

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

**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA BARREIRA
TRANSGRESSIVA HOLOCÊNICA NA REGIÃO DA
LAGOA DO SOMBRIO - SC**

ANDERSON BIANCINI DA SILVA

Porto Alegre – 2011

ANDERSON BIANCINI DA SILVA

**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA BARREIRA
TRANSGRESSIVA HOLOCÊNICA NA REGIÃO DA
LAGOA DO SOMBRIO - SC**

ORIENTADOR: Prof. Dr. Eduardo Guimarães Barboza

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Sérgio Rebello Dillenburg – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Maria Cristina de Souza – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná

Prof. Dr. Cesar Alejandro Goso Aguilar – Facultad de Ciencias, Universidad de La República Uruguay

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

Porto Alegre – 2011

Silva, Anderson Biancini

Análise estratigráfica da barreira transgressiva holocênica na região da Lagoa do Sombrio - SC. / Anderson Biancini da Silva. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2011.

[65 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2011.

Orientação: Prof. Dr. Eduardo Guimarães Barboza

1. GPR. 2. Sondagem. 3. Holoceno 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 durante o Quaternário. A área de estudo situa-se em um suave embaiamento costeiro onde a barreira holocênica apresenta um comportamento progradacional. Contudo, dados de subsuperfície adquiridos através do método geofísico do GPR na porção mais interna deste setor, revelaram a presença de refletores inclinados no sentido do continente, evidenciando a fase retrogradacional da barreira holocênica. Estes refletores são interpretados como estratos sedimentares formados em ambiente subaquoso, correspondente à margem lagunar que progradou no sentido do continente. A inversão dos refletores no sentido do oceano corresponde à fase progradacional, sendo estes interpretados como estratos formados no pós-praia (*backshore*) e na zona de estirâncio (*foreshore*). As diferentes fácies reconhecidas em subsuperfície com o GPR foram caracterizadas com o auxílio de dois furos de sondagens SPT (*Standard Penetration Test*). Os dados obtidos nos testemunhos permitiram diferenciar aspectos como textura, cor, conteúdo fossilífero, teor de matéria orgânica e forma dos grãos. Os depósitos sedimentares relacionados à fase retrogradacional são representados por areias finas a muito finas, com a presença de até 34% de lama. Por outro lado, os depósitos relacionados à fase progradacional são compostos por areias finas sem contribuição significativa de lama. Por fim, a datação por radiocarbono de um fragmento de madeira, localizado na fácies interpretada como a margem lagunar, revelou que esta foi depositada há cerca de 8 ka AP, em um nível relativo do mar aproximadamente 7 m abaixo do atual. Esta margem, que progradou no sentido do continente, corresponde à fase retrogradacional (transgressiva) da barreira holocênica.

Palavras Chaves: GPR, Sondagem, Holoceno

ABSTRACT

In the Southern Santa Catarina Coastal Plain, between Mampituba river and the northern Sombrio lagoon, are present coastal deposits generated by shoreline transgressions and regressions during the Quaternary. The study area is situated on a gentle coastal embayment where the holocenic barrier has a progradational behavior. However, subsurface data acquired through the GPR in the innermost portion of this sector, revealed the presence of reflectors inclined landward, evidencing the retrogradational phase of the holocenic barrier. These reflectors are interpreted as sedimentary strata formed in subaqueous environment, corresponding to the margin lagoon which prograded landward. The reversal of reflectors basinward corresponds to the progradational phase, which is interpreted as backshore and foreshore strata. The facies recognized in subsurface with GPR were characterized with the aid of two SPT (Standard Penetration Test) drill holes. The core data allowed differentiate aspects such as texture, color, grain shape, fossil and organic matter content. Sedimentary deposits related to the retrogradational phase are represented by fine to very fine sand, with the presence of until 34% of mud. On the other hand, progradational deposits are composed of fine sand without significant mud content. Finally, the radiocarbon dating of a wood fragment, located in lagoon margin facies, showed that it was deposited at about 8 ka BP, in a mean sea level of around 7 m below the current level. This margin, which prograded landwards, corresponds to the retrogradational phase of the holocenic barrier (transgressive).

Keywords: GPR, Drill holes, Holocene

ÍNDICE DE FIGURAS E TABELAS

Figura 1: localização da área de estudo com as principais rodovias.	3
Figura 2: Perfil esquemático transversal aos sistemas deposicionais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (modificado de Tomazelli & Villwock, 2000). Os sistemas laguna/barreira III e IV são identificados na área de estudo.....	4
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.	5
Figura 4: Recorte processado da imagem Landsat sensor ETM+ - R7G4B2. A área de estudo é um prolongamento de um suave embaiamento costeiro que inicia no litoral norte do RS.	6
Figura 5: Mapa das principais feições geológicas identificadas. O paleocampo de dunas a leste da lagoa, por vezes recobre os depósitos adjacentes, por isso somente seu limite oeste foi delimitado.	8
Figura 6: Principais corpos d'água da região de estudo.	9
Figura 7: Ao centro da foto podemos observar a “barrinha” que une a lagoa do Sombrio com o rio Mampituba.	10
Figura 8: Fotografia “A” a antena de 100 MHz e na “B” a antena de 200 MHz. Ambas foram utilizadas para realização deste trabalho.	13
Figura 9: Arranjo <i>Common off-set</i> utilizado na aquisição dos dados de GPR. As antenas transmissora e receptora mantêm-se a uma distância fixa durante a aquisição.....	13
Figura 10: Foto da campanha de sondagem realizada pelo método SPT.	14
Figura 11: Registro fotográfico de uma das amostras recuperadas.	15
Figura 12: Foto com detalhe das seringas utilizadas para coleta de alíquotas menores para análise no contador de partículas a laser.	15
Figura 13: Fluxograma das etapas realizadas na análise granulométrica manual.	18
Figura 14: À esquerda recorte processado da imagem SPOT, onde se observa o limite oeste do paleocampo de dunas. Na fotografia “A” as paleodunas localizadas mais próximas ao rio Mampituba. Na fotografia “B” observa-se o relevo ondulado com grandes elevações, característico deste depósito.	25
Figura 15: MDT da área de estudo. No círculo é possível observar que as cotas mais elevadas do paleocampo de dunas, encontram-se próximas ao rio Mampituba. As altitudes mais elevadas nesta imagem estão relacionadas a afloramentos da Bacia do Paraná.....	26
Figura 16: Fotografia aérea da área de estudo. Nas setas vermelhas é possível observar paleocanais do rio Mampituba que erodiram os depósitos a leste da lagoa.	27
Figura 17: No plano de fundo da fotografia observa-se a escarpa que limita o terraço lagunar, a oeste do paleocampo de dunas.....	27
Figura 18 À esquerda recorte processado da imagem SPOT com as feições relacionadas à fase progradacional. Na fotografia “A” cristas e cavas referentes aos cordões de dunas frontais e na “B” dunas eólicas referentes ao campo de dunas transgressivo.	28
Figura 19: Localização da seção analisada junto ao paleocampo de dunas no município de Balneário Gaivota (SC).	29

Figura 20: A) Seção de GPR de 200 MHz sem interpretação. Nesta é possível observar a localização dos dois furos de sondagens e a profundidade da datação -14,5m linha em preto. B) Interpretação da seção com a delimitação das radarfácies. Rf = radarfácies.	30
Figura 21: Radarfácies correlacionadas a campos de dunas eólicas. Este padrão não apresenta um contraste muito acentuado devido à homogeneidade do depósito.....	31
Figura 22: Em destaque podemos observar um refletor horizontal bem marcado, este é interpretado como uma superfície eólica de primeira ordem.	31
Figura 23: Fotografia representativa onde se observam os diferentes ambientes correlacionados às radarfácies descritas anteriormente.....	32
Figura 24: Fotografia dos grãos analisados na lupa binocular tamanho areia fina (entre 0,125 e 0,177 mm). O estudo revelou grãos subarredondados, mamelonados polidos. Estes são aspectos do ambiente eólico na área de estudo.	32
Figura 25: Padrão de radarfácies correlacionados a depósitos da praia lagunar.	33
Figura 26: Fotografia representativa onde se observa o ambiente praiial lagunar, a qual a radarfácies descrita acima foi correlacionada.....	33
Figura 27: Padrão da radarfácies com refletores inclinados no sentido da bacia.	34
Figura 28: Configuração interna dos refletores, modificada de Mitchum Jr. <i>et al.</i> (1977). As configurações progradantes são similares as identificadas na seção de GPR.	34
Figura 29: Fotografia representativa onde se observa o ambiente praiial marinho. A praia (subaérea) foi correlacionada ao topo da radarfácies descrita acima; e a zona entre marés (subaquosa - subaérea) foi associada à porção mais basal.	35
Figura 30: Padrão da radarfácies com refletores inclinados no sentido do continente. Estes evidenciam a fase retrogradacional da barreira.	36
Figura 31: Fotografia representativa do ambiente lagunar subaquoso (margem lagunar), a qual ocorreu a progradação no sentido do continente.	37
Figura 32: Seção de GPR com antena de 100 MHz. As setas vermelhas destacam um refletor horizontal interpretado como o substrato sobre o qual a margem lagunar progradou no sentido do continente. Nas setas amarelas observamos os refletores inclinados em alto ângulo no sentido do continente. O círculo em vermelho destaca a inversão dos refletores no sentido do oceano.	38
Figura 33: Fotografia dos grãos analisados na lupa binocular tamanho areia fina (entre 0,125 e 0,177 mm). Estes apresentam um aspecto terroso com uma textura superficial sacaroidal, aspectos do topo da fase transgressiva.	39
Figura 34: Fotografia do fragmento de madeira datado.	40
Figura 35: Radarfácies com péssima relação sinal/ruído ou total transparência.	41
Figura 36: Fotografia da amostra correlacionada à perda do sinal de GPR. Nesta podemos observar laminações ferruginosas de oxidação.	41
Figura 37: Fotografia dos grãos analisados na lupa binocular tamanho areia fina (entre 0,125 e 0,177 mm). Nesta podemos observar um óxido de ferro capeando os grãos, sendo este o provável responsável pela perda de sinal na seção de GPR.	42
Figura 38: Principais elementos morfológicos de um sistema laguna-barreira transgressivo. Círculo em vermelho destaca os principais processos de migração de barreiras costeiras no	

sentido do continente, os leques de sobrelavagem e deltas de maré enchente (modificado de Reinson, 1992).....	44
Figura 39: À esquerda imagem do Google Earth (2004) onde é possível observar a delimitação da escarpa no setor leste da lagoa, e o provável comprimento da barreira no final da fase transgressiva. À direita seção de GPR (200 MHz) com destaque para inversão dos refletores. A partir desta inversão até a escarpa foi à distância medida.	46
Figura 40: Figura “A” imagem Landsat sensor ETM+ - R7G4B2 com a localização da lagoa Mangueira na costa do Rio Grande do Sul, em setor da barreira com comportamento retrogradacional. Na figura “B” imagem Google Earth, com maior detalhe da lagoa, onde se observa drenagens superficiais adentrando a lagoa e formando pequenos deltas lagunares (adaptado de Lima, 2008).	47
Figura 41: Seção de GPR (200 MHz) onde se observa um retrabalhamento dos refletores que representam a margem lagunar. Este retrabalhamento localiza-se junto à base da radarfácies interpretada como a praia oceânica (estirâncio).	48
Figura 42: Desenho esquemático onde se observa que o topo das feições correspondentes as margens lagunares situam-se aproximadamente ao nível do mar. Esboço baseado em observações ao longo das lagunas costeiras.	50
Figura 43: Em “A” curva do nível relativo do mar proposta por Peltier & Fairbanks (2006). Os dados obtidos aproximam-se desta curva onde o nível a 8 ka AP situava-se em torno de -8 m (tracejado em vermelho). Em “B” a curva proposta por Corrêa (1990). O nível neste mesmo intervalo de tempo encontrava-se a cerca de -28 m (tracejado em vermelho) (modificado de Rosa, 2010).....	50
Figura 44: Desenho esquemático da evolução da barreira holocênica. Em “A” pode-se observar a margem lagunar progradando no sentido do continente. Nesta fase a lagoa do Sombrio tinha conexão direta com o mar. Em “B” ocorre a agradação da barreira com um elevado campo de dunas se formando a leste da laguna. Em “C” ocorre a regressão normal com um maior desenvolvimento dos cordões de dunas frontais. Em “D” a progradação mais acelerada da barreira com cordões mais próximos; e o fechamento da conexão da laguna com o mar. Nesta fase também um campo de dunas transgressivo se torna ativo.	52
Tabela 1: Tabela comparativa entre as duas análises realizadas. No contador de partículas não foram detectadas partículas de areia muito grossa (A. M. Grossa) e areia grossa (A. Grossa). Neste mesmo procedimento, o percentual de sedimentos lamosos (entre o <i>phi</i> 5 e 12) sempre foram superiores ao confrontarmos com a análise manual. Conseqüentemente este maior refinamento da análise mecânica faz com que as amostras apresentem uma seleção de grãos mais pobre. As semelhanças entre os dois métodos estão no <i>phi</i> com maior percentual e a classificação segundo o tamanho médio.....	24
Tabela 2: Tabela das classes texturais segundo a escala de Wentworth (1922) e dos parâmetros estatísticos de acordo com Folk & Ward (1957). Nesta podemos observar um predomínio do <i>phi</i> 2,5 das amostras correspondentes ao ambiente praiado oceânico. A seleção de grãos dos dois ambientes é similar. A amostra LS-2#10 apresentou um <i>phi</i> predominante diferente das demais.	36

SUMÁRIO

ÍNDICE DE FIGURAS E TABELAS	i
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Considerações Iniciais	1
1.2 Localização e Vias de Acesso	2
1.3 Justificativa e Objetivos	2
2. GEOLOGIA E CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA ÁREA	4
2.2 Hidrografia	9
2.3 Clima	10
2.4 Marés, Ventos, Ondulação e Correntes	11
3. MATERIAIS E MÉTODOS	12
3.1 Técnicas Preliminares	12
3.2 Técnicas de Campo	12
3.2.1 GPR – radar de penetração no solo	12
3.2.2 Sondagens	14
3.2.3 Levantamento Altimétrico	16
3.3 Técnicas de Laboratório	16
3.3.1 Sensoriamento Remoto	16
3.3.2 Processamento dos dados de GPR	16
3.3.3 Interpretação dos dados de GPR	17
3.3.4 Análise Textural (granulometria)	17
3.3.5 Análise Morfoscópica	19
3.3.6 Análise da Matéria Orgânica	20
3.3.7 Datação por ¹⁴ C	20
3. PREMISSAS SEDIMENTOLÓGICAS	21
4. DIFERENÇAS ENTRE A ANÁLISE MANUAL E MECÂNICA	23
5. RESULTADOS	25
5.1 Caracterização Geomorfológica	25
5.2 Caracterização dos Depósitos em Subsuperfície	28
5.3 Interpretações das Radarfácies Associado aos Dados Sedimentológicos	31
5.3.1 Radarfácies relacionadas ao Ambiente Eólico	31
5.3.2 Radarfácies relacionadas ao Ambiente Praial Lagunar	33
5.3.3 Radarfácies relacionadas ao Ambiente Praial Oceânico	34
5.3.4 Radarfácies relacionados à Margem Lagunar	36
5.3.5 Radarfácies Relacionada ao Substrato Pleistocênico	41
6. DISCUSÕES	43
6.1 Comportamento do Nível do Mar	43
6.2 Análise da Fase Retrogradacional	44
6.3 Evolução da Barreira	49
7. CONCLUSÕES	53
8. REFERÊNCIAS	55

1. INTRODUÇÃO

1.1 Considerações Iniciais

Através de estudos estratigráficos, diferentes comportamentos da barreira costeira holocênica foram identificados no setor sudeste da Bacia de Pelotas (Dillenburg *et al.*, 2000 e Barboza *et al.*, 2010). Esses comportamentos são evidenciados por padrões retrogradacionais, progradacionais, e agradacionais.

Segundo Dillenburg *et al.* (2005) barreiras transgressivas e regressivas coexistem na Planície Costeira do Rio grande do Sul, sendo estas formadas nos últimos 7 ka AP, através da alternância de condições de balanço positivo e negativo de sedimentos ao longo da costa. O modelo evolutivo destas barreiras holocênicas, em uma escala de longo período (séculos e milênios), favorece tanto uma situação de balanço positivo de sedimentos, favorecendo a progradação das barreiras (regressão da linha de costa), como uma situação de balanço negativo, que resulta na retrogradação das barreiras (transgressão da linha de costa).

A progradação da barreira ocorre quando a taxa de aporte sedimentar supera a taxa de criação de espaço na bacia. Isso faz com que os sistemas deposicionais migrem no sentido do depocentro da bacia. Por outro lado, quando ocorre o inverso, os sistemas retrogradam. Quando o aporte se equivale à taxa de criação de espaço, o padrão de empilhamento torna-se agradacional.

Este comportamento distinto, também foi evidenciado por Barboza *et al.*, 2010 através de seções de GPR (*Ground Penetrating Radar*), obtidas em diferentes setores da barreira holocênica do Rio Grande do Sul. Estes evidenciaram setores retrogradacionais, com refletores inclinados no sentido do continente, enquanto outros setores apresentam um padrão progradacional, com refletores migrando no sentido do oceano.

A área de estudo se localiza na Planície Costeira Sul de Santa Catarina (PCSSC) estabelecida em um suave embaçamento costeiro (Silva, 2009), onde a barreira holocênica apresenta um comportamento progradacional (regressivo). Este trabalho revelou através de dados de GPR, adquiridos na porção mais interna deste setor, a presença de depósitos em subsuperfície relacionados com a fase retrogradacional da barreira. A maior dificuldade no reconhecimento desta fase em subsuperfície centra-se no fato de que durante uma transgressão, o avanço do mar sobre o continente pode erodir total ou parcialmente a linha de costa e a antepraia, resultando na destruição dos depósitos relacionados a barreira transgressiva.

O presente estudo visa caracterizar e diferenciar os depósitos imageados pelo GPR em um perfil na costa sul catarinense. A presença de refletores inclinados no sentido do continente revela a fase retrogradacional da barreira holocênica. Neste mesmo perfil, a inversão dos refletores no sentido do oceano corresponde a fase progradacional (atual).

Como método direto, furos de sondagem SPT (*Standard Penetration Test*) foram realizados para auxiliar na caracterização dos depósitos em subsuperfície. Nas amostras recuperadas, aspectos faciológicos como: textura, cor, conteúdo fossilífero, teor de matéria orgânica, e forma dos grãos foram determinados.

As amostras coletadas em campo foram processadas tanto pelo método manual de peneiramento e pipetagem, como pelo método mecânico através do contador de partículas a laser. Uma análise entre os dois métodos também será apresentado.

1.2 Localização e Vias de Acesso

A área de estudo localiza-se na porção meridional da Planície Costeira Sul de Santa Catarina (PCSSC), na margem leste da lagoa do Sombrio. Nesta margem, um paleocampo de dunas se estende de forma retilínea, desde o limite com estado do Rio Grande do Sul até o rio Araranguá (SC).

A principal via de acesso se dá pela Estrada Geral Estiva do Rodrigues, que percorre praticamente todo paleocampo de dunas (Fig. 1).

1.3 Justificativa e Objetivos

A identificação da barreira retrogradacional, em setores atualmente em progradação é muito pouco documentada, mesmo em nível internacional. Uma das exceções é o trabalho de Roy *et al.* (1994) no sudeste australiano.

No Brasil este tipo de investigação esta em fase de desenvolvimento, (FitzGerald *et al.*, 2007 e Lima, em prep). Portanto, foi selecionada para este estudo uma região situada no município de Balneário Gaivota (SC), que evidencia em subsuperfície o registro retrogradacional da barreira holocênica.

Como proposta, este trabalho visa caracterizar e diferenciar os depósitos imageados em subsuperfície pelo GPR. Por meio deste método é possível identificar as fases retrogradacional e progradacional da barreira holocênica.

Através das interpretações das seções de GPR, aliado aos dados de duas sondagens, foi possível caracterizar o comportamento da barreira e propor um modelo evolutivo para a região.

