

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

**GEOMORFOLOGIA, ESTRATIGRAFIA DE  
SEQUÊNCIAS E POTENCIAL DE PRESERVAÇÃO DOS  
SISTEMAS LAGUNA-BARREIRA DO QUATERNÁRIO  
COSTEIRO DO RIO GRANDE DO SUL**

**MARIA LUIZA CORREA DA CAMARA ROSA**

ORIENTADOR – Prof. Dr. Luiz José Tomazelli

Porto Alegre – 2012



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

**GEOMORFOLOGIA, ESTRATIGRAFIA DE  
SEQUÊNCIAS E POTENCIAL DE PRESERVAÇÃO DOS  
SISTEMAS LAGUNA-BARREIRA DO QUATERNÁRIO  
COSTEIRO DO RIO GRANDE DO SUL**

**MARIA LUIZA CORREA DA CAMARA ROSA**

ORIENTADOR – Prof. Dr. Luiz José Tomazelli

**BANCA EXAMINADORA**

Prof. Dr. Jorge Alberto Villwock – Instituto do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais, Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul.

Prof. Dr. Michael Holz – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.

Prof. Dr. Rodolfo José Angulo – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná.

Tese de Doutorado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Doutor em Ciências.

Porto Alegre – 2012

Rosa, Maria Luiza Correa da Camara  
Geomorfologia, Estratigrafia de Sequências e Potencial de  
Preservação dos Sistemas Laguna-Barreira do Quaternário Costeiro  
do Rio Grande do Sul. / Maria Luiza Correa da Camara Rosa. -  
Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2012.  
[246 f.]. il.

Tese (Doutorado). - Universidade Federal do Rio Grande do  
Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em  
Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2012.

1. Bacia de Pelotas. 2. Geotecnologias. 3. Georradar. 4.  
Geologia Costeira. 5. Pleistoceno. I. Título.

---

Catálogo na Publicação  
Biblioteca Geociências - UFRGS  
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

*Aos meus pais,  
Luis Antonio e Maria Regina (in memoriam)  
e aos meus irmãos,  
João Felipe, Luis Antonio e Ana Laura.*



*Todos os dias quando acordo  
Não tenho mais o tempo que passou  
Mas tenho muito tempo  
Temos todo o tempo do mundo*

*Todos os dias antes de dormir  
Lembro e esqueço como foi o dia  
Sempre em frente  
Não temos tempo a perder*

*Temos nosso próprio tempo*

*(Renato Russo)*





## AGRADECIMENTOS

Os agradecimentos a seguir se referem às pessoas e instituições que colaboraram das mais diversas formas para o meu desenvolvimento pessoal e profissional, cuja atuação foi fundamental na elaboração e concretização deste trabalho.

Inicialmente, agradeço a Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e ao Instituto de Geociências (IGEO), dirigido no período da minha pós-graduação pelos professores Dr. José Carlos Frantz e Dr. André Sampaio Mexias. Agradeço também ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO), coordenado pelo Prof. Dr. Elírio E. Toldo Jr. durante o desenvolvimento deste trabalho e ao Sec. Roberto Martins Pereira pelo apoio sempre concedido na realização dos procedimentos junto ao programa.

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa e taxa de bancada concedidas durante os dois primeiros anos do desenvolvimento deste trabalho, bem como pela possibilidade de atuar concomitantemente como professora substituta.

Agradeço ao Prof. Dr. Luiz Roberto Silva Martins (*in memoriam*) por liderar a criação do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO), a ‘casa’ onde tive oportunidade ainda na Graduação de descobrir a profissão e os temas em que venho trabalhando. Agradeço também pelo incentivo e por me fazer acreditar que com dedicação tudo é possível.

Agradeço ao Laboratório de Sismoestratigrafia da UFRGS, coordenado pelo Prof. Dr. Eduardo Guimarães Barboza pela utilização dos equipamentos de georradar. Agradeço também ao apoio concedido a este laboratório pelos professores Claiton M. dos Santos Scherer, Léo Afraneo Hartmann, Paulo Alves de Souza, Ricardo N. Ayup Zouain, Sérgio R. Dillenburg e Vitor dos Santos Abreu que auxiliaram na aquisição dos equipamentos.

Agradeço as empresas Petrobras e Exxon Mobil pelo financiamento de diversas pesquisas, as quais foram fundamentais no desenvolvimento desta Tese.

Agradeço ao Prof. Dr. Luiz José Tomazelli pela forma como conduziu a minha orientação, não só neste estudo, mas ao longo de toda minha formação. A autonomia que tive na escolha do tema e no desenvolvimento do trabalho foi perfeitamente equilibrada com o apoio irrestrito e disponibilidade absoluta para discutir as ideias e sanar as dúvidas. Agradeço também pelo exemplo como professor,

pesquisador e pelos trabalhos publicados em conjunto com o Prof. Dr. Jorge Alberto Villwock e com pesquisadores do CECO, os quais compõem as bases dos estudos atualmente desenvolvidos na Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

Agradeço ao Prof. Dr. Ricardo N. Ayup Zouain pela amizade e por ter acreditado em mim, me dando desde a Graduação as oportunidades que propiciaram a minha dedicação à Geologia.

Agradeço ao Prof. Dr. Sérgio R. Dillenburg pelo convívio, pelas conversas, pela empolgação com a Geologia Costeira e pelas oportunidades em atuar e trabalhar naquilo que mais gosto. Agradeço também pelas revisões dos meus *abstracts*.

Agradeço ao Prof. Dr. Patrick A. Hesp pela amizade independente do contexto, pelas risadas e pelas conversas geológicas ou não.

Agradeço ao Téc. Gilberto S. dos Santos pelos muitos exemplos e ensinamentos relacionados à vida profissional e pessoal.

Agradeço ao Prof. Dr. Nelson S. Gruber pela amizade, atitudes e exemplo como ser humano.

Agradeço ao Prof. Dr. Rodolfo J. Angulo e a Profa. Dra. Maria Cristina de Souza pela minha inserção em projetos de pesquisa e pelos sempre divertidos trabalhos de campo que permitiram de muitas formas expandir os meus conhecimentos.

Agradeço ao Prof. Dr. Michael Holz pelas oportunidades, pelo exemplo como profissional e por duas perguntas: “Qual a ordem da parassequência?” e “Qual é a Tese?”. Muitas vezes as perguntas podem influenciar muito mais no nosso caminho do que as respostas.

Agradeço ao Prof. Dr. Antonio Flávio U. Costa por ter me contagiado com sua paixão pela Geofísica, pelo seu incentivo e pelas oportunidades.

Agradeço ao Prof. Dr. Vitor dos Santos Abreu por acreditar no meu trabalho e através do seu incentivo ampliar os meus horizontes.

Agradeço ao Prof. Dr. Claiton M. dos Santos Scherer pelas aulas onde descobri a Estratigrafia de Sequências.

Agradeço aos professores do Departamento de Geodésia, onde atuei como professora substituta, Tatiana S. da Silva, Flávia C. Farina, Andrea L. Iescheck, Patrícia A. P. Scalco, Gilberto Gagg, Jorge L. Barbosa da Silva, Nelson A. Lisboa, Norberto Dani, Ronaldo R. dos Santos, Iran C. S. Corrêa e Ricardo Baitelli pelo apoio sempre proporcionado.

Agradeço a Profa. Dra. Juliana Charão Marques pelo incentivo, pelas conversas e por repetir, repetidas vezes o que é ‘reprodutibilidade’! Este conceito, originalmente aplicado à Geocronologia, foi fundamental na resolução de uma das ‘crises’ deste trabalho.

Agradeço ao Prof. Dr. José Carlos Frantz pelo convite para atuar no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) da UFRGS quando da minha admissão pela Universidade e por avaliar a minha continuidade de atuação junto ao grupo de pesquisadores com quem já vinha trabalhando na área de Geologia Costeira.

Agradeço ao Prof. Dr. Marcio M. Pimentel, coordenador do LGI por sempre estimular a minha dedicação a este trabalho, inclusive o inserindo como uma de minhas metas.

Agradeço aos colegas do LGI, Renato S. Cezar, Mariana da S. Assis, Eduardo R. V. Rocha Jr., André A. Martins, Leonardo Gruber, Anelise L. Bertotti, Fernanda Gervasoni, Larissa C. Carniel, Isadora Henrichs, João Rodrigo Dias, Ronei Giusti, Ana M. R. Althoff, Fernando Georges, Tiago Jalowitzki, Gisela R. Castro e Artur Morem, pessoas que me acolheram e tornaram os meus dias mais leves e divertidos. Ao Renato S. Cezar agradeço também pelas conversas, pelos conselhos, pela amizade e por suas milagrosas receitas.

Agradeço aos colegas da Pós-Graduação Anderson B. da Silva, Felipe Caron, Leonardo G. de Lima, Julio F. Oliveira, Rogério P. Manzolli, Luana Portz, Gabriela Rockett, Eduardo M. Martins, Lanys Ruppel, Juliana Pertille, Karine Arena, Sandro K. Duarte, Graziela M. Hesp, Thais C. Martinho e Cristina B. Machado pela convivência, discussões, campos e incentivo. Agradeço também a Milene Fornari pelas conversas que me incentivaram a finalizar este trabalho.

Agradeço aos colegas e amigos Alan P. Bischoff, Lilian Ayres, Simone Zwirtes e Luciana Dorneles que por motivos diversos se distanciaram fisicamente, mas que tiveram grande importância em muitos momentos da minha trajetória.

Agradeço a duas pessoas que há muito me mostraram que com empenho e disciplina tudo é possível. Ramão Paz e Gerson Severo: obrigada pelas tardes na pista de atletismo, por me fazerem entender que o mais importante é superar a si, chegar ao final e a cada etapa redefinir os nossos limites.

Agradeço a Roberta Gewehr Almeida por estes mais de 10 anos de amizade, por compreender os meus ‘nãos’ e por, mesmo fisicamente distante, estar sempre perto.

Agradeço ao meu grande parceiro Eduardo Guimarães Barboza, que me mostrou um caminho e independente da forma, segue ao meu lado. Agradeço por ter acreditado no meu potencial, pelas oportunidades proporcionadas, pelos campos, pela amizade, pelas discussões, pela aquisição dos dados e pela revisão desta Tese. Obrigada por me mostrar o caminho das planícies costeiras e por me fazer perceber que a alta frequência pode ser complicada, mas que graça teria se não fossem estas ‘complicações’?!

Agradeço a minha mãe, Maria Regina (*in memoriam*), que me deu a confiança para escolher o meu caminho, me atribuindo desde cedo responsabilidades e fazendo com que eu precisasse conquistar as minhas liberdades.

Agradeço ao meu pai, Luis Antonio, pelos valores ensinados, por me mostrar que a solução de muitos problemas pode estar em uma conversa, por confiar e aceitar as minhas escolhas permanecendo ao meu lado. Obrigada pelos divertidos e maravilhosos momentos em que estamos em família.

Agradeço também a Rosane O. Schereschewsky pela receptividade e pelo carinho e a Priscila Machado, exemplo de dedicação e foco.

Agradeço aos meus irmãos, pessoas de personalidades extremamente distintas que me mostram diferentes possibilidades de ver e conduzir a vida. Ao João Felipe agradeço por ter assumido a empresa de minha mãe e assim possibilitado que eu finalizasse a minha formação. Ao Luis Antonio agradeço pelo seu ‘mega master’ espírito de liberdade e por acreditar que não poderia fazer outra coisa que não fosse o que ele quisesse. A Ana Laura, a caçula, agradeço pela cumplicidade e pela inversão de papéis, quando eu fico na dúvida sobre quem é a irmã mais velha.

Agradeço aos meus avós, João Felipe (*in memoriam*) e Marília, aos meus tios, Ana Lucia, Helena Beatriz, Felipe, Odorico e Carlos Jung, e também as minhas primas que sempre me apoiaram e que compõem a base da minha formação.

Agradeço a Raquel Bandeira Fernandes por dar novos significados à palavra ‘cuidado’. Agradeço pela convivência e pelas conversas que me fazem querer ser uma pessoa melhor. Obrigada pelo apoio e por, com uma argumentação inquestionável, motivar-me a escrever e materializar este trabalho.

Por fim, agradeço aos meus ‘deuses’ pela força da gravidade, pelo encontro de dois átomos de H com um de O para formar a água e pela evolução das espécies, responsáveis por estarmos aqui tentando decifrar o passado, entender o presente e nos preparar para o futuro.

## RESUMO

No registro estratigráfico da Planície Costeira do Rio Grande do Sul estão presentes quatro sequências deposicionais de alta frequência, correspondentes a quatro sistemas do tipo laguna-barreira (I a IV). Estas sequências possuem idades pleistocênicas e holocênica e se desenvolveram em resposta a ciclos glacioeustáticos da ordem de 100 ka. O sistema costeiro holocênico, relacionado à sequência mais jovem (IV), possui setores contemporâneos com padrões de empilhamento opostos. Partindo desta observação duas hipóteses foram formuladas e investigadas. A primeira hipótese refere-se à existência de padrões de empilhamento opostos também nas sequências deposicionais mais antigas (I, II e III) e a segunda é a de que estes padrões estejam expressos na morfologia das barreiras costeiras. Uma análise geomorfológica e estratigráfica foi realizada através das geotecnologias, com o emprego do sensoriamento remoto, do geoprocessamento, de sistemas de posicionamento e do método geofísico do georradar. Os dados foram obtidos em diferentes setores da planície costeira, com enfoque na região sul, entre a fronteira com o Uruguai (Chuí) e a desembocadura da Lagoa dos Patos (Rio Grande). Nesta região, estão presentes os sistemas laguna-barreira II, III e IV, portanto estes contaram com um maior detalhamento. As interpretações realizadas permitiram estabelecer um arcabouço estratigráfico, com a definição das principais superfícies chave e tratos de sistemas, além de um modelo de evolução paleogeográfica para a região sul. A existência dos padrões de empilhamento retrogradacional, progradacional e degradacional foi constatada nas sequências deposicionais mais antigas. Ainda que estas não tenham sido datadas foi possível inferir que comportamentos distintos tenham ocorrido simultaneamente ao longo das linhas de costa relacionadas a estas sequências deposicionais. A variabilidade do comportamento dos sistemas costeiros foi verificada também através das suas características morfológicas, as quais possuem grande influência em seu potencial de preservação. Contudo, alterações posteriores, de origem erosiva e/ou deposicional, modificaram significativamente as feições originais. A aplicação das geotecnologias referidas acima, através da perspectiva da estratigrafia moderna, permitiu ampliar o conhecimento acerca dos sistemas deposicionais costeiros, especialmente das sequências relacionadas aos sistemas laguna-barreira II e III.

Palavras-chave: Bacia de Pelotas, Geotecnologias, Georradar, Geologia Costeira, Pleistoceno.



## ABSTRACT

The stratigraphic record of Rio Grande do Sul Coastal Plain embraces four high-frequency depositional sequences corresponding to four barrier-lagoon systems (I to IV). These sequences have been developed during the Pleistocene and Holocene, in response to glacioeustatic cycles of 100 ka. The Holocene coastal system, related to the younger sequence (IV), exhibits contemporaneous sectors with opposite stacking patterns. From this observation, two hypotheses were formulated and investigated. The first hypothesis was that the opposite stacking patterns also exist in the older depositional sequences (I, II and III), and the second was that these patterns are expressed, today, in the morphology of the coastal barriers. A geomorphologic and stratigraphic analysis was performed applying various geotechnologies, like remote sensing, geoprocessing, positioning systems and the geophysical method of ground penetrating radar (GPR). The data were obtained in different sectors of the coastal plain, with a focus on the southern region between the border with Uruguay (Chui) and the inlet of Lagoa dos Patos lagoon (Rio Grande). In this region the barrier-lagoon systems II, III and IV were identified and studied in greater detail. The interpretations allowed establishing a stratigraphic framework, setting out the main key surfaces and systems tracts, and a paleogeographic model of the evolution of the southern coastal plain. The existence of retrogradational, progradational and degradacional stacking patterns was found in the older sequences. Although the absolute age of these units has not been determined, it was possible to infer that different behaviors have occurred simultaneously along the shorelines related to these depositional sequences. The variability on the behavior of the coastal systems was also verified by their morphological characteristics, which have great influence on their preservation potential. However, subsequent changes due to erosive and/or depositional events may have significantly modified the original features. The application of geotechnologies from the perspective of modern stratigraphy improved the knowledge of coastal depositional systems, especially of the sequences related to barrier-lagoon systems II and III.

Keywords: Pelotas Basin, Geotechnologies, Ground Penetrating Radar, Coastal Geology, Pleistocene.





## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa geológico da Planície Costeira do Rio Grande do Sul.....	12
Figura 2. Curvas de variação do nível do mar para o Brasil e tratos de sistemas esperados.....	13
Figura 3. Comparação entre mapas geológicos do sul da planície costeira e do Uruguai .....	19
Figura 4. Diversificação de modelos da estratigrafia de sequências .....	23
Figura 5. Superfícies e tratos de sistemas de acordo com os diversos modelos.....	24
Figura 6. Variação na duração das ordens das sequências .....	26
Figura 7. Blocos básicos propostos para o modelo de fractal. ....	27
Figura 8. Método de hierarquização do registro estratigráfico.....	29
Figura 9. Exemplo de aplicação do método de hierarquização na Bacia de Pelotas.....	30
Figura 10. Comparação entre curvas de isótopos de oxigênio com uma curva eustática.....	32
Figura 11. Curva de isótopos de oxigênio para os últimos 34 Ma .....	34
Figura 12. Curva dos Estágios de Isótopos Marinhos do Quaternário .....	35
Figura 13. Classificação do relevo com seis níveis taxonômicos. ....	41
Figura 14. Características qualitativas do relevo (morfografia).....	42
Figura 15. Características morfológicas quantitativas do relevo (morfométrica). ....	44
Figura 16. Localização da Bacia de Pelotas e suas principais feições estruturais.....	46
Figura 17. Arcabouço estratigráfico da Bacia de Pelotas.....	47
Figura 18. Seção sísmica com a hierarquização do registro da Bacia de Pelotas.....	49
Figura 19. Hierarquização do último conjunto de sequências da Bacia de Pelotas.....	50
Figura 20. Mapa geológico e perfil esquemático da Planície Costeira do Rio Grande do Sul....	52
Figura 21. Perfis topográficos dos sistemas laguna-barreira.....	54
Figura 22. Curva de isótopos de oxigênio para os últimos 850 ka.....	56
Figura 23. Seção de georradar dos sistemas III e IV.....	57
Figura 24. Seções de georradar da barreira holocênica do RS .....	59
Figura 25. Imagens de satélite ilustrando o diacronismo no litoral norte .....	60
Figura 26. Série histórica de fotografias aéreas do campo de dunas da Itapeva. ....	64
Figura 27. Hierarquização proposta para a Bacia de Pelotas .....	67
Figura 28. Geotecnologias aplicadas no estudo .....	69
Figura 29. Espectro eletromagnético.....	71
Figura 30. Trajetória da radiação eletromagnética.....	72

Figura 31. Resoluções que caracterizam as imagens orbitais. ....	74
Figura 32. Comparação entre dados do modelo digital de elevação do terreno e de DGPS .....	79
Figura 33. Arquitetura de um Sistema de Informações Geográficas.....	80
Figura 34. Ilustração do realce da imagem pela modificação do contraste.....	83
Figura 35. Organização do banco de dados no computador.....	84
Figura 36. Projeto em SIG elaborado no programa ArcGIS® .....	85
Figura 37. Ilustração do método de GPS diferencial.....	89
Figura 38. Dados de posicionamento adquiridos em campo.....	91
Figura 39. Ilustração do sistema de posicionamento utilizado.....	92
Figura 40. Etapas envolvidas na obtenção dos dados de georradar. ....	93
Figura 41. Principais arranjos para a aquisição de dados de georradar .....	95
Figura 42. Analogia entre o processamento do georradar com um afloramento.....	97
Figura 43. Padrões básicos para a interpretação das seções de georradar.....	100
Figura 44. Aspecto das seções de georradar nos sistemas pleistocênicos .....	101
Figura 45. Equipamento de georradar utilizado .....	102
Figura 46. Mapa dos quatro segmentos definidos na análise dos dados de georradar. ....	103
Figura 47. Sequência de processamentos aplicada nos dados de georradar.....	105
Figura 48. Exemplo do teste de reprodutibilidade. ....	107
Figura 49. Oxidações e concreções observadas no topo das barreiras pleistocênicas.....	108
Figura 50. Ambiente de interpretação dos dados de georradar .....	108
Figura 51. Imagem de satélite da costa do Rio Grande do Sul.....	112
Figura 52. Produtos do sensoriamento remoto para a Área 1.....	114
Figura 53. Representação tridimensional da barreira holocênica na Área 1 .....	115
Figura 54. Produtos do sensoriamento remoto para a Área 2.....	118
Figura 55. Representação tridimensional da barreira holocênica na Área 2 .....	120
Figura 56. Produtos do sensoriamento remoto para a Área 3.....	122
Figura 57. Representação tridimensional da barreira holocênica na Área 3 .....	123
Figura 58. Imagens de satélite da barreira holocênica com diferentes comportamentos .....	125
Figura 59. Seções de georradar adquiridas em diferentes setores da barreira holocênica.....	127
Figura 60. Seção de georradar adquirida na barreira holocênica .....	128
Figura 61. Seção de georradar adquirida na barreira holocênica de Santa Catarina .....	128
Figura 62. Segmento da seção de georradar adquirida no campo dunas de Cidreira.....	132

Figura 63. Contorno das barreiras da planície costeira. ....	133
Figura 64. Tabela de atributos elaborada para a descrição das bordas das barreiras. ....	134
Figura 65. Modificações realizadas no mapeamento das barreiras .....	135
Figura 66. Modelo digital de elevação do terreno e produtos derivados para o setor sul .....	136
Figura 67. Aspectos do relevo com a morfografia das unidades mapeadas no setor sul.....	138
Figura 68. Sistema de drenagem do setor sul.....	139
Figura 69. Ilustração da tonalidade e textura analisadas no setor sul.....	140
Figura 70. Padrões de textura e estruturação na imagem de satélite .....	141
Figura 71. Perfis topográficos representativos do setor sul da planície costeira. ....	142
Figura 72. Modelo digital de elevação do terreno e imagem óptica do setor médio.....	143
Figura 73. Modelo digital de elevação do terreno e produtos derivados para o setor médio ....	144
Figura 74. Imagem ilustrando o recobrimento eólico das barreiras III e IV no setor médio. ...	145
Figura 75. Perfis topográficos representativos das morfologias do setor médio.....	147
Figura 76. Visualização tridimensional e em planta do MDET do setor norte .....	147
Figura 77. Modelo digital de elevação do terreno e produtos derivados para o setor norte.....	148
Figura 78. Texturas e estruturas observadas das barreiras II e III no setor norte .....	149
Figura 79. Definição de três padrões de texturas e estruturas da Barreira III .....	150
Figura 80. Setor onde a Barreira III possui estruturação paralela à linha de costa .....	151
Figura 81. Características do extremo norte da planície costeira. ....	152
Figura 82. Perfis topográficos representativos das morfologias do setor norte. ....	154
Figura 83. Perfis adquiridos com o georradar no Segmento 1 .....	157
Figura 84. Seção de georradar adquirida no setor oeste da Barreira II .....	158
Figura 85. Seção de georradar no contato entre a Barreira II e o Sistema Lagunar III. ....	160
Figura 86. Seção de georradar adquirida sobre o Sistema Lagunar III .....	161
Figura 87. Seção de georradar no contato entre o Sistema Lagunar III e a Barreira II .....	162
Figura 88. Seção de georradar no contato entre a Barreira III e o Sistema Lagunar IV .....	163
Figura 89. Icnofósseis do tipo <i>Ophiomorpha</i> encontrados na Barreira II. ....	164
Figura 90. Nivelamento geométrico de um afloramento da Barreira II .....	165
Figura 91. Falésia da Barreira III em frente a praia atual.....	165
Figura 92. Seção esquemática composta do Segmento 01. ....	166
Figura 93. Perfis adquiridos com o georradar nos Segmentos 2 e 3 .....	168
Figura 94. Seção de georradar adquirida sobre a Barreira II.....	169

Figura 95. Seção de georradar adquirida sobre o Sistema Lagunar III .....	170
Figura 96. Seção de georradar adquirida no contato entre as barreiras III e IV .....	171
Figura 97. Seção esquemática composta do Segmento 02 .....	172
Figura 98. Seção de georradar adquirida sobre a Barreira III. ....	173
Figura 99. Seção de georradar adquirida sobre a Barreira III .....	174
Figura 100. Seção de georradar adquirida no contato entre a Barreira III e a Barreira IV .....	174
Figura 101. Seção esquemática composta do Segmento 03. ....	175
Figura 102. Perfis adquiridos com o georradar no Segmento 4 .....	176
Figura 103. Seção de georradar adquirida sobre a Barreira III .....	177
Figura 104. Afloramento da Barreira III em um local de extração de areia.....	177
Figura 105. Seção de georradar adquirida sobre a Barreira III. ....	178
Figura 106. Seção de georradar adquirida sobre a Barreira III .....	179
Figura 107. Seção esquemática composta do Segmento 04 .....	180
Figura 108. Características dos contatos entre as barreiras e os sistemas lagunares.....	189
Figura 109. Comparação entre os padrões das barreiras II e IV .....	192
Figura 110. Analogia entre a conformação das barreiras II, III e IV .....	194
Figura 111. Ilustração da Barreira II na planície costeira .....	201
Figura 112. Evolução paleogeográfica da região sul da planície costeira – parte 1.....	207
Figura 113. Evolução paleogeográfica da região sul da planície costeira – parte 2.....	209

## **LISTA DE QUADROS**

Quadro 1. Relação entre os métodos, tipos de dados empregados e resultados obtidos .....	109
Quadro 2. Guias de interpretação com as tendências do Sistema Laguna-Barreira IV .....	110
Quadro 3. Radarfácies (Rf) identificadas .....	129
Quadro 4. Radarfácies (Rf) definidas para os sistemas pleistocênicos (II e III) .....	155
Quadro 5. Superfícies chave, tratos de sistemas e sequências deposicionais definidas .....	181
Quadro 6. Métodos e indicadores do comportamento das barreiras pleistocênicas .....	185

## **LISTA DE TABELAS**

Tabela 1. Duração, magnitude e causas das ordens do registro estratigráfico .....	25
Tabela 2. Resumo dos principais trabalhos da Bacia de Pelotas em diferentes hierarquias.....	66
Tabela 3. Características das imagens orbitais empregadas no estudo .....	78

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	11
<b>1.1. Premissas e Hipóteses: a Tese</b> .....	14
<b>2. ESTADO DA ARTE</b> .....	17
<b>2.1. Evolução do Conhecimento</b> .....	17
<b>2.2. Bases Conceituais</b> .....	21
<b>2.2.1. Estratigrafia</b> .....	21
<b>2.2.2. Geomorfologia</b> .....	38
<b>3. CONTEXTO GEOLÓGICO</b> .....	45
<b>3.1. Bacia de Pelotas</b> .....	45
<b>3.1.1. Registro sedimentar de baixa frequência</b> .....	45
<b>3.1.2. Registro sedimentar de baixa e média frequência – accommodation succession</b> .....	49
<b>3.2. Planície Costeira</b> .....	50
<b>3.2.1. Sistemas laguna-barreira - registro sedimentar de alta frequência I</b> .....	50
<b>3.2.2. Evolução do Sistema IV - registro sedimentar de alta frequência II</b> .....	57
<b>3.2.3. Variações da linha de costa - registro sedimentar de alta frequência III</b> .....	63
<b>3.3. Proposta de Hierarquização</b> .....	65
<b>4. MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	69
<b>4.1. Sensoriamento Remoto</b> .....	70
<b>4.1.1. Aplicação</b> .....	76
<b>4.2. Geoprocessamento</b> .....	79
<b>4.2.1. Aplicação</b> .....	84
<b>4.3. Sistemas de Posicionamento</b> .....	87
<b>4.3.1. Aplicação</b> .....	90
<b>4.4. Georradar</b> .....	93
<b>4.4.1. Aplicação</b> .....	100
<b>5. RESULTADOS</b> .....	109
<b>5.1. Sistema Laguna-Barreira IV</b> .....	110
<b>5.1.1. Superfície</b> .....	112
<b>5.1.2. Subsuperfície</b> .....	126
<b>5.2. Sistemas Laguna-Barreira I, II e III</b> .....	132
<b>5.2.1. Superfície</b> .....	133
<b>5.2.2. Subsuperfície</b> .....	154
<b>6. DISCUSSÃO</b> .....	183
<b>6.1. Análises e Interpretações</b> .....	183
<b>6.2. Implicações</b> .....	198
<b>6.3. Evolução Paleogeográfica da Região Sul</b> .....	202
<b>7. CONCLUSÕES</b> .....	211
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	215
<b>ANEXOS</b> .....	233





## 1. INTRODUÇÃO

Com uma área de 33.000 km<sup>2</sup>, uma linha de costa de aproximadamente 620 km de extensão e podendo alcançar mais de 80 km de largura, a Planície Costeira do Rio Grande do Sul possui o mais amplo registro sedimentar quaternário do Brasil. Depósitos sedimentares de idade pleistocênica e holocênica preservam uma história marcada pela recorrência de períodos de elevação e rebaixamento do nível do mar (Villwock & Tomazelli, 1995). Estas oscilações combinadas com o clima e com a dinâmica costeira moldam uma paisagem que reflete a sua gênese.

Os depósitos sedimentares da planície costeira compõem a seção superior emersa da Bacia de Pelotas, e são constituídos por um sistema de leques aluviais, que afloram em sua porção oeste, e por quatro sistemas deposicionais do tipo laguna-barreira (Fig. 1). Segundo Villwock & Tomazelli (1995), esses sistemas se desenvolveram a partir de ciclos transgressivos-regressivos controlados pela glacioeustasia e registram máximos transgressivos seguidos por regressões. As idades dos sistemas foram sugeridas inicialmente por correlação com os estágios isotópicos do oxigênio das curvas de Shackleton & Opdyke (1973) e Imbrie *et al.* (1984), representando os picos 11, 9, 5 e 1 (400, 325, 125 e 7 ka ao recente). De acordo com a idade, para cada sistema laguna-barreira foi estabelecido um número, sendo o Sistema I o mais antigo e o IV o sistema mais jovem, ainda ativo (Fig. 1).

O registro estratigráfico relacionado ao Sistema IV, referente ao último ciclo da curva isotópica do oxigênio, demonstra o desenvolvimento parcial de uma sequência deposicional de alta frequência (Tomazelli *et al.*, 2008a; Rosa, 2010). Esta sequência evoluiu controlada, sobretudo, pelas variações do nível relativo do mar (Fig. 2). No penúltimo máximo eustático, há aproximadamente 125 ka, o nível do mar estaria até 7 m acima do atual quando começou a rebaixar (Tomazelli & Dillenburg, 2007). Há aproximadamente 20 ka, no último máximo glacial (LGM – *Last Glacial Maximum*), o nível do mar estaria posicionado em torno de 120 a 130 m abaixo do atual (Fairbanks, 1989; Corrêa, 1990 e 1995; Peltier & Fairbanks, 2006) e a partir de então iniciou-se

---

uma nova elevação. Nesta elevação, a barreira costeira, antes posicionada próximo da atual quebra da plataforma, começou a retrogradar em um contexto de trato de sistemas transgressivo.

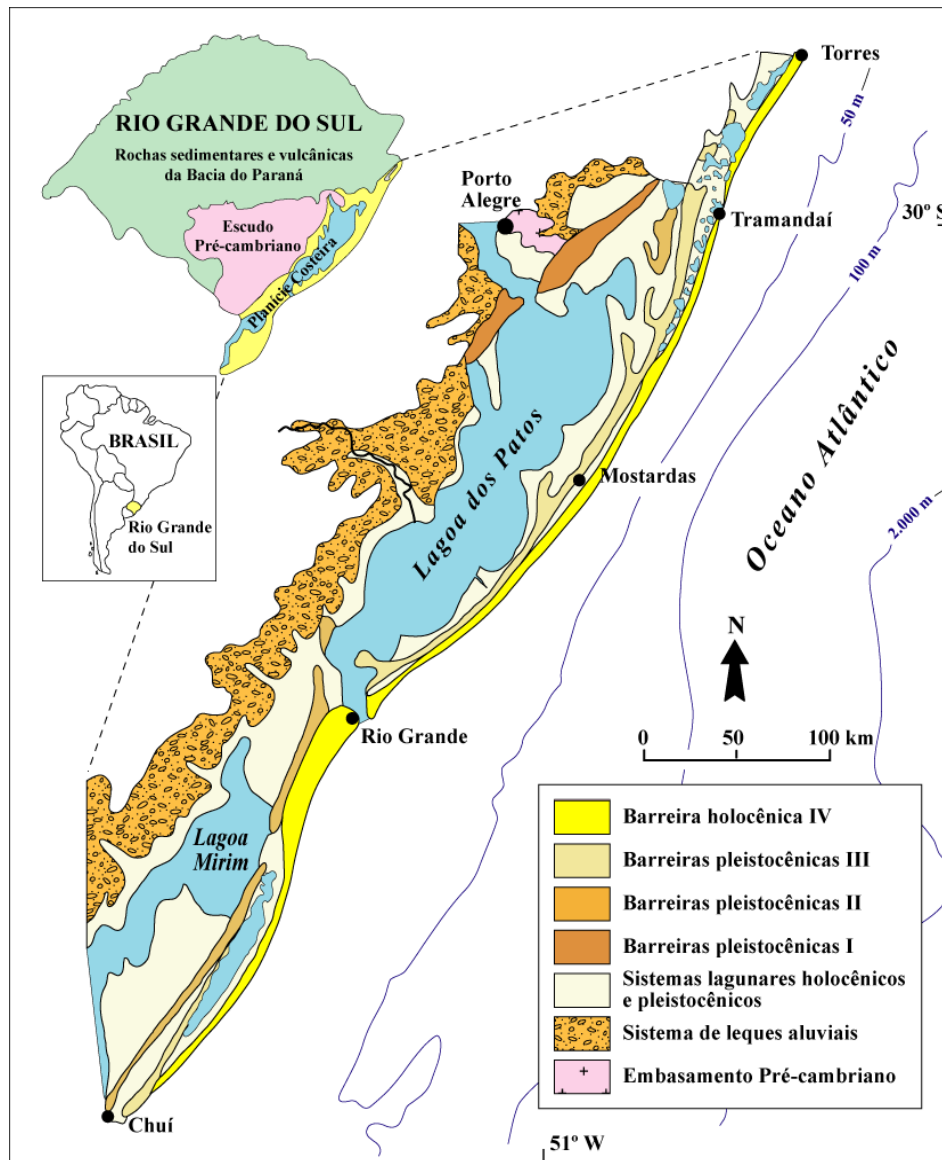


Figura 1. Mapa geológico da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, ilustrando os principais sistemas deposicionais identificados (Tomazelli & Villwock, 1996).

Entre 7,7 e 6,9 ka o nível do mar ultrapassou a cota atual, atingindo seu máximo há aproximadamente 6 ka (Martin *et al.*, 1979; Angulo & Lessa, 1997). No Rio Grande do Sul, estima-se que o mar tenha alcançado neste período entre 2 e 4 m acima do nível atual (Dillenburg *et al.*, 2000). Antes mesmo deste máximo, os sistemas costeiros teriam começado a progradar em contexto de trato de sistemas de nível alto (Dillenburg *et al.*, 2009; Silva, 2011).

Posteriormente, teve início uma nova queda do nível do mar até a posição atual (Angulo & Lessa, 1997; Angulo *et al.*, 2006). Neste contexto, seria esperada a regressão forçada da linha de costa, em uma situação de trato de sistemas de nível em queda (*falling stage system tract*). Contudo, Dillenburg *et al.* (2000 e 2009) estudaram a configuração da barreira costeira holocênica do Rio Grande do Sul e observaram setores em que o comportamento da barreira foi distinto. Setores em retrogradação são observados mesmo quando as curvas indicam uma tendência de queda do nível do mar.

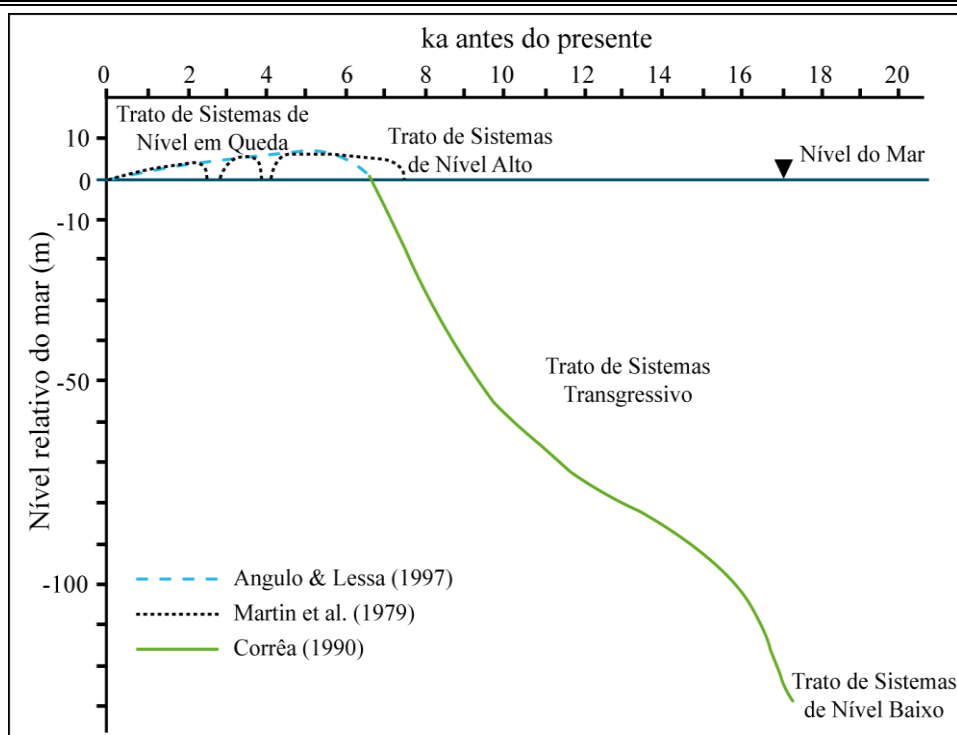


Figura 2. Curvas de variação do nível do mar para o Brasil e contextos de tratos de sistemas esperados. Em verde, a curva de Corrêa (1990), em preto e azul, as curvas para o Holoceno de Martin *et al.* (1979) e Angulo & Lessa (1997) que indicam uma queda do nível do mar a partir de aproximadamente 6 ka (modificado de Dillenburg *et al.*, 2009).

Essas observações demonstram a complexidade relacionada à evolução dos sistemas deposicionais costeiros e a riqueza de informações presente no registro quaternário. Como as feições fisiográficas da bacia, como altos e drenagens ainda estão presentes, é possível reconstruir de maneira muito fidedigna as condições nas quais os depósitos foram gerados. Além disso, as características geomorfológicas relacionadas aos ambientes de sedimentação estão bastante preservadas, o que permite a observação da continuidade e da variação lateral dos sistemas deposicionais.

Portanto, através do estudo do registro estratigráfico quaternário é possível entender a dinâmica e os fatores que controlam a evolução dos sistemas deposicionais costeiros. Este conhecimento pode ser aplicado no entendimento de reservatórios de óleo, gás e água, bem como na gestão do uso e ocupação destas zonas.

Neste sentido, uma das grandes motivações deste estudo foi a possibilidade de expandir o conhecimento acerca dos sistemas deposicionais presentes na Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Este conhecimento tem sido ampliado e consolidado ao longo das últimas décadas, enfocando com grande destaque os depósitos de idade holocênica. As observações realizadas e o arcabouço do conhecimento acerca destes depósitos estimularam a busca pelo entendimento das unidades pleistocênicas, que representam aproximadamente 57% dos depósitos emersos mapeados na Planície Costeira do Rio Grande do Sul (calculado a partir do banco de dados da CPRM, 2008). Atualmente, os depósitos pleistocênicos são, na grande maioria dos estudos desenvolvidos nesta planície costeira, considerados o ‘embasamento’. Começar a desvendar o que compõe o ‘recheio’ deste ‘embasamento’ foi o principal desafio e a motivação desta Tese.

### **1.1. Premissas e Hipóteses: a Tese**

A principal premissa na qual está calcado este estudo é a de que “o presente é a chave do passado” (Lyell, 1830). Ainda que não concordando com os princípios do Uniformitarismo defendidos pelo geólogo escocês Charles Lyell, já que é notório o papel dos eventos episódicos (Dott, 1983; Hsü, 1983; Della Fávera, 2001), é também sabido que os processos, mesmo os que ocorrem de forma pontuada, se repetem ao longo do tempo e que esta repetição é responsável pelos padrões observados no registro geológico (Miall, 2012). Esta é a premissa básica que torna possível observar o presente, entender os processos e interpretar o passado.

No caso específico deste trabalho, a base observacional encontra-se não só no presente, mas também no ‘recente’. Além dos processos ativos (presente), observações relacionadas aos depósitos costeiros de idade holocênica (recente) presentes na Planície Costeira do Rio Grande do Sul, serviram de guia para o entendimento e para a comparação do registro mais antigo, de idade pleistocênica. Para tanto, é fundamental a análise do registro a partir dos conceitos da Estratigrafia

---

Moderna. Neste sentido, a correlação entre as unidades é realizada com base na associação dos sistemas deposicionais que coexistiram em um determinado período.

Assim, partindo do conhecimento pré-existente acerca da evolução do sistema holocênico da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, duas hipóteses foram formuladas e investigadas. A primeira hipótese é a da existência de uma variabilidade no comportamento da linha de costa relacionada às barreiras mais antigas (I, II e III) de forma análoga à observada na barreira holocênica (IV). A segunda hipótese é a de que esta variabilidade esteja expressa na morfologia das barreiras, que pode ser classificada de acordo com parâmetros indicativos do comportamento da linha de costa, do padrão de empilhamento dos sistemas deposicionais e dos processos relacionados com a sua evolução. Esses fatores, por sua vez, teriam papel fundamental no potencial de preservação dos depósitos gerados, especialmente em alguns momentos da evolução dos sistemas costeiros.

Desta forma, o objetivo do estudo desenvolvido foi testar estas hipóteses a partir da análise e da interpretação de dados de superfície e de subsuperfície. Estes dados foram obtidos nos sistemas laguna-barreira em diferentes setores da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, com enfoque na região sul entre a fronteira com o Uruguai (Chuí) e a desembocadura da Lagoa dos Patos (Rio Grande). Nesta região estão presentes os sistemas II, III e IV (Fig. 1), portanto estes contaram com um maior detalhamento.

---



## 2. ESTADO DA ARTE

### 2.1. Evolução do Conhecimento

A Geologia da Planície Costeira do Rio Grande do Sul vem sendo estudada desde o século XIX. Uma revisão sobre os principais trabalhos desenvolvidos foi realizada por Villwock & Tomazelli (1995). Nesta revisão, os autores dividiram a evolução do conhecimento em duas fases: a antiga, entre 1880 e 1950, e a moderna, após 1950.

Segundo Villwock & Tomazelli (1995), na fase antiga foram realizados, sobretudo, trabalhos descritivos desenvolvidos por naturalistas, geógrafos, historiadores e filósofos, destacando-se os estudos de Backeuser (1918), Lamengo (1940) e Rambo (1942). Nesta mesma fase, White (1908) descreveu amostras de sondagens perfuradas na cidade de Pelotas entre 1856 e 1862. Posteriormente, no ano de 1939 foram iniciadas as primeiras pesquisas na busca de petróleo, com uma sondagem realizada no município de Arroio Grande, sudoeste da planície costeira (Rheigantz, 1955 *apud* Tomazelli & Villwock, 2000).

A partir de 1950 os estudos foram intensificados com a atuação das universidades, principalmente da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), e com a participação de empresas, em especial da Petrobras. Por ocasião da criação da Escola de Geologia da UFRGS, em 1957, professores do exterior começaram a atuar em áreas como Estratigrafia, Geomorfologia e Sedimentologia. Diversos trabalhos foram então desenvolvidos, destacando-se o estudo pioneiro de Delaney (1965). Neste trabalho é apresentado o primeiro mapa geológico da planície costeira, no qual foram definidas as unidades aflorantes (formações), uma coluna estratigráfica e é proposta uma correlação da gênese dessas unidades com as oscilações do nível do mar.

Após a realização de levantamentos geofísicos através de métodos potenciais (Celmins, 1957; Ghignone, 1960), as primeiras sondagens estratigráficas da Bacia de Pelotas foram perfuradas pela Petrobras. Com estas sondagens foram

---

---

realizados trabalhos acerca das sequências sedimentares (Gonçalves *et al.*, 1979) e do conteúdo fossilífero presente na bacia (Daemon, 1969; Closs, 1970; Forti-Esteves, 1974; Sanguinetti, 1974; Fernandes, 1975; Ornelas, 1981). Posteriormente, novas perfurações, aliadas com dados sísmicos, permitiram ampliar o conhecimento (Fontana, 1996; Abreu, 1998; Dias *et al.*, 1994, Bueno *et al.*, 2007).

Um marco para o desenvolvimento do conhecimento geológico da planície costeira é a fundação, em 1969, do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO), liderado pelo Prof. Luiz Roberto Silva Martins. Concomitantemente, foi criada a área de concentração em Geologia Marinha no Programa de Pós Graduação em Geociências da UFRGS. Desde então projetos de pesquisa e estudos em diversos temas vêm proporcionando grande avanço no entendimento da evolução da planície costeira.

Dentre esses estudos, destacam-se os trabalhos de Villwock *et al.* (1986) e Villwock & Tomazelli (1995), que resultam do mapeamento geológico sistemático da planície costeira a partir de uma abordagem diferente da adotada até então. Enquanto os estudos realizados a partir do trabalho de Delaney (1965) possuíam natureza litoestratigráfica, o mapeamento iniciado em 1984 tem ênfase na cronoestratigrafia (Fig. 3).

Esses trabalhos representam uma mudança de paradigma quanto ao entendimento dos depósitos sedimentares, baseado na identificação e correlação de fácies, reconhecimento de associações de fácies e sua integração em sistemas deposicionais (Tomazelli & Villwock, 2005). Através da organização das unidades sedimentares de acordo com eventos deposicionais, foi definido o arcabouço geológico fundamental da planície costeira utilizado até o presente. Neste arcabouço, os depósitos sedimentares são divididos de acordo com dois sistemas deposicionais principais, o sistema de leques aluviais e o sistema laguna-barreira. O sistema laguna-barreira, por sua vez, foi dividido em quatro unidades, as quais foram geradas em tempos distintos, tendo se desenvolvido em resposta a sucessivos ciclos de elevação e queda no nível relativo do mar.

Tendo como base esta nova concepção do registro sedimentar, os estudos subsequentes buscaram o entendimento e o detalhamento da evolução desses sistemas deposicionais. Teses de Doutorado como as de Tomazelli (1990), Dillenburg (1994), Weschenfelder (2005), Arejano (2006), Fonseca (2006), Barros (2007) e Martinho

---



(2008), além de muitas dissertações de Mestrado e trabalhos como os de Dillenburg *et al.* (2000 e 2009), Tomazelli & Dillenburg (2007), Tomazelli *et al.* (2008a), foram concebidos neste contexto.

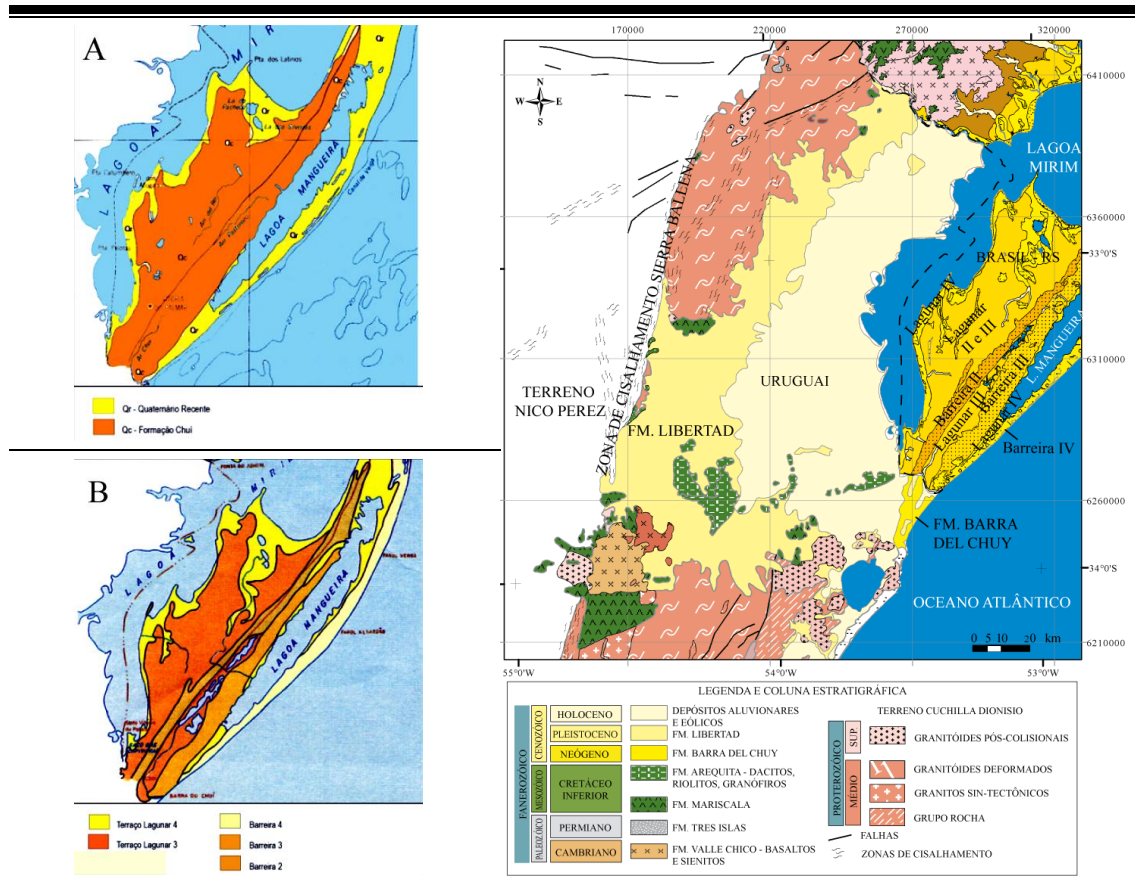


Figura 3. Na coluna à esquerda, mapas geológicos da região sul da planície costeira elaborados sob uma perspectiva litoestratigráfica (A – Carraro *et al.*, 1974 *apud* Tomazelli & Villwock, 2005) e cronoestratigráfica (B – Villwock & Tomazelli, 1995 *apud* Tomazelli & Villwock, 2005). Na coluna à direita, mapa geológico do leste do Uruguai (Bossi *et al.*, 1998) integrado ao mapa geológico do sudeste do Rio Grande do Sul (CPRM/CECO, 2000), podendo-se verificar a continuidade de algumas unidades (p.ex. Fm. Barra del Chuy) definidas através de abordagens diferenciadas (litoestratigráfica x cronoestratigráfica).

Na última década, o detalhamento da evolução dos sistemas deposicionais da planície costeira tem recebido um grande incremento impulsionado pela utilização de novas tecnologias. A facilidade no acesso a uma série de ferramentas, além do incentivo através de investimentos realizados pelo país na pesquisa, tem acelerado a obtenção de informações, propiciando um grande avanço no conhecimento.

Um exemplo é a utilização cada vez mais ampla de ferramentas relacionadas ao sensoriamento remoto. Há algumas décadas o acesso aos dados desta natureza era restrito e concentrado principalmente no uso de fotografias aéreas

---

(Zommer, 1998). Com o desenvolvimento de satélites e sensores cada vez mais robustos para a aquisição de imagens orbitais e a difusão de dados na *internet*, o uso do sensoriamento remoto tornou-se quase corriqueiro, mesmo que somente para fins de reconhecimento das áreas de estudo. Soma-se a isso o desenvolvimento e difusão no acesso aos Sistemas de Posicionamento Global (GPS), a utilização de programas para a manipulação de dados espaciais (Sistemas de Informações Geográficas – SIG) e a evolução dos computadores. Em conjunto, essas ferramentas compõem as chamadas geotecnologias, que vem potencializando a aquisição, o processamento, a análise e, quando bem aplicadas, a interpretação das informações.

No ano de 2007, em um projeto financiado pela Petrobras (Tomazelli *et al.*, 2008a), iniciou-se a expansão da aplicação do georradar ou GPR (*Ground Penetrating Radar*) na planície costeira. A entrada do georradar propiciou a visualização dos depósitos presentes em subsuperfície de uma forma que até então não era possível. A possibilidade de observar a configuração dos depósitos através de seções bidimensionais contínuas modificou o modo de estudar o registro sedimentar. Desde então, os estudos relacionados com a gênese e evolução dos sistemas costeiros têm aplicado esta ferramenta. Devido a rara obtenção de dados de qualidade nos depósitos de idade pleistocênica (Fracalossi, 2009 e Fracalossi *et al.*, 2010), os estudos desenvolvidos estão concentrados, atualmente, no Holoceno (Lima, 2008; Barboza, *et al.*, 2009a, 2009b, 2010 e 2011; Silva, 2009 e 2011; Silva *et al.*, 2010; Manzolli *et al.*, 2010; Caron *et al.*, 2010 e 2011; Lima *et al.*, 2011 e 2012; Dillenburg *et al.*, 2011).

Assim, a disseminação do uso do georradar e das geotecnologias pode ser considerada como o início de uma nova fase nos estudos da planície costeira. A possibilidade de integrar um grande volume de informações de subsuperfície e de superfície tem contribuído sobremaneira no entendimento dos sistemas deposicionais costeiros.

Aliado ao emprego das tecnologias, outra questão relacionada à nova fase nos estudos da planície costeira é o desenvolvimento do que foi iniciado nos trabalhos de Villwock *et al.* (1986) e Villwock & Tomazelli (1995). Tendo como ponto inicial a mudança de uma abordagem litoestratigráfica para cronoestratigráfica, atualmente tem se buscado o entendimento da evolução costeira através da óptica da Estratigrafia Moderna, especialmente através dos conceitos da Estratigrafia de Sequências (Tomazelli *et al.*, 2008a; Rosa, 2010; Rosa *et al.*, 2011a e b, Rosa *et al.*, *no prelo*).

---

Esta busca encontra-se em sintonia com o que já vem sendo realizado no Golfo do México (Boyd *et al.*, 1989; Morton *et al.*, 2000; Blum & Carter, 2000; Blum *et al.*, 2002), na Nova Zelândia (Naish & Kamp, 1997; Naish *et al.*, 1998; Carter & Naish, 1998; Saul *et al.*, 1999; Abbott *et al.*, 2005), no Japão (Tamura, 2004; Tamura *et al.*, 2007), e em tantos outros locais.

## **2.2. Bases Conceituais**

### **2.2.1. Estratigrafia**

A Estratigrafia de Sequências é método de análise do registro presente em bacias sedimentares que teve sua origem em trabalhos pioneiros como os de Blackwelder (1909), Grabau (1913) e Sloss *et al.* (1949). Evoluiu a partir da demanda e tecnologia da indústria do petróleo com a Sismoestratigrafia (Payton, 1977) e se consolidou como o paradigma que revolucionou o modo de entender o registro estratigráfico (Wilgus *et al.*, 1988). Atualmente, esse método pode ser considerado como um conjunto de ferramentas, cuja escolha e forma de aplicação dependerão do contexto e dos dados disponíveis (Catuneanu *et al.* 2009). Desde que bem selecionadas as ferramentas, a Estratigrafia de Sequências pode ser empregada na análise do registro em diferentes hierarquias, desde as grandes fases do preenchimento das bacias sedimentares até as oscilações de mais curto período (Posamentier *et al.*, 1992; Schlager, 2009; Neil & Abreu, 2009).

Do conjunto de ferramentas que a Estratigrafia de Sequências disponibiliza, o ponto principal que a tornou um paradigma na forma de pensar o registro, refere-se à correlação baseada no tempo através de uma abordagem cronoestratigráfica, ao invés de litoestratigráfica. Conforme descrito no Capítulo anterior, essa mesma mudança de abordagem ocorreu nos estudos realizados na Planície Costeira do Rio Grande do Sul, tendo como marco o trabalho de Villwock *et al.* (1986).

Na Estratigrafia de Sequências, através da correlação cronoestratigráfica, o preenchimento sedimentar é dividido em sequências deposicionais. Conforme Mitchum (1977), estas são definidas como sucessões de estratos geneticamente relacionados, limitados por discordâncias e suas concordâncias correlativas. Assim, é

---

possível entender o registro de forma dinâmica, compreendendo as variações do espaço ao longo do tempo.

Essas variações estão ligadas ao conceito de espaço de acomodação, que é o espaço disponível para a acumulação de sedimentos em certo intervalo de tempo (Jervey, 1988). Esse espaço é controlado pelas variações relativas do nível de base, que em alguns casos pode ser considerado o nível relativo do mar (Posamentier *et al.*, 1988; Posamentier & Allen, 1999). Esse nível é controlado, principalmente, por movimentações tectônicas e eustáticas (Posamentier *et al.*, 1988), que combinadas resultarão na criação ou destruição do espaço de acomodação (Jervey, 1988).

A assinatura estratigráfica, ou a arquitetura deposicional, é o resultado de como o espaço de acomodação é preenchido em função do aporte sedimentar (Van Wagoner *et al.*, 1990). Quando o aporte é maior que a taxa de criação de espaço de acomodação, ocorre a progradação dos sistemas deposicionais. Quando ocorre o oposto, os sistemas retrogradam. Uma terceira possibilidade é a taxa de criação de espaço ser equivalente ao aporte, resultando em um padrão de empilhamento agradacional.

Um conjunto de sistemas deposicionais contíguos e contemporâneos foi definido por Brown & Fisher (1977) como um trato de sistemas deposicional. Essa mesma nomenclatura é empregada para designar o empilhamento de conjuntos de sistemas deposicionais em um determinado padrão (Posamentier *et al.*, 1988, Van Wagoner *et al.*, 1988 e 1990). Por este motivo, Swift *et al.* (1991) sugeriram designar esta segunda definição como ‘trato geométrico’. Nesta, cada trato de sistemas está relacionado com um segmento específico de uma curva de variação do nível de base (Posamentier *et al.*, 1988; Hunt & Tucker, 1992; Emery & Myers, 1996; Posamentier & Allen, 1999). Um ciclo completo de variação desse nível pode gerar uma sequência deposicional, que é composta por seus respectivos tratos de sistemas.

No modelo de Posamentier & Vail (1988) foram definidos quatro tratos de sistemas (margem de plataforma, nível baixo, transgressivo e nível alto), que podem ser delimitados por três superfícies chave (limite de sequências ou discordância subaérea e sua concordância correlativa, superfície transgressiva e superfície de inundação máxima). Posteriormente, outras superfícies, incluindo algumas já previamente identificadas, como a superfície de ravinamento (Nummedal & Swift, 1987), foram adicionadas ao modelo (Catuneanu, 2002; Catuneanu *et al.*, 2009).

---

Nas últimas décadas houve uma propagação de modelos (Fig. 4), com uma série de variações nas definições das superfícies e tratos de sistemas (Plint, 1988; Galloway, 1989; Hunt & Tucker, 1992; Embry & Johannessen, 1992; Helland-Hansen & Gjelberg, 1994; Plint & Nummedal, 2000; Catuneanu, 2002).

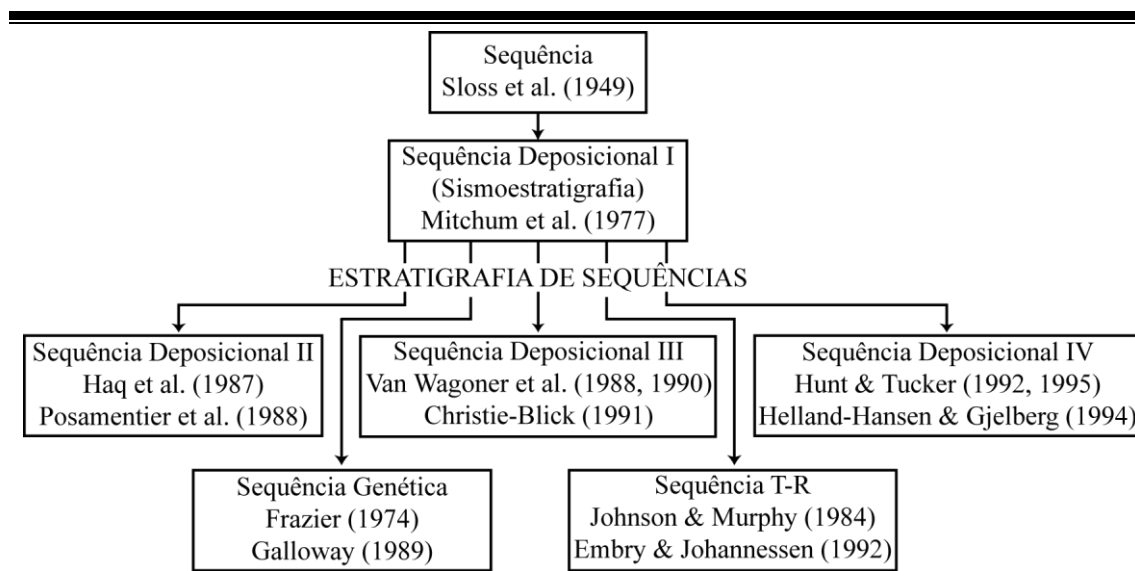


Figura 4. Diversificação de modelos da estratigrafia de seqüências (Donovan, 2001; Catuneanu, 2006 *apud* Catuneanu *et al.*, 2009).

Atualmente, podem-se citar seis principais superfícies (Fig. 5), das quais três seriam geradas durante a queda do nível de base, e outras três estariam relacionadas à elevação (Catuneanu, 2002). As que podem ser geradas durante a queda são: a discordância subaérea e a sua conformidade correlativa, a superfície basal da regressão forçada (Hunt & Tucker, 1992) e a superfície regressiva de erosão marinha (Plint, 1988) ou superfície regressiva de ravinamento (Galloway, 2001). Durante a subida podem ser geradas: a superfície transgressiva ou superfície regressiva máxima (Helland-Hansen & Martinsen, 1996), a superfície transgressiva de ravinamento (Nummedal & Swift, 1987) e a superfície de afogamento máximo.

Com relação aos tratos de sistemas, cinco principais podem ser citados (Fig. 5): o trato de nível baixo inicial ou de nível em queda (Plint, 1988), o trato de nível baixo final ou de nível baixo, o trato transgressivo, o trato de nível alto e o trato regressivo (Embry & Johannessen, 1992).

Devido a esta difusão, deve-se tomar cuidado durante a interpretação para não encaixar o registro em modelos, mas sim utilizar o arcabouço teórico para interpretar o dado, considerando-o como uma ferramenta. Uma proposta vislumbrando

a aplicação independente de modelos específicos, a padronização dos termos e a formalização da Estratigrafia de Sequências, está no trabalho de Catuneanu *et al.* (2009). Ainda assim, a aceitação dessa proposta pela comunidade científica segue como um desafio (Helland-Hansen, 2009).

Modelo Evento	Sequência Depositional II	Sequência Depositional III	Sequência Depositional IV	Sequência Genética	Sequência T-R
fim da transgressão	TSNA	TSNA inicial	TSNA	TSNA	TSR
fim da regressão	TST	TST	TST	TST	TST
fim da queda do nível de base	TSNB final (cunha)	TSNB	TSNB	TSNB final (cunha)	TSR
queda do nível de base	TSNB inicial (leque)	TSNA final	TSNQ	TSNB inicial (leque)	
	TSNA	TSNA inicial	TSNA	TSNA	

Nível de Base	Evento	Superfícies
	- Início da regressão forçada -	← CC*
	- Fim da transgressão -	← SIM
	- Fim da regressão -	← STR
	- Fim da queda e da regressão forçada -	← SRM
	- Fim da queda e da regressão forçada -	← CC**
	- Início da queda e da regressão forçada -	← DS e SREM
- Início da queda e da regressão forçada -	← CC*	

**Tratos de Sistemas:**  
 TSR - Trato de Sistemas Regressivo  
 TSNQ - Trato de Sistemas de Nível em Queda  
 TSNA - Trato de Sistemas de Nível Alto  
 TST - Trato de Sistemas Transgressivo  
 TSNB - Trato de Sistemas de Nível Baixo

**Superfícies:**  
 — Limite de Sequências  
 — Limite entre tratos de sistemas  
 - - - Superfície interna ao trato de sistemas  
 SIM Superfície de Inundação Máxima  
 STR Superfície Transgressiva de Ravinamento  
 SRM Superfície de Regressão Máxima  
 SREM Superfície Regressiva de Erosão Marinha  
 DS Discordância Subaérea  
 CC Conformidade Correlativa

\* de acordo com Posamentier & Allen (1999)      -A: Acomodação negativa  
 \*\* de acordo com Hunt & Tucker (1992)

Figura 5. Superfícies e tratos de sistemas associados de acordo com os diversos modelos existentes (Catuneanu, 2006 *apud* Catuneanu *et al.*, 2009).

O preenchimento de uma bacia sedimentar pode ser analisado em diferentes níveis de detalhamento (Tab. 1). Esses níveis podem ser ordenados desde baixas (menor detalhamento) até altas (maior detalhamento) frequências. O detalhamento realizado dependerá do objetivo do estudo e da resolução dos dados disponíveis (Catuneanu *et al.*, 2009; Neil & Abreu, 2009).

Alguns autores propõem que a hierarquização do registro seja realizada com base no tempo de duração das sequências (Vail *et al.*, 1977; Mitchum & Van

Wagoner, 1991; Vail *et al.*, 1991), enquanto outros consideram mais importante a magnitude das mudanças no nível de base (Embry, 1995). Devido à variabilidade dos fatores associados com a gênese e preservação do registro, além dos objetivos de cada estudo, Catuneanu (2002) recomenda que a escolha do critério seja feita caso a caso.

Vail *et al.* (1977) estabeleceu que as sequências deposicionais podem variar temporalmente desde mais de 100 Ma a menos de 1 Ma, propondo ordens com diferentes durações. Cada ordem seria gerada por mecanismos específicos e possuiria uma arquitetura deposicional diferenciada (Van Wagoner *et al.*, 1990; Vail *et al.*, 1991; Duval *et al.*, 1998).

Tabela 1. Duração, magnitude e causas das ordens do registro estratigráfico (modificado de Fulthorpe, 1991 *apud* Winguth *et al.*, 1996 e Carter, 1998).

Ordem	Freq.	Denominações	Duração (Ma)	Magnitude (m)	Possíveis causas (globais e locais)
1	Baixa	Conjunto de sequências compostas	> 100	> 500	Mudança no volume das bacias oceânicas, orogênese, <i>hot spots</i> , subsidência térmica
2	Baixa	Conjunto de sequências	5 – 100	> 5000	Subsidência termotectônica, <i>stress</i> intraplaca
3	Média	Seq. composta, sequência	1 – 5	> 200	Eustasia/tectônica
4	Média a Alta	Seq. de alta frequência, parassequência	0,3 – 0,6	> 30	Eustasia/tectônica, taxas de sedimentação
5	Alta	Seq. de alta frequência, parassequência	± 0,1	100 – 130	Glacioeustasia – excentricidade, taxas de sedimentação
6	Alta	Seq. de alta frequência, parassequência	± 0,04	30 – 100	Glacioeustasia – obliquidade, taxas de sedimentação
7	Alta	Seq. de alta frequência, parassequência	± 0,02	> a ± 50	Glacioeustasia – precessão, taxas de sedimentação
> 7	Alta	Parassequência, sucessão vertical de fácies, ...	< 0,02	> a ± 30	Eustasia – taxas de sedimentação

De acordo com Duval *et al.* (1998), a primeira (*continental encroachment*) e a segunda ordem estão associadas com unidades transgressivas-regressivas simétricas. A terceira ordem corresponderia às sequências deposicionais (*sensu* Mitchum, 1977), as quais são assimétricas e compostas por tratos de sistemas. Já a quarta ordem corresponderia às parassequências, as quais também possuem uma arquitetura diferenciada quando comparadas às sequências deposicionais.

Porém, uma análise das características arquiteturais das unidades e acumulações sedimentares, das magnitudes das variações do nível do mar e das taxas de

acomodação e sedimentação demonstra que o registro estratigráfico possui padrões independentes da escala de observação (Schlager, 2004 e 2009). Esses padrões se repetem como um fractal, o que valida o emprego das ferramentas da estratigrafia de sequências, independentemente da escala temporal em análise (Schlager, 2004 e 2009; Posamentier *et al.*, 1992; Neil & Abreu, 2009). Além disso, o limite temporal de cada ordem difere muito na bibliografia (Schlager, 2004 e 2009), o que se torna um problema quando se busca a padronização da ferramenta (Fig. 6). Por este motivo, Schwarzacher (2000) sugere que, ao descrever o registro, o tempo envolvido seja explicitado ao invés de lhe atribuir uma ordem.

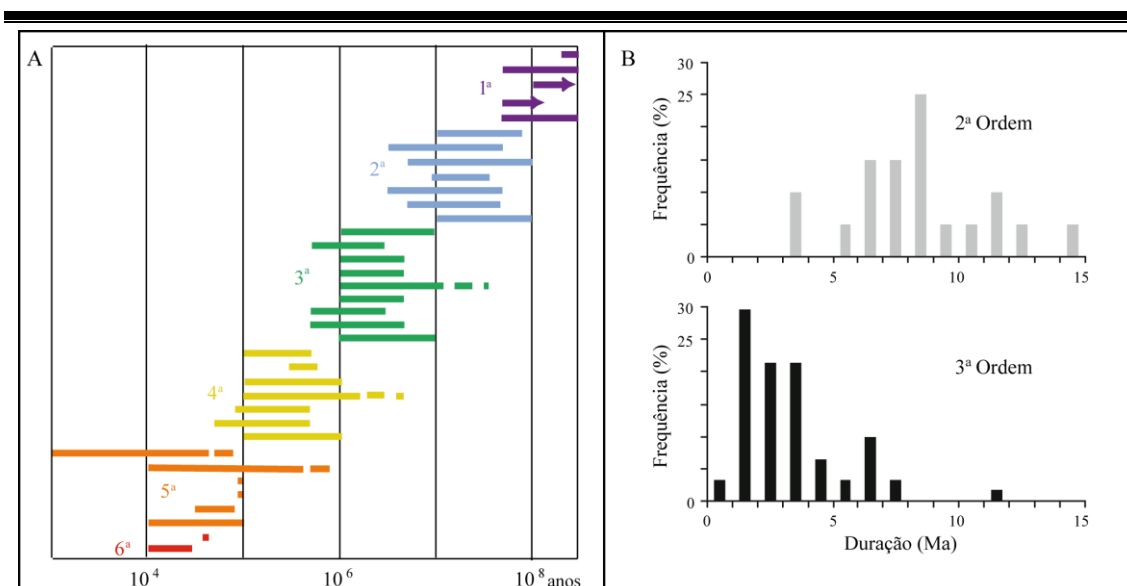


Figura 6. No quadro A, observa-se a variação na duração das ordens propostas por diversos autores, podendo-se constatar a sobreposição temporal entre as hierarquias (análise realizada por Schlager, 2004 e 2009 dos trabalhos de Vail *et al.*, 1977; Williams, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1990; Carter *et al.*, 1991; Vail *et al.*, 1991; Reid & Dorobek, 1993; Duval *et al.*, 1998 e Lehrmann & Goldhammer, 1999). No quadro B, análise da frequência e duração dos ciclos eustáticos de segunda e terceira ordem que constam na curva de Haq *et al.* (1987) demonstrando a sobreposição na duração dos ciclos (Schlager, 2009).

De acordo com Schlager (2004), existem dois possíveis blocos básicos para o modelo de fractal. Esses blocos são as sequências padrão, limitadas por superfícies de exposição, e as parassequências, limitadas por superfícies de afogamento (Fig. 7). Segundo este autor, ambas se alternariam randomicamente no registro estratigráfico. A principal diferença entre elas é a inexistência de um trato de nível baixo nas parassequências e a presença de limites do tipo 3 (Vail & Todd, 1981; Schlager, 2009), que representam superfícies de afogamento. Este tipo de unidade



assemelha-se às sequências Transgressivas-Regressivas (T-R) de Embry & Johannessen (1992).

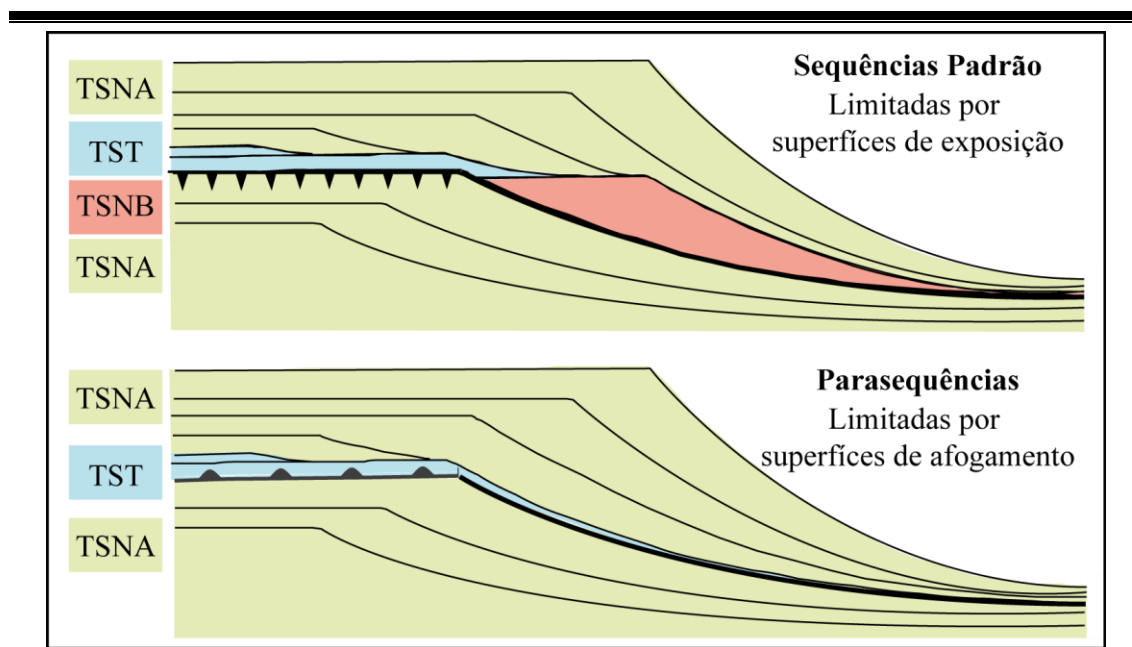


Figura 7. Blocos básicos do modelo de fractal proposto por Schlager (2004 e 2009). Nesse modelo, intervalos de  $10^3$  a  $10^6$  anos, poderiam gerar ciclos compostos por sequências padrão ou parasequências, as quais se alternariam randomicamente no registro.

O conceito de parasequências foi desenvolvido por Van Wagoner *et al.* (1988) que propõem que as mesmas constituam o bloco básico dos tratos de sistemas e das sequências deposicionais. As parasequências podem ser definidas como uma “sucessão concordante de camadas ou conjunto de camadas geneticamente relacionadas, limitadas por superfícies de inundação marinhas e suas superfícies correlatas” (Van Wagoner *et al.*, 1988). O padrão de empilhamento de um conjunto de parasequências (progradacional, agradacional ou retrogradacional) define o trato de sistemas e sua posição em uma curva de variação relativa do nível de base (Van Wagoner *et al.*, 1988 e 1990).

Swift *et al.* (1991) realizaram uma discussão a respeito de parasequências. De acordo com os autores, os sistemas deposicionais, conforme a definição de Fisher & McGrowen (1967), e os tratos de sistemas deposicionais, conforme Brown & Fisher (1977), relacionam-se de modo mais próximo às parasequências. Nessa definição, um trato representa um conjunto de sistemas deposicionais contíguos e contemporâneos, sendo, portanto, a maior unidade sedimentar depositada sob um regime de condições uniformes. Essas condições são representadas

por uma variação vertical monótona (granocrescência ou granodecrescência ascendente). Quando ocorre uma mudança neste regime, na busca da manutenção do equilíbrio, ocorre o fim de uma sucessão vertical e o início de outra. Uma das possibilidades é que este limite seja marcado por uma superfície de inundação, como em uma parassequência (Swift *et al.*, 1991).

Por outro lado, as sequências deposicionais possuem uma organização interna mais complexa e são formadas por conjuntos de parassequências com diferentes padrões de empilhamento. Esses conjuntos também foram denominados como tratos de sistemas (Posamentier *et al.*, 1988). Como forma de diferenciar essas unidades, Swift *et al.* (1991) propõem que os tratos relacionados a um conjunto de sistemas deposicionais contemporâneos sejam chamados tratos de sistemas deposicionais. Já aqueles relacionados com partes das sequências, ou seja, diversos conjuntos de sistemas deposicionais, empilhados de acordo com um determinado padrão, sejam chamados de tratos geométricos.

Após analisarem trabalhos realizados em plataformas modernas e cretáceas, em linhas de costas com comportamento transgressivo e regressivo, Swift *et al.* (1991) encontraram comportamentos intermediários entre as parassequências e sequências deposicionais de alta frequência. Além disso, diversos tipos de parassequências foram encontradas indicando que, na realidade, o modelo de Van Wagoner *et al.* (1988, 1990) é apenas um caso entre os tantos possíveis.

A ocorrência de sequências deposicionais na mesma escala das parassequências também foi discutida por Van Wagoner *et al.* (1990). Segundo esses autores, essas sequências, consideradas de 4ª ordem, poderiam ser geradas durante a queda do nível relativo do mar na escala da 3ª ordem. No ramo descendente da curva, os rebaixamentos de maior magnitude seriam capazes de produzir erosão e dessa forma gerariam sequências ao invés de parassequências.

Neil & Abreu (2009) propuseram uma forma de hierarquização do registro na qual é possível encontrar os mesmos elementos de uma sequência deposicional em diversas hierarquias, com a superposição de superfícies em diferentes escalas. Nessa proposta o registro é analisado independentemente de ordens com tempo de duração específico. O método (*Accommodation Succession Method*) baseia-se na observação direta dos padrões de empilhamento para a definição das unidades. Cada unidade completa consiste em conjuntos de unidades parciais, as quais possuem os

---

padrões prográdacional-gradacional (PA), retrogradacional (R) e gradacional-gradacional (AP ou APD). O padrão degradacional refere-se à progradação em cotas progressivamente mais baixas, como ocorre em contexto de regressão forçada.

De acordo com Neil & Abreu (2009), a hierarquização poderia conter parasequências, tratos de sistemas, sequências deposicionais, conjuntos de sequências, sequências compostas, conjuntos de sequências compostas e megassequências (Fig. 8). Nessa proposta, sempre que forem obtidos novos dados, com resolução superior, será possível detalhar a área de estudo a partir dessas unidades hierárquicas (Fig. 9).

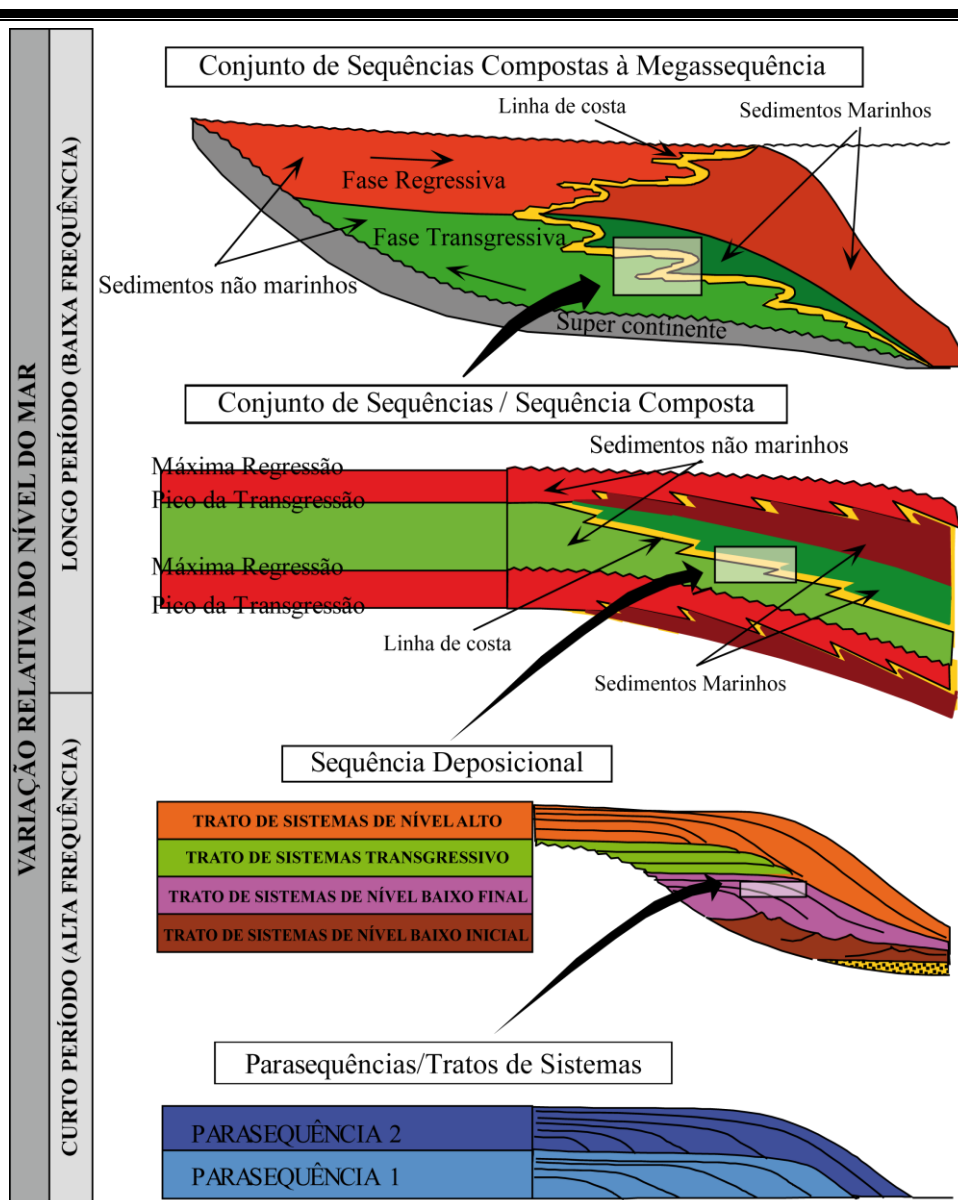


Figura 8. Ilustração do método de hierarquização proposto por Neal & Abreu (2009), onde as unidades geradas não possuem tempo de duração específico (Abreu, 2008).

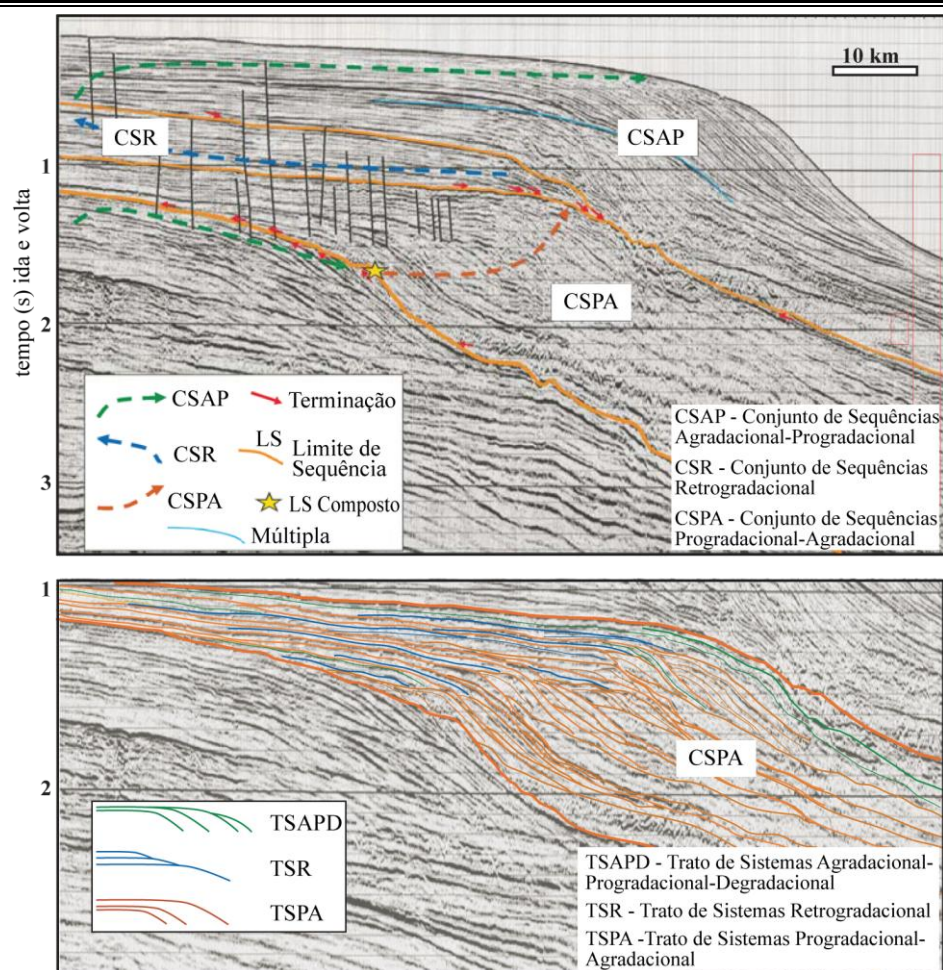


Figura 9. Exemplo de aplicação do método de hierarquização realizado por Neal & Abreu (2009), com a interpretação de uma seção sísmica na Bacia de Pelotas. Na imagem superior foi realizada a delimitação de uma sequência composta que pode ser dividida em três conjuntos de sequências compostas. Na imagem inferior, um dos conjuntos (CSPA) é subdividido em sequências deposicionais contendo seus respectivos tratos de sistemas.

A partir da análise dos trabalhos citados constata-se que, em termos de arquitetura resultante, podem ser definidas duas unidades sedimentares principais: as parassequências e as sequências deposicionais. Qual delas será encontrada dependerá principalmente de dois fatores: os dados disponíveis e a resposta dos sistemas deposicionais frente a modificações no espaço de acomodação.

Quanto aos dados, é necessário que possuam resolução e abrangência vertical e horizontal para que seja possível caracterizar uma sequência. Se o registro for estudado somente em um setor limitado da bacia, com pouco detalhamento das variações verticais, possivelmente serão encontradas apenas parassequências.

Quanto às modificações do espaço de acomodação, se esperaria que as maiores magnitudes fossem relacionadas a eventos de menor frequência. Ciclos mais longos gerariam modificações de maior amplitude do que ciclos de alta frequência, os

---

quais estariam contidos no primeiro. Portanto, as parassequências seriam preferencialmente geradas nos ciclos de mais alta frequência.

A questão é, em termos quantitativos, qual a magnitude e o tempo necessários para a gênese de uma sequência ou de uma parassequência? E ainda, qual a resolução e que tipos de dados são necessários para que seja possível observar essas unidades? Para responder a essas questões é necessário analisar o tempo, a magnitude das modificações e o registro interpretado a partir de diferentes tipos de dados. Apesar de não possuir o tempo suficiente que permita avaliar as mais baixas frequências, devido ao conhecimento detalhado das modificações eustáticas e à existência de um registro bem preservado em diversos locais do planeta, o Quaternário é excelente para a análise das altas frequências.

Conforme descrito, o registro estratigráfico é formado pela repetição de padrões similares em diversas escalas. Muitas vezes, essa repetição pode ter sua gênese associada a ciclos, que implicam na existência de mecanismos recorrentes (Schwarzacher, 2000). Outras vezes, eventos randômicos podem desempenhar um papel importante na deposição, devendo ser considerados como tal (Einsele *et al.*, 1991). Apesar de haver diferenças entre a cicloestratigrafia e a estratigrafia de sequências, mecanismos cíclicos também são responsáveis pela gênese de sequências deposicionais (Schwarzacher, 2000). Um dos principais mecanismos com potencial para geração de eventos cíclicos e também de sequências é a glacioeustasia.

Uma comparação entre curvas de isótopos de oxigênio (Raymo *et al.*, 1990; Miller *et al.*, 1991; Wright & Miller, 1992; Haddad & Vail, 1992; Shackleton *et al.*, 1995; Abreu, 1998) e curvas eustáticas elaboradas a partir de dados sísmicos, sondagens e afloramentos (Haq *et al.*, 1988; Mitchum *et al.*, 1994; Abreu & Savini, 1994; Vakarcs *et al.*, 1998; Hardenbol *et al.*, 1998; Abreu, 1998), foi realizada por Abreu (1998) para o Cretáceo e para o Cenozóico. Nessas comparações, o autor verificou uma correlação positiva entre os eventos interpretados através de ambas as curvas (Fig. 10). Essa correlação indica que a glacioeustasia é um mecanismo importante no controle das variações relativas do nível do mar, principalmente a partir do Eoceno, quando há evidências de formação do primeiro manto de gelo na Antártica (Abreu, 1998). A comparação entre dados isotópicos e a curva eustática de Haq *et al.* (1987) permite separar três grandes fases desde o Aptiano até o Recente (Fig. 10).

