

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**Mapeamento e Caracterização dos Depósitos em  
Subsuperfície do Setor Meridional da  
Planície Costeira Sul de Santa Catarina**

**Anderson Biancini da Silva**

**ORIENTADOR: Prof. Dr. Eduardo Guimarães Barboza**

**SUPERVISORA: Geól. MSc. Maria Luiza Correa da Camara Rosa**

**COMISSÃO EXAMINADORA:**

**Luiz José Tomazelli**

**Sérgio Rebello Dillenburg**

**COMISSÃO DOS PROJETOS TEMÁTICOS:**

**Andrea Ritter Jelinek**

**Marcus Vinícius Dorneles Remus**

**Rualdo Menegat**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Geólogo.

Porto Alegre, Dezembro de 2009

Silva, Anderson Biancini da  
Mapeamento e caracterização dos depósitos em  
subsuperfície do setor meridional da planície costeira sul  
de Santa Catarina. / Anderson Biancini da Silva. - Porto  
Alegre : IGEO/UFRGS, 2009.  
[66 f]. il.

Trabalho de Conclusão do Curso (Graduação). -  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de  
Geociências. Curso de Geologia. Porto Alegre, RS - BR,  
2009.

Orientação: Prof. Dr. Eduardo Guimarães Barboza  
Supervisora: Msc. Maria Luiza Correa da Camara  
Rosa

1. Holoceno. 2. Georadar. 3. Estratigrafia. I. Título.

---

Catálogo na Publicação  
Biblioteca Geociências - UFRGS  
Miriam Alves CRB 10/1947

## RESUMO

Na Planície Costeira Sul de Santa Catarina, entre o rio Mampituba e o norte da lagoa do Sombrio encontram-se depósitos costeiros gerados por transgressões e regressões da linha de costa no Quaternário. Em termos evolutivos os sistemas deposicionais costeiros são semelhantes aos encontrados na Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Este estudo tem como objetivos o mapeamento das feições geológicas e geomorfológicas presentes e a caracterização da estratigrafia dos depósitos sedimentares em subsuperfície. Para tanto, foram integrados dados de Sensoriamento Remoto, de Geomorfologia, de Geofísica (radar de penetração do solo - GPR) e de mapas geológicos pré-existentes. Partindo da premissa que as curvas de variação relativa do nível do mar possam diferenciar depósitos pleistocênicos de holocênicos foram integradas ferramentas que auxiliaram identificar estas unidades. Nas seções obtidas com o GPR foram identificadas estruturas de sistemas deposicionais progradantes, gerados em ambientes subaquosos. Através desses dados foi possível propor um paleonível do mar a partir de estruturas sedimentares identificadas nos depósitos em subsuperfície. De acordo com os dados altimétricos, geofísicos e geomorfológicos nenhum evento transgressivo com cotas relativas ao último máximo transgressivo pleistocênico foi identificado no setor leste da lagoa do Sombrio. Dessa forma, a área de estudo foi caracterizada como um sistema costeiro holocênico progradacional, formado por um paleocampo de dunas recobrimdo parte dos cordões litorâneos regressivos (*foredune ridges*) e por um campo de dunas transgressivo (*transgressive dunefield*) junto à linha de costa.

Palavras chaves: Holoceno, GPR, Estratigrafia.

## ABSTRACT

In the south of Santa Catarina Coastal Plain, between the Mampituba river and north Sombrio lagoon are coastal deposits generated by transgressions and regressions of the shoreline in the Quaternary. In evolutionary terms the coastal depositional systems are similar to those found in the of Rio Grande do Sul coastal plain. This study aims to map the geological and geomorphological features present the characterization of the stratigraphy of the sedimentary subsurface. Therefore, data were integrated Remote Sensing of Geomorphology, Geophysics (ground penetrating radar - GPR) and geological maps pre-existing. Assuming that the curves of relative variation in sea level can differentiate Pleistocene to Holocene deposits have been integrated tools that helped identify these units. In sections obtained from the GPR were identified structures of prograding depositional systems, generated in subaqueous environments. Through these data it was possible to propose a palaeo-sea level from structures identified in the sedimentary deposits in the subsurface. According to the altimetric data, geophysical and geomorphological transgressive event with no quotas for the last Pleistocene transgressive maximum was identified in the eastern sector of the Sombrio lagoon. Thus, the study area was characterized as a coastal Holocene progradational system, consisting of a palaeodune covering of the foredune ridges and a transgressive dunefield along the coastline.

Keywords: Holocene, GPR, Stratigraphy.



## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área com os principais acessos e corpos d'água..	10
Figura 2: Perfil esquemático transversal aos sistemas deposicionais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (modificada de Tomazelli & Villwock, 2000). Os sistemas laguna/barreira III e IV são identificados na área de estudo.....	13
Figura 3: Mapa geológico modificado de Martin <i>et al.</i> (1988). Neste podemos observar depósitos holocênicos a leste, e pleistocênicos a oeste da lagoa do Sombrio.....	14
Figura 4: Exemplo de uma colina de rochas da Bacia do Paraná, isoladas entre os sedimentos quaternários. Este é conhecido como “morro dos Macacos”, localizado a sul da lagoa do Sombrio.....	15
Figura 5: Campo de dunas transgressivo localizado a leste da lagoa do Sombrio, próximo ao município de Passo de Torres junto a linha de costa..	15
Figura 6: Arenitos da Formação Botucatu, escavados em um paleonível do mar mais elevado que o atual (Pleistoceno – barreira III).....	16
Figura 7: Ao centro da foto podemos observar a “barrinha” que une a lagoa do Sombrio com o rio Mampituba.....	17
Figura 8: Braço morto do rio Mampituba. Ao fundo podemos observar a cidade de Torres.....	17
Figura 9: Estágios isotópicos de oxigênio para os últimos 800.000 anos. Os números ímpares representam períodos interglaciais (mar alto) e os números pares períodos glaciais (mar baixo). Os sistemas laguna/barreira III e IV são correlacionados aos dois últimos picos da curva (modificado de Imbrie <i>et al.</i> , 1984 <i>apud</i> Villwock & Tomazelli, 1995).....	20
Figura 10: Curva de variação do nível mar durante último máximo transgressivo para a região de Imbituba-Laguna em Santa Catarina. (modificado de Angulo <i>et al.</i> , 2006) região de Imbituba-Laguna em Santa Catarina. (modificado de Angulo <i>et al.</i> , 2006). .....	20
Figura 11: Modelo ideal da feição de terracamento; (AC) escarpa erosiva, (BC) plataforma de terracamento, e (BDE) cunha de sedimentação (mod. de Fairbridge, 1968).....	21
Figura 12: Foto da área de estudo onde se observa uma feição de terracamento, superfícies aplainadas limitadas por escarpas.....	21
Figura 13: Perfil de GPR perpendicular a linha da Praia da Pinheira – SC (Barboza <i>et al.</i> , 2009). Nesta seção, são identificados depósitos holocênicos correspondentes ao sistema praias. ....	22

- Figura 14: A) Recorte processado da imagem Landsat 7, sensor ETM+ – banda 8. B) Recorte processado da imagem Landsat 7, sensor ETM+ – R3G2B1 fusionado com a banda 8. .... 24
- Figura 15: A) Mosaico de imagens do Google Earth (2004). B) Recorte processado da imagem Landsat 5, sensor TM - R3G2B1 (1986). Nestas podemos observar a diferença de resolução espacial entre as duas imagens. .... 25
- Figura 16: Através de fotografias aéreas de datas antigas é possível observar feições que são mascaradas pela urbanização atual. .... 26
- Figura 17: Relevo ondulado em segundo plano na fotografia. Essa morfologia é correlacionada a paleotopografia de um campo de dunas. .... 27
- Figura 18: Morfologia de crista e cavas. Estas são correlacionadas a paleotopografia de cordões de dunas frontais (*foredune ridges*). .... 27
- Figura 19: Superfícies bastante aplainadas são características dos terraços lagunares. .... 28
- Figura 20: Esquema do funcionamento do DGPS: antena capta os sinais de GPS e calcula seu erro com base em uma estação de referência. Também pode realizar a correção diferencial em tempo real através dos radiofaróis. 29
- Figura 21: Antena utilizada na aquisição dos dados. Essa é composta por uma caixa blindada (vermelha) a qual possui internamente uma antena transmissora e outra receptora. O sistema de aquisição foi baseado na distância percorrida, através de um odômetro conectado a uma roda junto à caixa. .... 31
- Figura 22: Durante a aquisição dos dados, a caixa com as antenas é conectada por um cabo (na fotografia à esquerda) a unidade controladora (na fotografia à direita). Nesta unidade visualizam-se os dados em tempo real. .... 31
- Figura 23: Antena do GPR foi fixada ao veículo para otimizar a aquisição dos dados. .... 32
- Figura 24: Arranjo *Common off-set* utilizado na aquisição dos dados de GPR. As antenas transmissora e receptora mantêm-se a uma distância fixa durante o deslocamento. .... 33
- Figura 25: A) Dado bruto sem correção. Nesta se observa uma superfície plana sobre a seção, a qual não representa a topografia correta do terreno. B) Dado pós-processamento. Na distância 280 da seção observa-se um alto no terreno, o qual modifica a inclinação dos refletores. Esta seção representa a profundidade e morfologia real dos refletores. .... 34
- Figura 26: A) Esquema dos padrões de terminação de refletores. B) Esquema de padrões de configuração interna dos refletores (modificado de Mitchum Jr. *et al.*, 1977). Estes foram utilizados nas interpretações das seções de GPR. .... 35

- Figura 27: Recorte processado da imagem Landsat sensor ETM+ - R7G4B2. Os sistemas deposicionais costeiros do litoral norte do RS (Dillenburg *et al.*, 2000) são semelhantes aos observados na área de estudo. .... 37
- Figura 28: À esquerda recorte processado da imagem SPOT, onde é possível identificar o terraço mapeado e a localização das fotografias. No plano de fundo da fotografia "A" observa-se a escarpa que limita este terraço. Na fotografia "B" observa-se uma superfície bastante aplainada, característica dos terraços lagunares. .... 38
- Figura 29: À direita recorte processado da imagem Landsat ETM+ - banda 4, onde se observa a crista que limita a segunda feição de terraceamento e a localização das fotos. Normalmente se visualiza um alinhamento de figueiras sobre esta crista. .... 39
- Figura 30: À direita recorte processado da imagem SPOT onde se observa o limite oeste do paleocampo de dunas e a localização das fotografias. Na fotografia "A" observa-se a paleoduna que limita o primeiro terraço mapeado. Na fotografia "B" as paleodunas localizadas mais próximas ao rio Mampituba. .... 40
- Figura 31: Fotografia aérea da área de estudo. Nas setas vermelhas é possível observar dunas recobrando os cordões litorâneos regressivos. .... 41
- Figura 32: A) Recorte processado da imagem SPOT, onde se observa a divisão de setores conforme a diferença no espaçamento dos cordões de dunas frontais. B) Detalhe da imagem SPOT: cristas com tonalidades mais claras e cavas mais escuras. C) Fotografia do setor externo (cristas espaçadas). D) Fotografia do setor interno (cristas próximas). .... 42
- Figura 33: A esquerda recorte processado da imagem Spot, onde se observa dunas de precipitação identificadas e localização da foto. Na foto a direita se visualiza dunas de precipitação que limitam a oeste, os cordões de dunas frontais e a leste, o campo de dunas transgressivo. .... 43
- Figura 34: A) Recorte processado da imagem SPOT com a delimitação da unidade do campo de dunas transgressivo. B) Observação das dunas ativas. C) À direita da fotografia ocorre uma planície de deflação D) A presença de sangradouros também foi constatada neste setor. E) Dunas completamente vegetadas também são observadas. .... 44
- Figura 35: A esquerda recorte processado da imagem SPOT com as feições de canais mapeados e a localização da fotografia. Estes canais truncam as unidades descritas anteriormente. .... 45
- Figura 36: Recorte processado da imagem SPOT, onde é possível observar cordões paralelos a costa no litoral norte do RS. .... 47
- Figura 37: Nas setas observa-se o padrão de inclinação geral dos refletores em direção a bacia (*downlap*). .... 49
- Figura 38: Configuração interna dos refletores, modificada de Mitchum Jr. *et al.* (1977). As configurações progradantes são similares as identificados nas seções de GPR. .... 49

Figura 39: Localização da seção analisada junto aos cordões regressivos ( <i>foredune ridges</i> ) próximos à Passo de Torres-SC. ....	50
Figura 40: A) Seção de GPR selecionada sem interpretação. B) Interpretação da seção com a delimitação das radarfácies. Rf = radarfácies. ....	51
Figura 41: A) Diferentes padrões das radarfácies delimitadas. B) Ambientes os quais as radarfácies foram correlacionadas. ....	52
Figura 42: Diferentes níveis de ação de ondas (modificado de Reading, 1986). A Rf C pode estar associada a um nível base de ação de ondas normais e a Rf D pode estar associada a um nível base de ação de ondas de tempestade. ....	52
Figura 43: Detalhe da radarfácies (Rf D) é possível observar refletores com forma côncava - convexa muito similar a estruturas do tipo <i>hummocky</i> . Estes possuem espessura em torno de 1 m e extensão lateral que varia entre 2 e 10 m de comprimento. ....	53
Figura 44: Estrutura do tipo <i>hummocky</i> descrita na literatura (modificada de Walker, 1979). Estas são muito similares as estruturas identificadas na seção de GPR. ....	54
Figura 45: Fotografia representativa do perfil praiar na área de estudo. Observam-se os diferentes ambientes que foram correlacionados com as radarfácies identificadas. ....	54
Figura 46: Principais componentes de um perfil praiar esquemático modificado de Walker & Plint (1992), correlacionáveis com as radarfácies analisadas no registro do GPR. ....	55
Figura 47: Seção de GPR analisada, onde observamos a base da radarfácies (Rf A) que corresponde ao pé da duna frontal. ....	56
Figura 48: Figura esquemática de como a diferença de nível, entre o pé da duna frontal e a linha de máximo espraiamento da onda. ....	57
Figura 49: Esquema de como a cota do terreno e a profundidade do paleonível do mar foi estimada. ....	57
Figura 50: Esboço de curva das variações holocênicas do nível relativo do mar na costa do Rio grande do Sul (Tomazelli & Villwock, 1989), região adjacente a área de estudo. ....	58

## SUMÁRIO

RESUMO .....	i
ABSTRACT .....	ii
ÍNDICE DE FIGURAS.....	iii
SUMÁRIO .....	vii
1. INTRODUÇÃO.....	8
1.1 Considerações iniciais .....	8
1.2 Localização e vias de acesso .....	9
1.3 Trabalhos anteriores .....	9
1.4 Justificativa e Objetivos .....	11
2. GEOLOGIA E CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA ÁREA .....	12
2.1 Contexto Geológico .....	12
2.2 Hidrografia .....	16
2.3 Clima .....	18
2.4 Marés, Ventos, Ondulação e Correntes.....	18
3. PREMISSAS .....	19
4. MÉTODOS .....	23
4.1 Sensoriamento Remoto .....	23
4.2 Caracterização Geomorfológica.....	26
4.3 Levantamento Altimétrico dos Sistemas Depositionais Costeiros... 28	
4.4 Caracterização Estratigráfica.....	30
4.5 Princípios da Sismoestratigrafia .....	35
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES .....	36
5.1 Mapeamento Geológico e Geomorfológico .....	36
5.2 Análise do Mapeamento .....	45
5.3 Comparações com a Planície Costeira Norte do RS.....	46
5.4 Caracterização dos depósitos em subsuperfície.....	48
5.5 Proposta de um Exercício para Estimar o Paleonível do Mar.....	56
5.6 Análise do Exercício .....	58
6. CONCLUSÕES .....	59
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	61

## **1. INTRODUÇÃO**

### **1.1 Considerações iniciais**

A Planície Costeira Sul de Santa Catarina é formada por depósitos que representam antigos sistemas deposicionais costeiros, os quais encontram-se preservados em sua morfologia. Esses depósitos podem ser correlacionados àqueles definidos por Villwock & Tomazelli (1995) e Tomazelli & Villwock, (2000) na Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

Os trabalhos de caracterização dos sistemas laguna/barreira na Planície Costeira Sul de Santa Catarina são escassos. Assim, o presente estudo contribui para um melhor entendimento evolutivo da região. Para tanto, foram utilizados dados de Sensoriamento Remoto, de Geomorfologia, de Geofísica (radar de penetração do solo - GPR) e de mapas geológicos pré-existentes.

Partindo da premissa que cotas altimétricas possam diferenciar depósitos pleistocênicos de holocênicos, foram integradas ferramentas, que auxiliaram na separação das unidades identificadas. Assim, este estudo apresenta um mapeamento das feições geológicas e geomorfológicas presentes, suas variações altimétricas e sua correlação com as variações do nível do mar. Além do mapeamento de superfície, os depósitos sedimentares foram identificados em subsuperfície com método geofísico do GPR.

Este estudo também propõe um exercício da estimativa do paleonível do mar durante a construção dos cordões litorâneos encontrados na área. Esta estimativa foi realizada com base na gênese dos depósitos caracterizados em subsuperfície.

## **1.2 Localização e vias de acesso**

A área de estudo localiza-se na porção meridional da Planície Costeira Sul de Santa Catarina. A mesma é delimitada pelas coordenadas geográficas 29°08' e 29°20' de latitude sul e de 49°46' e 49°36' de longitude oeste. As cartas topográficas que compõem a área de estudo são: Sombrio (em quase toda sua totalidade), Praia Grande, Torres e Três Cachoeiras (Fig. 1).

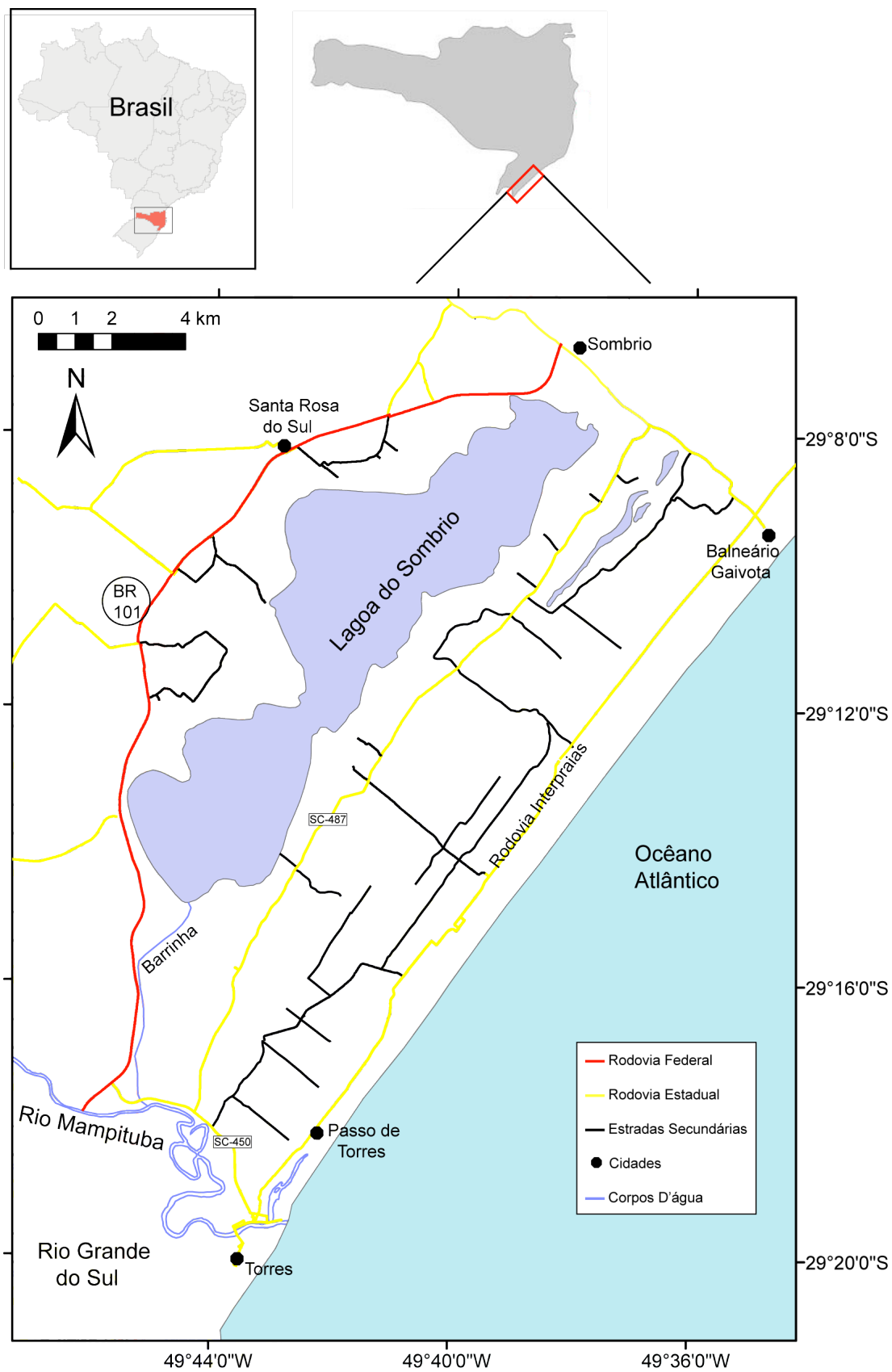
Ao sul, o limite se faz através do rio Mampituba, a oeste a rodovia BR-101, e ao norte o município de Balneário Gaivota. As principais vias que permitem a circulação na área são: Interpraias, SC 450 e SC 487. Existem ainda acessos por estradas secundárias sem pavimentação.

