

Celso Voos Vieira

**EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DO  
EXTREMO NORTE DA ILHA DE SÃO FRANCISCO DO SUL, SANTA  
CATARINA, BRASIL**

Tese submetido ao Programa de  
Pós-graduação em Geografia da  
Universidade Federal de Santa  
Catarina para a obtenção do Grau  
de Doutor em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Norberto  
Olmiro Horn Filho.

Coorientador: Prof. Dr. Eduardo  
Guimarães Barboza.

Florianópolis/SC  
2015

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

Vieira, Celso Voos

Evolução paleogeográfica da planície costeira do extremo norte da ilha de São Francisco do Sul, Santa Catarina, Brasil / Celso Voos Vieira; orientador, Norberto Olmiro Horn Filho; coorientador, Eduardo Guimarães Barboza. - Florianópolis, SC, 2015.

322 p.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas. Programa de Pós-Graduação em Geografia.

Inclui referências

1. Geografia. 2. Georradar. 3. Geologia costeira. 4. Paleogeografia. 5. Estratigrafia. I. Olmiro Horn Filho, Norberto. II. Guimarães Barboza, Eduardo. III. Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós-Graduação em Geografia. IV. Título.

Celso Voos Vieira

**EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DO  
EXTREMO NORTE DA ILHA DE SÃO FRANCISCO DO SUL, SANTA  
CATARINA, BRASIL**

Esta Tese foi julgada adequada para obtenção do Título de “Doutor”  
e aprovada em sua forma final pelo Programa de Pós-graduação em  
Geografia.

Florianópolis, 12 de novembro de 2015.

---

Prof. Dr. Aloysio Marthins de Araújo Junior  
Coordenador do Curso

**Banca Examinadora:**

---

Prof. Dr. Norberto Olmiro Horn  
Filho  
Orientador  
Universidade Federal de Santa  
Catarina

---

Prof. Dr. George Caminha Maciel  
Filho  
Universidade Federal de Santa  
Catarina

---

Prof. Dr. Marivaldo dos Santos  
Nascimento  
Universidade Federal de Santa  
Catarina

---

Prof. Dr. Felipe Caron  
Universidade Federal do Pampa

---

Prof. Dr. Fabiano Antônio de  
Oliveira  
Universidade Federal do Paraná

---

Prof. Dr. Guilherme Borges  
Fernandez  
Universidade Federal  
Fluminense



*“A ciência serve para nos dar uma ideia de quão extensa é a nossa ignorância”.* Félicité Robert de Lamennais.



## AGRADECIMENTOS

Inicialmente gostaria de agradecer ao meu orientador Professor Doutor Norberto Olmiro Horn Filho, por ter me instruído e me orientado desde o Mestrado até a presente pesquisa de Doutorado. Todas as conversas, orientações, discussões sempre me motivaram a ser um pesquisador melhor. Ressalto ainda, o apoio nas inúmeras leituras e correções da tese, assim como nos trabalhos de campo.

Deixo aqui também, um profundo agradecimento ao meu coorientador, Professor Doutor Eduardo Guimarães Barboza, por ter me aceito como orientando e, principalmente, pelas sinceras conversas sobre a vida e também sobre a Estratigrafia e a Geofísica.

Novamente ressalto, os mais sinceros agradecimentos aos meus orientadores e, sobretudo amigos, onde a cada momento de convívio pude tê-los como inspiração para a minha vida acadêmica, profissional e pessoal.

Agradecimentos especiais aos meus irmãos e amigos André, Alexandre, Dennis, Matheus e Galdino, por tudo que passamos juntos. Essa tese não poderia ser desenvolvida sem a ajuda incondicional de vocês em todos os trabalhos de campo. Muito obrigado, de coração, vocês mais do que ninguém sabem e participaram das minhas agonias, dificuldades e alegrias, nesta fase da minha vida pessoal e acadêmica.

Igualmente essenciais nesta fase da tese foram os Rodrigues da empresa Asteka Ambiental, Rodrigo Dippe, Rodrigo Rosa e Rodrigo Sgrott. O apoio incondicional dado ao desenvolvimento da pesquisa, durante os campos, aulas e da parte escrita foram fundamentais para a realização deste sonho. Ressalto ainda o apoio financeiro e moral em todas as demais dificuldades. É tranquilizante saber que posso confiar e contar com vocês.

Agradeço à Universidade da Região de Joinville – UNIVILLE, pela à ajuda de custo recebida durante o desenvolvimento da pesquisa e pela oportunidade de ministrar as aulas na graduação.

Agradeço aos meus pais, irmãos e a toda a minha família por toda a educação, apoio, amor e confiança sempre depositados em mim.

Agradeço especialmente a minha amada esposa Caroline, o amor da minha vida. Com certeza a pessoa que tornou o meu caminho mais feliz e repleto de alegrias diárias. É incrível como o

seu lindo sorriso ilumina o meu dia. Ao seu lado, os dias deixaram de ser cinzas e pude conhecer o amor em sua forma mais simples e pura.



## RESUMO

A presente pesquisa foi desenvolvida no extremo norte da ilha de São Francisco do Sul em função da peculiaridade morfológica do depósito marinho costeiro pleistocênico e pela inter-relação com os demais ambientes deposicionais adjacentes de idade holocênica. A pesquisa foi pautada nas hipóteses de enquadramento da referida feição deposicional como um tómbolo, assim como na verificação da faixa de idade associada ao Pleistoceno superior. Foi verificado ainda se os processos dominantes na gênese do tómbolo possuíam similaridade aos processos visualizados atualmente nas áreas adjacentes. Por fim, foi analisada a influência da feição em estudo no desenvolvimento dos ambientes recentes adjacentes, inclusive na definição dos processos hoje atuantes. Nesse sentido foi realizado o mapeamento geológico superficial das unidades geológicas da área de estudo, com o emprego de geotecnologias e análise geofísica com o emprego de Georradar (GPR). A aquisição de idades absolutas pelo método LOE ocorreu com o emprego de testemunhos que também serviram para o diagnóstico da composição dos depósitos. As interpretações realizadas permitiram confeccionar um mapa geológico costeiro detalhado com a descrição morfológica de superfície das unidades geológicas. Os resultados das interpretações dos radargramas do Georradar mostraram-se fundamentais no entendimento das relações cronoestratigráficas e de formação dos sistemas deposicionais. As análises indicaram com clareza o desenvolvimento de sucessivos esporões, com sentido geral de crescimento de sul para norte. Outrossim, pôde-se constatar frequentes inversões de direção, possivelmente condicionadas por mudanças no padrão de ondulação e influência de correntes e canais de maré, na fase de deslocamento da foz da baía da Babitonga para norte. Observou-se ainda alterações pós-deposicionais, em função de estabelecimento de um sistema eólico no topo do depósito, que ocasionou o retrabalhamento dos sedimentos previamente depositados. O depósito marinho costeiro da barreira pleistocênica possui desenvolvimento associado ao Estágio Isotópico Marinho 5e (120 Ka AP) e a formação do depósito eólico, que ocasionou o retrabalhamento do depósito marinho costeiro pleistocênico, ocorreu em nível relativo do mar abaixo do atual, no Estágio Isotópico Marinho 3 e 2. Os demais depósitos marinhos costeiros que compõem à área de estudo possuem desenvolvimento no

Holoceno, com grande influência da barreira pleistocênica no desenvolvimento dos processos dominantes. Por fim foram estabelecidos cinco estágios paleogeográficos que ilustram o processo de formação dos sistemas deposicionais do norte da ilha de São Francisco do Sul.

**Palavras-chave:** Geologia costeira. Paleogeografia. São Francisco do Sul.

## **ABSTRACT**

This study was developed at the north end of the island of Sao Francisco do Sul due to the morphological peculiarities of the Pleistocene coastal marine deposit and the interrelationship with other adjacent depositional environments of Holocene age. The research was based on the underlying assumptions of the referenced depositional feature as a tombolo, as well as in the verification of the age range associated with the Late Pleistocene. It was also verified that the dominant processes in the genesis of the tombolo had similarity to the processes currently seen in the adjacent areas. Finally, the influence of the feature under study was examined in the development of newer adjacent environments, including on the definition of the active processes today. In this regard, geological surface mapping of geological units in the study area was carried out with the use of geotechnology and geophysics analysis with the use of GPR. The acquisition of absolute ages using the LOE method took place with the use of evidence that also served for the diagnosis of the composition of the deposits. The interpretations made allowed for the construction of a detailed coastal geological map with the morphological description of the surface of the geological units. The results of the interpretations by the GPR radargrams proved to be fundamental in understanding the chronostratigraphic relations and formation of depositional systems. The analyses clearly indicate the development of successive spits, with general south to north growth. Moreover, frequent direction reversals could be seen, possibly conditioned by changes in the wave pattern and influence of currents and tidal channels in the displacement phase of the outfall of the Babitonga Bay to the north. Post-depositional changes were also observed due to the establishment of a wind system on top of the deposit, which caused the reworking of previously deposited sediments. The coastal marine deposit of the Pleistocene barrier has development associated with Marine Isotopic Stage 5e (120 ka AP) and the formation of the wind deposit, which caused the reworking of the coastal marine Pleistocene deposit, which took place at a relative sea level below the current level, in Marine Isotopic Stage 3 and 2. The other coastal marine deposits that make up the study area had development in the Holocene, with great influence from the Pleistocene barrier on the development of the dominant processes.

Finally, five paleogeographic stages were established that illustrate the formation process of the depositional systems in the north of the island of Sao Francisco do Sul.

**Key-words:** Coastal geology. Paleogeography. São Francisco do Sul.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Tabela global de correlação cronoestratigráfica do Quaternário.....	38
Figura 2 - Constante dielétrica ( $\epsilon_r$ ) e condutividade elétrica ( $\sigma_0$ ) observadas em materiais comuns para as frequências utilizadas no Georradar.....	43
Figura 3 - Curvas de profundidade em função da condutividade elétrica para distintos valores de permissividade dielétrica. ....	44
Figura 4 - Esquema de funcionamento do Georradar com os principais componentes configuração dos refletores de subsuperfície. ....	46
Figura 5 - Pulsos de ondas entre o transmissor e o receptor e os caminhos preferenciais.....	47
Figura 6 - Principais arranjos para aquisição de dados de Georradar. ....	48
Figura 7 - Correlação esquemática entre a magnitude das superfícies limitantes, definidas por Miall (1985, 1988 e 1996) e os ciclos da Estratigrafia de Sequência, exibidos na mesma escala de tempo.....	51
Figura 8 - Mapa de localização do município de São Francisco do Sul. ....	56
Figura 9 – Localização da área de estudo e da área de entorno.....	58
Figura 10 – Detalhe da localização da área de estudo no extremo norte da ilha de São Francisco do Sul, com destaque para a hipsometria. ....	59
Figura 11 – Principais toponímias da área de estudo. ....	60
Figura 12 – Classificação climática de Köppen, com destaque para ilha de São Francisco do Sul.....	61
Figura 13 – Geologia do Estado de Santa Catarina, com destaque para à área de estudo.....	63
Figura 14 – Compartimentação da província costeira de Santa Catarina, com destaque para o setor I.....	64
Figura 15 – Mapa de sedimentos superficiais da plataforma continental de Santa Catarina, com destaque para a região da área de estudo.....	66
Figura 16 – Mapa textural dos sedimentos superficiais de fundo da baía da Babitonga. ....	67
Figura 17 – Setorização da baía da Babitonga com base nos aspectos hidrodinâmicos evidenciados pelos sedimentos de fundo. ....	68

Figura 18 - Mapa geológico produzido pelo IBGE (2002a), escala 1:100.000.....	72
Figura 19 - Mapa geológico costeiro produzido por Martin <i>et al.</i> (1988), escala 1:200.000.....	73
Figura 20 - Mapa geológico costeiro produzido por Horn Filho (1997), escala aproximada 1:350.000.....	75
Figura 21 - Mapa geológico costeiro produzido por Possamai <i>et al.</i> (2010), escala aproximada 1:50.000.....	76
Figura 22 - Mapa geológico costeiro produzido por Anjos (2010), escala aproximada 1:50.000.....	77
Figura 23 - Perfil representativo do radargrama na localidade da praia do Ervino.....	79
Figura 24 - Secção geológica Leste-Oeste ao sul da barreira holocênica, na localidade da Praia do Ervino.....	80
Figura 25 - Destaque para as principais falhas que controlam a compartimentação geomorfológica regional.....	83
Figura 26 - Mapa geomorfológico do IBGE (2004), em escala 1:250.000.....	85
Figura 27 - Mapa geomorfológico do IBGE (2002b), em escala 1:100.000.....	86
Figura 28 - Mapa geomorfológico de Oliveira & Vieira (2008), em escala 1:50.000.....	87
Figura 29 - Cobertura das restituições aerofotogramétricas utilizadas na pesquisa, com destaque para à área de estudo.....	97
Figura 30 - Ilustração das aerofotos e ortofotos utilizadas na pesquisa, com destaque para à área de estudo.....	98
Figura 31 - Organograma esquemático da taxonomia utilizada no mapeamento geológico.....	104
Figura 32 - Localização dos pontos de sondagens à percussão e sondagens SPT.....	111
Figura 33 - Exemplo de sondagem à percussão manual.....	112
Figura 34 - Exemplo de sondagem à percussão manual.....	112
Figura 35 - Identificação das sondagens à percussão e das coletas para granulometria e datação por <i>LOE</i> .....	113
Figura 36 - Descritivo dos estados de compacidade e consistência do solo.....	115
Figura 37 - Procedimento de abertura dos tubos de alumínio empregados nas sondagens à percussão manual.....	115
Figura 38 - Localização das amostras para datação por <i>LOE</i> .....	120

Figura 39 - Exemplo de curva de calibração obtida através do protocolo SAR. ....	123
Figura 40 - Esquema de funcionamento dos equipamentos utilizados para a obtenção das coordenadas geográficas das seções de Georradar.....	126
Figura 41 - Localização das linhas de aquisição de dados de Georradar na área de estudo.....	128
Figura 42 - Configuração dos equipamentos para aquisição de dados do Georradar. ....	129
Figura 43 - Valores adotados no filtro de frequência trapezoidal. ....	131
Figura 44 - Principais etapas de processamento dos dados de radar e resultados associados. ....	132
Figura 45 - Terminologia para definição da geometria das reflexões de radar.....	134
Figura 46 - Representação esquemática das terminações de refletores e suas correlações possíveis relacionadas às variações do nível do mar e de seus processos sedimentares resultantes.....	134
Figura 47 - Terminologia da configuração interna dos refletores, caracterizando a radarfácies. ....	136
Figura 48 - Mapa hipsométrico da ilha de São Francisco do Sul... ..	138
Figura 49 - Mapa hipsométrico da área de estudo, no norte da ilha de São Francisco do Sul.....	140
Figura 50 - Perfis topográficos transversais à área de estudo, sentido oeste-leste. ....	141
Figura 51 - Perfil topográfico longitudinal à área de estudo, sentido sul-norte, com seta indicando a tendência de diminuição altimétrica. ....	142
Figura 52 - Mapa clinográfico da ilha de São Francisco do Sul.....	144
Figura 53 - Mapa clinográfico da área de estudo.....	146
Figura 54 - Mapa geológico da ilha de São Francisco do Sul e áreas adjacentes.....	149
Figura 55 - Mapa geológico costeiro da área de estudo.....	152
Figura 56 - Mapa com as zonas de cisalhamento que delimitam a situam o Complexo Paranaguá no contexto tectônico do Sul-Sudeste do Brasil.....	154
Figura 57 - Mapa geológico do Complexo Paranaguá, com destaque para à área de estudo.....	155
Figura 58 - Foto da composição das rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo São Francisco do Sul, com destaque para os enclaves máficos.....	156

Figura 59 – Foto da composição das rochas gnássicas e gnáissico-migmatíticas do Complexo São Francisco do Sul.....	157
Figura 60 – Foto do costão rochoso situado entre as praias de Itaguaçu e Ubatuba, na área de estudo.....	158
Figura 61 – Foto do costão rochoso situado no morro João Dias, com destaque para as dobras nos migmatitos.....	159
Figura 62 – Característica típica dos costões rochosos, com declividades acentuadas e plataformas de erosão marinha. ....	159
Figura 63 – Foto de elúvio originado das rochas gnáissicas do Complexo São Francisco do Sul na área de estudo. ....	160
Figura 64 – Queda de detritos com a formação de depósitos clásticos (tálus) retrabalhados pela ação marinha. ....	163
Figura 65 – Ocorrência de nascentes e cursos d’água de primeira ordem indicando incipiente processo fluvial. ....	164
Figura 66 – Contato abrupto na forma de terraço entre o Depósito Marinho Praial pleistocênico e o Depósito Lagunar holocênico. ....	167
Figura 67 – Perfil topográfico, com destaque para o Depósito Marinho Praial pleistocênico e a relação de contato com os demais depósitos. ....	168
Figura 68 – Cursos d’água carreando sedimentos enriquecidos por óxido de ferro do Depósito Marinho Praial pleistocênico para à praia de Itaguaçu. ....	168
Figura 69 – Identificação de incipientes cristas praias na praia de Itaguaçu e a evolução da interferência antrópica.....	170
Figura 70 – Linhas de acreção associada ao desenvolvimento de esporões arenosos ao longo das praias do Forte e do Capri.....	172
Figura 71 – Vista geral da praia do Capri, com o desenvolvimento de esporão arenoso e o isolamento da laguna na retrobarreira. ....	173
Figura 72 – Localização das praias ao longo da área de estudo.....	174
Figura 73 – Processos sedimentares predominantes e regime de transporte associados, nos diferentes setores de tendência granulométrica da praia de Itaguaçu.....	175
Figura 74 – Taxas de transporte sedimentar médio e balanço sedimentar longitudinal, com destaque para a praia de Itaguaçu. ....	176
Figura 75 – Foto ilustrando escarpa erosiva e terraço de baixa-mar na praia do Capri.....	177
Figura 76 – Corte em estrada em Depósito Lagunar com estratificação plano-paralela e ondulada, com mergulho para oeste, sobreposto ao Depósito Marinho Praial pleistocênico e recoberto por Depósito Eólico. ....	179



Figura 77 – Afloramento em corte de estrada evidenciando a composição do Depósito Lagunar nas áreas mais próximas à baía da Babitonga, em contato com os depósitos paludiais estuarinos.....	180
Figura 78 – Contato entre o Depósito Lagunar holocênico, Depósito Marinho Praiaal pleistocênico e as rochas do embasamento cristalino. ....	181
Figura 79 – Morfologia típica do Depósito Lagunar na área de estudo. ....	181
Figura 80 – Ocorrência do Depósito Paludial Lagunar situado na retrobarreira dos esporões arenosos, ao longo da praia do Capri.	183
Figura 81 – Foto aérea oblíqua ilustrando as principais feições na praia do Capri.....	183
Figura 82 – Foto aérea oblíqua ilustrando a morfologia típica das lagunas e esporão arenoso na praia do Capri. ....	184
Figura 83 – Ocorrência do Depósito Paludial Estuarino situados à oeste da área de estudo, sob influência direta da baía da Babitonga. ....	185
Figura 84 – Morfologia típica das planícies de maré estuarinas na área de estudo.....	186
Figura 85 – Setorização da área de estudo.....	188
Figura 86 – Localização das linhas de Georradar interpretadas. ..	192
Figura 87 – Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido sul-norte, PSFS-13, trecho 1. ....	193
Figura 88 – Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido sul-norte, PSFS-13, trecho 2. ....	194
Figura 89 – Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido sul-norte, PSFS-10. ....	195
Figura 90 – Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido sul-norte, PSFS-11, trecho 1. ....	196
Figura 91 – Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido sul-norte, PSFS-11, trecho 2. ....	197
Figura 92 – Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido oeste-leste, PSFS-3. ....	202
Figura 93 – Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido oeste-leste, PSFS-7. ....	203
Figura 94 – Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido oeste-leste, PSFS-9. ....	204
Figura 95 – Associação de radarfácies identificadas na área de estudo com o zoneamento esquemático de ambiente marinho raso dominado por onda e influenciado por maré.....	211

Figura 96 – Imagens de satélite da praia do Forte com destaque para as zonas morfológicas de ambientes marinhos rasos dominados por ondas e influenciados por maré.....	214
Figura 97 – Imagens de satélite da praia do Capri com destaque para as zonas morfológicas de ambientes marinhos rasos dominados por ondas e influenciados por maré.....	215
Figura 98 – Sondagem à percussão manual, PSFS 01.....	219
Figura 99 – Sondagem à percussão manual, PSFS 03.....	220
Figura 100 – Sondagem à percussão manual, PSFS 04.....	221
Figura 101 – Sondagem pelo método SPT, sondagem SPT-01.....	223
Figura 102 – Sondagem pelo método SPT, sondagem SPT-02.....	224
Figura 103 – Sondagem pelo método SPT, sondagem SPT-04.....	225
Figura 104 – Interpretação das sondagens SPT.....	226
Figura 105 – Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido sul-norte, PSFS-11, trecho 2. ....	227
Figura 106 – Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido oeste-leste, PSFS-03, trecho 3. ....	228
Figura 107 – Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido oeste-leste, PSFS-07, trecho 2. ....	229
Figura 108 – Perfil topogeológico com base na interpretação de radarfácies e sondagens. ....	230
Figura 109 – Dispersão das doses acumuladas (Gy) para as amostras coletadas.....	233
Figura 110 – Correlação entre o coeficiente de variação doses acumuladas de radiação ionizante (Gy) e a idade média (AP).....	234
Figura 111 – Correlação entre a idade média (AP) e o desvio-padrão das idades obtidas.....	235
Figura 112 – Relação entre a faixa de idade em anos (AP) das amostras e o sistema deposicional associado.....	236
Figura 113 – Faixas de idades das datações LOE e radarfácies sobre a curva de variação do NRM de Hobbs <i>et al.</i> (1998). ....	238
Figura 114 – Proposta de curva de variação do NRM de Rabineau <i>et al.</i> (2006).....	239
Figura 115 - Posicionamento dos sistemas deposicionais sobre curva de variação do NRM de Rabineau <i>et al.</i> (2006).....	240
Figura 116 – Modelo de evolução paleogeográfica, estágio 1.....	250
Figura 117 – Modelo de evolução paleogeográfica, estágio 2 fase inicial.....	252
Figura 118 – Modelo de evolução paleogeográfica, estágio 2 fase intermediária.....	254

Figura 119 – Modelo de evolução paleogeográfica, estágio 2 fase final.....	256
Figura 120 – Modelo de evolução paleogeográfica, estágio 3 fase final.....	258
Figura 121 – Modelo de evolução paleogeográfica, estágio 4 fase inicial.....	260
Figura 122 – Modelo de evolução paleogeográfica, estágio 4 fase intermediária.....	262
Figura 123 – Modelo de evolução paleogeográfica, estágio 4 fase intermediária.....	264
Figura 124 – Modelo de evolução paleogeográfica, estágio 4 fase intermediária.....	266
Figura 125 – Modelo de evolução paleogeográfica, estágio 5.....	267



## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Parâmetros de reflexão sísmica usada em sismoestratigrafia e significados geológicos associados.....	52
Tabela 2 - Altura das ondas na arrebentação ( $H_b$ ) em função de distintos cenários de ondulação. ....	92
Tabela 3 - Valores médios dos parâmetros estatísticos granulométricos para a praia de Itaguaçú.....	93
Tabela 4 - Restituições aerofotogramétricas utilizadas na pesquisa. ....	96
Tabela 5 - Modelos digitais do terreno (MDT) utilizados na pesquisa.....	96
Tabela 6 - Aerofotos, ortofotos e imagens de satélite utilizadas na pesquisa.....	97
Tabela 7 - Padrão de exatidão cartográfica (PEC) dos dados de base utilizados.....	100
Tabela 8 - Correlação entre o índice de resistência normalizado, densidade relativa e compactidade para areias. Fonte: Skempton (1986).....	117
Tabela 9 - Influências identificadas como típicas nos resultados de datação por LOE.....	119
Tabela 10 - Coordenadas planas das datações por LOE, com a identificação da profundidade, altitude dos pontos de coleta. ....	121
Tabela 11 - Classes de altimetria na ilha de São Francisco do Sul.	137
Tabela 12 - Classes de altimetria no norte da ilha de São Francisco do Sul. ....	139
Tabela 13 - Classes de clinografia na ilha de São Francisco do Sul. ....	143
Tabela 14 - Classes de clinografia na área de estudo.....	145
Tabela 15 - Descrição das unidades geológicas com ocorrência na ilha de São Francisco do Sul.....	148
Tabela 16 - Descrição das unidades geológicas com ocorrência na área de estudo.....	151
Tabela 17 - Depósitos associados ao sistema deposicional, área e porcentagem de ocorrência na área de estudo. ....	161
Tabela 18 - Agrupamento de radarfácies e ambientes deposicionais associados.....	210
Tabela 19 - Resultados das datações por LOE para os depósitos pleistocênicos situados na área de estudo. ....	232

Tabela 20 – Estatística descritiva para análise das variações das doses anuais (Gy) das idades obtidos por LOE.....232

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	27
1.1 JUSTIFICATIVA, PROBLEMA E HIPÓTESES .....	30
1.2 OBJETIVOS.....	33
1.2.1 OBJETIVO GERAL .....	33
1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	33
2 REFERENCIAL TEÓRICO .....	35
2.1 PERÍODO QUATERNÁRIO .....	37
2.2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA NO EMPREGO DO GEORRADAR ... .....	40
2.2.1 CONDUTIVIDADE ELÉTRICA.....	40
2.2.2 PERMISSIVIDADE DIELÉTRICA.....	41
2.2.3 PERMEABILIDADE MAGNÉTICA.....	42
2.3 ANÁLISE DE DADOS DE GEORRADAR FUNDAMENTADO NA APLICAÇÃO DE CONCEITOS SISMOESTRATIGRÁFICOS .....	45
2.4 EMPREGO DE DADOS DE GEORRADAR E LIMITAÇÕES DO MÉTODO.....	49
3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	55
3.1 MUNICÍPIO DE SÃO FRANCISCO DO SUL.....	55
3.2 DELIMITAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	57
3.3 CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA.....	61
3.1 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA.....	63
3.1.1 MAPEAMENTOS GEOLÓGICOS DA ÁREA DE ESTUDO .....	70
3.2 CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO .....	81
3.3 CARACTERIZAÇÃO OCEANOGRÁFICA.....	88
3.3.1 MARÉS .....	89
3.3.2 CORRENTES.....	90
3.3.3 REGIME DE ONDAS, MORFODINÂMICA PRAIAL E BALANÇO SEDIMENTAR .....	91
4 MATERIAIS E MÉTODOS .....	95
4.1 AQUISIÇÃO E ORGANIZAÇÃO DOS PRODUTOS CARTOGRÁFICOS.....	95
4.2 METODOLOGIA DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO .....	101
4.2.1 MAPEAMENTO GEOLÓGICO.....	101
4.2.1.1 SISTEMA.....	103
4.2.1.2 UNIDADE GENÉTICA.....	105
4.2.1.3 CRONOLOGIA .....	106
4.2.1.4 UNIDADE GEOLÓGICA.....	106
4.2.1.5 FEIÇÕES LINEARES .....	108

4.3	AQUISIÇÃO DE DADOS EM SUBSUPERFÍCIE .....	109
4.3.1	OBTENÇÃO DOS TESTEMUNHOS.....	110
4.3.2	<i>STANDARD PENETRATION TEST</i> - SPT.....	114
4.3.3	PROCEDIMENTO DE ABERTURA DOS TESTEMUNHOS.....	115
4.4	ANÁLISES LABORATORIAIS.....	116
4.4.1	DETERMINAÇÃO DA GRANULOMETRIA .....	116
4.4.1	DATAÇÃO ABSOLUTA .....	117
4.5	AQUISIÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS .....	124
4.5.1	SISTEMA DE POSICIONAMENTO .....	124
4.5.2	GEORRADAR.....	127
4.6	METODOLOGIA DE INTERPRETAÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS... .....	133
5	MAPEAMENTO GEOLÓGICO COM ÊNFASE NOS DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS COSTEIROS.....	137
5.1	CARACTERIZAÇÃO MORFOMÉTRICA.....	137
5.1.1	ALTIMETRIA.....	137
5.1.2	CLINOGRAFIA.....	142
5.2	MAPEAMENTO GEOLÓGICO COSTEIRO DA ILHA DE SÃO FRANCISCO DO SUL .....	147
5.3	MAPEAMENTO GEOLÓGICO COSTEIRO DA ÁREA DE ESTUDO ... .....	150
5.3.1	SISTEMA CRISTALINO.....	153
5.3.2	SISTEMA DEPOSICIONAL.....	161
5.3.2.1	UNIDADE GENÉTICA CONTINENTAL/GRAVITACIONAL.....	162
5.3.2.1.1	DEPÓSITO COLÚVIO-ALUVIONAR.....	162
5.3.2.2	UNIDADE GENÉTICA MARINHO COSTEIRA .....	165
5.3.2.2.1	DEPÓSITO MARINHO PRAIAL .....	165
5.3.2.2.1.1	PLEISTOCENO SUPERIOR.....	165
5.3.2.2.1.2	HOLOCENO .....	169
5.3.2.2.1.3	RECENTE .....	173
5.3.2.3	UNIDADE GENÉTICA LAGUNAR .....	178
5.3.2.3.1	DEPÓSITO LAGUNAR.....	178
5.3.2.3.1.1	HOLOCENO .....	178
5.3.2.3.2	DEPÓSITO PALUDIAL LAGUNAR.....	182
5.3.2.3.2.1	HOLOCENO .....	182
5.3.2.4	UNIDADE GENÉTICA ESTUARINO.....	184
5.3.2.4.1	DEPÓSITO PALUDIAL ESTUARINO.....	184
5.3.2.4.1.1	HOLOCENO .....	184
5.4	SÍNTESE DO MAPEAMENTO GEOLÓGICO .....	186



6	INTERPRETAÇÃO DE RADARFÁCIES E CORRELACIONAMENTO DE DADOS EM SUBSUPERFÍCIE.....	191
6.1	INTERPRETAÇÃO DAS RADARFÁCIES.....	191
6.2	INTERPRETAÇÃO DAS SONDAGENS E TESTEMUNHOS.....	216
7	DATAÇÃO ABSOLUTA E RELATIVA DOS DEPÓSITOS PLEISTOCÊNICOS COSTEIROS.....	231
7.1	CORRELAÇÃO DAS IDADES ABSOLUTAS COM CURVAS DE VARIAÇÕES EUSTÁTICAS.....	236
7.2	SÍNTESE DOS RESULTADOS DAS DATAÇÕES ABSOLUTAS E CORRELAÇÃO DAS CURVAS DE VARIAÇÃO EUSTÁTICAS.....	243
8	MODELOS DE EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA.....	247
9	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	269
10	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	275
	APÊNDICE A - RADARGRAMAS E INTERPRETAÇÕES DE RADARFÁCIES.....	295
	APÊNDICE B - ANÁLISES GRÁFICAS UTILIZADOS PARA O CÁLCULO DE DISPERSÃO DA DOSES ACUMULADAS (GY) DAS DATAÇÕES POR LOE.....	315



## 1. INTRODUÇÃO

O conhecimento do espaço é o ponto de partida para o desenvolvimento de trabalhos na área das Geociências, destacando-se, a caracterização da estrutura e evolução da paisagem. Neste sentido, a compreensão da origem e evolução das planícies costeiras, deve considerar, sobretudo, a dinâmica dos ambientes de sedimentação relacionada às variações eustáticas do nível relativo do mar e os fenômenos associados à gênese desses ambientes. As regiões costeiras apresentam uma dinâmica muito particular, devido à interação de agentes marinhos e continentais. Entretanto, a sua compreensão somente pode ser atingida pelo conhecimento da sua complexa estrutura e dos seus diversificados estágios evolutivos (SUGUIO, 1999).

Os depósitos quaternários representam importantes estruturas da geomorfologia da planície costeira, principalmente do ponto de vista da geologia e geomorfologia ambiental e histórica. Via de regra, estas áreas em função das características topográficas possibilitaram a intensa ocupação destes ambientes, assim como resguardam importantes dados em subsuperfície que remontam a evolução dos ambientes costeiros durante o Pleistoceno médio e superior e o Holoceno.

Neste sentido a realização de estudos e pesquisas que possam contribuir no mapeamento e identificação dos agentes atuantes na formação dos ambientes costeiros, tornam-se valiosa para o entendimento e o preenchimento de lacunas na evolução costeira. Ressalta-se que grande parte das lacunas de dados costeiros concentra-se em ambientes mais remotos, principalmente associados ao Pleistoceno.

A ausência de dados muito se associa em função da intensa descaracterização dos ambientes, devido a ação de processos distintos a sua formação. Como principais agentes cita-se a oscilação do nível relativo do mar com o estabelecimento de processos erosivos e deposicionais recentes que modificam a morfologia em superfície do objeto em questão.

Apesar de inúmeros estudos já terem sido realizados na planície costeira da região Nordeste do estado de Santa Catarina, sob várias abordagens e escalas e, que muitos deles constituem referência a quaisquer pesquisas dos aspectos geológicos e paleogeográficos (BIGARELLA, 1954; SUGUIO *et al.*, 1985; MARTIN

*et al.*, 1988; HORN FILHO, 1997; SOUZA, 1999, 2005; OLIVEIRA, 2000; VIEIRA, 2008; POSSAMAI *et al.*, 2010; entre outros), persiste ainda, a necessidade de aprofundamento das questões de evolução costeira na região Nordeste catarinense.

Outrossim, observa-se que os estudos relacionados à estrutura e compartimentação dos depósitos quaternários da planície costeira ocorrem somente em escalas médias e pequenas (MARTIN *et al.*, 1988; HORN FILHO, 1997; OLIVEIRA, 2000) e a investigação dos depósitos quaternários em grande escala, associado às relações estratigráficas dos mesmos, permite melhor avaliar, de acordo com Martin *et al.*, (1988), Oliveira (2000), Vieira (2005, 2008), Anjos (2010) e Possamai *et al.* (2010) a gênese dos ambientes que consignaram o estabelecimento de ocupações humanas atuais e pretéritas.

Deve ser destacado o importante avanço na determinação de modelos de curvas de flutuação do nível relativo do mar (NRM) durante o Holoceno para as áreas costeiras dos estados do Paraná (ANGULO *et al.*, 2002) e Santa Catarina (MARTIN *et al.*, 1988; ANGULO *et al.*, 1999; SOUZA *et al.*, 2001). Não obstante, ainda ocorre escassez de informações a respeito das variações do NRM ao longo de tempos pretéritos, sobretudo ao longo do Pleistoceno, bem como dados de idades absolutas (LOE, C<sup>14</sup>) e correlações estratigráficas com outras regiões costeiras do sul do Brasil, como Paraná e Rio Grande do Sul.

Outro aspecto relevante que carece ser incorporado nos mapeamentos geológicos refere-se à utilização de ferramentas de Sistemas de Informações Geográficas (SIG). A utilização de técnicas de SIG auxilia sobremaneira a compreensão da distribuição espacial de fenômenos de deposição, bem como na possibilidade de traduzir os padrões existentes em considerações objetivas e mensuráveis. A análise espacial por meio dos Sistemas de Informações Geográficas permite ainda mensurar as propriedades e relacionamentos dos depósitos, levando em conta a situação espacial do fenômeno em estudo.

Neste contexto, as pesquisas que integram o mapeamento dos depósitos continentais, costeiros e marinhos, estratigrafia, idades absolutas e ferramentas de SIG são importantes instrumentos no fornecimento de dados para a evolução da área de estudo. Destarte, pesquisas envolvendo análises/mapeamentos em escalas maiores revelam-se de importância capital no (re)conhecimento da dinâmica

e evolução geológica, assim como no provimento de subsídios para os planos de ocupação e zoneamentos da orla marítima. Cabe ressaltar ainda a contribuição para o estudo da evolução das ocupações colônias e pré-coloniais, na medida em que o aporte dos dados do meio físico melhor evidencia a íntima relação entre o homem e o meio.

A possibilidade acima expressa, de utilidade dos estudos da paisagem contribuir para o entendimento das relações sociais (atuais e pretéritas) com o meio, reflete um desafio da ciência, não obstante, o maior de todos. Ribeiro (1989) expôs que apesar da paisagem apresentar-se visível e concretamente percebida, a sua compreensão racional não deve restringir-se à mera descrição formal e subjetiva de seus componentes e, muito menos, as simples relações de causa e efeito entre os objetos. Seu estudo pode ser o ponto de partida para o entendimento racional de um processo mais amplo e abrangente, envolvendo a sociedade e a natureza.

O avanço nas pesquisas dos elementos e processos envolvidos na evolução da paisagem, podem e, devem, proporcionar igual progresso no desenvolvimento da interação da ação do homem no meio ao longo do tempo.

O desígnio de integrar a paisagem e as relações sociais configura-se como o desafio dos cientistas da paisagem. O estudo da situação do relevo atual, ou mesmo pretérito, é fruto das relações morfodinâmicas resultantes da consonância entre os fatores intrínsecos, inerentes ao próprio relevo e dos fatores extrínsecos, que criam a possibilidade do uso e ocupação das formas de relevo, enquanto interface das forças antagonicas (CASSETI, 2005).

Como citado anteriormente, inúmeros trabalhos procuraram revelar as relações de causa e efeito associados à morfogênese da paisagem, ponderando os fluxos de matéria e energia no ambiente, especialmente os costeiros. Alguns destes estudos norteiam a presente pesquisa e, sobretudo, causam inspiração, ao possibilitar reflexões sobre os processos envolvidos em um singular ambiente, como os costeiros.

A baía da Babitonga e sobretudo, o norte da ilha de São Francisco do Sul constituem ambientes em contínua transformação. A investigação da evolução e reconstrução destes ambientes necessita grande volume de dados, emprego de recursos tecnológicos, dedicação na coleta de informações em campo e na interpretação em laboratório. As informações e resultados obtidos

representam um momento na evolução da paisagem local, um recorte limitado no tempo e no espaço, onde processos do meio físico e biótico vem de encontro com as atividades antrópicas que sobre eles avançam.

Este trabalho não almeja apresentar resultados estáveis definitivos, mas contribuir para o conhecimento dos processos evolutivos associados aos ambientes costeiros em um determinado período da história geológica.

Apesar do cunho geológico aplicado nesta pesquisa, a mesma representa um estudo geográfico, com a intenção de desvendar a gênese de um recorte espacial e temporal da história evolutiva costeira. Anseia-se que esta pesquisa impulse demais estudos e hipóteses a respeito da evolução da história natural do norte do estado de Santa Catarina.

Diante das argumentações iniciais supracitadas, a presente tese foi estruturada em nove capítulos, de maneira a explanar os problemas e hipóteses que nortearam a confecção dos objetivos e, conseqüentemente, dos aspectos metodológicos para a aquisição de dados e posterior discussão dos resultados. A apresentação e discussão dos resultados da presente pesquisa foi dividida em quatro partes, contemplando o (i) mapeamento geológico e características geomorfológicas dos depósitos superficiais; (ii) mapeamento em subsuperfície com aplicação de técnicas de geofísica e obtenção de testemunhos; (iii) obtenção de idades absolutas para situar a morfogênese espacial no tempo e, por fim, (iv) a reconstrução dos cenários de evolução paleogeográfica.

## **1.1 JUSTIFICATIVA, PROBLEMA E HIPÓTESES**

O presente tese foi iniciada com o intuito de compreender a evolução dos ambientes costeiros pleistocênicos de toda a extensão da ilha de São Francisco do Sul. O objetivo inicialmente delineado foi impulsionado, em grande parte, em virtude do desafio de decifrar a complexidade envolvida nos processos de formação destes ímpares elementos da paisagem.

Todavia, em função da extensão dos ambientes deposicionais da ilha de São Francisco do Sul, aliado ao nível de detalhamento exigido para tal empreitada, optou-se por restringir à área de estudo. Durante a seleção do recorte espacial, questionamentos e direcionamentos foram exercidos, sobretudo, associados aos

possíveis desencadeamentos dos processos pretéritos envolvidos na gênese do ambiente, bem como da relação com as demais formas de relevo que atualmente interdigitam-se com o objeto de estudo.

Neste sentido, optou-se por contribuir cientificamente no detalhamento de um ambiente situado no norte da ilha de São Francisco do Sul, na praia de Itaguaçú. Tal escolha se deu em função da peculiaridade morfológica e da inter-relação com os demais ambientes adjacentes.

O principal objeto de pesquisa existente na área de estudo refere-se a uma feição morfológica que visualmente pode ser reconhecida como um tómbolo, alongado no sentido norte-sul, cujas extremidades encontram-se ancoradas em promontórios rochosos.

Todavia ainda pairam dúvidas a respeito da gênese e faixa de idade de desenvolvimento desta feição. Mapeamentos pretéritos classificaram o ambiente deposicional como formado no Pleistoceno (MARTIN *et al.*, 1988; HORN FILHO, 1997; POSSAMAI *et al.*, 2010; ANJOS, 2010), fundamentado em informações de caráter morfológico, que apenas expressam idades relativas, não absolutas na formação do destacado elemento.

Visto que o espaço é construído processualmente e contém uma estrutura organizada por formas e funções que podem mudar historicamente, a análise espacial deve considerar a interpretação da estrutura, do processo, da forma e função de determinado elemento (SANTOS, 1978). Nesse sentido, apesar da morfologia aparente do objeto em estudo expressar um presumível desenvolvimento de um tómbolo, as estruturas internas inerentes à gênese não foram diagnosticadas até o presente momento. Destaca-se que a morfologia de determinada feição se altera no tempo e assume novas características frente aos demais processos atuantes, de idades mais contemporâneas. É uma concepção histórica e relacional da geografia e do espaço.

Dado que o processo exprime uma ação desempenhada de modo contínuo e pontuado, visando um resultado que fatalmente implica tempo e mudança. Ao ponderarmos a morfologia aparente do objeto em estudo, pode-se inferir certo comportamento dos processos atuantes. Todavia, o diagnóstico igualmente deve considerar alterações nos processos dominantes e secundários ao longo do tempo, que implicam em alteração na forma.

Neste sentido são esperados registros de processos que indiquem intenso transporte longitudinal, visto a morfologia atual

dos elementos que compõem o ambiente adjacente, com a presença de esporões arenosos (*spits*), tómbolos e sistemas laguna-barreiras. Deve ser ressaltado que todos esses elementos possuem gênese associada ao Holoceno, atestados por pesquisas e estudos de Horn Filho (1997), Souza (1999, 2005), Souza *et al.* (2001) e Abreu (2011).

Os depósitos e feições morfológicas adjacentes possuem um recorte temporal distinto ao objeto em estudo. Nesta acepção, apesar da morfologia aparente entre os objetos de idades discrepantes (Holoceno e possivelmente do Pleistoceno), entende-se que as variações do nível relativo do mar, iminentemente promoveram a alteração dos processos dominantes, com o surgimento de novos protagonistas na história geológica ao longo de todo o recorte temporal em estudo.

A rara beleza cênica da baía da Babitonga, assim como das praias do norte da ilha de São Francisco do Sul, compostas por praias expostas e semi-abrigadas, planícies de maré, ilhas compostas de sedimentos e os inúmeros baixios, somente foram concebíveis em função do desenvolvimento da conspícua feição em estudo.

Os ambientes sedimentares recentes, alvos de inúmeros estudos locais e regionais, desenvolveram-se em função da existência e influência (em diversos níveis) do objeto em estudo da presente pesquisa.

Destarte, frente às indagações e problemas supracitados, a presente tese fundamenta-se nas seguintes hipóteses:

- ✓ O objeto de pesquisa possui faixa de idade associada ao Pleistoceno superior;
- ✓ Os processos dominantes associados à gênese do objeto em estudo, possuem similaridades aos processos visualizados atualmente nas áreas adjacentes;
- ✓ A existência da feição em estudo foi decisiva para o desenvolvimento dos ambientes recentes adjacentes, inclusive na definição dos processos hoje atuantes.



## **1.2 OBJETIVOS**

### **1.2.1 Objetivo geral**

Caracterizar, mapear e correlacionar as unidades geológicas dos depósitos quaternários da planície costeira do norte da ilha de São Francisco do Sul, com ênfase a praia de Itaguaçú.

### **1.2.2 Objetivos específicos**

- ✓ Detalhar o mapeamento geológico das unidades deposicionais.
- ✓ Propor uma cronoestratigrafia para os depósitos costeiros.
- ✓ Correlacionar geneticamente as unidades geológicas e associações faciológicas dos depósitos costeiros.
- ✓ Contribuir com o modelo evolutivo para os depósitos costeiros do norte da ilha de São Francisco do Sul e áreas adjacentes.



## 2 REFERENCIAL TEÓRICO

A reconstituição de ambientes durante o Quaternário está pautada no entendimento dos fenômenos naturais ocorridos no passado com o (re)conhecimento dos processos atuais. Esta correlação é entendida como Teoria do Uniformitarismo, inicialmente explanada pelo consagrado geólogo James Hutton (1726- 1797) e defendida por Charles Lyell (LYELL, 1830). A Teoria do Uniformitarismo, cujo principal enunciado “O presente é a chave do passado” é unanimemente considerada uma das bases fundamentais da geologia moderna, outrossim, conhecido por Princípio das Causas Atuais ou Atualismo.

Suguio (1999:26) ainda extrapola a Teoria do Uniformitarismo afirmando que, “o passado geologicamente pouco remoto e o presente são as chaves para o futuro”. O mapeamento de depósitos sedimentares mais recentes e a descrição dos materiais e processos envolvidos em sua formação podem indicar o esclarecimento de processos ocorridos a milhões ou milhares de anos, ou mesmo, fornecer elementos necessários ao prognóstico de ocorrência futura.

Todavia, devemos ainda considerar o papel dos eventos episódicos ou “sedimentação episódica” (DOTT, 1983), onde o registro sedimentar é constituído por depósitos produzidos de maneira essencialmente episódica, associados a eventos de grande magnitude e baixa frequência, implicando na definição de que parte do tempo geológico em uma determinada coluna sedimentar implica em períodos de não-deposição ou erosão (MELLO, 1994).

Diante da premissa de adoção de processos e fenômenos contemporâneos, com aplicação nos mapeamentos de ambientes pretéritos, ou mesmo, na previsão de ações futuras combinada ainda aos eventos pontuais ou episódicos, inevitavelmente recorreremos à discussão de escala, seja ela espacial ou temporal.

Neste sentido, frequentemente a noção de escala é relacionada para designar uma relação de proporção entre o real e a representação em um plano abstrato, indicando um valor adimensional de redução da realidade, intitulada escala cartográfica. Conforme citado por Castro (1992:21) “é preciso ultrapassar a ideia de que o sentido da palavra escala se esgota como projeção gráfica” e que “na realidade a prática de selecionar partes do real é tão banalizada que provocam consequências metodológicas e

operacionais danosas, ocultando a complexidade conceitual contida nesta prática”.

Portanto de acordo com Castro (1992), numa perspectiva epistemológica, a escala é uma projeção do real, mas a realidade continua sendo sua base de constituição, implícita na escala. Desta maneira, como o real só pode ser apreendido por representação e por fragmentação, a escala constitui uma prática (embora intuitiva e não refletida) de observação e reconstituição do mundo.

Lacoste (1988) também viu na escala um problema crucial para a Geografia, contudo, centrou esforços na correspondência entre as escalas cartográficas e os diferentes fenômenos representados pelas mesmas. Para Lacoste (1988) a realidade se mostra distinta de acordo com a escala dos mapas e níveis de análise.

Entretanto, deve ser apreciada a questão da transferência de leis elaboradas para fenômenos de uma escala à outra, intitulado "princípio de correspondência". De acordo com denominado princípio, as leis formuladas num nível superior perdem precisão nos níveis inferiores, embora permaneçam úteis, passíveis de utilização, desde que adaptadas ao nível ou escala de análise (CASTRO, 1992).

Racine *et al.* (1983) descreveram ainda uma outra abordagem de escala, a geográfica, entendida como um processo de “esquecimento coerente” que permite uma ação bem sucedida e justificada. Para os autores, a escala exerce um papel de filtro que empobrece a realidade, mas preserva aquilo que é pertinente em relação a uma dada intenção (RACINE *et al.*, 1983, p.128) .

Observa-se nesse sucinto resgate bibliográfico a carga polissêmica sobre o termo escala, bem como, a dificuldade de posicionamento na adoção de uma abordagem para o desenvolvimento dos estudos geográficos.

Todavia, observa-se que o real está presente em toda a escala. Isto posto, os autores supracitados afirmaram veemente que é dever do pesquisador refletir sobre o objeto e o objetivo da pesquisa para determinar o nível de análise e, não um recorte espacial ou localização. Ou seja, a problemática deve indicar a escala e não o contrário.

Desde modo, considerando que a escala é um recorte que dá visibilidade ao real (CASTRO, 1995), um filtro utilizado pelo pesquisador para operacionalizar a análise e guiar à ação (RACINE

*et al.*, 1983), fica evidente que à mudança de escala corresponde profunda alteração na realidade a ser percebida do objeto estudado, pois cada escala permite ocultar e revelar diferentes aspectos da realidade (SANTOS & SILVA, 2014). Diante do exposto, vale lembrar que “o problema das escalas é, portanto primordial para o raciocínio geográfico” (LACOSTE, 1988, p.82).

## 2.1 PERÍODO QUATERNÁRIO

No ano de 2009, a *International Union Geological Sciences* (IUGS) alterou a base do Sistema/Período Quaternário, determinado pelo *Global Stratotype Section and Points* (GSSP), expandindo a idade de base da Série/Época Pleistoceno de 1,8 para 2,588 Ma AP.

A correlação cronoestratigráfica e a atual divisão formal do Quaternário é discutida e realizada pela *International Union Geological Sciences* (IUGS) <sup>1</sup>, *International Commission on Stratigraphy* (ICS) e *Subcommission on Quaternary Stratigraphy* (SQS). A Figura 1 ilustra a tabela de correlação estratigráfica global. De acordo com a IUGS, desde 1948 até o ano de 2009, as alterações das bases de correlacionamento estratigráfico eram discutidas em comissões e congressos internacionais de estratigrafia.

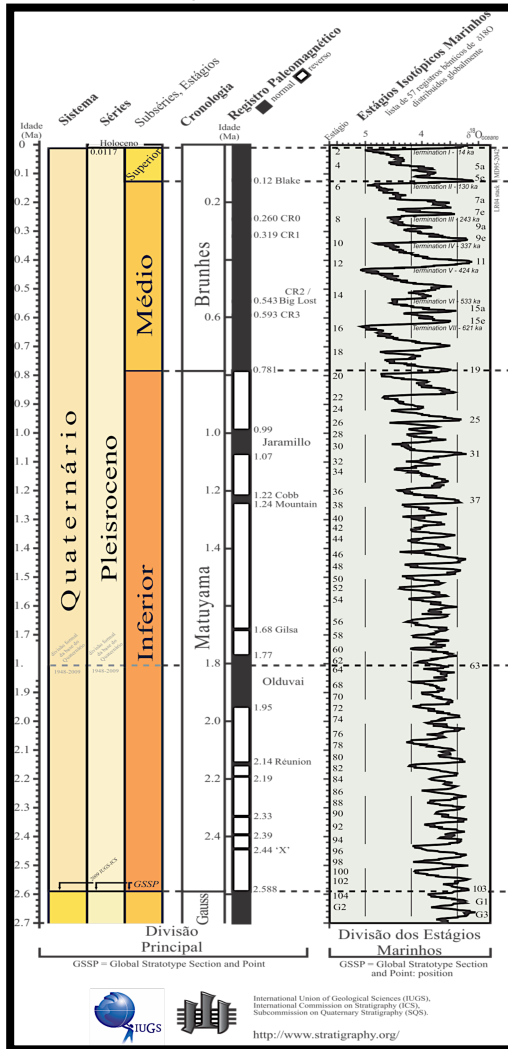
De acordo com Gibbard & Cohen (2010) a definição da cronoestratigrafia e a mudança do GSSP de base do Quaternário é marcado, fundamentalmente, por profundas mudanças no sistema climático da Terra, caracterizadas por contínuas fases de resfriamento que culminaram em uma série de glaciações.

De acordo com Barbosa (2010) e Gibbard & Cohen (2010) o efeito destas mudanças climáticas durante o Quaternário se refletiu de forma diferenciada nas diferentes partes do mundo, onde a periodicidade destas alterações climáticas também se modificou ao longo do Quaternário. Neste contexto, apesar do registro continental das glaciações quaternárias e suas evidências terem fornecido inegável contribuição para a reconstrução da história geológica do Quaternário, seu registro sedimentar ainda é incompleto, impossibilitando a construção de um modelo de amplitude temporal satisfatório da evolução destes eventos.

---

<sup>1</sup> <http://www.iugs.org/>

**Figura 1 – Tabela global de correlação cronoestratigráfica do Quaternário.**



Fonte: adaptado de Gibbard & Cohen (2008).

A busca por evidências deposicionais mais completas redirecionou as pesquisas neste campo para os depósitos marinhos e costeiros, nos quais indiscutivelmente o registro destes eventos

está melhor representado em função de sua preservação quase contínua (BARBOSA, 2010).

Muitos estudos de natureza paleoambiental e estratigráfica foram desenvolvidos a partir da coleta de testemunhos de mar profundo, destacando-se, em particular, a contribuição dos diversos indicadores biológicos na caracterização e no posicionamento cronoestratigráfico destes eventos.

De acordo com a tabela cronoestratigráfica proposta pelo ICS (Figura 1) o Sistema/Período Quaternário é dividido em duas séries/épocas: o Pleistoceno, mais antigo e o Holoceno, mais recente.

O Pleistoceno pode ser dividido em três estágios, com as seguintes faixas de idade:

- ✓ Pleistoceno inferior (2,588 - 0,781 Ma AP);
- ✓ Pleistoceno médio (0,781 - 0,126 Ma AP);
- ✓ Pleistoceno superior (0,126 - 0,0117 Ma AP).

O Holoceno é constituído por um único estágio e possui uma faixa de idade de 0,0117 Ma AP até os dias de hoje.

Estudos de isótopos de oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ) em fósseis bentônicos situados no fundo oceânico ao longo do globo, indicam que no Pleistoceno ocorreram 52 períodos interglaciais, intercalados por períodos de glaciação (GIBBARD & COHEN, 2010), com um total de 103 estágios isotópicos marinhos.

De maneira geral, observa-se que os dados marinhos profundos possibilitam a aquisição contínua de um longo período de dados. Fato este que permitiu a correlação global das informações. Não obstante, as informações continentais em virtude das intempéries, possuem grandes interrupções das sucessões sedimentares, impossibilitando a reconstrução contínua e comparativa da coluna estratigráfica globalmente.

Diante deste entendimento, afloramentos e feições continentais do Sistema/Período Quaternário, devem ser objeto de pesquisa, com o objetivo de contribuir para a evolução da porção emersa da bacia sedimentar.

Diante do exposto, a presente pesquisa busca explicar a evolução geológica contemplando um nível de análise na escala temporal associada ao Pleistoceno superior. O delineamento do modelo evolutivo na referida escala, permite à pesquisa detalhar os

depósitos e processos sedimentares costeiros inferidos por estudos pretéritos na área de estudo (MARTIN *et al.*, 1988; HORN FILHO, 1997; POSSAMAI *et al.*, 2010; ANJOS, 2010).

## 2.2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA NO EMPREGO DO GEORRADAR

Os fundamentos do método/técnica do Radar de Penetração no Solo (*Ground Penetrating Radar* – GPR), ou ainda, Georradar estão fundamentados na teoria de propagação das ondas eletromagnéticas (Equações de Maxwell). As equações de Maxwell descrevem o comportamento do campo eletromagnético em qualquer meio, contudo, as características elétricas e magnéticas dos materiais que constituem o meio devem ser conhecidas e introduzidas nas equações. As propriedades físicas que afetam o desempenho da aplicação do Georradar são: condutividade elétrica ( $\sigma$ ), permissividade dielétrica ( $\epsilon$ ) e permeabilidade magnética ( $\mu$ ), conforme descritas a seguir:

### 2.2.1 Condutividade elétrica

A primeira relação constitutiva do meio é conhecida como a Lei de Ohm, que relaciona a densidade de corrente de condução ( $\vec{J}$ ) ao campo elétrico ( $\vec{E}$ ) (PETERS JR, 1994) sendo escrita como:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad \text{Equação 1}$$

Onde  $\vec{E}$  é o vetor campo elétrico externo aplicado, em *newton/coulomb* (N/C),  $\sigma$  é um fator de proporcionalidade denominado condutividade elétrica do meio, expresso em *siemens/metro* (S/m) e  $\vec{J}$  é a densidade volumétrica de corrente devido as cargas livres, medido em ampère/metro<sup>2</sup> (A/m<sup>2</sup>) (PETERS JR, 1994). Cabe ressaltar que o aumento da condutividade elétrica implica em uma maior atenuação do sinal da onda do Georradar e a diminuição da profundidade de penetração.

A condutividade elétrica ( $\sigma$ ) de um material pode ser entendida como a habilidade em conduzir corrente elétrica e os principais fatores que interferem na condutividade elétrica são: o teor de umidade, porosidade, salinidade, proporção de argilo-minerais e a presença de minerais condutivos (PETERS JR, 1994).



### 2.2.2 Permissividade dielétrica

De maneira geral, quando um material condutor isolado for submetido a um campo elétrico externo, seus elétrons livres se rearranjam formando uma carga superficial de tal forma a anular o campo elétrico no seu interior. Contudo, se procedermos da mesma forma, porém, com um material isolante (dielétrico), devido à sua pequena concentração de elétrons livres, o campo elétrico no seu interior não será totalmente anulado. Isto ocorre devido à polarização das moléculas (dipolos elétricos) do material isolante formando também uma carga superficial (PETERS JR, 1994).

A propriedade que representa a maior ou menor capacidade de um material em permitir um adensamento de um fluxo de campo elétrico por sua estrutura é chamada de permissividade dielétrica e é dada por  $\epsilon$ .

A equação que relaciona o campo elétrico ( $\vec{E}$ ) à corrente de deslocamento, ou à polarização ( $\vec{D}$ ) e a permissividade dielétrica do material ( $\epsilon$ ), é dada por:

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad \text{Equação 2}$$

De acordo com Ward & Hohmann (1987) os efeitos da permissividade dielétrica se sobrepõem aos efeitos da condutividade elétrica para ondas eletromagnéticas a partir de 1 MHz, chegando ao limite de saturação entre 10 e 20 GHz. Quando o limite de saturação é atingido, as moléculas de água dissipam a energia armazenada em forma de calor. Então o teor de água constitui um fator determinante na variação das propriedades elétricas do meio geológico.

De maneira geral, em atividades práticas é comum o uso da permissividade dielétrica relativa ou constante dielétrica, que por definição é a razão entre a permissividade dielétrica absoluta do material ( $\epsilon$ ) e a permissividade dielétrica do vácuo ( $\epsilon_0 = 8,854.10^{-12}$  F/m).

$$\epsilon_r = \frac{\epsilon}{\epsilon_0} \quad \text{Equação 3}$$

Na Figura 2 encontram-se ilustrados os valores de constante dielétrica ( $\epsilon_r$ ) e condutividade elétrica ( $\sigma_0$ ) observadas para materiais constantemente encontrados em pesquisas com aplicação para as frequências utilizadas no Georradar.

### 2.2.3 Permeabilidade magnética

A terceira relação constitutiva, relaciona o vetor campo magnético  $\vec{H}$  ao vetor indução magnética  $\vec{B}$ , por meio de um fator de proporcionalidade denominado permeabilidade magnética do meio ( $\mu$ ) e expresso em *henry*/metro (H/m). Basicamente a permeabilidade magnética expressa a quantidade de energia armazenada através do surgimento da indução magnética.

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad \text{Equação 4}$$

Uma característica importante da permeabilidade magnética é que para a maioria dos materiais geológicos, excetuando os materiais ferromagnéticos, a mesma não apresenta variação significativa com a frequência da onda eletromagnética. Desta maneira, pode-se então considerar que no método de Georradar o valor da permeabilidade magnética relativa é aproximadamente 1 (OLHOEFT, 1981; KELLER, 1987).

A permeabilidade magnética relativa é a razão entre a permeabilidade magnética absoluta do material ( $\mu$ ) e a permeabilidade magnética do vácuo ( $\mu_r = 4\pi \cdot 10^{-7}$  H/m). Contudo, de acordo com Annan (2009), os efeitos de uma forte permeabilidade magnética não devem ser totalmente ignorados nas pesquisas com o Georradar.

$$\mu_r = \frac{\mu}{\mu_0} \quad \text{Equação 5}$$

Para materiais geológicos com meio dielétrico de baixa perda, o campo de energia eletromagnética propaga-se com uma velocidade de fase de acordo com:

$$v = \frac{c}{\sqrt{k}} \quad \text{Equação 6}$$

onde:

$c$  = velocidade da luz =  $2,997 \times 10^8$  m/s = 0,3mns;

$k$  = permissividade dielétrica ou constante dielétrica dos materiais.

**Figura 2 - Constante dielétrica ( $\epsilon_r$ ) e condutividade elétrica ( $\sigma_0$ ) observadas em materiais comuns para as frequências utilizadas no Georradar.**

<b>Materiais Secos</b>	<b><math>\epsilon_r</math></b>	<b><math>\sigma_0</math> (mS/m)</b>	<b>Materiais Saturados</b>	<b><math>\epsilon_r</math></b>	<b><math>\sigma_0</math> (mS/m)</b>
Ar	1	0	Água destilada	81	0,01
Areia e Cascalho	2 – 6	0,01	Água fresca	81	0,5
Argila	5	2	Água do mar	81	3000
Folhelho e Siltito	5	1	Areia	20 – 30	0,1 – 1
Calcário	4	0,5	Silte	10	1 – 10
Solo arenoso	2,6	0,14	Argila	40	1000
Solo argiloso	2,4	0,27	Solo arenoso	25	6,9
Sal	5 – 6	0,01 – 1	Solo argiloso	15	50
Granito	5	0,01	Arenito	20 – 30	40
Basalto	6	1	Siltito	30	100
Diabásio	7	10	Folhelho	7	100
Ferro	1	$10^9$	Calcário	8	2
Aço	1	$10^9$	Granito	7	1
PVC	3 – 5	0	Basalto	8	10
Asfalto	3 – 5	0	Diabásio	8	100
Concreto	5,5	0	Concreto	12,5	0

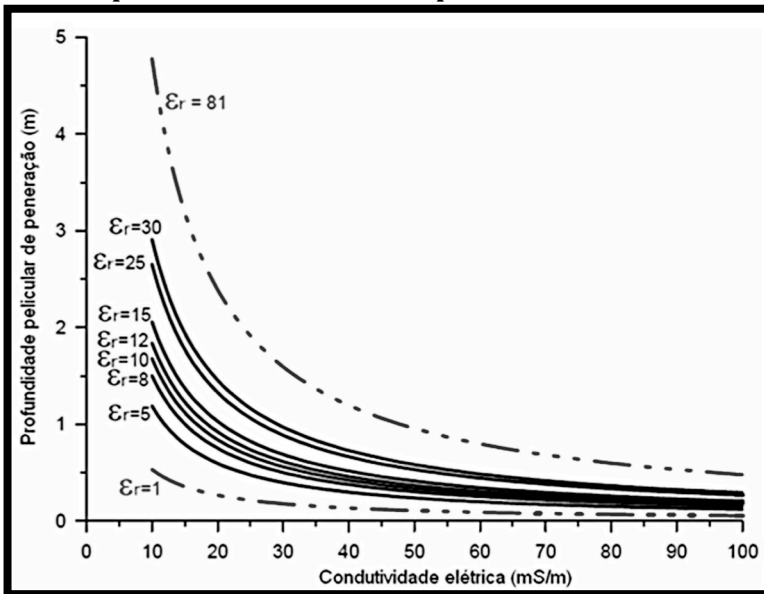
Fonte: adaptado de Daniels (1996) e Porsani (1999).

Conforme ilustrado na Figura 2 observa-se que, para os materiais saturados ou com alto teor volumétrico de água, as características elétricas das rochas e sedimentos sofrem grandes alterações. Esta situação ocorre devido aos íons dissolvidos na água, que proporcionam um mecanismo de condução elétrica que dissipa o campo eletromagnético aplicado. A energia do campo eletromagnético é extraída e transferida irreversivelmente para o meio, provocando assim, a atenuação e baixa penetração do campo eletromagnético (NEAL, 2004).

Deste modo, pode-se concluir que quanto maior a condutividade elétrica do meio geológico, menor será a profundidade, ou seja, menor será a penetração da onda no solo. O mesmo efeito também é observado quando aumenta-se a frequência da onda eletromagnética.

Na Figura 3 observam-se distintos valores de profundidade característica, para materiais geológicos de baixa perda. Onde nota-se que, maiores profundidades de detecção são encontradas quando verificam-se maiores valores de permissividade dielétrica e baixos valores de condutividade elétrica (PINTO, 2010).

**Figura 3 - Curvas de profundidade em função da condutividade elétrica para distintos valores de permissividade dielétrica.**



Fonte: adaptado de Pinto (2010).

## 2.3 ANÁLISE DE DADOS DE GEORRADAR FUNDAMENTADO NA APLICAÇÃO DE CONCEITOS SISMOESTRATIGRÁFICOS

O Georradar ou Radar de Penetração no Solo (*Ground Penetrating Radar* - GPR) é uma técnica de geofísica não invasiva, que detecta descontinuidades elétricas em uma subsuperfície rasa (<50m) (NEAL, 2004). A técnica consiste basicamente na geração, transmissão, propagação, reflexão e recepção de pulsos discretos de energia eletromagnética de alta frequência (MHz).

As técnicas geofísicas mais comuns empregadas nas pesquisas de subsuperfícies rasas eram as sísmica de reflexão e refração, contudo estas técnicas não permitiam uma resolução vertical submétrica, normalmente exigida para muitas situações. Deste modo, a partir da década de 70 ocorreram pesquisas com o emprego de técnicas geofísicas de alta resolução (NEAL, 2004), sendo que o Georradar mostrou-se uma poderosa ferramenta na investigação da subsuperfície rasa.

