: IANNUZZI, Roberto; FRANTZ José C. (Eds.) **50 anos de Geologia**. Instituto de Geociências, Porto Alegre, p., 327-339, 2007.
- TRAVESSAS, Felipe A.; DILLENBURG, Sérgio R.; CLEROT, Luiz C. P. Estratigrafia e Evolução da Barreira Holocênica do Rio Grande do Sul no Trecho Tramandaí - Cidreira. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 57, p. 57-73, 2005.
- URIEN, Carlos M.; MARTINS, Luiz R. **Structural and physiographic map eastern south america and western south atlantic**. Porto Alegre, CECO/UFRGS, Série Mapas 3, 1978.
- VILLWOCK, Jorge A. **Contribuição a Geologia do Holoceno da Província Costeira do Rio Grande do Sul, BR**. 1972, 113 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - - Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio

Grande do Sul – UFRGS.

- VILLWOCK, Jorge A. Geology of the coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A Synthesis. **Pesquisas**, v. 16, p. 5-49, 1984.
- VILLWOCK, Jorge A. A Costa Brasileira: Geologia e Evolução. Porto Alegre, CECO/IG/UFRGS. **Notas Técnicas**, v. 7, p. 38-49, 1994.
- VILLWOCK, Jorge A.; TOMAZELLI Luiz J. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. CECO/IG/UFRGS, **Notas Técnicas**, v. 8, p. 1-45, 1995.
- VILLWOCK, Jorge A.; TOMAZELLI Luiz J.; LOSS Eloy L., DEHNHARDT, Ely A., HORN, Filho Norberto O., BACHI, Flávio A., DEHNHARDT, Beatriz A. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: RABASA, Jorge. (Ed.). **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**. A. A. Balkema, Rotterdam, v.4, p.79-97, 1986.
- WALKER, Roger G. 1979. Shallow marine sands. In: WALKER, Roger G. (Ed.), **Facies Models**. Geol. Assoc. Canada, Reprint Series, Geoscience Canada, 1: 75-90.
- WALKER, Roger G., SOUTHARD, John B.; HARMS, John. C. (Eds.). Stratification and sequence in prograding shoreline deposits. In: **Structures and Sequences in Clastic Rocks**. Oklahoma. 1982, p. 7-1 - 7-22.
- WRIGHT, Lynn D.; SHORT, A. D. 1984. Morphodynamics variability of surf zones in Australia. In: Komar (Ed.). Handbook of coastal processes and erosion. CRC Press, Boca Raton, Florida. p. 35-64.
- WRIGHT, Lynn D.; SHORT, Andrew D. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. **Marine Geology**, v. 56, p. 93-118, 1984.
- WRIGHT, Lynn D.; SHORT, Andrew D. Short term changes in the morphodynamics states of beaches and surf zones: An empirical predictive model. **Marine Geology**, v. 62, p. 339-364, 1985.
- WRIGHT, Lynn D.; GUZA, Robert T.; SHORT, Andrew D. Dynamics of a high energy dissipative surf zone. **Marine Geology**, v. 45, p. 41-62, 1982.