## **1.3 Trabalhos anteriores**

O número de trabalhos precedentes abordando a descrição geológica e geomorfológica do sistema laguna/barreira na região de estudo carece de detalhamento.

Martins *et al.* (1988) descreve de uma forma ampla a geologia geral do Quaternário costeiro, no estado de Santa Catarina, através de um mapa geológico e um texto explicativo.

Diehl & Horn (1996) segmentam o litoral catarinense em diversos compartimentos, através de suas características geológicas e geomorfológicas. Porém as descrições são de caráter superficial, não detalhando as feições que compõem o sistema laguna/barreira.



**Figura 1:** Localização da área com os principais acessos e corpos d'água.



#### **1.4 Justificativa e Objetivos**

O pequeno número de trabalhos de detalhamento geológico e geomorfológico da Planície Costeira Sul de Santa Catarina, área na qual encontram-se importantes registros da evolução costeira, foi um fator determinante para a escolha da área de estudo.

Assim, para um melhor entendimento dos fatores que controlaram essa evolução, este trabalho propõe três objetivos principais:

- Mapear as feições geológicas e geomorfológicas presentes na área de estudo, suas variações altimétricas, e correlacionar estas com variações do nível do mar. Para quantificar esses registros foi utilizado um GPS de precisão apoiado em técnicas de Sensoriamento Remoto e observações de campo.

- Utilizar o método Geofísico do GPR para identificar depósitos sedimentares em subsuperfície. Dessa forma, caracterizar a estratigrafia e gênese dos mesmos.

- Sugerir um exercício de estimativa do paleonível do mar, a partir de estruturas sedimentares identificadas nos depósitos em subsuperfície.

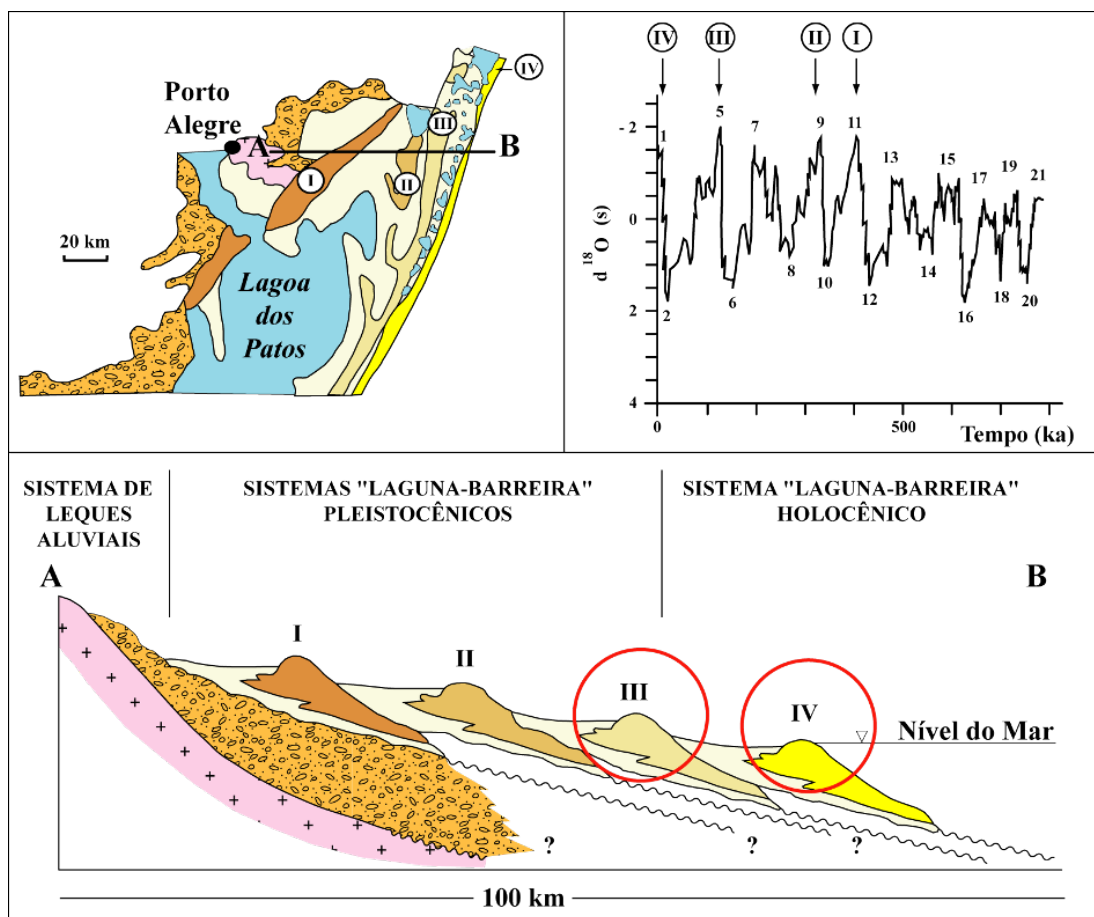
## 2. GEOLOGIA E CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA ÁREA

### 2.1 Contexto Geológico

A região de estudo está inserida em duas unidades geológicas principais: o Embasamento e a Bacia de Pelotas. O primeiro é constituído por rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná, e a segunda é uma bacia relacionada com eventos tectônicos que conduziram a abertura do Oceano Atlântico (Villwock & Tomazelli, 1995).

Ao sul da área de estudo, na Planície Costeira do Rio Grande do Sul, foram identificados quatro sistemas deposicionais do tipo laguna/barreira (Villwock, 1984; Villwock *et al.*, 1986; Villwock & Tomazelli, 1995; Tomazelli & Villwock, 2000), que evoluíram a partir dos eventos transgressivos-regressivos em resposta às variações do nível do mar durante o Quaternário. Cada uma dessas barreiras se originou no limite atingido por uma transgressão, tendo sido preservada após a regressão da linha de costa forçada por uma queda glácio-eustática do nível do mar.

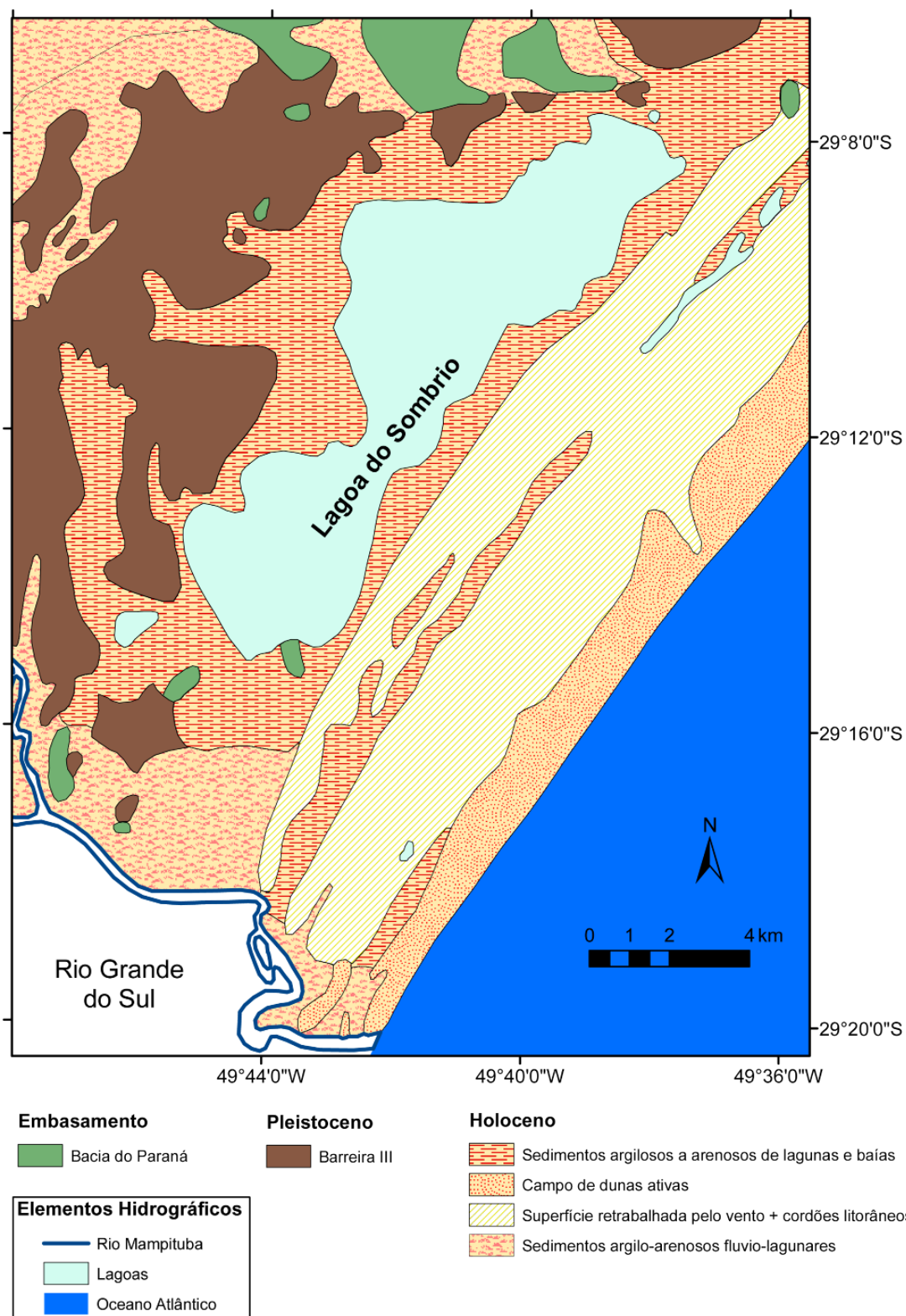
De acordo com Diehl & Horn (1996) os depósitos quaternários da Planície Costeira Sul de Santa Catarina são correlacionáveis aos sistemas deposicionais laguna/barreira III e IV, definidos para o estado do Rio Grande do Sul (Fig. 2).



**Figura 2:** Perfil esquemático transversal aos sistemas deposicionais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (modificada de Tomazelli & Villwock, 2000). Os sistemas laguna/barreira III e IV são identificados na área de estudo.

Segundo Martin *et al.* (1988) os depósitos holocênicos correspondentes a barreira IV encontram-se a leste da lagoa do Sombrio, e os depósitos pleistocênicos a oeste (Fig. 3). Ainda afloram na área colinas de rochas da Bacia do Paraná isoladas entre os depósitos sedimentares do Quaternário (Fig. 4).

Os depósitos holocênicos identificados são caracterizados principalmente por terraços lagunares, cordões litorâneos regressivos e por campos de dunas transgressivos (Fig.5).



**Figura 3:** Mapa geológico modificado de Martin *et al.* (1988). Neste podemos observar depósitos holocênicos a leste, e pleistocênicos a oeste da lagoa do Sombrio.



---

**Figura 4:** Exemplo de uma colina de rochas da Bacia do Paraná, isoladas entre os sedimentos quaternários. Este é conhecido como “morro dos Macacos”, localizado a sul da lagoa do Sombrio.



---

**Figura 5:** Campo de dunas transgressivo localizado a leste da lagoa do Sombrio, próximo ao município de Passo de Torres junto à linha de costa.



Na região noroeste da área afloram arenitos da Formação Botucatu (Bacia do Paraná). Nesses arenitos encontram-se grutas, as quais foram escavadas pela ação de ondas durante um nível de mar mais elevado (Fig. 6). Este nível é correlacionado a formação da barreira III (Pleistoceno).



**Figura 6:** Arenitos da Formação Botucatu, escavados em um paleonível do mar mais elevado que o atual (Pleistoceno – barreira III).

## 2.2 Hidrografia

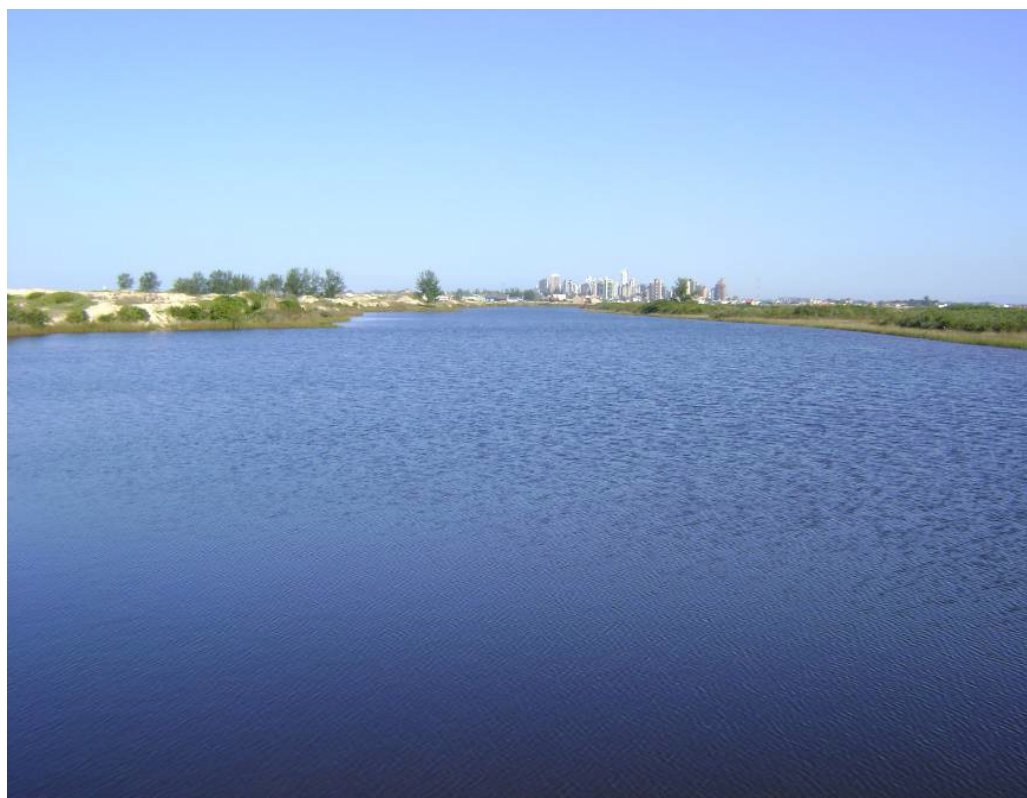
A lagoa do Sombrio é o principal corpo lagunar presente na área de estudo, sendo esta a de maior extensão do estado de Santa Catarina. Ao sul a lagoa do Sombrio tem conexão, através da chamada “barrinha” (Fig. 7) com o rio Mampituba, que por sua vez tem conexão com o mar.

Também é observado na região um braço morto, devido a retificação do rio Mampituba com a construção dos molhes, nas proximidades da cidade de Passo de Torres (Fig. 8).



---

**Figura 7:** Ao centro da foto podemos observar a “barrinha” que une a lagoa do Sombrio com o rio Mampituba.



---

**Figura 8:** Braço morto do rio Mampituba. Ao fundo observa-se a cidade de Torres.

### 2.3 Clima

O clima da região sul catarinense segundo Nimer (1979), caracteriza-se como mesotérmico úmido, com umidade relativa média do ar em torno de 82,1%. A temperatura média anual é de 19,1°C, permanecendo a temperatura média das máximas de 24,6°C e das mínimas de 14°C. As maiores temperaturas ocorrem próximo ao litoral, diminuindo gradativamente em direção a oeste.

O litoral catarinense de acordo com Diehl & Horn (1996) tem influência do Anticiclone do Atlântico e do Anticiclone Migratório Polar Atlântico. O primeiro constitui-se na fonte geradora da Massa Tropical Atlântica e o segundo da Massa Polar Atlântica. A Frente Polar Atlântica, resultado do contato entre as duas massas é a responsável por parte da precipitação do litoral, controlada pela presença da Serra do Mar, das serras do Leste Catarinense e da Serra Geral (área de estudo). As precipitações totais anuais são maiores no litoral norte 1.800 mm e menores a sul. 1.400 mm (área de estudo).

### 2.4 Marés, Ventos, Ondulação e Correntes

A costa de Santa Catarina apresenta uma amplitude de maré inferior a 2 m, típico de regime de micromarés (Horn *et al.*, 2004). Devido à área de estudo ser adjacente a Planície Costeira Norte do Rio Grande do Sul, a amplitude de maré se aproxima mais da planície gaúcha, com valores que não ultrapassam 0,5 m. Assim a porção meridional da Planície Costeira de Santa Catarina se insere em uma costa dominada por ondas.

As ondulações são geradas principalmente pelos ventos de sudeste do cinturão subpolar do Atlântico sul, e as correntes litorâneas propiciam uma deriva resultante de nordeste. Os ventos predominantes são originados de nordeste, sudoeste e sudeste, responsáveis pela configuração das dunas litorâneas pretéritas e atuais (Horn *et al.*, 2004).



### 3. PREMISSAS

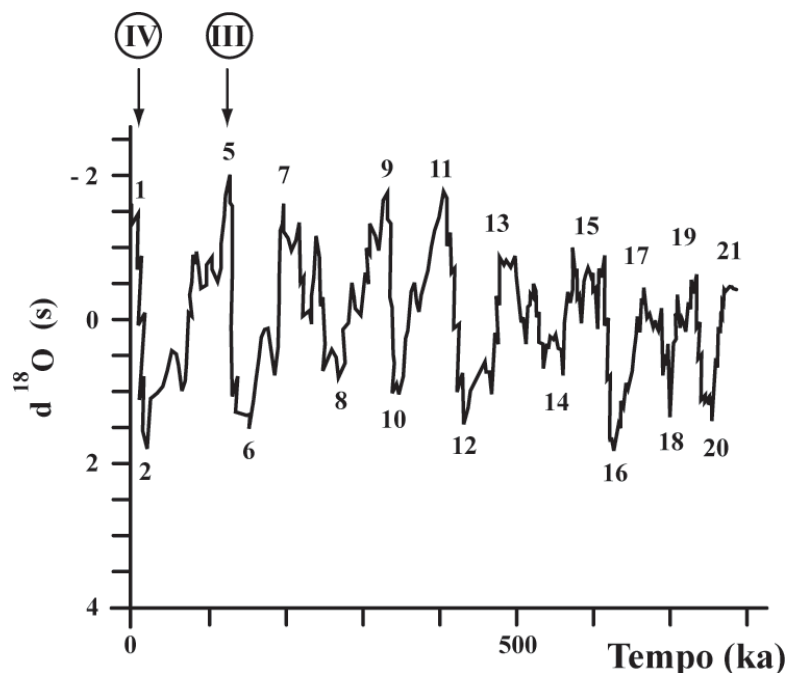
Foram consideradas três premissas que serviram de embasamento para realização deste trabalho:

1ª) Tomando como base os valores das curvas de variação do nível do mar para diferenciar os depósitos pleistocênicos dos holocênicos:

- A Barreira III (pleistocênica) estudada por Tomazelli (1985) e por Tomazelli & Dillenburg (2007), na Planície Costeira do Rio Grande do Sul possui níveis com grande concentração de tubos fósseis de *Callichirus sp.* Esses icnofósseis marcam um paleonível do mar posicionado atualmente em cotas altimétricas em torno de 7 m. Segundo Tomazelli & Villwock (1991), a Barreira III pode ser correlacionada com depósitos marinhos arenosos estudados em outros setores da costa brasileira. Essa Barreira possui idade em torno de 120.000 anos AP, datada por Martin *et al.*, (1982) e pode ser correlacionada com o estágio isotópico do oxigênio 5e (Fig. 9) das curvas de Shackleton & Opdyke (1973) e Imbrie *et al.* (1984).