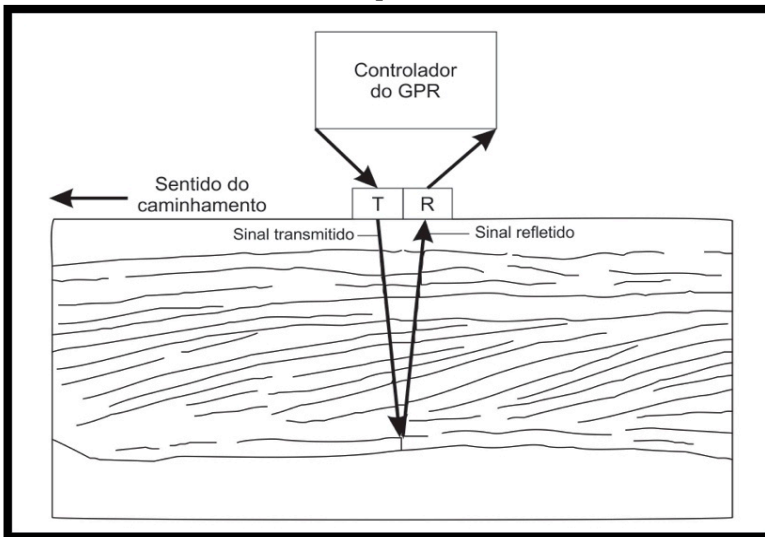
A transmissão é realizada por meio de uma antena, geralmente posicionada na superfície do terreno. A onda emitida propaga-se até alcançar um horizonte com contraste nas propriedades elétricas, o que ocasiona a sua reflexão (DAVIS & ANNAN, 1989). Esses contrastes devem-se comumente à variação no conteúdo de água, associada as diferentes tipologias de sedimentos, granulometria, porosidade e compactação dos mesmos (JOL & BRISTOW, 2003). A onda refletida nas camadas subsuperficiais retorna à superfície onde é detectada pela antena receptora, que pode estar integrada ou separada da transmissora. A radiação eletromagnética detectada é decomposta em um sinal, que é digitalizada, armazenada e visualizada no coletor. A energia recebida é proporcional aos contrastes de permissividade relativos, sendo que os melhores resultados comumente são 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, ordinariamente atenuam a energia e ocasionam influências negativas na qualidade dos dados.

O funcionamento do Georradar depende basicamente das características da frequência do sinal emitido e das propriedades elétricas dos materiais que constituem o meio de propagação

(unidades geológicas) como: condutividade elétrica, permissividade dielétrica e permeabilidade magnética. As variações das propriedades acima descritas faz com que parte do sinal emitido seja refletido, possibilitando o receptor captar as ondas difratadas em subsuperfície por meio da antena receptora.

A Figura 4 ilustra a configuração dos principais componentes do Georradar e o modo como as ondas emitidas pelo transmissor são captadas pela antena receptora.

**Figura 4 - Esquema de funcionamento do Georradar com os principais componentes configuração dos refletores de subsuperfície.**



Fonte: Adaptado de Neal (2004).

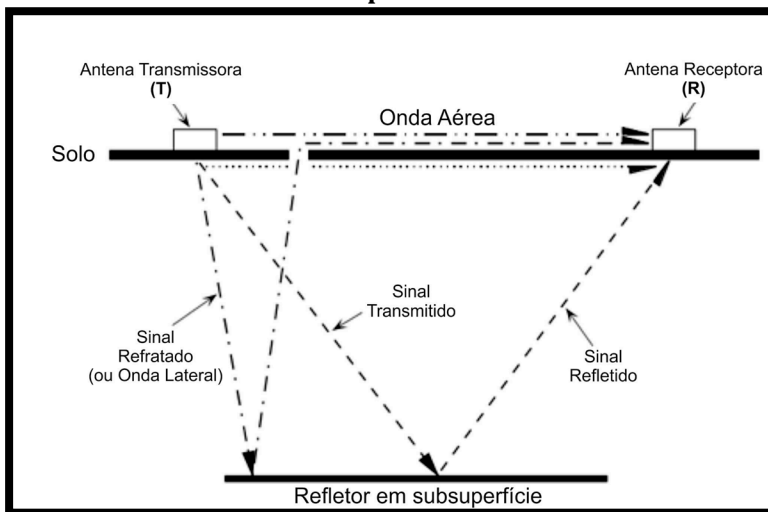
A Figura 5 ilustra os pulsos de ondas entre o transmissor e o receptor, exemplificando que as reflexões das discontinuidades da subsuperfície não são os únicos sinais gravados pelo sistema. O primeiro pulso que chega ao sistema é transmitido pelo ar na velocidade da luz, sendo que o segundo pulso a ser gravado pelo receptor é transmitido pela superfície do solo e desloca-se diretamente entre o transmissor e o receptor. Podem ocorrer também ondas laterais que são refletidas em subsuperfície, porém são interceptadas pelas ondas solo-ar e não correspondem ao

correto lugar no tempo (profundidade) (NEAL, 2004; ANDRADE, 2005).

De acordo com Rosa (2012) a pesquisa com o Georradar pode ser dividida 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 passo importante na pesquisa, por ser um dos fatores relacionados com a profundidade e com a resolução vertical do dado adquirido (NEAL, 2004). Conforme Davis & Annan (1989) um aumento na resolução é geralmente acompanhado por uma diminuição no alcance em profundidade, todavia, com a garantia de maior detalhamento dos dados.

**Figura 5 - Pulsos de ondas entre o transmissor e o receptor e os caminhos preferenciais.**



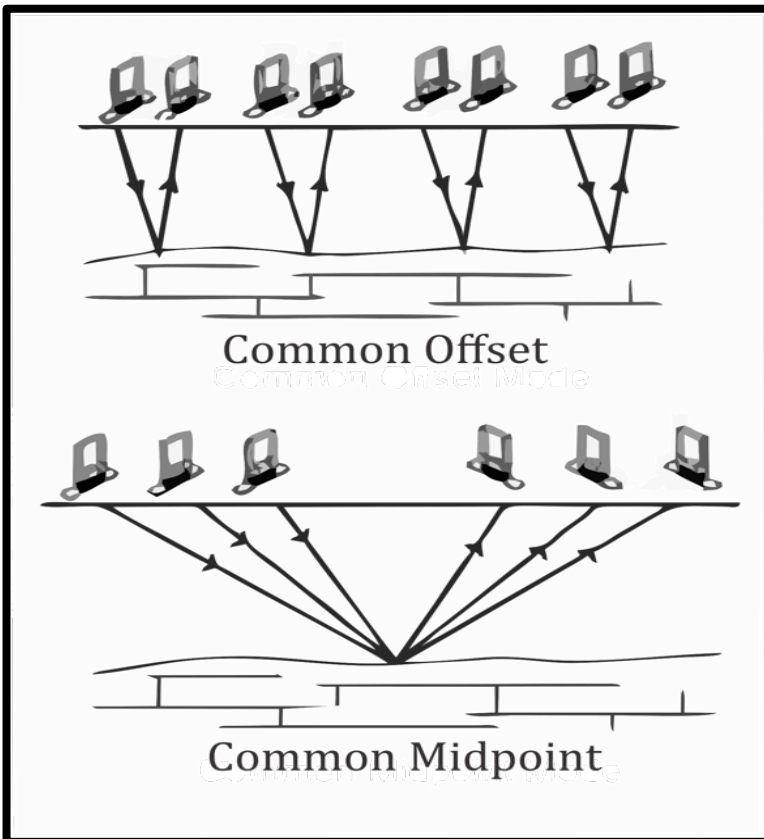
Fonte: Adaptado de Neal (2004).

Percebe-se que, na maioria das pesquisas em sistemas deposicionais são empregadas antenas com frequência central que variam de 50 a 500 MHz. Jol & Bristow (2003) indicaram que para uma frequência central de 100 MHz, a resolução espacial vertical varia entre 0,15 e 0,3 m para areias saturadas e entre 0,375 e 0,75 m 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 à distância (ROSA, 2012).

Os métodos de levantamento podem ser classificados de acordo com o arranjo das antenas e com o tipo de dado gerado em dois principais grupos: o *Common Mid Point* e o *Common Offset*, (Figura 6), os demais métodos são comumente empregados em levantamentos sísmicos (NEAL, 2004).

**Figura 6 - Principais arranjos para aquisição de dados de Georradar.**



Fonte: adaptado de Wightman *et al.* (2003).



No *Common Mid Point* as antenas transmissora e receptora são posicionadas em distâncias crescentes, deslocadas em iguais distâncias 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 (ROSA, 2012). Deve ser ressaltado que em áreas muito extensas esse tipo de arranjo das antenas torna-se moroso e inviabiliza o levantamento da área desejada.

O *Common Offset* é o método empregado para a aquisição de perfis de reflexões com o deslocamento simultâneo e no mesmo sentido das antenas transmissora e receptora, posicionadas a uma distância constante. 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. Esse tipo de arranjo é o mais utilizado em pesquisas com a utilização de Georradar. Este método permite a obtenção de secções ou radargramas, que refletem 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).

## **2.4 EMPREGO DE DADOS DE GEORRADAR E LIMITAÇÕES DO MÉTODO**

De maneira geral um dos grandes desafios e o maior objetivo na interpretação de dados geofísicos está na individualização das radarfácies e na correlação das fácies sedimentares das seções geofísicas. Deve ser ressaltada ainda a importância dos dados geofísicos na caracterização de um determinado sistema deposicional, principalmente na delimitação do arcabouço estratigráfico com a indicação genética no tempo geológico (ANDRADE, 2005).

Visto que o princípio de obtenção das secções de Georradar é muito semelhante ao das secções sísmicas de reflexão, ambos os métodos possuem padrões de reflexão similares, todavia com propriedades mensuradas em escalas distintas.

A alta resolução oferecida pelo Georradar pode ser utilizada como ferramenta, principalmente em contextos siliciclásticos, para

o mapeamento do substrato sedimentar. Todavia, a caracterização cronoestratigráfica das superfícies limitantes deve obedecer: (i) aos critérios e conceitos herdados da sismoestratigrafia, sobretudo à correlação aos padrões de terminação dos estratos; e (ii) a uma hierarquização dessas superfícies limitantes (SEVERIANO RIBEIRO, 2000).

Miall (1991) expôs que a mesma técnica de interpretação pode ser aplicada em diferentes escalas, permitindo a identificação das sequências sedimentares, principalmente em ambientes dominados por sedimentos clásticos. Destarte, Neal (2004) também declarou que a análise dos perfis obtidos pelo método de Georradar pode ser interpretada pelas técnicas clássicas de sismoestratigrafia.

Autores como Severiano Ribeiro (2000), Neal (2004), Andrade (2005) e Barboza *et al.* (2014) indicaram que a metodologia de análise sismoestratigráfica aplicada ao Georradar permite identificar ou estabelecer elementos estratigráficos-chave denominados unidade de radar e radarfácies.

As unidades sísmicas ou *seismic package*, de acordo com Emery & Myers (1996) e *radar package*, de acordo com Neal *et al.*, (2002), podem ser interpretadas através do paralelismo ou da angularidade das reflexões em relação aos limites de uma sequência, bem como por meio da análise dos padrões de terminação de reflexões (SEVERIANO RIBEIRO, 2000). Cabe ressaltar ainda que o agrupamento/associação de unidades sísmicas e fácies sísmicas podem ser interpretadas como tratos de sistemas deposicionais, como por exemplo Tratos de Sistemas de Regressão e Tratos de Sistemas de Transgressão.

Já as fácies sísmicas, podem ser entendidas com o reconhecimento dos padrões de reflexões sísmicas e suas inter-relações no interior de uma unidade sísmica. Fácies sísmicas define-se com uma unidade tridimensional, com geometria definida, constituída por reflexões cujos parâmetros inerentes diferem das fácies adjacentes (MITCHUM Jr. *et al.*, 1977).

A caracterização das radarfácies e sua correlação com as fácies sedimentares está diretamente ligada à atribuição de um sentido geológico aos atributos físicos observados nas seções. Dessa forma, pode-se afirmar que os padrões de reflexão nas seções de Georradar expressam os produtos sedimentares em subsuperfície, que em geral são representados por elementos como a geometria externa dos corpos, as estruturas sedimentares, assim como pelas

variações de textura/granulometria e espessura das camadas (ANDRADE, 2005).

Andrade (2005) expôs na Figura 7 a escala de tempo geológico dos processos associados às camadas sedimentares em subsuperfície, bem como, a hierarquia das superfícies limitantes e a resolução dos métodos de prospecção. Nesta figura observa-se que a resolução do método do Georradar configura-se como uma ligação entre as informações obtidas por descrição de afloramentos/testemunhos com os métodos de pesquisa sismoestratigráfico.

**Figura 7 - Correlação esquemática entre a magnitude das superfícies limitantes, definidas por Miall (1985, 1988 e 1996) e os ciclos da Estratigrafia de Sequência, exibidos na mesma escala de tempo.**

A	B	C	D	E	F
Escala de Tempo do processo (anos)	Ordem dos Ciclos para a Estratigrafia de Sequência e Exemplos dos Processos	Hierarquia e Características das Superfícies Limitantes e exemplos dos processos	Resolução da Sísmica	Resolução do GPR	Afloramento
$10^6$	Burst-sweep cycles	<b>0° ordem</b> Superfícies de laminação			
$10^5$ a $10^4$	Migração de Formas de Leito	<b>1° ordem</b> reativação de foresets, Formação de ripples			
$10^3$	Migração de Formas de Leito, Ciclo diurno de maré	<b>1° ordem</b> reativação de foresets, Formação de ripples		≡≡≡	
$10^2$ a $10^1$	Migração de formas de leito, Ciclos de marés de sizígia e quadratura	<b>2° ordem</b> Incremento de crescimento nas dunas, formação de tidal bundles, sequência de bundles de maré		≡≡≡	
$10^0$ a $10^1$	Eventos sazonais, inundações periódicas (10 anos)	<b>3° ordem</b> Reativações de Dunas, Ciclos Anuais, Sand Waves, Depósitos de tempestade		≡≡≡	
$10^2$ a $10^3$	Inundações periódicas (100 anos), Canais, Migração de Barras	<b>4° ordem</b> Desenvolvimento de pequenos canais, Barras em pontal (acresção lateral), leque de lavagem, campo de Sand Waves	≡≡≡	≡≡≡	
$10^3$ a $10^4$	Processos geomorfológicos como avulsão de canais	<b>5° ordem</b> Canais (fluviais e de maré), lobos deltáicos, Complexo de Ilhas Baireiras, Sand-ridge	≡≡≡	≡≡≡	
$10^4$ a $10^5$	<b>Ciclos de 5° Ordem</b> Ciclos de Milankovitch, resposta a pulsos de reativação de falhas	<b>6° ordem</b> Complexos de canais, planícies regionalmente extensas (base de vales incisos)	≡≡≡	≡≡≡	
$10^5$ a $10^6$	<b>Ciclos de 4° Ordem</b> Ciclos de Milankovitch, resposta a pulsos, de reativação de falhas	<b>"7° ordem"</b> Limite de Sequência e/ou Parassequências; Leques aluviais, Planícies de extensão regional, ou base para vales incisos (Sistemas Depositionais)	≡≡≡	≡≡≡	
$10^6$ a $10^7$	<b>Ciclos de 3° Ordem</b> Processos tectônicos e variações eustáticas	<b>"8° ordem"</b> Disconformidades Regionais, Complexo de Preenchimento de Bacia, Planícies Costeiras	≡≡≡	≡≡≡	
$10^7$ a $10^8$	<b>Ciclos de 2° Ordem</b> Ciclos de Wilson		≡≡≡	≡≡≡	

Fonte: adaptado de Andrade (2005).

Deste modo, deve-se abordar com cautela a utilização de metodologias e definições da sismoestratigrafia no emprego do

Georradar, visto principalmente as distintas escalas de análise e a ordem dos ciclos estratigráficos.

De acordo com o ilustrado na Figura 7 na escala de operação do Georradar observam-se que os tipos de terminação são similares aos reconhecidos na sismoestratigrafia e, em termos de geometria, refletem o registro sedimentar em subsuperfície. Contudo, a diferença de escala impacta diretamente na interpretação dos fenômenos deposicionais.

Destarte, enquanto a sísmica ordinariamente identifica registros (processos ou ciclos) deposicionais de magnitudes de 3ª a 2ª ordem, o Georradar caracteriza o registro sedimentar (processos ou ciclos deposicionais) de mais alta frequência e, portanto de menor ordem (tipicamente entre 4ª e 6ª ordem) (NEAL, 2004; ANDRADE, 2005). Dessa forma, o Georradar registra a sedimentação na escala de afloramento e, portanto, mais próxima da sedimentação marcada por um conjunto de lâminas, *foresets* e/ou camadas (NEAL, 2004; ANDRADE, 2005). Observa-se ainda a compatibilidade de interpretação e significado geológico entre os dados de sísmica de reflexão e do Georradar, conforme ilustrado na Tabela 1.

**Tabela 1 - Parâmetros de reflexão sísmica usada em sismoestratigrafia e significados geológicos associados.**

Parâmetro de fácies sísmicas	Interpretação geológica
Configuração das reflexões	- padrão de estratificação - processo deposicional - erosão e paleotopografia - contato de fluídos
Continuidade das reflexões	- continuidade dos estratos - processo deposicional
Amplitude das reflexões	- contraste entre velocidade e densidade - espaçamento dos estratos - conteúdo fluído
Frequência das reflexões	- espessura dos estratos - conteúdo fluído
Velocidade intervalar	- estimativa de litologia/dépósito - estimativa de porosidade - conteúdo fluído
Forma externa das fácies sísmicas	- ambiente deposicional - fonte sedimentar - sítio geológico

Fonte: adaptado de Mitchum Jr. *et al.* (1977).

Barboza *et al.* (2014c) destacaram que o registro estratigráfico em subsuperfície dos sistemas quaternários costeiros obteve um significativo avanço no conhecimento, principalmente com o emprego do método geofísico de Georradar. Deve ser ressaltado que, até meados do final do século passado os dados de subsuperfície eram obtidos por amostragens pontuais através de dados de testemunhos de sondagens. Todavia, com o emprego do Georradar ocorreu a possibilidade de leitura e caracterização contínua das radarfácies em subsuperfície, ao longo de toda a extensão dos perfis do método geofísico.

Como referências de estudos com aplicação do Georradar nos depósitos quaternários costeiros, podem ser citadas as seguintes pesquisas ao longo do sul do Brasil:

No estado do Rio Grande do Sul: no Cabo Polônio (BARBOZA *et al.*, 2012), no Hermenegildo (BARBOZA *et al.*, 2011; CARON, 2014; CARON *et al.*, 2010, 2011, 2014; LIMA *et al.*, 2013; ROSA, 2012), em Santa Vitória do Palmar (ROSA, 2012), em Curral Alto (WATANABE *et al.*, 2013), no Taim (TOMAZELLI *et al.*, 2008), no Farol Sarita (CARON *et al.*, 2014), no Cassino (BARBOZA *et al.*, 2011; ROSA, 2012), no Estreito (BARBOZA *et al.*, 2014b); em Turuçu (MANZOLLI *et al.*, 2010; SALGADO *et al.*, 2013), no Bojuru (ROSA, 2012; DILLENBURG & BARBOZA, 2014), em Mostardas (BARBOZA, 1999; BARBOZA *et al.*, 1999), em Dunas Altas (BECKER *et al.*, 2008; BARBOZA *et al.*, 2011), no Jardim do Éden (ROSA, 2012; ROSA *et al.*, 2012), em Osório (BARBOZA *et al.*, 2008; FRACALOSSO *et al.*, 2010), em Terra de Areia (ROSA, 2012; BITENCOURT *et al.*, 2013, 2014), em Curumim (BARBOZA *et al.*, 2009, 2010, 2011, 2013), em Torres (ROCKETT *et al.*, 2013, 2014), em Campo Bom (OLIVEIRA & BARBOZA, 2014),

No estado de Santa Catarina: em Passo de Torres (BARBOZA *et al.*, 2014a; BIANCINI DA SILVA *et al.*, 2010, 2013, 2014), no Camacho (FORNARI *et al.*, 2012), em Laguna (TANAKA *et al.*, 2009), na Pinheira (ASP *et al.*, 2005; HEIN *et al.*, 2013; BARBOZA *et al.*, 2009; DILLENBURG *et al.*, 2011, 2014), na Praia Grande (BARBOZA *et al.*, 2011; BOGO, 2013), em Itapoá (ANGULO *et al.* 2005);

No estado do Paraná: em Guaratuba (BECKER *et al.*, 2011); em Paranaguá (ANGULO *et al.* 2005).



### 3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Este capítulo tem o objetivo de efetuar um resgate bibliográfico das pesquisas e estudos dos principais componentes do ambiente natural desenvolvidos ao longo da área de estudo definida na presente pesquisa.

Ressalta-se que, sempre que possível, a descrição será realizada na área de estudo predefinida. Não obstante, na impossibilidade de aquisição de informações na área pretendida, a caracterização adotará um carácter regional, abrangendo, por vezes, a ilha de São Francisco do Sul e a Baía da Babitonga.

Destaca-se ainda, o aprofundamento bibliográfico sobre os mapeamentos geológicos e geomorfológicos costeiros, com o desígnio efetuar uma caracterização da área de estudo, sob o ponto de vista geológico/geomorfológico e evolutivo.

#### 3.1 MUNICÍPIO DE SÃO FRANCISCO DO SUL

São Francisco do Sul é o terceiro município mais antigo do Brasil, com sua descoberta datada em 1504 pelo francês Binot Paulmier de Gonneville. Em 1553 chegaram os espanhóis, que construíram a capela de Nossa Senhora das Graças, contudo o povoamento efetivo da cidade só aconteceu a partir de 1658, com a chegada de Manoel Lourenço de Andrade, sua família e uma leva de escravos. Em 15 de abril de 1847, a localidade recebeu o título de município (SEBRAE/SC, 2010).

Atualmente de acordo com o Censo 2010 realizado pelo IBGE<sup>2</sup> o município possui uma população de 42.520 habitantes, e uma densidade demográfica de 85,95 hab./km<sup>2</sup>.

O município de São Francisco do Sul possui uma área total de 494,65 km<sup>2</sup> subdividida em áreas emersas e áreas submersas ou marinhas (Figura 8). As áreas emersas podem ser divididas em área continental e insular. À área continental compreende a região da Vila da Glória com 102,60 km<sup>2</sup> e à área insular compreende um total de 47 ilhas com uma área de 270,90 km<sup>2</sup>. Nesse contexto destaca-se, a ilha de São Francisco do Sul com uma área de 265,57 km<sup>2</sup>, o que

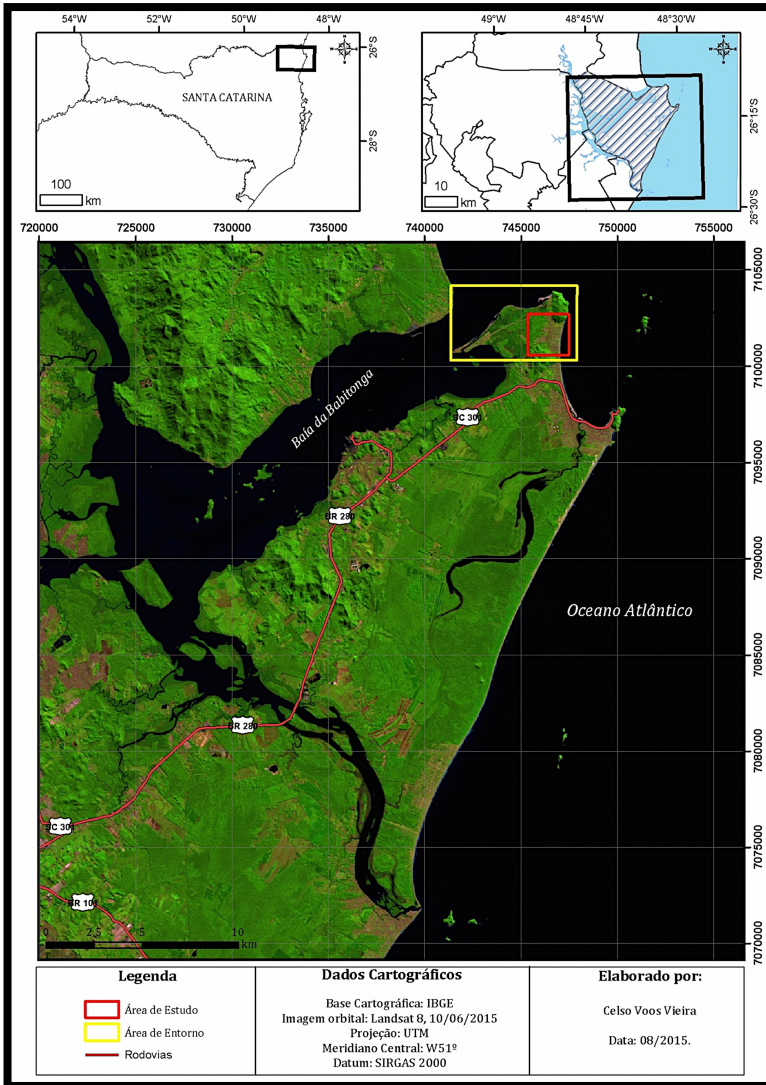
---

<sup>2</sup> Dados disponíveis em:

<http://www.ibge.gov.br/cidadesat/topwindow.htm?1>

corresponde a 98,03% da área insular inserida no território do município de São Francisco do Sul.

**Figura 8 - Mapa de localização do município de São Francisco do Sul.**



Fonte: do autor.



A ilha de São Francisco do Sul possui uma linha de costa com 263,61 km de extensão, com a ocorrência de ambientes de hidrodinâmica distinta, com praias expostas e semi-abrigadas, assim como planícies de maré (estuarinas e lagunares) com amplas ocorrência de manguezais e marismas.

A construção do aterro do canal do Linguado, no final da década de 1930 resultou na total interrupção hidrodinâmica entre o canal do Linguado e a Baía da Babitonga transformando assim, a ilha de São Francisco do Sul em uma península de origem antrópica.

### 3.2 DELIMITAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo da presente tese está situada no extremo norte da ilha de São Francisco do Sul, contemplando duas áreas com níveis distintos de obtenção de informações.

De maneira a ordenar a coleta de dados da presente tese, cujo objeto de pesquisa refere-se à uma feição morfológica de destaque na praia de Itaguaçú, optou-se por delimitar e analisar dois recortes espaciais para a coleta de dados: Área de Estudo e Área de Entorno (Figura 9).

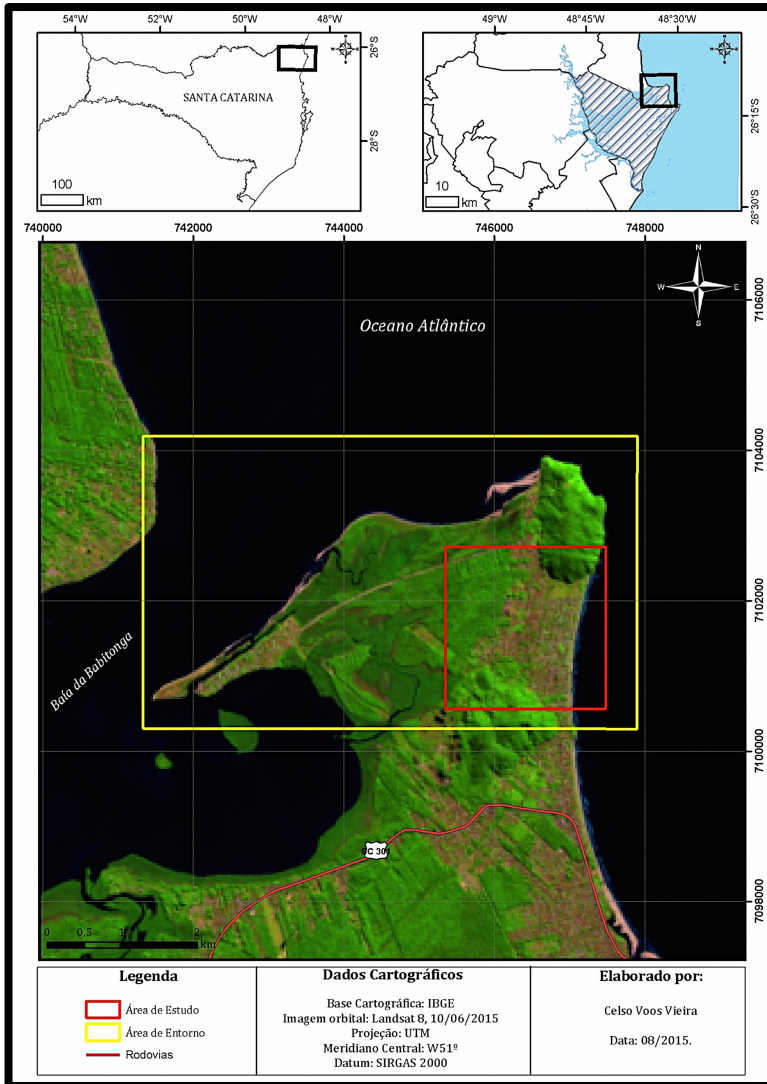
Á área de Entorno caracteriza-se por um recorte espacial de 25,54 km<sup>2</sup>, que contempla a área de estudo principal, onde foram obtidas informações a respeito de produtos cartográficos, mapeamentos geológicos, geomorfológicos, assim como dados pretéritos de pesquisas realizadas no extremo norte da ilha da São Francisco do Sul. Todas as informações obtidas possuem o intento de melhor caracterizar a área de estudo e subsidiar as análises e discussões a respeito da evolução geológica local e regional.

Por fim, a área de estudo, com 4,59 km<sup>2</sup> (Figura 10), caracteriza-se pelo setor onde ocorreu à aquisição mais intensa e detalhada de dados, com o direcionamento de aquisição de produtos cartográficos, aquisição de dados em subsuperfície de sondagens, geofísica e datações absolutas.

Deve ser ressaltado ainda, uma terceira escala geográfica de análise que compreende a totalidade da ilha de São Francisco do Sul, com o resgate de informações bibliográficas para auxiliar no entendimento e construção dos aspectos evolutivos da área de estudo.

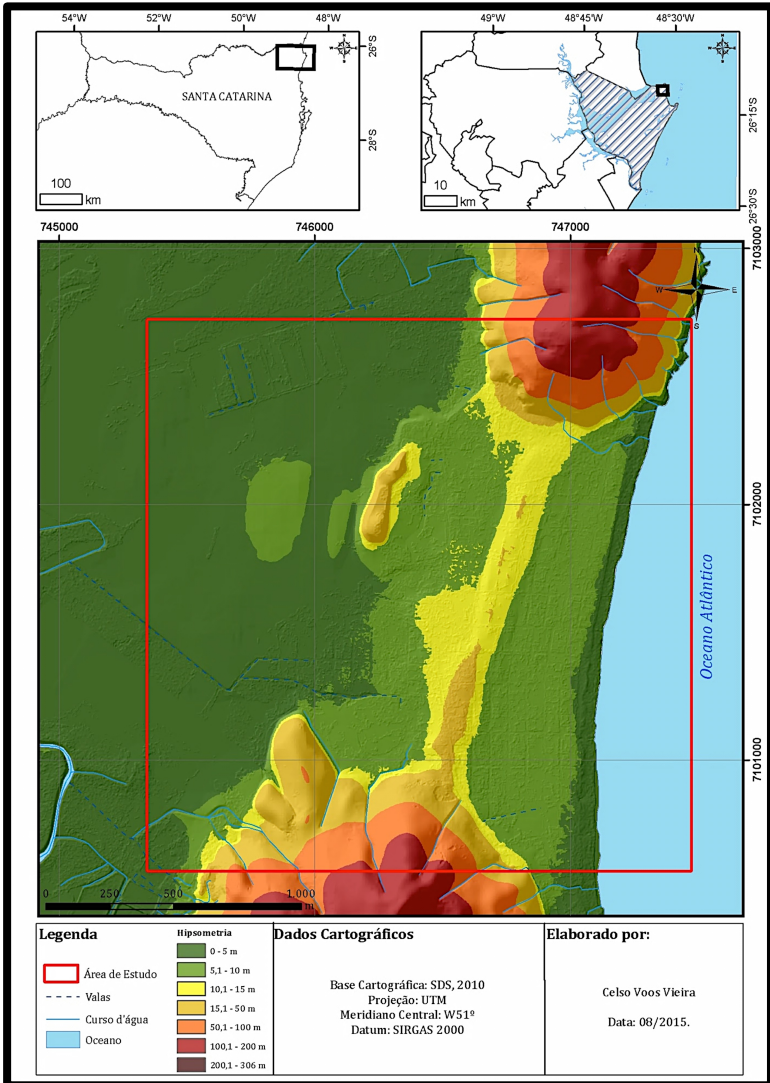
A Figura 11 ilustra as principais toponímias da área de estudo adotadas para referenciar a descrição das características das unidades geológicas e dos processos associados.

**Figura 9 - Localização da área de estudo e da área de entorno.**



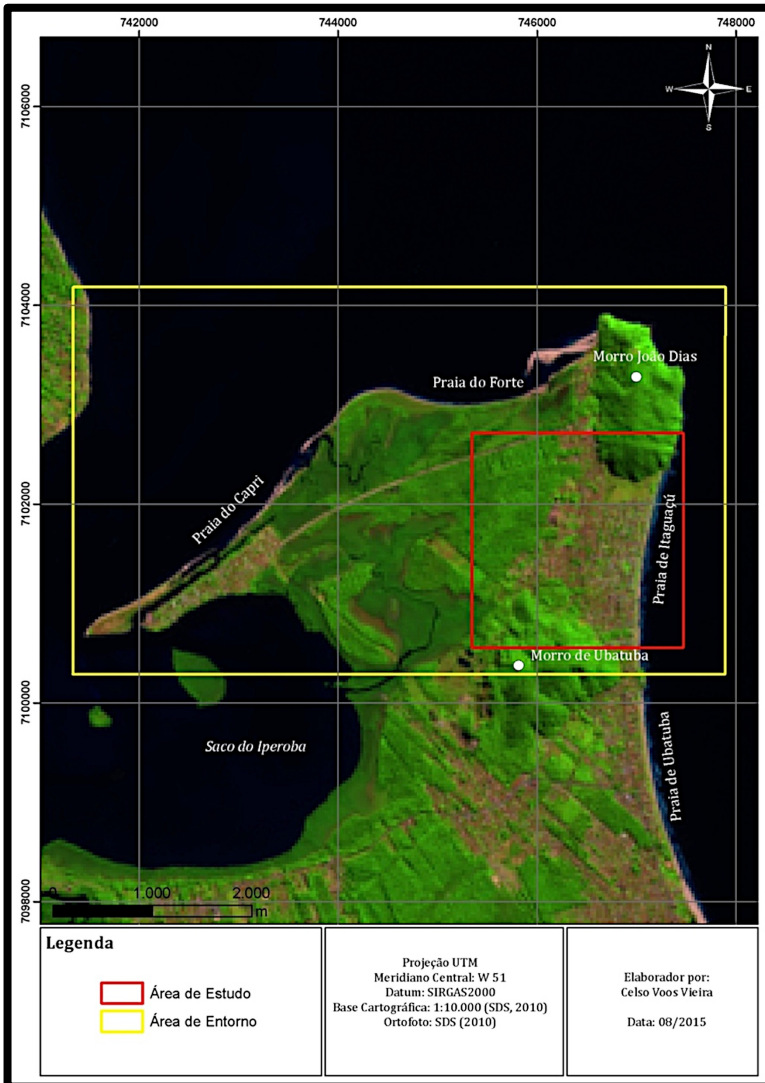
Fonte: do autor.

**Figura 10 – Detalhe da localização da área de estudo no extremo norte da ilha de São Francisco do Sul, com destaque para a hipsometria.**



Fonte: do autor.

**Figura 11 – Principais toponímias da área de estudo.**

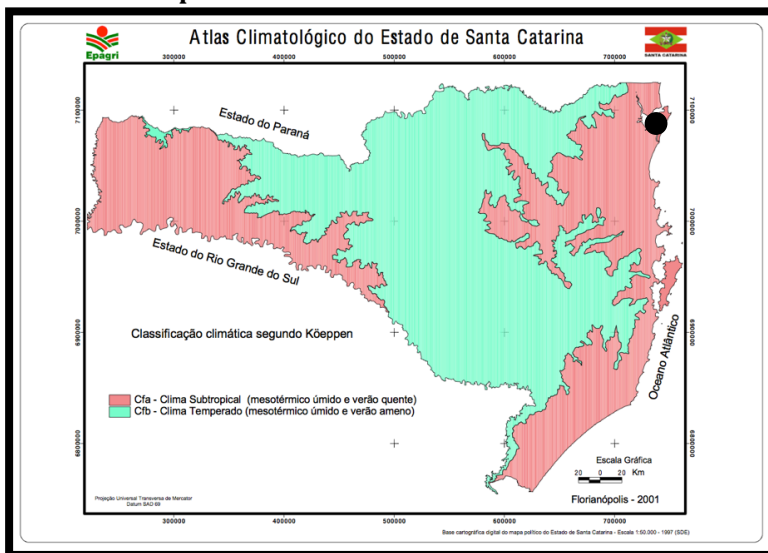


Fonte: do autor.

### 3.3 CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA

Segundo a classificação climática de Köppen, o Estado de Santa Catarina se enquadra no clima do grupo C, chamado de mesotérmico, uma vez que as temperaturas do mês mais frio estão abaixo de 18°C e acima de 3°C (Figura 12) (PANDOLFO *et al*, 2002).

**Figura 12 - Classificação climática de Köppen, com destaque para ilha de São Francisco do Sul.**



Fonte: Pandolfo *et al.* (2002).

O Estado de Santa Catarina pertence ao tipo úmido, classificado como f, sem estação seca definida, pois não há índices pluviométricos inferiores a 60 mm mensais. Por conta do fator altitude é possível distinguir também dois subtipos em Santa Catarina: de verão quente (classificação a) encontrado no litoral e no oeste; e de verão ameno (classificação b), nas zonas mais elevadas do planalto (PANDOLFO *et al*, 2002).

Desta forma, o município de São Francisco do Sul pode ser enquadrado no clima temperado Cfa (mesotérmico úmido e verão quente) sendo influenciado pelas massas de ar polar e tropical atlântica. A primeira atua nos meses de inverno declinando bruscamente as temperaturas e causando ventos de quadrante

sudoeste. Além disso, esta região está condicionada à influência do relevo, pois a Serra do Mar atua como barreira natural à umidade proveniente do oceano. Sendo assim, os índices de umidade e precipitação apresentam valores maiores do que nas áreas do planalto (SANTA CATARINA, 1986).

Especialmente na planície costeira, o clima é classificado como superúmido (PEREIRA, 1994), marcado por fracas amplitudes térmicas entre o verão e o inverno, em virtude da forte influência de umidade do oceano. As temperaturas médias mensais oscilam entre 15 e 18°C no inverno e entre 24 e 26°C no verão. A umidade do ar, igualmente sob influência marítima, atinge 80% (SANTA CATARINA, 1986).

De acordo com o Atlas Climatológico do Estado de Santa Catarina (PANDOLFO *et al.*, 2002), no município de São Francisco do Sul ocorrem precipitações entre 1700 e 2100 mm de chuva, com temperatura média anual maior ou igual a 20°C e a umidade relativa média anual entre 84 e 86%. O balanço de evapotranspiração para o período não apresentou deficiência hídrica para a região (SANTA CATARINA, 1986).

Especificamente para a ilha de São Francisco do Sul, para um período analisado de 33 anos (1963-1996), de acordo com Horn Filho (1997), as temperaturas médias máximas e mínimas anuais foram de 25 e 18°C, respectivamente. Os dados meteorológicos locais sugerem índices médios anuais de umidade relativa do ar de 87% e de pluviometria da ordem de 1.875 mm, corroborando os dados regionais apresentados por Pandolfo *et al* (2002).

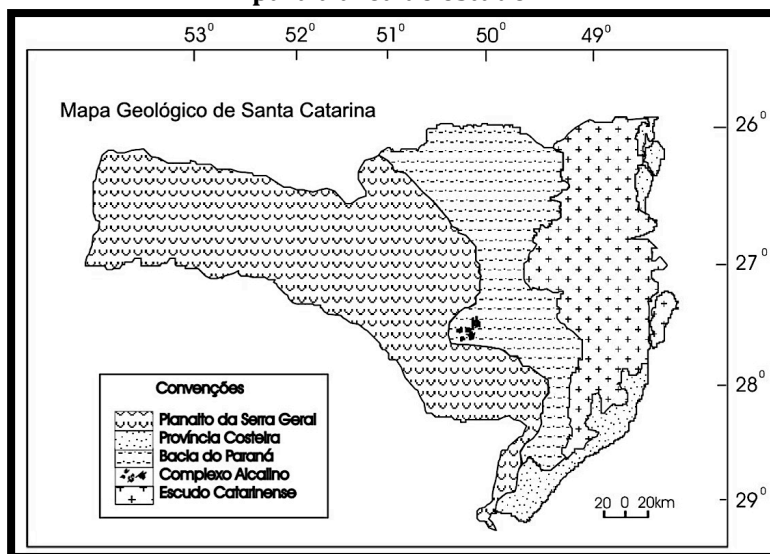
Dados coletados em uma estação meteorológica instalada no Forte Marechal Luz, no extremo norte da ilha de São Francisco do Sul, sob as coordenadas 26°09',9"S e 48°31'7"W a 140 m de altitude, indicam que a velocidade do vento máxima durante o período de coleta foi de 10,7 m/s com uma média de 2,7 m/s (SILVA, 2011).

A ocorrência da velocidade entre a faixa de 0 a 3,0 m/s representam 61,5% do tempo amostrado e as velocidades entre 3,1 a 6,0 m/s representam 35,4%. Ressalta-se que as velocidades acima de 6,0 m/s representam apenas 3,1% do tempo amostrado e estão relacionados aos ventos de nordeste (SILVA, 2011).

### 3.1 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA

Horn Filho & Diehl (1994, 2001) e Horn Filho (2003) fundamentado em características estruturais, petrográficas, sedimentares e evolutivas, subdividiram a geologia do Estado de Santa Catarina em cinco províncias geológicas: Escudo Catarinense, Bacia do Paraná, Planalto da Serra Geral, Complexo Alcalino e a Província Costeira (Figura 13).

**Figura 13 – Geologia do Estado de Santa Catarina, com destaque para à área de estudo.**



Fonte: adaptado de Horn Filho & Diehl (1994, 2001).

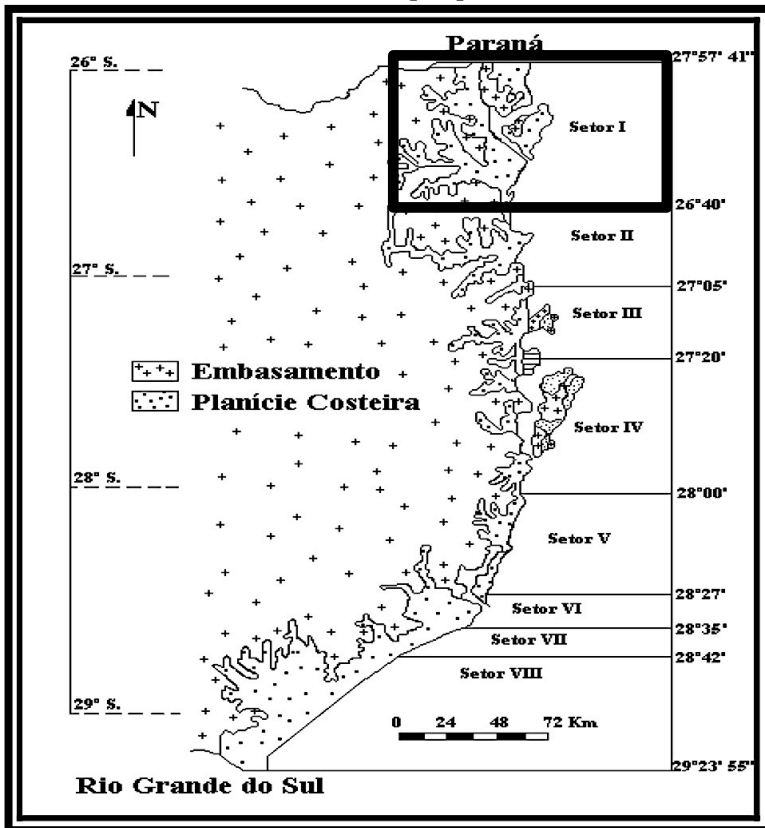
A Província Costeira do Estado de Santa Catarina possui regiões com características geológico-geomorfológicas distintas, principalmente com relação a incidência de ondas e transporte sedimentar, que resultam no desenvolvimento de diferentes sistemas deposicionais. Neste sentido, Diehl & Horn Filho (1996), propuseram a definição de oito setores geológico-geomorfológicos:

- ✓ (I) Setentrional;
- ✓ (II) Nordeste;
- ✓ (III) Centro-Norte;

- ✓ (IV) Central;
- ✓ (V) Centro-Sul;
- ✓ (VI) Sudeste;
- ✓ (VII) Centro-Sul e;
- ✓ (VIII) Meridional.

À área de estudo está localizada no setor setentrional (Setor I) da compartimentação proposta por Diehl & Horn Filho (1996) ilustrada na Figura 14.

**Figura 14 – Compartimentação da província costeira de Santa Catarina, com destaque para o setor I.**



Fonte: adaptado de Diehl & Horn Filho (1996).



A Província Costeira Setentrional do Estado de Santa Catarina, pode ainda, ser subdividida em duas grandes unidades geológicas: bacia sedimentar marginal de Santos e o embasamento cristalino.

A bacia sedimentar marginal de Santos representa a margem continental sul-brasileira na Província Costeira de Santa Catarina, qualificada por Zemruscki (1979) como uma margem continental “deposicional” ou “construcional”, em virtude da expressiva acumulação de sedimentos, suavização das feições morfológicas e minimização de suas declividades (HORN FILHO, 2003).

A bacia de Santos é limitada geograficamente pela Plataforma de Florianópolis, nas imediações do cabo de Santa Marta Grande (28° 27'S), em direção sul, estende-se a bacia de Pelotas e a norte, a bacia de Santos. A ilha de São Francisco do Sul e a área de estudo encontram-se inseridas na porção sul da bacia de Santos.

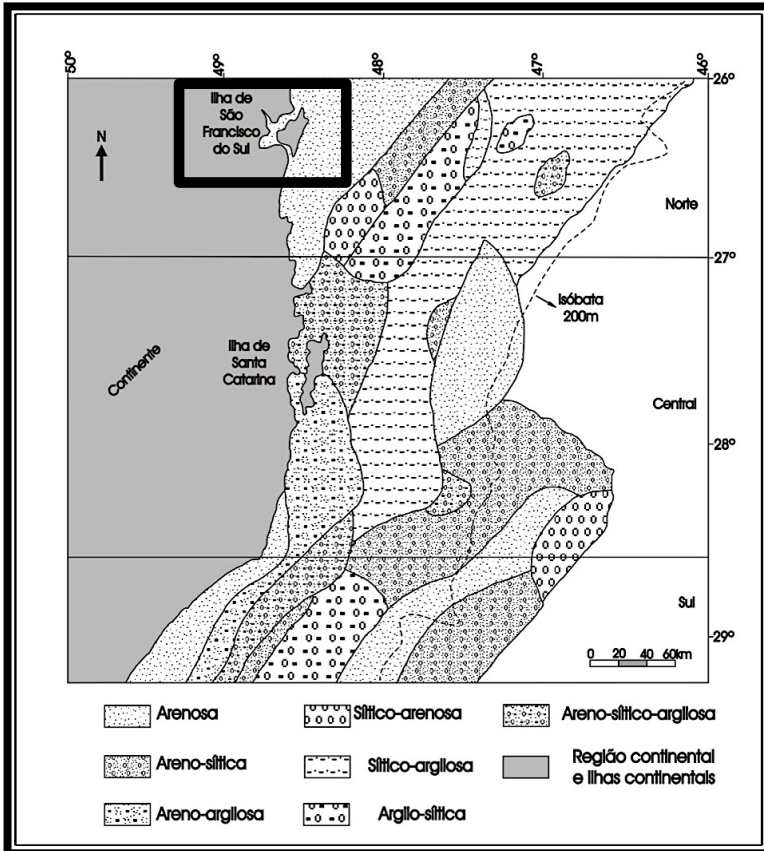
A bacia de Santos engloba uma área de 352.000 km<sup>2</sup> e possui espessuras sedimentares superiores a 10 km nos principais depocentros (CHANG *et al.*, 2009).

De maneira geral, a plataforma continental catarinense inserida na bacia de Santos, apresenta larguras médias de 130 km (CORRÊA *et al.*, 1996) e declividades de 1:500 a 1:700 nas regiões mais estreitas e 1:1.000 e 1:350 nas regiões mais largas (ZEMBRUSKI, 1979).

Gré (1983) informa inclinações entre 0,5 e 0,7° e profundidades de quebra de plataforma entre 120 e 180m. Ao longo da plataforma continental foram evidenciados ainda cinco níveis topográficos submersos, nas isóbatas de 20-25m, 32-45m, 50m, 60-75m e 80- 90m, que correspondem a paleoterraços de estabilização do nível do mar durante o Quaternário, de acordo com Corrêa (1978).

Outrossim, a plataforma continental de Santa Catarina tem sido descrita do ponto de vista sedimentológico por diversos autores, destacando-se os trabalhos de Corrêa (1978), Corrêa (1980), Gré (1983), Corrêa *et al.* (1996) e Abreu (1998). Corrêa *et al.* (1996) caracterizaram sete fácies para a plataforma continental (Figura 15): arenosa; areno-siltica; areno-argilosa; siltico-arenosa; siltica-argilosa; argilo-siltica e areno-siltico- argilosa. Na plataforma interna, nas proximidades da ilha de São Francisco do Sul, predomina a fácies arenosa.

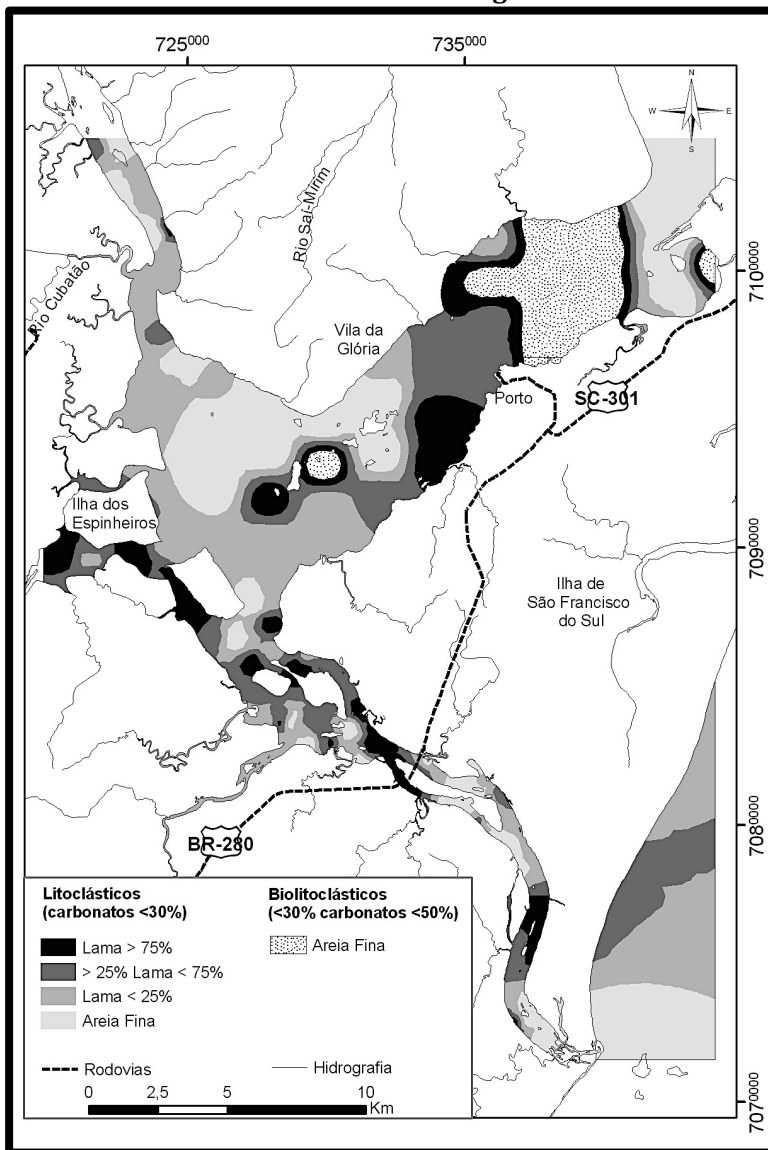
**Figura 15 – Mapa de sedimentos superficiais da plataforma continental de Santa Catarina, com destaque para a região da área de estudo.**



Fonte: adaptado de Horn Filho (2003).

No interior da baía da Babitonga, segundo Vieira & Horn Filho (2007), os sedimentos de fundo podem ser agrupados em duas classes distintas, balizado na composição carbonática biodetrítica (LARSONNEUR, 1977; DIAS, 1996; DIAS & MEDEIROS, 2005) em: sedimentos litoclásticos (carbonatos < 30%) e litobioclásticos (> 30% carbonatos < 50%). Texturalmente, os sedimentos de fundo variam de areia fina (sedimentos compostos de 100% de areia) e três classes de depósitos lamosos (lama > 75%; > 25% lama < 75%; lama < 25%) (Figura 16).

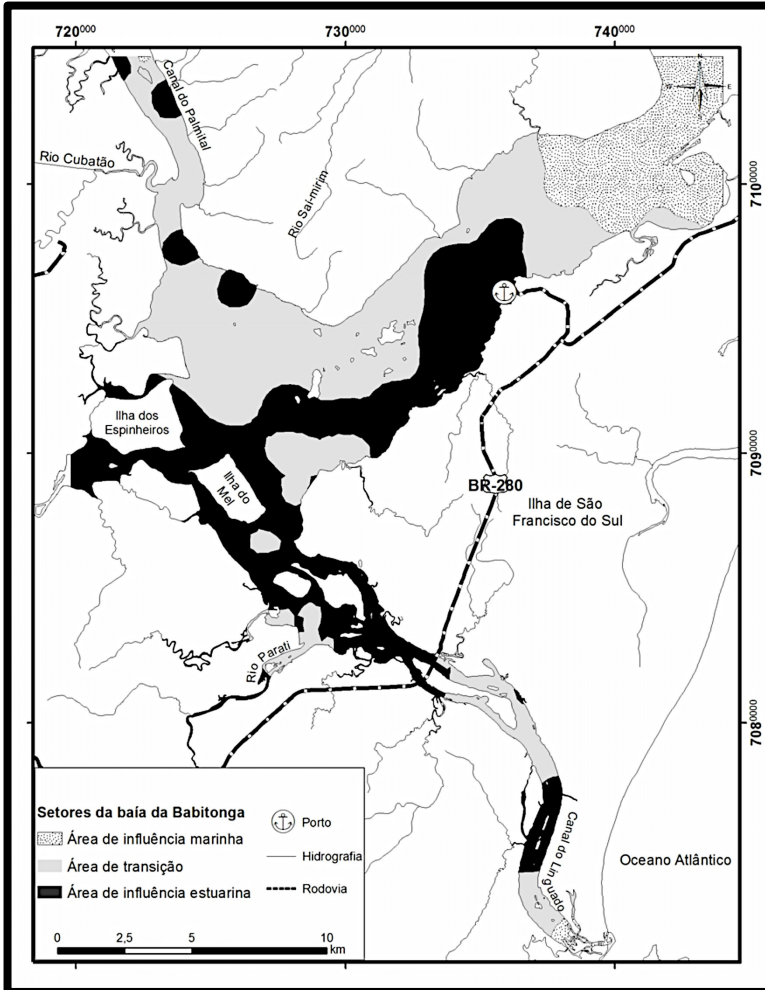
**Figura 16 – Mapa textural dos sedimentos superficiais de fundo da baía da Babitonga.**



Fonte: Vieira & Horn Filho (2007).

Vieira *et al.*, (2008) propuseram uma setorização da baía da Babitonga baseada na análise dos sedimentos de fundo, com a organização de três grupos que evidenciam a hidrodinâmica instaurada no complexo estuarino (Figura 17).

**Figura 17 - Setorização da baía da Babitonga com base nos aspectos hidrodinâmicos evidenciados pelos sedimentos de fundo.**



Fonte: Vieira *et al.* (2008).

O embasamento cristalino regional, segundo Kaul & Teixeira (1982), apresentam um cenário geológico composto por processos de formação de rochas associadas ao surgimento de inúmeras estruturas tectônicas.

A formação do embasamento cristalino, teve início no final do Arqueano, há cerca de 2,6 bilhões de anos antes do presente (AP) (GONÇALVES & KAUL, 2002) até o final do Proterozóico superior, há aproximadamente 540 milhões de anos AP (KAUL & TEIXEIRA, 1982). Nesta longa fase predominaram os processos magmáticos e metamórficos que deram origem ao Complexo Luís Alves (KAUL & TEIXEIRA, 1982), à Suíte Intrusiva Serra do Mar (KAUL *et al.*, 1982), Grupo Campo Alegre (KAUL *et al.*, 1982) e ao Complexo Paranaguá também denominado Cinturão Granitóide Costeiro (SIGA JR *et al.*, 1993) ou Terreno Paranaguá (CURY, 2009).

A história geológica evolutiva do embasamento cristalino da área de estudo está diretamente relacionada à formação do Complexo Luís Alves, também denominado Complexo Granulítico de Santa Catarina (KAUL & TEIXEIRA, 1982). De origem arqueana, esse complexo foi ao final do Proterozóico superior, intrudido pelas massas graníticas da Suíte Intrusiva Serra do Mar e quase simultaneamente, coberto localmente pelos depósitos vulcano-sedimentares do Grupo Campo Alegre.

Em seguida, ainda no final desta era geológica, o Complexo Paranaguá ou Cinturão Granitóide Costeiro justapôs-se ao Complexo Luís Alves (GONÇALVES & OLIVEIRA, 2001; GONÇALVES & KAUL, 2002).

Diversos mapeamentos geológicos foram efetuados na região da baía da Babitonga desde a década de 80. Pode-se dividir esses mapeamentos em dois grupos principais: os mapas geológicos gerais e os mapas geológicos voltados para a representação dos depósitos cenozóicos (com foco na planície costeira). Os mapas geológicos gerais são encontrados nas escalas 1:1.000.000 (SANTA CATARINA, 1986), 1:100.000 (IBGE, 2002a) e 1:50.000 (GONÇALVES *et al.*, 2002). Os mapas dos depósitos cenozóicos foram confeccionados nas escalas 1:350.000 (HORN FILHO, 1997), 1:200.000 (MARTIN *et al.*, 1988), 1:50.000 (POSSAMAI *et al.*, 2010; ANJOS, 2010).

Na área de estudo da presente tese, os mapas geológicos gerais, apesar das distintas escalas de mapeamento, trazem informações semelhantes, porém com algumas diferenças nas

denominações de complexos, litologias e/ou idades. Da mesma forma, os mapas com foco nos depósitos cenozóicos apresentam divergências entre os depósitos identificados, bem como, nas nomenclaturas adotadas.

Deve ser ressaltado que, as figuras que representam os mapeamentos supracitados ( Figura 18, Figura 19, Figura 20, Figura 21, Figura 22, Figura 26, Figura 27 e Figura 28) foram reconstituídas fielmente do original, sendo que, as formas das unidades geológicas e geomorfológicas expressam as técnicas e o conhecimento do ambiente à época dos mapeamentos.

### **3.1.1 Mapeamentos geológicos da área de estudo**

Segundo o mapeamento geológico na escala 1:1.000.000 produzido pelo GAPLAN - Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral do Estado de Santa Catarina (SANTA CATARINA, 1986), o arcabouço geológico da região nordeste de Santa Catarina compreende dois setores distintos: o Escudo Atlântico e as áreas de Sedimentos Quaternários.

Na ilha da São Francisco do Sul, o setor do Escudo Atlântico é identificado pelas áreas mais elevadas, caracterizadas pelo elemento tectônico Cráton Luis Alves, que contém as unidades litoestratigráficas do Complexo Paraíba do Sul. Este complexo ocorre no Estado de Santa Catarina somente em uma pequena faixa de rochas no extremo nordeste do estado, principalmente na ilha de São Francisco do Sul e proximidades, que incluem as ilhas dos Tamboretas, estendendo-se de modo amplo no leste do Estado do Paraná. As unidades litoestratigráficas compreendem uma assembleia de rochas gnáissicas, graníticas e cataclásticas, geradas no Proterozóico Superior (antes de 1.000 milhões de anos), fortemente afetadas por atividades tectonomagmáticas no evento geodinâmico brasileiro, entre 1.000 e 450 milhões de anos (SANTA CATARINA, 1986).

Ainda segundo este mapeamento, o setor Sedimentos Quaternários inclui o compartimento topográfico planície costeira, que contém a unidade litoestratigráfica Coberturas Recentes. Esta unidade é composta por depósitos holocênicos e pleistocênicos marinhos, representados por sedimentos praias e cordões litorâneos (SANTA CATARINA, 1986).

O mapa geológico produzido em 2002 pela DIGEO/SUL - Divisão de Geociências do Sul do IBGE na escala 1:100.000, que

corresponde à folha topográfica SG-22-Z-D-V, foi detalhado por Gonçalves *et al.* (2002) para a escala 1:50.000, todavia, não houve, alteração do conteúdo mapeado nos limites da área de estudo, sendo assim idênticas as ocorrências geológicas para esta área em ambas as escalas (Figura 18).

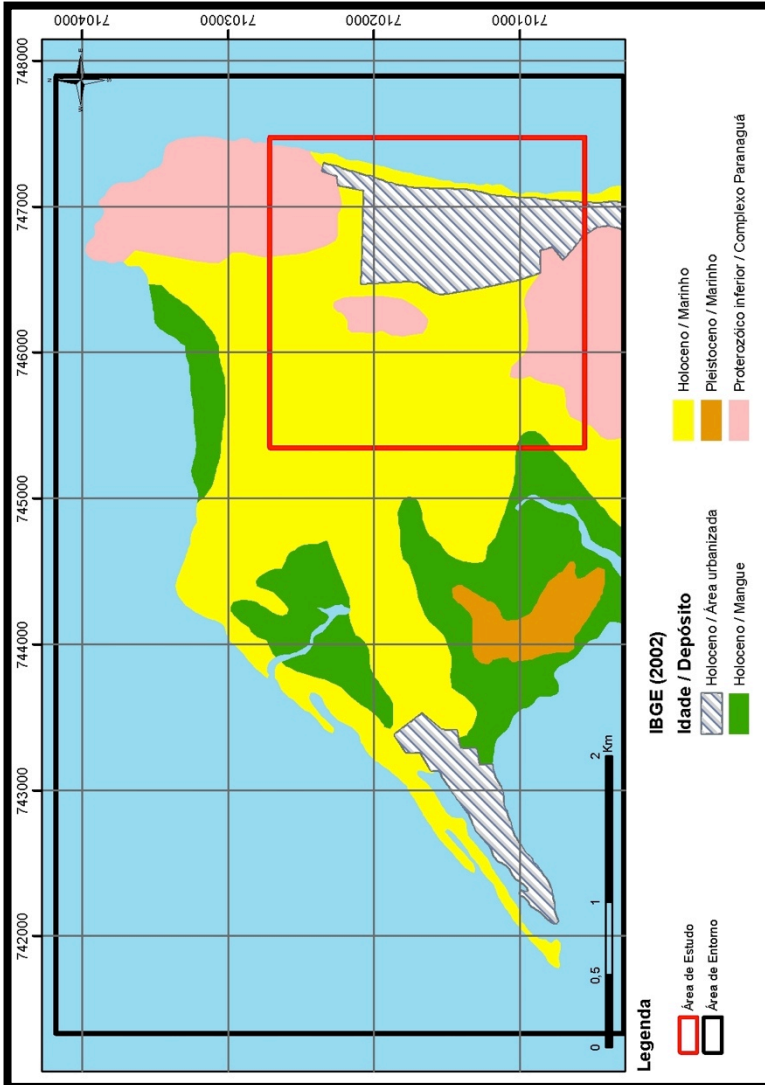
Desta forma, segundo o mapa geológico produzido pelo IBGE (2002a) na escala 1:100.000, ocorrem nas áreas mais elevadas da área de estudo, rochas do Proterozóico inferior referentes ao Complexo Paranaguá, compostas predominantemente por granitóides cálcio-alcálicos deformados, com foliação, cataclásticos, equigranulares finos a médios, porfiríticos, porções restritas de gnaisses. Segundo IBGE (2002a) nas áreas de menor altitude, que correspondem às planícies costeiras, ocorrem sedimentos argilo-siltico-arenosos de ambiente de mangue, areias quartzosas marinhas bem selecionadas, areias inconsolidadas mal selecionadas, com laminação plano-paralela, todos de idade holocênica. Ocorrem ainda sedimentos pleistocênicos marinhos compostos por depósitos de areias quartzosas finas a médias, bem selecionadas, com laminações plano-paralelas ou cruzadas, que formam terraços. Destaca-se ainda as áreas urbanizadas ao longo da praia do Capri e da praia de Itaguaçú.

Os demais mapeamentos abaixo listados, possuem como foco o delineamento e a caracterização dos depósitos quaternários costeiros em distintas escalas de mapeamento.

Por sua vez, destaca-se o mapa do Quaternário Costeiro do Estado de Santa Catarina na escala 1:200.000, produzido por Martin *et al.* (1988) para o Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM, como o primeiro mapeamento geológico com foco nos sistemas deposicionais quaternários (Figura 19).

O mapeamento realizado por Martin *et al.* (1988) indicou para a área de estudo a ocorrência de cinco unidades geológicas com idades variando do Holoceno ao Pré-Cambriano (Figura 19). No Holoceno, os autores mapearam depósitos estuarinos de composição areno-argilosa, depósitos lagunares de composição argilosa e depósitos marinhos de composição arenosa.