---

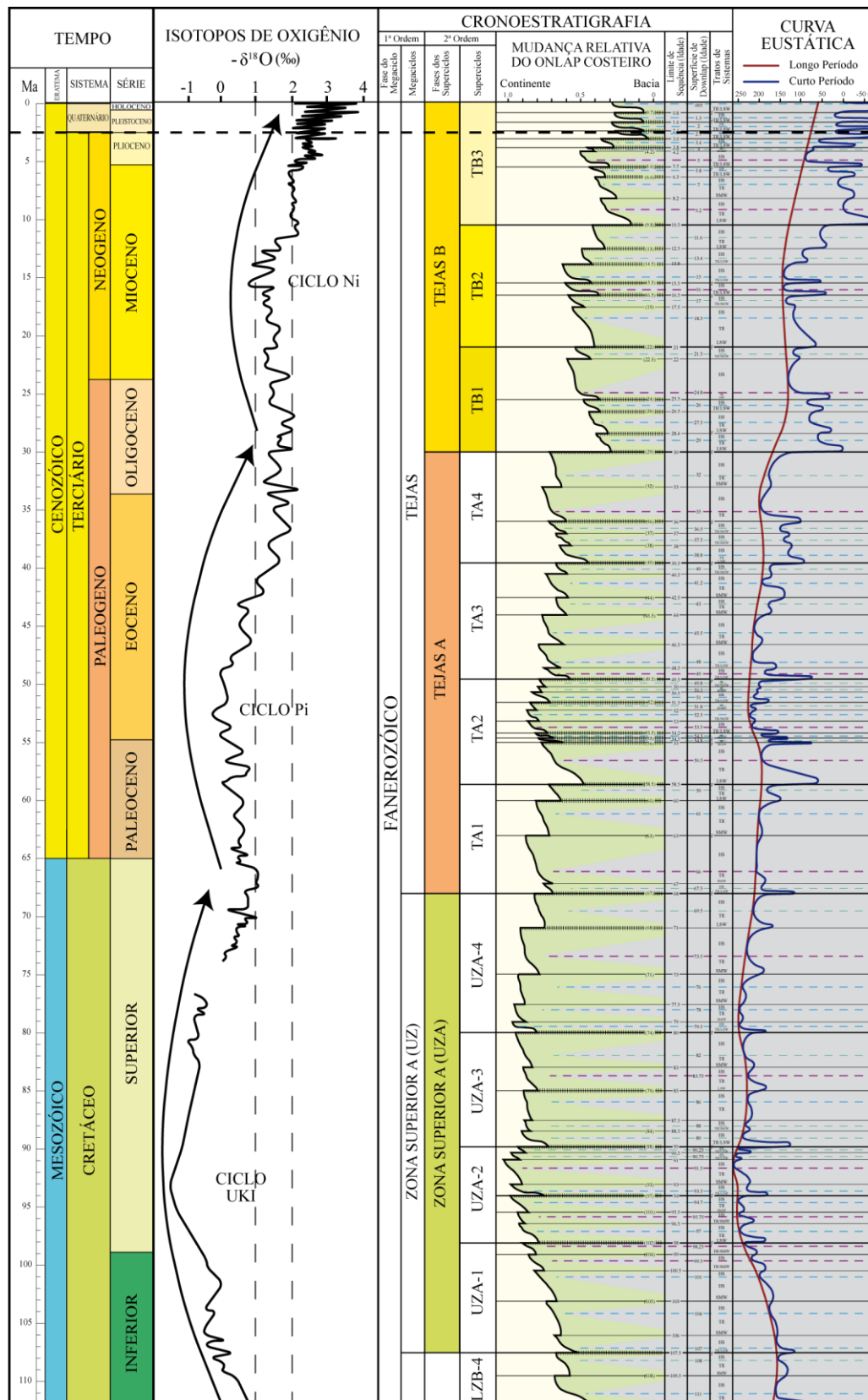


Figura 10. Comparação de uma curva composta de isótopos de oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ) com a curva eustática de Haq *et al.* (1987) demonstrando uma boa correlação das principais tendências observadas. Em ambas as curvas podem ser delimitados três grandes ciclos desde o Aptiano até o Recente (modificado de Abreu, 1998 e Haq *et al.*, 1987).

---

Quanto à amplitude, desde o Eoceno médio os eventos de elevação do nível do mar estão registrados com uma variação média de 55 m quando estimado através das curvas isotópicas (Abreu, 1998). Aproximadamente 60% desses eventos possuem amplitudes entre 25 e 55 m. Porém, eventos com amplitude em torno de 90 m são encontrados no Oligoceno, Mioceno médio, Plioceno e Quaternário. Devido à combinação de variações eustáticas com outros fatores, como a subsidência, esses valores chegam a ser 30% maiores quando estimados a partir da geometria dos limites de sequências (Abreu & Savini, 1994). Quanto às quedas do nível do mar, para a maior parte do Cenozóico a geração de limites de sequências foi observada com rebaixamentos entre 30 e 50 m (Abreu, 1998).

A análise das curvas (Figs. 10 e 11) e a descrição do registro relacionado com as glaciações, contida no trabalho de Abreu (1998) indicam, a partir do Plioceno, a ocorrência sistemática de oscilações de mais alta frequência em comparação às registradas anteriormente (Mitchum *et al.*, 1994 *apud* Abreu, 1998). A primeira justificativa para esta ocorrência é associada à completude do registro mais recente e à obtenção de dados mais detalhados e precisos. Outro aspecto refere-se à cobertura de gelo que passa a existir no hemisfério norte (Denton *et al.*, 1986; Raymo *et al.*, 1989; Webb & Harwood, 1991). Devido a sua posição em latitudes de clima temperado, o manto de gelo do hemisfério norte seria mais sensível às alterações climáticas. Assim, modificações glacioeustáticas mais expressivas seriam geradas mesmo com menores modificações no clima (Fig. 11).

Analisando a curva dos Estágios de Isótopos Marinhos (*Marine Isotope Stages*) do Quaternário (Fig. 12) pode-se verificar uma mudança na duração dos ciclos que a compõe (Shackleton *et al.*, 1990; Pillans *et al.*, 1998; Raymo & Nisancioglu, 2003; Head & Gibbard, 2005; Gibbard & Cohen, 2009, Cohen & Gibbard, 2011). Uma série de teorias tem procurado explicar, em maior detalhe, os mecanismos geradores e o motivo para a modificação na duração desses ciclos, ainda sem um consenso (Raymo & Nisancioglu, 2003; Perlmutter & Plotnick, 2003; Head & Gibbard, 2005).

Entre 2,6 e 1,2 Ma observa-se o predomínio de ciclos de 41 ka, associados à mudanças na obliquidade da Terra, proposta pela teoria de Milankovitch (1941). Desde 1,2 Ma há uma passagem para ciclos assimétricos, de maior amplitude, com duração em torno de 100 ka, associados com a excentricidade do planeta. Essa assimetria sugere um lento crescimento das geleiras seguido por um rápido degelo

---





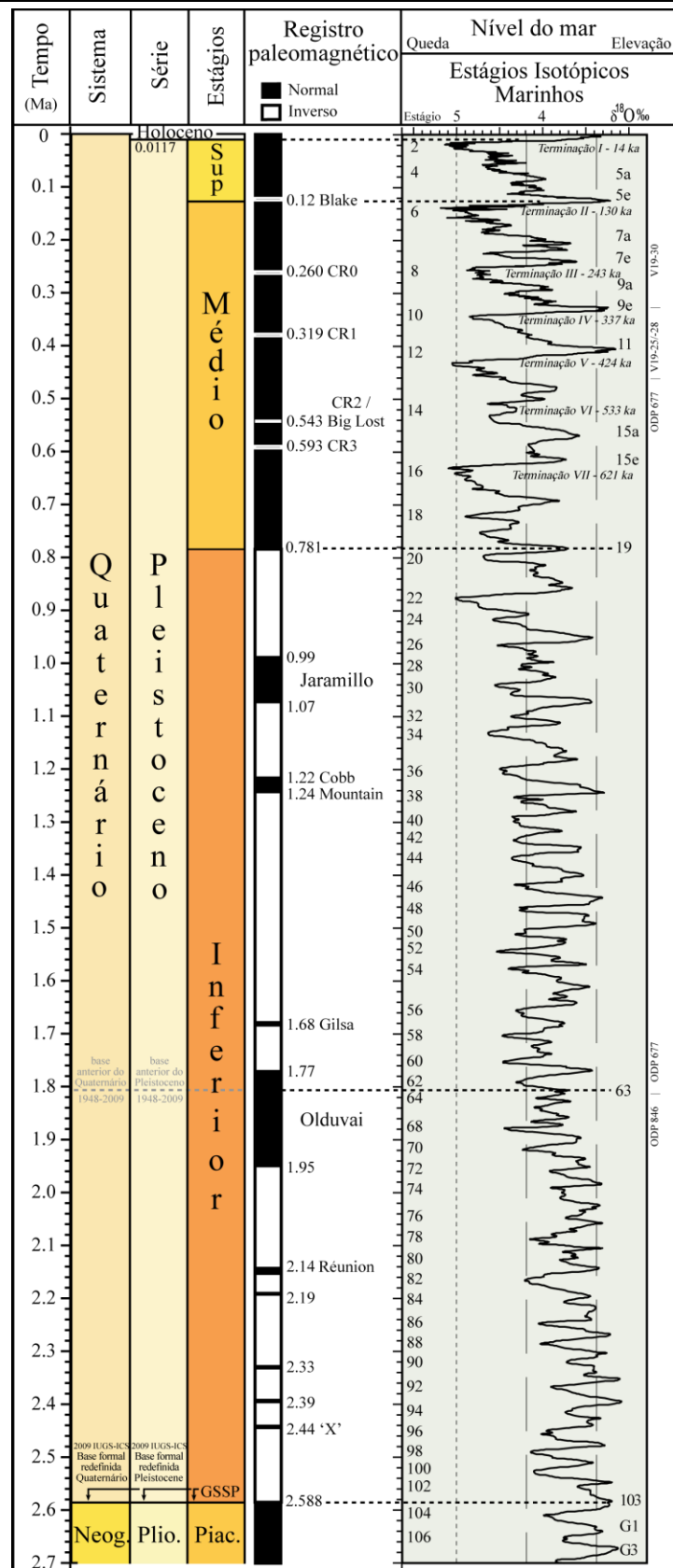


Figura 12. Curva dos Estágios de Isótopos Marinhas (*Marine Isotope Stages*) do Quaternário, na qual se observa a passagem de ciclos de 41 ka para ciclos de 100 ka a aproximadamente 1,2 Ma. Na coluna de tempo já está delimitada a nova base formal estabelecida para o Quaternário em 2,588 Ma (Gibbard & Cohen, 2009, atualizada por Cohen & Gibbard, 2011).

Segundo diversos autores, os ciclos de 100 ka produziriam variações do nível do mar com amplitude na ordem de 120 m (Shackleton & Opdike, 1973; Imbrie *et al.*, 1984 e 1993; Chappell & Shackleton, 1986; Shackleton, 1987; Fairbanks, 1989; Corrêa, 1995; Naish, 1997). Lighty *et al.* (1982) observaram níveis de corais (*Acropora palmata*) que vivem próximo ao nível do mar, em profundidade de até 30 m. A datação desses corais permitiu estabelecer uma curva de variação do nível do mar para os últimos 10 ka. Fairbanks (1989) estendeu esta curva, estudando o Recife de Coral de Barbados, no Caribe. Neste estudo, o autor concluiu que o nível do mar teria chegado a  $121 \pm 5$  m abaixo do nível atual no último máximo glacial (*Last Glacial Maximum* – LGM), a aproximadamente 18 ka. Em um trabalho mais recente (Peltier & Fairbanks, 2006) a curva é ampliada, e os autores propõem que o último máximo glacial teria ocorrido há aproximadamente 26 ka.

Na costa leste brasileira escarpas submersas associadas com antigas linhas de costa também foram reconhecidas (Corrêa, 1979). Kowsmann *et al.* (1977) e Corrêa (1990) propuseram que o nível do mar associado ao último máximo glacial atingiu entre 120 e 130 m abaixo do nível atual (Fig. 2). A partir deste momento o nível do mar teria se elevado com diferentes taxas até, em alguns locais, ultrapassar a posição atual. No Brasil isto teria ocorrido entre 7,7 e 6,9 ka (Martin *et al.*, 1979 e 2003; Angulo & Lessa, 1997; Angulo *et al.*, 2006).

Atualmente, destacam-se dois principais modelos de curvas de variação do nível do mar para o Holoceno no Brasil (Angulo *et al.*, 2006). A principal diferença entre eles está centrada na ocorrência de oscilações de mais alta frequência (Fig. 2). Enquanto Martin *et al.* (1979 e 2003) verificam a existência de rebaixamentos seguidos por elevações, Angulo & Lessa (1997) acreditam que o rebaixamento do nível do mar possui uma tendência contínua até a posição atual.

Além de 41 e 100 ka, ciclos com duração em torno de 20 ka, relacionados com o movimento de precessão da Terra, postulada por Milankovitch (1941), também são conhecidos no Quaternário (Raymo *et al.*, 1990; Imbrie *et al.* 1992; Petit *et al.*, 1999; Muller & Macdonald, 2000; Head & Gibbard, 2005). Maslin *et al.* (2001) propõem que, na realidade, os ciclos de 100 ka seriam uma composição de quatro a cinco ciclos de precessão.

Outras oscilações de ainda mais alta frequência também são reconhecidas (Einsele *et al.*, 1991; Campbell *et al.*, 1998; Masson *et al.*, 2000; Schwarzacher, 2000;

---

Davis & Bohling, 2001; Adams *et al.*, 2009). Essas oscilações teriam influência na temperatura e umidade no planeta, influenciando o clima e por consequência a dinâmica de muitos sistemas deposicionais (Cruz Jr. *et al.*, 2005 e 2006).

Devido à magnitude das variações no nível do mar observadas no Quaternário e sua comparação com a amplitude dos limites de sequências encontrados por Abreu (1998), pode-se admitir que os ciclos de 41 e 100 ka foram responsáveis pela geração de sequências deposicionais completas e não apenas parassequências. Segundo Van Wagoner *et al.* (1990) isto seria possível no ramo descendente de uma curva de mais baixa frequência.

Para testar essa hipótese podem-se utilizar as curvas das figuras 10 e 11. Nessas figuras, observa-se que o Quaternário encontra-se no ramo descendente da curva englobada pelos ciclos de mais baixa frequência, denominado Megaciclo Tejas (Haq *et al.*, 1987) ou Ni (Hardenbol *et al.*, 1998). Em um maior detalhamento, observa-se na curva de Haq *et al.* (1987) que o Quaternário também se encontra em um ramo descendente da Fase do Superciclo Tejas B, assim como no Superciclo Tejas B3 (TB3).

Contudo, na curva de Haq *et al.* (1987) existem pelo menos três sequências no Quaternário definidas como de 3ª ordem (Fig. 10 – a partir da linha horizontal tracejada), junto as quais oscilações de 100, 41 e 20 ka ocorrem tanto nos segmentos descendentes quanto nos ascendentes. Em uma curva mais detalhada (Mitchum *et al.*, 1994) estão presentes oscilações de alta frequência, com uma tendência de queda a partir de 400 ka (Fig. 11). Porém, ao longo de grande parte do Pleistoceno, ciclos com frequência e amplitude similares às da metade em queda, ocorrem também no segmento com tendência de elevação do nível do mar.

Assim, apesar de correto o posicionamento dos ciclos quaternários no ramo descendente de curvas de baixa frequência, não há uma correlação específica com a hierarquia definida por Van Wagoner *et al.* (1990) como determinante para a ocorrência de sequências ou parassequências. Sequências de alta frequência podem ser geradas, independentemente do seu posicionamento sobre o segmento ascendente ou descendente em uma curva de frequência inferior, conforme proposto por Van Wagoner *et al.* (1990).

Portanto, outros fatores associados à magnitude das oscilações eustáticas, como a distribuição das massas de gelo no planeta, são fundamentais para a gênese de sequências deposicionais. As curvas e a história glacial permitem inferir que, em termos

---

quantitativos, variações do nível de base da ordem dos encontrados no Quaternário (acima de 50 m), mesmo em ciclos de alta frequência (41 ka) podem gerar sequências deposicionais.

Considerando outros fatores como a tectônica, chega-se em um contexto ainda mais relativo que, principalmente na alta frequência, dependerá da bacia analisada. Portanto, a gama de variáveis envolvidas na evolução de cada área de estudo e os fatores que fogem de uma ciclicidade ideal, devem ser considerados caso a caso. Assim, o registro geológico deve ser considerado de forma análoga à evolução dos organismos. Existem processos que se repetem, mas a ocorrência de um influenciará em todos os que vêm em seguida, de forma que um evento, e por consequência seu registro, é sempre único.

### **2.2.2. Geomorfologia**

A Geomorfologia é a ciência relacionada ao estudo das formas do relevo, a partir da qual se busca entender a sua gênese, a sua composição e os processos atuantes sobre essas formas (Florenzano, 2008). O relevo é o resultado dos processos de troca de energia e matéria que se desenvolvem a partir da interação entre a litosfera, a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera. Esses processos variam no espaço, desde escalas planetárias a escalas locais, e no tempo, desde escalas geológicas até a do tempo de vida dos seres humanos.

A interação dos fatores endógenos e exógenos promovem a geração e as modificações no relevo e por consequência na paisagem terrestre. Essas modificações podem ficar registradas e são passíveis análise a partir de uma série de parâmetros que permitem compreender a dinâmica evolutiva da paisagem.

Segundo Ab'Saber (1969) são três os níveis de abordagem do estudo geomorfológico: a compartimentação topográfica regional e caracterização morfológica, que analisa os diferentes níveis topográficos e as características do relevo, com destaque para a morfologia; a estrutura superficial da paisagem, que correlaciona os depósitos com as condições climáticas, com ênfase para a morfogênese; e os processos morfoclimáticos e pedogenéticos atuais, ou a *fisiologia da paisagem*, onde se destaca a morfodinâmica e se insere o homem como agente desses processos.

---

Historicamente duas principais linhagens epistemológicas podem ser definidas no desenvolvimento dessa ciência, uma de tendência anglo-americana e outra alemã (Cassetti, 1991). A linhagem anglo-americana fundamentou-se até a Segunda Guerra nos propostos de Willian Morris Davis, que definia o relevo a partir da sua estrutura geológica, dos processos operantes e do tempo, em uma teoria denominada *Geographical Cycle*. A escola alemã tem como marco inicial os trabalhos de Ferdinand Von Richthofen, Albrecht Penck e Walter Penck, um dos principais opositores às ideias de Davis.

Enquanto Davis apresentava uma proposição teórico-dedutivista, os alemães possuíam uma perspectiva empírico-naturalista, utilizando, por exemplo, um guia de observações de campo. A escola alemã valorizava o estudo dos processos, muito vinculada à atuação do clima. As críticas ao modelo de Davis culminaram com uma ruptura epistemológica na escola anglo-americana na Segunda Guerra Mundial, aproximando a das bases da escola alemã.

Apoiada pela evolução tecnológica, a Geomorfologia dispõe atualmente de uma série de métodos, técnicas e equipamentos que permitem combinar dados oriundos de sensoriamento remoto, experimentos de laboratório, observações em campo e modelos preditivos (Florenzano, 2008). Essa combinação propicia o estudo aprofundado das relações entre as formas do relevo e os processos geomorfológicos. Seja para fins de uso e ocupação da superfície terrestre, seja para o entendimento da sua evolução, o uso das tecnologias permite a integração dos dados e, como consequência a obtenção de resultados cada vez mais robustos.

Atualmente a Geomorfologia pode ser dividida em quatro variáveis: a morfologia, a morfogênese, a morfodinâmica e a morfocronologia (Florenzano, 2008). A morfologia abrange a morfografia, que se refere à descrição qualitativa do relevo, e a morfometria, que é relacionada à utilização de parâmetros quantitativos. A morfogênese ocupa-se da origem e do desenvolvimento das formas do relevo, resultantes da atuação dos processos endógenos, relacionados com a dinâmica interna do planeta, e exógenos, onde são estudados os processos de intemperismo, erosão e acumulação. Já a morfodinâmica refere-se ao estudo desses processos, endógenos e exógenos, ainda ativos. A morfocronologia, por sua vez, busca a definição das idades do relevo, as quais podem ser absolutas ou relativas. Neste intuito, procura-se definir a cronologia dos

---

---

eventos e diferenciar as formas recentes daquelas geradas em períodos anteriores, quando as condições do ambiente eram distintas das atuais.

A morfologia pode ser considerada como o ponto inicial no estudo do relevo. A forma de uma feição pode ser correlacionada com a sua origem, com o tipo de material que a compõe e com a evolução geomorfológica da região. O tipo e intensidade dos processos atuantes são diretamente ligados à morfografia e a morfometria.

Diversos são os termos utilizados na descrição da aparência do relevo. Termos específicos utilizados por profissionais como geólogos, como *cuestas* e *hogbacks*, até termos genéricos como relevo plano ou ondulado, podem ser empregados de acordo com o objetivo de cada estudo. De acordo com a escala de análise, diferentes termos também podem ser empregados, variando desde as megaformas, geradas ao longo de dezenas a centenas de milhões de anos, a microformas, como ravinas que podem ser geradas em instantes.

No projeto Radambrasil Ross (1992, 1996) propôs uma classificação baseada na morfologia e na gênese do relevo, dividida em seis níveis taxonômicos (Fig. 13). Nesta proposta o 1º táxon corresponde às unidades morfoestruturais, que podem ser exemplificadas como uma bacia sedimentar. Em termos cartográficos, essas unidades são representadas através de cores. O 2º táxon refere-se às unidades morfoesculturais, as quais estão contidas no táxon anterior, podendo ser exemplificada por planaltos, depressões e chapadas. Em termos cartográficos, se a unidade morfoestrutural onde estas estiverem contidas for representada pela cor verde, as unidades morfoesculturais devem ser representadas por diferentes tonalidades desta mesma cor.

O 3º táxon corresponde às unidades morfológicas, as quais podem ser de natureza genética agradacional (de acumulação – identificada pela letra A), ou denudacional (de erosão – identificada pela letra D). De acordo com a gênese, as formas de acumulação são identificadas por letras minúsculas. Assim, uma planície de origem fluvial seria identificada como Apf, uma planície de origem marinha como Apm, e assim por diante. Já as formas erosivas são identificadas por letras minúsculas que identificam a forma dos topos: aguçados (a), convexos (c), tabulares (t), ou planos (p). Além da forma, a intensidade da dissecação, que se refere a parâmetros quantitativos, é identificada por um dígito, que varia de 1, quando a dissecação é muito fraca (< 20 m), a 5, que indica dissecação muito forte (> 160 m). Assim, uma unidade denudacional

---

com topos convexos e vales com entalhamento entre 20 e 40 m, seria representada pela sigla Dc3.

O 4º táxon refere-se às formas individualizadas, as quais compõem as unidades morfológicas, como uma colina ou um morro. O 5º táxon representa os setores das vertentes, que podem possuir formas convexas, retilíneas ou côncavas. Finalmente, o 6º táxon corresponde às pequenas formas do relevo, como ravinas, voçorocas e bancos.

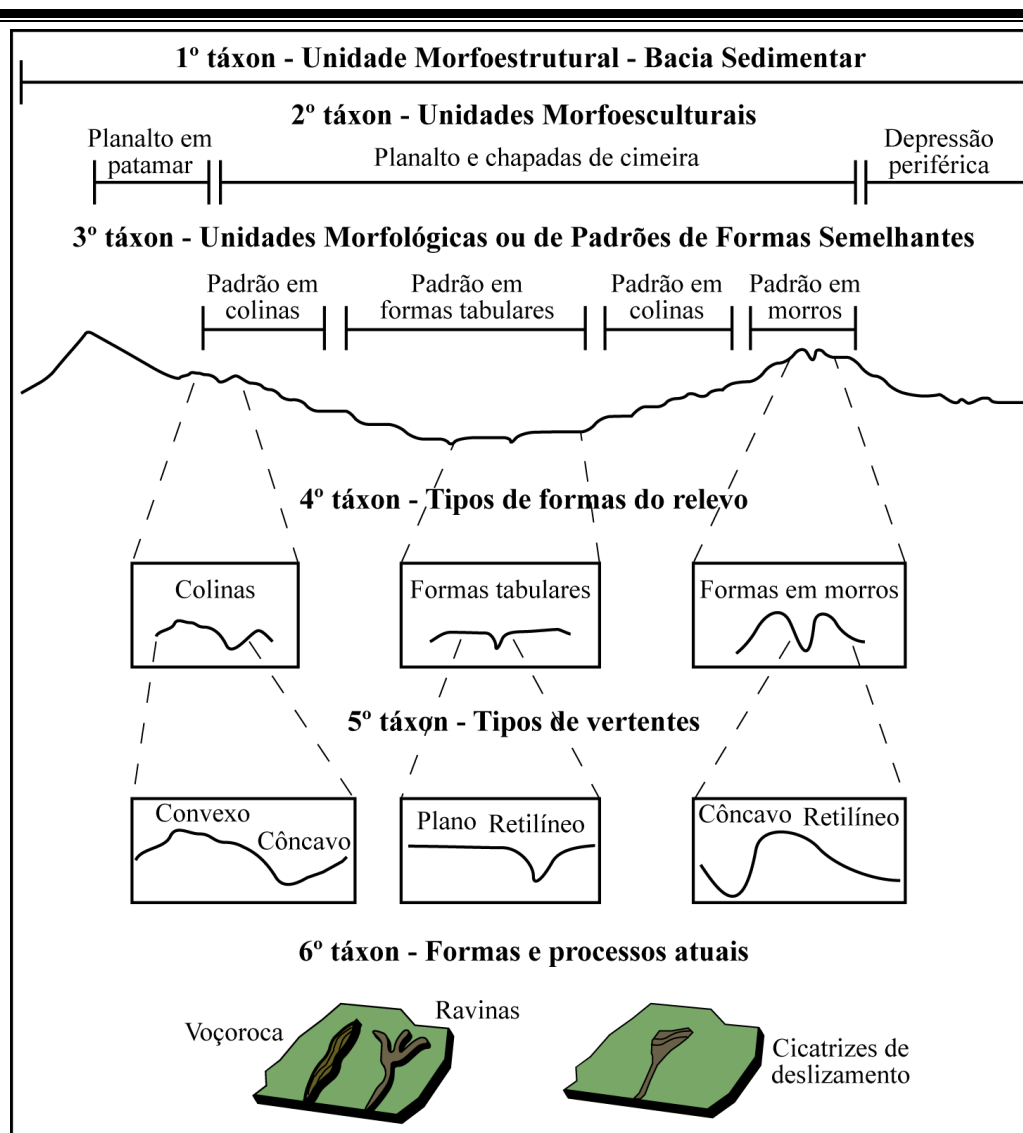


Figura 13. Classificação do relevo proposta por Ross (1992), com seis níveis taxonômicos representando as diferentes escalas de abordagem.

As principais formas e terminologias utilizadas na descrição morfográfica do relevo estão sumarizadas na Figura 14.



Figura 14. Características qualitativas do relevo (morfografia), com as principais formas e a classificação simplificada correspondente (elaborado a partir das descrições contidas em Florenzano, 2008 com material próprio).



A descrição morfométrica é realizada a partir da medida de variáveis como altura, comprimento, largura, superfície, volume, inclinação, curvatura, orientação, densidade e frequência das formas. A partir dessas medidas, os parâmetros mais utilizados são: altitude, amplitude altimétrica, extensão e orientação das vertentes, declividade, densidade de drenagem, frequência de rios e amplitude interfluvial (Fig. 15). Esses parâmetros podem ser obtidos a partir de medidas realizadas em campo, em cartas topográficas ou extraídos automaticamente a partir de modelos digitais de elevação do terreno.

O Manual Técnico de Geomorfologia elaborado pelo IBGE (2009) [ftp://geoftp.ibge.gov.br/documentos/recursos\\_naturais/manuais\\_tecnicos/manual\\_tecnico\\_geomorfologia.pdf](ftp://geoftp.ibge.gov.br/documentos/recursos_naturais/manuais_tecnicos/manual_tecnico_geomorfologia.pdf) - é um guia para o ordenamento das feições geomorfológicas. As unidades morfológicas relacionadas ao 3º táxon de Ross (1992) são divididas neste manual em quatro grupos, os quais podem ser subdivididos de acordo com a origem: acumulação (fluvial, lacustre, fluviolacustre, marinha, fluviomarina, lagunar, eólica, gravitacional, de enxurrada e inundação), aplanamento (pediplanos, plano de gênese indiferenciada e pedimento), dissecação (homogênea, estrutural e em ravinas) e dissolução (carste coberto e descoberto).

A análise da drenagem também pode fornecer elementos sobre a gênese e evolução geomorfológica. Segundo Howard (1967), os padrões de drenagem são influenciados por diversos fatores, incluindo o clima, a litologia e, principalmente, a estruturação geológica. Esta análise pode ser realizada qualitativamente, com a definição dos padrões geométricos (dendrítico, pinado, paralelo, radial, retangular, treliça, anelar, centrífugo e centrípeto), ou de forma quantitativa, com a determinação de parâmetros como a ordem dos canais, o grau de integração, a continuidade, a densidade da drenagem e dos canais, a angularidade, a sinuosidade e a simetria (IBGE, 2009).

Em conjunto, a análise do relevo e da drenagem podem fornecer informações importantes, que permitem distinguir unidades geológicas e deduzir processos relacionados com a sua gênese e evolução. Além do conhecimento acadêmico, o estudo da geomorfologia possui fins práticos, pois esse tipo de trabalho é de suma importância na gestão do uso e ocupação da superfície terrestre.

---

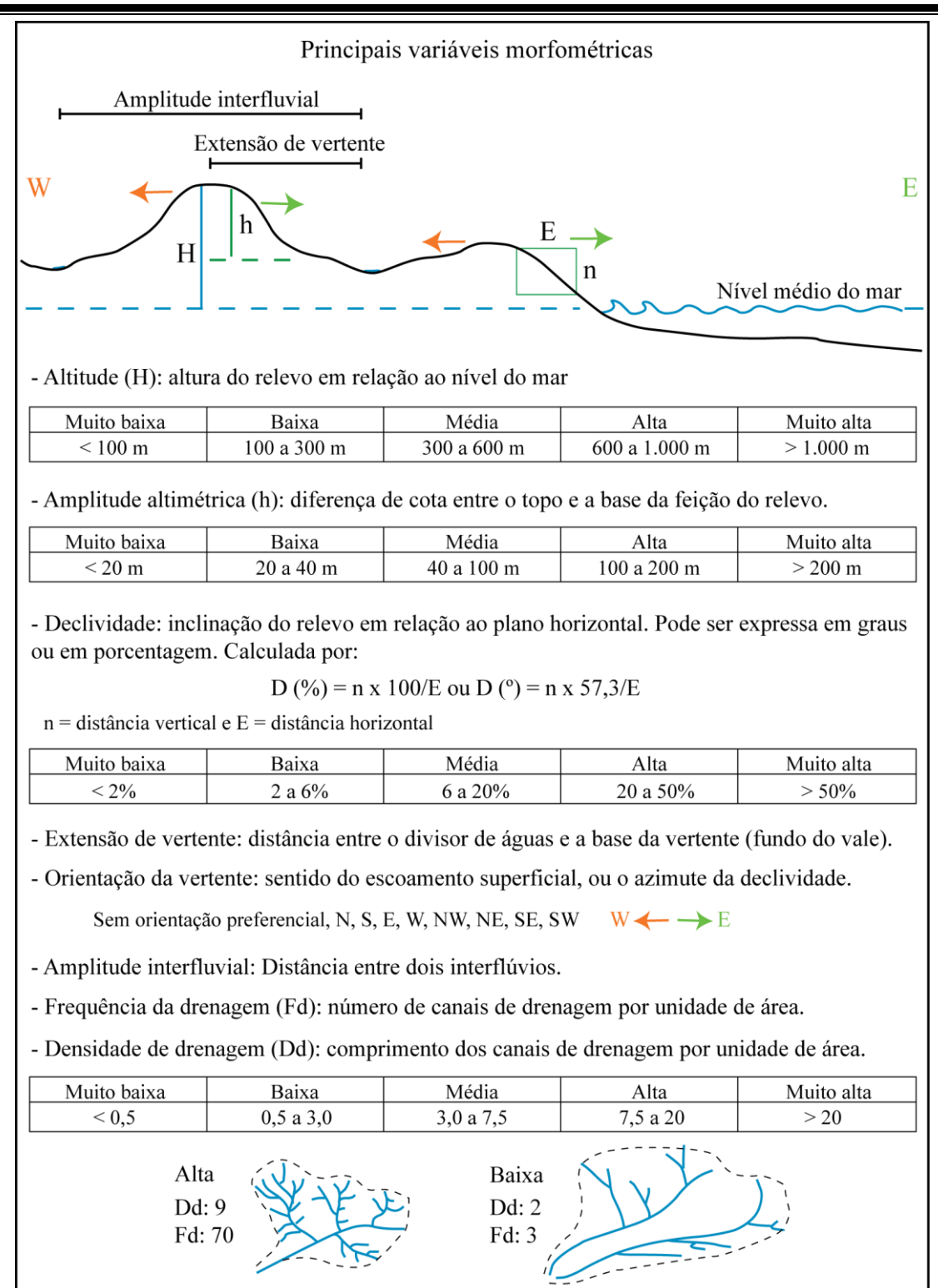


Figura 15. Principais variáveis morfológicas utilizadas na descrição quantitativa (morfométrica) do relevo. Ilustração elaborada a partir dos parâmetros que constam em Florenzano (2008).

### 3. CONTEXTO GEOLÓGICO

A descrição do contexto geológico baseia-se no trabalho realizado para a monografia de qualificação apresentada como requisito parcial à defesa desta Tese (Rosa, 2010). A partir deste trabalho foi elaborado e está sendo submetido o artigo intitulado *Hierarchical Sedimentary Framework of Rio Grande do Sul Coastal Plain, Southern Brazil* (Rosa *et al.*, no prelo).

#### 3.1. Bacia de Pelotas

A Planície Costeira do Rio Grande do Sul representa a porção superior, atualmente emersa, da Bacia de Pelotas. Localizada no extremo sul da Margem Continental Brasileira (Fig. 16), esta bacia possui uma área de aproximadamente 210.000 km<sup>2</sup>, limitando-se a norte com a Bacia de Santos, pelo Alto de Florianópolis (Gamboa & Rabonowitz, 1981) e, a sul, com a Bacia de Punta Del Este, pelo Alto de Polônio no Uruguai (Urien & Martins, 1978). Sua gênese está relacionada com os movimentos tectônicos que culminaram com a abertura do Oceano Atlântico Sul (Asmus & Porto, 1972), possuindo em seu substrato rochas do Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense, do Escudo Catarinense e da Bacia do Paraná.

Para contextualizar as principais fases de preenchimento da bacia, foram considerados os trabalhos de Fontana (1996), Abreu (1998), Bueno *et al.* (2007), Neal & Abreu (2009) e Abreu *et al.* (2010). Uma composição desses trabalhos encontra-se na Figura 17.

##### 3.1.1. Registro sedimentar de baixa frequência

Segundo Fontana (1996), a história da Bacia de Pelotas pode ser dividida em três grandes fases (Fig. 17). Essas fases corresponderiam à formação de uma Megassequência Rifte, desenvolvida nos momentos iniciais de abertura, seguida por

---

uma Megassequência Transgressiva que tem início no Aptiano. A partir do Paleoceno, teria início o desenvolvimento da Megassequência Regressiva. Essas três megassequências poderiam ser subdivididas em 17 sequências deposicionais, cinco pertencentes à fase transgressiva e 12 à fase regressiva.

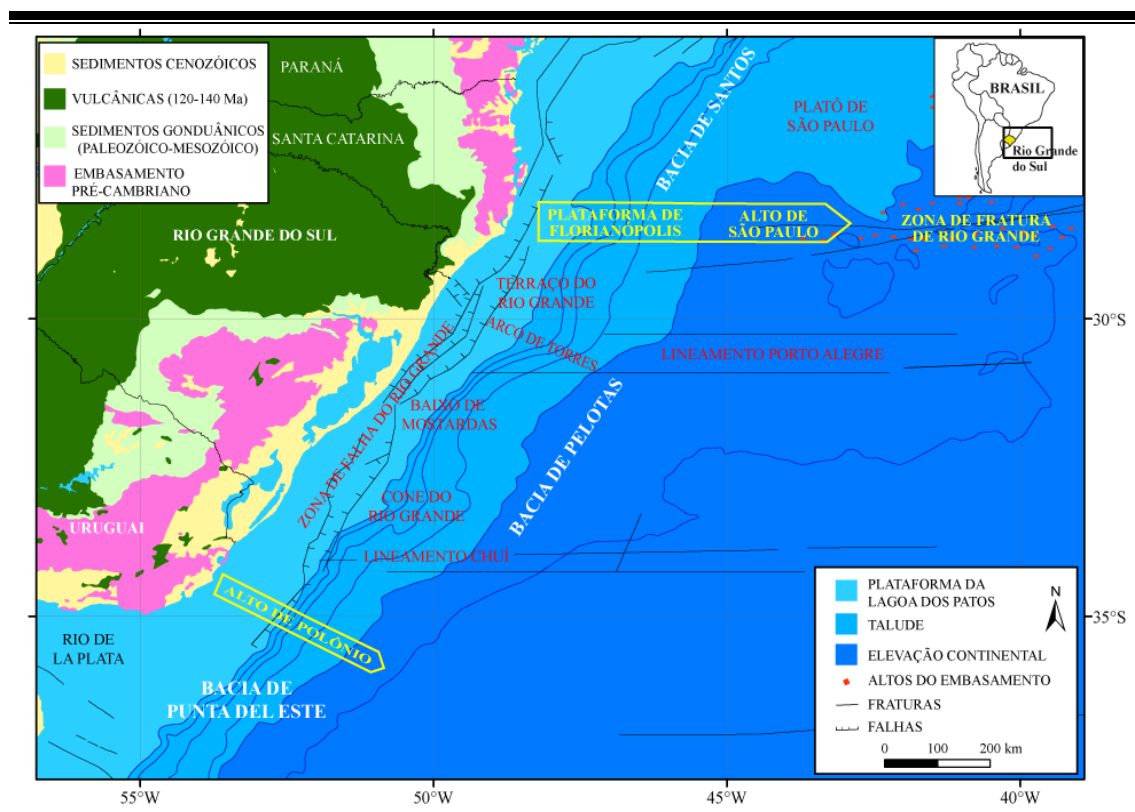


Figura 16. Localização da Bacia de Pelotas e suas principais feições estruturais (compilado dos trabalhos de Miranda, 1970; Urien & Martins, 1978; Alves, 1977; Alves, 1981; Gamboa & Rabinowitz, 1981; Dias *et al.*, 1994; Fontana, 1996 e CPRM, 2008).

No trabalho de Bueno *et al.* (2007) as grandes fases de preenchimento da bacia são denominadas Supersequências Pré-rifte, Rifte, Pós-rifte e Drifte (Fig. 17). A Supersequência Pré-rifte está relacionada com processos magmáticos associados ao estágio inicial de rifteamento, com a geração de espessos derrames vulcânicos (Grupo Serra Geral).

O magmatismo continental teria idade entre 138 e 127 Ma, com ápice em torno de 132 Ma. A partir de então, há uma diminuição do magmatismo continental devido ao deslocamento do vulcanismo para os meio-grabens que começam a ser gerados.

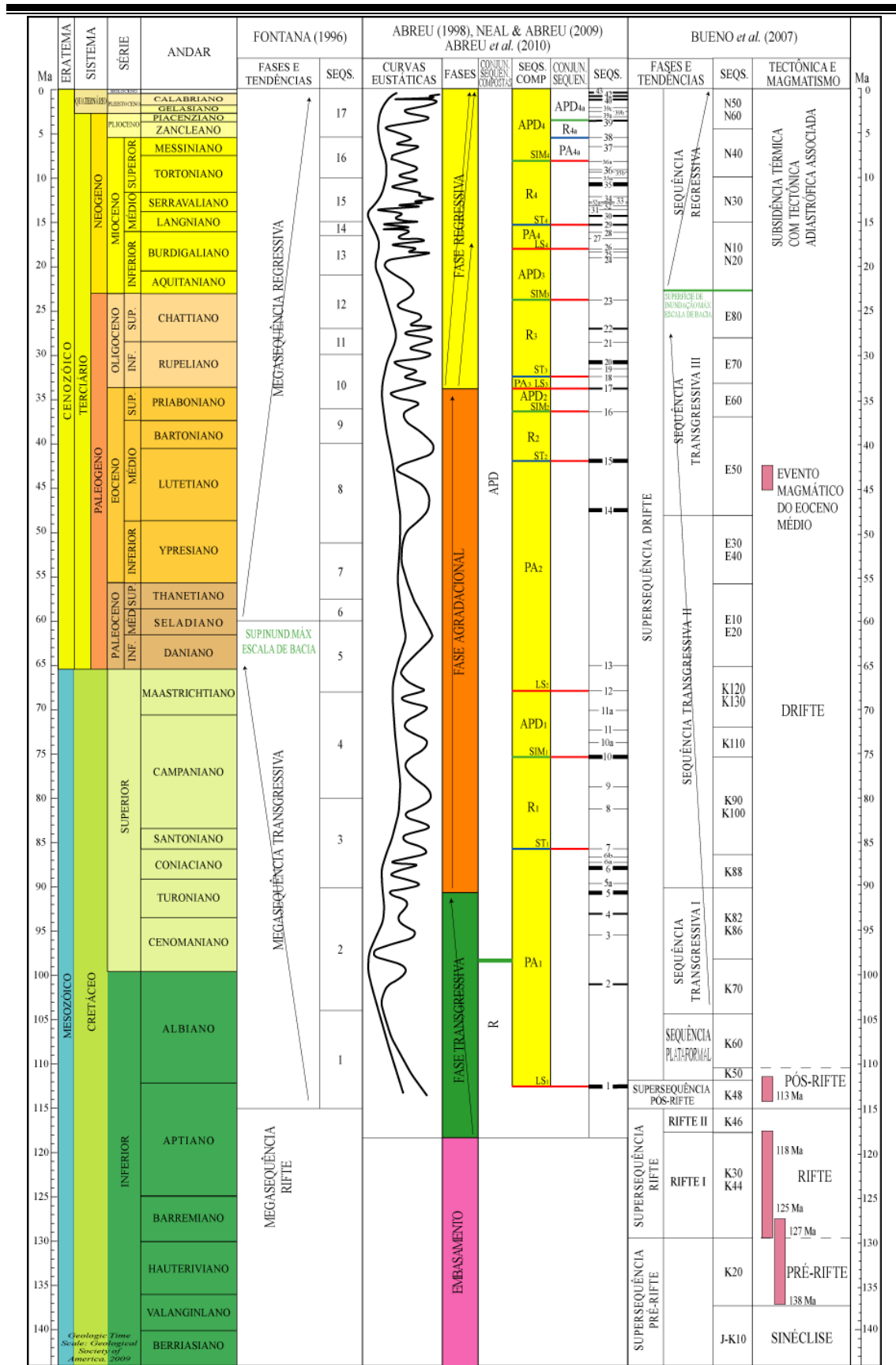


Figura 17. Diagrama composto da Bacia de Pelotas, com o resumo do arcabouço estratigráfico dos trabalhos de Fontana (1997), Abreu (1998), Neal & Abreu (2009), Abreu *et al.* (2010) e Bueno *et al.* (2007). Escala do tempo geológico de acordo com Walker & Geissman (2009).

---

A Supersequência Rifte pode ser dividida em dois estágios, o Rifte I, com predomínio de basaltos (Fm. Imbituba) e o Rifte II, com a deposição de siliciclásticos (Fm. Cassino). Esta fase consiste do preenchimento de meio-grabens antitéticos, a partir de, aproximadamente, 125 Ma.

A Supersequência Pós-Rifte é composta pela Suíte Vulcânica da Formação Curumim (basaltos, andesitos, traquiandesitos), intercalada com sedimentos lacustres que gradam para arenitos e carbonatos marinhos. As unidades vulcânicas que compõem a crosta oceânica em formação são representadas por *seaward dipping reflectors*, identificados em seções sísmicas. Essas unidades revelam um diacronismo na abertura da bacia, que pode ser dividida em norte (Torres) e sul (Pelotas). Enquanto a sub-bacia norte ainda sofria o processo de rifteamento, a sub-bacia sul já passava para o processo de subsidência térmica.

Com a continuidade da abertura tem início a Supersequência Drifte, que pode ser dividida em três fases: inicial (plataforma rasa), intermediária (transgressiva) e final (cunha regressiva).

A fase inicial, de idade Albiana, é marcada por depósitos carbonáticos e siliciclásticos (Fm. Portobelo e Tramandaí), sobre delgadas seções de evaporitos da Formação Ariri. Esta fase termina com o início do ciclo transgressivo que se estende entre o Albiano e o Oligoceno. O ciclo transgressivo é composto por 12 sequências, as quais podem ser agrupadas em três etapas distintas.

O fim da Supersequência Drifte é marcado pela fase regressiva, que possui quatro sequências, cuja progradação caracteriza uma cunha siliciclástica (Fm. Cidreira e Imbé). Essa cunha se desenvolveu entre o Mioceno e o Holoceno.

No estudo realizado por Abreu (1998) foram interpretados 1.500 km de seções sísmicas na Bacia de Pelotas e 3.000 km em sua correspondente africana, a Bacia de Walvis. Essas seções foram integradas com dados de sondagens, buscando correlacionar o registro presente nas duas margens.

Nesse trabalho, a Bacia de Pelotas foi dividida em quatro unidades (Fig. 17): Embasamento, Fase Transgressiva (Aptiano-Turoniano), Fase Agradacional (Coniaciano-Eoceno) e Fase Regressiva (Oligoceno-Recente).

O arcabouço estratigráfico resultante é composto por 56 limites de sequências, sendo 18 cretáceos e 38 cenozóicos. Com base na bioestratigrafia, foi determinada a duração média das sequências. No Cretáceo e Paleógeno as sequências

---

identificáveis possuem em torno de 4,1 Ma, enquanto no Neógeno as mesmas possuem em torno de 1,1 Ma. Essa discrepância evidencia a perda de resolução sísmica e detalhamento nas sequências mais antigas.

### 3.1.2. Registro sedimentar de baixa e média frequência – accommodation succession

O registro presente na Bacia de Pelotas foi hierarquizado por Abreu *et al.* (2010), de acordo com o *Accommodation Succession Method* proposto por Neil & Abreu (2009). Nessa proposta, os tratos de sistemas e superfícies chave são definidos independentes do tempo de duração, dos mecanismos controladores ou da magnitude dos eventos. Dessa forma, a arquitetura sedimentar resultante depende somente de dois fatores: as taxas de variação do espaço de acomodação e o aporte sedimentar.

Na hierarquização de Abreu *et al.* (2010), foram definidas quatro Sequências Compostas (Fig. 18). Cada Sequência Composta é formada por três Conjuntos de Sequências, definidos de acordo com o padrão de empilhamento como Progradacional-Agradacional (PA), Retrogradacional (R) e Agradacional-Progradacional-Degradacional (APD). Desse modo, 12 Conjuntos de Sequências foram identificados (Fig. 18).

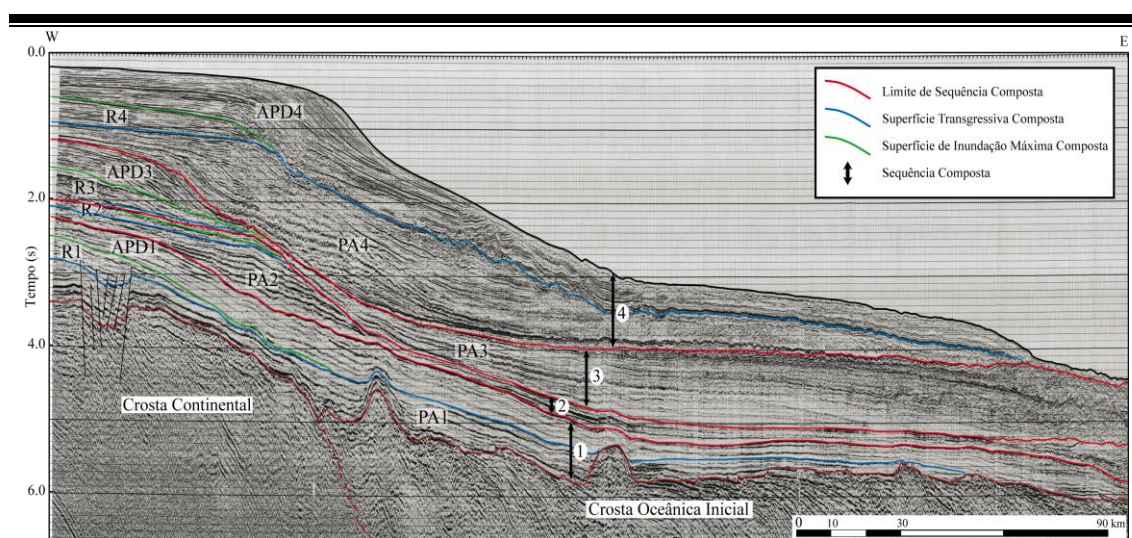


Figura 18. Seção sísmica da Bacia de Pelotas com a hierarquização do preenchimento em quatro Sequências Compostas, cada uma é formada por três Conjuntos de Sequências (Abreu *et al.*, 2010).

O último Conjunto de Sequências (APD<sub>4</sub>) é composto por oito Sequências Depositionais (Abreu, 1998). Seguindo o mesmo raciocínio de

hierarquização realizado por Abreu *et al.* (2010), essas sequências foram agrupadas com base em uma seção sísmica, de acordo com os mesmos padrões em PA<sub>4a</sub>, R<sub>4a</sub> e APD<sub>4a</sub> (Fig. 19). Dessa forma, o registro correspondente à porção superior da bacia possui o padrão APD, e as últimas sequências possuem, em conjunto, uma arquitetura degradacional.

De acordo com Abreu (1998), o último limite de sequências (n° 43) encontrado na seção sísmica possui uma idade de aproximadamente 0,5 Ma. O conhecimento do registro sedimentar quaternário, presente na porção emersa da bacia, permite interpretar que essa sequência seja composta por sequências de mais alta frequência. Uma seção sísmica com maior resolução certamente permitiria identificar essas sequências, que estão parcialmente representadas na porção emersa da Bacia de Pelotas pelos sistemas do tipo laguna-barreira, presentes na Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

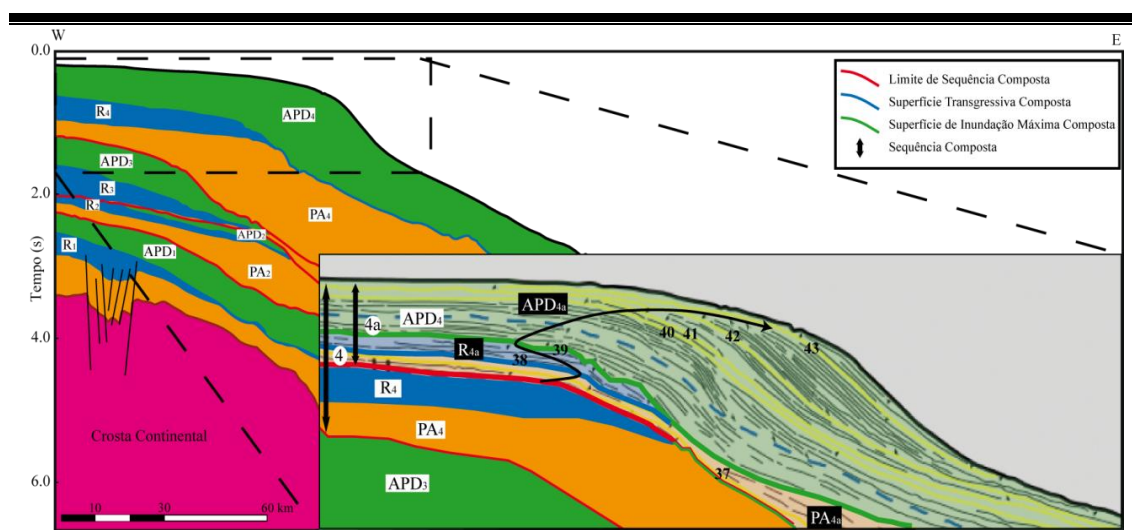


Figura 19. Hierarquização do preenchimento do último conjunto de sequências da Bacia de Pelotas (APD<sub>4</sub>), demonstrando os mesmos padrões em uma escala de maior detalhe (elaborado a partir dos dados contidos nos trabalhos de Abreu, 1998; Neal & Abreu, 2009 e Abreu *et al.*, 2010). Os números indicados na figura ampliada correspondem aos limites de sequências interpretados por Abreu (1998).

## 3.2. Planície Costeira

### 3.2.1. Sistemas laguna-barreira - registro sedimentar de alta frequência I

A Planície Costeira do Rio Grande do Sul possui uma linha de costa suavemente ondulada, com orientação NE-SW. A precipitação média anual é de 1.300



---

mm, com os maiores volumes relacionados aos meses de inverno (Hoffmann *et al.*, 1992). A região possui um clima subtropical úmido regido por massas de ar tropicais e polares (Strahler, 1977) e encontra-se sob a influência de dois sistemas de alta pressão: o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul e o Anticiclone Polar Marítimo (Nimer, 1977).

Segundo Tomazelli (1993), o regime de ventos é classificado como bimodal obtuso de alta energia, com predomínio do quadrante nordeste, principalmente na primavera e no verão. Em outros períodos é notável a ação de ventos de S e SW (Tomazelli, 1990). A costa está sujeita a um regime de micromarés, com amplitude média de 0,5 m (Dillenburg *et al.*, 2009). Desta forma, as ondas são o principal agente responsável pelo transporte sedimentar, as quais possuem altura média significativa de 1,5 m (Tomazelli & Villwock, 1992). Contudo, durante tempestades, o nível do mar pode se elevar mais de 1,3 m (Barleta & Calliari, 2001).

A deriva litorânea resultante é no sentido nordeste, o que pode ser observado em diversas feições costeiras (Tomazelli & Villwock, 1992; Toldo Jr. *et al.*, 1993). As praias da costa gaúcha são classificadas como dissipativas a intermediárias (Calliari & Klein, 1993; Toldo Jr. *et al.*, 1993), e a plataforma continental adjacente, com até 200 km de largura, é caracterizada por uma declividade muito suave, variando entre 0,03° e 0,08° (Dillenburg *et al.*, 2009). Os depósitos sedimentares da planície costeira são constituídos predominantemente por fácies de um sistema de leques aluviais, desenvolvido em sua porção oeste junto ao embasamento, e por sedimentos de quatro sistemas deposicionais do tipo laguna-barreira (Fig. 20). A origem e evolução desses sistemas possui um controle predominantemente glacioeustático, com a ocorrência de ciclos transgressivos-regressivos (Villwock & Tomazelli, 1995). Além deste fator, a herança tectônica (Rosa *et al.*, 2009), o clima e a dinâmica costeira influenciaram na criação e no preenchimento do espaço de acomodação.

Por meio da correlação com os estágios isotópicos do oxigênio das curvas de Shackleton & Opdyke (1973) e Imbrie *et al.* (1984), foram sugeridas as idades dos sistemas laguna-barreira (400, 325, 120 e desde 6 ka) cuja gênese estaria relacionada com os picos 11, 9, 5 e 1, respectivamente (Fig. 20B). Essa correlação foi corroborada para os sistemas III e IV, através de datações por  $^{14}\text{C}$  e/ou termoluminescência.

---

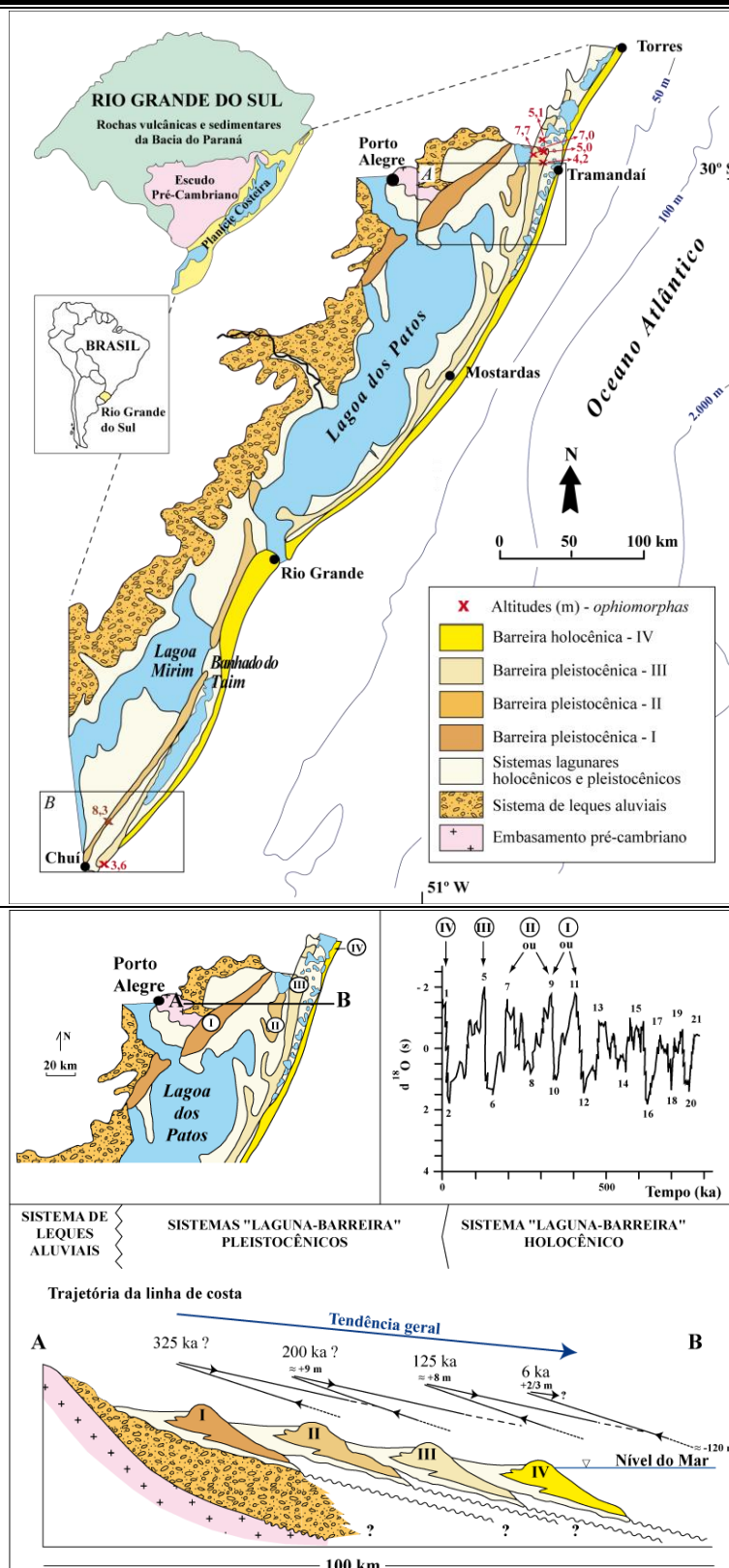


Figura 20. Em A) Mapa geológico simplificado da Planície Costeira do Rio Grande do Sul ilustrando a distribuição espacial do sistema de leques aluviais e dos sistemas do tipo laguna-barreira (Tomazelli & Villwock, 1996). Em B) Perfil esquemático com a trajetória da linha de costa e as idades estimadas, onde se observa uma tendência geral de queda na altitude dos sistemas mais jovens (modificado de Tomazelli & Villwock, 2000).

---

Contudo, datações mais recentes através de termoluminescência e da ressonância do spin do elétron em dentes fósseis encontrados junto ao Sistema II (Lopes *et al.*, 2009 e 2011) indicaram uma idade diferente da estabelecida anteriormente. Segundo os autores, os depósitos do Sistema II teriam se desenvolvido em resposta à transgressão marinha registrada no estágio isotópico do oxigênio 7, inicialmente desconsiderado por possuir uma amplitude menor que os demais. Desta forma, as novas idades sugerem que o Sistema Laguna-Barreira II, teria uma idade em torno de 200 ka e, conseqüentemente, o Sistema I poderia ter se formado há aproximadamente 325 ka.

O conhecimento relativo à evolução desses sistemas foi obtido principalmente com base em observações geomorfológicas, faciológicas e dados sedimentológicos de afloramentos e sondagens. Mais recentemente, em alguns setores dos sistemas III e IV foram adquiridas seções de georradar (Lima, 2008; Barboza, *et al.*, 2009a, 2009b, 2010 e 2011; Silva, 2009 e 2011; Silva *et al.*, 2010; Fracalossi, 2009; Fracalossi *et al.*, 2010; Lima *et al.*, 2012).

As observações realizadas junto ao Sistema III permitem constatar os padrões de empilhamento retrogradacional e progradacional (Caron, 2007; Tomazelli & Dillenburg, 2007). Estudos no Sistema IV evidenciam a ocorrência dos padrões progradacional, retrogradacional e agradacional (Dillenburg *et al.*, 2000; Barboza *et al.*, 2009<sup>a</sup> e 2011).

A excelente correlação dos quatro sistemas com os estágios isotópicos do oxigênio indica que cada um poderia corresponder à parte de uma sequência deposicional. Essas sequências são geneticamente relacionadas com os ciclos glacioeustáticos de 100 ka, que possuem oscilações de grande amplitude no final do Quaternário (Gibbard & Cohen, 2009).

Um perfil topográfico desde o Sistema I até o Sistema IV sugere que os mesmos são progradacionais e encontram-se, em cotas gradualmente mais baixas (Figs. 20B e 21). No intuito de estabelecer paleoníveis do mar relacionados com cada um dos sistemas, foram realizadas medidas de altitude em paleoindicadores encontrados ao longo da planície costeira (Fig. 20). Esses paleoindicadores são constituídos pela combinação de estruturas sedimentares geradas no sistema praial (*backshore*, *foreshore* e *shoreface* superior) com icnofósseis do tipo *Ophiomorpha*. As altitudes obtidas junto a estes icnofósseis relacionam-se com a média da maré baixa estabelecida pelo marégrafo de Imbituba, localizado 150 km a norte do litoral do Rio Grande do Sul.

---

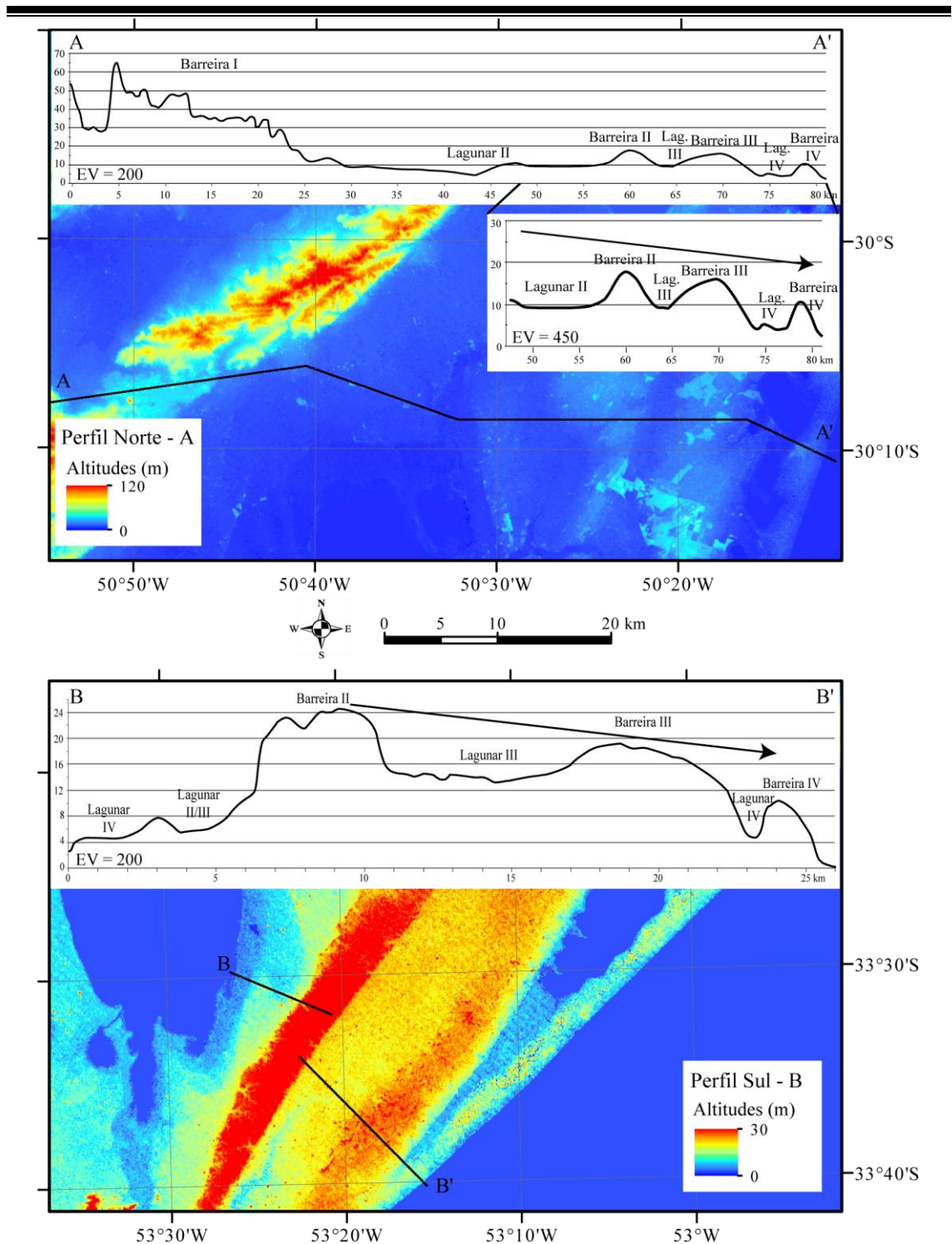


Figura 21. Perfis topográficos elaborados com base no modelo digital de elevação do terreno (SRTM/NASA versão 2), ilustrando as cotas dos sistemas laguna-barreira. É possível observar altitudes gradualmente mais baixas nos sistemas mais recentes. As áreas correspondentes à região dos perfis A e B estão delimitadas no mapa da Figura 20.

Na região sul da planície costeira foi realizado um trabalho de nivelamento geométrico junto ao Sistema II, onde o mesmo encontra-se bem preservado (Fig. 20A). O nivelamento teve como base uma Referência de Nível do Instituto

---

Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE – RN1968U) com altitude de 13,6217 m. As estações foram niveladas com uma Estação Total Zeiss, modelo Elta 50R, obtendo-se altitudes para o topo dos depósitos praias entre 8,1 e 9,5 m. Para os *Ophiomorphas*, a altitude máxima obtida foi de 8,3 m.

No mesmo tipo de feição relacionada com depósitos do Sistema III, foram realizadas medidas com um GPS topográfico através do método diferencial. Para os icnofósseis encontrados na região sul da planície costeira, em um afloramento junto à praia atual, obteve-se uma altitude de 3,6 m. No litoral norte, Tomazelli & Dillenburg (2007) obtiveram medidas em dois níveis distintos, em torno de 5,1 e 7,7 m. Em outro afloramento do litoral norte, também relacionado à Barreira III, foi observada a ocorrência destes icnofósseis entre 5 e 7 m de altitude.

O perfil topográfico dos quatro sistemas e as altitudes obtidas junto aos depósitos praias, indica que estes compõem um conjunto de sequências degradacional, ou seja, cada sistema corresponde a uma sequência deposicional de alta frequência. Contudo, em outra escala de observação, onde não houvesse a possibilidade de detalhar o preenchimento e observar as discordâncias existentes entre estes sistemas, os mesmos poderiam ser interpretados como parasequências pertencentes ao trato de sistemas de nível em queda (*falling stage system tract*), relacionado com a última sequência deposicional interpretada por Abreu (1998).

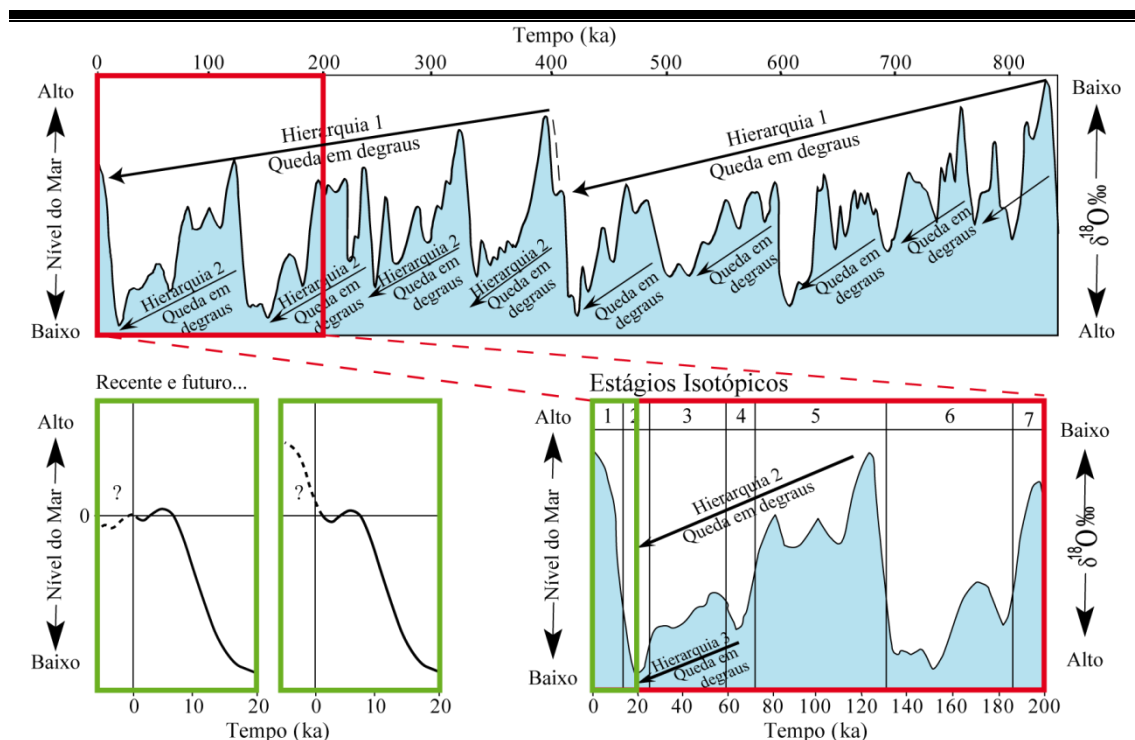
O padrão de empilhamento observado neste conjunto de sequências de alta frequência pode estar sendo controlado por variações eustáticas, como a representada em curvas de isótopos de oxigênio (Fig. 22). Nestas curvas pode-se observar uma tendência geral de queda a partir de aproximadamente 400 ka. Esta tendência é a mesma encontrada no último conjunto de sequências, interpretado na seção sísmica da bacia (Fig. 19), o qual possui um padrão Agradacional-Progradacional-Degradacional (APD<sub>4a</sub>).

Um segundo fator que poderia influenciar o padrão de empilhamento observado é relacionado com movimentações tectônicas. Uma diferença notória da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, quando comparada a outras planícies costeiras do Brasil, é a extensão do registro geológico Quaternário. Enquanto no Rio Grande do Sul o registro costeiro é composto por quatro sistemas deposicionais pertencentes a ciclos distintos, no restante da costa brasileira esse registro limita-se, predominantemente, aos dois ciclos mais recentes, correlacionados aos sistemas laguna-

---

barreira III e IV. Esta ocorrência indica uma diferença em termos de comportamento das bacias marginais brasileiras (Dominguez, 2009).

O predomínio de praias com costões ou falésias ao longo do litoral brasileiro, onde depósitos de idades recentes mais extensos encontram-se limitados a desembocaduras de grandes rios, indicam taxas de subsidência e/ou de influxo sedimentar diferenciados na Bacia de Pelotas. Com uma subsidência menor, menos espaço de acomodação é gerado. Combinado a isto, o soerguimento e dissecação das áreas fonte (Escudo Uruguaio Sul-Rio-Grandense e Bacia do Paraná) disponibilizou grandes volumes de sedimentos, levando à progradação da planície costeira como um todo. Outra possibilidade é a deste soerguimento ter afetado também a planície costeira, elevando a borda da Bacia de Pelotas e posicionando os sistemas mais antigos em cotas mais elevadas. Independentemente do controle, o padrão de empilhamento observado é resultado da combinação entre as variações glacioeustáticas e as movimentações tectônicas com um elevado suprimento sedimentar.



### 3.2.2. Evolução do Sistema IV - registro sedimentar de alta frequência II

A evolução dos ambientes sedimentares do Sistema IV relaciona-se com as modificações do nível do mar ocorridas no último ciclo da curva isotópica do oxigênio. Em um estudo realizado na região conhecida como Banhado do Taim, sul da planície costeira, a evolução e o preenchimento de um vale inciso foram detalhados (Tomazelli *et al.*, 2008a). Nesse trabalho, foram identificadas as principais superfícies chave e os tratos de sistemas, demonstrando o desenvolvimento parcial de uma sequência deposicional de alta frequência.

A história do nível do mar associada a este ciclo é estudada através de métodos distintos e em muitos locais ao longo da costa brasileira. Isto permite relacionar o registro encontrado com oscilações conhecidas através de diferentes *proxies*.

Há aproximadamente 125 ka estima-se que o nível do mar teria alcançado até 7 m acima do atual, sendo posteriormente rebaixado (Tomazelli & Dillenburg, 2007). Esta queda originou a discordância que ocorre na base do Sistema IV (Fig. 23).

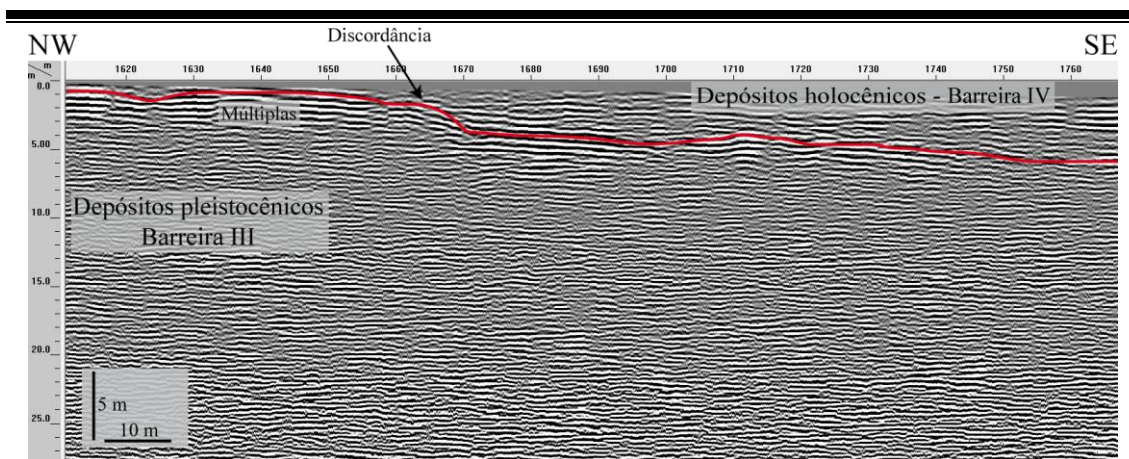


Figura 23. Seção de georradar ilustrando a discordância gerada entre os sistemas III e IV, relacionada ao rebaixamento do nível do mar cujo ápice ocorreu durante o último máximo glacial, há aproximadamente 20 ka.

O ápice desse rebaixamento ocorreu há aproximadamente 20 ka, no último máximo glacial (LGM), quando o nível do mar teria atingido em torno de 120 a 130 m abaixo do atual (Fairbanks, 1989; Corrêa, 1990 e 1995; Peltier & Fairbanks, 2006). A barreira costeira, antes posicionada próximo da atual quebra da plataforma,

---

teria retrogradado em resposta a esta elevação, e os depósitos gerados nesse período comporiam o trato de sistemas transgressivo.

A partir de então uma nova elevação teria se iniciado, ultrapassando o nível atual entre 7,7 e 6,9 ka e atingindo seu máximo há aproximadamente 6 ka (Martin *et al.*, 1979; Angulo & Lessa, 1997). Para o Rio Grande do Sul foram obtidas altitudes entre 2 e 4 m para feições geradas durante este período (Dillenburg *et al.*, 2000). Antes do máximo do nível relativo do mar ter sido atingido, os sistemas costeiros já teriam começado a progradar, caracterizando o início do trato de sistemas de nível alto.

Desde então, as curvas de variação postuladas para a costa brasileira indicam, de uma maneira geral, que o nível do mar estaria em queda até o presente (Angulo & Lessa, 1997; Angulo *et al.*, 2006). Em uma tendência de queda do nível do mar é esperada a regressão forçada da linha de costa, em contexto de trato de sistemas de nível em queda (*falling stage system tract*). Contudo, estudos como os de Dillenburg *et al.* (2000) indicam que, mesmo após 6 ka, a barreira costeira holocênica do Rio Grande do Sul possui segmentos em retrogradação, em progradação e estáveis.

As seções que vêm sendo obtidas com o georradar permitem observar a geometria dos depósitos sedimentares. Estas observações corroboram a presença de setores com diferentes comportamentos na barreira holocênica (Barboza *et al.*, 2011).

Os setores retrogradacionais encontram-se nas projeções costeiras presentes no litoral do Rio Grande do Sul. Esses setores são muitas vezes associados com a presença de grandes campos de dunas. Os campos de dunas estão posicionados no extremo nordeste das projeções, o que é relacionado com a deriva litorânea resultante nesse mesmo sentido (Tomazelli & Villwock, 1992; Toldo Jr. *et al.*, 2004). Alguns autores vinculam a fonte de sedimentos para campos de dunas com a erosão presente nos setores em retrogradação adjacentes (Semeniuk & Meagher, 1981; Dillenburg *et al.*, 2009; Barboza & Rosa, 2012).

Nestes setores há também o registro do afloramento de lamas de origem lagunar e turfa na atual face de praia (Tomazelli *et al.*, 1998; Dillenburg *et al.* 2004). Datações nesses depósitos revelam idades de  $5760 \pm 120$  ka (Travessas, 2003; Travessas *et al.*, 2005),  $4.330 \pm 60$  ka (Tomazelli *et al.*, 1998) e 3,5 ka (Dillenburg *et al.*, 2004), indicando que a barreira estaria em uma posição mais distal, comprovando o processo de retrogradação.

---



A presença de refletores inclinados no sentido do continente em seções de georradar evidencia que a retrogradação ocorre através da erosão na face praial e migração de sedimentos provenientes da barreira para o interior de corpos lagunares, os quais ocorrem em sua retaguarda (Fig. 24A). Essa migração pode ocorrer através de leques de sobrelavagem, por transporte eólico, fluvial e deltaico (Tomazelli, informação verbal, Lima *et al.*, 2012). Ao chegar aos corpos lagunares, os sedimentos são retrabalhados, passando a compor as margens lagunares, que crescem no sentido do continente.

Por estarem abaixo do nível de ação das ondas, essas feições têm uma maior probabilidade de ficarem preservadas durante a transgressão da linha de costa. Dessa forma, a sua identificação tem sido a chave para a detecção da barreira retrogradacional, inclusive nos setores identificados como progradacionais (Silva, 2011, Barboza & Rosa, 2012).

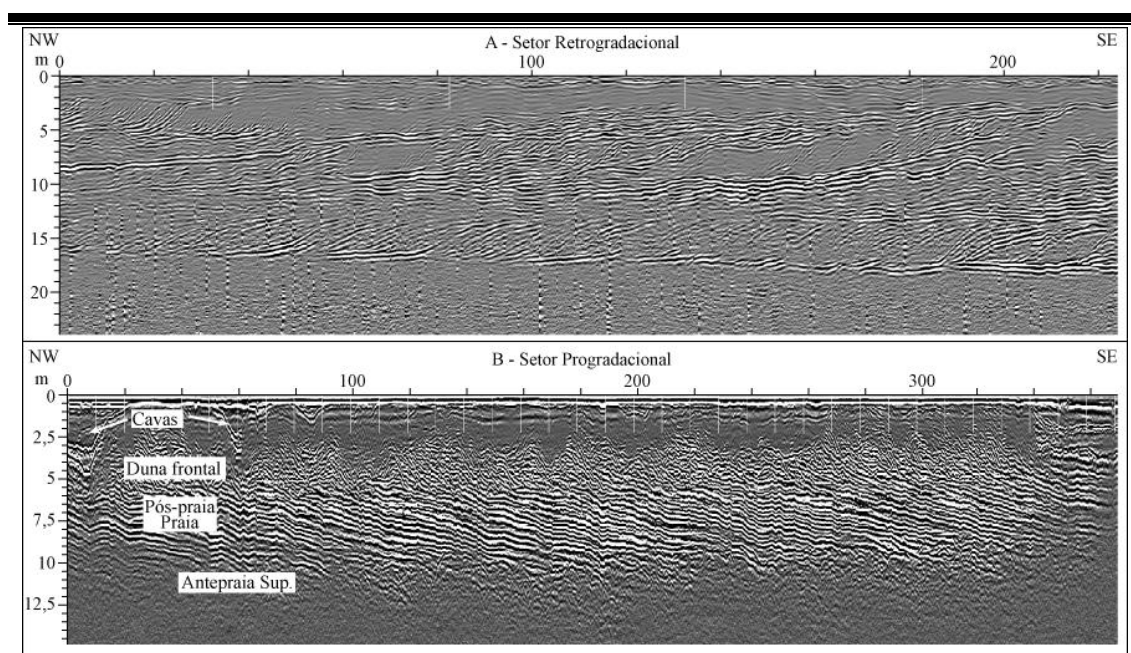


Figura 24. Seções de georradar obtidas em diferentes setores da barreira holocênica do RS (Barboza *et al.*, 2010). Em A) setor retrogradacional onde os refletores inclinados em direção ao continente representam a margem lagunar, a qual evoluiu através do transporte de sedimentos provenientes da erosão da barreira. Em B) exemplo de uma seção junto à cordões litorâneos, evidenciando a progradação no sentido do oceano. Nessas seções, os depósitos referentes à antepraia superior, praia, dunas frontais (cristas aplainadas pela estrada) e cavas podem ser identificados.

A constatação de um comportamento retrogradacional indica que, em alguns setores da costa do Rio Grande do Sul, o máximo transgressivo holocênico pode ser considerado o momento atual ou ainda não ter sido atingido. Assim, mesmo em um

nível de mar mais elevado que o atual, há aproximadamente 6 ka, nesses setores a barreira holocênica estava em uma posição mais distal no sentido do depocentro da bacia (Fig. 25).



Figura 25. Imagens de satélite obtidas através do programa Google Earth, do litoral norte do Rio Grande do Sul com a ilustração do posicionamento da linha de costa relacionada ao máximo eustático e ao máximo transgressivo demonstrando o diacronismo do máximo transgressivo (elaborado, sem precisão, a partir dos trabalhos de Dillenburg *et al.* (2000 e 2009) e Travassas *et al.* (2005).

---

Os setores progracionais, por sua vez, são constituídos por cordões litorâneos (*foredune ridges*), algumas vezes recobertos por fases de desenvolvimento de campos de dunas que avançam sobre a barreira, migrando no sentido do continente (*transgressive dunefields* ou *transgressive dune ridges* conforme definição de Hesp *et al.*, 2005 e Martinho, 2008). Nesses setores, são identificados nas seções de georradar (Fig. 24B) refletores inclinados no sentido do depocentro da bacia (Barboza *et al.*, 2009b, 2010 e 2011; Silva, 2009 e 2011), indicando o crescimento dos sistemas costeiros neste mesmo sentido.

O comportamento não uniforme da barreira holocênica no RS é atualmente explicado segundo dois modelos. De acordo com Dillenburg *et al.* (2009), esse comportamento está associado com o balanço sedimentar, que por sua vez é controlado pela topografia antecedente, pelos tipos de sedimentos disponíveis, por fatores climáticos e oceanográficos. Desta forma, variações positivas ou negativas do nível do mar em taxas muito pequenas, como as indicadas nas curvas de Martin *et al.* (1979) e Angulo & Lessa (1997) para os últimos 6 ka, não controlariam de forma definitiva a arquitetura deposicional resultante.

Por outro lado, Tomazelli & Villwock (1989) sugerem que a erosão observada na barreira holocênica é produto de uma inversão no comportamento do nível do mar. Com o nível do mar em elevação, a arquitetura deposicional resultante dependerá do aporte (Vail *et al.*, 1977; Van Wagoner *et al.*, 1988; Posamentier & Vail, 1988). Assim, setores com grande aporte poderiam progradar, enquanto outros, controlados por uma elevação eustática retrogradariam.

A hipótese de uma elevação recente do nível do mar como causa dos setores atualmente em retrogradação, implica em importantes questões como quando ela teve início e qual a sua escala e magnitude. Caso tenha ocorrido, essa elevação pode representar uma hierarquia de ainda mais alta frequência do que aquela da iniciada em torno de 20 ka atrás. Assim, uma elevação recente do nível do mar estaria inserida, na forma de um degrau, em uma tendência de queda (Fig. 22). Autores como Martin *et al.* (1979), Tomazelli & Villwock (1989) e Tomazelli (1990) já consideraram a ocorrência desse tipo de oscilação após o máximo eustático holocênico, que teria ocorrido há aproximadamente 6 ka.

Independente do controle do comportamento recente da costa do Rio Grande do Sul, através da integração das informações obtidas nos trabalhos previamente

---

---

descritos, é possível concluir que durante o último ciclo glacial uma sequência deposicional foi gerada. Com o nível do mar próximo à borda da plataforma há aproximadamente 20 ka, o registro relacionado ao trato de nível baixo foi depositado nas regiões mais profundas da bacia (plataforma externa, talude, planície abissal), em vales incisos (Tomazelli *et al.*, 2008a) e na forma de paleossolos.

Com a elevação subsequente, teve início a deposição em contexto de trato transgressivo. Os sistemas costeiros retrogradaram até alcançarem, em alguns pontos, uma posição ainda mais continentalizada que a da costa atual (Fig. 25). Em outros setores esse processo continuou até os dias atuais, ou reiniciou como resposta a uma nova elevação do nível do mar em um tempo ainda não determinado.

Com a diminuição da taxa de elevação do nível do mar, antes mesmo do máximo eustático ser alcançado, muitos setores já começaram a progradar (regressão normal), caracterizando o início do trato de nível alto. Com o rebaixamento subsequente, de acordo com a curva de Angulo & Lessa (1997), a progradação teria passado de normal para forçada, constituindo o trato de nível em queda (Fig. 25).

Uma segunda possibilidade é a do máximo de 6 ka não ter sido realmente o máximo eustático desse ciclo. Desta forma, a queda iniciada há 6 ka representaria um degrau em uma tendência maior ainda de elevação (Fig. 22). Um indicativo a favor desta hipótese é o fato de que em muitas costas do mundo um nível de mar acima do atual não foi observado, e a tendência é ainda de elevação.

Do ponto de vista metodológico o estudo dos depósitos relacionados com o Sistema IV demonstra a variabilidade dos fatores que controlam o registro sedimentar, já que nessa escala de análise são constatados diferentes comportamentos dos sistemas deposicionais costeiros em um mesmo tempo e na mesma bacia. Uma futura correlação das parassequências geradas nos setores em retrogradação com as dos setores em progradação presentes na costa atual, caso fossem preservadas no registro, é pouco provável caso não houvesse métodos para datar essas unidades.

No entanto, é importante considerar que o registro analisado na escala em questão representa uma sequência deposicional cujo desenvolvimento é ainda incompleto. Assim, algumas das diferenças identificadas no comportamento da barreira holocênica podem não ficar preservadas no registro, de forma que a variabilidade atualmente observada poderá ser minimizada ao longo da evolução desses sistemas deposicionais. Esta ‘homogeneização’ dos padrões observados no registro poderia

---

---

ocorrer a partir do momento em que os fatores alóctones, como a variação do nível do mar, começassem a exercer um controle maior e definitivo sobre a evolução costeira. Esse controle estaria associado com os momentos em que as taxas de elevação ou queda do nível do mar oscilassem com magnitudes muito superiores às taxas de variação do balanço sedimentar. Desta forma, com um controle externo preponderante, se esperaria uma maior homogeneidade no comportamento da linha de costa.

### ***3.2.3. Variações da linha de costa - registro sedimentar de alta frequência III***

A variabilidade do comportamento da barreira holocênica descrita por Dillenburg *et al.* (2000), para uma escala de séculos e milênios, também se manifesta no comportamento da linha de costa, monitorado por Toldo Jr. *et al.* (1999 e 2005). Dados obtidos através de levantamentos com DGPS junto à linha d'água, no mês de novembro de 1997, 1998, 1999, 2000 e abril de 2002, foram comparados com a linha de costa delimitada através de fotografias aéreas do ano de 1975. Essa comparação evidencia setores em erosão, estáveis e em progradação.

Segundo Toldo Jr. *et al.* (2005), o estudo realizado demonstra que dos 621 km monitorados na costa gaúcha, 442 km estão submetidos a processos erosivos, com taxas que excedem 100 m em 22 anos. As áreas que possuem comportamento deposicional somam 173 km, com progradação de até 40 m nos 22 anos analisados, enquanto em somente 6 km da costa não foram observadas variações.

O comportamento da linha de costa está relacionado com a interação entre as taxas de variação do nível do mar, as taxas e tipos de suprimento sedimentar, a dinâmica de ondas e impactos produzidos por ondas de tempestade (Toldo Jr. *et al.*, 2005). Dados de marégrafos no Uruguai são apresentados no Boletim Informativo Regional N° 12 da OSNLR de autoria de Isla (1997). Este trabalho indica taxas de elevação relativa do nível do mar na ordem de 0,62 mm/ano para Punta Del Este (1901 a 1992) e 0,69 mm/ano para Montevideú (1902 a 1994). Toldo Jr. (1989) também verificou uma elevação de aproximadamente 1 m, no nível da Lagoa dos Patos, para os últimos 300 anos. De acordo com Barboza (1999), escarpas erosivas estão presentes em toda a margem da Lagoa dos Patos e podem ser relacionadas a um nível entre 2 e 3 m acima do atual, ocorrido no máximo do nível relativo do mar há aproximadamente de 6 ka.

---

Além desse fator, a concentração da energia de ondas e os eventos de tempestade são responsáveis pela distribuição do estoque de sedimentos ao longo da costa (Toldo Jr. *et al.*, 2005). A modelagem do balanço de sedimentos em função da deriva litorânea resultante realizada por Toldo Jr. *et al.* (2004), demonstra que a retração observada está associada com setores que possuem altas taxas de transporte. Por outro lado, os setores em progradação estão associados com uma mudança na orientação da linha de costa que promove um ‘engarrafamento’ na deriva litorânea e por consequência a deposição dos sedimentos.

Outras modificações na costa observáveis através de séries históricas em fotografias aéreas (Fig. 26) relacionam-se aos campos de dunas (Ugri, 2004; Tomazelli *et al.*, 2008b; Martinho, 2008).