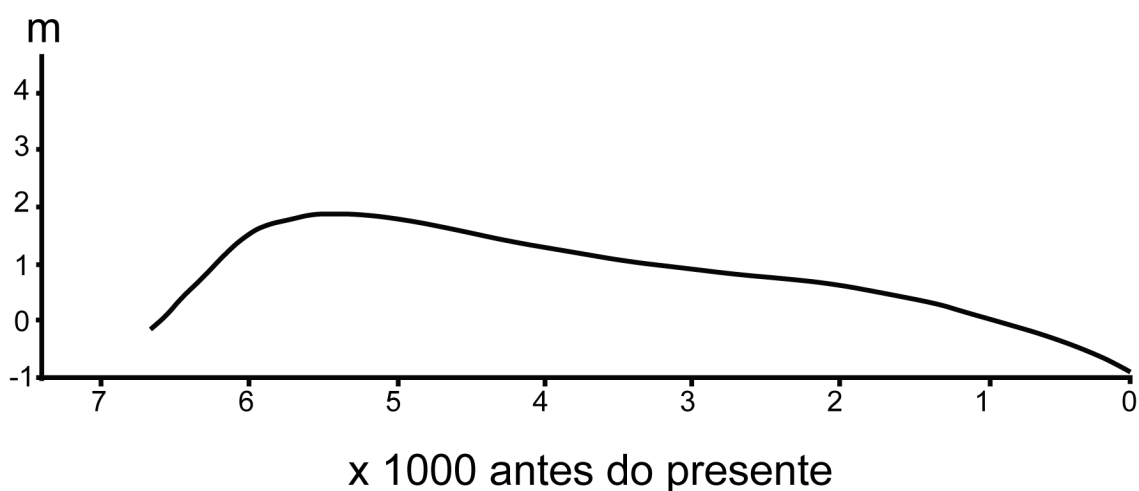
Portanto os depósitos sedimentares gerados em ambiente praias com cotas altimétricas em torno de 7 m podem ser associados a um paleonível do mar correlacionado com a formação do sistema Laguna-Barreira III.

Para o sistema laguna/barreira IV, correspondente aos depósitos mais recentes desenvolvidos no Holoceno em Imbituba/Laguna, Angulo *et al.* (1999) sugerem que a máxima elevação do nível do mar foi de 2 m acima do atual (Fig. 10). No litoral norte do Rio Grande do Sul, Dillenburg *et al.* (2004) identificaram uma altitude máxima de aproximadamente 4 m acima do nível atual. Essa identificação está relacionada as fácies praias durante a progradação, no intervalo de tempo entre 6.700 e 5.200 anos AP.



**Figura 9:** Estágios isotópicos de oxigênio para os últimos 800.000 anos. Os números ímpares representam períodos interglaciais (mar alto) e os números pares períodos glaciais (mar baixo). Os sistemas laguna/barreira III e IV são correlacionados aos dois últimos picos da curva (modificado de Imbrie *et al.*, 1984 *apud* Villwock & Tomazelli, 1995).

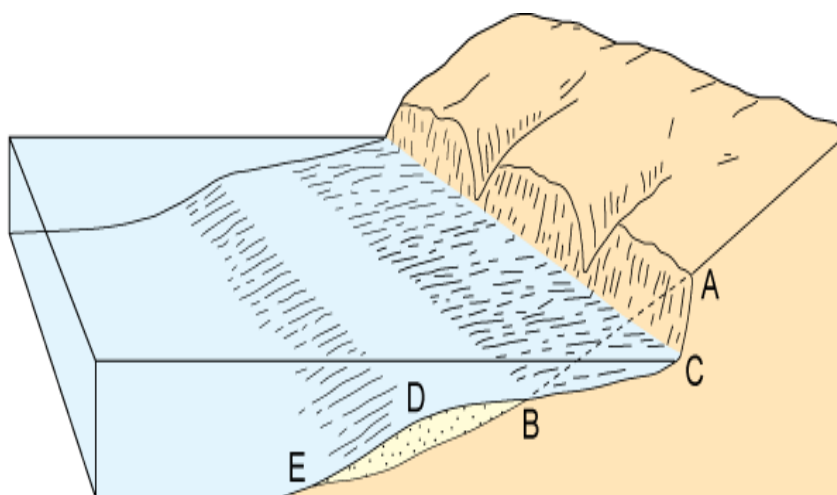
Portanto, depósitos gerados em ambientes praias com cotas altimétricas até 4 m podem ser correlacionados com o sistema holocênico.



**Figura 10:** Curva de variação do nível mar durante último máximo transgressivo para a região de Imbituba-Laguna em Santa Catarina. (modificado de Angulo *et al.*, 2006) região de Imbituba-Laguna em Santa Catarina. (modificado de Angulo *et al.*, 2006).

2ª) O reconhecimento de terraços lagunares:

- Eventos transgressivos podem ficar registrados como feições geomorfológicas de terraços junto a margens lagunares (Fig. 11). Esses terraços são superfícies aplainadas, limitadas lateralmente por escarpas formadas pela ação de ondas sobre a margem lagunar (Fig. 12)



**Figura 11:** Modelo ideal da feição de terracamento; (AC) escarpa erosiva, (BC) plataforma de terracamento, e (BDE) cunha de sedimentacao (modificado de Fairbridge, 1968).

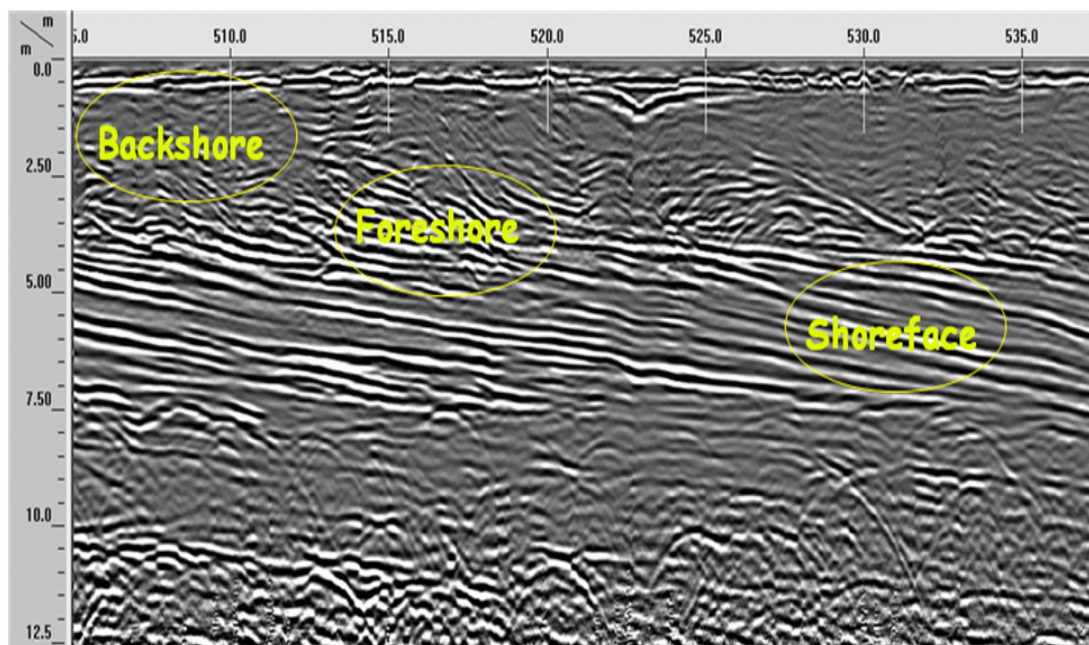


**Figura 12:** Foto da área de estudo onde se observa uma feição de terracamento, superfícies aplainadas limitadas por escarpas

O reconhecimento dessas feições indica paleoníveis cuja cota varia para cada evento, sendo estas associadas às variações do nível do mar. Dessa forma, as cotas altimétricas dos terraços também podem ser utilizadas como indicadores de níveis do mar pretéritos sendo correlacionadas com os eventos transgressivos conhecidos na literatura.

**3<sup>a</sup>)** Identificação de depósitos praias no registro em subsuperfície:

- Através de seções de GPR perpendiculares a linha de costa é possível identificar depósitos progradacionais (Fig. 13). Associando este registro com dados altimétricos de precisão pode-se estimar o paleonível do mar durante a sua deposição.



**Figura 13:** Perfil de GPR perpendicular a linha da Praia da Pinheira – SC (Barboza *et al.*, 2009). Nesta seção, são identificados depósitos holocênicos correspondentes ao sistema praias.

## **4. MÉTODOS**

Para o desenvolvimento do trabalho foi realizado inicialmente uma etapa pré-campo que constou na aquisição de: uma base cartográfica, fotografias aéreas, imagens de satélite, modelo digital de elevação do terreno (MDT) e mapas geológicos pré-existentes. Assim os melhores acessos e os principais alvos foram identificados para etapa de campo.

A caracterização geológica e geomorfológica da área foi apoiada por levantamentos altimétricos, através do uso de um GPS de precisão e os dados geofísicos foram adquiridos a partir do uso do GPR.

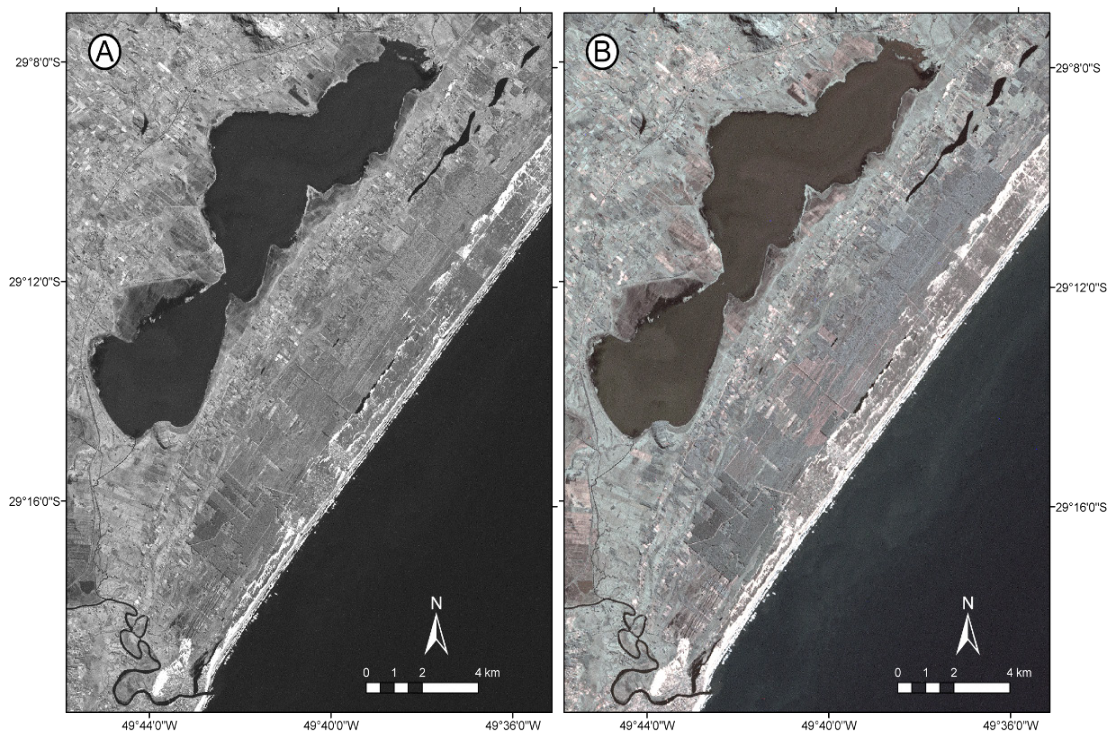
Todos os dados adquiridos foram processados e organizados na forma de um Sistema de Informações Geográficas (SIG), o qual permite análise e consulta dos dados de forma integrada.

### **4.1 Sensoriamento Remoto**

O primeiro contato com a área ocorreu através do sensoriamento remoto, proporcionando uma visão geral dos objetivos a serem alcançados e estabelecendo-se assim uma estratégia de coleta dos dados em campo. No trabalho pós-campo esta técnica foi muito utilizada para análise e interpretações das feições observadas no campo, proporcionando um reconhecimento das principais unidades que compõem o arcabouço geológico e geomorfológico da região.



Para execução deste trabalho foram utilizadas imagens do satélite Landsat 7, sensor ETM+, ano 2000, com bandas no espectro do visível e do infravermelho (1, 2, 3, 4, 5 e 7) as quais possuem resolução espacial de 28,5 m. Conjuntamente foi utilizada a banda pancromática (banda 8) do mesmo satélite, a qual possui resolução espacial de 14,5 m (Fig. 14).



**Figura 14:** A) Recorte processado da imagem Landsat 7, sensor ETM+ – banda 8. B) Recorte processado da imagem Landsat 7, sensor ETM+ – R3G2B1 fusionado com a banda 8.

Também foram utilizadas para comparações temporais as imagens do satélite Landsat 5, sensor TM, ano 1986 (bandas 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7) e do Landsat 3 sensor MSS 1 do ano 1980 (bandas 1, 2, 3 e 4). Essas imagens foram obtidas gratuitamente no site do *Earth Science Data Interface* - (ESDI, 2009).

Os processamentos executados consistiram de recortes na imagem de satélite, de ajustes de contraste, de correção do espalhamento atmosférico, composições coloridas e de melhora na resolução espacial das composições através da fusão com a banda 8 (Pancromática). As composições coloridas possibilitaram uma melhor observação e

discriminação entre os alvos. As imagens de satélite foram processadas no programa ENVI<sup>®</sup> 4.0.

Uma imagem do satélite SPOT 5, banda pancromática com resolução espacial de 2,5 m, do ano de 2005 também foi utilizada. Essa imagem auxiliou no mapeamento da área devido a sua resolução espacial ser superior a das imagens do satélite Landsat.

Um mosaico de imagens do Google Earth - Satélite QuickBird, também foi gerado e georreferenciado em um Sistema de Informações Geográficas (SIG) no programa ArcGIS<sup>®</sup> 9.3. Este procedimento também foi realizado com o intuito de se obter uma melhor resolução espacial (Fig. 15).



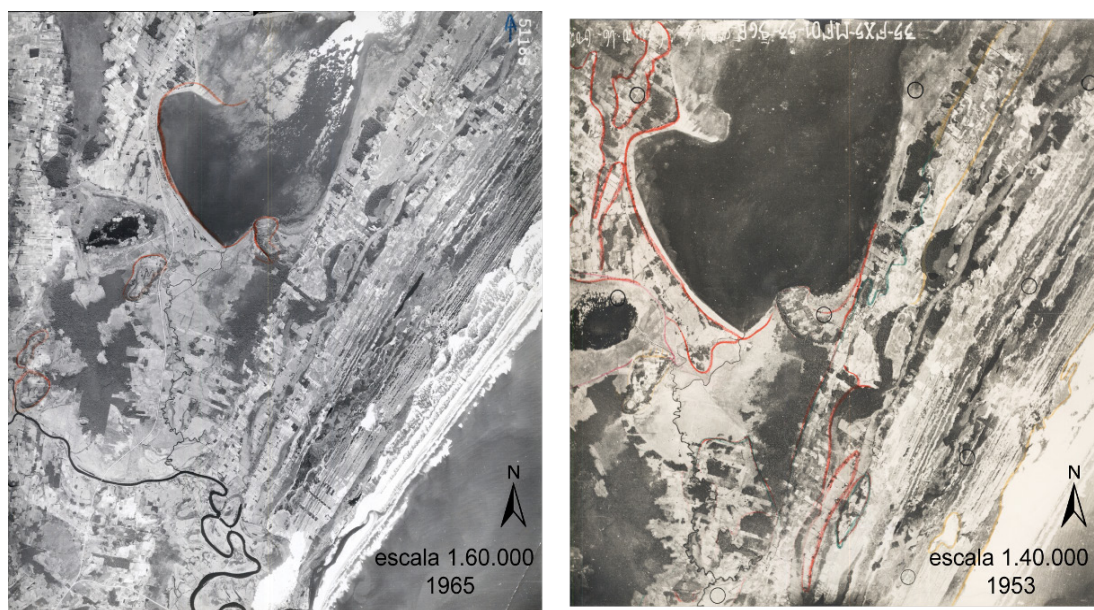
**Figura 15:** A) Mosaico de imagens do Google Earth (2004). B) Recorte processado da imagem Landsat 5, sensor TM - R3G2B1 (1986). Nestas podemos observar a diferença de resolução espacial entre as duas imagens.

Para auxiliar na análise geomorfológica da área foi integrado ao banco de dados o Modelo Digital de Elevação do Terreno (MDT – SRTM/NASA). Com este dado foi possível estimar a altitude de terrenos que não puderam ser acessados em campo. Estas medidas foram utilizadas com ressalvas, pois podem estar refletindo o topo de árvores e outras feições que



não correspondem a superfície do terreno. O MDT foi obtido no mesmo endereço eletrônico das imagens do satélite Landsat.

O uso de fotografias aéreas dos anos de 1953 e 1965 foi muito importante para o reconhecimento da área de estudo. Nesta época as modificações antrópicas eram menos acentuadas, com uma atividade agrícola menos intensa o que facilitou na discriminação das feições geológicas (Fig. 16).



**Figura 16:** Através de fotografias aéreas de datas antigas é possível observar feições que são mascaradas pela urbanização atual.

O sensoriamento remoto proporcionou o reconhecimento de muitas feições geomorfológicas, partindo de escalas de menor para maior detalhe. Desta forma, foi possível identificar e correlacionar os dados observados no campo e em mapeamentos pré-existentes.

#### 4.2 Caracterização Geomorfológica

O objetivo da caracterização geomorfológica é identificar as formas atuais do relevo. Essas formas são resultados de processos relacionados aos sistemas deposicionais que os geraram e modelaram. Assim, foi



possível correlacionar as feições morfológicas do terreno com os sistemas deposicionais pretéritos (Figs. 17 e 18).



**Figura 17:** Relevo ondulado em segundo plano na fotografia. Essa morfologia é correlacionada a paleotopografia de um campo de dunas.



**Figura 18:** Morfologia de crista e cavas. Estas são correlacionadas a paleotopografia de cordões de dunas frontais (*foredune ridges*).

Uma das feições geomorfológicas mais evidentes na área são os terraços lagunares (Fig. 19). Esses terraços são caracterizados por superfícies bastante aplainadas e contínuas formadas durante níveis de estabilização de corpos d'água.

A expressão morfológica de canais, dunas, cristas e cavas também foram observadas. O reconhecimento de todas estas feições auxiliou na delimitação das principais unidades geológicas presentes na área de estudo.