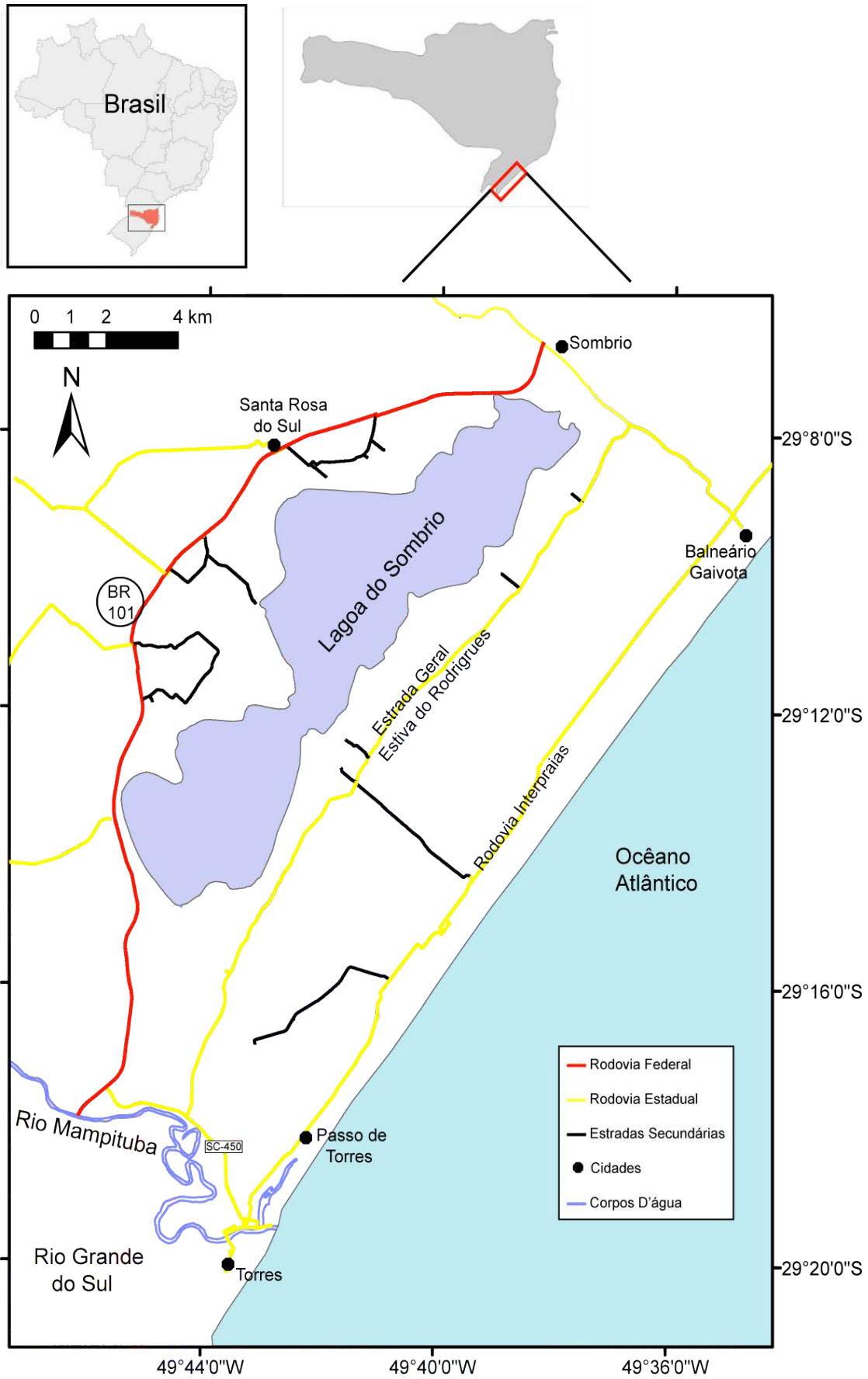


Figura 1: localização da área de estudo com as principais rodovias.

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). A Planície Costeira Sul de Santa Catarina (PCSSC), abrange a margem emersa da Bacia de Pelotas, a qual possui depósitos sedimentares que representam antigos sistemas deposicionais costeiros (Silva, 2009).

Ao sul da área de estudo, na Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS), foram identificados quatro sistemas deposicionais do tipo laguna/barreira (Villwock *et al.*, 1986; Tomazelli & Villwock, 2000), que evoluíram a partir dos eventos transgressivos-regressivos em resposta às variações do nível do mar durante o Quaternário (Fig. 2).

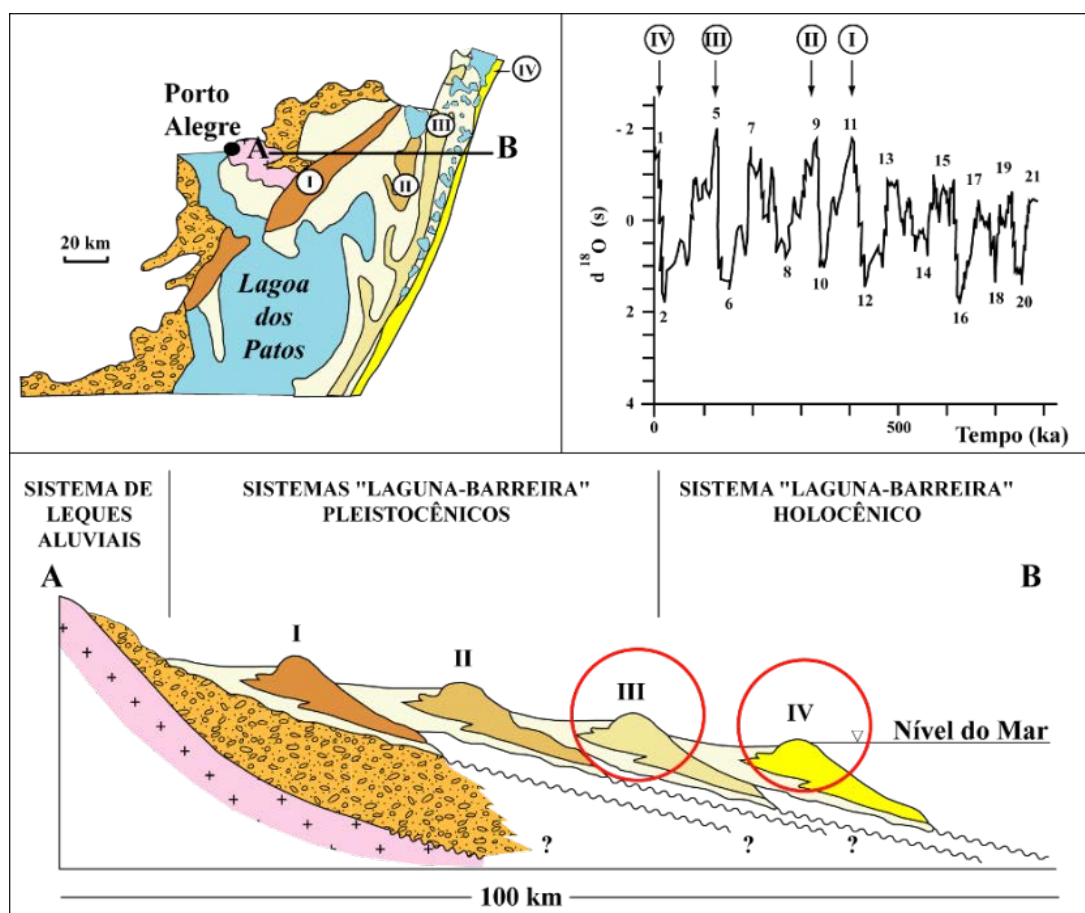


Figura 2: Perfil esquemático transversal aos sistemas deposicionais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (modificado de Tomazelli & Villwock, 2000). Os sistemas laguna/barreira III e IV são identificados na área de estudo.

De acordo com Diehl & Horn (1996) os depósitos quaternários da PCSSC são correlacionáveis aos sistemas deposicionais laguna/barreira III e IV, definidos para o estado do Rio Grande do Sul. Segundo Martin *et al.* 1988 e Silva (2009) 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.

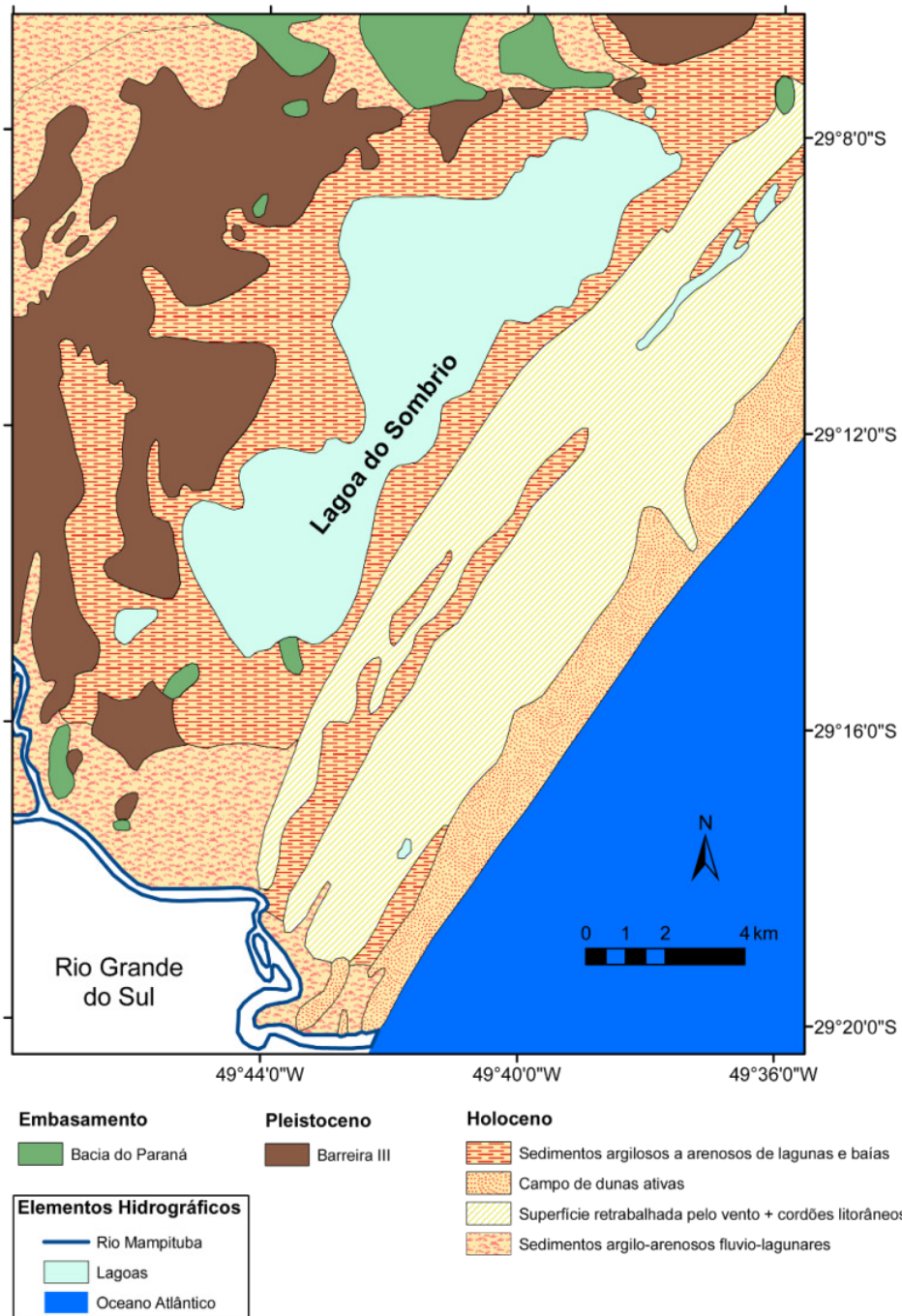


Figura 3: Mapa geológico modificado de Martin *et al.* (1988). Neste podemos observar depósitos holocênicos a leste, e pleistocênicos a oeste da lagoa do Sombrio.

A PCSSC situa-se em um suave embaimento costeiro (Silva, 2009). 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 progradacional. A área de estudo é um prolongamento deste embaimento (Fig. 4).

Silva (2009) apresentou um mapeamento do setor em estudo, partindo de feições no entorno da lagoa do Sombrio até o campo de dunas próximas a linha de praia (Fig. 5).

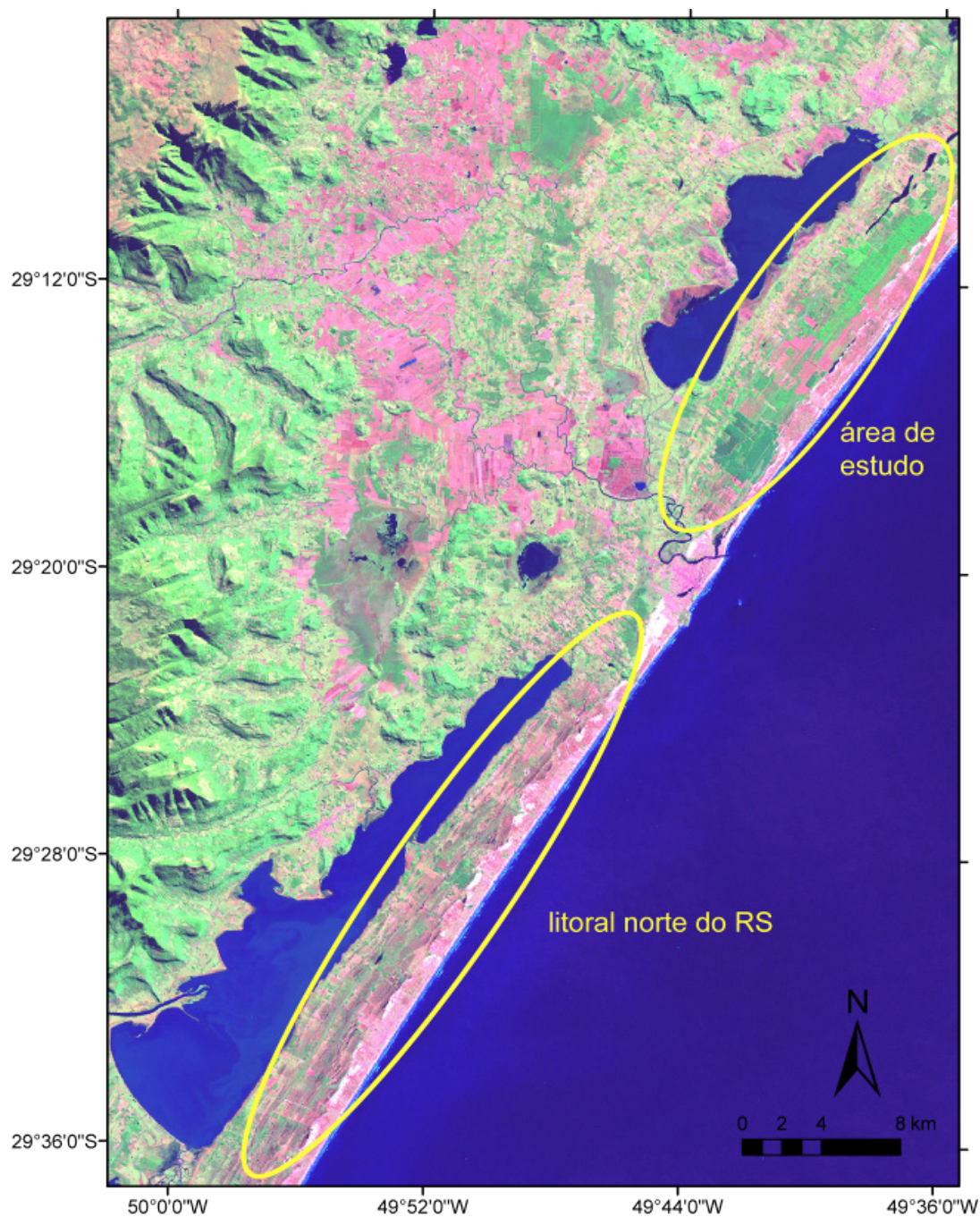


Figura 4: Recorte processado da imagem Landsat sensor ETM+ - R7G4B2. A área de estudo é um prolongamento de um suave embaimento costeiro que inicia no litoral norte do RS.

A primeira unidade mapeada foi uma feição de terracamento lagunar, de caráter regional, presente no entorno da lagoa. Esta feição é atribuída ao nível de mar mais alto do holoceno, com cotas entre 1,6 e 4,1 m quando a lagoa possuía proporções muito maiores que a atual. A elevação do nível lagunar foi à responsável pela geração deste terraço.

Uma segunda feição de terracamento lagunar, com caráter regional também é identificada com cotas abaixo de 2 m. Este é limitado por uma crista que circunda praticamente toda lagoa.

A leste da lagoa do Sombrio identifica-se um paleocampo de dunas que se estende de forma retilínea em toda a extensão da lagoa. Por vezes estas dunas recobrem os depósitos adjacentes (cordões litorâneos regressivos), o que torna seu contato difuso.

A próxima unidade definida foram os cordões litorâneos regressivos, os quais representam a paleotopografia de cordões de dunas frontais (*foredune ridges*). Estes cordões são limitados a leste por dunas de precipitação (*precipitation ridges*), que são longos cordões formados pelo empilhamento de areia que “precipita” sobre a vegetação presente. Ao leste destas dunas, um amplo campo de dunas transgressivo (*transgressive dunefields*) se faz presente.

Por fim, foram observados extensos paleocanais, e canais do rio Mampituba que truncam os terrenos adjacentes. Dessa forma, Silva (2009) caracterizou a PCSSC como um sistema costeiro holocênico progradacional, formado por um paleocampo de dunas recobrindo parte dos cordões litorâneos regressivos, e por um campo de dunas transgressivo junto à linha de costa. Estes são truncados por paleocanais e canais do rio Mampituba.

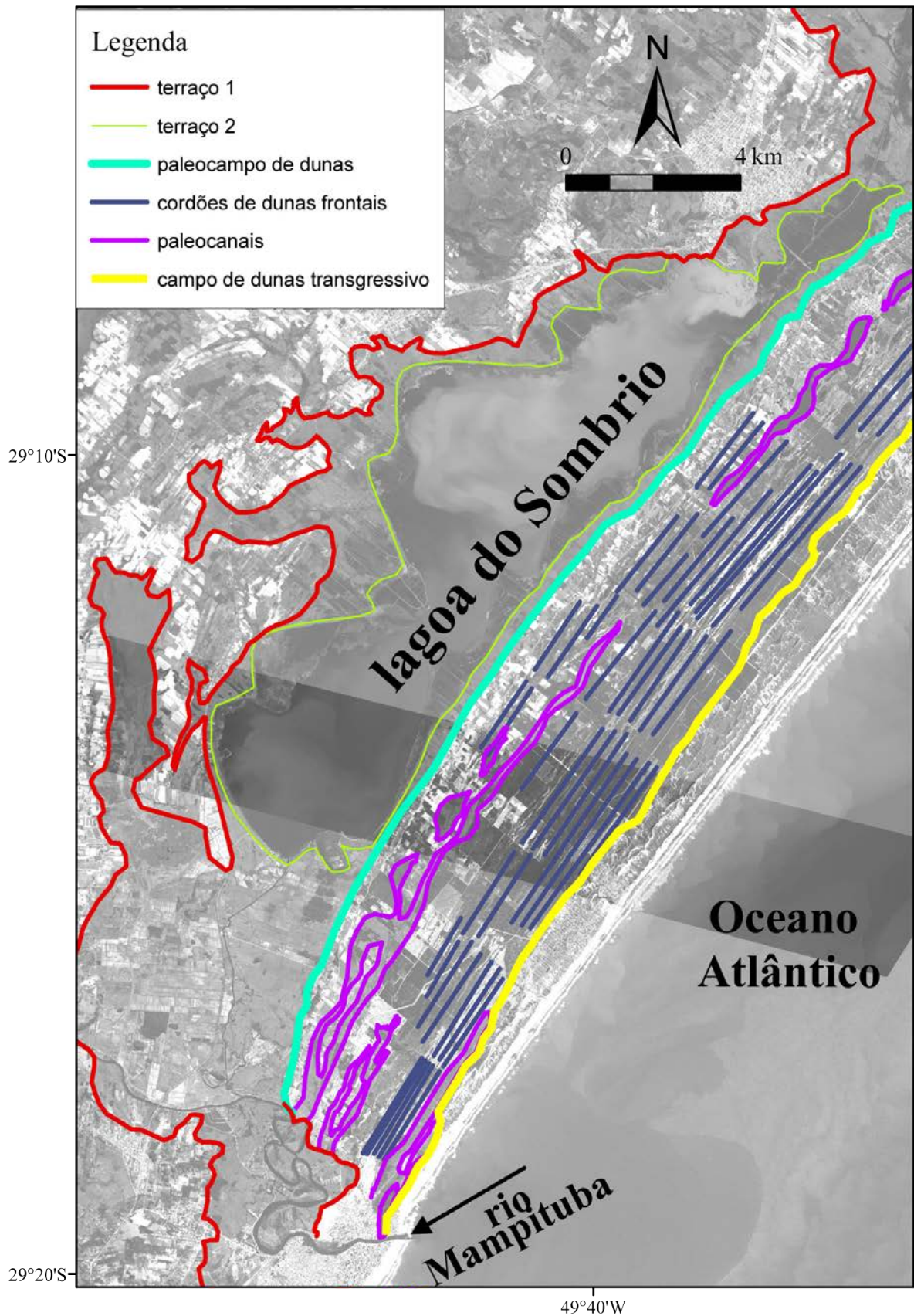


Figura 5: Mapa das principais feições geológicas identificadas. O paleocampo de dunas a leste da lagoa, por vezes recobre os depósitos adjacentes, por isso somente seu limite oeste foi delimitado.

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 (Fig. 6). A lagoa possui um eixo principal NW-SW de 20 km, com largura que varia entre 0,5 e 5 km, apresentando esporões mais ou menos desenvolvidos no seu interior. Um levantamento batimétrico realizado por Wahrlich *et al.*, 1997 indicou baixas profundidades, a partir das margens até aproximadamente 200m, foram encontrados profundidades menores que um metro, enquanto que na parte central a maior foi de 1,6 m.

Entre os afluentes da lagoa destaca-se o rio da Lage (setor noroeste), apresentando uma vazão maior do que a observada em outros cursos da região. Foram constatados indicadores de uma intensa sedimentação da lagoa com uma importante contribuição de materiais provenientes deste rio, acarretando um avanço das margens para o interior da lagoa, processo este que é acelerado pela abundante vegetação aquática existente.