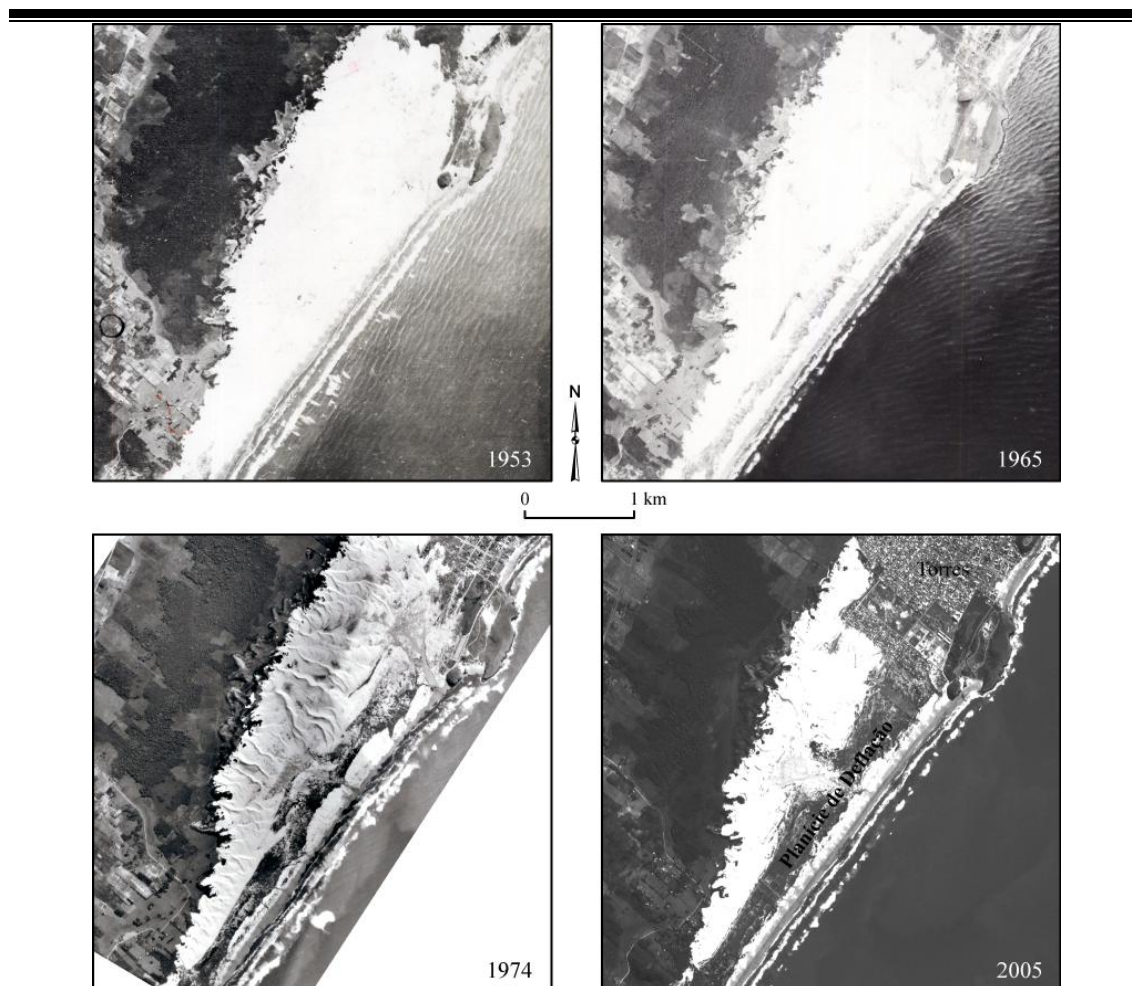


Figura 26. Série histórica de fotografias aéreas (anos de 1953, 1965 e 1974) e imagem orbital (Satélite SPOT 5, banda pancromática, ano 2005) do campo de dunas da Itapeva, norte da planície costeira. Observa-se, com o passar dos anos, uma diminuição na área de dunas livres com o desenvolvimento de uma planície de deflação na porção leste. Além disto, nota-se a expansão da urbanização na porção norte, relacionada à cidade de Torres, diminuindo consideravelmente a área do campo de dunas.

Nos últimos 60 anos verifica-se um incremento na vegetação e na fixação das dunas desses campos. Mudanças climáticas, com um aumento da umidade, poderiam ser responsáveis por tal fenômeno. Essas modificações também poderiam estar relacionadas com uma elevação recente do nível do mar. Esta elevação pode ser a mesma responsável pela erosão verificada, em grande parte da costa, por Toldo Jr. *et al.* (2005).

Análises em frequências ainda mais altas, relacionadas com processos cíclicos e eventos episódicos, poderiam ser realizadas. Estas estariam associadas com modificações na energia das ondas que chegam à costa gerando alterações sazonais do perfil praiial (Esteves *et al.*, 2006). Análises nesse sentido demonstram a variação da linha de costa em uma altíssima frequência, cuja resultante determinará o comportamento observado nas escalas anteriormente descritas.

### **3.3. Proposta de Hierarquização**

A análise dos trabalhos nas diversas escalas evidencia a importância da hierarquização do registro para sua melhor compreensão. Dessa forma, a Tabela 2 resume os principais estudos considerados nos diferentes níveis de detalhamento abordados.

A partir do exposto, é possível sumarizar o conhecimento estratigráfico da Bacia de Pelotas através da hierarquização de seu registro sedimentar (Fig. 27). A proposta apresentada pretende demonstrar a necessidade de hierarquizar para compreender, possibilitando posicionar, em escalas espaciais e temporais definidas, os depósitos presentes na Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

A primeira hierarquia está relacionada com as grandes fases de preenchimento da bacia, divididas em: Rife, Pós-Rife e Drifte (Fig. 17). Essas fases podem ser subdivididas em intervalos Transgressivos, Agradacionais e Regressivos que, de acordo com Abreu *et al.* (2010), englobam quatro Sequências Compostas (Fig. 18).

Cada Sequência Composta pode ser dividida em três Conjuntos de Sequências (Fig. 18). O último Conjunto de Sequências (APD<sub>4</sub>) possui oito Sequências Depositionais que podem ser agrupados em conjuntos (Fig. 19).

---

Tabela 2. Resumo dos principais trabalhos descritos para a Bacia de Pelotas nas diferentes hierarquias consideradas.

Frequência	Intervalo de Tempo Decorrido	Tipos de Dados	Resultados	Principais Referências Citadas
Baixa	130 Ma	Sísmica, Sondagens	Grandes fases de preenchimento e evolução da bacia.	Fontana (1997), Abreu (1998) e Bueno <i>et al.</i> (2007)
Baixa e Média	130 Ma	Sísmica, Sondagens	Quatro sequências compostas, 12 conjuntos de sequências, 56 sequências deposicionais.	Abreu (1998), Neal & Abreu (2009), Abreu (2010)
Alta I	325 ka	Geomorfologia, sensoriamento remoto, afloramentos, sondagens, georradar (raramente com bons resultados)	Quatro sistemas do tipo laguna-barreira (parte de sequências de alta frequência).	Villwock, (1984), Villwock & Tomazelli (1995), Tomazelli & Villwock (2000), Lopes <i>et al.</i> (2009 e 2011)
Alta II	20 ka	Geomorfologia, sensoriamento remoto, afloramentos, sondagens, georradar	Evolução da barreira holocênica (parte da sequência de alta frequência mais jovem).	Tomazelli & Villwock (1989), Dillenburg <i>et al.</i> (2000 e 2009), Tomazelli <i>et al.</i> (2008a) Barboza <i>et al.</i> (2009a,b, 2010, 2011)
Alta III	300, 60 e 22 anos	Geomorfologia, sensoriamento remoto incluindo séries históricas, afloramentos, sondagens, perfis praias, monitoramento da linha de costa (DGPS), maregráficos, climáticos e meteorológicos, etc.	Elevação do nível lagunar (Lagoa dos Patos - 300 anos), aumento da umidade em campos de dunas (60 anos), erosão da linha de costa (22 anos).	Toldo Jr (1989), Toldo Jr. <i>et al.</i> (1999 e 2005), Ugri (2004), Tomazelli <i>et al.</i> (2008b) e Martinho (2008)

A última Sequência Depositional, pertencente ao conjunto APD<sub>4a</sub>, poderia ser dividida em Sequências de Alta Frequência. Quatro dessas sequências são conhecidas e estão, em parte, preservadas na forma de sistemas deposicionais do tipo laguna-barreira na planície costeira (Fig. 20). O padrão de empilhamento desses sistemas, de forma conjunta, indica que os mesmos progradam em cotas cada vez mais baixas. Isto sugere que estas Sequências de Alta Frequência componham um conjunto com padrão degradacional.

A última Sequência de Alta Frequência (Sistema Laguna-Barreira IV) pode ser dividida em tratos de sistemas, os quais são compostos por parassequências. Cada progradação, observada, por exemplo, na forma de cordões litorâneos, representa uma parassequência gerada nos setores que possuem aporte suficiente (Fig. 24).



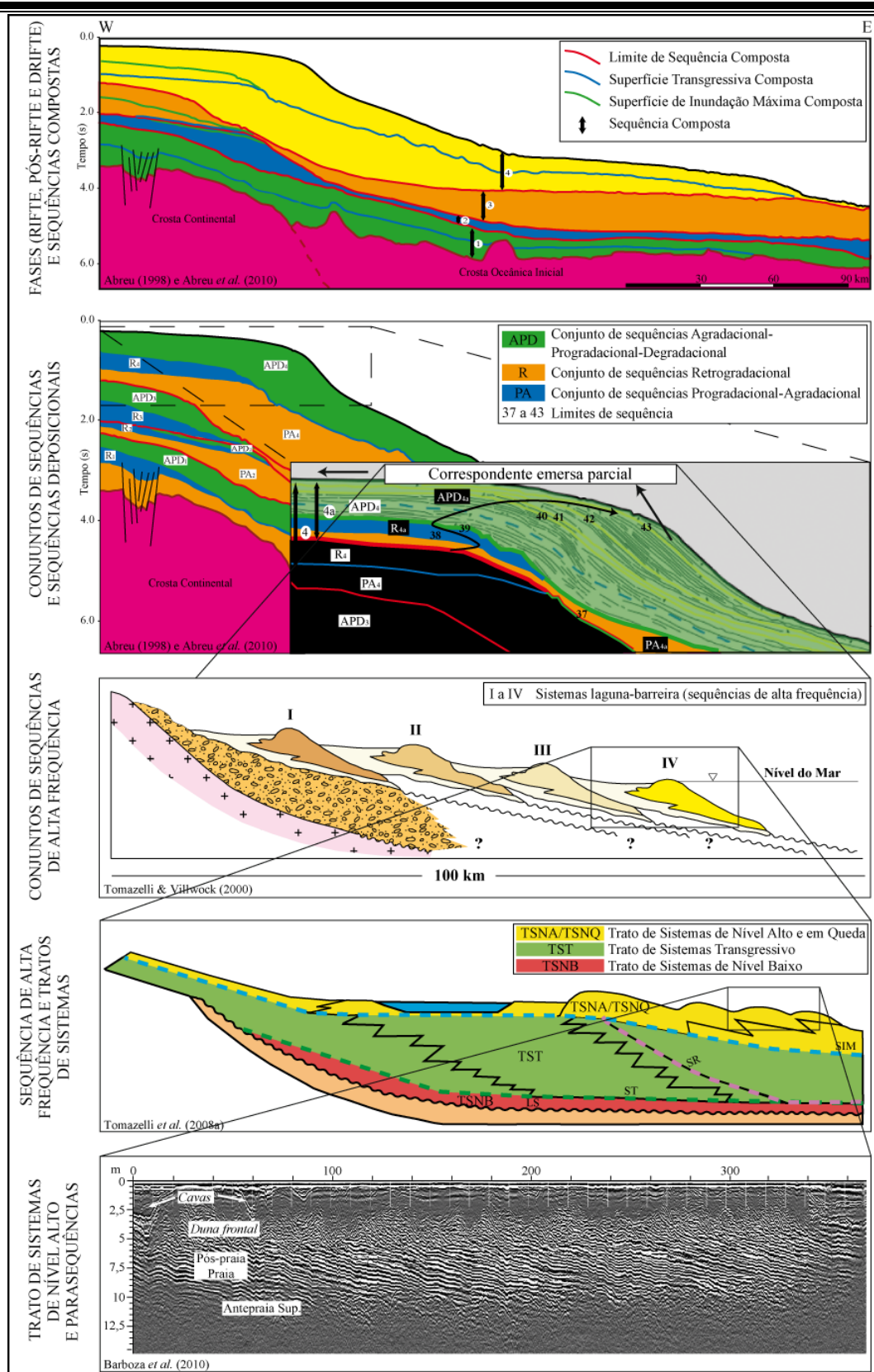


Figura 27. Ilustração da hierarquização proposta para a Bacia de Pelotas, elaborada a partir dos diversos estudos previamente comentados. As linhas de tempo das seções de georradar representam parassequências, sendo que a última linha possível de ser encontrada representaria o momento atual na linha de costa, cujas características variam de acordo com os diferentes setores.

As modificações e a variabilidade do comportamento observado na atual linha de costa seriam responsáveis pela arquitetura e completude das parassequências. Oscilações no nível do mar de mais alta frequência, poderiam ser responsáveis pela geração de parassequências como as propostas por Swift *et al.* (1991), com a presença de erosão em seu limite superior.

A distinção entre as escalas temporais nas quais os fenômenos e processos atuantes na costa estão inseridos é ponto fundamental para o entendimento da evolução costeira. A proposta de hierarquização aqui apresentada baseia-se, em parte, em dados já existentes, como também em hipóteses elaboradas a partir da correlação com esses dados. A aquisição de novos dados que possibilitem observar de forma mais detalhada as características dos depósitos sedimentares em subsuperfície permitiria testar as hipóteses propostas.

O conhecimento mais detalhado do Sistema Laguna-Barreira IV permite inferir que os sistemas mais antigos (I, II e III) possuam aspectos semelhantes quanto a sua evolução e heterogeneidades. O detalhamento dos sistemas pleistocênicos, com relação às suas variações internas, é o principal objeto desta Tese, sendo discutido nos capítulos seguintes.

---

#### 4. MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos empregados neste estudo fazem parte das chamadas geotecnologias (Fig. 28). As geotecnologias referem-se à utilização de instrumentos e técnicas para aquisição, processamento, interpretação e representação de dados espacialmente referenciados.

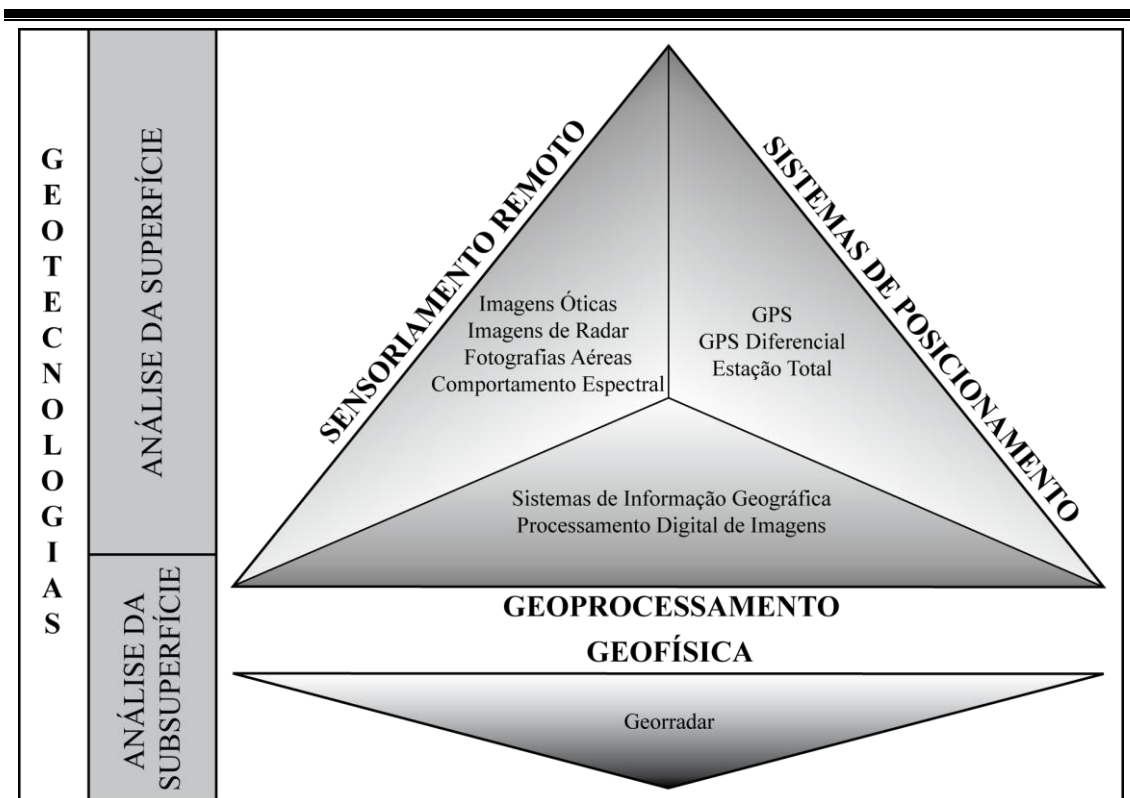


Figura 28. Geotecnologias aplicadas neste estudo para a realização de análises da superfície e da subsuperfície da Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

As geotecnologias relacionam-se, geralmente, às ferramentas aplicadas para o estudo da superfície e atmosfera terrestre, incluindo o sensoriamento remoto, o geoprocessamento e os sistemas de posicionamento. Contudo, métodos envolvidos na aquisição de informações de subsuperfície também podem ser integrados a este conceito.

Neste sentido, foram aplicadas geotecnologias para a obtenção de informações de superfície (sensoriamento remoto, geoprocessamento e sistemas de posicionamento) e de subsuperfície (georradar). Este capítulo consta da descrição dos métodos, seguida pela finalidade e a forma de aplicação dos mesmos no estudo realizado.

#### **4.1. Sensoriamento Remoto**

O sensoriamento remoto representa um conjunto de técnicas e ferramentas que, ao lado do geoprocessamento e dos sistemas de posicionamento global, compõem as chamadas geotecnologias (Fig. 28). O termo sensoriamento remoto refere-se às técnicas destinadas à obtenção de informações sem que haja contato físico com os objetos de estudo.

O desenvolvimento do sensoriamento remoto está intrinsecamente relacionado com a evolução tecnológica. Este desenvolvimento tem início no século XIX com a obtenção das primeiras fotografias pelos franceses Joseph Nicéphore Niépce e Louis Jacques Mandé Daguerre. Posteriormente, o desenvolvimento das fotografias aéreas, muito relacionado com a Primeira e Segunda Guerra Mundial, propiciou que as mesmas fossem intensamente aplicadas para o conhecimento dos recursos terrestres. Outra guerra levou a humanidade a explorar o planeta através de um ponto de observação além dos seus limites. A Guerra Fria e a Corrida Espacial que dela resultou, representaram o início de uma nova era para esta ciência, a Era Espacial. A evolução dos satélites e dos sensores, em conjunto com o desenvolvimento da informática, expandiu as possibilidades de aplicações do sensoriamento remoto, atualmente utilizado com os mais diversos fins.

O fundamento básico desta ciência tecnológica está na obtenção de informações sobre os alvos de forma remota, ou seja, à distância. Esta definição se sobrepõe ao conceito de geofísica. Contudo, enquanto o principal foco do sensoriamento remoto está nos alvos presentes na superfície e na atmosfera terrestre, a Geofísica geralmente se ocupa dos alvos posicionados em subsuperfície. Em ambos os casos, as informações são obtidas por meio de sensores que adquirem e registram uma forma de energia proveniente dos alvos. No caso específico do sensoriamento remoto esta energia é a radiação eletromagnética (REM).

---

Na realidade, existem muitas semelhanças entre o sensoriamento remoto e o método geofísico do georradar, já que ambos têm em comum a utilização da radiação eletromagnética para a obtenção de informações sobre os alvos sem o contato direto. A principal diferença é que no sensoriamento remoto os alvos encontram-se na superfície ou na atmosfera terrestre (ou mesmos submersos), enquanto o georradar auxilia especialmente, na investigação de feições em subsuperfície.

A radiação eletromagnética pode ser explicada através de dois modelos, o ondulatório e o quântico, o que denota a dualidade do seu comportamento. No modelo quântico, ou corpuscular, a REM é concebida como o resultado da emissão de pulsos de energia, enquanto no modelo ondulatório a REM se propaga na forma de ondas compostas, constituídas por um campo elétrico que oscila perpendicularmente a um campo magnético (Novo, 1989). Esta onda se propaga com a velocidade da luz no vácuo, ou seja, a 300.000 km/s.

As ondas que caracterizam a REM podem ser ordenadas de maneira contínua de acordo com o seu comprimento de onda ou frequência. Este ordenamento é denominado espectro eletromagnético (Novo, 1989), no qual são definidas faixas relacionadas com as características da radiação. Essas características estão associadas aos processos físicos relacionados à sua origem e ao tipo de interação entre esta e os alvos, incluindo os processos que ocorrem na atmosfera. Este espectro compreende desde comprimentos de onda curtos, relacionados com altas frequências, até comprimentos de onda longos, que possuem baixas frequências (Fig. 29).

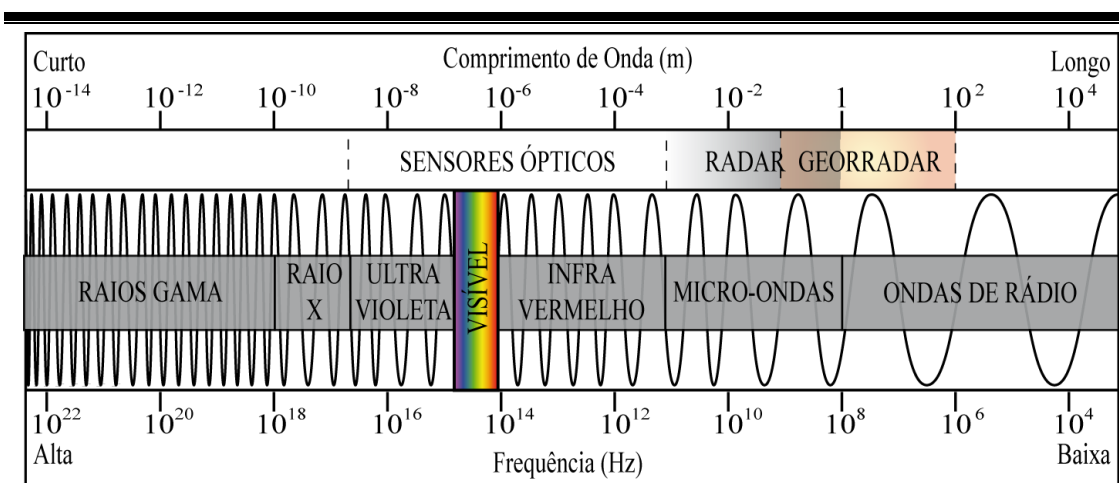


Figura 29. Regiões do espectro eletromagnético, caracterizadas por diferentes comprimentos de onda e frequências (Florenzano, 2007). Foram delimitadas as faixas utilizadas pelos sensores ópticos, equipamentos de radar e georradar.

As características das diferentes faixas do espectro definem a sua aplicação no sensoriamento remoto ou em outras áreas como, por exemplo, a radiação gama e os raios-X na medicina. Para as aplicações no estudo da superfície terrestre é essencial que seja satisfeita a trajetória da REM partindo da sua fonte, encontrando os objetos de estudo, interagindo e sendo refletida pelos mesmos para que possa ser captada por um sensor (Fig. 30A). Os elementos presentes nesta trajetória representam as bases para que seja possível a geração de produtos passíveis de interpretação (Fig. 30B).

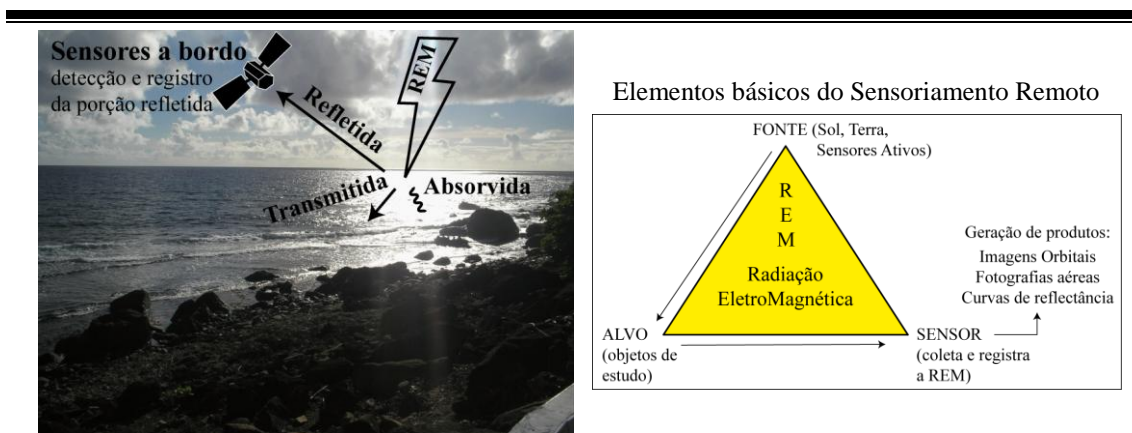


Figura 30. Ilustrações da trajetória da radiação eletromagnética e dos elementos básicos necessários para geração de produtos do sensoriamento remoto.

A velocidade de propagação das ondas eletromagnéticas é diretamente proporcional à frequência e ao comprimento de onda, podendo ser expressa por:

$$c = \lambda \cdot f$$

Onde,

$c$  = velocidade,  $\lambda$  = comprimento de onda e  $f$  = frequência.

A energia relacionada à REM é expressa por:

$$E = h \cdot c / \lambda$$

Onde,

$E$  = energia,  $h$  = constante de Planck,  $c$  = velocidade e  $\lambda$  = comprimento de onda.

Desta forma, o comprimento de onda é inversamente proporcional à frequência e à energia.

Quanto à fonte, qualquer objeto com temperatura acima do zero absoluto emite REM. Contudo para os estudos terrestres algumas faixas do espectro são mais importantes. Isto se relaciona com a trajetória da REM para que possam ser gerados produtos a partir da sua captação pelos sensores (Florenzano, 2007). Assim, as imagens e produtos são obtidos principalmente nas faixas em que a REM é gerada em abundância pelas fontes de energia. A principal fonte é o Sol, que possui um espectro de emissão com alta irradiação nas faixas do ultravioleta, visível e infravermelho próximo. Além da geração, o segundo pré-requisito para que a REM cumpra a sua trajetória é que esta não seja bloqueada pela atmosfera. É por este motivo que as faixas do ultravioleta, do visível, do infravermelho (sensores ópticos) e das micro-ondas (radares), conhecidas como janelas atmosféricas, são as mais exploradas.

Outro ponto essencial é a forma de interação da REM com os alvos (Novo, 1989). Quando chega aos objetos a REM pode ser absorvida, transmitida ou refletida em diferentes proporções em cada comprimento de onda. É devido a essa interação que distinguimos as cores dos objetos. O verde que enxergamos em uma folha deve-se a uma maior proporção na reflexão da REM nos comprimentos de onda que o nosso sistema de visão capta e percebe como verde. Contudo, os sensores a partir dos quais são gerados os produtos do sensoriamento remoto possuem capacidade de detecção além da radiação na faixa do visível e. Portanto, conhecendo o comportamento espectral dos alvos, é possível obter uma série de informações acerca dos objetos de estudo.

Os sistemas de sensores que captam a REM têm a função de coletar e converter essa energia em um sinal de acordo com a sua intensidade. Através do registro deste sinal são gerados os produtos (Moreira, 2011). Diversos são os tipos de sensores existentes. De acordo com o nível de aquisição, os sensores podem ser terrestres, aéreos ou orbitais. De acordo com a fonte de energia os sensores podem ser ativos, quando atuam também como fonte, ou passivos, quando somente coletam a REM originada por uma fonte externa. Com relação ao tipo de sistema, os sensores podem ser imageadores, quando o produto gerado é na forma de imagem, ou não imageadores, quando são obtidos outros produtos como curvas relacionadas ao comportamento espectral dos

---

alvos. Os sistemas imageadores podem ainda ser fotográficos, eletro-ópticos, entre outros.

As imagens orbitais podem ser entendidas como matrizes. Cada sítio da matriz é denominado *pixel* (*picture element*), e pode ser posicionado espacialmente através da coordenação das linhas e das colunas que compõe a matriz. É importante atentar para algumas características das imagens que definirão a sua qualificação em diferentes aplicações (Florenzano, 2007). A resolução de uma imagem pode se referir a quatro características distintas (Fig. 31). A resolução espacial relaciona-se com o tamanho representado por cada *pixel* no terreno. Em uma imagem com resolução espacial de 10 m, os *pixels* representam um espaço de 10 x 10 m, sendo possível distinguir somente feições com dimensões superiores a esta medida. Já uma imagem com resolução de 1 m, permite definir alvos menores, portanto a sua resolução espacial é superior.

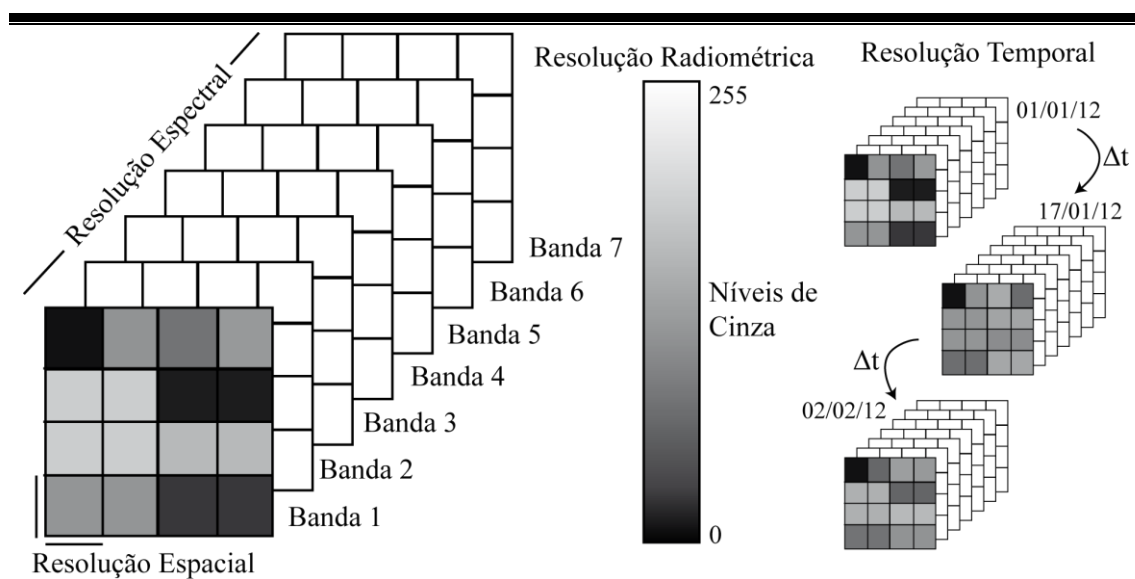


Figura 31. Ilustração das diferentes resoluções que caracterizam as imagens orbitais. A resolução espacial refere-se à menor área representada no terreno, a resolução espectral ao número e largura das faixas do espectro eletromagnético em que são obtidos os dados, a resolução radiométrica à quantidade de níveis em que a informação é digitalizada, e a resolução temporal é determinada pelo intervalo no qual são obtidas imagens em uma mesma área.

A intensidade da REM registrada pelos sensores varia em dependência dos alvos presentes em cada segmento do espaço imageado. Esta intensidade é transformada em um valor, denominado reflectância, a qual será representada por uma variação na tonalidade de cada *pixel*. A gama de valores que pode representar a intensidade da REM obtida para cada *pixel* refere-se à resolução radiométrica da



---

imagem. Geralmente, esta resolução é de 8 bits, que é 2 elevado a oitava potência. Isto significa que sinal pode registrado digitalmente com 256 tonalidades possíveis, geralmente em níveis de cinza ou, no caso de composições coloridas, em tons de vermelho (R - *Red*), verde (G - *Green*) ou azul (B - *Blue*). Para uma imagem de 8 bits representada em tons de cinza, esses níveis variam do preto, ao qual é atribuído o valor de reflectância zero, até o branco, que representa a reflectância máxima com valor de 255. Imagens com mais níveis de cinza (11 bits = 2048 níveis de cinza), possuem maior resolução radiométrica e estão relacionadas com sensores de mais alta sensibilidade na detecção de pequenas variações da REM captada.

Os sistemas de sensores captam a REM oriunda do terreno em diferentes comprimentos de onda. Desta forma, para cada *pixel* serão gerados sinais diferentes relacionados com o comprimento de onda captado. Assim, para cada área da superfície são geradas múltiplas imagens. Esta multiplicidade relaciona-se com a resolução espectral, que é definida pelos comprimentos de onda detectados. Quanto mais estreita a faixa de detecção integrada para gerar cada imagem e quanto mais faixas o sensor puder captar, melhor a resolução espectral.

O último tipo de resolução de uma imagem relaciona-se com o intervalo de tempo em que uma mesma área é levantada. A frequência com a qual é possível obter uma nova imagem de determinado local define a resolução temporal. A resolução temporal, por sua vez, pode se relacionar com o tamanho ou largura da faixa de imageamento. Geralmente, imagens que cobrem grandes áreas possuirão resoluções temporais maiores. Por outro lado, a resolução espacial tende a ser menor.

As imagens obtidas nem sempre se referem somente ao espectro óptico, representando a reflectância oriunda da parte refletida da REM pelos alvos. O valor correspondente a cada *pixel* pode também representar outras grandezas, como é o caso das altitudes nos Modelos Digitais de Elevação do Terreno (MDET). Um projeto no qual foram obtidas, de forma indireta, as altitudes de aproximadamente 80% da superfície do planeta é o *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), um projeto internacional liderado pelas agências espaciais Norte Americanas (NG-IA e NASA).

Nesta missão, um ônibus espacial circundou e levantou a topografia do planeta utilizando um sistema de radar de abertura sintética em fevereiro do ano 2000. Esse levantamento teve como base o método da interferometria que, em última instância, é uma forma de obter as altitudes através da estereoscopia gerada por dois

---

---

sinais obtidos através de pontos de observação distintos de uma mesma porção da superfície terrestre (Rabus *et al.*, 2003).

#### **4.1.1. Aplicação**

A aplicação do sensoriamento remoto teve como finalidade a caracterização, interpretação e classificação geológica e geomorfológica das barreiras pleistocênicas e holocênica presentes na planície costeira.

A multiplicidade de sistemas de sensores e o grande desenvolvimento que o sensoriamento remoto teve nas últimas décadas, leva a grande variedade de produtos, os quais possuirão características e por consequência aplicações distintas. Dentre a gama de produtos disponível, foram selecionadas imagens ópticas do satélite Landsat 7, sensor ETM+, nas bandas 1, 2, 3, 4, 5, 7 e 8, correspondentes ao espectro do visível e infravermelho (Tab. 3). As bandas 1, 2 e 3 correspondem, respectivamente, aos comprimentos de onda do azul, verde e vermelho. As bandas 4, 5 e 7 estão na faixa do infravermelho enquanto a 8 é pancromática, englobando o espectro das bandas 1, 2, 3 e 4. Apesar de englobar uma ampla faixa de comprimentos de onda, a banda pancromática possui como vantagem uma resolução espacial de 14,5 m, enquanto nas demais bandas esta resolução é de 28 m.

A resolução temporal das imagens do Landsat 7 é de 16 dias, contudo, devido aos objetivos do trabalho, foram selecionados conjuntos de imagens com uma única data (anos de 1999 e 2000). Cada cena possui 185 km<sup>2</sup> e a resolução radiométrica dessas imagens é de 8 bits, ou seja, a variação máxima possível é 256 níveis.

A escolha de imagens do satélite Landsat 7 relaciona-se com a possibilidade de obtenção destas de forma gratuita, com a multiplicidade de bandas possibilitando uma série de processamentos, além da cobertura global da área de estudo. Estas imagens foram obtidas através de uma interface de dados na *internet* (*Earth Science Data Interface - ESDI*), disponibilizada pela Universidade de Maryland (<http://glcfapp.glcf.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>).

Além das imagens do Landsat 7, em um setor do litoral norte, imagens do satélite SPOT 5 também foram empregadas. Uma composição colorida com as bandas do verde, vermelho e infravermelho próximo, com resolução espacial de 10 m, além de

---

---

uma imagem pancromática com resolução espacial de 2,5 m constavam no acervo do Grupo de Sismoestratigrafia da UFRGS e foram cedidas para o trabalho.

Foi utilizada também uma composição colorida em fusão com a banda pancromática do satélite Quickbird, com cobertura da área do campo de dunas de Cidreira, localizado a sul da cidade de Tramandaí, no litoral norte.

Devido à alta resolução espacial de muitas das imagens disponibilizadas pelo aplicativo Google Earth<sup>®</sup>, estas foram empregadas nas áreas onde não havia outras imagens além das do satélite Landsat 7. As imagens são disponibilizadas no Google Earth<sup>®</sup> na forma de um mosaico de composições coloridas em cor verdadeira, ou seja, utilizando as bandas do espectro visível, de forma que o resultado é o mais semelhante às cores que percebemos naturalmente. Essas imagens são oriundas de aquisições em datas aleatórias por satélites e sensores diversos. Muitas possuem excelente resolução espacial, permitindo a observação de feições de pequenas dimensões. Contudo, a resolução espectral disponível é limitada e o posicionamento espacial das imagens nem sempre é acurado, sendo pertinentes algumas ressalvas quando da utilização destas imagens para posicionamento.

Também foram empregadas imagens do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) contendo a topografia da área de estudo. Essas imagens foram utilizadas na análise geomorfológica, através da elaboração de perfis topográficos, como base altimétrica para visualizações tridimensionais das imagens de satélite através do módulo ArcScene<sup>®</sup> do programa ArcGIS<sup>®</sup>, e na geração de produtos derivados, como mapas de declividade.

As imagens foram obtidas de forma gratuita a partir do site do Serviço Geológico dos Estados Unidos (<http://dds.cr.usgs.gov/SRTM/>). Foram selecionados os arquivos da segunda versão de processamento, onde a qualidade das imagens foi melhorada especialmente na proximidade e em corpos d'água. Estas imagens foram adquiridas na faixa de frequências de micro-ondas, na banda C do radar, a partir da qual foram gerados os produtos com a cobertura global. Cada cena cobre 1° por 1°, representando aproximadamente 111 km<sup>2</sup>, com uma resolução espacial de 90 m.

Alguns cuidados na aplicação deste tipo de produto devem ser observados. Devido à faixa da radiação utilizada não atravessar as copas de árvores ou construções, a imagem resultante nem sempre representa a superfície do terreno. Outro cuidado é relacionado à resolução espacial, que representa uma área de 90 m<sup>2</sup>, na qual

---

as variações da topografia são integradas e resultam em uma medida única. A acurácia vertical estimada é de 16 m para 90% dos dados (Rabus *et al.*, 2003), contudo análises realizadas demonstram que esta é geralmente bastante superior, com média de 6,2 m para a América do Sul (Rodriguez *et al.*, 2005; Zaloti Jr. *et al.*, 2007).

Tabela 3. Características das imagens orbitais empregadas contendo as diferentes resoluções, dimensões de cada cena e o tipo de dado contido.

\*Resolução espacial da Banda 6 do satélite Landsat 7 = 60 m. Não utilizada neste estudo.

SATÉLITE	LANDSAT 7 ETM +	SPOT 5	QUICKBIRD	GOOGLE EARTH	SRTM
RESOLUÇÃO ESPECTRAL	B1 (0,45 - 0,52 $\mu\text{m}$ ) B2 (0,53 - 0,61 $\mu\text{m}$ ) B3 (0,63 - 0,69 $\mu\text{m}$ ) B4 (0,78 - 0,90 $\mu\text{m}$ ) B5 (1,55 - 1,75 $\mu\text{m}$ ) B6* (10,4 - 12,5 $\mu\text{m}$ ) B7 (2,09 - 2,35 $\mu\text{m}$ ) B8 (0,52 - 0,90 $\mu\text{m}$ )	VERDE (0,50 - 0,59 $\mu\text{m}$ ) VERMELHO (0,61 - 0,68 $\mu\text{m}$ ) INFRAVERMELHO (0,78 - 0,89 $\mu\text{m}$ ) PAN (0,48 - 0,71 $\mu\text{m}$ )	AZUL (0,45 - 0,52 $\mu\text{m}$ ) VERDE (0,52 - 0,60 $\mu\text{m}$ ) VERMELHO (0,63 - 0,69 $\mu\text{m}$ ) INFRAVERMELHO (0,76 - 0,90 $\mu\text{m}$ ) PAN (0,44 - 0,90 $\mu\text{m}$ )	Composições coloridas (RGB) a partir de imagens oriundas de satélites e sensores diversos.	BANDA C (5,8 cm)  BANDA X (3,1 cm)
RESOLUÇÃO ESPACIAL	B1 - B7 (MULTI) = 28 m B8 (PAN) = 14,5m	MULTI = 10 m PAN = 5 e 2,5 m	MULTI = 2,5 m PAN = 0,6 m	Variável, mas em geral muito boas.	Aprox. 30 a 90 m
RESOLUÇÃO RADIOMÉTRICA	8 BITS (256 NÍVEIS)	8 BITS (256 NÍVEIS)	11 BITS (2048 NÍVEIS)	8 BITS por banda da composição	-
RESOLUÇÃO TEMPORAL	16 dias	2 a 3 dias	1 a 3,5 dias	Indefinida Dependente da atualização	Passagem única Fev/2000
TAM. CENA	185 km <sup>2</sup>	60 km <sup>2</sup>	16,5 km <sup>2</sup>	Variável Mosaicos de imagens	111 km <sup>2</sup>
DADO	REFLECTÂNCIA	REFLECTÂNCIA	REFLECTÂNCIA	REFLECTÂNCIA	ALTITUDE

Um teste comparando dados do SRTM com dados obtidos através de um GPS topográfico pelo método diferencial (DGPS) foi realizado através da geração de perfis topográficos, elaborados no módulo ArcMap<sup>®</sup> do programa ArcGIS<sup>®</sup>. Em termos quantitativos, as altitudes obtidas a partir do SRTM são geralmente mais elevadas que as do DGPS. Além disto, uma rugosidade, com maiores amplitudes altimétricas, também é observada nos dados do SRTM. Isto se deve a influência da vegetação neste modelo, com a representação da copa de árvores, e à resolução espacial deste dado, inferior a do DGPS. Contudo, qualitativamente os dados são bastante similares, com a reprodução das principais feições morfológicas (Fig. 32). Isto significa que para observações geomorfológicas regionais o SRTM reproduz as principais feições, podendo ser utilizado desde que se atente às suas limitações.

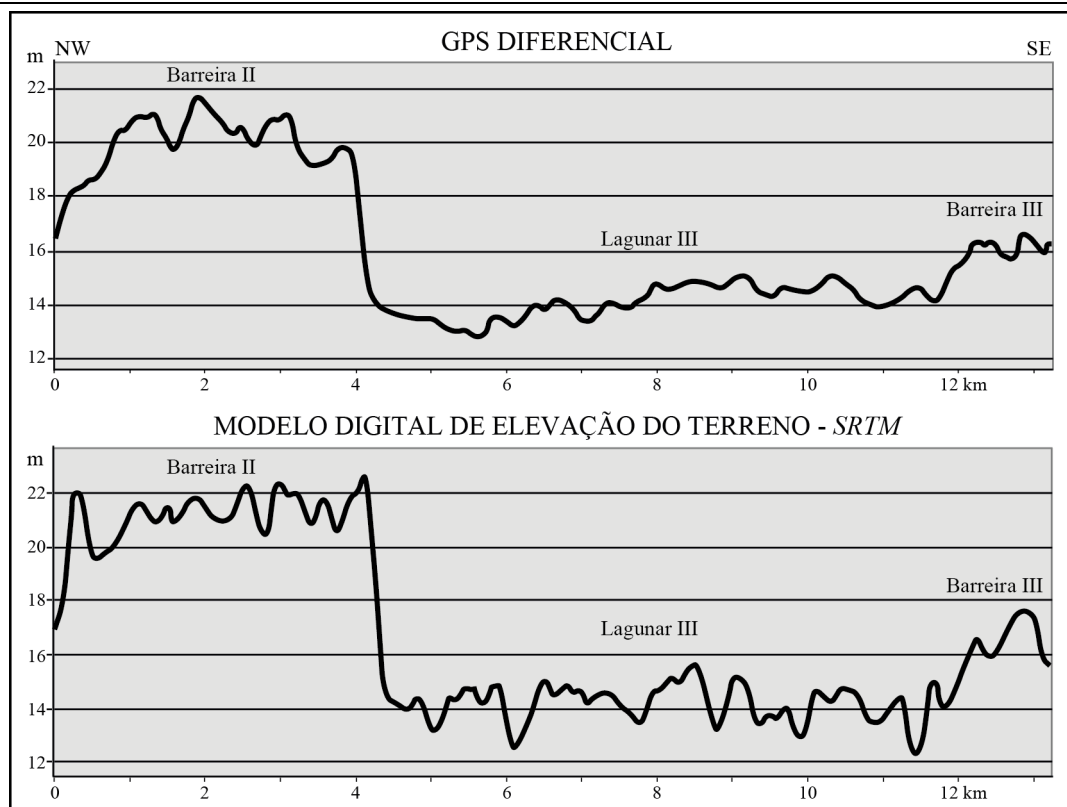


Figura 32. Ilustração de um dos perfis topográficos elaborados para a comparação entre os dados do modelo digital de elevação do terreno, obtido a partir do SRTM, com dados de levantamentos com GPS pelo método diferencial. Os dados de GPS foram corrigidos por pós-processamento através de uma base do IBGE.

Os dados de sensoriamento remoto foram organizados, processados, e analisados de maneira integrada através das ferramentas do geoprocessamento, as quais serão descritas a seguir.

## 4.2. Geoprocessamento

O desenvolvimento tecnológico associado à informática tornou possível armazenar, representar e manipular em ambientes computacionais informações relativas à distribuição geográfica de fenômenos e características terrestres. Nesse contexto, o termo geoprocessamento refere-se ao emprego de técnicas matemáticas e computacionais que possibilitam, através dos Sistemas de Informação Geográfica (SIG), a realização de análises complexas e a integração de dados de diversas origens (Câmara *et al.*, 2012).

Um SIG pode ser definido como um conjunto de procedimentos e ferramentas utilizados para coletar, armazenar, recuperar, transformar, modelar e

visualizar dados georreferenciados, topologicamente estruturados associados ou não a um banco de dados alfanumérico (Burrough, 1986; Aronoff, 1989). Esses dados possuem como propriedade fundamental o georreferenciamento, ou seja, podem ser posicionados espacialmente.

Os primeiros SIG surgiram na década de 1960, no Canadá. Contudo, somente a partir da década de 1980 com os avanços da microinformática e do estabelecimento de centros de pesquisa como o norte americano *National Centre for Geographical Information and Analysis* (NCGIA), que o geoprocessamento começa a se estabelecer (Câmara *et al.*, 2001). Desde então, a popularização e o aumento da capacidade dos computadores, aliados à incorporação de muitas funções de análises espaciais têm estimulado a aplicação dessas ferramentas por profissionais de diversas áreas.

A estrutura de um SIG envolve o computador (*hardware*), os programas computacionais (*software*), os dados, os métodos e os recursos humanos. De acordo com Câmara & Queiroz (2001), os componentes de um SIG englobam a interface com o usuário, a entrada e integração de dados, as funções de processamento gráfico e de imagens, a visualização e plotagem e, por fim, o armazenamento e recuperação de dados. Esses elementos compõem a arquitetura dos SIG e se relacionam de forma hierárquica (Fig. 33).

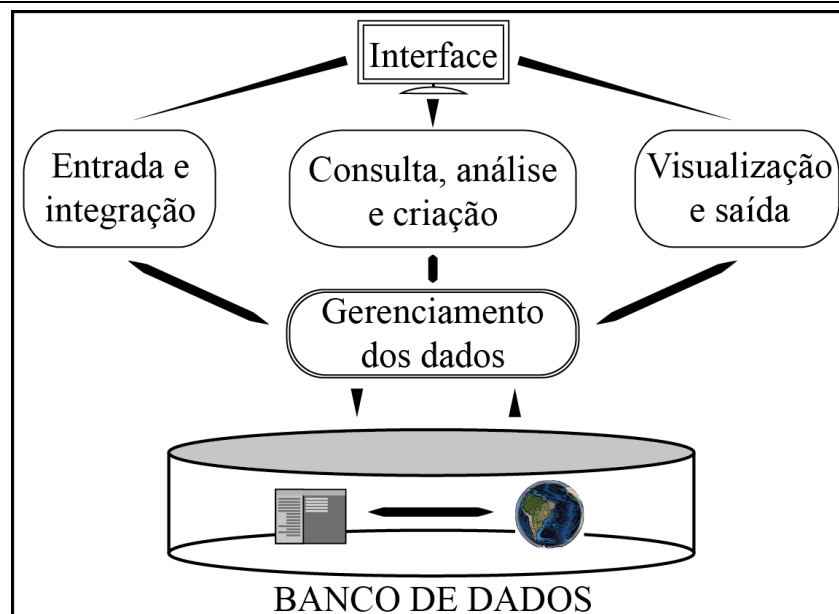


Figura 33. Arquitetura de um Sistema de Informações Geográficas composta pela interface com o usuário, pelo banco de dados e pelos procedimentos relacionados à entrada, manipulação e saída das informações (Câmara & Queiroz, 2001).

Trabalhar com informações geográficas significa representar dados espacialmente referenciados através do uso de computadores. Neste sentido, uma das funções do geoprocessamento é a de traduzir a informação a partir do mundo real, o que implica na sua simplificação. Neste processo é aplicado o ‘paradigma dos quatro universos’ (Gomes & Velho, 1995) que, segundo Câmara *et al.* (2001), é caracterizado da seguinte forma:

- Universo do Mundo Real: são os fenômenos a serem representados, como tipos de solos, dados geofísicos, topográficos, etc.
  - Universo Conceitual: é o modelo matemático dos fenômenos a serem representados, podendo se distinguir as grandes classes formais de dados geográficos (dados contínuos ou objetos individualizáveis), e especializa-las na forma de dados temáticos, modelos numéricos do terreno, dados de sensoriamento remoto, etc.
  - Universo de Representação: onde as entidades formais definidas matematicamente serão associadas a representações geométricas. Esta associação pode variar de acordo com a escala do trabalho e com a projeção cartográfica empregada. Neste ponto distingue-se entre duas formas possíveis de representação: matricial ou vetorial. A representação matricial considera o espaço de forma contínua, onde cada célula da matriz (*pixel*) está associada a uma porção do terreno. A cada célula é atribuído um valor ou um código, que permite classificar a área quanto ao fenômeno representado. Imagens orbitais são exemplos de representação matricial. Na representação vetorial a localização e aparência gráfica de cada objeto são representadas por um ou mais pares de coordenadas. Neste processo qualquer elemento é reduzido a uma das três formas básicas: pontos, linhas ou polígonos. A essas feições podem ser atribuídas diversas características, armazenadas e associadas a cada elemento através de um banco de dados. Bases cartográficas contendo a rede viária, drenagens, curvas de nível e pontos cotados, é um exemplo de representação vetorial.
  - Universo da Implementação: onde ocorre a codificação e o modelo é implementado através de linguagens de programação, selecionando-se os algoritmos com base no desempenho, capacidade do equipamento, quantidade de dados, etc.
-

Dentre as ferramentas disponibilizadas pelo geoprocessamento, encontram-se as técnicas de Processamento Digital de Imagens (PDI). Estas técnicas tem por finalidade a melhora do aspecto dos alvos de interesse para a posterior interpretação visual ou o preparo das imagens, incluindo procedimentos como classificações e interpretações automáticas. O PDI pode ser dividido em pré-processamento, realce e classificação (Queiroz, 2003).

O pré-processamento relaciona-se com o processamento inicial dos dados brutos, envolvendo a calibração radiométrica da imagem, a correção de distorções geométricas e a remoção de ruídos. As distorções radiométricas estão associadas a variações na iluminação da cena, a condições atmosféricas, a geometria da aquisição e as características das respostas dos instrumentos utilizados. O objetivo dessas correções é a obtenção de imagens com integridade radiométrica, permitindo a geração de mosaicos com imagens registradas em instantes de tempo distintos e possibilitando o estudo dos alvos a partir de variações na reflectância observada. Para tanto, são realizados procedimentos como a correção do ângulo solar, correção da distância Terra – Sol e correções atmosféricas. As correções geométricas incluem a retificação e restauração da imagem, com a finalidade de eliminar distorções e degradações oriundas do processo de aquisição. Estas são geradas por diversos fatores como variações na altitude, atitude e velocidade da plataforma onde está posicionado o sensor, à curvatura e a rotação da Terra. Os ruídos são distúrbios presentes nas imagens devido a limitações do registro, da digitalização do sinal ou do processo de gravação dos dados. Estes podem ser sistemáticos, aleatórios ou combinados.

O realce tem por objetivo intensificar a distinção aparente entre as feições presentes na cena, já que o olho humano não consegue diferenciar pequenas variações espectrais. Para tanto, podem ser realizadas manipulações no contraste, nas entidades espaciais e manipulações multi-imagens. As operações podem ser pontuais, quando se modifica o valor do *pixel* de forma independente, ou globais, quando se altera o valor do *pixel* em função dos valores vizinhos. Estas operações podem ser aplicadas a cada banda ou em várias bandas e o resultado pode ser na forma de imagens em níveis de cinza ou em cores. Como exemplo, uma variação no contraste da imagem permite que o histograma de frequência relacionado aos níveis de cinza presentes na imagem seja expandido, levando a uma maior distribuição nas tonalidades presentes na cena o que auxilia na discriminação dos alvos (Fig. 34).

---



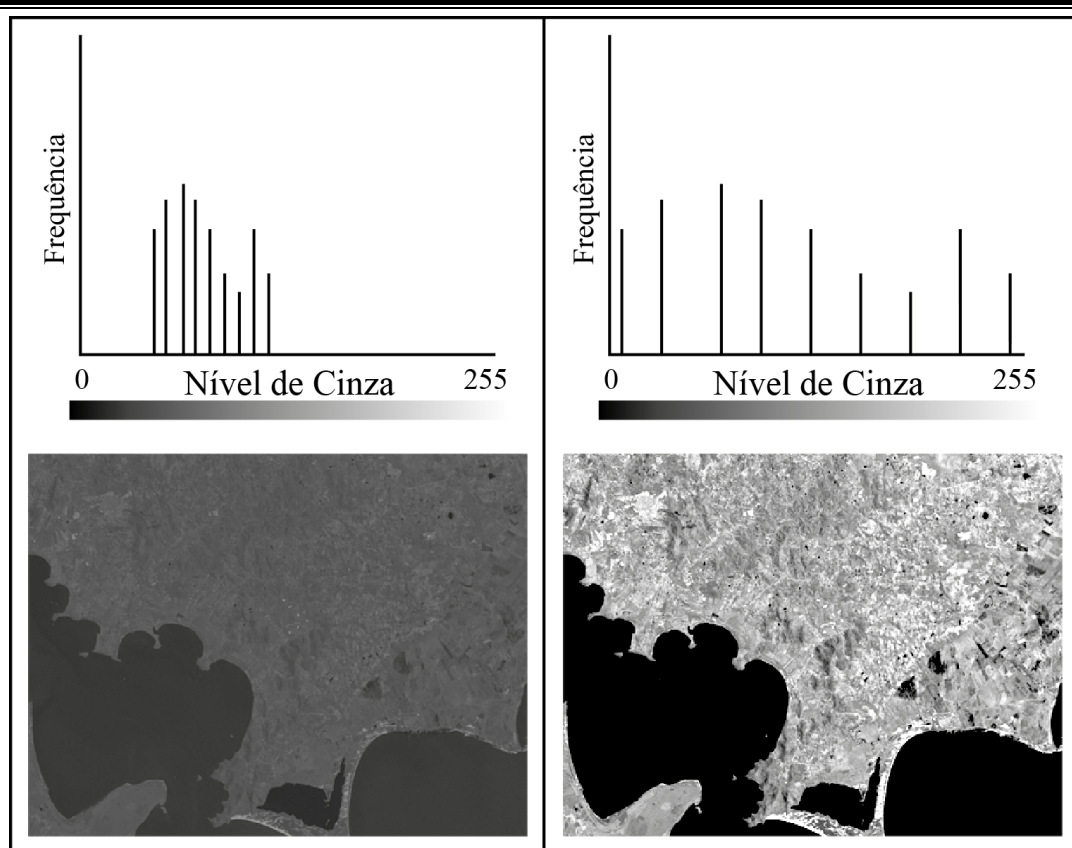


Figura 34. Ilustração do realce da imagem pela modificação do contraste a partir da redistribuição dos níveis de cinza.

Por fim, a classificação refere-se à atribuição de classes para as feições, agrupando os *pixels* e atribuindo uma interpretação ou significação. Esse procedimento é realizado através do reconhecimento de padrões espectrais, com atributos como a tonalidade ou cor; através de padrões espaciais, utilizando elementos como textura, dimensões, geometria, contexto e repetição; ou ainda através do reconhecimento de padrões temporais, com a utilização de dados multi-temporais, observando variações espaciais e espectrais ao longo do tempo. A classificação pode ser realizada através da interpretação visual das imagens ou de forma automatizada, com ou sem a supervisão do analista. Na classificação supervisionada é realizada uma análise visual preliminar, selecionando ‘áreas de treinamento’, que servirão de base para a classificação automática.

Independentemente dos procedimentos empregados, o princípio da Verdade Terrestre determina que a interpretação realizada através das ferramentas do sensoriamento remoto e do geoprocessamento deve ser calibrada e cruzada com a realidade. Portanto, é essencial aferir a classificação com observações em campo.

### 4.2.1. Aplicação

As ferramentas de geoprocessamento foram aplicadas com duas finalidades distintas. A primeira foi a de organizar e integrar as informações através da elaboração de um banco de dados em um Sistema de Informação Geográfica (SIG). A segunda foi o processamento e a interpretação dos dados de sensoriamento remoto.

Os dados pré-existentes foram organizados categoricamente em pastas. Estas pastas, gerenciadas através do sistema operacional Windows (Fig. 35), contêm mapas geológicos, bases cartográficas, dados de levantamentos com GPS, imagens de satélite, modelo digital de elevação do terreno, entre outras informações.

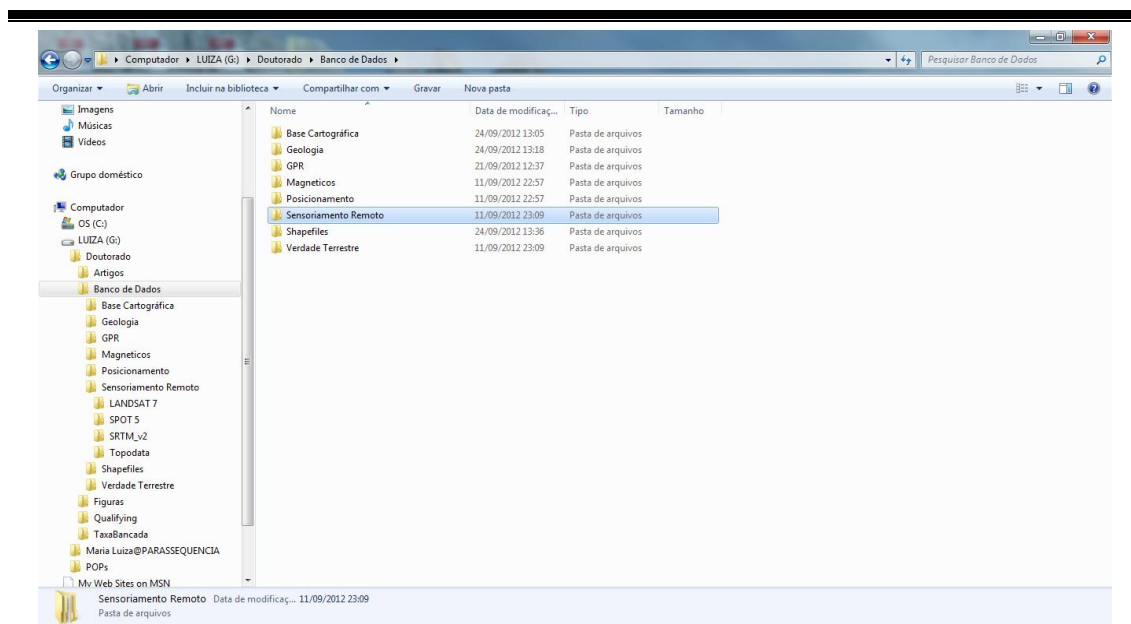


Figura 35. Organização do banco de dados no computador.

Para a elaboração do banco de dados em SIG, foi utilizado o programa ArcGIS<sup>®</sup>. No módulo ArcMap<sup>®</sup> foi criado o projeto, iniciando com a definição da projeção cartográfica, do tipo de coordenadas e do sistema geodésico de referência. Foi utilizada a projeção Universal Transversa de Mercator (UTM), no fuso 22 sul, correspondente à área de estudo, e o sistema de referência geocêntrico WGS-84 (*World Geodetic System*). O WGS-84 foi selecionado por corresponder ao sistema de referência das efemérides operacionais do sistema de posicionamento global (GPS) e por ser, ao nível de precisão de 1 cm, essencialmente idêntico ao SIRGAS2000 (Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas), que é o sistema de referência oficial adotado

no Brasil (Gripp Jr., 2009). Algumas informações pré-existent estavam em sistemas de projeção e/ou de referência distintos. Por este motivo, o primeiro procedimento constou da uniformização dessas definições para todo o banco de dados. Posteriormente, os dados foram adicionados e organizados no projeto de acordo com as suas categorias (Fig. 36).

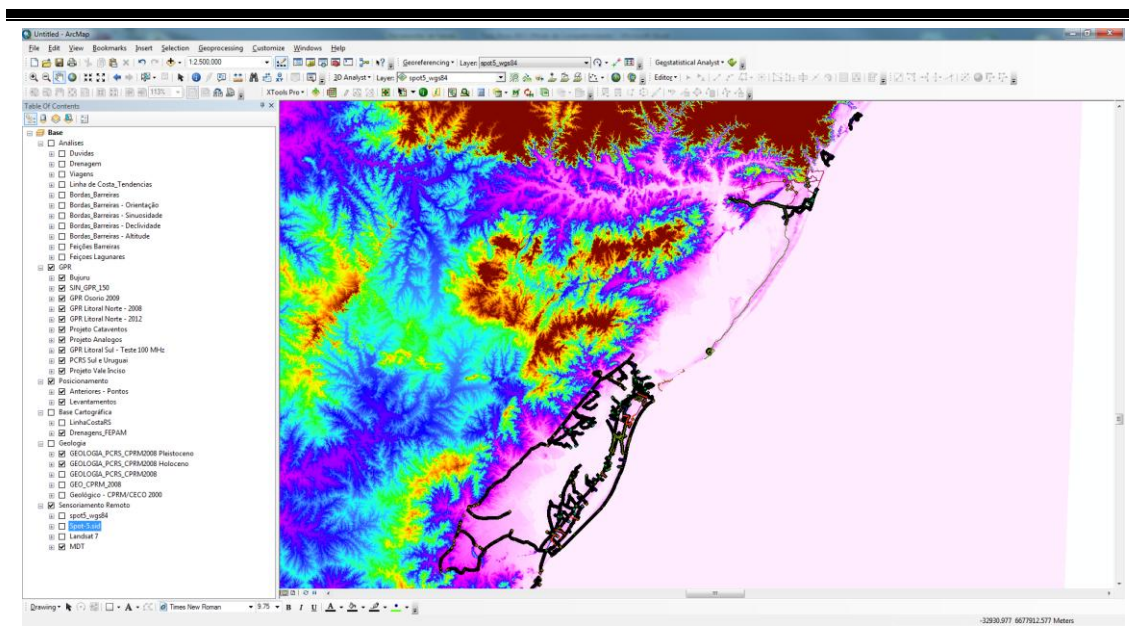


Figura 36. Projeto em SIG elaborado no programa ArcGIS®, ilustrando o módulo ArcMap® onde os dados foram integrados e analisados.

Com o desenvolvimento do trabalho e o levantamento de dados em campo, o banco de dados foi alimentado e o projeto atualizado, incluindo-se as novas aquisições. A partir da integração dos dados foram elaborados produtos como perfis topográficos, para a comparação do modelo digital de elevação do terreno do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) com os levantamentos em campo, obtidos por meio de GPS.

A segunda finalidade do geoprocessamento foi relacionada à utilização dos dados de sensoriamento remoto. Com os dados do SRTM foi elaborado um mosaico com a topografia desde o Uruguai até Santa Catarina. A partir deste mosaico foram gerados produtos que forneceram parâmetros para descrever morfologicamente as unidades geológicas. Mapas de declividade (*slope*), de orientação das vertentes (*aspect*) e composições coloridas dos dados morfométricos, são derivados do processamento desse mosaico.

As imagens do satélite Landsat 7 já foram obtidas com certo nível de processamento, incluindo correções geométricas e ortorretificação. Os arquivos das imagens pré-processadas continham os dados relacionados a cada banda de forma separada. As imagens foram integradas, resultando em um arquivo multiespectral, contendo todas as bandas à exceção da pancromática. Esse procedimento foi realizado no programa Envi<sup>®</sup>. Em seguida foi realizada uma correção atmosférica, a fim de eliminar possíveis interferências causadas pelo espalhamento da radiação eletromagnética durante o seu percurso pela atmosfera. Essa interferência é mais expressiva nos menores comprimentos de onda, afetando principalmente a banda relacionada ao azul.

As imagens corrigidas foram então carregadas no projeto, no módulo ArcMap<sup>®</sup>. O posicionamento das imagens foi verificado, utilizando para tanto dados obtidos com GPS. Através de pontos de controle localizados em cruzamentos de rodovias, que são bastante visíveis, foi realizado um ajuste no georreferenciamento das imagens, resultando em uma melhora no posicionamento.

Com as imagens georreferenciadas foram realizados testes de composições coloridas, buscando destacar as feições geológicas. As composições coloridas também foram analisadas de forma fusionada à banda pancromática, procedimento que agrega as vantagens das imagens multiespectrais com a resolução espacial da imagem pancromática.

Como forma de observar feições de menores dimensões, em alguns setores da área de estudo foram adicionadas imagens obtidas através do aplicativo Google Earth<sup>®</sup>. Essas imagens foram salvas quadro a quadro e georreferenciadas a partir de pontos de controle obtidos a partir dos dados de GPS.

As imagens ópticas foram analisadas a partir dos elementos da interpretação visual de imagens (forma, dimensões, tonalidade, cor, textura, padrão, contexto, etc.), passando pelas fases de leitura, análise e finalizando com a interpretação geológica das imagens.

Através do cruzamento das informações foi realizada uma verificação das unidades do mapeamento geológico pré-existente. O cruzamento de imagens de satélite com o modelo digital de elevação do terreno permitiu a observação de feições não identificadas até então. Essas observações levaram a proposta de alteração do mapeamento geológico em dois setores da planície costeira.

---

As imagens orbitais, o modelo digital do terreno, as medições e observações em campo foram as bases para a caracterização geomorfológica das unidades estudadas. Essa primeira caracterização refere-se ao registro de superfície que foi posteriormente comparado com os dados de subsuperfície adquiridos com o georradar.

### **4.3. Sistemas de Posicionamento**

Um requisito fundamental para a aplicação de Sistemas de Informação Geográfica (SIG) refere-se à necessidade dos dados utilizados possuírem informações que possibilitem o seu georreferenciamento. Por este motivo, ao se trabalhar com este tipo de ferramenta é essencial observar algumas características relacionadas ao posicionamento da informação. A definição do sistema geodésico de referência, da projeção cartográfica e do tipo de coordenadas a serem empregados em sintonia com o método de aquisição, com a escala e com os objetivos do trabalho são pontos fundamentais na realização dos projetos.

A determinação das posições pode ser realizada por diversos métodos, com o emprego de instrumentos ou sistemas de instrumentos distintos. O referencial utilizado caracteriza o tipo de posicionamento que pode ser absoluto, quando as coordenadas estão relacionadas a um sistema de referência orientado com relação à Terra, ou relativo, quando é considerado um sistema de referência arbitrário, orientado localmente (Monico, 2000).

Com o desenvolvimento do sistema de posicionamento global (*Global Positioning System* – GPS), a obtenção da posição das feições e objetos terrestres foi muito facilitada. O NAVSTAR-GPS foi desenvolvido com fins militares pelo Departamento de Defesa dos EUA. A partir da segunda metade da década de 1980 o sistema foi aberto para uso civil e em 1995 foi declarado totalmente operacional. O sistema consiste em uma ‘constelação’ de 28 satélites que operam em seis planos orbitais. Os satélites enviam diferentes tipos de sinais, como o código C/A (*Coarse Acquisition*) e a fase da portadora, a qual pode ser emitida em duas frequências distintas (L1 e L2). Com a recepção desses sinais é calculada a distância entre o satélite e o receptor GPS, cuja posição é obtida conhecendo-se esta distância e posição de quatro ou mais satélites (Monico, 2000).

---

---

Em conjunto com o NAVSTAR-GPS, o sistema russo (GLONASS), já em operação, e os sistemas europeu (GALILEU) e chinês (COMPASS), em desenvolvimento, compõem o sistema global de navegação por satélite (*Global Navigation Satellite System – GNSS*).

Até o ano 2000 o Departamento de Defesa dos EUA inseria um erro no sinal do NAVSTAR-GPS, degradando o posicionamento que se limitava a uma acurácia da ordem de 90 m. Essa degradação, denominada ‘disponibilidade seletiva’ foi retirada a partir de então, melhorando em muito a qualidade do posicionamento. Contudo, a acurácia dos dados obtidos varia sobremaneira, de acordo com os instrumentos e com os métodos empregados no posicionamento.

Os receptores podem ser classificados como GPS de navegação, topográfico e geodésico (Angulo Filho, 2001). Os sistemas de navegação são geralmente de frequência simples, recebendo somente o código C/A. Por este motivo são também os menos acurados. Os topográficos são também de frequência simples, contudo recebem além do código C/A, informações da fase da onda na portadora L1. Já os geodésicos chegam a precisões milimétricas, captando as duas frequências (L1 e L2).

Com relação aos métodos, estes podem ser divididos em posicionamento por ponto, por ponto preciso, diferencial e relativo. Através do posicionamento por ponto, as coordenadas são determinadas a partir de cálculos de pseudodistância ou pela fase de batimento da onda portadora (Monico, 2000). O posicionamento por ponto simples é aquele empregado pelos GPS de navegação. Em sua forma mais básica, um receptor de frequência simples determina as coordenadas em tempo real através da pseudodistância derivada do código C/A (*Coarse Acquisition*) contido na portadora L1.

A utilização de receptores de dupla frequência (L1 e L2), da observável de fase, além daqueles que recebem o sinal da constelação GLONASS, pode melhorar consideravelmente a precisão do dado adquirido. Uma série de fatores possui influência nessa precisão, sendo as principais causas de erros: a qualidade da observável, a acurácia da mensagem de navegação (da órbita e do relógio do satélite), a refração ionosférica, a refração troposférica e o multicaminhamento (Monico, 2008).

O posicionamento por ponto preciso consiste na aplicação de um pós-processamento sobre o levantamento realizado por ponto. Através das informações das efemérides precisas e de correções para o relógio dos satélites, obtém-se uma melhora nas posições. Os dados necessários para esse processamento são produzidos e

---

disponibilizados através da *internet* pelo *International GNSS Service* (IGS). Atualmente, o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística realiza esse processamento para dados adquiridos após 25/02/2005.

O método de posicionamento diferencial (*Differential GPS - DGPS*) envolve o cruzamento das informações obtidas pelo receptor do usuário (móvel) com as de uma estação (base), a qual possui coordenadas conhecidas. O processamento dos dados dessa estação permite que se calculem os erros, permitindo ao usuário corrigir as suas posições. Essa correção depende fundamentalmente da correlação entre os erros na estação base e na móvel, dependendo, portanto da distância entre ambas.

O posicionamento pelo método diferencial pode ser realizado em tempo real, a partir da recepção de sinais como os emitidos por radiofaróis ou satélites privados (Fig. 37), ou por pós-processamento. Existem sistemas de posicionamento em tempo real (*Real Time Kinematics - RTK*), que operam a partir do recebimento de sinais de um segundo aparelho, posicionado em uma base com coordenadas conhecidas próxima à área de levantamento. Essa operação proporciona a obtenção de coordenadas com precisão bastante superior e em tempo real.

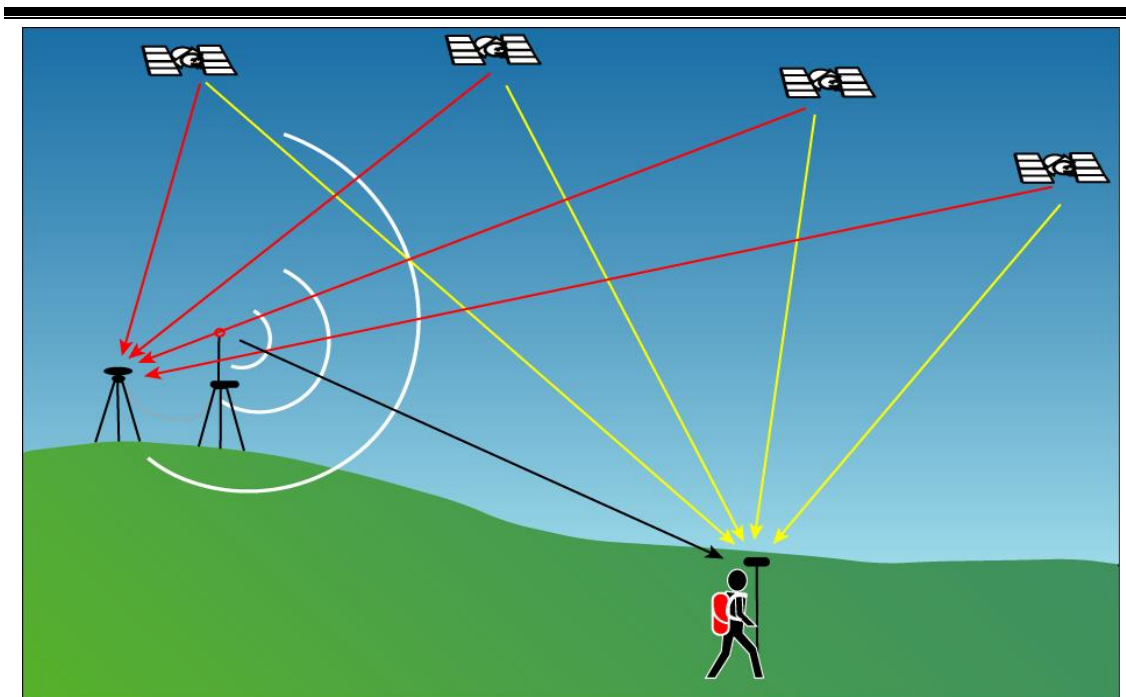


Figura 37. Ilustração do esquema recebimento dos sinais GPS por satélites e da correção diferencial em tempo real a partir do dado emitido por radiofaróis ou por uma base no caso de um sistema RTK.

O método de posicionamento relativo é, em teoria, o método de posicionamento mais preciso, onde são utilizadas como observáveis fundamentais as duplas diferenças (Monico, 2008). Para tanto, deve ser estabelecida uma base com um receptor de dupla frequência de forma que as coordenadas do receptor móvel são todas calculadas com relação a essa estação.

#### **4.3.1. Aplicação**

Todos os dados de posicionamento em campo foram obtidos pelo método diferencial utilizando um GPS topográfico. Um total de 1.530 km de linhas e 66 pontos foram adquiridos e integrados com os dados pré-existentes, oriundos de diversos trabalhos anteriores (Fig. 38). Os dados adquiridos correspondem às seções de georradar, as estradas e a perfis levantados com o intuito de registrar a morfologia e de obter pontos de controle, utilizados no ajuste do georreferenciamento das imagens de satélite.

Além disso, foram realizadas medidas das cotas de tubos de *Ophiomorpha* e de estruturas sedimentares relacionadas com paleoníveis do mar, presentes em alguns afloramentos das barreiras. Estas altitudes, obtidas também através de técnicas de topografia (nivelamento geométrico), auxiliaram no entendimento dos padrões de empilhamento dos sistemas estudados.

O equipamento utilizado foi um receptor GPS da marca Trimble, modelo *Pro-XRS* (Fig. 39) cedido pelo Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO) da UFRGS. Esse modelo possui uma combinação de um receptor de GPS, um receptor diferencial *beacon* MSK (radiofarol) e um receptor diferencial de satélites. Essa combinação permite uma recepção de sinais GPS e de outros instrumentos, como radiofaróis ou satélites privados, permitindo a realização de correções diferenciais em tempo real.

O receptor de GPS conta com 12 canais de rastreamento de satélites contínuo. O receptor de radiofarol permite a obtenção da correção transmitida por radiofaróis que operem em uma faixa de frequência média entre 283,5 e 325 kHz. O receptor de satélites permite o reconhecimento de sinais de correção de outros satélites privados, fornecidos por serviços contratados (p.ex. *OmniSTAR* ou *LansSTAR*).

---



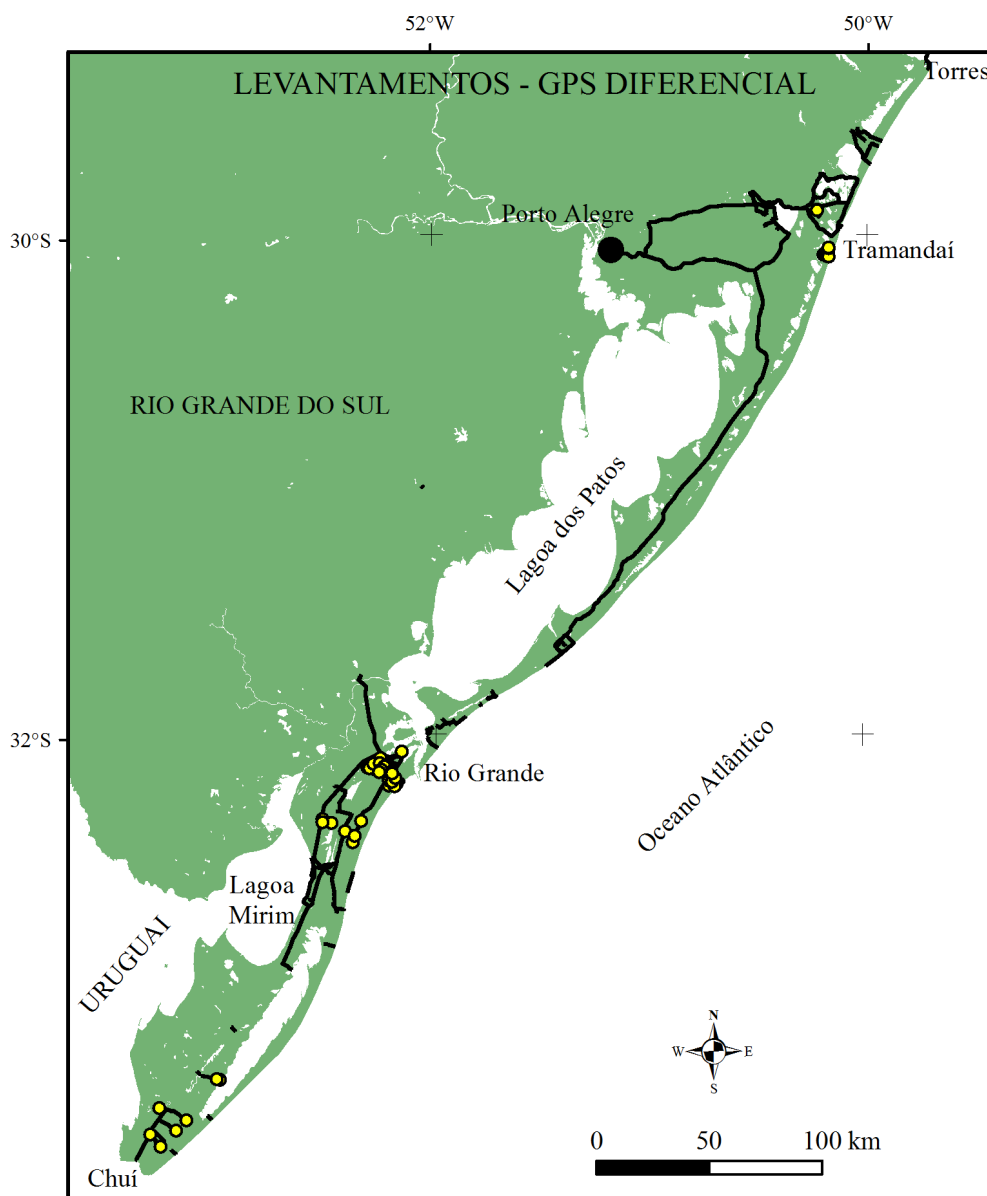


Figura 38. Dados de posicionamento adquiridos em campo, totalizando 66 pontos e 1.530 km de linhas levantados pelo método DGPS.

A precisão dos receptores *Pro-XRS* garantida pelo fabricante, antes da retirada da ‘disponibilidade seletiva’, erro induzido pelo sistema de defesa dos EUA, sem correção diferencial, era de 100 m (2dRMS – aproximadamente 95% das posições dentro deste valor). Com correção a precisão horizontal de cada posição é melhor que 0,5 m (RMS – aproximadamente 68% das posições dentro deste valor) mais 1 ppm multiplicado pela distância entre a base de correção (p. ex. radiofarol) e o ponto coletado (Trimble, 1998). Isto significa que quanto mais próxima estiver a base, melhor será a precisão resultante.



Figura 39. Ilustração do sistema de posicionamento utilizado, composto pela antena, pelo receptor, pelo coletor e pelos cabos para conexão. A antena do GPS foi posicionada no topo do veículo de campo e o sistema foi conectado ao coletor do georradar para o posicionamento das seções.

Como coletor foi utilizado um *netbook*, com o programa Terrasync<sup>®</sup>. Os dados foram processados no programa Pathfinder Office<sup>®</sup>, onde foi realizada a correção pós-diferencial e a conversão do formato dos arquivos, compatibilizando os mesmos para a realização da correção topográfica das seções de georradar e para a integração no projeto em SIG.

Para a realização das correções pós-diferenciais, foram utilizados os dados da base de Porto Alegre (poal) da Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo, obtidos através do site do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (<http://www.ibge.gov.br/home/download/geociencias.shtm>).

As precisões obtidas variaram em dependência da linha de base, que se refere à distância entre a base utilizada na correção e os pontos de medida. As precisões ficaram entre 0,2 e 0,4 m para as coordenadas horizontais e entre 0,5 e 1,0 m para as coordenadas verticais. As altitudes obtidas são referidas ao nível médio do mar relacionado ao datum vertical brasileiro, materializado pelo Marégrafo de Imbituba (SC).

#### 4.4. Georradar

O método geofísico do georradar ou *Ground Penetrating Radar* (GPR) consiste na detecção de discontinuidades nas propriedades elétricas dos materiais presentes em subsuperfície. Esse método fundamenta-se na geração, transmissão, propagação, reflexão e recepção de radiação eletromagnética do subsolo (Fig. 40), operando na faixa de frequência de rádio e micro-ondas que pode variar desde MHz até GHz (Neal, 2004).

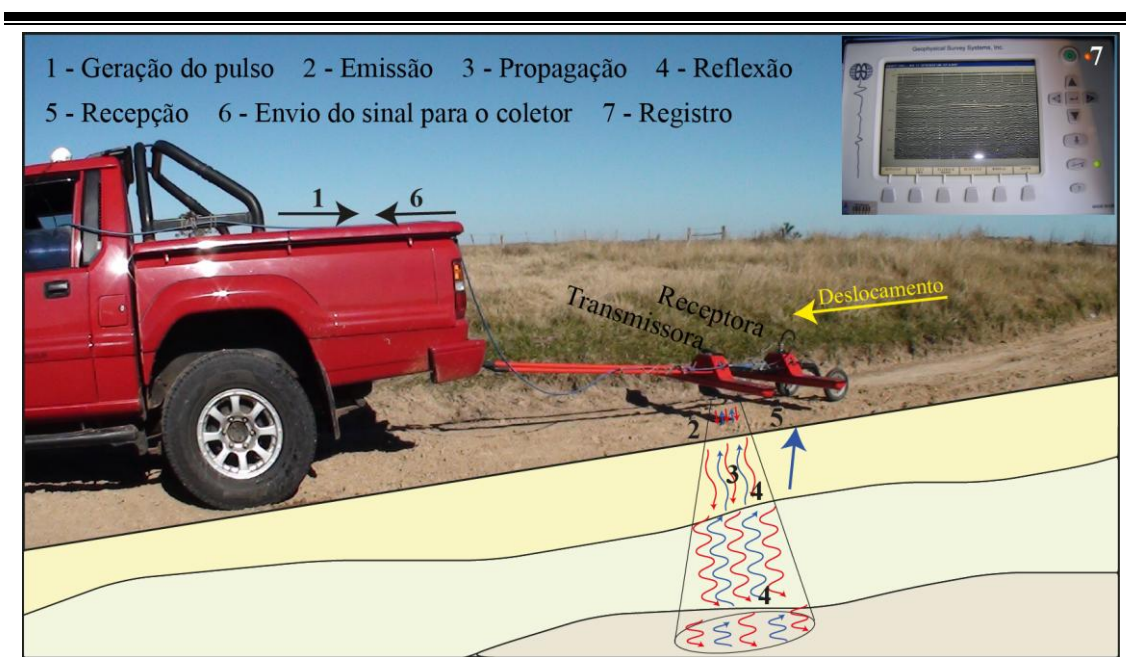


Figura 40. Etapas envolvidas na obtenção dos dados de georradar. O pulso é gerado (1) e emitido pela antena transmissora (2). A energia se propaga em subsuperfície até encontrar superfícies com contrastes nas propriedades elétricas (3). Estas discontinuidades provocam a reflexão da onda (4) que é captada pela antena receptora (5). Os sinais são enviados para o coletor, onde são registrados, obtendo-se assim as seções ou radargramas.

A transmissão é realizada por meio de uma antena, geralmente posicionada na superfície do terreno. A onda emitida se propaga até atingir um horizonte com contraste nas propriedades elétricas, o que ocasiona a sua reflexão (Davis & Annan, 1989). Esses contrastes devem-se geralmente à variação no conteúdo de água, relacionada com os tipos de sedimentos, granulometria, porosidade e compactação (Jol & Bristow, 2003). A onda refletida retorna à superfície e é detectada pela antena receptora, que pode estar integrada ou separada da transmissora. A radiação eletromagnética recebida é convertida em um sinal, que é digitalizado e armazenado na memória de um coletor. A energia recebida é proporcional aos contrastes de

---

permissividade relativos, sendo que os melhores resultados são geralmente obtidos em materiais mais resistivos, como areias, conglomerados, calcários e turfas (Jol & Bristow, 2003). A presença de silte, argila e águas salinas, materiais com maior condutividade, geralmente atenua a energia e influencia negativamente na qualidade dos dados.

A origem do georradar deve-se às pesquisas desenvolvidas no início do século XX por cientistas alemães (Daniels, 1996) e as primeiras aplicações relacionam-se com estudos em glaciologia (Plewes & Hubbard, 2001). Outra aplicação que levou ao desenvolvimento do georradar ocorreu durante a Guerra do Vietnam, onde era utilizado para a localização dos túneis dos Viet Cong (Elliott, 2004). A partir da década de 1970 aplicações em Engenharia, Arqueologia e Geologia tornaram-se mais frequentes. Os primeiros instrumentos começaram a ser comercializados na década de 1980 e a partir da segunda metade da década de 1990 houve uma expansão no uso e nas aplicações dessa ferramenta. Desde então, começaram a surgir muitas publicações demonstrando o resultado em estudos geológicos, especialmente os relacionados à pesquisa de sistemas deposicionais e à sedimentologia (Bristow & Jol, 2003; Neal, 2004; Baker & Jol, 2007).

O trabalho com o georradar pode ser dividido em três etapas: a aquisição, o processamento e a interpretação. Na aquisição estão envolvidas questões relacionadas com o método de levantamento e com a seleção dos equipamentos.

A seleção do equipamento, especialmente no que se refere à frequência das antenas, é fundamental por ser um dos fatores relacionados com a profundidade e com a resolução vertical do dado adquirido. Conforme Davis & Annan (1989) um aumento na resolução é geralmente acompanhado por uma diminuição no alcance em profundidade, de forma que antenas de alta frequência geram dados mais detalhados, mas com menores penetrações (Hänninen, 1992). Na maioria dos estudos relacionados a sistemas deposicionais são empregadas antenas com frequência central que variam de 50 a 500 MHz. Quanto à resolução vertical, estima-se que esteja entre  $\frac{1}{4}$  e  $\frac{1}{2}$  do comprimento de onda (Reynolds, 1997), contudo, além da frequência, a litologia e o conteúdo de água influenciarão nessa definição. Jol & Bristow (2003) indicam que para uma frequência central de 100 MHz, a resolução varia entre 0,15 e 0,3 m para areias saturadas e entre 0,375 e 0,75 para areias secas.

Além da frequência outra característica importante das antenas é a sua posição com relação ao solo durante o levantamento. Alguns tipos de antenas,

---

classificadas como de contato, devem ser posicionadas diretamente sobre o solo, enquanto outras, denominadas aéreas, podem ser utilizadas a distância.

Os métodos de levantamento podem ser classificados de acordo com o arranjo das antenas e com o tipo de dado gerado em três grupos principais: a transiluminação, o *Common Mid Point* (CMP ou levantamento de velocidades) e o *Common Offset* (CO ou perfil de reflexões) (Fig. 41). Além destes, existem outros métodos geofísicos de reflexão, como o *Common Source* (Fonte Comum) e o *Common Receiver* (Receptor Comum), contudo a sua aplicação é mais comum em levantamentos sísmicos (Neal, 2004).