---

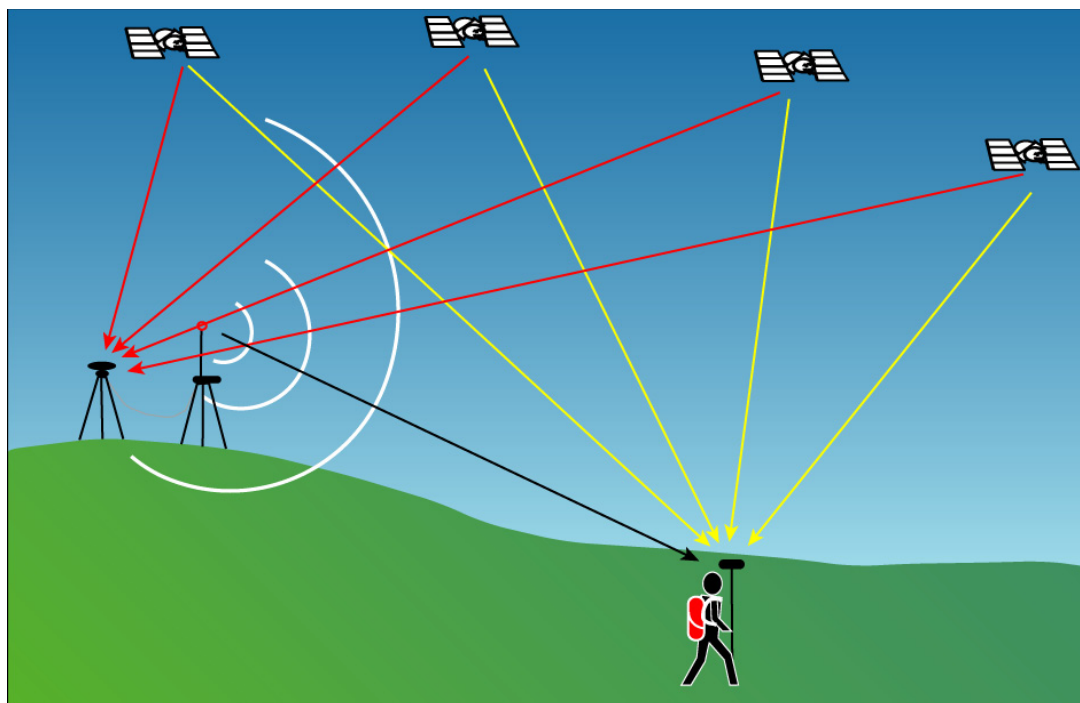
**Figura 19:** Superfícies bastante aplainadas são características dos terraços lagunares.

### **4.3 Levantamento Altimétrico dos Sistemas Depositionais Costeiros**

O levantamento altimétrico foi a técnica utilizada para definir as altitudes do relevo, com o objetivo de apoiar as observações geomorfológicas. Devido à necessidade de se obter altitudes com grande precisão na área de estudo, foi utilizado um sistema de Posicionamento Global Diferencial (DGPS).

Neste trabalho foi utilizado o equipamento de DGPS da marca *Trimble*, com um receptor modelo *Pro-XRS*. Esse modelo possui uma combinação de um receptor de GPS e um receptor diferencial *beacon* MSK (radiofarol) em um único instrumento. Com o emprego desse sistema de posicionamento foi possível realizar uma correção diferencial a partir de uma estação de referência. Essa estação de referência calcula a correção diferencial a partir dos sinais que recebe dos satélites de posicionamento, estimando seus erros já que suas coordenadas são conhecidas com precisão.

Durante o levantamento com DGPS foi possível obter correções diferenciais em tempo real (a partir de sinais de radiofaróis). Na correção em tempo real, a antena do DGPS recebe constantemente um sinal referente ao erro existente entre o sinal dos satélites de posicionamento e às coordenadas da base utilizada, realizando o ajuste (Fig. 20). A estação utilizada em campo foi o radiofarol de Santa Marta (frequência emitida de 310 kHz), devido a sua proximidade com a área de estudo.



**Figura 20:** Esquema do funcionamento do DGPS: antena capta os sinais de GPS e calcula seu erro com base em uma estação de referência. Também pode realizar a correção diferencial em tempo real através dos radiofaróis.

A correção por pós-processamento foi realizada após o levantamento dos dados tendo como base a estação de monitoramento contínuo de Criciúma (Santiago & Cintra). Com a correção pós-processamento, a precisão horizontal de cada posição foi entre 0,2 e 0,3 m e a vertical entre 0,3 e 0,5 m. Dessa forma, foi possível corrigir e obter coordenadas e altitudes do terreno muito mais precisas do que em sistemas de GPS comuns.

#### **4.4 Caracterização Estratigráfica**

Com o objetivo de obter uma melhor compreensão da disposição espacial dos depósitos sedimentares em subsuperfície, utilizou-se o Georadar (*Ground Penetrating Radar* – GPR). Esse equipamento permite identificar estruturas formadas por processos geológicos ou até mesmo antrópicos.

A técnica do GPR consiste em um método geofísico baseado na emissão de ondas eletromagnéticas para o subsolo, por meio de uma antena transmissora posicionada na superfície do terreno. A onda emitida se propaga até que encontre um horizonte com contraste nas propriedades elétricas. As mudanças de tais propriedades, em subsuperfície, fazem com que parte da onda seja refletida e/ou refratada. A onda refletida é recebida por uma segunda antena receptora, também posicionada na superfície do terreno (Fig. 21). Esta onda é convertida em um sinal, digitalizada e armazenada na memória de um coletor (Fig. 22).

O alcance em profundidade da onda do GPR depende da sua frequência, que é inversamente proporcional à profundidade de penetração, enquanto a resolução do sinal obtido possui relação direta com a frequência. Além disto, a penetração também dependerá do meio através do qual a onda é transmitida e refletida. Em termos gerais, materiais menos condutivos, como areia seca gerarão respostas em maiores profundidades, enquanto em materiais mais condutivos, como argila e água salobra, a onda perde energia penetrando menos e retornando pouco à antena receptora.





**Figura 21:** Antena utilizada na aquisição dos dados. Essa é composta por uma caixa blindada (vermelha) a qual possui internamente uma antena transmissora e outra receptora. O sistema de aquisição foi baseado na distância percorrida, através de um odômetro conectado a uma roda junto à caixa.



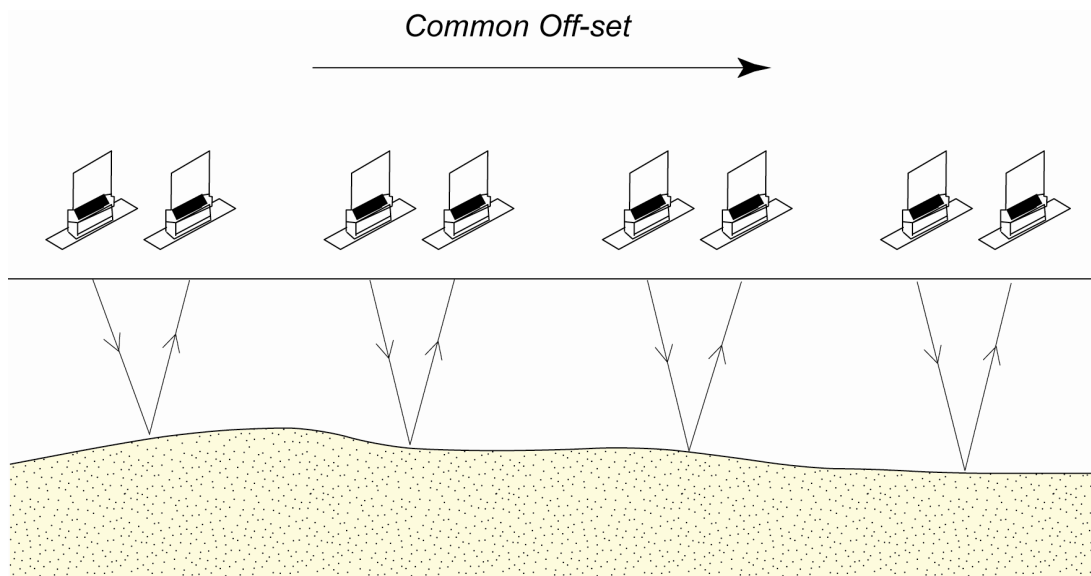
**Figura 22:** Durante a aquisição dos dados, a caixa com as antenas é conectada por um cabo (na fotografia à esquerda) a unidade controladora (na fotografia à direita). Nesta unidade visualizam-se os dados em tempo real.

O equipamento utilizado na aquisição dos dados foi o GPR da empresa GSSI, modelo SIR-3000 com uma antena de frequência central de 200 MHz. Durante a aquisição, a antena foi fixada em um veículo para otimizar e facilitar a aquisição em campo (Fig. 23).



**Figura 23:** Antena do GPR foi fixada ao veículo para otimizar a aquisição dos dados.

O arranjo utilizado foi o *Common Off Set* que consiste no deslocamento simultâneo da antena receptora e transmissora, mantendo-se uma distância fixa entre elas. Desta forma, obtém-se uma seção contínua de imageamento sob a linha de deslocamento das antenas (Fig. 24). Durante a aquisição o sistema de GPR foi conectado a um GPS diferencial (DGPS), permitindo o georreferenciamento das seções.



**Figura 24:** Arranjo *Common off-set* utilizado na aquisição dos dados de GPR. As antenas transmissora e receptora mantêm-se a uma distância fixa durante o deslocamento.

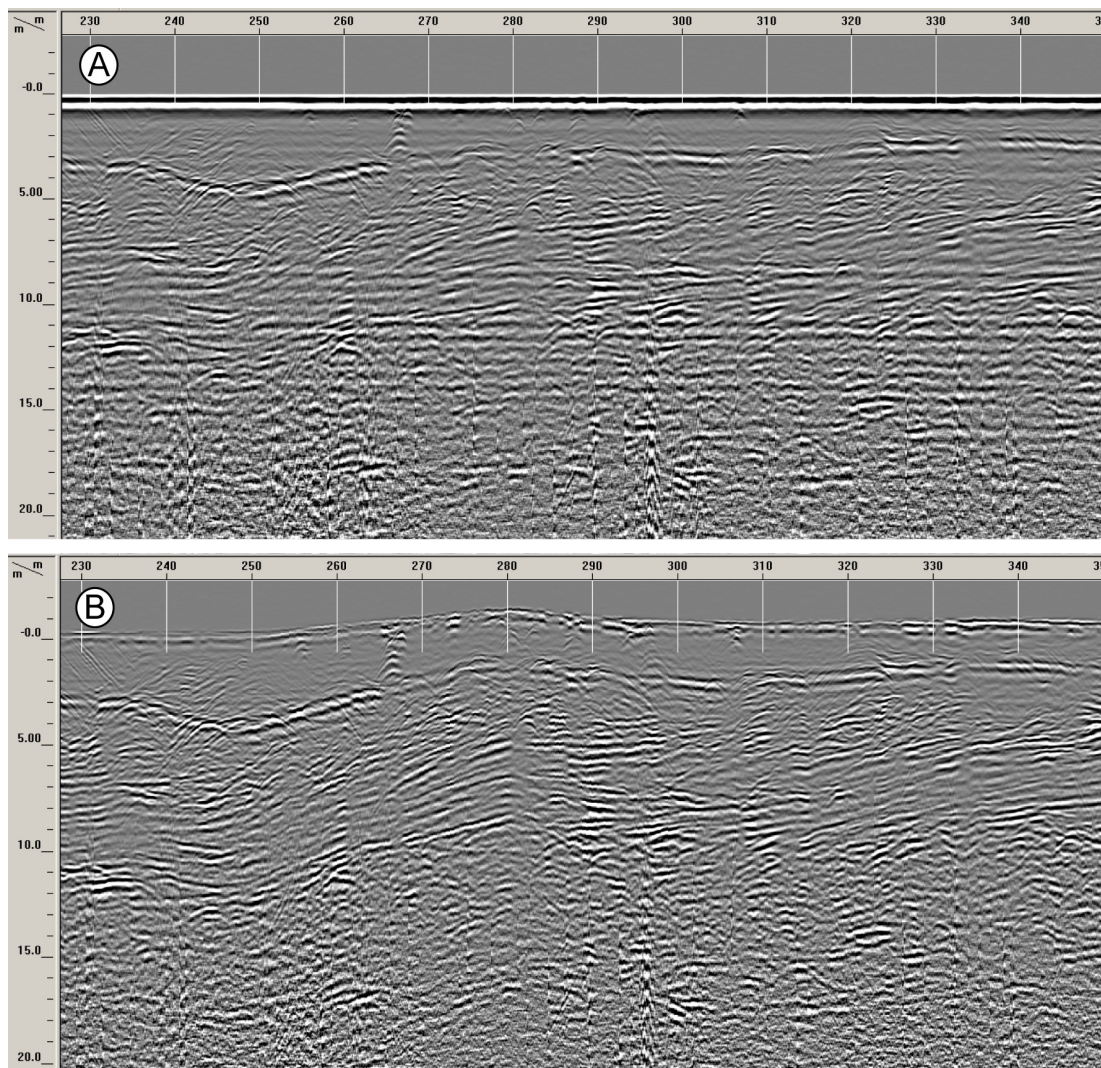
Os registros adquiridos em campo foram processados e interpretados no programa Radan<sup>®</sup> 6.6. Para melhorar a relação sinal - ruído, foi realizada uma remoção de ruídos contínuos (*background removal*), filtros passa-banda para limitar a frequência trabalhada (150 - 300 MHz), e adicionado um ganho para melhorar a visualização do dado. Para transformar os valores de profundidade das seções de tempo para metros foi utilizada a constante dielétrica “6” para areia seca (Tab. 1).

**Tabela 1:** Propriedades elétricas de alguns materiais geológicos para uma onda eletromagnética com 100 MHz de frequência (modificado de Davis & Annan, 1989).

Material	K (constante dielétrica)	V (velocidade em m/ns)
Ar	1	0,3
Água destilada	80	0,033
Água salgada	80	0,01
Areia seca	3–5	0,15
Areia saturada	20 – 30	0,06
Calcário	4–8	0,12
Folhelho	5 – 15	0,09
Silte	5 – 30	0,07
Argila	5 – 40	0,06
Granito	4–6	0,13
Sal seco	5–6	0,13
Gelo	3–4	0,16



Com os dados obtidos pelo DGPS processou-se a correção topográfica. Através desta correção obtiveram-se as profundidades e a morfologia (inclinação) correta dos refletores (Fig. 25).



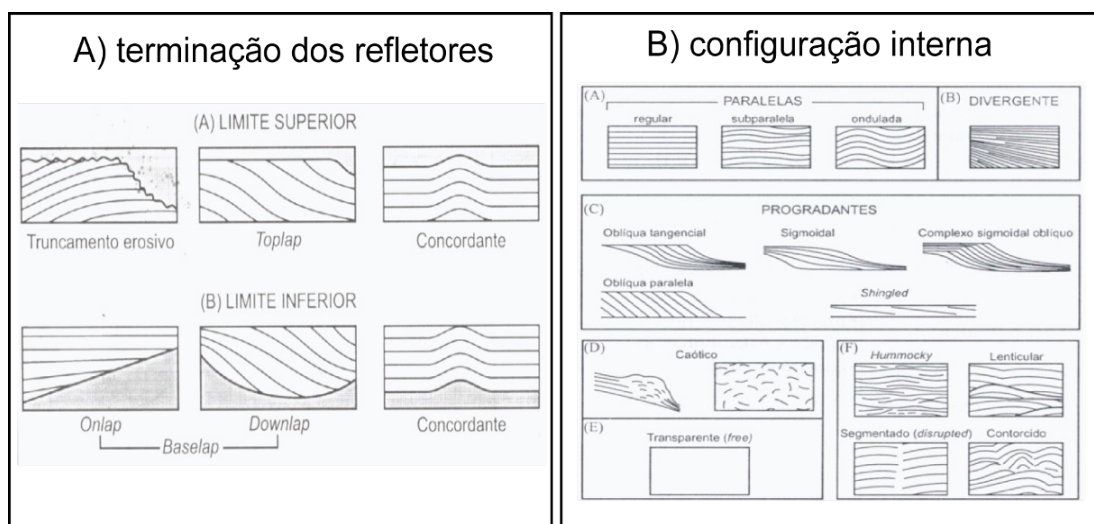
**Figura 25:** A) Dado bruto sem correção. Nesta se observa uma superfície plana sobre a seção, a qual não representa a topografia correta do terreno. B) Dado pós-processamento. Na distância 280 da seção observa-se um alto no terreno, o qual modifica a inclinação dos refletores. Esta seção representa a profundidade e morfologia real dos refletores.



#### 4.5 Princípios da Sismoestratigrafia

As seções adquiridas com o GPR são bastante semelhantes às seções sísmicas de reflexão (sísmica convencional). Portanto, os padrões de reflexão são similares. Na sísmica convencional os refletores são individualizados em função da impedância acústica em uma escala de bacia. Por sua vez, no GPR as reflexões são causadas por contraste na impedância eletromagnética, numa escala semelhante à escala de afloramento.

Tendo como base esta semelhança os critérios de interpretação utilizados nas seções de GPR seguiram os princípios da sismoestratigrafia (Mitchum Jr. *et al.*, 1977; Vail, 1987). A interpretação teve como base a terminação dos refletores e a configuração interna dos mesmos (Fig. 26).



**Figura 26:** A) Esquema dos padrões de terminação de refletores. B) Esquema de padrões de configuração interna dos refletores (modificado de Mitchum Jr. *et al.*, 1977). Estes foram utilizados nas interpretações das seções de GPR.

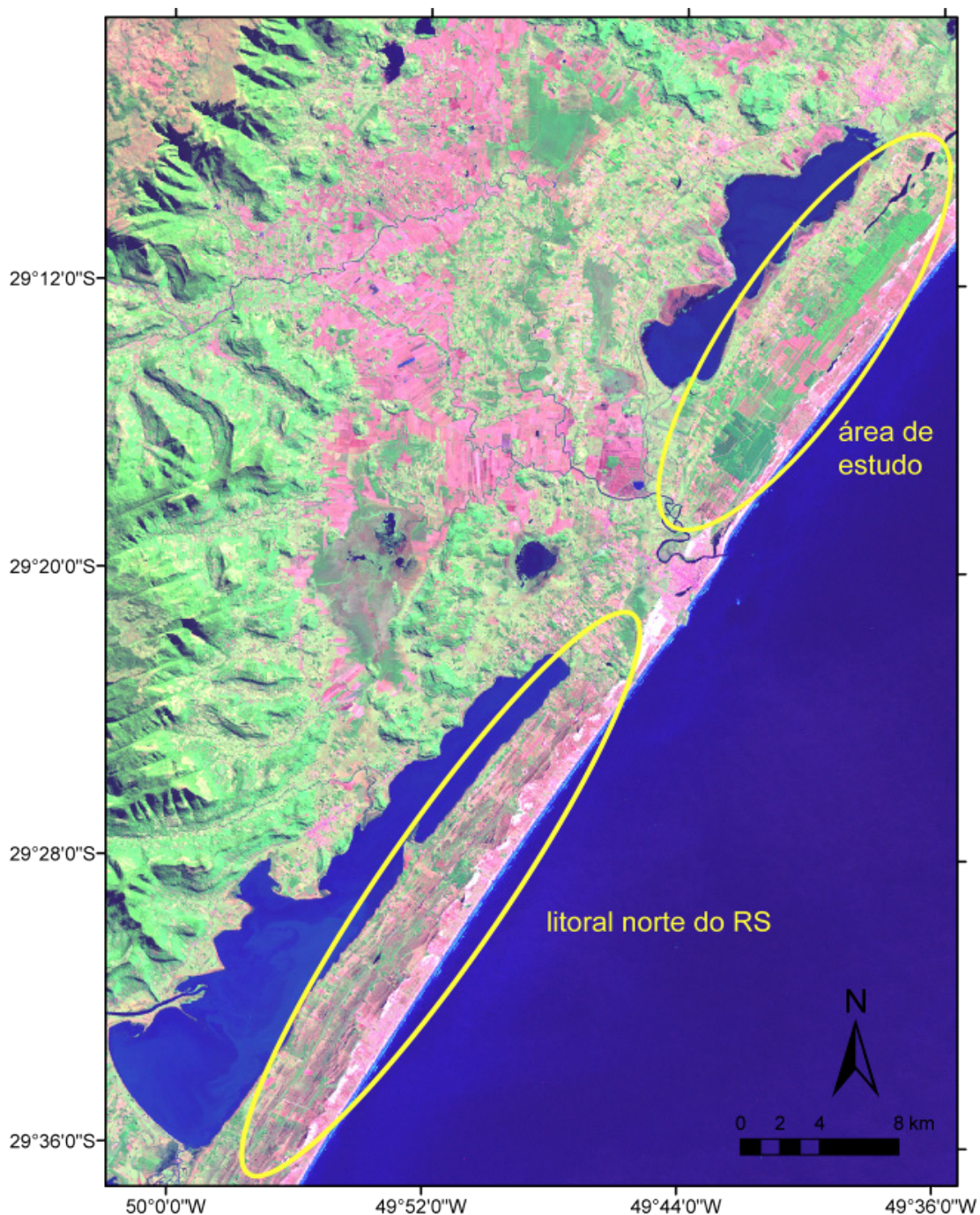
## **5. RESULTADOS E DISCUSÕES**

### **5.1 Mapeamento Geológico e Geomorfológico**

As principais feições identificadas através do sensoriamento remoto foram conferidas em campo, e suas respectivas cotas altimétricas foram medidas. Esses dados foram integrados ao projeto em SIG, onde foi possível delimitar as principais unidades geomorfológicas presentes na área de estudo.