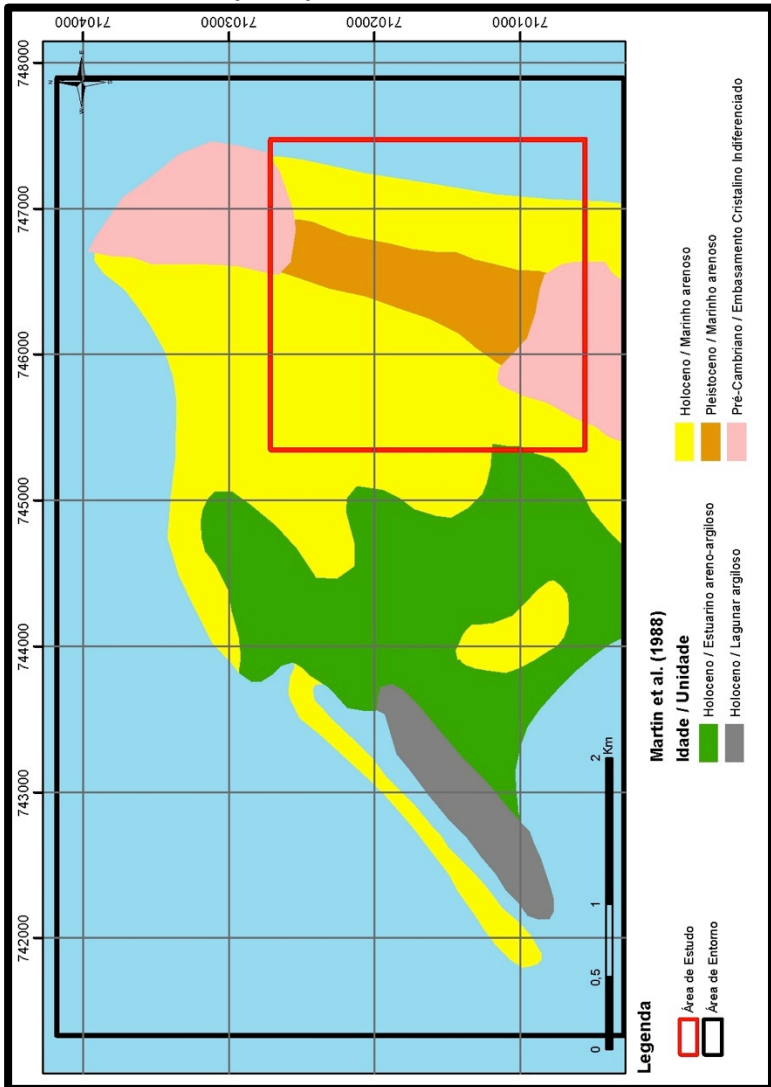
**Figura 18 - Mapa geológico produzido pelo IBGE (2002a), escala 1:100.000.**



Fonte: adaptado de IBGE (2002a).



**Figura 19 - Mapa geológico costeiro produzido por Martin *et al.* (1988), escala 1:200.000.**



Fonte: adaptado de Martin *et al.* (1988).

No Pleistoceno foi identificada a ocorrência de apenas um depósito marinho de composição arenosa. As rochas do

embasamento cristalino foram tratadas indiscriminadamente, no que tange os aspectos litológicos e cronológicos. Deve ser ressaltado que para a inferência cronológica dos depósitos foram adotadas idades relativas. Destaca-se neste mapeamento a localização de sítios arqueológicos de tipologia sambaqui, que foram utilizados como indicadores relativos de idade dos depósitos costeiros, assim como do nível relativo do mar durante o Holoceno.

Posteriormente, o segundo o mapeamento efetuado na ilha de São Francisco do Sul, que abrangeu a área de estudo, refere-se a tese de doutorado desenvolvida por Horn Filho (1997) na escala aproximada de 1:350.000 (Figura 20).

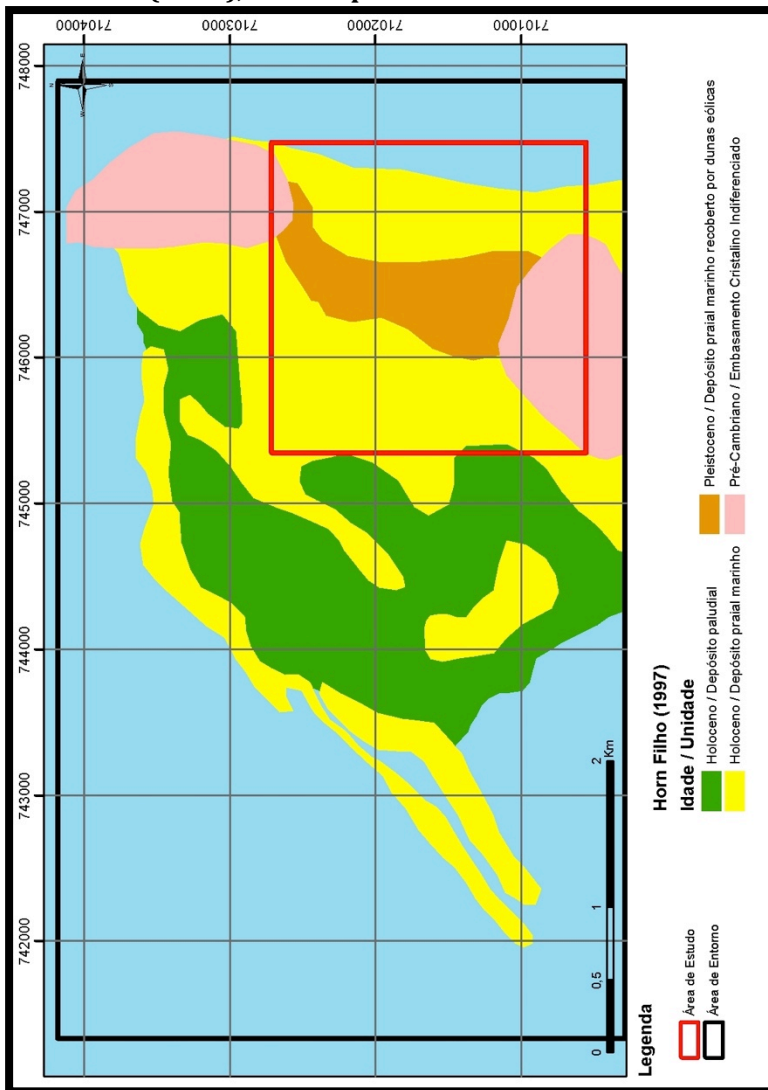
Horn Filho (1997) indicou para à área de estudo quatro unidades geológicas, com duas unidades enquadradas no Holoceno, os depósitos paludiais e praias marinhos. Com formação no Pleistoceno, o autor indicou o depósito praias marinho recoberto por dunas eólicas. Por fim, as rochas do embasamento cristalino indiferenciado foram enquadradas no Pré-Cambriano. Novamente destaca-se a inferência relativa das idades dos depósitos.

Recentemente Possamai *et al.* (2010) revisaram os mapeamentos existentes e mapearam em escala 1:50.000 a ilha de São Francisco do Sul, conforme ilustrado na Figura 21. Os autores identificaram cinco unidades geológicas ao longo da área de estudo, com idades variando do Proterozóico inferior ao Holoceno. De acordo com Possamai *et al.* (2010), no Holoceno foram mapeados o depósito marinho e o depósito paludial, assim como as áreas urbanizadas. No Pleistoceno foram identificados depósitos marinhos, sendo que as rochas do embasamento cristalino foram enquadradas no Proterozóico inferior. Outrossim, os autores não apresentaram idades absolutas para o enquadramento cronológico dos depósitos, utilizando, como as demais pesquisas, parâmetros morfométricos e estratigráficos para situar de maneira relativa no tempo as unidades mapeadas.

No mesmo ano, Anjos (2010), igualmente realizou o mapeamento geológico da ilha de São Francisco do Sul, em escala aproximada de 1:50.000. No extremo norte da ilha, no interior da presente área de estudo, a autora identificou seis unidades geológicas, com idades variando do Holoceno ao Pré-Cambriano. No Holoceno foram reconhecidos os depósitos praias, planície de maré, lagunar e marinho. De idade pleistocênica foi mapeado um único depósito, denominado marinho. As elevações foram categorizadas

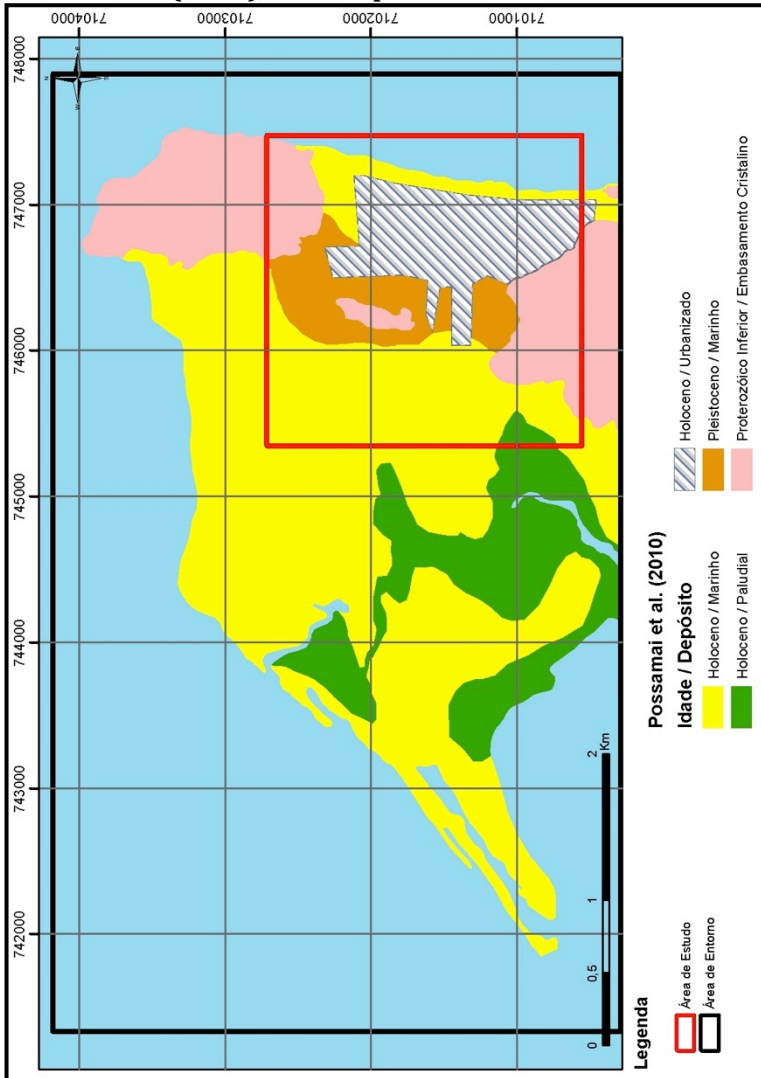
como pertencentes ao Pré-Cambriano e as rochas foram tratadas de maneira indiscriminada.

**Figura 20 - Mapa geológico costeiro produzido por Horn Filho (1997), escala aproximada 1:350.000.**



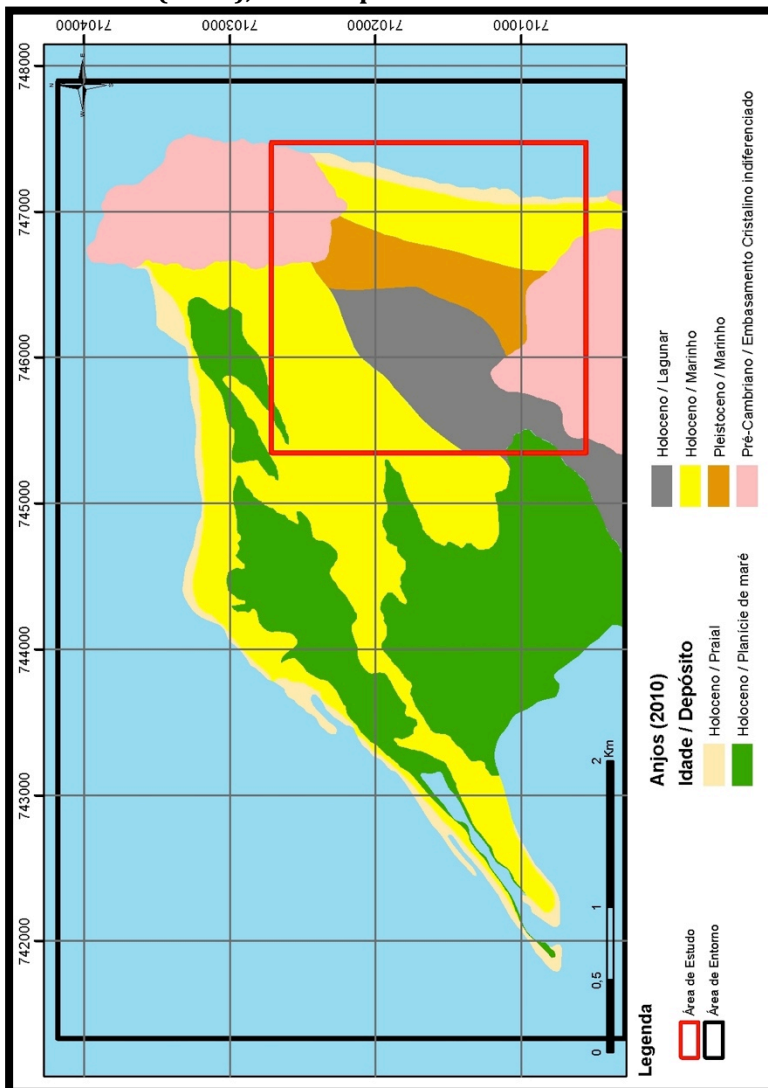
Fonte: adaptado de Horn Filho (1997).

**Figura 21 - Mapa geológico costeiro produzido por Possamai *et al.* (2010), escala aproximada 1:50.000.**



Fonte: adaptado de Possamai *et al.* (2010).

**Figura 22 - Mapa geológico costeiro produzido por Anjos (2010), escala aproximada 1:50.000.**



Fonte: adaptado de Anjos (2010).

De maneira geral, observa-se que os limites e contatos superficiais das unidades geológicas sofreram um grande

detalhamento desde o primeiro mapeamento realizado (MARTIN *et al.*, 1988) até as propostas mais recentes. Em grande parte, em virtude do avanço das ferramentas e metodologias de mapeamento atualmente empregadas.

Pode-se concluir que a morfologia das unidades geológicas deposicionais superficiais foram detalhadas e mapeadas em escala superior a 1:50.000 nas propostas contemporâneas de Possamai *et al.* (2010) e Anjos (2010). Não obstante, ainda pairam dúvidas a respeito da geometria das unidades em subsuperfície, assim como do relacionamento estratigráfico, gênese e idades absolutas das unidades geológicas mapeadas em superfície.

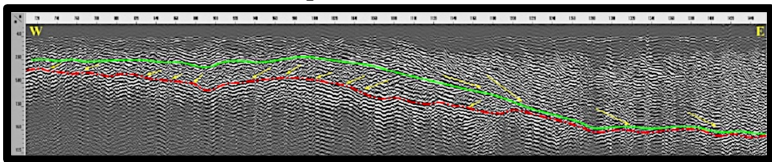
Além dos limites da área de estudo, uma área em especial se destaca pelo interesse dos pesquisadores em sua caracterização e evolução: a barreira holocênica. A barreira holocênica possui maior expressão na porção leste da ilha de São Francisco do Sul e se sobressai na paisagem quando confrontada às demais áreas, em função do conspícuo elemento eólico associado em seu desenvolvimento. Nesse contexto, os seguintes estudos com foco na barreira holocênica, ao longo da Praia Grande, merecem destaque, Zular (2011), Barboza *et al.* (2011) e Bogo (2013).

Zular (2011) no estudo nas barreiras holocênicas em sua porção setentrional, ao longo da praia Grande, na ilha de São Francisco do Sul, indicou a prevalência de sobreposição de dunas vegetadas formadas pela influência dos ventos S-SE na parte central e norte da barreira holocênica. De acordo com o autor, ao longo da costa, predomina uma estreita faixa de 5 a 10 m de altura composta por dunas frontais associadas com *swales*. Em direção ao interior da ilha, as dunas frontais são gradualmente substituídas por *blowouts* e/ou dunas parabólicas de 10 a 20 m de altura ou ainda por dunas com formatos irregulares seguidos por alinhamentos de cordões litorâneos. Importante consideração a respeito da evolução da barreira holocênica foi realizada pelo autor, onde as datações absolutas realizadas demonstraram que a construção da barreira ocorreu mediante a progradação de cordões litorâneos no período entre 4.900 a pelo menos 3.100 anos AP. A partir de 1.900 anos AP, a progradação da barreira ocorreu com o desenvolvimento de dunas parabólicas, cuja estabilização teria ocorrido até cerca de 1.200 anos AP.

Barboza *et al.* (2011) com o emprego de Georradar no sul da Praia Grande, nas proximidades da localidade Praia do Ervino,

evidenciaram a presença de depósitos pleistocênicos a uma profundidade de 3 a 9 m (Figura 23). Segundo os autores, observam-se ainda refletores em *downlap* no sentido oeste, os quais poderiam representar os depósitos associados à última transgressão marinha holocênica. De acordo com os autores esse registro representa a porção mais continental da barreira, o qual está associado aos depósitos de terraços da margem lagunar. Barboza *et al.* (2011) indicaram que as setas em amarelo (*downlaps*) indicam os sentidos de progradação dos refletores. A linha pontilhada em vermelho no radargrama representaria a superfície discordante entre o Pleistoceno e o Holoceno e a linha em verde traçada corresponderia à superfície que recobre os depósitos transgressivos, definida como superfície de máxima inundação.

**Figura 23 - Perfil representativo do radargrama na localidade da praia do Ervino.**

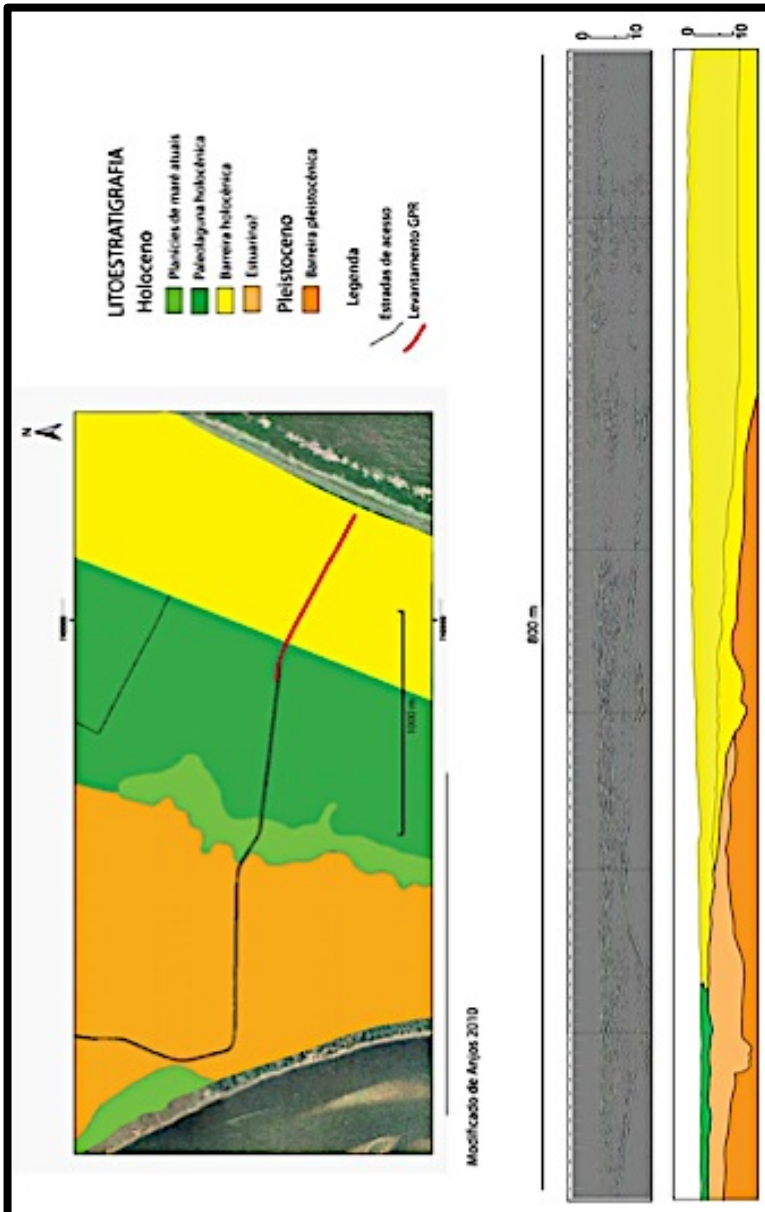


Fonte: adaptado de Barboza *et al.* (2011).

O estudo mais recente desenvolvido na ilha de São Francisco do Sul/SC sob o ponto de vista geológico e evolutivo foi de Bogo (2013) na barreira holocênica em sua porção austral, na localidade da praia do Ervino.

De acordo com Bogo (2013) a área de estudo foi dividida em dois blocos distintos, norte e sul, segundo a arquitetura sedimentar definida pela estratigrafia de radar (Figura 24). Os dados de subsuperfície obtidos com o vibrotestemunhador possibilitaram a definição de seis fácies sedimentares: areia maciça, lama maciça, areia com laminação plano-paralela, areia com laminação cruzada acanalada, areia com laminação cruzada planar e areia com laminação cruzada de baixo  ngulo. A caracterização das fácies sedimentares em conjunto com os dados de estratigrafia de radar permitiram a caracterização dos ambientes de sedimentação prai , eolico, lagunar e estuarino.

Figura 24 – Secção geológica Leste-Oeste ao sul da barreira holocênica, na localidade da Praia do Ervino.



Fonte: adaptado de Bogo (2013).



Ainda segundo o autor, o bloco norte apresenta refletores condizentes com a progradação da barreira durante a queda de nível do mar de 2,5 m nos últimos 5.000 anos AP.

Já no bloco sul, Bogo (2013) afirmou que os refletores apresentam-se com geometria diversa, sendo clara a influência de sistemas de paleocanais e esporões arenosos no desenvolvimento da barreira, fato devido à progradação ter ocorrido sob a influência da dinâmica do paleoestuário da Babitonga.

A sequência regressiva da barreira holocênica assenta-se sobre uma superfície de ravinamento pleistocênica identificada nos radargramas. As unidades descritas mostraram correspondência com os mapeamentos geológicos de superfície propostos para esta área de estudo (BOGO, 2013).

### 3.2 CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

A ilha de São Francisco do Sul é caracterizada por extensas áreas planas, que predominam em todos os setores e por áreas mais elevadas concentradas na porção oeste da ilha, que fazem parte do ambiente geomorfológico da Serra do Mar.

Em um contexto regional, a Serra do Mar, no norte de Santa Catarina, é considerada por Almeida & Carneiro (1998) como o trecho meridional final de um sistema de montanhas, que na região de Joinville ainda existe como uma “unidade orográfica de borda escarpada de planalto, desfeita que se acha em cordões de serras paralelas e montanhas isoladas drenadas diretamente para o mar” (p.135).

Segundo os autores, as elevações da Serra do Mar e planalto adjacente seriam niveladas com a superfície de aplainamento Japi, desenvolvida no Planalto Atlântico no Cretáceo Superior. Esta superfície abrangia grande área do sul-sudeste brasileiro e “se estendia bem mais para leste da área hoje ocupada pela plataforma continental interna” (p. 139). O soerguimento da Serra do Mar, nas bordas da bacia de Santos, durante evento tectônico iniciado no Paleoceno, marcou o seu surgimento em uma posição bem mais a leste do que a atual. Quanto à sua evolução, ainda segundo os autores,

“a erosão da serra por ação de rios, mar e movimentos em massa de suas vertentes tê-las ia feito recuar durante o Cenozóico até três a

quatro dezenas de quilômetros, abandonando numerosas ilhas e baixios próximo à costa, entalhando a superfície Japi e mais tarde as superfícies neogênicas” (p.142).

Desta forma, grande parte dos depósitos cenozóicos assim como os morros e colinas que ocorrem na planície costeira da ilha de São Francisco podem ser considerados remanescentes deste processo.

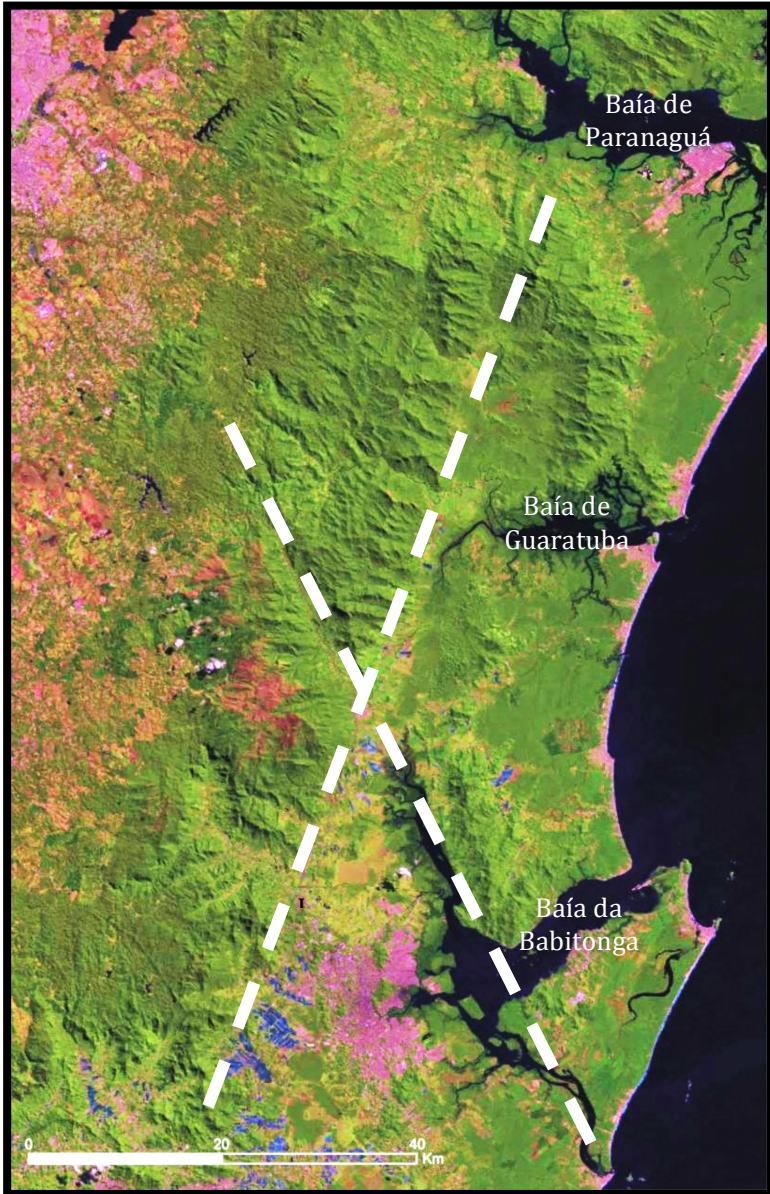
Oliveira (2006) expôs que a macro compartimentação topográfica regional é marcada pela ocorrência de duas grandes falhas geológicas. A primeira e maior falha, com cerca de 100 km de comprimento, inicia-se na baía de Paranaguá e segue sentido SSW, até aproximadamente a porção sul das áreas de rizicultura localizadas a oeste do centro urbano de Joinville. Esta grande feição geológica marca a transição entre as planícies cenozóicas costeiras e as escarpas da Serra do Mar, define o seu alinhamento e serve como nível de base local (Figura 25).

A segunda falha, com cerca de 70km de extensão, tem início no alto vale do Rio São João, a oeste da baía de Guaratuba e segue sentido SSE até o canal do Linguado, no interior da baía da Babitonga, cruzando-se com a primeira falha na altura do centro urbano do município de Garuva (Figura 25) (OLIVEIRA, 2006). A morfologia da ilha de São Francisco possui forte relação com esse sistema de falhamento.

Os principais mapeamentos geomorfológicos que contemplam a região nordeste de Santa Catarina e a ilha de São Francisco foram elaborados pelo GAPLAN (SANTA CATARINA, 1986), na escala 1:1.000.000, e pelo IBGE, nas escalas 1:250.000 (IBGE, 2004) e 1:100.000 (IBGE, 2002b). Ressalta-se que o mapeamento produzido pelo IBGE na escala 1:100.000 foi adotado pela FATMA para compor o Atlas Ambiental da Região de Joinville - Complexo Hídrico da baía da Babitonga.

O mapeamento geomorfológico produzido pelo GAPLAN tem como base uma classificação hierárquica dos fatos geomorfológicos em três grandes táxons: os domínios morfoestruturais, as regiões geomorfológicas e as unidades geomorfológicas.

**Figura 25 – Destaque para as principais falhas que controlam a compartimentação geomorfológica regional.**



Fonte: adaptado de Oliveira e Vieira (2008a).

Toda a extensão da área de pesquisa está incluída, somente na unidade Depósitos Sedimentares, em que ocorrem modelados de acumulação.

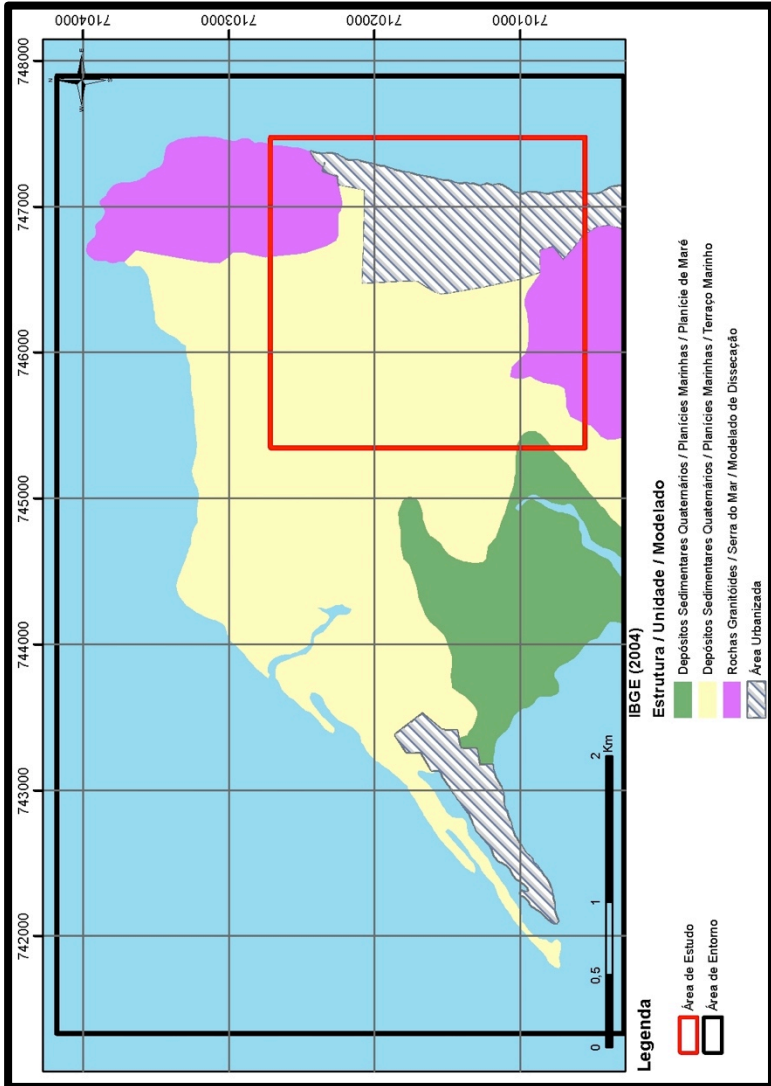
O mapa geomorfológico do IBGE (2004), na escala 1:250.000, adota como forma de classificação os táxons Domínios Morfoestruturais, Unidades Geomorfológicas e Modelados, conforme ilustrado na Figura 26.

Segundo esse mapeamento, ocorre na área de estudo os Domínios Morfoestruturais: Depósitos Sedimentares Quaternários e Rochas Granitóides, assim como as Unidades Geomorfológicas Planícies Marinhas e Serra do Mar. Como menor unidade de mapeamento ocorrem os Modelados Planície de Maré, Terraço Marinho e Modelado de Dissecação de topos convexos. Complementam a classificação do IBGE as referências na forma de combinação de letras e números para modelados de dissecação (iniciados com a letra D) e de Acumulação (iniciados com a letra A), que podem ocorrer em todas as unidades. De acordo com a proposta de mapeamento geomorfológico do IBGE (2004), predominam os modelados de acumulação em relação aos modelados de dissecação.

De acordo com Oliveira e Vieira (2008a) o mapa geomorfológico produzido pelo (IBGE, 2002b) na escala 1:100.000 adota os mesmos táxons que o mapeamento na escala 1:250.000, com sutis diferenças na subdivisão dos táxons Unidades Geomorfológicas e Modelado (Figura 27).

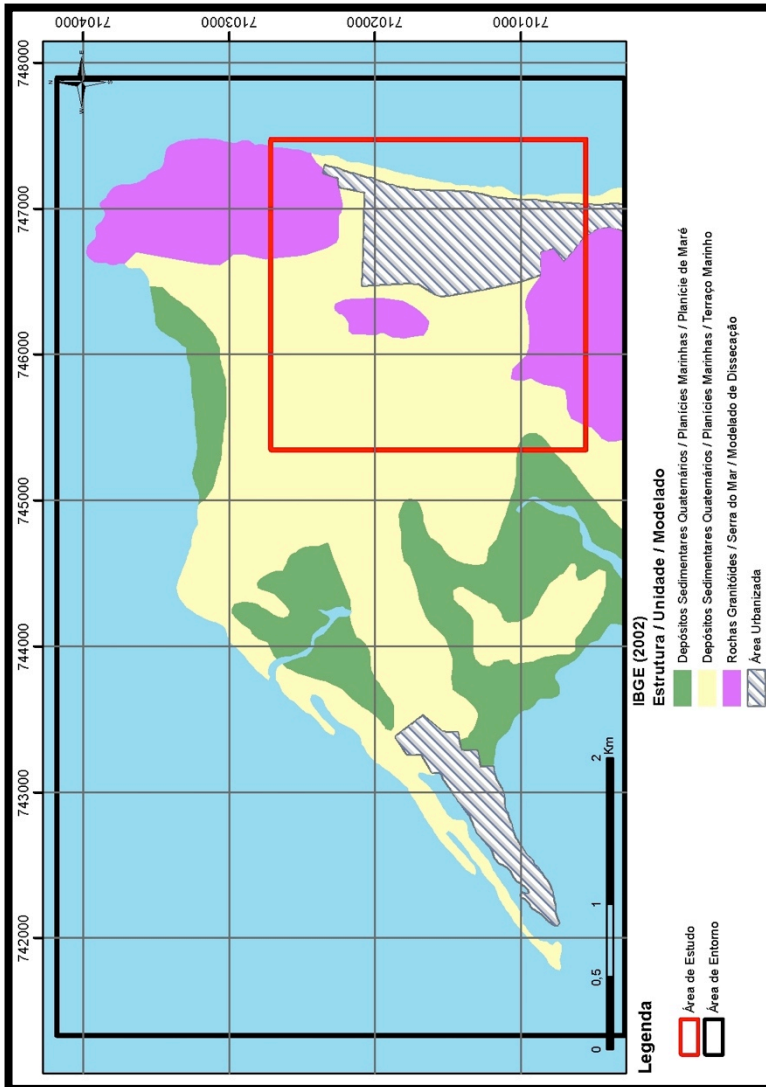
Por fim, o mapeamento geomorfológico mais recente e detalhado da área de estudo, refere-se ao trabalho desenvolvido por Oliveira e Vieira (2008a), que subsidiou o plano de manejo da unidade de conservação do Parque Estadual do Acaraí (Figura 28). A metodologia de mapeamento geomorfológico adotada determinou a classificação da superfície em três principais táxons de organização do ambiente geomorfológico: Estrutura, Unidade e Subunidade.

**Figura 26 – Mapa geomorfológico do IBGE (2004), em escala 1:250.000.**



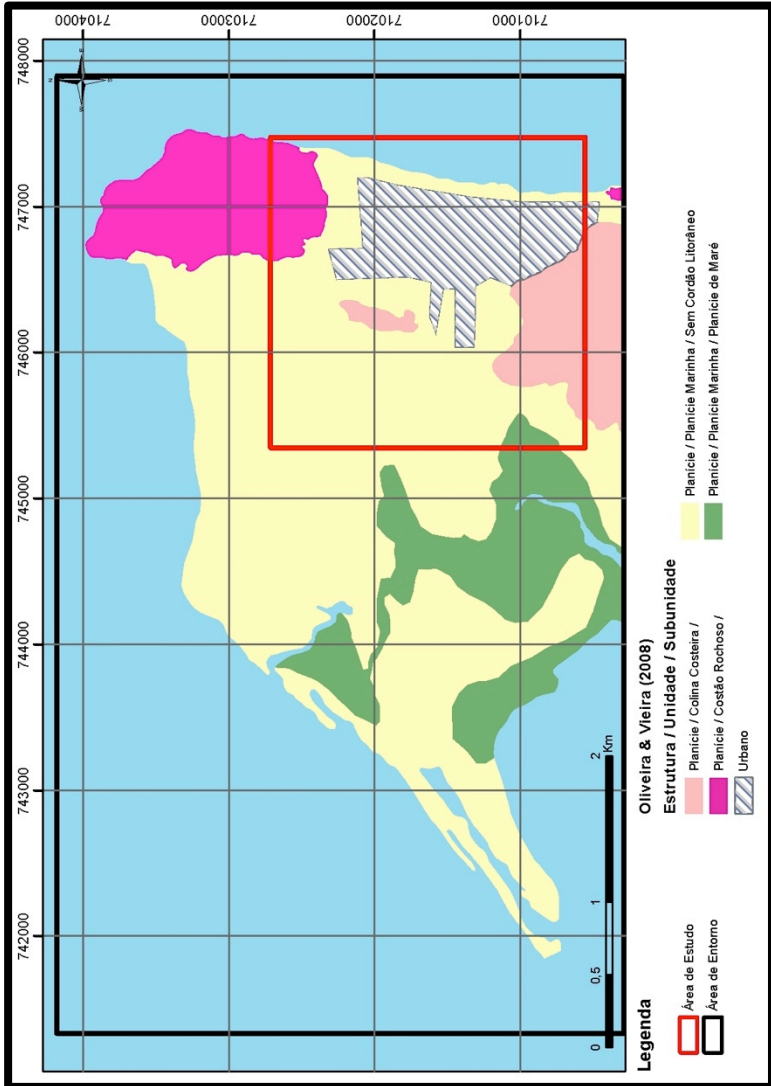
Fonte: adaptado de IBGE (2004).

**Figura 27 - Mapa geomorfológico do IBGE (2002b), em escala 1:100.000.**



Fonte: adaptado de IBGE (2002b).

**Figura 28 – Mapa geomorfológico de Oliveira & Vieira (2008), em escala 1:50.000.**



Fonte: adaptado de Oliveira e Vieira (2008a).

De acordo com o mapeamento de Oliveira e Vieira (2008a) na área de estudo da presente tese ocorre somente a estrutura Planície, identificada pelas áreas planas de menor altitude da ilha. A estrutura Planície foi subdividida em três unidades geomorfológicas denominadas: Colina Costeira, Costão Rochoso e Planície Marinha.

A Unidade Geomorfológica Planície Marinha foi ainda subdividida em duas subunidades geomorfológicas denominadas: Planície de Maré e Planície Marinha Sem Cordão Litorâneo.

### **3.3 CARACTERIZAÇÃO OCEANOGRÁFICA**

Regionalmente o elemento capital de destaque e de influência no contexto oceanográfico costeiro refere-se à baía da Babitonga também denominada baía de São Francisco. A baía pode ser entendida como uma complexo estuarino situado entre as latitudes 26°07' e 26°27' sul, caracterizando-se por ser o maior do Estado de Santa Catarina e preservar a maior área de manguezal do território catarinense. A bacia hidrográfica da baía da Babitonga possui uma superfície de 1.567 km<sup>2</sup> e drena terrenos de cinco municípios que circundam a baía: Garuva, Joinville, São Francisco do Sul, Araquari e Balneário Barra do Sul (VIEIRA *et al.*, 2008).

Morfologicamente, a baía da Babitonga possui um canal principal no sentido NE/SW, com aproximadamente 3,8 km de largura e profundidades de até 28 m, assim como, dois eixos alongados no sentido SE/NW, mais estreitos, com largura máxima de 1,5 km e profundidades médias de 4 m (VIEIRA *et al.*, 2008).

O eixo ao norte, denominado canal do Palmital, diferencia-se das demais áreas por receber as maiores contribuições hidrológicas, oriundas das bacias hidrográficas da escarpa da Serra do Mar. O canal do Palmital pode ser caracterizado como um ambiente exportador de sedimentos para o interior da baía da Babitonga (SCHETTINI & CARVALHO, 1999).

O eixo localizado ao sul, conhecido como canal do Linguado, apresenta como principal característica a alteração da circulação hidrológica, por ocasião do fechamento do canal em 1935, para a construção da rodovia de acesso à ilha de São Francisco do Sul, fato que promoveu a intensa sedimentação no interior do canal.



### 3.3.1 Marés

De maneira geral o litoral norte do Estado de Santa Catarina encontra-se sob domínio de um regime de micromarés (amplitude < 2 m), semi-diurno, com amplitude média de 0,84 m, máxima de 1,9 m e mínima de 0,2 m durante os períodos de sizígia (DHN, 2007).

O complexo estuarino da baía da Babitonga é caracterizado pela dominância de maré enchente com amplificação da altura da maré (hipersíncrona) nas áreas mais interiores (TRUCCOLO & SCHETTINI, 1999), causado principalmente pelos efeitos de fricção e estreitamento do canal principal.

Em um estudo mais recente desenvolvido na baía da Babitonga, Silva (2011) em sua tese de doutorado analisou as variações de amplitude maré, correntes e hidrodinâmica associada, com simulação de cenários de abertura do canal do Linguado.

De acordo com Silva (2011) o número de forma calculado para as estações maregráficas na baía da Babitonga, indicam marés semi-diurnas com desigualdades diurnas. Ao efetuar a comparação das amplitudes das componentes harmônicas em cada estação maregráfica, pode-se observar a ocorrência de amplificação, dissipação e transferência de energia entre as componentes harmônicas na propagação da onda de maré astronômica para o interior da baía da Babitonga. De acordo com a pesquisa, fica clara a maior concentração de energia dos componentes semi-diurnos (M2 e S2), que correspondem aos primeiros modos de oscilação da maré gerados pela influência da Lua e do Sol, respectivamente, que demonstra o forte caráter semi-diurno da maré astronômica na baía da Babitonga.

Outrossim, os resultados evidenciam uma amplificação das componentes de maré semi-diurno (M2 e S2) em direção ao interior da baía da Babitonga, desde a praia do Capri até a lagoa do Saguacú (Iate Clube) de aproximadamente 27% (S2) e 24% (M2). Os componentes diurnos O1 e K1 mantiveram-se praticamente constantes apresentando apenas pequenas variações (menores que 0,05 m).

Praticamente todos as componentes apresentaram uma redução, implicando numa diminuição do sinal de maré no interior do canal do Linguado. Este fato sugere que as pequenas áreas de seção transversal da desembocadura (preamar e baixamar), associada aos efeitos friccionais, devido às baixas profundidades,

presença de bancos arenosos e ilhas no local, sejam a causa desta redução (SILVA, 2011).

Com relação aos atrasos de fase (atraso de maré), os componentes semi-diurnos, (M2 e S2), apresentaram um atraso de fase de aproximadamente 117 minutos e 113 minutos, respectivamente, entre a desembocadura da baía da Babitonga e o canal do Palmital. Nas localidades da lagoa do Saguacú, no interior da baía da Babitonga, o atraso de fase para a componente M2 foi de cerca de 31 minutos e para a S2 de 30 minutos (SILVA, 2011).

Silva (2011) expõe ainda que a defasagem da onda de maré no canal do Linguado, definida entre a ilha dos Remédios e o aterro do canal do Linguado, foi de aproximadamente 156 minutos para M2 e 148 minutos para S2. O maior tempo de propagação da onda de maré entre a parte oceânica e o aterro do lado do canal do Linguado, pode ser justificado pelas obstruções físicas que ocorrem na desembocadura deste sistema costeiro, decorrentes da presença de um delta de maré de enchente bem desenvolvido no local.

### **3.3.2 Correntes**

Dados de correntes de maré na baía da Babitonga possuem como referência os trabalhos desenvolvidos pela COPPETEC (1997) na baía da Babitonga, Schettini & Carvalho (1999) no estuário do rio Cubatão, DNIT e IME (2004) e Silva (2011) para a baía da Babitonga, com foco no canal do Linguado.

De acordo com DNIT e IME (2004) os tempos de residência estimados para a situação atual da baía da Babitonga possui uma variação na ordem de 31 (50% de troca) a 237 dias (99% de troca).

Os dados mais recentes e detalhados associados às correntes de maré da baía da Babitonga referem-se ao estudo desenvolvido por Silva (2011). De acordo com o autor, os dados de correntes mostraram um pico de velocidade instantânea de aproximadamente 1,76 m/s durante a maré vazante de sizígia e valor médio de 0,46 m/s ao longo da coluna de água. A velocidade média no fundo (0,38 m/s) foi ligeiramente menor que o valor encontrado na superfície (0,49 m/s).

Em todas as profundidades de amostragem pode-se observar a tendência das correntes se dirigirem para ENE (vazantes) e WSW (enchente).

Os dados de Silva (2011) divergem dos resultados de COPPETEC (1997) e Schettini & Carvalho (1999) no que tange às

velocidades das correntes de maré enchente e vazante. De acordo com Silva (2011), com exceção da camada superficial (até 50 cm de profundidade), a maior frequência é de corrente de maré enchente com velocidade ligeiramente maior que a corrente de maré vazante.

De maneira geral, as velocidades compreendidas entre 0 e 0,5 m/s ao longo de toda coluna d'água representam 61,2% das ocorrências durante o período amostrado e as maiores velocidades, compreendidas entre 1,25 e 1,75 m/s representam apenas 1% das ocorrências.

### **3.3.3 Regime de ondas, morfodinâmica praial e balanço sedimentar**

Uma primeira abordagem do regime de ondas no litoral norte catarinense foi realizado por Alves (1996), a partir de dados obtidos durante os meses de janeiro a junho de 1996 em São Francisco do Sul, por meio de registros de ondógrafo direcional (direção, altura e período).

De acordo com o autor, os dados obtidos apontam a ocorrência de ondas do tipo vagas, geradas pelos ventos locais, com períodos entre 4 a 8s de ondulações, geradas ao largo e associadas a maiores pistas de ventos, com períodos da ordem de 10s ou mais, com direção não coincidente com os ventos locais. Nesse contexto, Alves (1996) identificou para o período amostrado quatro padrões de incidência de ondas, associados às condições meteorológicas regionais: 1) vagas de leste-nordeste, 2) vagas de sul-sudeste, 3) ondulações de sudeste, 4) ondas de leste e leste-sudeste.

A partir dos dados coletados, Alves (1996) calculou valores extremos de altura máxima com recorrência de 50 e 100 anos na região, obtendo valores na ordem de 6,65 e 6,96 m, respectivamente.

Os dados apresentados por Alves (op. cit.) evidenciam que as ondulações de sudeste apresentam maiores alturas significativas e períodos de pico, representando condições de maior energia, normalmente associadas à passagem de frentes frias na região. As ondas de leste-nordeste, que se propagam dentro da zona de geração, correspondem a condições de baixa energia, apresentando menores alturas de ondas e períodos de pico. Entre essas duas direções, as ondas incidentes de leste representam condições oceanográficas intermediárias.

De acordo com Abreu (2011), em estudos morfodinâmicos de toda costa leste da ilha de São Francisco do Sul, os valores máximos dos parâmetros de ondas durante o período de amostragem foram de 3,13 m, 5,07 m e 16s, respectivamente para a altura significativa, altura máxima e período das ondas.

Abreu (2011) por meio de simulações de propagação de ondas obteve para a praia de Itaguaçu valores de altura de onda na arrebenção para três cenários de ondulação, conforme indicado na Tabela 2.

De acordo com Abreu (2011) as praias situadas no setor norte da ilha de São Francisco do Sul podem ser consideradas como semi-expostas e incluem as praias de Enseada, Ubatuba e Itaguaçu. De acordo com a mesma autora, essas praias integram o domínio granulométrico de areia fina, com menor grau de exposição em virtude de obstáculos como os costões rochosos e o arquipélago da ilha da Paz, que minimizam a incidência das ondulações de maior intensidade, provenientes de sudeste.

**Tabela 2 – Altura das ondas na arrebenção ( $H_b$ ) em função de distintos cenários de ondulação.**

Ondulação de sudeste (SE)		
Cenário (altura de onda em água profunda - período)	1,5 m - 10s	3,0 m - 15s
Altura de onda na arrebenção ( $H_b$ )	1,71 m	3,37 m
Ondulação de leste (E)		
Cenário (altura de onda em água profunda - período)	1,0 m - 8s	1,5 m - 10s
Altura de onda na arrebenção ( $H_b$ )	0,96 m	1,24 m
Ondulação de leste-nordeste (E-NE)		
Cenário (altura de onda em água profunda - período)	1,0 m - 6s	-
Altura de onda na arrebenção ( $H_b$ )	1,62 m	-

Fonte: Abreu (2011).

Com relação aos aspectos granulométricos da praia de Itaguaçu (Tabela 3), os valores apontaram um aumento do tamanho médio dos sedimentos de sul para norte, passando de 2,33 a 2,01  $\Phi$ (areia fina). Essas oscilações na granulometria média na praia

possuem relação com as variações longitudinais na energia de onda na arrebentação e a intensidade de correntes longitudinais, sob influência dos processos de difração das ondulações em torno dos costões rochosos e das ilhas situadas próximo à costa.

Na praia de Itaguaçu, os dados granulométricos analisados e observados na Tabela 3, indicaram uma tendência geral ao incremento do tamanho médio das partículas e a redução da assimetria negativa e do grau de selecionamento dos sedimentos. Deve ser ressaltado que o aumento do tamanho médio dos sedimentos na porção norte da praia, pode ser relacionado com a constante presença de correntes de retorno, que ocasionam o carreamento dos sedimentos mais finos.

**Tabela 3 - Valores médios dos parâmetros estatísticos granulométricos para a praia de Itaguaçu.**

Setor	Mz ( $\theta$ )	Dp( $\theta$ )	Sk <sub>i</sub>	KG'( $\theta$ )	Hb (m)
Sul	2,33	0,44	-0,08	0,91	0,8
Central	2,24	0,41	-0,17	0,94	0,8
Norte	2,01	0,49	-0,07	1,03	0,6

Tamanho médio do grão (Mz), desvio padrão (Dp), assimetria (Sk), curtose (KG') e da altura de onda na arrebentação (Hb). Fonte: Abreu (2011).



## **4 MATERIAIS E MÉTODOS**

Este capítulo visa explicar os procedimentos metodológicos, técnicas, materiais e aspectos teóricos adotados para o cumprimento dos objetivos específicos delineados.

Para o atendimento do objetivo de “detalhar o mapeamento geológico e geomorfológico das unidades deposicionais”, os procedimentos metodológicos estão contidos no item 4.1 e 4.2, referente à aquisição e organização dos produtos cartográficos e metodologia de mapeamento geológico, respectivamente.

Para o objetivo de “propor uma cronoestratigrafia para os depósitos costeiros” os procedimentos de coleta e datação absoluta foram descritos no item 4.3 referente à aquisição de dados em subsuperfície – testemunhos e no item 4.4, associado às análises laboratoriais.

Os aspectos metodológicos do objetivo de “correlacionar geneticamente as unidades estratigráficas e associações faciológicas dos depósitos costeiros” pode ser entendido nos itens 4.5 e 4.6, alusivo à aquisição de dados geofísicos e metodologia de interpretação de dados geofísicos, respectivamente.

Por fim, o objetivo de “contribuir com o modelo evolutivo para os depósitos costeiros do norte da ilha de São Francisco do Sul e áreas adjacentes” está compreendido ao longo da presente tese, contemplando o resgate bibliográfico concernente aos modelos evolutivos e a utilização das informações e dados gerados durante a pesquisa.

### **4.1 AQUISIÇÃO E ORGANIZAÇÃO DOS PRODUTOS CARTOGRÁFICOS**

A aquisição de produtos cartográficos consistiu na busca de produtos em distintas escalas espaciais e temporais, com o intuito de visualizar o objeto de estudo em diferentes momentos de uso e ocupação do solo, assim como em escalas díspares.

Esta fase também envolveu a busca de mapeamentos geológicos pré-existentz desenvolvidos na região, com o objetivo de avaliar a uniformidade das unidades geológicas mapeadas e inferidas na presente pesquisa.

A Tabela 4 ilustra as restituições aerofotogramétricas utilizadas, com a data de confecção, escala e a fonte dos materiais

para a identificação das feições e contatos, que pudessem auxiliar na delimitação das unidades geológicas em superfície.

Foram adquiridas cinco restituições aerofotogramétricas com datas de 1983 a 2010, em escalas de mapeamento que variam de 1:2.000 a 1:50.000, que denotam grande variabilidade de resolução espacial na identificação das feições em superfície.

A Figura 29 ilustra a disposição espacial das restituições aerofotogramétricas ao longo da área de estudo e da área de entorno. Na mesma figura observa-se que as restituições aerofotogramétricas dos anos de 1983, 2006 e 2010 possuem recobrimento total da área de estudo, contudo nos anos de 1996 e 2005 restritas porções da área foram objetos de mapeamento.

**Tabela 4 – Restituições aerofotogramétricas utilizadas na pesquisa.**

Produto	Data	Escala	Fonte
Restituição Aerofotogramétrica	2004	1:50.000	IBGE/EPAGRI
Restituição Aerofotogramétrica	1996	1:2.000	Serviço de Patrimônio da União - SPU / SC
Restituição Aerofotogramétrica	2005	1:2.000	Prefeitura Municipal de São Francisco do Sul - PMSFS
Restituição Aerofotogramétrica	2006	1:10.000	Prefeitura Municipal de São Francisco do Sul - PMSFS
Restituição Aerofotogramétrica	2010	1:10.000	Secretaria do Desenvolvimento Econômico Sustentável - SDS

Fonte: do autor.

Na Tabela 5 e Tabela 6 estão descritos os Modelos Digitais do Terreno (MDT), aerofotos, ortofotos e imagens de satélite utilizados na presente pesquisa, respectivamente.

Os modelos digitais do terreno (MDT) normalmente são confeccionados a partir das restituições aerofotogramétricas, com a interpolação das curvas de nível e dos pontos cotados. Contudo, os MDT's descritos na Tabela 5 evidenciam produtos cartográficos adquiridos no instante do aerolevanteamento, com à aplicação de técnicas de radar (NASA) e de escaneamento a laser (SDS) e podem ser entendidos como produtos primários e não derivados das cartas topográficas.



**Tabela 5 – Modelos digitais do terreno (MDT) utilizados na pesquisa.**

Produto	Data	Resolução espacial	Fonte
Modelo Digital do Terreno SRTM	2000	30 m	National Aeronautics and Space Administration – NASA
Modelo Digital do Terreno	2010	1 m	Secretaria do Desenvolvimento Econômico Sustentável - SDS

Fonte: do autor.

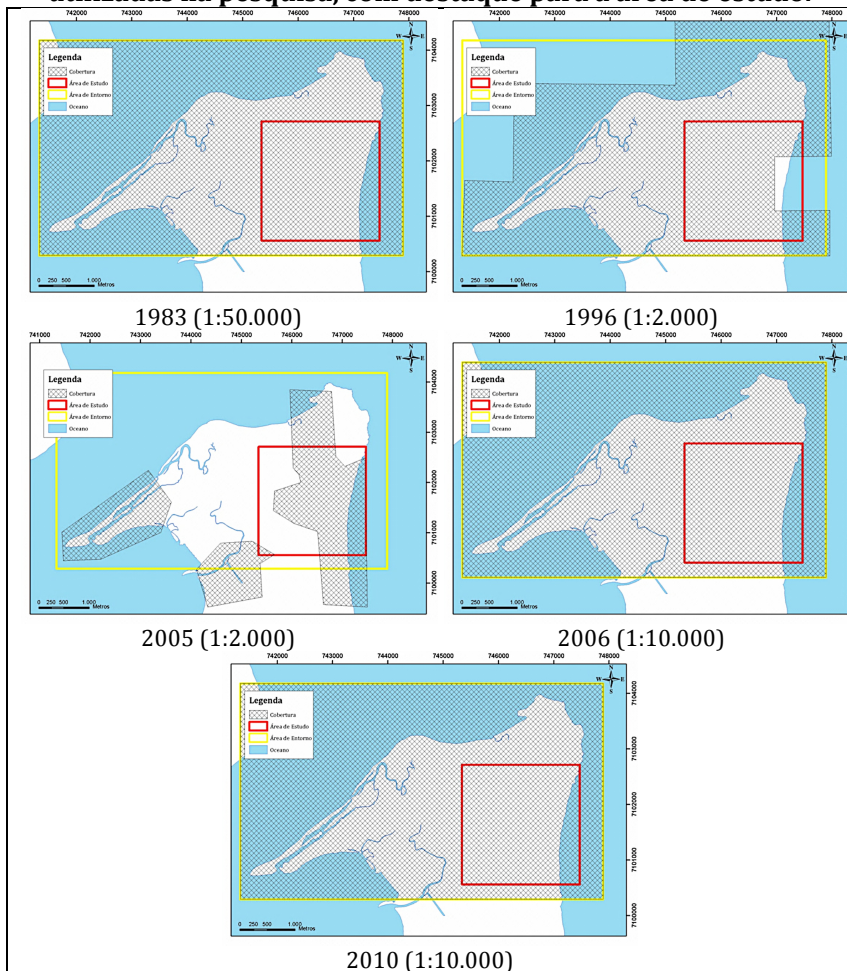
Na Tabela 6 podem ser visualizados os produtos cartográficos que auxiliaram na fotointerpretação das unidades geológicas, assim como das feições geomorfológicas associadas. Os produtos possuem idades de aquisição variando de 1937 a 2015, evidenciando uma cobertura que abrange 78 anos com distintas resoluções espaciais.

**Tabela 6 – Aerofotos, ortofotos e imagens de satélite utilizadas na pesquisa.**

Produto	Data	Escala de vôo/Resolução espacial	Fonte
Aerofotos	1937/39	1:20.000	Marinha Norte Americana
Aerofotos	1957	1:12.000	Serviços Aerofotogramétricos Cruzeiro do Sul S/A
Aerofotos	1978	1:25.000	
Ortofotos	2005	1:10.000	Prefeitura Municipal de São Francisco do Sul - PMSFS
Ortofotos	2006	1:25.000	Prefeitura Municipal de São Francisco do Sul - PMSFS
Ortofotos	2010	39 cm	Secretaria do Desenvolvimento Econômico Sustentável - SDS
Imagem orbital – Landsat 8	2015	30 m	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Fonte: do autor.

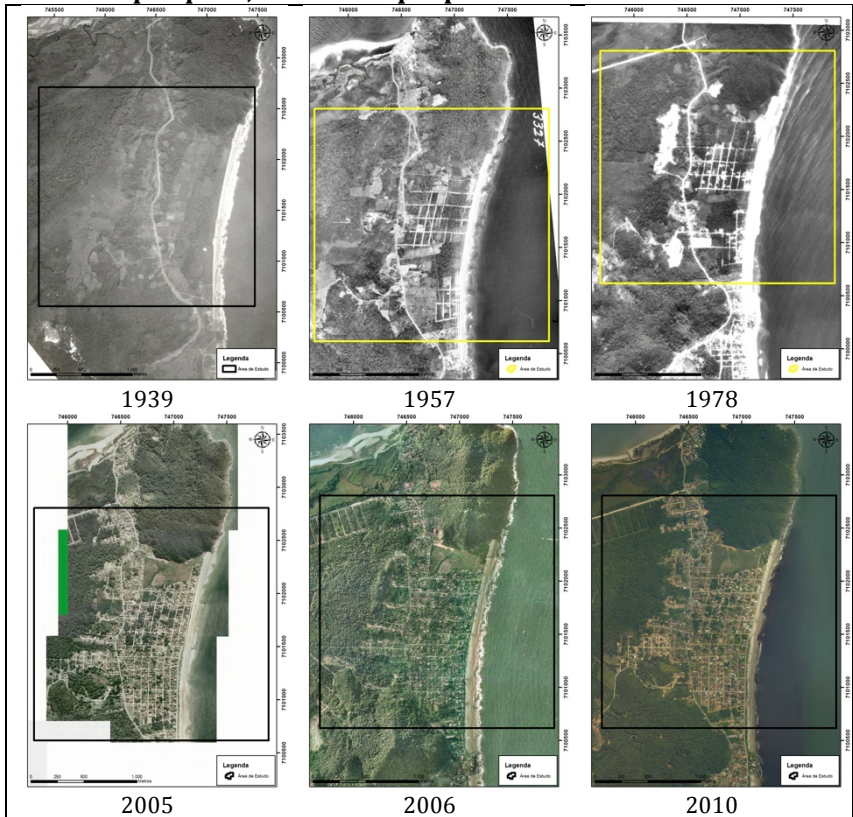
**Figura 29 – Cobertura das restituições aerofotogramétricas utilizadas na pesquisa, com destaque para à área de estudo.**



Fonte: do autor.

A Figura 30 ilustra as aerofotos e ortofotos utilizadas na presente pesquisa, com destaque para à área de estudo, objeto primário de pesquisa da presente tese.

**Figura 30 - Ilustração das aerofotos e ortofotos utilizadas na pesquisa, com destaque para à área de estudo.**



Fonte: do autor.

Para a presente pesquisa, os produtos cartográficos adotados como base para a confecção dos mapas temáticos foram:

- ✓ Restituição aerofotogramétrica em escala 1:10.000 do ano de 2010 (SDS);
- ✓ Modelo Digital do Terreno (MDT) com resolução espacial de 1 m do ano de 2010 (SDS);
- ✓ Ortofotos dos anos de 2006 e 2010 da PMSFS e SDS, respectivamente.

Para as informações cartográficas adotadas como de base para a presente tese, de acordo com o Padrão de Exatidão Cartográfica (PEC) instituído pelo Decreto nº 89.817/84 (CONCAR, 1984<sup>3</sup>) e da proposta de Especificações Técnicas de Controle de Qualidade de Produtos e Conjunto de Dados Geoespaciais Vetoriais (ET-CQPCDG) da Infraestrutura de Nacional de Dados Espaciais (INDE) da Diretoria do Serviço Geográfico (DSG) do Exército Brasileiro<sup>4</sup>, as informações possuem os seguintes valores de exatidão, expressos na Tabela 7.

**Tabela 7 – Padrão de exatidão cartográfica (PEC) dos dados de base utilizados.**

Produto	Escala	PEC Horizontal	PEC Vertical
Restituição aerofotogramétrica	1:10.000	2,80 m	2,50 m
Modelo Digital do Terreno (MDT)	1:5.000	-	0,54 m

Fonte: do autor.

Todas as informações obtidas foram convertidas para o *Datum* SIRGAS2000 (Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas), com a utilização do Elipsóide do Sistema Geodésico de Referência de 1980 (*Geodetic Reference System 1980 – GRS80*). A escolha do *Datum* SIRGAS2000 ocorreu visto que, desde 25 de fevereiro de 2015, o SIRGAS2000 é o único sistema geodésico de referência oficialmente adotado no Brasil. Desta maneira, todas as informações cartográficas foram reprojatadas para o sistema de referência oficialmente empregado no Brasil.

Com relação à projeção cartográfica para os mapas temáticos, adotou-se a projeção Universal Transversa de Mercator (UTM), também utilizada no mapeamento sistemático brasileiro do IBGE.

Todas as informações cartográficas foram devidamente organizadas em um banco de dados geográfico relacional multiusuário do tipo *Geodatabase*. Para tanto, utilizou-se a

---

3 Normas Técnicas da Cartografia Nacional (Decreto nº 89.817, de 20 de junho de 1984), disponível em: <http://www.concar.ibge.gov.br/detalheDocumentos.aspx?cod=8>

4 Especificação Técnica para o Controle de Qualidade de Produtos de Conjuntos de Dados Geoespaciais. Disponível em: <http://www.geoportal.eb.mil.br/index.php/inde2?id=142>.

ferramenta de Sistemas de Informações Geográficas (SIG) denominada *ArcGIS® for Desktop Advanced* desenvolvido pela ESRI® para a geração, tratamento, arquivamento e publicação das informações espaciais e não espaciais produzidas pela presente pesquisa.

Normalmente um banco de dados geográfico relacional multiusuário é adequado para implementações de aplicações SIG, quando os bancos podem ser lidos e editados por múltiplos usuários ao mesmo tempo e podem armazenar tanto dados vetoriais como matriciais.

Entre as vantagens de usar um *Geodatabase* em comparação com a utilização de arquivos individuais como o *shapefile* podem ser citados: gerenciamento de dados espaciais de forma centralizada; conjuntos de feições contínuos; geometria de feições avançadas; suporte COGO (*Coordinate Geometry*); subtipos de feições; topologia flexível, baseada em regras; edição de dados mais precisa; anotações ligadas a feições; feições personalizadas; redes geométricas; referenciamento linear; controle de versões; edição desconectada; suporte a UML (*Unified Modelling Language*).

## 4.2 METODOLOGIA DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO

O presente subcapítulo descreve os principais procedimentos metodológicos empregados na execução dos mapeamentos superficiais geológicos e geomorfológicos da ilha de São Francisco do Sul e, detalhadamente, da área de estudo.

### 4.2.1 Mapeamento geológico

Essencialmente foram executadas sete etapas que compreenderam: revisão bibliográfica, aquisição de material cartográfico, geração de produtos derivados das cartas topográficas, fotointerpretação, delimitação das unidades geológicas, vistorias *in loco* e confecção do mapa temático final.

Conforme visualizado no item 4.1, referente aos produtos cartográficos adquiridos, a área de estudo possui densa cobertura de restituições aerofotogramétricas e aerofotos/ortofotos, todas passíveis de utilização para a fotointerpretação das unidades geológicas.