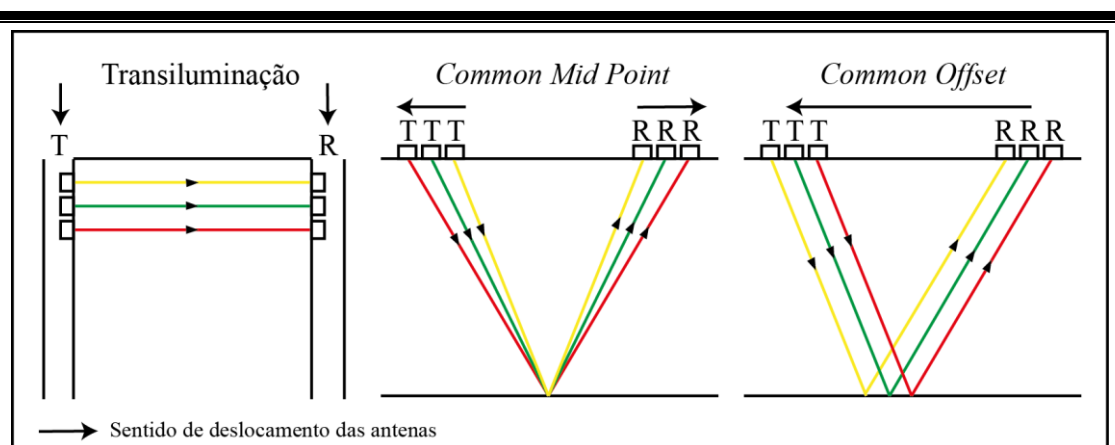


Figura 41. Principais arranjos para a aquisição de dados de georradar. Na transiluminação, as antenas transmissora (T) e receptora (R) se deslocam verticalmente em subsuperfície. No *Common Mid Point*, as antenas se deslocam em sentidos opostos, modificando a relação de distância. Já no *Common Offset*, arranjo utilizado neste estudo, as antenas se deslocam no mesmo sentido, permanecendo a uma distância constante (modificado de Neal, 2004 e Baker *et al.*, 2007).

A transiluminação é utilizada em poços, com a antena transmissora posicionada em um primeiro, e a receptora em um segundo poço. As antenas são deslocadas no interior dos poços, produzindo imagens não mais a partir da reflexão, mas da propagação da energia (Baker *et al.*, 2007).

O *Common Mid Point* é utilizado para a determinação da variação da velocidade de propagação da radiação eletromagnética em subsuperfície, permitindo a conversão da profundidade das seções, originalmente em tempo, para distância (Jol & Bristol, 2003). Nesse método as antenas transmissora e receptora são posicionadas a distâncias sucessivamente crescentes, sendo deslocadas há distâncias iguais e em sentidos opostos com relação a um ponto central. Tomando-se a distância entre as antenas e o tempo decorrido desde a emissão até a recepção do sinal, é obtido um

---

gráfico com as velocidades. Esse procedimento deve ser realizado em diversos locais da área de estudo, sempre que forem estimadas mudanças nas propriedades do meio. Contudo, em áreas de estudo muito extensas nem sempre é possível realizar levantamentos suficientes. Assim, as profundidades podem ser estimadas de outras maneiras, como através da utilização de valores médios de velocidade, correlacionados com outros estudos (Daniels *et al.*, 1995; Baker *et al.*, 2007), pela calibração por meio de sondagens ou por métodos de processamento.

O *Common Offset* é o método empregado para a aquisição de perfis de reflexões através do deslocamento simultâneo e no mesmo sentido das antenas transmissora e receptora, posicionadas a uma distância constante (*fixed offset*). Os sinais recebidos são empilhados verticalmente de acordo com o tempo decorrido desde a emissão até a recepção, e lateralmente de acordo com o deslocamento das antenas. Dessa forma é gerada uma seção ou radargrama, que reflete a variação nas propriedades elétricas do meio, permitindo a identificação de feições ou de interfaces que possuam contraste em tais características (Baker *et al.*, 2007).

Durante o levantamento no método *Common Offset*, diversos parâmetros devem ser selecionados de acordo com os objetivos e com os tipos de alvos a serem identificados. A distância entre os pontos de amostragem (resolução horizontal – *step size*), a profundidade da janela de aquisição, a separação entre as antenas, o empilhamento dos traços (*stacking*) a orientação das antenas, a localização e o espaçamento entre as linhas são alguns desses parâmetros (Jol & Bristol, 2003). Além disso, outra questão relaciona-se com o posicionamento espacial das seções, principalmente em áreas de relevo acidentado onde é necessária a realização de correções topográficas.

A segunda etapa do trabalho é a de processamento das seções. Uma seção de georradar pode ser comparada a um afloramento, contendo feições relacionadas com a gênese e com a alteração natural e/ou antrópica das rochas (Fig. 42). O que define os métodos de processamento a serem utilizados são os objetivos e os tipos de feições que se deseja identificar. Em levantamentos para engenharia, o interesse pode estar na localização de dutos e outros alvos de origem antrópica. Dessa forma, os processamentos não poderão ser os mesmos aplicados em estudos geológicos, em que muitas vezes, esses alvos são removidos do registro.

---

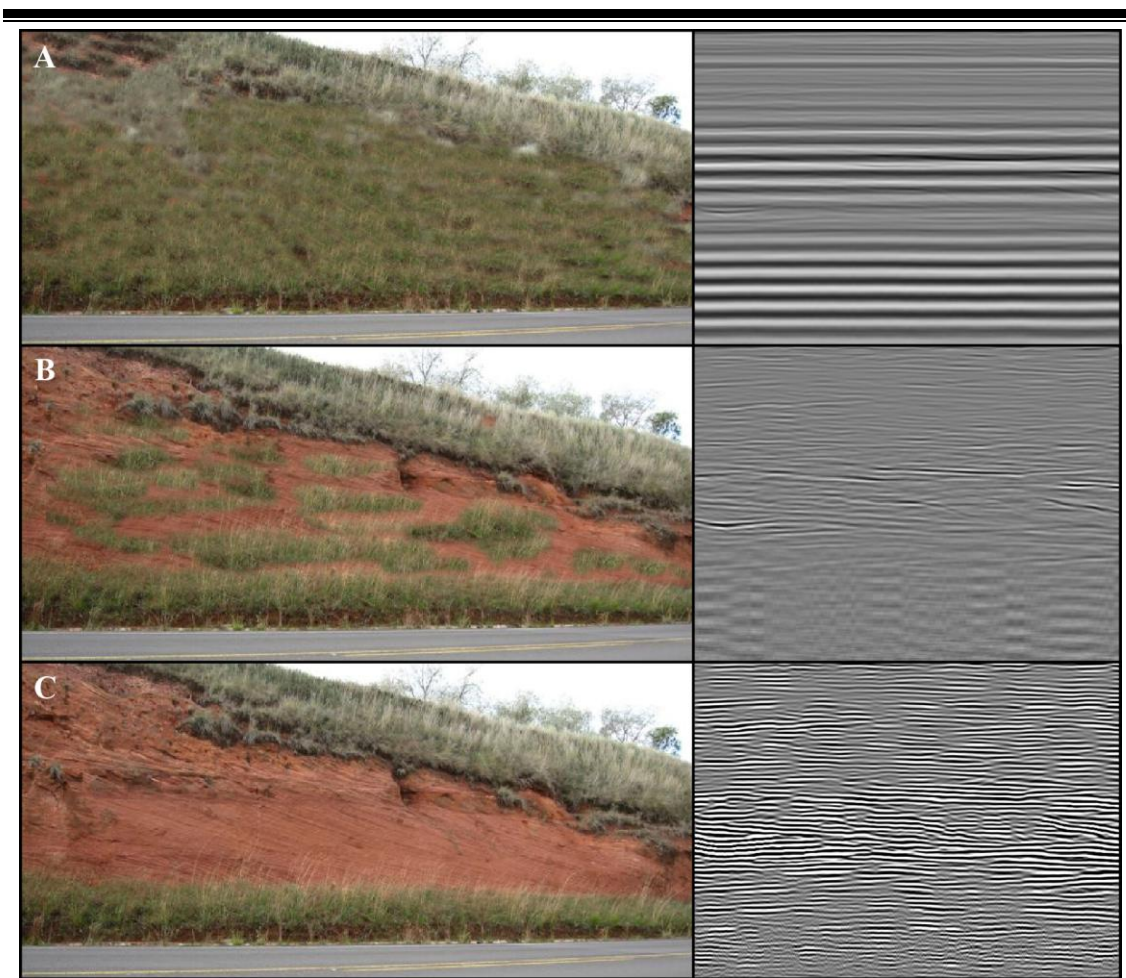


Figura 42. Analogia entre o processamento de seções de georradar com a limpeza de um afloramento. Inicialmente, o afloramento está todo coberto por vegetação, não sendo possível observar as estruturas ou a litologia (A). Da mesma forma, as feições geológicas da seção encontram-se mascaradas por ondas aéreas e da superfície do terreno, que aparecem como refletores plano-paralelos. Uma limpeza inicial no afloramento revela algumas estruturas e a litologia presente em algumas porções (B). Na seção, um primeiro processamento remove os refletores plano-paralelos, permitindo a visualização de alguns refletores relacionados aos depósitos sedimentares. Finalmente, uma limpeza final revela as estruturas do afloramento, permitindo a sua análise e interpretação (C). Na seção, a aplicação de filtros de frequência e ganhos ressalta os refletores, deixando a seção pronta para a interpretação.

Nesse sentido, é importante atentar para o fato que a finalidade do processamento é eliminar ou minimizar o efeito dos componentes do dado considerados como ruído, ressaltando o dado que pode ser considerado como informação. Contudo, a qualidade das seções resultantes é absolutamente dependente da aquisição. Geralmente, ocorre que, em muitas situações, o processamento pode ser mínimo e o resultado das seções excelente, enquanto em outras, mesmo que sejam aplicadas as técnicas mais robustas, a qualidade das seções não é tão boa. Além disso, como em todos os métodos geofísicos, a aplicação sem controle de técnicas de processamento, atualmente extremamente facilitada pelos programas computacionais, tem o risco da geração de

‘dados’. Desta forma, a prudência na aplicação e o conhecimento relacionado aos métodos e aos alvos são fatores fundamentais.

De acordo com Yilmaz (1987), o processamento consiste na seleção de uma sequência de procedimentos, na escolha de um conjunto de parâmetros para cada etapa e na análise do resultado obtido nestas etapas, identificando os problemas causados pelo uso de parâmetros incorretos. Yilmaz (1987) demonstrou como diferentes pessoas podem produzir resultados consideravelmente distintos, concluindo que há certo grau de subjetividade nesse processo, que pode ser considerado não só ciência, mas também uma arte.

Os principais procedimentos aplicados são os seguintes: correção do tempo zero e da variação no tempo zero (*time-zero-drift*), correção da saturação do sinal com a remoção de baixas frequências (*dewow*), aplicação de ganhos para a ampliação dos sinais atenuados, aplicação de filtros de frequência (passa banda verticais) e aplicação de filtros espaciais (horizontais) para remoção de ruídos do ambiente e de ruídos sistemáticos, estimativa das velocidades para transformação da profundidade de tempo para distância, deconvolução, remoção de reflexões oriundas da superfície, migração e correção topográfica (Neal, 2004).

O dado resultante dos levantamentos com georradar no arranjo *Common Offset* é muito similar ao de seções sísmicas. Por este motivo, a interpretação em ambos os métodos é semelhante, e tem como base os princípios da Sismoestratigrafia (Jol & Smith, 1991; Gawthorpe *et al.*, 1993; Neal *et al.*, 2002; Neal, 2004). A principal diferença refere-se à dimensão das feições observadas, já que a resolução dos dados sísmicos é geralmente muito inferior a dos dados de georradar. Enquanto com o georradar podem ser resolvidos refletores milimétricos a centimétricos, na sísmica de alta resolução se opera em faixas centimétricas a métricas e na sísmica convencional, sobre a qual foi desenvolvida a Sismoestratigrafia, a resolução é ainda menor. Portanto, a definição do significado genético das unidades interpretadas deve levar em consideração essa diferença fundamental.

A interpretação de seções sísmicas passa pela análise e identificação das características das reflexões, que agrupadas lateralmente formam os refletores. Neste caso, os refletores representam contrastes de impedância acústica relacionados com os materiais presentes em subsuperfície. No caso de depósitos e rochas sedimentares, estes contrastes possuem uma expressão geralmente maior em unidades depositadas em

---



---

tempos distintos do que relacionados a variações litológicas laterais (Sangree & Widmier, 1979). Este é o motivo pelo qual é possível interpretar os refletores como linhas de tempo, ou seja, é possível atribuir às reflexões um significado cronoestratigráfico. Mudanças de amplitude e fase ao longo de uma reflexão podem, por sua vez, representar variações litológicas. Já a presença de refletores diácronos relaciona-se muitas vezes com a ocorrência de fluídos como óleo, água e gás (Sangree & Widmier, 1979).

De forma análoga, os estudos desenvolvidos nas últimas décadas com a aplicação do georradar em sistemas deposicionais demonstraram que o princípio descrito acima também é válido, ainda que em uma escala de muito mais detalhe (Neal, 2004). A possibilidade de aplicação de um mesmo método de interpretação em escalas tão distintas indica que as unidades sedimentares, especialmente as relacionadas a ambientes siliciclásticos, possuem padrões que se repetem em diferentes hierarquias (Miall, 1991; Neal & Abreu, 2009). Segundo Neal *et al.* (2002) mesmo com o grande contraste de escalas, os contrastes físicos que definem as unidades sedimentares são essencialmente os mesmos, gerando padrões e estruturas internas similares. Nesse sentido, a estratigrafia de radar compreende terminologias análogas às da sismoestratigrafia (Neal *et al.*, 2002; Neal, 2004), com a definição de superfícies de radar, pacotes de radar e radarfácies (Fig. 43).

Assim como os limites das unidades sísmicas, as superfícies de radar são determinadas pelas terminações de refletores associadas aos limites superiores (truncamento erosivo, *toplap* e concordante) e inferiores (*onlap*, *downlap* e concordante) das unidades de radar. Essas unidades podem ser caracterizadas quanto a sua geometria externa e quanto a sua configuração interna, as quais caracterizam as radarfácies. A configuração interna das radarfácies pode ser descrita de acordo com a geometria, com o mergulho, com a continuidade e amplitude e com a relação entre os refletores (Neal, 2004).

A definição das radarfácies, bem como a identificação dos limites entre as unidades são a base para a interpretação dos processos operantes nos diferentes ambientes (Reading, 1996). Contudo, devido à natureza e escala do registro, deve-se ter cuidado com reflexões presentes nas seções que não sejam relacionadas com as estruturas sedimentares. Horizontes correspondentes ao lençol freático ou gerados por processos diagenéticos, reflexões geradas por falhas e fraturas, difrações geradas por

---

alvos pontuais, além de ruídos sistemáticos e do ambiente podem estar presentes. Cabe ao interprete lidar com esses problemas, desenvolvendo técnicas para identificar, remover ou desconsiderar tais ruídos. Por este motivo, a definição de critérios e o cruzamento com outras informações devem ser realizados para uma interpretação mais confiável.

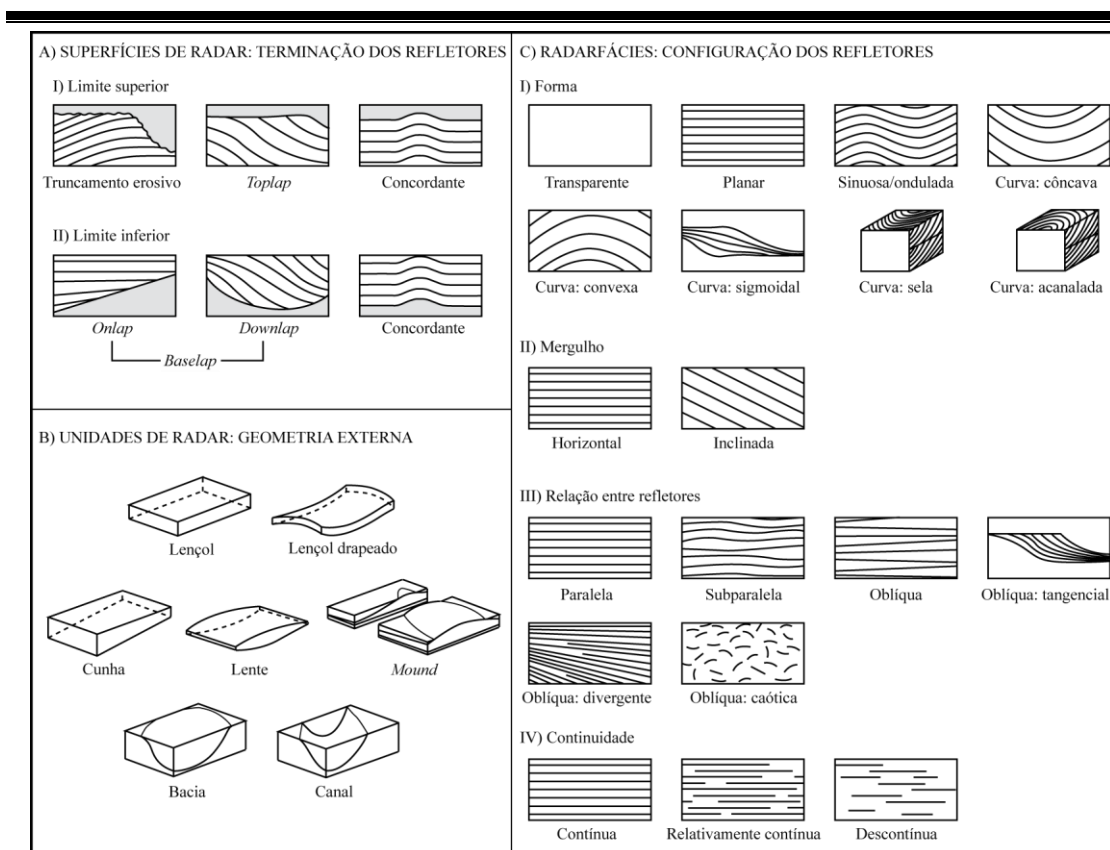


Figura 43. Padrões básicos para a interpretação das seções de georradar, com a terminação dos refletores, a geometria externa e a configuração interna, a qual define as radarfácies (Neal, 2004).

#### 4.4.1. Aplicação

O método do georradar foi empregado para caracterizar os depósitos sedimentares dos sistemas laguna-barreira em subsuperfície. O principal intuito foi comparar os padrões observados em subsuperfície com a morfologia e com feições superficiais das barreiras holocênica e pleistocênica.

O grande desafio na aplicação deste método é o fato de que, até então, bons resultados em depósitos pleistocênica na Planície Costeira do Rio Grande do Sul foram obtidos somente em uma área de extração de areia, onde a cobertura da barreira

foi removida (Fracalossi, 2008). Nos inúmeros testes realizados até então as seções aparecem transparentes, ou seja, sem reflexões, quando adquiridas sobre depósitos pleistocênicos (Fig. 44).

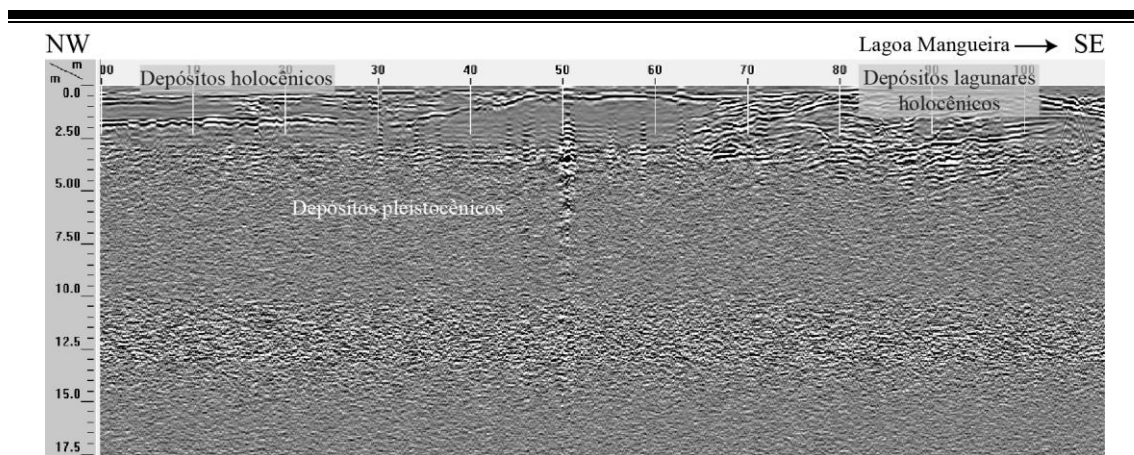


Figura 44. Ilustração do aspecto das seções de georradar obtidas até então nos sistemas pleistocênicos. Observa-se a presença de refletores no topo da seção, referentes a depósitos holocênicos e um padrão transparente, somente com a presença de refrações e ruídos no restante da seção.

As antenas utilizadas nesses testes possuem como característica a necessidade de estarem em contato com o terreno durante a aquisição. Em 2011, foram adquiridas pelo Laboratório de Sismoestratigrafia da UFRGS, antenas aéreas em conjunto com um módulo de potência, que amplifica a energia emitida. Após um levantamento com essas antenas foi observada a presença de refletores em uma área cujo mapeamento indicava a ocorrência de depósitos pleistocênicos. A partir de então uma nova campanha de aquisição foi realizada, com a obtenção de resultados positivos em terrenos pleistocênicos.

O coletor utilizado nas aquisições é o modelo SIR-3000 da empresa GSSI (Geophysical Survey Systems, Inc.). Foram empregados dois conjuntos de antenas aéreas, um com frequência central de 70 e outro de 150 MHz, ambos fabricados pela Radarteam Sweden AB (Fig. 45), com placas controladoras e um módulo de potência PRFPLUS-600<sup>®</sup> da empresa Geoscanners AB. Durante a aquisição o sistema de GPR foi conectado a um receptor GNSS permitindo o posicionamento das seções através do método de posicionamento diferencial.

A aquisição foi realizada no modo *Common Offset* biestático, ou seja, com as antenas transmissora e receptora separadas, as quais foram posicionadas a uma distância de 0,5 m. As antenas foram acopladas a um veículo e a aquisição foi realizada

com as mesmas orientadas perpendicularmente ao sentido de deslocamento, a uma velocidade média de 15 km/h. A distância entre os pontos de leitura, que define a resolução horizontal, foi de 10 cm. A profundidade das janelas variou de 1.000 a 300 ns, as quais correspondem a profundidades aproximadas entre 15 a 45 m. Cada traço da seção representa o empilhamento de 32 leituras (*stacking*), tendo sido aplicado um ganho do tipo AGC (*Automatic Gain Control*), com a finalidade equalizar a amplitude dos traços, que tende a ser atenuada em profundidade. A constante dielétrica utilizada durante o levantamento foi a de valor 10, que representa uma velocidade de 0,09 m/ns, geralmente relacionada com depósitos arenosos (Davis & Annan, 1989).



Figura 45. Equipamento de georradar utilizado. No topo, fotografia do coletor SIR3000 da GSSI. Na base, antenas aéreas com frequência central de 70 (à esquerda) e 150 MHz (à direita).

Ao final, foram levantados 220 km, divididos em 102 seções, correspondentes a quatro segmentos da costa (Fig. 46). Devido à expressão das barreiras em superfície e às variações nas características morfológicas, a região sul da planície costeira foi selecionada como foco do trabalho, onde está concentrado o maior volume de dados de georradar. Para comparação e a fim de englobar setores com características distintas, foram adquiridas seções no litoral médio e norte.

A orientação das seções é preferencialmente perpendicular a maior extensão das barreiras (*dip*), ou seja, em alto ângulo com a linha de costa. A partir destas seções foram definidos 13 perfis, os quais serão descritos no capítulo de resultados. Algumas seções possuem orientações distintas, com trechos paralelos (*strike*) e oblíquos à linha de costa.

Devido à extensão do trabalho, a existência de estradas foi fator fundamental na definição dos locais de levantamento. Com relação às estradas, experiências de levantamentos anteriores demonstraram a obtenção de melhores resultados naquelas não asfaltadas, portanto essas foram preferidas.

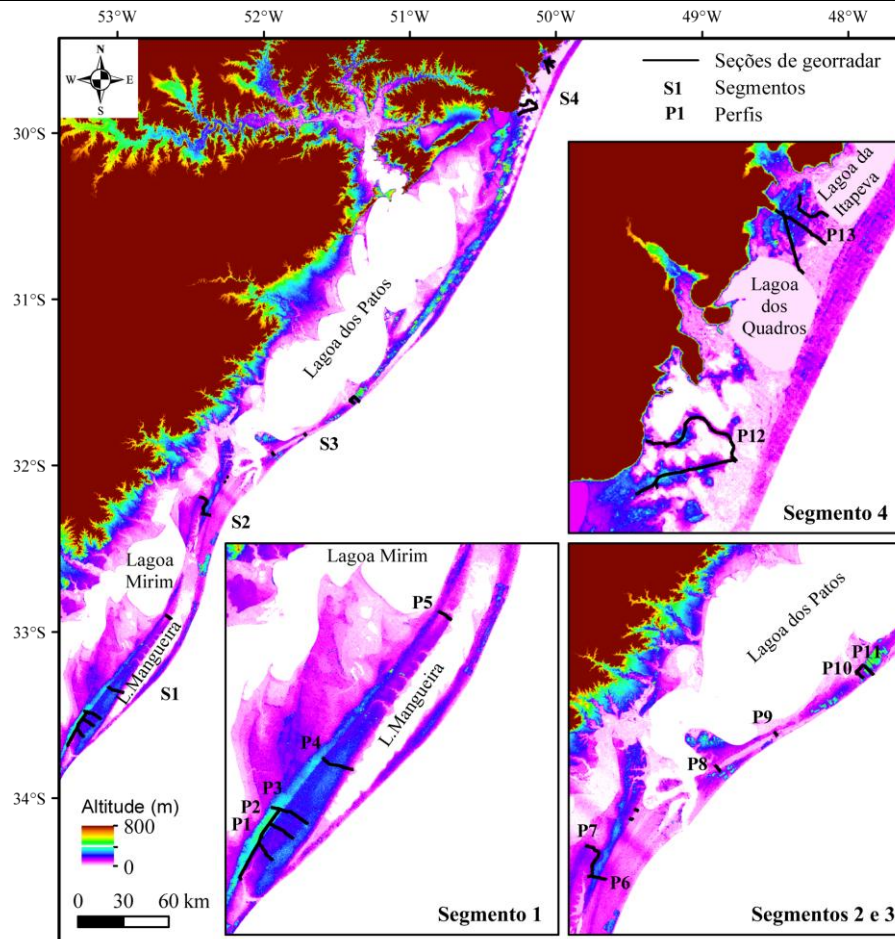


Figura 46. Mapa com os perfis correspondentes aos quatro segmentos definidos para a análise e interpretação dos dados de georradar.

Para a comparação entre os padrões observados, foram utilizadas seções levantadas sobre depósitos holocênicos. Essas seções são provenientes de diversos trabalhos, os quais foram ou estão sendo desenvolvidos pelo Grupo de Pesquisas em Sismoestratigrafia da UFRGS (Barboza *et al.*, 2011).

As aquisições ocorreram em períodos distintos, com campanhas em abril, julho e agosto de 2012. Entre um levantamento e outro as seções adquiridas foram processadas. Inicialmente, os procedimentos empregados foram os mesmos que vinham sendo utilizados no processamento de seções adquiridas em depósitos holocênicos. Os processamentos são realizados em dois programas computacionais distintos, o Radan<sup>®</sup> e o Reflex-Win<sup>®</sup>.

Primeiramente, as seções são abertas no programa Radan<sup>®</sup>, onde é aplicado um filtro espacial para a remoção de um ruído sistemático relacionado com a onda aérea (*background removal*). Este ruído deve-se à utilização de antenas aéreas, se manifestando na forma de refletores plano-paralelos contínuos que se repetem ao longo de toda a janela da seção (Fig. 47). Devido a esses refletores, não é possível observar as reflexões oriundas dos depósitos sedimentares durante a aquisição, ao contrário do que ocorre em levantamentos com antenas de contato com o solo.

Em seguida, é aplicado um filtro de frequência (passa banda) para reduzir ruídos aleatórios, cortando frequências mais baixas e mais altas que a frequência central da antena. Um ganho do tipo exponencial pode ser empregado para a ampliação dos sinais atenuados em profundidade, os quais são ainda mais atenuados após a realização de outros processamentos. Esse procedimento suprime a identificação do freático, que pode ser observado em algumas seções como um refletor diacrônico com tendência horizontal ou similar a da topografia, acima do qual há uma diminuição na amplitude dos refletores. Com a aplicação do ganho, as amplitudes são equalizadas ao longo das seções. Finalmente, a posição do topo da seção é corrigida, ajustando a profundidade zero com a superfície do terreno.

Após o processamento no Radan<sup>®</sup>, os dados são importados para o programa Reflex-Win<sup>®</sup>, onde é aplicado um segundo filtro de frequência. Esse procedimento é realizado devido à remoção muito mais eficiente dos ruídos presentes na seção e à existência de mais possibilidades na determinação dos parâmetros dos filtros. Diferentemente dos filtros de frequência existentes no programa Radan<sup>®</sup>, no Reflex-Win<sup>®</sup> é possível determinar além dos limites inferior e superior de corte, os limites de um platô, definindo um filtro com forma trapezoidal. A identificação de picos presentes no espectro de frequências permite a determinação dos parâmetros aplicados.

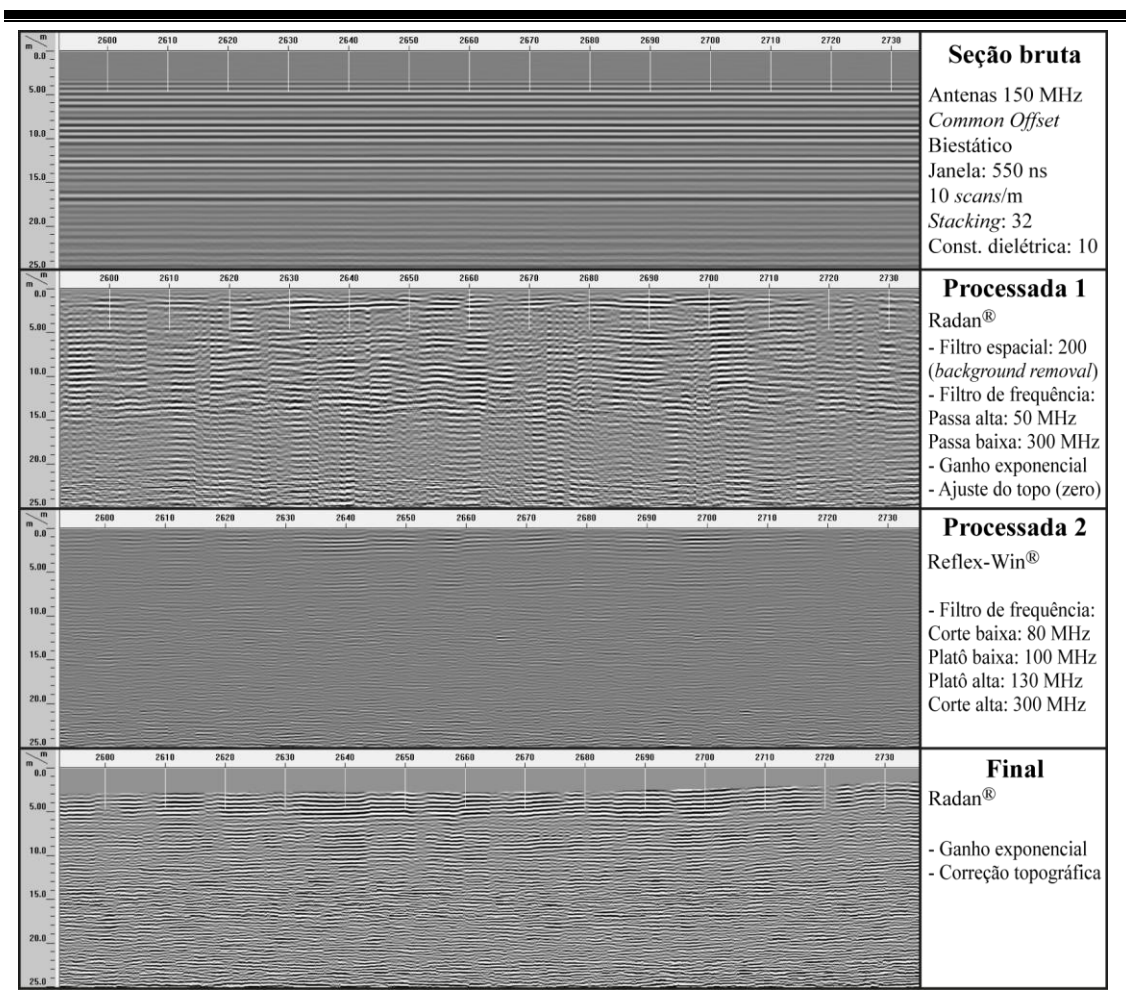
Posteriormente, as seções são exportadas e novamente abertas no Radan<sup>®</sup>, onde se procede com a correção topográfica e, caso seja necessário, é aplicado

mais um ganho. A conversão da profundidade de tempo para distância foi realizada através da utilização da constante dielétrica, a qual se relaciona com a velocidade através da seguinte equação:

$$v = c/\sqrt{k}$$

Onde,

$c$  = velocidade da luz no vácuo ( $\sim 0,3$  m/ns),  $k$  = constante dielétrica.



#### Variação dos parâmetros de acordo com a frequência das antenas e do local

##### Passa banda (Radan®)

70 MHz – Passa alta: 40 / Passa baixa: 150

150 MHz – Passa alta: 80 / Passa baixa: 250

##### Filtro de frequência trapezoidal (Reflex-Win®)

70 MHz – Corte baixa: 50-60 / Platô baixa: 80-90 / Platô alta: 100-120 / Corte alta: 150-200

150 MHz – Corte baixa: 60-80 / Platô baixa: 100-110 / Platô alta: 120-150 / Corte alta: 230-300

Figura 47. Sequência de processamentos aplicada nos dados deste estudo. A seção bruta é processada primeiramente no programa Radan®. Posteriormente, os dados são exportados para o programa Reflex-Win® e, após a aplicação de um filtro de frequência, as seções retornam ao Radan®, onde são realizados os procedimentos finais. Alguns parâmetros utilizados nos filtros variaram de acordo com a frequência das antenas ou com o resultado obtido em diferentes levantamentos. Estes parâmetros estão assinalados acima.

---

Essa constante, que é na realidade extremamente variável de acordo com as características dos materiais, representa um valor limite entre areias secas, que variam de 3 a 6, e areias úmidas, que variam de 10 a 30 (Davis & Annan, 1989; Daniels *et al.*, 1995). Além disso, em outros estudos desenvolvidos na Planície Costeira do Rio Grande do Sul, valores dessa ordem têm sido definidos a partir de correlações com sondagens (Tomazelli *et al.*, 2008a; Dillenburg *et al.*, 2011; Lima *et al.*, 2012). Ainda assim, sabe-se que esta é uma aproximação e que existem variações verticais e horizontais relacionadas com a heterogeneidade dos depósitos sedimentares.

Após o processamento as seções começaram a ser analisadas e a primeira observação foi a grande diferença do dado resultante quando comparado àqueles obtidos em depósitos holocênicos. A dificuldade na interpretação levou ao questionamento sobre a origem das reflexões observadas. Esse questionamento foi agravado pelo fato das antenas utilizadas serem do tipo aéreas, o que aumenta a possibilidade da ocorrência de reflexões oriundas de alvos em superfície.

Seguindo o que diz Sangree & Widmier (1979) se referindo à sísmica, “*o intérprete deve aprender a lidar com os problemas, exceções e armadilhas*”. Assim, para resolver tal questionamento, foi empregado um procedimento inspirado em outra área das Geociências, a Geocronologia. No processo de datação radiométrica são utilizados padrões com idades conhecidas. A fim de testar os parâmetros e os procedimentos analíticos, os padrões são analisados sistematicamente. A constante obtenção da idade dos padrões confere confiança aos procedimentos e aos dados gerados para as amostras. Esse é o princípio da reprodutibilidade, que permite validar os dados com base na sua repetição e reprodução.

Partindo do princípio que os ruídos do ambiente são predominantemente aleatórios e que os dados devem se reproduzir, foram analisadas seções adquiridas repetidamente em um mesmo local. Sobre dados oriundos de múltiplos levantamentos, realizados com antenas distintas ou em sentidos opostos sobre o mesmo perfil, foram delimitados os principais refletores. Esse procedimento foi realizado após um processamento mínimo, realizado no programa Radan<sup>®</sup>, contemplando somente a aplicação do filtro espacial (*background removal*) e do ganho.

O traçado dos refletores foi então sobreposto às demais seções permitindo confirmar ou não a sua reprodução (Fig. 48). Dessa forma, foi possível observar a coincidência de refletores com características similares em seções adquiridas

---



com antenas, janelas e/ou em sentidos distintos. Esse procedimento foi essencial para a confiança no dado e o prosseguimento do trabalho.

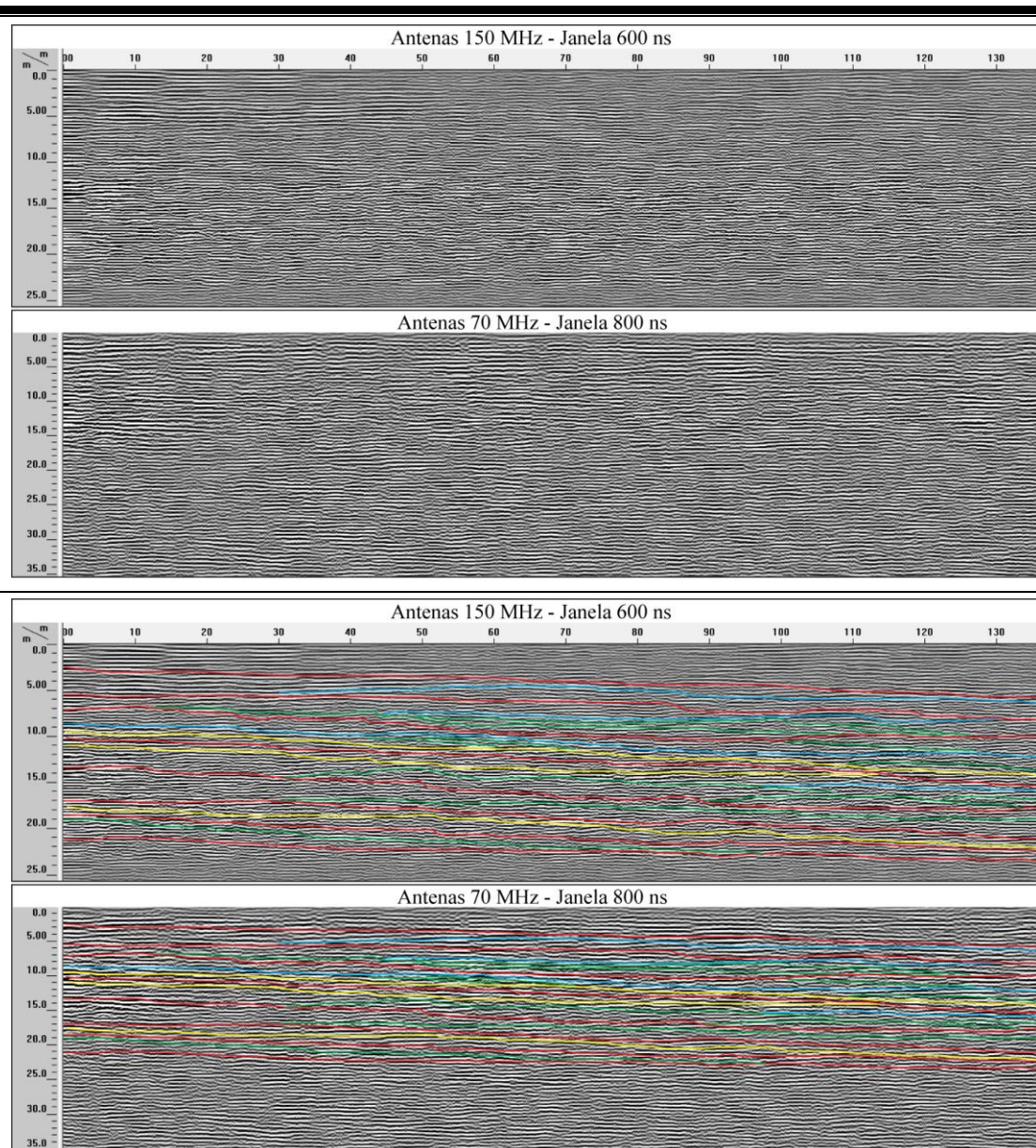


Figura 48. Exemplo do teste de reprodutibilidade em seções adquiridas com antenas e janelas distintas em uma mesma área. Os principais refletores foram traçados sobre a seção adquirida com as antenas de 150 MHz e, posteriormente, sobrepostos à seção adquirida com as antenas de 70 MHz, sendo possível observar a coincidência da maioria dos refletores. Observa-se que variações na profundidade das janelas modificam sensivelmente a inclinação aparente dos refletores devido à influência no exagero vertical resultante.

A quantidade de difrações presente nas seções, bem como a ocorrência de mudanças de amplitude, dificulta a observação da continuidade dos refletores. Essas interferências relacionam-se aos processos diagenéticos, que podem ser observados em alguns afloramentos das barreiras pleistocênicas na forma de concreções e oxidações

(Fig. 49). Além disso, as condições de umidade do subsolo no momento da aquisição também podem influenciar na qualidade do dado obtido (Van Dam, 2001).



Figura 49. Oxidações e concreções observadas no topo das barreiras pleistocênicas.

Assim, na análise das seções geradas foram considerados os principais padrões e tendências existentes, desconsiderando refletores que não se mantivessem como um padrão ao longo da seção. Esta análise foi realizada em um ambiente com pouca iluminação, onde as seções foram projetadas em uma televisão de *led* de 42 polegadas conectada ao computador (Fig. 50).



Figura 50. Ambiente de interpretação dos dados de georadar, onde as seções foram projetadas em uma tela maior em um ambiente com pouca iluminação, facilitando a análise dos refletores.

## 5. RESULTADOS

Os métodos empregados resultaram nas informações que foram integradas para caracterizar os sistemas laguna-barreira. Os principais resultados obtidos através dos diferentes tipos de dados estão sumarizados no Quadro 1.

Quadro 1. Relação entre os métodos e tipos de dados empregados com os resultados obtidos no trabalho.

MÉTODO	DADO	TIPO	RESULTADOS
<b>Sensoriamento Remoto</b>	MDET/SRTM	Imagens do relevo	Análises geomorfológicas através de perfis e imagens.
	LANDSAT 7	Imagens ópticas	Análises multiespectrais e fusão com a pancromática.
	SPOT 5		Análises de áreas específicas
	QUICKBIRD		Apoio - análises de detalhe.
	Imagens do Google Earth		
<b>Geoprocessamento</b>	SIG	Banco de dados	Organização, espacialização, consultas, correlações, integração e geração de produtos (mapas, imagens, perfis e estatísticas).
	Processamento do MDET/SRTM	Mosaico, realces e geração de produtos derivados	Perfis topográficos, imagens do relevo, de declividade, de orientação das vertentes e composição colorida das imagens.
	Processamento das imagens ópticas	Georreferenciamento, correção atmosférica, realces, geração de composições coloridas	Descrição, caracterização e classificação das unidades geológicas e geomorfológicas.
<b>Posicionamento</b>	DGPS	Linhas	Posicionamento, correção topográfica das seções de georradar e geração de perfis topográficos.
		Pontos	Medidas altimétricas, posicionamento de contatos entre unidades e de feições geomorfológicas.
<b>Georradar</b>	Antenas de contato (100, 200 e 400 MHz) Antenas aéreas (70 e 150 MHz)	Seções 2D – perfis de reflexão	Caracterização dos padrões de deposição em subsuperfície.

### 5.1. Sistema Laguna-Barreira IV

Pelo estágio do conhecimento e quantidade de estudos desenvolvidos, o Sistema Laguna-Barreira IV foi utilizado como chave para o entendimento dos sistemas mais antigos (I, II e III). Para a sua caracterização foi organizado um guia contendo os principais descritores indicativos do comportamento deste sistema (Quadro 2).

Quadro 2. Guias de interpretação com as tendências observadas para as unidades do Sistema Laguna-Barreira IV (modificado de Barboza & Rosa, 2012). O dado descrito como imagens orbitais refere-se ao uso de imagens ópticas e de dados oriundos do Modelo Digital de Elevação do Terreno (SRTM).

Un.	Indicador	Dado	Setor em Retrogradação	Setor em Progradação
Barreira	<b>Orientação e Geometria</b>	Imagens orbitais	Projeção da linha de costa morfologia convexa.	Embaçamento da linha de costa morfologia côncava.
	<b>Largura da barreira</b>	Imagens orbitais	Porção emersa com menos de 100 m a 6 km	Porção emersa de 2 a 16 km
	<b>Grau de sinuosidade da borda</b>	Imagens orbitais	Voltada ao oceano: baixo	Voltada ao oceano: baixo
			Voltada ao continente: alto	Voltada ao continente: baixo
	<b>Sistema Eólico</b>	Imagens orbitais e campo	Predomínio de drenagens perpendiculares e oblíquas à linha de costa.	Predomínio de drenagens paralelas à linha de costa que convergem para perpendiculares.
			Relevo ondulado, com alta amplitude das altitudes e com maiores desníveis no sentido paralelo à linha de costa.	Relevo suavemente ondulado, com baixa amplitude e com maiores desníveis no sentido perpendicular à linha de costa.
			Textura rugosa com estruturação irregular ou perpendicular à linha de costa.	Textura rugosa com estruturação regular paralela à linha de costa.
			Interpretação: campos de dunas ( <i>transgressive dunefields</i> ), ainda mais expressivos no sentido nordeste das projeções. Predomínio de dunas livres.	Interpretação: cordões de dunas frontais ( <i>foredune ridges</i> ) e cordões de dunas que se deslocam no sentido do continente ( <i>transgressive dune ridges</i> ). Domínio de dunas vegetadas.
	<b>Praia / Duna Frontal</b>	Imagens ópticas	Maior frequência de sangradouros.	Menor frequência de sangradouros.
		Georradar	Registro associado à interação da barreira com o sistema lagunar. Refletores inclinados no sentido do continente.	Refletores correspondentes às dunas frontais, sistema praial e marinho raso, inclinados no sentido do oceano.
			Radarfácies 4 (a, b, c).	Radarfácies 1a, 2 e 3 (a, b).

Un.	Indicador	Dado	Setor em Retrogradação	Setor em Progradação
<b>Barreira</b>	<b>Praia / Duna Frontal</b>	Sondagens	Sucessão vertical de fácies com sistema praial sobre sistema lagunar	Sucessão vertical de fácies com sistema praial sobre sistema marinho. Datações ( <sup>14</sup> C e luminescência) indicam idades sucessivamente mais jovens no sentido da praia atual.
		Observações em campo	Dunas frontais escarpadas; Afloramentos da barreira pleistocênica relacionada ao Sistema III, formando falésias; Turfas e lamas lagunares aflorantes na praia; Exsudações freáticas comuns na praia. Em alguns setores, barreiras pleistocênicas bem próximas à praia atual.	Dunas frontais mais desenvolvidas, presença de dunas embrionárias e até a formação incipiente de novos cordões.  Barreiras pleistocênicas distantes da praia atual.
<b>Lagunar</b>		Imagens ópticas	Deltas coalescentes ou dunas avançando na margem em contato com a barreira holocênica – origem da sinuosidade mais elevada da borda da barreira voltada ao continente.	Terraços lagunares no entorno das lagoas atuais, bem preservado na margem leste, relacionados ao último máximo do nível relativo do mar – origem da menor sinuosidade da borda da barreira voltada ao continente.
		MDET / Batimetria	Perfil assimétrico	Perfil simétrico

Os sistemas laguna-barreira são compostos por três unidades principais: o sistema lagunar, a barreira e os canais de ligação (*inlets*). O comportamento do sistema como um todo reflete a interação dos processos que ocorrem em cada uma destas unidades, controlados pela sua dinâmica e por fatores externos, como o clima e as variações do nível de base. Como o principal interesse deste estudo está centrado no comportamento das barreiras, a descrição desta unidade será enfatizada.

Conforme já descrito, a barreira holocênica possui um comportamento não uniforme nos últimos milênios, com setores em retrogradação e setores em progradação (Dillenburg *et al.*, 2000 e 2009). Várias são as diferenças entre esses setores, as quais podem ser identificadas em superfície e em subsuperfície.

### 5.1.1. Superfície

O primeiro aspecto analisado refere-se à orientação e à geometria da barreira holocênica, que caracteriza uma linha de costa com uma morfologia suavemente ondulada. Há uma correlação bastante direta entre esta morfologia e o comportamento da barreira (Dillenburg *et al.*, 2000 e 2009), onde os setores em retrogradação estão associados às projeções, enquanto os setores progradacionais estão associados aos embaixamentos costeiros (Fig. 51).

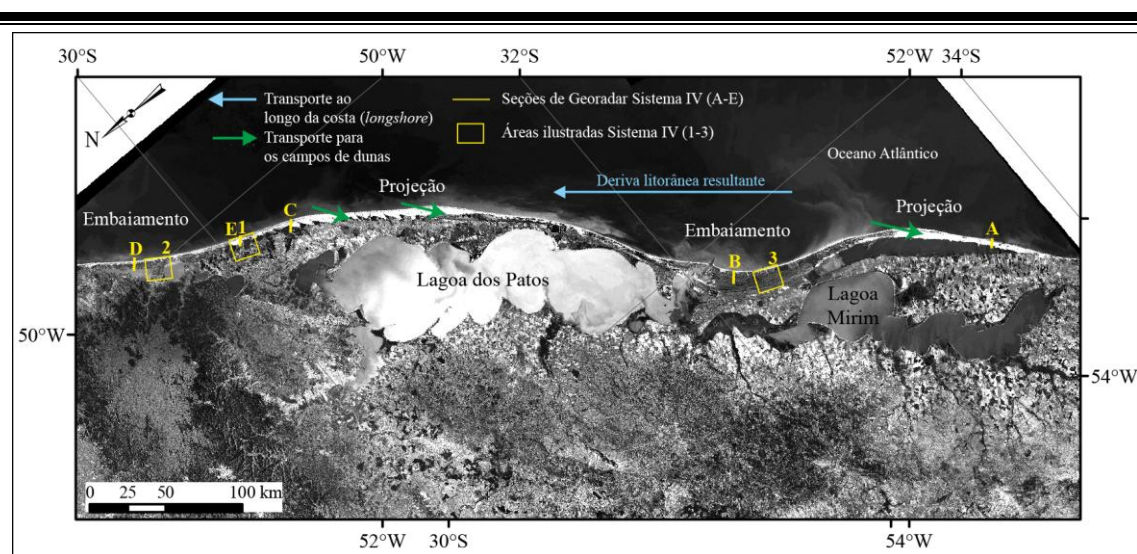


Figura 51. Imagem do satélite Landsat 7, Sensor ETM+, Banda 2 com inclinação de 130°, ilustrando a morfologia da costa do Rio Grande do Sul. A deriva litorânea resultante indica a transferência de sedimentos dos setores em erosão para os setores em progradação, comparadas, pela inclinação da imagem, a pequenas bacias. Além disto, a presença de grandes campos de dunas está associada às projeções da linha de costa, cuja erosão é uma das possíveis fontes dos sedimentos. Estão delimitadas as posições das seções de georadar e dos setores que serão apresentados ao longo deste capítulo em outras ilustrações.

A ordem de variação da largura da porção emersa das barreiras também difere bastante nos setores com comportamentos distintos. Nos setores em progradação essa dimensão varia de 2 a 16 km. Já nos setores em retrogradação, a largura máxima da barreira é de 6 km, podendo, como no extremo sul da planície costeira ser de menos de 100 m. Nessa região a Barreira III aflora junto à praia atual.

Ao longo da costa do Rio Grande do Sul afloramentos rochosos ocorrem somente no extremo norte, na praia de Torres. Além disso, a continuidade da barreira é rompida por drenagens perenes em apenas quatro locais. Por este motivo a borda da barreira em contato com o oceano é bastante retilínea, possuindo uma baixíssima

---

sinuosidade. Por outro lado, na borda continental há uma variação bastante significativa na sinuosidade do contato da barreira com os sistemas existentes na sua retaguarda. Nos setores em retrogradação nota-se uma sinuosidade muito mais alta, relacionada aos processos envolvidos no transporte de sedimentos da barreira no sentido do continente. Já nos setores em progradação este contato tende a ser mais retilíneo (Figs. 52 a 55).

Quanto às unidades que compõem a barreira destacam-se as características do sistema eólico. Devido à composição predominantemente quartzosa, com alta reflectância nas bandas do visível e infravermelho próximo, quando não vegetado esse sistema é facilmente observado através de imagens de satélite (Figs. 51 e 52). Através do Modelo Digital de Elevação do Terreno (MDET) podem ser obtidas as altitudes e analisadas as feições morfológicas que compõem esses sistemas. Essa observação é importante, pois a tipologia do sistema eólico também possui relação com o comportamento da linha de costa (Martinho, 2008).

Os campos de dunas mais expressivos ocorrem no sentido nordeste das projeções costeiras, podendo ser relacionados com os setores cuja linha de costa é transgressiva (Figs. 51 e 52). Essa vinculação relaciona-se com a disponibilização de sedimentos a partir da erosão nesses setores com o transporte ao longo da costa pela deriva litorânea (Dillenburg *et al.*, 2009; Barboza & Rosa, 2012). Os campos de dunas são alimentados por sedimentos provenientes da praia que, quando secos, são transportados para o interior do continente pelo vento nordeste. Este transporte se dá desde a praia até o campo de dunas livres através de faixas arenosas, denominadas por Tomazelli (1994) de corredores de alimentação (Fig. 52).

Esses campos podem alcançar largura superior a 5 km e são formados principalmente por cadeias barcanóides, barcanas, cadeias transversais e, nas porções marginais, ocorrem ainda parabólicas e lençóis de areia (Tomazelli *et al.*, 2008b). Nas imagens de satélite essas feições resultam em uma textura rugosa sem estruturação ou com estruturação oblíqua a perpendicular à linha de costa. Essa estruturação tende a controlar o padrão da drenagem que se desenvolve nas regiões mais baixas, o qual possui essa mesma orientação.

---

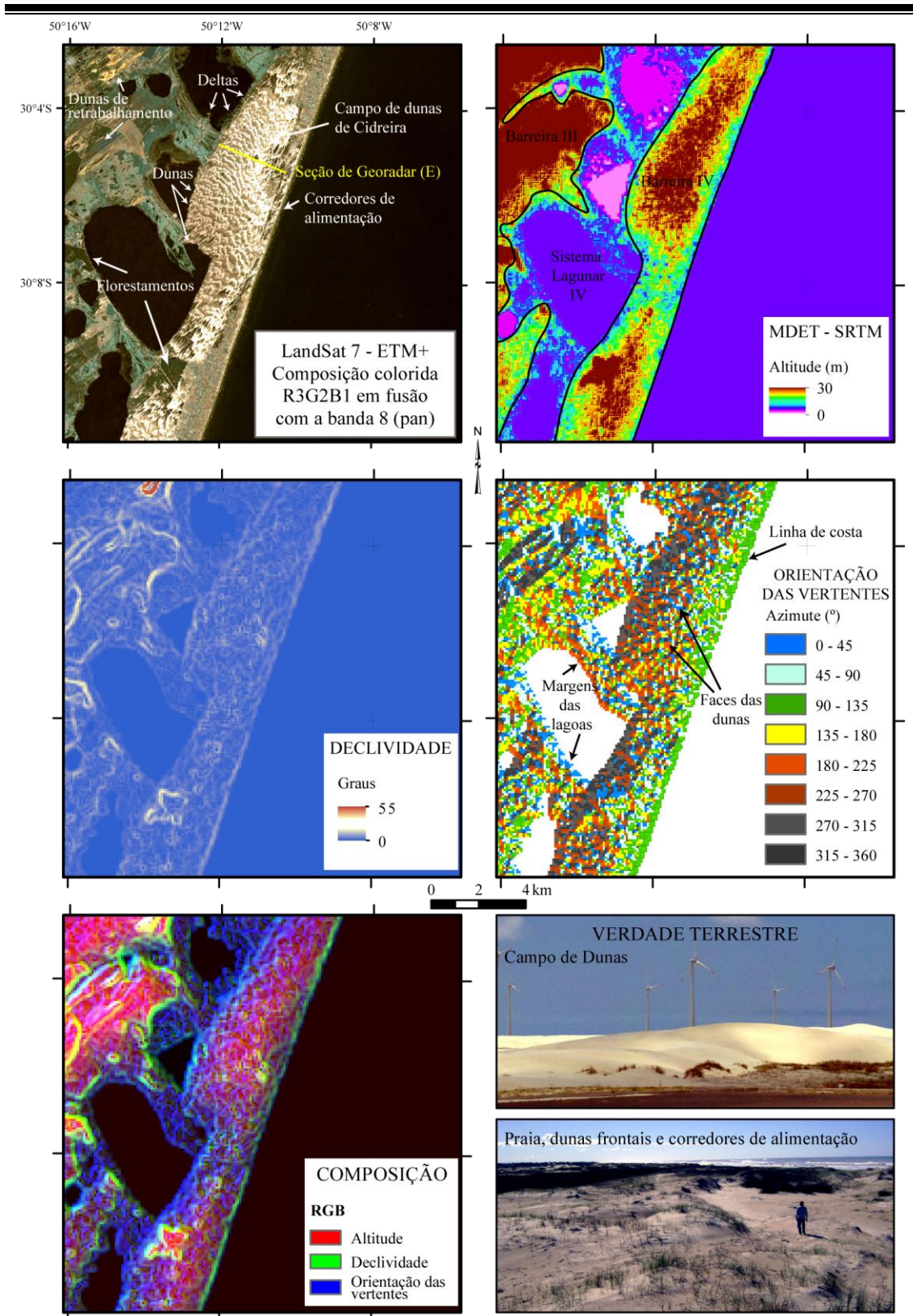


Figura 52. Imagem de satélite, modelo digital de elevação do terreno e produtos derivados da Área 1 (delimitada na Figura 51), utilizados na caracterização morfométrica da região do campo de dunas de Cidreira, onde a barreira holocênica é retrogradacional.



A altitude média desses campos de dunas, obtida através do MDET, é de 10 m, com máxima em torno de 22 m. Uma exceção ocorre no campo de dunas do balneário da Itapeva, localizado no município de Torres, no extremo nordeste da planície costeira. Neste local, as dunas escalam rochas da Bacia do Paraná, e as altitudes atingem os 30 m. Para destacar as elevações existentes, foi utilizada na representação do MDET uma escala com ampla variação de cores e calculadas as estatísticas para a distribuição das cores a partir do segundo desvio padrão do histograma de frequências da área representada.

Um perfil topográfico com orientação perpendicular à linha de costa ilustra a morfologia da barreira neste setor (Fig. 53). Pode-se observar que a barreira possui uma morfologia convexa e um relevo ondulado, onde os maiores desníveis ocorrem ao longo do sentido NE-SW, paralelo à linha de costa.

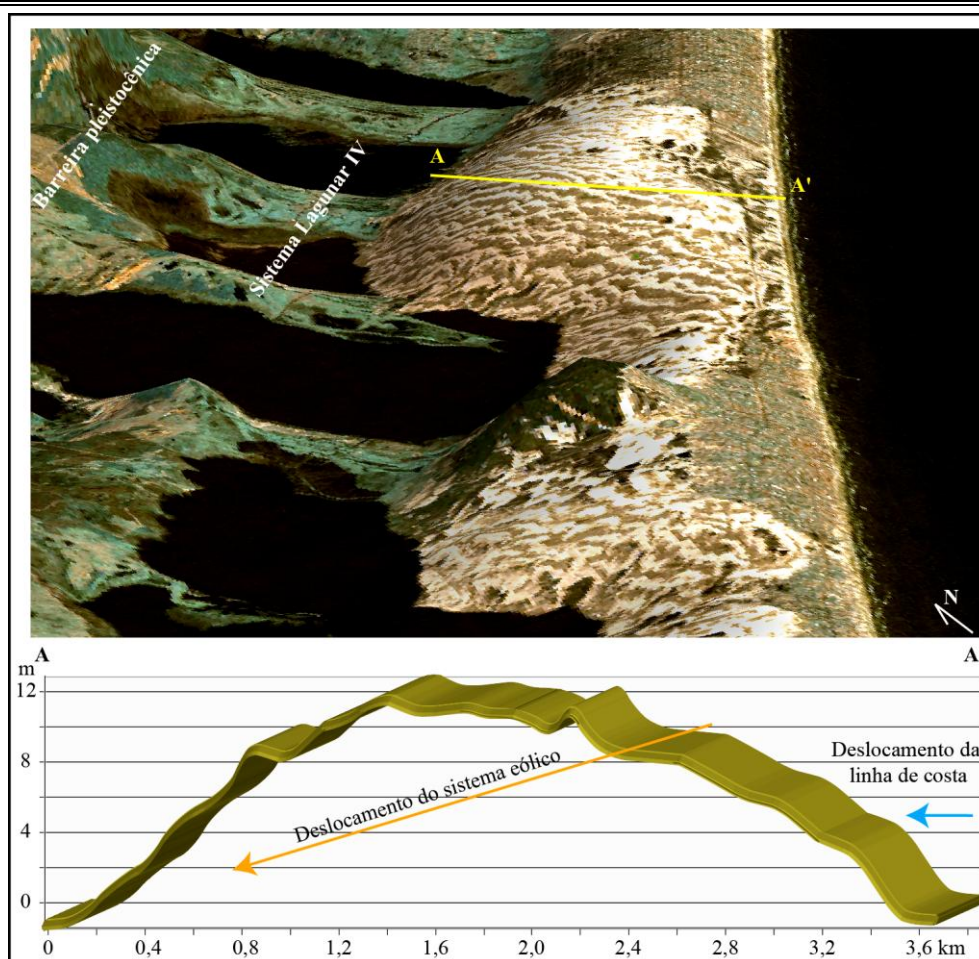


Figura 53. Representação tridimensional da barreira holocênica na Área 1, na região do campo de dunas de Cidreira, elaborado a partir da composição colorida (R3G2B1) da imagem do satélite Landsat 7 fusionada com a banda pancromática (8). Como base altimétrica foi utilizado o MDET (EV = 50x).

---

A imagem de declividade, elaborada a partir do MDET, representa classes com inclinação entre 0 e 55° (Fig. 52). A fim de representar as classes mais abundantes com uma maior variação de cores, também foi realizada uma classificação a partir do segundo desvio padrão do histograma de frequências. Contudo, diferentemente do aplicado para o MDET, a classificação levou em conta a distribuição dos valores não só na área representada, mas para todo o modelo. Esse critério teve a finalidade de manter uma simbologia única tornando possível a comparação entre as diferentes áreas ilustradas.

Na imagem resultante observam-se as maiores declividades associadas aos contatos entre a praia e o oceano, entre o sistema eólico e o sistema lagunar, e, principalmente entre a barreira pleistocênica e o sistema lagunar. Ainda dentro do campo de dunas são observadas algumas declividades mais altas, as quais podem ser associadas com as faces de deslizamento. Cabe ressaltar que devido à resolução espacial do modelo empregado (90 m), não é possível individualizar as dunas com clareza, mas é possível definir um padrão para o campo de dunas com o um todo.

Também a partir do MDET foi gerada uma imagem de orientação de vertentes (*aspect*), que representa o azimute para o qual as máximas declividades estão voltadas. Para melhor representar as feições presentes na área foram definidas oito classes, com 45° cada. As cores das classes foram selecionadas a partir da identificação da orientação das principais feições observadas através das imagens de satélite. Assim, para algumas classes foram atribuídas cores similares de forma que as feições com orientação entre as classes mantivessem a sua continuidade.

Como resultado, observa-se com bastante clareza que a linha de costa e toda a região leste da barreira possuem declividade máxima voltada para SE. As margens sul das lagoas aparecem voltadas para NE e as margens norte para SW, definindo uma orientação NW-SE. Essa orientação também é observada no interior do campo de dunas, com formas alongadas que representam as faces de barlavento e sotavento das dunas, que migram no sentido SW, forçadas pelo vento NE.

No contato entre os campos de dunas e as lagoas, as cores cinza indicam declividades máximas para NW. Sobre a Barreira III (pleistocênica) há também feições com essa orientação, as quais se destacam na imagem de declividade e podem ser identificadas nas imagens de satélite como dunas, interpretadas por Villwock & Tomazelli (1995) como o retrabalhamento e reativação da Barreira III.

---

---

Uma última imagem foi gerada com a finalidade de cruzar as informações de altitude (MDET), declividade e orientação das vertentes. Essa imagem é uma composição colorida elaborada a partir da integração desses dados. De forma análoga a composições coloridas de imagens orbitais, é atribuída uma das cores primárias (vermelho, verde ou azul) para cada banda. O resultado é uma combinação das diferentes proporções de cada banda, de acordo com a magnitude original da grandeza representada em cada *pixel* da imagem. Nessa composição, os locais com altitudes maiores (MDET na banda do vermelho) terão maior contribuição de vermelho na combinação. Locais com declividades maiores terão mais contribuição do verde e azimutes mais altos, do azul. Setores com altitudes e declividades acentuadas tenderão ao amarelo, que é a soma das cores vermelho e verde. Como resultado, são observadas altitudes e declives acentuados em amarelo especialmente sobre os depósitos de idade pleistocênica. O contato entre o sistema eólico e as lagoas possuem altitudes um pouco mais baixas, declividades e orientação para azimutes altos, resultando em tons de ciano. Nos locais com altitudes e orientação dos declives para azimutes médios a altos, como no campo de dunas e na Barreira III, a cor resultante é rosa. O interessante dessa composição é que, devido a gama de cores, são gerados padrões que permitem uma maior diferenciação das unidades geológicas representadas.

Seguindo o princípio da verdade terrestre, que pressupõe a verificação em campo das interpretações realizadas por meio do sensoriamento remoto, a paisagem local é ilustrada por meio de fotografias, onde são observadas feições como dunas, interdunas, corredores de alimentação, setores de deflação (*blowout*) e sangradouros.

Nos setores com linha de costa regressiva há a tendência de uma textura rugosa com estruturação aproximadamente paralela à linha de costa (Figs 54 e 55). Essa estruturação é observada através de imagens ópticas devido à alternância de terrenos mais úmidos e mais secos, o que resulta, respectivamente, em refletâncias menores e maiores nas bandas do espectro do visível e infravermelho próximo. Essa estruturação está relacionada com o sistema eólico, composto na região por cordões de dunas que se deslocam no sentido do continente (*transgressive dune ridges*) (Martinho, 2008). Com baixa amplitude, esses cordões são descontínuos quando observados em detalhe, formando franjas ou lençóis de areia segmentados, com dunas de precipitação no sentido do continente, separados por baixos topográficos que muitas vezes formam banhados (Dillenburg *et al.*, 2006 e 2009; Hesp *et al.*, 2005 e 2007) (Fig. 54).

---

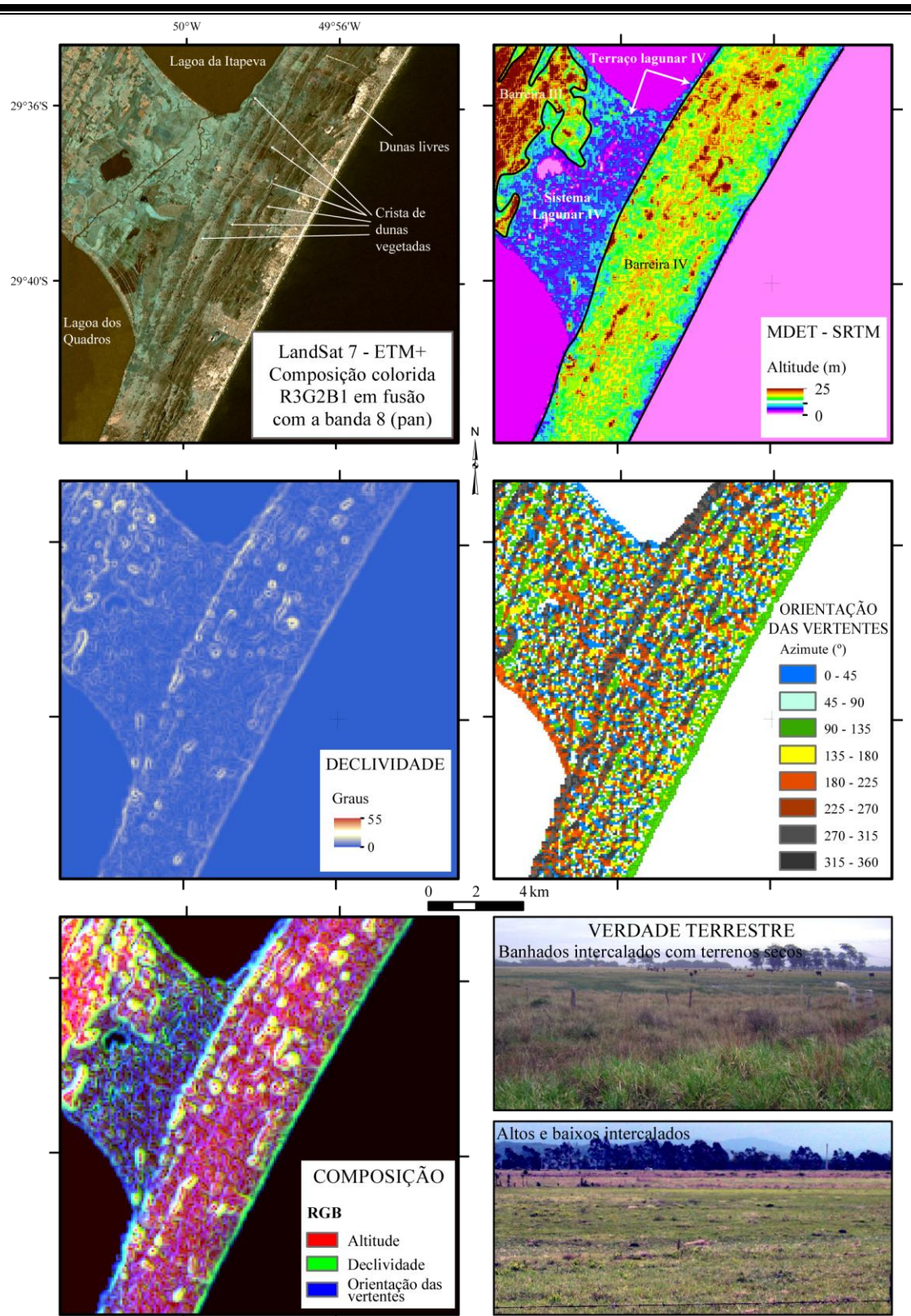


Figura 54. Caracterização da Área 2, na região norte da planície costeira, nas proximidades do balneário de Curumim, onde a barreira holocênica progradada e a morfologia superficial reflete a presença de cordões de dunas eólicas (*transgressive dune ridges*).

Com relação às altitudes, a média nesses setores é de 8 m. As dunas mais altas são encontradas em alguns locais no extremo oeste da barreira, na forma de dois cordões com orientação paralela a linha de costa. Na margem da Lagoa da Itapeva altitudes de até 15 m foram medidas através do método DGPS. Esse cordão representa o máximo avanço da barreira no sentido do continente durante o trato transgressivo (Dillenburg *et al.*, 2009). Para a representação do MDET foi utilizado o mesmo processo descrito para a área do campo de dunas de Cidreira, com o ajuste pelo segundo desvio padrão considerando somente a área representada. Os alinhamentos das cristas de dunas são observados através do MDET, apesar de algumas interferências devido à presença de árvores, que acabam sendo destacadas. Ainda assim, o padrão geral é bastante visível e pode ser identificado também na imagem de declividade.

O perfil topográfico deste setor demonstra a suave ondulação no sentido perpendicular à linha de costa com altitudes mais elevadas no início do perfil e uma tendência de queda bastante evidente a partir dos 3 km (Fig. 55). A orientação dessa ondulação também controla o padrão da drenagem, que se desenvolve associada às cavas, convergindo e truncando alguns cordões. Segundo Hesp *et al.* (2005), há um divisor de águas relacionado ao padrão da progradação, separando a drenagem voltada para o oceano da voltada para o sistema lagunar a partir do ponto em que a tendência é de cordões com cotas progressivamente mais baixas.

A orientação dessas feições aparece mais claramente em tonalidades cinza na imagem de orientação das vertentes, indicando a inclinação maior no sentido NW, sobretudo até a metade NW da barreira. Nessa imagem as margens das lagoas e a linha de costa também são bastante destacadas. Uma diferença notória entre esse setor e o do campo de dunas é a menor quantidade de segmentações na linha de costa, observada na Figura 52 pela cor azul claro que indica declividades máximas para NE e E. Uma maior quantidade de áreas de deflação (*blowout*) e sangradouros adjacentes ao campo de dunas pode ser a origem dessa diferença.

Na composição colorida a linha de costa é representada por tonalidades verdes, indicando alta declividade. Na barreira predominam tonalidades rosa, sugerindo altitudes médias e vertentes inclinadas para azimutes altos. Alinhamentos em amarelo indicam locais com alta declividade e altitudes maiores, representando o contato entre as cristas e as áreas mais baixas. No sistema lagunar adjacente baixas altitudes e declividades resultam em um predomínio de azul com alguns contornos em verde.

Ao oeste, onde se encontra a Barreira III, tons de rosa com um padrão de alinhamentos em amarelo demonstram altitudes mais elevadas e linhas de mais alta declividade.

Nas fotografias de campo a paisagem da barreira é ilustrada, com cristas mais secas intercaladas com áreas mais úmidas. A morfologia é bastante suave, e a estruturação da barreira, facilmente identificável através de imagens de satélite, é bem menos distinta quando observada em campo.

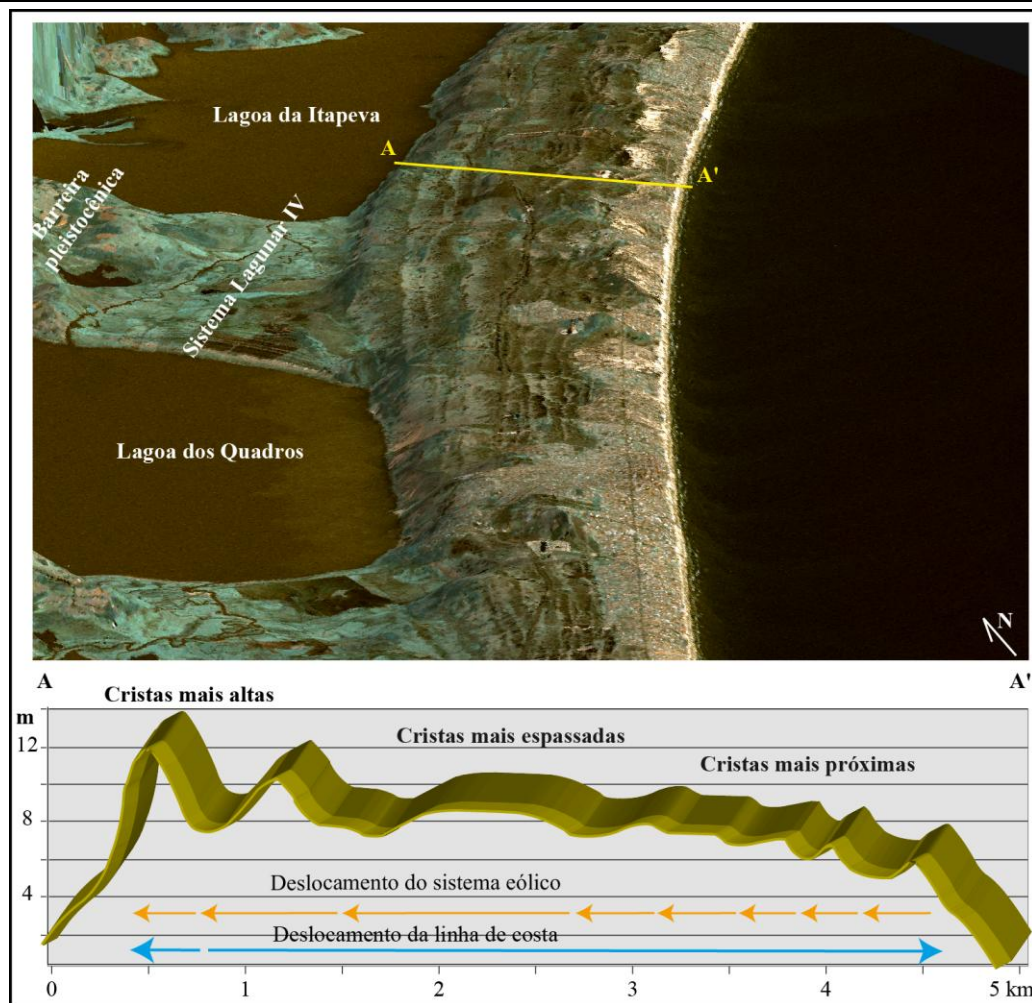


Figura 55. Barreira holocênica da Área 2, representada tridimensionalmente pela composição colorida (R3G2B1) da imagem do satélite Landsat 7 fusionada com a banda pancromática (8). Como base altimétrica foi utilizado o MDET (EV = 70x). No perfil topográfico observa-se a presença de uma crista mais elevada no extremo NW e de cavas e cristas assimétricas, relacionadas com a migração do sistema eólico em um sentido inverso ao do crescimento da barreira.

Nos setores com linha de costa regressiva outra possibilidade é a do sistema eólico ser composto por cordões de dunas frontais (*foredune ridges*), os quais

---

também possuem orientação paralela à costa e morfologia convexa, na forma de cristas relativamente contínuas (Dillenburg *et al.*, 2006 e 2009; Hesp *et al.*, 2005 e 2007). Estas cristas possuem amplitude similar ou maior que a dos cordões de dunas ilustrados na Área 2, e também são separados por baixos topográficos, na forma de cavas geralmente úmidas (Fig. 56).

No setor representado, localizado no município de Rio Grande, no sul da planície costeira, a altitude média é de 7 m. No MDET observa-se, a partir do contato com a Barreira III, uma região mais baixa, que aparece mais escura na imagem de satélite. No sentido leste há um conjunto de cristas com altitudes mais elevadas devido ao seu maior recobrimento eólico. Na região mais próxima à linha de costa um conjunto de cordões de dunas recobre a barreira, se estendendo até a atual duna frontal (Fig. 57).

Uma diferença com relação à Área 2, onde a barreira é toda recoberta por dunas eólicas, refere-se a visualização do alinhamentos dos cordões, os quais se destacam nas imagens de satélite. Na Área 3 esses alinhamentos não são evidentes quando observados no MDET e em seus produtos derivados. Isto se deve à relação entre a resolução espacial do modelo, que é de 90 m, e a largura das cristas e cavas, que varia de 30 a 150 m, não permitindo a sua delimitação precisa.

As baixas declividades da área como um todo são interrompidas somente nos limites da barreira: em seu contato com a Barreira III e na linha de costa. Na imagem de orientação das vertentes é possível observar uma tendência sutil a inclinações no sentido W, relacionada a um feixe de cordões mais altos com orientação aproximadamente SSW-NNE.

Na composição colorida, a Barreira III se destaca com as maiores altitudes representadas pela tonalidade rosa e seu contato com a Barreira IV aparece em amarelo. Nesta imagem, a linha de costa, os alinhamentos anteriormente citados e alguns alinhamentos mais sutis, com orientação SW-NW, possuem algum destaque com relação ao restante da área. Esses alinhamentos são coincidentes com fases de cordões de dunas (*transgressive dune ridges*) que migraram sobre a barreira ao longo da sua evolução e que ocorrem atualmente como dunas livres na região mais próxima à linha de costa. Devido às altitudes e declividades baixas, somadas a uma orientação preferencial das maiores declividades para azimutes menores, a barreira como um todo aparece mais escura nesta composição.

---

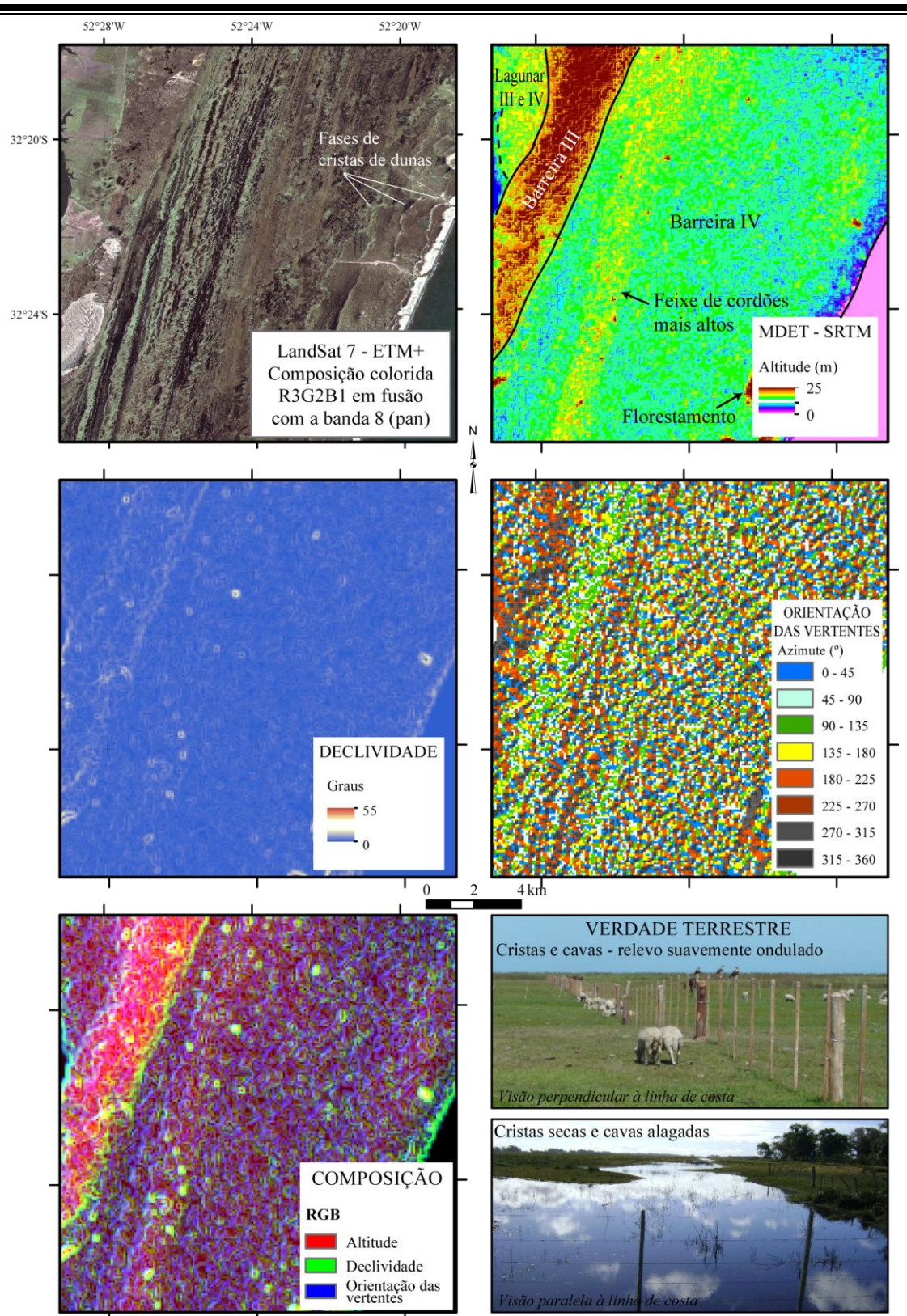


Figura 56. Área 3 correspondente ao setor sul da planície costeira, na região entre o Banhado do Taim e o Balneário do Cassino, onde a barreira holocênica prograda através de cordões de dunas frontais (*foredune ridges*), algumas vezes recobertos e intercalados com fases de desenvolvimento de cordões eólicos (*transgressive dune ridges*).



Fotografias de campo de cristas e cavas de dois setores dessa barreira ilustram a morfologia do terreno (Fig. 56). De forma similar ao setor anteriormente descrito, cristas mais secas intercalam-se com as cavas, muitas vezes mais úmidas ou alagadas, o que facilita a sua visualização em campo.

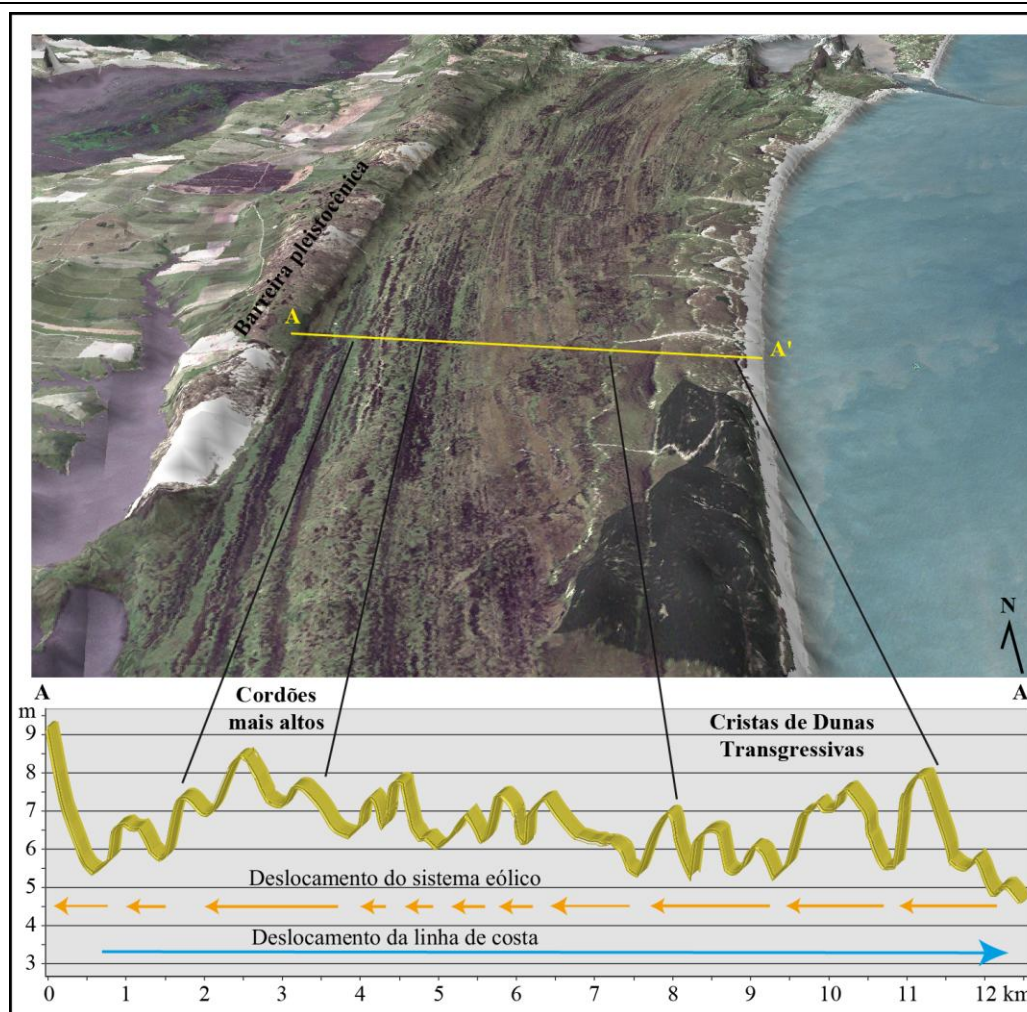


Figura 57. Visualização tridimensional da barreira holocênica da Área 3, através da composição colorida (R3G2B1) da imagem do satélite Landsat 7 fusionada com a banda pancromática (8). Como base altimétrica foi utilizado o MDET (EV = 100x). No perfil topográfico observa-se a presença de cristas e cavas com morfologias simétricas e assimétricas, relacionadas com cordões de dunas frontais intercalados com fases de recobrimento por dunas eólicas, as quais migram em sentido inverso ao do crescimento da barreira.

Apesar da resposta nos produtos altimétricos não permitir a definição de algumas feições observadas nas imagens ópticas e em campo, o resultado obtido permite uma diferenciação bastante evidente entre os setores descritos. Além das mudanças observadas entre os setores cujo comportamento da barreira é distinto, podem-se caracterizar variações internas aos setores.

Outra característica influenciada pelo sistema eólico é o fato da barreira ser mais vegetada nos setores em progradação quando comparada aos setores em retrogradação, onde há a presença de dunas livres (Fig. 58). Em uma composição colorida R4G3B2, a utilização da banda 4, correspondente ao infravermelho próximo, destaca a ocorrência de vegetação. Devido à alta reflectância da vegetação nessa faixa do espectro eletromagnético, a sua presença nesta composição resulta na coloração vermelha da imagem.

Na área composta pelo sistema praial e pelas dunas frontais, outras características indicam a tendência do comportamento da linha de costa. Em imagens orbitais uma maior densidade de drenagens (sangradouros) ocorre associada aos setores em retrogradação. Essa presença está relacionada com a morfologia convexa da barreira, que forma um divisor de águas decompondo a drenagem no sentido do sistema lagunar e no sentido da praia. Nos setores em retrogradação a superfície da barreira é formada predominantemente por cadeias de dunas barcanas alongadas com orientação oblíqua à linha de costa, na direção NW-SE. Essa configuração gera, entre as dunas, regiões baixas onde se instala a drenagem, facilitando o desenvolvimento dos sangradouros que possuem orientação similar.

Nos setores em progradação a alternância de cristas e cavas paralelas à costa origina baixios com orientação perpendicular a dos sangradouros. Assim, as drenagens perpendiculares à linha de costa concentram-se nas regiões mais próximas à praia e em pontos de convergência da drenagem com orientação paralela.

Em campo observa-se que nos setores em retrogradação as dunas frontais tendem a ser escarpadas, especialmente durante os meses de inverno, quando há uma maior frequência nos eventos de tempestade que sobrelevam o nível do mar (Fig. 58). Lamas de origem lagunar e turfa afloram na atual face de praia comprovando a transgressão da linha de costa (Tomazelli *et al.*, 1998; Dillenburg *et al.* 2004). A presença desses depósitos pode também influenciar a maior frequência de sangradouros, criando uma barreira de permeabilidade e aumentando a ocorrência de drenagens. Exsudações freáticas também são comumente observadas na praia.

No extremo sul da planície costeira a ocorrência de uma falésia na praia, gerada em depósitos relacionados à Barreira III, também indica o processo de erosão. Neste local, a retrogradação é tão expressiva que o sistema lagunar já não está mais presente em superfície, na retaguarda da barreira.