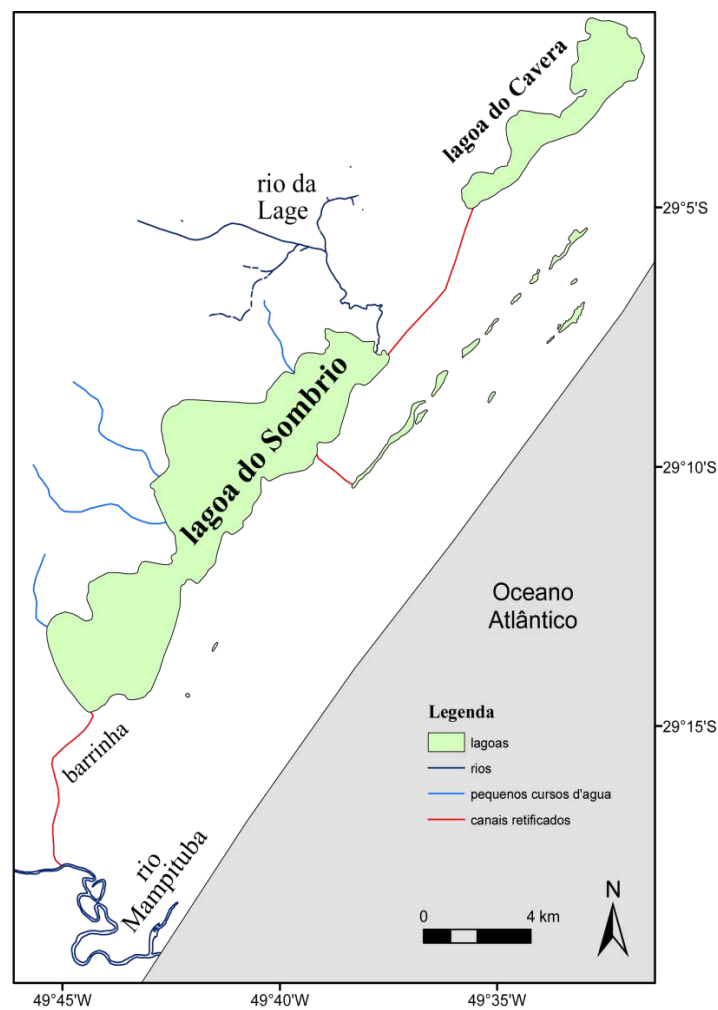


Figura 6: Principais corpos d'água da região de estudo.

Ao sul a lagoa do Sombrio tem conexão através da chamada “barrinha” com o rio Mampituba, que por sua vez tem conexão com o mar (Fig. 7). Ao norte há um canal de ligação entre esta e a lagoa da Caveira. No setor leste ocorrem cordões de pequenas lagoas alongadas como a lagoa de Fora e a lagoa Figueirinha. Diversos canais de drenagem localizados nas áreas baixas adjacentes também são presentes.

De acordo com Wahrlich *et al.* (1997) a lagoa do Sombrio apresenta teores de salinidade inferior a 1%, caracterizando assim um ambiente de água doce sem influência marinha atualmente.



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

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).

A circulação de água na lagoa do Sombrio e as variações nos níveis de água são, como em outros ambientes similares, controladas por ventos. De uma forma geral em condições de vento nordeste (predominante na região) as águas fluem em direção sul, ocorrendo à saída de água da lagoa e conseqüentemente abaixamento do nível. Ao contrario em condições de ventos do quadrante sul, ocorre um represamento das águas e uma eventual entrada de águas oriundas do rio Mampituba (Wahrlich *et al.*, 1997)

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Técnicas Preliminares

Para o desenvolvimento do trabalho foi realizado inicialmente uma etapa pré-campo, que constou em observações de fotografias aéreas, de imagens de satélite, dos mapas geológicos pré-existentes e do modelo digital de elevação do terreno (MDT).

O contato inicial com a área de estudo, ocorreu através de técnicas de sensoriamento remoto, proporcionando assim uma visão geral da barreira costeira, estabelecendo-se assim uma estratégia de coleta dos dados em campo. 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.

3.2 Técnicas de Campo

Em seguimento as técnicas preliminares, foi realizado um reconhecimento da geomorfologia da área de interesse da barreira. Para caracterização estratigráfica foi empregado o método geofísico GPR (*Ground Penetrating Radar*), e a partir deste, dois furos de sondagem SPT (*Standard Penetration Test*) foram executados. Como apoio, foi utilizado um sistema de posicionamento global diferencial (DGPS) para obtenção de coordenadas X, Y e Z mais precisas.

3.2.1 GPR – radar de penetração no solo

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. Esta onda é convertida em um sinal, digitalizada e armazenada na memória de um coletor.

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.

O equipamento utilizado na aquisição dos dados foi o GPR da empresa GSSI, modelo SIR-3000 com uma antena de frequência central de 200 e 100 MHz (Fig. 8). 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 (Fig. 9). Desta forma, obtém-se uma seção contínua de imageamento sob a linha de deslocamento das antenas.

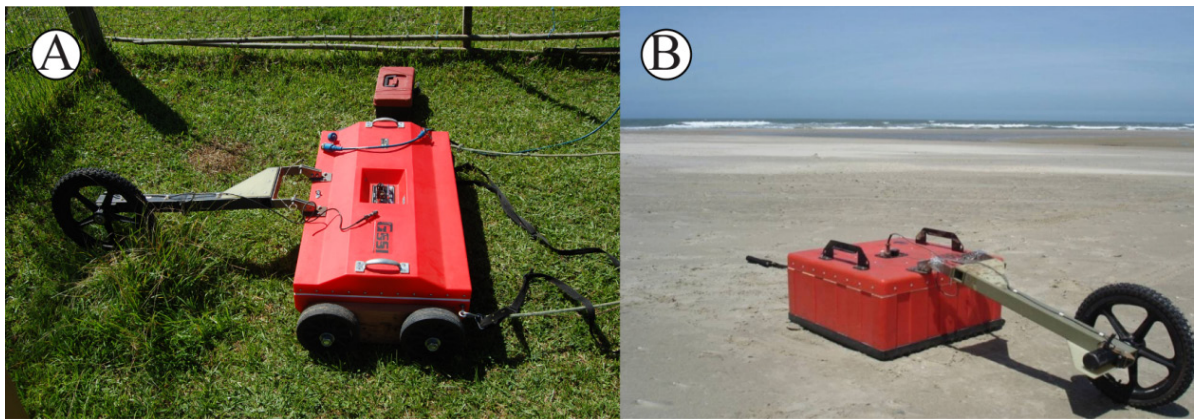


Figura 8: Fotografia “A” a antena de 100 MHz e na “B” a antena de 200 MHz. Ambas foram utilizadas para realização deste trabalho.

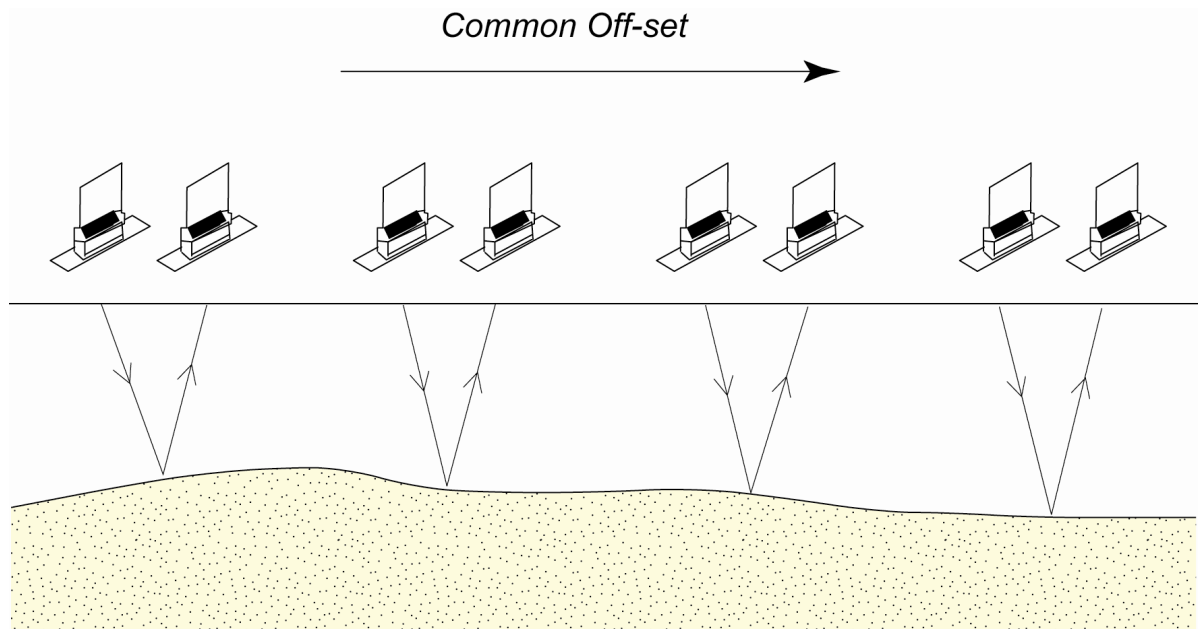


Figura 9: Arranjo *Common off-set* utilizado na aquisição dos dados de GPR. As antenas transmissora e receptora mantêm-se a uma distância fixa durante a aquisição.

3.2.2 Sondagens

Com base nos dados obtidos pelo GPR, foram definidos dois alvos onde foram executadas as sondagens. Estas foram dispostas ao longo de um perfil orientado transversalmente à barreira (NW-SE), localizados no município de Balneário Gaivota SC.

A amostragem de subsuperfície foi realizada através do emprego de sondagens do tipo SPT (Fig. 10). Esta opera por circulação de água e à percussão. A cada 55 cm de avanço da sondagem é inserido um amostrador que coleta 45 cm da coluna sedimentar. Com o amostrador são coletadas amostras nos intervalos 1,00 a 1,45 m, 2,00 a 2,45 m, 3,00 a 3,45 m, e assim sucessivamente até ser alcançada a profundidade limite da sondagem.

A sondagem à percussão fornece o índice de resistência à penetração do solo. Este valor é obtido através do número de golpes de um peso batente de 65 kg que cai de uma altura de 75 cm, em queda livre, sobre a cabeça das hastes de penetração. Desta forma, obtém-se o grau de compactação dos solos arenosos ou a consistência dos solos siltosos e argilosos (Clerot, 2004)



Figura 10: Foto da campanha de sondagem realizada pelo método SPT.

O primeiro furo de sondagem foi localizado na porção mais interna da barreira holocênica e denominado de LS-1 (coordenadas 22J/ 6767609 N e 627207 E e altitude 5,5 m). O segundo foi localizado aproximadamente 100 m a leste e denominado de LS-2 (6767582 N e 627329 E e altitude 6,6 m). Os limites das sondagens foram 18,45 e 19,45 m respectivamente.

As amostras das sondagens foram descritas no campo, considerando-se aspectos faciográficos tais como: cor (utilizando-se, para comparação, um catálogo de cores - *Munsell Soil Color Chart*), tamanho de grão e presença de restos orgânicos vegetais. A descrição de campo foi acompanhada do registro fotográfico dos testemunhos recuperados (Fig. 11).

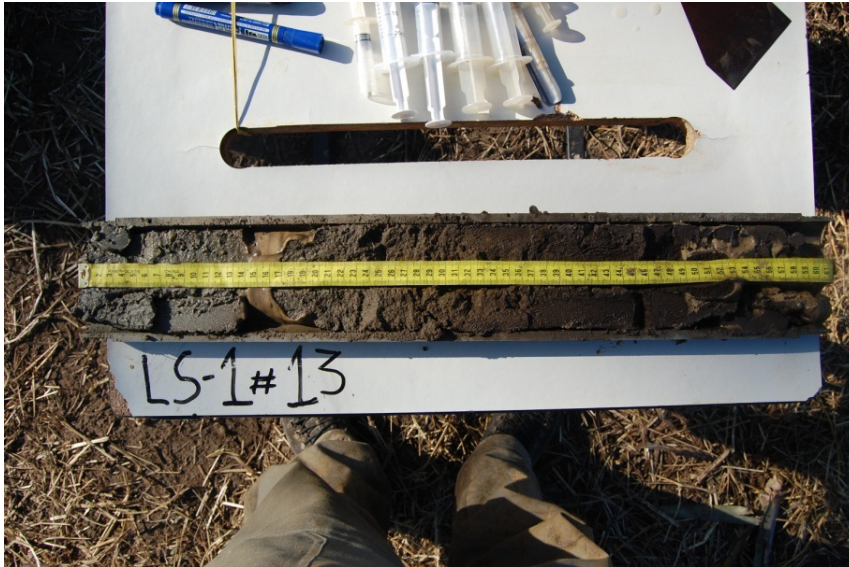


Figura 11: Registro fotográfico de uma das amostras recuperadas.

Além da amostragem total, foram coletadas alíquotas menores pontuais, com auxílio de uma seringa hospitalar (exemplo: LS-1 amostra 10 do topo, meio e base), para uma análise mais detalhada no contador de partículas a laser (Fig. 12).



Figura 12: Foto com detalhe das seringas utilizadas para coleta de alíquotas menores para análise no contador de partículas a laser.

3.2.3 Levantamento Altimétrico

O levantamento altimétrico consistiu no reconhecimento das cotas topográficas onde foram locados os furos de sondagens, e na definição através das altitudes do relevo, através de um sistema de posicionamento global diferencial (DGPS). Durante a aquisição do sistema GPR, este foi conectado ao DGPS permitindo o georreferenciamento das seções.

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.

3.3 Técnicas de Laboratório

3.3.1 Sensoriamento Remoto

No trabalho pós-campo esta técnica foi muito utilizada para análise e interpretações das feições observadas no campo. Para execução deste trabalho foi utilizada principalmente uma imagem do satélite SPOT 5, banda pancromática, com resolução espacial de 2,5 m do ano de 2005. O uso de fotografias aéreas antigas (1953 e 1965), imagens Landsat 7 e mosaicos de imagens do Google Earth - Satélite QuickBird, também foram utilizados.

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. Essas medidas foram utilizadas com ressalvas, pois podem estar refletindo o topo de árvores e outras feições que não correspondem à superfície do terreno.

3.3.2 Processamento dos dados de GPR

Os registros de GPR adquiridos em campo foram processados e interpretados no programa Radan™ 6.6. Para melhorar a relação sinal - ruído foi realizado uma remoção de ruídos contínuos (*background removal*), filtros passa-banda para limitar a frequência trabalhada, e adicionado um ganho para melhorar a visualização do dado.

Durante o processamento verificou-se se que o valor empregado para a constante dielétrica durante a aquisição ($v = 0,15$ m/ns) não corresponderia à profundidade real dos refletores. Para transformar os valores de profundidade das seções de tempo para metros foram utilizados os dados obtidos nos testemunhos de sondagem. A partir da identificação de contatos com variações litológicas e do aumento na compactação, foi possível correlacionar as profundidades com o valor da constante dielétrica (constante utilizada $v_2 = 0,30$ m/ns).

3.3.3 Interpretação dos dados de GPR

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 *et al.*, 1977). A interpretação teve como base a observação da terminação dos refletores (*onlap*, *downlap*, *toplap* e truncamentos), geometria e padrão interno das reflexões.

3.3.4 Análise Textural (granulometria)

Inicialmente os sedimentos amostrados foram analisados granulometricamente em laboratório pelo método manual de peneiramento e pipetagem, resultando num total de 33 amostras.

A primeira etapa consiste na secagem das amostras e posterior quarteamento das mesmas (Fig. 13). O passo seguinte foi separar os sedimentos finos dos grossos usando uma peneira com a malha de 0,062 mm. O material retido na peneira foi considerado “grosso” e passado por peneiramento em um conjunto de peneiras com a malha decrescente até o limite de 0,062 mm, para que houvesse a separação de acordo com classes texturais. Em seguida realizou-se a pesagem por classe.

Já nas amostras de sedimentos finos, menores que 0,062 mm (tamanho silte e argila), utilizou-se a técnica de pipetagem, baseada na lei de Stokes (1851), objetivando separar as classes silte e argila (Krumbein & Pettijohn, 1938). Estas amostras foram em seguida secadas e pesadas.

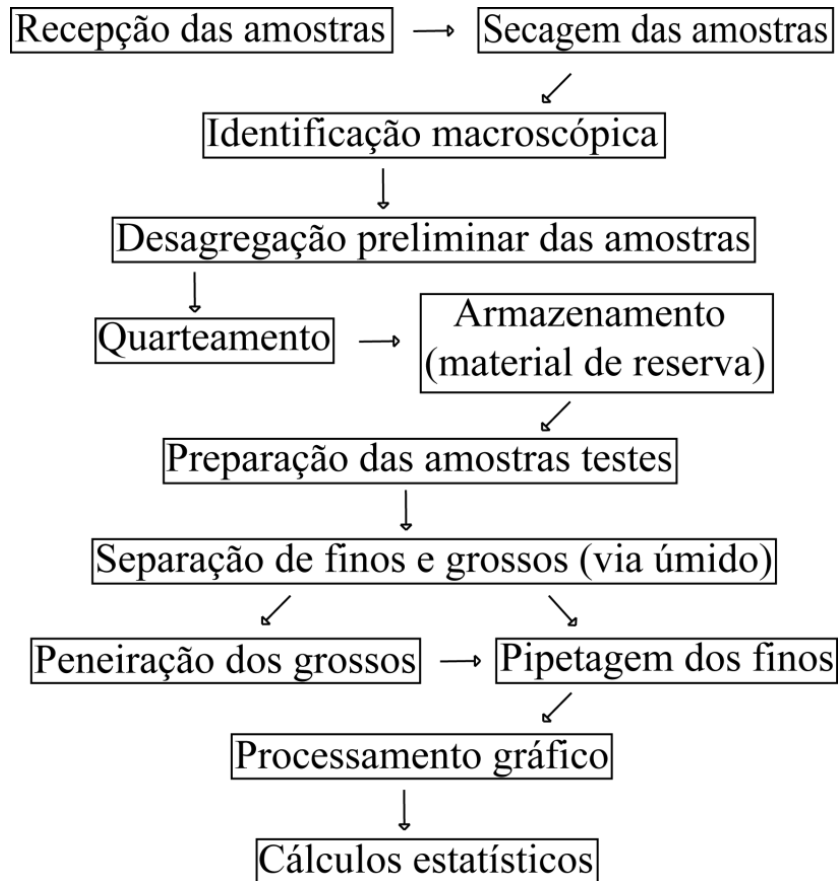


Figura 13: Fluxograma das etapas realizadas na análise granulométrica manual.

A sequência de peneiras adotadas foi segundo intervalos de $\frac{1}{2} \phi$, o qual possibilitou analisar tendências de cada amostra.

Posteriormente uma análise mais pontual e refinada (46 amostras) foi realizada através do analisador de partículas a laser CILAS (modelo 1180), junto ao NECOD/IPH/UFRGS. A faixa analítica desse equipamento situa-se entre 0,04 e 2500 microns, adequando-se, assim, para a análise detalhada das frações argila, silte e areia.

Os dados foram processados usando o programa SYSGRAN, desenvolvido pelo Centro de Estudos do Mar da UFPR, obtendo-se assim a distribuição percentual das classes texturais dos sedimentos segundo a escala de Wentworth (1922). Foram calculados os parâmetros estatísticos de acordo com Folk & Ward (1957).

Os resultados destas análises, associados à distribuição vertical das amostras nos poços perfurados, permitiram agrupar as amostras coletadas em um conjunto de fácies com significado genético.

3.3.5 Análise Morfoscópica

Como ferramenta auxiliar para a distinção das diferentes fácies, um exame das principais propriedades morfoscópicas dos sedimentos foi realizado.

A análise morfoscópica consiste na determinação dos aspectos de forma, arredondamento e textura superficial. A forma refere-se à aproximação dos grãos a uma esfera, sendo, portanto dada pela esfericidade das partículas. Para a análise da esfericidade adota-se a tabela comparativa de Rittenhouse (1943) onde: 0,0-0,1 Muito Pobre; 0,1-0,3 Pobre; 0,3-0,5 Média; 0,5-0,7 Boa e 0,7-0,9 Muito Boa.

O segundo parâmetro na análise morfoscópica é o arredondamento. Bem como para a esfericidade há uma tabela comparativa desenvolvida por Krumbein (1941) onde: 0,0-0,1 angular; 0,1-0,3 subangular; 0,3-0,5 subarredondado; 0,5-0,7 arredondado e 0,7-0,9 bem arredondado. De modo geral, quanto maior o arredondamento e a esfericidade maior à distância e vigor do agente transportador.

Por fim foi observada a textura superficial segundo a classificação proposta por Bigarella (1955), na qual foram classificados os sedimentos pelo seu aspecto em: sacaróides, mamelonados e lisos. A maior ação do agente transportador tende a gerar grãos mais lisos. Estas três classificações devem ainda ser subdivididas em polidas ou foscas.

Estes aspectos em conjunto definirão a maturidade dos grãos, que está relacionada com as suas propriedades (forma original, dureza, durabilidade, ou seja, a resistência do mesmo), e com o ambiente sedimentar (agente transportador - natureza da ação, vigor, tempo ou distância e o retrabalhamento na bacia de acumulação).

O estudo morfoscópico foi desenvolvido sobre a espécie mineral quartzo (no tamanho de grão areia fina) por ser bastante resistente, conservar bem as marcas existentes em sua superfície e ocorrer de forma abundante. Foram analisados 100 grãos em lupa binocular, a cada dois metros da sondagem (tanto na LS-1 como na LS-2), e ou quando uma mudança na granulometria foi constatada.

3.3.6 Análise da Matéria Orgânica

Após a análise granulométrica e morfooscópica, foi realizada a determinação da matéria orgânica em amostras que apresentaram percentual de finos para incineração. Este diagnóstico é um bom indicativo do ambiente de deposição.