A geração de produtos derivados do Modelo Digital do Terreno (MDT), compreenderam: clinografia, orientação de

vertentes, curvatura em planta e perfil, assim como a extração de perfis topográficos.

Para a fotointerpretação, foram utilizadas as aerofotos dos anos de 1937, 1957, 1978 e as ortofotos de 2006 e 2010 (Figura 29 e Figura 30). O procedimento de fotointerpretação compreendeu inicialmente o georreferenciamento das aerofotos dos anos de 1937, 1957 e 1978, utilizando como base as cartas topográficas do ano de 2010 e as ortofotos de 2006 e 2010. Após essa etapa, foi realizada a digitalização em tela das feições e unidades geológicas distinguíveis em superfície, para posterior verificação em campo e conferência com os mapeamentos geológicos pretéritos.

Deve ser enfatizado que o mapeamento superficial das unidades geológicas não representa adequadamente os limites e a abrangência espacial das unidades, visto o prolongamento dos pacotes sedimentares subjacente aos demais depósitos interdigitados. Desta maneira, os procedimentos de mapeamento superficial tiveram como objetivo descrever, mensurar e ilustrar a porção superficial ou aflorante das unidades geológicas. Neste sentido, os cálculos e descrições das unidades geológicas costeiras superficiais não contemplam a geometria dos mesmos em subsuperfície, tão pouco a relação estratigráfica com as demais unidades visualizadas em superfície.

Diante da premissa de impossibilidade de representação das relações subsuperficiais das unidades geológicas, destaca-se a metodologia empregada no mapeamento geológico da planície costeira do Rio Grande do Sul, que se revelou uma técnica de sucesso no levantamento estratigráfico de terrenos quaternários. Com base no reconhecimento das fácies e associações de fácies sedimentares, integradas em sistemas deposicionais, a metodologia priorizou a cronoestratigrafia ao invés da litoestratigrafia. Deste modo a abordagem cronoestratigráfica possibilitou a elaboração de mapas, que retratam de maneira mais adequada a distribuição espacial dos diferentes terrenos sedimentares, permitindo uma melhor compreensão de sua história evolutiva (TOMAZELLI & VILLWOCK, 2005).

Conforme o supracitado, o mapeamento geológico costeiro tem como escopo a delimitação e descrição das unidades cronoestratigráficas, priorizando a abordagem temporal e morfoestratigráfica das porções superficiais emersas da bacia de Santos. O mapeamento geológico costeiro foi organizado em

categorias taxonômicas, com intuito de hierarquizar e agrupar as ocorrências geológicas na área de estudo.

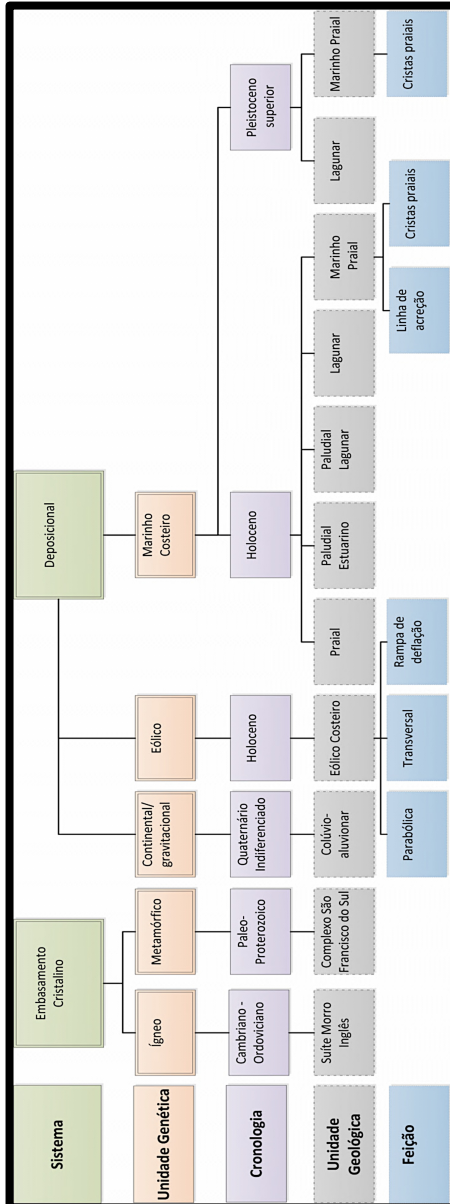
Para a individualização destes conjuntos de unidades, foram considerados como parâmetros fatores de natureza litológica, deposicional, topográfica, morfodinâmica e cronológica, responsáveis pela evolução das formas do relevo e pela composição da paisagem no decorrer do tempo geológico. De acordo com a ordem decrescente de grandeza, foi empregada a seguinte sistematização taxonômica e hierárquica: sistema, unidade genética, cronologia e unidade geológica, assim como a descrição morfo-lito-sedimentológica (Figura 31).

#### **4.2.1.1 Sistema**

O sistema compreende os maiores táxons na compartimentação do relevo. Ocorre em escala regional e organiza os fatos geológicos segundo o arcabouço geológico, marcado pela natureza das rochas e pelos grandes sistemas deposicionais (IBGE, 2009). Esses fatores, sob efeitos climáticos variáveis ao longo do tempo geológico, geraram amplos conjuntos de relevos com características próprias, cujas feições embora diversas, guardam, entre si, relações comuns com a estrutura geológica a partir da qual se formaram (IBGE, 2009). Como elementos morfoestruturais citam-se:

- ✓ Cristalino: contempla às áreas com ocorrência de rochas ígneas e metamórficas que encontram-se expostas acima da superfície topográfica ou do nível médio do mar;
- ✓ Depositional: contemplam os depósitos, ou seja, áreas constituídas por acumulação de sedimentos clásticos e bioclásticos, de composição heterogênea e granulometria diversa, variando de matacão a argila, por meio de processos (gênese) diversos como: gravitacional, marinho, eólico, fluvial, coluvial/aluvial, lagunar, estuarino, antropogênico, entre outros.

**Figura 31 - Organograma esquemático da taxonomia utilizada no mapeamento geológico.**



Fonte: do autor.



#### 4.2.1.2 Unidade genética

De acordo com o IBGE (2009) constitui o segundo nível hierárquico da classificação geológica e do relevo. Representam compartimentos inseridos nos conjuntos litológicos, deposicionais e morfológicos que, sob a ação dos fatores climáticos pretéritos e atuais, lhes conferem características genéticas comuns, agrupando feições semelhantes em função do processo associado. Nesta pesquisa estão integradas as características de formação (gênese) das rochas e dos sistemas deposicionais, com a definição das seguintes unidades genéticas:

- ✓ Ígneo/magmático: refere-se ao grupo de rochas provenientes da solidificação do magma, classificadas em função da profundidade de formação em plutônicas, hipobissais e vulcânicas;
- ✓ Metamórfico: constitui um grupo de rochas que sofreram transformações mineralógicas, texturais ou estruturais de rochas pré-existentes que foram submetidas à ação de processos termodinâmicos de origem endógena;
- ✓ Continental/gravitacional: sob esta denominação, podem ser incluídos os depósitos associados as vertentes das elevações, nas quais se observam evidências de transporte pela ação da gravidade por fluxos de alta e baixa viscosidade e desagregação mecânica;
- ✓ Estuarino: ambiente estuarino associado ao afogamento de vales em costas de submersão, marcado pela oscilação da salinidade em seu interior, devido à influência do aporte de água doce de rios e da influência de correntes de maré;
- ✓ Lagunar: como depósitos lagunares, entende-se o desenvolvimento de barras ou esporões, com isolamento na retrobarreira de ambientes aquosos, sob influência dominante da maré, desenvolvendo desta maneira ambientes lagunares;
- ✓ Marinho costeiro: inclui ambientes deposicionais cujos processos são dominados por ondas, correntes longitudinais (deriva litorânea), correntes transversais à linha de costa (correntes de retorno) e marés;
- ✓ Eólico: neste grupo genético estão incluídas às áreas com ocorrência de transporte e deposição originada pelo vento.

### 4.2.1.3 Cronologia

O terceiro táxon define a cronologia, ou a faixa de idade de formação de determinada unidade. As faixas de idades foram estabelecidas de acordo com a abordagem cronoestratigráfica da *International Commission on Stratigraphy* (ICS) e enquadrados em Eon, Era, Período, Época e Idade. Deve ser destacado que as idades das unidades geológicas podem ser inferidas com o emprego de diferentes métodos relativos e absolutos.

### 4.2.1.4 Unidade geológica

O quarto táxon refere-se à menor unidade litológica e deposicional distinguível ou passível de mapeamento superficial. Refere-se à porções no espaço que apresentam características geométricas similares em função da interação dos seguintes fatores: gênese e processos atuantes em comum, composição e materiais correlatos, estruturas sedimentares e faixa de idade correspondente. Diante das supracitadas condições de distinção das unidades geológicas, foi possível identificar as seguintes unidades:

- ✓ Suíte Morro Inglês: áreas compostas por granitóides porfiríticos, com predominância de monzogranitos, sienogranitos e granodioritos, formados do Cambriano ao Ordoviciano;
- ✓ Complexo São Francisco do Sul; áreas constituídas por gnaisses de origem ígnea, com bandejamento definido pela intercalação de minerais félsicos e máficos em diferentes tonalidades de cinza, com enclaves anfibolíticos e presença de migmatitos, com faixa de idade no Paleoproterozoico;
- ✓ Depósito Colúvio-aluvionar: refere-se a depósitos formados por processos gravitacionais de encostas, de fluxo de baixa viscosidade e desagregação mecânica (tálus), normalmente associados a incipientes processos fluviais na cabeceira de drenagem, morfologia de rampa, declividade variando de suavemente ondulado a ondulado, recobrando, por vezes, os demais depósitos adjacentes no terço inferior das vertentes, com faixa de idade ao longo do Quaternário;

- ✓ Depósito Éólico: compreende sedimentos arenosos finos a médios, formando principalmente dunas parabólicas, transversais, com ocorrência de rampas de deflação e dunas frontais em contato com o ambiente marinho praial, com formação no Holoceno e Pleistoceno superior;
- ✓ Depósito Paludial: ambientes deposicionais paludiais (pantanosos) planos, periodicamente inundados por águas salobras com marcado ciclo de marés, formando planícies de maré de largura variável, ausência de ação de ondas e alto suprimento de sedimentos clásticos e bioclásticos. Na área de estudo possuem gênese associada à ambientes lagunares e estuarinos contemporâneos ou atuais;
- ✓ Depósito Lagunar: evidenciam a formação de ambientes lagunares pretéritos (paleolagunares), associados a nível relativo do mar acima do atual, sempre associadas ao desenvolvimento de feições classificadas como barreiras, normalmente arenosas e alongadas (esporão arenoso) na porção frontal, impedindo à ação de ondas na retrobarreira. São ambientes cuja formação estava associada à ação predominante de marés, normalmente com declividade plana a suavemente ondulada, levemente inclinada, com a presença de níveis de terraços formando patamares erosivos;
- ✓ Depósito Marinho Praial: caracteriza-se por sedimentos arenosos, variando de areia fina a areia grossa com gênese associada à ambiente dominado por ondas. O Depósito Marinho Praial compreende as zonas de ambiente costeiro marinho raso de *shoreface*, *foreshore* e *backshore*, sendo que as duas últimas zonas encontram-se mais superficiais e normalmente refletem as fácies mapeadas. Deve ser destacado ainda, que todos os depósitos marinhos praias, possuem recobrimento por depósito eólico de morfologia e espessura variada. O Depósito Marinho Praial pode ser subdividido em função da morfologia superficial (adotada como indicador de níveis de processos dominantes) e da posição altimétrica do

nível relativo do mar envolvido em sua formação. Com relação a morfologia superficial, os depósitos podem apresentar linhas de acreção ou cristais praias. Todavia, podem ocorrer depósitos sem morfologia superficial aparente ou distinguível. Com relação a posição altimétrica do nível relativo do mar envolvido em sua formação, o Depósito Marinho Praial possui nível associado ao nível máximo transgressivo do Pleistoceno superior, Holoceno e do atual nível médio do mar (Recente). Desta maneira pode-se dividir os depósitos em: Depósito Marinho Praial do Recente; Depósito Marinho Praial do Holoceno e Depósito Marinho Praial do Pleistoceno superior.

#### 4.2.1.5 Feições lineares

No presente mapeamento geológico, ainda foram inseridas feições lineares ou pontuais que indicam elementos da morfologia superficial que pudessem remeter a determinado significado genético passível de utilização na distinção das unidades.

Entre as feições lineares ou pontuais destacam-se as: cristas praias, linhas de acreção, borda de terraço, duna parabólica, duna transversal, rampa de deflação, que serão retratadas a seguir.

- ✓ Cristas praias (*beach ridges*): formações arenosas alongadas existentes na planície marinha, isoladamente ou em feixes progradantes, geralmente paralelas à praia atual. Sua geometria exhibe sequências truncadas em diferentes ângulos relacionadas a mudanças no regime de ondas, correntes, bem como a variações do nível do mar. Ocorrem ao longo da planície costeira, conectadas a praias arenosas e, por vezes associadas a grandes deltas;
- ✓ Linhas de acreção: indicam o desenvolvimento de esporões arenosos, com o crescimento de sucessivas linhas curvadas, não necessariamente paralelas entre si, por vezes, ocorrendo o truncamento entre as mesmas, indicando as posições frontais de crescimento ou acreção dos esporões. A ocorrência

- está intimamente associada à grande influência de correntes longitudinais ou de maré;
- ✓ Borda de terraço: refere-se ao desnível, linha de quebra ou linha de maior declividade que ocorre no contato entre unidades. Pode ser ocasionado por processos erosivos na borda do terraço ou por alterações no nível de base local ou regional, ocasionado pelas oscilações do nível relativo do mar durante o Holoceno e o Pleistoceno;
  - ✓ Duna parabólica: possui geometria em U ou V, com convexidade voltada para sotavento. Basicamente possuem os mesmos componentes da rampa ou ruptura de deflação, da qual diferem pelo maior alongamento das paredes;
  - ✓ Duna transversal: dunas perpendicular à direção predominante do vento com relevo mais suave a barlavento e mais íngreme a sotavento. As dunas transversais, comuns em áreas costeiras, são geralmente mais baixas do que as barcanas e sua origem pode estar associada a maior disponibilidade de areia e a ventos mais fracos, podendo associar-se ou sobrepor-se ao tipo barcana devido variações da intensidade de fluxo eólico;
  - ✓ Rampa de deflação (*blowouts*): feição mista (erosivo-deposicional), suscitada por retirada e redeposição local pelo vento, de depósitos arenosos preexistentes. A ruptura acontece através da implementação de bacia deflacional, delimitada por paredes erosivas subparalelas que se fecham, rumo sotavento, em lobos deposicionais em forma de U, com faces de avalanche.

### 4.3 AQUISIÇÃO DE DADOS EM SUBSUPERFÍCIE

Neste subcapítulo serão descritos as tipologias de sondagens empregadas para a compreensão da composição e espessura das camadas sedimentares na área de estudo. Ao longo do desenvolvimento da tese foram empregados dois métodos diretos de investigação em subsuperfície: sondagem à percussão e sondagem com vibrotestemunhador (*vibracore*).

Adicionalmente foram obtidas sondagens SPT (*Standard Penetration Test*) executadas e cedidas por empresas de geotecnia da região de Joinville/SC.

#### **4.3.1 Obtenção dos testemunhos**

Na Figura 32 estão ilustrados os locais escolhidos para a execução das sondagens à percussão manual e sondagens SPT. Cabe ressaltar que a eleição dos pontos de sondagens foi pautada nas seguintes premissas:

- ✓ Menor perturbação pós-deposicional;
- ✓ Proximidade das seções de Georradar, com no máximo 10 m de distância;
- ✓ Facilidade e autorização de acesso;
- ✓ Distribuição geográfica na área estudada.

Para a aquisição de dados em subsuperfície foi adotada principalmente a técnica de sondagem a percussão manual, visto que a técnica com o emprego de vibro testemunhador (*vibracore*) não se mostrou adequada aos sedimentos arenosos existentes na área de estudo. O vibro testemunhador não obteve penetração em profundidades maiores que 1 m, muito provavelmente em função da alta compactação das camadas arenosas. Ressalta-se que tubos de diferentes espessuras de parede e materiais (alumínio e aço) foram testados na área de estudo, todas sem sucesso.

Desta maneira, foram empregadas sondagens à percussão manual, com a utilização dos seguintes materiais: tubo de PVC e de alumínio com 6 m de comprimento, diâmetro de 7,5 cm, com espessura de parede variando de 1,1 a 1,9 mm, conforme disponibilidade de venda.

Foram utilizados ainda um tripé de aço, um peso (batedor) com 20 kg, presilha (batente) para fixação no tubo e uma talha com capacidade de até três toneladas para a retirada do tubo do solo. A Figura 33 e Figura 34 ilustram momentos da sondagem e a descrição do material utilizado.

Deve ser ressaltado que devido ao grau de compactação dos sedimentos inconsolidados, não ocorreu o completo preenchimento do tubo com os sedimentos. Destarte, os tubos foram preenchidos com material disponível, após a inserção de um marcador para reconhecimento em laboratório do material a ser descartado. Após a

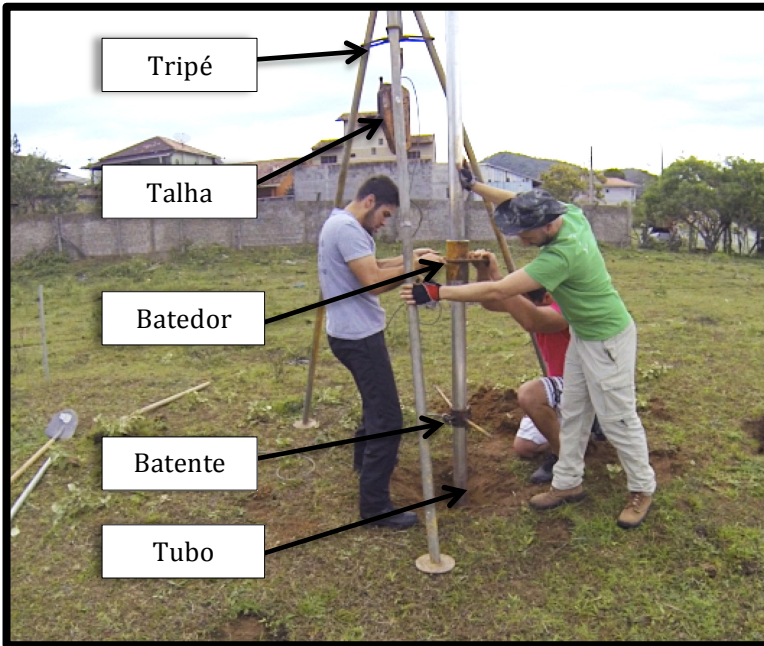
coleta dos testemunhos, os tubos foram cortados em seções de 2 m de comprimento para facilitar o transporte até o local de abertura.

**Figura 32 - Localização dos pontos de sondagens à percussão e sondagens SPT.**



Fonte: do autor.

**Figura 33 – Exemplo de sondagem à percussão manual.**



Fonte: do autor.

**Figura 34 – Exemplo de sondagem à percussão manual.**

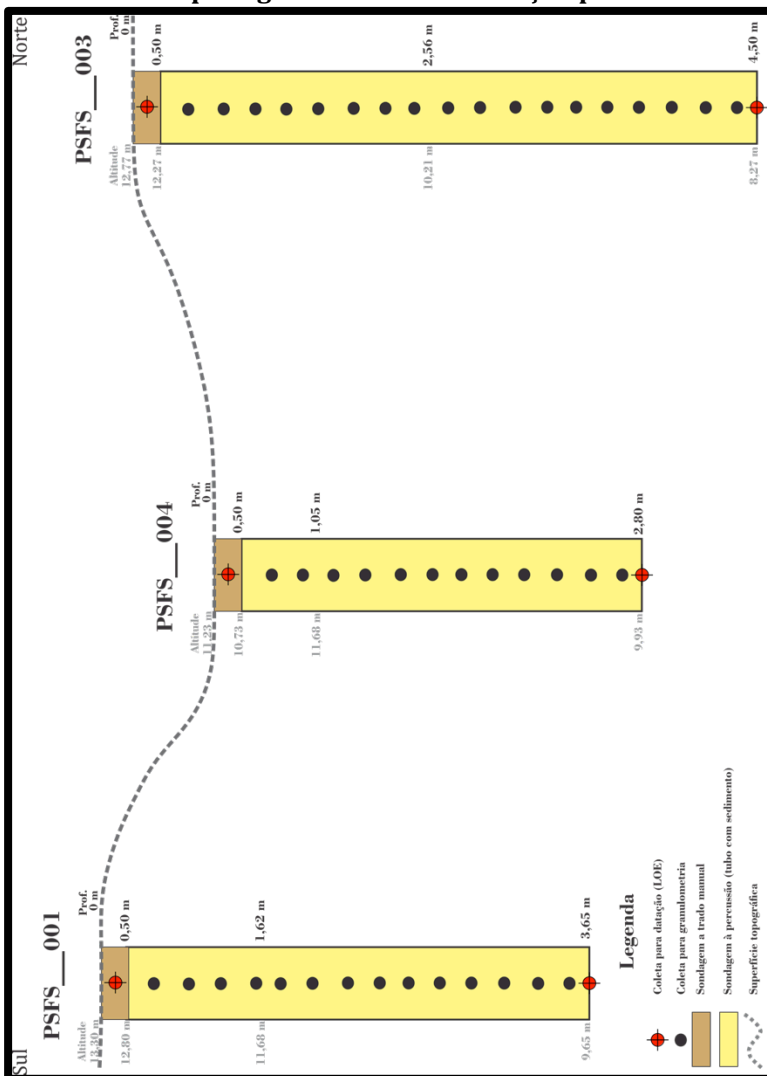


Fonte: do autor.



A Figura 35 ilustra as características altimétricas e de profundidade de todas as sondagens à percussão manual realizadas, assim como, a indicação das coletas realizadas.

**Figura 35 - Identificação das sondagens à percussão e das coletas para granulometria e datação por LOE.**



Fonte: do autor.

A coleta das amostras para datação por *LOE* ocorreram a 0,5 m de profundidade, com abertura do furo com pá e trado manual. As coletas mais profundas para datação por *LOE* ocorreram no final do tubo das sondagens à percussão manual, quando da retirada do mesmo em campo.

#### **4.3.2 *Standard Penetration Test - SPT***

Adicionalmente, para a identificação das camadas sedimentares mais profundas, foram adquiridas junto as empresas de geotecnia da região norte de Santa Catarina, dados relativos as sondagens de simples reconhecimento do solo pelo método SPT (*Standard Penetration Test*).

Deve ser ressaltado que os ensaios foram realizados ao longo da área de estudo para o reconhecimento dos níveis de resistência do solo para a edificação de construções de diversas tipologias. Deste modo, a distribuição das sondagens SPT satisfaz critérios definidos pelas próprias empresas de geotecnia. Contudo, foram selecionadas as sondagens SPT mais próximas das linhas de Georradar, com o intuito de correlacionar os dados geofísicos com os dados oriundos das sondagens SPT.

Todas as sondagens foram executadas seguindo as premissas da NBR-6484/2001, referente a “Sondagens de simples reconhecimento com SPT - Método de ensaio”. A Figura 32 ilustra a localização das sondagens SPT adquiridas ao longo da área de estudo, localizadas em três imóveis, com profundidades de sondagem variando entre 18 a 30 m.

De posse das sondagens SPT foi possível obter as seguintes informações:

- ✓ Espessura das camadas sedimentares;
- ✓ Espessura total do pacote sedimentar;
- ✓ Composição das camadas sedimentares;
- ✓ Profundidade do topo e base das camadas;
- ✓ Índice de resistência à penetração dos materiais (N);
- ✓ Índice de compacidade (para sedimentos arenosos e siltosos) e consistência (para sedimentos argilosos) das camadas.

Os índices de compacidade e consistência do solo foram obtidos conforme o expresso na NBR 6484/2001, ilustrado na Figura 36.

**Figura 36 – Descritivo dos estados de compactidade e consistência do solo.**

Solo	Índice de resistência à penetração N	Designação <sup>1)</sup>
Areias e siltes arenosos	≤ 4	Fofa(o)
	5 a 8	Pouco compacta(o)
	9 a 18	Medianamente compacta(o)
	19 a 40	Compacta(o)
	> 40	Muito compacta(o)
Argilas e siltes argilosos	≤ 2	Muito mole
	3 a 5	Mole
	6 a 10	Média(o)
	11 a 19	Rija(o)
	> 19	Dura (o)

Fonte: NBR 6484 (ABNT, 2001).

#### 4.3.3 Procedimento de abertura dos testemunhos

A abertura dos testemunhos ocorreu na Universidade da Região de Joinville – UNIVILLE, no campus de Joinville. Esse processo consistiu no emprego de uma serra circular para o corte longitudinal das paredes dos tubos, sempre com o cuidado de não ocasionar interferência no material sedimentar, conforme ilustrado na Figura 37.

**Figura 37 – Procedimento de abertura dos tubos de alumínio empregados nas sondagens à percussão manual.**



Fonte: do autor.

Após a abertura dos tubos de alumínio (testemunhos) os mesmos foram fotografados, mensurados, descritos e realizada a coleta de sedimentos para as demais análises. A coleta de sedimentos para análise granulométrica foi realizada ao longo de todo o testemunho com espaçamento regular de 20 cm, totalizando 38 amostras.

#### 4.4 ANÁLISES LABORATORIAIS

##### 4.4.1 Determinação da granulometria

As amostras coletadas nos testemunhos foram enviadas para o Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica – CECO na Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, para a realização da análise granulométrica. Para tanto foi utilizada a técnica de difração a laser, pelo método de espalhamento de Mie, com a utilização do equipamento *LA-950 Laser Particle Size Analyzer*, fabricado pela empresa Horiba.

Para as sondagens SPT cedidas para a presente tese, foi adotada a caracterização granulométrica da descrição de campo e de laboratório, realizadas pelas empresas de geotecnia, durante a execução das referidas sondagens. Deve ser ressaltado que a realização das sondagens SPT é balizada nas seguintes normas e procedimentos:

- ✓ NBR-6484/2001: Sondagens de simples reconhecimento com SPT: método de ensaio;
- ✓ NBR 6502:1995: Rochas e solos: terminologia;
- ✓ NBR 7181:1984: Solo - Análise granulométrica: método de ensaio;

Adicionalmente, foi realizada o cálculo da densidade relativa ( $D_r$ ) dos sedimentos arenosos ou não coesivos, com o emprego da correlação preconizada por Skempton (1986).

De acordo com o autor, o índice de resistência à penetração dos materiais ( $N$ ) fornecido pelas sondagens SPT, deve ser normalizado para um fator de 60% ( $N_{60}$ ), visto a eficiência do martelo empregado no método SPT. As faixas de densidade relativa e o índice de resistência podem oferecer suporte na caracterização dos sedimentos, quanto à morfologia, granulometria e o desenvolvimento de processos epigenéticos.

A Tabela 8 ilustra a correlação entre o índice de resistência normalizado, densidade relativa e níveis de compactidade para areias, proposta por Skempton (1986).

**Tabela 8 - Correlação entre o índice de resistência normalizado, densidade relativa e compactidade para areias.**

**Fonte: Skempton (1986).**

(N)60	Dr (%)	Compactidade
0 - 3	0 - 15%	Muito Solta
3 - 8	15 - 35%	Solta
8 - 25	35 - 65%	Medianamente Compacta
25 - 42	65 - 85%	Compacta
> 42	85 - 100%	Muito Compacta

Fonte: Skempton (1986).

#### 4.4.1 Datação absoluta

O método de datação por Luminescência Opticamente Estimulada - LOE (*Optically Stimulated Luminescence - OSL*) é baseado na interação das radiações com a matéria. O método fundamenta-se no fato de que as idades dos materiais a serem datados podem ser calculadas pelas medidas das concentrações de defeitos induzidos nos materiais por radiações ionizantes do ambiente deposicional (PRESCOTT & ROBERTSON, 1997).

Os métodos de datação por luminescência são aplicados de modo crescente em estudos do Quaternário. Os recentes avanços no método, como o protocolo SAR (*Single-Aliquot Regenerative-Dose*), proposto por Murray & Wintle (2000) e revisto por Wintle & Murray (2006), solucionaram erros inerentes aos procedimentos de medida da luminescência e aumentaram sua confiabilidade (GUEDES *et al.*, 2011).

A dose acumulada pode ser medida tanto por Termoluminescência (*Thermoluminescence - TL*), quanto por LOE. A LOE tem sido preferida para estimativa de dose acumulada para datação, principalmente pela sua maior semelhança com os processos naturais (fotoesvaziamento por exposição solar) e maior rapidez da aquisição e análise de dados. O quartzo e o feldspato são os minerais usualmente utilizados na análise, no entanto, a utilização de feldspato é dificultada pela frequente perda espontânea da luminescência natural (SAWAKUCHI *et al.*, 2011).

Para a LOE, a dose acumulada pode ser medida pela estimulação, com luz de um determinado comprimento de onda, de um mineral específico da amostra e pelo monitoramento da luminescência resultante, em outro comprimento de onda. Todavia, a intensidade de luz emitida, para uma dose fixa de radiação, varia entre grãos de uma mesma amostra. Essa diferença de sensibilidade entre grãos é determinada por variações no tipo e quantidade dos defeitos cristalinos, os quais estão ligados à origem e história deposicional do mineral (SAWAKUCHI *et al.*, 2011).

Deste modo, não existe uma curva de calibração fixa e genérica entre intensidade de luminescência e dose de radiação recebida. Uma curva de calibração, ou curva dose-resposta, precisa ser construída para cada amostra (SALLUN *et al.*, 2007; SAWAKUCHI *et al.*, 2011; GUEDES *et al.* 2011).

De acordo com Guedes *et al.* (2011) as características de luminescência do quartzo nos sedimentos brasileiros analisados são adequadas à datação por luminescência, mediante o uso do protocolo SAR.

Entretanto, as variações das características geológicas da amostra durante o período de deposição e posterior soterramento podem provocar mudanças na taxa de dose (Tabela 9).

Diante do exposto, visto que as mudanças são difíceis de serem avaliadas por métodos laboratoriais (GUEDES *et al.* 2011), a análise crítica do resultado de cada amostra deve levar em conta a possível variação destas características.

Deve ser ressaltado que a idade média encontrada pela técnica de LOE é o momento na qual a amostra foi exposta, por um longo tempo, à luz solar pela última vez. As amostras com exposições de curta duração ou em várias épocas distintas, possuem uma maior variação de idade e devem ser discutidas com cuidado, para evitar interpretações equivocadas (SALLUN *et al.*, 2007).

Apesar de largamente utilizada nas últimas décadas, a datação por luminescência continua em franco desenvolvimento, principalmente após o advento do protocolo SAR (*Single-Aliquot Regenerative-Dose*), proposto por Murray & Wintle (2000) e revisto por Wintle & Murray (2006).

**Tabela 9 – Influências identificadas como típicas nos resultados de datação por LOE.**

Fator	Razão	Influência no resultado de idade	Observações
Estimativa imprecisa do teor de umidade da amostra	Atenuação da radiação ambiental (dose anual) pela água	Umidade estimada maior que a média -> superestimação Umidade estimada menor que a média -> subestimação	Atenção com a estação do ano (seca ou chuvosa) e com o período específico da amostragem (por ex., logo após dias chuvosos)
Lixiviação ou precipitação de minerais com elementos radioativos ao longo do tempo de soterramento	Subestimação ou subestimação na dose anual de radiação	Superestimação ou subestimação	Evitar zonas com pedogênese intensa ou com quantidade significativa de minerais neoformados
Fotoesvaziamento incompleto antes do soterramento	Alta dose residual	Superestimação	Mais comum em sedimentos subaquosos e depósitos com pouco transporte sedimentar. Avaliar tempo de fotoesvaziamento e usar alíquotas de tamanho reduzido ou grãos individuais
Mudanças na sensibilidade LOE das alíquotas	Mudança na curva de dose-resposta	Incremento na sensibilidade LOE -> subestimação Diminuição da sensibilidade LOE -> superestimação	Correção do efeito incluída no protocolo SAR

Fonte: Guedes *et al.* (2011)

Na presente tese foram realizadas sete datações de amostras pelo método da Luminescência Opticamente Estimada - LOE (*Optically Stimulated Luminescence – OSL*), com a utilização do protocolo SAR, conforme visualizado na Figura 38 e na Tabela 10.

**Figura 38 - Localização das amostras para datação por LOE.**



Fonte: do autor.



**Tabela 10 – Coordenadas planas das datações por LOE, com a identificação da profundidade, altitude dos pontos de coleta.**

Ponto	Profundidade (m)	Altitude (m)	UTM(E)	UTM(N)
PSFS_001	0,5	12,80	746485	7101169
PSFS_001	3,65	9,65		
PSFS_002	0,5	5,82	747128	7102170
PSFS_003	0,5	12,27	746850	7102089
PSFS_003	4,5	8,27		
PSFS_004	0,5	10,73	746745	7101583
PSFS_004	2,8	9,93		

Fonte: do autor.

As amostras foram coletadas em dois níveis de profundidade no mesmo ponto de coleta, a 0,5 m após a retirada da camada húmica e no final do tubo de amostragem à percussão. As amostras foram coletadas em tubos opacos (de PVC) com 30 cm de comprimento por 5 cm de diâmetro. Logo após a retirada, as extremidades dos tubos foram fechadas para evitar a exposição à luz solar e enviados imediatamente ao laboratório, antes da perda de umidade.

Todas as amostras foram enviadas para a empresa Datação<sup>5</sup>, situada em São Paulo, especializada em datações por luminescência (Termoluminescência - TL e Luminescência Ópticamente Estimulada - LOE). Abaixo são descritas as etapas empregadas no procedimento laboratorial de datação fornecidas pela empresa.

Quanto a preparação das amostras, os tubos necessariamente devem ser abertos em ambiente de luz vermelha. Posteriormente os sedimentos passam por um tratamento químico com H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> (20%), HF (20%) e finalmente HCl (10%), sendo que as lavagens intermediárias são efetuadas com água destilada. Após tratamento químico as amostras são secas e peneiradas separando em uma fração granulométrica na faixa de 100-160 µm (100-60 Tyler), obtendo assim material natural (quartzo/feldspato) isentos de materiais orgânicos e/ou metais pesados, e com granulometria bem homogênea.

---

<sup>5</sup> [http://www.datacao.com.br/home\\_1.html](http://www.datacao.com.br/home_1.html)

A preparação das amostras à análise LOE ainda prevê que a partir da amostra de material natural é separada uma porção que é submetida à radiação solar por um período de aproximadamente 20 dias para decaimento residual (TL / OSL). Desta porção são separadas várias amostras que são irradiadas (fonte de  $^{60}\text{Co}$  ( $^{455}\text{Ci}$ )) em várias doses pré-definidas (Gy), que devem estar próximas a dose acumulada natural para a confecção da curva de calibração.

Para a determinação da dose acumulada natural, ou paleodose ( $G_y$ ) na definição da idade dos sedimentos, foi utilizado o protocolo SAR, com análise de 5 e 10 alíquotas. Deste modo, obteve-se 5 e 10 curvas de calibração da amostra para a determinação de sua idade absoluta. O protocolo SAR é realizado para determinar uma idade média dentre as alíquotas e encontradas de 5 a 10 idades. Para o processo foram utilizados os seguintes equipamentos: Fotomultiplicadora *Thorn EMI Electron Tubes, Type 9235QA*, sistema de luz azul por LED, contador de fótons e fonte de alta tensão.

Para a execução do protocolo SAR foram executadas as seguintes etapas, com a separação de 20-50 grãos (100-300  $\mu\text{m}$ ) ou alíquotas (7 mg) de cada amostra a ser datada:

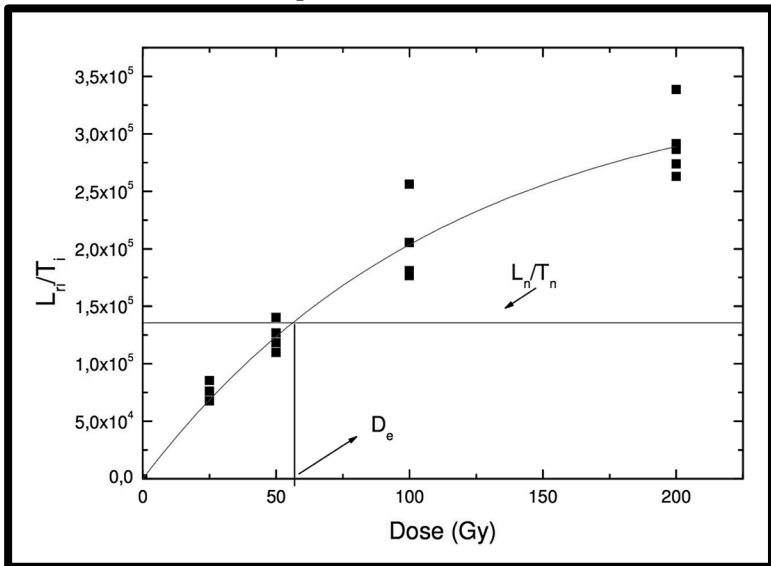
1. Medida da LOE natural ( $L_n$ ).
2. Irradiação (fonte radioativa) com dose teste (DT).
3. Tratamento térmico de 220°C.
4. Medida da LOE teste ( $T_n$ ).
5. Irradiação com dose regenerativa.
6. Tratamento térmico de 220°C.
7. Medida da LOE regenerativa,  $L^1$ .
8. Irradiação com dose teste.
9. Tratamento térmico de 220°C.
10. Medida da LOE teste,  $T^1$ .
11. Repetição do ciclo começando a partir do item 6 até a 4ª dose regenerativa.

Terminada a confecção da curva de calibração individual de cada grão/alíquota, que é expressa pela razão  $L_i/T_i$ , versus dose, onde  $i$ = passos 1 até 4.

A seguir, é feito um gráfico de calibração  $L_i \setminus T_i$  versus a  $D_i$  (Figura 39), como são usados os mesmos grãos para todo o ciclo, eles podem sofrer variações (alteração) na sua resposta LOE com a

dose, essas variações são corrigidas através da leitura da dose teste, que será sempre constante em cada ciclo (geralmente em torno de 10% do valor da dose acumulada). Com o gráfico da calibração pronto, insere-se o valor da taxa  $L_n/T_n$  (a luminescência natural contida na amostra pela luminescência teste), para encontrar o valor da dose acumulada natural no cristal.

**Figura 39 – Exemplo de curva de calibração obtida através do protocolo SAR.**



Fonte: Empresa Datação. Disponível em:  
<http://www.datacao.com.br>

Por fim, o protocolo SAR como um todo ainda é composto por mais três testes:

1. Reciclagem, que é a correção na sensibilidade da resposta  $0,9 < (L_i/T_i)/(L_1/T_1) < 1,1$ , onde  $i$  = última dose igual a  $D_1$ ;
2. Recuperação do sinal devido à irradiação, estimulação ou tratamentos térmicos prévios  $(L_0/L_{nat}) < 5\%$ , onde  $L_0$  = emissão devido à dose zero;
3. Recuperação de dose, determinação da dose, previamente estabelecida, usando o SAR, com os mesmos parâmetros usados para determinar a  $D_e$  da amostra.

A idade (I) é calculada dividindo  $D_e$  por T, este é encontrada através dos valores de concentração dos isótopos radioativos do U, Th e K, além da contribuição da radiação cósmica. Esses valores são determinados através de espectroscopia gama (Equação 7).

$$I = \frac{D_e}{T_{\beta} + T_{\gamma} + T_{\text{raios cósmicos}}} \quad \text{Equação 7}$$

Além da obtenção da idade absoluta das amostras foi realizada à análise do desvio-padrão das doses acumuladas ( $G_y$ ), com o intuito de avaliar o grau de retrabalhamento da amostra e auxiliar na descrição do ambiente deposicional (ZULAR, 2011).

#### 4.5 AQUISIÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS

Este subcapítulo consiste na explanação sobre os equipamentos utilizados, arranjos, parâmetros e coeficientes empregados e disposição dos equipamentos em campo para obtenção dos dados geofísicos. Outrossim, os filtros de frequência comumente utilizados e metodologia de interpretação adotada serão explicitados.

Deve ser ressaltado que a metodologia de aquisição e processamento de dados de Georradar seguem as premissas indicadas por Barboza *et al.* (2014c) em extensa coleta de dados nos depósitos quaternários da porção emersa da bacia de Pelotas.

##### 4.5.1 Sistema de Posicionamento

Para a aquisição dos dados de posicionamento geográfico das seções geofísicas na área de estudo foi utilizado o método diferencial em tempo real, com a utilização de um DGPS (*Differential Global Positioning System*) cedido pelo Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica – CECO da UFGRS.

O equipamento utilizado refere-se a um DGPS da marca *Trimble*, modelo Pro-XRS, com 12 canais, portadoras L1/CA, com receptor diferencial *Radio Beacon* MSK. O receptor por rádio (*Radio Beacon* MSK) permite a correção diferencial em tempo real ao utilizar dados de radiofaróis ou satélite privados como *OmniSTAR satellite* e *SBAS*.

O radiofarol (por vezes referido pela sigla NDB, de *Non-Directional Beacon*) é uma estação transmissora individualizada,

instalada numa posição geográfica fixa e precisamente conhecida, que emite sinais de radiofrequência com um formato pré-determinado. Desta maneira, o radiofarol permite que estações de rádio móveis (terrestres, aéreas ou marítimas) realizem a sua identificação e determinem a sua posição relativa face ao ponto geográfico de emissão (BRASIL, 2010).

O formato mais comum dos sinais consiste na emissão de uma portadora de onda longa contendo sinais radiotelegráficos, codificando grupos de letras que compõem o prefixo designador de um local ou estação. Os radiofaróis, apesar do aparecimento dos equipamentos de navegação por satélite, ainda são amplamente utilizados. A sua principal utilização é para a navegação náutica e aérea, com alcance de aproximadamente 550 km, para os radiofaróis marítimos.

Desta maneira, para a correção diferencial em tempo real das coordenadas geográficas das seções geofísicas foram utilizados os sinais emitidos pelos seguintes locais, de acordo com a lista de auxílio-rádios disponibilizada pela DHN (BRASIL, 2010):

- ✓ Radiofarol: Ilha Rasa (IH);
- ✓ Lat: 23°03'84" S / Long: 43°08'76" W;
- ✓ Frequência: 315 kHz;
- ✓ Alcance: 300 milhas ou 555,6 km.
  
- ✓ Radiofarol: Paranaguá (NX);
- ✓ Lat: 25°29'69" S / Long: 48°19'59" W;
- ✓ Frequência: 320 kHz;
- ✓ Alcance: 300 milhas ou 555,6 km.

Para a coleta dos dados em campo a antena receptora foi acoplada no teto do automóvel e transmitiu os dados para o coletor de dados do DGPS. Para controlar e programar o DGPS foi utilizado um *notebook* com a utilização do programa *Terrasync*<sup>®</sup> que também serviu para enviar as informações geográficas em tempo real para o coletor de dados do Georradar.

A Figura 40 ilustra o esquema de montagem dos equipamentos utilizados para a coleta de dados de posicionamento geográfico para as seções de Georradar.

Após a coleta dos dados de campo, os mesmos foram processados e realizadas as correções pós-diferenciais. Para tanto foi utilizado o *software Pathfinder Office*<sup>®</sup>, onde as informações

foram reprojctadas e convertidas para o formato *shapefile*, para integração no banco de dados geográficos relacional da tese.

Para a realização das correções pós-diferenciais foram utilizadas as informações da Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo do IBGE<sup>6</sup>. Para tanto, foi adotada como estação base para as correções a estação da UFPR (código 93970), localizada em Curitiba/PR. da Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo, obtidos através do site do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.

**Figura 40 – Esquema de funcionamento dos equipamentos utilizados para a obtenção das coordenadas geográficas das seções de Georradar.**



Fonte: do autor.

Os resultados da metodologia de pós-processamento adotada garantiram informações com exatidão de 30 e 50 cm, horizontal e vertical, respectivamente, em 90% dos casos. Ressalta-se que, as altitudes obtidas são referidas ao nível médio do mar, relacionado

<sup>6</sup> Disponível em:

[http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/geodesia/rbmc/rbmc\\_est.php](http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/geodesia/rbmc/rbmc_est.php)

ao *datum* vertical brasileiro, materializado pelo Marégrafo de Imbituba (SC).

#### 4.5.2 Georradar

A aquisição das seções de Georradar ao longo da área de estudo ocorreu no mês de abril do ano de 2013, contemplando 13 seções geofísicas com um comprimento total de 10,17 km (Figura 41).

Para os levantamentos das seções geofísicas foram empregadas antenas aéreas (sem contato com o solo) em conjunto com um módulo de potência para amplificar a energia emitida. Essa mesma técnica foi adotada em pesquisas em depósitos costeiros pleistocênicos no Rio Grande do Sul com a obtenção de resultados satisfatórios (BARBOZA *et al.*, 2014c; ROSA, 2012).

O par de antenas utilizado na presente pesquisa possui frequência central de 150 MHz, fabricados pela *Radarteam Sweden AB*, acoplados em um módulo de potência (PRFPLUS-600®) e placas controladoras fabricadas pela empresa *Geoscanners AB*. O coletor de dados utilizado foi o modelo SIR-3000 da empresa GSSI (*Geophysical Survey Systems, Inc.*), onde foram acoplados o par de antenas do Georradar e o receptor GNSS. A Figura 42 ilustra o esquema de montagem dos equipamentos supracitados.

O método de levantamento na presente pesquisa foi o *Common Offset*, com espaçamento de 0,5 m entre as antenas transmissora e receptora. As mesmas foram dispostas transversalmente ao sentido de deslocamento do automóvel e do perfil pretendido. O automóvel se locomoveu sempre com velocidade média de aproximadamente 20 km/h.

Após a instalação dos equipamentos os seguintes parâmetros foram configurados no coletor de dados do Georradar:

- ✓ Formato: 16 bits;
- ✓ Abertura da janela temporal (*Range*): 400 ns (nanosegundos);
- ✓ Constante dielétrica: 6;
- ✓ Intervalo de amostragem: 10 cm;
- ✓ Empilhamento (*stacking*): 32 leituras;
- ✓ Tipo de ganho: automático.

**Figura 41 - Localização das linhas de aquisição de dados de Georradar na área de estudo.**



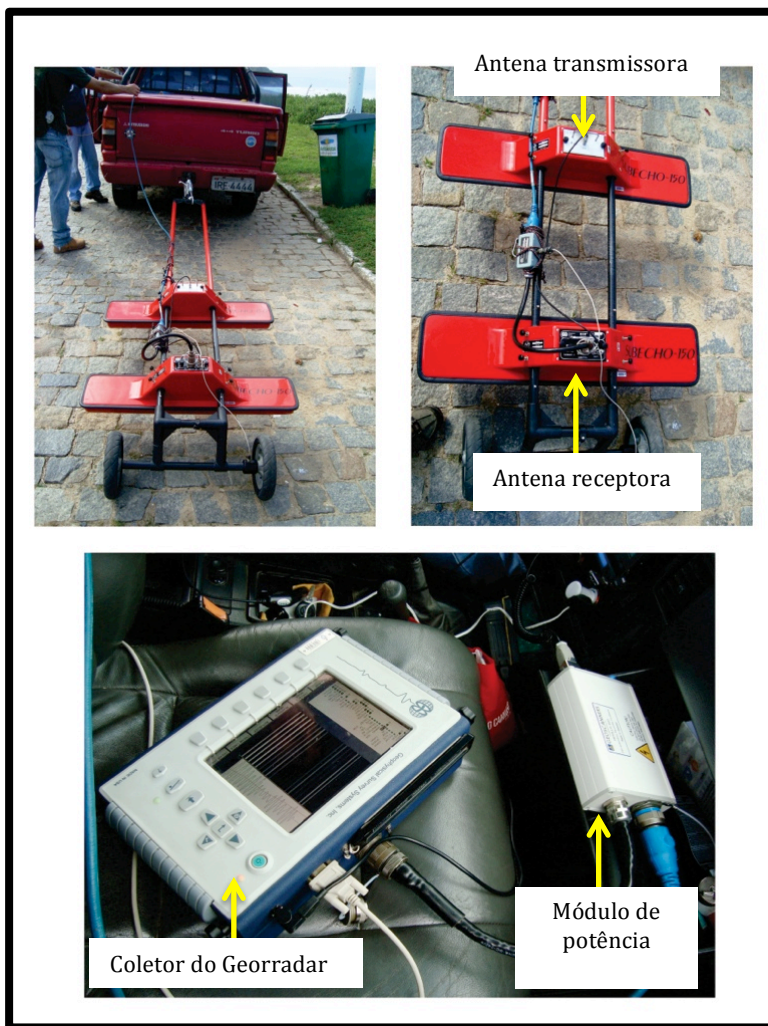
Fonte: do autor.

O processamento dos dados foi realizado com a utilização de dois *softwares* específicos para tratamento de dados geofísicos: o



Radan 6® e o Reflex-Win®. A metodologia de processamento dos dados geofísicos fundamentou-se primordialmente nos trabalhos de Neal (2004), Rosa (2012) e Barboza *et al.* (2004c) e no próprio manual do *software* Radan®.

**Figura 42 – Configuração dos equipamentos para aquisição de dados do Georradar.**



Fonte: do autor.

O primeiro processamento realizado (*background removal*) refere-se à retirada de um ruído sistemático ocasionado pelas ondas aéreas, que se manifestam como refletores plano-paralelos ao longo de todo o perfil. Este tipo de ruído é característico quando da utilização de antenas áreas (sem blindagem) cujos primeiros pulsos são deslocados através do ar da antena emissora para a receptora.

O segundo procedimento foi a aplicação de filtros de passa banda alta e baixa (*Band Pass Filtering* - FIR), com o intuito de retirar ondas de frequência acima e abaixo da faixa desejável. Os valores de corte adotados foram 20 MHz para a passa banda alta e 250 MHz para a passa banda baixa. Neste mesmo momento foi realizada a correção do topo da secção com o ajuste da profundidade zero com a superfície do terreno.

Após esse procedimento, os dados foram exportados para o programa *Reflex-Win®*, com o intuito de aplicar outro filtro de frequência mais apurado. Essa etapa tem o objetivo de suprimir as bandas de frequência indesejáveis no dado geofísico e garantir certas bandas de frequência, que estão associadas a eventos relevantes no perfil. Para tanto, foi utilizado no presente trabalho, o filtro passa-banda de frequência trapezoidal com a finalidade de remover as baixas e altas frequências que estão geralmente associadas a eventos ruidosos (Figura 42). Os valores de frequência utilizados no filtro foram respectivamente 20, 90, 120 e 200 MHz.

Desta forma, conforme visualizado na Figura 43, foi possível preservar as amplitudes presentes no intervalo compreendido entre 90 e 120 MHz, eliminar valores menores que 20 MHz e maiores que 200 MHz e suavizar valores compreendidos entre 20 a 90 MHz e 120 a 200 MHz.

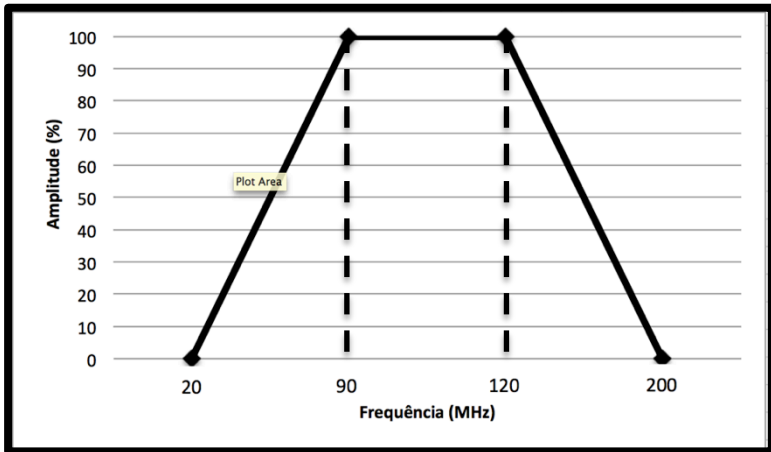
Novamente os perfis foram importados para o *software* *Radan®* para à aplicação de ganho (*gain*) exponencial ao longo de todo perfil, de modo à ressaltar as diferenças entre os refletores. Por fim, foi realizada a correção topográfica de todas as seções de Georradar com a utilização dos dados adquiridos com o DGPS acoplado ao coletor de dados do Georradar. 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:

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

Equação 7

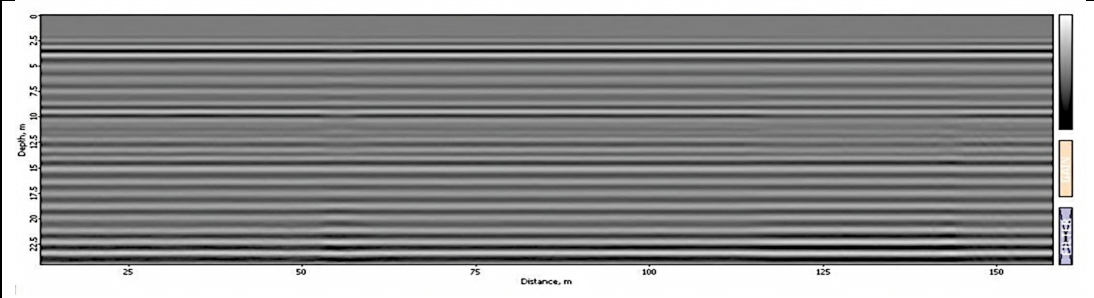
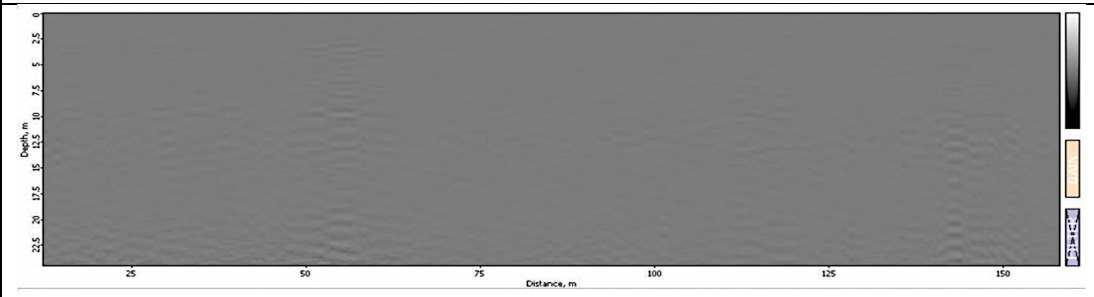
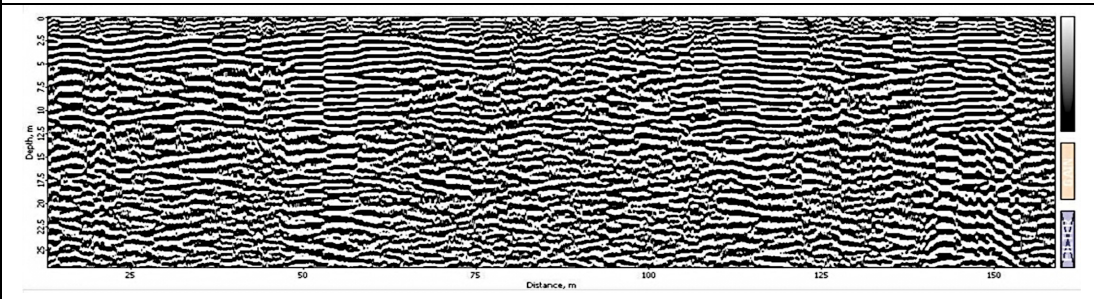
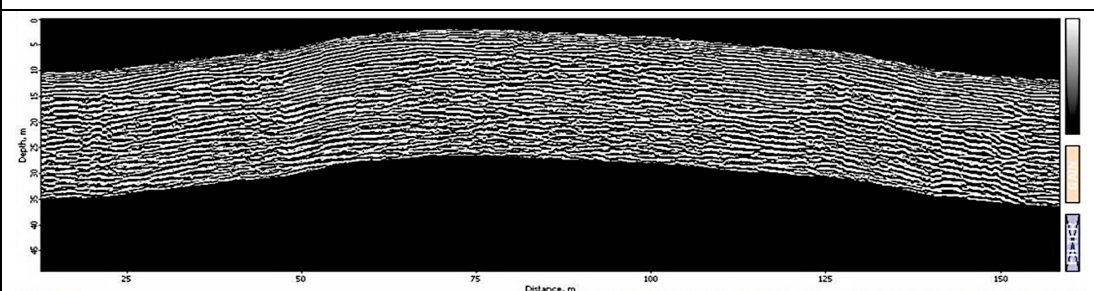
Onde,  $c$  = velocidade da luz no vácuo ( $\sim 0,3$  m/ns) e  $k$  = constante dielétrica. A Figura 44 ilustra os principais passos na correção e tratamento dos perfis de radar.

**Figura 43 - Valores adotados no filtro de frequência trapezoidal.**



Fonte: do autor.

**Figura 44 – Principais etapas de processamento dos dados de radar e resultados associados.**

	<p><b>Radargrama Bruto</b></p> <p>Antenas aéreas de 150 MHz  Método Common Offset  Formato: 16 bits;  Abertura da janela temporal (<i>Range</i>): 400 ns (nanosegundos);  Constante dielétrica: 6;  Intervalo de amostragem: 10 cm;  Empilhamento (<i>stacking</i>): 32 leituras;</p>
	<p><b>Radargrama Processado (Radan®)</b></p> <p>Aplicação de filtros:  Remoção de ruído (Background Removal)  Passa banda alta e baixa (<i>Band Pass Filtering – FIR</i>):  Passa alta: 20 MHz  Passa baixa: 250 MHz  Ajuste do topo (zero)</p>
	<p><b>Radargrama Processado (Reflex-Win®)</b></p> <p>Aplicação de filtros:  Filtro passa-banda de frequência trapezoidal:  Nível de corte baixa: 20 MHz  Nível do platô baixa: 90 MHz  Nível do platô alta: 120 MHz  Nível de corte alta: 200 MHz</p>
	<p><b>Radargrama Processado (Radan®)</b></p> <p>Aplicação de:  Ganho exponencial  Correção topográfica</p>

Fonte: do autor.

#### 4.6 METODOLOGIA DE INTERPRETAÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS

Primeiramente deve ser ressaltado que os dados resultantes dos levantamentos com o Georradar quando utilizado o arranjo *Common Offset* é análogo ao de seções sísmicas. Por este motivo, a interpretação em ambos os métodos é semelhante e tem como alicerce os princípios da sismoestratigrafia (NEAL, 2004). Contudo, a definição do significado genético das unidades interpretadas deve levar em consideração a diferença fundamental de escala associada aos métodos de pesquisa.

A possibilidade de aplicação de um mesmo método de interpretação, em escalas tão distintas, indica que as unidades sedimentares, especialmente as relacionadas aos ambientes siliciclásticos, possuem padrões que se repetem em diferentes hierarquias (MIALL, 1991). De acordo com Neal *et al.* (2002), mesmo com a grande desarmonia de escalas, os contrastes físicos que definem as unidades sedimentares são essencialmente os mesmos, gerando padrões e estruturas internas análogas.

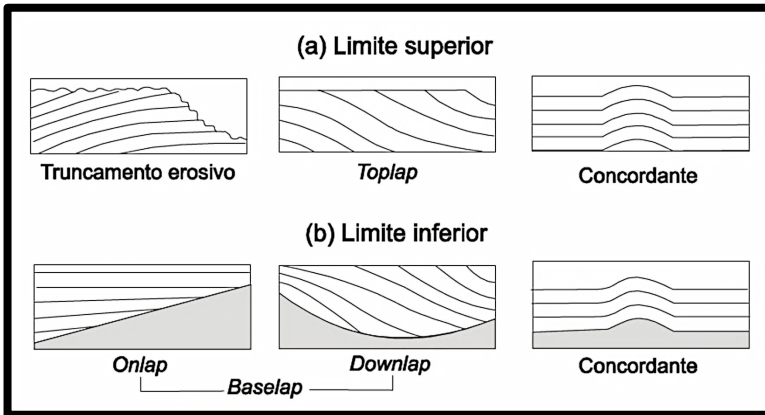
Neste sentido, os fundamentos utilizados, tanto na sismoestratigrafia, quanto na estratigrafia de radar, estão embasados na geometria das terminações das reflexões e na relação de conformidades e inconformidades identificadas nos registros. A atitude dos refletores e a sua interpretação, com o reconhecimento de padrões de reflexão, permitem discriminar os sistemas deposicionais atrelados às oscilações do nível relativo de mar.

Diante do exposto, a estratigrafia de radar compreende terminologias análogas às da sismoestratigrafia descritos no clássico texto de Mitchum *et al.* (1977) "*Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis*" parte integrante da obra de PAYTON (1977) intitulada "*Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration. Tulsa, AAPG, 53-62, (Memoir#26), 1977*". De acordo com Neal (2004), as interpretações das radarfácies normalmente são realizadas com a definição de superfícies de radar, pacotes de radar e radarfácies.

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

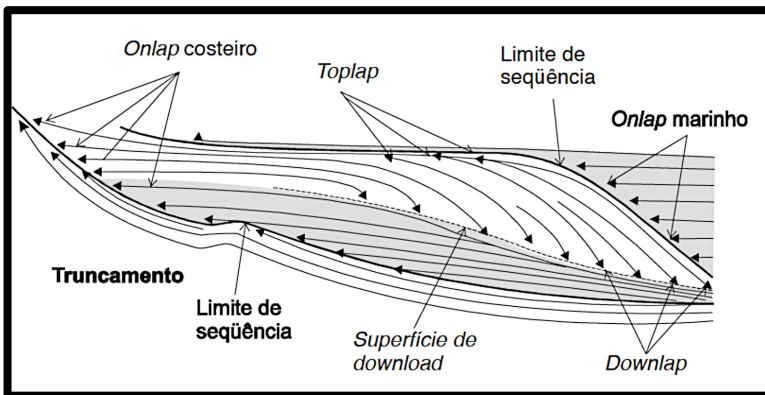
unidades de radar, conforme ilustrado na Figura 45. A Figura 46 ilustra as variações das terminações dos refletores e exemplos dos limites de sequências e parasequências, com ênfase na influência do *onlap* costeiro e marinho.

**Figura 45 - Terminologia para definição da geometria das reflexões de radar.**



Fonte: adaptado de Neal (2004).

**Figura 46 - Representação esquemática das terminações de refletores e suas correlações possíveis relacionadas às variações do nível do mar e de seus processos sedimentares resultantes.**



Fonte: adaptado de Emery & Myers (1996).

As terminações dos limites superiores possuem as seguintes definições e interpretações, de acordo com Mitchum *et al.* (1977):

- Discordância ou truncamento erosivo – superfície de erosão, ou de não deposição, que separa estratos mais recentes, representando um hiato significativo de tempo geológico.

- *Toplap* – termo utilizado quando se refere ao limite superior de uma sequência deposicional, quando esta se configura em terminação sucessiva de estratos, contra uma superfície sobrejacente. É resultado de um hiato não deposicional (refletindo uma zona de *bypass*), acompanhado ou não de pequena erosão. Representa um hiato de duração decrescente na medida em que estratos mais novos terminam contra superfícies pré-existentes sobrejacentes. Ocorre quando o nível de base é muito baixo a ponto de impedir a continuidade da deposição dos estratos mergulho acima.

- Concordância ou conformidade – situação em que duas ou mais camadas, em sequência, se dispõem paralelamente entre si, indicando continuidade no processo de deposição. As concordâncias podem ocorrer tanto no topo como na base das sequências.

- Truncamento – é a terminação lateral de um estrato truncado em seu limite deposicional original podendo ser erosional ou estrutural. O primeiro ocorre quando se dá por efeito de erosão e situa-se na porção superior de uma sequência.

As terminações dos limites inferiores ou de base, possuem as seguintes definições e interpretações, de acordo com Mitchum *et al.* (1977):

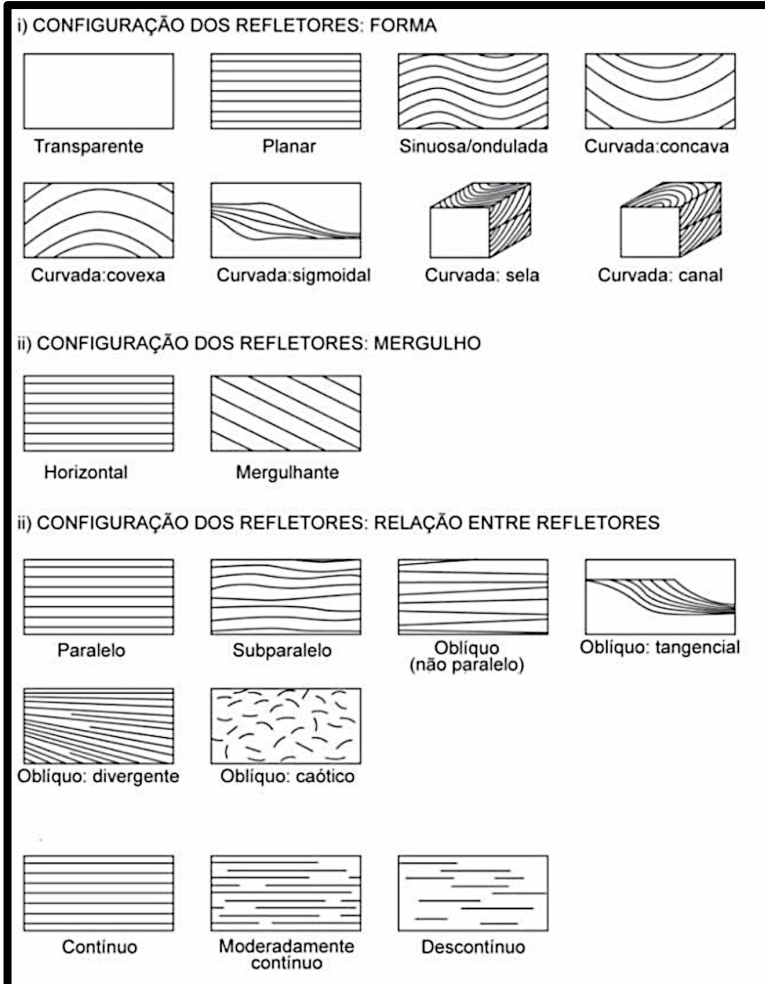
- *Onlap* – refere-se ao limite inferior de uma sequência deposicional, quando estes estratos terminam progressivamente mergulho acima, contra uma superfície originalmente horizontal, sobre uma superfície discordante inclinada, de natureza deposicional ou erosional. Os estratos podem ser inclinados, desde que a inclinação seja no mesmo sentido e de menor magnitude que a inclinação da superfície discordante;

- *Downlap* – configura-se como uma terminação ou terminações sucessivas, mergulho abaixo, de estratos originalmente inclinados, sobre uma superfície discordante, horizontal ou inclinada, de natureza deposicional ou erosional.