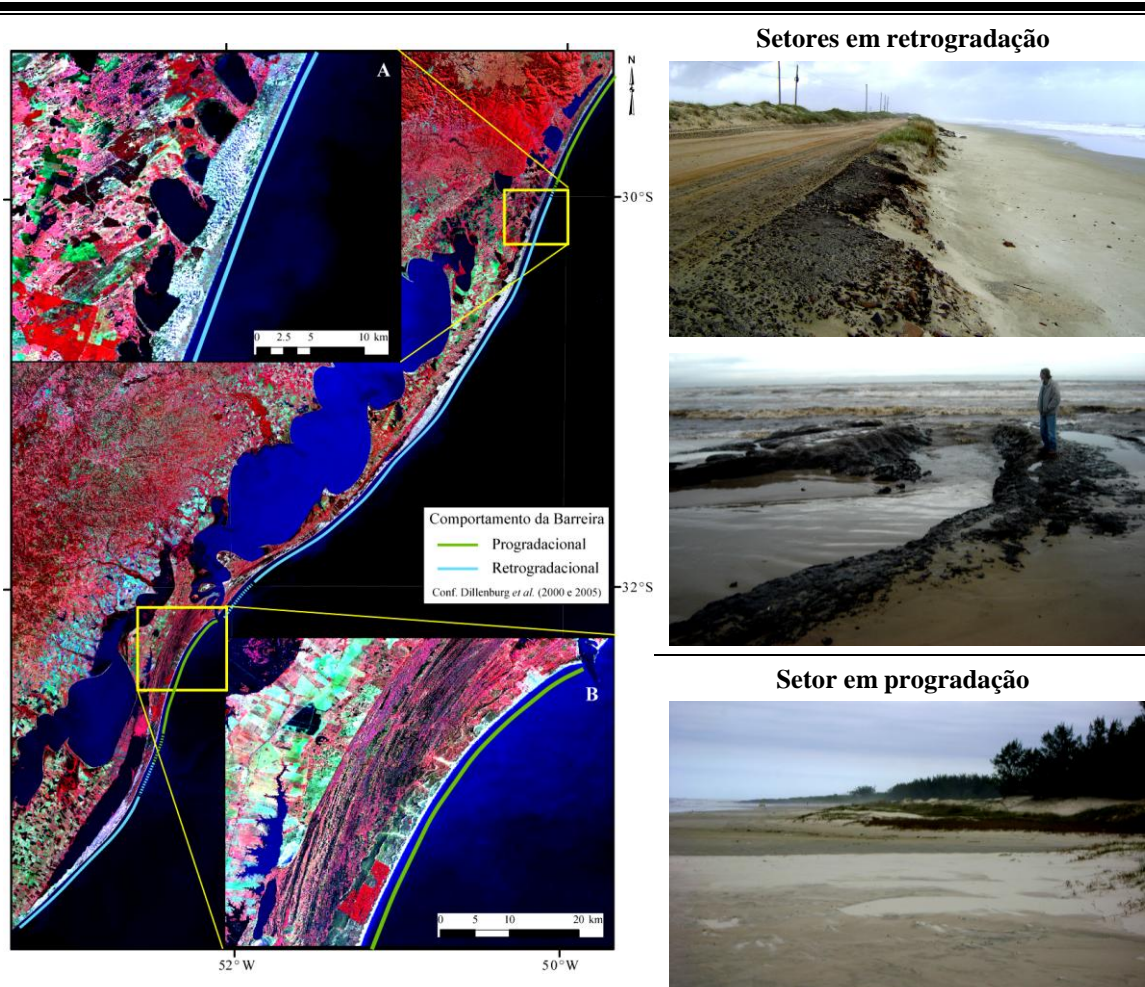


Figura 58. Imagem do Satélite Landsat 7, Sensor ETM+, composição colorida R4G7B2 destacando os setores onde a barreira holocênica possui diferentes comportamentos. Em A, setor retrogradacional, com a presença dos grandes campos de dunas. Em B, setor progradacional, com a presença de cordões litorâneos regressivos (elaborado a partir dos trabalhos de Dillenburg *et al.*, 2000 e 2005). As fotografias ilustram algumas características das praias. No setor em retrogradação indícios de erosão são frequentes e ficam bem ilustrados em locais urbanizados. Além disso, afloramentos de lamas de origem lagunar são frequentemente observados em algumas regiões como no Balneário do Jardim do Éden, no litoral norte. Já nos setores em progradação a praia tende a ser mais larga e, em muitos locais, dunas embrionárias ou até novas cristas de dunas frontais em desenvolvimento são observadas.

Com relação ao sistema lagunar, algumas feições são indicativas da interação entre este sistema e a barreira adjacente. Conforme descrito, nos setores em retrogradação há um maior desenvolvimento de dunas livres, as quais migram principalmente em decorrência da ação do vento nordeste. Ao chegar às lagoas estes sedimentos passam a compor as suas margens, contribuindo para a sua colmatação. De acordo com a orientação entre o sistema lagunar e o sistema eólico, a face de deslizamento das dunas entra diretamente no corpo d'água (Fig. 52). Em outros locais os sedimentos presentes nos campos de dunas são transportados para o interior dos corpos lagunares por meio de pequenas drenagens presentes nos interdunas. Ao chegar

às lagoas, os sedimentos transportados por estes canais formam deltas, que migram lateralmente de acordo com o deslocamento das dunas e consequente mudança na posição dos interdunas (Tomazelli, informação verbal; Lima *et al.*, 2012).

O sistema lagunar presente na retaguarda dos setores em retrogradação possui um perfil assimétrico quando analisadas as margens leste, em contato com a Barreira IV, e as margens oeste, continentalizadas. Devido ao maior aporte de sedimentos pela margem leste, relacionada com a retrogradação da barreira, o perfil batimétrico lagunar tende a ser mais íngreme (Tomazelli, 1990).

Já nos setores em progradação os sistemas lagunares possuem um perfil mais simétrico. Em torno das margens atuais é comumente observada a presença de um terraço gerado em um nível lagunar acima do atual, por ocasião do último máximo do nível relativo do mar, há aproximadamente 6 ka (Fig. 54).

### **5.1.2. Subsuperfície**

O registro obtido através do georradar é um dos principais diagnósticos atualmente empregados na caracterização do comportamento da Barreira IV (Barboza *et al.*, 2011). Nos setores em progradação o registro do georradar é essencialmente composto por refletores oblíquos, com mergulho médio de aproximadamente 03°, ou entre 5 a 6%, podendo ser classificado, de acordo com Florenzano (2008), como de baixo ângulo. Essa inclinação está voltada para o oceano, indicando o deslocamento dos sistemas costeiros neste mesmo sentido (Fig. 59 - Seções B e D).

Já nos setores em retrogradação o registro é composto por refletores oblíquos, muitas vezes sigmoidais, com variação na declividade desde baixo a alto ângulo (aproximadamente até 30° ou 52%), inclinados no sentido do continente, os quais representam depósitos associados ao sistema lagunar presente na retrobarreira (Fig. 59 - Seções A e C). Esses depósitos podem ser relacionados com praias existentes nas margens lagunares, com deltas, com as faces de deslizamento de dunas entrando diretamente no corpo lagunar ou ainda, em algumas situações, com leques de sobrelavagem (Figs. 60 e 61).

Por estarem abaixo do nível de ação das ondas, esses depósitos têm maior potencial de preservação e, atualmente, estão sendo encontrados também na porção

mais continental dos setores em progradação (Silva, 2011; Barboza *et al.*, 2011). Estas são as feições características da fase retrogradacional da barreira (Fig. 61).

Na transição entre os setores retrogradacionais e progradacionais existem locais em que o comportamento da barreira é praticamente estacionário. Nesses setores também tem sido encontrado, na base das seções, o registro da fase retrogradacional (Fig. 59 - Seção C).

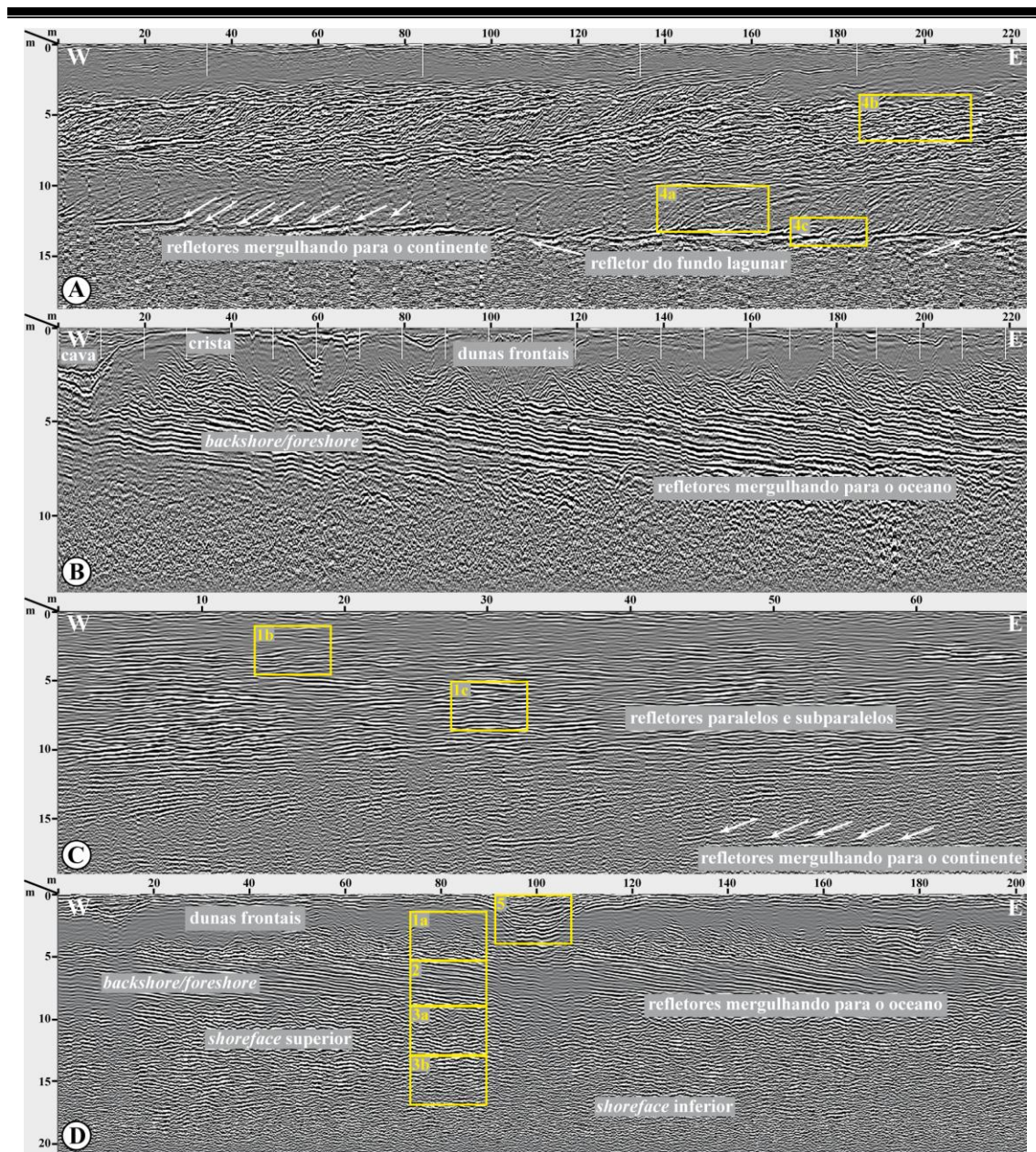


Figura 59. Seções de georradar adquiridas com uma antena de contato com frequência central de 200 MHz em setores retrogradacionais (A e C), agradacionais (C) e progradacionais (B e D) da barreira holocênica (Barboza *et al.*, 2011). Em amarelo estão delimitadas as principais radarfácies definidas, descritas no Quadro 3.

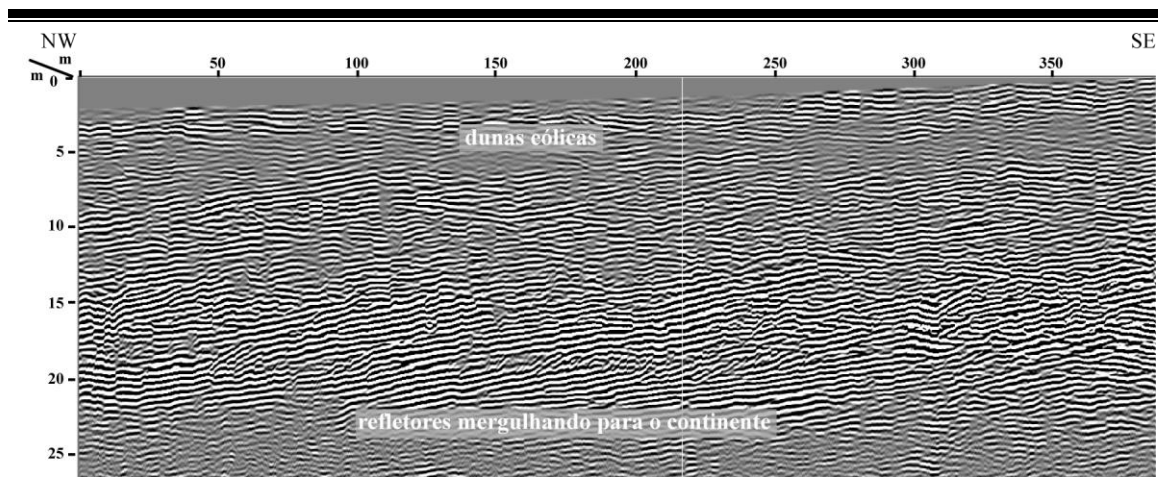


Figura 60. Seção de georradar (E) adquirida na barreira holocênica com antena aérea, com frequência central de 150 MHz no campo de dunas de Cidreira (Área 1 - Fig. 52). O registro é predominantemente retrogradacional composto por refletores oblíquos sigmoidais inclinados no sentido do continente. Esses são interpretados como dunas e deltas presentes na margem da lagoa, de forma análoga ao que é observado atualmente.

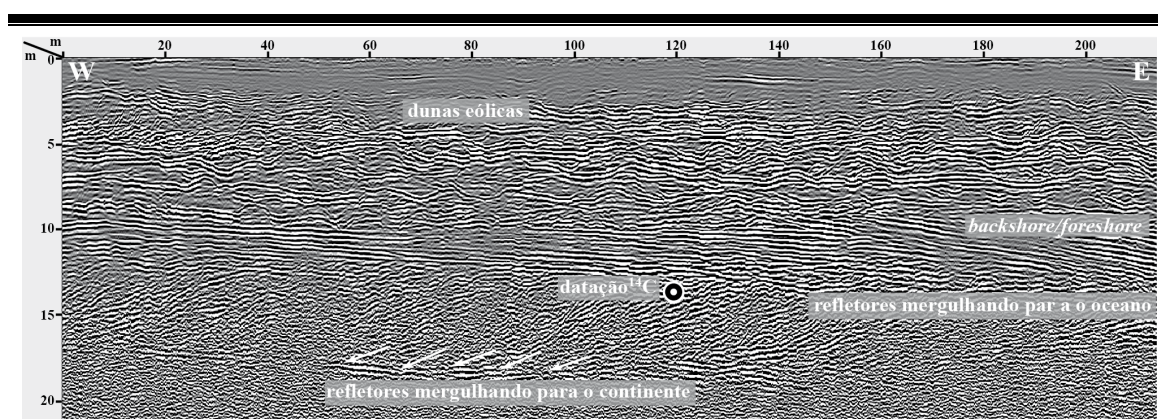


Figura 61. Seção de georradar adquirida na barreira holocênica com antena de contato, com frequência central de 200 MHz no município de Passo de Torres, sul de Santa Catarina (Silva, 2011 e Barboza *et al.*, 2011). A barreira holocênica está posicionada na continuidade do embaiamento costeiro do litoral norte do Rio Grande do Sul. Neste local foi encontrado o registro da fase retrogradacional da barreira (na base da seção) e a passagem para a fase progradacional (no centro da seção), recoberta por dunas eólicas. Uma datação com  $^{14}\text{C}$  no contato entre essas fases obteve idade calibrada de 8,320 a 8,070 ka (Silva, 2011).

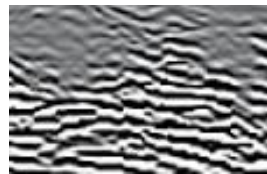

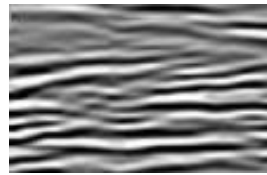
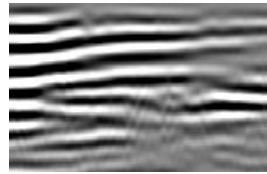
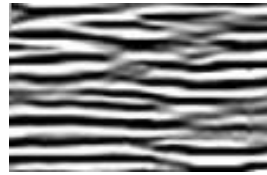
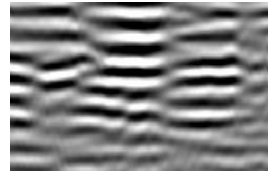
Na porção superior dos setores estacionários os refletores possuem tendência à horizontalidade, resultado de um padrão de empilhamento predominantemente agradacional, podendo, em alguns locais, haver uma leve tendência progradacional (Barboza *et al.*, 2011). Esses depósitos são associados ao sistema eólico, com a geração de pacotes espessos devido ao espaço de acomodação gerado ainda durante a elevação do nível do mar.

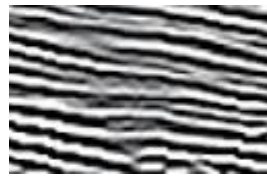



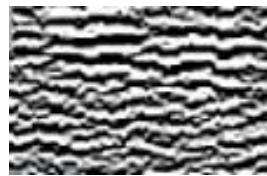
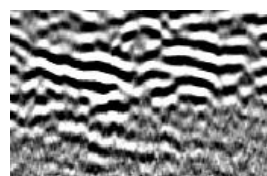


A delimitação das radarfácies e a sua associação com furos de sondagens, permite interpretar a presença de depósitos cuja sucessão vertical é diagnóstica do

comportamento da linha de costa. Esses estão relacionados ao sistema eólico, ao sistema praiar, ao sistema marinho raso e ao sistema lagunar (Quadro 3).

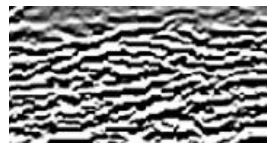

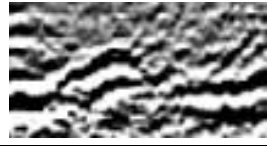
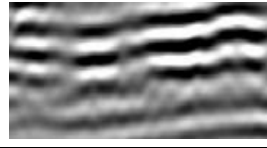
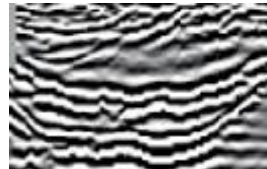
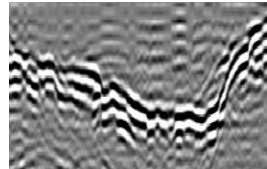
Para ilustrar as diferenças de resolução obtidas entre seções adquiridas com antenas distintas foram inseridos recortes de seções oriundas de antenas de contato de 200 MHz e de antenas aéreas de 70 MHz. É evidente como o nível de detalhamento resultante se altera em função da frequência das antenas utilizadas.

Quadro 3. Radarfácies (Rf) identificadas, definidas com base nas características propostas por Neal (2004). As dimensões são aproximadas, não sendo consideradas diagnósticas.

Rf	Descrição	W	Imagens	E	Interpretação
1a	<p>Forma: sinuosa convexa.  Mergulho: multidirecional de alto ângulo no topo, diminuindo na base.  Relação entre refletores: caótica.  Continuidade: refletores descontínuos.  Amplitude: variável, aumentando no sentido do contato com a Rf2.  Dimensões aproximadas: conjuntos com 5 m de espessura por 5 a 10 m de comprimento.</p>		<p>200 MHz</p> 		Dunas frontais
			<p>70 MHz</p> 		
1b	<p>Forma: planar.  Mergulho: baixo ângulo, com tendência resultante no sentido oposto a dos refletores das Rf3 e 4.  Relação entre refletores: subparalela, com truncamentos oblíquos entre conjuntos.  Continuidade: refletores relativamente contínuos.  Amplitude: média, com variações ao longo da seção.  Dimensões aproximadas: conjuntos com 1 a 3 m de espessura e continuidade decimétrica.</p>		<p>200 MHz</p> 		Depósitos eólicos com migração no sentido do continente
			<p>70 MHz</p> 		
1c	<p>Forma: planar a suavemente sinuosa.  Mergulho: horizontal ou multidirecional de muito baixo ângulo.  Relação entre refletores: oblíqua.  Continuidade: refletores descontínuos.  Amplitude: alta, com variações ao longo da seção.  Dimensões aproximadas: espessura muito variável, com conjuntos de 1 a 10 m e continuidade decimétrica.</p>		<p>200 MHz</p> 		Depósitos eólicos agradacionais
			<p>70 MHz</p> 		

Rf	Descrição	W	Imagens	E	Interpretação
2	<p>Forma: planar.  Mergulho: unidirecional de baixo ângulo (média 5°).  Relação entre refletores: paralelos e oblíquos.  Continuidade: refletores contínuos.  Amplitude: alta.  Dimensões aproximadas: 5 m de espessura com conjuntos de refletores paralelos podendo se estender por dezenas de m.</p>		<p>200 MHz</p> 		<p><i>Backshore</i>  <i>Foreshore</i></p>
			<p>70 MHz</p> 		
3a	<p>Forma: sinuosa.  Mergulho: no detalhe, multidirecional, contudo há uma tendência resultante no mesmo sentido dos refletores da Rf3.  Relação entre refletores: caótica.  Continuidade: refletores descontínuos.  Amplitude: alta.  Dimensões aproximadas: 5 m de espessura com ondulações de dimensões métricas a decimétrica.</p>		<p>200 MHz</p> 		<p><i>Shoreface superior</i></p>
			<p>70 MHz</p> 		
3b	<p>Forma: suavemente sinuosa a planar.  Mergulho: muito baixo ângulo, por vezes ainda com tendência resultante no mesmo sentido dos refletores das Rf3 e 4.  Relação entre refletores: subparalela, com truncamentos oblíquos entre conjuntos.  Continuidade: refletores relativamente contínuos.  Amplitude: média, com tendência de queda na parte inferior.  Dimensões aproximadas: 5 m de espessura com ondulações decimétricas.</p>		<p>200 MHz</p> 		<p><i>Shoreface médio/inferior</i></p>
			<p>70 MHz</p> 		
4a	<p>Forma: sigmoidal.  Mergulho: unidirecional com variações de baixo a alto ângulo ao longo dos refletores (03 a 30°).  Relação entre refletores: oblíqua tangencial.  Continuidade: refletores contínuos.  Amplitude: intercalação de altas e baixas.  Dimensões aproximadas: espessura de até 5 m, com conjuntos que se estendem lateralmente por 5 a 20 m.</p>		<p>200 MHz</p> 		<p>Margem Lagunar  praias e deltas</p>
			<p>70 MHz</p> 		



Rf	Descrição	W	Imagens	E	Interpretação
4b	<p>Forma: ondulada a planar (antenas de mais baixa frequência).</p> <p>Mergulho: unidirecional de alto ângulo (10 a 30°).</p> <p>Relação entre refletores: paralelos e oblíquos.</p> <p>Continuidade: refletores descontínuos envelopados entre conjuntos de refletores contínuos.</p> <p>Amplitude: alta.</p> <p>Dimensões aproximadas: conjuntos com mais de 5 m de espessura, podendo se estender por dezenas de m.</p>		200 MHz		Margem lagunar: migração de dunas eólicas
			70 MHz		
4c	<p>Forma: planar com algumas ondulações.</p> <p>Mergulho: horizontal.</p> <p>Relação entre refletores: geralmente um refletor único ou um conjunto paralelo, oblíquo aos refletores das radarfácies adjacentes.</p> <p>Continuidade: refletores contínuos.</p> <p>Amplitude: alta.</p> <p>Dimensões aproximadas: 1 a 2 m de espessura com continuidade podendo chegar a centenas de m.</p>		200 MHz		Fundo Lagunar
			70 MHz		
5	<p>Forma: côncava.</p> <p>Mergulho: bidirecional nas bordas e horizontal no centro. O preenchimento pode variar de acordo com o tipo de feição – cava ou canal.</p> <p>Relação entre refletores: paralela à subparalela com preenchimento variável, podendo ser oblíquo.</p> <p>Continuidade: refletores contínuos.</p> <p>Amplitude: alta na base. Por vezes o preenchimento e a região imediatamente abaixo de cavas podem ser transparentes.</p> <p>Dimensões aproximadas: Cavas – 1 a 4 m de espessura por 5 a 20 m de comprimento em cortes perpendiculares a maior extensão.</p> <p>Canais – chegam a mais de 30 m de profundidade e dezenas ou centenas de m de comprimento em cortes perpendiculares a maior extensão.</p>		200 MHz		Cavas entre as dunas frontais ou canais fluviais
			70 MHz		

Como pode ser observado no Quadro 3, a frequência e o arranjo das antenas, bem como outros parâmetros de aquisição e de processamento podem modificar consideravelmente o aspecto do dado resultante. Assim como descrito no Capítulo de Materiais e Métodos, constata-se a influência da profundidade da janela de aquisição. Uma pequena mudança nessa janela modifica consideravelmente o exagero vertical da seção e, por consequência, a aparência dos refletores (Fig. 62). Além disso, procedimentos como o ganho, que equaliza os contrastes da seção e por consequência suprime informações relativas às variações de amplitude, ou o empilhamento horizontal

dos traços (*stacking*), que compacta a seção alterando as relações de escala (exagero vertical), também influenciam no dado final. Portanto, na identificação das radarfácies essas questões foram consideradas por se trabalhar com dados oriundos de aquisições distintas.

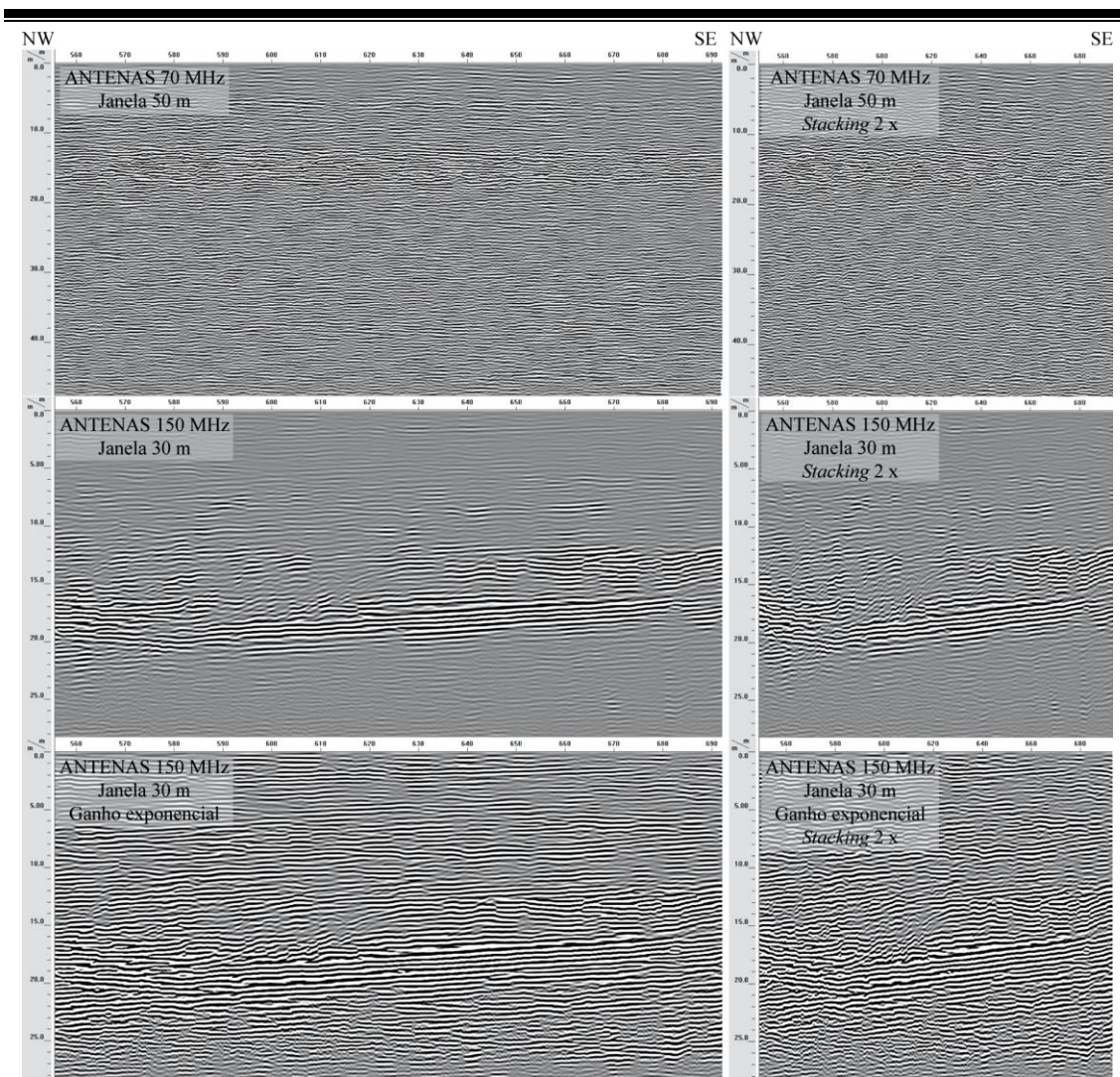


Figura 62. Segmento da seção E, adquirida na área do campo de dunas de Cidreira, ilustrando o resultado obtido a partir da aquisição com antenas de frequências e com janelas distintas, bem como a aplicação de diferentes técnicas de processamento.

## 5.2. Sistemas Laguna-Barreira I, II e III

Tendo como base a caracterização do Sistema Laguna-Barreira IV (Quadro 2), foi realizada uma derivação dos guias descritos para a análise dos sistemas I, II e III de idade pleistocênica, através dos diferentes tipos de dados, adaptando e inserindo às observações aspectos específicos relacionados com a evolução destas

unidades. Inicialmente serão descritos os resultados obtidos através das análises da superfície dos sistemas e, posteriormente, os de subsuperfície.

### 5.2.1. Superfície

Para a análise das características dos sistemas pleistocênicos em superfície, a planície costeira foi dividida em três setores correspondentes ao litoral sul, do Chuí a Rio Grande; ao litoral médio, de São José do Norte ao Balneário Pinhal; e ao litoral norte, de Balneário Pinhal a Torres (Fig. 63).

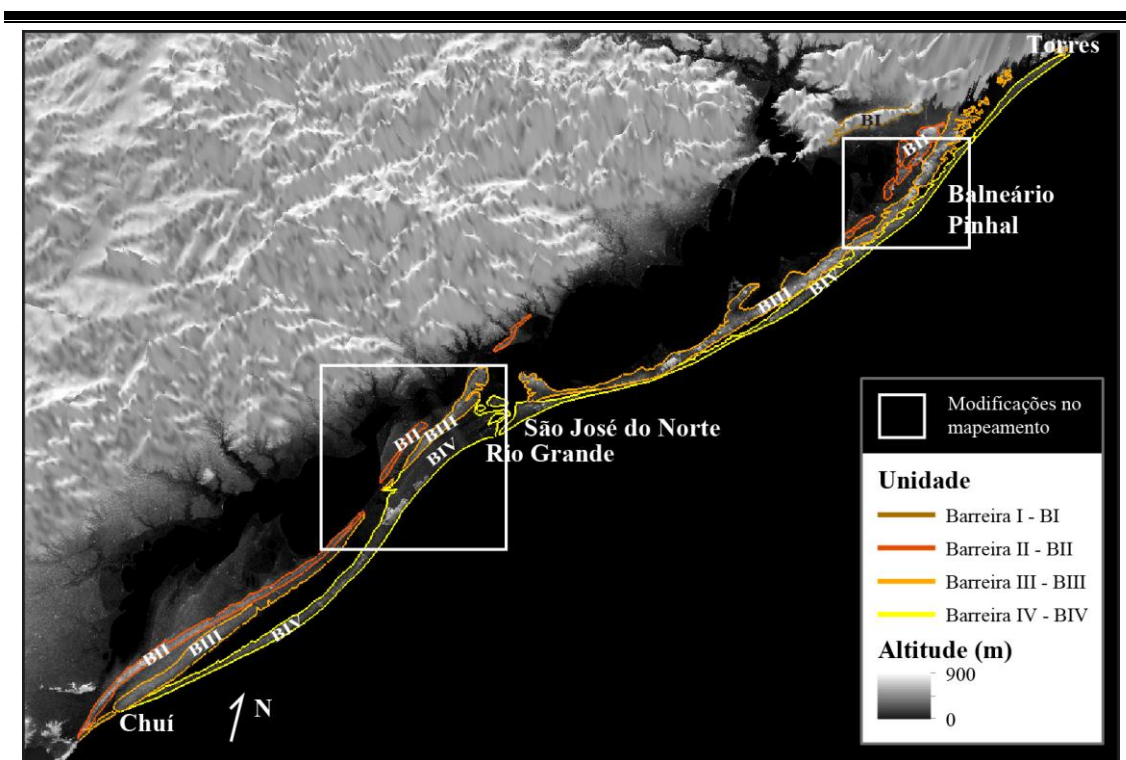


Figura 63. Contorno das barreiras da planície costeira, com a indicação de duas áreas onde foram realizadas modificações no mapeamento destas unidades.

A primeira característica avaliada refere-se à geometria das barreiras. A orientação, a morfologia e a declividade das bordas foram analisadas a fim de determinar os padrões existentes. Para tanto, foram utilizados o MDET e seus produtos derivados, integrados às imagens ópticas (Landsat 7) e ao mapa geológico pré-existente (CPRM, 2008).

Para classificar as bordas foi criado um arquivo vetorial no programa ArcMap® (*shapefile*). Neste arquivo os limites das barreiras foram traçados e descritos

de acordo com os atributos: orientação, sinuosidade, altitude e declividade (Figs. 63 e 64). Esses atributos permitiram a classificação das bordas de acordo com os padrões encontrados.

FID	Shape *	Id	Declive	Orienta	Altitude	Sinuosa	Obs	Sistema
9	Polyline	0	Alta	NW	Média - 10	Média		BII
8	Polyline	0	Alta	SE	Alta - 15	Baixa		BII
7	Polyline	0	Média	NW	Média - 10	Baixa		BII
6	Polyline	0	Média	SE	Média - 10	Baixa		BII
4	Polyline	0	Alta	WNW	Alta - 15	Baixa		BII
3	Polyline	0	Média	SE	Alta - 15	Baixa		BII
5	Polyline	0	Média	SE	Alta - 15	Baixa		BII
2	Polyline	0	Alta	ESE	Alta - 15	Média		BII
1	Polyline	0	Média - Baixa	ESE	Média - 10	Baixa		BII
12	Polyline	0	Alta	ESE	Alta - 15	Baixa		BIVBIII
11	Polyline	0	Média	NW	Média - 10	Média		BII
10	Polyline	0	Baixa	NW	Média - 10	Baixa		BII
0	Polyline	0	Alta	W	Alta - 15	Baixa		BII
13	Polyline	0	Alta	WNW	Alta - 15	Média		BII
14	Polyline	0	Média	ESE	Média - 10	Baixa		BIII
15	Polyline	0	Média - Alta	SE	Média - 10	Baixa		BIII

Figura 64. Tabela de atributos elaborada para a descrição das bordas das barreiras.

Projeções e embaiamentos foram observados com base na orientação da borda da barreira voltada para o oceano (Fig. 63). Nessa análise, feições indicativas da continuidade e da presença das barreiras foram identificadas especialmente através do MDET. Por este motivo, o mapeamento de algumas unidades foi modificado e estas serão designadas de acordo com as interpretações do presente estudo (Fig. 65).

No setor correspondente ao litoral sul as maiores altitudes ocorrem associadas com a Barreira II. Declividades altas são encontradas no extremo sul desta barreira, nos contatos com os sistemas lagunares que ocorrem junto às suas margens (Fig. 66).

A Barreira III, neste setor, possui declividades mais expressivas em um segmento da sua margem oceânica onde esta possui uma morfologia convexa em contato com a Lagoa Mangueira (Fig. 66). Em um segmento onde há um acoplamento das barreiras II e III a declividade é expressivamente menor quando comparada aos locais em que há o contato das barreiras com os sistemas lagunares. Nesta região a Barreira III não constava no mapeamento geológico pré-existente. Contudo, a observação dos padrões morfológicos e da declividade através do MDET indica a continuidade da Barreira III, que possui altitudes mais baixas no sentido nordeste e se estende até o Banhado do Taim (Figs. 65 e 67).

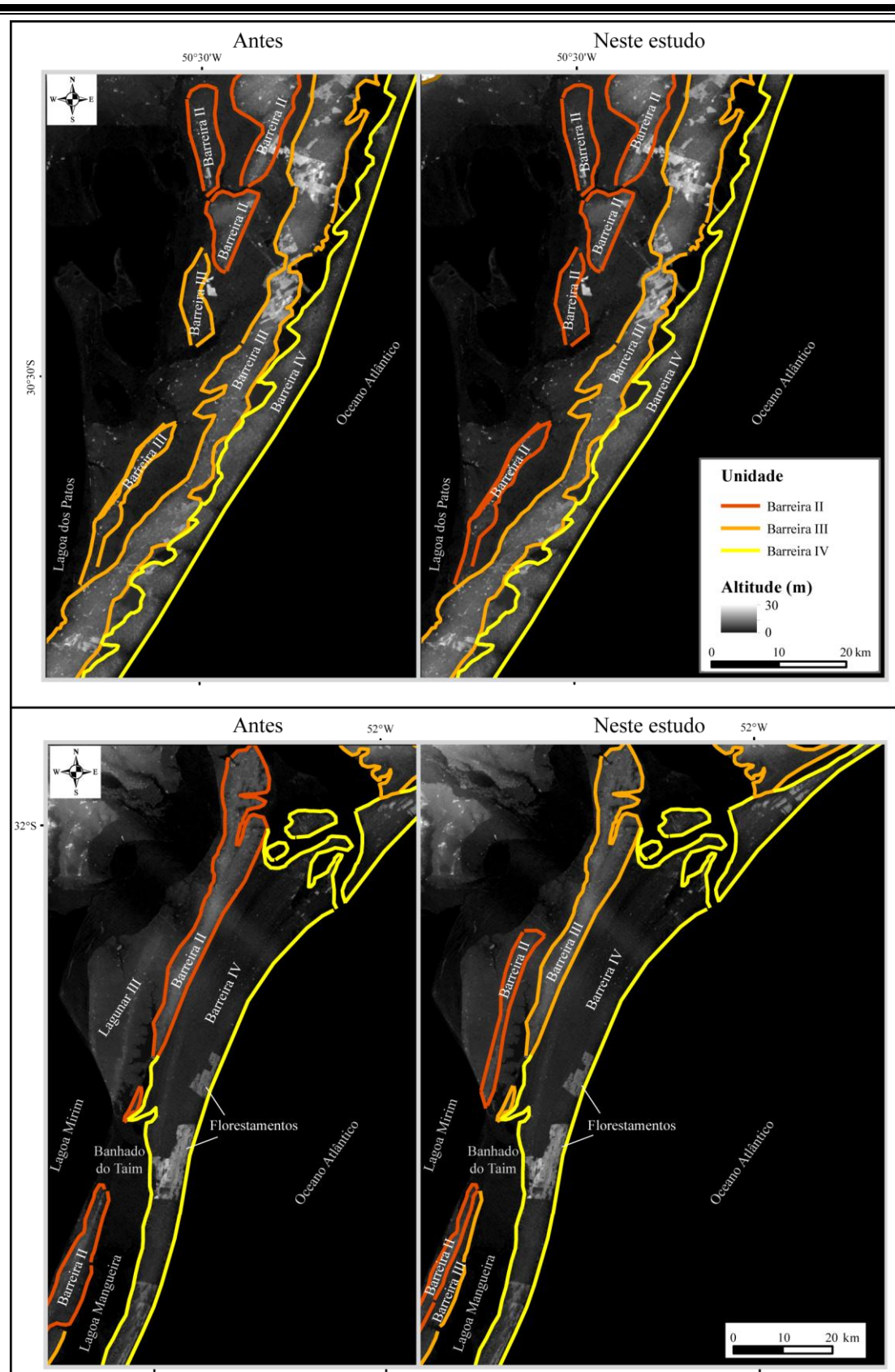


Figura 65. Modificações realizadas no mapeamento das barreiras. Na imagem superior, duas feições anteriormente atribuídas à Barreira III, foram designadas como Barreira II. Na imagem inferior, uma feição anteriormente pertencente ao Sistema Lagunar III foi designada como Barreira II, e a antiga Barreira II foi agora definida como Barreira III.

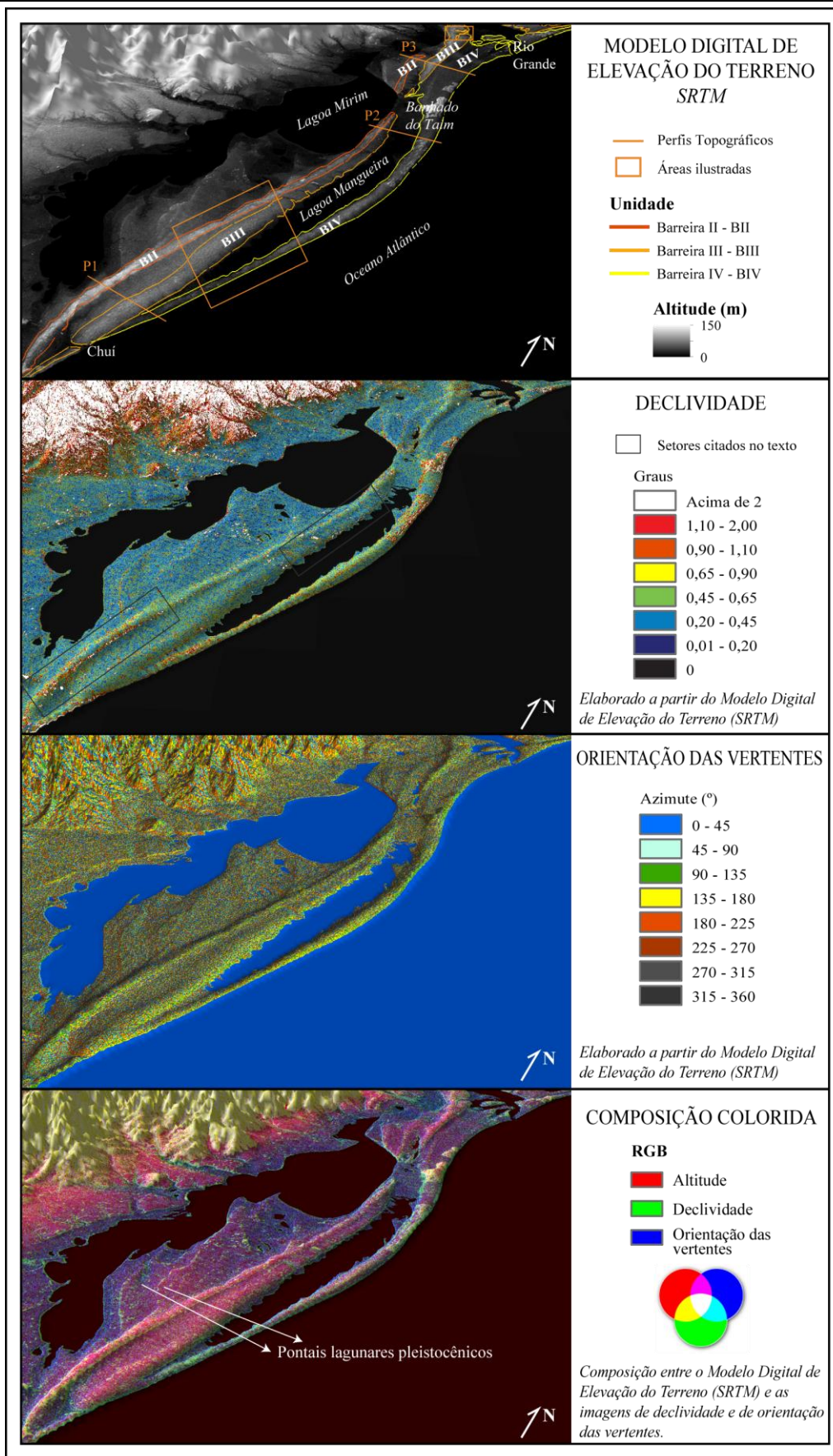


Figura 66. Modelo digital de elevação do terreno e produtos derivados para o setor sul (EV =90x).

---

Declividades mais elevadas ocorrem ainda no contato entre a Barreira III e a Barreira IV, composta por cordões litorâneos a norte do Banhado do Taim, e também no segmento da Barreira III voltado para o *inlet* da Lagoa dos Patos.

A norte do Banhado do Taim foi observada por Rosa *et al.* (2007) uma feição alongada de morfologia convexa em uma área anteriormente mapeada como sistema lagunar (Fig. 67). Essa unidade possui declividades e altitudes não muito elevadas, motivo pelo qual não fora identificada anteriormente. Esta é a feição que fora atribuída à Barreira II, e a feição anteriormente mapeada como esta barreira foi interpretada como correspondente a Barreira III.

Feições relacionadas à dinâmica do sistema lagunar ficam bastante evidentes, especialmente na composição colorida gerada com as altitudes do MDET, e nas imagens de orientação das vertentes e de declividade. No sudeste da Lagoa Mirim são observados pontais do sistema lagunar pleistocênico análogos aos que ocorrem nas margens das lagoas atuais (Fig. 66). Esses pontais podem ser correlacionados à evolução das barreiras II e III.

Com relação à sinuosidade das bordas das barreiras há uma tendência a bordas pouco sinuosas em todo o setor correspondente ao litoral sul (Fig. 66). Esse padrão só possui algumas variações na região central deste setor, na margem oeste da Barreira II em contato com o sistema lagunar. Na mesma região, a margem leste da Barreira III também apresenta uma sinuosidade mais elevada devido à erosão causada por uma série de drenagens que deságuam na Lagoa Mangueira.

A análise dos padrões de drenagem foi realizada através das imagens Landsat 7 com as bandas individuais e com composições coloridas aliadas ao MDET (Fig. 68). As bandas 4, 5 e 7 das imagens Landsat 7 auxiliaram na observação da drenagem e de áreas úmidas pela baixa reflectância da água nestas faixas do espectro eletromagnético, resultando em áreas escuras bastante marcadas na presença de umidade. A composição colorida R7G4B3 também auxiliou nesta análise.

O padrão de drenagem é extremamente diferenciado nos segmentos retrogradacionais e progradacionais da Barreira IV. Já nas barreiras pleistocênicas II e III, o sistemático recobrimento por dunas eólicas acaba influenciando os padrões de drenagem, dificultando a analogia com o que é identificado na Barreira IV. Essas dunas podem estar relacionadas à época de atividade da barreira ou a momentos posteriores, de reativação do sistema eólico. Estas foram denominadas como dunas de

---

retrabalhamento por Villwock & Tomazelli (1995) e possuem grande influência nas características das barreiras.



Figura 67. Aspectos do relevo com a morfografia das unidades mapeadas no setor sul.

Além disso, a extrema alteração do solo relacionada às atividades agrícolas, com a abertura de canais ao longo deste setor, dificulta muitas vezes a correta determinação dos padrões. Ainda assim é possível observar algumas tendências, com a



rede de drenagem da Barreira III dividida de sul para norte em três segmentos: o primeiro onde a drenagem é paralela à maior extensão da barreira, outro com drenagens mais sinuosas e por fim um segmento com o predomínio de drenagens retas, pouco sinuosas e perpendiculares à linha de costa.

Em uma única área, onde a Barreira III possui uma morfologia em arco voltada para a Lagoa dos Patos, foi observado um padrão de drenagem retangular. Nesta, canais paralelos convergem para drenagens maiores com orientação perpendicular à borda da barreira (Fig. 68).

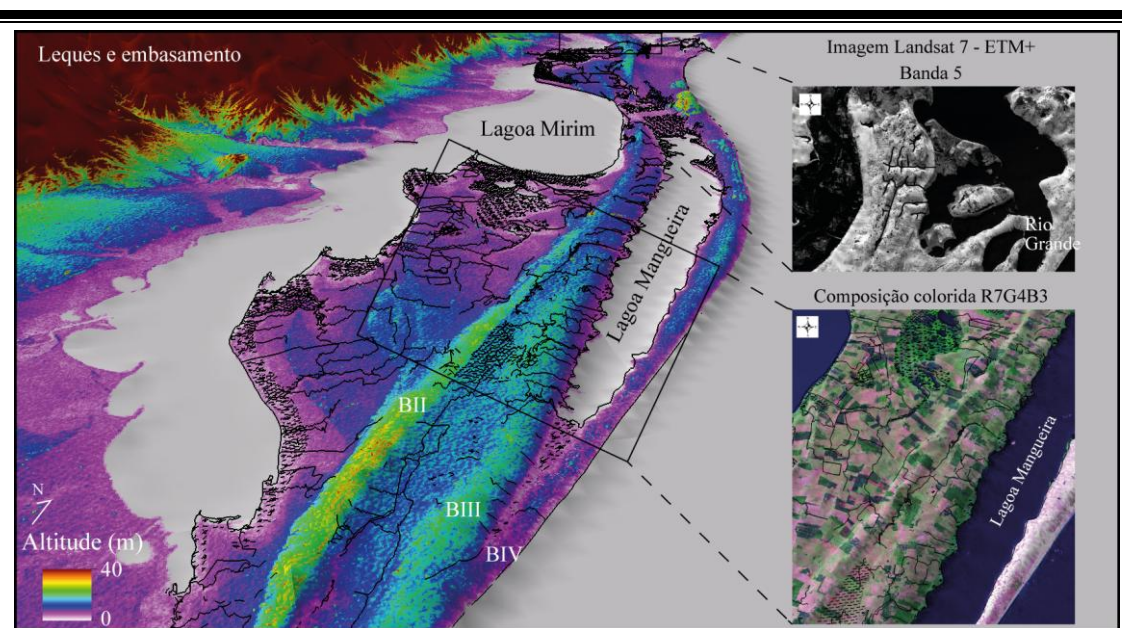


Figura 68. Sistema de drenagem do setor sul, traçado sobre o modelo digital de elevação do terreno e imagens ópticas (EV = 120x). Observa-se a forte alteração pelo uso agrícola do solo, com a retificação e abertura de canais. Ao norte, um padrão retangular bastante destacado é observado sobre a Barreira III (Imagem Landsat 7, Banda 5).

A textura e cor das unidades foram analisadas nas imagens ópticas a fim de identificar os padrões e a existência de algum tipo de estruturação, características bastante determinantes na Barreira IV. A primeira observação refere-se à tonalidade das barreiras em comparação ao sistema lagunar. Devido às altitudes mais elevadas, à granulometria mais arenosa e a composição, as barreiras são mais secas e, portanto aparecem em tonalidades mais claras (Fig. 69).

Outra diferença refere-se à frequência na variação da tonalidade dos *pixels*, que é consideravelmente mais elevada nas barreiras que no sistema lagunar. Isto confere às barreiras uma textura rugosa, enquanto no sistema lagunar a tendência é a da textura lisa (Fig. 69). A rugosidade das barreiras está relacionada à sua morfologia,

devido à ocorrência de ondulações. Essas ondulações geram baixios onde se formam pequenos banhados ou lagos sobre as barreiras, os quais são denominados *ponds*.

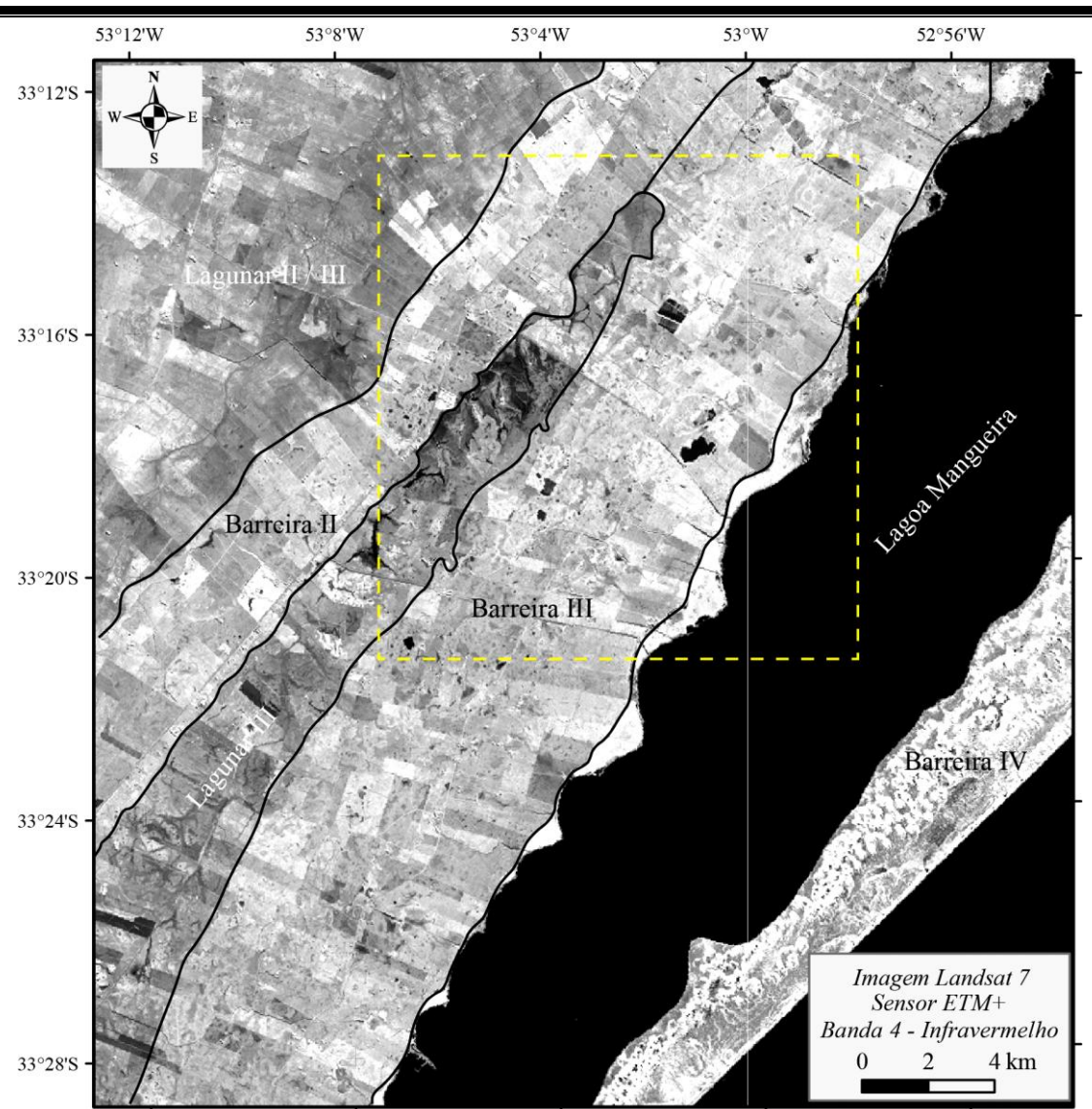


Figura 69. Ilustração da tonalidade e textura analisadas sobre imagens ópticas do satélite Landsat 7. A banda 4, do infravermelho próximo, ressalta as diferenças entre os sistemas lagunares, mais lisos e escuros, e as barreiras, mais claras e rugosas. No retângulo amarelo, está delimitada a área ilustrada na Figura 70.

Analisando a textura das barreiras II e III procuraram-se padrões que pudessem ser comparados aos encontrados na Barreira IV. No extremo sul algumas feições muito sutis parecem indicar algum alinhamento, caracterizado por porções mais úmidas intercaladas com outras mais secas (Fig. 70). As maiores diferenças ao longo e entre as barreiras referem-se à frequência e dimensão dos *ponds*, que estão diretamente

relacionadas às características do sistema eólico. A presença mais significativa de dunas origina maiores desníveis que propiciam uma maior ondulação do terreno (Fig. 70).

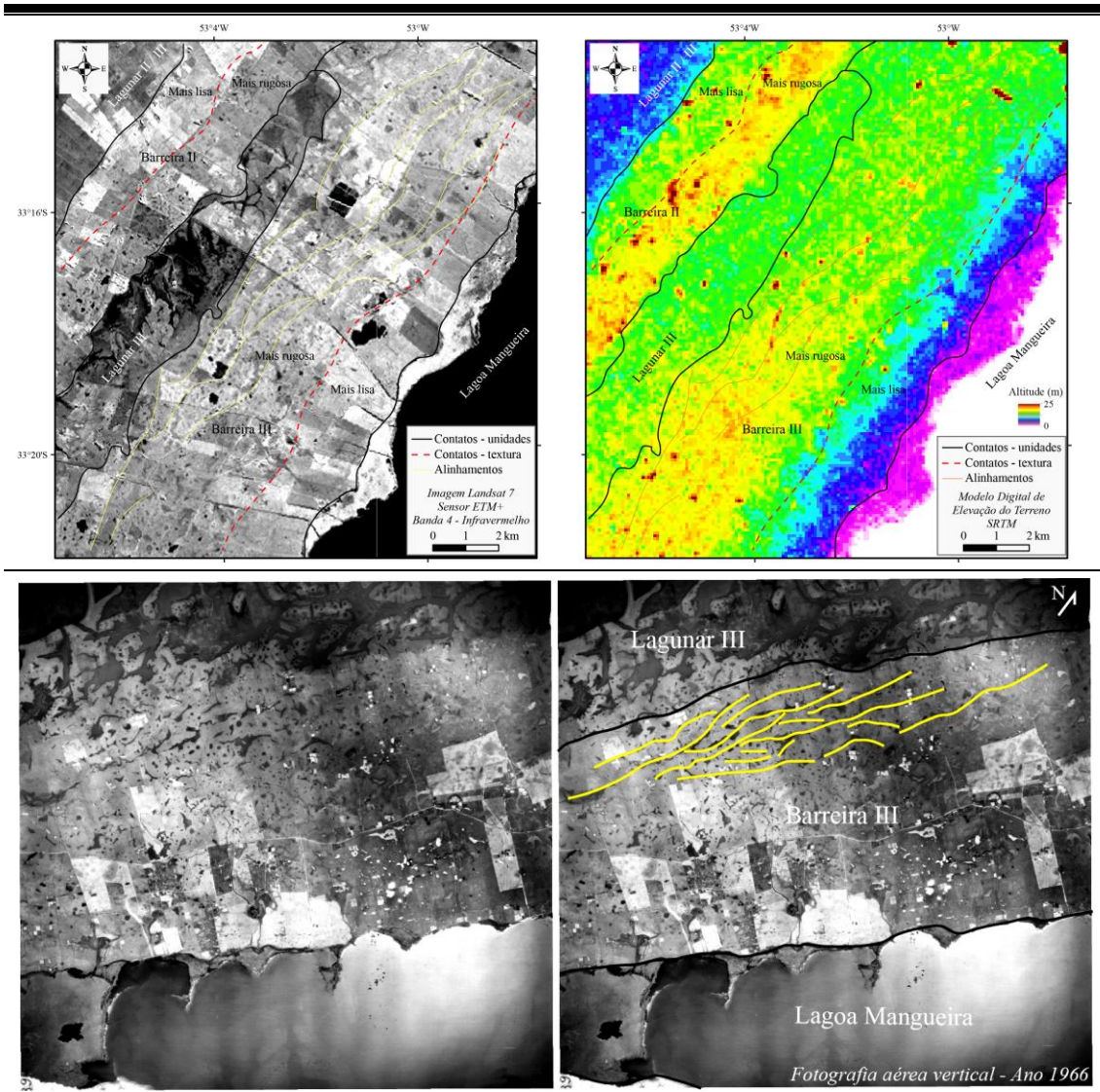


Figura 70. Nas imagens superiores, imagem óptica e MDET onde foram observados diferentes padrões com variações na textura da imagem (contatos delimitados em vermelho) e alinhamentos denotando uma estruturação (em amarelo). Nesta área, as altitudes chegam a 15 m, de forma que estes alinhamentos podem estar associados com a migração de sistemas eólicos sobre a barreira. Nas imagens inferiores, fotografia aérea vertical, do ano de 1966, onde são observados alinhamentos de pequenas lagoas.

Para analisar os padrões morfológicos dos sistemas foram elaborados perfis topográficos representativos deste setor. O posicionamento dos perfis foi selecionado a partir da imagem de declividade e da composição colorida gerada a partir dos produtos derivados do MDET (Fig. 66). Os perfis possuem orientação perpendicular à linha de costa (*dip*) e foram gerados com base no MDET. Estes foram suavizados com a retirada de picos (*spikes*) principalmente relacionados à cobertura vegetal (Fig. 71).

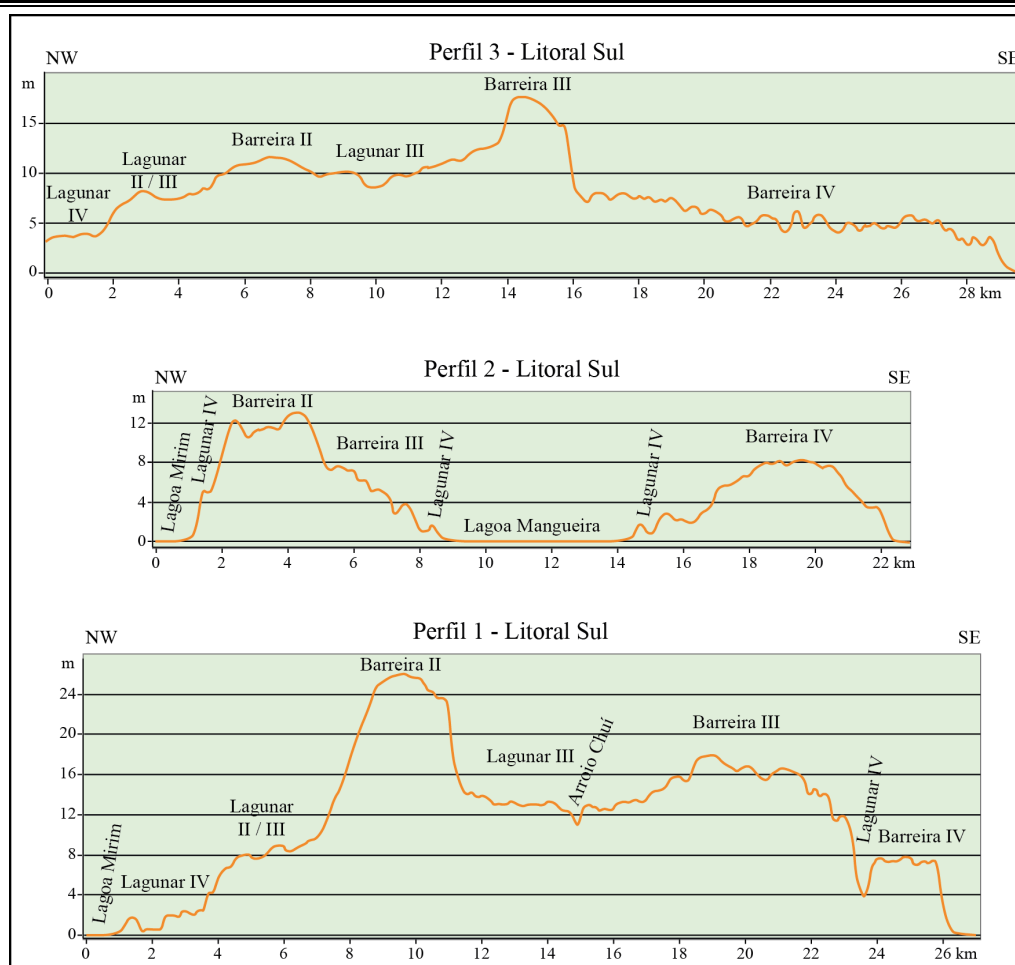


Figura 71. Perfis topográficos representativos do setor correspondente ao litoral sul (EV = 340x).

O perfil 1 foi elaborado no extremo sul deste setor (Fig. 66). Com início na Lagoa Mirim, é possível observar a alta declividade da borda da Barreira II em seus dois contatos com os sistemas lagunares. A Barreira III possui uma morfologia em rampa, suavemente inclinada no sentido do Sistema Lagunar III e um padrão ondulado com uma declividade mais abrupta em seu contato com o Sistema Lagunar IV.

O perfil 2 inicia na Lagoa Mirim, cruzando um pequeno trecho sobre depósitos lagunares holocênicos. A Barreira II também é caracterizada por altas declividades nos seus contatos com o sistema lagunar a NW e com a Barreira III, a SE. A elevação presente nesta região era anteriormente mapeada como Barreira II. Devido à observação da sua continuidade a sul, o trecho ondulado, com morfologia em rampa, inclinado no sentido da Lagoa Manguieira, foi atribuído à Barreira III.

O terceiro perfil inicia no terraço do Sistema Lagunar IV, relacionado a níveis mais elevados da Lagoa Mirim. Neste perfil evidencia-se a baixa expressão altimétrica da Barreira II, com características bastante distintas de sua continuidade a

sul. Já a Barreira III possui altitudes mais elevadas e caracteriza-se por declividades bastante acentuadas em seu contato com a Barreira IV.

A variabilidade das características das barreiras II e III ocorre de forma análoga à Barreira IV, a qual possui uma morfologia bastante distinta nos três perfis.

O segundo setor analisado refere-se ao litoral médio, caracterizado pela presença da Lagoa dos Patos (Figs. 72 e 73). A Barreira III se estende de forma contínua para além deste setor, desde a cidade de São José do Norte, a norte do *inlet* da Lagoa dos Patos, até a borda do planalto, na altura da cidade de Osório.

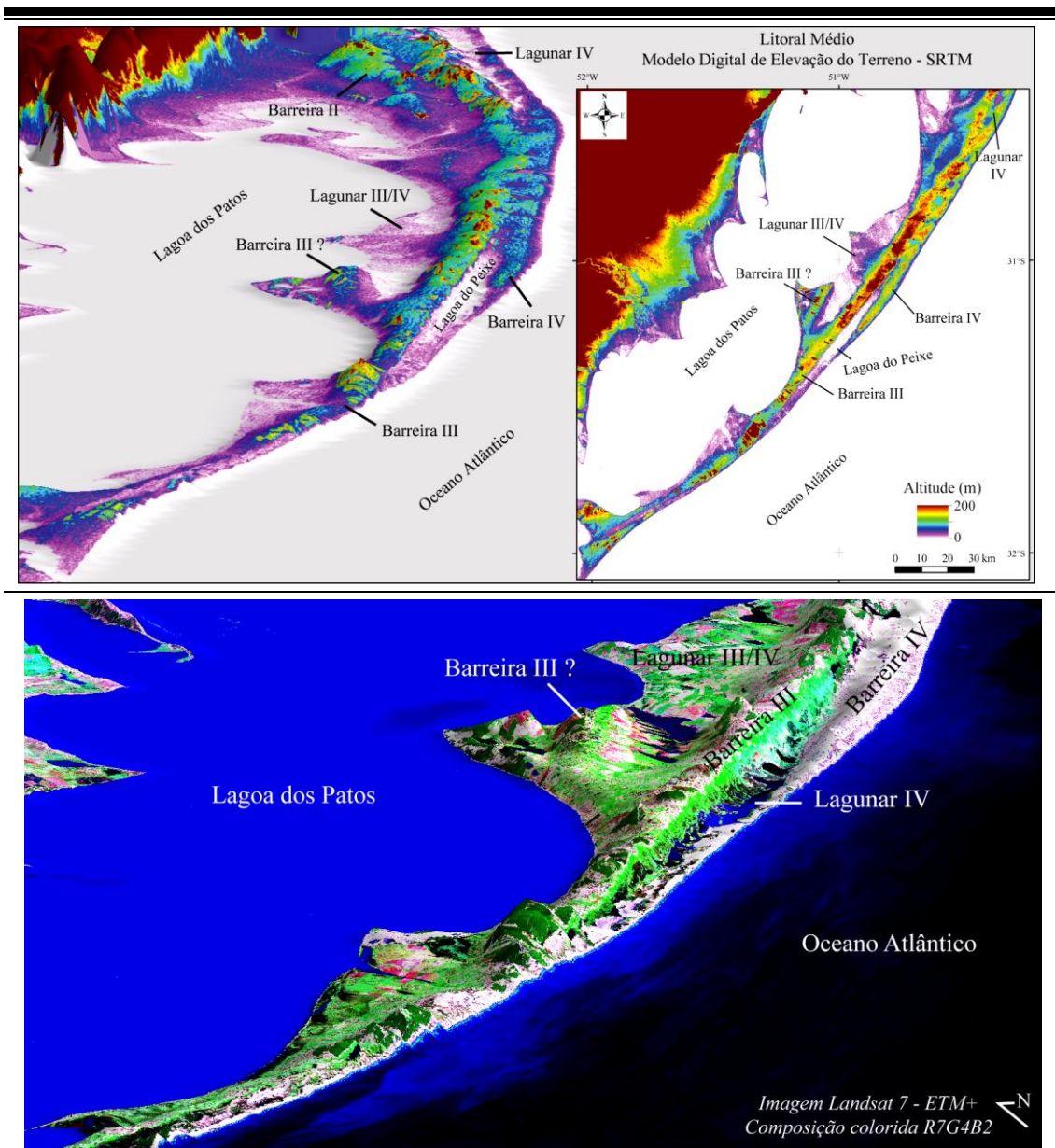


Figura 72. Modelo digital de elevação do terreno (EV = 120x) e imagem óptica do litoral médio, destacando as feições morfológicas das unidades mapeadas.

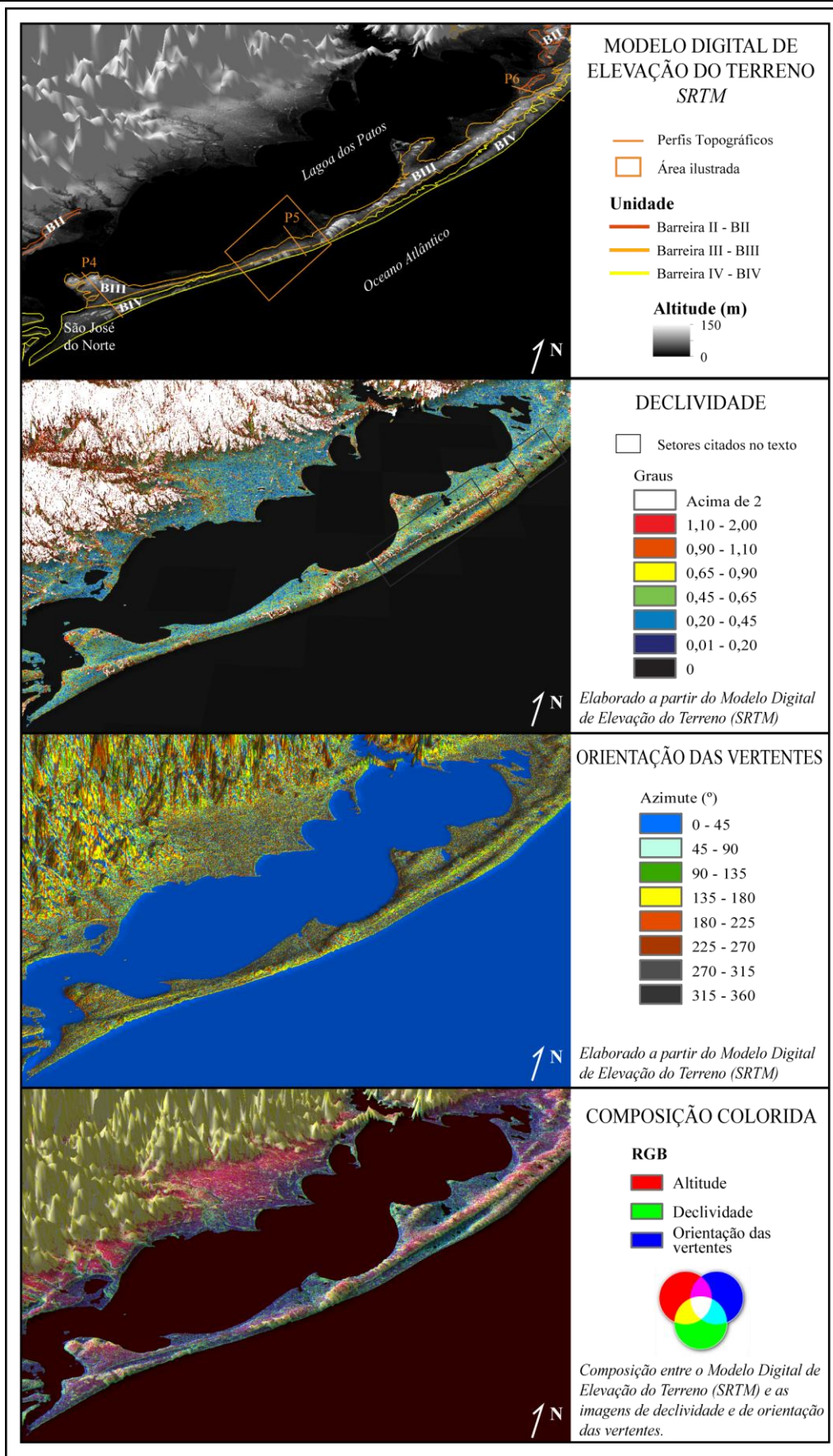


Figura 73. Modelo digital de elevação do terreno e produtos derivados para o litoral médio (EV =90x).

As altitudes e as declividades da Barreira III variam muito de acordo com o maior ou menor recobrimento por dunas eólicas. As declividades mais altas estão associadas aos contatos com os sistemas lagunares em ambas as margens da barreira. Nos contatos entre a Barreira III e a Barreira IV, as altitudes e a sinuosidade das bordas das barreiras são elevadas devido à presença do sistema eólico, contudo as declividades tendem a serem menores.

Ao longo de todo o litoral médio constata-se a presença ainda mais marcante de dunas de retrabalhamento sobre a Barreira III (Figs. 72 e 74). Em alguns locais observa-se um padrão de drenagem muito semelhante ao que ocorre atualmente nos setores retrogradacionais da Barreira IV, controlado pelo deslocamento das dunas e pela morfologia da barreira. A principal tendência é a ocorrência de canais com orientação perpendicular ou oblíqua à maior extensão da barreira (Fig. 74).

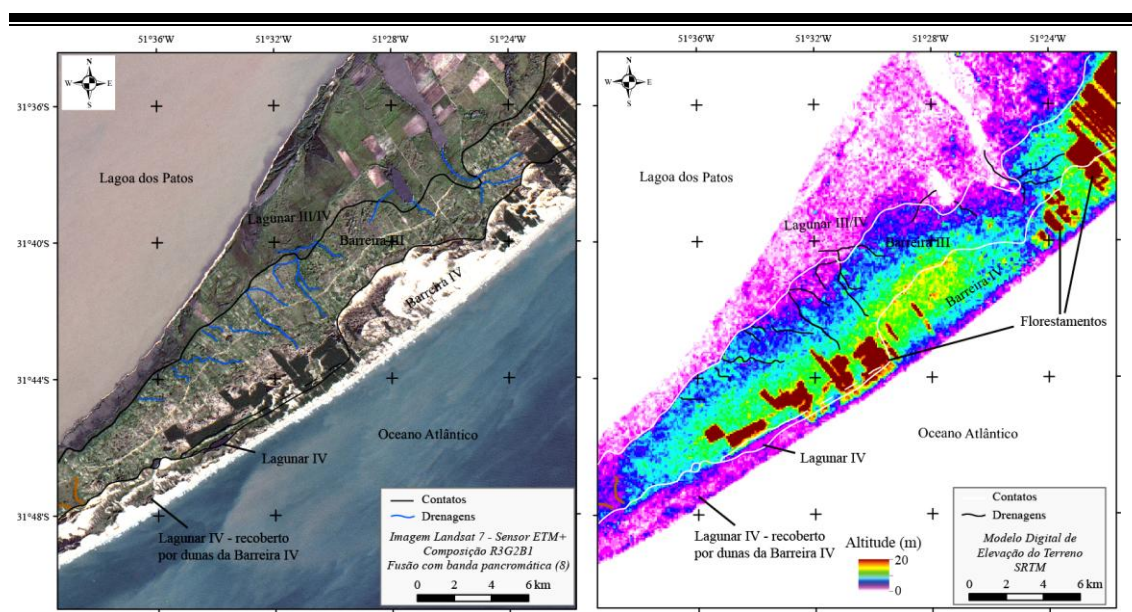


Figura 74. Composição colorida da imagem do satélite Landsat 7, ilustrando a presença de dunas, recobrendo as barreiras III e IV no litoral médio. A drenagem foi traçada sobre a imagem e o MDET, destacando o padrão perpendicular a oblíquo à linha de costa.

A textura e a tonalidade das unidades possuem um padrão similar ao observado no litoral sul. Contudo, devido à extensão e distribuição dos campos de dunas, a tonalidade das barreiras é ainda mais clara e a rugosidade ainda mais elevada (Figs. 72 e 74). Quanto aos padrões ou estruturas, as características observadas são relacionadas aos campos de dunas. Feições orientadas paralelamente à linha de costa não são encontradas.

Três perfis topográficos foram elaborados para caracterizar a morfologia dos sistemas neste setor (Figs. 73 e 75). O primeiro perfil (4) tem início na Lagoa dos Patos e representa o extremo sul, onde a Barreira III é mais larga. É identificada a presença de um pequeno terraço lagunar, gerado em um nível de mar mais elevado, relacionado ao Sistema IV, e uma escarpa na Barreira III. Esta barreira possui altitudes acima de 20 m no início do perfil, e uma morfologia inclinada com tendência de queda nas cotas no sentido SE. Um segmento mais deprimido, com altitudes abaixo dos 5 m representa o sistema lagunar, seguido pela Barreira IV que, assim como a Barreira III, possui as maiores elevações em seu segmento NW e uma tendência de queda para SE.

O Perfil 5, também com início na Lagoa dos Patos, possui além de um terraço relacionado ao Sistema Lagunar IV, um segundo alto com morfologia inclinada e altitudes de até 5 m. Este alto pode ser associado a uma margem lagunar do Sistema III. Neste local, as barreiras III e IV estão acopladas devido à retrogradação da Barreira IV. As maiores altitudes, superando os 12 m, estão relacionadas com a cobertura eólica.

O último perfil (6) possui como diferencial a presença de uma feição designada neste estudo como pertencente à Barreira II, a qual era anteriormente atribuída ao Sistema III. Desta forma, o terraço identificado entre a Barreira II e o Sistema Lagunar IV foi gerado e retrabalhado em dois eventos de elevação do nível lagunar, relacionados aos sistemas II e III. Um segundo terraço, atribuído ao Sistema Lagunar III, também é identificado entre as barreiras II e III. A Barreira III encontra-se separada da Barreira IV por um sistema lagunar ainda ativo. Contudo, o contato entre estas barreiras é bastante variável ao longo dessa região, com segmentos acoplados intercalados com segmentos em que as barreiras ainda estão separadas. Sobre ambas as barreiras o sistema eólico é bastante expressivo, podendo atingir cotas acima dos 20 m.

O último setor analisado corresponde ao litoral norte da planície costeira (Figs. 76 e 77). No oeste, a sul do planalto, a feição de maior destaque é a Barreira I, que possui as maiores cotas e declividades entre todas as unidades estudadas. Com altitudes que alcançam mais de 100 m e um relevo fortemente ondulado caracterizado por grandes amplitudes altimétricas, esta barreira possui um padrão bastante distinto (Figs. 21 e 76). Este padrão é controlado pela presença do embasamento, relacionado ao Escudo Sul-Rio-Grandense. É provável que o sistema eólico tenha ‘escalado’ estas rochas, resultando nos padrões identificados. Além disso, processos pós-deposicionais também devem ter atuado na morfologia resultante.



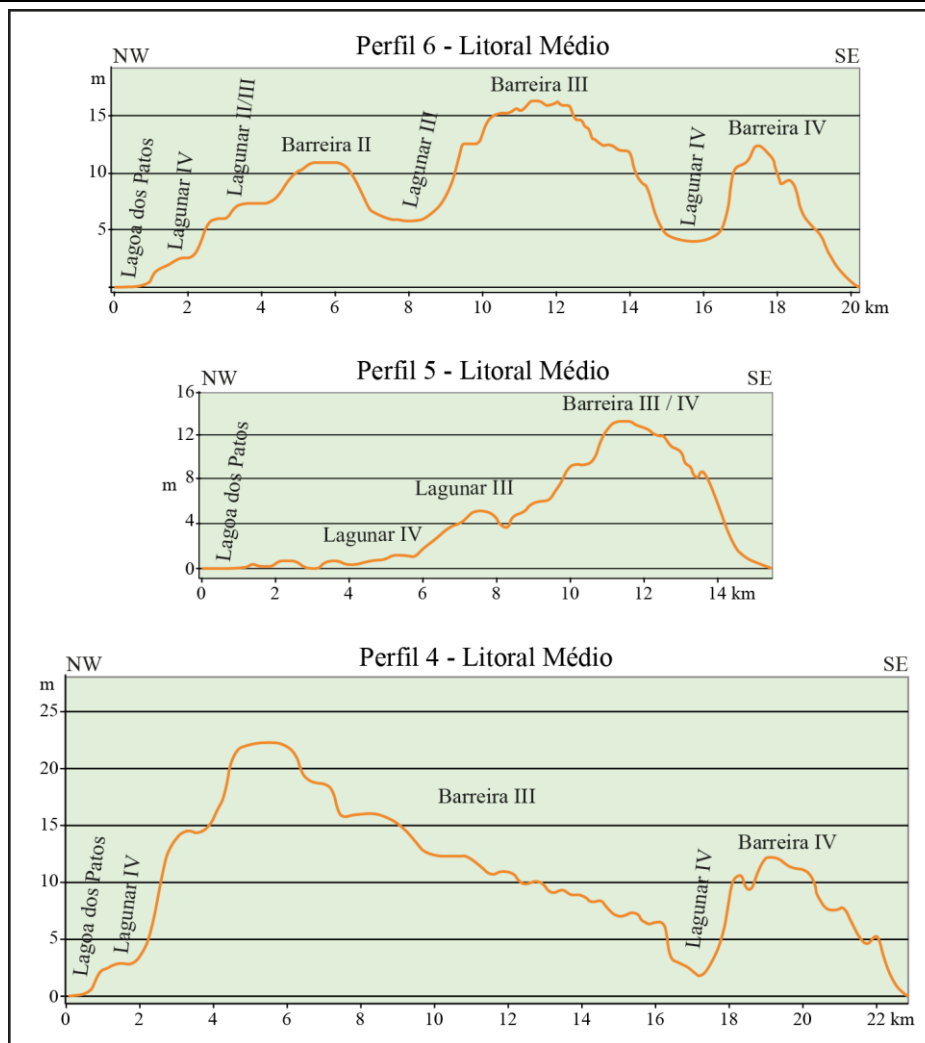


Figura 75. Perfis topográficos representativos das morfologias do setor do litoral médio (EV = 340x).

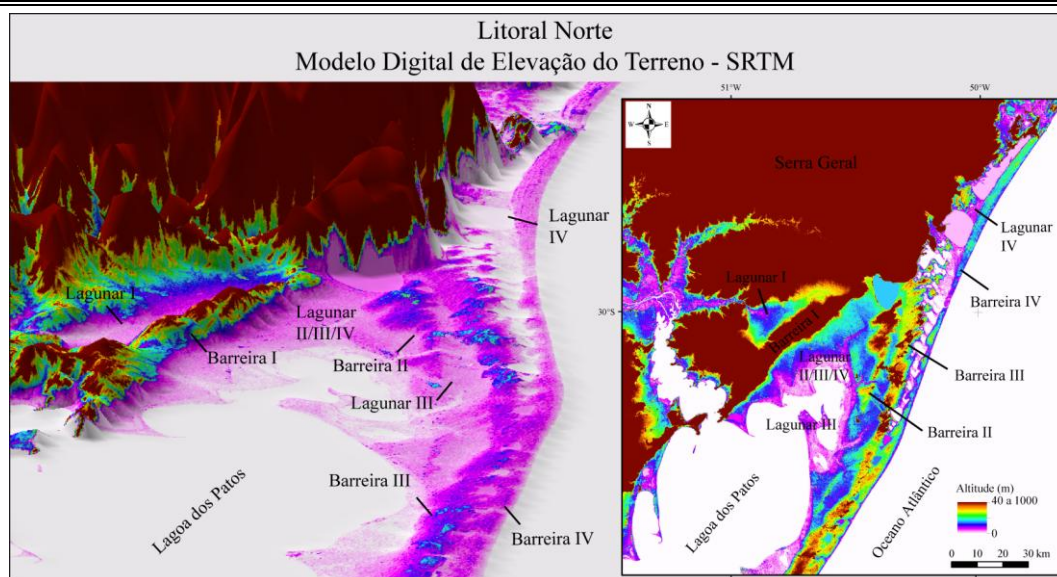


Figura 76. Visualização tridimensional (EV = 50x) e em planta do MDET do setor correspondente ao litoral norte da planície costeira, destacando a morfologia das unidades mapeadas.

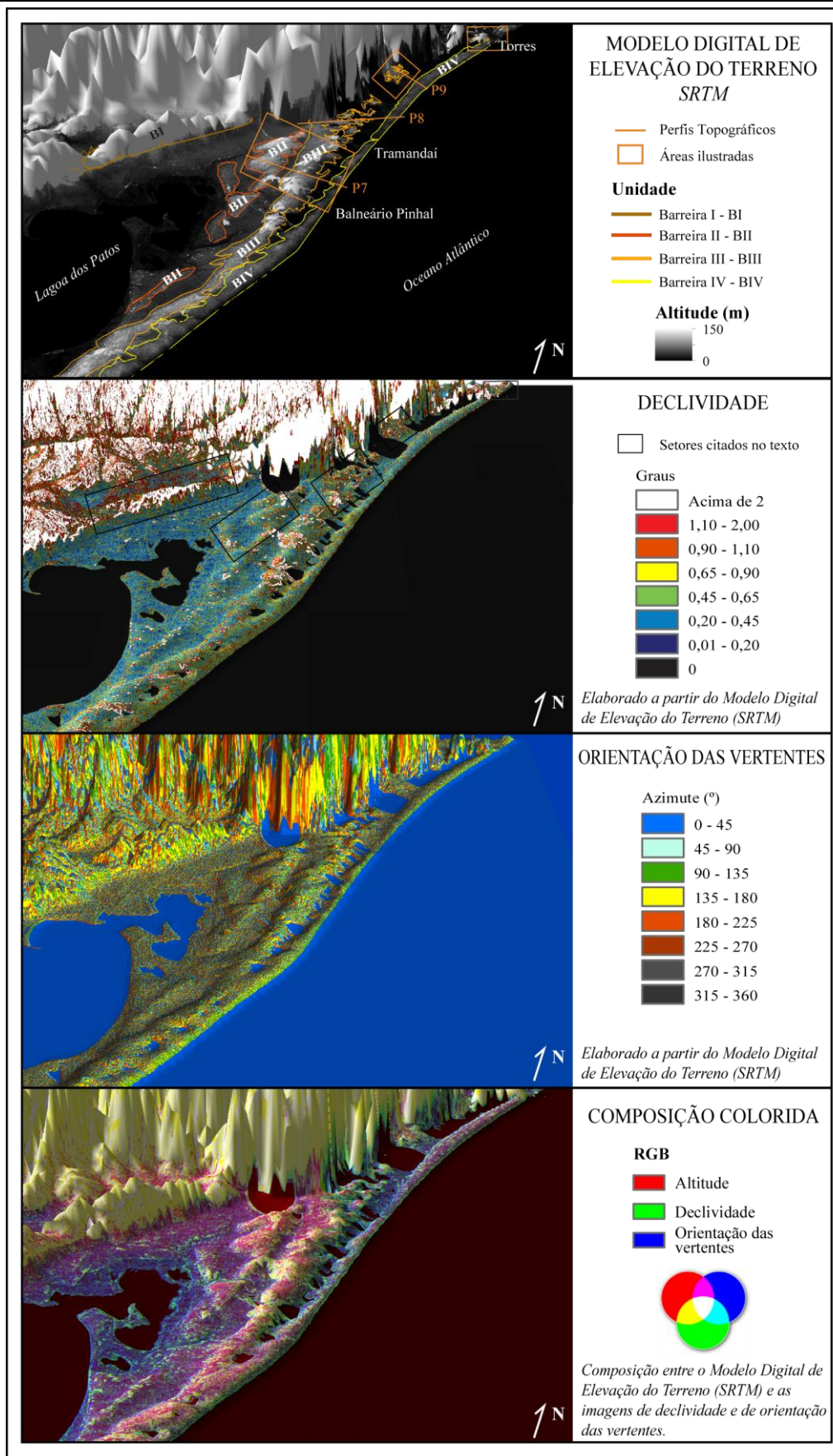


Figura 77. Modelo digital de elevação do terreno e produtos derivados para o setor norte (EV =90x).

Opostamente, a Barreira II no setor norte é caracterizada por altitudes, declividades e sinuosidade moderadas (Figs. 76 e 77). Mesmo recoberta por dunas eólicas, as altitudes encontradas são pouco superiores as da Barreira III que aflora na região adjacente (Figs. 21 e 76).

A textura observada nas imagens ópticas é rugosa, onde se destaca um padrão linear oblíquo à linha de costa. Essa linearidade é também encontrada na Barreira III e resulta da trilha preservada após a passagem das dunas que se deslocam no sentido SW (Fig. 78). Estes sistemas eólicos podem chegar a mais de 13 km de extensão, ultrapassando as barreiras e alcançando os sistemas lagunares adjacentes.

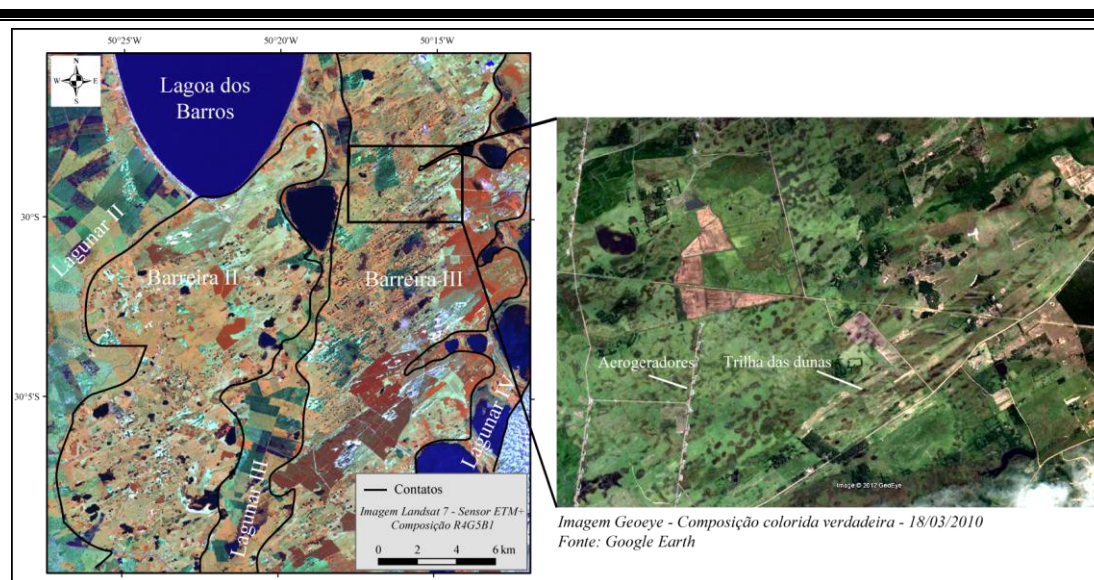


Figura 78. Texturas e estruturas observadas nas imagens ópticas nas barreiras II e III no setor norte. Destaca-se a textura rugosa das barreiras em contraponto à textura lisa dos sistemas lagunares. Além disso, feições relacionadas à passagem de dunas formam estruturas paralelas com orientação oblíqua à linha de costa.