O sedimento lamoso (silte + argila) destas amostras foi submetido à queima em uma mufla, durante 4 horas em temperatura de 550°C, segundo método empregado por Wetzel, (1975), verificando assim, o percentual de matéria orgânica em cada amostra.

3.3.7 Datação por ^{14}C

Uma amostra foi submetida à análise geocronológica através do método de ^{14}C , realizada no laboratório BETA ANALYTICS RADIOCARBON DATING LABORATORY em Miami, Flórida, EUA.

A técnica de Espectrometria por Aceleração de Massa (AMS – *Accelerator Mass Spectrometry*) foi utilizada em uma amostra de um fragmento de madeira da sondagem LS-2.

A Espectrometria de Massa com Aceleradores possibilita a contagem direta dos átomos de uma amostra. A razão entre o isótopo radioativo e os estáveis é medida no acelerador, cuja alta energia permite a separação das massas dos isótopos.

Para a datação utilizou-se o pré-tratamento químico denominado AAA (Ácido-Alcalino-Ácido), com o objetivo de eliminar possíveis contaminantes como carbonatos, resinas e ácidos húmicos.

Todas as análises referentes à granulometria (manual), morfooscopia e matéria orgânica foram realizadas nos laboratórios de Sedimentologia CECO (Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica – UFRGS) supervisionadas pelo técnico Gilberto S. Santos.

3. PREMISSAS SEDIMENTOLÓGICAS

Foram consideradas algumas premissas que serviram de embasamento para a análise e interpretação das amostras coletadas nas sondagens.

* A amostragem descontínua em subsuperfície das sondagens e a não preservação das estruturas sedimentares, decorrentes do método de sondagem utilizado, restringiram a descrição e individualização das litofácies as propriedades de cor, textura (tamanho médio, percentual de finos, grau de seleção) mineralogia, morfoscopia e grau de compactação.

* O estudo granulométrico tem como pressuposto o fato dos tamanhos de grãos variarem de acordo com a energia do ambiente. Logo podemos afirmar que cada ambiente deposicional é correlacionado a uma fácies sedimentar definida pelas relações granulométricas. Por exemplo, ambientes calmos, como um fundo lagunar, apresentam um percentual elevado de lama (silte + argila), ao passo que, ambientes com energia mais elevada como o eólico são constituídos essencialmente por areia.

* A distinção textural entre os depósitos praias e eólicos seguiu os seguintes parâmetros: em pesquisa realizada por Martins (1967) na Planície Costeira do Rio Grande do Sul, verificou-se que areias de dunas tendem a possuir melhores índices de classificação que as areias praias (ação seletiva do vento um pouco melhor que as ondas). Neste mesmo trabalho o autor constatou, que de um modo geral, há um agrupamento no setor areia fina para ambos os depósitos, contudo nota-se que as areias de dunas situam-se em direção a areia fina a muito fina (predomínio do ϕ 3), enquanto as areias praias mostram leve tendência em direção a areia fina à média (predomínio do ϕ 2,5).

* Segundo Clerot (2001) em um trabalho realizado na barreira holocênica, no litoral norte do RS, afirma que o índice de compactação fornecido pelo ensaio de penetração da sondagem pode servir como auxílio na distinção de depósitos eólicos e praias. As areias eólicas apresentam baixa compacidade e os praias uma compacidade significativamente maior. Travessas *et al.* (2005) distingue os depósitos eólicos como pouco a moderadamente compactados, depósitos de margem lagunar como moderadamente a muito compactados e os depósitos praias no geral muito compactados.

* Trabalhos como os de Shepard & Young (1961) e de Friedman (1961) distinguem os depósitos praias dos eólicos, com base nos aspectos morfoscópicos. Assim areias eólicas seriam representadas por grãos foscos, e areias praias por grãos polidos. Este aspecto foi utilizado com ressalvas uma vez que, na área de estudo, o tamanho de grão predominante situa-se entre areia fina a muito fina (diâmetro entre 0,250 e 0,062 mm). A massa desses grãos

pode não oferecer tração, ou seja, atrito suficiente para que o impacto grão a grão torne fosco o mesmo. Estes sedimentos também podem ter sofrido diversos ciclos de erosão e deposição não caracterizando assim um único agente de transporte.

* O percentual de matéria orgânica em sistemas lagunares costeiros, situadas no litoral norte do Rio Grande do Sul, segundo Würdig (1987) oscilam em sua maioria entre 12 e 25%. Portando amostras da área de estudo que apresentem conteúdo de matéria orgânica similar a estes valores (associado com outras características como granulometria, morfoscopia e mineralogia) podem ser associados a ambientes lacustres.

Todas essas premissas embasaram a análise sedimentológica realizada, porém é preciso atentar ao fato de que cada ambiente é o resultado da combinação de uma série de variáveis o que os torna único. Assim as interpretações finais consideraram este aspecto.

4. DIFERENÇAS ENTRE A ANÁLISE MANUAL E MECÂNICA

As amostras coletadas em campo foram analisadas tanto pelo método manual de peneiramento e pipetagem, como pelo método mecânico, através do contador de partículas a laser Cilas 1180 (Tab. 1).

Através do processo manual, cada amostra recuperada foi homogeneizada e quarteadada, resultando num total de 50 g. Ao passo que, a maioria das amostras processadas pelo contador de partículas (não mais que 2 g) foram individualizadas em topo, meio e base, obtendo-se assim um maior número de amostras e um maior refinamento do que a análise manual.

As diferenças evidenciadas entre as classes texturais (escala de Wentworth, 1922) e parâmetros estatísticos (classificação pela média e grau de seleção - Folk & Ward, 1957), entre os dois métodos foram às seguintes:

- * no procedimento manual, algumas amostras do topo, apresentaram um percentual de areia grossa a muito grossa (não mais que 2%). No contador de partículas estas duas classes texturais não foram evidenciadas, devido a esta, ser uma análise mais pontual, não abrangendo nenhum grão deste tamanho na porção avaliada.

- * o percentual de areia média foi sempre superior nas amostras processadas pelo método manual, devido ao grande conteúdo analisado e homogeneizado (em torno de 50 g).

- * o percentual de finos (silte + argila) sempre foi superior na análise realizada pelo contador de partículas, graças ao refinamento do equipamento.

- * normalmente as amostras processadas pelo contador de partículas apresentaram uma seleção de grãos mais pobre.

- * de um modo geral o *phi* com o maior percentual das amostras foi o mesmo nas duas análises.

- * o tamanho médio também é muito similar entre ambas.

As características texturais apresentadas nos resultados são as análises do contador de partículas, visto o maior refinamento dos dados e coerências granulométricas com o agrupamento de fácies.

Análise do contador de partículas

Amostras	A.M.Grossa	A.Grossa		Areia Média		Areia Fina		Areia M. Fina		Sil G	Sil M	Sil F	Sil MF	Arg G	Arg M	Arg F	Arg MF	Tamanho médio		Grau de seleção									
	phi → 0	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	5	6	7	8	9	10	11	12												
Ls-2#7	0,00	0,00	0,00	0,00	0,81	25,77	46,69	20,38	1,91	- 6%								2,72	A. fina	0,42	Bem								
Ls-2#9Topo	0,00	0,00	0,00	0,06	1,09	28,62	46,25	16,89	1,43																	2,67	A. fina	0,41	Bem
Ls-2#9Base	0,00	0,00	0,00	0,07	1,18	30,38	47,35	15,91	1,38																	2,65	A. fina	0,40	Bem
Ls-2#16Topo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,50	18,97	39,84	20,05	2,01	2,89	2,37	3,85	3,30	2,78	2,30	0,65	0,50	3,4	A. M. fina	1,58	Pobre								
Ls-2#16Meio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,26	15,26	38,07	25,55	2,76	4,52	3,98	4,07	2,18	1,49	1,09	0,21	0,56	3,3	A. M. fina	1,26	Pobre								
Ls-2#16Base	0,00	0,00	0,00	0,00	0,63	22,20	44,35	21,09	2,33	3,18	1,63	1,51	0,97	0,75	0,90	0,37	0,10	2,85	A. fina	0,81	Moderada								
Ls-2#21Topo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	10,93	36,90	32,17	5,35	3,36	2,56	2,70	1,83	1,44	1,83	0,71	0,18	3,15	A. M. fina	1,13	Pobre								
Ls-2#21Meio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,13	35,31	39,06	7,25	3,20	1,93	1,93	1,14	1,12	1,09	0,50	0,33	3,13	A. M. fina	0,90	Moderada								
Ls-2#21Base	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,51	30,95	37,70	7,38	3,24	2,98	3,52	2,82	2,40	2,36	0,87	0,27	3,53	A. M. fina	1,42	Pobre								

Análise manual

Ls-2#7	0,00	0,00	0,01	0,22	2,14	12,04	59,58	22,08	3,93	- 3%								2,84	A. fina	0,38	Bem
Ls-2#9	0,03	0,01	0,03	0,59	4,03	19,21	61,52	12,85	1,72												
Ls-2#16Topo	0,08	0,07	0,09	0,15	0,45	7,30	48,98	20,58	5,13	0,66	6,20	2,74	3,01	1,24	1,13	1,45	0,74	3,53	A. M. fina	1,46	Pobre
Ls-2#16Base	0,01	0,02	0,02	0,03	0,10	5,43	59,00	23,61	3,77	1,13	1,20	1,10	1,48	0,64	0,70	0,91	0,86	2,95	A. fina	0,83	Moderada
Ls-2#21	0,11	0,09	0,07	0,12	0,25	1,07	36,27	41,28	9,13	0,77	1,75	0,82	1,40	1,13	0,99	2,04	2,71	3,2	A. M. fina	1,35	Pobre

Tabela 1: Tabela comparativa entre as duas análises realizadas. No contador de partículas não foram detectadas partículas de areia muito grossa (A. M. Grossa) e areia grossa (A. Grossa). Neste mesmo procedimento, o percentual de sedimentos lamosos (entre o ϕ 5 e 12) sempre foram superiores ao compararmos com a análise manual. Conseqüentemente, este maior refinamento da análise mecânica faz com que as amostras apresentem uma seleção de grãos mais pobre. As semelhanças entre os dois métodos estão no ϕ com maior percentual e a classificação segundo o tamanho médio.

5. RESULTADOS

5.1 Caracterização Geomorfológica

As principais feições identificadas através do sensoriamento remoto foram conferidas em campo. Os depósitos que afloram sob a barreira transgressiva (fase retrogradacional) são representados por um amplo palocampo de dunas, que se estende de forma retilínea em toda a extensão da lagoa do Sombrio (Fig. 14).

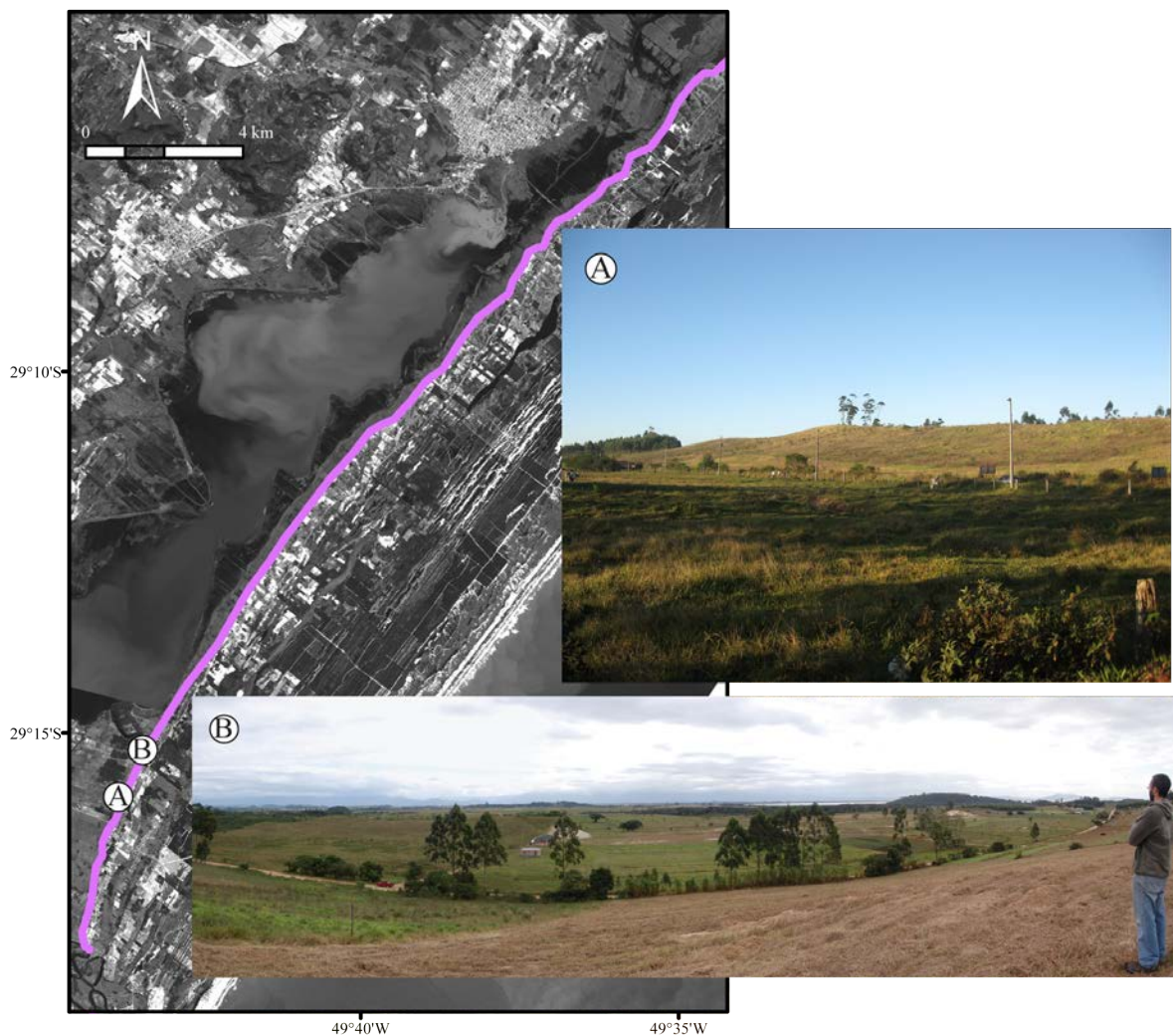


Figura 14: À esquerda recorte processado da imagem SPOT, onde se observa o limite oeste do paleocampo de dunas. Na fotografia “A” as paleodunas localizadas mais próximas ao rio Mampituba. Na fotografia “B” observa-se o relevo ondulado com grandes elevações, característico deste depósito.

As paleodunas são representadas por superfícies onduladas com cotas elevadas, com máximas de 14 e 28 m medidas com DGPS e dados do MDT respectivamente. As altitudes mais elevadas são encontradas próximas ao rio Mampituba (Fig. 15). Por vezes estas dunas

recobrem os depósitos adjacentes (cordões litorâneos regressivos) o que torna seu contato leste difuso.

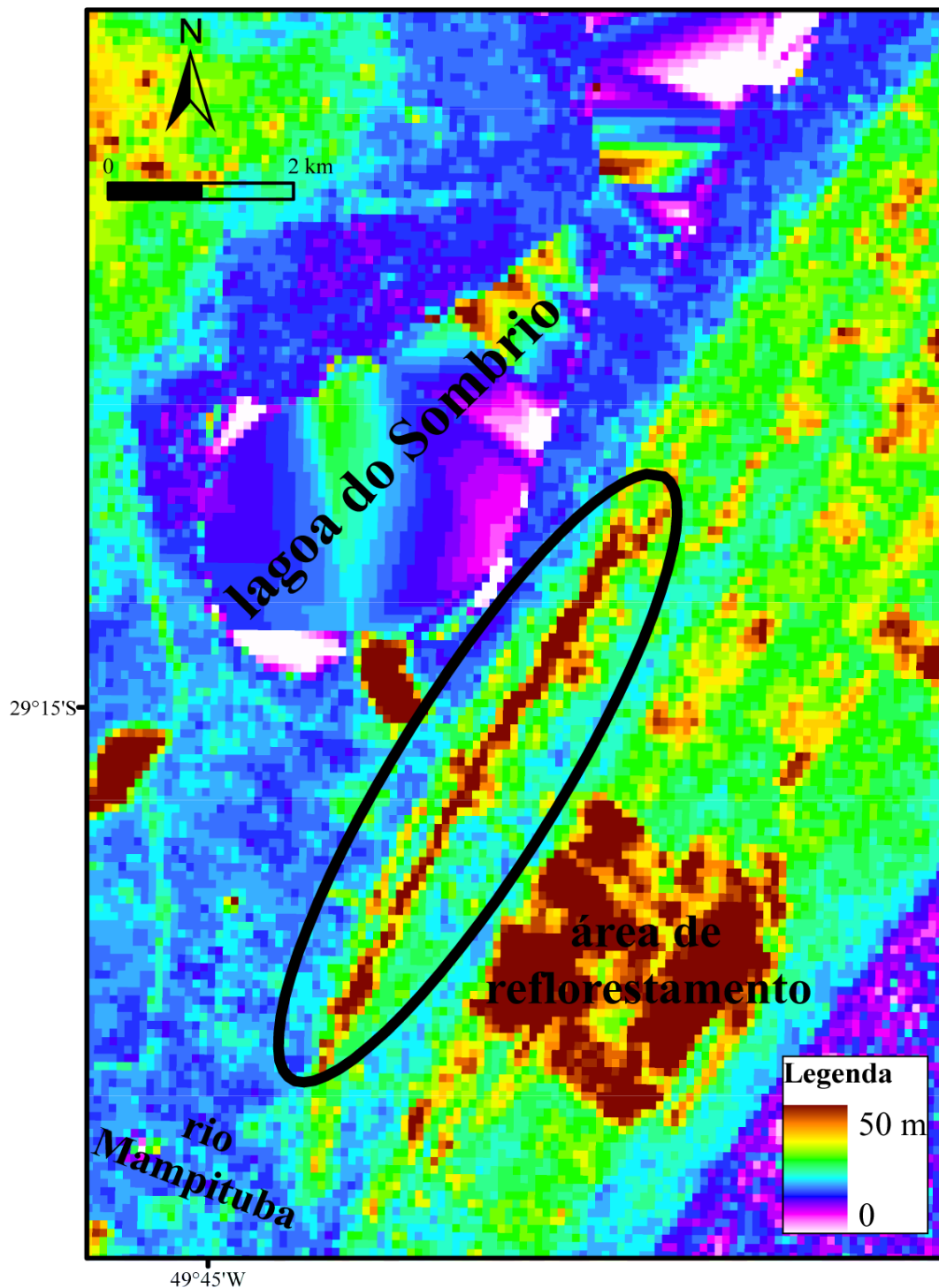


Figura 15: MDT da área de estudo. No círculo é possível observar que as cotas mais elevadas do paleocampo de dunas, encontram-se próximas ao rio Mampituba. As altitudes mais elevadas nesta imagem estão relacionadas a afloramentos da Bacia do Paraná.

Tanto em imagens de satélites, como em fotografias aéreas antigas é possível observar paleocanais do rio Mampituba truncando esses depósitos. (Fig. 16).

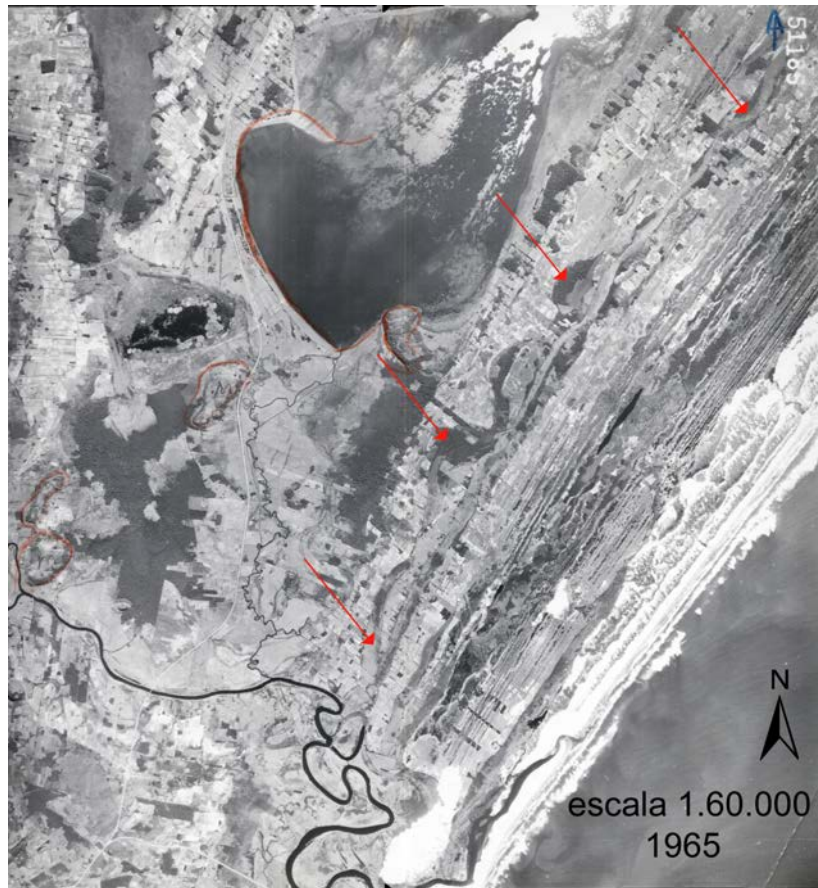


Figura 16: Fotografia aérea da área de estudo. Nas setas vermelhas é possível observar paleocanais do rio Mampituba que erodiram os depósitos a leste da lagoa.