Através de observações em macroescala, a área de estudo se situa em um suave embaiamento costeiro. Este termo é proposto por Dillenburg *et al.* (2000) para o litoral norte do Rio Grande do Sul, onde a barreira holocênica apresenta um comportamento regressivo (progradacional). A porção meridional da Planície Costeira Sul de Santa Catarina é um prolongamento deste embaiamento (Fig. 27).

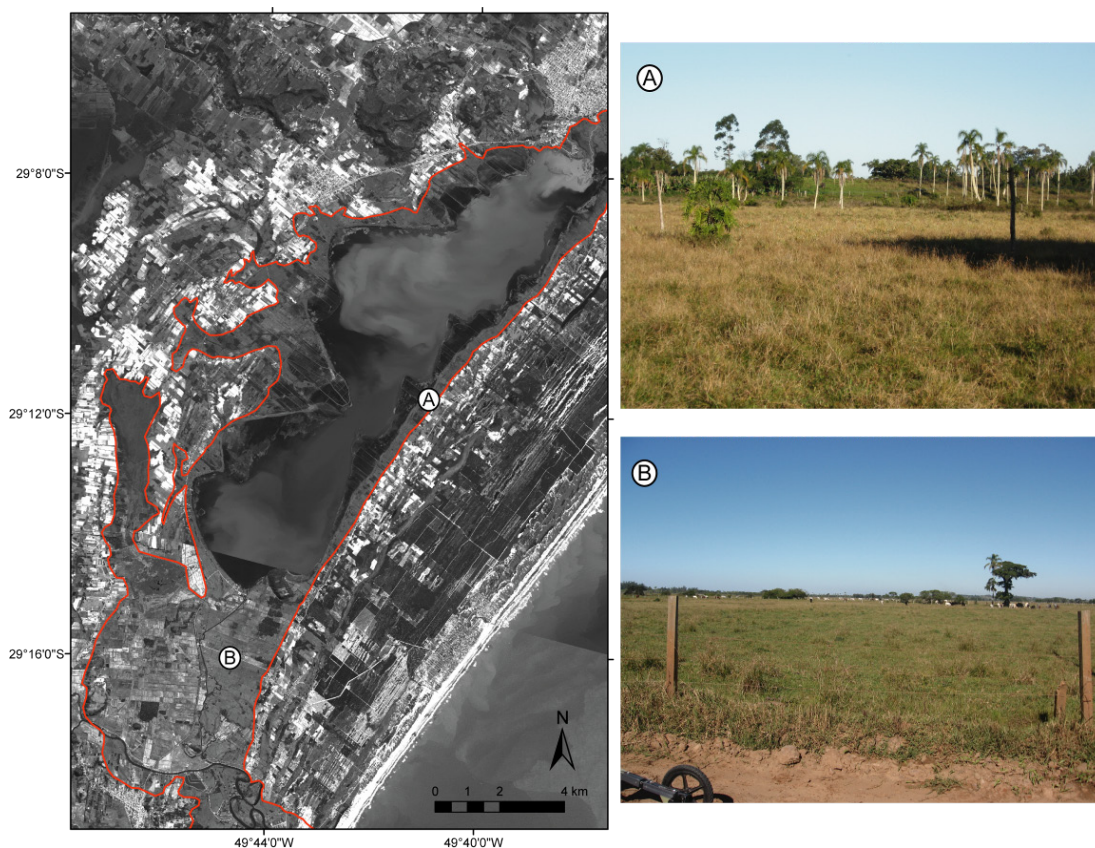
Após estas observações iniciais, em escala regional, uma descrição mais detalhada é apresentada, partindo de feições no entorno da lagoa do Sombrio (Figs. 28 e 29) até o campo de dunas próximas a linha de praia (Figs. 30 a 35).



**Figura 27:** Recorte processado da imagem Landsat sensor ETM+ - R7G4B2. Os sistemas deposicionais costeiros do litoral norte do RS (Dillenburg *et al.*, 2000) são semelhantes aos observados na área de estudo.

A primeira unidade mapeada foi uma feição de terracamento lagunar, de caráter regional, presente no entorno da lagoa. Esta é atribuída ao máximo eustático holocênico, com cotas entre 1,6 e 4,1 m. (Fig. 28). O terraço ocupa uma grande área, inclusive a atual planície de inundação do rio Mampituba.

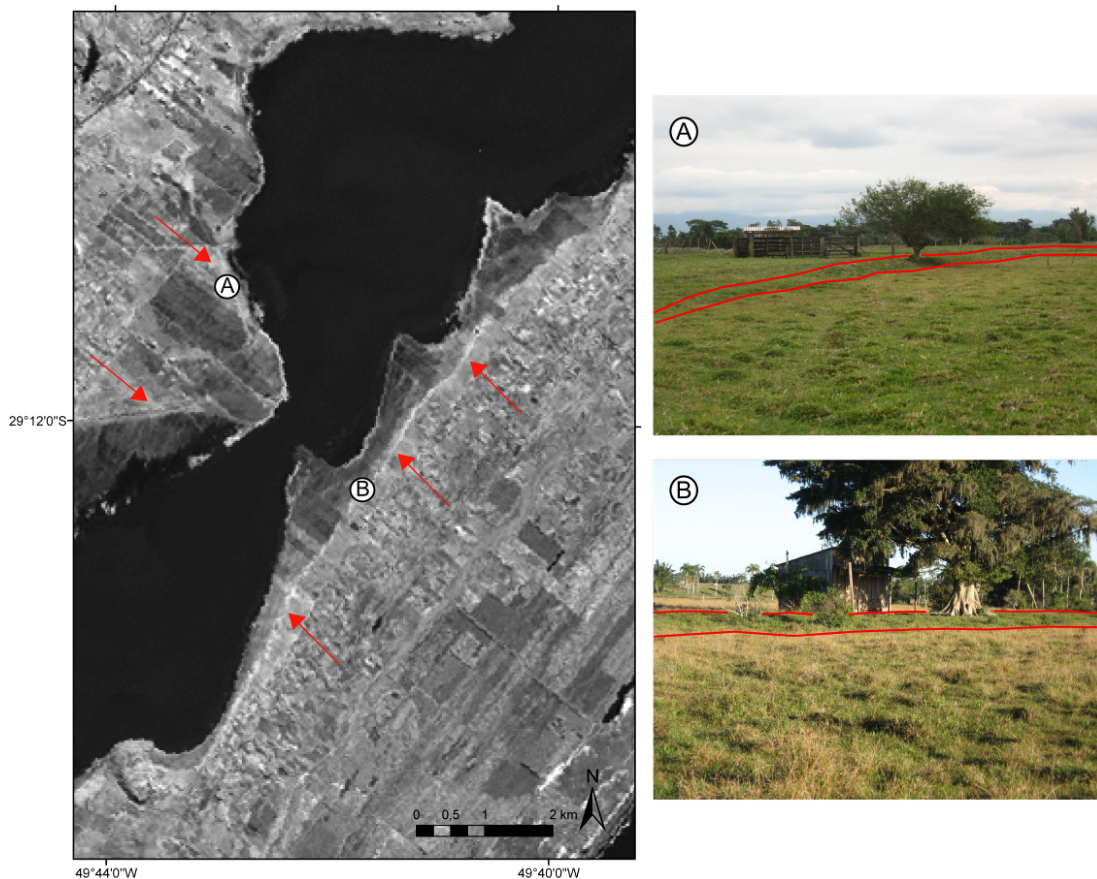




**Figura 28:** À esquerda recorte processado da imagem SPOT, onde é possível identificar o terraço mapeado e a localização das fotografias. No plano de fundo da fotografia “A” observa-se a escarpa que limita este terraço. Na fotografia “B” observa-se uma superfície bastante aplainada, característica dos terraços lagunares.

A margem oeste deste terraço é limitada por depósitos com relevo recortado, ondulado e com cotas de até 20 m. Segundo Martin *et al.* (1988) esta morfologia representa depósitos pleistocênicos que podem ser correlacionados a barreira III descrita por Villwock & Tomazelli (1995) na Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

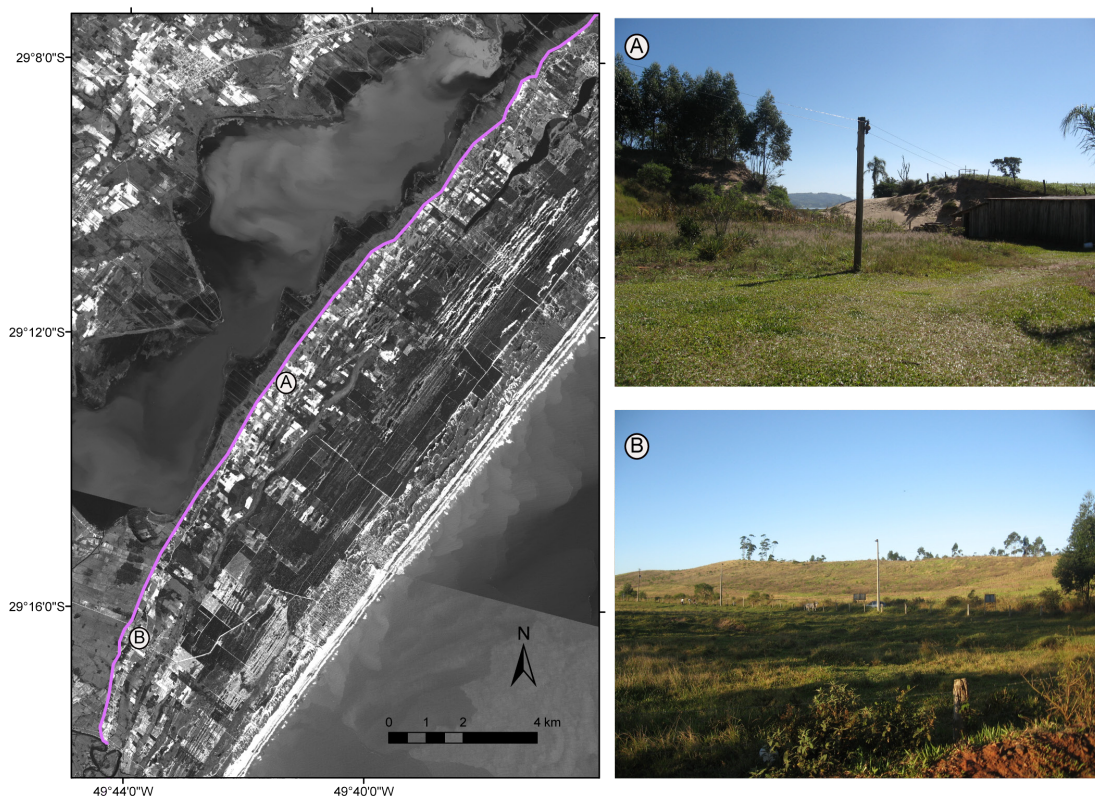
Uma segunda feição de terraceamento lagunar, de caráter regional é identificada com cotas abaixo de 2 m. Este terraço é limitado por uma crista que circunda praticamente toda lagoa, a qual é facilmente identificada na imagem de satélite (Fig. 29).



**Figura 29:** À direita recorte processado da imagem Landsat ETM+ - banda 4, onde se observa a crista que limita a segunda feição de terraceamento e a localização das fotos. Normalmente se visualiza um alinhamento de figueiras sobre esta crista.

Ao leste dos terraços identifica-se um paleocampo de dunas (Fig. 30) que se estende de forma retilínea em toda a extensão da lagoa. Este paleocampo apresenta altitudes de 14 m medidas com o DGPS, e até 20 m medidos através dos dados do MDT (Modelo Digital de Elevação do Terreno). Sua distribuição espacial é irregular e as cotas mais elevadas são encontradas próximas ao rio Mampituba. Por vezes estas dunas recobrem os depósitos adjacentes (cordões litorâneos regressivos) o que torna seu contato difuso. Devido a este a este fato somente o limite oeste foi delimitado.

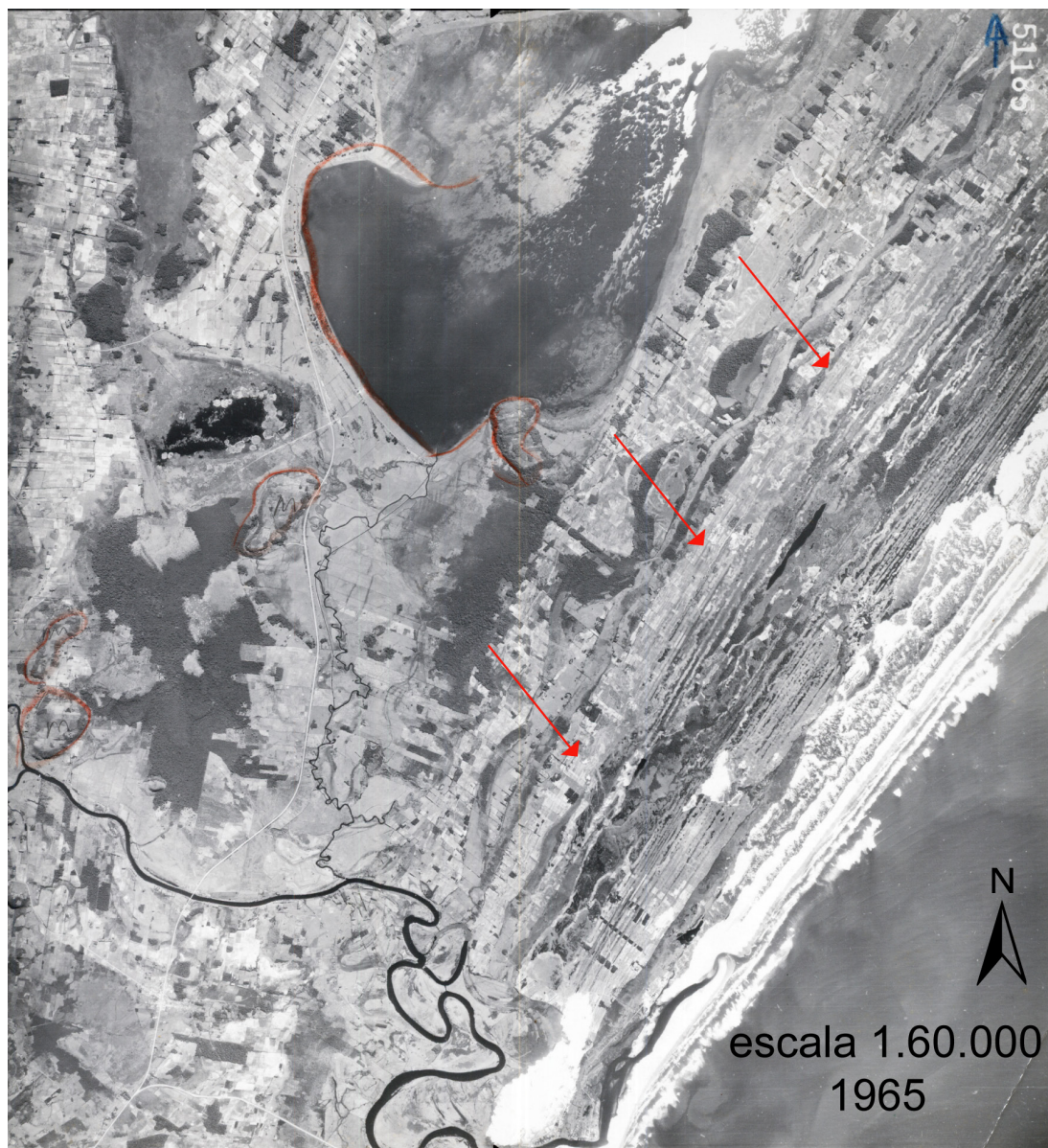




**Figura 30:** À direita recorte processado da imagem SPOT onde se observa o limite oeste do paleocampo de dunas e a localização das fotografias. Na fotografia “A” observa-se a paleoduna que limita o primeiro terraço mapeado. Na fotografia “B” as paleodunas localizadas mais próximas ao rio Mampituba.

Em fotografias aéreas antigas (Fig. 31), é possível observar um clima mais seco que o atual, onde estas dunas são muito mais evidentes.

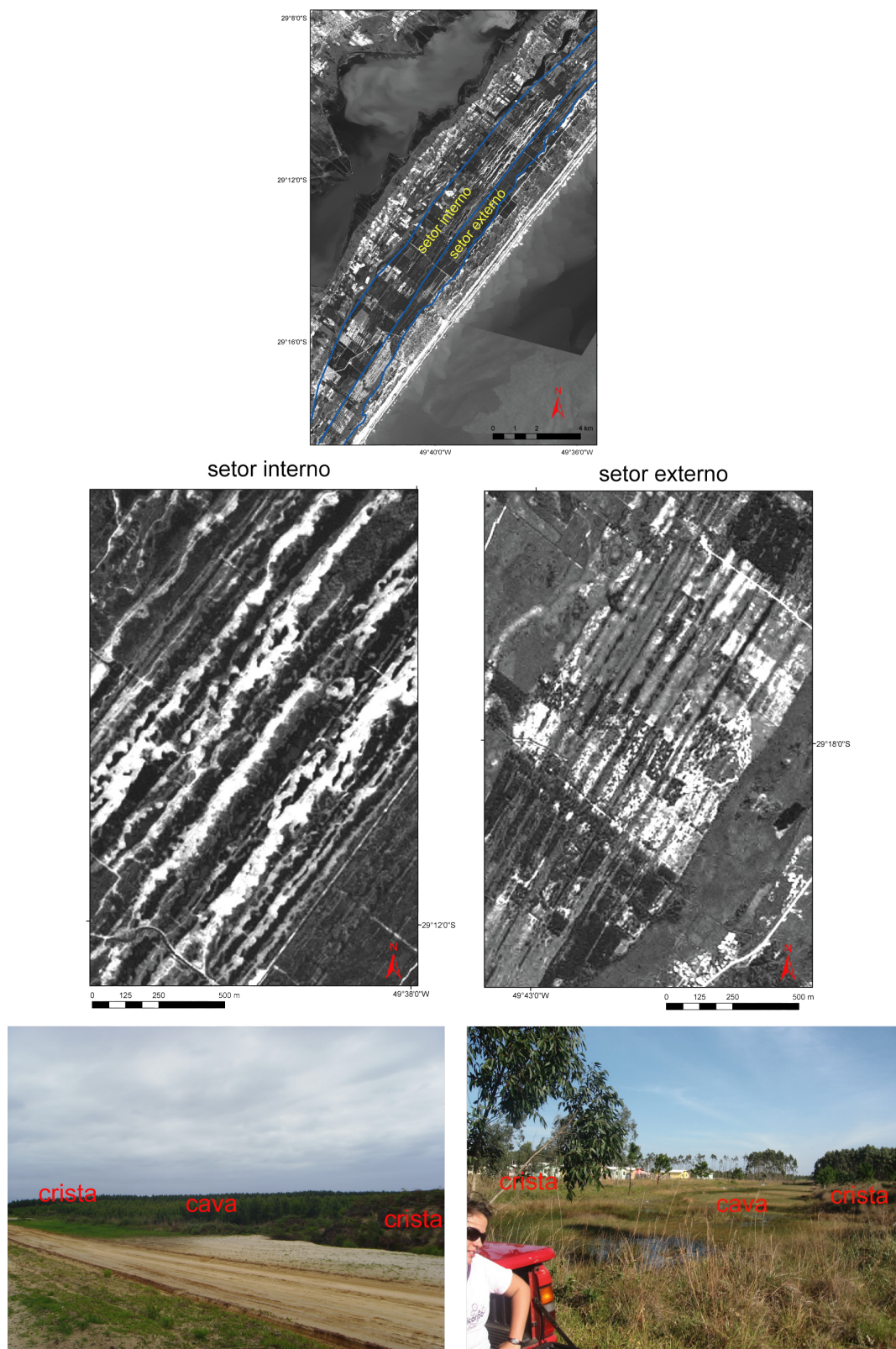
A próxima unidade definida foram os cordões litorâneos regressivos. As feições morfológicas observadas no campo são de cristas e cavas contínuas e paralelas a praia. Através da imagem de satélite SPOT (banda pancromática) observa-se uma diferença de textura entre as cristas e cavas (Fig. 32). As cavas por serem terrenos mais baixos acumulam maior umidade e conseqüentemente maior volume de argila, propiciando o desenvolvimento de uma vegetação típica. Estas características conferem as cavas uma reflectância mais baixa (tonalidades mais escuras). Por outro lado, as cristas são superfícies elevadas e mais arenosas, o que lhe confere uma alta reflectância (tonalidades mais claras).