Ao longo do litoral norte a Barreira III ocorre de forma segmentada, com bordas muito sinuosas. As declividades encontradas são muito elevadas devido ao truncamento da barreira por conjuntos de lagoas alinhadas com orientação oblíqua ou paralela à linha de costa (Fig. 79).

No sentido nordeste deste setor, verifica-se uma diminuição na presença de campos de dunas sobre a Barreira III. Ainda que a segmentação desta barreira dificulte a observação dos padrões de textura nas imagens, uma diminuição na rugosidade é constatada, especialmente no centro deste setor (Fig. 79).

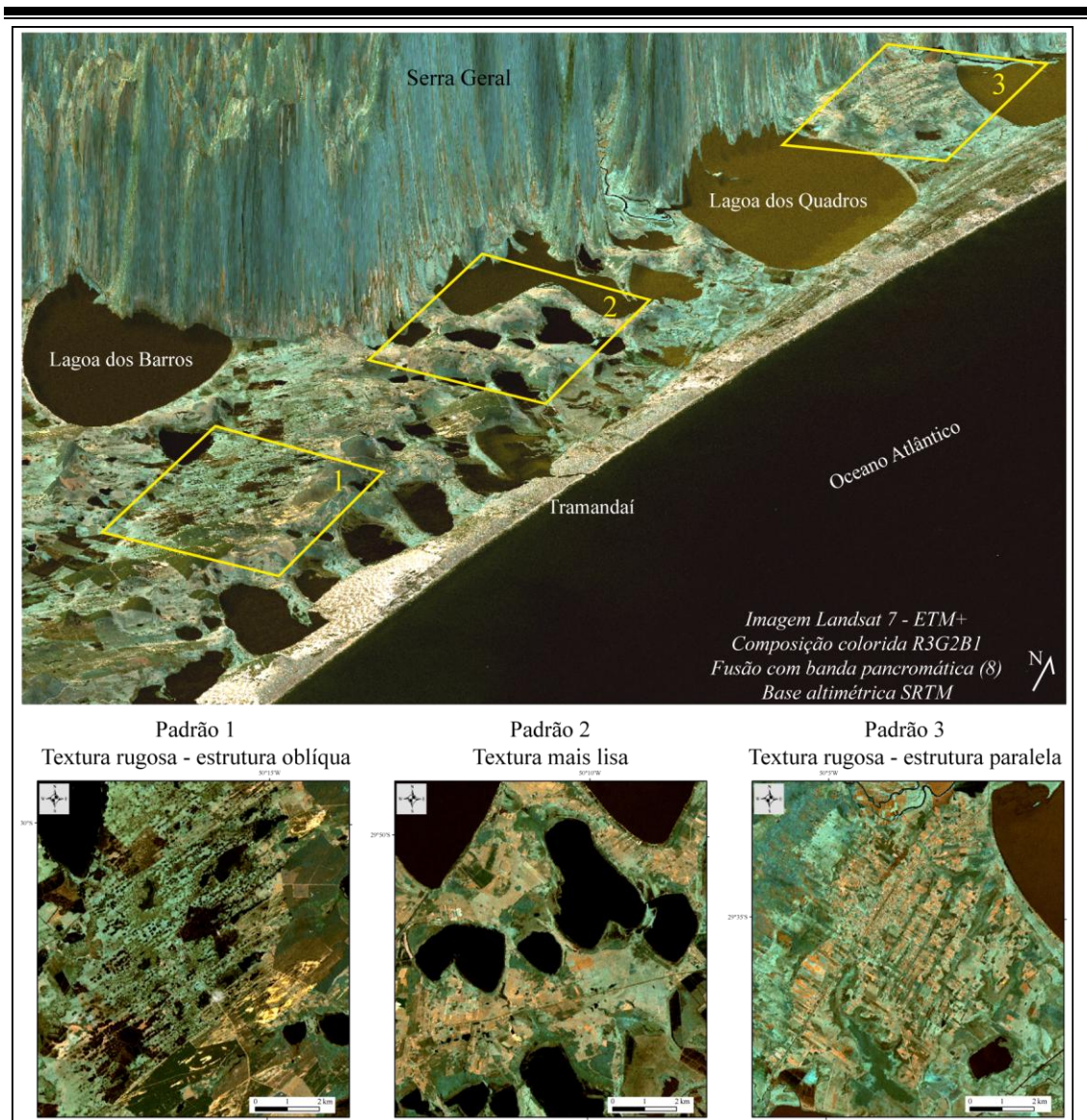


Figura 79. Definição de três padrões da Barreira III a partir da análise das texturas e estruturas observadas na composição colorida da imagem Landsat 7 (EV = 40x). Um padrão rugoso com orientação oblíqua à linha de costa é identificado no sul deste setor. No centro, caracterizado pela segmentação da barreira com a presença de lagoas, uma textura mais lisa é observada. Já no norte da área ilustrada, uma textura rugosa com orientação paralela à linha de costa aparece bastante destacada nas imagens.

Em uma região localizada entre a Lagoa dos Quadros e a Lagoa da Itapeva, é identificada uma estruturação bastante marcada com alinhamentos paralelos à linha de costa (Figs. 79 e 80). Esse padrão reflete a orientação do relevo, com a intercalação de segmentos mais altos e mais secos com outros mais baixos e úmidos. Quatro grandes canais de drenagem que se desenvolveram com a mesma orientação podem ser identificados nesta área, a partir das imagens ópticas e do MDET.

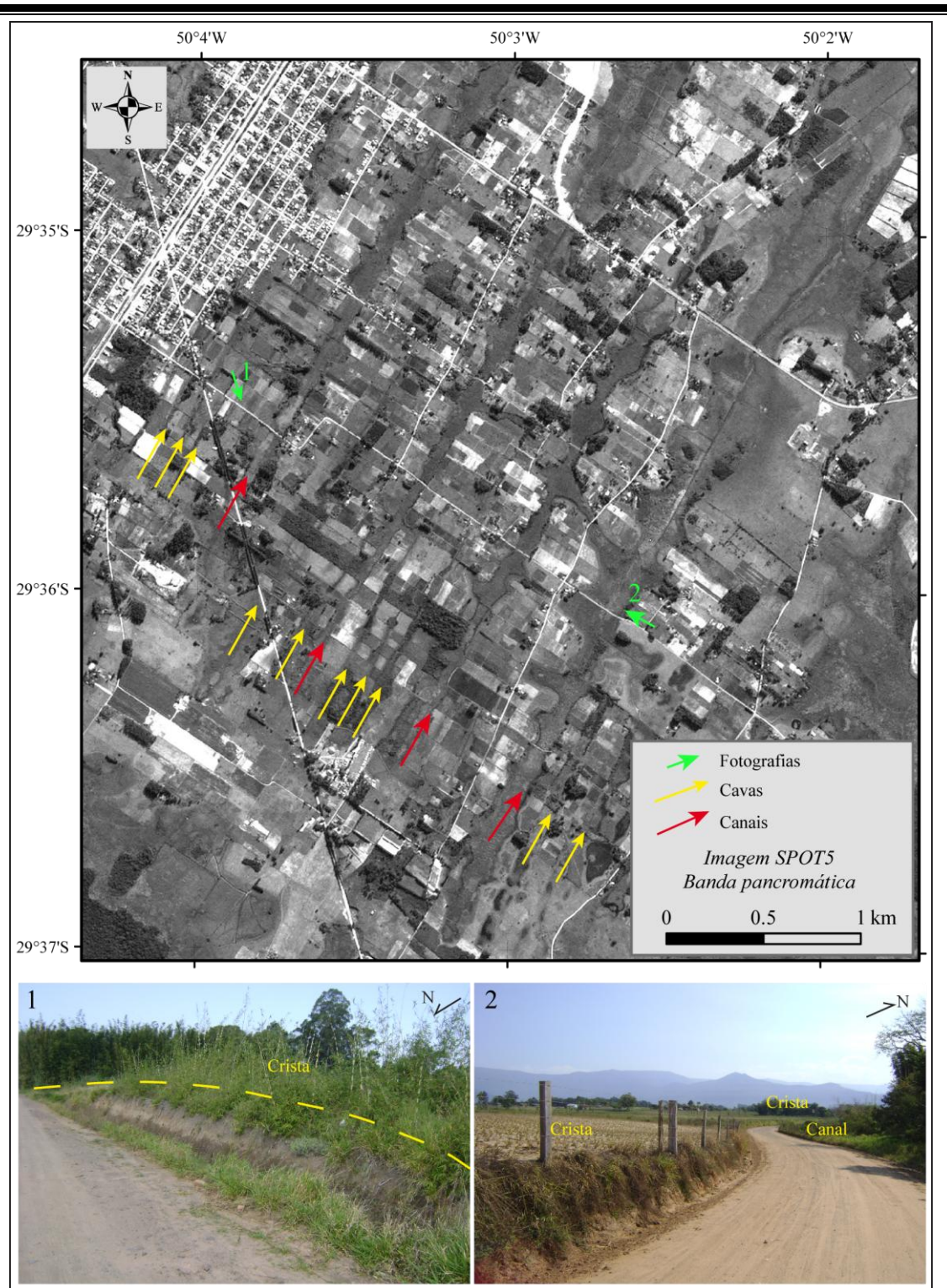


Figura 80. Região onde a Barreira III possui estruturação paralela à linha de costa. Observa-se a rede de drenagem com esta mesma orientação, com a indicação dos principais canais. Além disso, cristas e cavas de menor amplitude são também observadas e estão identificadas pelas setas amarelas. Duas fotografias ilustram essas feições.

No extremo norte da planície costeira, próximo à praia de Torres, a Barreira III possui características diferenciadas. Nessa região, depósitos eólicos da

barreira ocorrem sobre rochas da Bacia do Paraná. Por este motivo as altitudes chegam a mais de 30 m e os contatos com a barreira possuem declividades e sinuosidade acentuadas (Fig. 81).

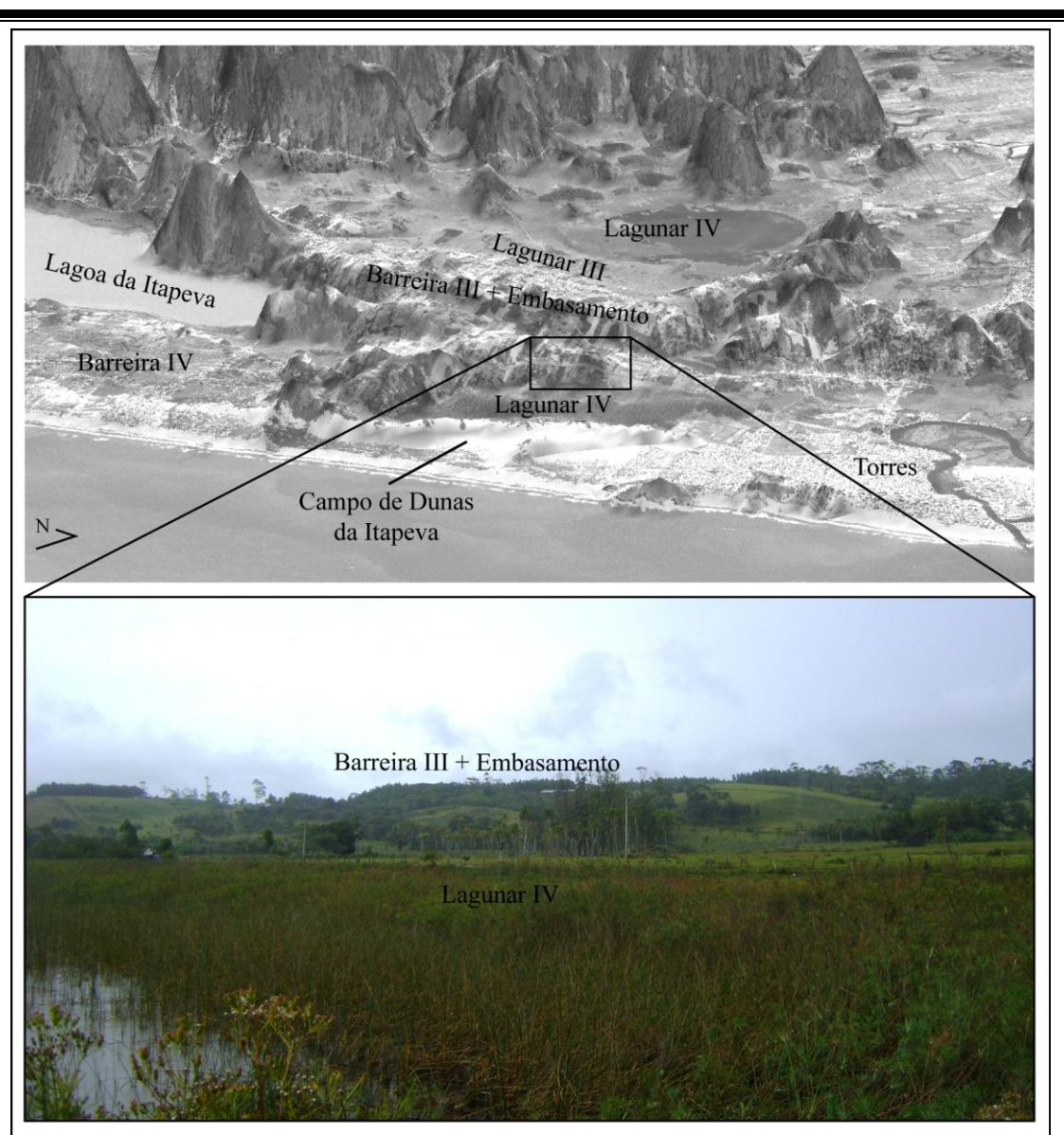


Figura 81. Ilustração do extremo norte da planície costeira através da visualização tridimensional de uma imagem pancromática do satélite SPOT 5 com o MDET utilizado como base altimétrica. A morfologia da barreira é influenciada pela presença de rochas da Bacia do Paraná. As dunas escaram as rochas existentes, resultando em morfologias onduladas e altitudes mais elevadas que no restante da planície costeira.

Mais três perfis topográficos foram elaborados para caracterizar a morfologia dos sistemas no setor norte da planície costeira (Figs. 77 e 82). O perfil posicionado mais ao sul (7) é o único em que a Barreira II é representada. Este perfil inicia junto ao terraço lagunar que pode ser considerado como de múltiplos eventos (II e

III), com altitudes em torno de 7 m. A Barreira II, com uma morfologia convexa ondulada, é cortada por canais e coberta por depósitos eólicos, podendo atingir altitudes de até 20 m. O Sistema Lagunar III posicionado entre as barreiras II e III possui cotas similares as do sistema lagunar que ocorre na retaguarda da Barreira II. A Barreira III, também recoberta por depósitos eólicos, possui altitudes pouco acima dos 15 m. As menores altitudes são encontradas junto ao Sistema IV, onde o sistema lagunar é caracterizado pela presença de terraços na margem oeste, com um perfil suave em rampa inclinada no sentido SE. Já a margem leste deste sistema, em contato com a barreira, possui um perfil mais abrupto e declividades mais acentuadas. A Barreira IV neste perfil é bastante estreita com altitudes pouco acima dos 5 m.

O segundo perfil elaborado neste setor (8) inicia na Lagoa dos Barros, onde se identifica uma pequena crista na margem desta lagoa correspondente ao Sistema Lagunar IV. Uma morfologia na forma de degraus corresponde ao terraço do Sistema Lagunar III em contato com a barreira. A Barreira III ocupa a maior extensão deste perfil, iniciando com uma morfologia suavemente inclinada no sentido NW, com altitudes pouco acima dos 15 m. Uma região mais alta ocorre entre os 10 e 12 km do perfil, onde as altitudes superam os 20 m. Deste ponto em diante, identifica-se uma morfologia em rampa, inclinada no sentido SE, até o contato com o Sistema Lagunar IV. Novamente, observa-se um perfil mais suave na margem NW do Sistema Lagunar IV, com um pequeno terraço desenvolvido em torno das lagoas atuais, e um perfil mais abrupto no contato com a barreira. Neste perfil, a Barreira IV é um pouco mais larga e possui altitudes mais elevadas que as do perfil anterior.

O último perfil (9) inicia na região em que são observados alinhamentos paralelos à linha de costa, relacionados à morfologia da Barreira III (Fig. 80). Essa morfologia é bastante ondulada, com uma tendência geral inclinada no sentido SE. As cotas são bem mais elevadas no início do perfil, superando os 16 m, onde também são observados canais com orientação paralela aos alinhamentos. A partir dos 5 km as altitudes diminuem, ficando abaixo dos 8 m. Entre 8 e 10 km encontra-se o terraço do Sistema Lagunar IV, na região entre as lagoas dos Quadros e da Itapeva. Uma crista com as maiores elevações da Barreira IV ocorre no seu extremo NW, e uma morfologia suavemente ondulada caracteriza o restante da barreira. Nesta região, já descrita anteriormente, alinhamentos paralelos à linha de costa também são observados na Barreira IV (Figs. 54 e 55).

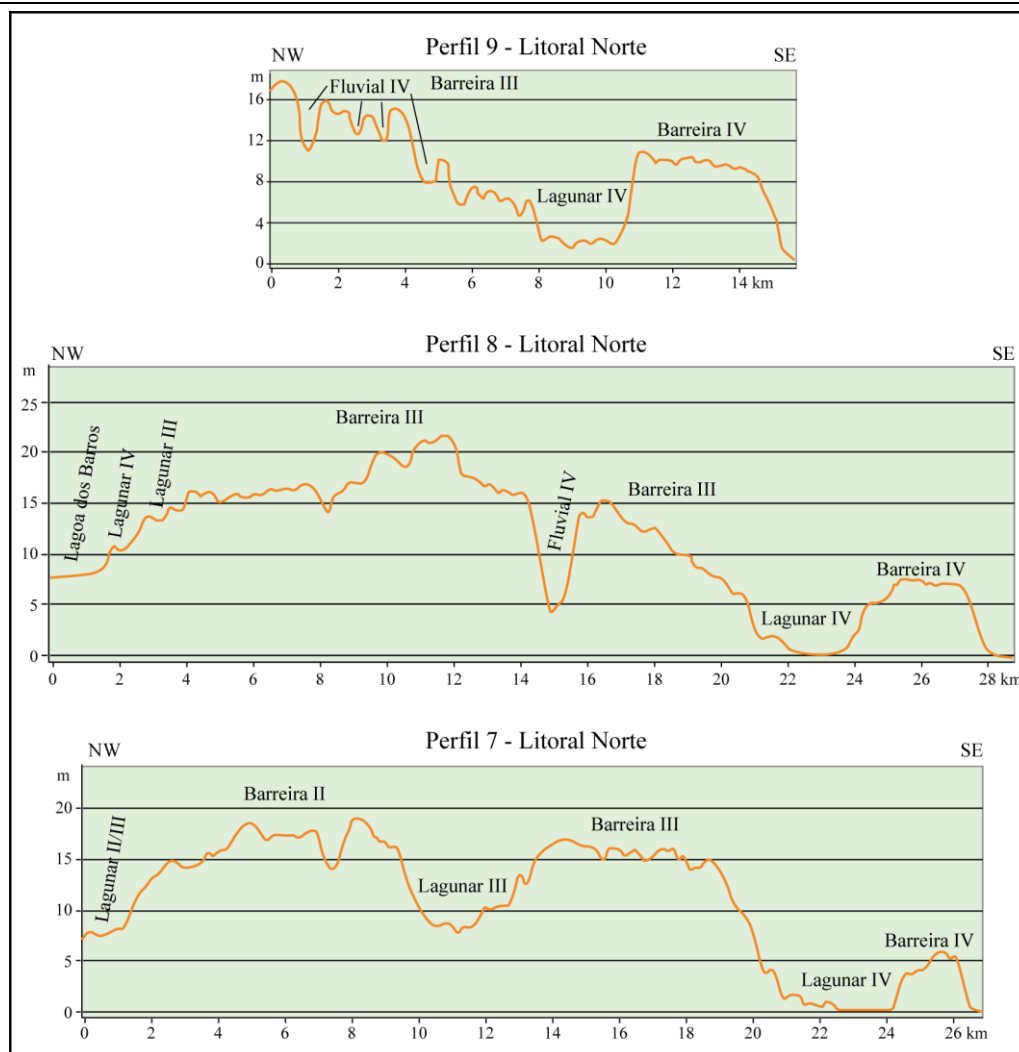


Figura 82. Perfis topográficos representativos das morfologias do setor do litoral norte (EV = 340x).

### 5.2.2. Subsuperfície

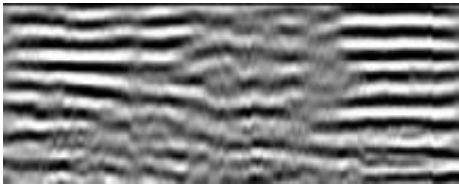


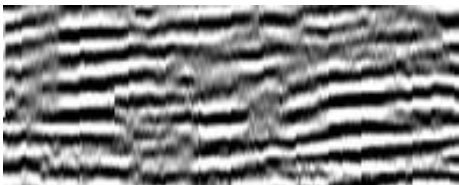
O conhecimento acerca dos depósitos presentes em subsuperfície foi obtido através dos dados de georradar. A análise das seções foi realizada a partir da derivação dos princípios da Sismoestratigrafia (Neal, 2004), com a identificação da terminação dos refletores e a definição das radarfácies. Essa análise levou à interpretação dos sistemas deposicionais e das principais tendências do padrão de empilhamento dos mesmos. Dessa forma, foi possível identificar o comportamento da linha de costa relacionada aos sistemas em questão.



As radarfácies definidas diferem das descritas para o Sistema Laguna-Barreira IV devido a aparente falta de continuidade de muitos refletores, bem como pela presença de refletores diácronos, múltiplas e muitas difrações na maioria das seções.



Essas características podem ser relacionadas a processos diagenéticos e a condições de umidade do subsolo (Van Dam, 2001; Knoph, 2009). Assim, alguns aspectos como o padrão de mergulho dos refletores, tiveram um peso maior na interpretação (Quadro 4). Quando da impossibilidade de diferenciar com precisão os sub-ambientes, o que ocorreu na maioria das seções, optou-se pelo uso de termos genéricos. Dessa forma, o *backshore* e o *foreshore* serão denominados como ‘praial’ e o *shoreface* superior, médio e inferior como ‘marinho’.

Quadro 4. Radarfácies (Rf) definidas de acordo com as características das seções obtidas nos sistemas pleistocênicos (II e III). As ilustrações foram extraídas de seções adquiridas com antenas de 150 MHz. A aparência das radarfácies se modifica quando utilizadas antenas distintas.

Rf	Descrição	W	Imagens	E
1	Forma: sinuosa, ondulada - côncava e convexa. Mergulho: multidirecional de mais alto ângulo no topo, diminuindo na base das ondulações. Relação entre refletores: subparalela. Continuidade: refletores relativamente contínuos. Por vezes conjuntos de refletores descontínuos entre refletores de maior continuidade. Amplitude: muito variável. Dimensões aproximadas: ondulações chegando a 20 m ou mais dependendo do corte.			Interpretação: dunas eólicas.
2	Forma: planar ou sigmoidal. Mergulho: unidirecional de baixo ângulo. Relação entre refletores: paralelos a oblíquos. Continuidade: refletores contínuos. Perda da continuidade em algumas áreas das seções devido a problemas de difração. Amplitude: alta. Dimensões aproximadas: conjuntos de refletores paralelos podendo se estender por dezenas de m.			Interpretação: Praial – <i>backshore</i> e <i>foreshore</i> .
3	Forma: sinuosa a planar. Mergulho: muito baixo ângulo, multidirecional. Por vezes ainda com tendência resultante no mesmo sentido dos refletores das Rf2. Relação entre refletores: subparalela a oblíqua caótica, com muitos truncamentos. Continuidade: predomínio de refletores descontínuos, por vezes alguns com maior continuidade. Amplitude: alta, com tendência de queda na parte inferior. Dimensões aproximadas: ondulações decimétricas.			Interpretação: Marinho – <i>shoreface</i> superior, médio e inferior
4a	Forma: sigmoidal. Mergulho: unidirecional com variações de baixo a alto ângulo ao longo dos refletores (03 a 25°). Relação entre refletores: oblíqua tangencial. Terminações em <i>onlap</i> nas laterais e <i>downlap</i> ou concordante na base. Continuidade: refletores contínuos. Amplitude: intercalação de altas e baixas. Dimensões aproximadas: espessura de até 3 m, com conjuntos que se estendem lateralmente por 5 a 20 m.			Interpretação: deltas lagunares

Rf	Descrição	W	Imagens	E
4bc	<p>Forma: planar.</p> <p>Mergulho: unidirecional de baixo a médio ângulo, com variação ao longo dos refletores.</p> <p>Relação entre refletores: subparalela a oblíqua.</p> <p>Continuidade: predomínio de refletores relativamente contínuos. Perda da continuidade em algumas áreas das seções devido a problemas de difração.</p> <p>Amplitude: intercalação de altas e baixas.</p> <p>Dimensões aproximadas: conjuntos com espessura de até 3 m, podendo se estender lateralmente por dezenas de m.</p>		 <p>Interpretação: lagunar. Margem e fundo indiferenciados.</p>	
5	<p>Forma: Côncava.</p> <p>Mergulho: bidirecional nas bordas e horizontal no centro. Preenchimento variável de acordo com o tipo de feição.</p> <p>Relação entre refletores: paralela à subparalela com preenchimento variável, podendo ser oblíquo.</p> <p>Terminações em <i>onlap</i> nas laterais e <i>downlap</i> ou paralela na base.</p> <p>Continuidade: refletores contínuos nas bordas e continuidade variável no preenchimento.</p> <p>Amplitude: alta na base. Por vezes o preenchimento e a região imediatamente abaixo podem ser transparentes.</p> <p>Dimensões aproximadas: muito variada.</p>		 <p>Interpretação: canais</p>	

Tendo como base as características de superfície encontradas nos sistemas II e III, foram definidos quatro segmentos para a análise dos dados de georradar (Fig. 46). O Sistema Laguna-Barreira I não foi analisado. Assim, estes segmentos correspondem: ao sul do setor sul (1); ao norte deste mesmo setor (2); ao setor do litoral médio (3), com seções concentradas ao sul; e ao setor do litoral norte (4).

O primeiro segmento é composto por cinco perfis (Fig. 83). Estes perfis iniciam sobre a Barreira II, cruzam o Sistema Lagunar III e terminam na Barreira III ou, como no caso dos perfis 4 e 5, chegam até o Sistema Lagunar IV.

O perfil 01 possui 7,7 km de extensão e foi adquirido com as antenas de 70 MHz em ambos os sentidos, e com as antenas de 150 MHz em um sentido único. O perfil 02 possui 9,7 km de extensão e foi adquirido somente com as antenas de 150 MHz. O perfil 03 possui 13,5 km de extensão e foi adquirido em toda a sua extensão com as antenas de 150 MHz e, em um segmento de 3 km, com as antenas de 70 MHz em ambos os sentidos. O perfil 04 possui 11,8 km e foi adquirido somente com as antenas de 150 MHz. Este perfil cruza a Barreira III e chega ao Sistema Lagunar IV. O perfil 05, que inicia na margem da Lagoa Mangueira, possui 5 km de extensão e foi adquirido com as antenas de 150 MHz.

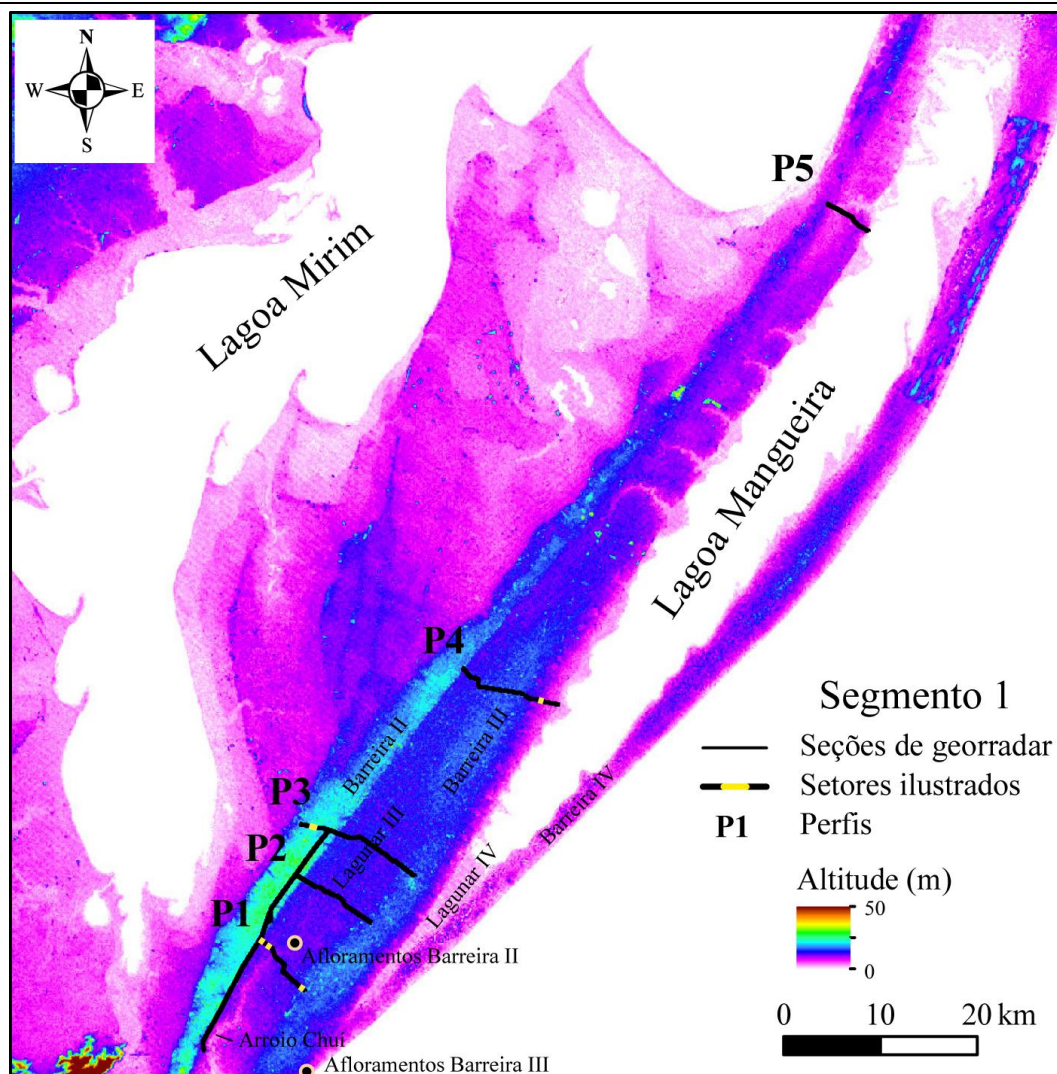


Figura 83. Perfis adquiridos com o georradar no Segmento 1. Em amarelo estão indicados os setores ilustrados por meio de seções representativas das feições identificadas.

Na análise das seções foram observados padrões similares ao longo dos diferentes perfis. Dessa forma, a descrição foi realizada na forma de um perfil composto representativo das principais feições encontradas. Essas feições são descritas desde a Barreira II até o Sistema Lagunar IV.

No extremo NW, na base do perfil 3, são observadas as radarfácies 3, correspondente a *shoreface* (Fig. 84). Sobre esta, no sentido NW, são encontrados refletores inclinados no sentido do continente, relacionados à radarfácies 4bc, interpretados como pertencentes a um antigo sistema lagunar. Acima destes uma superfície inclinada no sentido do oceano trunca alguns refletores sendo interpretada como o sistema praial, com a ocorrência da radarfácies 2. No topo da seção, refletores ondulados com maior amplitude, foram interpretados como pertencentes ao sistema

eólico, correspondente a radarfácies 1. Esse trecho da seção possui altitudes em torno de 20 m.

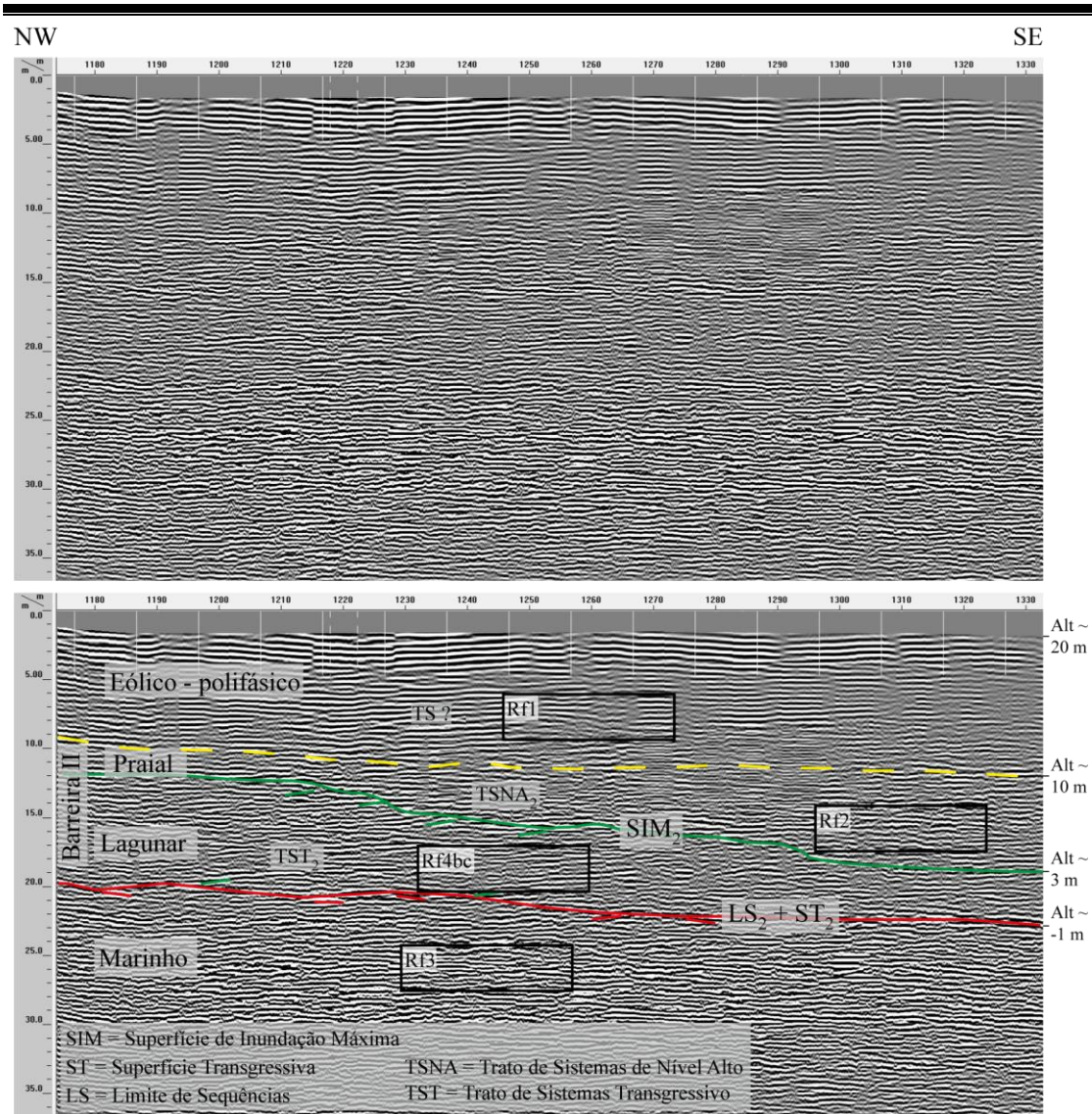


Figura 84. Seção de georradar adquirida com antenas de 150 MHz no setor oeste da Barreira II. Os refletores interpretados correspondem as radarfácies 1 (eólica), 2 (praial), 4 (lagunar) e 3 (marinho), cuja sucessão vertical indica uma retrogradação seguida de uma progradação.

O contato entre o sistema lagunar e o marinho representa uma discordância e o limite de seqüências da base do Sistema II, está neste ponto entre 2 e -1 m de altitude. Este limite foi denominado como  $LS_2$ , devido à existência de um sistema laguna-barreira mais antigo (I), o qual não foi investigado através do georradar. Esta discordância é também a superfície transgressiva do Sistema II ( $ST_2$ ), e pode ser correlacionada ao fundo da paleolaguna Mirim. Os depósitos lagunares compõem o trato de sistemas transgressivo desta seqüência.

---

O contato entre o sistema praial sobre o sistema lagunar representa o início da progradação da barreira. O limite entre as radarfácies 4bc e 2 representa a superfície de inundação máxima e a progradação caracteriza o trato de sistemas de nível alto. No trecho ilustrado, esta superfície encontra-se entre 10 e 3 m de altitude. Sobre esses, os depósitos eólicos podem estar inseridos ainda na mesma sequência deposicional ou, devido ao seu retrabalhamento posterior, o contato entre estes e o sistema praial poderia representar uma nova discordância ou concordância relativa.

Seguindo no sentido SE se identifica o contato entre a Barreira II e o Sistema Lagunar III (Fig. 85). Este contato se dá na forma de refletores em *onlap*, os quais podem ser associados à radarfácies 4. Com as altitudes medidas através do método DGPS obtiveram-se cotas entre 11 e 8 m para este contato, que representa um segundo limite de sequências entre os sistemas II e III. Abaixo desta superfície as radarfácies dos sistemas praial e marinho indicam a continuidade da progradação da Barreira II, permitindo delimitar o trato de sistemas de nível alto.

O limite de sequências é também a superfície transgressiva do Sistema III. Sobre ela, depósitos relacionados ao sistema lagunar encontram-se no contexto do trato de sistemas transgressivo e, possivelmente, depósitos do trato de sistemas de nível alto também podem ocorrer. Contudo, não foi possível delimitar a superfície de inundação máxima neste segmento.

Na continuidade deste perfil identificam-se, na base da seção, refletores inclinados no sentido do oceano, associados ao sistema praial e marinho do Sistema II (Fig. 86). Ainda em contexto de trato de sistemas de nível alto, esta progradação encontra-se abaixo de um conjunto de refletores horizontalizados, referentes à radarfácies 4bc, interpretados como depósitos lagunares do Sistema III (Fig. 86). Este contato representa a continuidade do limite de sequências e da superfície transgressiva constatados anteriormente.

Na porção SE da seção é observado o truncamento dos refletores lagunares por um canal, caracterizado pela radarfácies 5. Este canal é relacionado ao Sistema IV, e foi gerado durante a queda do nível relativo do mar ou posteriormente. Assim, um segundo limite de sequências e uma superfície transgressiva são definidos. O topo da seção encontra-se a aproximadamente 11 m de altitude e o limite de sequências (LS<sub>3</sub> + ST<sub>3</sub>) entre 7 e 5 m de altitude.

---

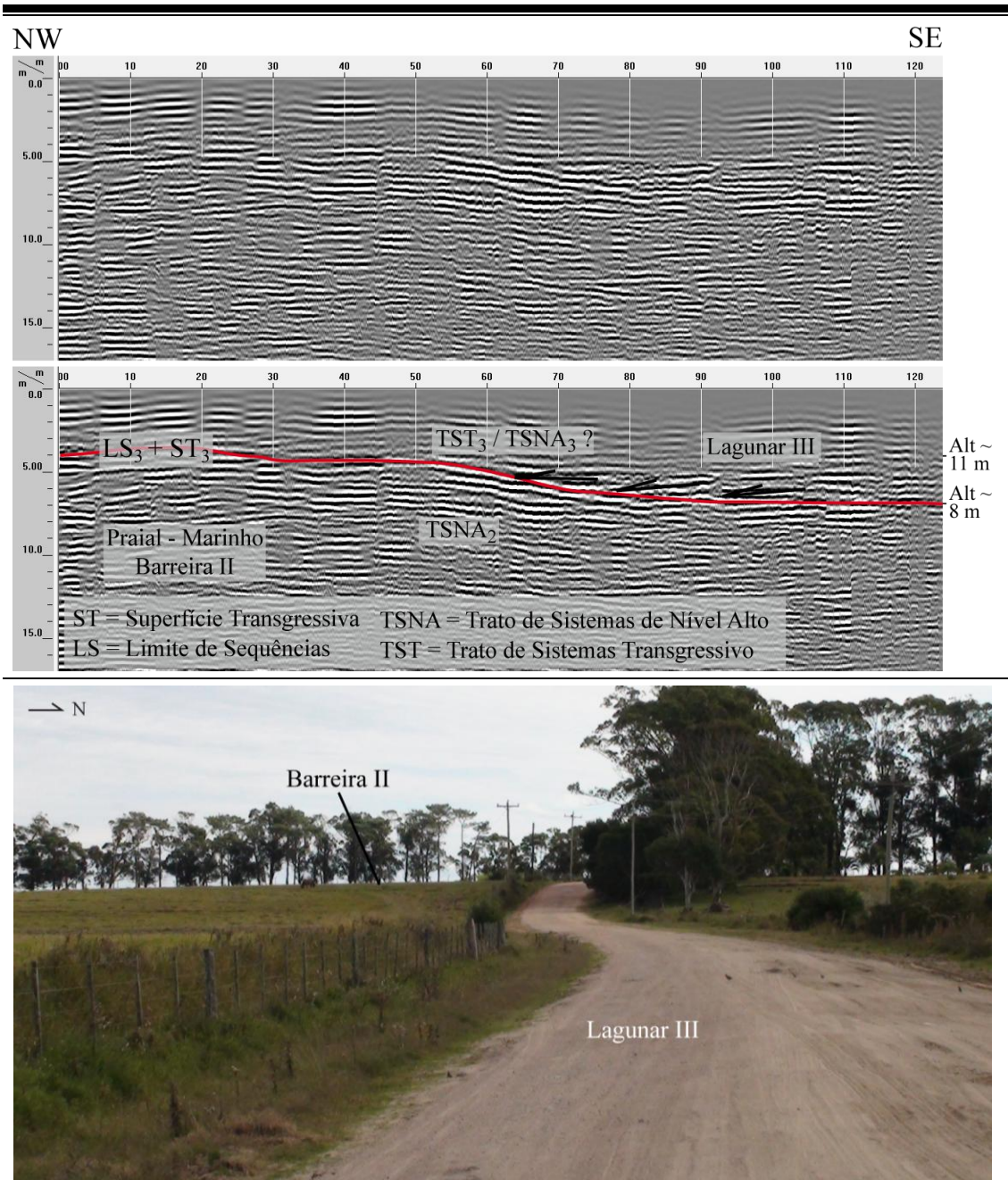


Figura 85. Seção de georadar adquirida com antenas de 150 MHz no contato entre a Barreira II e o Sistema Lagunar III. Na fotografia este contato é bastante visível devido ao grande desnível entre as duas unidades.

No contato do sistema lagunar com a Barreira III identificam-se na base da seção as mesmas radarfácies relacionadas aos depósitos praias e marinhos da Barreira II, associadas ao trato de sistemas de nível alto (Fig. 87). O topo dos refletores é truncado por uma superfície interpretada como o limite de sequências e a superfície transgressiva entre os sistemas II e III. Sobre esta superfície, refletores em *downlap* inclinados no sentido SE, com padrão oblíquo, foram relacionados à radarfácies 4a e são

interpretados como a margem lagunar e deltas que transferiam sedimentos da barreira para o sistema lagunar durante o processo de retrogradação.

Acima destes, um conjunto de refletores horizontalizados possui terminação em *onlap* no sentido SE, contra refletores inclinados no sentido NW. Este conjunto foi interpretado como o máximo avanço do sistema lagunar sobre a barreira, o que poderia representar o máximo eustático caso este sistema estivesse conectado com o mar.

Neste período acredita-se que a barreira já teria iniciado o processo de progradação. Devido à baixa taxa de sedimentação relacionada ao sistema lagunar durante o afogamento, foi delimitado a partir das terminações em *onlap*, a superfície de inundação máxima, separando o trato transgressivo do de nível alto.

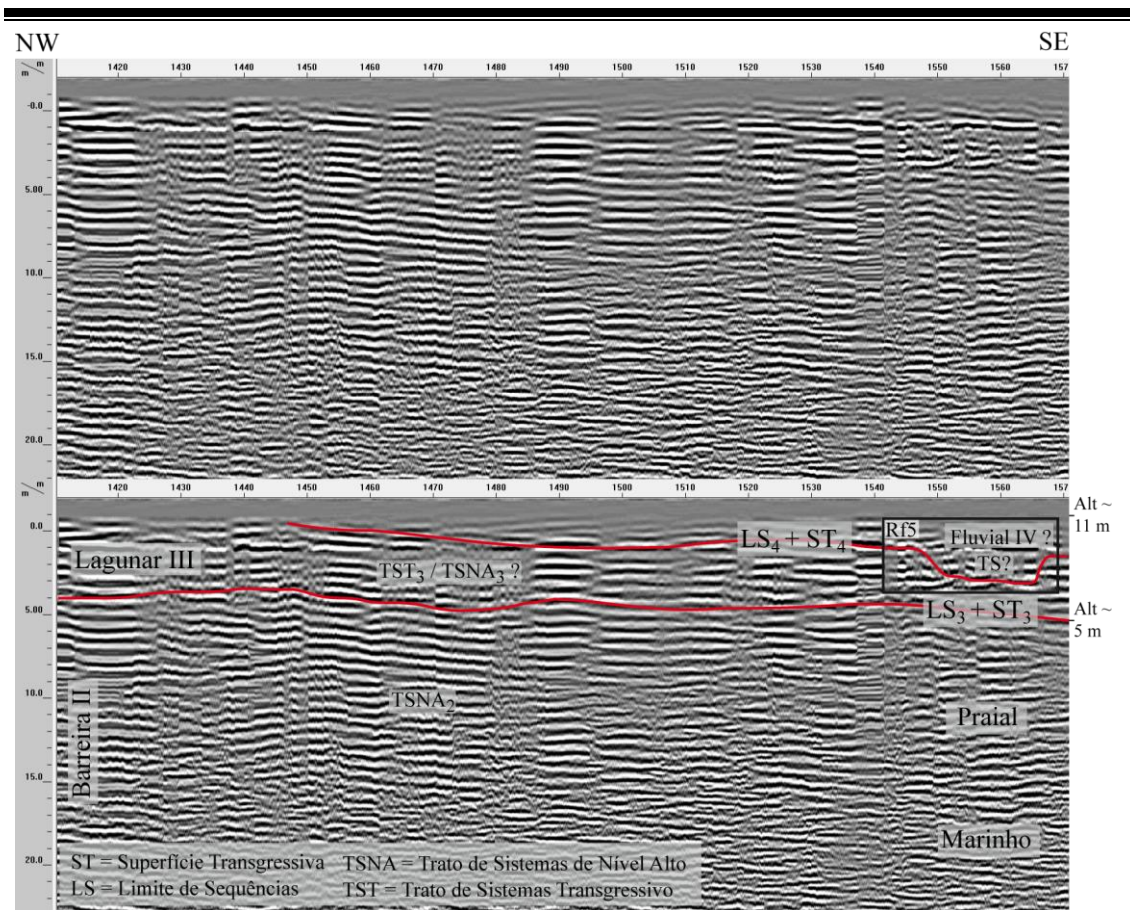


Figura 86. Seção de georadar adquirida com antenas de 70 MHz sobre o Sistema Lagunar III, onde se observam refletores relacionados à Barreira II, ao Sistema Lagunar III e a um canal fluvial relacionado ao Sistema IV.

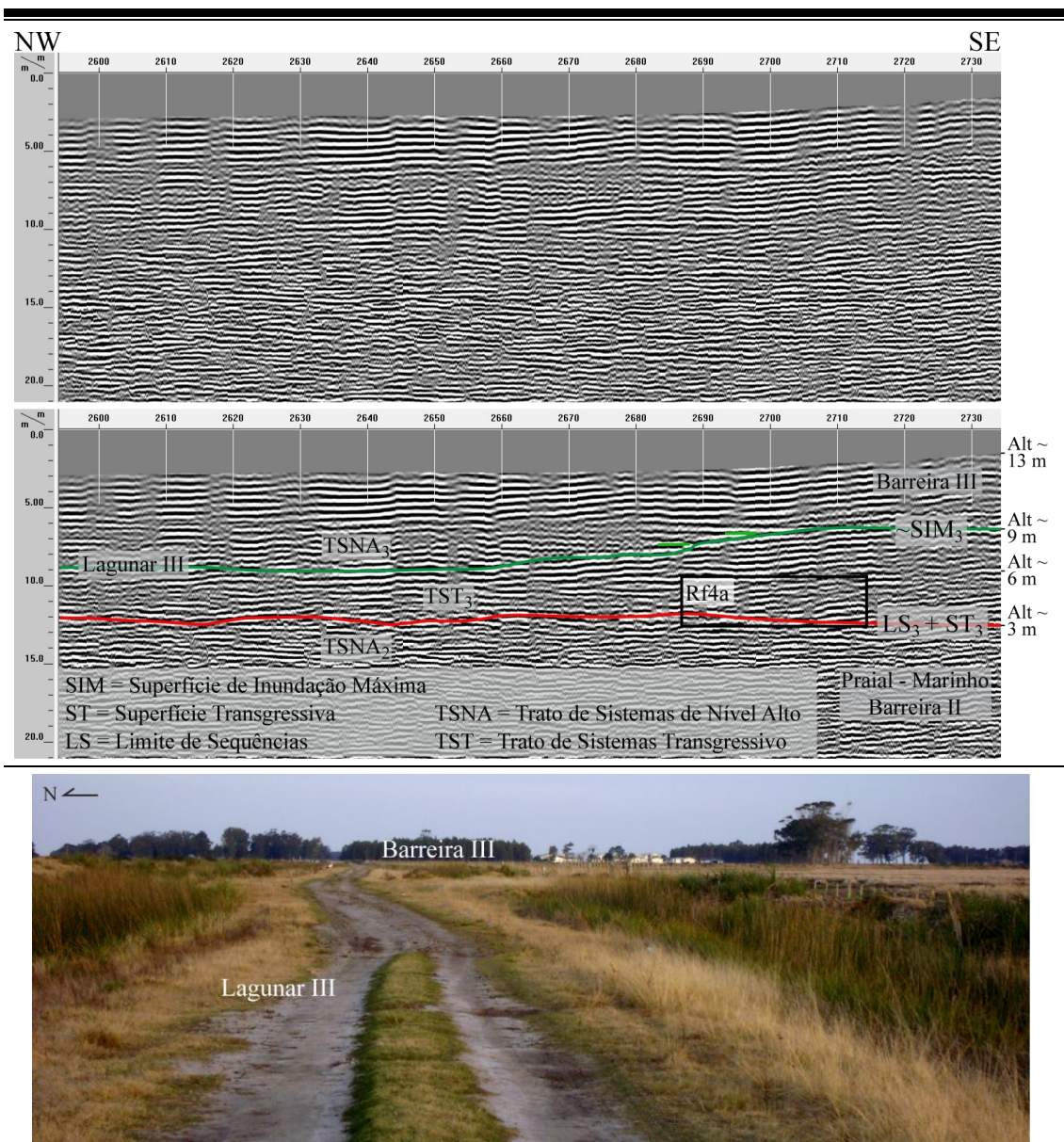


Figura 87. Seção de georadar adquirida no contato entre o Sistema Lagunar III e a Barreira II com antena de 150 MHz. Na fotografia observa-se que este contato é gradacional, na forma de uma rampa inclinada no sentido NW.

As altitudes encontradas são em torno de 3 m para o limite de sequências e entre 6 e 9 m para a superfície de máxima inundação. O terreno neste local é suavemente inclinado para NW, na forma de uma rampa com altitudes que variam entre 13 e 12 m (Fig. 87).

Nas seções sobre a Barreira III somente foi encontrado um padrão progradacional no perfil 04, que termina sobre o Sistema Lagunar IV. Neste setor, refletores oblíquos de baixo ângulo (radarfácies 2) que passam distalmente para refletores ondulados descontínuos (radarfácies 3) ocorrem na base da seção (Fig. 88).



Estes foram interpretados como a progradação da Barreira III em contexto de trato de sistemas de nível alto. Sobre eles, refletores em *onlap* e horizontalizados, relacionados à radarfácies 4, recobrem a área. Estes foram interpretados como pertencentes ao afogamento relacionado ao Sistema Lagunar IV.

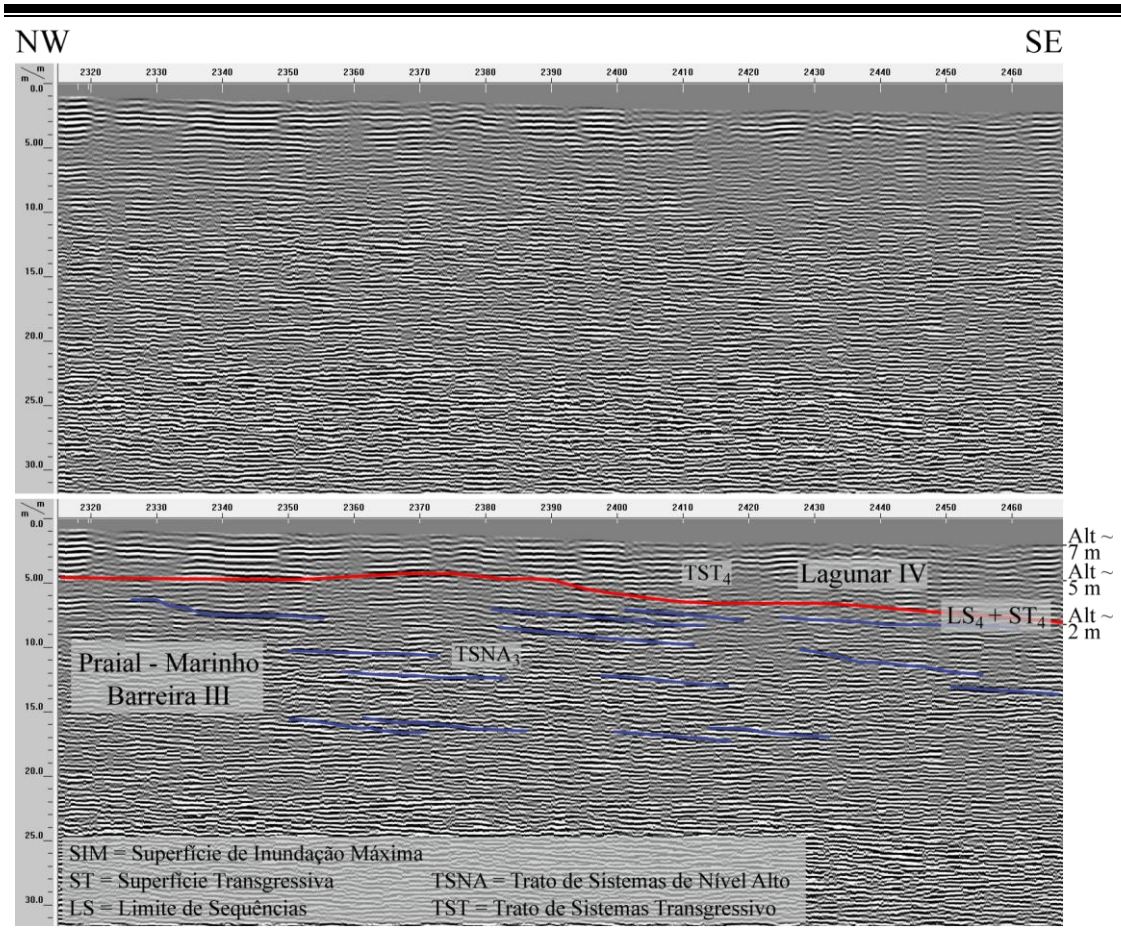


Figura 88. Seção de georadar adquirida no contato entre a Barreira III e o Sistema Lagunar IV com antenas de 150 MHz. A Barreira III encontra-se aplainada e observa-se o registro de um terraço esculpido quando o nível do mar esteve acima do atual no Holoceno.

Assim, foi delimitado um novo limite de sequências e uma superfície transgressiva, que separam os sistemas III e IV. As altitudes correspondentes estão entre 5 e 2 m para estas superfícies e em torno de 7 m para a superfície do terreno. Neste setor a linha de costa é transgressiva e a Barreira IV possui comportamento retrogradacional.

A ocorrência de afloramentos relacionados à Barreira II no Segmento 1 permitiu a correlação das interpretações realizadas através da identificação das radarfácies com as fácies e altitudes obtidas em algumas feições. Estes afloramentos ocorrem nas margens do Arroio Chuí nos setores em que o mesmo fora retificado (Figs. 83 e 89 a 91).

Nesses afloramentos são observados depósitos de *foreshore* da Barreira II, em areias com estratificações de baixo ângulo. Estas são muitas vezes truncadas por icnofósseis do tipo *Ophiomorpha* que indicam uma posição próxima ao nível do mar da época em que os depósitos foram gerados (Figs. 89 e 90).



Figura 89. Icnofósseis do tipo *Ophiomorpha* encontrados junto a depósitos de *foreshore* da Barreira II.

Esses depósitos são separados dos sobrepostos por uma superfície bastante evidente, atribuída ao limite de sequências da base do Sistema III. Depósitos fluvio-lacustres são encontrados acima e estão relacionados com a evolução dos sistemas III e IV (Lopes *et al.*, 2011). As medidas realizadas por meio de nivelamento geométrico do topo dos depósitos praias da Barreira II variam ao longo do Arroio Chuí entre 9,4 e 8,1 m. O truncamento dos tubos de *Ophiomorpha* com as estruturas dos depósitos de *foreshore* encontram-se por volta de 8,3 m.

Na praia atual também foram encontrados tubos de *Ophiomorpha* em afloramentos da Barreira III (Fig. 91). Esses foram medidos pelo método DGPS e por

nivelamento geométrico, obtendo-se uma altitude de 3,6 m. Esta altitude é bastante inferior à máxima observada para os depósitos praias da Barreira III através dos dados de georradar, que chegou a aproximadamente 7 m. Esta constatação indica a existência de um trato de sistemas de nível em queda, com a progradação do sistema em cotas cada vez mais baixas em função de um processo de regressão forçada.

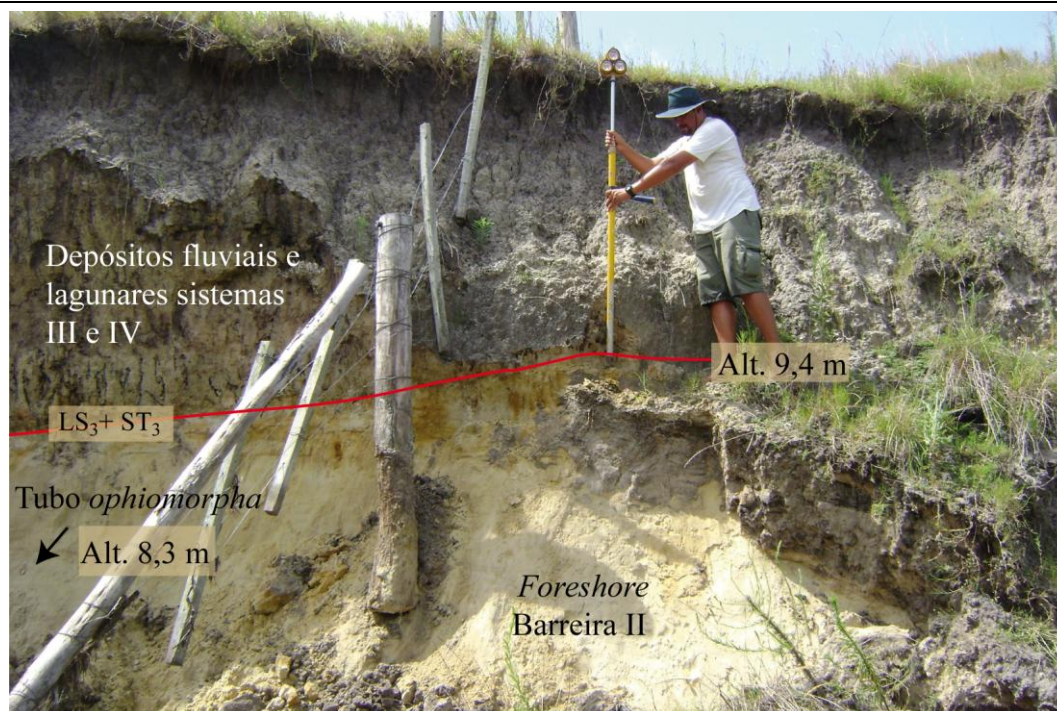


Figura 90. Afloramento da Barreira II onde foi realizado o nivelamento geométrico obtendo-se as altitudes para os níveis mais elevados dos tubos de *Ophiomorpha* e para o topo dos depósitos de *foreshore*. Estes são truncados por depósitos fluvio-lagunares dos sistemas III e IV.



Figura 91. Afloramento da Barreira III na forma de uma falésia em frente à praia atual. A altitude obtida em um icnofóssil do tipo *Ophiomorpha* indica cotas mais baixas que as obtidas nas seções de georradar adquiridas em posição mais continentalizada.

A partir desta integração foi gerada uma seção esquemática composta para o primeiro segmento (Fig. 92). As altitudes do terreno referem-se a uma aproximação obtida através do MDET, assim como as das feições interpretadas em subsuperfície. Estas foram obtidas através da correlação entre as altitudes do terreno com as profundidades das seções de georradar. A opção pelo uso do MDET em detrimento dos dados de DGPS deveu-se a possibilidade da elaboração de um perfil contínuo desde a margem lagunar até a praia atual. Além disso, por serem esquemáticas, as seções foram elaboradas no intuito de representar o segmento como um todo, e as diferenças observadas entre os dados do MDET e do DGPS são menores que as variações altimétricas regionais.

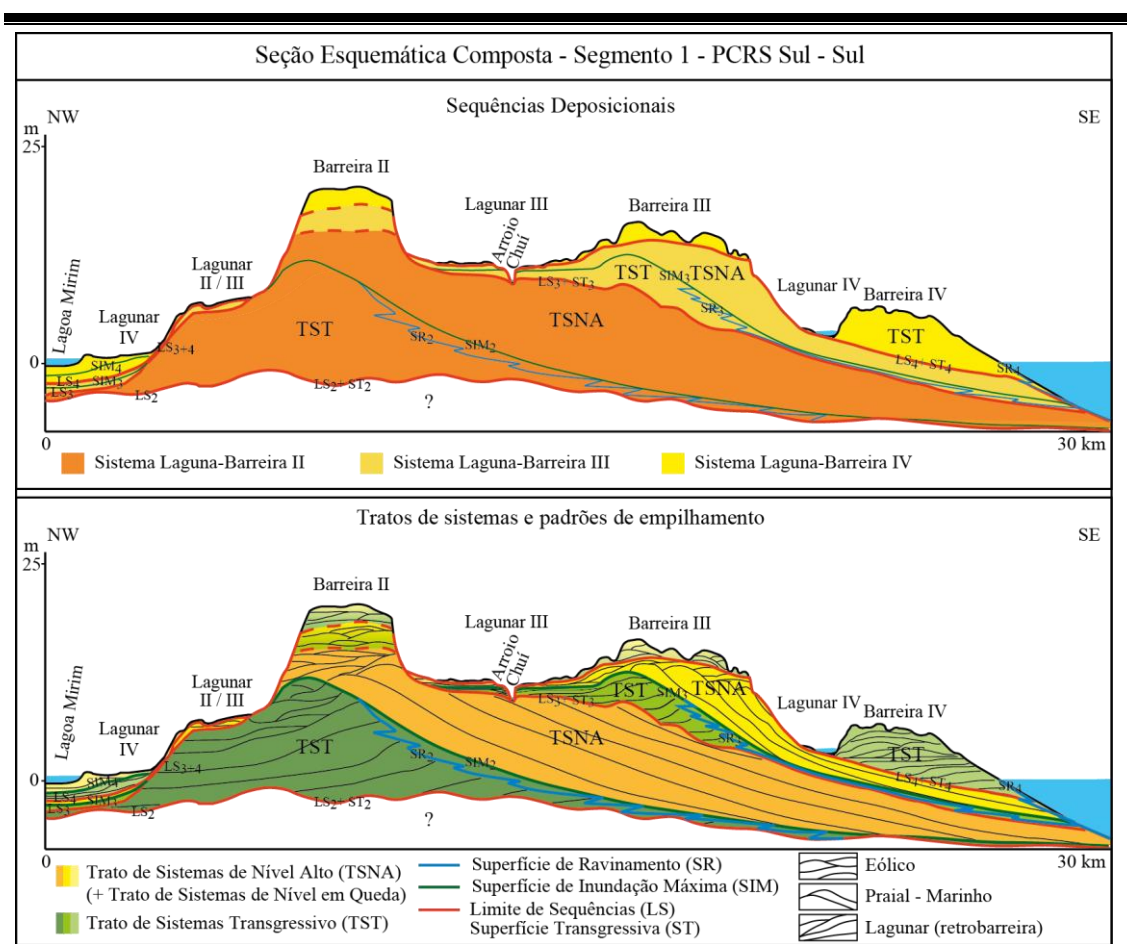


Figura 92. Seção esquemática composta do Segmento 1, ilustrando as sequências deposicionais, os tratos de sistemas, os padrões de empilhamento e as superfícies chave definidas a partir da análise das seções de georradar (EV ≈ 250x). Ilustrações em escala de detalhe em Anexos.

Na seção superior da Figura 92 foram traçadas as superfícies chave, delimitando os tratos de sistemas das sequências deposicionais interpretadas, as quais correspondem aos sistemas laguna-barreira. Na seção inferior foram traçadas as feições

---

internas, relacionadas aos padrões de reflexões observados no georradar. Essas feições indicam os padrões de empilhamento dos sistemas deposicionais interpretados. Algumas inferências foram realizadas nos setores em que não foram adquiridas seções com o georradar, como por exemplo, junto à margem da Lagoa Mirim.

Nos setores em progradação foi definido o trato de sistemas de nível alto. A existência do trato de sistemas de nível em queda (*falling stage system tract*) pode ser constatada a partir das medidas realizadas. Contudo, devido à imprecisão nas altitudes definidas através do georradar, relacionada principalmente com a atribuição de um valor médio para a constante dielétrica utilizada na determinação da profundidade das seções, optou-se por não representar este trato separadamente. Além disso, na maioria das seções não foi possível detalhar com precisão os elementos arquiteturais dos sistemas deposicionais interpretados. Como consequência, não se pode estabelecer um parâmetro confiável para a análise das tendências relacionadas com a regressão da linha de costa de maneira acurada.

O segundo segmento analisado é composto por dois perfis e abrange o embaçamento que inicia a norte do Banhado do Taim e termina na desembocadura da Lagoa dos Patos (Fig. 93). O perfil 06 inicia no Sistema Lagunar III, transpõe a Barreira III e termina nos cordões litorâneos da Barreira IV. Esse perfil possui 7,2 km de extensão e foi adquirido em toda a sua extensão com as antenas de 150 MHz e, em um segmento, com as de 70 MHz. O Perfil 07, com 5,8 km, foi adquirido somente com as antenas de 70 MHz. Esse perfil inicia na feição remapeada atribuída à Barreira II, transpõe o Sistema Lagunar III e termina sobre a Barreira III.

A descrição desse segmento também é realizada a partir de uma composição, iniciando com as seções do perfil 07 sobre a Barreira II. Nessa área observam-se as radarfácies 2 e 3, correspondentes ao sistema praial e marinho raso com inclinação no sentido do oceano. Estas indicam a progradação da barreira em contexto de trato de sistemas de nível alto (Fig. 94). Essas feições estão praticamente na superfície da seção, onde o recobrimento pelo sistema eólico é mínimo e as altitudes são de aproximadamente 8,5 m. Radarfácies indicativas da fase retrogradacional da Barreira II não foram observadas. Este fato deve-se possivelmente por ter se iniciado o perfil na metade SE da barreira.

---

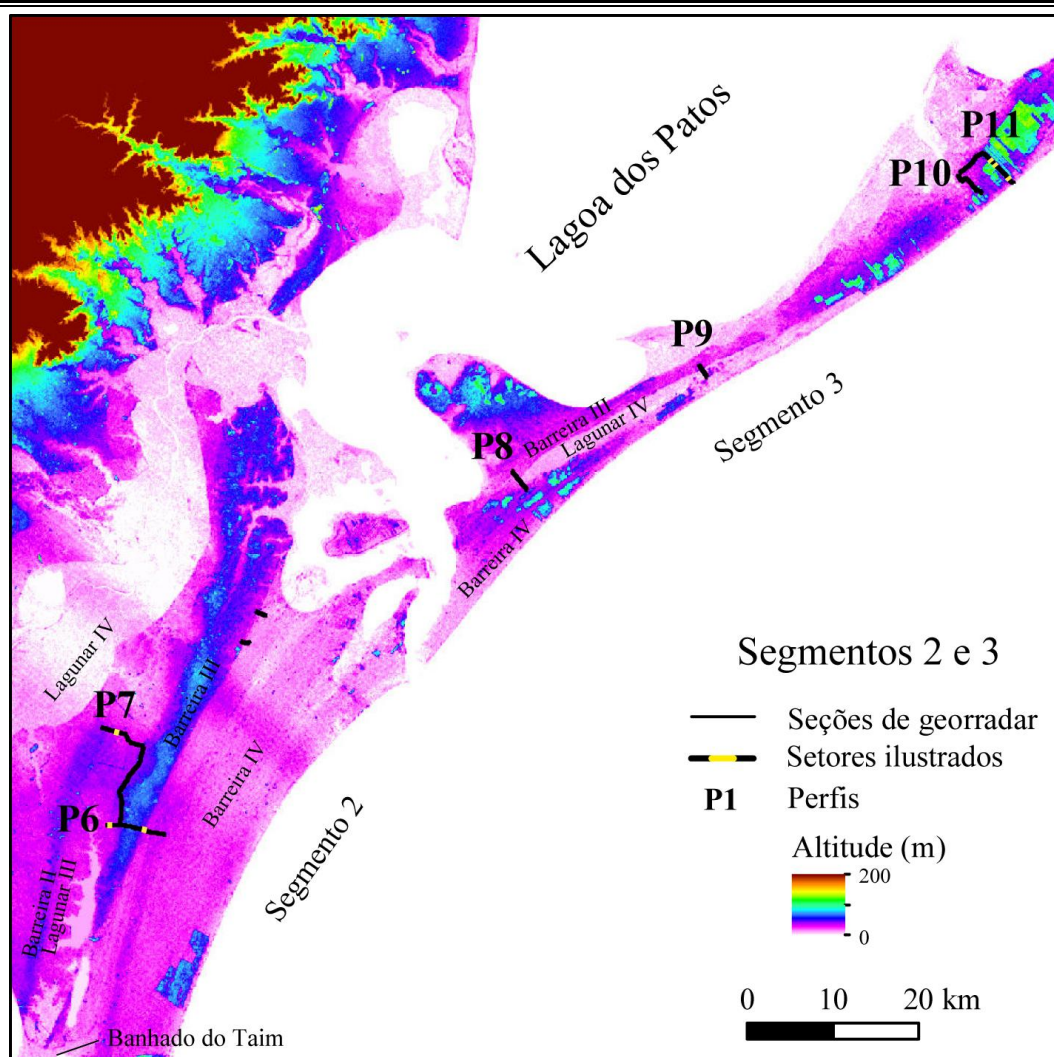


Figura 93. Perfis adquiridos com o georradar nos Segmentos 2 e 3. Em amarelo estão indicados os setores ilustrados por meio de seções representativas das feições identificadas.

Na Figura 95, correspondente ao início do perfil 06, observa-se o contato da Barreira II com o Sistema Lagunar III no sentido NW. Neste contato identificam-se, na base da seção, refletores inclinados no sentido do oceano interpretados como pertencentes ao sistema praiar e marinho da Barreira III, depositados em contexto de trato de sistemas de nível alto. Sobre estes, refletores com baixa inclinação no sentido do continente correspondem ao Sistema Lagunar III, e são relacionados ao trato de sistemas transgressivo. Entre esses dois tratos o limite de sequências e a superfície transgressiva encontram-se entre 4 e 1 m de altitude. O terreno neste local possui cota de aproximadamente 9 m.

No sentido SE é observado neste mesmo perfil o contato entre a Barreira III e a Barreira IV (Fig. 96). Na base da seção, refletores inclinados no sentido do oceano, relacionados às radarfácies 2 e 3, indicam o trato de sistemas de nível alto da

Barreira III. No topo da seção uma mudança no padrão e o truncamento dos refletores assinalam o limite de seqüências entre os sistemas III e IV, que se encontra entre 9 e 4 m de altitude. Os refletores que ocorrem em *onlap* sobre o limite de seqüências foram relacionados com a retrogradação da Barreira IV. Sobre estes, refletores em *downlap* representam o início da progradação da Barreira IV na forma de cordões litorâneos, em contexto de trato de sistemas de nível alto.

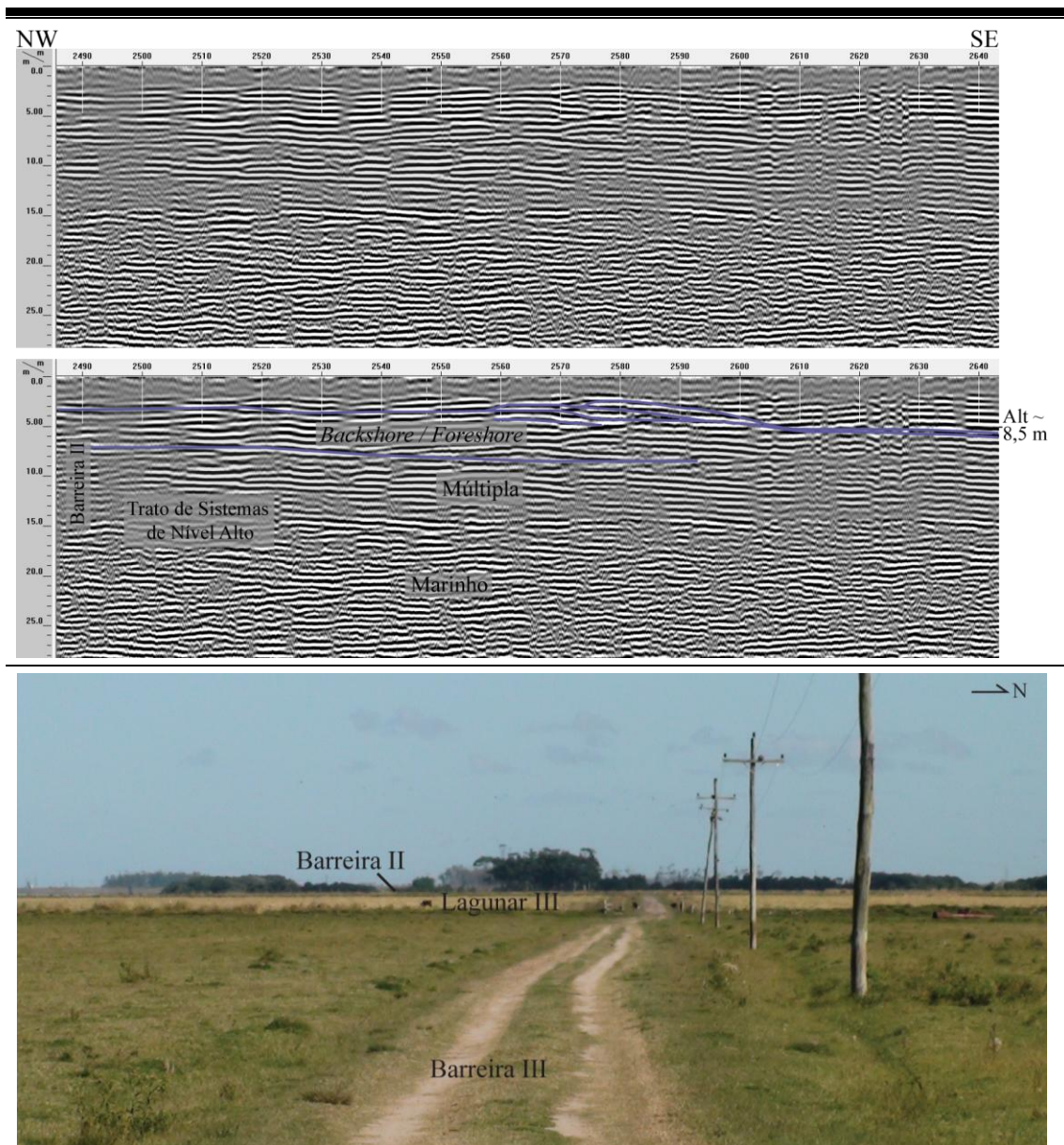


Figura 94. Seção de georadar adquirida com as antenas de 70 MHz sobre a Barreira II definida neste estudo. Apesar das múltiplas presentes na seção observam-se refletores característicos do *backshore* e *foreshore*, inclinados no sentido do oceano.

A partir das interpretações deste segmento foi elaborada a seção esquemática composta, destacando as principais unidades, superfícies chave e tratos de sistemas (Fig. 97). Neste segmento é possível individualizar três sequências deposicionais relacionadas aos sistemas laguna-barreira II, III e IV. As interpretações acerca da porção NW da seção, a partir da porção progradacional da Barreira II, são inferidas a partir de observações geomorfológicas e por correlação com outros setores analisados.

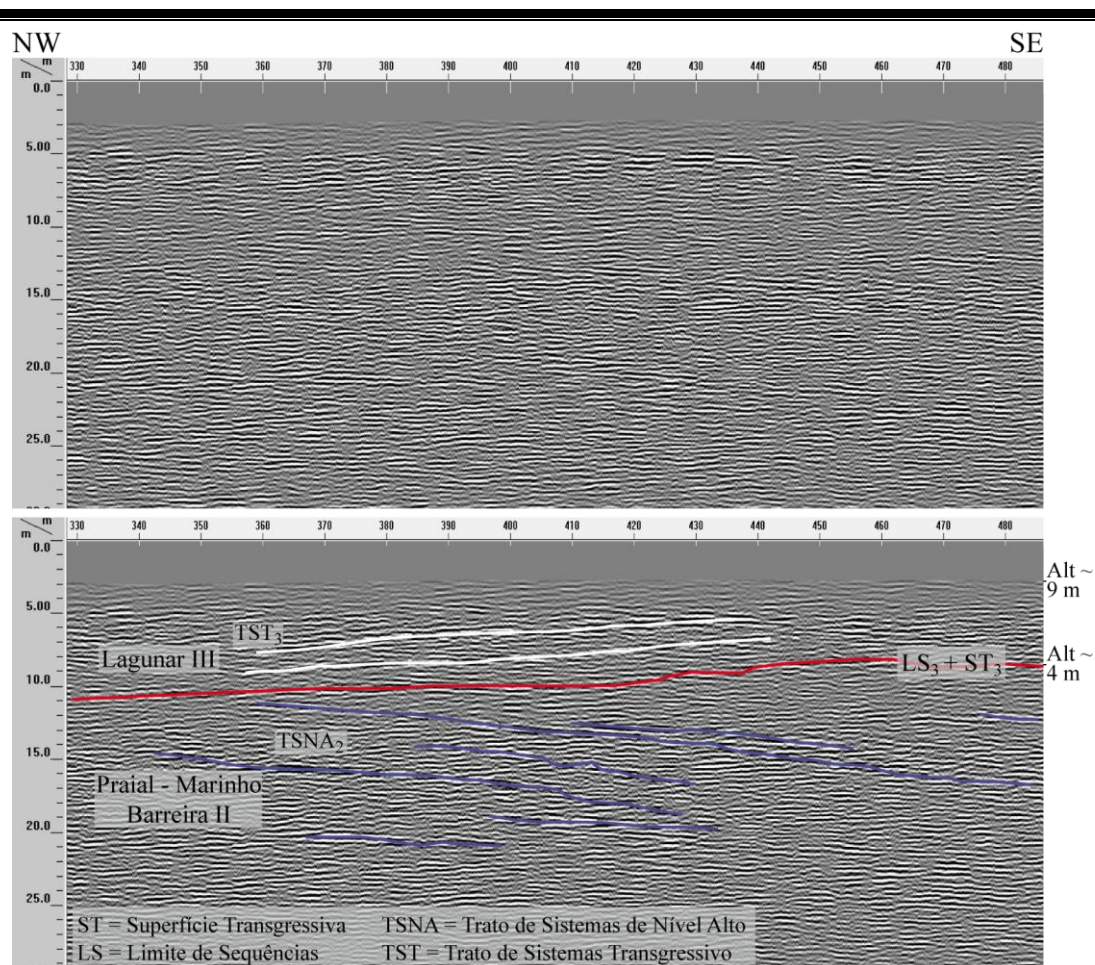


Figura 95. Seção de georradar adquirida com antenas de 150 MHz sobre o Sistema Lagunar III. Abaixo dos refletores pertencentes a este sistema são observadas feições relacionadas ao sistema praial e marinho da Barreira II.

O terceiro segmento contempla o sul do litoral médio, onde foram adquiridos quatro perfis (Fig. 93). O perfil 08, adquirido com as antenas de 150 MHz, localiza-se a norte da desembocadura da Lagoa dos Patos, na região do município de São José do Norte. Esse perfil, com 3 km de extensão inicia sobre a Barreira III, cruza a borda do Sistema Lagunar IV e termina na barreira deste mesmo sistema. Um pouco mais ao norte, o perfil 09 com 3,1 km, transpõe sobre as mesmas unidades. Os perfis 10



e 11 com 2 e 5 km de extensão, respectivamente, foram adquiridos com as antenas de 70 MHz. Esses perfis iniciam sobre depósitos da Barreira III e terminam na Barreira IV.

A integração das observações nos quatro perfis levou a descrição de mais um perfil composto, a qual foi realizada sobre o perfil 11, correspondente à região de maior extensão sobre a Barreira III. Adquiridas com antenas de 70 MHz as seções possuem resolução mais baixa, portanto, o aspecto das radarfácies é distinto daquele observado em outras seções. Além disto, foi observada a presença constante de múltiplas nas seções. Essas não puderam ser removidas durante o processamento, mas foram desconsideradas para fins de interpretação.

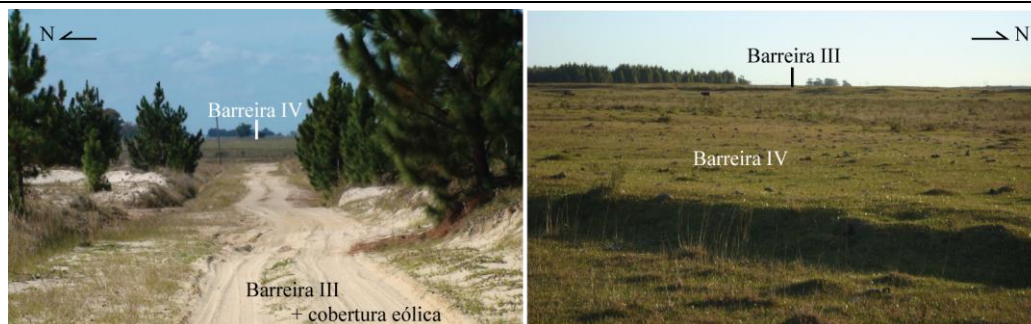
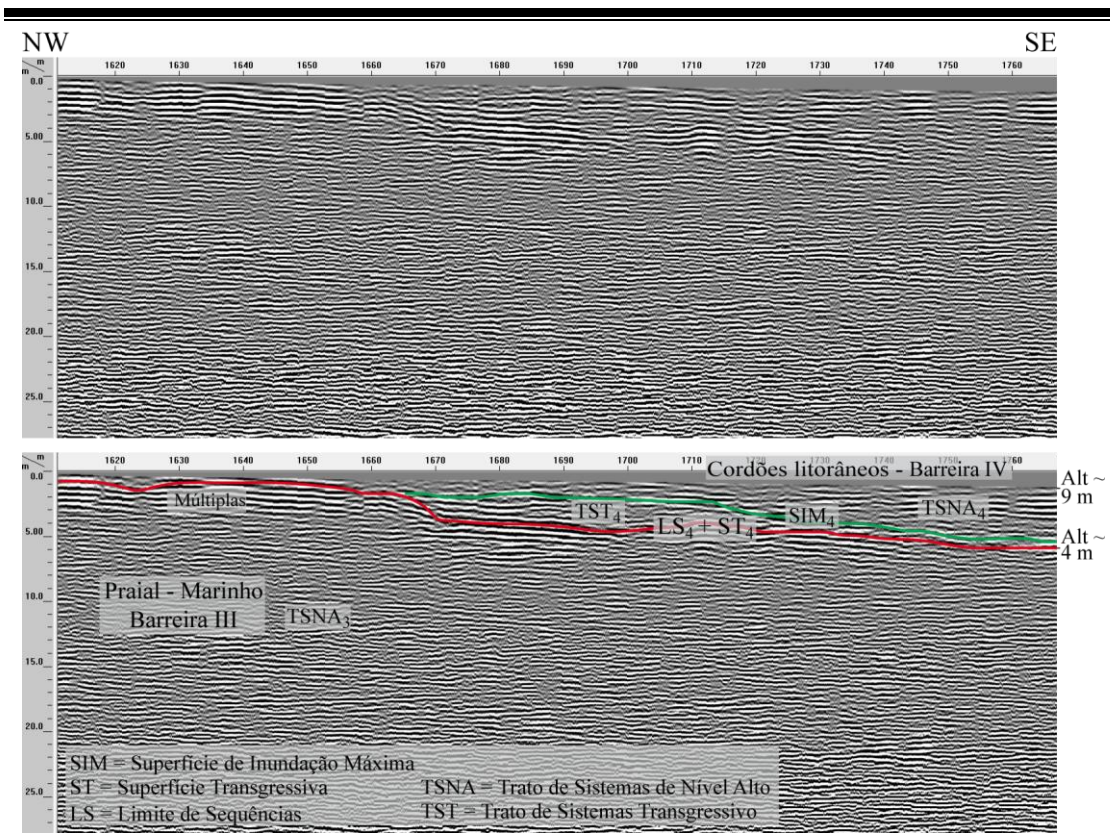


Figura 96. Seção de georadar adquirida com antenas de 150 MHz no contato entre as barreiras III e IV. Este contato é bastante marcado em campo, na forma de uma escarpa. Sobre a Barreira III, estão presentes dunas eólicas que se deslocam no sentido do continente.

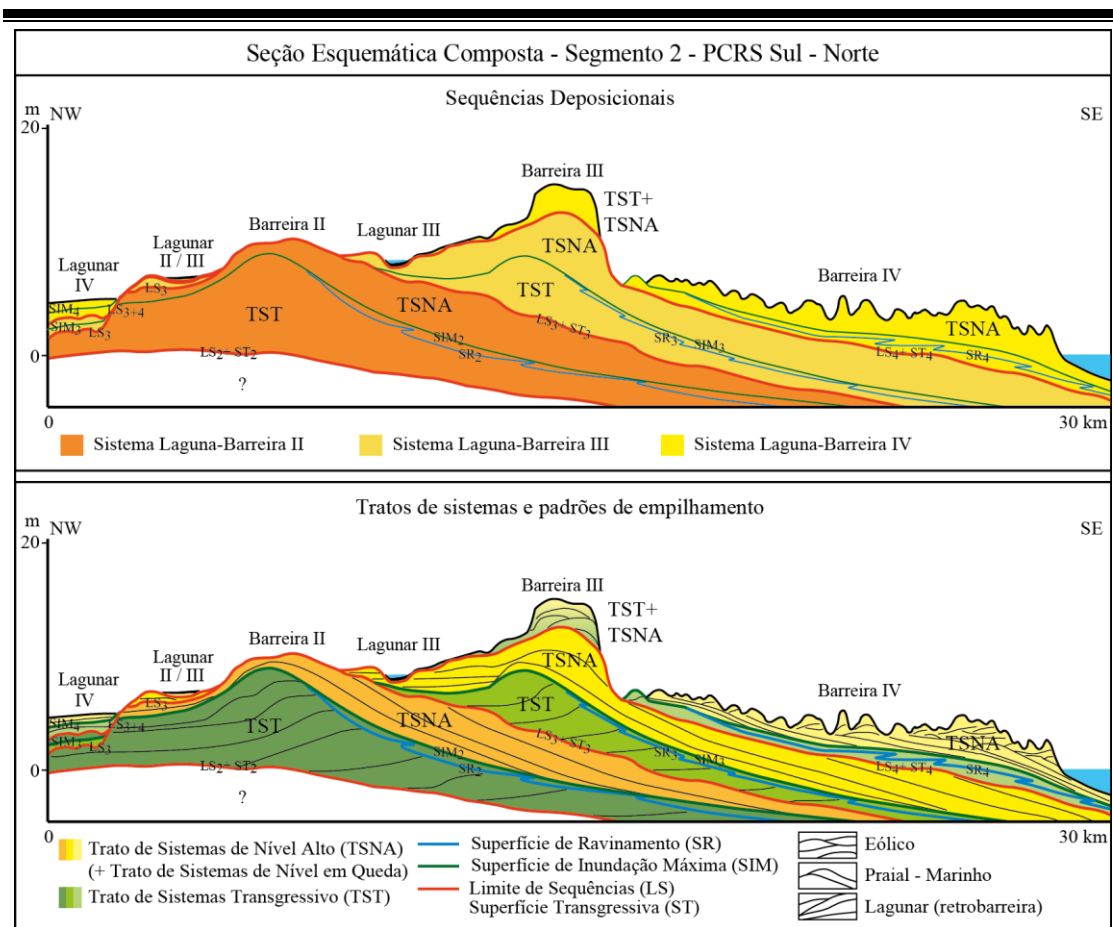


Figura 97. Seção esquemática composta do Segmento 2, ilustrando sequências deposicionais, os tratos de sistemas, os padrões de empilhamento e as superfícies chave definidas a partir da análise das seções de georradar ( $EV \approx 170x$ ). Ilustrações em escala de detalhe em Anexos.