As unidades ainda podem ser caracterizadas 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), conforme Figura 47.

**Figura 47 - Terminologia da configuração interna dos refletores, caracterizando a radarfácies.**



Fonte: adaptado de Neal (2004).



## 5 MAPEAMENTO GEOLÓGICO COM ÊNFASE NOS DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS COSTEIROS

O presente capítulo tem como objetivo elementar apresentar e discutir os resultados do mapeamento geológico superficial dos depósitos quaternários costeiros, bem como da morfologia e morfometria dos aspectos geomorfológicos, da ilha de São Francisco do Sul e da área de estudo. Como síntese dos mapeamentos geológicos apresentados, objetiva-se no final do capítulo, detalhar a influência suscitada pela formação dos depósitos pleistocênicos, tanto na morfologia, quanto no desenvolvimento das demais unidades deposicionais na área de estudo.

### 5.1 CARACTERIZAÇÃO MORFOMÉTRICA

#### 5.1.1 Altimetria

Quanto à altimetria, a ilha de São Francisco do Sul possui altitude máxima de 306 m, situada na localidade do morro da Palha. A altitude mínima está associada ao nível médio do mar, sendo que a altitude média é de 4 m com um desvio-padrão de 14 m.

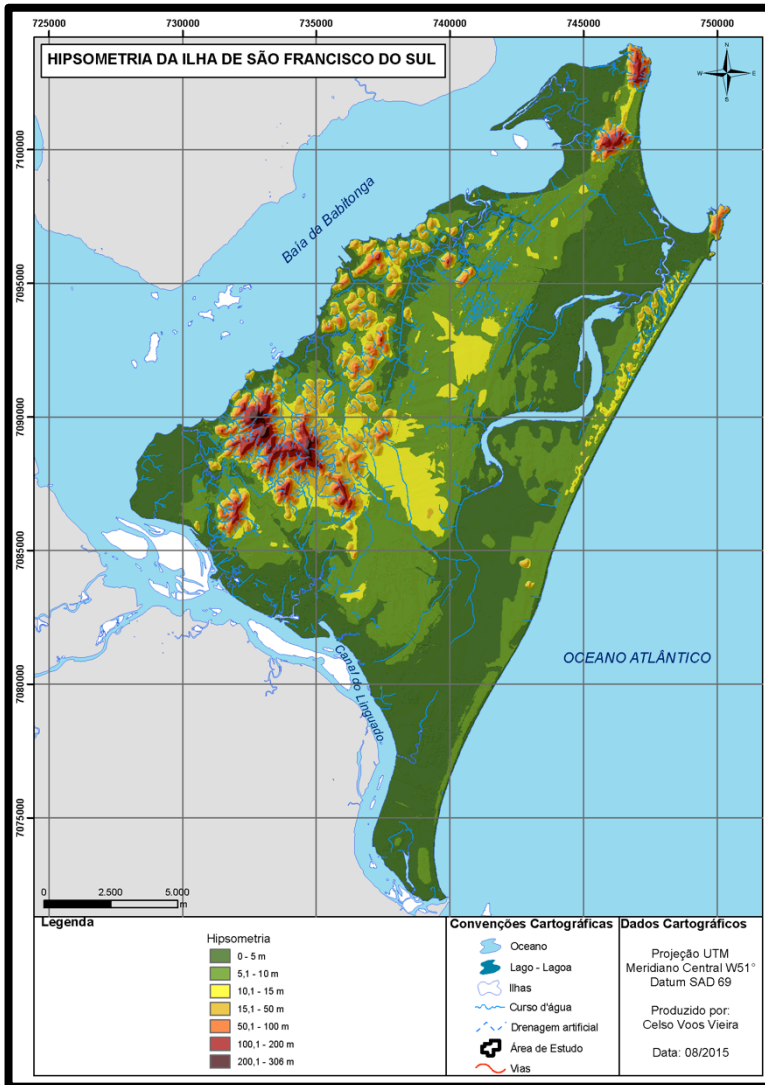
Conforme visualizado na Tabela 11 e na Figura 48, observa-se a predominância das classes altimétricas com até 10 m de altitude que compreendem 81,48% da área total da ilha de São Francisco do Sul.

**Tabela 11 - Classes de altimetria na ilha de São Francisco do Sul.**

Classe de altimetria (m)	Área (km <sup>2</sup> )	%
0 - 5	129,21	47,54
5,1 - 10	92,24	33,94
10,1 - 15	21,01	7,73
15,1 - 50	17,97	6,61
50,1 - 100	6,57	2,42
100,1 - 200	4,21	1,55
200,1 - 306	0,57	0,21

Fonte: do autor.

Figura 48 – Mapa hipsométrico da ilha de São Francisco do Sul.



Fonte: do autor.

Já as áreas mais elevadas da ilha, com altitudes superiores a 100 m perfazem apenas 1,76% e às áreas entre 10 e 100 m de altitude, representam 16,71% da ilha. As classes altimétricas

evidenciam a grande influência dos processos deposicionais costeiros do corpo insular.

Na área de estudo e na área de entorno, a altimetria possui um valor máximo de 173 m situado no morro de Ubatuba, seguido do Morro João Dias com altitude de 150 m. O valor mínimo está associado ao nível médio do mar e o valor médio de altimetria é de 7 m com um desvio-padrão de 22 m.

Conforme visualizado na Tabela 12 e na Figura 49, observa-se a predominância da classe altimétrica de 0 a 5 m, que compreende 69,45% da área de entorno. A classe altimétrica entre 5,1 a 10 m representa 11,35% e a classe entre 10,1 a 15 m abrange 3,43%. As classes altimétricas com até 15 m essencialmente contemplam o sistema deposicional costeiro com 84,23% ou 10,07 km<sup>2</sup>. Por fim, às áreas mais elevadas da área de estudo, com altitudes superiores a 15 m representam 15,76% da área total da mesma.

**Tabela 12 – Classes de altimetria no norte da ilha de São Francisco do Sul.**

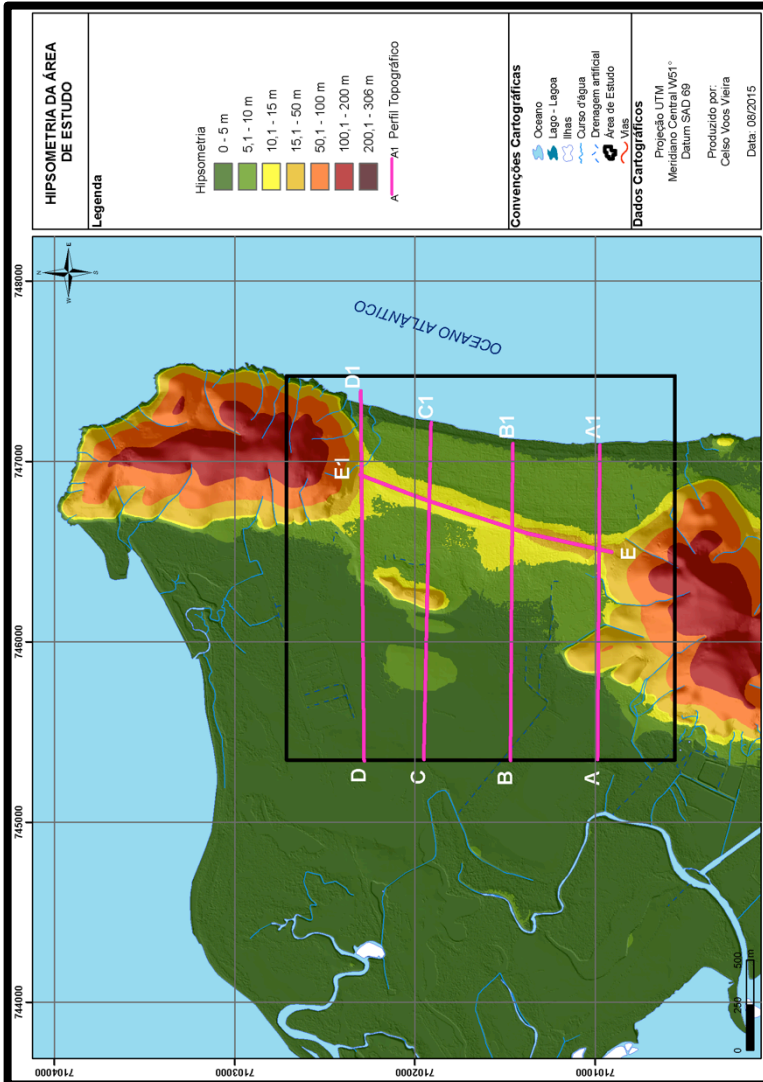
Classe de altimetria (m)	Área (km <sup>2</sup> )	%
0 - 5	8,30	69,45
5,1 - 10	1,36	11,35
10,1 - 15	0,41	3,43
15,1 - 50	0,66	5,48
50,1 - 100	0,68	5,70
100,1 - 200	0,55	4,58

Fonte: do autor.

Conforme visualizado na Figura 49, foram traçados cinco perfis topográficos ao longo da área de estudo, com o intuito de visualizar as variações topográficas e as principais tendências deposicionais em superfície.

A Figura 50 ilustra quatro perfis topográficos transversais à área de estudo no sentido oeste-leste. O perfil topográfico A-A1, ilustra a influência do embasamento cristalino (com até 50 m de altitude) ao longo do perfil, com a formação de uma barreira. A leste da barreira, ocorrem depósitos com aproximadamente 10 m de altitude e, a oeste, áreas com altitudes menores que 5 m.

**Figura 49 – Mapa hipsométrico da área de estudo, no norte da ilha de São Francisco do Sul.**

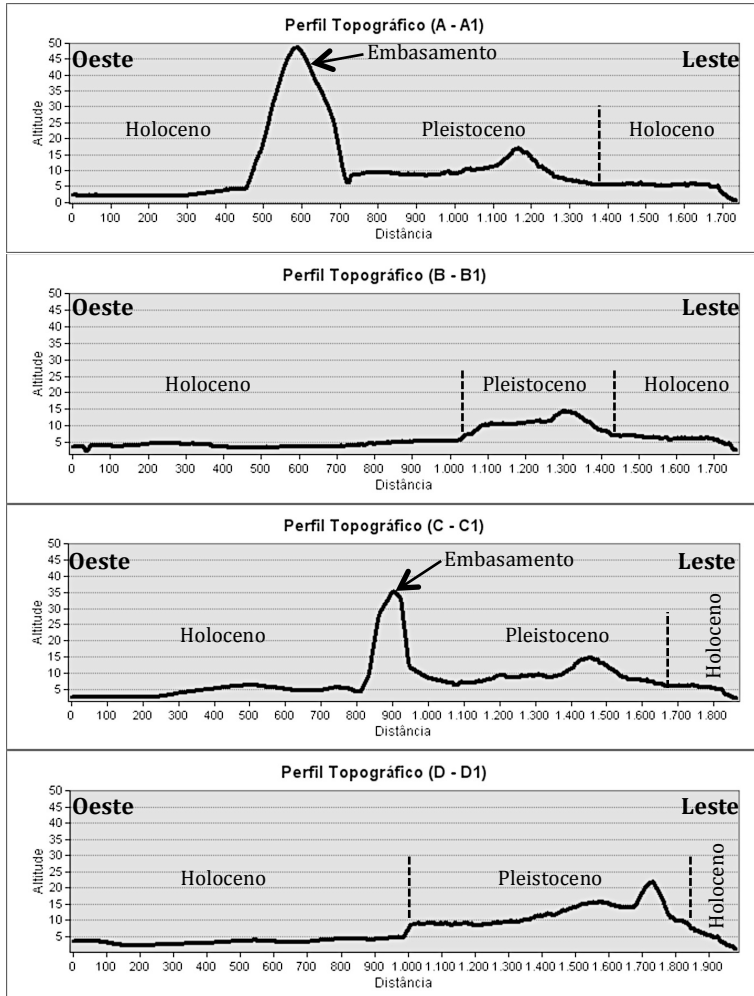


Fonte: do autor.

No perfil topográfico B-B1, é possível visualizar uma barreira na porção central do perfil, com altitudes máximas de até 15 m com

aproximadamente 300 m de largura. Nota-se que as áreas de menor altitude, abaixo de 5 m, são mais planas e situam-se na porção oeste do perfil (Figura 50).

**Figura 50 - Perfis topográficos transversais à área de estudo, sentido oeste-leste.**



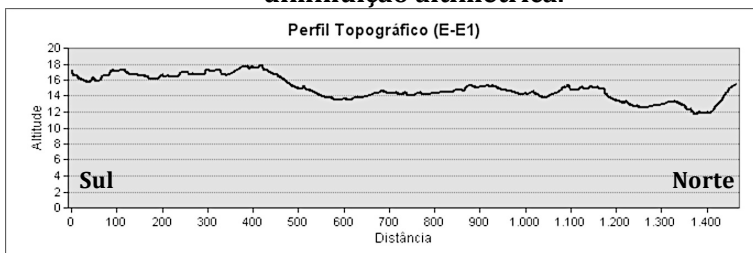
Fonte: do autor.

No perfil topográfico C-C1, observa-se a influência do embasamento cristalino (com altitudes de até 35 m) ocasionando a subdivisão do perfil em duas áreas com patamares altimétricos distintos. A porção leste, possui altitudes médias de 10 a 15 m (barreira pleistocênica), enquanto que os terrenos à oeste do embasamento, possuem altitudes normalmente inferiores a 5 m, na barreira holocênica (Figura 50).

O perfil topográfico D-D1, na porção setentrional da área de estudo, evidencia com clareza o contato na forma de terraço, entre os patamares altimétricos descritos anteriormente. O referido contato ocorre na distância de 1.000 m do perfil, demonstrando o mesmo padrão de patamares, com áreas situadas na porção oeste, com altitudes inferiores a 5 m que compreendem a barreira holocênica, em contato abrupto com os patamares da porção leste, com altitudes médias de 15 m da barreira pleistocênica.

O perfil topográfico E-E1, com sentido sul-norte, corrobora a tendência de diminuição de altitude para norte, com valores de 18 m no extremo no sul e 12 m de altitude em sua porção mais setentrional (Figura 51).

**Figura 51 – Perfil topográfico longitudinal à área de estudo, sentido sul-norte, com seta indicando a tendência de diminuição altimétrica.**



Fonte: do autor.

### 5.1.2 Clinografia

No que tange a clinografia, a ilha de São Francisco do Sul possui valor máximo situado em porções das vertentes em morros de maior amplitude altimétrica com  $71^\circ$  ( $>100\%$ ). As extensas áreas da planície costeira possuem valor médio de clinografia de  $3,39^\circ$  (ou  $5,92\%$ ) com um desvio-padrão de  $6,55^\circ$  (ou  $11,48\%$ ). A análise

clinográfica foi realizada considerando a proposta de classes de declividade ou de clinografia da EMBRAPA (1979).

Desta maneira, conforme visualizado na Tabela 13 e na Figura 52 observa-se a predominância do relevo plano e suavemente ondulado, que compreende 81,15% da ilha de São Francisco do Sul. As demais classes de declividade contemplam 18,85% da ilha e estão associadas as áreas mais elevadas, como morros e colinas costeiras, assim como o campo de dunas situado na praia Grande. Novamente, evidencia-se a grande influência dos processos deposicionais marinhos costeiros na configuração da geomorfologia da ilha, com a marcante presença de relevos planos e suavemente ondulado.

**Tabela 13 – Classes de clinografia na ilha de São Francisco do Sul.**

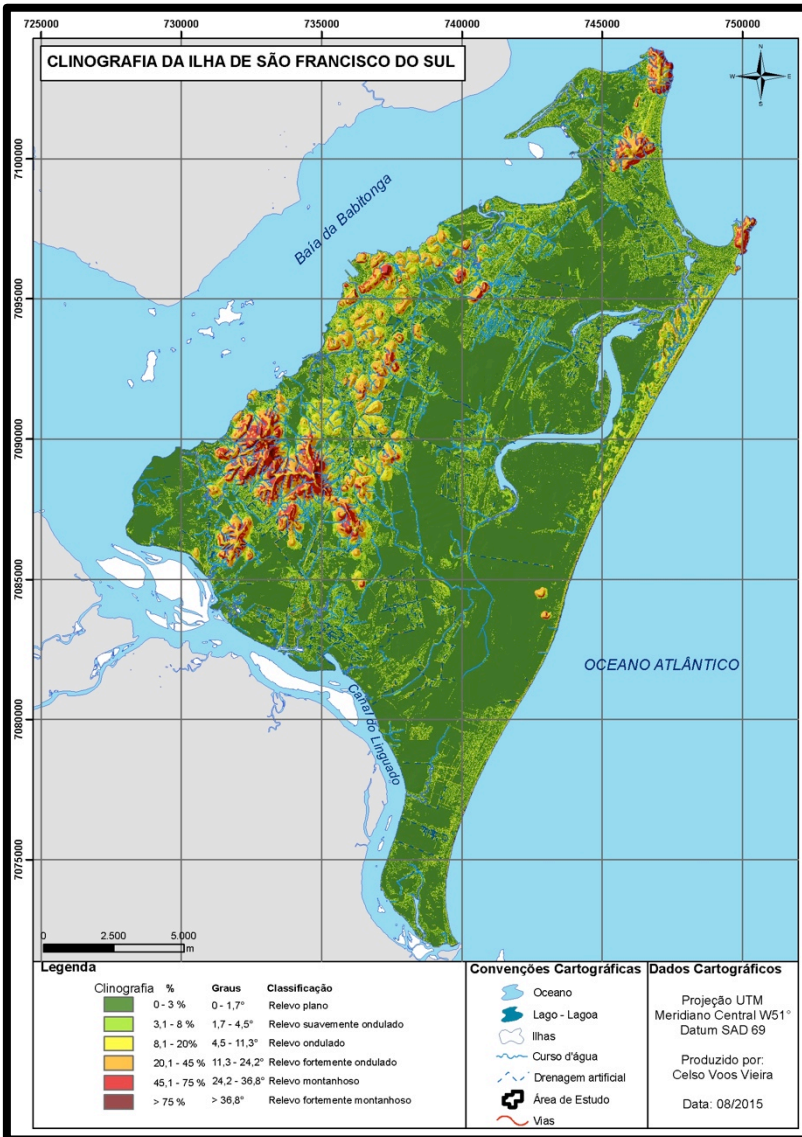
Classe de clinografia	Classe em porcentagem (%)	Classe em graus	Área (km <sup>2</sup> )	%
Relevo plano	0 - 3	0 - 1,7	178,96	65,84
Relevo suavemente ondulado	3,1 - 8	1,7 - 4,5	41,61	15,31
Relevo ondulado	8,1 - 20	4,5 - 11,3	26,29	9,67
Relevo fortemente ondulado	20,1 - 45	11,3 - 24,2	16,88	6,21
Relevo montanhoso	45,1 - 75	24,1 - 36,8	7,06	2,60
Relevo fortemente montanhoso	> 75	> 36,8	1,00	0,37

Fonte: do autor.

Na área de estudo e de entorno a clinografia possui valor máximo de 66° (ou 73,33%) situado principalmente ao longo do morro João Dias, nas vertentes expostas à ação marinha.

A planície costeira possui valor médio de declividade de 5,47° (ou 9,57%) com um desvio-padrão de 8,54° (ou 15,01%). Conforme visualizado na Tabela 14 e na Figura 53 observa-se a predominância da classe clinográfica denominada relevo plano, com 49,54% da área de estudo, normalmente associada as planícies lagunares e planícies de maré.

**Figura 52 – Mapa clinográfico da ilha de São Francisco do Sul.**



Fonte: do autor.



**Tabela 14 - Classes de clinografia na área de estudo.**

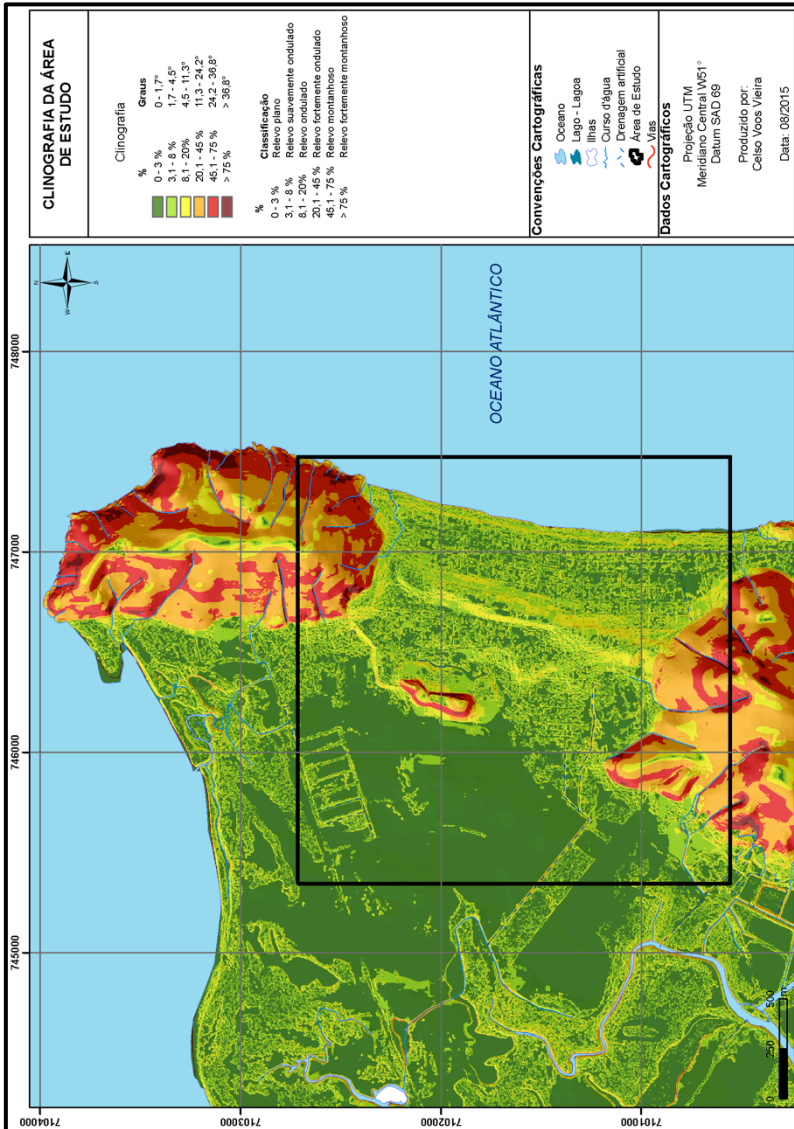
Classe de Clinografia	Classe em porcentagem (%)	Classe em graus	Área (km <sup>2</sup> )	%
Relevo plano	0 - 3%	0 - 1,7	5,92	49,54
Relevo suavemente ondulado	3,1 - 8%	1,7 - 4,5	2,60	21,73
Relevo ondulado	8,1 - 20%	4,5 - 11,3	1,47	12,27
Relevo fortemente ondulado	20,1 - 45%	11,3 - 24,2	1,18	9,90
Relevo montanhoso	45,1 - 75%	24,1 - 36,8	0,70	5,87
Relevo fortemente montanhoso	> 75%	> 36,8	0,08	0,68

Fonte: do autor.

A classe de relevo suavemente ondulado, representa 21,73% e a classe relevo ondulado abrange 12,27%, com maior ocorrência nos depósitos marinhos praias do Holoceno e do Pleistoceno superior. Secundariamente, as classes de declividade suavemente ondulado e ondulado, ocorrem associadas aos topos de morros e colinas costeiras.

Destarte, as classes de relevo fortemente ondulado (9,90%), montanhoso (5,87%) e fortemente montanhoso (0,68%) ocorrem exclusivamente nas vertentes de maior inclinação de morros e colinas costeiras.

Figura 53 – Mapa clinográfico da área de estudo.



Fonte: do autor.

## 5.2 MAPEAMENTO GEOLÓGICO COSTEIRO DA ILHA DE SÃO FRANCISCO DO SUL

O mapeamento geológico costeiro da ilha de São Francisco do Sul tem por objetivo representar a delimitação e os predicados dos depósitos associados à porção emersa da bacia sedimentar de Santos, bem como os demais depósitos de origem continental que interdigitam-se aos depósitos costeiros da área de estudo. O mapeamento geológico costeiro que contempla a ilha de São Francisco do Sul e as áreas continentais adjacentes baseiam-se na contextualização regional da área de estudo.

Ressalta-se que o mapeamento geológico costeiro da ilha de São Francisco do Sul confeccionado na presente tese representa a síntese de pesquisas, mapeamentos e estudos produzidos e publicados até o presente momento. O resgate de dados, mapeamentos e interpretações geológicas realizadas foram utilizadas com o intuito de agrupar e confrontar as informações, sob a ótica da dialética, principalmente quando associada à gênese dos ambientes deposicionais. O mapeamento proposto representa o estado da arte do ponto de vista da geologia costeira, contemplando os resultados das seguintes pesquisas: Santa Catarina (1986), Siga Jr *et al.* (1993), Martin *et al.* (1988), Horn Filho (1997), IBGE (2001), Gonçalves *et al.* (2002), Cury (2009), Possamai *et al.* (2010), Anjos (2010), Zular (2011), Barboza *et al.* (2011) e Bogo (2013).

Neste sentido, o mapeamento resultante representa os esforços conjuntos dos pesquisadores acima listados e as inferências e detalhamentos realizados pela pesquisa ora apresentada. O mapeamento geológico da totalidade da ilha possui o intuito de avanço e esclarecimento da gênese destes notáveis ambientes geológicos que compõem e representam a ilha de São Francisco do Sul.

A ilha de São Francisco do Sul na presente abordagem, foi dividida em dois principais sistemas, o cristalino e o deposicional, que se subdividem em seis unidades genéticas e onze unidades geológicas quando analisados os aspectos litodeposicionais, cronológicos, genéticos e morfológicos.

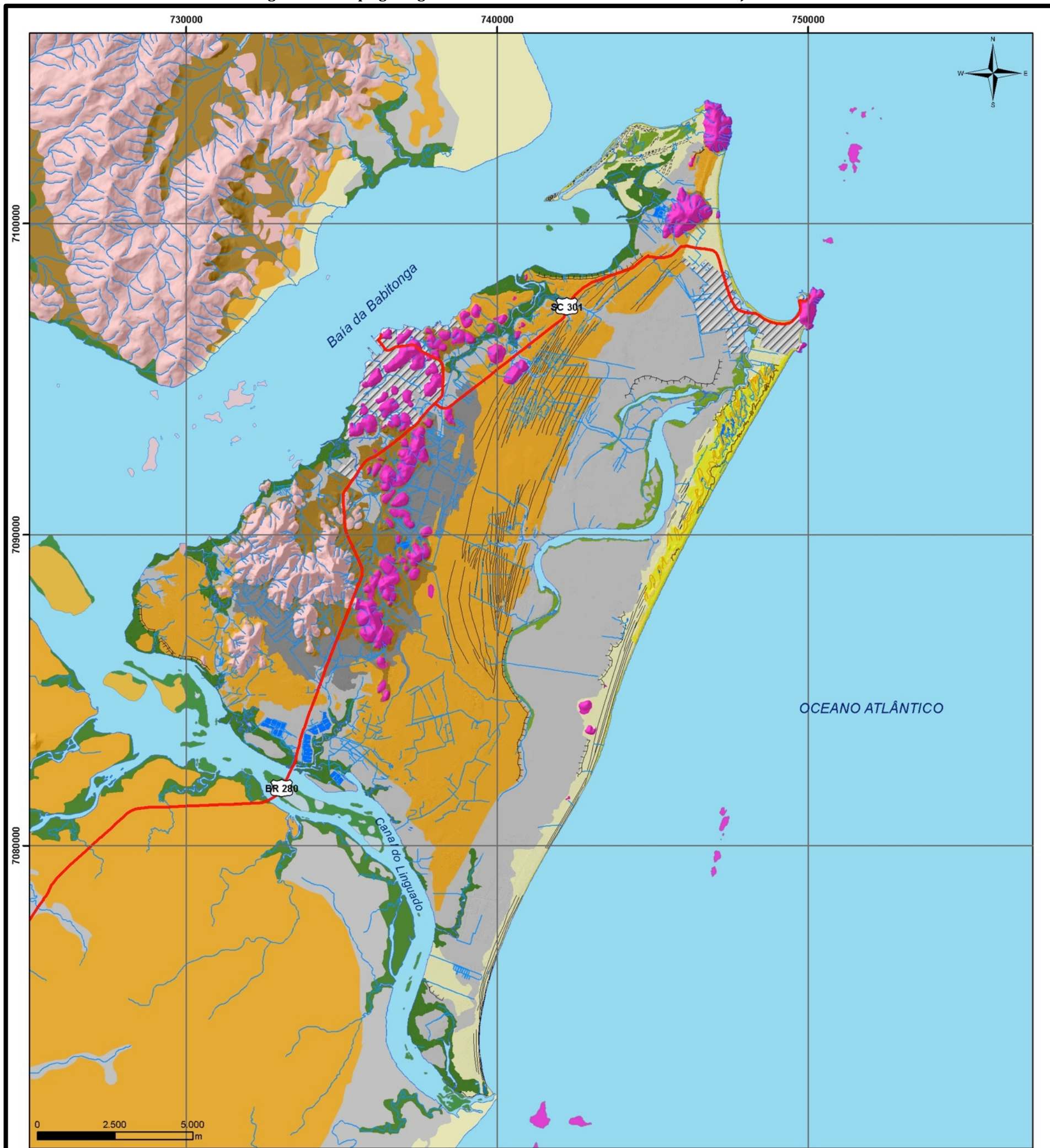
Na Tabela 15 encontram-se delineados os sistemas, unidades genéticas, cronologia, unidades geológicas e área de ocorrência, considerando a área total da ilha de São Francisco do Sul.

**Tabela 15 – Descrição das unidades geológicas com ocorrência na ilha de São Francisco do Sul.**

Sistema	Unidade genética	Cronologia	Unidade geológica	Área (km <sup>2</sup> )	%	Descrição morfo-lito-sedimentológica	
Área urbanizada				9,19	3,47	Compreendem depósitos de origem antrópica, de morfologia diversa, normalmente constituídos por aterros de material heterogêneo.	
Deposicional	Marinho Costeiro	Recente	Depósito Marinho Praial	1,70	0,64	Sedimentos arenosos finos a médios, com estratificação plano-paralela e cruzadas de baixo ângulo, formando praias retilíneas e côncavas, com declividades variadas em função da exposição às ondas.	
	Estuarino	Holoceno	Depósito Paludial Estuarino	15,05	5,69	Sedimentos recentes normalmente finos, variando de silte à areia fina, com grande concentração de material orgânico. Localizam-se em áreas de influência estuarina intermarés, com vegetação de manguezal.	
	Lagunar		Depósito Paludial Lagunar	4,95	1,87	Sedimentos recentes normalmente finos, variando de silte a areia fina, ricos em material orgânica. Localizam-se em áreas de influência lagunar intermarés, com marcante presença de correntes longitudinais e formação de esporão arenoso, com presença de vegetação pioneira.	
	Eólico		Depósito Eólico	5,96	2,25	Sedimentos arenosos finos a médios, com até 20 m de altitude, formando dunas parabólicas, transversais e rampas de deflação.	
	Marinho Costeiro		Depósito Marinho Praial	17,67	6,68	Sedimentos arenosos muito finos a grossos, com estratificação plano-paralela, cruzada de baixo ângulo, acanalada e sigmoide. Ocorrem na forma de terraços planos a ondulados com altitudes de até 6 m, por vezes, com espessa camada de sedimentos eólicos, inclinados na direção do oceano, com a presença de cristas praias (cordões litorâneos).	
	Lagunar		Depósito Lagunar	80,73	30,51	Sedimentos areno-siltosos, mal selecionados, com presença marcante de matéria orgânica, bioturbação e eventual ocorrência de bancos conchíferos naturais. Apresentam-se na forma de terraços, planos e suavemente inclinados em direção a laguna do Acaraí, canal do Palmital e baía da Babitonga, com altitudes inferiores a 4 m.	
	Marinho Costeiro		Pleistoceno superior	Depósito Marinho Praial	78,64	29,72	Sedimentos arenosos finos a médios, com estratificação plano-paralela, cruzada de baixo ângulo, acanalada e sigmoide. Ocorrem na forma de terraços planos a ondulados com altitudes variando de 8 até 20 m (quando recobertos por depósitos eólicos) e largura de até 12 km, inclinados na direção do oceano.
	Lagunar			Depósito Lagunar	12,49	4,72	Sedimentos arenosos finos a médios, com estratificação plano-paralela e maciça, com lâminas e lentes de sedimentos finos. Ocorrem na forma de terraços planos com altitudes variando de 8 até 12m, com ocorrência de cabeceiras de drenagem e nascentes.
	Continental/gravitacional		Quaternário indiferenciado	Depósito Colúvio-aluvionar	14,27	5,39	Sedimentos mal selecionados, normalmente siltico-argilosos, associados às vertentes das elevações, formado através de processos gravitacionais e por vezes retrabalhados pela ação fluvial ou marinha.
Cristalino	Ígneo	Cambro-Ordoviciano	Suíte Morro Inglês	12,00	4,54	Granitoides porfiríticos, com predominância de monzogranitos, sienogranitos e granodioritos, com fenocristais de K-feldspatos, biotita e/ou anfibólio e presença de enclaves máficos.	
	Metamórfico	Paleo-Proterozoico	Complexo São Francisco do Sul	13,63	5,15	Gnaisses de origem ígnea com bandeamento definido pela intercalação de minerais félsicos e máficos em diferentes tonalidades de cinza, com enclaves anfibolíticos e presença de migmatitos.	

Fonte: do autor.

Figura 54 – Mapa geológico da ilha de São Francisco do Sul e áreas adjacentes.



**GEOLOGIA COSTEIRA DA ILHA DE SÃO FRANCISCO DO SUL/SC E ENTORNO**

Convenções cartográficas	Dados cartográficos	Sistema	Unidade genética	Cronologia	Unidade geológica
<p><b>Convenções cartográficas</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li> Rodovia</li> <li> Lago - Lagoa</li> <li> Curso d'água</li> <li> Área urbanizada</li> </ul> <p><b>Morfologia</b></p> <p><i>Marinha</i></p> <ul style="list-style-type: none"> <li> Linhas de acreção</li> <li> Cristas praias</li> </ul> <p><i>Contato</i></p> <ul style="list-style-type: none"> <li> Borda de terraço</li> </ul> <p><i>Eólica</i></p> <ul style="list-style-type: none"> <li> Duna parabólica</li> <li> Duna transversal</li> <li> Rampa de deflação</li> </ul>	<p><b>Dados cartográficos</b></p> <p>Projeção Universal Transversa de Mercator - UTM</p> <p>Meridiano Central W 51°</p> <p>Datum Horizontal de Referência SIRGAS2000</p> <p>Base Cartográfica SDS (2010)</p> <p>Produzido por: Celso Voos Vieira</p> <p>Data: 08/2015</p>	<p><b>Sistema</b></p> <p>Deposicional</p> <p>Cristalino</p>	<p>Marinho Costeiro</p> <p>Estuarino</p> <p>Lagunar</p> <p>Eólico</p> <p>Marinho Costeiro</p> <p>Lagunar</p> <p>Marinho Costeiro</p> <p>Lagunar</p> <p>Continental/gravitacional</p> <p>Ígneo</p> <p>Metamórfico</p>	<p>Recente</p> <p>Holoceno</p> <p>Pleistoceno superior</p> <p>Quaternário indiferenciado</p> <p>Cambro-Ordoviciano</p> <p>Paleo-Proterozoico</p>	<p>Depósito Marinho Praial</p> <p>Depósito Paludial Estuarino</p> <p>Depósito Paludial Lagunar</p> <p>Depósito Eólico</p> <p>Depósito Marinho Praial</p> <p>Depósito Lagunar</p> <p>Depósito Marinho Praial</p> <p>Depósito Lagunar</p> <p>Depósito Colúvio-aluvionar</p> <p>Suíte Morro Inglês</p> <p>Complexo São Francisco do Sul</p>

Fonte: do autor.

### 5.3 MAPEAMENTO GEOLÓGICO COSTEIRO DA ÁREA DE ESTUDO

O mapeamento geológico costeiro da área de estudo, contemplou a delimitação das unidades geológicas em um polígono de 25,54 km<sup>2</sup> dividido em dois principais sistemas geológicos (cristalino e deposicional) que se subdividem em cinco unidades genéticas, com a ocorrência de oito unidades geológicas, enquadradas em quatro faixas de idade (cronologia) de formação.

Na Tabela 16 encontram-se delineados os sistemas, unidades genéticas, cronologia e as unidades geológicas com ocorrência no recorte espacial proposto para a área de estudo.

A Figura 55 ilustra o mapeamento geológico costeiro proposto para a área de estudo, contemplando as unidades geológicas e principais feições morfológicas passíveis de mapeamento. Deve ser ressaltado que o mapeamento ora apresentado é compatível com a escala 1:10.000.

Como inovação tecnológica foi confeccionado um Sistema de Informações Geográficas na Web (SIGWEB). A ferramenta foi construída com a intenção de facilitar o acesso as informações cartográficas geradas na presente pesquisa, com a possibilidade de visualização, impressão, mensuração (distâncias e áreas) e identificação de coordenadas geográficas. A ferramenta possibilita ainda o acesso a diferentes mapas de base, como imagens orbitais de alta resolução, modelo digital do terreno e sistema viário.

O acesso aos resultados do mapeamento geológico apresentado no SIGWEB ou WEBGIS, ocorre através do seguinte link:

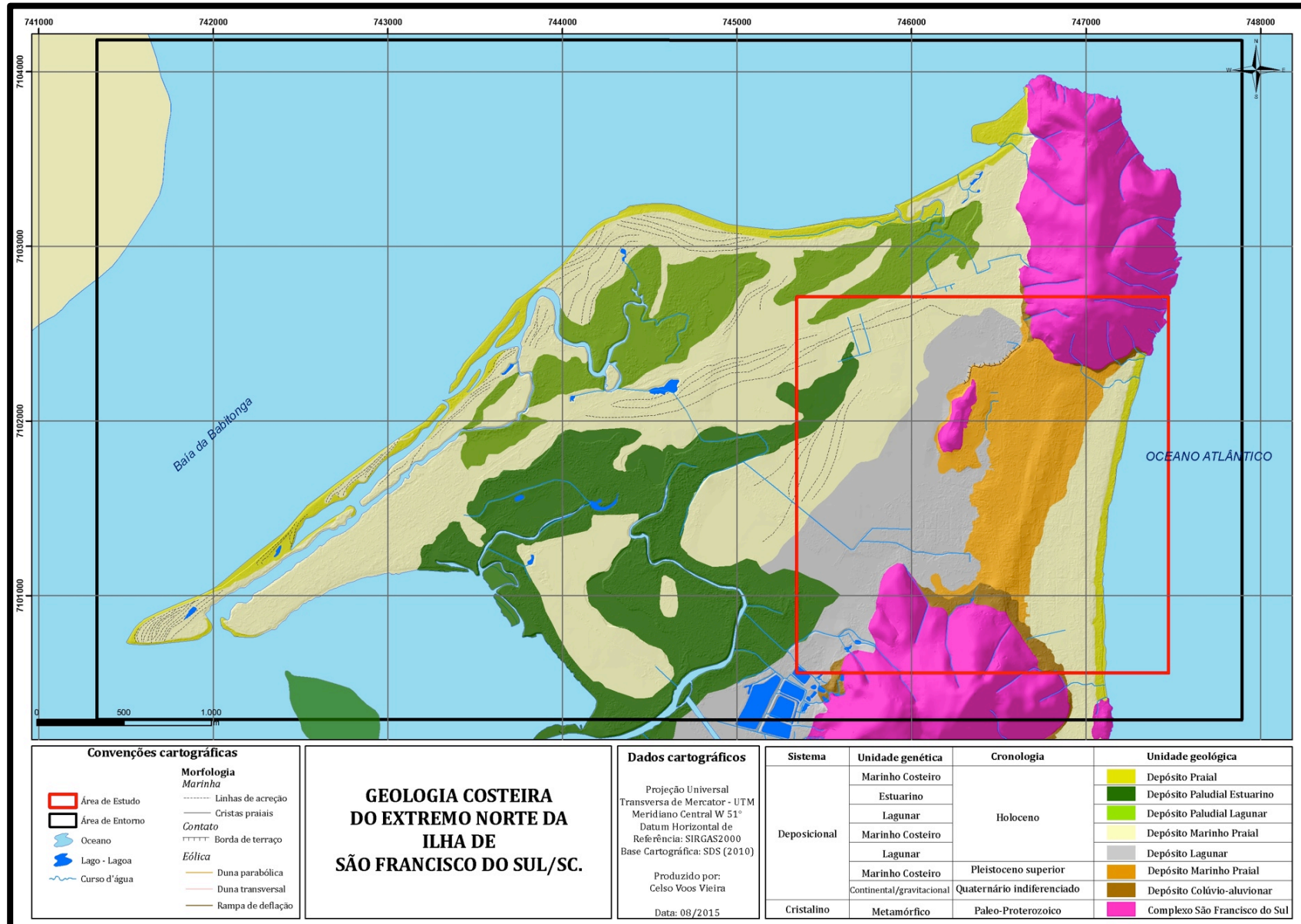
<http://www.arcgis.com/apps/MapTools/index.html?appid=6b2685e9d5084f44b3b93c12bc547702>

**Tabela 16 – Descrição das unidades geológicas com ocorrência na área de estudo.**

Sistema	Unidade genética	Cronologia	Unidade geológica	Área (km <sup>2</sup> )	%	Descrição morfo-lito-sedimentológica
Deposicional	Marinho Costeiro	Holoceno	Depósito Marinho Praial Recente	0,50	4,24	Sedimentos arenosos finos a médios, com estratificação plano-paralela e cruzadas de baixo ângulo, formando praias retilíneas e côncavas, com baixa declividade, com presença de incipientes dunas e esporões arenosos.
	Estuarino		Depósito Paludial Estuarino	1,81	15,36	Sedimentos recentes normalmente finos, variando de silte a areia fina, com grande concentração de material orgânico. Localizam-se em áreas de influência estuarina intermarés, formando planícies de maré, com marcante presença de vegetação de manguezal e coalescência de bancos e baixios areno-argilosos.
	Lagunar		Depósito Paludial Lagunar	0,64	5,45	Sedimentos recentes normalmente finos, variando de silte a areia fina, ricos em material orgânico. Localizam-se em áreas de influência lagunar intermarés, com marcante presença de correntes longitudinais e formação de esporão arenoso, com presença de vegetação pioneira.
	Marinho Costeiro		Depósito Marinho Praial	4,68	39,78	Sedimentos arenosos muito finos a grossos, com estratificação plano-paralela, cruzada de baixo ângulo, acanalada e sigmoide. Ocorrem na forma de terraços planos a suavemente ondulados ou na forma de esporões arenosos (ilha-barreira) com altitudes de até 5 m, inclinados na direção do oceano, por vezes com presença de linhas de acreção.
	Lagunar		Depósito Lagunar	1,25	10,66	Sedimentos areno-argilosos, mal selecionados, com presença marcante de matéria orgânica, bioturbação e eventual ocorrência de bancos conchíferos naturais. Apresentam-se na forma de terraços suavemente inclinados em direção à baía da Babitonga, com altitudes inferiores a 4 m.
	Marinho Costeiro	Pleistoceno superior	Depósito Marinho Praial	0,79	6,68	Sedimentos arenosos finos a médios, com estratificação plano-paralela, cruzada de baixo ângulo. Ocorrem na forma de terraços planos a suavemente ondulados com altitudes variando de 8 a 16 m, largura de até 600 m, com recobrimento por depósitos eólicos.
	Continental/gravitacional	Quaternário indiferenciado	Depósito Colúvio-aluvionar	0,12	1,05	Sedimentos mal selecionados, com granulometria variando de argila a blocos, associados às vertentes das elevações, com morfologia de rampa, formado por processos gravitacionais e por vezes retrabalhados por incipiente ação fluvial.
Cristalino	Metamórfico	Paleo-Proterozoico	Complexo São Francisco do Sul	1,97	16,78	Gnaisses de origem ígnea com bandejamento definido pela intercalação de minerais félsicos e máficos em diferentes tonalidades de cinza, com enclaves anfibolíticos e presença de migmatitos.

Fonte: do autor.

Figura 55 - Mapa geológico costeiro da área de estudo.



Fonte: do autor.



### 5.3.1 Sistema Cristalino

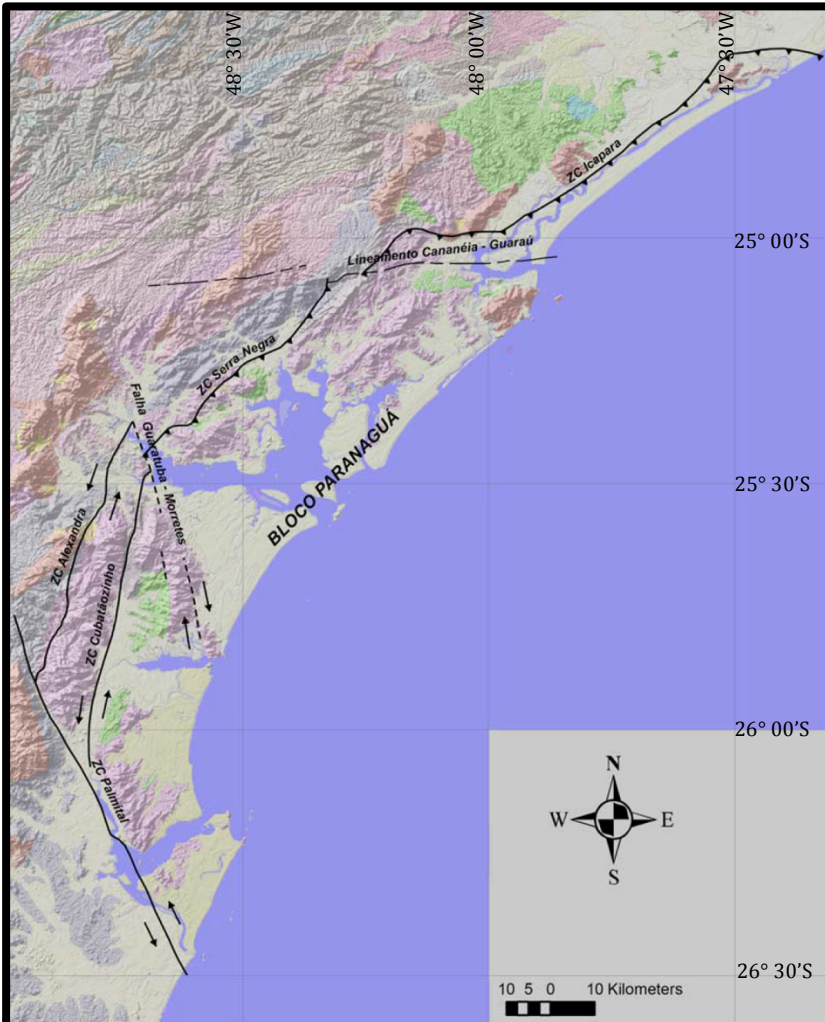
O embasamento cristalino da área de estudo, de acordo com a proposta de Cury (2009) é composto pelo grupo de rochas denominado Complexo São Francisco do Sul. Anteriormente à pesquisa desenvolvida por Cury (2009) o arcabouço geológico de toda a ilha de São Francisco do Sul era tratado indiscriminadamente como Complexo Paranaguá ou Cinturão Granitóide Costeiro (SIGA JR *et al.*, 1993; SIGA JR, 1995). O referido autor, propõe uma nova terminologia para as rochas do embasamento cristalino denominando-o de Terreno Paranaguá, assim como subdivisões do referido terreno.

De maneira geral, o Complexo Paranaguá é composto por unidades geológicas pré-cambrianas distribuídas ao longo de uma faixa alongada na direção NE-SW, com 250 km de extensão, tendo em média 30 km de largura (Figura 56).

Observa-se que o Complexo Paranaguá, aflora nos Estados de São Paulo (Complexo Paranaguá Setentrional), Paraná e Santa Catarina (Complexo Paranaguá Meridional). De acordo com Cury (2009), a citada região é constituída em grande parte por um complexo ígneo, representado principalmente pelas suítes Morro Inglês, Rio do Poço e Canavieiras-Estrela. Como rochas encaixantes desses granitos, ocorrem rochas gnáissicas e gnáissico-migmatíticas do Complexo São Francisco do Sul e rochas metassedimentares da Sequência Rio das Cobras (CURY, 2009). A ilha de São Francisco do Sul contempla a ocorrência de rochas da suíte granítica Morro Inglês e rochas gnáissicas e gnáissico-migmatíticas do Complexo São Francisco do Sul (Figura 57).

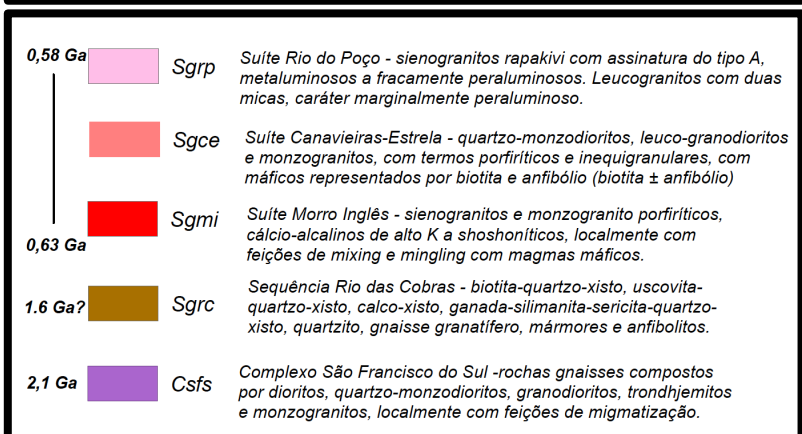
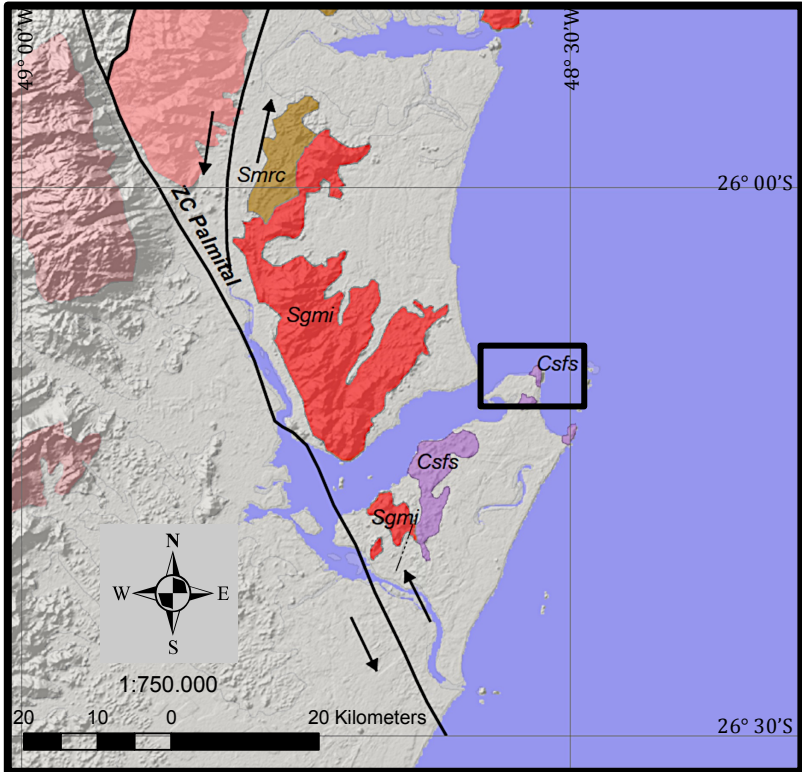
Ainda de acordo com Cury (2009), o Complexo São Francisco do Sul é constituído por gnaisses, dioritos, quartzomonzodioritos, granodioritos, trondhjemitos e monzogranitos. Quanto à mineralogia das rochas a composição normalmente abrange plagioclásio, quartzo, K-feldspato, biotita, muscovita, epidoto, titanita, allanita, apatita e zircão.

**Figura 56 – Mapa com as zonas de cisalhamento que delimitam a situam o Complexo Paranaguá no contexto tectônico do Sul-Sudeste do Brasil.**



Fonte: adaptado de Cury (2009).

**Figura 57 – Mapa geológico do Complexo Paranaguá, com destaque para à área de estudo.**



Fonte: adaptado de Cury (2009).

Comumente, ainda são observados enclaves anfibolíticos, com formas ovaladas e estiradas, conforme ilustrado na Figura 58 e na Figura 59.

**Figura 58 - Foto da composição das rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo São Francisco do Sul, com destaque para os enclaves máficos.**



Fonte: do autor.

Ressalta-se que na região da ilha de São Francisco do Sul, mais especificamente na praia de Ubatuba, os migmatitos possuem ocorrência variada. De acordo com Cury (2009) o mesossoma dos migmatitos apresenta estrutura gnáissica, com bandas ricas em anfibólio e biotita, alternadas com plagioclásio e quartzo. O leucossoma é constituído por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e pouca porcentagem de biotita (até 5%), com granulação média, textura predominantemente granoblástica e

estrutura maciça. Em meio aos gnaisses migmatíticos ocorrem monzogranitos e granodioritos, com textura porfiroblástica e estrutura milonítica.

**Figura 59 – Foto da composição das rochas gnássicas e gnássico-migmatíticas do Complexo São Francisco do Sul.**



Fonte: do autor.

Às análises isotópicas realizadas em U-Pb (zircão) caracterizam períodos de cristalização do zircão no Paleoproterozoico ( $2.173 \pm 18$  Ma AP), Neoproterozoico ( $626 \pm 25$  Ma AP) e Cambro-Ordoviciano (510-490 Ma AP) (CURY, 2009).

O sistema cristalino, representado pelas rochas gnássicas e gnássico-migmatíticas do Complexo São Francisco do Sul, compreende uma área de 1,97 km<sup>2</sup> ou 16,78% da área de estudo. Com relação as características altimétricas, a unidade geológica possui cota mínima associada ao nível médio do mar e cota máxima de 173 m no morro de Ubatuba. A altitude média é de 70,84 m com um desvio padrão de 41,43 m.

No que tange aos aspectos clinográficos, o embasamento cristalino da área de estudo possui declividade mínima de zero, em pontos isolados nos topos de morro e máximo de 66,36° (ou

228,47%), situado nas áreas escarpadas e costões rochosos. O valor médio de declividade é de  $21,80^\circ$  (ou 39,99%) com um desvio padrão de  $8,51^\circ$  (ou 14,96%).

As rochas do Complexo São Francisco do Sul destacam-se no relevo da área de estudo, principalmente nos morros João Dias e Ubatuba. No interior da área, inserido na planície costeira, nota-se a ocorrência de afloramentos do embasamento com altitudes de até 35 m, atualmente exploradas para mineração. Quando em contato com o mar, na porção leste e norte da área estudo, formam costões rochosos com declividade acentuada, destacando-se o costão rochoso limítrofe entre as praias de Ubatuba e Itaguaçu e ao longo do morro João Dias. Normalmente visualizam-se blocos, matações e patamares esculpidos pela ação marinha em nível relativo do mar acima do atual. A Figura 60, Figura 61 e Figura 62 ilustram as principais características dos costões rochosos na área estudada.

**Figura 60 – Foto do costão rochoso situado entre as praias de Itaguaçu e Ubatuba, na área de estudo.**



Fonte: do autor.

**Figura 61 – Foto do costão rochoso situado no morro João Dias, com destaque para as dobras nos migmatitos.**



Fonte: do autor.

**Figura 62 – Característica típica dos costões rochosos, com declividades acentuadas e plataformas de erosão marinha.**



Fonte: do autor.

Associado ao embasamento cristalino ocorrem áreas de materiais intemperizados reconhecidos como elúvio, regolito, ou saprólito (GONÇALVES, 1993; BIGARELLA *et al.*, 1994; OLIVEIRA, 2000). Esses materiais são de difícil representação espacial, pois recobrem quase que totalmente as rochas do embasamento cristalino, sendo impossibilitada a sua delimitação.

Os elúvios podem ser interpretados como material intemperizado que permanece *in situ*, ou seja, material que não apresenta nenhum tipo de transporte, desta maneira, o termo depósito não pode ser empregado para estes materiais. Por vezes, os elúvios constituem-se de manto decomposto quimicamente que ainda retém a estrutura original da rocha, conforme visualizado na Figura 63.

**Figura 63 – Foto de elúvio originado das rochas gnáissicas do Complexo São Francisco do Sul na área de estudo.**



Fonte: do autor.

Quanto à geomorfologia da unidade geológica associada ao embasamento cristalino, foi possível diagnosticar basicamente três unidades geomorfológicas: morros, colinas costeiras e costões.

Os morros podem ser classificados como as elevações com altura, entre a base e o topo, maior do que 100 m e as elevações menores que 100 m, são tratadas como colinas costeiras. Na área de



estudo, a unidade geomorfológica morro constitui o morro João Dias e o morro de Ubatuba. Os morros, em virtude da maior expressão altimétrica, podem ainda, ser compartimentados em topo, escarpa e rampa. O topo dos morros, que compreende a porção mais elevada da unidade, possui declividade variando de plano a suavemente ondulado e podem ser classificados em função da curvatura (em planta e perfil) em plano, côncavo e convexo.

Como costão foram classificadas as áreas que compreendem as escarpas (com declividade variando de montanhoso a fortemente montanhoso) dos morros, em contato com o oceano, baías, enseadas, lagunas ou estuários. Quando ocorrentes em colinas, toda a extensão da colina foi enquadrada como costão (Figura 60 e Figura 61).

Desta maneira, deve ser ressaltado a importância do embasamento cristalino na configuração estrutural e morfológica da área de estudo, com a formação de obstáculos aos processos marinhos e no condicionamento dos processos sedimentares local e regional.

### 5.3.2 Sistema Depositional

Os depósitos que constituem o sistema deposicional compreendem 9,79 km<sup>2</sup> que representam 83,22% da área de estudo. Deste modo, o sistema deposicional pode ser classificado como o principal agente envolvido na evolução da área estudada (Tabela 17).

**Tabela 17 – Depósitos associados ao sistema deposicional, área e porcentagem de ocorrência na área de estudo.**

Cronologia	Unidade geológica	Área (km <sup>2</sup> )	%
Recente	Depósito Marinho Praial	0,50	4,24
Holoceno	Depósito Paludial Estuarino	1,81	15,36
	Depósito Paludial Lagunar	0,64	5,45
	Depósito Lagunar	1,25	10,66
	Depósito Marinho Praial	4,68	39,78
Pleistoceno superior	Depósito Marinho Praial	0,79	6,68
Quaternário indiferenciado	Depósito Colúvio-aluvionar	0,12	1,05

Fonte: do autor.

Observa-se na Tabela 17 que os depósitos de origem marinha costeira compreendem 82,17% da área e representam, de fato, a maior diversidade de processos e morfologias. Os depósitos de origem gravitacional ocorrem apenas 1,05% e estão associados principalmente às elevações do embasamento cristalino, em contato com os depósitos marinho costeiros na planície da área de estudo.

### **5.3.2.1 Unidade genética continental/gravitacional**

#### **5.3.2.1.1 Depósito colúvio-aluvionar**

Sob a denominação de Depósito Colúvio-aluvionar, podem ser incluídos os sedimentos associados às vertentes das elevações, nas quais se observam evidências de transporte por fluxos de baixa viscosidade (ANGULO, 2004). Trata-se de sedimentos predominantemente finos, com proporções variáveis de areia e seixos angulosos, não apresentando estruturas visíveis. O Depósito Colúvio-aluvionar pode ser entendido como um conjunto de detritos rochosos, produtos de intemperismo que se deslocam encosta abaixo devido à ação da gravidade, depositando-se como camadas delgadas com detritos angulosos de tamanhos variados e sem estratificação (IBGE, 1999).

De acordo com Suguio (1992) o depósito de tálus (*rockfall*), identificado como amontoados de detritos rochosos ou clastos rudáceos, formado no sopé das encostas, provenientes de processos de desintegração de escarpas, também pode ser considerado um tipo de depósito coluvial, embora com características genéticas e texturais individualizáveis (Figura 64).

Leopold *et al.* (1964) consideraram que os depósitos aluvionares ocorrem em climas úmidos, desenvolvidos pelo escoamento em filetes, em canal e pelo escoamento pluvial. Estes depósitos são compostos predominantemente por movimentos de massa (*mass movements*), embora possam apresentar intercalações de camadas de transporte sub-aquático (SUGUIO, 1992).

Diante das definições acima expostas, ao longo da área de estudo observa-se uma coalescência de processos gravitacionais e fluviais incipientes, instalados nas cabeceiras de drenagem, normalmente em canais de primeira ordem. Neste sentido, na impossibilidade de discriminação e mapeamento das feições, ambas foram tratadas como ocorrentes no Depósito Colúvio-aluvionar.

**Figura 64 – Queda de detritos com a formação de depósitos clásticos (tálus) retrabalhados pela ação marinha.**



Fonte: do autor.

O Depósito Colúvio-aluvionar, ocorre predominantemente em áreas de maior declividade das vertentes, em áreas propensas ao desenvolvimento de processos gravitacionais, em setores proximais de deposição, por vezes, com a presença incipiente de processos fluviais em canais de primeira ordem. Ao longo da área de estudo não se observam planícies de inundação, barras, meandros abandonados ou mesmo terraços de origem fluvial, o que indica a baixa intensidade ou a inexistência dos processos (Figura 65).

O depósito Colúvio-aluvionar representa 1,05% da área de estudo, com 0,12 km<sup>2</sup>. O depósito possui maior ocorrência em áreas

situadas, normalmente, no terço inferior das vertentes dos morros e colinas, com a formação de rampas de colúvio na base dos morros. Quanto à declividade, ocorre variação da classe ondulado a fortemente ondulado (8% a 45%), com grande predominância de declividades de 20% a 45% (fortemente ondulado).

**Figura 65 – Ocorrência de nascentes e cursos d'água de primeira ordem indicando incipiente processo fluvial.**



Fonte: do autor.

Não foram observadas áreas de ocorrência de movimentos de massa translacionais ou de fluxos de detritos ou lamas (*debris flow* ou *mud flow*). Quando existentes, os movimentos gravitacionais estão associados a movimentos rotacionais dúcteis lentos, como a solifluxão (*creep*). A solifluxão caracteriza-se pelo movimento contínuo de material intemperizado das encostas, com difícil distinção entre o material em movimento e o material estacionário, dificultando o mapeamento dos depósitos associados.

Observa-se com frequência a instalação de processos erosivos como ravinas e voçorocas em áreas antrópicas abandonadas, normalmente associadas a áreas de mineração.

Na planície costeira, em contato com os depósitos marinho costeiros, visualizam-se áreas de cabeceiras de drenagem (nascentes) e cursos d'água de primeira ordem, indicando incipientes processo fluviais associados aos depósitos colúvio-aluvionares, por vezes, retrabalhando os depósitos marinho costeiros (Figura 65).

Quanto à morfologia, o depósito localiza-se no sopé das vertentes, por vezes exposto à ação marinha, formando costões rochosos, com a instauração de uma rampa detrítica, composta quase que exclusivamente por seixos, matacões e blocos de material rochoso cuja composição varia em função da litologia local (Figura 64).

### **5.3.2.2 Unidade genética marinho costeira**

#### **5.3.2.2.1 Depósito Marinho Praial**

##### **5.3.2.2.1.1 Pleistoceno superior**

O Depósito Marinho Praial do Pleistoceno superior identificado na área de estudo, foi citado em pesquisas anteriores por Martin *et al.* (1988), Horn Filho (1997), Possamai *et al.* (2010) e Anjos (2010). Todos os autores acima listados realizaram exposições de caráter descritivo regional, normalmente com mapeamento geológico de extensas áreas e enquadramento de idades relativas baseada na situação topográfica dos depósitos.

O referido depósito compreende uma área de apenas 0,79 km<sup>2</sup> ou 6,68% na superfície da área de estudo. Com relação as características altimétricas, a unidade geológica possui cota mínima de 5,70 m e cota máxima de 16,15 m. O valor médio de altitude é de 10,09 m com um desvio padrão de 2,69 m.

No que tange os aspectos clinográficos, o depósito possui declividade mínima de zero, em pontos isolados ao longo da planície costeira e declividade máxima de 47,83° (ou 110,41%) situado nas áreas de contato abrupto com os depósitos lagunares. O valor médio de declividade é de 3,59° (ou 6,27%) com um desvio padrão de 2,85° (ou 4,97%).

O Depósito Marinho Praial pleistocênico destaca-se no relevo da área de estudo, principalmente, pela altitude superior às áreas costeiras adjacentes e morfologia alongada no sentido norte-sul, com ancoramento em ambas as extremidades, nos morros de Ubatuba e João Dias. Esses predicados garantiram a denominação

ou enquadramento análogo a um tómbolo, quando analisada a morfologia do referido depósito.

Quanto à morfologia, o depósito possui comprimento de 1,36 km e largura mínima e máxima de 285 e 665 m, respectivamente. O valor médio de largura da feição é de 455 m. A largura mínima do depósito situa-se no extremo sul e a máxima largura encontra-se em sua porção norte, influenciada pelo afloramento das rochas do embasamento cristalino que propiciaram o incremento de largura e diminuição de altura.