**Figura 31:** Fotografia aérea da área de estudo. Nas setas vermelhas é possível observar dunas recobrendo os cordões litorâneos regressivos.

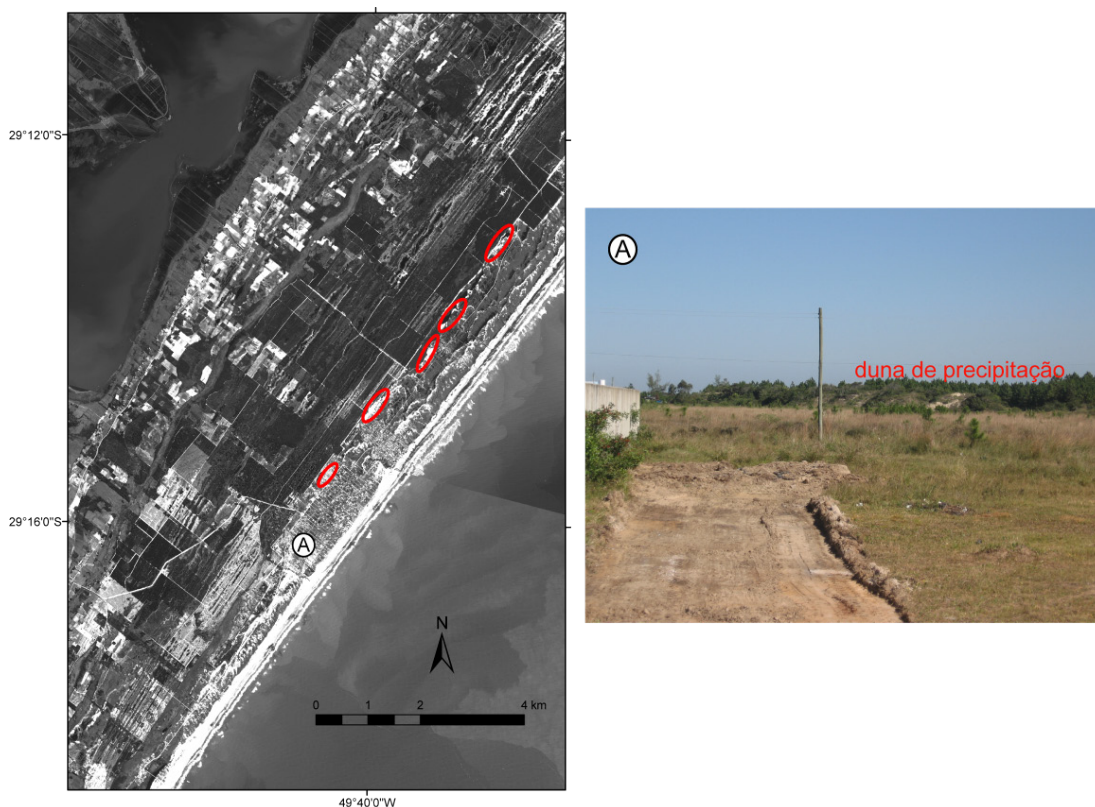
Esta unidade foi dividida em setor interno e externo (Fig. 32), pois foram observadas características distintas. As cristas do setor interno apresentam uma amplitude maior além de serem mais espaçadas (20 e 80 m). Os espaçamentos no setor externo ficam entre 5 e 20 m. De acordo com as características apresentadas, esta unidade representa a paleotopografia de cordões de dunas frontais (*foredune ridges*).





**Figura 32:** A) Recorte processado da imagem SPOT, onde se observa a divisão de setores conforme a diferença no espaçamento dos cordões de dunas frontais. B) Detalhe da imagem SPOT: cristas com tonalidades mais claras e cavas mais escuras. C) Fotografia do setor externo (cristas espaçadas). D) Fotografia do setor interno (cristas próximas).

Os cordões são limitados a leste por dunas de precipitação (*precipitation ridge* - Fig. 33), que são longos cordões formados pelo empilhamento de areia que “precipita” sobre a vegetação presente, semelhantes ao cordão descrito por Hesp *et al.* (2005).



**Figura 33:** A esquerda recorte processado da imagem Spot, onde se observa dunas de precipitação identificadas e localização da foto. Na foto a direita se visualiza dunas de precipitação que limitam a oeste, os cordões de dunas frontais e a leste, o campo de dunas transgressivo.

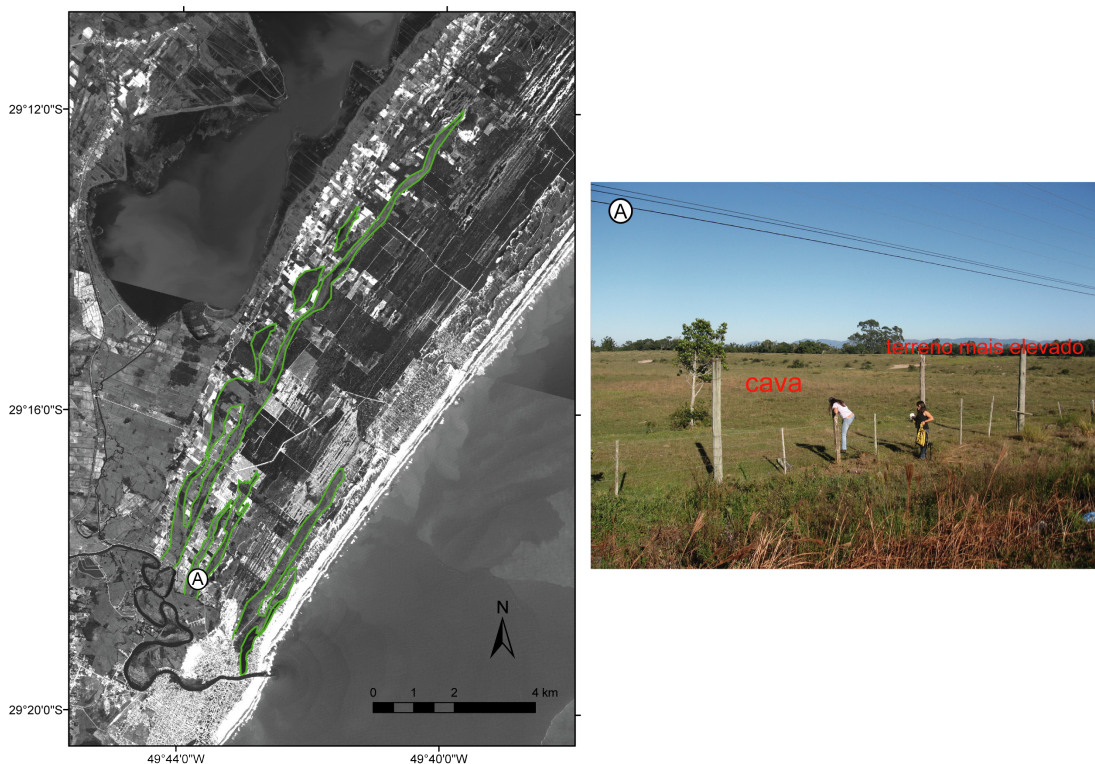
Ao leste destas dunas de precipitação, um amplo campo de dunas transgressivo (*transgressive dunefield*) é observado. Lençóis de areia, planícies de deflação e sangradouros ocorrem junto a estes depósitos eólicos (Fig. 34).





**Figura 34:** A) Recorte processado da imagem SPOT com a delimitação da unidade do campo de dunas transgressivo. B) Observação das dunas ativas. C) À direita da fotografia ocorre uma planície de deflação D) A presença de sangradouros também foi constatada neste setor. E) Dunas completamente vegetadas também são observadas.

Por fim, foram observados extensos canais que truncam os terrenos adjacentes (Fig. 35).



**Figura 35:** A esquerda recorte processado da imagem SPOT com as feições de canais mapeados e a localização da fotografia. Estes canais truncam as unidades descritas anteriormente.

Através deste mapeamento o sistema costeiro holocênico progradacional presente na área de estudo foi melhor definido. Esse sistema é formado por um paleocampo de dunas recobrimdo parte dos cordões litorâneos regressivos (*foredune ridges*) e por um campo de dunas transgressivo (*transgressive dunefield*) junto à linha de costa. Estes são truncados por paleocanais e pelo rio Mampituba.

## 5.2 Análise do Mapeamento

De acordo com o mapeamento realizado algumas constatações serão apresentadas. A lagoa do Sombrio se comportou como uma laguna, com conexão direta com o mar, no máximo eustático holocênico. Este corpo

lagunar possuía proporções muito maiores que o atual, ocupando grande parte do que hoje é a planície de inundação do rio Mampituba. Esta elevação do nível lagunar foi responsável pela geração dos terraços com cotas entre 2 e 4 m (Fig. 28). Neste mesmo período inúmeros canais (Fig. 35) do paleo rio Mampituba erodiram os depósitos localizados a leste da lagoa.

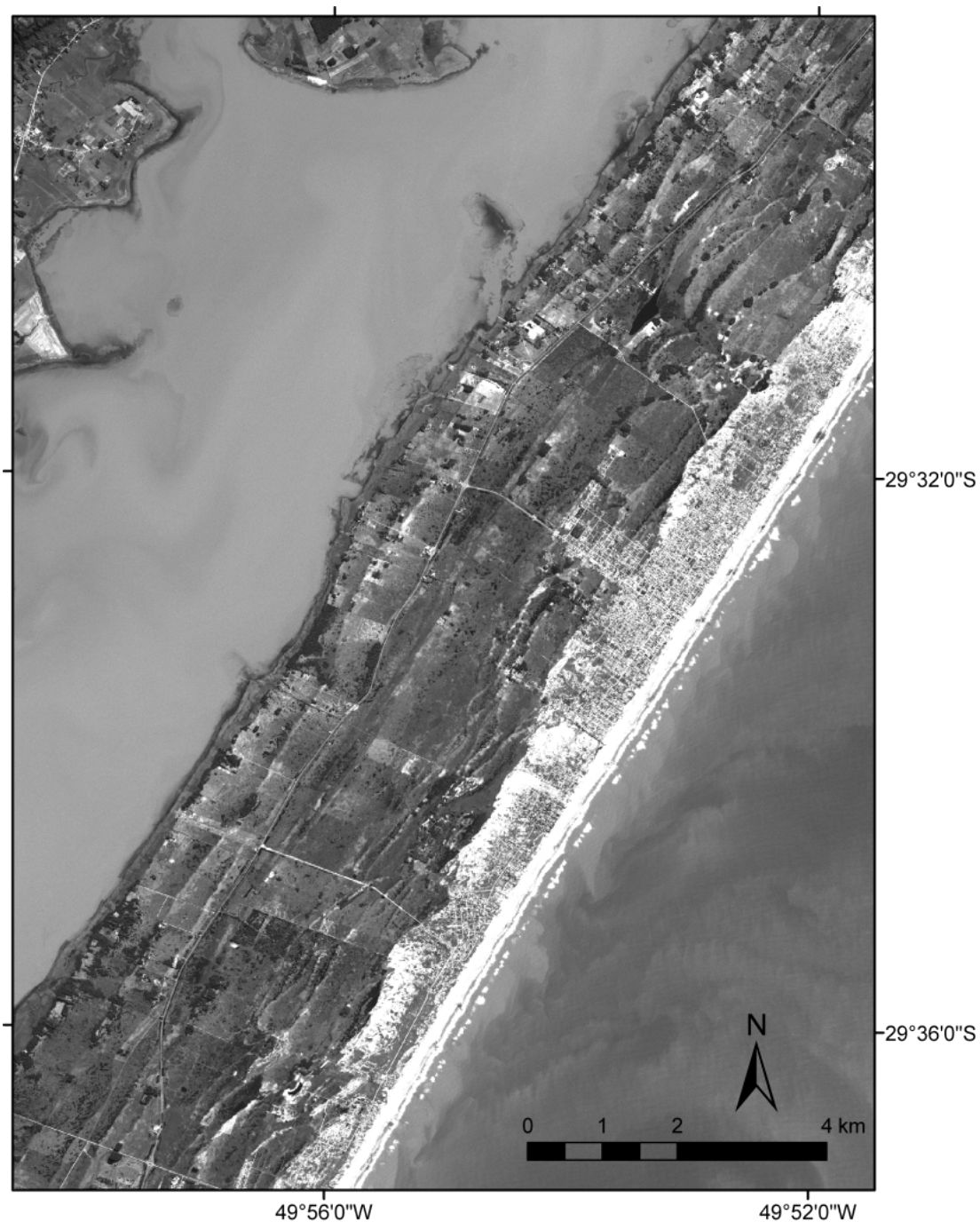
O segundo terraceamento identificado (Fig. 29) é atribuído a um momento durante a progradação da barreira holocênica, quando o nível lagunar encontrava-se mais elevado.

Durante a progradação da barreira holocênica os cordões litorâneos evoluíram de maneiras distintas. Inicialmente a progradação ocorreu de forma mais lenta, permitindo um maior desenvolvimento dos cordões de dunas frontais, os quais possuem um espaçamento entre 20 e 80 m. Posteriormente, esta progradação ocorreu de forma mais acelerada, gerando cristas mais próximas, entre 5 e 20 m (Fig. 32). A diferença de espaçamento das cristas e cavas pode estar associada a uma mudança de um regime de regressão normal para forçada.

Após esta fase a barreira foi coberta por depósitos eólicos na forma de campo de dunas transgressivo (Fig. 34).

### **5.3 Comparações com a Planície Costeira Norte do RS**

Devido à área de estudo apresentar características semelhantes ao litoral norte do RS, comparações foram realizadas. No litoral norte do RS a barreira holocênica iniciou sua progradação a cerca de 7 ka AP, ainda sob uma condição de mar em elevação (Dillenburg *et al.*, 2005). Essa progradação ocorreu em decorrência de um expressivo balanço positivo de sedimentos. A morfologia desta região compreende cordões paralelos a costa (Fig. 36), os quais foram gerados por múltiplas fases de campo de dunas transgressivo (*transgressive dunefield*).



**Figura 36:** Recorte processado da imagem SPOT, onde é possível observar cordões paralelos a costa no litoral norte do RS.

Na área deste estudo os cordões paralelos a costa representam a paleotopografia de dunas frontais (*foredune ridges*). O campo de dunas transgressivo (*transgressive dunefield*), similar aos do litoral norte do RS, somente tem representatividade mais próxima a costa.



O fator que pode ter contribuído no comportamento distinto da progradação, do mesmo embaimento costeiro, é a presença do rio Mampituba. Este sistema fluvial meandrante, muda seu curso conforme o tempo geológico, erodindo depósitos (Fig. 35) e transportando um grande volume de sedimentos para planície costeira. Como a deriva litorânea tem uma resultante para nordeste (vide capítulo 2.4) os sistemas deposicionais ao norte do rio Mampituba apresentem comportamento distintos que ao sul.

Segundo Hesp *et al.* (2007) no litoral norte do RS, é possível dividir estes cordões paralelos a costa (*transgressive dunefield*) em duas porções distintas. Na porção mais interna da barreira ocorrem cordões contínuos, formados por múltiplas fases do campo de dunas transgressivo e cristas de precipitação. No setor mais externo, dominam cordões descontínuos, triangulares e lobados, formados por fases de campo de dunas transgressivo, truncado por sangradouros pretéritos e atuais. Esta diferença na morfologia da barreira é atribuída a mudanças do nível do mar, passando de um regime de regressão normal para forçada.

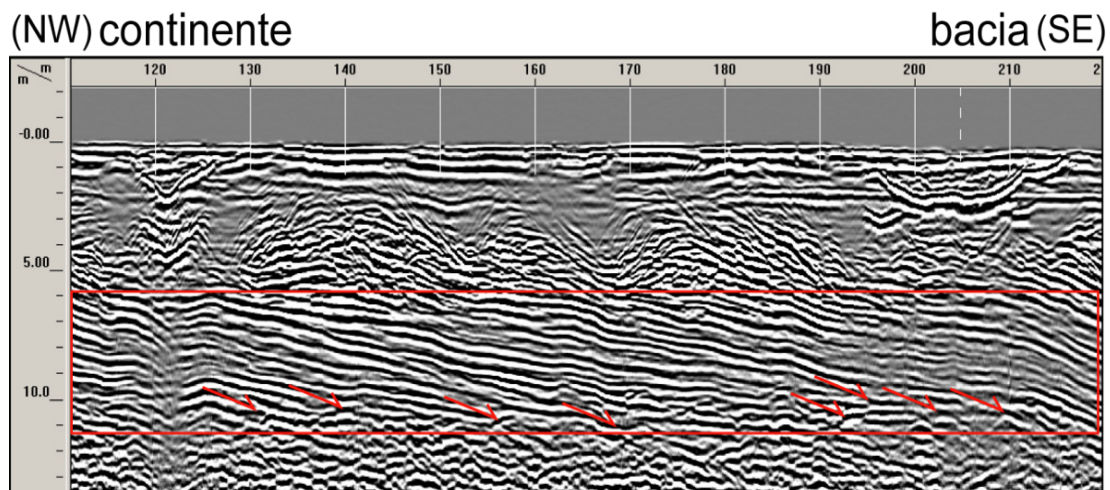
Na área de estudo também foi possível identificar uma mudança do nível do mar através das características geomorfológicas identificadas. Esta mudança estaria vinculada ao espaçamento e amplitude dos cordões de dunas frontais (*foredune ridges*). Durante a regressão normal a barreira prograda devido ao aporte de sedimentos mesmo com o nível do mar em elevação. Este processo permite que a duna frontal acumule mais areia, desenvolvendo uma maior amplitude e largura. Por outro lado, na regressão forçada a queda do nível mar acelera a progradação, fazendo com que as dunas frontais se formem rapidamente uma após a outra.

#### **5.4 Caracterização dos depósitos em subsuperfície**

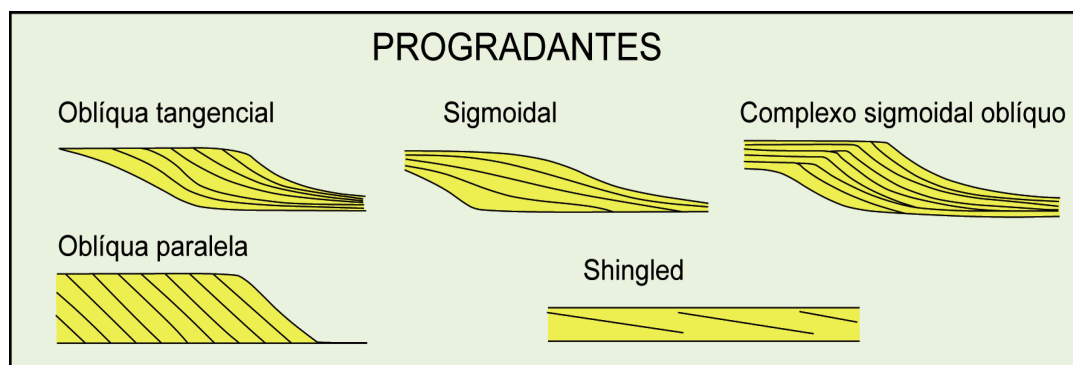
Além do mapeamento geológico e geomorfológico na área foram adquiridas seções de GPR. As seções foram coletadas perpendiculares ao sentido de migração dos cordões de dunas frontais (*foredune ridges*).

Foi observado o padrão progradacional do registro geológico nas seções, onde refletores apresentam um padrão de inclinação (*downlap*) em

direção a bacia (Fig. 37). Este padrão também é evidenciado através da configuração interna, considerada progradante por Mitchum Jr. *et al.* (1977) (Fig. 38), onde os estratos superpõem-se lateralmente, constituindo-se em superfícies inclinadas denominadas de clinofomas.