A oeste ocorre um terraço lagunar, delimitado por uma escarpa (Fig. 17).



Figura 17: No plano de fundo da fotografia observa-se a escarpa que limita o terraço lagunar, a oeste do paleocampo de dunas.

A leste encontra-se a fase progradacional da barreira, representada em superfície por cordões de dunas frontais (*foredune ridges*), e junto à linha de costa por um campo de dunas transgressivo (*transgressive dunefields*) descritos por Silva (2009) (Fig. 18).

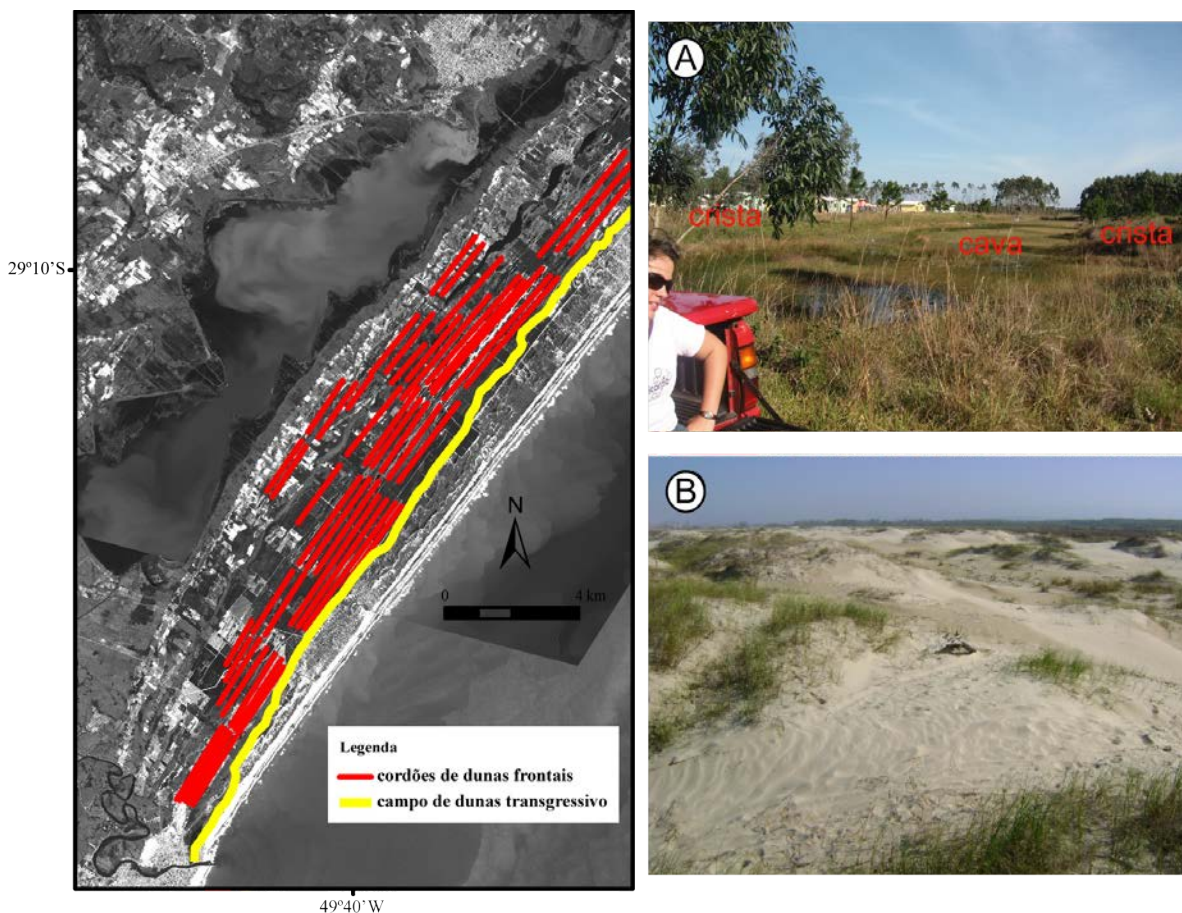


Figura 18 À esquerda recorte processado da imagem SPOT com as feições relacionadas à fase progradacional. Na fotografia “A” cristas e cavas referentes aos cordões de dunas frontais e na “B” dunas eólicas referentes ao campo de dunas transgressivo.

5.2 Caracterização dos Depósitos em Subsuperfície

Após a caracterização geomorfológica uma série de perfis de GPR foram realizados, com a finalidade de identificar em subsuperfície a fase retrogradacional da barreira.

Uma seção coletada perpendicularmente ao paleocampo de dunas, descrito anteriormente, com antena de 200 MHz, foi a que apresentou o melhor imageamento desta fase. Uma seção com antena de 100 MHz também será apresentada.

Cada refletor observado nas seções de GPR é interpretado como uma linha de tempo. Os conjuntos de reflexões foram agrupados e individualizados em função da sua, geometria

externa e configuração interna. Este conjunto foi denominado de radarfácies (Neal *et al.*, 2002).

O tamanho médio e a seleção dos grãos apresentada para cada radarfácies, baseia-se segundo parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957). As classes texturais (*phi*) são de acordo com escala de Wentworth (1922).

Os dados obtidos pelo DGPS para o processamento da correção topográfica das seções de GPR não foram realizados. Esta correção obteve erros e assim a superfície do terreno foi considerada plana.

Na Figura 19 observa-se a localização da seção que representa a expressão em subsuperfície da fase retrogradacional da barreira na área de estudo. Esta seção é apresentada na Figura 20, na qual foram identificadas e delimitadas cinco radarfácies. Nesta última figura também é possível observar a locação dos dois furos de sondagens e a profundidade da datação realizada: o primeiro na porção mais interna, onde os refletores estão inclinados no sentido do continente (profundidade 18,50 m); e o segundo a 100 m deste, onde os refletores migram no sentido do oceano (19,50 m).



Figura 19: Localização da seção analisada junto ao paleocampo de dunas no município de Balneário Gaivota (SC).

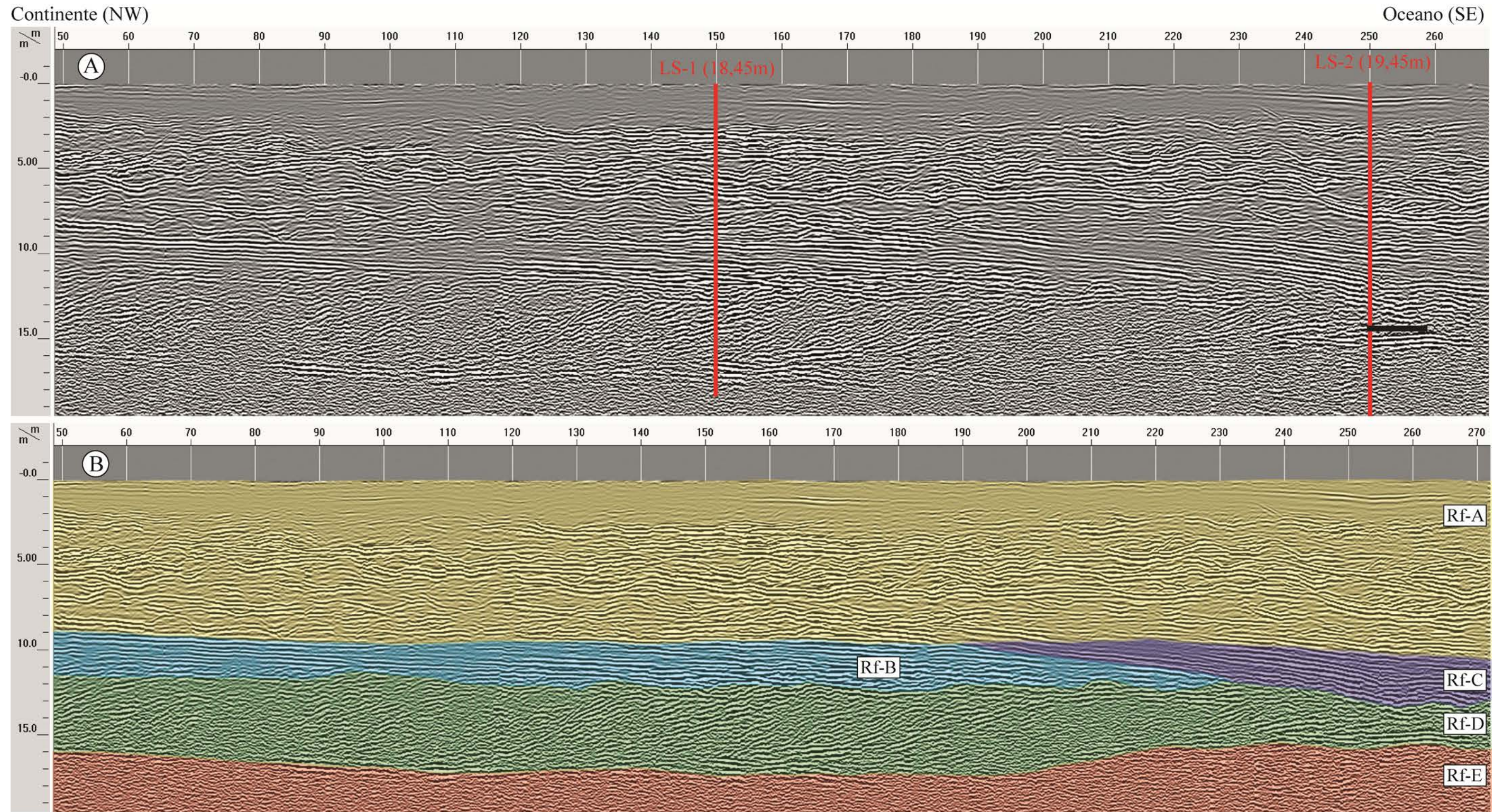


Figura 20: A) Seção de GPR de 200 MHz sem interpretação. Nesta é possível observar a localização dos dois furos de sondagens e a profundidade da datação -14,5m linha em preto. B) Interpretação da seção com a delimitação das radarfácies. Rf = radarfácies.

5.3 Interpretações das Radarfácies Associado aos Dados Sedimentológicos

5.3.1 Radarfácies relacionadas ao Ambiente Eólico

A primeira radarfácies (Rf-A) possui refletores, contorcidos, ondulados e com uma inclinação ora no sentido do oceano, ora para o continente (Fig. 21). Estes são interpretados como estratos correspondentes a campos de dunas eólicas.

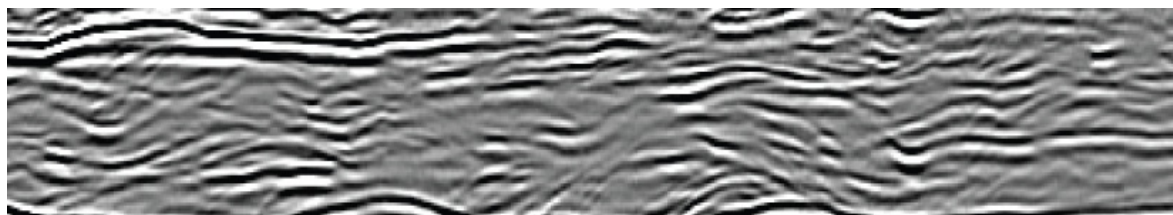


Figura 21: Radarfácies correlacionadas a campos de dunas eólicas. Este padrão não apresenta um contraste muito acentuado devido à homogeneidade do depósito.

Refletores horizontais contínuos, bem marcados, também são frequentes (Fig. 22). Estes podem estar associados a superfícies eólicas de primeira ordem, apresentando grandes extensões e sua geometria refletindo a morfologia do interdunas, resultando assim em superfícies horizontais e de baixo ângulo (Fig. 23). Stokes (1968) sugeriu que estas superfícies seriam formadas por planos de deflação controlados pelo lençol freático. A migração de dunas e campos de dunas, além de modificações nas condições da deposição eólica, pode resultar nessas superfícies (Brookfield, 1977; Kocurek, 1988).

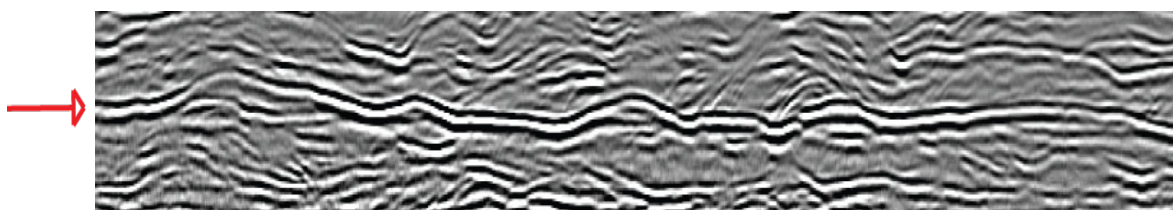


Figura 22: Em destaque podemos observar um refletor horizontal bem marcado, este é interpretado como uma superfície eólica de primeira ordem.

Nesta unidade os refletores não apresentam um contraste acentuado (exceção das superfícies de primeira ordem), evidenciando assim depósitos eólicos homogêneos, o qual é comprovado pelas características texturais (areias quartzosas finas, bem selecionadas). Como aspectos adicionais, estes sedimentos apresentam uma coloração bege a amarelada, e um baixo a médio grau de compactação.



Figura 23: Fotografia representativa onde se observam os diferentes ambientes correlacionados às radarfácies descritas anteriormente.

A análise morfoscópica revelou grãos subarredondados, excelente a boa esfericidade e uma textura superficial mamelonada polida (Fig. 24). Estes aspectos indicam um bom retrabalhamento, ou sugerem um médio a longo processo de transporte sofrido pelos mesmos, revelando assim um ambiente com médio a bom grau de maturidade.

A espessura em torno de 9 m, evidência um papel importante dos processos eólicos na morfologia e evolução da barreira neste setor.

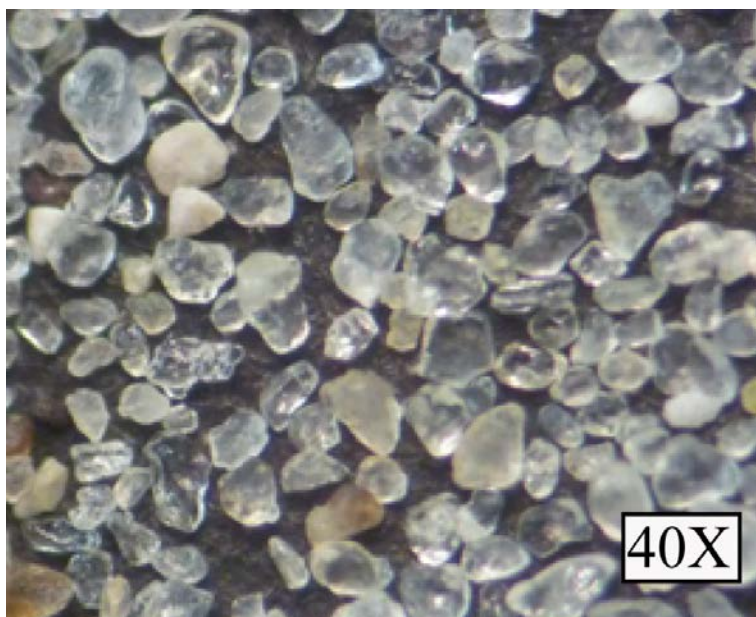


Figura 24: Fotografia dos grãos analisados na lupa binocular tamanho areia fina (entre 0,125 e 0,177 mm). O estudo revelou grãos subarredondados, mamelonados polidos. Estes são aspectos do ambiente eólico na área de estudo.

5.3.2 Radarfácies relacionadas ao Ambiente Praial Lagunar

A segunda radarfácies (Rf-B) apresenta refletos contínuos e paralelos (Fig. 25), interpretados como estratos formados em ambiente subaéreo, correspondente a depósitos da praia lagunar (Fig. 26).

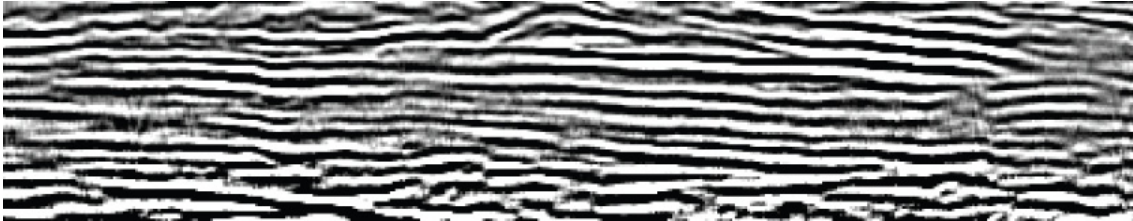


Figura 25: Padrão de radarfácies correlacionados a depósitos da praia lagunar.

Esta unidade é composta por areias quartzosas finas, com uma leve tendência para areia média (predomínio do ϕ 2,5), cor bege a cinza e um grau de seleção um pouco mais baixo (mais heterogêneos), quando comparadas aos depósitos eólicos. A compactação se torna de moderada a alta e a espessura deste depósito fica em 3 m.

A análise morfoscópica demonstrou grãos subarredondados, excelente a boa esfericidade e uma textura superficial mamelonada polida. Estes também evidenciam um ambiente com médio a bom grau de maturidade.



Figura 26: Fotografia representativa onde se observa o ambiente praial lagunar, a qual a radarfácies descrita acima foi correlacionada.

5.3.3 Radarfácies relacionadas ao Ambiente Praial Oceânico

A terceira radarfácies (Rf-C) individualizada apresenta refletores contínuos e subparalelos em baixo ângulo (Fig. 27). Estes refletores apresentam um padrão de inclinação (*downlap*) no sentido da bacia, evidenciando um padrão progradante da barreira.

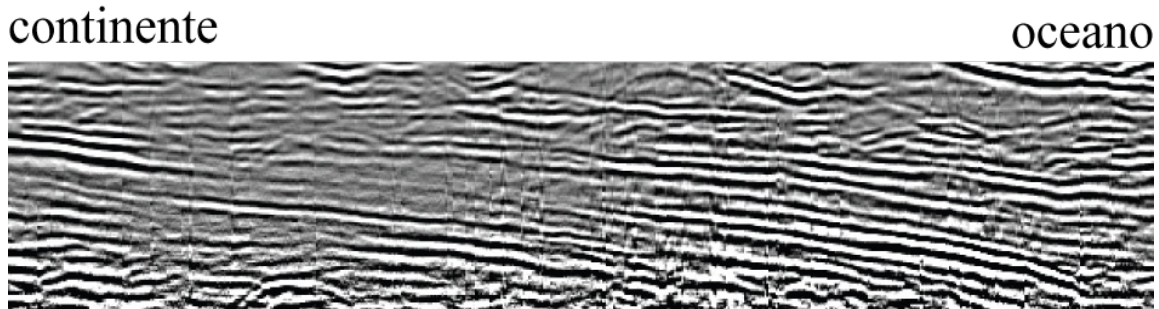


Figura 27: Padrão da radarfácies com refletores inclinados no sentido da bacia.

Este padrão também é evidenciado através da configuração interna, considerada progradante por Mitchum Jr. *et al.* (1977) onde os estratos superpõem-se lateralmente, constituindo-se em superfícies inclinadas denominadas de cliniformas (Fig. 28).

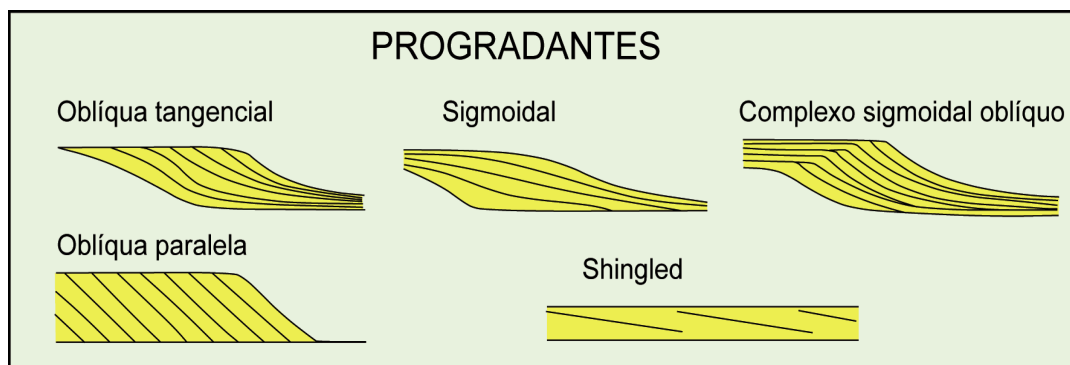


Figura 28: Configuração interna dos refletores, modificada de Mitchum Jr. *et al.* (1977). As configurações progradantes são similares as identificadas na seção de GPR.

Os refletores que progradam no sentido do oceano são interpretados como estratos formados em ambiente transicional. Na porção superior correspondem a praia oceânica subaérea, no pós-praia (*backshore*), e na porção inferior correspondem a zona de estirâncio (*foreshore*), em um ambiente subaquoso/subaéreo (Fig. 29).



Figura 29: Fotografia representativa onde se observa o ambiente praias marinhas. A praia (subaérea) foi correlacionada ao topo da radarfácies descrita acima; e a zona entre marés (subaquosa - subaérea) foi associada à porção mais basal.