A seção adquirida mais a NW do Segmento 3 possui em sua base a ocorrência de múltiplas, impossibilitando a sua interpretação. No centro da seção são observados, no extremo NW, refletores correspondentes à radarfácies 4, inclinados no sentido do continente (Fig. 98). O topo deste conjunto de refletores possui continuidade para SE onde o sentido da inclinação se inverte. Deste ponto em diante os refletores seguem com esta mesma orientação.

Na base deste conjunto foi delimitado o limite de sequências entre os sistemas II e III. No segmento ilustrado a identificação da radarfácies 2 permitiu interpretar o início da progradação, definindo-se a superfície de inundação máxima e os tratos de sistemas transgressivo e de nível alto. A barreira relacionada à máxima transgressão da linha de costa do Sistema III teria em torno de 60 m em sua porção emersa. No sistema lagunar, a máxima inundação corresponde à mesma superfície do início da progradação. O topo do primeiro refletor associado à progradação da barreira encontra-se a aproximadamente 8 m de altitude.

Sobre esse conjunto, refletores ondulados correspondentes à radarfácies 1 caracterizam o sistema eólico, que recobre a barreira em múltiplas fases. A altitude obtida para o contato com as radarfácies eólicas encontra-se a aproximadamente 9 m.

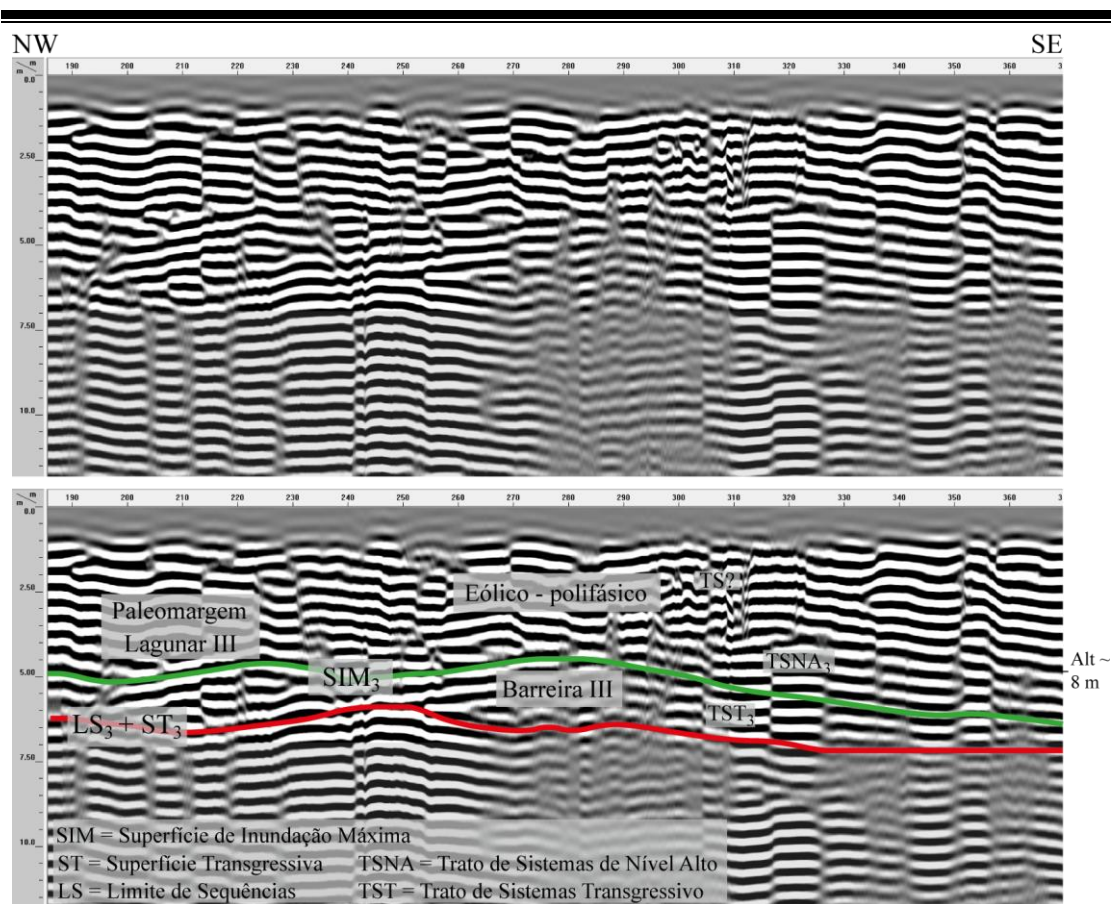


Figura 98. Seção de georradar adquirida com antenas de 70 MHz sobre a Barreira III. É possível observar uma mudança no sentido de inclinação dos refletores indicando o máximo da retrogradação da barreira e o início da progradação. Sobre toda a região é observado um recobrimento eólico.

Na continuidade desse perfil são observados conjuntos compostos pela radarfácies 2 recobertos pela radarfácies 1 (Fig. 99). Ao longo de todo o perfil este é o padrão observado, indicando que a barreira é progradação em toda sua extensão. Este padrão corresponde aos tratos sistemas de nível alto e, a partir de um ponto não definido através das seções, ao trato de sistemas de nível em queda (*falling stage system tract*).

Seguindo no sentido SE chega-se ao contato com o Sistema IV (Fig.100). Observa-se a existência de um antigo sistema lagunar já colmatado devido à retrogradação da Barreira IV (estudado por Ruppel, *no prelo*). Na base da seção são observados refletores correspondentes à radarfácies 02 da Barreira III.

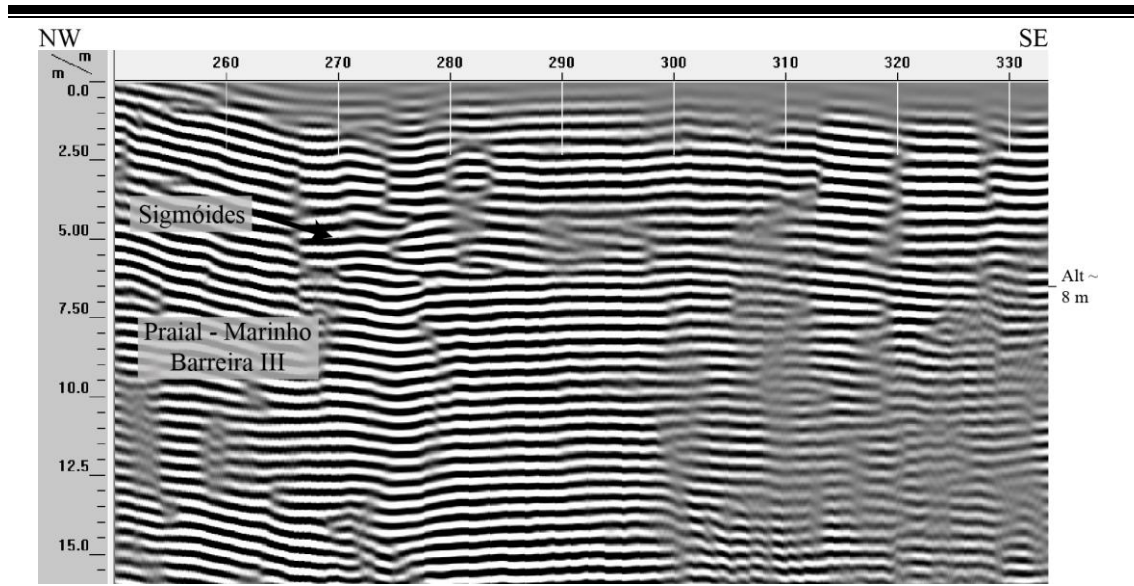


Figura 99. Seção de georradar adquirida com antenas de 70 MHz sobre a Barreira III. É possível observar uma macroforma sigmoidal com refletores inclinados no sentido do oceano.

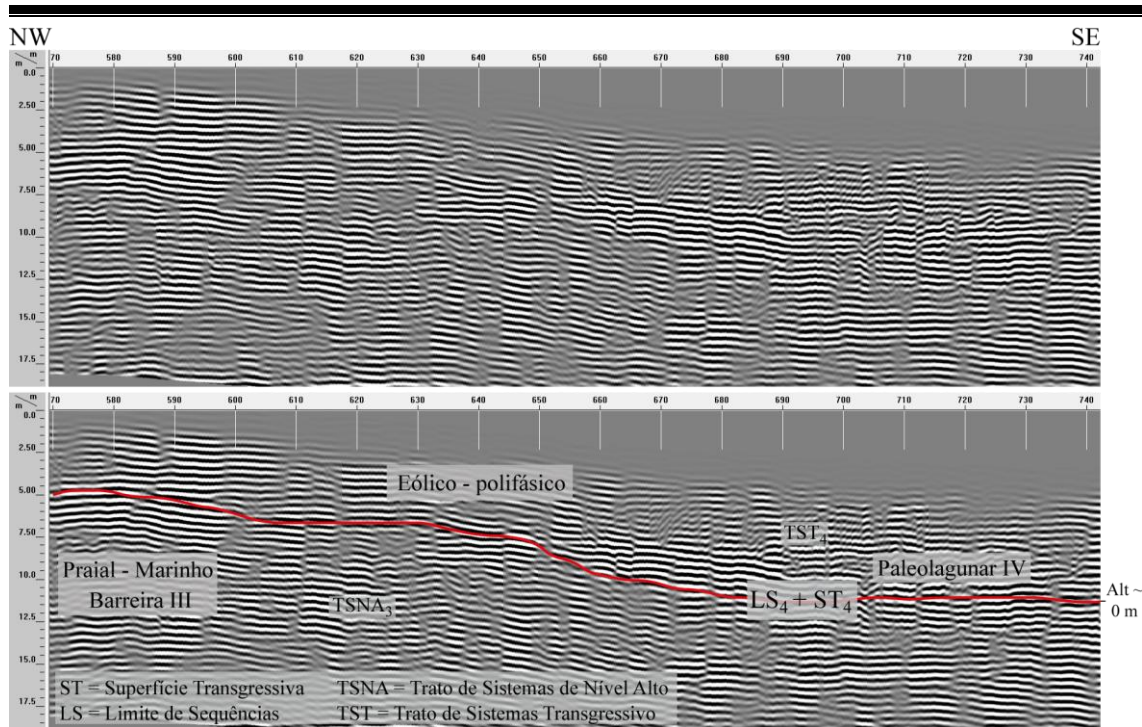


Figura 100. Seção de georradar adquirida com antenas de 70 MHz no contato entre a Barreira III e a Barreira IV. Neste contato observa-se a presença de um antigo sistema lagunar, colmatado por influência da retrogradação da Barreira IV.

Os demais perfis adquiridos neste segmento possuem feições similares identificando-se a progradação da Barreira III, o contato com o Sistema Laguna-Barreira IV e o recobrimento por depósitos eólicos. A principal diferença neste contato é que no perfil 08 há o registro da progradação da Barreira IV, o que não ocorre nos

demais perfis. Além disto, a retrogradação do Sistema III foi constatada somente nos perfis 10 e 11, cujo contato encontra-se no terço NW de superfície desta barreira.

A seção esquemática composta elaborada para este segmento ilustra as principais feições interpretadas, definindo-se parcialmente duas sequências deposicionais (Fig. 101). As interpretações acerca da região NW junto à margem da Lagoa dos Patos são inferências, as quais não estão baseadas em dados de georradar.

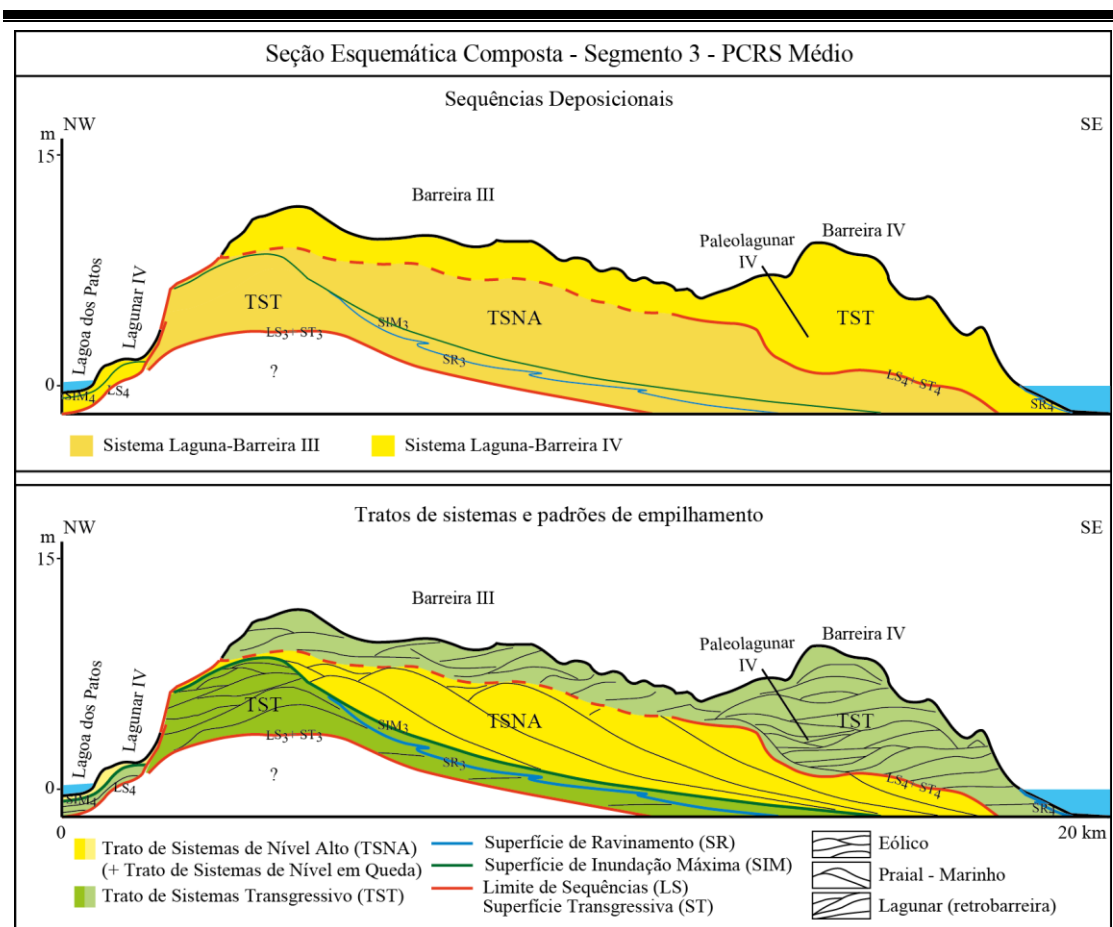


Figura 101. Seção esquemática composta relacionada ao perfil descrito do Segmento 3, ilustrando sequências deposicionais, os tratos de sistemas, os padrões de empilhamento e as superfícies chave definidas a partir da análise das seções de georradar ( $EV \approx 300x$ ). Ilustrações em escala de detalhe em Anexos.

O Segmento 4 corresponde a duas regiões do litoral norte onde foram levantadas diversas seções com vários arranjos de antenas e em períodos distintos (Fig. 102). Nessas regiões foram definidos dois perfis. O primeiro perfil (P12) posiciona-se quase inteiramente sobre a Barreira III, transpondo em seu trecho final uma área correspondente ao Sistema Lagunar IV. Com 7,4 km de extensão esse perfil foi levantado com as antenas de 70 MHz.

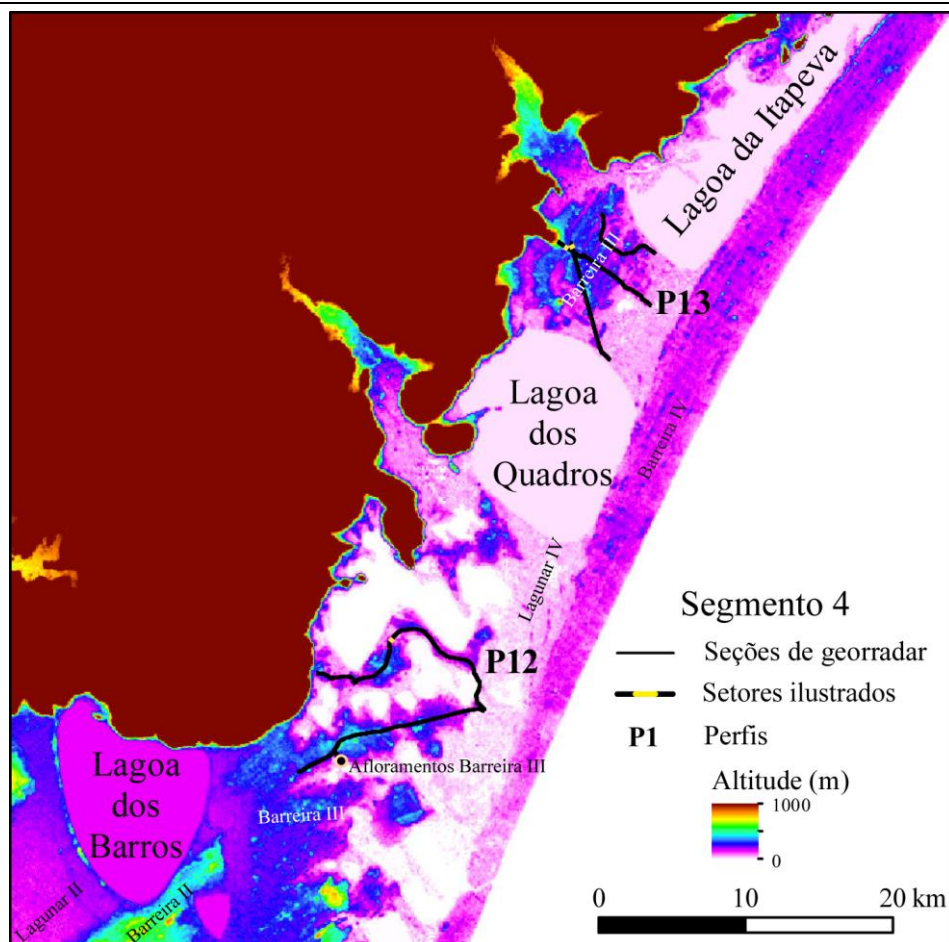


Figura 102. Perfis adquiridos com o georradar no Segmento 4. Em amarelo estão indicados os setores ilustrados por meio de seções representativas das feições identificadas.

No topo das seções adquiridas no perfil 12 refletores ondulados são interpretados como pertencentes à radarfácies 1, que pode ser relacionado à Barreira III ou ao retrabalhamento posterior com a reativação do sistema eólico (Fig. 103). Essa unidade trunca refletores inclinados no sentido NE, interpretados como pertencentes aos sistemas praias e marinhos que indicam a progradação da barreira em contexto de trato de sistemas de nível alto. Esse truncamento ocorre na seção ilustrada entre 5 e 3 m de altitude.

Nesta região, afloramentos da Barreira III ocorrem em áreas de mineração de areia. As fácies encontradas são relacionadas ao sistema eólico, praias (*backshore* e *foreshore*) e marinho raso em uma sucessão vertical que indica a progradação do sistema (Fig. 104). Tomazelli & Dillenburg (2007) estabeleceram altitudes entre 5,1 e 7,7 m para paleoníveis do mar, relacionadas a dois níveis de *Ophiomorpha* do tipo *Calichirus*, medidos através do método DGPS em diversos afloramentos da região.

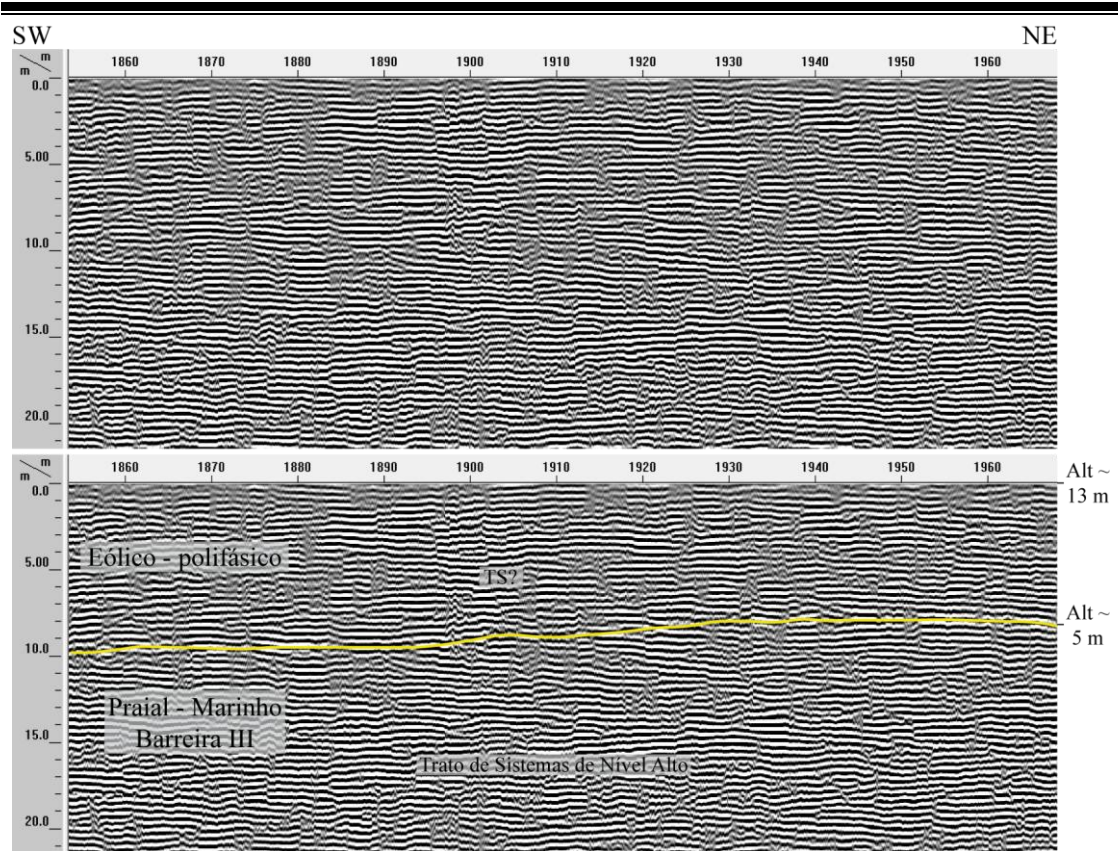


Figura 103. Seção de georradar adquirida com antenas de 70 MHz sobre a Barreira III. Abaixo da linha amarela observam-se refletores inclinados no sentido do oceano, os quais se encontram truncados acima da linha amarela por refletores ondulados, interpretados como pertencentes ao sistema eólico.



Figura 104. Afloramento da Barreira III em um local de extração de areia. A sucessão vertical de fácies indica a progradação da barreira.

O perfil 13, com 8 km de extensão, foi adquirido em uma região onde são observadas feições geomorfológicas de cristas e cavas (Fig. 80). Esse perfil inicia sobre a Barreira III e termina no Sistema Lagunar IV. No primeiro levantamento realizado nesta região, em março de 2008, foi utilizada uma antena aérea de 70 MHz em modo monoestático. Os dados deste levantamento não haviam sido processados e analisados até então. Uma segunda campanha foi realizada recentemente, em agosto de 2012. Nessa campanha foram utilizadas as antenas aéreas de 150 e 70 MHz, em modo biestático. O que se constata é que a resolução dos dados obtidos em 2008 é bastante superior (Figs. 105 e 106). Apesar de um predomínio de seções com a ausência de reflexões, quando ocorrem é possível diferenciar os sub-ambientes através das radarfácies.

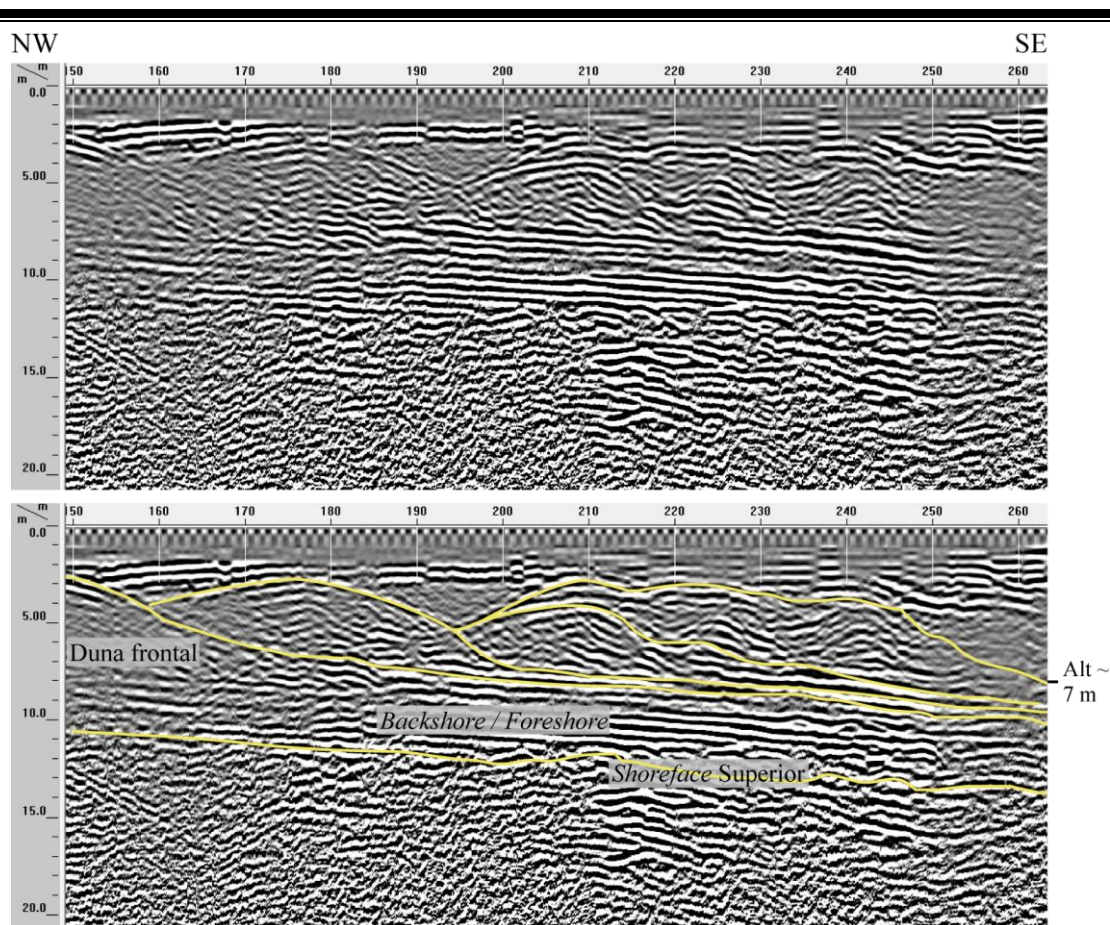


Figura 105. Seção de georradar adquirida com uma antena de 70 MHz na região da Barreira III onde é observada uma estruturação do relevo paralela à linha de costa. A excelente qualidade do dado permite individualizar o registro relacionado às dunas frontais, ao *backshore* e *foreshore* e ao *shoreface* superior. A sucessão vertical das radarfácies indica a progradação da barreira.



Nas seções adquiridas em 2008 observa-se claramente a progradação da barreira através de cordões litorâneos de dunas frontais (*foredune ridges*), caracterizando o trato de sistemas de nível alto. Podem-se definir as radarfácies correspondentes à duna frontal, ao *backshore* e *foreshore*, e ao *shoreface* superior (Fig. 105). Neste segmento a altitude correspondente à base das dunas frontais é de aproximadamente 7 m.

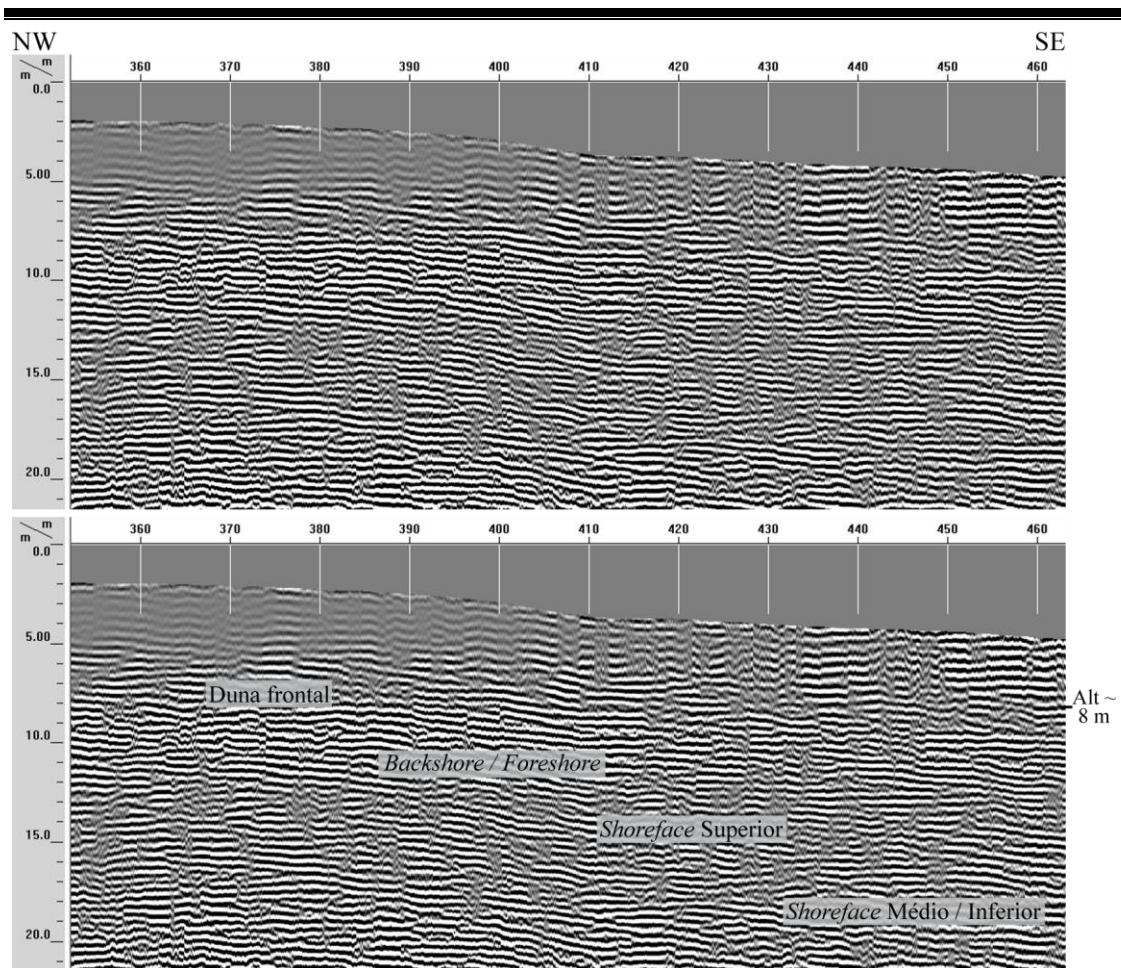


Figura 106. Seção de georradar adquirida com antenas de 70 MHz em uma área adjacente à da seção anterior. Mesmo sem a mesma qualidade, ainda é possível observar refletores com os mesmos padrões da Figura 105.

No perfil adquirido em 2012 com a antena de 70 MHz, também se identifica a presença de refletores inclinados no sentido do oceano (Fig. 106). A distinção entre os sub-ambientes não é tão clara, ainda assim refletores ondulados, com geometria convexa ocorrem no topo da seção, interpretados como dunas frontais. Refletores mais horizontalizados correspondentes ao *backshore* e *foreshore* (radarfácies 2) ocorrem entre 8 e 4 m de altitude. Em sua continuidade esses refletores passam de

planos para ondulados, o que pode ser interpretado como o *shoreface* superior. Na porção basal da seção as ondulações possuem maior comprimento de onda, a inclinação dos refletores é menor com tendência a horizontalidade. Essa porção corresponde ao *shoreface* médio a inferior.

Nas áreas levantadas deste segmento não foram encontrados indícios do trato de sistemas transgressivo correspondente à evolução do Sistema Laguna-Barreira III. Possivelmente, devido à transgressão da linha de costa relacionada com a Barreira III ter chegado próximo à borda do planalto, esses indícios poderiam ser encontrados no extremo W da barreira. Outra possibilidade é a destes depósitos serem representados por camadas delgadas em maiores profundidades, não sendo passível de definição devido à limitação em profundidade das seções. Assim, na seção esquemática composta deste segmento (Fig. 107) estão representadas as sequências relacionadas aos sistemas III e IV, com o trato de sistemas de nível alto definido neste trabalho para a Barreira III e em outros estudos para o Sistema IV (Barboza *et al.*, 2011; Lima, 2012).

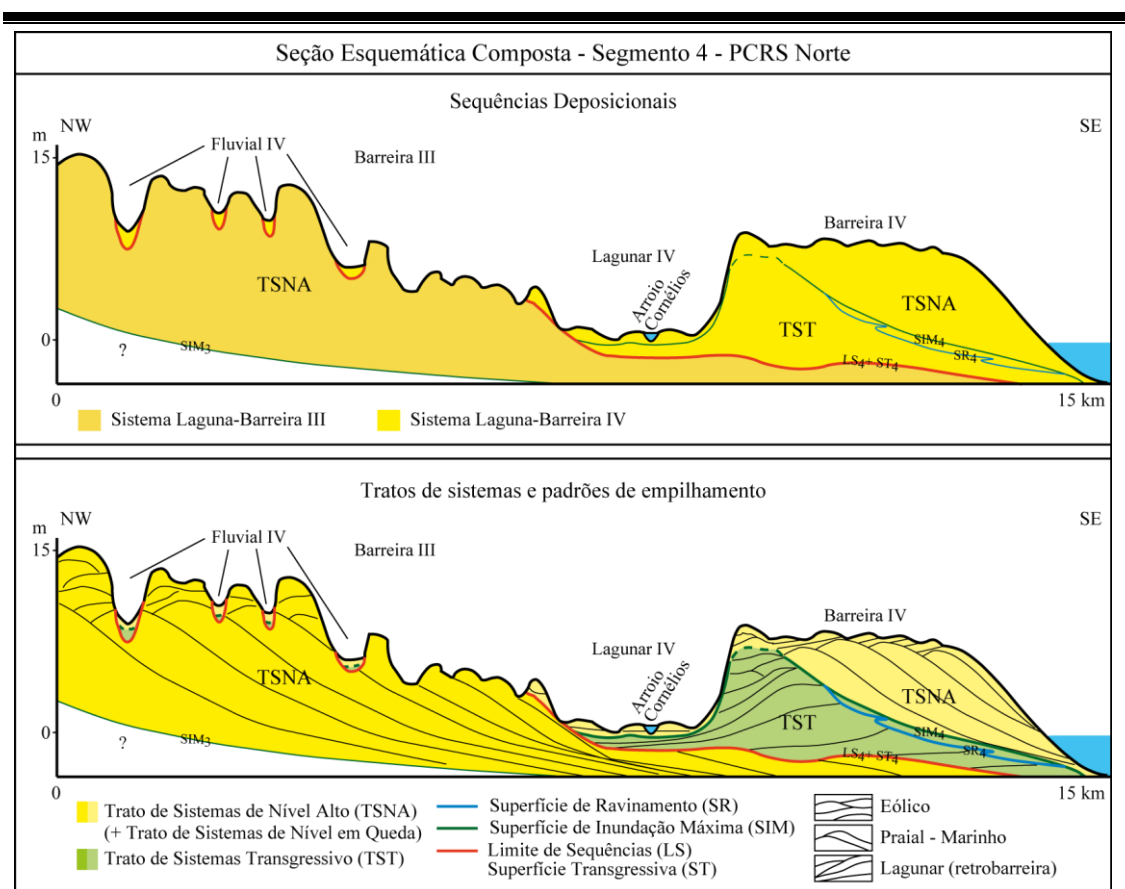


Figura 107. Seção esquemática composta do Segmento 4, ilustrando sequências deposicionais, os tratos de sistemas, os padrões de empilhamento e as superfícies chave definidas a partir da análise das seções de georradar (EV  $\approx$  170x). Ilustrações em escala de detalhe em Anexos.

As unidades analisadas, bem como os tratos de sistemas e superfícies chave encontrados a partir dos dados de georradar são os sumarizados no Quadro 5.

Quadro 5. Superfícies chave, tratos de sistemas e sequências deposicionais correspondentes aos sistemas laguna-barreira da Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

UNIDADE	TRATOS DE SISTEMAS	SUPERFÍCIE BASAL	TRATOS ANALISADOS NESTE TRABALHO
SEQUÊNCIA IV SISTEMA LAGUNA-BARREIRA IV	TSNQ <sub>4</sub>	SREM <sub>4</sub>	SIM
	TSNA <sub>4</sub>	SIM <sub>4</sub>	SIM
	TST <sub>4</sub>	ST <sub>4</sub>	SIM
	TSNB <sub>4</sub>	LS <sub>4</sub>	
SEQUÊNCIA III SISTEMA LAGUNA-BARREIRA III	TSNQ <sub>3</sub>	SREM <sub>3</sub>	SIM
	TSNA <sub>3</sub>	SIM <sub>3</sub>	SIM
	TST <sub>3</sub>	ST <sub>3</sub>	SIM
	TSNB <sub>3</sub>	LS <sub>3</sub>	
SEQUÊNCIA II SISTEMA LAGUNA-BARREIRA II	TSNQ <sub>2</sub>	SREM <sub>2</sub>	SIM
	TSNA <sub>2</sub>	SIM <sub>2</sub>	SIM
	TST <sub>2</sub>	ST <sub>2</sub>	SIM
	TSNB <sub>2</sub>	LS <sub>2</sub>	
SEQUÊNCIA I SISTEMA LAGUNA-BARREIRA I	TSNQ <sub>1</sub>	SREM <sub>1</sub>	
	TSNA <sub>1</sub>	SIM <sub>1</sub>	
	TST <sub>1</sub>	ST <sub>1</sub>	
	TSNB <sub>1</sub>	LS <sub>1</sub>	
TSNQ = Trato de Sistemas de Nível em Queda TSNA = Trato de Sistemas de Nível Alto TST = Trato de Sistemas Transgressivo TSNB = Trato de Sistemas de Nível Baixo		SREM = Superfície Regressiva de Erosão Marinha SIM = Superfície de Inundação Máxima ST = Superfície Transgressiva LS = Limite de Sequências	



## 6. DISCUSSÃO

### 6.1. Análises e Interpretações

A partir da análise dos resultados obtidos em superfície e em subsuperfície para as sequências deposicionais II e III, foi elaborada uma planilha contendo os principais indicadores das tendências de comportamento das barreiras costeiras. A Sequência Depositional I não foi detalhada, devendo ser investigada em estudos futuros. Os indicadores referem-se a cada um dos métodos aplicados e possuem potenciais discriminadores variáveis (Quadro 6).

O primeiro indicador relaciona-se com a orientação da linha de costa, em analogia ao que se observa atualmente na Barreira IV (holocênica) onde os setores em retrogradação relacionam-se às projeções costeiras, enquanto os setores em progradação associam-se aos embaiamentos. Quando aplicado às barreiras II e III (pleistocênicas) este indicador possui um potencial discriminador considerado mediano, devendo ser analisado em conjunto com outros guias. Isto se deve à recorrência de eventos erosivos após a formação das barreiras, os quais remodelam as feições pré-existentes.

Conforme observado no Sistema IV, as barreiras retrogradacionais possuem altitudes e amplitudes altimétricas maiores devido à presença mais significativa do sistema eólico. Na análise das barreiras II e III procurou-se associar o padrão de empilhamento com estas características. As observações realizadas permitiram identificar o recobrimento extensivo por sistemas eólicos polifásicos, ou seja, gerados na época de formação da barreira e reativados ao longo do tempo geológico. Nas seções esquemáticas compostas, elaboradas a partir dos dados de georradar (Figs. 92, 97, 101 e 107), demonstrou-se que na maioria dos locais essa cobertura eólica impede a determinação das altitudes e das amplitudes altimétricas originais através de observações de superfície. Além disso, durante os eventos de elevação do nível do mar posteriores à formação das barreiras, existe um retrabalhamento dos depósitos com o terraceamento e aplainamento dos sistemas.

---



Quadro 6. Métodos e indicadores do comportamento das barreiras pleistocênicas relacionadas às sequências deposicionais II e III.

Métodos	Indicadores	Tendência Setor em Retrogradação	Tendência Setor em Progradação	Potencial Discriminador	Observações e Interpretações
Sensoriamento Remoto, Geoprocessamento e Posicionamento	Orientação da linha de costa	Projeção	Embaçamento	Médio	Analogia com a Barreira IV, relacionada ao transporte longitudinal. Cautela devido a modificações por eventos posteriores.
	Altitude geral da barreira	Tendência geral mais alta	Tendência geral mais baixa	Médio	Analogia com a Barreira IV onde os setores progradacionais são mais baixos. Cautela devido a modificações por eventos posteriores – dunas de retrabalhamento eólico e aplainamento pelo sistema lagunar.
	Amplitude altimétrica	Alta a média	Alta a baixa	Baixo	
	Declividade	Alta a baixa Tendência para altas	Alta a baixa Tendência para baixas	Baixo	Por serem mais baixos os setores progradacionais tendem a menores declividades. Contudo esta altitude pode ser influenciada pela cobertura eólica. As declividades mais altas associam-se com eventos erosivos pós deposicionais, com a geração de escarpas.
	Morfologia da barreira	Convexa assimétrica Inclinada no sentido do continente com ondulações paralelas e oblíquas a linha de costa	Convexa assimétrica Inclinada no sentido do oceano com ondulações perpendiculares à linha de costa	Alto	Inclinação no sentido do continente indica a migração da barreira sobre o sistema lagunar. Já no sentido do oceano indica a progradação.
	Sinuosidade da borda das barreiras voltadas para o oceano (E)	Alta a Baixa	Alta a Baixa	Baixo	Originalmente pouco sinuosa. Modificada devido à erosão pós deposicional, sendo muito afetada pela evolução dos sistemas posteriores. Bordas retas associam-se geralmente com escarpas lagunares ou marinhas, com a geração de feições de terracamento associadas. Bordas sinuosas relacionam-se, com exceções, à erosão fluvial.
	Sinuosidade da borda das barreiras voltadas para o continente (W)	Alto a baixo	Médio a baixo	Médio	Pode ser relacionada à deposição ou a erosão. Bordas sinuosas estão relacionadas à erosão fluvial, muitas vezes associadas também a declividades altas. Podem também ser relacionadas com a migração do sistema eólico sobre a barreira, chegando ao sistema lagunar adjacente. Neste caso a tendência é de declividades um pouco mais baixas. Bordas pouco sinuosas podem ser relacionadas também a migração do sistema eólico, na forma de dunas entrando diretamente no sistema lagunar ou através de deltas. Neste caso a tendência é de declividades ainda mais baixas. Bordas retas são relacionadas à estabilização no máximo avanço das barreiras, terracadas e escarpadas pelo sistema lagunar adjacente, ou em contato direto com sistemas mais antigos. A tendência é de declividades altas nestas bordas.
	Padrão de drenagem	Tendência perpendicular à linha de costa	Tendência paralela à linha de costa	Médio a alto	Muitos locais com tendência modificada por alterações posteriores, como pelo recobrimento eólico. Alterações antrópicas podem dificultar a análise, podendo ser realizada sobre fotografias aéreas ou imagens mais antigas.
	Estruturação, padrões	Orientações variadas	Padrão linear com repetição paralela à linha de costa	Alto	Raramente observável devido à modificação pelo sistema eólico, contudo quando identificado o padrão linear paralelo à linha de costa indica a progradação.
Georradar	Textura e tonalidade das imagens ópticas	Mais rugosa e mais clara, sem orientação definida na barreira Mais lisa e escura no sistema lagunar	Rugosa orientada na barreira, com alternância de alinhamentos claros e escuros Lisa e escura no sistema lagunar	Médio	Guias importantes na distinção entre o sistema lagunar e as barreiras. Nas barreiras é geralmente modificada pelo sistema eólico, com a presença de <i>ponds</i> . Cautela com alinhamentos deixados como trilhas após a passagem de dunas.
	Sentido de inclinação dos refletores	Continente	Oceano	Alto	Indicam o sentido de deslocamento dos sistemas deposicionais.
	Radarfácies	4	2 e 3	Alto	Relacionam-se com associações de fácies cuja sucessão vertical indica os padrões de empilhamento.





Outro parâmetro analisado foi a declividade das bordas das barreiras, a qual possui relação com as amplitudes altimétricas. Quanto maiores as amplitudes, maior a probabilidade de serem geradas bordas com declividades mais acentuadas. Bordas escarpadas são geradas por processos erosivos, por ação dos sistemas fluviais, lagunares, estuarinos e marinhos, atuando sobre os depósitos pré-existentes. Nos perfis topográficos elaborados a partir do MDET (Figs. 71, 75 e 82) são identificadas feições geradas por esses processos.

No perfil 1 do litoral sul (Fig. 71) a borda oeste da Barreira II é bastante elevada e encontra-se escarpada pela ação do sistema lagunar. Esta borda possui uma declividade alta, levemente inclinada com orientação das vertentes para NW-W. A borda voltada para o oceano possui características similares, com declividades ainda mais altas e orientação das vertentes para SE-E. Este mesmo padrão é observado na Barreira III representada nos perfis 1 e 3. A erosão da margem leste desta barreira, observada no perfil 3, deve-se também à ação marinha, enquanto no caso das barreiras II e III representadas no perfil 1, o escarpamento é relacionado ao sistema lagunar. Já nos locais onde as barreiras não são tão elevadas, como no caso da Barreira III representada no perfil 2 e da Barreira II no perfil 3, as declividades são menos acentuadas e uma morfologia mais suave é observada.

Mesmo com o recobrimento eólico, nos perfis perpendiculares à linha de costa são constatadas feições morfológicas relacionadas às tendências do comportamento das barreiras. No perfil 1 (Fig. 71), por exemplo, identifica-se uma morfologia convexa assimétrica na Barreira III. A mesma possui uma inclinação mais suave no sentido do continente, um segmento mais horizontalizado com maiores elevações no centro, e uma inclinação no sentido do oceano, que se estende até a escarpa que marca o contato com o Sistema Lagunar IV. Esta morfologia está associada ao comportamento da barreira, onde ocorre um segmento retrogradacional seguido por uma fase progradacional (Fig. 92). O mesmo ocorre, com variações na espessura da cobertura eólica e na extensão da barreira, nos perfis 4 (Fig. 75) e 8 (Fig. 82).

Nos perfis 2 e 9 (Figs. 71 e 75) a Barreira III possui uma morfologia em rampa. Ela encontra-se acoplada à Barreira II, no caso do litoral sul, e em leques ou diretamente sobre rochas da Bacia do Paraná, no caso do litoral norte. Essa morfologia reflete diretamente a progradação da barreira.

Em outros locais, como no perfil 5 (Fig. 75), a retrogradação do Sistema IV fez com que este se acoplasse à Barreira III. Este acoplamento, associado ao recobrimento dos sistemas por dunas eólicas, resulta em uma única feição convexa onde não é possível distinguir as duas unidades através da morfologia. Assim, um ponto importante da análise geomorfológica encontra-se na correta distinção entre as formas relacionadas com a gênese dos sistemas, das formas geradas por processos posteriores. Essa distinção é facilitada na identificação de processos erosivos, contudo, processos deposicionais posteriores à formação dos sistemas podem ser sobrepostos e confundidos com aqueles relacionados ao tempo da sua formação.

Analisando a morfologia das barreiras observou-se no sul da planície costeira que, de modo geral, as bordas voltadas para o continente tendem a formas em rampa, com inclinações mais suaves quando comparadas as bordas voltadas para o oceano (Fig. 108). Quando escarpadas, estas bordas possuem declividades mais acentuadas. A explicação para esse padrão relaciona-se com a ação das ondas no sistema lagunar e/ou diretamente no sistema marinho, gerando escarpas e terraços conforme o modelo de Fairbridge (1968).

As bordas continentais mais suavizadas devem-se à fonte do material sedimentar que compõe as barreiras, que provém essencialmente da praia (Fig. 108). Assim, o transporte sedimentar da barreira para o sistema lagunar promove a formação de praias arenosas mais desenvolvidas junto às margens leste.

Outro fator que possui influência no desenvolvimento das escarpas é a dimensão do corpo lagunar. Corpos maiores possuem pistas (*fetch*) onde podem se desenvolver ondas de maior porte, com maior potencial erosivo. Assim, a margem continental da Barreira II, relacionada a uma Lagoa Mirim bem mais extensa que a atual, e da Barreira III sobre influência da Lagoa dos Patos, possuem escarpas mais desenvolvidas que a da Barreira III, onde esta se encontra sobre ação da Lagoa Mangueira.

Outra característica analisada foi a sinuosidade das bordas das barreiras. As bordas voltadas para o oceano são originalmente pouco sinuosas, conforme pode ser observado na linha de costa atual. Alterações neste padrão relacionam-se com a atuação de processos pós-deposicionais, como os citados anteriormente. A erosão gerada por processos fluviais possui formas mais irregulares, como ocorre no litoral norte junto à Barreira III (Figs. 76, 77 e 79). Já a atuação de processos erosivos marinhos e lagunares

tende a gerar margens mais contínuas e retas. Uma exceção ocorre no litoral norte, onde a margem leste da Barreira III é bastante irregular, encontrando-se recortada não só pela ação fluvial, mas também por processos de circulação junto ao sistema lagunar (Figs. 76, 77 e 79).

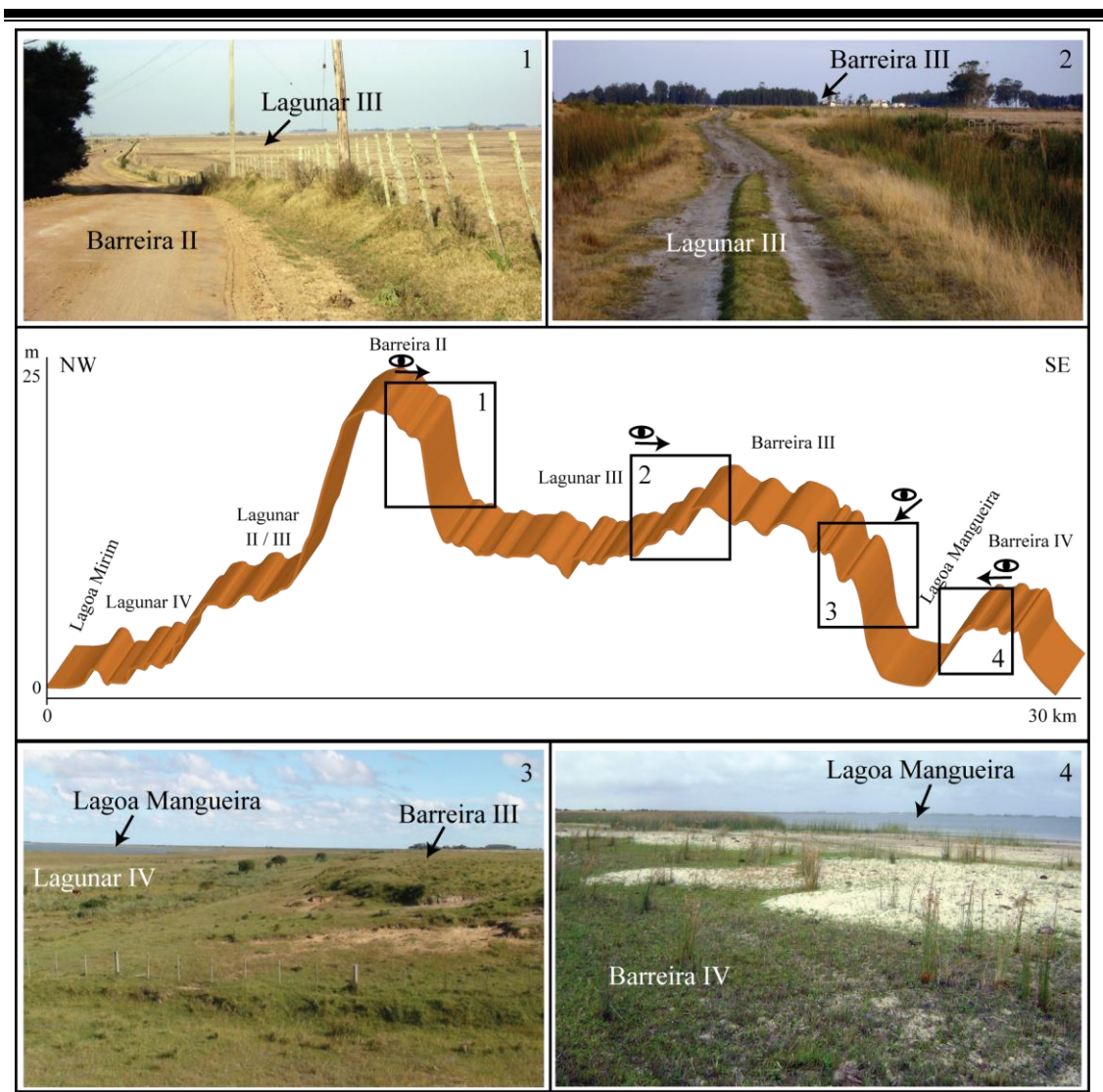


Figura 108. Características morfológicas dos contatos entre as barreiras e os sistemas lagunares.

Já a borda das barreiras voltada para o continente possui sinuosidade bastante variável. Na Barreira IV as margens mais sinuosas ocorrem nos setores em retrogradação, onde a barreira se desloca sobre o sistema lagunar. Este deslocamento ocorre com a migração de dunas e deltas para o interior dos corpos lagunares.

No litoral sul, feições similares são observadas nas barreiras pleistocênicas, na forma de suaves ondulações nas margens das barreiras II e III (Figs.

69 e 70). Estas são interpretadas como indicativas da migração da barreira no sentido do sistema lagunar, com o retrabalhamento e incorporação dos sedimentos às suas margens. Ondulações mais acentuadas ocorrem no litoral médio e norte, onde há a presença mais efetiva do sistema eólico avançando sobre o sistema lagunar (Figs. 74 e 76). Este avanço ocorreu durante a geração da barreira e continuou com as reativações do sistema eólico, podendo ser observado atualmente (Fig. 78). Portanto, a sinuosidade devida à migração do sistema eólico não possui relação direta com o comportamento das barreiras. Essa pode, por outro lado, estar relacionada com variações climáticas que propiciam a ocorrência de dunas livres em períodos mais secos.

Muitas feições deposicionais também são observadas nos sistemas lagunares, como no litoral sul, onde pontais cresceram ancorados à Barreira II (Fig. 66). Estes pontais se desenvolvem de acordo com a circulação lagunar conforme modelo proposto por Zenkovitch (1959). Uma feição bastante peculiar ocorre no litoral médio (Fig. 72). Essa feição, estudada por Barboza (1999) é atribuída à Barreira III. Com altitudes e amplitudes altimétricas bastante elevadas, esta feição poderia corresponder a uma barreira mais antiga (II). Contudo a sua morfologia em curva, ancorada na Barreira III é similar a dos pontais lagunares. Nesta feição, Barboza (1999) identificou a existência de dois terraços. Esses terraços teriam sido gerados durante as máximas elevações do nível lagunar associadas à evolução dos sistemas III e IV. Assim, esta feição não foi modificada neste trabalho, permanecendo atribuída ao Sistema III e devendo ser investigada futuramente.

Outro guia geomorfológico analisado foi o padrão da drenagem. Conforme já descrito, nos terrenos holocênicos drenagens paralelas à linha de costa desenvolvem-se preferencialmente nos setores em progradação, cuja estruturação da barreira possui esta mesma orientação. Nas barreiras pleistocênicas as modificações pós-deposicionais e o recobrimento pelo sistema eólico impedem, na maior parte da planície costeira, a aplicação deste guia. Contudo, em dois locais a drenagem paralela à linha de costa é bastante evidente. O primeiro localiza-se no extremo norte do setor correspondente ao litoral sul (Fig. 68) e o segundo ocorre no setor do litoral norte (Fig. 80). Esse padrão indica a progradação da barreira, corroborada através dos dados de georradar (Figs. 105 e 106).

No setor do litoral norte, além do padrão de drenagem há também uma estruturação do relevo orientada paralelamente à linha de costa. A observação desse tipo

---

de feição nas imagens de satélite, com a correspondência da morfologia original só é possível devido ao baixo recobrimento por dunas eólicas. De forma geral, verifica-se que a cobertura eólica é mais restrita no litoral sul, tornando-se mais expressiva no litoral médio e atingindo o ápice no contato com a borda sul do planalto. No litoral norte, esta cobertura se torna novamente mais restrita.

A extensão da cobertura eólica também está expressa na sinuosidade das bordas deposicionais das barreiras. Há uma tendência geral de bordas mais retilíneas no litoral sul e mais sinuosas no litoral médio. Já no litoral norte, o grau de sinuosidade passa a ser relacionado essencialmente aos processos erosivos.

A variabilidade da cobertura eólica pode ser relacionada com a dinâmica dos ventos. Conforme observado para a Barreira IV por Martinho (2008), a presença do planalto, associada com fatores climáticos, influencia as características do sistema eólico. Variações na velocidade dos ventos (Tomazelli, 1990), bem como na umidade, controlam o seu desenvolvimento. Como esse sistema recobre as barreiras mais antigas, onde o mesmo é mais desenvolvido há uma maior dificuldade na observação dos padrões originais. Assim, o litoral médio é o setor de mais difícil caracterização através de análises geomorfológicas de superfície.

A análise da textura e da tonalidade através das imagens ópticas permite a diferenciação entre os sistemas lagunares, mais escuros e de textura mais lisa, das barreiras, mais claras e com textura mais rugosa (Figs. 69 e 70). Variações internas também são observadas e estão associadas à morfologia do terreno. Terrenos mais ondulados tendem a formar feições do tipo *ponds*, pequenos lagos ou banhados, que resultam em imagens com textura ainda mais rugosa. Essa ondulação pode ou não possuir orientação preferencial, sendo diretamente relacionada à morfologia do sistema eólico.

Apesar das limitações quando analisados individualmente, ao serem empregados em conjunto os critérios descritos permitem caracterizar as barreiras, fornecendo informações acerca dos processos envolvidos na sua evolução. Nos trabalhos de mapeamento realizados na década de 1980, as altitudes e a continuidade morfológica das barreiras foram utilizadas como critérios que auxiliaram a definir a qual sistema as mesmas pertenciam. Em termos gerais, as maiores altitudes ocorrem junto aos sistemas mais antigos. Contudo, conforme já observado, o padrão de empilhamento e o recobrimento pelo sistema eólico podem modificar essas relações. Um exemplo

---

encontra-se no segundo segmento analisado através de dados de georradar, no norte do litoral sul, cujo mapeamento fora modificado neste estudo (Figs. 65, 67 e 71). Nesta região, a Barreira II, posicionada em um embaimento costeiro, possui uma morfologia bastante distinta da encontrada a sul do Banhado do Taim (Figs. 71 e 109). Ao norte do banhado a morfologia da barreira é muito mais aplainada, a altitude e as amplitudes altimétricas são mais baixas, assim como a declividade das suas bordas. Estas características são idênticas às observadas na Barreira IV na mesma região. Com base nesta observação, pode-se interpretar a existência limitada da cobertura eólica e uma tendência progradacional predominante neste segmento, o que foi corroborado através dos dados de georradar (Figs. 94 e 97).

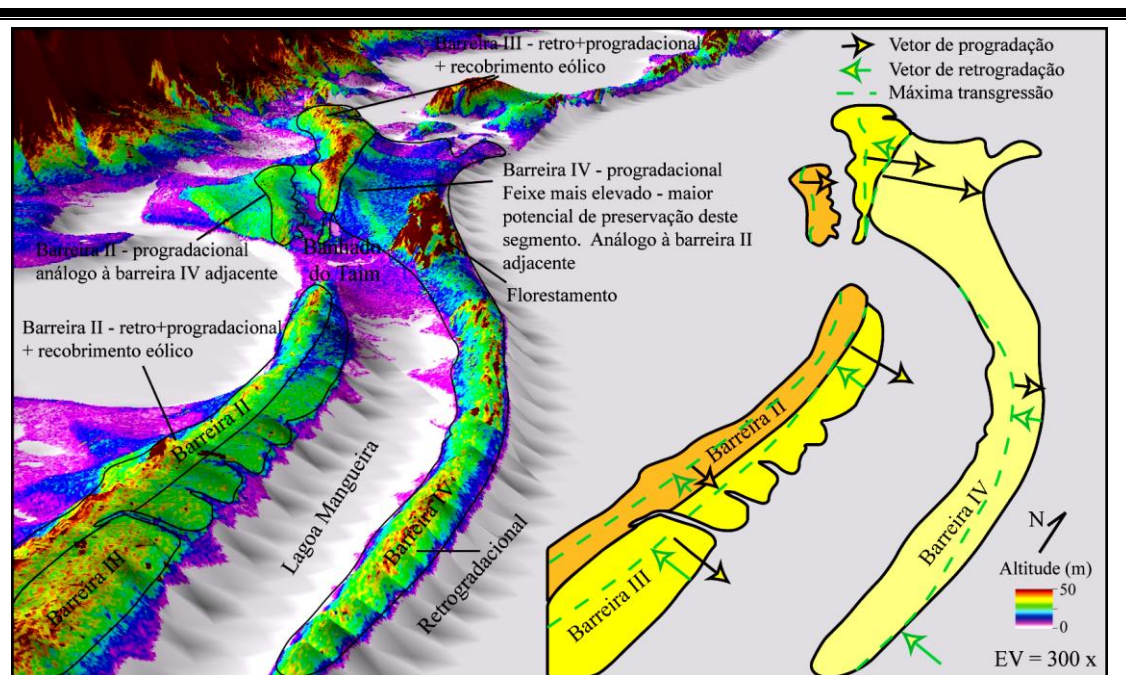


Figura 109. Comparação entre os padrões das barreiras II e IV. Ambas possuem maiores altitudes ao sul do Banhado do Taim, onde definem uma projeção da linha de costa. Ao norte deste banhado, estas se encontram em um embaimento e as altitudes são mais baixas. Esta correlação indica que padrões de empilhamento e um comportamento similar devam ocorrer nestas barreiras. Os vetores indicam a progradação e a retrogradação dos sistemas relacionadas ao sentido do deslocamento da linha de costa.

Em termos evolutivos, no caso de uma nova queda e elevação do nível do mar, poderia se esperar um resultado semelhante no registro do Sistema IV. Tanto ao sul quanto ao norte do Banhado do Taim seria esperada a regressão forçada da linha de costa no caso de uma queda efetiva do nível do mar. Com a elevação subsequente, um novo sistema laguna-barreira se desenvolveria. Este sistema teria maior possibilidade de avançar na região norte, onde a barreira é mais baixa. No caso do desenvolvimento de

---

um sistema lagunar, este promoveria o aplainamento da Barreira IV, especialmente da sua fase progradacional gerada em contexto de regressão forçada onde os terrenos tenderiam a possuir declividades e amplitudes altimétricas menores.

Na porção sul uma escarpa seria esculpida próxima a atual borda da barreira. O registro retrogradacional seria preservado ao oeste desta escarpa, enquanto o registro progradacional poderia ser encontrado ainda sobre uma porção emersa da barreira em dependência das altitudes atingidas pelo novo nível de base. O recobrimento eólico teria uma influência no avanço do novo sistema, por representar um obstáculo e uma fonte de material a ser retrabalhado. O registro da fase progradacional seria encontrado também sob a nova barreira e sob o sistema lagunar, cuja tendência é a de aplainar o topo desses depósitos.

Ao norte, em dependência do nível da elevação, a nova barreira em retrogradação poderia chegar próxima à posição atual da Barreira III. Neste segmento, o feixe de cordões com cotas mais elevadas é o que possui maior potencial de preservação (Fig. 109). Esse feixe está relacionado ao início da progradação ainda com o nível do mar em elevação, ou seja, com a regressão normal. Portanto, este possui um padrão de empilhamento combinando progradação e agradação. Se preservado, as feições geomorfológicas resultantes seriam muito similares as das feições observadas atualmente entre as barreiras II e III presentes na região.

De forma similar a que ocorre ao norte do Banhado do Taim, a Barreira II possui uma morfologia suave no litoral norte, com altitudes similares às da Barreira III (Figs. 76 e 82). Apesar de não ter sido investigada com o georradar, e mesmo estando coberta por dunas eólicas, a baixa expressão desta barreira no terreno permite inferir que o seu comportamento seja também similar, com uma tendência progradacional predominante.

Outra analogia observada ocorre entre as barreiras II e III imediatamente ao sul do Banhado do Taim, cujas características são muito similares ao que se observa entre as barreiras III e IV no extremo sul da planície costeira (Fig. 110). Nesta região, a Barreira III aflora atualmente junto à praia atual. Além disso, afloramentos de turfa e lama lagunar podem ser encontrados na praia. Isto indica que a barreira está retrogradando, e o vetor máximo deste processo encontra-se no extremo sul, onde o sistema lagunar já não aparece mais em superfície.

---

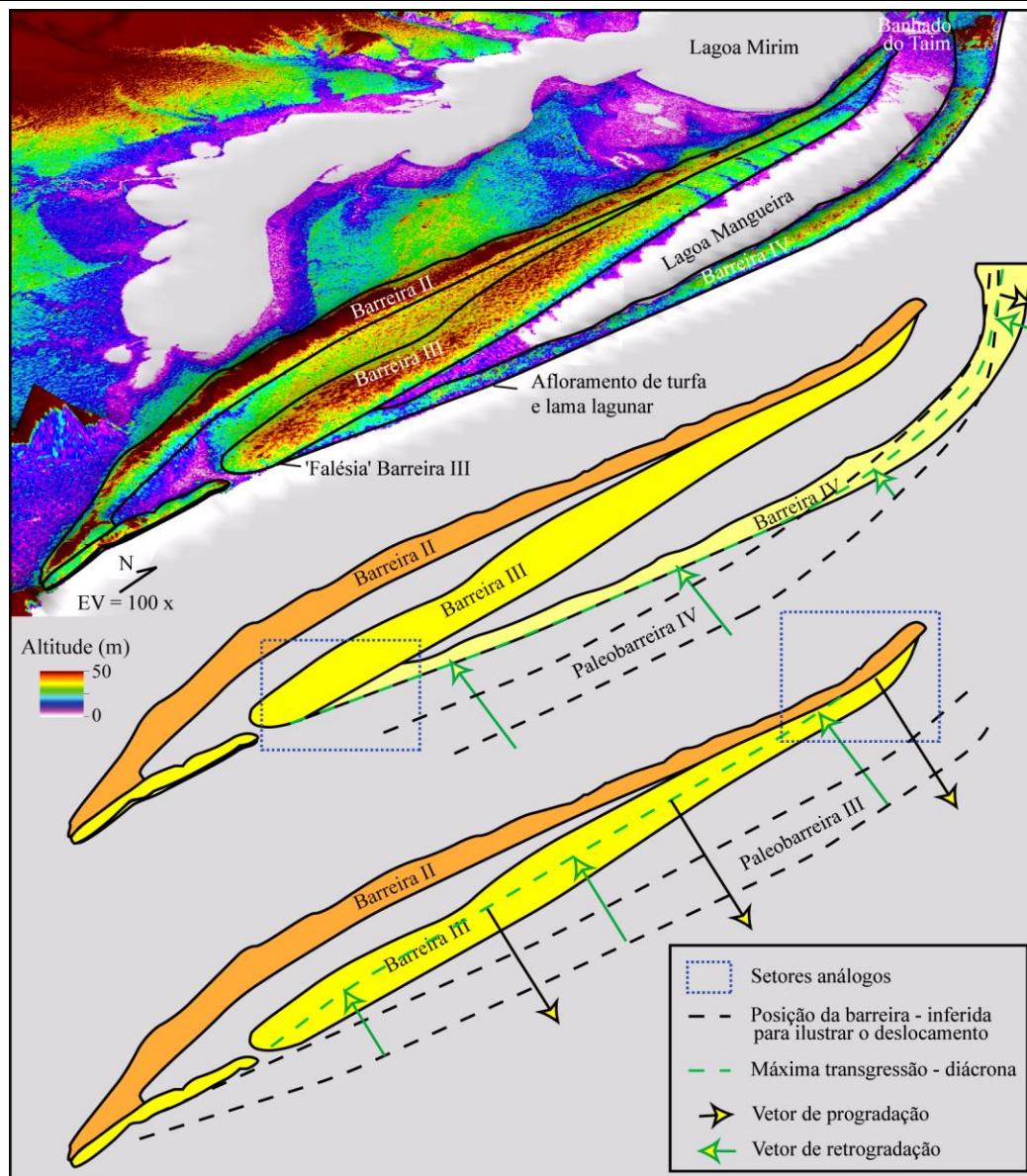


Figura 110. Analogia entre a conformação das barreiras II, III e IV, destacando a relação dos contatos entre estas, os sistemas lagunares e as barreiras mais antigas. A Barreira III encontra-se já na praia atual no sul da planície costeira, situação similar a que deve ter ocorrido com a Barreira II no norte, antes da progradação da Barreira III.

De forma análoga, ao sul do Banhado do Taim a Barreira III encontra-se acoplada à Barreira II, e não há resquício do sistema lagunar em superfície. Neste setor, a Barreira III possui uma morfologia em rampa, inclinada no sentido do oceano. Essa morfologia pode ser relacionada à progradação da barreira, após a máxima transgressão da linha de costa.

Feições similares poderiam ser esperadas caso a Barreira IV começasse a progredir a partir do ponto em que se encontra no extremo sul. Uma morfologia em



---

rampa, inclinada a partir do contato com a Barreira III e recoberta por depósitos eólicos seria gerada. Neste contexto, a ocorrência de depósitos referentes ao trato de sistemas transgressivos seria mínima neste setor.

A análise e interpretação dos dados de georradar revelaram as principais tendências do comportamento dos sistemas laguna-barreira II e III (Figs. 92, 97, 101 e 107). A comparação com feições já observadas no Sistema IV permitiu a determinação dos principais elementos que compõem estes sistemas. Dessa forma, foi possível estabelecer um arcabouço estratigráfico a partir da delimitação dos padrões de empilhamento e das superfícies chave.

Conforme já observado por Tomazelli *et al.* (2008a) e por Rosa (2010), cada sistema laguna-barreira representa uma sequência deposicional de alta frequência. Essas sequências desenvolveram-se em resposta às variações do nível do mar relacionadas com os ciclos glacioeustáticos de 100 ka. Em termos de registro, os sistemas presentes na porção emersa da bacia representam predominantemente os tratos de sistemas transgressivo e de nível alto.

Com relação ao trato de sistemas de nível baixo, este foi identificado por Tomazelli *et al.* (2008a) no estudo do preenchimento de um vale inciso relacionado a sequência deposicional mais jovem (Fig. 27). Devido ao posicionamento das seções adquiridas, bem como à resolução do dado, este trato não foi identificado no presente estudo. Acredita-se que o registro referente a este trato poderia ser encontrado a partir da obtenção de dados junto a vales incisos ou nas porções mais distais da bacia, atualmente submersas. Além disso, este registro está condensado junto às superfícies do limite de sequências e transgressiva, que foram representadas de forma conjunta nas seções.

Em muitos segmentos das seções esquemáticas o limite de sequências foi representado junto à superfície do terreno. Isto se deve a atribuição de feições predominantemente erosivas encontradas em locais como as bordas escarpadas das barreiras. Estas bordas representam uma composição de superfícies, já que a erosão está relacionada não somente aos períodos de rebaixamento, mas também aos de elevação subsequentes a sua formação. Conforme já mencionado, além de processos fluviais, nestes períodos a erosão foi causada pela ação dos sistemas marinhos e lagunares. Em muitos setores, essa erosão poderia ser associada à superfície de inundação máxima, posicionada junto ao limite de sequências e à superfície transgressiva. No caso da

---

erosão por ação direta do sistema marinho, às superfícies citadas poderia se integrar em alguns segmentos a superfície de ravinamento.

O trato de sistemas transgressivo definido nas seções é essencialmente representado por depósitos de retrobarreira, que correspondem às margens e ao fundo lagunar. Nas seções de georradar, o conjunto atribuído à radarfácies 4, correspondente a estes depósitos, é truncado por uma superfície a partir da qual se encontram as radarfácies 2 e 3. Esta superfície foi definida como a de inundação máxima, a partir da qual os sistemas progradam.

Nas seções esquemáticas, a superfície de ravinamento foi representada, embora ela não tenha sido identificada nas seções. Acredita-se que depósitos gerados em contexto marinho tenham sido preservados durante a transgressão da linha de costa. Esses depósitos estariam amalgamados aos depósitos de mesma natureza, gerados durante a regressão subsequente. Devido à resolução das seções e à natureza dos depósitos, não foi possível delimitar o contato entre os mesmos.

Sobre a superfície de inundação máxima foi definido o trato de sistemas de nível alto, representado pelas radarfácies 2 e 3, indicativas da progradação das barreiras. Nas seções esquemáticas, o início da progradação foi representado por um padrão de empilhamento combinando progradação e agradação. Este padrão não fora efetivamente observado nas seções de georradar, já que para a correta definição seriam necessárias medidas altimétricas em feições indicativas de paleoníveis do mar. Devido às imprecisões na definição das profundidades das seções, bem como à dificuldade de observar os elementos arquiteturais dos sistemas, essas medidas não foram realizadas.

No perfil topográfico utilizado para a elaboração da seção esquemática do segmento 4 (Fig. 107), a parte inicial da progradação da Barreira III encontra-se em um nível mais elevado, e uma tendência de queda ocorre no sentido SE. O mesmo é identificado no perfil do segmento 3 (Fig. 101). Conforme observado nos segmentos progradacionais da Barreira IV, a progradação inicia geralmente antes do máximo do nível relativo do mar ser atingido (Dillenburg *et al.*, 2009, Silva, 2011). Portanto, este processo foi representado nas seções esquemáticas.

Por outro lado, o trato de sistemas de nível em queda, relacionado à regressão forçada da linha de costa, foi representado em conjunto com o de nível alto. Conforme já descrito, a regressão forçada foi constatada por meio de medidas em feições indicativas de paleoníveis do mar (Fig. 91), as quais podem, pela dimensão dos

---

desníveis, serem comparadas às altitudes das feições observadas com o georradar. Além disso, em diversos setores os perfis topográficos revelam cotas descendentes nas barreiras II e III no sentido do oceano (Fig. 71 – perfis 1 e 2, Fig. 75 – perfil 4 e Fig. 82 – perfis 8 e 9). Contudo, o limite exato entre o trato de sistemas de nível alto e o de nível em queda não foi determinado. Desta forma, os mesmos foram representados conjuntamente e a superfície regressiva de erosão marinha não foi ilustrada.

Nas margens dos sistemas lagunares modernos não foram adquiridas seções de georradar. Portanto, nas seções esquemáticas o preenchimento foi elaborado a partir de observações morfológicas, de comparações com o Sistema IV (Silva, 2011; Lima, 2012). Durante a elevação do nível do mar, ocorre o afogamento com a elevação do nível dos sistemas lagunares presentes na retaguarda de barreiras pré-existentes. Como exemplo, pode-se citar a Lagoa Mirim, feição isolada pela Barreira II, já existente quando da retrogradação da Barreira III; ou a Lagoa dos Patos no litoral médio, isolada pela Barreira III e, portanto, uma região morfológicamente mais baixa, afogada durante a última elevação do nível do mar.

Durante o afogamento são gerados depósitos no fundo e nas margens destas lagunas, no contexto do trato de sistemas transgressivo. A elevação propicia o desenvolvimento de terraços e escarpas nessas margens, sendo o terraço mais elevado relacionado ao máximo do nível relativo do mar. Esse terraço pode ser aproximado à superfície de inundação máxima, visto que a barreira já pode ter iniciado a progradação antes do máximo relativo ser atingido. Os depósitos gerados posteriormente encontram-se no contexto dos tratos de sistemas de nível alto e de nível em queda.

A correlação entre os eventos desenvolvidos nas margens lagunares com a evolução das barreiras nem sempre é direta. O diacronismo das superfícies e dos tratos de sistemas é observado ao longo das barreiras e entre os diferentes sistemas deposicionais. Esta constatação pode ser avaliada a partir da evolução do Sistema IV representado, por exemplo, na seção esquemática do segmento 3 (Fig. 101). Atualmente, a Barreira IV encontra-se em retrogradação neste setor. A Barreira III encontra-se escarpada em subsuperfície no contato com um sistema lagunar já colmatado devido à retrogradação da Barreira IV. Esta escarpa está presente também em superfície junto à margem da Lagoa dos Patos, no extremo NW.

As escarpas observadas relacionam-se a um nível de mar mais elevado, cujo máximo foi atingido há aproximadamente 6 ka, quando foi gerado um terraço

---

---

lagunar, encontrado em diversos pontos ao longo das margens das lagoas atuais. Contudo, mesmo após este nível de mar mais elevado a Barreira IV segue em retrogradação. Desta forma, a superfície de máxima inundação ainda não pode ser delimitada na face da barreira voltada para o oceano, já que a mesma ainda se encontra no contexto do trato de sistemas transgressivo.

Por outro lado, no sistema lagunar, o máximo já fora atingido e os depósitos gerados posteriormente estariam em um contexto de trato de sistemas de nível alto. Além disso, em outros setores da costa a barreira também já se encontra em progradação. O mesmo processo é observado na seção esquemática do segmento 1 (Fig. 92), onde a linha de costa atual é transgressiva.

Sobre todas as barreiras foi sistematicamente observado o desenvolvimento de sistemas eólicos polifásicos. Na elaboração das seções esquemáticas o posicionamento dessas unidades nos diferentes tratos de sistemas foi questionado. Como a fonte de sedimentos é, principalmente, proveniente da praia, durante a transgressão espera-se um maior aporte para o desenvolvimento de campos de dunas sobre a barreira ativa e também sobre as pré-existentes. Atualmente, isto pode ser observado no litoral médio, onde a linha de costa é predominantemente transgressiva e grandes campos de dunas ocorrem sobre os sistemas III e IV (Figs. 72 e 74). Contudo, como o principal controle para o desenvolvimento de dunas livres é climático e as mesmas podem estar ativas independentemente do que está ocorrendo no restante do sistema, optou-se por representar esses depósitos com uma gradação de cores, não os delimitando em um trato específico (Figs. 92 e 97).

## **6.2. Implicações**

A análise dos resultados demonstrou o diacronismo das superfícies chave e dos tratos de sistemas. Este diacronismo tem origem na combinação de fatores autóctones e alóctones. Sob a ação de um mesmo nível de mar e em uma mesma bacia sedimentar, na escala temporal analisada, a variabilidade no comportamento da costa é explicada pela combinação de fatores locais. Esses fatores estão associados com o balanço sedimentar que, por sua vez, está relacionado com a energia dos agentes que promovem o transporte e a deposição de sedimentos no sistema costeiro. A variação na energia de ondas e no potencial de transporte e deposição ao longo da costa já foi

---

---

assinalada por Toldo Jr. *et al.* (2004 e 2005). Essa variação pode ser relacionada com a orientação da linha de costa e com a morfologia do substrato, que possui grande influência na conformação dos depósitos costeiros (Dillenburg *et al.*, 2000).

Outro ponto que pode ser analisado consiste nos padrões gerados no sistema lagunar. Durante a elevação do nível do mar há uma tendência ao afogamento das regiões mais baixas presentes na planície costeira. Essas depressões podem estar relacionadas aos vales incisos e à retaguarda da barreira em desenvolvimento ou de barreiras pré-existentes. Quando da ingressão marinha há uma relação entre os padrões de deposição gerados nessas depressões e o comportamento do nível do mar. Contudo, a dinâmica costeira pode promover o fechamento da conexão com o oceano, modificando as relações entre o espaço de acomodação e as taxas de sedimentação presentes no interior desses corpos. Como exemplo, a região do Banhado do Taim (Fig. 109), que representa uma paleoconexão entre a Lagoa Mirim e o Oceano Atlântico. O fechamento desta conexão durante o Holoceno desvinculou a relação entre o nível do mar e o nível lagunar. Desta forma, os padrões de empilhamento e as tendências evolutivas no sistema lagunar (Lagoa Mangueira) também se modificaram (Caron, *no prelo*).

Por outro lado, fatores alóctones como o clima, também influenciaram a dinâmica local, controlando o aporte, o clima de ondas, a menor ou maior incidência de tempestades, além do desenvolvimento de campos de dunas, o que propiciou a fixação ou a remobilização dos sedimentos. Conforme já observado para a Barreira IV por Dillenburg *et al.* (2009), a atuação desses fatores é especialmente importante quando as variações do nível de base se processam a taxas relativamente pequenas. Quando da queda ou elevação deste nível a taxas mais pronunciadas o que se espera é a retomada de um comportamento uniforme ao longo da costa. Esta retomada foi verificada com a definição dos padrões de empilhamento nas sequências II e III.

Durante o final da elevação e o início da queda do nível do mar, setores da costa com comportamentos distintos coexistiram. Como exemplo, o caso da Barreira II ao sul e ao norte do Banhado do Taim (Fig. 109). Ao norte esta barreira estava progradando, enquanto ao sul a mesma ainda estava em retrogradação. Posteriormente, quando um rebaixamento do nível do mar mais pronunciado ocorreu a barreira progradou, tendência que pode ser identificada nas seções de georradar.

Durante a queda ou a elevação, oscilações de mais alta frequência como as que constam nas curvas das figuras 12 e 22, bem como mudanças climáticas podem

---

---

alterar temporariamente o comportamento da linha de costa, propiciando períodos de menor deslocamento, de agradação, erosão, retrogradação ou a progradação dos sistemas. Essas oscilações poderiam gerar parassequências com padrões distintos, inclusive inversões em diferentes setores da costa, e o seu registro poderia ser encontrado em uma inspeção mais detalhada nos segmentos de melhor qualidade das seções de georradar.

Com relação ao potencial de preservação dos sistemas, o controle primordial está na amplitude e na velocidade das quedas e elevações. Contudo, conforme observado na evolução da Barreira IV, o suprimento sedimentar e a herança geológica devem ser considerados (Dillenburg *et al.*, 2000). Esta consideração deve-se à relação entre o espaço de acomodação relacionado à topografia do substrato antecedente e ao preenchimento deste espaço de acordo com o suprimento. Esta topografia tende a ser mais acentuada no caso dos setores em retrogradação quando comparada à topografia dos setores em progradação.

De forma geral, por constituírem terrenos topograficamente mais baixos, a fase progradacional dos sistemas precedentes favorece um deslocamento mais efetivo dos sistemas no sentido do continente. A preservação desta fase será determinada pela erosão gerada não só durante a queda, mas também durante a elevação. Por se tratarem de sistemas laguna-barreira, na elevação não só os processos dos sistemas praias e marinho atuarão sobre esses depósitos, mas também os do sistema lagunar. Os depósitos gerados com um padrão progradacional-agradacional, relacionados ao início do trato de sistemas de nível alto, além daqueles recobertos por dunas eólicas, são os que possuirão um potencial de preservação mais elevado.

No caso de uma retrogradação muito efetiva, a barreira poderá migrar, em alguns setores, até a borda do sistema anterior. Assim, o trato transgressivo será minimamente preservado, sendo encontrado em subsuperfície, na forma de depósitos lagunares posicionados abaixo do nível de ação das ondas. Conforme Cowell *et al.* (1999, 2003) uma delgada camada de depósitos estuarinos foi preservada durante a retrogradação de um sistema costeiro nos últimos 9 ka na Carolina do Norte. Esses depósitos são representados por sedimentos argilosos lagunares e por uma camada arenosa relacionada aos ambientes de retrobarreira, presentes sob os depósitos marinhos atuais. Em outra situação simulada por Cowell *et al.* (1999, 2003), quase todos os sedimentos estuarinos foram removidos da plataforma, sendo preservados somente os

---

de trás da barreira. Esse controle também foi demonstrado por Stolper *et al.* (2005) em uma simulação, onde a declividade do substrato foi determinante na preservação dos depósitos durante a transgressão. Assim, o potencial de preservação dos sistemas costeiros está diretamente relacionado com a morfologia antecedente.

Outro fator que poderá influenciar na taxa de deslocamento dos sistemas no sentido do continente refere-se à dimensão dos sistemas lagunares. Sistemas lagunares maiores poderão dificultar este avanço devido à pressão hidráulica exercida sobre a barreira (Caron, *no prelo*). Além disso, o preenchimento e a colmatação de sistemas maiores tenderá a se desenvolver mais lentamente. Neste sentido, a existência de corpos lagunares maiores na retaguarda das barreiras, influenciará a taxa de deslocamento dos sistemas e, por conseguinte favorecerá a preservação dos depósitos do trato de sistemas transgressivo.

Os fatores descritos podem ter tido papel importante no registro da Barreira II, bastante diferenciado ao longo da planície costeira. Enquanto no sul esta barreira possui um registro contínuo, no litoral norte esta ocorre como ilhas-barreira, e no litoral médio esta barreira não é identificada em superfície (Fig. 111).

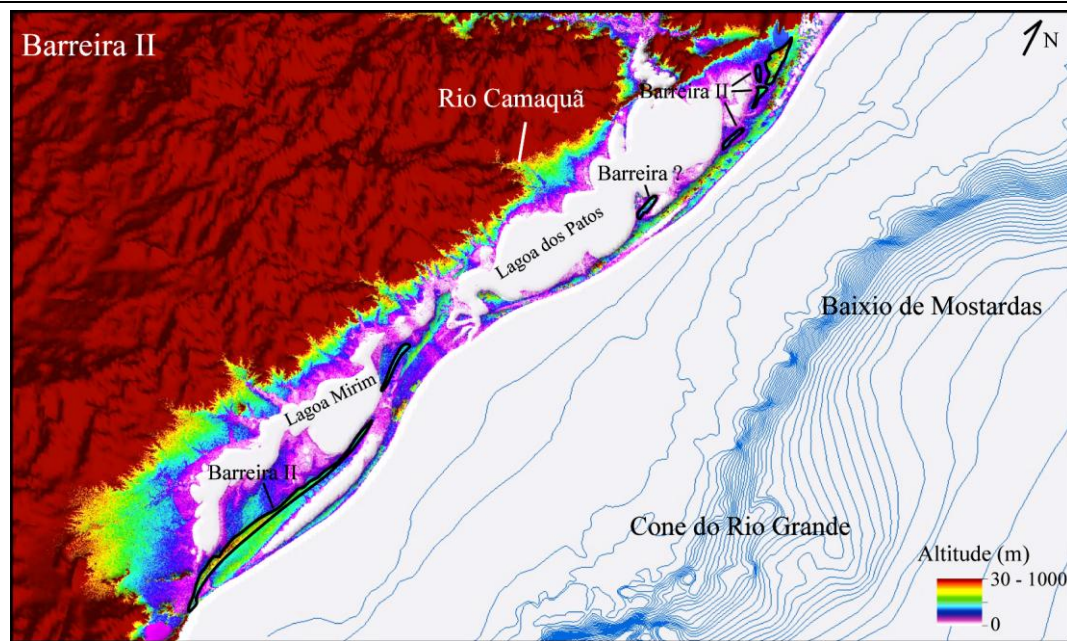


Figura 111. Ilustração da Barreira II na planície costeira, bastante contínua no litoral sul, segmentada no litoral norte e inexistente no litoral médio.

Essa variabilidade pode ser relacionada à deposição e a processos erosivos pós-deposicionais. Quanto à deposição, a combinação entre o aporte sedimentar e o espaço de acomodação propiciou uma deposição mais efetiva no sul,

---

enquanto no centro da planície costeira esta deposição foi menor. Esta menor efetividade pode estar relacionada com a estruturação da bacia, já que em frente ao litoral médio a plataforma continental é mais estreita, com a presença de uma depressão denominada Baixio de Mostardas. Já no sul da planície costeira está presente o Cone do Rio Grande, uma feição deposicional com mais de 10 km de espessura (Martins *et al.*, 1972). Além de influenciar diretamente no espaço de acomodação, a largura e declividade da plataforma podem atuar também sobre a energia das ondas que chegam à costa, facilitando a erosão ou a deposição.

Durante a queda e a elevação do nível do mar subsequente à deposição da Barreira II, processos erosivos passaram a atuar. Durante a queda relacionada à geração do limite de seqüências (LS<sub>3</sub>), canais fluviais de maior porte, provenientes do planalto, na região norte da planície costeira promoveram a erosão da barreira, principalmente nas discontinuidades presentes entre as ilhas. Posteriormente, na elevação relacionada à evolução do Sistema Laguna-Barreira III, o afogamento da costa também teria erodido o Sistema II. As altitudes máximas obtidas em feições indicativas de paleoníveis do mar na Barreira II são muito próximas às obtidas na Barreira III.

Além disso, os níveis dos terraços lagunares do Sistema III são bastante elevados, especialmente no sul da planície costeira, alcançando em diversos locais as mesmas cotas dos terraços do Sistema II, resultando em feições sobrepostas (Figs. 71, 75, 82, 92, 97 e 108).

Portanto, os depósitos da Barreira II com baixas altitudes devem ter sido afogados e retrabalhados. No caso da transgressão da linha de costa da Barreira II ter alcançado a atual borda oeste da Lagoa dos Patos, na região central da planície costeira, os depósitos gerados posteriormente no sentido leste seriam progradacionais. Pela tendência a uma topografia mais rebaixada, os mesmos teriam sido afogados e aplainados em dois eventos, em resposta à retrogradação dos sistemas III e IV.

### **6.3. Evolução Paleogeográfica da Região Sul**

Com base nas interpretações realizadas foi elaborado um modelo evolutivo para a região sul da planície costeira (Figs. 112 e 113). Esta região foi a que contou com o maior detalhamento, portanto, foi selecionada para ilustrar os principais resultados obtidos.

---



---

O modelo elaborado inicia em um evento transgressivo, o qual poderia ser relacionado com o tempo de desenvolvimento da Barreira I. Com o possível reposicionamento das idades dos sistemas, indicada após datações realizadas por Lopes *et al.* (2010 e 2011), este evento teria seu ápice há aproximadamente 325 ka. Neste período, leques aluviais, *fandeltas* e praias teriam se desenvolvido próximo à borda da bacia (Estágio 1). Entre o final desta elevação e o início de uma queda do nível do mar, teria início a progradação dos sistemas deposicionais, com o maior desenvolvimento de praias e deltas (Estágio 2) em contexto de trato de sistemas de nível alto seguido pelo trato de sistemas de nível em queda.