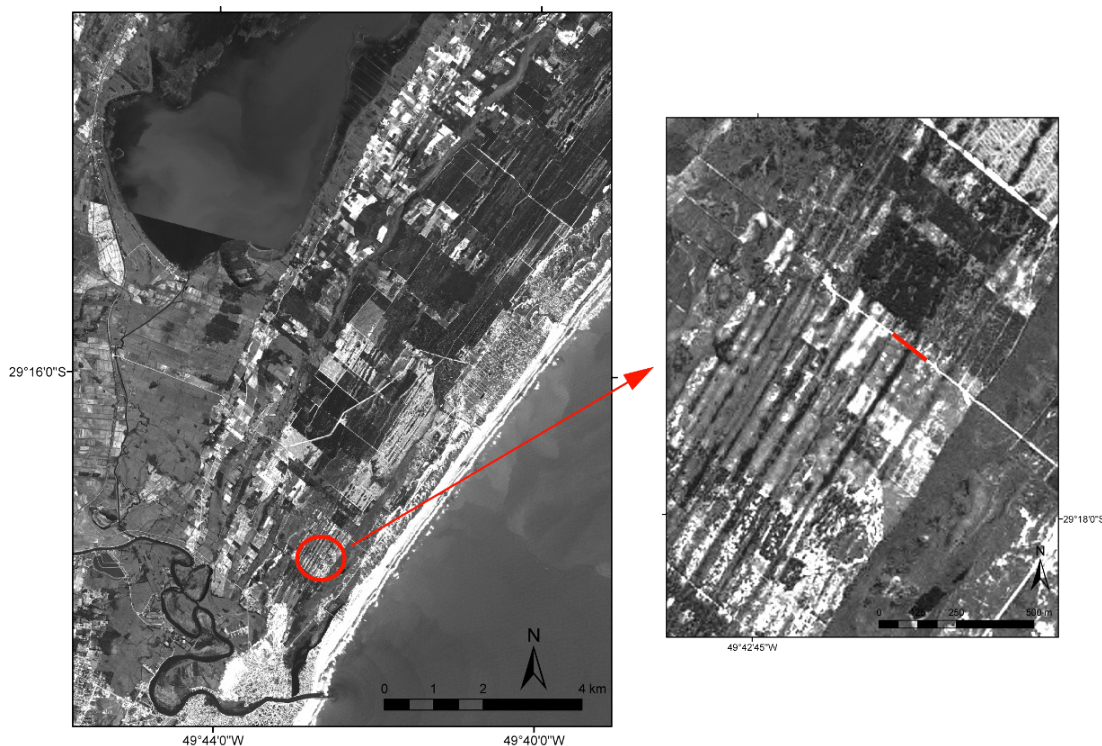
**Figura 37:** Nas setas observa-se o padrão de inclinação geral dos refletores em direção a bacia (*downlap*).



**Figura 38:** Configuração interna dos refletores, modificada de Mitchum Jr. *et al.* (1977). As configurações progradantes são similares as identificados nas seções de GPR.

Cada refletor observado nas seções de GPR é interpretado como uma linha de tempo. Os conjuntos de reflexões foram agrupados e individualizados em função de suas configurações internas, ou seja, em função dos seus padrões de reflexão externos e internos. Este conjunto foi denominado de radarfácies (Neal *et al.*, 2002).

Na Figura 39 observa-se a localização da seção que representa a expressão em subsuperfície dos depósitos progradacionais da área de estudo. Esta seção é apresentada na Figura 40, na qual foram identificadas e delimitadas quatro radarfácies.

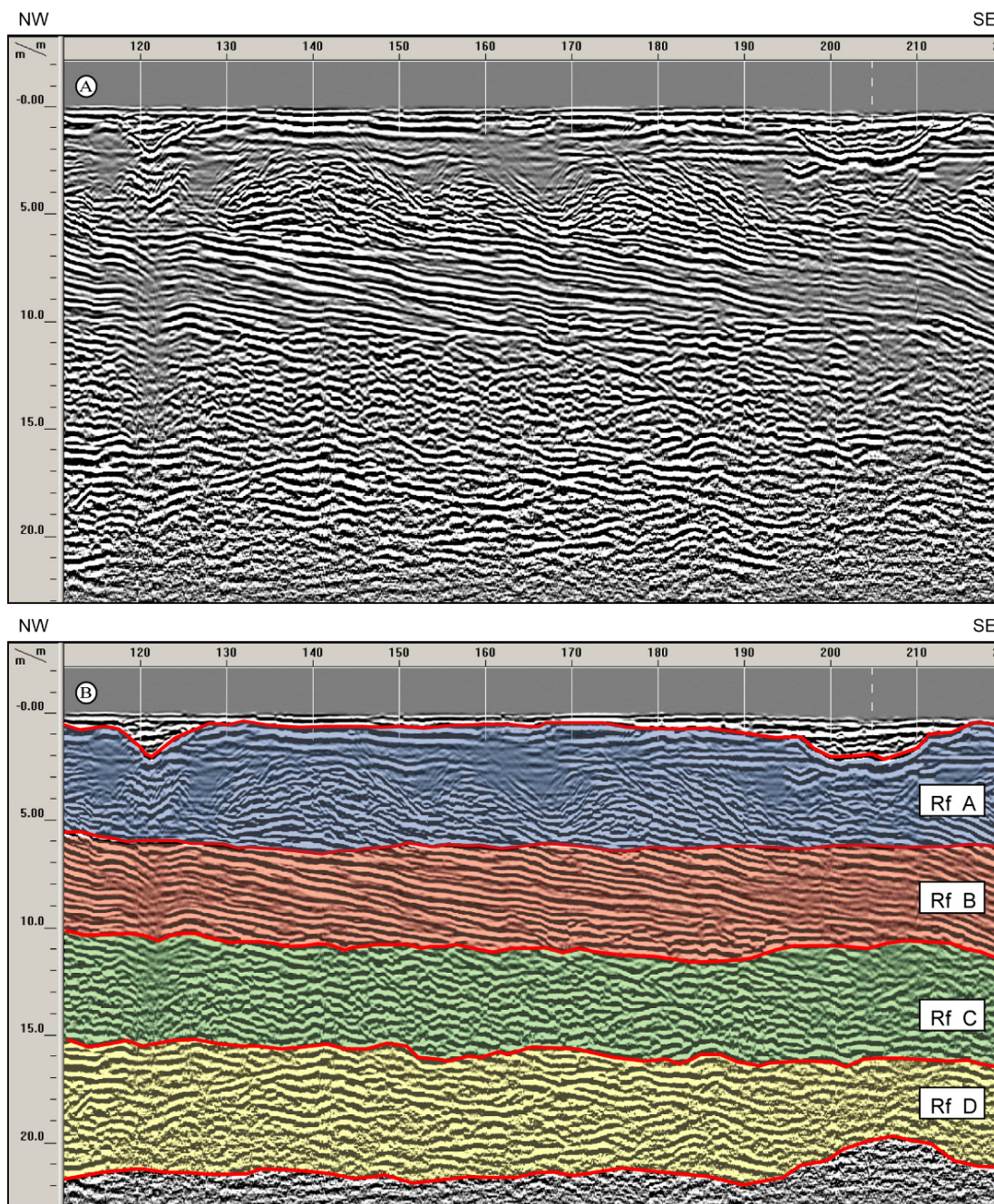


**Figura 39:** Localização da seção analisada junto aos cordões regressivos (*foredune ridges*) próximos à Passo de Torres-SC.

A primeira radarfácies diferenciada (Rf A) possui refletores contorcidos com um padrão ondulado. Estes são interpretados como um ambiente subaéreo correspondente a dunas frontais. Por vezes os refletores parecem ter continuidades com a radarfácies seguinte, porém uma pequena mudança no ângulo destes marca o seu limite inferior. Esta feição representa o pé da duna frontal.

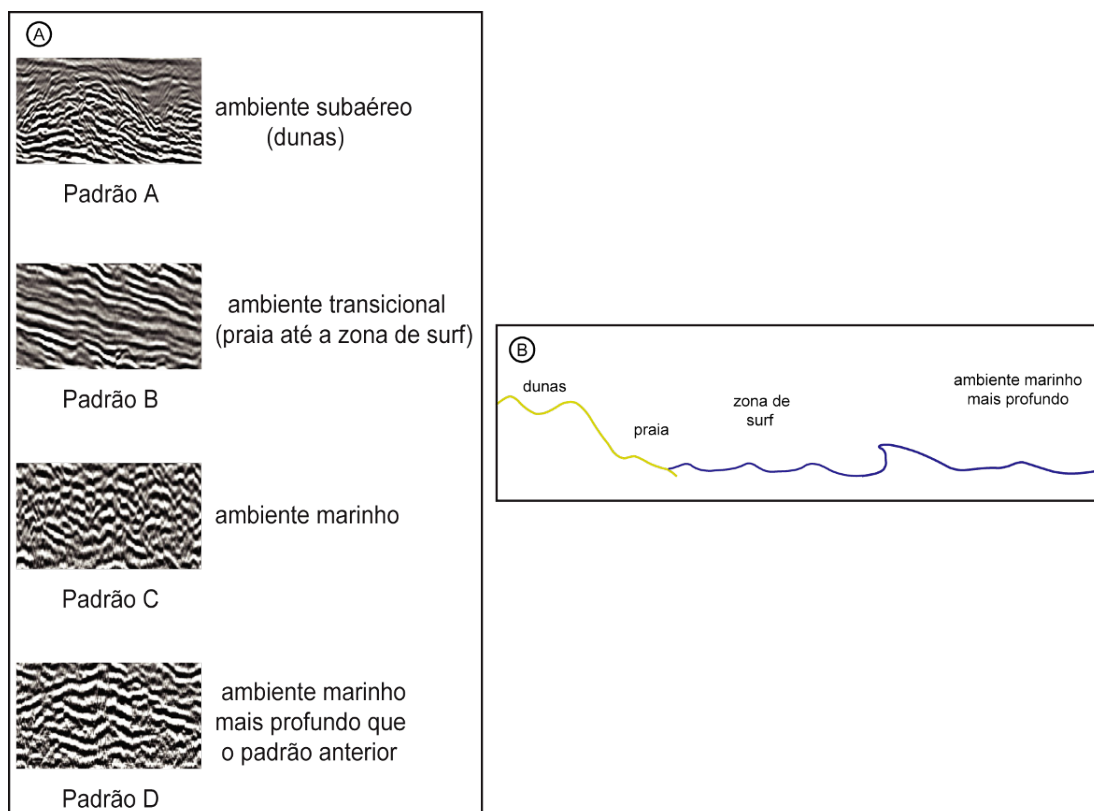
A segunda radarfácies (Rf B) é caracterizada por refletores contínuos e subparalelos, que indicam um ambiente transicional: subaéreo na porção mais superior (correspondente a praia), e subaquoso na porção mais basal (correspondente a zona de surfe).



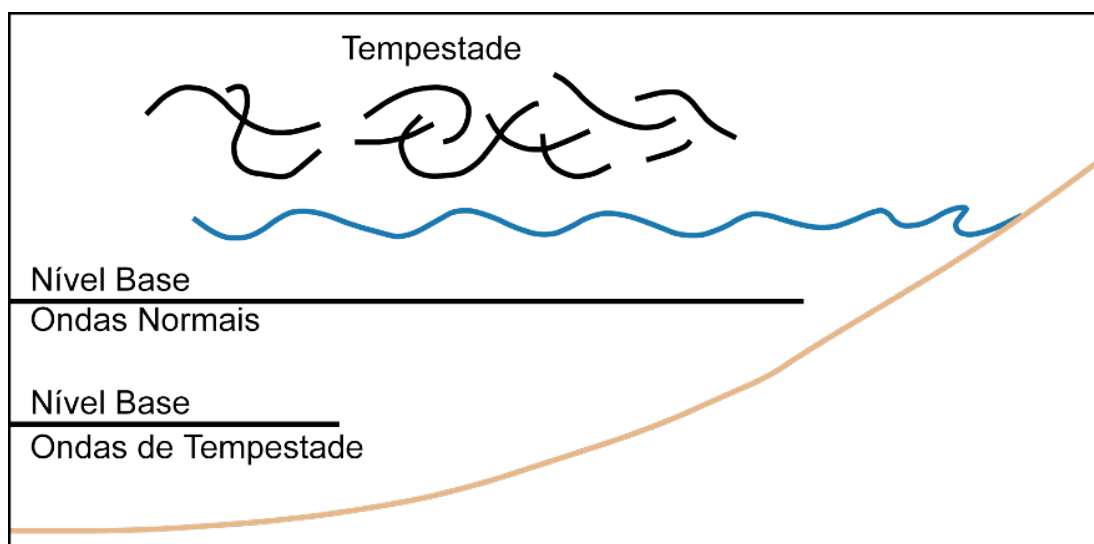


**Figura 40:** A) Seção de GPR selecionada sem interpretação. B) Interpretação da seção com a delimitação das radarfácies. Rf = radarfácies.

O padrão de radarfácies seguinte (Rf C) corresponde a um conjunto de refletos irregulares, descontínuos e com contraste pouco acentuado. Estes representam um ambiente marinho (Fig. 41), que pode estar associado a um de nível base de ação de ondas normais (Fig. 42).



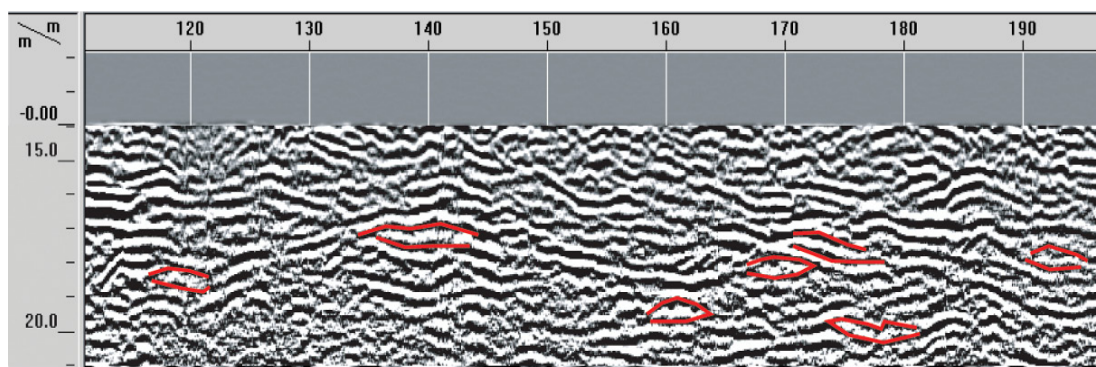
**Figura 41:** A) Diferentes padrões das radarfácies delimitadas. B) Ambientes os quais as radarfácies foram correlacionadas.



**Figura 42:** Diferentes níveis de ação de ondas (modificado de Reading, 1986). A Rf C pode estar associada a um nível base de ação de ondas normais e a Rf D pode estar associada a um nível base de ação de ondas de tempestade.

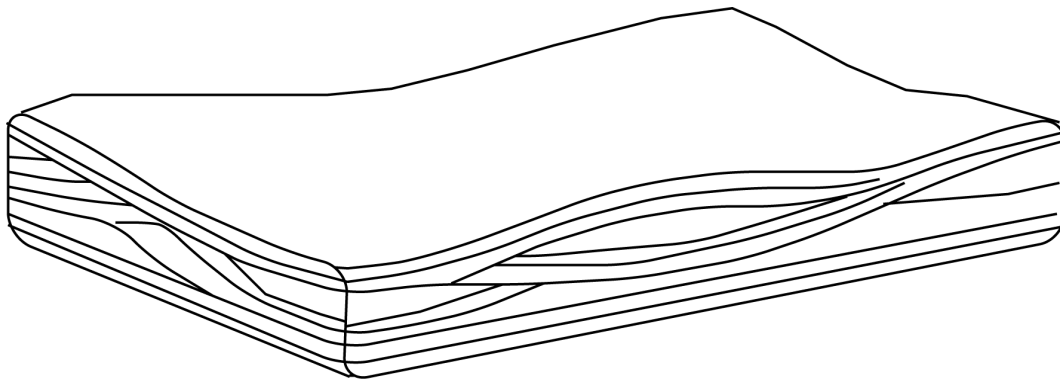
A última radarfácies (Rf D) possui refletores subhorizontais, com pouca continuidade lateral e com contraste mais acentuado que a radarfácies anterior. Estes são interpretados como um ambiente marinho mais profundo que o padrão anterior, e pode estar associado a um de nível base de ação de ondas de tempestade (Fig. 42).

Nesta radarfácies (Rf D), também foram observados refletores ondulados na forma côncava – convexa (Fig. 43), muito similar a estruturas do tipo *hummocky*. Segundo Walker (1979, 1992), Tillman (1985) e Reading (1986), as ondas de tempestade produzem junto ao fundo marinho uma topografia irregular, ondulada na forma de domos baixos, as chamadas *hummockys* (Fig. 44). De acordo com os mesmos, estas estruturas apresentam espessura que não ultrapassa 1 m e uma extensão lateral entre 1 e 5 m. De acordo com Emiliano Mutti (informação verbal) no Apeninos encontram-se estruturas *hummocky* com até 15 m de extensão. Na seção de GPR analisada, os refletores côncavo - convexo apresentam espessura em torno 1 m e uma extensão lateral que varia entre 2 e 10 m de comprimento.



**Figura 43:** Detalhe da radarfácies (Rf D) é possível observar refletores com forma côncava - convexa muito similar a estruturas do tipo *hummocky*. Estes possuem espessura em torno de 1 m e extensão lateral que varia entre 2 e 10 m de comprimento.





**Figura 44:** Estrutura do tipo *hummocky* descrita na literatura (modificada de Walker, 1979). Estas são muito similares as estruturas identificadas na seção de GPR.

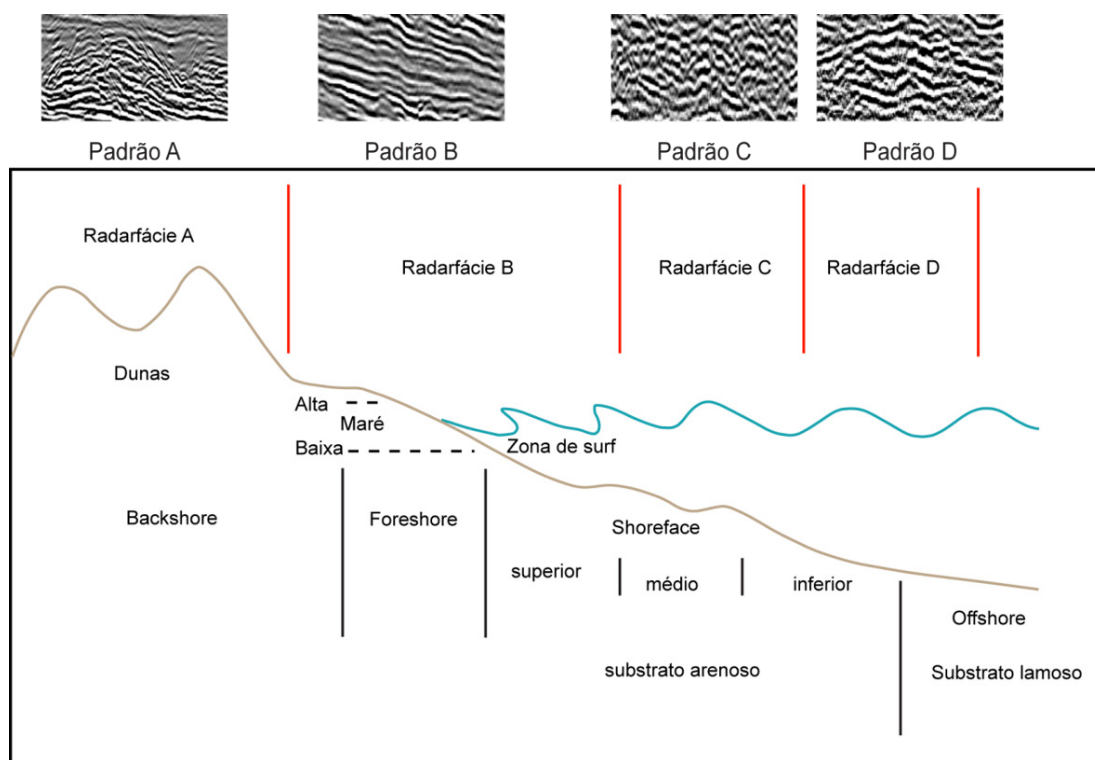
Em campo (Fig. 45), observam-se os diferentes ambientes que compõem um perfil praiial. Estes são correlacionáveis com as radarfácies descritas anteriormente. Os padrões Rf D e Rf C representam o ambiente marinho mais profundo. O padrão Rf B com refletores contínuos é correlacionado com a praia e com a zona marinha rasa. No padrão Rf A observam-se refletores ondulados que representam as dunas frontais.