Silva (2009) demonstrou este mesmo comportamento progradacional, no setor mais externo da Planície Costeira Sul de Santa Catarina, através de seções de GPR sobre os cordões de dunas frontais (*foredune ridges*).

Esta unidade é composta por areias quartzosas finas, com uma leve tendência para uma areia muito fina (predomínio do $\phi 3$). Apresenta uma cor bege a cinza e um grau de seleção um pouco mais baixo, quando comparadas aos depósitos eólicos. A compactação se torna de moderada a alta e a espessura deste depósito fica em torno de 3 m. Estas últimas características são similares ao ambiente associado à praia lagunar.

Os aspectos morfoscópicos destas amostras nos revelam um predomínio de grãos subarredondados ($\pm 70\%$) e secundariamente grãos subangulares (até 40%). Apresentam também boa esfericidade e uma textura superficial mamelonada polida.

Uma comparação entre as duas radarfácies (Rf-B e Rf-C) demonstra diferenças quanto ao sentido de inclinação dos refletores, granulometria (Tab. 2) e morfoscopia. Enquanto os refletores da praia lagunar são predominantemente horizontais, os da praia oceânica encontram-se inclinados no sentido da bacia. Quanto a granulometria as areias da praia lagunar são mais grossas (predomínio do $\phi 2,5$) e grãos mais regulares. Por outro lado as areias da praia oceânica são mais finas (predomínio do $\phi 3$) e irregulares.

Praia lagunar

Amostras	Areia Média		Areia Fina		Areia M. Fina		Silte+Argila	Classificação pela média	Seleção dos grãos		
	$\Phi \rightarrow 1,5$	2	2,5	3	3,5	4	5 ao 12				
Ls-1#9	0,99	3,33	40,45	36,30	13,01	2,07	- 6%	2,55	A. fina	0,42	Bem
Ls-1#10	1,29	4,27	51,19	32,74	5,19	1,37		2,45	A. fina	0,38	Bem
Ls-1#11	1,10	3,73	46,36	35,14	8,34	1,38		2,5	A. fina	0,39	Bem
Ls-1#12	2,59	6,18	54,77	24,18	4,59	2,67		2,41	A. fina	0,43	Bem

Praia oceânica

Ls-2#9	0,07	1,18	30,38	47,35	15,91	1,38	- 6,2%	2,65	A. fina	0,4	Bem
Ls-2#10	0,84	3,12	45,34	37,41	8,50	1,45		2,51	A. fina	0,39	Bem
Ls-2#11	0,24	1,54	30,01	43,90	17,14	2,33		2,67	A. fina	0,43	Bem
Ls-2#12	0	0,58	21,48	44,53	23,87	3,38		2,79	A. fina	0,43	Bem

Tabela 2: Tabela das classes texturais segundo a escala de Wentworth (1922) e dos parâmetros estatísticos de acordo com Folk & Ward (1957). Nesta podemos observar um predomínio do ϕ 2,5 das amostras correspondentes ao ambiente praiado oceânico. A seleção de grãos dos dois ambientes é similar. A amostra LS-2#10 apresentou um ϕ predominante diferente das demais.

5.3.4 Radarfácies relacionados à Margem Lagunar

O padrão da radarfácies seguinte (Rf-D) corresponde a um conjunto de refletores irregulares, com certa continuidade lateral, e inclinados (em alto ângulo) no sentido do continente, evidenciando a fase retrogradacional da barreira (Fig. 30). Estes são interpretados como estrados formados em ambiente subaquoso, correspondente a margem lagunar (Fig. 31). A base desta radarfácies apresenta um refletor horizontal, com grande continuidade lateral e contraste, interpretado como o substrato sobre o qual a margem lagunar progradou no sentido do continente (retomar Fig. 20).

continente

oceano

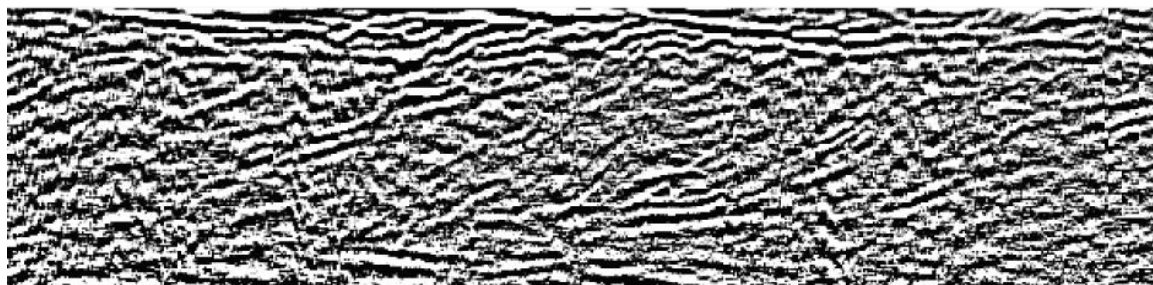


Figura 30: Padrão da radarfácies com refletores inclinados no sentido do continente. Estes evidenciam a fase retrogradacional da barreira.



Figura 31: Fotografia representativa do ambiente lagunar subaquoso (margem lagunar), a qual ocorreu a progradação no sentido do continente.

Através de uma seção com antena de 100 MHz (obtido no mesmo local da seção anterior), pode-se notar uma melhor resolução da fase retrogradacional. Entre a distância 10 e 190 m é possível observar a inclinação (*downlap*), em alto ângulo, dos refletores no sentido do continente. Em torno da distância 200 m os refletores já apresentam uma inclinação no sentido do continente (Fig. 32).

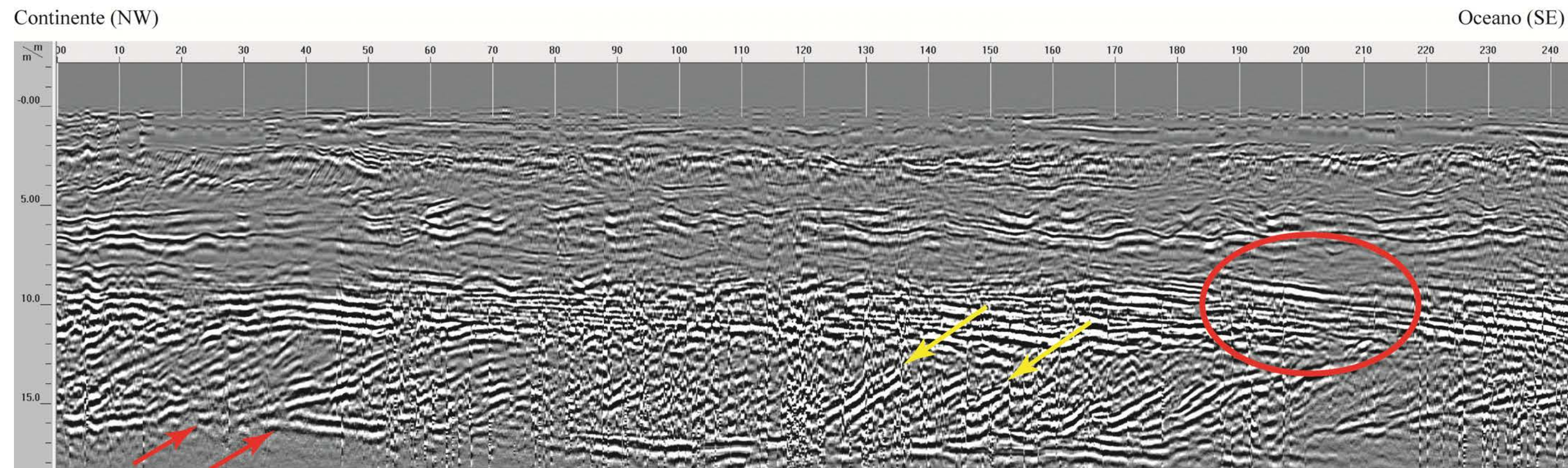


Figura 32: Seção de GPR com antena de 100 MHz. As setas vermelhas destacam um refletor horizontal interpretado como o substrato sobre o qual a margem lagunar progradau no sentido do continente. Nas setas amarelas observamos os refletores inclinados em alto ângulo no sentido do continente. O círculo em vermelho destaca a inversão dos refletores no sentido do oceano.

Este padrão de radarfácies apresenta três características sedimentológicas distintas:

1) O topo (menos de 1 m) apresenta o maior percentual de finos analisado, com 30% de silte e 4% de argila, uma pobre seleção de grãos e uma baixa compactação. O teor de matéria orgânica deste nível atinge os 14%, se enquadrando nos valores obtidos para ambientes lacustres do litoral norte do Rio Grande do Sul, apresentados por Würdig (1987). Estes aspectos são característicos de ambientes calmos, com baixa energia, facilitando o acúmulo de sedimentos finos e conseqüentemente de matéria orgânica.

Através da análise em lupa binocular observou-se o aspecto terroso destes grãos (Fig. 33), com uma película de finos recobrimdo os sedimentos tamanho areia. A morfoscopia revelou grãos subarredondados, esfericidade média e uma textura superficial essencialmente sacaróide. Esta imaturidade (grãos cheio de reentrâncias e saliências - sacaróides) leva a crer, que este sedimento uma vez no local, por alojar-se em um ambiente relativamente calmo e protegido, pouco foi seu retrabalhamento.

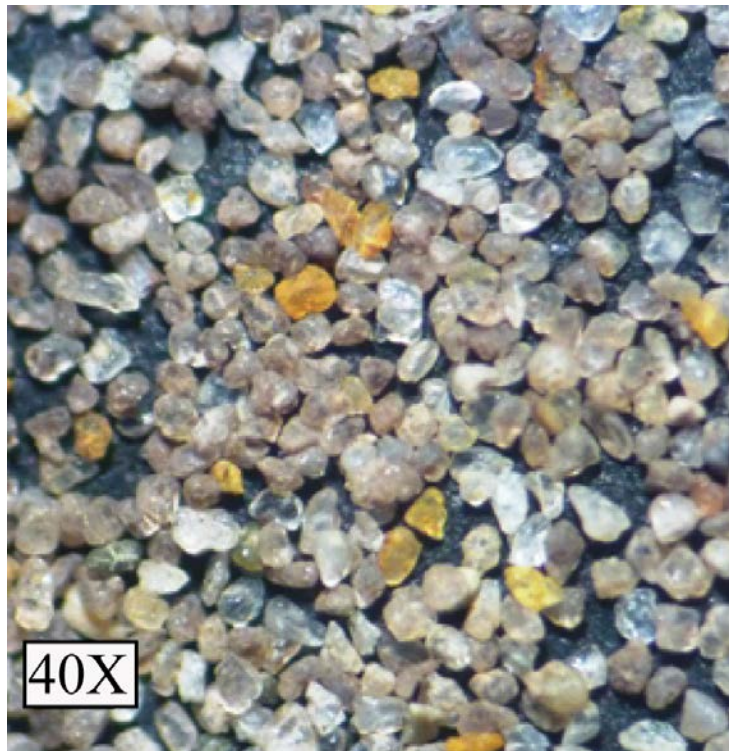


Figura 33: Fotografia dos grãos analisados na lupa binocular tamanho areia fina (entre 0,125 e 0,177 mm). Estes apresentam um aspecto terroso com uma textura superficial sacaroidal, aspectos do topo da fase transgressiva.

2) Os depósitos que representam a retrogradação propriamente dita (5 m de espessura) são constituídos essencialmente por areias quartzosas finas, porém sedimentos lamosos (silte + argila) se fazem presentes em até 13%. Estas areias são moderadamente selecionadas, de

colorações cinza e medianamente compactadas. Os teores de matéria orgânica destas amostras variam entre 7 a 12%, evidenciando uma produção orgânica em momentos de estabilizações da progradação da margem lagunar.

Esta unidade apresenta uma grande variedade morfoscópica. Os grãos são essencialmente subarredondados, mas em algumas amostras a soma de grãos subangulares e arredondados perfaz 50% da amostra. A esfericidade é média, e a textura superficial mamelonada é predominante, porém ocorrem amostras que alcançam os 40% de grãos sacaróides. Esta grande mistura de grãos pode estar associada ao fato destes terem sido mais retrabalhados, afetados por mais eventos do que os sedimentos relacionados ao ambiente praiado e eólico.

A datação de um fragmento de madeira (Fig. 34) foi realizada nesta unidade, a uma profundidade em torno de 14,5 m. O material foi enviado ao laboratório da *Beta Analytic Inc.* (Florida/USA) determinando uma idade calibrada 8320 – 8070 anos cal AP, Beta – 285325. O material datado por vezes apresenta sinais de abrasão provocada pelo transporte. Deste modo o fragmento possivelmente é mais antigo que os depósitos que os contém, fornecendo apenas a idade máxima.

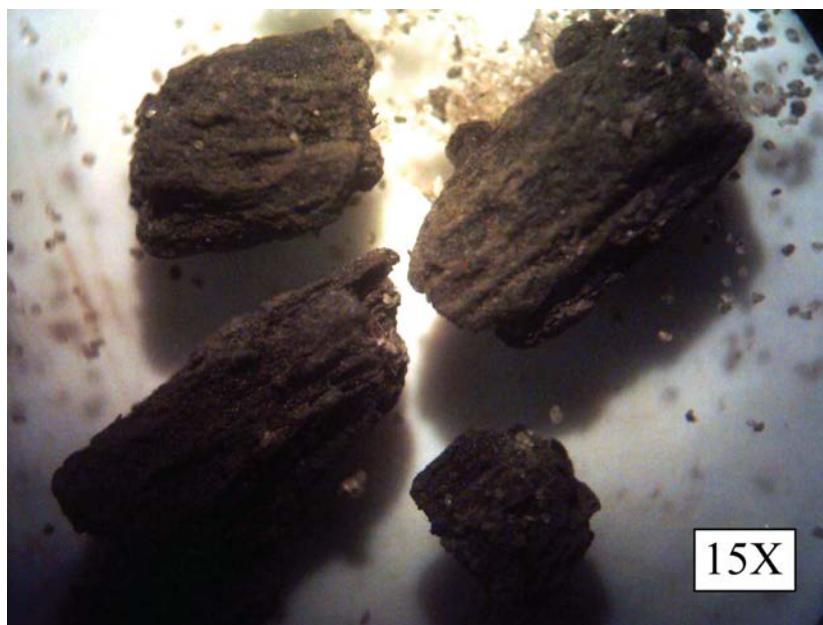


Figura 34: Fotografia do fragmento de madeira datado.

3) Na base (menos de 50 cm) se observa um afinamento do tamanho de grão, onde a média se encontra em areia muito fina, com uma pobre seleção. O percentual de finos alcança os 15% e o teor de matéria orgânica os 8%. As características morfoscópicas são semelhantes

aos sedimentos correlacionados a margem lagunar. Esta unidade foi interpretada como o fundo lagunar, sobre o qual a margem lagunar progradou no sentido do continente.

5.3.5 Radarfácies Relacionada ao Substrato Pleistocênico

A última radarfácies delimitada (Rf-E) apresenta uma péssima relação sinal/ruído ou total transparência (Fig. 35). Por apresentar características totalmente discordantes das outras unidades, esta radarfácies foi correlacionada a depósitos pleistocênicos.

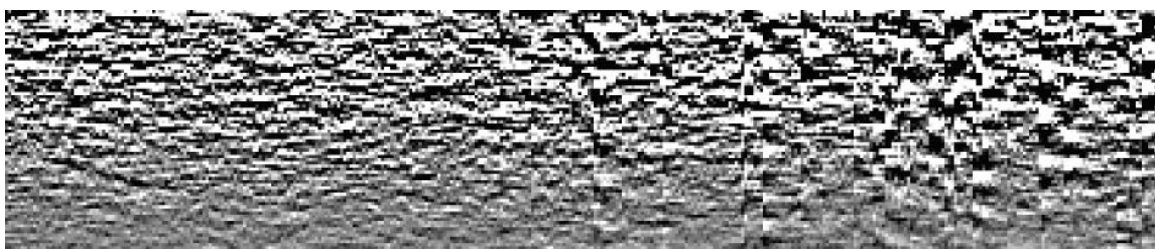


Figura 35: Radarfácies com péssima relação sinal/ruído ou total transparência.

Esta unidade representa o limite das sondagens, sendo composta essencialmente por areias quartzosas muito finas, porém sedimentos lamosos (silte + argila) se fazem presentes em até 15%. Pobre seleção de grãos e uma compactação de moderada a alta são características desta amostras.

Diferentemente de todas outras amostras, o *phi* predominante é o 3,5 (areia muito fina), e sua coloração cinza apresenta laminações ferruginosas de oxidação milimétricas a centimétricas (Fig. 36).



Figura 36: Fotografia da amostra correlacionada à perda do sinal de GPR. Nesta podemos observar laminações ferruginosas de oxidação.

Através da análise em lupa binocular, observou-se a presença de um óxido de ferro capeando os grãos (Fig. 37), sendo este o provável responsável pela perda de sinal na seção de GPR. Devido à presença de glauconita férrica totalmente alterada sugere-se que a presença da oxidação férrica observada neste nível venha em função da sua parcial e ou total alteração.

Rosa (2010) também constatou esta atenuação do sinal do GPR nos depósitos pleistocênicos no sul da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Segundo a autora esse problema pode ser atribuído à presença de argilas e/ou óxidos relacionados com a diagênese desses sistemas.

A morfoscopia desta unidade nos revela percentuais de grãos subarredondados e subangulares praticamente equivalentes, uma esfericidade boa, e uma textura superficial sacaroidal polida. Estes aspectos de grandes irregularidades morfoscópicas, conferem a este depósito características de imaturidade (pouco transporte) dos grãos após a sedimentação.

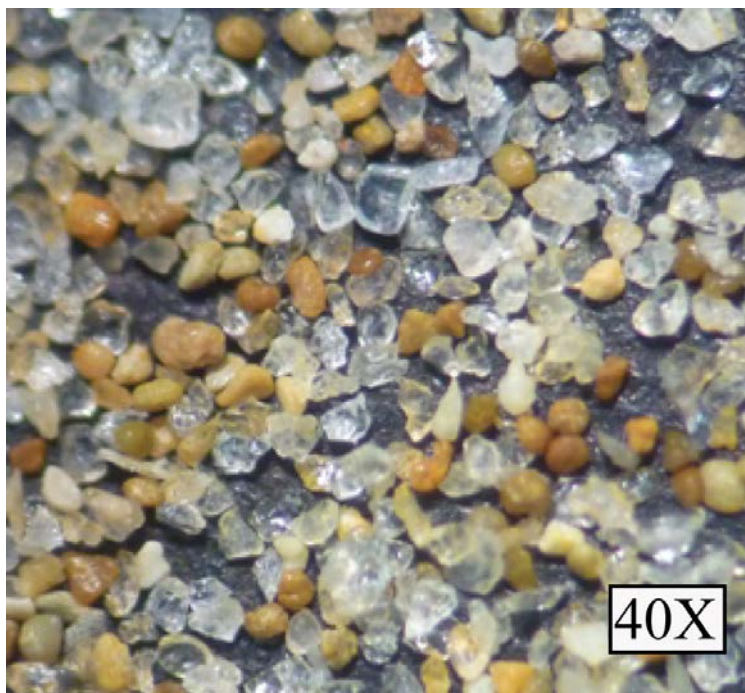


Figura 37: Fotografia dos grãos analisados na lupa binocular tamanho areia fina (entre 0,125 e 0,177 mm). Nesta podemos observar um óxido de ferro capeando os grãos, sendo este o provável responsável pela perda de sinal na seção de GPR.

6. DISCUSÕES

6.1 Comportamento do Nível do Mar

Para compreendermos a evolução da barreira holocênica na costa sul catarinense, inicialmente é preciso entender o comportamento do nível do mar na região. Devido à área de estudo apresentar características semelhantes ao litoral do RS (principalmente o setor norte Curumim-Torres), as mesmas variações foram consideradas.

A migração das barreiras costeiras, durante o Holoceno, foi decorrente da elevação do nível do mar por ocasião da Transgressão Marinha Pós-glacial (TMP). No Rio Grande do Sul esta fase inicia-se aproximadamente há 18 ka AP, quando o nível do mar situava-se a cerca de 120-130 m abaixo do atual (Martins *et al.*, 1967; Urien *et al.*, 1981 e Corrêa, 1995). Desde então o nível do mar subiu rapidamente até cerca de 6,5 ka AP, a uma taxa média de 1,2 cm/ano alcançando sua altitude máxima entre 5-6 ka AP.

No Rio Grande do Sul, estima-se que o nível do mar tenha alcançado 2 a 4 m acima do atual (Dillenburg *et al.*, 2000). No litoral catarinense no setor Imbituba/Laguna Angulo *et al.* (1999) sugerem que a máxima elevação do nível do mar foi de 2,1 m acima do presente.

Desde então mostrou uma tendência geral de rebaixamento até o presente (Martin *et al.*, 1979 ; Angulo & Lessa, 1997 e Angulo *et al.*, 2006).

Ao considerarmos o litoral norte do RS, a barreira regressiva iniciou sua progradação a cerca de 7 ka AP, ainda sob uma condição de mar em elevação, em decorrência de um expressivo balanço de sedimentos (Dillenburg *et al.*, 2004). Sua fase de regressão forçada iniciou-se aproximadamente a 6 ka AP, e aparentemente perdura até os tempos atuais.

6.2 Análise da Fase Retrogradacional

A barreira holocênica da PCSSC é um segmento costeiro atualmente em progradação (regressão da linha de costa). No setor mais interno, seções obtidas através do GPR permitiram observar a geometria dos depósitos sedimentares, evidenciando uma fase transgressiva pretérita da barreira, não observada na superfície do terreno.