O referido depósito situa-se na porção central da área de estudo e configura-se como uma feição que separa/delimita os depósitos marinhos praiais (a leste) e lagunares/estuarinos holocênicos (a oeste).

Conforme visualizado na Figura 50, referente aos perfis topográficos, nota-se que o contato do Depósito Marinho Praiaal pleistocênico, com os depósitos marinhos holocênicos à leste ocorre de forma gradual, com a formação de rampas de baixas declividades voltadas para o mar. Todavia, as áreas situadas a oeste constituídas por depósitos lagunares holocênicos, o contato normalmente é abrupto, marcado pela formação de terraços erosivos com até 4 m de altura (Figura 66).

A Figura 51 ilustra o perfil topográfico longitudinal (sentido sul-norte) do Depósito Marinho Praiaal pleistocênico com evidente diminuição de altitude para norte, com valores de 18 m no extremo no sul e 12 m de altitude em sua porção setentrional. Os elevados valores de altimetria indicam um recobrimento eólico dos depósitos marinhos, que possivelmente promoveram a morfologia convexa do mesmo.

De maneira interdigitada com o Depósito Marinho Praiaal pleistocênico, ocorrem os depósitos de origem continental-gravitacional que, por vezes, recobrem os depósitos marinhos praiais, tanto pleistocênicos, quanto holocênicos.

A Figura 67 ilustra em um perfil topográfico a relação de contato entre o Depósito Marinho Praiaal pleistocênico, no centro da figura, atuando como uma barreira e os depósitos mais recentes (holocênicos) a leste e a oeste.

**Figura 66 – Contato abrupto na forma de terraço entre o Depósito Marinho Praial pleistocênico e o Depósito Lagunar holocênico.**

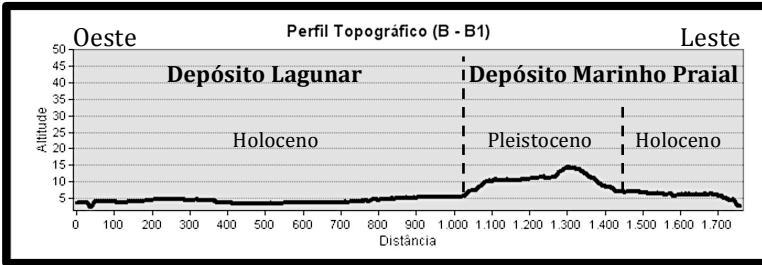


Fonte: do autor.

Nas zonas próximas ao embasamento cristalino, ocorrem cursos d'água de primeira ordem que ocasionaram a incisão vertical e a incipiente erosão do Depósito Marinho Praial pleistocênico, com o carreamento de porções de areia fina e silte com óxidos de ferro para as praias atuais (Figura 68). Nestas mesmas áreas, ainda ocorrem zonas úmidas associadas as áreas marginais dos cursos

d'água devido ao afloramento do lençol freático na superfície topográfica (Figura 65).

**Figura 67 – Perfil topográfico, com destaque para o Depósito Marinho Praial pleistocênico e a relação de contato com os demais depósitos.**



Fonte: do autor.

**Figura 68 – Cursos d'água carreando sedimentos enriquecidos por óxido de ferro do Depósito Marinho Praial pleistocênico para à praia de Itaguaçu.**



Fonte: do autor.



No Depósito Marinho Praial pleistocênico da área de estudo, não foram identificadas estruturas de bioturbação de *Ophiomorpha* atribuída a *Callichirus major* diagnosticadas por Possamai *et al.* (2010) e Anjos (2010) em outras porções do mesmo depósito, além dos limites da área de estudo. Destaca-se ainda o menor grau de enriquecimento epigenético por óxidos de ferro ao longo da área de estudo, quando comparada com as demais áreas pleistocênicas da ilha de São Francisco do Sul, citadas por Horn Filho (1997).

Maiores detalhes a respeito da composição, espessura, relação estratigráfica, idade absoluta e gênese do Depósito Marinho Praial pleistocênico estão contidos nos itens 6 e 7 da presente tese.

#### **5.3.2.2.1.2 Holoceno**

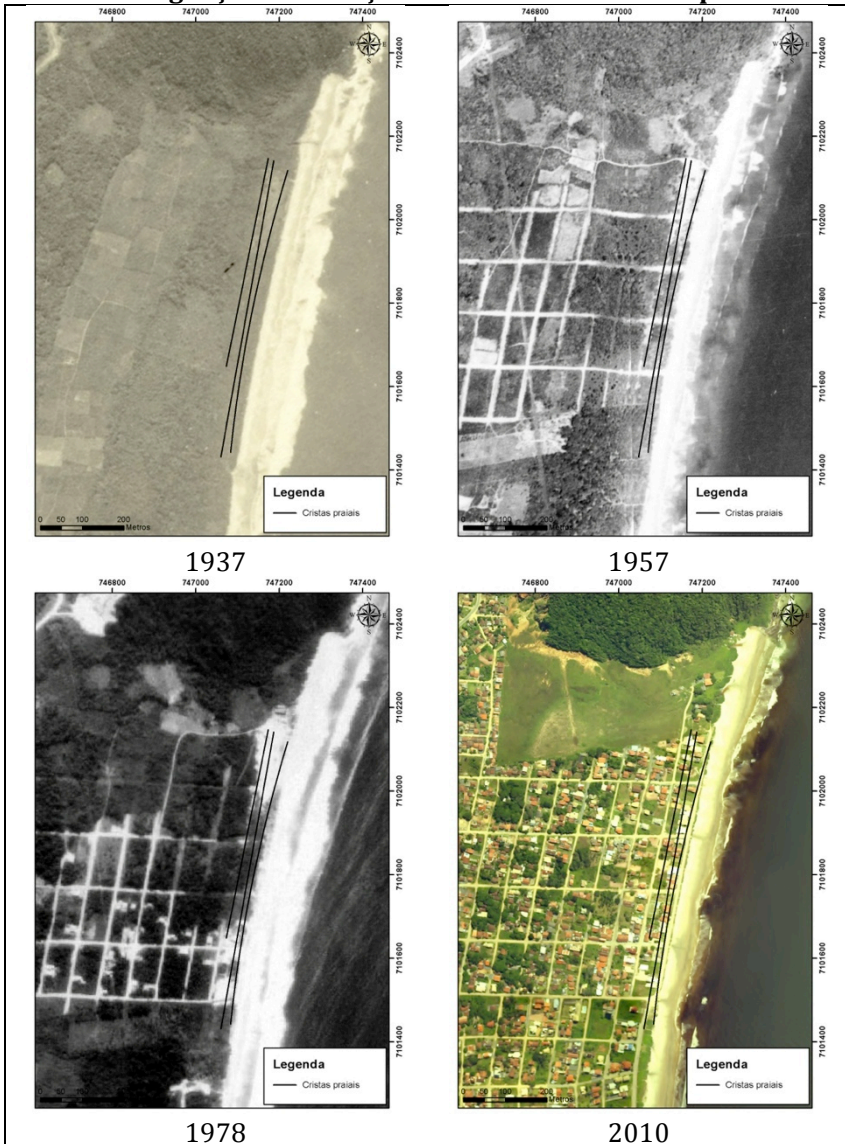
O Depósito Marinho Praial holocênico caracteriza-se pela maior ocorrência na área de estudo (Figura 55) subdividido em duas situações em função da morfologia em superfície: plana à ondulada e com linhas de acreção. O depósito compreende uma área de 4,68 km<sup>2</sup> ou 39,78% da área de estudo. Com relação as características altimétricas, a unidade geológica possui cota mínima de zero associada ao nível médio do mar e valor máximo de 5,4 m em pontos isolados. O valor médio da altitude é de 2,88 m com um desvio padrão de 1,33 m.

No que tange os aspectos clinográficos, o depósito possui declividade mínima de zero ao longo da planície costeira e declividade máxima de 5,97° (ou 10,45%) nas planícies onduladas, em contato com os depósitos marinhos praias pleistocênicos ou depósitos colúvio-aluvionares. O valor médio de declividade é de 1,76° (ou 3,07%) com um desvio padrão de 2,60° (ou 4,54%).

O depósito configura-se como um terraço, normalmente plano a ondulado e suavemente inclinado, de grande extensão e com contato interdigitado com praticamente todos os depósitos da área de estudo.

As áreas planas a onduladas, ou seja, sem ocorrência de cristas e cavas ou linhas de acreção encontram-se situadas, principalmente, na porção leste da área de estudo, nas praias de Ubatuba e Itaguaçú (Figura 69).

**Figura 69 - Identificação de incipientes cristas praias na praia de Itaguaçu e a evolução da interferência antrópica.**



Fonte: Marinha Norte Americana (1937), Aerofoto Cruzeiro (1957, 1978), SDS (2010).

O depósito ocorre na forma de rampa inclinada para o Oceano e recobre as áreas de menor altitude dos depósitos marinhos praias pleistocênicas. Uma das poucas feições lineares passíveis de mapeamento em função do alto grau de interferência antrópica, referem-se às cristas praias identificadas na aerofotos do ano de 1957. Nas demais aerofotos e ortofotos (1978 e 2010) praticamente não é possível reconhecer as feições lineares, em função da descaracterização antrópica do ambiente. As atuais dunas frontais, ocorrem em estreita faixa ao longo da praia de Itaguaçu, normalmente ausentes, visto a intensa interferência antrópica nos ambientes costeiros (Figura 69).

O Depósito Marinho Praial holocênico com a presença de linhas de acreção situa-se ao longo das praias do Forte e do Capri. As linhas de acreção indicam o desenvolvimento de esporões arenosos, com o crescimento de sucessivas linhas curvadas, não necessariamente paralelas entre si, por vezes ocorrendo o truncamento entre as mesmas indicando as posições frontais de crescimento ou acreção dos esporões.

A ocorrência dos esporões está intimamente associada à grande influência de correntes longitudinais (deriva litorânea) originadas pela incidência de ondas oblíquas e secundariamente por correntes de maré (Figura 70). As feições supracitadas ocasionam a formação com o isolamento de ambientes aquosos na retrobarreira, isentos da ação das ondas originando ambientes lagunares estreitos e rasos com planícies de maré.

Na Figura 55, referente ao mapa geológico costeiro da área de estudo, observa-se que as linhas de acreção ocorrem nas faixas próximas às praias atuais, assim como em zonas mais interiorizadas. A formação de esporões arenosos ocasionam o isolamento na retrobarreira de um ambiente protegido da ação das ondas, essencialmente dominado por marés formando ambientes lagunares.

Nota-se que o processo de formação de esporões arenosos, isolando lagunas na retrobarreira, repete-se ao longo do Holoceno em situações com distintos níveis relativos do mar até o nível contemporâneo.

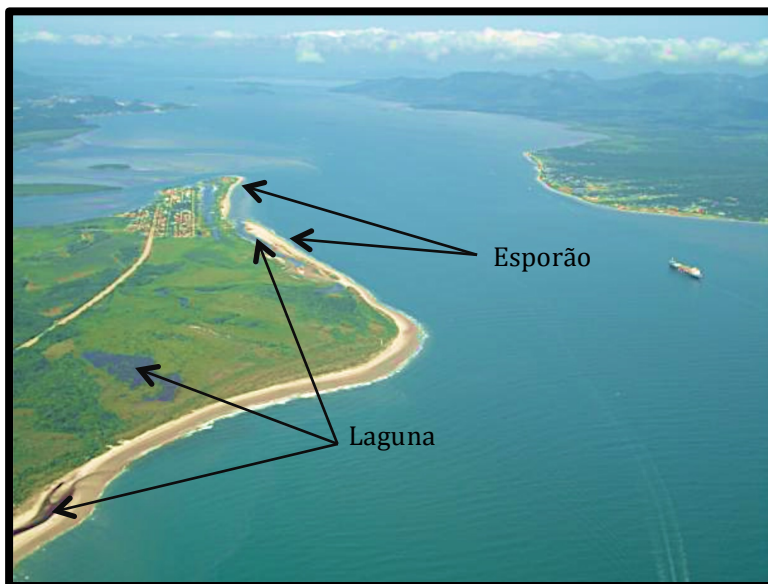
**Figura 70 – Linhas de acreção associada ao desenvolvimento de esporões arenosos ao longo das praias do Forte e do Capri.**



Fonte: SDS (2010).

Os depósitos em forma de terraços representam variações associadas aos níveis de posicionamentos altimétrico e geocronológico do nível relativo do mar, numa sequência decrescente. Observa-se que os terraços mais antigos encontram-se situados mais distantes da linha de costa e os mais recentes estabelecidos próximos à atual linha de costa (Figura 71).

**Figura 71 - Vista geral da praia do Capri, com o desenvolvimento de esporão arenoso e o isolamento da laguna na retrobarreira.**



Fonte: adaptado de <http://www.praiero.com/>.

#### **5.3.2.2.1.3 Recente**

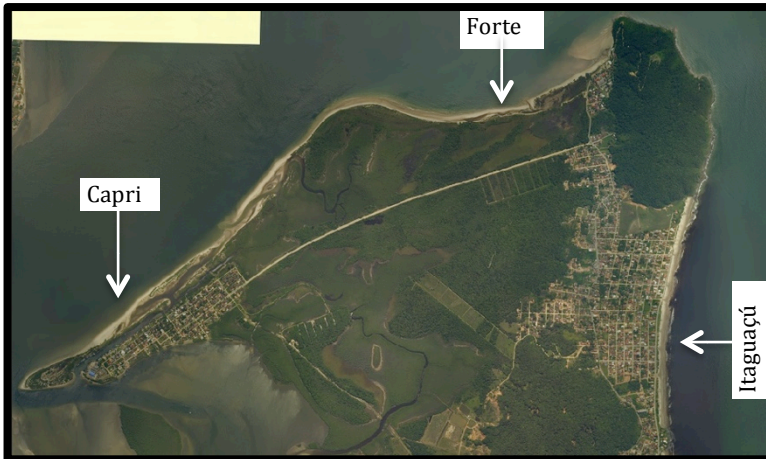
O Depósito Marinho Praial Recente representa as praias atuais existentes ao longo da área de estudo, onde citam-se as praias de Itaguaçu, do Forte e do Capri. A praia de Itaguaçu ocorre na porção leste da área de estudo e as duas últimas ocorrem de maneira contínua, na porção noroeste (Figura 11 e Figura 72).

O referido depósito compreende uma área de 0,50 km<sup>2</sup> ou 4,24% da área de estudo. Com relação as características altimétricas, a unidade geológica possui cota mínima associada ao nível médio do mar e cota máxima de até 2,95 m, quando recoberto por depósitos eólicos formando dunas frontais. O valor médio de altitude é de 1,15 m com um desvio padrão de 0,86 m.

Observa-se que o contexto de ocupação da orla na praia de Itaguaçu muito se assemelha ao padrão observado na praia da Saudade (Prainha), com a urbanização avançando sobre a estreita faixa de duna frontal, também caracterizada no local por sua baixa altimetria. As praias do Forte e do Capri, possuem um baixo grau de

urbanização ao longo do ambiente praias, relacionado principalmente às lagunas ou canais, que impedem o avanço da ocupação humana sobre esses espaços.

**Figura 72 – Localização das praias ao longo da área de estudo.**



Fonte: SDS (2010).

✓ Praia de Itaguaçu

Quanto aos aspectos granulométricos a praia de Itaguaçu, de acordo com Abreu (2011), apresenta aumento do tamanho médio dos sedimentos de sul para norte, passando de 2,33 a 2,01  $\Phi$  (areia fina).

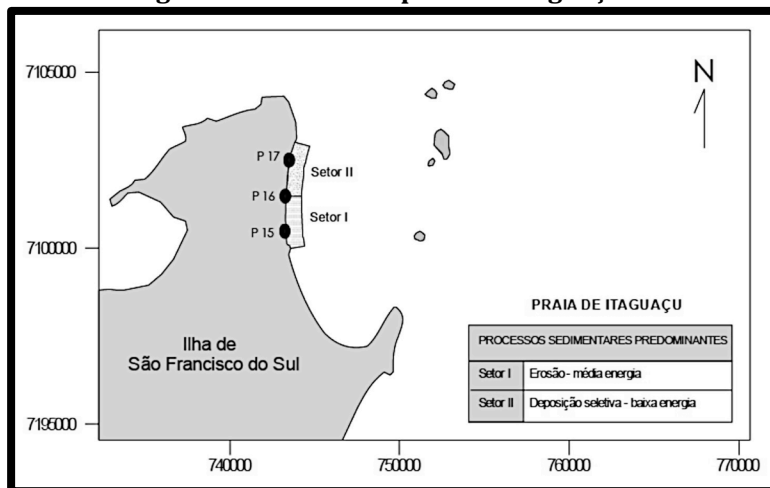
Quanto a incidência de ondas, de acordo com o modelo numérico realizado por Abreu (2011), a praia de Itaguaçu possui as seguintes alturas de ondas na arrebentação ( $H_b$ ), para ondulações de SE, E e E-NE:

- Para ondulação de SE: de 1,71 a 3,37 m;
- Para ondulação de E: de 0,96 a 1,24 m;
- Para ondulação de E-NE: de 1,62 m;

Diante do quadro de exposição às ondulações e das características granulométricas da praia de Itaguaçu, Abreu (2011) propôs a setorização da referida praia em dois setores (Figura 73). O setor I na porção sul da praia, possui tendências de erosão em função da exposição a processos de média energia. O setor II, ao

norte, caracteriza-se por um ambiente de deposição seletiva em virtude da baixa energia de ondas.

**Figura 73 – Processos sedimentares predominantes e regime de transporte associados, nos diferentes setores de tendência granulométrica da praia de Itaguaçu.**



Fonte: adaptado de Abreu (2011).

Com relação ao balanço sedimentar, nos locais com menor grau de exposição, fica evidenciado que as menores taxas anuais para o transporte sedimentar resultante normalmente estão associados aos segmentos praias mais protegidos, no extremos sul e norte do setor (Figura 74).

Na praia de Itaguaçu, as taxas de deriva litorânea resultante para norte, foram da ordem de 120.000 m<sup>3</sup>/ano, 160.000 m<sup>3</sup>/ano e 94.000 m<sup>3</sup>/ano, respectivamente no sul (P15), centro (P16) e norte (P17) (ABREU, 2011).

A praia possui comprimento de 2,04 km e largura média de 52 m, com ondas do tipo mergulhante, normalmente com a presença de dois bancos. Com relação ao estágio morfodinâmico, a praia pode ser classificada como inserida no estágio intermediário, com características dissipativas e refletivas, que representa condição de transição entre os dois estágios morfodinâmicos extremos (ABREU, 2011). De acordo com Short (1980), a ocorrência de praias intermediárias está condicionada à presença de sedimentos de

granulometria média e de regime de energia moderada a alta de ondas.

**Figura 74 – Taxas de transporte sedimentar médio e balanço sedimentar longitudinal, com destaque para a praia de Itaguaçu.**

Perfil	Taxas de transporte balanço e sedimentar longitudinal (x 10 <sup>5</sup> m <sup>3</sup> /m/ano)			
	Norte	Sul	Global	Resultante
P1	182	0,18	2,38	2,03
P2	245	0,04	2,87	2,81
P3	370	0,09	4,28	4,12
P4	242	0,24	2,95	2,46
P5	348	0,14	4,69	4,41
P6	413	0,08	5,57	5,42
P7	344	0,1	4,42	4,23
P8	305	0,23	4,22	3,75
P9	358	0,28	4,86	4,30
P10	278	0,21	3,77	3,34
P11	333	0,3	4,46	3,87
P12	0,78	0,03	0,27	0,21
P13	150	0,23	2,05	1,59
P14	132	0,24	1,75	1,27
P15	135	0,28	1,75	1,20
P16	164	0,25	2,09	1,60
P17	134	0,34	1,62	0,95

Fonte: Abreu (2011).

✓ Praia do Forte e do Capri

Para as praias do Forte e do Capri não existem estudos detalhados que evidenciem a incidência de ondas, estágio morfodinâmico ou mesmo taxas de transporte sedimentar. A praia do Forte possui comprimento de 0,89 km e largura média de 35 m. Já a praia do Capri possui comprimento de 5,43 km e largura muito variável, com mínimo de 8 e máximo de 97 m, com valor médio de 48 m.

Com relação aos aspectos granulométricos, um dos poucos estudos recentes, refere-se ao trabalho de Haupt (2011). De acordo com o autor, a praia do Forte possui sedimentos variando de 1,45 a



2,87  $\Phi$  (areia média a fina) de leste para oeste, com seleção variando de muito bem selecionado a pobremente selecionado e assimetria de positiva muito negativa. A praia do Capri possui granulometria uniforme, composta por areia média, de 1,40 a 1,43  $\Phi$  (areia média), com selecionamento classificado como muito bem selecionado e assimetria positiva.

Com relação à incidência de ondas na arrebentação ( $H_b$ ) nas praias do Forte e do Capri, em virtude da carência de estudos referentes a incidência de ondas locais, durante as vistorias de campo também foram observadas a altura de onda na arrebentação. Diante do exposto, as alturas de onda identificadas são inferiores a 0,5 m, com uma média de 0,3 m, sempre com ângulos obtusos em relação à praia, normalmente do quadrante leste e nordeste.

Em ambas as praias, observa-se a intensa corrente de deriva litorânea e de marés, com sentido de deslocamento de nordeste a sudoeste (NE-SW). A tendência de transporte sedimentar também é indicada pela principal característica das praias do Forte e do Capri, os esporões arenosos.

O estágio morfodinâmico das praias do Forte e do Capri, pode ser denominado de terraço de baixa-mar (*low tide terrace*), que corresponde as praias intermediárias desenvolvida em contexto de menor nível de energia (Figura 75).

**Figura 75 – Foto ilustrando escarpa erosiva e terraço de baixa-mar na praia do Capri.**



Fonte: do autor.

O estágio de terraço de baixa-mar, caracteriza-se por apresentar uma face praial com aspecto refletivo, associada a um terraço de baixa-mar com características dissipativas. O desenvolvimento de praias intermediárias está associado a evolução do estado morfodinâmico anterior, com a contínua migração dos bancos arenosos em direção à praia. Observou-se ainda a colmatação dos canais interbancos promovida pela redução do nível energético das ondas.

Quanto aos aspectos erosivos, o processo está associado a condição refletiva do perfil praial, que ocasiona a formação de um terraço de baixa-mar incipiente (SHORT, 1980; ABREU, 2011).

### **5.3.2.3 Unidade genética lagunar**

#### **5.3.2.3.1 Depósito lagunar**

##### **5.3.2.3.1.1 Holoceno**

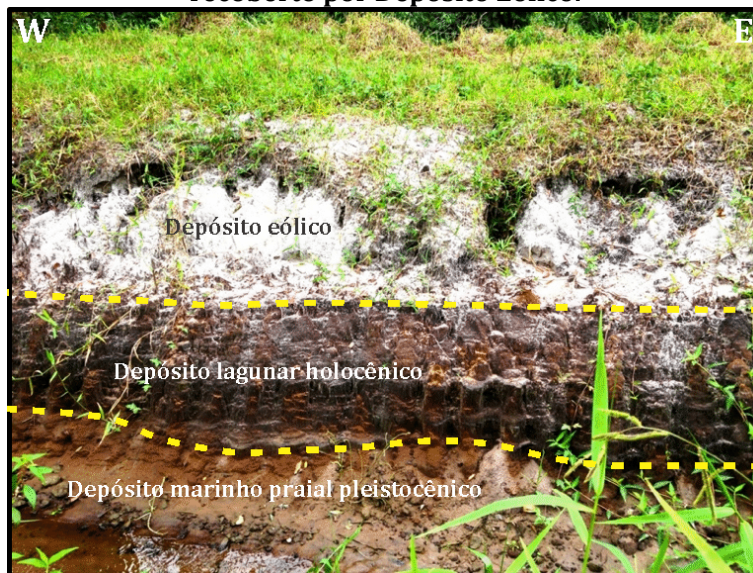
O Depósito Lagunar de idade holocênica ocorre na porção oeste da área de estudo, na retrobarreira formada pelos depósitos marinhos praias pleistocênicos, em áreas isoladas da ação das ondas, formadas em nível relativo do mar acima do atual, no Holoceno.

O referido depósito compreende uma área de 1,25 km<sup>2</sup> ou 10,66% da área de estudo. Com relação as características altimétricas, a unidade geológica possui cota mínima de 0,95 m e máxima de 4,1 m, em áreas próximas aos depósitos pleistocênicos. O valor médio de altitude é de 2,75 m com um desvio padrão de 1,98 m. Com relação aos aspectos clinográficos, o depósito possui declividade mínima de zero e máxima de 5,97° (ou 10,45%) em contato com os depósitos pleistocênicos. O valor médio de declividade é de 1,91° (ou 3,33%) com um desvio padrão de 2,83° (ou 4,94%).

Conforme visualizado na Figura 55, o Depósito Lagunar holocênico ocorre na forma de terraços, com declividade variando de plano a suavemente ondulado, levemente inclinado para oeste em direção à baía da Babitonga, recobrando as áreas de menor altitude dos depósitos pleistocênicos.

A Figura 76 e a Figura 77 demonstram extensos afloramentos de depósitos lagunares em corte de estradas, evidenciando o recobrimento dos depósitos marinhos praias pleistocênicos em áreas de menor altitude pelos depósitos lagunares holocênicos.

**Figura 76 – Corte em estrada em Depósito Lagunar com estratificação plano-paralela e ondulada, com mergulho para oeste, sobreposto ao Depósito Marinho Praial pleistocênico e recoberto por Depósito Eólico.**



Fonte: do autor.

Quanto a composição, o depósito é constituído de areia fina, silte e argila dispersos na matriz ou concentrados em lâminas, com coloração cinza-escuro, enriquecido por matéria orgânica, com presença de bancos conchíferos naturais.

Na Figura 76 nota-se fácies com estratificação plano-paralela e ondulada, com mergulho para oeste em direção à baía da Babitonga. Destaca-se nesta fácies o enriquecimento epigenético por óxidos de ferro e matéria orgânica, que confere uma coloração ocre, cinza e por vezes preta, quando presentes lâminas de sedimentos finos. Outrossim, observa-se que os depósitos lagunares holocênicos recobrem os depósitos pleistocênicos de menor altitude.

**Figura 77 – Afloramento em corte de estrada evidenciando a composição do Depósito Lagunar nas áreas mais próximas à baía da Babitonga, em contato com os depósitos paludiais estuarinos.**



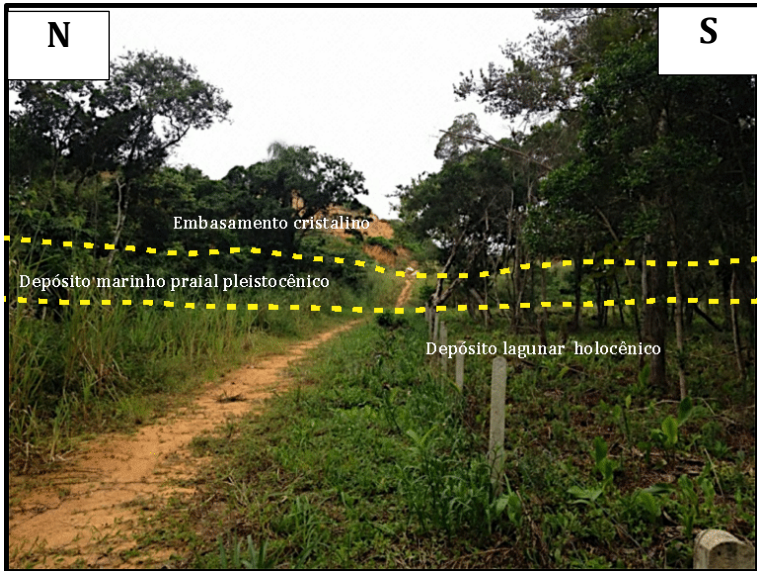
Fonte: do autor.

Na parte superior dos depósitos lagunares, em áreas próximas à barreira pleistocênica, visualiza-se o recobrimento por sedimentos arenosos, de coloração cinza-claro, possivelmente de origem eólica (Figura 76). Visualizam-se também fácies de lama maciça, em áreas mais próximas à baía da Babitonga e dos atuais manguezais. As principais estruturas identificadas referem-se a bioturbações figurativas e não figurativas, por microrganismos e raízes, conforme visualizado na Figura 77.

A Figura 78 ilustra o contato do Depósito Lagunar holocênico, com o Depósito Marinho Praial pleistocênico e as rochas do embasamento cristalino, com a formação de terraços erosivos.

A Figura 66 também ilustra a mesma situação de contato abrupto entre os depósitos, evidenciando escarpas erosivas no Depósito Marinho Praial pleistocênico ocasionado pelo antigo ambiente lagunar, em nível relativo do mar acima do atual, durante o Holoceno.

**Figura 78 – Contato entre o Depósito Lagunar holocênico, Depósito Marinho Praiaal pleistocênico e as rochas do embasamento cristalino.**



Fonte: do autor.

A Figura 79 ilustra a morfologia típica do Depósito Lagunar com ocorrência na área de estudo. Observa-se terraços planos, com altitudes superiores ao atual nível do mar, normalmente marcado pelo nível do freático próximo da superfície, comumente associado a ocorrência de lagos, lagoas naturais e artificiais.

**Figura 79 – Morfologia típica do Depósito Lagunar na área de estudo.**



Fonte: do autor.

### 5.3.2.3.2 Depósito Paludial Lagunar

#### 5.3.2.3.2.1 Holoceno

Os depósitos paludiais, referem-se a ambientes de sedimentação próprio de zonas pantanosas periodicamente inundadas por águas salobras. Este ambiente possui ainda, a propriedade de produção de gás sulfídrico (H<sub>2</sub>S) e metano (CH<sub>4</sub>), resultando no odor característico destas áreas (SUGUIO, 1998)

O depósito paludial pode, ainda ser enquadrado, segundo Reineck & Singh (1973), como planícies de maré (*tidal flats*), desenvolvidas ao longo de costas de baixa declividade, com marcado ciclo de marés, ausência de ação de ondas e alto suprimento de sedimentos.

Conforme já evidenciado por Vieira (2008), normalmente os depósitos paludiais são designados como manguezais, no entanto, neste ambiente deposicional ocorrem diversos ecossistemas, sendo o manguezal apenas um deles (ANGULO, 1990). No presente estudo, por manguezal entende-se a associação vegetacional que ocorre no ambiente deposicional denominado paludial.

As principais formações pioneiras, que ocorrem sobre os depósitos paludiais submetidos ao efeito das marés, podem ser subdivididas em duas unidades: arbórea e herbácea. A unidade arbórea é composta basicamente pela *Avicennia schaueriana*, *Laguncularia racemosa*, *Rhizophora mangle* e *Hibiscus tiliaceus*. A unidade herbácea é representada principalmente por *Spartina brasiliensis*, *Cladium jamaicense* e arbustivo pelo *Hibiscus tiliaceus*.

Neste sentido, o Depósito Paludial Lagunar, possui ocorrência no extremo noroeste da área de estudo, associado aos esporões arenosos recentes, com isolamento na retrobarreira de ambientes aquosos sob influência exclusivamente de maré, desenvolvendo desta maneira ambientes lagunares (Figura 80).

Destaca-se que, ao longo das gamboas e nas margens da retrobarreira dos esporões arenosos, também ocorrem franjas do referido depósito, contudo, de difícil representação espacial. As planícies de maré de ambientes lagunares normalmente são estreitas, alongadas e possuem composição areno-argilosa.

Na Figura 81 é possível observar os esporões emersos ao longo da praia do Capri e uma feição denominada terraço de baixamar, que evidencia o desenvolvimento atual de esporões arenosos (submersos), por vezes, expostos em regime de maré baixa de sizígia.

**Figura 80 – Ocorrência do Depósito Paludial Lagunar situado na retrobarreira dos esporões arenosos, ao longo da praia do Capri.**



Fonte: SDS (2010).

**Figura 81 – Foto aérea oblíqua ilustrando as principais feições na praia do Capri.**



Fonte: adaptado de <http://www.praiero.com/>.

A sintonia e a relação entre as unidades geomorfológicas esporão e planície de maré lagunar configura-se como uma simbiose geomorfológica, onde a relação interespecífica estabelecida caracteriza-se como um sistema indissociável, denominado sistema laguna-barreira.

Nas margens dos corpos aquosos lagunares, ocorrem estreitas e alongadas planícies de maré, com a presença de manguezal e outros tipos de vegetação pioneira, de porte herbáceo-arbustivo, conforme visualizado na Figura 82.

Ao longo do Depósito Paludial Lagunar visualizam-se solos indiscriminados de mangue, todavia, de composição mais arenosa, visto os processos de leques de sobrelavagem (*washover*) e de migração dos esporões arenosos.

**Figura 82 – Foto aérea oblíqua ilustrando a morfologia típica das lagunas e esporão arenoso na praia do Capri.**



Fonte: adaptado de <http://www.praiero.com/>.

#### **5.3.2.4 Unidade Genética Estuarino**

##### **5.3.2.4.1 Depósito Paludial Estuarino**

##### **5.3.2.4.1.1 Holoceno**



O Depósito Paludial Estuarino, ocorre no extremo oeste da área de estudo, assim como, ao longo de toda faixa oeste da ilha de São Francisco do Sul. Este depósito difere-se do Depósito Paludial Lagunar, em função da ausência de esporões arenosos que propiciam o confinamento de massas aquosas na retrobarreira.

A dinâmica de formação dos depósitos paludiais estuarinos está associada a formação de amplas planícies de marés e coalescência bancos e baixios areno-argilosos de características tipicamente estuarinas. A Figura 83 ilustra a morfologia desta tipologia de depósito paludial (estuarino).

**Figura 83 – Ocorrência do Depósito Paludial Estuarino situados à oeste da área de estudo, sob influência direta da baía da Babitonga.**



Fonte: SDS (2010).

Associado ao Depósito Paludial Estuarino ocorrem bancos arenosos e areno-argilosos em áreas rasas, com profundidades inferiores a 2 m. Os bancos normalmente são alongados no sentido da corrente de maré vazante e podem ficar emersos durante as marés de sizígia. A formação dos bancos está associada às zonas de sombra das correntes de maré vazante, pois a mesma possui velocidade mais intensa do que as marés de enchente (COPPETEC, 1997; SCHETTINI & CARVALHO, 1999; SILVA, 2011). A velocidade mais elevada da maré vazante ocasiona o prolongamento e

desenvolvimento de ilhas a partir de alguma barreira, assim como o desenvolvimento de bancos areno-argilosos formados pelas correntes de maré (VIEIRA, 2008).

Na área de estudo, os bancos arenosos e areno-argilosos estabelecem feições deposicionais identificadas como deltas de maré vazante (*ebb-tidal delta*), igualmente identificadas nos ambientes estuarinos da costa paranaense (ANGULO, 2004). Estas feições associadas à maré vazante podem ocorrer nas desembocaduras de baías e principalmente na foz de cursos d'água que deságuam na baía da Babitonga (Figura 84).

**Figura 84 – Morfologia típica das planícies de maré estuarinas na área de estudo.**



Fonte: Google Earth.

#### **5.4 SÍNTESE DO MAPEAMENTO GEOLÓGICO**

O mapeamento geológico e descrição geomorfológica da área de estudo, situada no extremo norte da Ilha de São Francisco do Sul, indicaram uma alta correlação entre a morfologia superficial, composição, cronologia e gênese dos ambientes costeiros. Diante do exposto, à área de estudo foi segmentada em cinco setores distintos, conforme ilustrado na Figura 85.

O primeiro setor refere-se ao embasamento, constituído por rochas metamórficas associadas ao Complexo São Francisco do Sul. As rochas do embasamento cristalino possuem marcante controle (morfoestrutural) sobre os processos deposicionais, com atenuação

da incidência de ondas, em virtude dos processos de difração e refração ocasionadas pelo arquipélago das Graças, assim como dos morros e colinas que estabelecem obstáculos aos processos de transporte sedimentar.

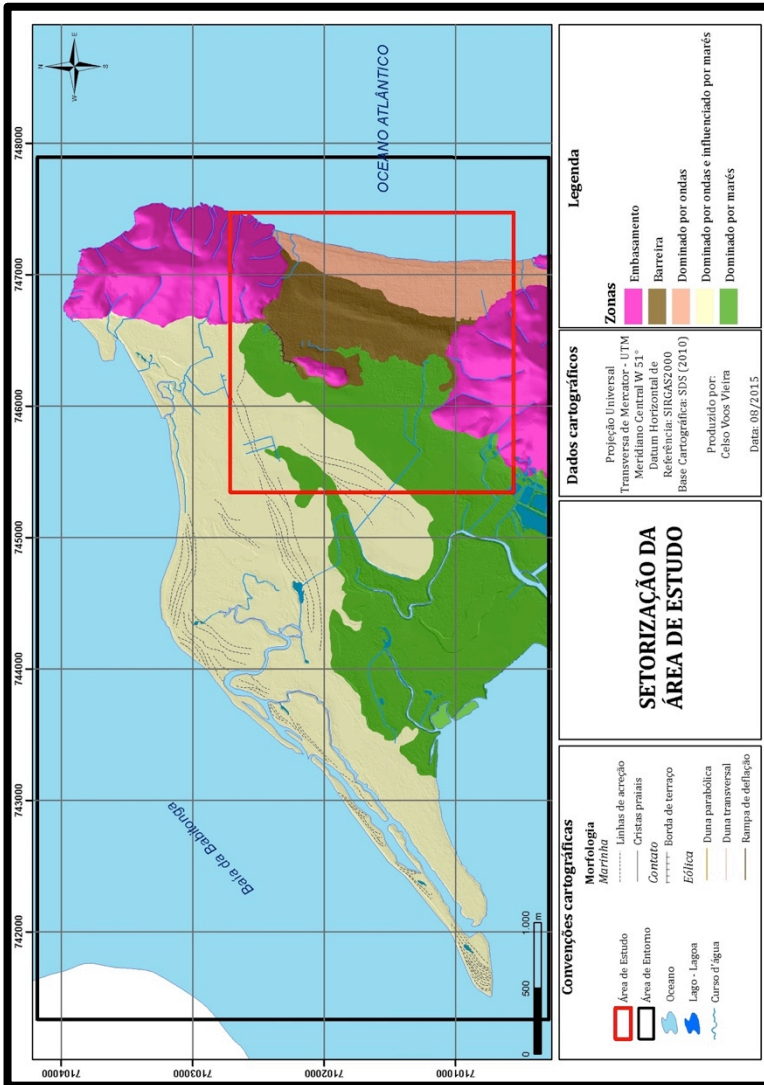
Os demais setores constituem os domínios deposicionais, com marcada distinção das unidades geológicas e geomorfológicas. Ressalta-se que a configuração deposicional geológica-geomorfológica da área de estudo, foi estruturada com a formação do Depósito Marinho Praial pleistocênico, atuando como uma barreira.

A barreira, que corresponde ao segundo setor é formada pelo Depósito Marinho Praial pleistocênico, que ocorre na forma de um terraço, com altitudes centrais entre 12 e 18 m, com diminuição de altitude de sul para norte, caracterizando-se como uma feição alongada em sentido sul/norte, estreita, ancorada em ambas as extremidades no embasamento cristalino. A referida feição deposicional destaca-se na configuração do relevo e da história evolutiva, visto que ocasionou a setorização do norte da ilha em três ambientes deposicionais, com nítida distinção dos processos hidrodinâmicos envolvidos na morfogênese dos ambientes. Diante do exposto, pôde-se distinguir na área de estudo os seguintes setores: (terceiro setor) dominado por ondas, (quarto setor) dominado por ondas e influenciado por marés e, (quinto setor) dominado por marés.

O terceiro setor dominado por ondas é marcado pela área de maior exposição à incidência de ondas, com a formação de ambientes marinhos de idade holocênica, na forma de terraços e planícies levemente inclinados para o oceano. As praias atuais possuem taxas de transporte sedimentar na ordem de 374.000 m<sup>3</sup>/ano para norte (ABREU, 2011), configurando como um ambiente de “passagem” (*bypass*) de sedimentos para os setores adjacentes.

O quarto setor dominado por ondas e influenciado por maré, possui menor incidência de ação de ondas, com grande obliquidade das ondas com relação à linha de costa e intenso transporte longitudinal, com marcante presença de esporões arenosos e ambientes lagunares na retrobarreira (sistema laguna-barreira), desenvolvidos ao longo de todo o Holoceno.

Figura 85 – Setorização da área de estudo.



Fonte: do autor.

Por fim, o quinto setor dominado por marés, é constituído por ambientes essencialmente estuarinos, com predomínio da ação de

maré, com amplas planícies de maré e intensa presença de bancos e baixios em coalescência com os ambientes costeiros emersos.



## **6 INTERPRETAÇÃO DE RADARFÁCIES E CORRELACIONAMENTO DE DADOS EM SUBSUPERFÍCIE**

Visto a importância dos depósitos de idade pleistocênica no desenvolvimento das unidades deposicionais do norte da ilha de São Francisco do Sul (Item 5), o presente capítulo tem como intuito efetuar o detalhamento das características envolvidas em sua formação.

Desta forma, com base na metodologia de aquisição e interpretação, descrita no itens 4.5 e 4.6, foi realizada a interpretação e a correlação dos perfis de Georradar e das sondagens.

### **6.1 INTERPRETAÇÃO DAS RADARFÁCIES**

Os radargramas gerados foram interpretados prioritariamente em dois sentidos ao longo da barreira pleistocênica, longitudinalmente (sentido sul-norte) e transversalmente (sentido oeste-leste), contemplando seis perfis de Georradar.

A Figura 86 ilustra os perfis de Georradar elegidos para o detalhamento das radarfácies ao longo da barreira pleistocênica, bem como, dos depósitos recentes adjacentes e sobrepostos à barreira.

Conforme relatado por Rosa (2012), as radarfácies associadas ao sistema laguna-barreira III (Pleistoceno superior) em virtude das características relacionadas a processos diagenéticos e condições de umidade do solo, provocam a perda de qualidade dos refletores, quando comparado aos depósitos holocênicos. De maneira geral, observa-se a aparente falta de continuidade de muitos refletores, bem como pela presença de refletores diácronos, múltiplas e difrações na maioria das seções.

Nos perfis longitudinais, (Figura 87, Figura 88, Figura 89, Figura 90, Figura 91) sentido sul-norte foi possível identificar seis radarfácies com distintos padrões de morfologia, terminação e relação entre refletores.

Os radargramas e interpretações em maior escala, que permitiram um maior detalhamento dos perfis, encontram-se no Apêndice A da tese.

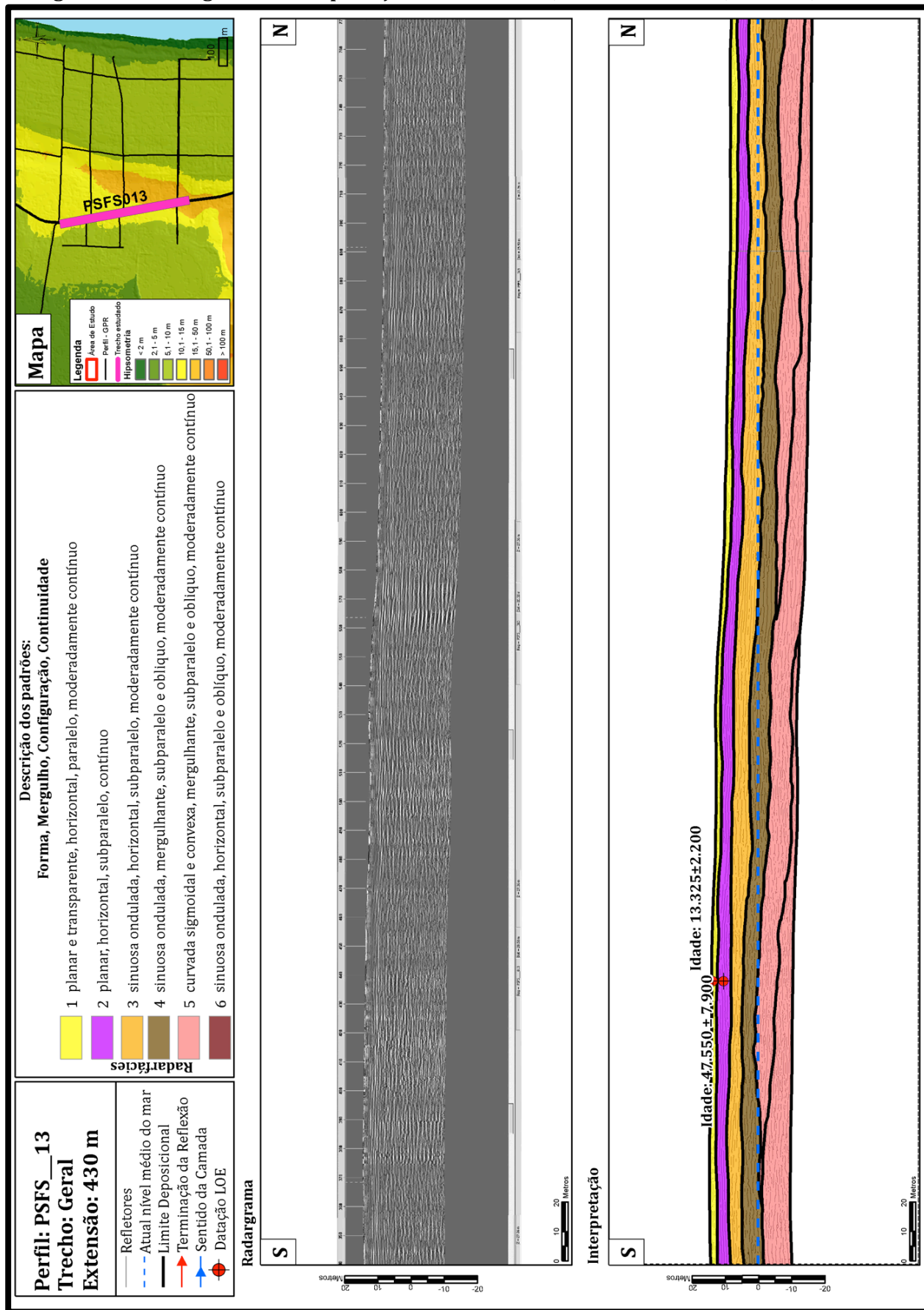
Figura 86 - Localização das linhas de Georradar interpretadas.



Fonte: do autor.

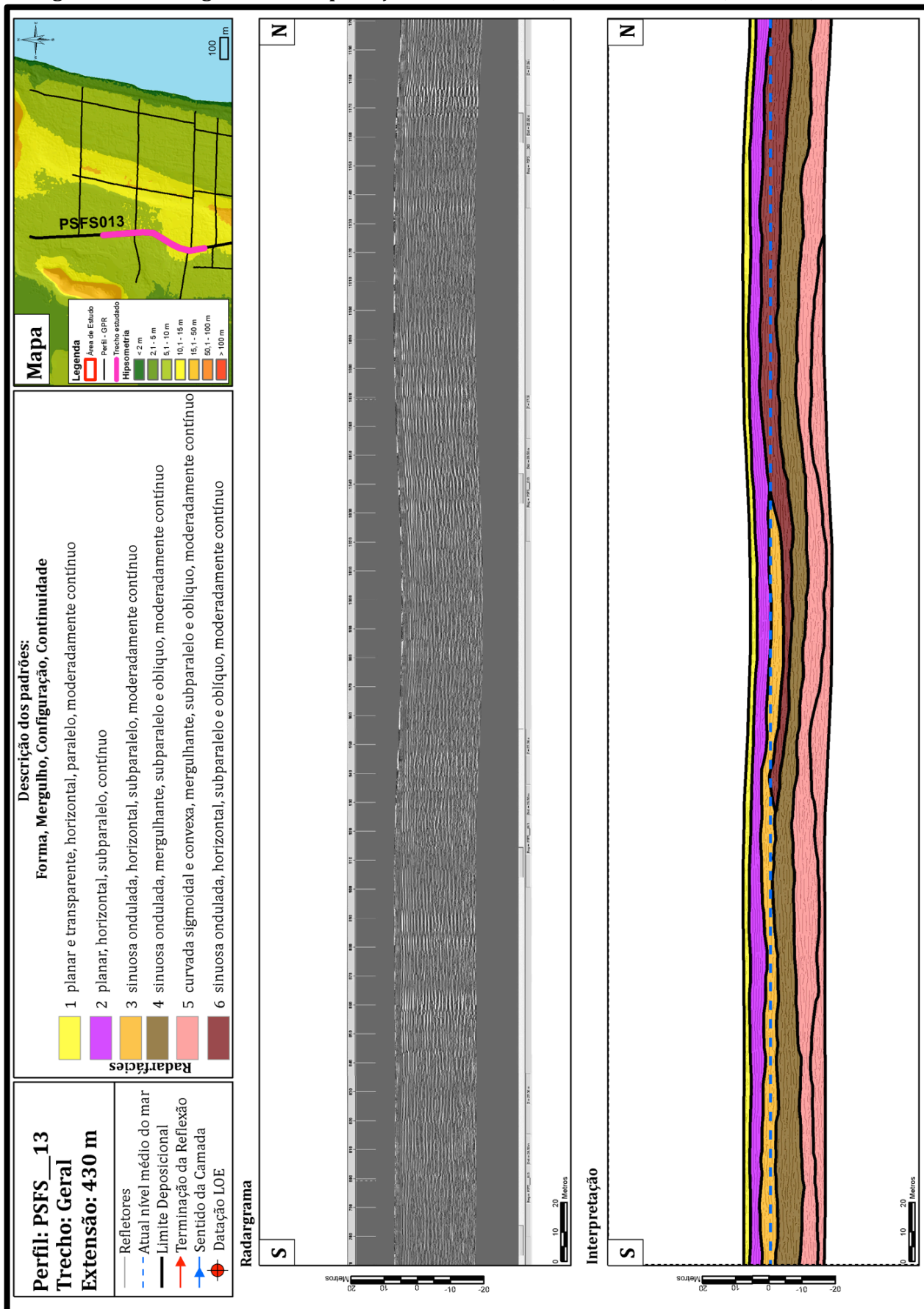


Figura 87 – Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido sul-norte, PSFS-13, trecho 1.



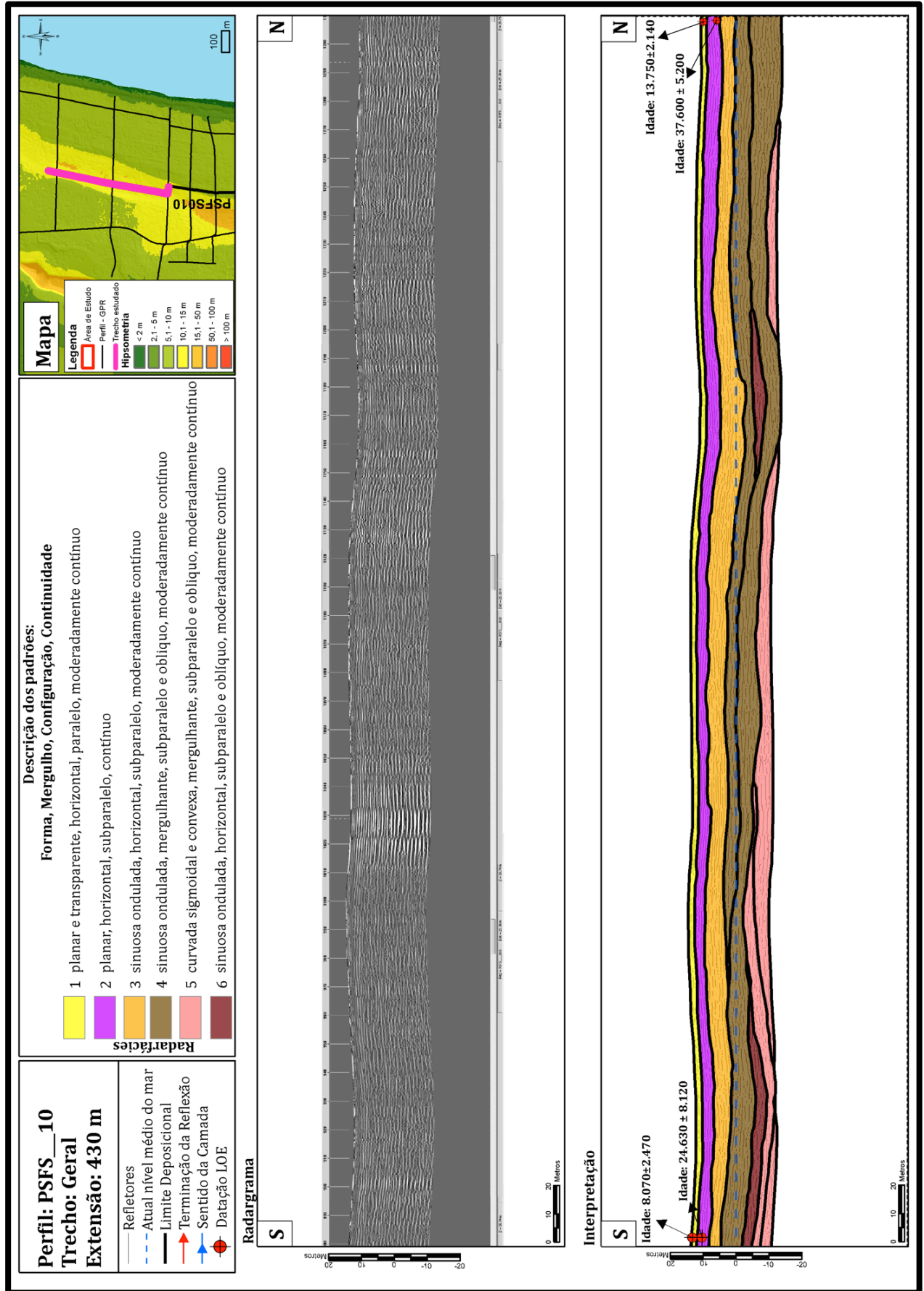
Fonte: do autor.

Figura 88 - Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido sul-norte, PSFS-13, trecho 2.



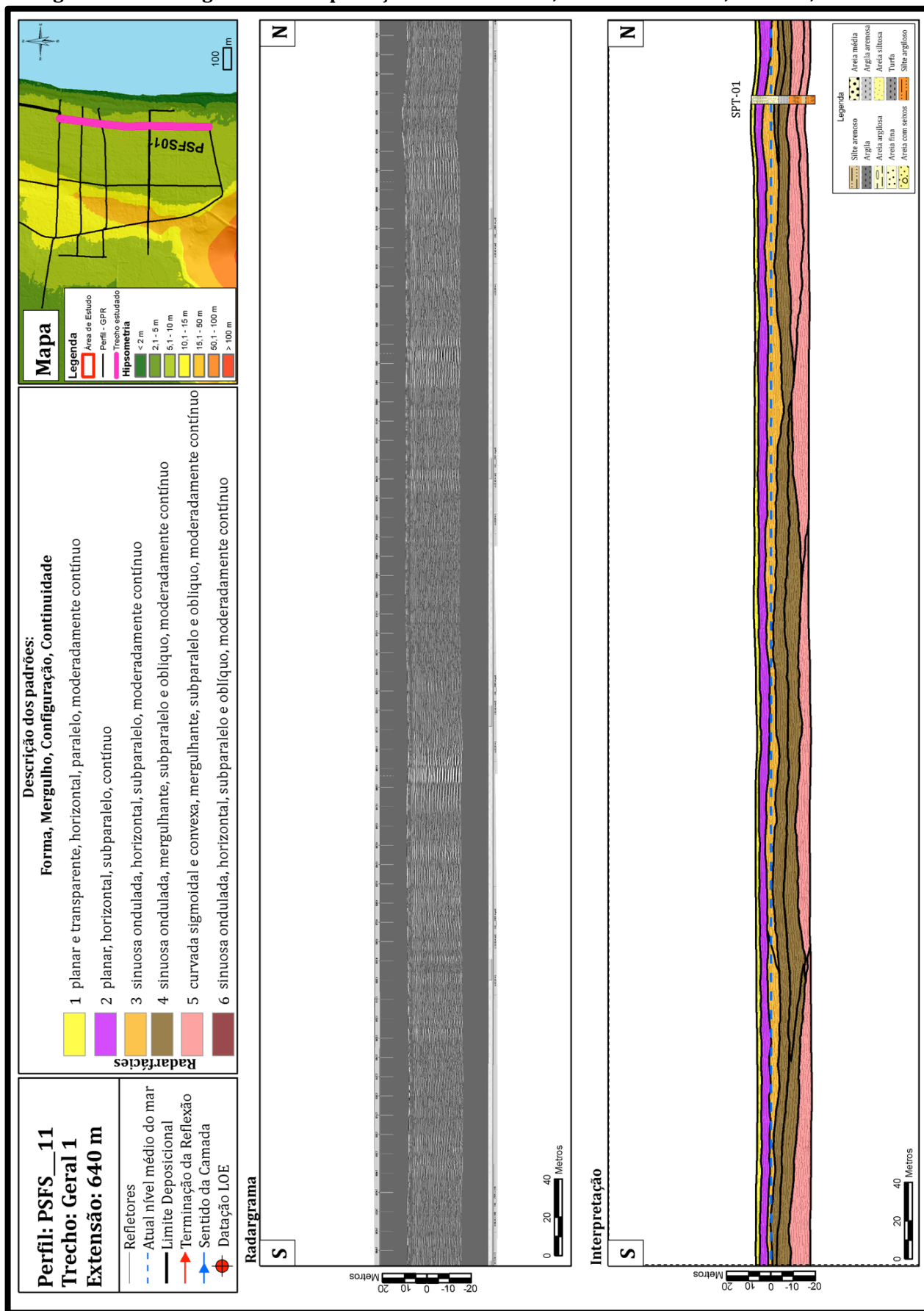
Fonte: do autor.

Figura 89 – Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido sul-norte, PSFS-10.



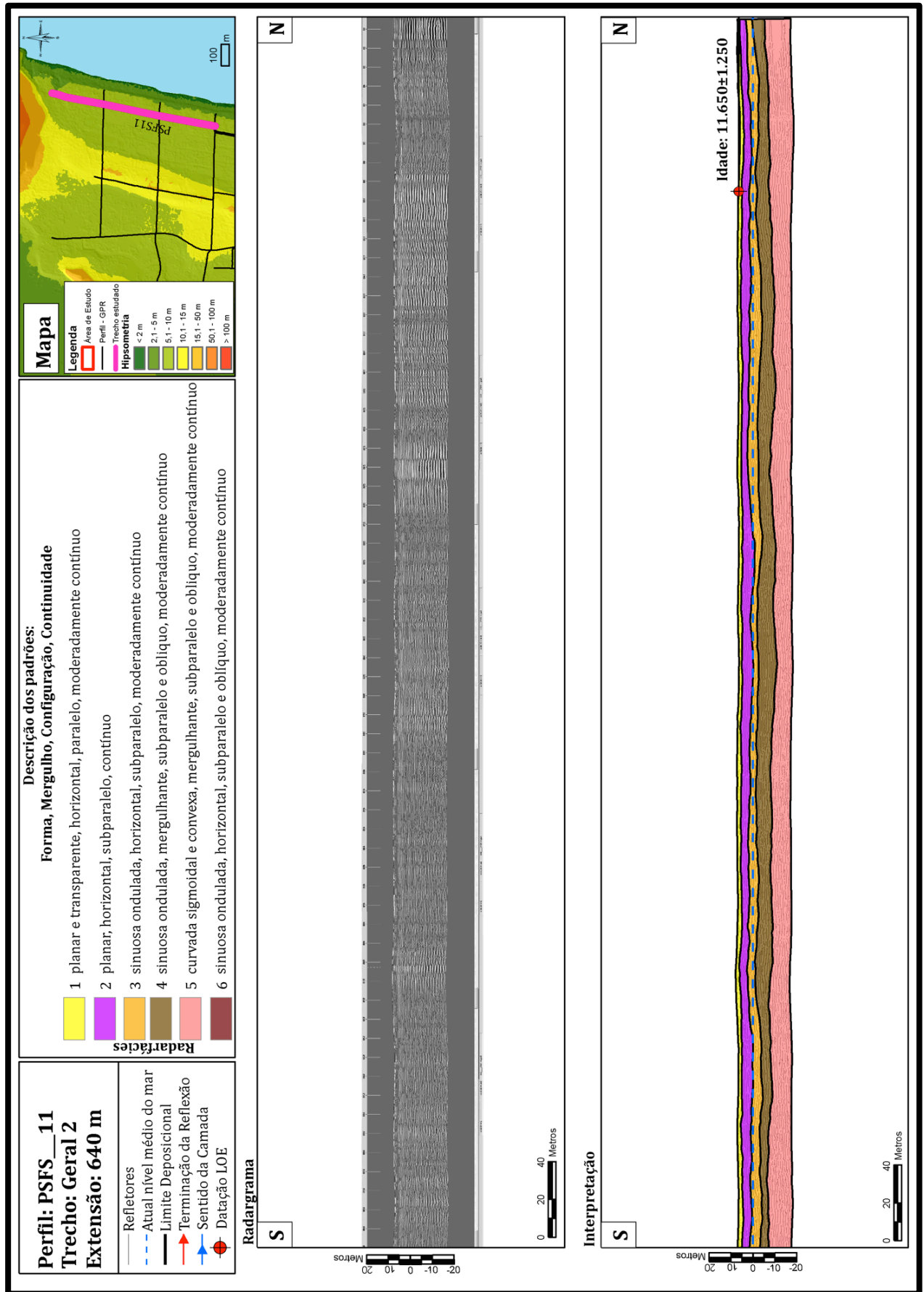
Fonte: do autor.

Figura 90 - Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido sul-norte, PSFS-11, trecho 1.



Fonte: do autor.

Figura 91 - Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido sul-norte, PSFS-11, trecho 2.



Fonte: do autor.

**Radarfácies 1:** possui morfologia dos refletores planar e comumente transparente, mergulho horizontal, refletores paralelos entre si e moderadamente contínuo. Essa radarfácies ocorre no topo de todos os radargramas e representa a intervenção antrópica de corte, aterro e compactação de sedimentos heterogêneos para a construção da estrutura viária.

**Radarfácies 2:** possui morfologia planar, mergulho horizontal, os refletores são subparalelos a paralelos contínuos. O topo da radarfácies possui altitude variada, com cota de 8 e máxima de 15 m, com valores médios na faixa 12 a 13 m. A espessura da camada possui variação de 2 a 3 m. Apesar o subparalelismo dos refletores, por vezes ocorrem refletores oblíquos com ângulos variados, normalmente de baixo ângulo. A camada torna-se mais espessa e pronunciada em sua porção norte.

De maneira geral, a radarfácies pode ser interpretada como incipientes depósitos eólicos, constituídas possivelmente por dunas embrionárias como *nebkhas* e lençóis de areia. Essas formações de acordo com Martinho (2008) são massas de areia eólica em movimento, com superfície de relevo negligenciável, sem superimposição de dunas.

Destaca-se que padrões de refletores com o emprego de Georradar análogos aos interpretados na radarfácies 2 foram descritos por Rosa (2012) e Caron (2014).

**Radarfácies 3:** caracteriza-se pela morfologia sinuosa ondulada, normalmente com mergulho horizontal contendo lâminas mergulhantes, os refletores são subparalelos e moderadamente contínuos. No topo, a camada possui altitude máxima de 9 m situada na porção sul e diminui progressivamente sentido norte. Na base, a camada possui valores próximos ao atual nível do mar. A espessura da camada possui grande variação, atingindo valores de 10 m, com valores médios em torno de 5 m.

Os refletores possuem extensas camadas com terminações em *downlap* de baixo ângulo com mergulho da camada para norte, com centenas de metros de extensão. Na porção central observam-se refletores concordantes na base, com morfologia côncava, indicando o preenchimento de canais.

No extremo norte, observam-se refletores em *downlap* migrando para sul, porém de menor expressão e comprimento, com poucas dezenas de metros.

A radarfácies pode ser interpretada como a porção superior dos depósitos marinhos praias, formado por correntes de deriva litorânea e de maré como processos predominantes, desenvolvidos zona de *backshore* e *foreshore*.

**Radarfácies 4:** caracteriza por morfologia sinuosa ondulada, normalmente mergulhante, os refletores são subparalelos e oblíquos e moderadamente contínuos. A camada possui altitude máxima de 3 m, normalmente se posicionando abaixo do atual nível do mar, com profundidades de até 15 m. A espessura da camada possui grande variação alcançando até 12 m, com valores médios em torno de 8 m.

Os refletores possuem terminações em *downlap* de ângulos variados indicando mergulhos da camada para norte. Contudo evidencia-se oscilações na direção dos refletores no interior de uma mesma camada, com a presença de refletores oblíquos.

Outrossim, na porção central do perfil de Georradar observam-se refletores de morfologia côncava, interdigitado e preenchido pela radarfácies 6, indicando processos de erosão e preenchimento de canais.

A radarfácies pode ser interpretada como a porção média dos depósitos marinhos costeiros, contemplando o desenvolvimento de esporões (*spits*) com transporte de sedimentos para norte, com intensa influência de correntes de deriva litorânea e de maré, em zona de *shoreface superior*.

Deve ser ressaltado que as várias descontinuidades ao longo da radarfácies evidenciam à alternância de direção de onda predominante, fases distintas de aporte de sedimentos (entrada de matéria) e influência de fluxos bidirecionais, possivelmente desenvolvidos por canais de maré.

**Radarfácies 5:** caracteriza por morfologia curvada sigmoidal e convexa, normalmente horizontal a mergulhante, os refletores são subparalelos à oblíquos e moderadamente contínuos. A porção superior da camada possui altitude máxima situada no atual nível médio do mar, normalmente se posicionando a profundidades maiores que 15 m. A porção inferior da camada em vários momentos permaneceu além do alcance da janela do Georradar, não sendo possível identificar a espessura máxima da camada. A radarfácies 5 configura-se como a camada mais basal identificada na área de estudo.

Os refletores possuem mergulho predominante para norte, com oscilação na direção dos refletores no interior de uma mesma camada, com a presença de refletores oblíquos.

Outrossim, na porção central do perfil de Georradar (Figura 88, Figura 89, Figura 90) observam-se refletores de morfologia côncava, indicando erosão e preenchimento de canais.