**Figura 45:** Fotografia representativa do perfil praiial na área de estudo. Observam-se os diferentes ambientes que foram correlacionados com as radarfácies identificadas.

A nomenclatura que tem sido utilizada na literatura para denominar as partes que compõem um perfil praiial não é uniforme. Este fato decorre da alta variabilidade do perfil praiial, tanto espacial como temporalmente. Diferentes praias apresentam diferentes perfis e uma mesma praia apresenta, ao longo do tempo, grandes variações em seu perfil (escala diária, sazonal, anual) como resposta as variações no regime de ondas atuantes.

Devido a esta grande variabilidade, dificuldades foram encontradas para associar as radarfácies a um perfil específico. No presente trabalho os diferentes padrões foram correlacionados segundo a nomenclatura e a divisão do perfil praiial proposta por Walker & Plint (1992) (Fig. 46).



**Figura 46:** Principais componentes de um perfil praiial esquemático modificado de Walker & Plint (1992), correlacionáveis com as radarfácies analisadas no registro do GPR.

Na correlação apresentada na Figura 46 o Padrão A corresponde a parte superior do *backshore*. O padrão B corresponde a parte inferior do *backshore*, todo *foreshore* e se estende até o *shoreface* superior. As

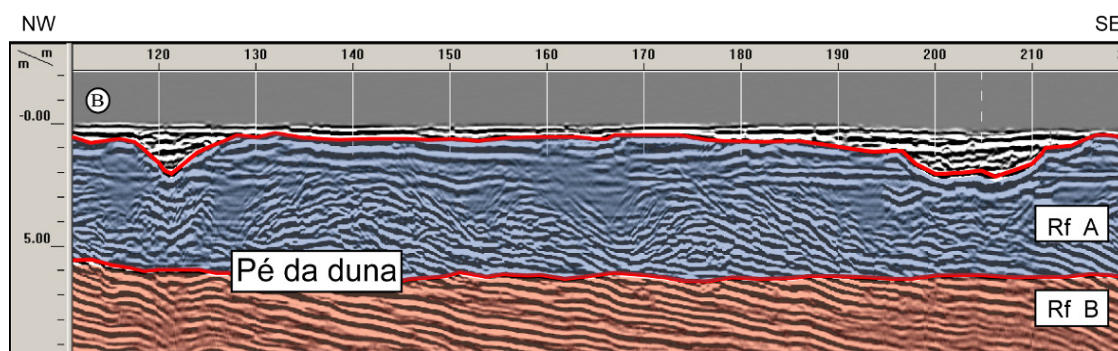
radarfácies C e D representam depósitos subaquosos, correspondendo ao *shoreface* médio/inferior e *shoreface* inferior/*offshore* respectivamente.

Através desta interpretação diferentes ambientes foram identificados e diferenciados a partir das radarfácies e dos dados observados em campo. O perfil analisado na Planície Costeira Sul de Santa Catarina também confirma o empilhamento progradacional da barreira holocênica, onde fácies eólicas recobrem fácies praias e marinhas.

### 5.5 Proposta de um Exercício para Estimar o Paleonível do Mar

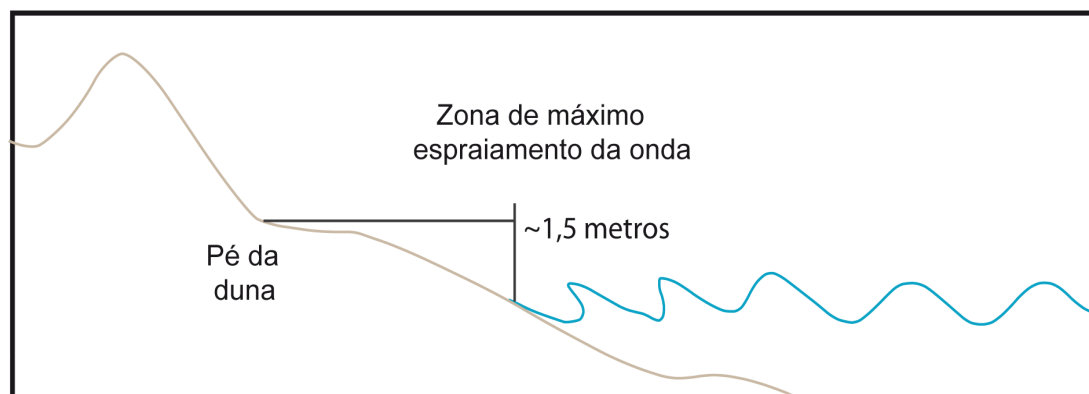
Com base nos resultados obtidos foi realizado um exercício para estimar o paleonível do mar na época da formação dos depósitos identificados nas seções de GPR. Para tanto, a seção escolhida é a mesma descrita no capítulo 5.4.

A base da radarfácies (A) corresponde ao pé da duna frontal (Fig. 47) como descrito no capítulo 5.4.



**Figura 47:** Seção de GPR analisada, onde observamos a base da radarfácies (Rf A) que corresponde ao pé da duna frontal.

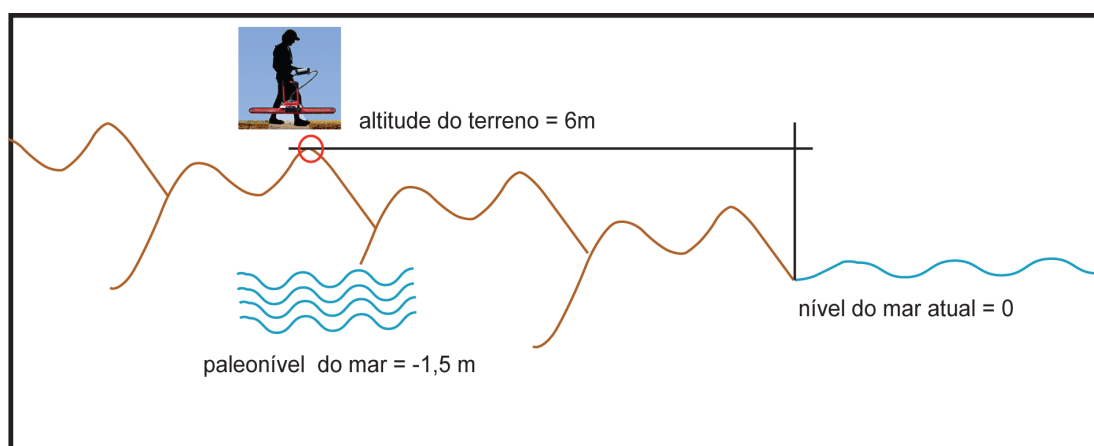
De acordo com dados de DGPS e medidas instantâneas (nivelamento altimétrico), a diferença de altitude entre o pé da duna frontal e a linha de máximo espriamento de onda, ficou entre 1,4 e 1,6 m (altitude do DGPS foi corrigida pelo marégrafo de Imbituba – IBGE, 2009). O valor adotado para este exercício foi de 1,5 m (Fig. 48).



**Figura 48:** Figura esquemática de como a diferença de nível, entre o pé da duna frontal e a linha de máximo espraio da onda.

Esta diferença de nível é somada a base da radarfácies (Rf A) permitindo obter um valor para a profundidade dos depósitos subaquosos. Após esta determinação a profundidade dos depósitos na seção de GPR, foi correlacionada com as cotas da superfície do terreno. Descontando o valor da cota do terreno, da profundidade dos depósitos na seção de GPR, podemos correlacionar esta diferença com níveis do mar pretéritos.

Assim, na distância de 180 m na seção analisada (Fig. 47) a altitude do terreno, medida com o DGPS é de 6 m, os depósitos correspondentes ao pé da duna frontal no mesmo ponto estão a -6 m. Utilizando-se o valor atribuído entre o pé da duna frontal e a linha de máximo espraio, significa que na formação destas estruturas o nível do mar estava 1,5 m abaixo do atual (Fig. 49).



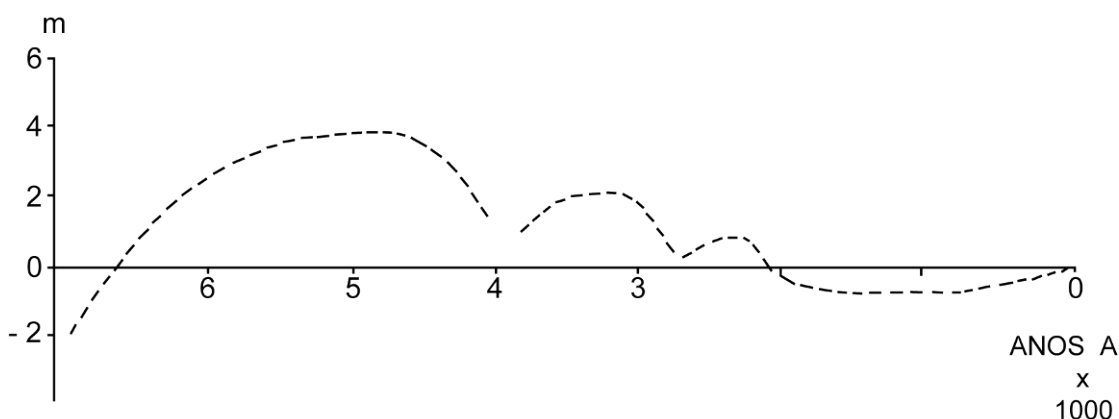
**Figura 49:** Esquema de como a cota do terreno e a profundidade do paleonível do mar foi estimada.

## 5.6 Análise do Exercício

Através da seção analisada neste exercício foi obtido um valor do nível do mar abaixo do atual, durante a formação dos depósitos de cordões de dunas frontais. Seções paralelas a analisada também foram verificadas, e apresentam valores compatíveis.

Uma consideração a ser feita esta vinculada ao valor utilizado para a diferença de nível, entre o pé da duna frontal e a linha de máximo espraiamento da onda, pois este valor é muito variável devido às grandes variações no regime de ondas atuantes (marés meteorológicas). Mesmo que esta diferença tenha um erro de meio metro para mais, ou para menos, cotas abaixo do nível do mar atual são obtidos para a formação destes depósitos.

Os dados obtidos neste exercício condizem com a curva das variações holocênicas do nível do mar proposta por Tomazelli & Villwock (1989) para a costa Rio Grande do Sul (estado que faz limite sul com a área de estudo). Nesta curva é possível observar que em torno de 2 ka AP, o nível do mar estava abaixo do atual, e apresenta uma tendência de subida até os dias de hoje (Fig. 50).



**Figura 50:** Esboço de curva das variações holocênicas do nível relativo do mar na costa do Rio grande do Sul (Tomazelli & Villwock, 1989), região adjacente a área de estudo.

A aplicação deste exercício carece de maior aperfeiçoamento, mas já se mostra uma ferramenta importante para estimar níveis do mar pretéritos.



## 6. CONCLUSÕES

De acordo com os dados altimétricos, geomorfológicos e geofísicos nenhum evento transgressivo com cotas pleistocênicas foi identificado no setor leste da Lagoa do Sombrio, somente altitudes compatíveis com o máximo eustático holocênico foram encontradas.

O mapeamento geológico e geomorfológico permitiu o reconhecimento das principais unidades presentes na área de estudo. A utilização de ferramentas como o DGPS e o Sensoriamento Remoto permitiu quantificar as feições destas unidades, e assim correlacioná-las com o nível do mar.

A barreira holocênica possui uma natureza progradacional, conforme os dados obtidos pelo mapeamento realizado em superfície e em subsuperfície.

Comparações com os sistemas deposicionais do litoral norte do RS proporcionaram correlações com eventos já estudados (regressão normal e regressão forçada).

O exercício proposto para estimar o paleonível do mar se mostrou coerente com a curva de variação do nível do mar proposta por Tomazelli & Villwock (1989) para a costa do RS, porém este exercício carece de mais experimentos.

O GPR mostrou ser uma ferramenta importante para o estudo em subsuperfície, principalmente na identificação de fácies eólicas e praias, permitindo uma melhor compreensão da estratigrafia e da evolução da região.

Através do mapeamento detalhado e dos dados obtidos em subsuperfície, este trabalho serve de subsídio para futuros estudos da evolução costeira da Planície Costeira Sul de Santa Catarina.

Sondagens e datações poderiam confirmar tanto os resultados obtidos em superfície como os de subsuperfície. Novos dados de GPR poderiam determinar o máximo avanço da barreira holocênica na região e até mesmo mudanças do nível relativo do mar, conforme proposto no capítulo 5.5.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANGULO R.J.; GIANNINI, P.C.F.; SUGUIO K.; PESSEDA L.C.R. 1999. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid  $^{14}\text{C}$  ages. **Marine Geology** 159: p. 323-339.
- ANGULO R.J.; LESSA G.C.; SOUZA M.C. 2006. A critical review of the Mid – to Late Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews** 25: p. 486-506.
- BARBOZA, E.G. 1999. **Terraços da Margem Leste da Laguna dos Patos, Litoral Médio do Rio Grande do Sul: Estratigrafia e Evolução Holocênica**. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado, 140p.
- BARBOZA, E.G.; DILLENBURG, S.R.; ROSA, M.L.C.C.; TOMAZELLI, L.J. & HESP, P.A. 2009. Ground-penetrating radar profiles of two Holocene regressive barriers in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 56 (**Proceedings of the 10<sup>th</sup> International Coastal Symposium**), Lisboa, Portugal, p. 579-583.
- DAVIS, J.L. & ANNAN, A.P. 1989. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. **Geophysical Prospecting**, v.37, p. 531-551.
- DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI L.J.; BARBOZA, E.G. 2004. Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil. **Marine Geology** 203: 43-56.
- DIEHL, F.L. & HORN, F<sup>o</sup>, N.O. 1996. Compartimentação geológico-geomorfológica da zona litorânea e planície costeira do Estado de Santa Catarina. **Notas Técnicas 9**, CECO, UFRGS. Porto Alegre, p. 39-50.
- ESDI, 2009. **Earth Science Data Interface**. Download Geociências. Disponível em <<http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>>. Acesso em out. 2008.
- FAIRBRIDGE, R.W. 1968. Terraces – Lacustrine. In: FAIRBRIDGE, R.W. (ed.). **Encyclopedia of Geomorphology**. New York: Reinhold Book, v.3, p. 1138-1140.
- HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.N.; ESTEVES, L.S.; GRUBER, N.L.S.; TOLDO JR., E.E.; TABAJARA, L.L.C.A. AND CLEROT, L.C.P., 2005. Beach Ridges, Foredunes or Transgressive Dunefields? Definitions and an Examination of the Torres to Tramandaí Barrier System, Southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro - RJ, v. 77, n. 3, p. 493-508.

- HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; CLEROT, L.C.P.; TOMAZELLI, L.J. AND AYUP-ZOUAIN, R.N., 2007. Morphology of the Itapeva to Tramandaí transgressive dunefield barrier system and mid- to late Holocene sea level change. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, p. 407-414.
- HORN, Fº, N.O. 1988. **Geologia das Folhas de Torres, Três Cachoeiras, Arroio Teixeira e Maquine, Nordeste do Rio Grande do Sul**. Dissertação (Curso de Pós Graduação em Geociências), Universidade federal do Rio Grande do Sul, 241p.
- HORN, Fº, N.O.; FILHO.; FERREIRA, E. 2004. Diagnóstico geológico-geomorfológico da planície costeira adjacente à enseada dos Currais, Santa Catarina, Brasil. **Gravel (2)**, p. 25-39.
- IBGE, 2009. **Rede Maregráfica Permanente para Geodésia. Marégrafo de Imbituba – SC** Download Geociências. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br>>. Acesso em nov. 2009.
- IMBRIE, J.; HAYS, J.; MARTINSON, D.; MCINTYRE, A.; MIX, A.; MORLEY, J.; PISIAS, N.; PRELL, W. & SCHACKETON, N.J. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta O^{18}$  record. In: BERGER, A. *et al.*, (eds.). **Milankovitch and Climate. Part I**. Riedel. p.269-305.
- MARTIN, L.; BITENCOURT, A.C.S.P. & VILAS-BOAS, G.S. 1982. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira: datação do máximo da penúltima transgressão. **Ciências da Terra**, 1: p. 16-17.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. 1988. **Mapa Geológico do Quaternário Costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina**. Brasília, DNPM, 40p. 2 mapas. Escala 1:200.000. Série Geológica (28), Secção Geológica Básica (18).
- MITCHUM JR., R.M.; VAIL, R.M.; THOMPSON, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part two: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: PAYTON, C.E (ed.). **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa, AAPG, p. 53-62, (Memoir # 26).
- NEAL, A.; RICHARDS, J.; PYE, K., 2002. Structure and development of shell cheniers in Essex, southeast England, investigated using high-frequency ground-penetrating radar. **Marine Geology**. 185, 435– 469.
- NIMER, E. 1979. **Climatologia do Brasil**. 2ª ed., IBGE, 422p.
- READING, H.G., 1986. Introduction. In: Reading, H.G. (Ed.), **Sedimentary Environments and Facies**, 2nd edition. Blackwell, Oxford.



- SCHACKETON, N.J. & OPDYKE, N.D. 1973. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Pacific Core V 28-238: Oxygen isotopic temperatures and ice volumes on  $10^5$  and  $10^6$  year scale. **Quaternary Research**, 3: p. 39-55.
- TILLMAN, R.W.; SWIT, D.J.P.; WALKER, R.G. 1985. **Shelf Sands and Sandstone Reservoirs**, Sepm Short Course Notes NO. 13.
- TOMAZELLI, L.J.; HORN F°, N.O.; VILWOCK, J.A.; DEHNHARDT, E.A.; LOSS, E.L. & KOPPE, J.C. 1984. **Mapa Geológico das Folhas de Osório e Tramandaí**, Escala 1:100.000. CECO/Instituto de Geociências/Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- TOMAZELLI, L.J. 1985. Contribuição ao Conhecimento das Fácies de Ambientes Praial a Partir de Elementos do Pleistoceno Costeiro do Rio Grande do Sul. **Anais...**, 2º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Florianópolis, SBG. p.325-338.
- TOMAZELLI, L.J. 1990. **Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais holocênicos do nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul – Com ênfase no sistema eólico**. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado. 270p.
- TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J.A. 1991. Geologia do Sistema Lagunar Holocênico do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas**, 18 (1): p. 13-24.
- 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**. Edições CIGO/UFRGS, Porto Alegre, p. 375-406.
- TOMAZELLI, L.J. & DILLENBURG, S.R. 2007. Sedimentary facies and stratigraphy of a last interglacial coastal barrier in south Brazil. **Marine Geology**, 244: p. 33-45.
- VAIL, P.R. & MITCHUM JR. R.M. 1977. Seismic Stratigraphy and Global changes of Sea Level Parte 1: Overview. In: Payton, C. E. (Eds.), **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon**. AAPG Memoir 26: p. 51-52.
- VILLWOCK, J.A. 1984. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A synthesis. **Pesquisas**, 16: p. 5-49.
- VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN F°, N.O.; BACHI, F.A. & DEHNHARDT, B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: Rabassa J. (ed.). **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**. Rotterdam, A.A. Balkema. v.4, p.79-97.

VILLWOCK, J.A. & TOMAZELLI, L.J. 1995. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. **Notas Técnicas 8**, CECO, UFRGS. Porto Alegre, 45p.

WALKER, R.G. 1979. Facies models 7. Shallow marine sands. In: WALKER, R.G. (ed.). **Facies Models**: Geoscience Canada Reprint Series 1, p. 75-89.

WALKER, R.G. & JAMES, N.P. 1992. **Facies Models: Response to Sea Level Change**. Stittsville, Geological Association of Canada, 409p.