Durante a transgressão, as barreiras costeiras migram pela plataforma continental em resposta à subida do nível do mar. A transferência de sedimentos da praia para o pós-praia, dunas, pântanos e lagunas (que ocorrem na sua retaguarda), envolvendo processos de leques de sobrelavagem (*washover fans*) é tida por muitos autores como o principal mecanismo na migração de barreiras costeiras no sentido do continente (Leatherman *et al.*, 1977; Davis & Hayes, 1984). Por vezes esta transferência de sedimentos ocorre de forma localizada, em canais (*inlets*), na forma de deltas de maré enchente (*flood-tidal deltas*) (Fig. 38).

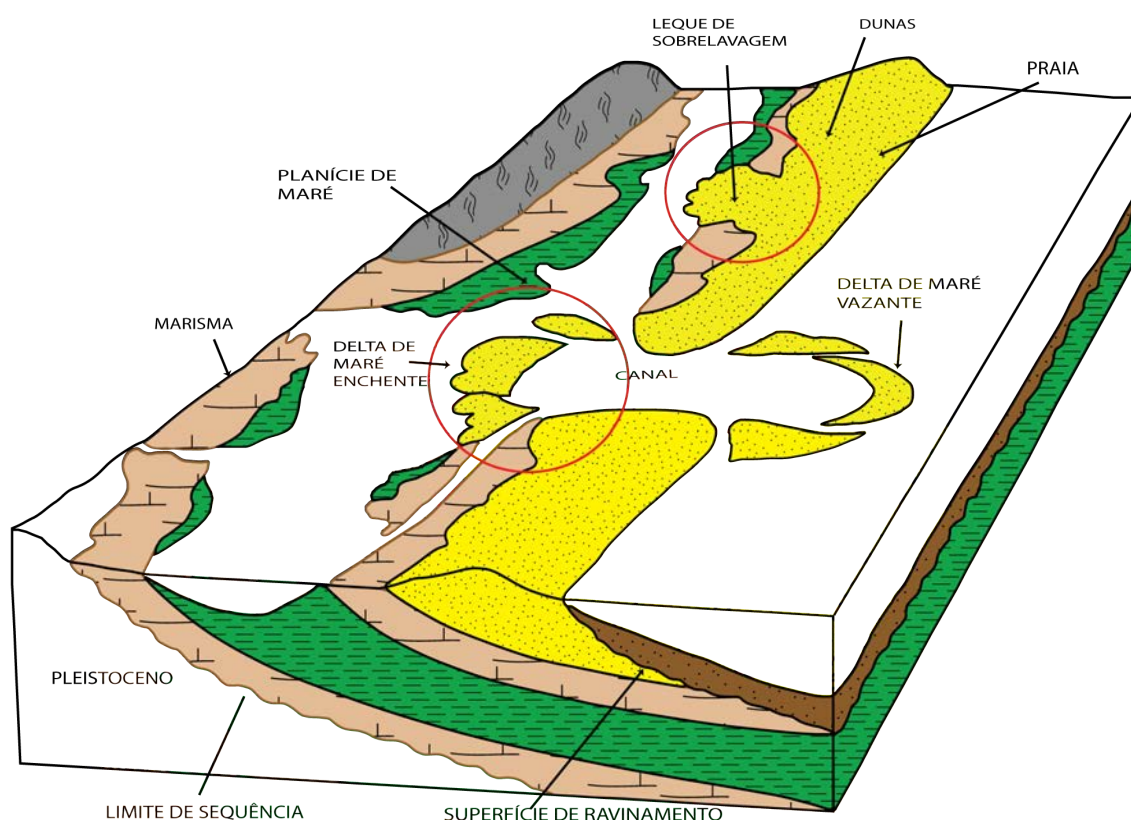


Figura 38: Principais elementos morfológicos de um sistema laguna-barreira transgressivo. Círculo em vermelho destaca os principais processos de migração de barreiras costeiras no sentido do continente, os leques de sobrelavagem e deltas de maré enchente (modificado de Reinson, 1992).

A deposição em leques de sobrelavagem ocorre quando ondas de tempestade sobrepõem-se a berma da praia, erodindo e arrastando no fluxo, sedimentos da barreira costeira (Leatherman, 1977 *apud* Sedgwick & Davis Jr. 2003).

Barreiras costeiras da costa do Golfo do México (EUA) migram no sentido do continente como resultado de leques de sobrelavagem chegando à retrobarreira (Morton & Sallenger, 2003). Neste contexto as barreiras apresentam-se geralmente estreitas e baixas, permitindo que grandes tempestades ultrapassem a barreira gerando estes depósitos.

No entanto, apesar de condições extremas e a larga escala espacial e temporal envolvidas em algumas tempestades, por vezes pode não ocorrer à penetração de leques de sobrelavagem na retrobarreira, indicando que nem todas as barreiras costeiras migram devido a este processo (Leatherman, 1976 *apud* Lima, 2010).

Observando as seções de GPR, obtidas na área de estudo, pode-se inferir que a barreira emersa apresentava um comprimento mínimo de 350 m, no final da implantação da fase transgressiva. Esta distância foi estimada a partir da inversão dos refletores (do oceano para o continente), até a escarpa formada no lado leste da lagoa do Sombrio (Fig. 39). Porém é válido ressaltar que dados de GPR adquiridos após a escarpa, ainda evidenciam refletores migrando no sentido do continente.

De acordo com este dado sugere-se que a barreira na PCSSC (na fase retrogradacional) era relativamente estreita e coberta por pequenos campos de dunas, características semelhantes as da costa do Golfo do México. Porém a frequência e intensidade das tempestades não podem ser equiparadas as do Golfo, onde a ocorrência de furacões é constante.

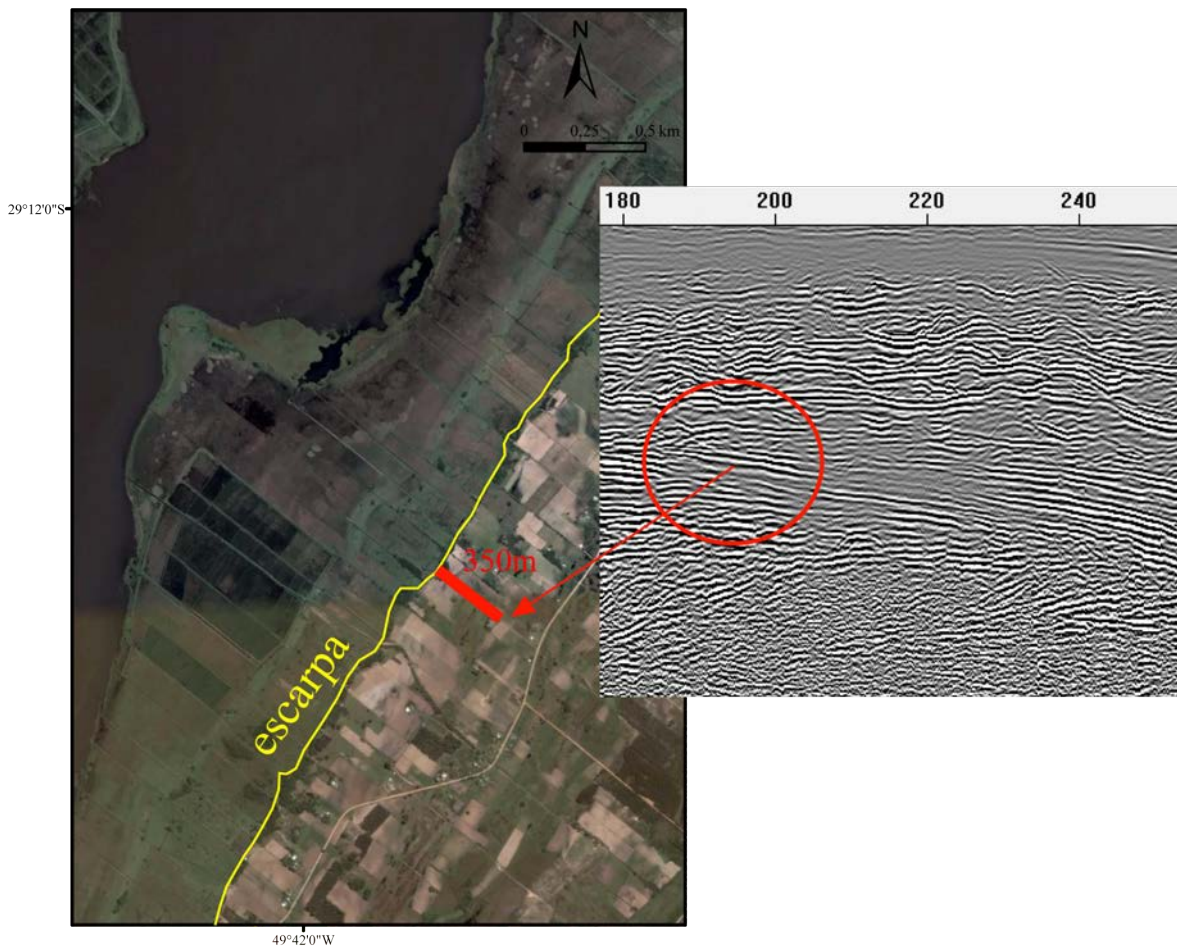


Figura 39: À esquerda imagem do Google Earth (2004) onde é possível observar a delimitação da escarpa no setor leste da lagoa, e o provável comprimento da barreira no final da fase transgressiva. À direita seção de GPR (200 MHz) com destaque para inversão dos refletores. A partir desta inversão até a escarpa foi à distância medida.

Partindo da premissa que as condições climáticas na época da implantação da barreira transgressiva eram semelhantes às atuais (tempestades não influenciadas por furacões, invernos chuvosos e ventos intensos e constantes), o processo de migração dos sedimentos no sentido do continente, pode não ter sido influenciado exclusivamente por leques de sobrelavagem e/ou deltas de maré enchente.

Em estudos realizados no sistema lagoa/barreira do Rio Grande do Sul, Tomazelli *et al.*, em prep. propõem que esta migração pode ser iniciada por meio de leques de sobrelavagem, através de deposição subaérea com estratificação em baixo ângulo. Mas após os sedimentos são transportados por sistemas eólicos, fluviais e deltaicos para os corpos lagunares onde são retrabalhados em ambiente subaquoso.

Neste trabalho sugere-se que o mecanismo formador da fase transgressiva teve início por meio de leques de sobrelavagem que transladaram à barreira, a medida que o nível do mar

subia a taxas relativamente altas (em torno de 1,2 cm/ano – vide item 6.1). Com o nível do mar subindo a taxas menores (final da transgressão), devido a um balanço positivo de sedimentos, a transferência de sedimentos para o corpo lagunar foi condicionada principalmente pela migração de campo de dunas sobre a retrobarreira. Em épocas de alta pluviosidade uma rede de drenagens superficiais (sangradouros) pode ser instalada estendendo-se para dentro da laguna, formando pequenos deltas lagunares. Os sedimentos que chegaram à laguna (atual lagoa do Sombrio) foram retrabalhados em ambiente subaquoso, passando a constituir a margem lagunar, que progradou no sentido do continente.

Este mecanismo de pequenos deltas adentrando a retrobarreira pode ser observado em lagoas holocênicas do RS, em setores onde a barreira apresenta um comportamento retrogradacional. De acordo com Lima (2008) esse processo constitui uma importante transferência de sedimentos arenosos para os corpos lagunares (Fig. 40). Devido à arquitetura destes depósitos os mesmos programam em sentido do continente.

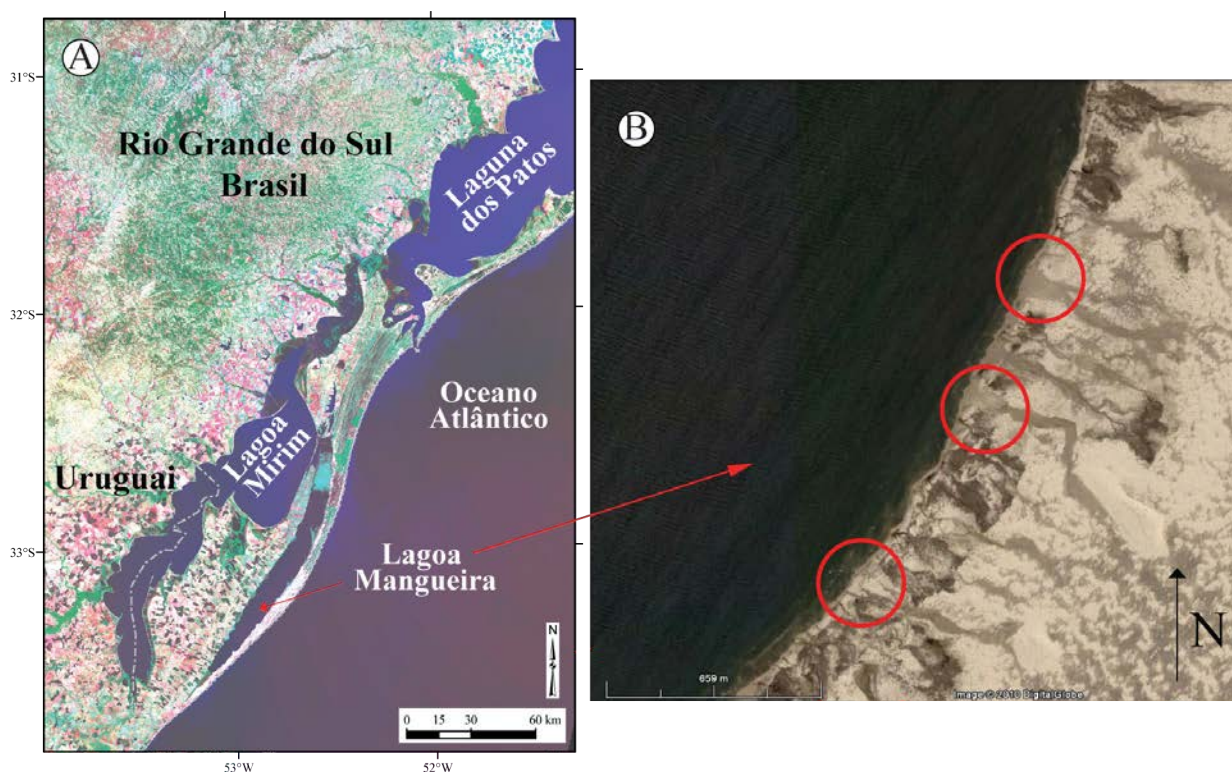


Figura 40: Figura “A” imagem Landsat sensor ETM+ - R7G4B2 com a localização da lagoa Mangueira na costa do Rio Grande do Sul, em setor da barreira com comportamento retrogradacional. Na figura “B” imagem Google Earth, com maior detalhe da lagoa, onde se observa drenagens superficiais adentrando a lagoa e formando pequenos deltas lagunares (adaptado de Lima, 2008).

Nas seções de GPR é possível observar um retrabalhamento dos refletores que representam a fase retrogradacional da margem lagunar. Este registro ocorre no contato basal

com a radarfácies da praia oceânica (Rf-C, vide Fig. 20). O retrabalhamento é decorrente do avanço do mar sobre o continente, onde o nível de base de ação das ondas erode os depósitos costeiros da barreira durante a transgressão (Fig. 41).

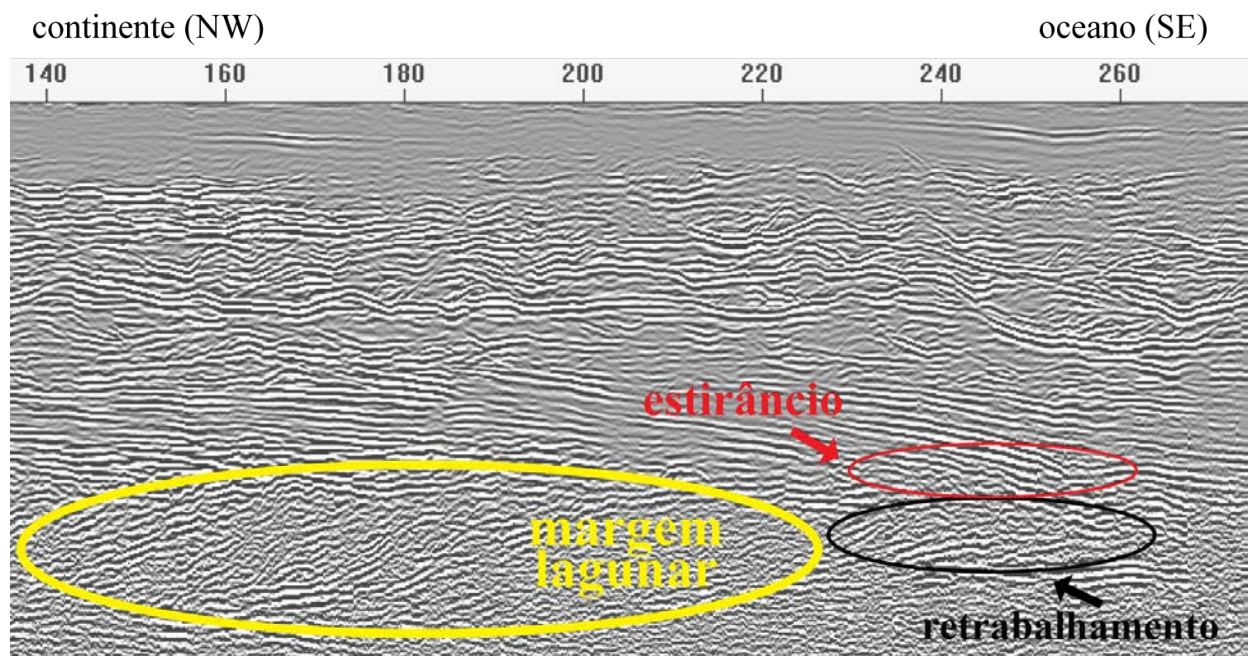


Figura 41: Seção de GPR (200 MHz) onde se observa um retrabalhamento dos refletores que representam a margem lagunar. Este retrabalhamento localiza-se junto à base da radarfácies interpretada como a praia oceânica (estirâncio).

6.3 Evolução da Barreira

Devido à escassez de material para datação e somente a realização de duas sondagens o modelo evolutivo da barreira carece de dados futuros, assim muitos elementos serão inferidos.

De acordo com o comportamento do nível do mar (vide item 6.1), aliado aos dados do GPR, uma história da evolução da barreira holocênica foi proposta.

Fase Retrogradacional: neste estágio a taxa de criação de espaço de acomodação superava a taxa de aporte sedimentar fazendo a barreira migrar no sentido do continente. A presença de refletores inclinados no sentido do continente evidencia que a transgressão ocorreu pela erosão na face de praia, e transporte dos sedimentos provenientes da barreira para o interior da lagoa do Sombrio. Este material foi retrabalhado e passou a constituir a margem lagunar, que progradou no sentido do continente sob o substrato pleistocênico.

O mecanismo de transladação da barreira iniciou por leques de sobrelavagem e/ou deltas de maré enchente, associado a campo de dunas que transgrediram a retrobarreira. Uma rede de drenagens superficiais adentrando a laguna e construindo pequenos deltas também é associada à transgressão da barreira.

Durante a transgressão o avanço do mar sobre o continente aumentou o espaço de acomodação na retrobarreira. Nesta fase, até o nível de mar mais alto no Holoceno (entre 5 e 6 ka AP) a lagoa do Sombrio se comportou como uma laguna, com conexão direta com o mar. Este corpo lagunar possuía proporções muito maiores que o atual, ocupando grande parte do que hoje é a planície de inundação do rio Mampituba (Silva, 2009).

A idade de radiocarbono obtida para o furo de sondagem LS-2 indica que os processos de formação dos depósitos correspondente a margem lagunar, identificados na seção de GPR, foram ativos em torno de 8 ka AP (idade calibrada 8320 – 8070 anos cal AP, Beta – 285325).

Atualmente, observa-se que o nível de lagunas costeiras, conectadas por um canal ao oceano, situa-se em torno de 1 m acima do nível do mar. Além disso, observa-se em campo que o topo das feições subaquosas correspondentes às margens lagunares encontram-se aproximadamente ao nível do mar, ou seja, são feições construídas 1 m abaixo da lâmina d'água desses corpos lagunares (Fig. 42). Partindo dessas premissas, consideramos que o fragmento de madeira datado, posicionado a uma profundidade de 14,5 m e a cerca de 1 m abaixo do topo da paleomargem lagunar progradante (vide Fig. 20) representa o paleonível do mar na época de formação dessa feição.

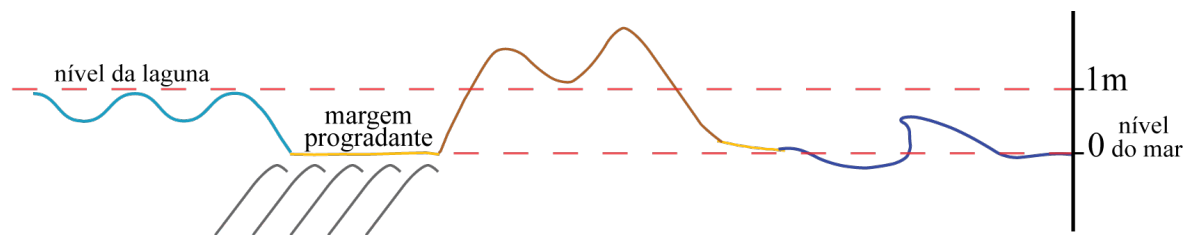


Figura 42: Desenho esquemático onde se observa que o topo das feições correspondentes as margens lagunares situam-se aproximadamente ao nível do mar. Esboço baseado em observações ao longo das lagoas costeiras.