Com o rebaixamento do nível do mar, a linha de costa se desloca para uma posição mais distal e os sistemas fluviais escavam a plataforma (Estágio 3). Possivelmente, em períodos de clima mais seco, sistemas eólicos teriam se desenvolvido com a reativação dos depósitos pré-existentes. O máximo desta queda estaria relacionado ao estágio isotópico do oxigênio 8, ocorrido há aproximadamente 250 ka. O período de não deposição e erosão estaria contido no primeiro limite de sequências (LS<sub>2</sub>) definido neste estudo.

Posteriormente, uma nova elevação do nível do mar teria se iniciado, levando os sistemas a retrogradarem (Estágio 4). Com esta elevação, as regiões mais baixas da planície costeira são afogadas formando corpos lagunares e estuários. Os depósitos gerados estariam no contexto de trato de sistemas transgressivo e somente aqueles preservados no interior dos vales incisos ou em algumas regiões específicas poderiam pertencer ao trato de sistemas de nível baixo. A superfície transgressiva estaria predominantemente sobreposta ao limite de sequências.

No máximo da elevação, leques e *fandeltas* também devem ter se desenvolvido junto à borda da bacia (Estágio 5). Um clima mais úmido, com maior incidência de chuvas favoreceria o intemperismo e uma maior quantidade de sedimentos seria disponibilizada ao sistema. A barreira (II), em retrogradação, teria migrado até uma posição próxima da que se encontra atualmente. No sul, esta barreira poderia estar retrogradando, enquanto no norte já poderia ter iniciado a sua fase progradacional. Uma superfície de inundação máxima (SIM<sub>2</sub>) diácrona seria formada inicialmente sob os depósitos progradacionais, os quais já estariam em contexto de trato de sistemas de nível alto. Já no setor ainda em retrogradação, o contexto seria de trato transgressivo.

---

---

Com a queda do nível do mar subsequente o sistema como um todo progrediria em contexto de trato de sistemas de nível em queda (Estágio 6). Os corpos lagunares seriam progressivamente colmatados e deltas se desenvolveriam na saída dos sistemas fluviais (Estágio 7). Com o rebaixamento, os canais fluviais escavariam a plataforma, erodindo os depósitos pré-existentes (Estágio 8).

Este rebaixamento foi ilustrado de forma simplificada, predominantemente, como uma planície de cordões litorâneos. Contudo, acredita-se que oscilações de alta frequência com elevações do nível do mar, mudanças climáticas, variações nas taxas de aporte sedimentar, além das variações na morfologia e declividade do substrato, devem ter modificado este padrão. Sistema lagunares e outras feições devem ter se desenvolvido frente à combinação desses fatores.

Novamente, a não deposição ou a erosão dos depósitos pré-existentes definiriam uma discordância (LS<sub>3</sub>). O máximo desse rebaixamento poderia ser correlacionado ao período glacial indicado pelo estágio do isótopo de oxigênio 6, ocorrido há aproximadamente 140 ka.

A partir de então, uma nova elevação do nível do mar tem início, promovendo o deslocamento dos sistemas costeiros no sentido do continente (Estágio 9). Os sistemas fluviais e as regiões baixas são sucessivamente afogados, desenvolvendo-se estuários e lagunas. Assim como na sequência anterior, a superfície transgressiva se encontraria sobreposta ao limite de sequências e os depósitos pré-existentes (lagunares, eólicos, praias, marinhos, leques, *fandeltas* e fluviais) foram recobertos ou retrabalhados pela dinâmica dos sistemas deposicionais (Estágio 10).

Entre o final da elevação e o início do próximo rebaixamento, a Barreira III deve ter iniciado a sua progradação em tempos distintos (Estágios 10 e 11), definindo a superfície de inundação máxima (SIM<sub>3</sub>) e a passagem do trato de sistemas transgressivo para o de nível alto. Com um rebaixamento mais efetivo, a progradação predominaria em contexto de trato de sistemas de nível em queda, os sistemas lagunares seriam colmatados e deltas se desenvolveriam em frente aos sistemas fluviais (Estágio 12). Com o avanço deste processo, cujo ápice aconteceu no último máximo glacial, há aproximadamente 20 ka, mais uma vez a rede de drenagem escavaria a plataforma (Estágio 13). Entre a deposição deste evento e a do próximo ciclo foi gerado mais um limite de sequências (LS<sub>4</sub>), posicionado junto à superfície transgressiva (ST<sub>4</sub>) em grande parte da região.

---

---

No estudo realizado na região do Banhado do Taim por Tomazelli *et al.* (2008a) foi detalhado o preenchimento de um vale inciso relacionado a esta sequência. Um trabalho desenvolvido anteriormente nesta região foi realizado por Buchmann (1997), que propôs que a barreira holocênica teria sido gerada a partir do crescimento de um pontal paralelo a linha de costa, no sentido sudoeste. Porém, os resultados obtidos a partir do estudo de Tomazelli *et al.* (2008a) indicam que o deslocamento dos sistemas costeiros ocorreu preferencialmente no sentido perpendicular à linha de costa. Desta forma, este modelo evolutivo foi considerado na descrição dos próximos estágios.

Com a elevação subsequente ao rebaixamento com ápice em 20 ka, o sistema costeiro (IV) retrograda, promovendo a geração de estuários, de lagunas e o afogamento das regiões mais baixas (Estágio 14). No máximo do nível relativo do mar estimado para o Brasil (6 ka), a Barreira IV ainda estaria em retrogradação ao sul desta região, enquanto ao norte esta já teria começado a progradar (Estágio 15). Novamente, a superfície de inundação máxima e os tratos de sistemas transgressivo e de nível alto ocorrem simultaneamente, conferindo a natureza diácrona da geração desta superfície.

Este diacronismo não é necessariamente exclusivo destes períodos. Ao longo da evolução dos sistemas, oscilações de alta frequência poderiam ser mais efetivas em algumas regiões, de acordo com a combinação de fatores como o suprimento sedimentar.

A partir de 6 ka, é estimado que o nível do mar tenha rebaixado entre 3 e 4 m no Rio Grande do Sul (Dillenburg *et al.*, 2000). Este rebaixamento teria promovido a regressão forçada da linha de costa (Estágio 16) e o preenchimento dos sistemas lagunares em contexto de trato de sistemas de nível em queda. Contudo, ainda se observa a retrogradação da barreira costeira no sul da região ilustrada.

Atualmente, esta retrogradação pode ser explicada por dois fatores: uma inversão de mais alta frequência, com uma elevação do nível do mar (Tomazelli & Villwock, 1989) ou pelo balanço sedimentar (Dillenburg *et al.*, 2009). Para definir qual dos fatores é o preponderante no controle deste comportamento, novas investigações estão sendo realizadas (Barboza & Rosa, *no prelo*).

A evolução descrita e as ilustrações elaboradas nas figuras 112 e 113 aqui apresentadas são simplificadas. A partir da integração de novos dados, estudos futuros deverão detalhar e refinar o modelo proposto, contribuindo para o conhecimento estratigráfico desta região.

---



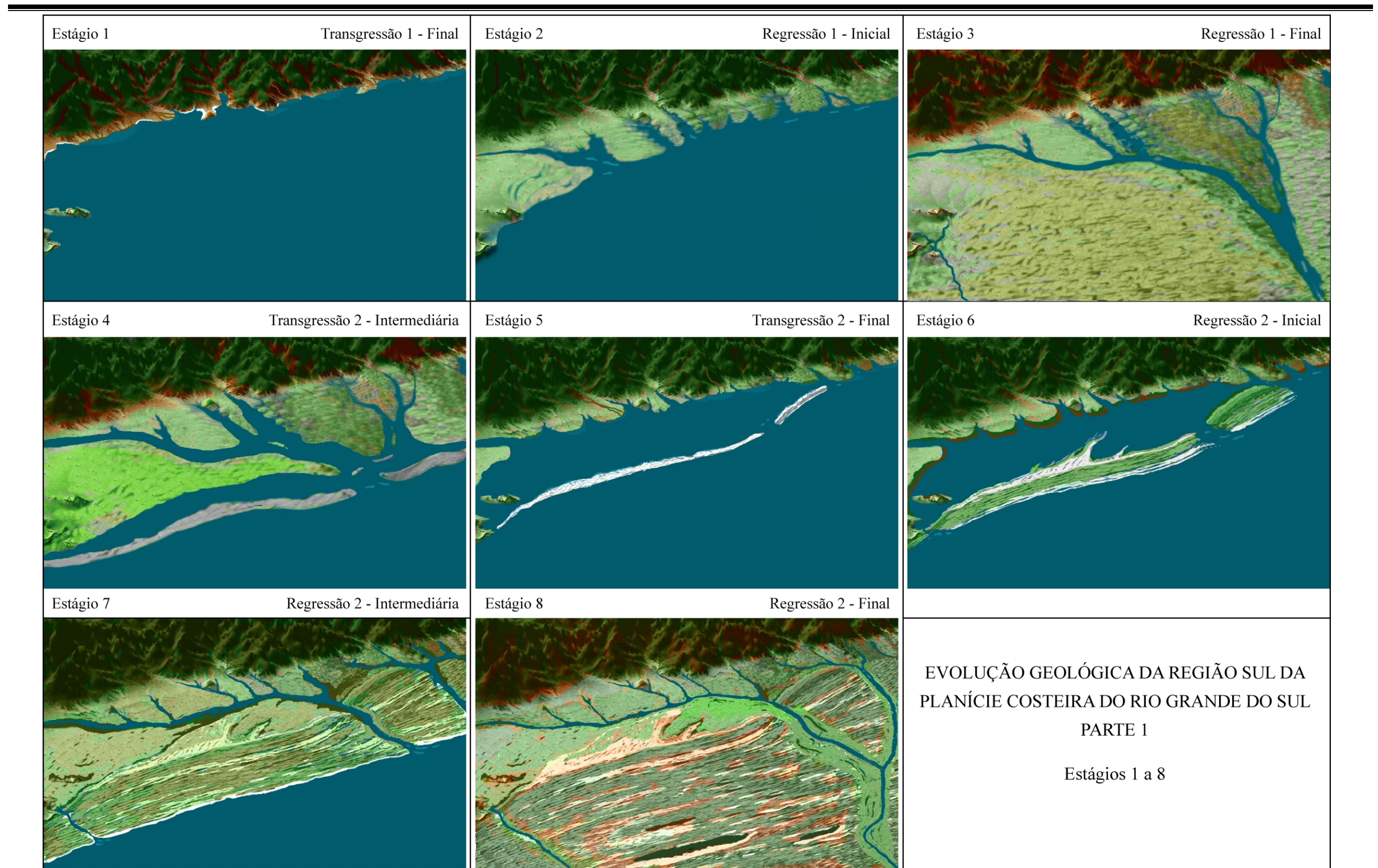


Figura 112. Ilustrações da evolução paleogeográfica da região sul da planície costeira – parte 1.



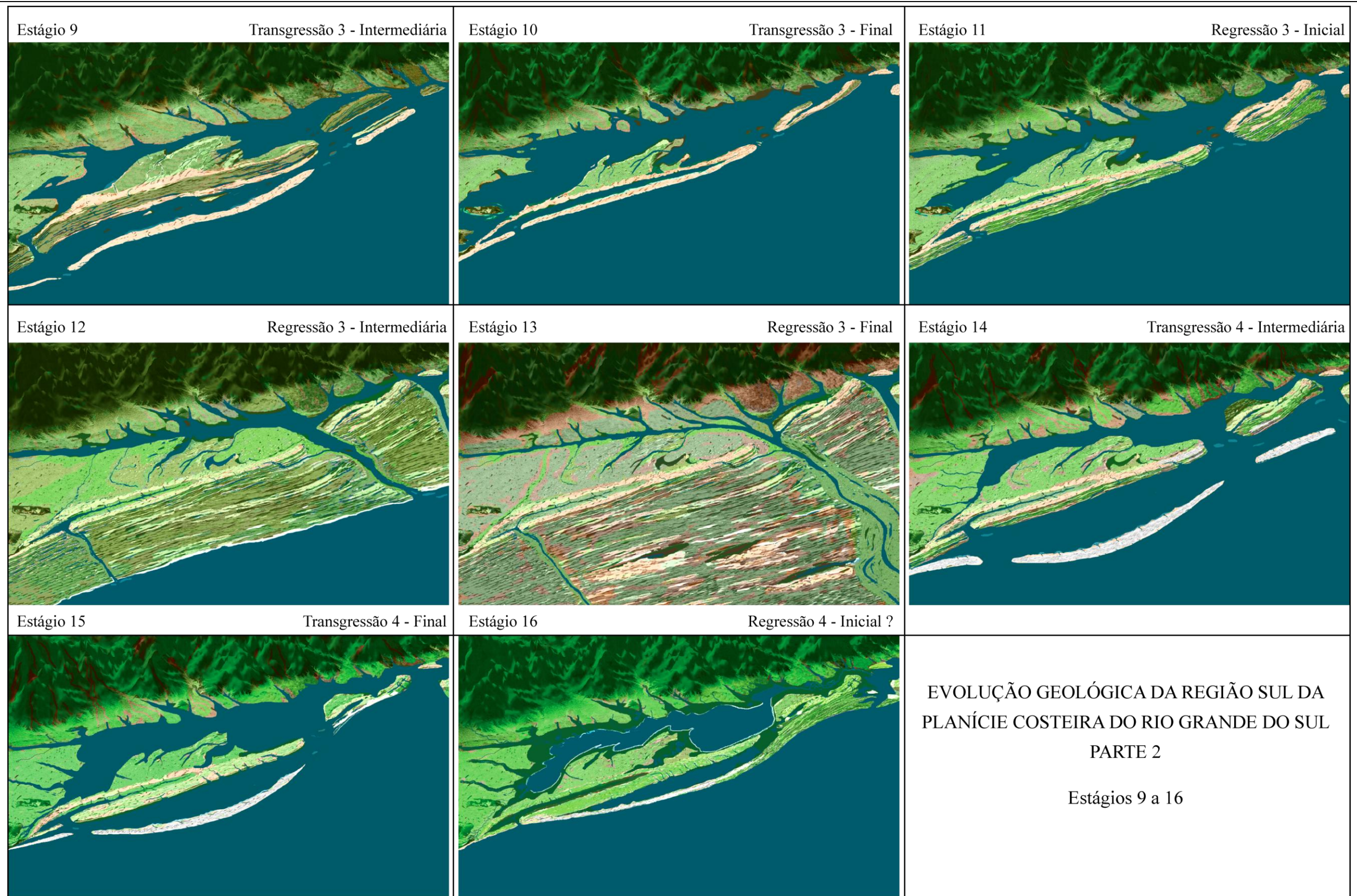


Figura 113. Ilustrações da evolução paleogeográfica da região sul da planície costeira – parte 2.





## 7. CONCLUSÕES

No estudo desenvolvido foram obtidos resultados inéditos, sobretudo ao que se refere aos sistemas laguna-barreira II e III da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, a partir dos quais foram realizadas diversas interpretações e um modelo de evolução paleogeográfica para a região sul. O trabalho foi pautado pelo seu principal objetivo, que era testar as duas hipóteses inicialmente formuladas. Estas hipóteses referem-se à existência de uma variabilidade no comportamento da linha de costa das barreiras pleistocênicas, bem como a expressão desta variabilidade na sua morfologia. Além disso, foi investigado de que forma o comportamento da linha de costa, o padrão de empilhamento dos sistemas deposicionais e os processos relacionados à sua evolução teriam influenciado na preservação do registro estratigráfico.

Os resultados obtidos permitiram constatar a existência dos padrões de empilhamento retrogradacional, progradacional e degradacional nos sistemas II e III. Ainda que estes sistemas não tenham sido datados, impossibilitando estabelecer uma correlação exata entre os diferentes setores analisados, é muito provável que comportamentos distintos tenham ocorrido concomitantemente ao longo das linhas de costa destas barreiras. Esse comportamento heterogêneo é demonstrado através das comparações realizadas entre os sistemas II e IV na região sul da planície costeira (Fig. 109), cuja variabilidade morfológica está associada a padrões de empilhamento distintos. Além desta comparação, a analogia entre os sistemas III e IV, também na região sul da planície costeira (Fig. 110), indica que o deslocamento da linha de costa não ocorre de forma homogênea.

Essas constatações, por sua vez, confirmam a expressão da variabilidade do comportamento dos sistemas costeiros através das suas características morfológicas. Contudo, alterações pós-deposicionais podem modificar sobremaneira a morfologia original. Essa modificação possui origem erosiva ou deposicional, como é o caso do recobrimento por dunas, devido à reativação de sistemas eólicos ao longo da evolução. Portanto, as relações entre morfologia e padrões de empilhamento que são bastante

---

---

evidentes no Sistema IV, devem ser avaliadas criteriosamente quando aplicadas aos sistemas mais antigos considerando as modificações pós-deposicionais.

Apesar da constatação de comportamentos da linha de costa distintos sobre mesmas condições de variação do nível do mar, foi identificado o padrão progradacional em todos os segmentos analisados através do georradar nas barreiras II e III. Esta identificação sugere que, em determinados momentos, a variação deste nível assume o controle decisivo no comportamento da linha de costa.

Presume-se que as tendências progradacionais identificadas estejam relacionadas a uma queda efetiva do nível do mar. Mesmo que em alguns setores a linha de costa já fosse regressiva, devido ao aporte superar a acomodação, a progradação do sistema como um todo é esperada quando desta queda. Assim, o diacronismo constatado nas superfícies chave e nos tratos de sistemas seria minimizado nos períodos em que o controle alóctone fosse preponderante.

As seqüências deposicionais definidas, correlacionadas a cada sistema laguna-barreira identificado, resultam das variações do nível do mar que ocorreram em resposta aos ciclos glacioeustáticos com duração de aproximadamente 100 ka. Contudo, existem ciclos mais curtos (p.ex. 41, 20 ka) com variações de grande amplitude, registrados através dos isótopos de oxigênio (Fig. 12). Porém, o efeito dessas oscilações de mais alta frequência não foi identificado neste estudo. Isto se deve a qualidade dos registros e também a posição da planície costeira, já que os dados foram obtidos nos sistemas emersos, os quais se encontram na transição entre os tratos de sistemas transgressivo e de nível alto do ciclo de 100 ka.

Na atual plataforma continental poderiam ser encontrados registros desses outros ciclos, seja na forma de parasseqüências com diferentes configurações, como as identificadas por Swift *et al.* (1991), seja na forma de seqüências deposicionais de ainda mais alta frequência, conforme discutido por Schalger (2004 e 2009).

Com relação ao potencial de preservação, as considerações realizadas referem-se à porção dos tratos de sistemas identificados, concentrados na passagem do trato de sistemas transgressivo para o de nível alto e deste para o de nível em queda. Com relação ao trato de sistemas transgressivo, somente depósitos relacionados à retrobarreira foram efetivamente identificados. Depósitos praias e marinhos relacionados à fase transgressiva não foram discriminados através das seções de georradar. Com relação aos tratos de sistemas de nível alto e de nível em queda, o

---

---

registro de depósitos praias e marinhos foi observado tanto nas barreiras, quanto sob os sistemas lagunares e as barreiras mais jovens. Isto demonstra a preservação da fase progradacional, cujo retrabalhamento ocorre principalmente durante a elevação do nível do mar subsequente. Este retrabalhamento ocorre tanto pela ação de processos erosivos nos sistemas praias e marinho, quanto no sistema lagunar.

Assim, processos erosivos atuam tanto na queda quanto na elevação do nível do mar, de forma que a morfologia do substrato possui grande influência no potencial de preservação dos depósitos gerados. Outros fatores, como os relacionados à diagênese, influenciam na coesão e na capacidade de remobilização destes sedimentos, os quais devem ser considerados.

No topo das barreiras pleistocênicas é notável a presença de dunas eólicas. Estas podem ter sido geradas na época em que as barreiras encontravam-se ativas ou posteriormente, inclusive devido à reativação e ao retrabalhamento de depósitos pré-existentes. Os depósitos eólicos dominam a morfologia das barreiras que, por sua vez, constitui um dos fatores que controlam o potencial de preservação dos sistemas laguna-barreira. Como o sistema eólico é sensível a mudanças climáticas, o clima representará outro importante fator que influenciará na deposição e preservação dos sistemas costeiros.

Além das conclusões acerca das hipóteses formuladas, são pertinentes alguns comentários relacionados aos métodos empregados. Da mesma forma que o sistema eólico domina a morfologia das barreiras, a presença de água controla a resposta dos métodos geofísicos utilizados. Por resultarem da interação dos alvos com a mesma forma de energia, a radiação eletromagnética, as seções de georradar e as imagens ópticas são muito influenciadas pela presença da água.

No caso do georradar, a qualidade das seções pode variar significativamente em aquisições realizadas em períodos distintos, em muito devido a variações na umidade do subsolo. Mesmo com a qualidade limitada dos dados, o estabelecimento de critérios objetivos de análise possibilitou a determinação dos padrões de empilhamento das sequências deposicionais identificadas, permitindo o estabelecimento de um arcabouço baseado nos princípios da Estratigrafia de Sequências.

No caso das imagens ópticas, a presença de umidade interfere na reflectância dos alvos nas diferentes faixas do espectro eletromagnético e, portanto, nas

---

imagens resultantes. Isto permite diferenciar as principais unidades presentes na planície costeira: os sistemas lagunares e as barreiras, bem como uma série de aspectos referentes a estas unidades. Portanto, o emprego do sensoriamento remoto é extremamente útil na caracterização destes sistemas costeiros. Outro dado intensamente empregado foi o modelo digital de elevação do terreno do SRTM. Apesar das limitações relacionadas à resolução espacial e a forma de obtenção do dado, este se mostrou excelente na análise geomorfológica regional, possibilitando a distinção de feições até então não identificadas.

Fundamental também foi o uso de um sistema de posicionamento através do método diferencial com um GPS topográfico. Este possibilitou o posicionamento dos dados adquiridos em campo com a acurácia suficiente para os objetivos do trabalho. A organização do um banco de dados e o seu gerenciamento através da elaboração de um projeto em Sistema de Informações Geográficas propiciou a integração das informações obtidas através dos diferentes métodos. Este procedimento auxiliou na análise dos resultados, bem como na sua apresentação através de mapas, de modelos e de ilustrações.

Futuramente, é essencial que as interpretações obtidas sejam testadas por meio da aplicação de métodos diretos, especialmente com a realização de sondagens em áreas chave, determinadas pelos resultados do georradar. Além disso, novas aquisições através deste método geofísico deverão ser realizadas, procurando testar diferentes arranjos de equipamentos na busca de dados de melhor qualidade. Estes dados possibilitarão o detalhamento dos elementos arquiteturais que compõem os sistemas deposicionais. A definição precisa das altitudes destas feições, bem como a realização de datações contribuirá para um melhor entendimento da evolução destes sistemas.

Finalmente, conclui-se que a aplicação das geotecnologias através da perspectiva da estratigrafia moderna permitiu ampliar o conhecimento acerca dos sistemas costeiros analisados, contribuindo especialmente com o detalhamento dos sistemas Laguna-Barreira II e III. Contudo, acredita-se que esta Tese não represente um fim, mas um início impulsionado pela curiosidade que o extraordinário registro estratigráfico da Planície Costeira do Rio Grande do Sul desperta.

---

---

## REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A.N. 1969. Problemas do mapeamento geomorfológico no Brasil. **Geomorfologia**. São Paulo, USP. 6:1-16.
- ABBOTT, S.T.; NAISH, T.R.; CARTER, R. M. & PILLANS, B. J. 2005. Sequence stratigraphy of the Nukumaruan Stratotype (Pliocene-Pleistocene, c. 2.08–1.63 Ma), Wanganui Basin, New Zealand. **Journal of the Royal Society of New Zealand**, 35:123-150.
- ABREU, V.S. 1998. **Geologic evolution of conjugate volcanic passive margins: Pelotas Basin (Brazil) and offshore Namibia (Africa). Implication for global sea-level changes**. Houston, 354p. Tese de Doutorado - Rice University, Houston, Texas. USA.
- ABREU, V.S. 2008. Accommodation succession and sequence stratigraphic hierarchy. **Sequence Stratigraphy applied to petroleum exploration course**. Notes.
- ABREU, V.S. & SAVINI, R. 1994. Major paleoceanographic events of the Brazilian continental margin: relationships with Oligocene-Miocene giant oil fields of Campos Basin. Houston. In: Offshore Technology Conference, **Proceedings**.
- ABREU, V.S.; NEAL, J. & VAIL, P.R. 2010. Integration of Sequence Stratigraphy concepts. In: ABREU, V.S.; NEAL, J.; BOHACS, K.M. & KALBAS, J.L. (eds). **Sequence Stratigraphy of siliciclastic systems – The ExxonMobil Methodology: atlas of exercises**.
- ADAMS, J.; MASLIN, M. & THOMAS, E. 2009. Sudden climate transitions during the Quaternary. **Progress in Physical Geography**.
- ALVES, E.C. 1977. **Estrutura rasa do talude e sopé da Margem Continental do Rio Grande do Sul e Uruguai**. Porto Alegre. 74p., Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- ALVES, E.C. 1981. Estruturas da margem continental sul brasileira e das áreas oceânicas e continentais, adjacentes. In: Asmus (ed). **Estruturas e tectonismo da Margem Continental Brasileira, e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais**. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES/DINTEP. Série REMAC, 9:187-269.
- 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**, 140:141-166.
- 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**, 25:486-506.
- ANGULO FILHO, R. 2001. **Avaliação da exatidão de posicionamento planimétrico de um receptor GPS operando sob diferentes condições de cobertura vegetal**. Piracicaba, 60p. Tese de Livre Docência.
- AREJANO, T.B. 2006. **Geologia e evolução holocênica do sistema lagunar da "Lagoa do Peixe", litoral médio do Rio Grande do Sul, Brasil**. Porto Alegre, 88p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- ARONOFF, S. **Geographical Information Systems: a management perspective**. Ottawa, WDI Publications, 1989.
-

- 
- ASMUS, H.E & PORTO, R. 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26: 1972, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 2:67-90.
- BACKEUSER, E.A. 1918. **A faixa litorânea do Brasil Meridional, ontem e hoje**. Bernard Freres, Rio de Janeiro. 210p.
- BAKER, G.S. & JOL, H.M. 2007. **Stratigraphic analyses using GPR**. Special Paper 432, The Geological Society of America. 181p.
- BAKER, G.S.; JORDAN, T.E. & PARDY, J. 2007. An introduction to ground penetrating radar (GPR). In: BAKER, G.S. & JOL, H.M. (eds). **Stratigraphic analyses using GPR**. The Geological Society of America Special Paper, 432:1-18.
- BARBOZA, E.G. 1999. **Terraços da margem leste da Laguna dos Patos, litoral médio do Rio Grande do Sul: estratigrafia e evolução holocênica**. Porto Alegre, 140p., Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; TOMAZELLI, L.J & DILLENBURG, S.R. 2009a. Interpretação de seções de georadar no estudo da evolução da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. In: XII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA, 2009, La Plata-Argentina. Resúmenes. La Plata, 2009. v.1. **Resumo** 70.
- BARBOZA, E.G.; DILLENBURG, S.R.; ROSA, M.L.C.C.; TOMAZELLI, L.J & HESP, P.A. 2009b. Ground-penetrating radar profiles of two Holocene regressive barriers in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, Special Issue, 56:579-583.
- 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 Iguaçu, 2010. **Resumos**.
- BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J. & AYUP-ZOUAIN. 2011. Evolution of the holocene coastal barrier of Pelotas Basin (southern Brazil) – a new approach with GPR data. **Journal of Coastal Research**, Special Issue, 64:646-650.
- BARBOZA, E.G. & ROSA, M.L.C.C. 2012. Indicadores geológicos e geomorfológicos de setores em erosão na costa do Rio Grande do Sul, Brasil. In: **Problemática de Los Ambientes Costeiros. Sur de Brasil, Uruguay y Argentina**. 2 ed. *Em fase de impressão*.
- BARBOZA, E.G. & ROSA, M.L.C.C. *No prelo*. Avaliação do comportamento do nível do mar na costa do Rio Grande do Sul durante o Holoceno através da integração de levantamentos geofísicos (georadar) e geodésicos (GNSS e topografia).
- BARLETTA, R.C & CALLIARI L.J. 2001. Determinação da intensidade das tempestades que atuam no litoral do Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas**, 28(2):117–124.
- BARROS, C.E. 2007. **Geoquímica de minerais pesados detríticos: sua aplicação no estudo da proveniência das areias de praias do litoral norte e médio do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, 115p., Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- BLACKWELDER, E. 1909. The evaluation of unconformities. **Journal of Geology**, 17:289-299.
- BLUM, M.D. & CARTER, A.E. 2000. Middle Holocene evolution of the central Texas coast. **Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies**, 50: 331-341.
-

- BLUM, M.D.; CARTER, A.E.; ZAYAC, T. & GOBLE, R. 2002. Middle Holocene sea-level and evolution of the Gulf of Mexico coast (USA). **Journal of Sedimentary Research**. Special Issue, 36:65-80.
- BOSSI, J.; FERRANDO, L.; MONTAÑA, J.; CAMPAL, N.; MORALES, H.; GANCIO, F.; SCHIPILOV, A.; PIÑEYRO, D. & SPRECHMANN, P. 1998. **Carta geológica del Uruguay**. Cátedra de Geología y Facultad de Agronomía. Escala 1:500.000. 1 CD-ROM.
- BOYD, R.; SUTER, J. & PENLAND, S. 1989. Relation of sequence stratigraphy to modern sedimentary environments. **Geology**, 17:926-929.
- BROWN Jr., L.F. & FISHER, W.L. 1977. Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins. In: PAYTON, C.E. (ed). **Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration**. AAPG Memoir, 26:213-248.
- BUENO, G.V.; ZACHARIAS, A.A.; OREIRO, S.G.; CUPERTINO, J.A.; FALKENHEIN, F.U.H. & MARTINS-NETO, A.M. 2007. Bacia de Pelotas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 15(2):551-559.
- BUCHMANN, F.S.C. 1997. **Banhado do Taim e Lagoa Mangueira: evolução holocênica da paleoembocadura da Lagoa Mirim**. Porto Alegre. 155p., Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- BURROUGH, P. A. **Principles of Geographic Information Systems for land resources assessment**. Oxford, Oxford University Press, 1986.
- CALLIARI, L.J. & KLEIN, A. F. H. 1993. Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. **Pesquisas**. 20(1):48-56.
- CÂMARA, G.; DAVIS, C.; MONTEIRO, A.M.V. 2001 **Introdução à ciência da geoinformação**. Disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/gilberto/livro/introd/>. Acesso em: setembro de 2012.
- CÂMARA, G.; QUEIROZ, G.R. 2001 **Arquitetura de Sistemas de Informação Geográfica**. Disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/gilberto/livro/introd/cap3-arquitetura.pdf>. Acesso em: setembro de 2012.
- CAMPBELL, I.D., CAMPBELL, C., APPS, M.J., RUTTER, N.W. & BUSH, A.B.G. 1998. Late Holocene ~1500 yr periodicities and their implications. **Geology**, 26:471-473.
- CARON, F. 2007. **Depósitos sedimentares associados à desembocadura do Arroio Chuí (Planície Costeira do Rio Grande do Sul) e suas relações com as variações do nível do mar durante o Holoceno**. Porto Alegre. 63p., Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- CARON, F.; LIMA, L.G.; DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J.; BARBOZA, E.G.; ANTIQUEIRA, M.; ROSA, M.L.C.C.; MANZOLLI, R.P. & SILVA, A.B. 2010. Morphology, stratigraphy and factors controlling evolution of a transgressive barrier in southern Brazil. In: AGU, The Meeting of the Americas, Foz do Iguaçu. **Abstracts**.
- CARON, F.; TOMAZELLI, L.J.; LIMA, L.G.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; DILLENBURG, S.R. 2011. Características estratigráficas da barreira transgressiva holocênica na Praia dos Concheiros, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Búzios. **Resumos**.
- CARON, F. *No prelo* **Estratigrafia da barreira transgressiva do sul da Planície Costeira do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- 
- CARRARO, C.C.; GAMERMANN, N.; EICK, N.C.; BORTOLUZZI, C.A.; JOST, H. & PINTO, J.F. 1974. **Mapa geológico do estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:1.000.000.** Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.
- CARTER, R.M. 1998. Two Models: global sea-level and sequence stratigraphic architecture. **Sedimentary Geology**, 122:23-36.
- CARTER R. M.; ABBOTT, S.T; FULTHORPE, C.S.; HAYWICK, D.W. & HENDERSON, R.A. 1991. Application of global sea level and sequence-stratigraphic models in Southern Hemisphere Neogene strata from New Zealand. In: MACDONALD, D.L.M. (ed), **Sedimentation, Tectonics, and Eustasy: sea level changes at active margins**, Internat. Assoc. Sediment. Spec. Pub., 12:41-65.
- CARTER, R.M. & NAISH, T.R. 1998. A review of Wanganui Basin, New Zealand: global reference section for shallow marine, Plio–Pleistocene (2.5–0 Ma) cyclostratigraphy. **Sedimentary Geology**, 122:37-52.
- CASSETI, V. **Ambiente e apropriação do relevo.** São Paulo, Contexto. 147p.
- CATUNEANU, O. 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. **Journal of African Earth Sciences**, 35(1):1-43.
- CATUNEANU O.; ABREU, V.; BHATTACHARYA, J.P.; BLUM, M.D.; DALRYMPLE, R.W.; ERIKSSON, P.G.; FIELDING, C.R.; FISHER, W.L.; GALLOWAY, W.E.; GIBLING, M.R.; GILES, K.A.; HOLBROOK, J.M.; JORDAN, R.; KENDALL, C.G.ST.C; MACURDA, B.; MARTINSEN, O.J.; MIALI, A.D.; NEAL, J.E.; NUMMEDAL, D.; POMAR, L.; POSAMENTIER, H.W.; PRATT, B.R.; SARG, J.F.; SHANLEY, K.W.; STEEL, R.J.; STRASSER, A.; TUCKER, M.E. & WINKER, C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. **Earth-Science Reviews**, 92:1-33.
- CELMINS, A. 1957. **Pelotas Basin – gravity and magnetic survey interpretation.** Rio de Janeiro, PETROBRAS. Relatório Interno, n.846.
- CHAPPELL, J. & SHACKLETON, N.J. 1986. Oxygen isotopes and sea level. **Nature**, 324:137-140.
- CORRÊA, I.C.S. 1979. Paleolinhas de costa na plataforma continental entre São Paulo e Santa Catarina. In: Simpósio Regional de Geologia, 2. Rio Claro. **Atas**, 2:269-278.
- CORRÊA, I.C.S. 1990. **Analyse morphostructurale et evolution paleogeographique de la plata-forme continentale atlantique sud-bresilienne (Rio Grande do Sul – Brésil).** Ph.D. thesis, Universite de Bordeaux I.
- 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**, 130:163-178.
- CLOSS, D. 1970 Estratigrafia da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul. **Iheringia (Geologia)**, 3:03-76.
- COHEN, K.M & GIBBARD, P.L. 2011. **Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years.** Updated version. Disponível no site da *Subcommission on Quaternary Stratigraphy*: <[www.quaternary.stratigraphy.org.uk/correlation/chart.html](http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/correlation/chart.html)> Acesso em outubro de 2012.
- COWELL, P.J.; ROY, P.S.; CLEVERINGA, J. & DE BOER, P.L. 1999. Simulating coastal systems tracts using the shoreface translation model: SEPM, **Special Publication**, 41:165-175.
-



- 
- COWELL, P.J.; STIVE, M.J.F.; NIEDORODA, A.W.; SWIFT, D.J.P.; DE VRIEND, D.J.; BUIJSMAN, M.C.; NICHOLLS, R.J.; ROY, P.S.; KAMINSKY, G.M.; CLEVERINGA, J.; REED, C.W. & DE BOER, P.L. 2003. The coastal-tract (Part 2): Applications of aggregated modeling to low-order coastal change, **Journal of Coastal Research**, 19:828-848.
- CPRM 2008. **Geologia e recursos minerais do Estado do Rio Grande do Sul**. Programa de Geologia do Brasil. Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. Mapas Geológicos Estaduais em Sistema de Informações Geográficas – SIG. Escala 1:750.000. DVD Rom. Bueno *et al.* (2007).
- CPRM/CECO 2000. **Carta Geológica. Folhas Jaguarão SI.22-V-A, Rio Grande SI.22-V-B e Santa Vitória do Palmar SI.22-V-C**. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Subprograma de Integração Geológica e Metalogenia. Escala 1:250.000.
- CRUZ Jr., F.W.; BURNS, S.J.; KARMANN, I.; SHARP, W.D. & VUILLE, M. 2006. Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the Late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. **Earth and Planetary Science Letters**, 248:494-506.
- CRUZ Jr., F.W.; BURNS, S.J.; KARMANN, I.; SHARP, W.D. & VUILLE, M.; CARDOSO, A.O.; FERRARI, J.A.; DIAS, P.L.S. & VIANA Jr., O. 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116 ky in subtropical Brazil. **Nature**, 434:63-66.
- DAEMON, R.F. 1969. **Estudo bioestratigráfico preliminar efetuado em sedimentos neogênicos dos poços 2-OS-1-RS (Palmares do Sul, RS), 2-MO-1-RS (Mostardas, RS) e 2-CI-1-RS (Cassino, RS) da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul**. Petrobras – DESUL, Ponta Grossa. Relatório Interno 390, p.1-17.
- DANIELS, D.J. 1996. **Surface-Penetrating Radar**. Institute of Electrical Engineers, Londres.
- DANIELS, D.J.; ROBERTS, R. & VENDL M. 1995. Ground penetrating radar for the detection of liquid contaminants. **Journal of Applied Geophysics**, 33:195-207.
- DAVIS, J.L. & ANNAN, A.P. 1989. Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. **Geophysical Prospecting**, 37:531-551.
- DAVIS, J.C. & BOHLING, G.C. 2001. The search for patterns in ice-core temperature curves. In: GERHARD, L.C.; HARRISON, W.E. & HANSON, B.M. (eds). **Geological perspectives of global climate change**. AAPG Studies in Geology, 47:213-229
- DELLA FÁVERA, J.C. 2001. **Fundamentos de Estratigrafia Moderna**. Rio de Janeiro, Ed. UERJ. 264p.
- DELANEY, P. 1965. **Fisiografia e geologia da subsuperfície da Planície Costeira do Rio Grande do Sul**. Publicação Especial. Escola de Geologia, UFRGS. Porto Alegre, n.6, 195p.
- DENTON, G.H.; BOCKEIM, J.G.; WILSON, S.C. & SCHLUCHTER, S. 1986. Late Cenozoic history of Rennick Glacier and Talos Dome, northern Victoria Land, Antarctica. In: STUM, E. (ed). **Geological investigations in Northern Victoria Land**. Washington, D.C. Antarctic Research Series. American Geophysical Union, 46:339-375.
- DIAS, J.L.; SAD, A.R.E.; FONTANA, R.L. & FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia de Pelotas. **Boletim de Geociências Petrobras**, 8:235-245.
- DILLENBURG, S.R. 1994. **A Laguna de Tramandaí: evolução geológica e aplicação do método geocronológico da termoluminescência na datação de depósitos sedimentares lagunares**. Porto Alegre, 142p., Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
-

- 
- 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**, 16:71-81.
- DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J. & BARBOZA E.G. 2004. Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil. **Marine Geology**, Amsterdam, 203:43-56.
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; HESP, P.A.; CLEROT, L.C.P. & AYUP-ZOUAIN, R.N. 2009. The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul. In: DILLENBURG, S.R. & HESP, P.A. (eds). **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Springer, p.53-91.
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G. & ROSA, M.L.C.C. 2011. Ground penetrating radar (GPR) and Standard Penetration Test (SPT) records of a regressive barrier in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, Special Issue, 64:651-655.
- DOMINGUEZ, L.M. 2009. The coastal zone of Brazil. In: DILLENBURG, S.R. & HESP, P.A. (eds). **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Springer, p.17-51.
- DONOVAN, A.D. 2001. Free market theory and sequence stratigraphy. A.A.P.G. Hedberg Research Conference on "Sequence Stratigraphic and Allostratigraphic Principles and Concepts", Dallas, **Program and Abstracts Volume**, p.22.
- DOTT, Jr. R.H. 1983. Presidential Address: Episodic Sedimentation – How normal is average? How rare is rare? Does it matter? **Journal of Sedimentary Petrology**, 53(1):5-23.
- DUVAL, B.; CRAMEZ, C. & VAIL, P.R. 1998. Stratigraphic cycles and major marine source rocks. In: DE GRACIANSKY, P.C; HARDENBOL, J.; JACQUIN, T. & VAIL, P.R. (eds). **Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins**, Society for Sedimentary Geology, Special Publication, 60:43-51.
- EINSELE, G.; RICKEN, W. & SEILACHER, A. 1991. **Cycles and events in stratigraphy**, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. 955p.
- ELLIOTT, D.T. 2004. **Ground penetrating radar survey at the Woodbine mound site**. LAMAR Institute and Rocquemore Research, Box Springs, Georgia.
- EMBRY, A.F., 1995. Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. In: STEEL, R.J., FELT, V.L., JOHANNESSEN, E.P., MATHIEU, C. (eds). **Sequence stratigraphy on the Northwest European Margin**. Norwegian Petroleum Society Special Publication, 5:1-11.
- EMBRY, A.F. & JOHANNESSEN, E.P. 1992. T–R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic–Lower Jurassic succession, Western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In: VORREN, T.O., BERGSAGER, E., DAHLSTAMNES, O.A., HOLTER, E., JOHANSEN, B., LIE, E., LUND, T.B. (eds). **Arctic Geology and Petroleum Potential**. Norwegian Petroleum Society Special Publication, 2:121-146.
- EMERY, D. & MYERS, K.J. 1996. **Sequence Stratigraphy**. Blackwell, Oxford. 297p.
- ESTEVEZ, L.S.; WILLIAMS, J.J. & DILLENBURG, S.R. 2006. Seasonal and interannual influences on the patterns of shoreline changes in Rio Grande do Sul, southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, 22:1076-1093.
- FAIRBANKS, R.G. 1989. A 17,000 year glacio-eustatic sea-level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. **Nature**, 342:637-642.
-

- 
- FAIRBRIDGE, R.W. 1968. Terraces - Lacustrine. In: FAIRBRIDGE, R.W. (ed.). **Encyclopedia of Geomorphology**. Encyclopedia of Earth Sciences Series, New York: Reinhold Book, 3:1138-1140.
- FERNANDES, J.M. 1975. **O gênero Uvigerina (foraminiferida) do Cenozóico Superior da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul, Brasil**. Porto Alegre, 114p., Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- FISHER, W.L. & MCGROWEN, J. 1967. Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to the occurrence of oil and gas. **Trans. Gulf Coast Assoc. Geol.**, 17:105-125.
- FLORENZANO, T.G. 2007. **Iniciação em Sensoriamento Remoto**. São Paulo, Oficina de Textos. 2 ed. 101p.
- FLORENZANO, T.G. 2008. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo, Oficina de Textos. 318p.
- FONSECA, V.P. 2006. **Estudos morfotectônicos aplicados à Planície Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências**. Porto Alegre. 307p., Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- FONTANA, R.L. 1996. **Geotectônica e sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis**. Porto Alegre. 2v. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- FORTI-ESTEVEZ, I.R. 1974. Bioestratigrafia e Paleoecologia (mollusca) do Quaternário da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (Brasil). **Anais**, 28º Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, SBG. 3:133-149.
- FRACALOSSO, F.G. 2009. **Estratigrafia da barreira pleistocênica III na região de Osório - RS**. Porto Alegre, 54p. Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- FRACALOSSO, F.G.; BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C. & SILVA, A.B. 2010. O registro em subsuperfície da barreira pleistocênica entre Osório e Tramandaí – RS. **Gravel**, 8:21-31.
- FULTHORPE, C.S. 1991. Geological controls on seismic resolution. **Geology**, 19:61-65.
- GALLOWAY, W.E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis - part I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. **AAPG Bulletin**, 73:125-142.
- GALLOWAY, W.E. 2001. The many faces of submarine erosion: theory meets reality in selection of sequence boundaries. A.A.P.G. Hedberg Research Conference on "Sequence Stratigraphic and Allostratigraphic Principles and Concepts", Dallas. **Program and Abstracts Volume**, p.28-29.
- GAWTHORPE, R.L.; COLLIER, R.E.; ALEXANDER, J.; BRIDGES, J.S. & LEEDER, M.R. 1993. Ground penetrating radar: application to sandbody geometry and heterogeneity studies. In: NORTH, C.P. & PROSSER, D.J. (eds). **Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs**. Geological Society Special Publication, 73. Londres, p.421-432.
- GHIGNONE, J.I. 1960. Reconhecimento gravi-magnético na Bacia de Pelotas. **Boletim Técnico Petrobras**, 3(2):73-79.
- GIBBARD, P.L. & COHEN, K.M. 2009. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. **Episodes**, v.31, p.243-247.
- GOMES, J.M.; VELHO, L. **Computação Visual: Imagens**. Rio de Janeiro, SBM, 1995.
-

- GONÇALVES, R.A.; OLIVEIRA, M.A.M. & MOTTA, S.O. 1979. Geologia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis. **Boletim Técnico da Petrobras**, 22(3):157-174.
- GRABAU, A.W. 1913. **Principles of Stratigraphy**. A.G. Seiler, New York, 1185p.
- GRIPP Jr., J. 2009. **Ortorretificação de imagens de alta resolução para aplicação em cadastro técnico rural e mapeamento de áreas de preservação permanente e reservas legais**. Viçosa, 151p., Tese de Doutorado, Departamento de Engenharia Florestal. Universidade Federal de Viçosa.
- HADDAD, G.A. & VAIL, P.R. 1992. Pliocene and Quaternary sea-level change: linking eustasy (from sequence stratigraphy) to the oxygen isotope record of global ice volume. In: Sequence Stratigraphy of European basins, Dijon, France, **Proceedings**.
- HÄNNINEN, P. 1992. **Application of ground penetrating radar and radio wave moisture probe techniques to peatland investigations**. Geological Survey of Finland, Bulletin 361. Rovaniemi, Finland, 71p.
- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J. & VAIL, P.R.. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. **Science**, 235:1156-1167.
- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level changes. In: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G.ST.C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS, AND J.C. VAN WAGONER (eds). **Sealevel changes: An integrated approach**. SEPM Special Publication, 42:71-108.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.C. & VAIL, P. R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, In: GRACIANSKY, P.C. DE; HARDENBOL, J.; JACQUIN, T. & VAIL, P.R. (eds). **Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins**, SEPM Special Publication, v.60, Charts 1-8.
- HEAD, M.J. & GIBBARD, P.L. 2005. Early-Middle Pleistocene transitions: an overview and recommendation for the defining boundary. In: HEAD, M.J. & GIBBARD, P.L (eds). **Early-Middle Pleistocene transitions: The Land-Ocean Evidence**. Geological Society, London, Special Publications, 247:1-18.
- HELLAND-HANSEN, W. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy - Discussion. **Earth-Science Reviews**, 94:95-97. doi:10.1016/j.earscirev.2008.12.003.
- HELLAND-HANSEN, W. & GJELBERG, J.G. 1994. Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective. **Sedimentary Geology**, 92:31-52.
- HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.N.; ESTEVES, L.S.; GRUBER, N.L.S.; TOLDO Jr., E.E.; TABAJARA, L.L. & CLEROT, L.C.P. 2005. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and initiation, and an examination of the Itapeva to Tramandaí barrier system. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 7(3):493-508.
- HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; CLEROT, L.C.P.; TOMAZELLI, L.J. & AYUP-ZOUAIN, R.N. 2007. Morphology of the Itapeva to Tramandaí transgressive dunefield barrier system and mid- to late sea level change. **Earth Surface Process Landforms**, 32:407-414.
- HOFFMANN, G.R.; AREND, L.M.; SILVEIRA, J.C.B.; BELLOMO, H.R. & NUNES, J.L.M. 1992. **Rio Grande do Sul: aspectos da geografia**. Porto Alegre, Martins Livreiro, 104 p.
- HOWARD, A.D. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. Chicago, American Association of Petroleum Geologists, **Bulletin**, 51(11):2246-2259.

- 
- HSÜ, K.J. 1983. Actualistic catastrophism. Adress of the retiring President of the International Association of Sedimentologists. **Sedimentology**, 30:3-9.
- HUNT, D. & TUCKER, M.E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. **Sedimentary Geology**, 81:1-9.
- IBGE. 2009. **Manual Técnico de Geomorfologia**. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 2 ed. Rio de Janeiro, 182p.
- IMBRIE, J., HAYES, J.D.; MARTINSON, D.G.; MCINTYRE, A.; MIX, A.C.; MORLEY, J.J.; PISIAS, N.G.; PRELL, W.L. & SHACKLETON, N.J. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta O^{18}$  record. In: Berger, A. *et al.* (eds). **Milankovitch and Climate**. Part I. Riedel. p.269-305.
- IMBRIE, J.; BOYLE, E.; CLEMENS, S.; DUFFY, A.; HOWARD, W.; KUKLA, G.; KUTZBACH, J.; MARTINSON, D.; MCINTYRE, A.; MIX, A.; MOLFINO, B.; MORLEY, J.; PETERSON, L.; PISIAS, N.; PRELL, W.; RAYMO, M.; SACKLETON, N. & TOGGWEILER, J. 1992. On the structure and origin of major glaciation cycles. 1. linear responses to Milankovitch forcing. **Paleoceanography**, 7:701-738.
- IMBRIE, J.; BERGER, A.; BOYLE, E.A.; CLEMENS, S.C.; DUFFY, A.; HOWARD, W.A.; KUKLA, G.; KUTZBACH, J.; MARTINSON, D.G.; MCINTYRE, A.; MIX, A.C.; MOLFINO, B.; MORLEY, J.J.; PETERSON, L.C.; PISIAS, N.G.; PRELL, W.G.; RAYMO, M.E.; SHACKLETON, N.J. & TOGGWEILER, J.R.. 1993. On the Structure and Origin of Major Glaciation Cycles. 2. The 100,000 year cycle. **Paleoceanography**, 8:699-735.
- ISLA, F.I. 1997. **Boletín Informativo Regional n.12**. OSNLR, Universidad Nacional de Mar del Plata, Argentina.
- JERVEY, M.T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G.ST.C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS, AND J.C. VAN WAGONER (eds). **Sea level changes: an integrated approach**. SEPM Special Publication, 42:47-69.
- JOL, H.M. & SMITH, D.G. 1991. Ground Penetrating Radar of Northern Lacustrine Deltas. **Canadian Journal Earth Science**, 28:1939-1947.
- JOL, H.M. & BRISTOW, C.S. 2003. GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. In: BRISTOW, C.S. & JOL, H.M. (eds), **Ground Penetrating Radar in Sediments**. Geological Society, London Special Publications, 211:09-27.
- KNOPH, K.M. 2009. **Ground-penetrating radar imaging of depositional and diagenetic features in an Upper Miocene carbonate reservoir analog, SE Spain**. Master Thesis, Kansas, 109p. University of Kansas.
- KOWSMANN, R.O.; COSTA, M.P.A.; VICALVI, M.A.; COUTINHO, M.G.N. & GAMBOA, A.L.A.P. 1977. Modelo da sedimentação holocênica na Plataforma Continental Sul-brasileira. In: **Projeto REMAC – Evolução sedimentar holocênica da plataforma continental e do talude do sul do Brasil**. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES. p.7-26 (Série Projeto REMAC, n.2).
- LAMENGO, A.R. 1940. Restingas na costa do Brasil. **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil**, 96:1-63.
- LEHRMANN, D.J. & GOLDHAMMER, R.K. 1999. Secular variation in parasequence and facies stacking patterns of platform carbonates: a guide to application of stacking-patterns analysis in strata of diverse ages and settings. In: Harris, P.M.; Saller, A.H. & Simo, J.A. (eds). **Advances in carbonate sequence stratigraphy: application to**
-

- reservoirs, outcrops and models.** Society for Sedimentary Geology Special Publication, 63:187-225.
- LIGHTY, R.G.; MACINTYRE, I.G. & STUCKENRATH, R. 1982. Glacioeustatic sea-level changes in the last 9.000 years B.P. **Coral Reefs**, 1:125-130.
- 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.
- LIMA, L.G.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; STEVAUX, R.S. & MORAIS, T.A. 2011. Estratigrafia da zona de transição entre as fases transgressiva e regressiva de uma barreira costeira. In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Búzios. **Resumos**.
- LIMA, L.G.; DILLENBURG, S.R.; MEDEANIC, S.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; TOMAZELLI, L.J.; DENHARDT, B.A. & CARON, F. 2012. Sea-level rise and sediment budget controlling the evolution of a transgressive barrier in southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, doi: 10.1016/j.jsames.2012.07.002.
- LIMA, L.G. 2012. **Estratigrafia e evolução holocênica de uma barreira costeira transgressiva/regressiva, Rio Grande do Sul, Brasil**. Porto Alegre. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- LOPES, R.P.; OLIVEIRA, L.C.; FIGUEIREDO, A.M.G.; KINOSHITA, A.; BAFFA, O. & BUCHMANN, F.S. 2009. ESR dating of pleistocene mammal teeth and its implications for the biostratigraphy and geological evolution of the coastal plain, Rio Grande do Sul, southern Brazil. **Quaternary International**, p.213-222.
- LOPES, R. P.; DILLENBURG, S.R.; SCHULTZ, C.L. 2011. Geological and environmental evolution of Lagoon System III in the southernmost coastal plain of Rio Grande do Sul state. In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA, 2011, Búzios. **CD de Resumos**, 2011.
- LYELL, C. 1830. **Principles of geology, being an attempt to explain the former changes of the Earth's surface, by reference to causes now in operation**. London: John Murray, v.1.
- MANZOLLI, R.P.; PORTZ, L.C.; ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G. & TOMAZELLI, L.J. 2010. A utilização de GPR e Sensoriamento Remoto na identificação e determinação da taxa de acresção de beach ridges lagunares na margem oeste da laguna Lagoa dos Patos. In: IV Congresso Brasileiro de Oceanografia, Rio Grande, **Resumos**, 2010.
- 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.; DOMINGUEZ, J.M.L. & BITTENCOURT, A.C.S.P. 2003. Fluctuating holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. **Journal of Coastal Research**, 19:101-124.
- MARTINS, L.R.; URIEN, C.M. & BUTLER, L.W. 1972. Províncias fisiográficas e sedimentos da Margem Continental Atlântica da América do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26: 1972, Belém. **Anais...** Belém: SBG, p.105-114.
- MARTINHO, C.T. 2008. **Morfodinâmica e evolução de campos de dunas transgressivos quaternários do litoral do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, 239p., Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- MARTINSON, D. G.; PISIAS, N.G; HAYS, J.D.; IMBRIE, J.; MOORE, T.C. & SHACKLETON, N.J. 1987. Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages -

- 
- Development of a High-Resolution - 0 to 300,000-Year Chronostratigraphy. **Quaternary Research**, 27(1):1-29.
- MASLIN, M.A., SEIDOV, D. & LOWE, J. 2001. Synthesis of the nature and causes of sudden climate transitions during the Quaternary In: SEIDOV, D. HAUPT B., & MASLIN, M. A. (eds). **The oceans and rapid climate change: past, present and future**. AGU Geophysical Monograph Series, 126:9-52.
- MASSON, V.; VIMEUX, F.; JOUZEL, J.; MORGAN, V.; DELMOTTE, M.; PHILIPPE, C.; HAMMER, C.; JOHNSEN, S.; LIPENKOV, Y.V.; MOSLEY-THOMPSON, E.; PETIT, J.R.; STEIG, E.J.; STIEVENARDT, M. & VAIKMAE, R. 2000. Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records. **Quaternary Research**, 54:348-358.
- MIALL, A.D. 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate. In: MIALL, A.D. & TYLER, N. (eds.), **The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery**. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3:6-12.
- MIALL, A.D. 2012. A new uniformitarianism: Stratigraphy as just a set of “frozen accidents”. In: **Symposium Strata and Time**, *Preprint*, London, Geological Society. Disponível em [http://www.geology.utoronto.ca/Members/miall/miall\\_bib/pdfs/Miall2012.pdf](http://www.geology.utoronto.ca/Members/miall/miall_bib/pdfs/Miall2012.pdf). Acesso em novembro de 2012.
- MILANKOVITCH, M. 1941. **Canon of insolation and the ice age problem**. Royal Academy of Serbia 133, 633 p.
- MILLER, K.G.; FEIGENSON, M.D.; WRIGHT, J.D. & CLEMENT, B.M. 1991. Miocene isotope reference section, Deep Sea Drilling Project, Site 608. An evaluation of isotope and biostratigraphic resolution. **Paleoceanography**, 6:33-52.
- MIRANDA, L.O.S. 1970. Geologia das bacias da plataforma sul brasileira. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Brasília, **Anais...** 24:129-140.
- MITCHUM, R.M. Jr. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 1: Glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: PAYTON, C.E. (ed). **Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration**. AAPG Memoir, 26:205-212.
- MITCHUM, R.M., JR., VAIL, P.R., & THOMPSON, S, III. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: PAYTON, C.E. (ed). **Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration**. AAPG Memoir, 26:53-62.
- MITCHUM, R.M. Jr. & VAN WAGONER, J.C. 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns; sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. In: BIDDLE, K.T. & SCHLAGER, W. (eds). **The record of sea-level fluctuations: Sedimentary Geology**, 70:131-160.
- MITCHUM, R.M. Jr.; SANGREE, J.B.; VAIL, P.R. & WORNARDT, W.W. 1994. Recognizing sequences and system tracts from well logs, seismic data and biostratigraphy. Examples from the Late Cenozoic of the Gulf of Mexico. **AAPG Memoir**, 58:163-197.
- MONICO, J.F.G. 2000. **Posicionamento pelo NAVSTAR-GPS: descrição, fundamentos e aplicações**. São Paulo, Editora da UNESP. 287p.
- MONICO, J.F.G. 2008. **Posicionamento pelo GNSS: descrição, fundamentos e aplicações**. 2 ed. São Paulo, Editora da UNESP. 476p.
-

- 
- MOREIRA, M.A. 2011. Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologias da Aplicação. 4 ed. Viçosa, Editora da UFV. 422p.
- MORTON, R.A.; PAINE, J.G. & BLUM, M.D. 2000. Responses of stable bay margins and barrier Island systems to Holocene sea level changes, western Gulf of Mexico. **Journal of Sedimentary Research**, 70:478-490.
- MULLER, R.A. & MACDONALD, G.J. 2000. **Ice ages and astronomical causes: data, spectral analysis and mechanisms**, Springer-Verlag, New York, 2000.
- NAISH, T.R. 1997. Constraints on the amplitude of late Pliocene eustatic sea-level fluctuations: new evidence from the New Zealand shallow-marine sediment record. **Geology**, 25:1139-1142.
- NAISH, T.R. & KAMP, P.J.J. 1997. Foraminiferal depth palaeoecology of Late Pliocene shelf sequences and systems tracts, Wanganui Basin, New Zealand. **Sedimentary Geology**, 110:237-255.
- NAISH, T.R. (E 10 OUTROS). 1998. Astronomical calibration of a Southern Hemisphere Pliocene reference section, Wanganui Basin, New Zealand. **Quaternary Science Reviews**, 17:695-710.
- NEIL, J. & ABREU, V.S. 2009. Sequence stratigraphy hierarchy and the accommodation succession method. **Geology**, 37:779-782.
- NEAL, A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. **Earth Science Reviews**, 66:261-330.
- NEAL, A.; PONTEE, N.I.; PYE, K. & RICHARDS, J. 2002. Internal structure of mixed-sand-and-gravel beach deposits revealed using ground-penetrating radar. **Sedimentology**, 49:789-804.
- NIMER, E. 1977. Clima. In: IBGE – **Geografia do Brasil, Região Sul**. SERGRAF-IBGE. Rio de Janeiro, p.35-79.
- NOVO, E.M. 1989. **Sensoriamento Remoto: princípios e aplicações**. São Paulo, Ed. Edgar Blucher. 308p.
- NUMMEDAL, D. & SWIFT, D.J.P. 1987. Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. In: NUMMEDAL, D., PILKEY, O.H., HOWARD, J.D. (eds). **Sea-level fluctuation and coastal evolution**. SEPM Special Publication, 41:241-260.
- ORNELLAS, L.P. 1981. **Os Ostracodes e seu significado na interpretação dos eventos cenozoicos na Bacia de Pelotas, RS. Transgressões, regressões, paleoecologia e bioestratigrafia**. Porto Alegre, 218p., Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- PAYTON, C.E. 1977. **Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration**. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26.
- 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.
- PENTEADO, H.D. 1994. **Metodologia do ensino de História e Geografia**. São Paulo, Cortez. Coleção Magistério 2º grau. Série formação do professor.
- PERLMUTTER, M.A. & PLOTNICK, R.E. 2003. Hemispheric asymmetry of the marine stratigraphic record: conceptual proof of a unipolar ice cap. In: **Climate controls on stratigraphy**, SEPM Special Publication, 77:51-66.
-



- 
- PETIT, J.R.; JOUZEL, J.; RAYNAUD, D.; BARKOV, N.I.; BARNOLA, J.-M.; BASILE, I.; BENDER, M.; CHAPPELLAZ, J.; DAVIS, M.; DELAYQUE, G.; DELMOTTE, M.; KOTLYAKOV, V.M.; LEGRAND, M.; LIPENKOV, V.Y.; LORIUS, C.; PÉPIN, L.; RITZ, C.; SALTZMAN, E. & STIEVENARD, M. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. **Nature**, 399:429-436.
- PILLANS, B.; CHAPPELL, J. & NAISH, T.R. 1998. A review of the Milankovitch climatic beat: template for Plio–Pleistocene sea-level changes and sequence stratigraphy. **Sedimentary Geology**, 122:5-21.
- PLEWES, L.A. & HUBBARD, B. 2001. A review of the use of radio-echo sounding in glaciology. **Prog. Phys. Geogr.** 25:203-236.
- PLINT, A.G. & NUMMEDAL, D. 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In: HUNT, D. & GAWTHORPE, R.L. (eds). **Sedimentary responses to forced regressions**. Geological Society of London Special Publication, 172:1-17.
- POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T. & VAIL, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. In: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G.ST.C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS, AND J.C. VAN WAGONER (eds). **Sea level Changes: an integrated approach**. SEPM Special Publication, 42:109-124.
- POSAMENTIER, H.W.; ALLEN, J.P. & GIVES, D.P. 1992. High resolution sequence stratigraphy – The coast coulee delta, Alberta. **Journal of Sedimentary Petrology**, 62:310-317.
- POSAMENTIER, H.W. & ALLEN, G.P. 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. **Concepts in sedimentology and paleontology**, SEPM, 7, 210p.
- QUEIROZ, C. J. 2003. **Análise de transformações geométricas para o georreferenciamento de imagens do satélite CBERS-I**. Dissertação de Mestrado. UFRGS - CEPSSRM, 2003.
- RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTH, A.; BAMLER, R. 2003. The shuttle radar topography mission – a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. **ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**, 57:241-262.
- RAMBO, B. 1942. **A fisionomia do Rio Grande do Sul**. Oficina Graf. Imprensa Oficial. Porto Alegre, 360p.
- RAYMO, M.E.; RUDDIMAN, W.E.; BACKMAN, J.; CLEMENT, B.M & MARTINSON, D.G., 1989. Late-Pliocene variation in Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic deep water circulation. **Paleoceanography**, 4:413-416.
- RAYMO, M.E.; RUDDIMAN, W.F.; SHACKLETON, N.J. & OPPO, D.W. 1990. Evolution of global ice volume and Atlantic-Pacific  $\delta^{13}\text{C}$  gradients over the last 2,5 M.Y. **Earth and Planetary Science Letters**, 80:117-129.
- RAYMO, M.E. & NISANCIOGLU, K. 2003. The 41 kyr world: Milankovitch's other unsolved mystery. **Paleoceanography**, 18(1):1011. doi:10.1029/2002PA000791.
- READING, H.G. 1996. Introduction. In: Reading, H.G. (ed.), **Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy**, 3 ed. Blackwell, Oxford.
- REID, S.K. & DOROBK, S.L. 1993. Sequence stratigraphy and evolution of a progradational foreland carbonate ramp, Lower Mississippian Mission Canyon Formation and stratigraphic equivalents, Montana and Idaho. In: LOUCKS, R.G. & SARG, J.F. (eds). **Carbonate sequence stratigraphy, recent developments and applications**. AAPG Memoir, 57:327-352.
-

- 
- REYNOLDS, J.M. 1997. **An introduction to applied and environmental Geophysics**. Wiley, Chichester. 796p.
- RHEINGANTZ, C. 1955. Pesquisas para petróleo no estado do Rio Grande do Sul. II Congresso Estadual de Química Tecnológica. Porto Alegre, **Anais...** p.67-74.
- RODRIGUEZ, E.; MORRIS, C.S.; BELZ, J; CHAPIN, E.; MARTIN, J.; DAFFER, W & HENSLEY, S. 2005. **An assessment of the SRTM topographic products**, Technical Report JPL D-31639, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California.
- 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, 67p., Monografia de Qualificação para o Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- ROSA, M.L.C.C.; TOMAZELLI, L.J.; COSTA, A.F.C. & BARBOZA, E.G. 2009. Integração de métodos potenciais (gravimetria e magnetometria) na caracterização do embasamento da região sudoeste da Bacia de Pelotas, sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, 27(4):641-657.
- ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G.; DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J. & AYUP-ZOUAIN, R.N. 2011a. The Rio Grande do Sul (southern Brazil) shoreline behavior during the Quaternary: a cyclostratigraphic analysis. **Journal of Coastal Research**, Special Issue, 64:686-690.
- ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J. & DILLENBURG, S.R. 2011b. Proposta de hierarquização para o registro sedimentary da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Búzios. **Resumos**.
- ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G.; ABREU, V.S.; TOMAZELLI, L.J. & DILLENBURG, S.R. *No prelo*. **Hierarchical sedimentary framework of Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil**.
- ROSS, J.L.S. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do Departamento de Geografia**. FFLCH-USP. São Paulo, 6:17-29.
- ROSS, J.L.S. 1996. Geomorfologia aplicada aos EIAs-RIMAs. In: GUERRA, A.J.T. & CUNHA, S.B. (eds), **Geomorfologia e Meio Ambiente**. Rio de Janeiro, Ed. Bertrand Brasil, p.291-336.
- RUPPEL, L. *No prelo*. **Existência de uma paleoconexão entre a Lagoa dos Patos e o Oceano Atlântico no litoral médio do Rio Grande do Sul durante o Holoceno: mitos e realidades**. Porto Alegre, Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- SANGREE, J.B. & WIDMIER, J.M. 1979. Interpretation of depositional facies from seismic data. **Geophysics**, 44:131-160.
- SANGUINETTI, Y.T. 1974. **Tafofáunula de Ostracodes e bioestratigrafia do Mioceno da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, 184 p., Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- SAUL, G.; NAISH, T.R.; ABBOTT, S.T. & CARTER, R.M. 1999 Sedimentary cyclicity in the marine Plio-Pleistocene: sequence stratigraphic motifs characteristic of the last 2.5 Ma. **Geol. Soc. Am. Bull.** 111:524-537.
- SCHLAGER, W. 2004. Fractal nature of stratigraphic sequences: **Geology**, 32:185-188, doi: 10.1130/G20253.1.
- SCHLAGER, W. 2009. Ordered hierarchy versus scale invariance in sequence stratigraphy. **Journal of Earth Science**. Springerlink.com. doi: 10.1007/s00531-009-0491-8
-

- 
- SCHWARZACHER, W. 2000. Repetitions and cycles in stratigraphy. **Earth-Science Reviews**, 50:51-75.
- SEMENIUK, V. & MEAGHER, T.D. 1981. The geomorphology and surface processes of the Australind-Leschenault inlet coastal area. **JR Soc West Aust**, 64:33-51.
- SHACKLETON, N.J. 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. **Quaternary Science Reviews**. 6:183-190.
- SHACKLETON, N.J. & OPDYKE, N.D. 1973 Oxygen isotope and palaeo-magnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes in a  $10^5$  and  $10^6$  year scale. **Quaternary Research**. 3:39-55.
- SHACKLETON, N.J.; BERGER, A. & PELTIER, W.R. 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. **Trans. R. Soc. Edinb Earth Sci**. 81:251-261.
- SHACKLETON, N.J.; CROWHURST, S.; HAGELBERG, T.; PISIAS, N. & SCHNEIDER, D.A. 1995. A new late Neogene timescale: application to Leg 138 sites. In: PISIAS, N. & OUTROS 31 (eds) **Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results**, 138:73-101.
- SILVA, A.B. 2009. **Evolução da planície costeira entre Passo de Torres e Araranguá - SC**. Porto Alegre, 64p., Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- SILVA, A.B.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C. & FRACALLOSSI, F.G. Caracterização dos depósitos sedimentares em subsuperfície do setor meridional da planície costeira sul de Santa Catarina. **Gravel**, 8:1-7.
- SILVA, A.B. 2011. **Análise estratigráfica da barreira transgressiva holocênica na região da Lagoa do Sombrio, SC**. Porto Alegre, 59p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- SLOSS, L.L.; KRUMBEIN, W.C. & DAPPLES, E.C. 1949. Integrated facies analysis. In: LONGWELL, C.R. (ed). **Sedimentary facies in geologic history**. Geological Society of America Memoir, 39:91-124.
- STOLPER, D.; JEFREY, H.L. & THIELER, E.R. 2005. Simulating the evolution of coastal morphology and Stratigraphy with a new morphological-behaviour model (GEOBEST). **Marine Geology**, 218:17-36.
- STRAHLER, A.N. 1977. **Geografia Física**, 2 ed. Barcelona, Omega. 767p.
- SWIFT, D.J.P.; PHILLIPS, S. & THORNE, J.A. 1991. Sedimentation on continental margins, V: parasequences. In: SWIFT, D.J.P; OERTEL, G.F.; TILLMAN, R.W. & THORNE, J.A. (eds). **Shelf sand and sandstone bodies – geometry, facies and sequence stratigraphy**. Special Publ.Int.Ass.Sediment, 14:153-187.
- TAMURA, T. 2004. Preservation and grain-size trends of Holocene wave dominated facies successions in Eastern Japan: implications for high-resolution sequence stratigraphic analysis. **Journal of Sedimentary Research**, 74(5):718-729.
- TAMURA, T.; MURAKAMI, F.; NANAYAMA, F.; WATANABE, K. & SAITO, Y. 2007. Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. **Marine Geology**, 248:11-27.
- TOLDO Jr., E.E. 1989. **Os efeitos do transporte sedimentar sobre a distribuição dos tamanhos de grão e morfodinâmica lagunar**. Porto Alegre. 143p., Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
-

- 
- TOLDO, Jr. E.E.; DILLENBURG, S.R.; ALMEIDA, L.E.S.B.; TABAJARA, L.L.; MARTINS, L.R. & CUNHA, L.O.B.P. 1993. Parâmetros morfométricos da Praia de Imbé, RS. **Pesquisas**, 20(1):27-32.
- TOLDO Jr., E.E.; ALMEIDA, L.E.S.B.; BARROS, C.E.; BAITELLI, R.; MARTINS, L.R.S. & NICOLODI, J. L. 1999. Retreat of the Rio Grande do Sul Coastal Zone, Brazil. In: Martins, L.R. and Santana, C.I. (eds). **Non Living Resources of the Southern Brazilian Coastal Zone and Continental Margin**. Porto Alegre, Brasil: Editora UFRGS, p.62-68.
- TOLDO Jr., E.E.; NICOLODI, J.L.; ALMEIDA, L.E.S.B. & CORRÊA, I.C.S. 2004. Coastal Dunes and Shoreface Width as a Function of Longshore Transport. **Journal of Coastal Research**. Itajaí, SC, Special Issue, 39.
- TOLDO Jr., E.E.; ALMEIDA, L.E.S.B.; NICOLODI, J.L. & MARTINS, L.R.S. 2005. Retração e Progradação da Zona Costeira do Estado do Rio Grande do Sul. **Gravel**, 3:31-38.
- TOMAZELLI, L.J. 1990. **Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais holocênicos do nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul – com ênfase no sistema eólico**. Porto Alegre. 270p. Tese de Doutorado em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- TOMAZELLI, L.J. 1994. Morfologia, organização e evolução do campo eólico costeiro do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas**, 21(1):64-71.
- TOMAZELLI, L.J. 1993. O regime de ventos e a taxa de migração das dunas eólicas costeiras do RS, Brasil. **Pesquisas**, 20:18-26.
- TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J.A. 1989. Processos erosivos na costa do Rio Grande do Sul, Brasil: evidências de uma provável tendência contemporânea de elevação do nível relativo do mar. **Resumos**, II Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Rio de Janeiro, ABEQUA, p.16.
- TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J.A. 1992. Considerações sobre o ambiente praial e a deriva litorânea de sedimentos ao longo do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. **Revista Pesquisas**, Porto Alegre, 19:3-12.
- TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J.A. 1996. Quaternary geological evolution of Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 68(3):373-382.
- TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A.; DILLENBURG, S.R.; BACHI, F.A. & DEHNHARDT, B.A. 1998. Significance of present-day coastal erosion and marine transgression, Rio Grande do Sul, Southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 70(2):221-229.
- TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J.A. 2000. O Cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da Planície Costeira. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (eds) **Geologia do Rio Grande do Sul**. Edições CIGO/UFRGS, Porto Alegre, p.375-406.
- TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J.A. 2005. Mapeamento geológico de planícies costeiras: o exemplo da costa do Rio Grande do Sul. **Gravel**, 3:109-115.
- TOMAZELLI, L.J. & DILLENBURG, S.R. 2007. Sedimentary facies and stratigraphy of a last interglacial coastal barrier in south Brazil. **Marine Geology**, 244:33-45.
- TOMAZELLI, L.J.; BARBOZA, E.G.; DILLENBURG, S.R.; ROSA, M.L.C.C.; CARON, F. & LIMA, L.G. 2008a. **Implantação, preenchimento e desenvolvimento de vales incisos na porção sul da Planície Costeira do Rio Grande do Sul**. Projeto PETROBRAS. Relatório Interno, 102p.
-

- 
- TOMAZELLI L.J.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C. 2008b. Geomorfologia e potencial de preservação dos campos de dunas transgressivos de Cidreira e Itapeva, litoral norte do Rio Grande do Sul. **Pesquisas em Geociências**, 35:47-55.
- TRAVESSAS, F.A. 2003. **Estratigrafia e evolução no Holoceno Superior da barreira costeira entre Tramandaí e Cidreira (RS)**. Porto Alegre, 138p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- 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**, 53:57-73.
- TRIMBLE. 1998. **Pro XR/XRS. Manual do Receptor**. Sunnyvale, EUA, Trimble Navigation Ltd. Parte n. 31172-20-POR. Revisão A, Julho de 1998.
- UGRI, A. 2004. **Mudanças em escala histórica das dunas costeiras do extremo sul do Brasil**. Rio Grande. 86p., Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Biológica, Fundação Universidade Federal do Rio Grande.
- URIEN, C.M. & MARTINS, L.R.S 1978. **Structural and physiographic map of eastern South America and western South Africa**. CECO/UFRGS. Série Mapas, 03. Porto Alegre, Brasil.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M., Jr. & THOMPSON, S. III. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap. In: PAYTON, C.E. (ed). **Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration**. AAPG Memoir, 26:63-81.
- VAIL, P.R. & TODD, R.G. 1981. Northern North Sea Jurassic unconformities chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy. In: ILING, L.V. & HOBSON, G.D. (eds). **Petroleum geology of the continental shelf northwest Europe**. Institute of Petroleum, London, p.216-235.
- VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S.A.; EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology|an overview. In: EINSELE, G; RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds). **Cycles and events in stratigraphy**. p.617-659. Springer.
- VAKARCS, G.; HARDENBOL, J.; ABREU, V.S.; VAIL, P.R.; TARI, G. & VARNAI, P. 1998. Correlation of the Oligocene-middle Miocene regional stages with depositional sequences, a case study of european basins. Tulsa, **SEPM Special Publication**, v.60.
- VAN DAM, R.L. 2001. **Causes of ground penetrating radar reflections in sediment**. Amsterdam, 110p., PhD Thesis. University of Amsterdam.
- VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S. & HARDENBOL, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G.ST.C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS, AND J.C. VAN WAGONER (eds). **Sealevel changes: An integrated approach**. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42:39-45.
- VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M.; CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. 1990. **Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies**. **Methods in Exploration Series**, AAPG, Tulsa, Oklahoma, n.7, 55p.
- VILLWOCK, J.A. 1984. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A synthesis. **Pesquisas**, 16:5-49.
-

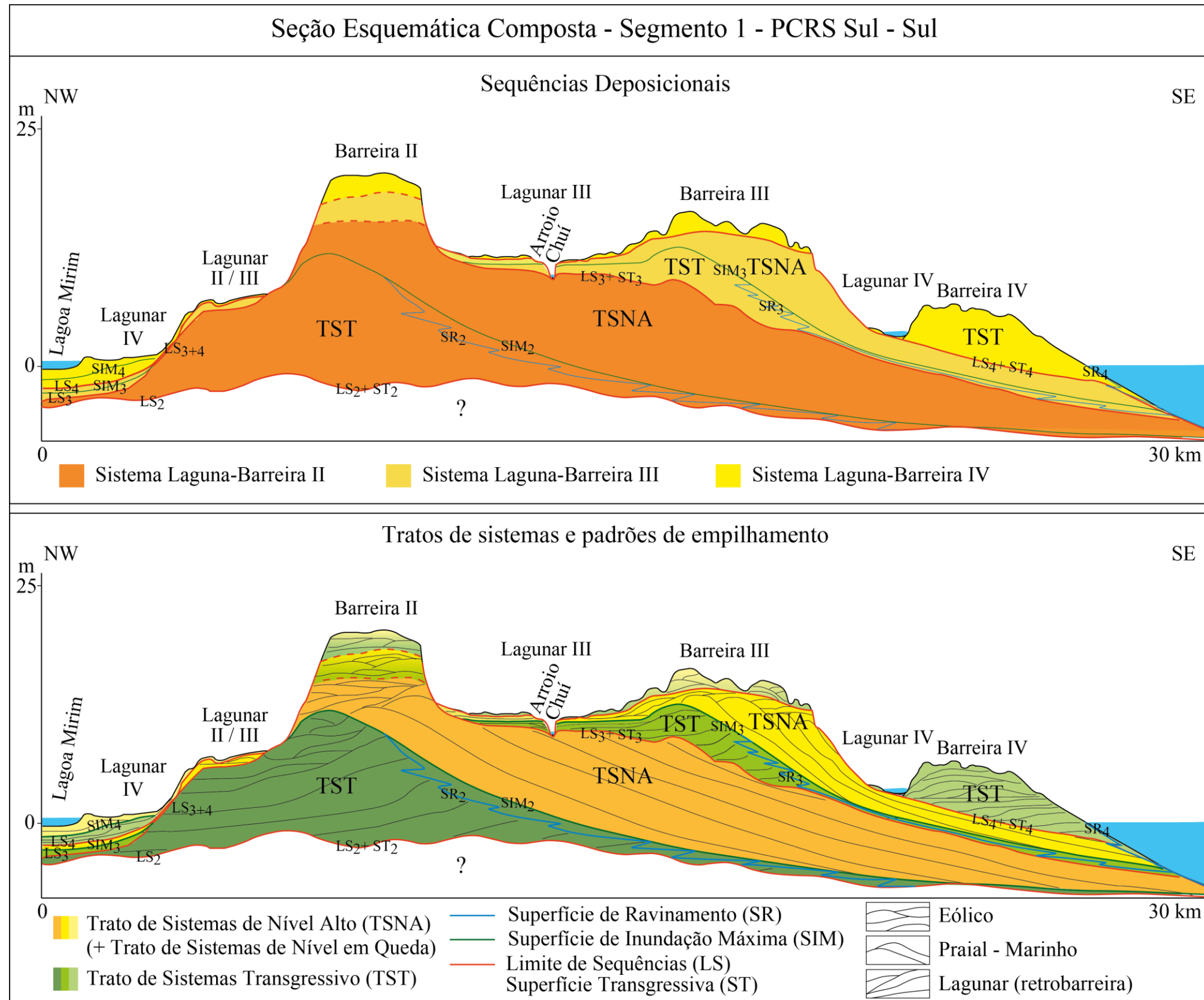
- 
- VILLWOCK, J.A. & TOMAZELLI, L.J. 1995. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. **Notas Técnicas**. CECO, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, n.8, 45p.
- WALKER, J.D. & GEISSMAN, J.W. 2009. **Geologic time scale**. Geological Society of America. doi: 10.1130/2009.CTS004R2C. Disponível em: <http://www.geosociety.org/science/timescale/timescl.pdf>. Acesso em abril de 2010.
- WEBB, P.N. & HARWOOD, D.M. 1991. Late Cenozoic glacial history of the Ross embayment, Antarctica. **Quaternary Sciences Reviews**, 10:215-223.
- WESCHENFELDER, J. 2005. **Processos sedimentares e variação do nível do mar na região costeira do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre. 141p., Tese de Doutorado em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- WHITE, I.C. 1908. **Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil**. Rio de Janeiro, DNPM, Ed. Fac-similar, 2 v, 617p.
- WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.ST.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. 1988. **Sea-level changes: an integrated approach**. SEPM Special Publication, Tulsa, 42, 407p.
- WILLIAMS, 1988. Evidence for and against sea-level changes from the stable isotopic record of the Cenozoic. In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.ST.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (eds). **Sea-level changes: an integrated approach**. SEPM Special Publication, 42:31-36
- WINGUTH C.; WONG, H.K.; PANIN, N.; DINU, C.; GEORGESCU, P. & UNGUREANU, G. 1996. **Upper quaternary sea level changes in the northwestern black sea: preliminary results**.
- WRIGHT, J.D. & MILLER, K.G. 1992. Miocene stable isotope stratigraphy, site 747, Kerguelen plateau. **Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results**, 120.
- YILMAZ, Ö. 1987. **Seismic data processing**. Investigations in Geophysics, 2. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, 526p.
- ZALOTI Jr., O.D.; FREITAS, C.C.; SANT'ANNA, S.J.S. & ANDRADE, R.A.M. 2007. Avaliação do modelo digital do terreno extraído de dados do SRTM – uma abordagem baseada na declividade, aspecto e uso/cobertura do solo. In: XXIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis. **Anais...** São José dos Campos: INPE, p.5043-5050.
- ZENKOVITCH, V.P. 1959. On the genesis of the cusped spits along lagoon shores. **Journal of Geology**, 67(3):269-277.
- ZOMER, S.L.C. 1998. **Uso de recobrimentos aerofotográficos verticais no estudo das alterações sobre a faixa de dunas frontais do litoral norte do RS**. Porto Alegre. 133p., Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
-

---

# **ANEXOS**

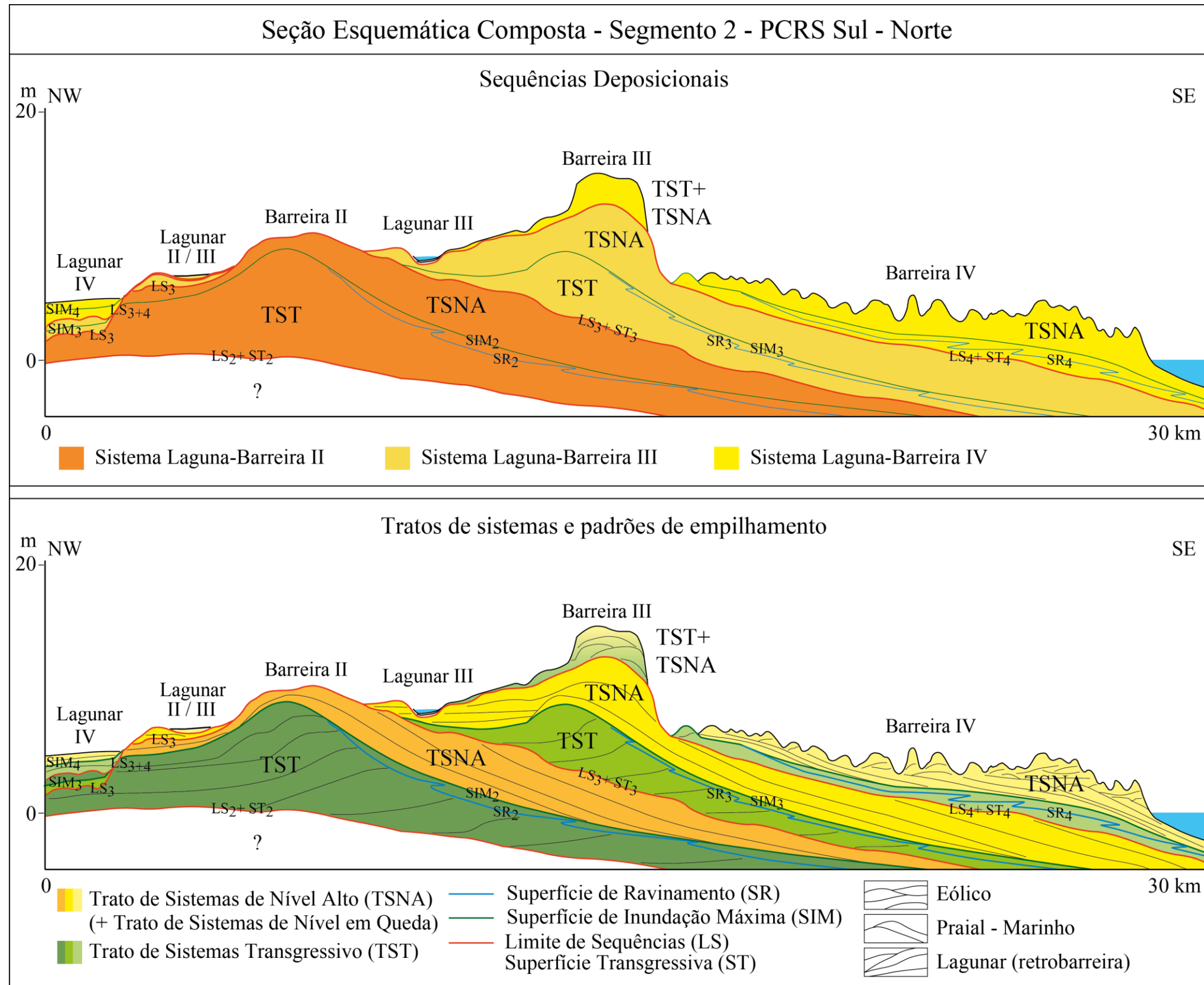
---

ANEXO 1 - Seção esquemática composta do Segmento 01, correspondente a Figura 92 (EV ≈ 250x).

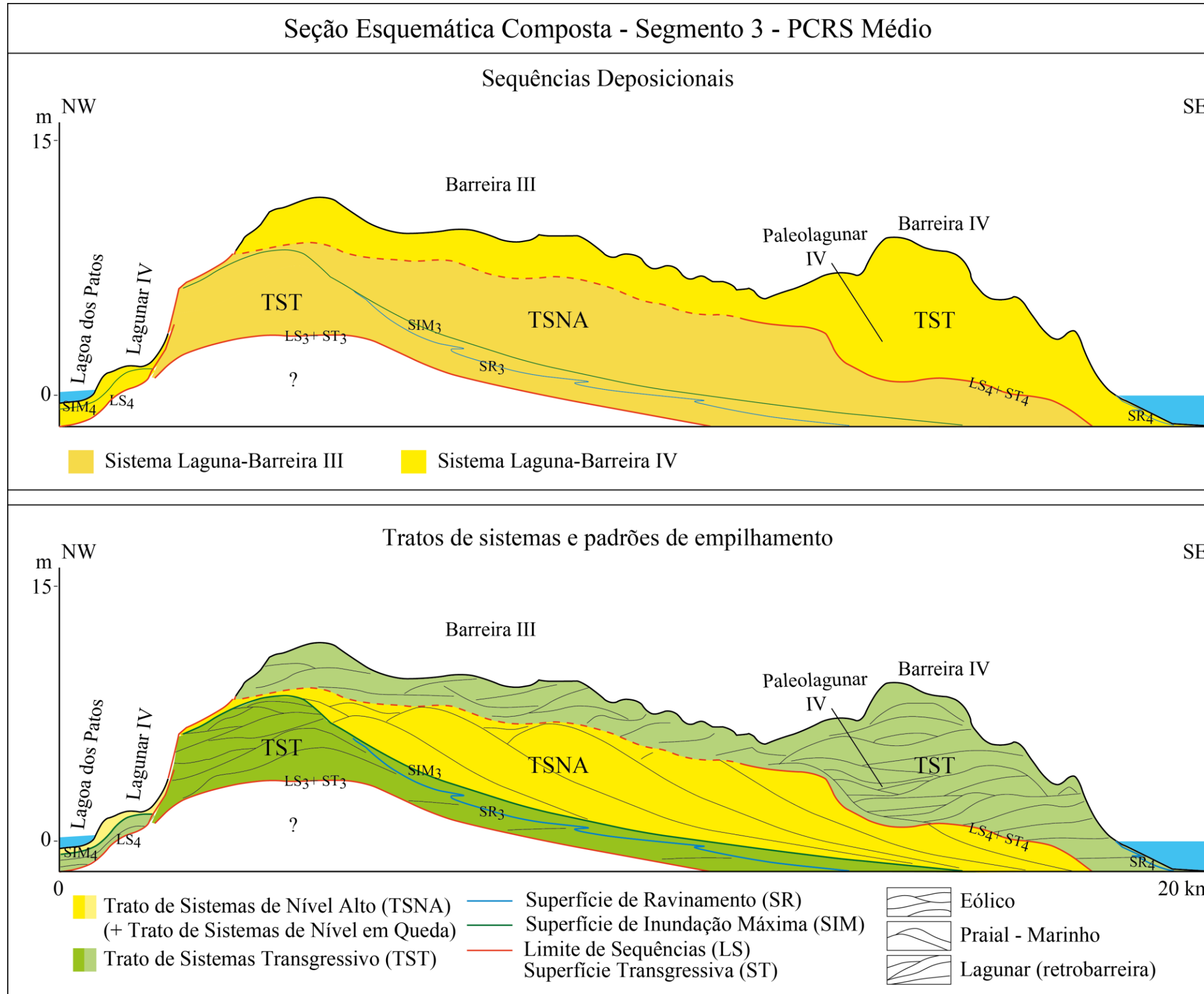




ANEXO 2 - Seção esquemática composta do Segmento 02, correspondente a Figura 97 (EV ≈ 170x).



ANEXO 3 - Seção esquemática composta do Segmento 03, correspondente a Figura 101 (EV ≈ 300x).



ANEXO 4 - Seção esquemática composta do Segmento 04, correspondente a Figura 107 (EV ≈ 170x).