Os refletores possuem mergulho indicando direção de crescimento para norte nas porções sul e central do perfil. No extremo norte dos perfis, próximo ao morro João Dias, ocorrem refletores inclinados para sul, contudo, o desenvolvimento é cessado na porção central da área de estudo, com a marcante presença de feições côncavas, indicando erosão e deposição na formação de canais.

A radarfácies pode ser interpretada como a porção inferior dos depósitos marinhos praias, contemplando o desenvolvimento de esporões (*spits*) com transporte de sedimentos para norte e, secundariamente, para sul, com intensa influência de correntes de deriva litorânea e de maré como processos predominantes, em zona de *shoreface médio*.

Igualmente, deve ser ressaltado que a relação dos refletores evidenciam a alternância de ondulação predominante, fases distintas de aporte de sedimentos e influência de fluxos bidirecionais.

**Radarfácies 6:** possui morfologia sinuosa ondulada, normalmente com mergulho horizontal, os refletores são subparalelos e moderadamente contínuos. A camada ocorre intercalada entre as radarfácies 4 e 5 e possui maior frequência de ocorrência, na porção central da área de estudo. A radarfácies possui morfologia côncava na base e retilínea no topo, com extensão variável.

Os refletores possuem terminações em *onlap* nas laterais e *downlap* ou paralelo/subparalelo na base. A radarfácies pode ser interpretada como de preenchimento de canais, formados por erosão durante a fase de desenvolvimento dos esporões, associadas as radarfácies 4 e 5.

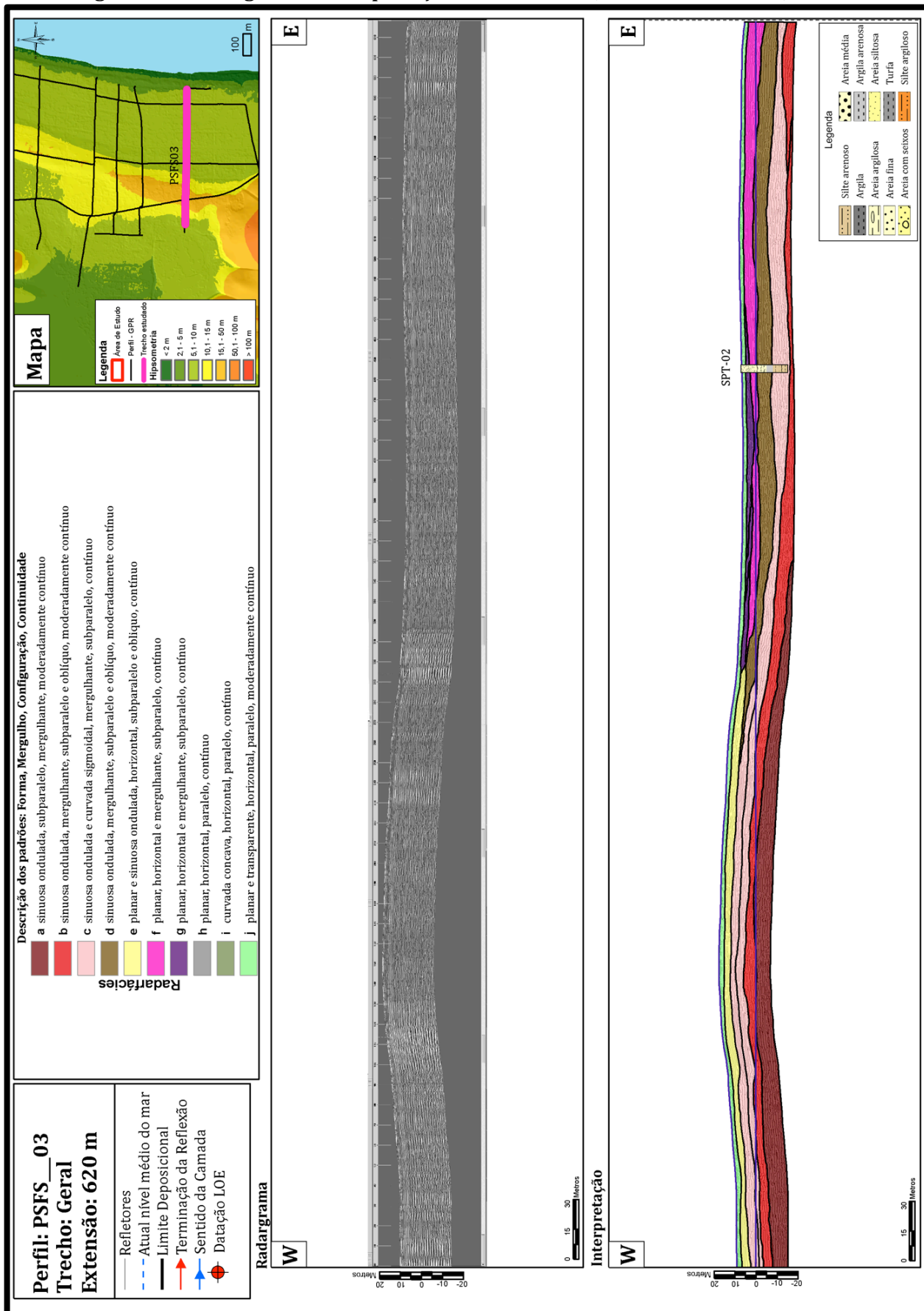
A análise dos radargramas e a interpretação das radarfácies dos perfis transversais, sentido oeste-leste constam na Figura 92, Figura 93 e Figura 94. Os radargramas e interpretações em escala de maior detalhe encontram-se no Anexo I do presente estudo.



Neste sentido, optou-se por efetuar uma classificação por códigos distintos para os radargramas dos perfis transversais, com classificação por letras. Posteriormente à classificação, foi efetuado o correlacionamento com as radarfácies geradas nos perfis longitudinais.

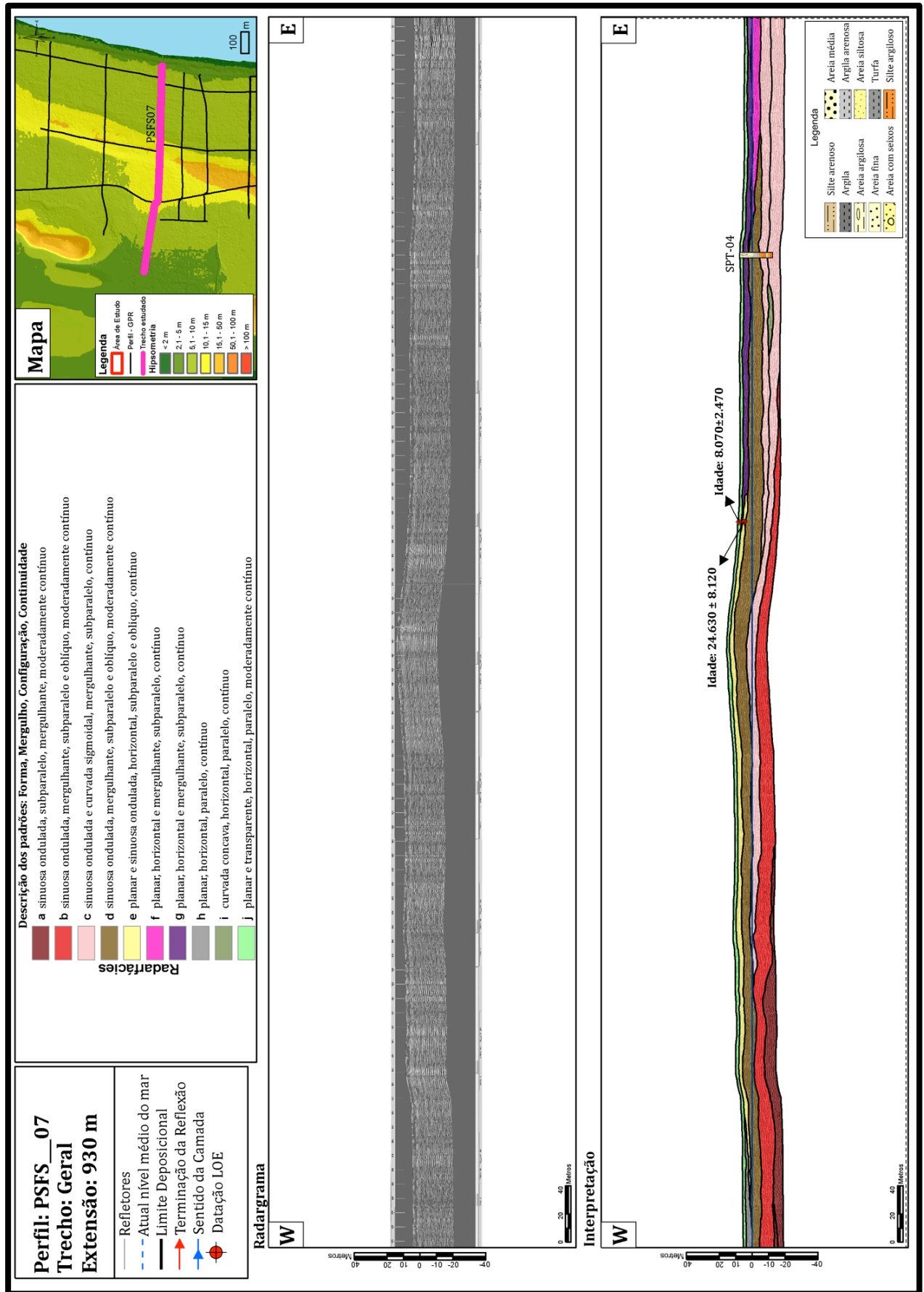
Nos perfis transversais foram identificadas uma maior gama de radarfácies, visto a influência dos depósitos holocênicos nas áreas mais próximas ao atual setor praiado, à leste. Diante do exposto, foram identificadas 10 radarfácies (A-J) com idades variando do Pleistoceno superior ao Holoceno.

Figura 92 - Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido oeste-leste, PSFS-3.



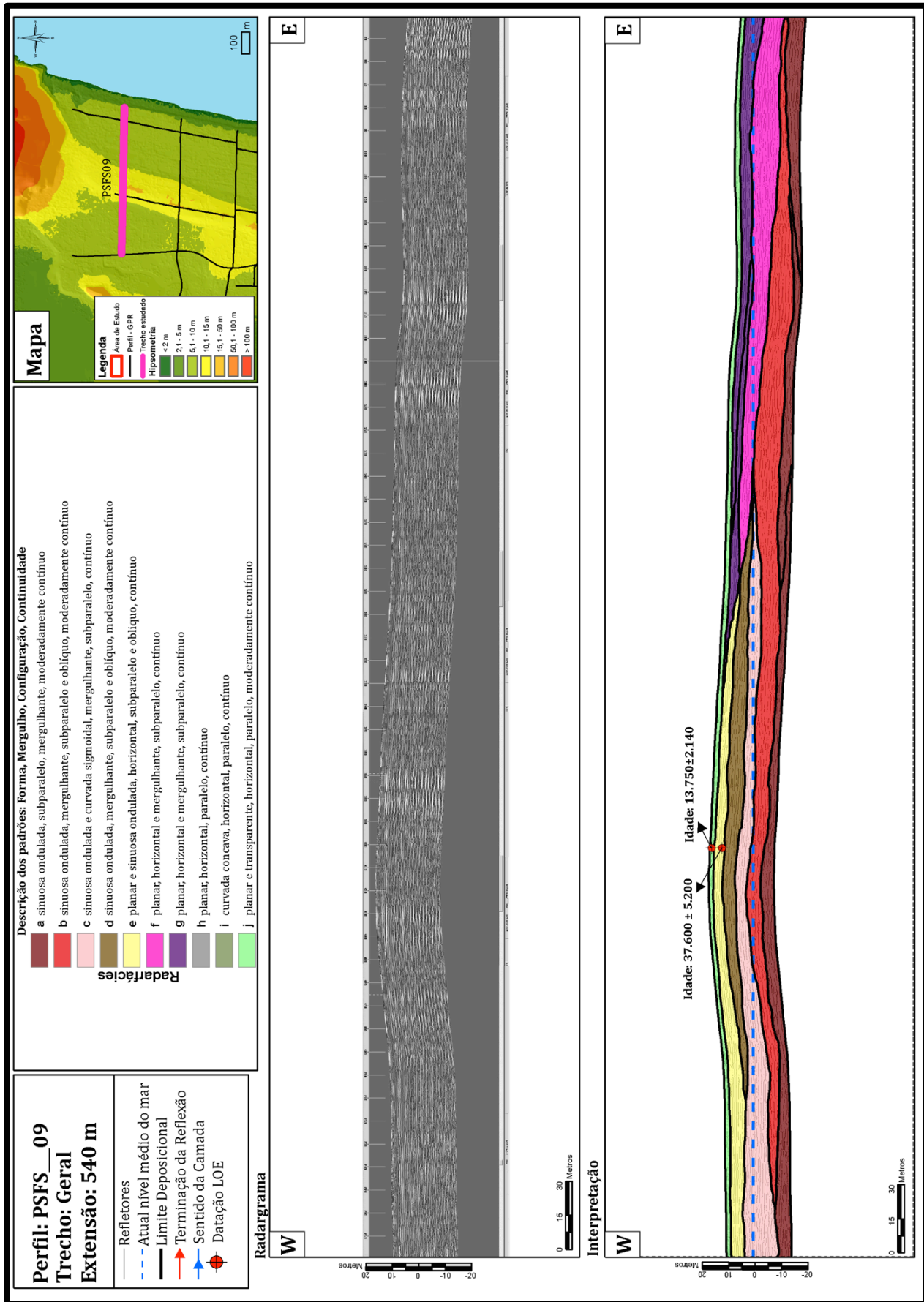
Fonte: do autor.

Figura 93 – Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido oeste-leste, PSFS-7.



Fonte: do autor.

Figura 94 - Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido oeste-leste, PSFS-9.



Fonte: do autor.

**Radarfácies A:** apresenta-se com morfologia sinuosa ondulada, normalmente horizontal a mergulhante, os refletores são subparalelos e moderadamente contínuos. A porção superior da camada possui altitude máxima situada no atual nível médio do mar, normalmente se posicionando à profundidades maiores que 15 m. A porção inferior da camada em vários momentos permaneceu além da janela de alcance do Georradar, não sendo possível identificar a espessura máxima. A radarfácies A configura-se como a camada mais basal identificada e pode ser relacionada à radarfácies 5, dos perfis longitudinais.

Os refletores possuem mergulho para oeste e leste a partir do centro da camada. A camada possui morfologia côncava na base e convexa no topo, com interdigitação com refletores da mesma radarfácies. Visto que os radargramas, sentido oeste-leste são transversais ao eixo dos depósitos, os refletores indicam a morfologia típica de esporões migrando sentido sul-norte.

A radarfácies pode ser interpretada como a porção inferior dos depósitos marinhos praias, contemplando o desenvolvimento de esporões (*spits*). O transporte de sedimentos prioritariamente ocorreu para norte e secundariamente para sul, com intensa influência de correntes de deriva litorânea ou de maré, com processos ocorrentes em zona de *shoreface médio*. A camada está relacionada a momentos de elevação do nível médio do mar, com o intenso desenvolvimento de depósitos côncavos, alongados com sentido predominante de transporte no eixo sul-norte.

**Radarfácies B:** apresenta-se com uma morfologia sinuosa ondulada, mergulhante e os refletores são subparalelos e oblíquos, moderadamente contínuos. A porção superior da camada possui altitude máxima situada a 3 m acima do atual nível médio do mar, normalmente se posicionando a profundidades maiores que 15 m, nas áreas no extremo leste dos perfis. A porção inferior da camada em vários momentos ficou além do alcance da janela do Georradar, nas áreas mais à leste possui até 12 m de espessura, com valores médios de 8 m. A radarfácies B possui íntima relação com a radarfácies 4, dos perfis longitudinais.

Os refletores se posicionam em *downlap* com mergulho da camada para oeste, sendo que, por vezes ocorrem terminações em *onlap* sobre a radarfácies A, mais basal.

A radarfácies pode ser interpretada como formada em momento transgressivo, com nível médio do mar abaixo do atual,

contemplando a porção inferior dos depósitos marinhos praias, em zona de *shoreface superior*, durante o Pleistoceno superior.

**Radarfácies C:** é caracterizada pela morfologia sinuosa ondulada e curvada sigmoidal, mergulhante, com refletores subparalelos e contínuos. A porção superior da camada possui altitude máxima situada a 7 m acima do atual nível médio do mar, decrescendo à leste, com profundidades abaixo do atual nível médio do mar. Os maiores valores de altimetria da camada ocorrem na porção central do perfil de Georradar, com até 12 m de espessura, com valores médios de 8 m. A radarfácies C possui íntima relação com a radarfácies 3 dos radargramas longitudinais.

Como tendência geral, os refletores se posicionam em *downlap* com mergulho da camada para oeste nas porções mais profundas. Por vezes, ocorrem terminações em *onlap* sobre a radarfácies B. Nas áreas mais elevadas, à oeste, com altitudes em torno de 9 m, os refletores da parte superior da camada, tornam-se paralelos entre si, com mergulho para oeste e leste, a partir do ponto mais elevado da camada. Essa característica torna-se mais evidente nas porções sul e norte da área de estudo, nos perfis PSFS-03 (Figura 92) e PSFS-09 (Figura 94).

Na porção central, a radarfácies possui superfície erosiva em contato com a radarfácies D, reduzindo, desta maneira, a espessura da camada e a altitude geral do perfil.

A radarfácies pode ser interpretada como formada em momento de elevação e estabilização do nível médio do mar, com valores médios altimétricos do topo da camada em torno de 9 m. A radarfácies contempla a porção superior dos depósitos marinhos praias, em zona de *foreshore* na porção mais basal da camada e *backshore* nas porções superiores.

**Radarfácies D:** é caracterizada pela morfologia sinuosa ondulada, mergulhante, os refletores são subparalelos e oblíquos e possuem grande continuidade. A porção superior da camada possui altitude máxima situada 9 m acima do atual nível médio do mar. Os maiores valores de altimetria da camada ocorrem na porção central do perfil de Georradar, com até 13 m de espessura e valores médios entre 7 e 8 m. A radarfácies D, também possui relação com a radarfácies 3 dos perfis longitudinais.

Os refletores normalmente, se posicionam em *downlap* com mergulho da camada para oeste, sendo que, por vezes ocorrem terminações em *downlap* sobre a radarfácies C. A camada possui

maior expressão na porção central da área de estudo, no perfil PSFS-07 (Figura 93), onde visualizam-se superfícies erosivas na porção basal da camada, sobre a radarfácies C. Nos demais perfis (PSFS-03 e PSFS-09) a radarfácies é identificada, todavia, não possui a mesma expressão em termos de continuidade e espessura.

Na porção central, observa-se que a radarfácies D ocasionou a erosão da radarfácies C, acarretando o rompimento da barreira existente, com a migração dos depósitos para oeste. Neste ponto a barreira pleistocênica possui os menores valores de altimetria.

A radarfácies pode ser interpretada como formada em momento de elevação e estabilização do nível médio do mar, com valores médios do topo da camada de 9 m. No mapa de hipsometria, pode ser visualizado uma nítida feição de leque, provocado pelo retrabalhamento e deposição dos sedimentos à oeste, associados à radarfácies D.

Diante do exposto, a radarfácies pode ser associada ao efetivo rompimento da barreira existente, ocasionando a interrupção dos processos de deriva litorânea para norte e carreando os sedimentos para oeste.

A radarfácies pode ser enquadrada na porção superior dos depósitos marinhos praias, em zona de *foreshore* e *backshore*.

**Radarfácies E:** possui morfologia planar e secundariamente sinuosa ondulada, mergulho horizontal, sendo que os refletores são subparalelos, por vezes oblíquos e possuem grande continuidade. A camada possui altimetria variada, com até 15 m nas áreas à oeste e mínima de 6 m nas porções à leste do perfil. A camada recobre grande parte das radarfácies situadas nas zonas de *foreshore* e *backshore*. A espessura da camada possui variação de 2 a 4 m, por vezes menos espessa. Apesar do subparalelismo dos refletores, por vezes ocorrem refletores oblíquos com ângulos variados, normalmente de baixo ângulo. A camada torna-se mais espessa e pronunciada, nos setores norte e sul da área de estudo, nos perfis PSFS-03 (Figura 92) e PSFS-09 (Figura 94).

De maneira geral, a radarfácies E pode ser interpretada como incipientes depósitos eólicos, constituídas possivelmente por dunas embrionárias como *nebkhas* e lençóis de areia. Essas formações de acordo com Martinho (2008) são massas de areia eólica em movimento, com superfície de relevo negligenciável, sem superposição de dunas. A radarfácies E possui correlação com a radarfácies 2, dos perfis longitudinais.

Ressalta-se que padrões de refletores com o emprego de Georradar análogos aos interpretados na radarfácies E, foram descritos por Rosa (2012) e Caron (2014) em pesquisas na planície costeira do Rio Grande do Sul.

Nas porções a leste dos perfis transversais em áreas de menor altitude, a radarfácies possui superfície ou contato erosivo ocasionadas pelas radarfácies F e G (sotopostas), enquadradas como de idades holocênicas.

A radarfácies E, identificada como de origem eólica, possui pouca expressão quando comparada aos demais depósitos eólicos situados na ilha de São Francisco do Sul, com até 27 m de altitude. Possivelmente, o incipiente desenvolvimento dos depósitos eólicos, deve-se à reduzida área de suprimento de sedimentos, tendo em vista às características dos depósitos subjacentes, entendidos em grande parte como esporões arenosos.

**Radarfácies F:** é caracterizada pela morfologia planar, horizontal e mergulhante, os refletores são subparalelos e contínuos. O topo da camada possui altitude máxima em torno de 4 a 5 m em sua porção ocidental, em contato com os depósitos pleistocênicos, sendo que para leste, a camada estende-se abaixo do atual nível médio do mar.

A espessura da camada possui variação no sentido leste-oeste, com espessura de até 10 m nas porções à leste e diminuição à oeste, com espessura inferior a 4 m. Os refletores possuem mergulho para oeste, com terminações em *onlap* sobre a radarfácies B, C e D, normalmente com a presença de superfície erosiva.

A radarfácies pode ser interpretada como formada em momento de elevação do nível médio do mar durante o Holoceno, com valores médios do topo da camada em torno de 4 a 5 m, indicando depósitos transgressivos de idade holocênica. A radarfácies pode ser enquadrada na porção superior dos depósitos marinhos praias, em zona de *foreshore*.

**Radarfácies G:** é caracterizada pela morfologia planar, horizontal e mergulhante, os refletores são subparalelos e contínuos. A topo da camada possui altitude máxima de 6 m em sua porção mais à oeste, recobrando a radarfácies F.

Os refletores plano paralelos possuem mergulho para leste, com terminações em *downlap* sobre a radarfácies F. A radarfácies G, possui valores médios de altimetria do topo da camada, em torno de 4 a 6 m.



A radarfácies pode ser interpretada como formada após o máximo transgressivo holocênico, em momento de rebaixamento do nível médio do mar durante o Holoceno, e enquadrada na porção superior dos depósitos marinhos praiais, em zona de *backshore*.

**Radarfácies H:** é caracterizada pela morfologia planar, horizontal, paralela e contínua. A topo da camada possui altitude máxima de 4 m com ocorrência localizada na retrobarreira pleistocênica, à oeste. A radarfácies pode ser visualizada ao longo do perfil PSFS-07 (Figura 93) no extremo oeste do perfil.

Os refletores plano paralelos possuem mergulho para oeste, sendo que no contato com as radarfácies D e E visualizam-se terminações em *onlap*. A radarfácies representa depósitos formados sob a influência de maré, originando planícies de maré possivelmente associadas à ambientes lagunares e/ou estuarinos.

A radarfácies pode ser interpretada como formada durante o máximo transgressivo holocênico com nível do mar mais elevado que o atual. A radarfácies H, encontra-se sotoposta às radarfácies D e E, com espessura normalmente inferior a 3 m.

**Radarfácies I:** possui morfologia curvada côncava, horizontal, os refletores são paralelos e contínuos. A camada ocorre intercalada entre as radarfácies C e possui visualização na porção central da área de estudo associada ao perfil PSFS-07 (Figura 93). Possui morfologia côncava na base e retilínea no topo, com extensão variável.

Os refletores possuem terminações em *onlap* nas laterais e *downlap* ou paralelo/subparalelo na base. A radarfácies pode ser interpretada como de preenchimento de canais, formados por erosão durante a fase de desenvolvimento dos esporões, associadas as radarfácies C nos perfis transversais e, com as radarfácies 4 e 5, nos perfis longitudinais.

**Radarfácies J:** os refletores possuem morfologia planar e comumente transparente, mergulho horizontal, paralelos entre si e moderadamente contínuos. Essa radarfácies ocorre no topo de todos os radargramas e representam as estruturas de corte, aterro e compactação para construção das vias.

Na Tabela 18 são apresentados os resultados dos agrupamentos das radarfácies longitudinais e transversais, com a indicação dos ambientes deposicionais associados.

**Tabela 18 – Agrupamento de radarfácies e ambientes deposicionais associados.**

Radarfácies longitudinais	Radarfácies transversais	Associação de radarfácies	Ambiente deposicional	Idade
1	J	1J	Antrópico	Holoceno
2	E	2E	Eólico	Pleistoceno
3	C	3C	<i>Foreshore e shoreface superior</i>	Pleistoceno
3	D	3D	<i>Foreshore e backshore</i>	Pleistoceno
4	B	4B	<i>Shoreface superior</i>	Pleistoceno
5	A	5A	<i>Shoreface médio</i>	Pleistoceno
6	I	6I	<i>Shoreface superior</i>	Pleistoceno
-	H	H	Lagunar	Holoceno
-	F	F	<i>Foreshore</i>	Holoceno
-	G	G	<i>Backshore</i>	Holoceno

Fonte: do autor.

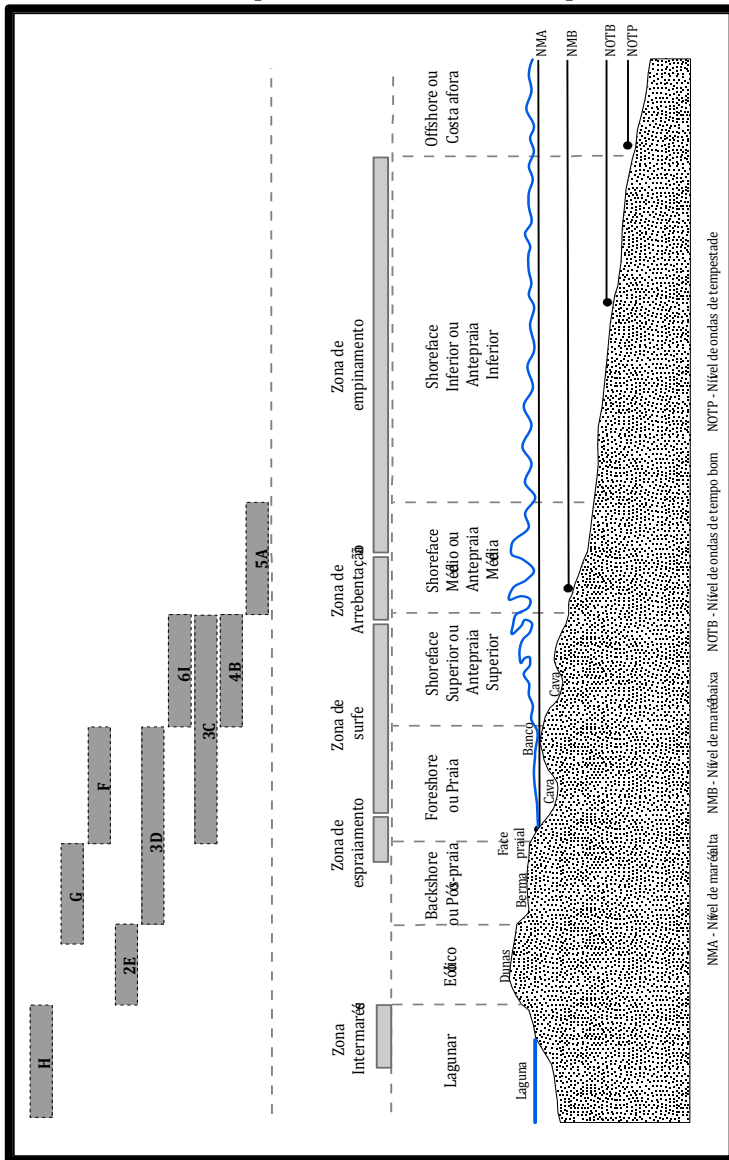
Nota-se que a associação de radarfácies resultou em um total de 10 radarfácies distribuídas ao longo da área de estudo em escalas temporais distintas.

A Figura 95 ilustra esquematicamente as zonas mais comumente identificadas em ambiente marinho raso dominado por ondas e influenciado por maré, com a identificação da abrangência das radarfácies relatadas na presente pesquisa.

Deve ser observado que em ambientes costeiros dominados por ondas de baixa amplitude, os limites de fechamento do prisma praiar (*offshore*) ou profundidade de fechamento, possui menor profundidade. Dependendo da declividade da *shoreface* (antepraia) a distância do prisma também é reduzida. Nesta situação, ocorre grande sobreposição de zonas e fácies sedimentares relacionadas aos processos hidrodinâmicos estabelecidos, dificultando o reconhecimento das mesmas.

Desta maneira, considerando o atual clima de ondas, regime hidrodinâmico e estágios morfodinâmicos estabelecidos para a área de estudo (ABREU, 2011) é previsto que as zonas estabelecidas na Figura 95 e identificadas na análise de radarfácies, permaneciam situadas próximas a linha de costa em profundidades inferiores a 10 m.

**Figura 95 – Associação de radarfácies identificadas na área de estudo com o zoneamento esquemático de ambiente marinho raso dominado por onda e influenciado por maré.**



Fonte: adaptado de Branco *et al.* (2010).

Diante do exposto, considerando o mapeamento geológico e geomorfológico superficial, bem como a análise de associação e agrupamento de radarfácies, pode-se inferir que a evolução da barreira pleistocênica foi constituída por migrações de sucessivos esporões arenosos no sentido sul-norte. Todavia, a migração mostrou-se interrompida em vários momentos evidenciando mudanças no sentido de fluxo e possivelmente descontinuidades no aporte de sedimentos.

As radarfácies identificadas demonstram processos de erosão e preenchimento de canais, os quais ocasionaram o rompimento da barreira em sua porção central que se mostrou instável durante o processo evolutivo.

As fases mais intensas de migração e instabilidade dos esporões estão associadas às zonas de *shoreface* médio e superior. As radarfácies associadas a zona de *foreshore* e *backshore* evidenciaram maior continuidade do processo deposicional evolutivo.

Por fim, no topo da barreira pleistocênica ocorreu o desenvolvimento de um ambiente eólico formado pelo retrabalhamento dos sedimentos marinhos costeiros. O desenvolvimento do ambiente eólico possivelmente foi restringido em virtude da baixa disponibilidade de sedimentos, em função da pequena largura da barreira pleistocênica.

Em um novo ciclo transgressivo (no Holoceno), os depósitos da barreira pleistocênica condicionaram o desenvolvimento dos ambientes deposicionais holocênicos. Foram observadas superfícies erosivas ocasionadas por depósitos transgressivos durante a elevação do nível médio do mar no Holoceno. Sotopostos aos depósitos transgressivos, observam-se radarfácies com mergulho para leste, evidenciando depósitos marinhos costeiros regressivos. Os depósitos holocênicos podem ser relacionados a zonas de *foreshore* e *backshore*.

Desta maneira, considerando a Teoria do Uniformitarismo, onde o presente é a chave do passado, foram resgatadas imagens com recorte temporal distintos, que evidenciam o desenvolvimento de ambientes deposicionais atuais, entendidos como análogos com a proposta de evolução da barreira pleistocênica. Neste sentido, com o intuito de ilustrar o desenvolvimento dos esporões arenosos, a Figura 96 e Figura 97 ilustram a dinâmica de ambiente marinho raso dominado por onda e influenciado por maré, ao longo das

praias do Forte e do Capri. Todavia, deve ser ressaltada as devidas proporções de escala temporal e espacial envolvidas no desenvolvimento dos ambientes confrontados.

Na escala temporal ilustrada na Figura 96 e Figura 97, a dinâmica deposicional representaria, tão-somente, lâminas ou conjunto de lâminas no registro estratigráfico. Entretanto, torna-se evidente a sensibilidade e a dinâmica envolvida no desenvolvimento dos ambientes deposicionais, assim como, os processos “destrutivos” associados à gênese destes ímpares ambientes.

A área elegida para ilustrar o desenvolvimento de esporões arenosos, situa-se na área de entorno delimitada para a pesquisa, nas praias do Forte e do Capri. Em ambas as praias, durante um período de 11 anos, de 2003 a 2014, foi possível observar duas fases distintas na gênese dos esporões. Na praia do Forte é evidenciada a morfologia e os processos envolvidos na formação do esporão, nas proximidades do embasamento cristalino. Na praia do Capri, observam-se os processos associados à porção distal do esporão, em períodos de pleno desenvolvimento e consolidação da morfologia no espaço.

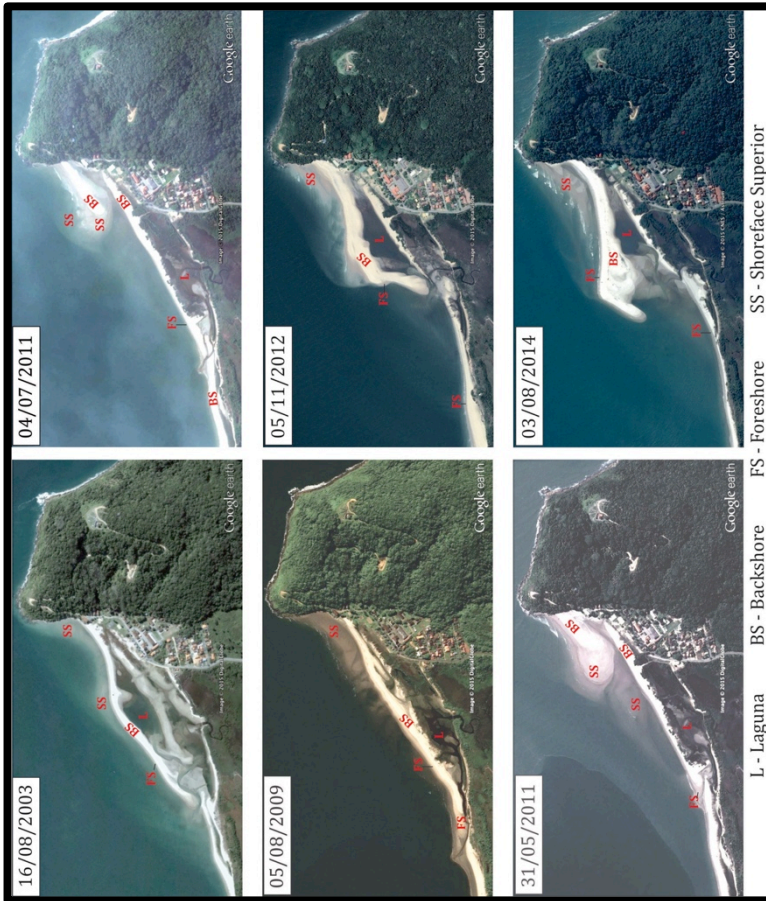
Na Figura 96 e Figura 97, foram identificadas as zonas de ambientes marinho raso dominados por ondas com influência de maré (Figura 95). A inserção dos códigos tem o objetivo de melhor correlacionar os ambientes atuais com os pretéritos, descritos na barreira pleistocênica.

Deste modo, na Figura 96, na praia do Forte foi possível observar a migração de bancos e dunas subaquosas, evidenciando o processo inicial de formação dos esporões. Quando expostos acima do nível de base (nível médio do mar), ocorre a formação da zona de *foreshore* e *backshore*, ocasionando o incremento de largura e altitude da feição. Quando estabilizados, a migração dos esporões ocasiona o isolamento de ambientes aquosos na retrobarreira, com influência exclusiva de oscilação de maré.

Durante o período analisado, constatou-se a intensa dinâmica associada aos ambientes deposicionais, com sucessivas alterações de morfologia. Todavia, apesar das mudanças na forma, com incidência de processos de origem diversa, a feição demonstrou um sentido predominante de transporte. As conseqüentes alterações na morfologia estão associadas à mudanças de direção e energia de ondas, oscilação no aporte de sedimentos e influência de correntes de maré.

As morfologias e processos supracitados foram relacionados às zonas de *backshore*, *foreshore*, *shoreface* superior e ambientes lagunares. Os ambientes lagunares formados na retrobarreira dos esporões, são rasos, alongados e possuem grande interdigitação sobre as fácies de *backshore* e *foreshore*.

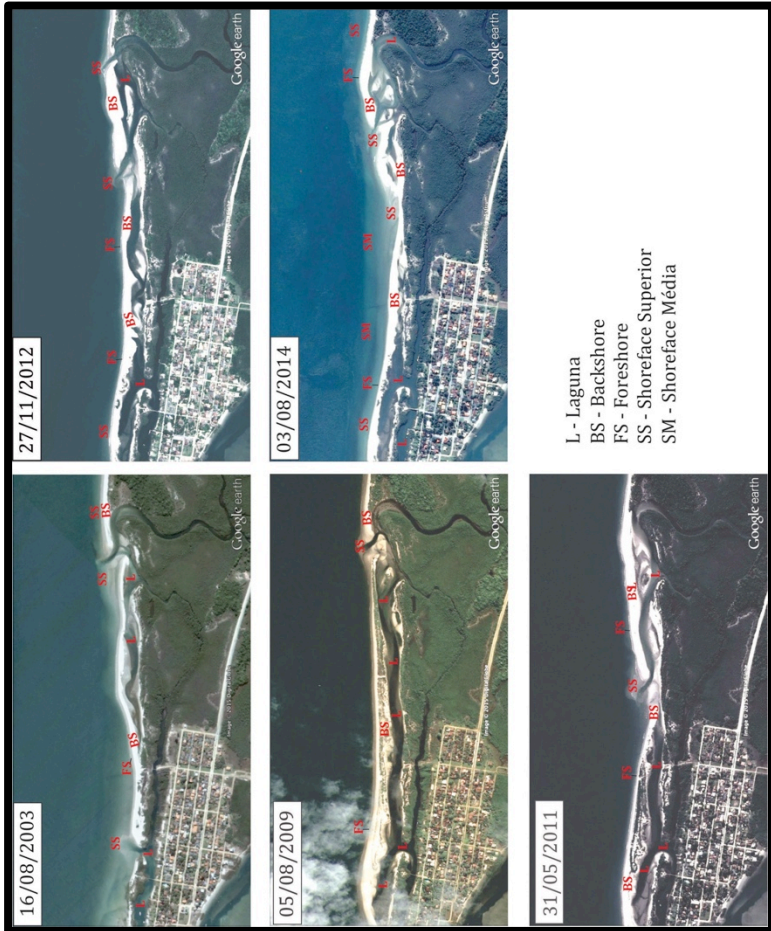
**Figura 96 - Imagens de satélite da praia do Forte com destaque para as zonas morfológicas de ambientes marinhos rasos dominados por ondas e influenciados por maré.**



Fonte: Google Earth.

A Figura 97 ilustra cinco recortes temporais da praia do Capri, que contemplam as porções distais de migração dos esporões. Na citada figura, observa-se o estabelecimento de alta dinamicidade morfológica dos ambientes deposicionais.

**Figura 97 - Imagens de satélite da praia do Capri com destaque para as zonas morfológicas de ambientes marinhos rasos dominados por ondas e influenciados por maré.**



Fonte: Google Earth.

Nestas porções de desenvolvimento dos esporões notam-se sucessivas interrupções no transporte sedimentar por canais, que ocasionaram o rompimento da barreira. Os canais indicam a erosão das fácies inseridas nas zonas de *backshore*, *foreshore* alcançando a zona de *shoreface* superior.

O desenvolvimento dos esporões ocorreu com sucessivas migrações das feições em zonas de *shoreface* superior e média, conforme visualizado na imagem do dia 03/08/2014.

As lagunas na retrobarreira dos esporões são alongadas, rasas e estreitas, com a presença de canais que romperam a barreira (esporão) e as fácies formadas em *foreshore* e *backshore*.

Outrossim, nas mesmas figuras, é possível observar que, quando o esporão arenoso possui maior largura as fácies associadas ao *backshore*, encontram-se mais desenvolvidas. Neste momento, ocorre o incremento de altitude do ambiente, por retrabalhamento eólico e a consolidação de depósitos eólicos no topo da feição. Por vezes, os depósitos eólicos encontram-se recobertos por vegetação gramínea e arbustiva de restinga. O estabelecimento da vegetação, garante incipiente estabilidade aos esporões arenosos e a manutenção da laguna retrobarreira. Contudo, os esporões mostraram-se muito alterados ou erodidos nos anos subsequentes, após o recobrimento da vegetação de restinga.

A dinâmica supracitada, não possibilita o desenvolvimento de amplas fácies deposicionais eólicas, visto que a dinâmica do ambiente ocasiona sucessivos retrabalhamento dos depósitos pré-existentes. Deve ser ressaltado ainda o recobrimento por vegetação gramínea e arbustiva que impede ou dificulta o desenvolvimento dos depósitos eólicos após a zona de *backshore*.

## 6.2 INTERPRETAÇÃO DAS SONDAGENS E TESTEMUNHOS

Primeiramente deve ser ressaltado que técnicas clássicas de obtenção de testemunhos indeformados foram aplicadas na identificação do substrato pleistocênico da área de estudo. Não obstante, o resultado foi pouco satisfatório.

Conforme relatado no capítulo 4, referente aos materiais e métodos, as técnicas utilizando o vibrotestemunhador (*vibracore*) não se mostraram efetivas, com pequena penetração no pacote sedimentar. Diversas tentativas com tubos de diferentes composições (PVC - policloreto de vinil, alumínio e aço), bem como



de espessuras de paredes (1,2 mm, 0,9 mm, 0,7 mm) foram empregadas sem sucesso.

A técnica de obtenção de testemunhos à percussão manual se mostrou mais efetiva, contudo, a sondagem não obteve o alcance esperado. As sondagens à percussão com tubos de PVC atingiram somente 1 m de profundidade, com ruptura do tubo. Desta maneira, optou-se por sondagens com tubos de alumínio com espessura de parede de 1,2 mm. As sondagens com os tubos de alumínio permitiram a obtenção de sedimentos para datação por LOE em profundidades de até 4,5 m e a coleta para análise granulométrica. Todavia, as sondagens à percussão manual ocasionaram a compactação do material no interior do tubo e impediram a descrição de estruturas sedimentares.

Diante do exposto, a Figura 98, Figura 99 e Figura 100, ilustram as características granulométricas dos testemunhos à percussão manual. As sondagens abrangeram as camadas situadas no topo da barreira pleistocênica, identificadas como depósitos eólicos associadas às radarfácies 5E, conforme ilustrado na Figura 95.

Nas figuras supracitadas, observa-se que o perfil estratigráfico é composto basicamente por areia fina e média, de coloração amarelo escuro e marrom. Na base do perfil, em profundidades superiores a 3,8 m ocorrem camadas homogêneas de areia média.

Com relação ao desvio-padrão, que evidencia o grau de seleção dos sedimentos, observou-se uma variação de pobremente selecionado para os sedimentos finos (silte e argila) a moderadamente selecionado para os sedimentos arenosos.

O grau de assimetria possui variação de assimetria muito negativa a moderadamente simétrica. Ao longo de todos os perfis ocorre a predominância do grau de assimetria muito negativa, indicando uma tendência de cauda para os sedimentos mais grosseiros.

A curtose possui variação de extremamente leptocúrtica a muito leptocúrtica. Observa-se o predomínio dos valores de curtose indicando a classe muito leptocúrtica como a mais comum entre as areias finas. Nas areias médias, ocorre o predomínio da classe extremamente leptocúrtica. Os valores de curtose identificados indicam um alto grau de agudez do pico, nas curvas de distribuição

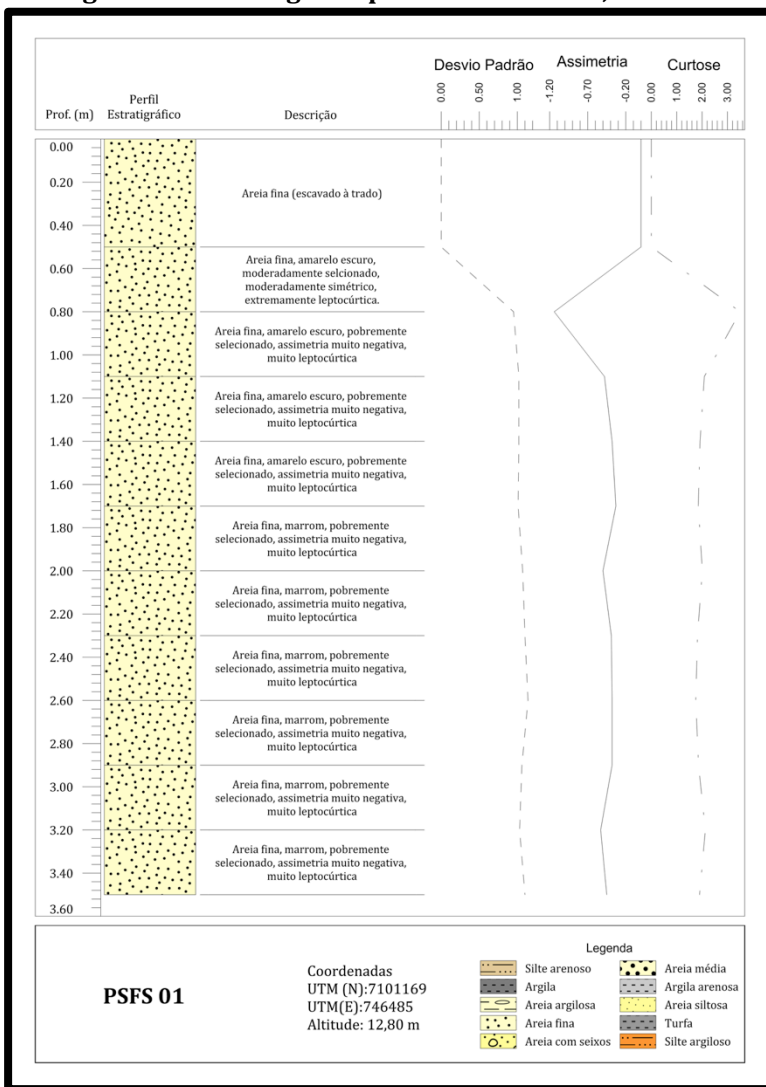
granulométrica, indicando baixo espalhamento nas caudas de distribuição.

Com relação aos dados granulométricos dos depósitos eólicos pleistocênicos da área de estudo, os valores e as características identificadas possuem similaridade com os depósitos eólicos de idade holocênica descritos por Zular (2011), ao longo da praia Grande, na ilha de São Francisco do Sul. De acordo com Zular (2011), os depósitos das dunas frontais (*foredunes*) situadas na praia Grande são classificados como areia média, moderadamente selecionados, com assimetria aproximadamente simétrica a negativa.

Ainda de acordo com Zular (2011), os depósitos do campo de dunas parabólicas (*paleodunes*) são constituídos por areia média, moderadamente selecionada e aproximadamente simétrica. O autor ainda relatou que os depósitos dos cordões praias (*beach ridges*) possuem granulometria mais fina, constituído por areia fina, bem selecionada e aproximadamente simétrica.

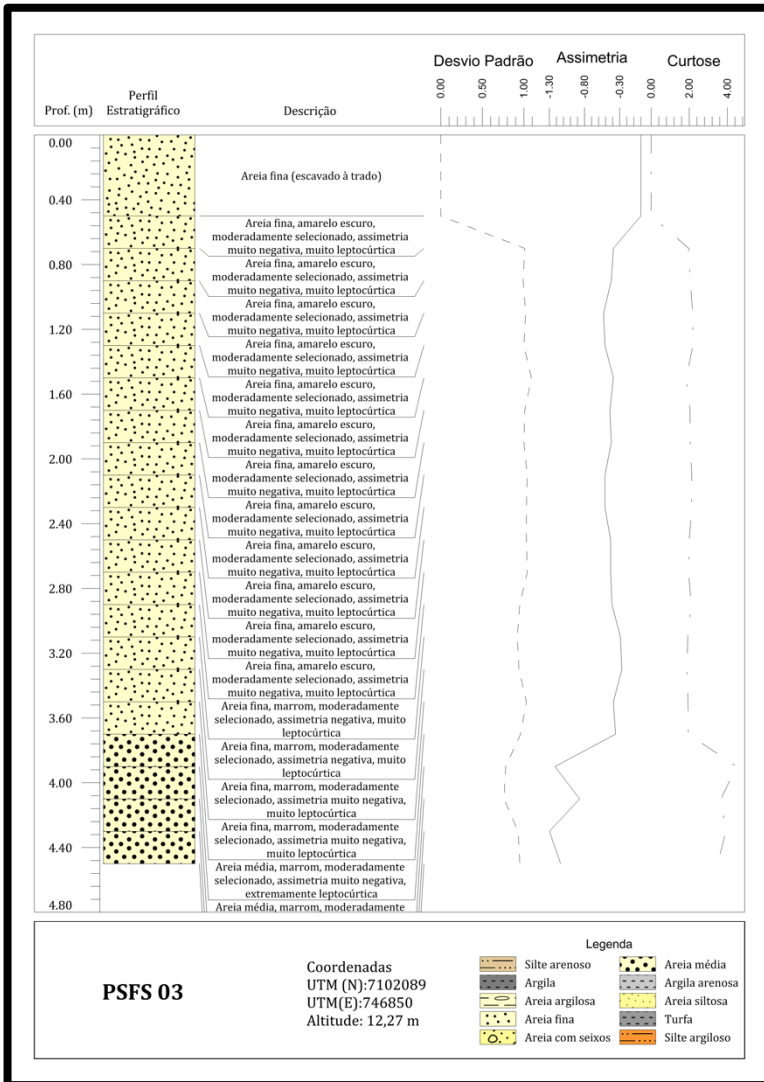
Na barreira holocênica, de acordo com Zular (2011), os depósitos eólicos possuem composição arenosa mais grosseira e tendência aos sedimentos mais grossos, quando comparado aos cordões praias (*beach ridges*). O autor relatou que a formação dos depósitos eólicos ocorreu com o retrabalhamento local dos sedimentos na zona de *backshore*, ocasionado por incidência de ventos mais intensos, em determinado período no Holoceno.

**Figura 98 – Sondagem à percussão manual, PSFS 01.**



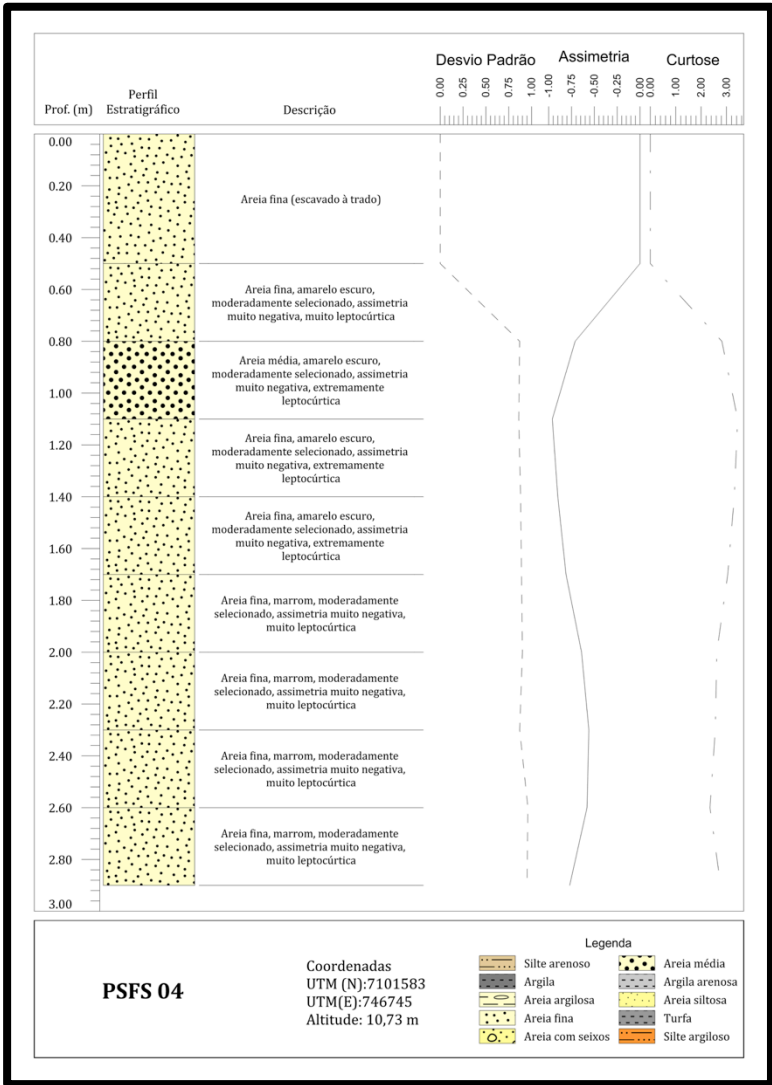
Fonte: do autor.

Figura 99 – Sondagem à percussão manual, PSFS 03.



Fonte: do autor.

**Figura 100 – Sondagem à percussão manual, PSFS 04.**



Fonte: do autor.

Com o intuito de caracterizar a composição granulométrica de todo o perfil do radargrama, foram adquiridas sondagens pelo método SPT, cedidas por empresas de geotecnia da região de Joinville. As sondagens foram correlacionadas com os radargramas para obtenção dos aspectos granulométricos das radarfácies (Figura 32).

Conforme observado nos radargramas exibidos na Figura 90, Figura 92, Figura 93, o emprego das sondagens SPT possibilitou a identificação da composição das radarfácies até 31 m de profundidade.

Ao avaliar a Figura 101, Figura 102 e Figura 103, referente aos perfis de sondagens SPT, observa-se que entre a profundidade de 6 e 10 m ocorre uma resistência média à elevada à penetração, indicando um alto grau de compactidade das areias. Esta característica, impossibilitou ou limitou o emprego das demais técnicas de sondagens supracitadas.

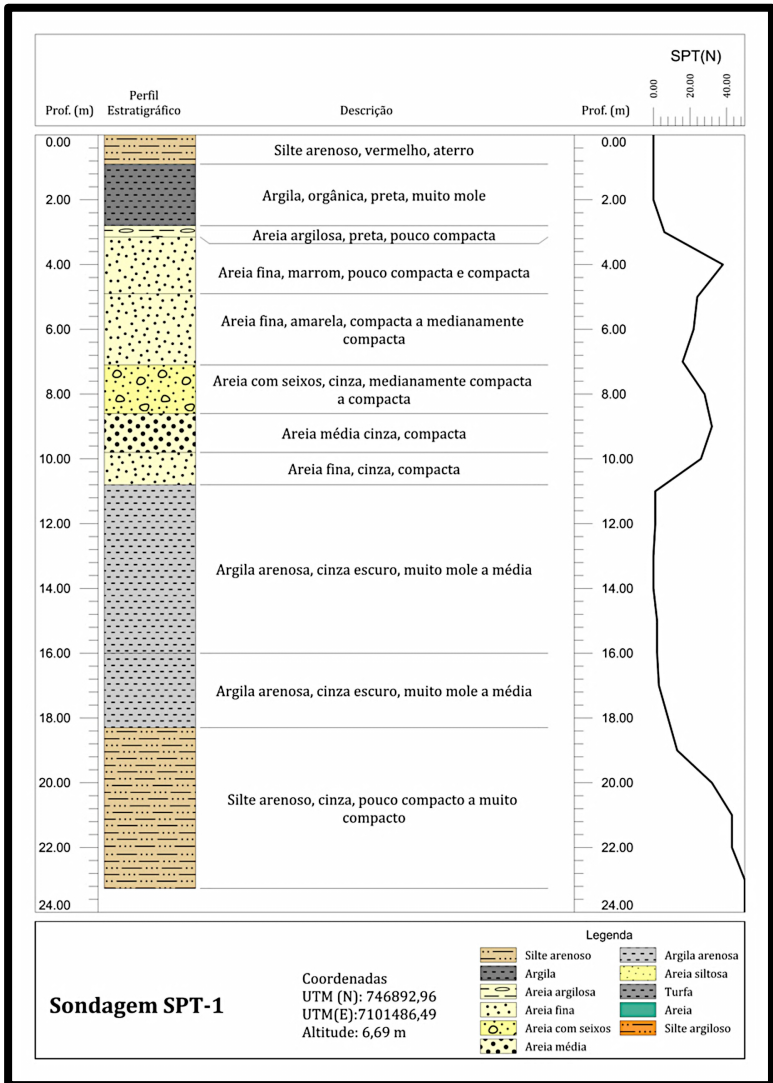
Na Figura 104 encontra-se ilustrada a interpretação dos perfis das sondagens SPT com a ocorrência de similaridades ao longo dos perfis analisados, com três camadas deposicionais distintas.

A primeira camada basicamente é composta por areia fina a média com profundidades variando de zero no topo e 6 a 13 m na base da camada e os níveis de resistência (SPT N) variam de médio a alto (compacta a muito compacta). No perfil SPT-1 ocorre uma maior variação granulométrica nas camadas iniciais, com presença de camadas argilosas e areias com presença de seixos.

A segunda camada é constituída por argilas arenosas, com espessura variando de 3 a 7 m. Os níveis de resistência decrescem abruptamente ao longo das camadas de composição argilosa, classificados como de baixa resistência (muito mole a média).

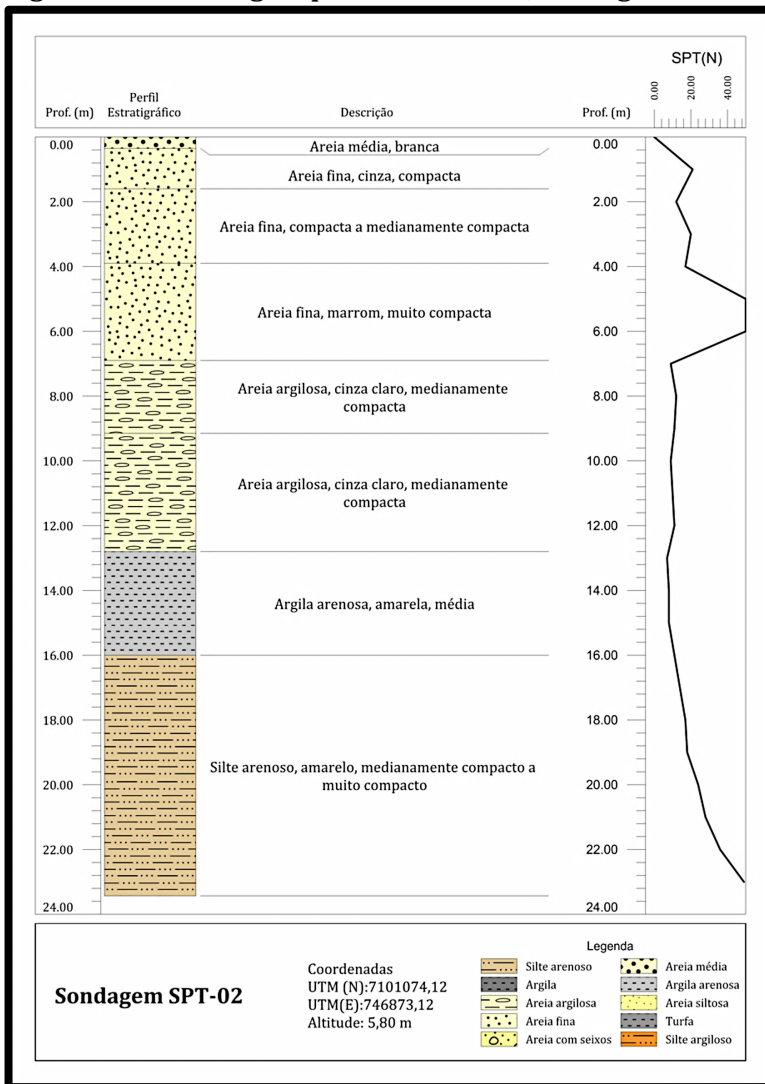
A terceira camada constituída basicamente por silte arenoso e silte argiloso possui profundidades no topo da camada variando de 11 a 18 m e espessura superiores a 18 m. Essas camadas evidenciam um significativo aumento de resistência à penetração indicando um alto grau de compactidade e de consistência dos sedimentos.

**Figura 101 – Sondagem pelo método SPT, sondagem SPT-01.**



Fonte: do autor.

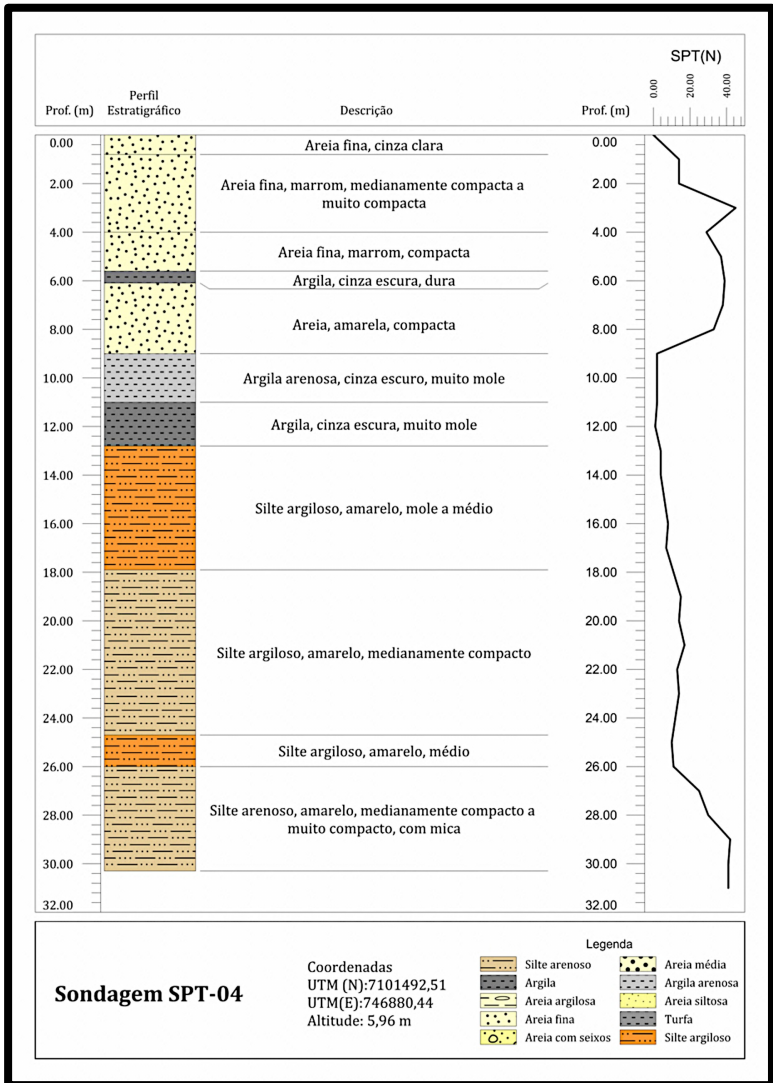
**Figura 102 – Sondagem pelo método SPT, sondagem SPT-02.**



Fonte: do autor.

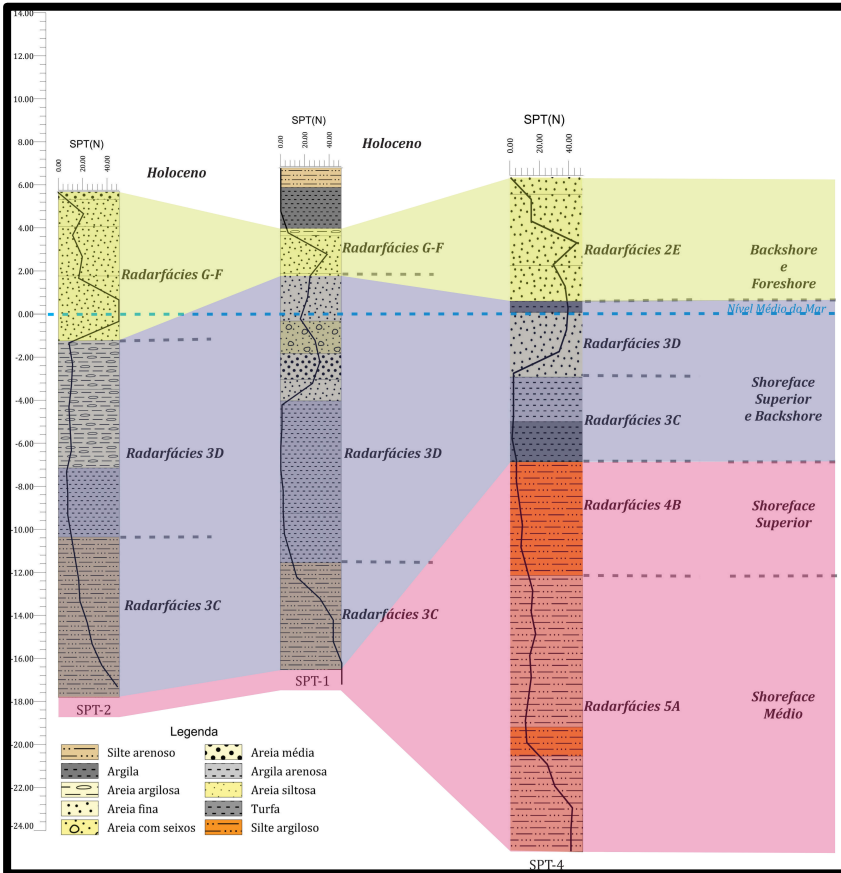


**Figura 103 – Sondagem pelo método SPT, sondagem SPT-04.**



Fonte: do autor.