Com base nestes dados, sugere-se que o nível relativo do mar durante a formação dos depósitos correspondentes à fase transgressiva, descontando a altitude de 6,6 m do furo LS-2 e a posição da amostra datada com relação ao topo da feição, situava-se a $-6,9 \pm 1$ m. Este erro (± 1 m) é decorrente dos equipamentos utilizados para determinação das altitudes (DGPS), da localização exata do fragmento de madeira no furo de sondagem e da constante dielétrica utilizada nas seções do GPR.

A idade de radiocarbono, associada ao nível estimado, aproxima-se da curva do nível do mar proposta para Holoceno por Peltier & Fairbanks (2006). Nesta curva a 8 ka AP o nível relativo do mar situava-se aproximadamente 8 m abaixo do atual. Por outro lado os dados obtidos são discordantes com a curva apresentada por Corrêa (1990), onde neste mesmo tempo o nível situava-se a cerca de 28 m abaixo do atual (Fig. 43).

É apropriado salientar que material datado apresenta sinais de abrasão provocada pelo transporte. Deste modo o fragmento é possivelmente mais antigo que os depósitos que os contém, fornecendo apenas a idade máxima possível.

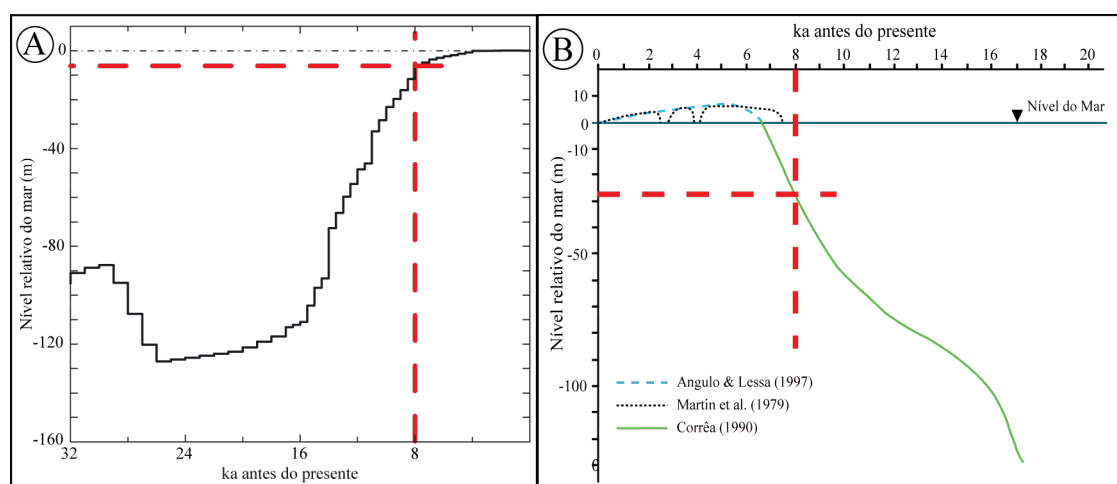


Figura 43: Em “A” curva do nível relativo do mar proposta por Peltier & Fairbanks (2006). Os dados obtidos aproximam-se desta curva onde o nível a 8 ka AP situava-se em torno de -8 m (tracejado em vermelho). Em “B” a curva proposta por Corrêa (1990). O nível neste mesmo intervalo de tempo encontrava-se a cerca de -28 m (tracejado em vermelho) (modificado de Rosa, 2010).

Fase Agradacional: à medida que a taxa de suprimento sedimentar se equiparava com a taxa de acomodação, a barreira adquiria um padrão de empilhamento agradacional. Este nivelamento nas taxas gerou um balanço positivo de sedimentos na praia e no sistema de dunas.

Em subsuperfície esta fase é representada por refletores ondulados (vide item 5.3.1) que caracterizam um ambiente eólico. Em superfície se evidencia um extenso e elevado paleocampo de dunas (cotas até 28 m), que se estende de forma retilínea ao leste da lagoa do Sombrio.

Fase Progradacional (regressão normal): quando a taxa de aporte sedimentar superou a taxa de acomodação, ocorreu a regressão. A barreira iniciou sua progradação, ainda sob uma condição de mar em elevação, decorrente do expressivo balanço positivo de sedimentos. Como o nível do mar continuava ascendente, o nível da laguna também se elevava, e escarpas eram formadas pela ação de ondas sobre a margem da laguna (vide Fig. 17).

Em subsuperfície este padrão progradacional é evidenciado através de refletores inclinados no sentido do oceano, e em superfície por cordões litorâneos regressivos. Estes cordões paralelos a costa representam a paleotopografia de dunas frontais (*foredune ridges*). Nesta fase 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 (Silva, 2009).

No nível de mar mais alto no Holoceno (entre 5 e 6 ka AP), canais do paleo rio Mampituba erodiram os depósitos sedimentares formados até então. Estes canais eram alongados (até 10 m) com sentido preferencial sudoeste – nordeste, corroborando a deriva litorânea predominante.

Fase Progradacional (regressão forçada): com o rebaixamento do nível do mar (em torno de 2 m até o nível atual Angulo *et al.*, 1999), um número maior de cordões de dunas frontais se justapôs lateralmente. Nesta fase a progradação ocorreu de forma mais acelerada, gerando cordões mais próximos entre 5 e 20 m (Silva, 2009).

Com a regressão forçada o espaço de acomodação na retrobarreira foi reduzido, conseqüentemente, a conexão da laguna/lagoa do Sombrio com o mar foi fechada.

Após esta fase a barreira foi coberta por depósitos eólicos na forma de campo de dunas transgressivo (*transgressive dunefields*), configurando a atual morfologia da barreira (Fig.44).

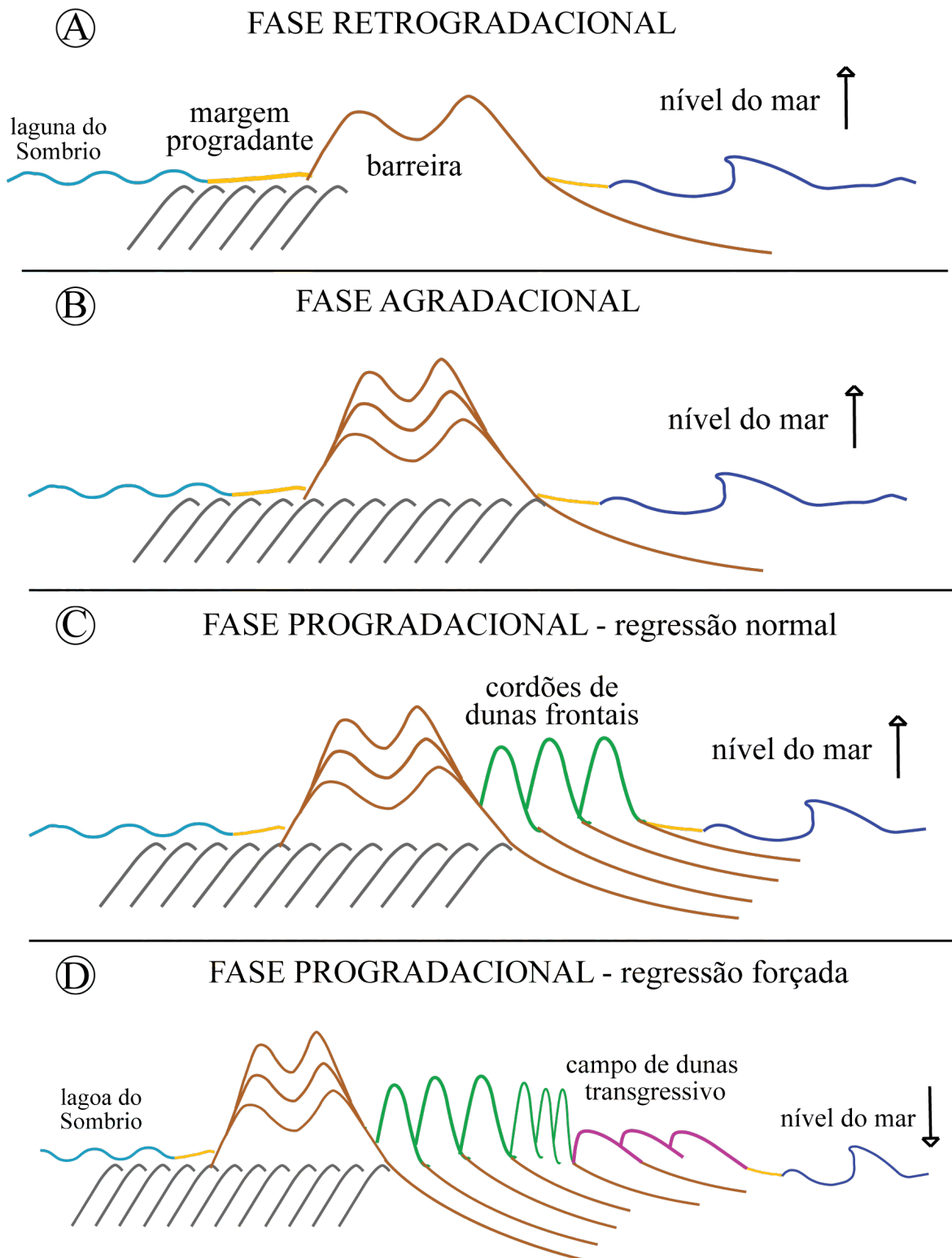


Figura 44: Desenho esquemático da evolução da barreira holocênica. Em “A” pode-se observar a margem lagunar progradando no sentido do continente. Nesta fase a lagoa do Sombrio tinha conexão direta com o mar. Em “B” ocorre a aggradação da barreira com um elevado campo de dunas se formando a leste da lagoa. Em “C” ocorre a regressão normal com um maior desenvolvimento dos cordões de dunas frontais. Em “D” a progradação mais acelerada da barreira com cordões mais próximos; e o fechamento da conexão da lagoa com o mar. Nesta fase também um campo de dunas transgressivo se torna ativo.

7. CONCLUSÕES

O GPR mostrou ser uma ferramenta importante para o estudo em subsuperfície, principalmente na identificação da fase retrogradacional.

Os refletores inclinados no sentido do continente representam a margem lagunar progradante formada em ambiente subaquoso. Por estarem abaixo do nível de ação das ondas, essas feições tem uma maior probabilidade de ficarem preservadas durante a transgressão da linha de costa. Assim a sua identificação foi a chave para a detecção da barreira retrogradacional.

A barreira holocênica na PCSSC evidencia registros de uma fase transgressiva na porção mais interna (oeste) marcando o máximo avanço da barreira no sentido do continente. Em sua porção mais externa (leste), a barreira apresenta-se regressiva.

Os sedimentos analisados pelo método mecânico (contador de partículas a laser) evidenciaram resultados similares com o processamento manual de peneiramento e pipetagem.

A análise sedimentológica dos furos de sondagem foi de grande valia para a interpretação dos diferentes ambientes.

Os sedimentos relacionados à fase retrogradacional (transgressão da linha de costa) são representados por areias finas a muito finas, com percentual de lama (silte + argila) que alcança em algumas amostras 34%. O teor de matéria orgânica atinge até 14%, evidenciando uma produção orgânica relativamente alta, em momentos de estabilizações da progradação da margem lagunar.

Os sedimentos relacionados à fase progradacional (regressão da linha de costa) são representados por areias finas sem contribuição significativa de lama e conseqüentemente de matéria orgânica. Característica essa de depósitos praias onde predomina uma maior energia relacionada às ondas.

As características morfoscópias dos grãos analisados, em boa parte, foram herdadas de ciclos sedimentares anteriores, devido ao intenso retrabalhamento, através de um

mecanismo conjunto de erosão, transporte e deposição. Estes aspectos relacionam-se com a origem policíclica destes sedimentos que foram retrabalhados durante os períodos de transgressão e regressão da linha de costa.

A idade de radiocarbono obtida para o fragmento de madeira (8320 – 8070 anos cal AP) correlacionada ao paleonível relativo do mar durante a formação dos depósitos correspondentes à fase transgressiva ($-6,9 \pm 1$ m) podem ser utilizados para futuros estudos relacionados à paleoníveis marinhos.

Devido a um número limitado de sondagens e materiais para datação, muitos elementos relacionados à evolução da barreira foram inferidos. Deste modo, sugerem-se futuros levantamentos em subsuperfície, tanto na fase transgressiva como na regressiva.

Um mapeamento detalhado da barreira transgressiva através de dados de GPR (perfis transversais e longitudinais) poderá ilustrar a geometria tridimensional da mesma.

8. REFERÊNCIAS

- ANGULO, R.J. & LESSA, G.C. 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**, v.140, p.141-166.
- 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 ¹⁴C ages. **Marine Geology**, v.159: p. 323-339.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C. & SOUZA, M.C. 2006. A Critical Review of Mid- to Late-Holocene Sea-level Fluctuations on the Eastern Brazilian Coastline. **Quaternary Science Reviews**, v.25, p. 486-506.
- BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; DILLENBURG, S.R. & TOMAZELLI, L.J. 2010. The Holocene Coastal Barrier of Rio Grande do Sul (Southern Brazil): an Evaluation Based on GPR Data. In: The Meeting of Americas, Foz do Iguacu-PR, 2010. **Resumos**.
- BIGARELLA, J.J.; HARTKOPF, C.C.; SOBANSKI, A. & TREVISAN, N. 1955. Textura superficial dos grãos de areias e arenitos (Contribuição à metodologia). Curitiba, **Arq. Biol. Tecn.**, X(11): 253-275.
- BROOKFIELD, M.E. 1977. The origin of Bounding Surfaces in Ancient Aeolian Sandstone. **Sedimentary**, 24: 303-332.
- CLEROT L.C.P.; TORRES G.S.; TRAVESSAS F.A. & DILLENBURG S.R. 2001. Distinção entre depósitos eólicos e praias a partir de dados de sondagem a percussão (SP). In: Congresso da Abequa, 8. **Boletim de Resumos**. 184.
- CLEROT, L.C.P. 2004. **Estudo da Barreira IV na Região do Cassino, Rio Grande – RS: Evolução e Caracterização como Reservatório**. Porto Alegre. Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- CORRÊA, I.C.S. 1995. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. **Marine Geology**, v.130, p.163-178.
- DAVIS Jr. R.A. & HAYES M.O. 1984. What is a wave-dominated coast? **Marine Geology**, 60: 313-329.

- DIEHL, F.L. & HORN, Fº, 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.
- DILLENBURG, S.R.; ROY, P.S.; COWELL, P.J. & TOMAZELLI, L.J. 2000. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by the shoreface translation-barrier model (STM). **Journal Coastal Research**, v.16, p.71-81.
- DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI L.J. & BARBOZA, E.G. 2004. Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil. **Marine Geology** 203: 43-56.
- DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J.; MARTINS, L.R. & BARBOZA E.G. 2005. Modificações de longo período da linha de costa das barreiras costeiras do Rio Grande do Sul. **Gravel**, v.3, p.9-14.
- FITZGERALD, D.M.; CLEARLY, W.J.; BUYNEVICH, L.V.; HEIN, C.J.; KLEIN, A.H.F.; ASP, N. & ANGULO, R. 2007. Strandplain Evolution along the Southern Coast of Santa Catarina, Brazil. **Journal Coastal Research**, v.50, p.152-156.
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. 1957. Brazos River Bar: Study and significance of grain size parameters. **Journal Sedimentary Petrology**, 27(1):03-26.
- FRIEDMAN, G.M. 1961. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. **Journal of Sed. Petrol.**, 31: 514-529.
- HORN, Fº, N.O. & FERREIRA, E. 2004. Diagnóstico geológico-geomorfológico da planície costeira adjacente à enseada dos Currais, Santa Catarina, Brasil. **Gravel**, v.2, p. 25-39.
- KOCUREK, G. 1988. First-Order and Super Bounding Surfaces in Eolian Sequences – Bounding Surfaces Revisited. **Sedimentary Geology**, 56: 193-206.
- KRUMBEIN, W.C. & Pettijohn, F.J. 1938. **Manual of Sedimentary Petrography**. New York, Appleton Century Crofts Inc., 549 pp.
- KRUMBEIN, W.C. 1941. Measurements and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles. **Journal of Sed. Petrol.**, 11: 64-72
- LEATHERMAN, S. 1976. Barrier islands dynamics: overwash processes and aeolian transport. **Proceedings of Coastal Engineering Conference**, ASCE: 1958-1973.
- LEATHERMAN, S.P. 1977. **Quantification of overwash processes**. Dissertação de mestrado. University of Virginia, 245 p.
- LIMA, L.G. 2008. **Estratigrafia e evolução da barreira holocênica na praia do Hermenegildo (RS)**. Porto Alegre, 72p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- MARTINS, L.R. 1967. **Aspectos Texturais e Depositionais dos Sedimentos Praiais e Eólicos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul**. Escola de Geologia de Porto Alegre, 100pp.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K. & FLEXOR, J.M. 1979. Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ). In: International symposium of coastal evolution in the Quaternary, **Proceedings**, São Paulo, Brasil, p.296-331.
- 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), Seção 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).
- MORTON, R.A. & SALLENGER, A.H., Jr. 2003. Morphological impacts of Extreme Storms on Sandy Beaches and Barriers. West Palm Beach, Florida. **Journal of Coastal Research** 19(3):560-573.
- 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.
- PELTIER, W.R. & FAIRBANKS, R.G. 2006. Global glacial ice volume and the Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. **Quaternary Science Reviews**, doi:10.1016/j.quascirev.2006.04.010
- REINSON, G.E. 1992. Transgressive Barrier Island and Estuarine Systems. In: Walker R.G and James N.P. (Eds) **Facies Models – Response to Sea Level Change**. Geological Association of Canada, Stittsville. P. 179-194.
- ROSA, M.L.C.C. 2010. **Estratigrafia de Sequências: aplicação das ferramentas na alta frequência. Um ensaio na Planície Costeira do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre. 67 p. Exame de Qualificação de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- RITTENHOUSE, G. 1943. A visual method of estimating two dimensional sphericity. **Journal of Sed. Petrol.**, 13(2): 79-81.

- ROY, P.S.; COWELL P.J.; FERLAND M.A. & THOM, B.G. 1994. Wave-Dominated Coasts. In: Carter RWG, Woodroffe CD (eds) **Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics**. Cambridge University Press, Cambridge, pp 121-186.
- SEDGWICK, P.E. & DAVIS Jr, R.A. 2003 Stratigraphy of washover deposits in Florida: implications for recognition in the stratigraphic record. **Marine Geology**, 200:31-48.
- SHEPARD, F.P. & YOUNG, R. 1961. Distinguishing between beach and dune sands. **Journal of Sed. Petrol**, 31: 196-214.
- SILVA, A.B. 2009. **Mapeamento e Caracterização dos Depósitos em Subsuperfície do Setor Meridional da Planície Costeira de Santa Catarina**. Porto Alegre. Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- STOKES, G.G. 1851. On the effect of the internal friction of fluids on the motion of pendulums. **Trans. Cambridge Philos. Soc.**, 9, Parte 2, pp. 8-106.
- STOKES, W.L. 1968. Multiple truncation bedding planes – a feature of wind deposited sandstone formations. **Journal of Sed. Petrol**, 38: 510-515.
- TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J.A. 2000. O Cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da Planície Costeira. In: Holz, M. e L.F. De Ros (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Edições CIGO/UFRGS, Porto Alegre, p.375-406.
- TOMAZELLI, L.J.; BARBOZA, E.G.; DILLENBURG, S.R. & ROSA, M.L.C.C. Mechanisms of sediment transfer across the transgressive lagoon-barrier systems of Rio Grande do Sul coast, southern Brazil. **Em preparação**.
- TRAVESSAS, F.A.; DILLENBURG, S.R. & CLEROT, L.C.P. 2005. Estratigrafia e evolução da barreira holocênica do Rio Grande do Sul no trecho Tramandaí-Cidreira. **Boletim Paranaense de Geociências**, v.53, p.57-73.
- URIEN, C.M.; MARTINS, L.R. & MARTINS, I.R. 1981. Evolução Geológica do Quaternário do Litoral Atlântico Uruguaio, Plataforma Continental e Regiões Vizinhas. **Notas Técnicas 3**, CECO/IG/UFRGS, Porto Alegre, 43p.
- VAIL, P.R. & MITCHUM Jr., R.M. 1977. Seismic Stratigraphy and Global changes of Sea Level Parte 1: Overview. In: Payton, C.E. (Ed.), **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon**. AAPG Memoir 26: p. 51-52.

- VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN Fº, 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, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, n.8, 45p.
- WAHRLICH, R.; SILVA, H.N.; OLIVEIRA, F.H.; FIGUEIREDO, L.F.F.G.; RENUNCIO, L.E. & SATO, S. 1997. Caracterização Ambiental da Lagoa do Sombrio. In: Scheibe, L.F.; Pellerin. J (Ed), **Qualidade Ambiental de Municípios de Santa Catarina: O Município de Sombrio**, – FEPEMA, Florianópolis, p.115-128.
- WENTWORTH, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Geology**, 30: 377-392.
- WÜRDIG, N.L. 1987. Alguns dados Físicos e Químicos do Sistema Lagunar de Tramandai, RGS. In: Pesquisa / Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Portro Alegre n. 20 (1987), p. 49-74 : il.; 23 cm.
- WETZEL, R.G. 1975. **Limnology**. W.B. Sauders Company, Philadelphia, London, and Toronto. Xii. 743 p.