**Figura 104 – Interpretação das sondagens SPT.**

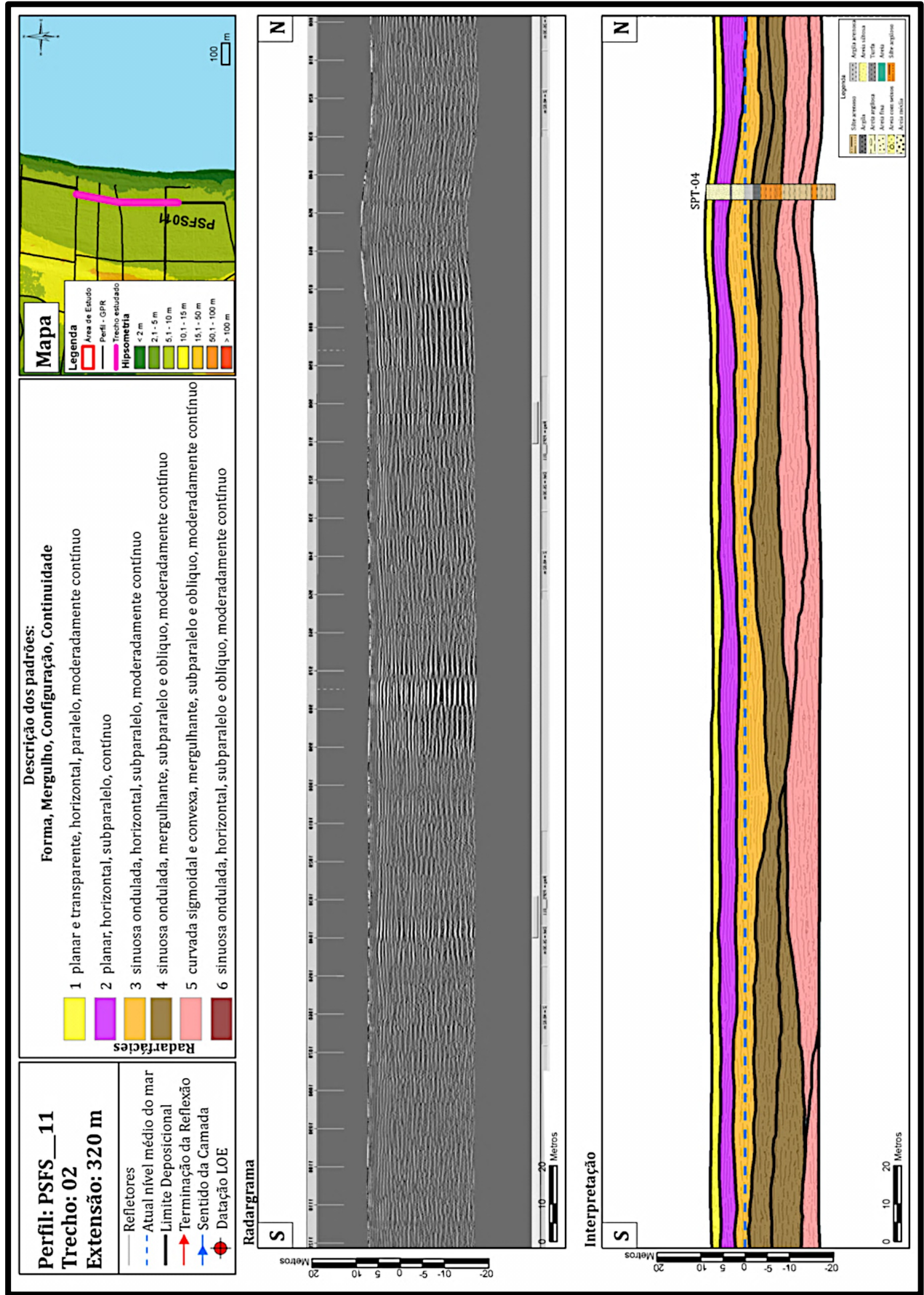


Fonte: do autor.

A Figura 105, Figura 106 e Figura 107 ilustram a localização das sondagens SPT ao longo dos perfis de Georradar e a relação das radarfácies interpretadas com as camadas identificadas nas sondagens.

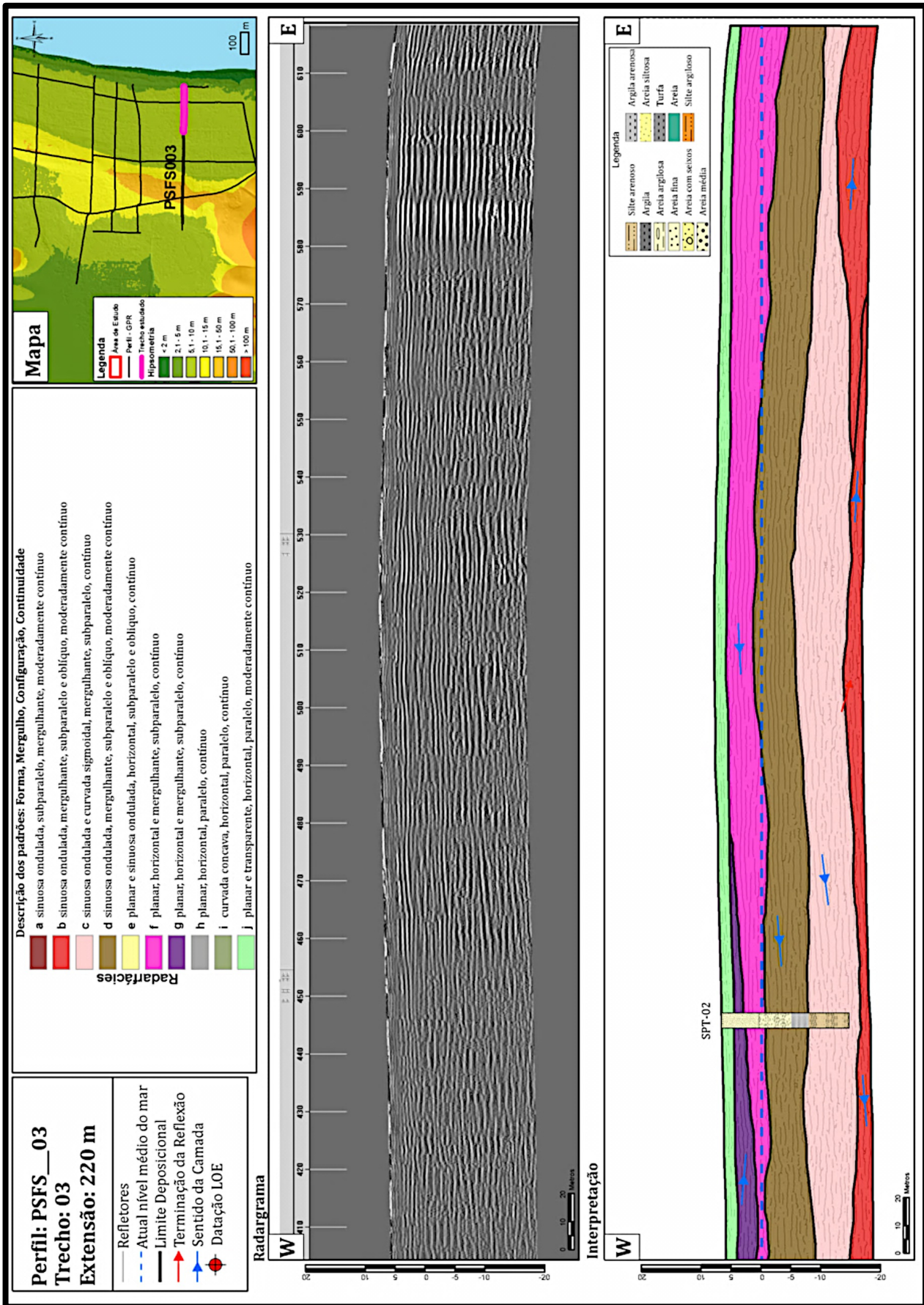
A correlação dos dados oriundos das sondagens (à percussão manual e SPT) com as zonas de ambientes marinhos rasos podem ser observadas na Figura 108. A referida figura, alusiva ao perfil de Georradar PSFS-07, demonstra a correlação das radarfácies, faixa de idade, composição granulométrica e do ambiente deposicional das unidades geológicas da área de estudo.

Figura 105 – Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido sul-norte, PSFS-11, trecho 2.



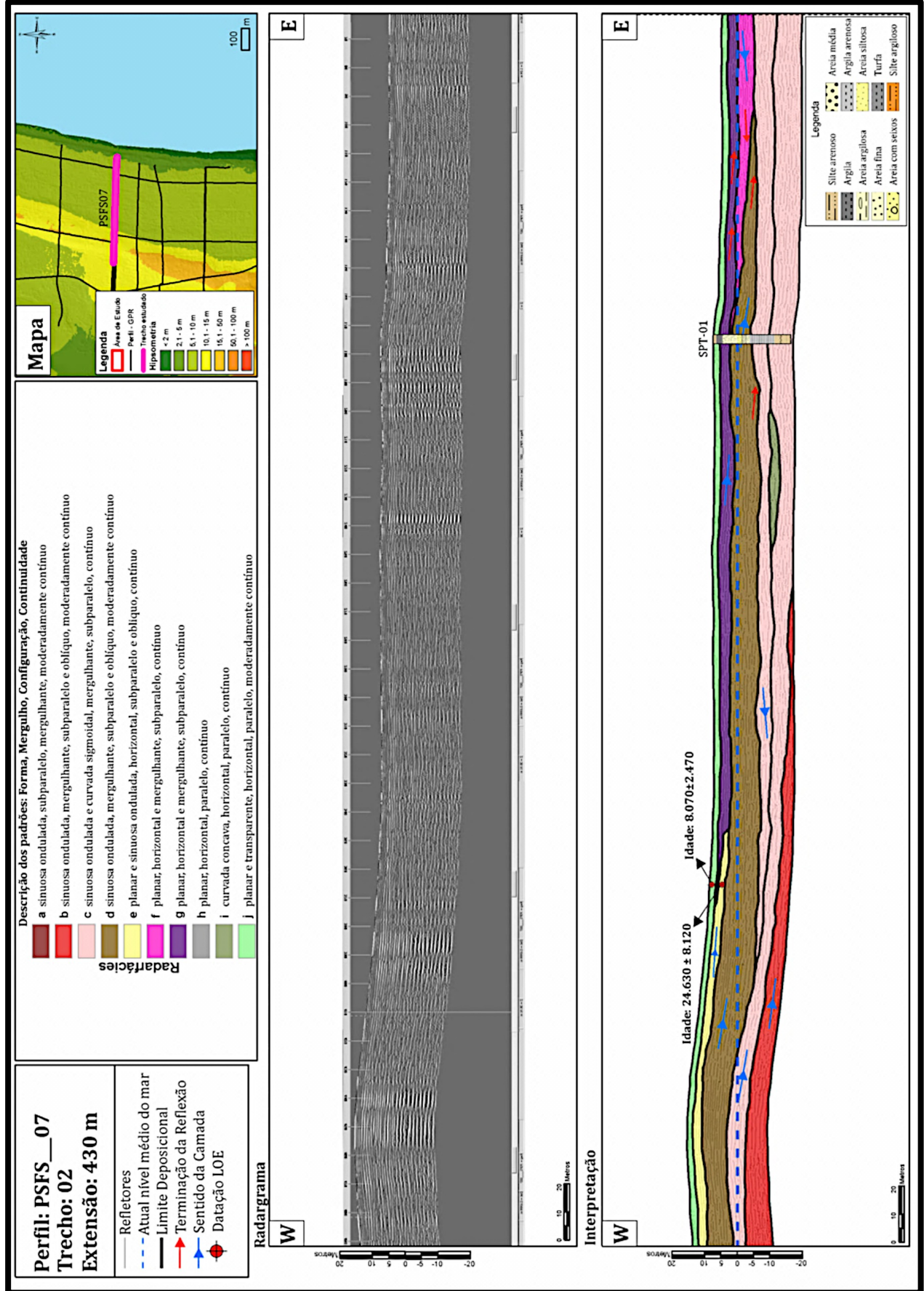
Fonte: do autor.

Figura 106 – Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido oeste-leste, PSFS-03, trecho 3.



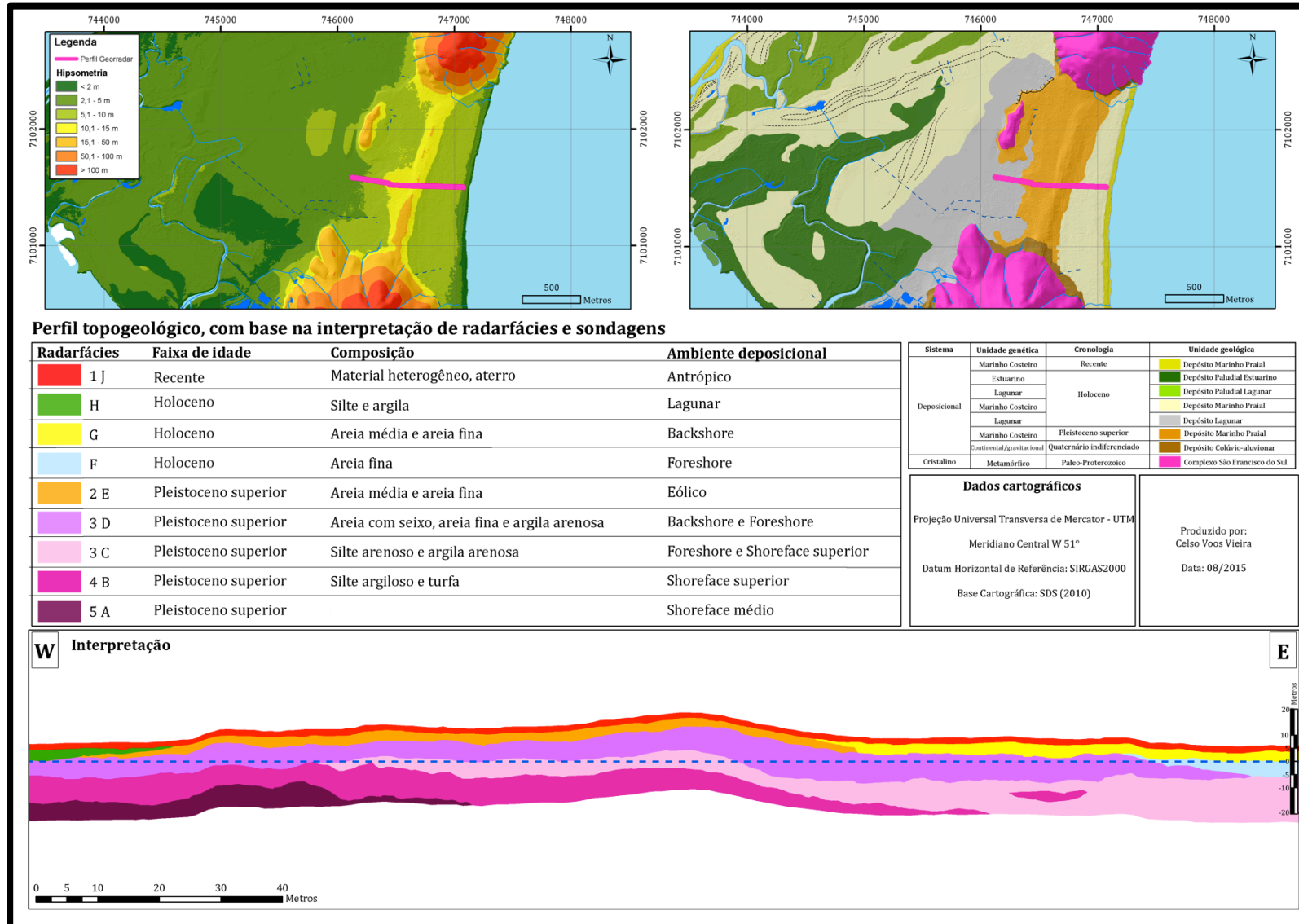
Fonte: do autor.

Figura 107 - Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido oeste-leste, PSFS-07, trecho 2.



Fonte: do autor.

Figura 108 – Perfil topogeológico com base na interpretação de radarfácies e sondagens.



Fonte: do autor.

## 7 DATAÇÃO ABSOLUTA E RELATIVA DOS DEPÓSITOS PLEISTOCÊNICOS COSTEIROS

Este capítulo visa apresentar e descrever as datações absolutas e relativas associadas aos depósitos costeiros da área de estudo e correlacioná-las com as curvas de variação do nível relativo do mar durante o Pleistoceno superior.

Para o presente estudo foram realizadas sete datações pelo método de Luminescência Opticamente Estimulada -LOE (Tabela 19). Para a determinação das idades dos sedimentos foi utilizado o protocolo SAR, com a utilização de 5 e 10 alíquotas, ou seja, com a realização de 5 e 10 curvas de calibração do sedimento para a determinação da faixa idade.

Foram executadas quatro coletas em profundidades de 0,5 m para caracterizar o topo do depósito pleistocênico e três coletas com profundidades variando de 2,8 a 4,5 m com intuito de obter a idade das camadas sotopostas.

Conforme descrito por Madsen & Murray (2009) a análise da dispersão das doses acumuladas (Gy) pode auxiliar na interpretação das idades, com a indicação de períodos de retrabalhamento dos sedimentos, seguido de ciclos de estabilização e reativação. Ou mesmo erros nas taxas das doses acumuladas ocasionadas por lixiviação.

Diante do exposto foi realizada a análise das medidas de tendência central e de variação das doses acumuladas (Gy) para todas as amostras da pesquisa. Os resultados individuais encontram-se no Anexo II e as estatísticas gerais podem ser apreciadas na Figura 109, Figura 110, Figura 111, Figura 112 e na Tabela 20.

Conforme os dados de variação das doses acumuladas (Gy) (Tabela 20 e Figura 109) observa-se que as amostras das camadas mais superficiais (0,5 m) possuem menor desvio-padrão quando comparadas às amostras de maior profundidade.

Todavia, quando analisado o coeficiente de variação, que expressa a variação (em porcentagem) do desvio-padrão em torno da média, observa-se uma situação inversa. A inversão explica-se pelo baixo valor médio de dose acumulada (Gy) dos sedimentos mais superficiais.

**Tabela 19 – Resultados das datações por LOE para os depósitos pleistocênicos situados na área de estudo.**

Código Laboratório	UTM (N)	UTM (E)	Amostra	Profundidade de coleta (m)	Altitude (m)	Alíquotas	Dose anual ( $\mu\text{Gy}/\text{ano}$ )	Dose acumulada (Gy)	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Idade (anos)
4099	7101169	746485	PSFS-01a	0,5	12,8	10	750 $\pm$ 85	9,9 $\pm$ 1,5	4,290 $\pm$ 0,154	0,904 $\pm$ 0,287	0,003 $\pm$ 0,001	13.325 $\pm$ 2.200
4316			PSFS-01b	3,65	9,65	5	790 $\pm$ 90	37,6 $\pm$ 2,7	3,410 $\pm$ 0,123	0,991 $\pm$ 0,270	0,090 $\pm$ 0,013	47.550 $\pm$ 7.900
4100	7102170	747128	PSFS-02a	0,5	6,3	10	1225 $\pm$ 70	14,3 $\pm$ 2,5	6.320 $\pm$ 0,228	1,446 $\pm$ 0,092	0,199 $\pm$ 0,029	11.650 $\pm$ 1.250
4101	746850	7102089	PSFS-03a	0,5	12,27	10	1725 $\pm$ 80	23,7 $\pm$ 4,7	10,377 $\pm$ 0,374	2,325 $\pm$ 0,496	0,174 $\pm$ 0,025	13.750 $\pm$ 2.140
4315			PSFS-03b	4,5	8,27	5	1.700 $\pm$ 150	63,8 $\pm$ 7,7	9.984 $\pm$ 0,359	2,762 $\pm$ 0,444	0,057 $\pm$ 0,008	37.600 $\pm$ 5.200
4102	746745	7101583	PSFS-04a	0,5	10,73	10	850 $\pm$ 215	6,8 $\pm$ 1,0	4,154 $\pm$ 0,150	0,914 $\pm$ 0,731	0,106 $\pm$ 0,015	8.070 $\pm$ 2.470
4314			PSFS-04b	2,8	9,93	5	810 $\pm$ 2220	19,9 $\pm$ 1,2	3,977 $\pm$ 0,143	1,108 $\pm$ 0,816	0,032 $\pm$ 0,005	24.630 $\pm$ 8.120

Fonte: do autor.

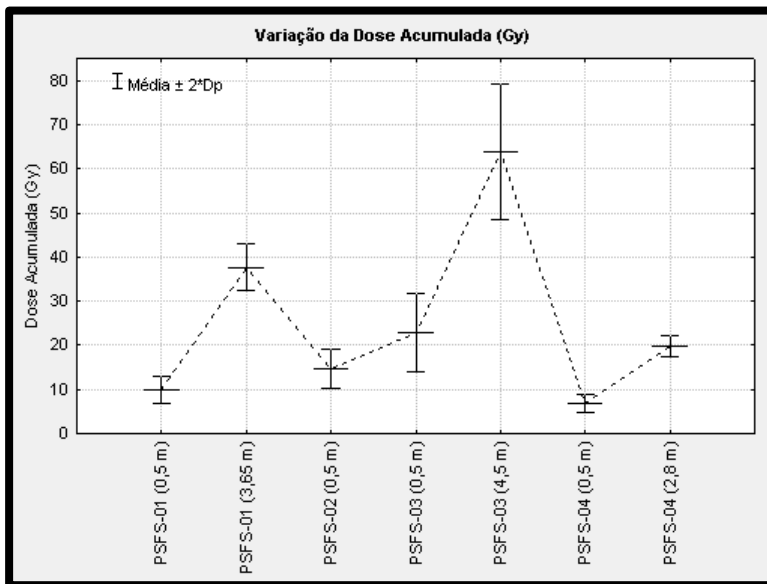
**Tabela 20 – Estatística descritiva para análise das variações das doses anuais (Gy) das idades obtidos por LOE.**

Código Laboratório	Amostra	Profundidade de coleta (m)	Altitude (m)	Alíquotas	Média (Gy)	Mínimo (Gy)	Máximo (Gy)	Desvio padrão (Gy)	Coefficiente de variação (%)
4099	PSFS-01a	0,5	12,8	10	9,90	7,60	12,10	1,53	15,48
4316	PSFS-01b	3,65	9,65	5	37,64	33,80	40,70	2,65	7,06
4100	PSFS-02a	0,5	6,3	10	14,76	10,60	17,60	2,23	15,15
4101	PSFS-03a	0,5	12,27	10	22,98	18,50	29,90	4,44	19,32
4315	PSFS-03b	4,5	8,27	5	63,86	54,20	72,70	7,69	12,06
4102	PSFS-04a	0,5	10,73	10	6,94	5,40	8,60	0,99	14,26
4314	PSFS-04b	2,8	9,93	5	19,90	18,60	21,70	1,22	6,16

Fonte: do autor.



**Figura 109 – Dispersão das doses acumuladas (Gy) para as amostras coletadas.**



Fonte: do autor.

Diante do exposto, o coeficiente de variação das amostras superficiais variam de 14,26 a 19,32% em torno da média da dose acumulada (Gy), enquanto que as amostras mais profundas possuem variação de 6,16 a 12,06% em torno da média, ou seja, menor variação percentual.

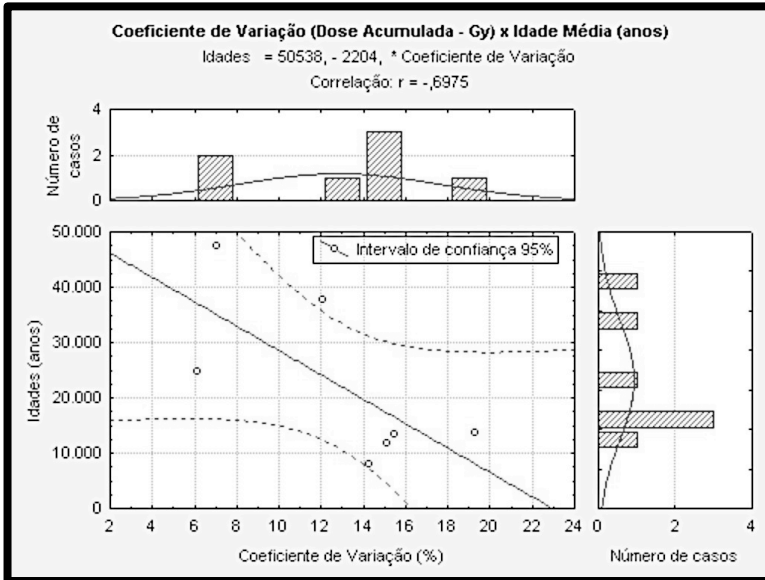
A Figura 110 ilustra a correlação linear entre o coeficiente de variação das doses acumuladas (Gy) de radiação ionizante e o resultado das idades médias obtidas por LOE. Nessa figura, fica evidente a correlação negativa forte entre os parâmetros analisados, indicando que, a maior a idade dos sedimentos está associada à uma menor variação da dose acumulada de radiação ionizante (Gy).

Contudo, deve ser ressaltado que essa premissa não pode ser extrapolada para nenhuma outra amostra além das analisadas. Visto que a intensidade de luz emitida para uma dose fixa de radiação, varia entre grãos de uma mesma amostra. Essa diferença de sensibilidade entre grãos é determinada por variações no tipo e quantidade dos defeitos cristalinos, os quais estão ligados à origem e história deposicional do mineral (SAWAKUCHI *et al.*, 2011). Deste

modo, a análise de correlação e a regressão linear obtida são válidas, única e exclusivamente para o conjunto de amostras (alíquotas) analisadas.

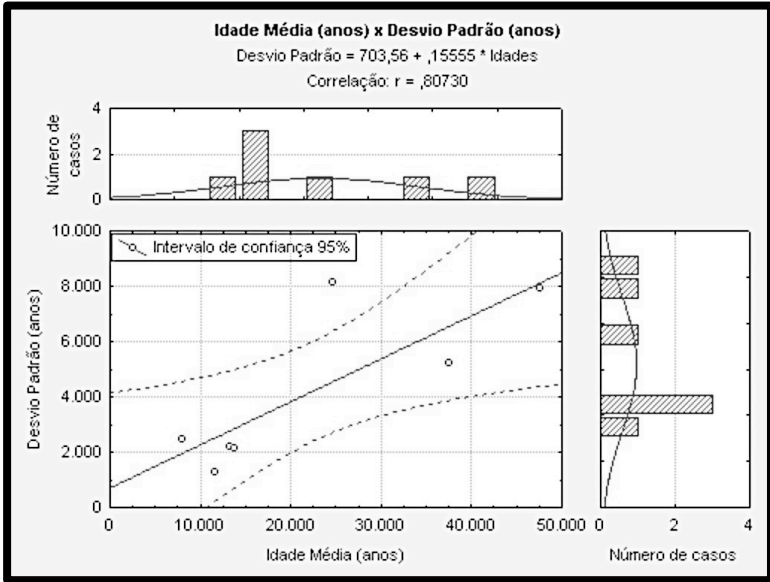
A Figura 111 ilustra a análise de correlação linear realizada entre a idade média em anos (AP) e o desvio-padrão das idades, obtidas com a aplicação do método LOE.

**Figura 110 – Correlação entre o coeficiente de variação doses acumuladas de radiação ionizante (Gy) e a idade média (AP).**



Fonte: do autor.

**Figura 111 – Correlação entre a idade média (AP) e o desvio-padrão das idades obtidas.**

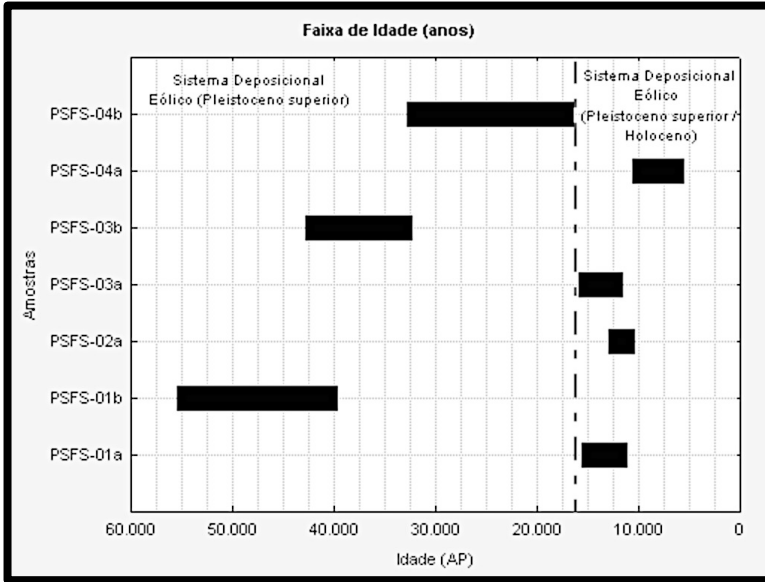


Fonte: do autor.

Nota-se uma correlação linear positiva forte entre os fatores analisados. Deste modo, entende-se que, quanto maior à idade dos sedimentos ocorre maiores níveis de desvio-padrão do mesmo. Deste modo, na Figura 111, constata-se que as amostras com menor idade média possuem menor desvio-padrão.

Por fim, na Figura 112 encontram-se distribuídos os valores médios de idade juntamente com a faixa de desvio-padrão associadas às amostras. Deste modo, observa-se o resultado da idade média e os níveis de acurácia (faixa de idade) estabelecida pelo método LOE. Neste sentido, constata-se que as amostras coletadas nas camadas mais inferiores no sistema deposicional eólico, possuem idades mais remotas e maiores faixas de idade ou de desvio-padrão. Neste sentido, observa-se que o sistema deposicional eólico em maiores profundidades (de 2,8 a 4,5 m), possuem faixas de idades com variação de 55.450 a 16.510 anos AP, inseridas no Pleistoceno superior.

**Figura 112 – Relação entre a faixa de idade em anos (AP) das amostras e o sistema deposicional associado.**



Fonte: do autor.

Já as amostras pertencentes ao sistema deposicional eólico superficial (profundidade de 0,5 m), possuem idades mais recentes e menor faixa de idade (desvio-padrão). As faixas de idades compreendem o final do Pleistoceno superior e o início do Holoceno, com variação de 15.890 a 5.600 anos AP.

## 7.1 CORRELAÇÃO DAS IDADES ABSOLUTAS COM CURVAS DE VARIAÇÕES EUSTÁTICAS

As variações eustáticas e o espaço de acomodação ou sedimentação disponível, torna-se fundamental o posicionamento das faixas de idade com as propostas de curvas de variação do nível relativo do mar (NRM). A partir das curvas delineadas para o Pleistoceno superior, foi realizado o posicionamento das unidades deposicionais na história das variações do NRM em escala global.

Neste sentido, ao considerarmos a relação entre as radarfácies, as características granulométricas e a situação topográfica foi possível associar o desenvolvimento dos ambientes

deposicionais com as curvas globais de variação do NRM, conforme a Figura 113 e Figura 115.

A Figura 113 demonstra a tentativa de correlacionamento das faixas de idades das datações LOE e das radarfácies, com a curva proposta por Hobbs *et al.* (1998) para os últimos 200.000 anos AP.

As zonas dos ambientes marinhos rasos possuem idades correlacionáveis com o Estágio Isotópico Marinho 5e, mundialmente aceito como o último período interglacial no Pleistoceno. As datações por LOE dos depósitos eólicos identificados na Figura 113 indicam um retrabalhamento dos sedimentos marinhos costeiros em um período no qual o NRM estava posicionado no mínimo 80 m abaixo do atual nível.

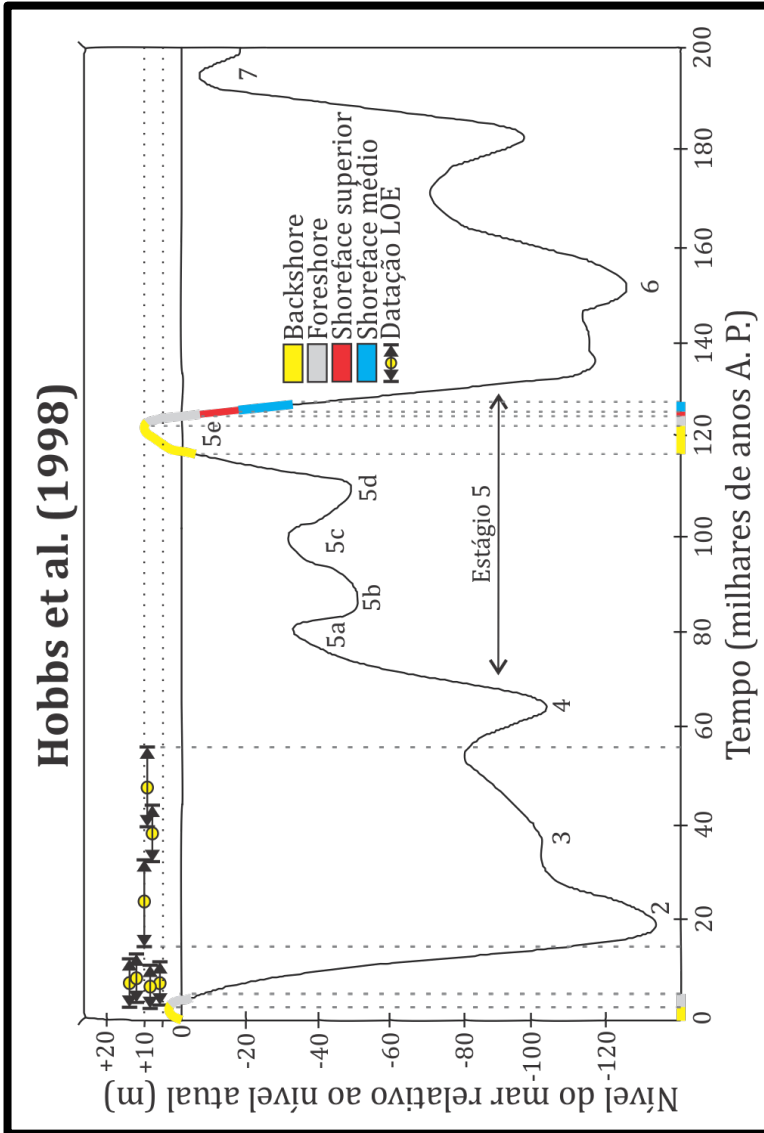
Em uma nova proposta, Rabineau *et al.* (2006) confeccionaram um modelo de curva de variação do NRM, contemplando as variações de inúmeras propostas, conforme ilustrado na Figura 114. De posse dos dados e após correções de efeitos tectônicos (subsidiências e soerguimentos), compactação de sedimentos e efeitos da glacio-hidro eustasia, os autores propuseram uma nova curva de variação global do nível do mar para os últimos 500.000 anos AP (Figura 115).

As zonas de ambiente marinho raso identificadas foram correlacionadas com as informações de variação do NRM proposto Rabineau *et al.* (2006). De maneira geral, observa-se a mesma tendência, com a indicação de início da formação da barreira pleistocênica, estabelecida em nível relativo do mar abaixo do atual (em fase de elevação) e durante o máximo interglacial do Estágio Isotópico Marinho 5e.

Os ambientes eólicos que recobrem a barreira pleistocênica, de acordo com as idades por LOE, posicionaram-se em momentos onde o NRM encontrava-se abaixo do atual.

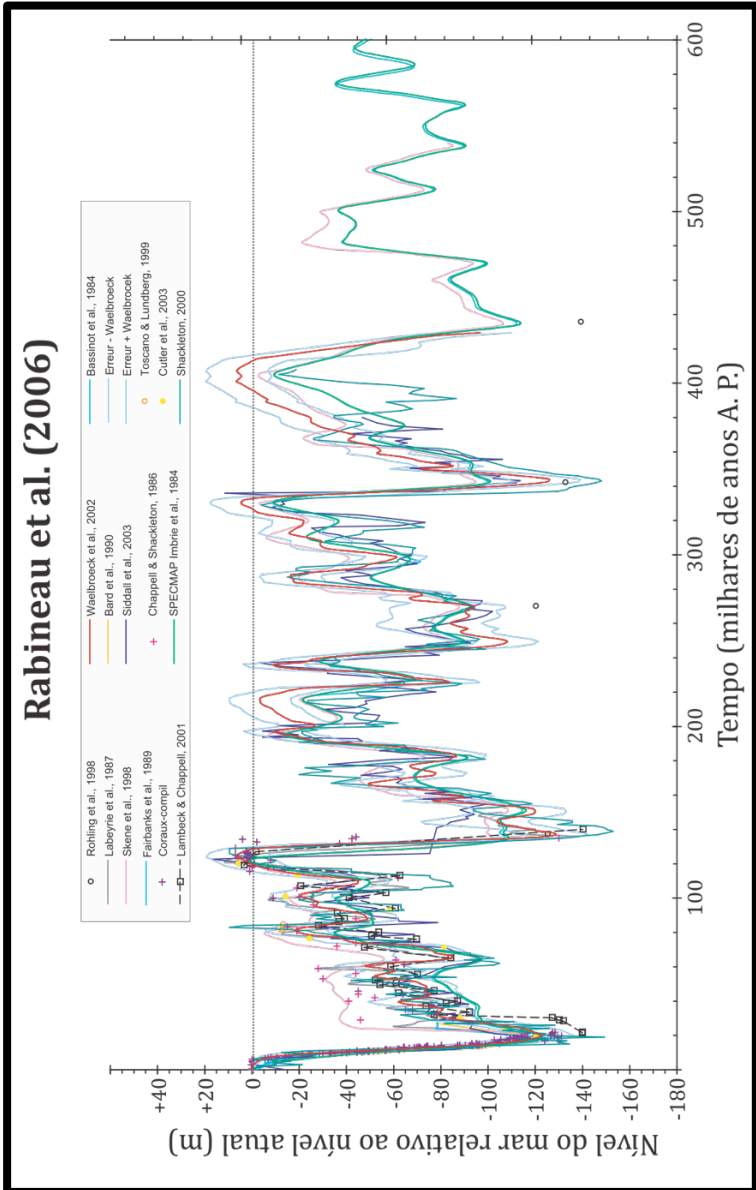
Em ambas propostas de curvas de variação do nível relativo global do mar (HOBBS *et al.*, 1998; RABINEAU *et al.*, 2006), as idades das zonas dos ambientes marinhos costeiros (ou sistema deposicional marinho costeiro) da área de estudo possuem melhor enquadramento no Estágio Isotópico Marinho 5e.

Figura 113 - Faixas de idades das datações LOE e radarfácies sobre a curva de variação do NRM de Hobbs *et al.* (1998).



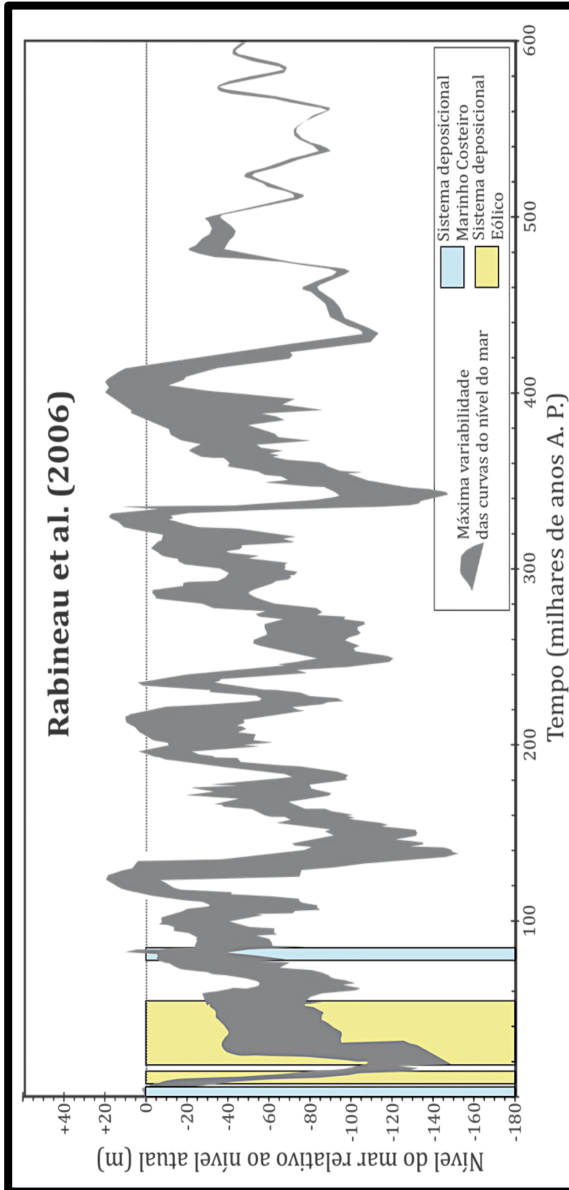
Fonte: adaptado de Hobbs *et al.* (1998).

**Figura 114 – Proposta de curva de variação do NRM de Rabineau *et al.* (2006).**



Fonte: adaptado de Rabineau *et al.* (2006).

**Figura 115 - Posicionamento dos sistemas deposicionais sobre curva de variação do NRM de Rabineau *et al.* (2006).**



Fonte: adaptado de Rabineau *et al.* (2006).



Contudo, o ambiente deposicional eólico enquadra-se em momentos de nível relativo do mar, no mínimo 40 m abaixo do atual (no Estágio Isotópico Marinho 3), atingindo valores de -100 m no Estágio Isotópico Marinho 2. Deve ser ressaltado que, nas fases de NRM abaixo do atual, extensas áreas da plataforma ficaram expostas à ação eólica. Nesta situação, possivelmente ocorreu o retrabalhamento dos sedimentos previamente depositados, em duas fases, entre 55.450 e 16.510 anos AP e 15.890 a 5.600 anos AP.

Todavia, com a evolução das pesquisas estratigráficas nas últimas décadas, vários autores sugerem a possibilidade de estágios mais elevados do NRM durante o Estágio Isotópico Marinho 3. Em geral, com base na identificação de registros de ambientes estuarinos (MURRAY-WALLACE *et al.*, 1993; RODRIGUEZ *et al.*, 2000; HANEBUTH *et al.*, 2006; OSTERBERG, 2006).

Na região de ilha Bela, no canal de São Sebastião, no estado de São Paulo, Klein (2005) identificou vestígios de um nível relativo do mar mais elevado durante o Estágio Isotópico Marinho 3, aproximadamente seis metros abaixo do atual nível. As amostras de testemunho consistiam em lamas com foraminíferos e ostracodes, datadas por radiocarbono em 39.500 anos AP.

Mahiques *et al.* (2007), igualmente sugeriram que neste período o nível relativo do mar permanecia em um nível situado aproximadamente 10 m abaixo do nível atual, muito acima das curvas mundiais propostas para o período.

Angulo *et al.* (2008) novamente apontaram indícios para um nível mais elevado, com a identificação de feições lagunares na costa do estado do Paraná, datadas por radiocarbono em uma idade entre 40.400 a 30.000 anos AP. Igualmente, no Paraná, Veiga (2005) indicou posições do nível do mar situado entre 13 a 12 m abaixo do nível atual, com idade de 40.600 anos A.P., consistindo em um material lamoso com foraminíferos típicos de ambientes mixohalinos.

Silva *et al.* (2014) na planície de Maricá, no estado do Rio de Janeiro, igualmente identificaram em sedimentos lagunares datados por radiocarbono, idades entre 45.125 e 47.567 anos AP em profundidades entre 14 e 19 m.

Por fim, durante o Holoceno, ocorreu um novo período de formação de ambientes deposicionais marinhos costeiros na área de estudo correlacionáveis com a curva de variação do NRM proposta por Angulo *et al.* (2002). Durante o período de elevação do NRM,

visualizaram-se na área de estudo depósitos marinhos costeiros formados em zonas de *foreshore* e ambientes lagunares, que ocasionaram a erosão dos depósitos pleistocênicos de menor altitude. Sobre os depósitos formados em zona de *foreshore*, visualizam-se depósitos associados a zona de *backshore*, formados em período de declínio do NRM até o nível atual. Nesta fase de queda do NRM ocorreu a progradação dos sistemas deposicionais, com a instalação de vários sistemas laguna-barreiras e a formação de esporões arenosos e ambientes lagunares estreitos e alongados na retrobarreira.

De maneira geral, pode-se inferir que os ambientes deposicionais da área de estudo possuem gênese associada à cinco episódios ao longo do Pleistoceno superior e do Holoceno.

O primeiro episódio remete a períodos do NRM abaixo do atual, em fase de glaciação relacionado ao Estágio Isotópico Marinho 6, com o estabelecimento de sistemas deposicionais de clima árido e semi-árido, inferido em áreas próximas por pesquisas de Maack (1947), Bigarella *et al.* (1961, 1965), Mendes, (1984), Angulo (2004), Bessa Jr (1996), Vieira (2008) e Vieira e Horn Filho (2012).

O segundo episódio está associado à elevação, estabilização e rebaixamento do NRM durante o Estágio Isotópico Marinho 5e, com a formação dos depósitos marinhos costeiros da barreira pleistocênica, em zonas de ambiente marinho raso.

O terceiro episódio associa-se ao desenvolvimento de depósitos eólicos em NRM abaixo do atual, nos estágios isotópicos marinhos 3 e 2, com o retrabalhamento dos depósitos pré-existentes em clima árido e semi-árido.

O quarto episódio está relacionado a uma nova fase de elevação e do máximo do NRM durante o Holoceno, com a erosão dos depósitos pleistocênicos de menor altitude e o desenvolvimento de depósitos associados às zonas de *foreshore* e *backshore* de ambientes marinhos rasos. Por fim, o quinto episódio remete ao mapeamento dos sistemas deposicionais com o NRM contemporâneo.

## 7.2 SÍNTESE DOS RESULTADOS DAS DATAÇÕES ABSOLUTAS E CORRELAÇÃO DAS CURVAS DE VARIAÇÃO EUSTÁTICAS

De acordo com Madsen & Murray (2009) as idades oriundas do LOE são acuradas e não há evidências sistemáticas de sub ou superestimação do método. Os autores (PRESCOTT & ROBERTSON, 1997; MURRAY & OLLEY, 2002; MADSEN & MURRAY, 2009) ainda concluíram que a técnica pode ser considerada uma confiável ferramenta cronológica para determinação da época de deposição de sedimentos em ambientes subaquosos costeiros e eólicos.

As radarfácies interpretadas como pertencentes aos ambientes deposicionais marinhos costeiros dominados por ondas e influenciados por maré, podem ser relacionadas com a variação do nível relativo do mar no Estágio Isotópico Marinho 5e. O topo das radarfácies associadas das zonas de *foreshore* e *backshore* possuem altitude média entre 8 e 9 m, que são correlacionáveis com o nível máximo interglacial de 120.000 anos AP, no Pleistoceno superior.

As idades de LOE associadas às radarfácies interpretadas como de ambientes eólicos que recobrem os esporões arenosos, possuem relação com o NRM abaixo do atual, com gênese associada ao retrabalhamento eólico das camadas pré-existentes.

Todavia, algumas considerações devem ser realizadas sobre o método de datação por LOE. Sallun *et al.* (2007) expuseram que a presença de minerais, nas formas de inclusões ou nas superfícies de grãos analisados por luminescência, pode afetar a idade obtida. Grãos minerais naturais podem exibir películas superficiais de óxidos e hidróxidos de ferro ou manganês e argilominerais, que podem obliterar parcialmente a passagem de luz solar (MURRAY & OLLEY, 2002). A presença de minerais acessórios (óxidos de ferro, titânio e zircônio), bem como de inclusões em grãos de quartzo, principalmente com concentração de U e Th, pode fornecer idades superestimadas.

Deve ser ressaltado que, mesmo durante o transporte eólico de grãos minerais ocorre atenuação de exposição à luz solar, mas os carregados por transporte subaquoso são mais problemáticos (MURRAY & OLLEY, 2002; SALLUN *et al.*, 2007), pois o efeito da luz incidente é praticamente neutralizado no primeiro metro de lâmina d'água.

As idades de sedimentos quaternários, obtidas por luminescência, representam o tempo decorrido após a última exposição dos grãos à luz solar. Desde que ela tenha sido suficiente para eliminação da luminescência adquirida previamente. Todavia, é difícil inferir se as idades correspondem a luminescência posterior à última deposição, exceto em amostras de depósitos com idades conhecidas por outros métodos de datação absoluta. São quatro os processos que podem “zerar” as idades de grãos de quartzo, pela eliminação total do sinal prévio de luminescência: formação de novo mineral por cristalização a partir do magma ou por processos bioquímicos, submissão do cristal à pressão, aquecimento de cristal até 200 a 500 °C ou exposição do cristal à luz solar (SALLUN *et al.*, 2007).

Autores como SALLUN *et al.* (2007), Guedes *et al.* (2011) e Sawakuchi *et al.* (2011) expuseram possíveis incoerências dos resultados das datações obtidas por LOE, quando utilizado o protocolo MAR, menos robusto que o protocolo SAR empregado na presente pesquisa. De acordo com os autores, uma das causas mais comuns de idades discrepantes ocorre quando os sedimentos dos depósitos marinhos costeiros são retrabalhados pelo vento, em período pós-deposicional, conforme consideraram Suguio & Martin (1978) e Martins (2009). A discrepância entre as idades dos sedimentos de topo e de subsuperfície indicam que, os sedimentos podem ter sido depositados em diferentes períodos e, ou, retrabalhados pelo vento após a deposição marinha.

Diante dos resultados de datações absolutas apresentados, correlações com curvas de variação do nível do mar e considerações a respeito do método LOE, conclui-se que:

- ✓ O método de datação por LOE pode ser considerado uma ferramenta confiável, principalmente quando empregado o protocolo SAR. A técnica é considerada eficaz para a identificação de idades de ambientes deposicionais ao longo do Holoceno e do Pleistoceno.
- ✓ Observou-se o retrabalhamento dos sedimentos marinhos praias do Pleistoceno superior, em duas fases, entre 55.450 e 16.510 anos AP e 15.890 a 5.600 anos AP, com a exposição parcial ou momentânea do sedimentos à luz natural. A exposição dos sedimentos possibilitou a obtenção de doses de radiação natural

ionizante, permitindo que fossem “zeradas” as idades, por interferência de processos eólicos.

- ✓ Destaca-se que as inferências de métodos de datação relativa, como premissas altimétricas e relações cronoestratigráficas devem ser consideradas na análise, com o intuito de confronto dos dados obtidos em laboratório. Essa técnica apesar do aspecto qualitativo e subjetivo, se mostra eficaz perante falhas ou dúvidas na obtenção de idades absolutas.
- ✓ Pesquisas recentes ao longo do Brasil indicam que entre 30.000 a 40.000 anos AP o nível do mar situava-se entre 14 a 6 m abaixo do nível atual, bem acima dos níveis mundialmente propostos para os Estágios Isotópicos Marinhos 2 e 3.
- ✓ Diante dos resultados do método de datação empregado (LOE), pode-se concluir que as radarfácies enquadradas como pertencentes ao sistema deposicional eólico, possuem gênese associada ao final do Pleistoceno superior e início do Holoceno, em nível relativo do mar abaixo do atual.
- ✓ Nesse sentido, quando da proposição de um modelo de evolução paleogeográfica para a área de estudo, deve-se inferir com ressalva as radarfácies associadas aos ambientes deposicionais marinhos costeiros do Pleistoceno superior, visto que os mesmos não foram alvos de datação absoluta. O enquadramento temporal do sistema deposicional foi realizada de maneira relativa por correlação estratigráfica e análise da topografia. Diante do exposto, as radarfácies associadas aos ambientes deposicionais marinhos costeiros foram correlacionada com o Estágio Isotópico Marinho 5e, cujo nível acima do atual ( $\pm 8$  m), torna verossímil a formação dos depósitos marinhos costeiros da área de estudo.
- ✓ Igualmente, as radarfácies dos depósitos marinhos costeiros do Holoceno foram situadas no tempo relativamente, com base nas relações estratigráficas e topográficas dos depósitos identificados;
- ✓ Pode-se inferir que os ambientes deposicionais da área de estudo, possuem gênese associada à três

episódios evolutivos, (i) no Pleistoceno superior com nível relativo do mar (NRM) em ascensão, associado ao Estágio Isotópico Marinho 5e, (ii) associado ao rebaixamento do NRM no Pleistoceno superior, (iii) no Holoceno, contemplando a elevação e o rebaixamento do NRM;

- ✓ Diante dos parâmetros envolvidos, constata-se que o pesquisador possui função capital na ponderação das decorrências dos métodos de datação (relativa ou absoluta), principalmente no que tange os processos diagenéticos e epigenéticos associados ao ambiente deposicional estudado.

## 8 MODELOS DE EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA

Com base nas interpretações realizadas foi elaborado um modelo de evolução paleogeográfica para a área de estudo, com maior número de evidências associadas a partir do evento transgressivo ocorrido no Pleistoceno superior, aproximadamente a 120 Ka AP (Estágio Isotópico Marinho 5e).

Informações associadas aos sistemas deposicionais anteriores ao evento transgressivo do Pleistoceno superior não foram adquiridas no presente estudo. As técnicas de geofísica, com o emprego de Georradar e de sondagens à percussão, não alcançaram os depósitos relativos a períodos anteriores em função da profundidade de ocorrência dos mesmos. Desta maneira, constatou-se que ao longo da planície costeira da área de estudo os depósitos marinhos costeiros durante e após ao evento transgressivo do Pleistoceno superior produziram pacotes sedimentares com até 31 m de espessura. Diante do exposto, supõem-se que tanto o embasamento cristalino, quanto os depósitos mais antigos situam-se a profundidades maiores que 31 m, não detectáveis pelos métodos de investigação empregados.

Contudo, no estágio 1 da proposta do modelo de evolução paleogeográfica provavelmente ocorriam amplas áreas na planície costeira recobertas por sistemas deposicionais continentais, como depósitos de colúvios, leques aluviais e depósitos associados ao sistema fluvial. Pesquisas desenvolvidas por Maack (1947), Bigarella *et al.* (1961, 1965), Mendes, (1984), Angulo (2004), Bessa Jr (1996), Vieira (2008) e Vieira & Horn Filho (2012) indicaram o desenvolvimento dos referidos depósitos em clima árido e semi árido, em períodos que variam do Plioceno ao Pleistoceno superior. O período representado na Figura 116 está associado ao máximo rebaixamento ocorrido há aproximadamente 140 Ka AP (Estágio Isotópico Marinho 6), com nível relativo do mar aproximadamente 120 m abaixo do atual, durante o período glacial.

O estágio 2 ilustra a elevação do NRM no Estágio Isotópico Marinho 5e, com o deslocamento dos sistemas deposicionais costeiros em direção ao continente. Neste momento foi verificado o desenvolvimento de esporões arenosos na área de estudo, em função da intensidade das correntes de deriva litorânea, com sentido de transporte sedimentar de sul para norte. Nesta fase, iniciou-se o deslocamento da foz da baía da Babitonga para norte,

até à atual posição (Figura 117). Ainda com o NRM em elevação, ocorreram sucessivas migrações dos esporões arenosos, em zona de *shoreface* e *foreshore*, com oscilação no sentido de desenvolvimento dos esporões e fases de rompimento da barreira, com a formação de leques de sobrelavagem e canais de maré. O rompimento da barreira pode ter ocorrido por alterações no suprimento sedimentar, estabelecimento de canais de maré ou eventos de ondas de alta magnitude (Figura 118). Na fase de estabilização do NRM a 8 m acima do atual, aproximadamente a 120.000 anos AP, a migração dos esporões se consolidou, com a formação da barreira pleistocênica, configurando-se como um tómbolo e o desenvolvimento de depósitos em zona de *foreshore* e *backshore* (Figura 119). Provavelmente na fase de NRM alto e durante a fase de declínio, ocorreu a progradação da barreira e o aumento da largura.

No subsequente estágio evolutivo (estágio 3), de declínio do NRM após o máximo interglacial de 120 Ka AP, ocorreu o estabelecimento de um clima mais seco favorável ao desenvolvimento de processos eólicos com o incremento da pista de vento (*wind fetch*), em função do rebaixamento do NRM. Os fatores citados contribuíram para o desenvolvimento de processos eólicos que ocasionaram o retrabalhamento dos depósitos pré-existentes (Figura 120). O avanço deste processo, cujo ápice ocorreu no último máximo glacial, há aproximadamente 20 Ka AP, proporcionou o incremento de altitude observado na barreira pleistocênica, em função da deposição de sedimentos eólicos que se desenvolveram entre 55.450 e 16.510 anos AP, com o NRM abaixo do nível atual.

Em um novo ciclo transgressivo ocorrido após o último máximo glacial, no final do Pleistoceno superior e início do Holoceno (estágio 4), novamente ocorreu o deslocamento dos sistemas deposicionais costeiros em direção ao continente, com a elevação do NRM. De acordo com Angulo *et al.* (2002) em torno de 5.370 anos AP, o NRM alcançou valores de até  $3,6 \pm 1,0$  m, acima do atual. Nesta fase de elevação do NRM, os depósitos da barreira pleistocênica de menor altitude foram erodidos pela dinâmica instalada, com o afogamento de vales fluviais e a formação de ambientes lagunares e estuarinos associados à baía da Babitonga (Figura 121). Durante esta fase, os depósitos da barreira pleistocênica foram predominantes na configuração dos ambientes deposicionais holocênicos, com a formação de três ambientes hidrodinâmicos distintos no norte da ilha de São Francisco do Sul.

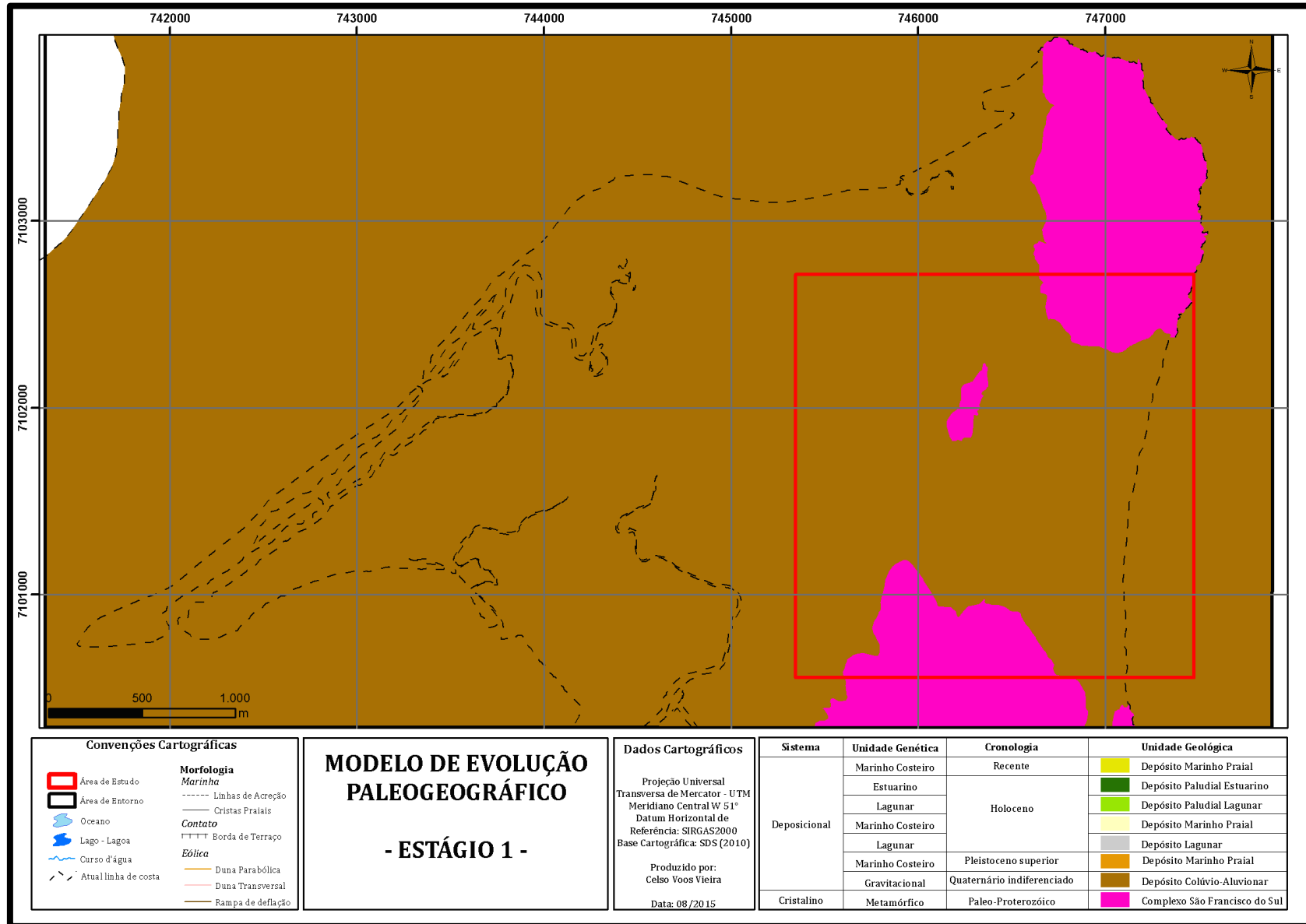


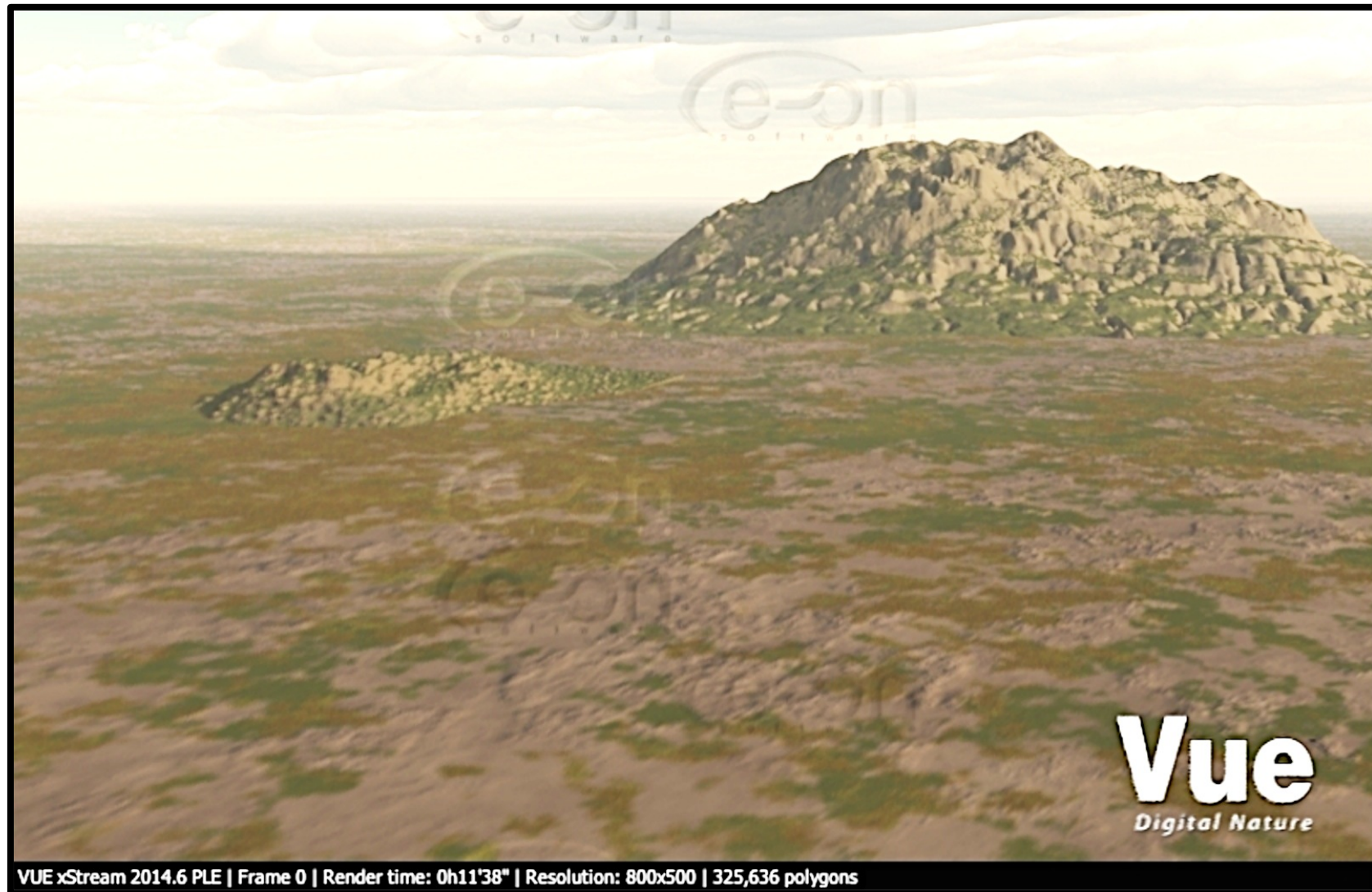
Nas áreas a leste da barreira instalaram-se zonas de *foreshore* e *backshore* típicas de ambiente marinho costeiro dominado por onda. Na retrobarreira pleistocênica, a oeste, ocorreu a formação de ambientes lagunares e estuarinos na forma de planícies de maré tipicamente de ambientes dominados por maré. Por fim, a noroeste da barreira, ancorado no morro João Dias, ocorreu o desenvolvimento esporões arenosos, migrando para o interior da baía da Babitonga, configurando um sistema laguna-barreira em ambiente marinho raso dominado por onda e influenciado por maré (Figura 122).

Após o máximo transgressivo do Holoceno, conforme indicado por Angulo *et al.* (2002), o NRM declinou progressivamente até o nível médio do mar atual. Nesta fase regressiva, ocorreu a intensa progradação dos sistemas deposicionais costeiros, principalmente nas áreas a oeste e noroeste da barreira pleistocênica. Nesta fase as lagunas e estuários foram colmatados, dando origem a depósitos paludiais e os esporões continuaram a migração em direção ao interior da baía da Babitonga (Figura 123 e Figura 124). Inúmeros esporões arenosos formaram-se paralelos ou subparalelos entre si, por vezes, oblíquos, em função da alteração da direção de ondas incidentes, assim como pela influência das correntes de maré no canal da baía.

Por fim, o estágio evolutivo 5 ilustra a situação atual da área de estudo, após o rebaixamento do NRM até o nível atual (Figura 125).

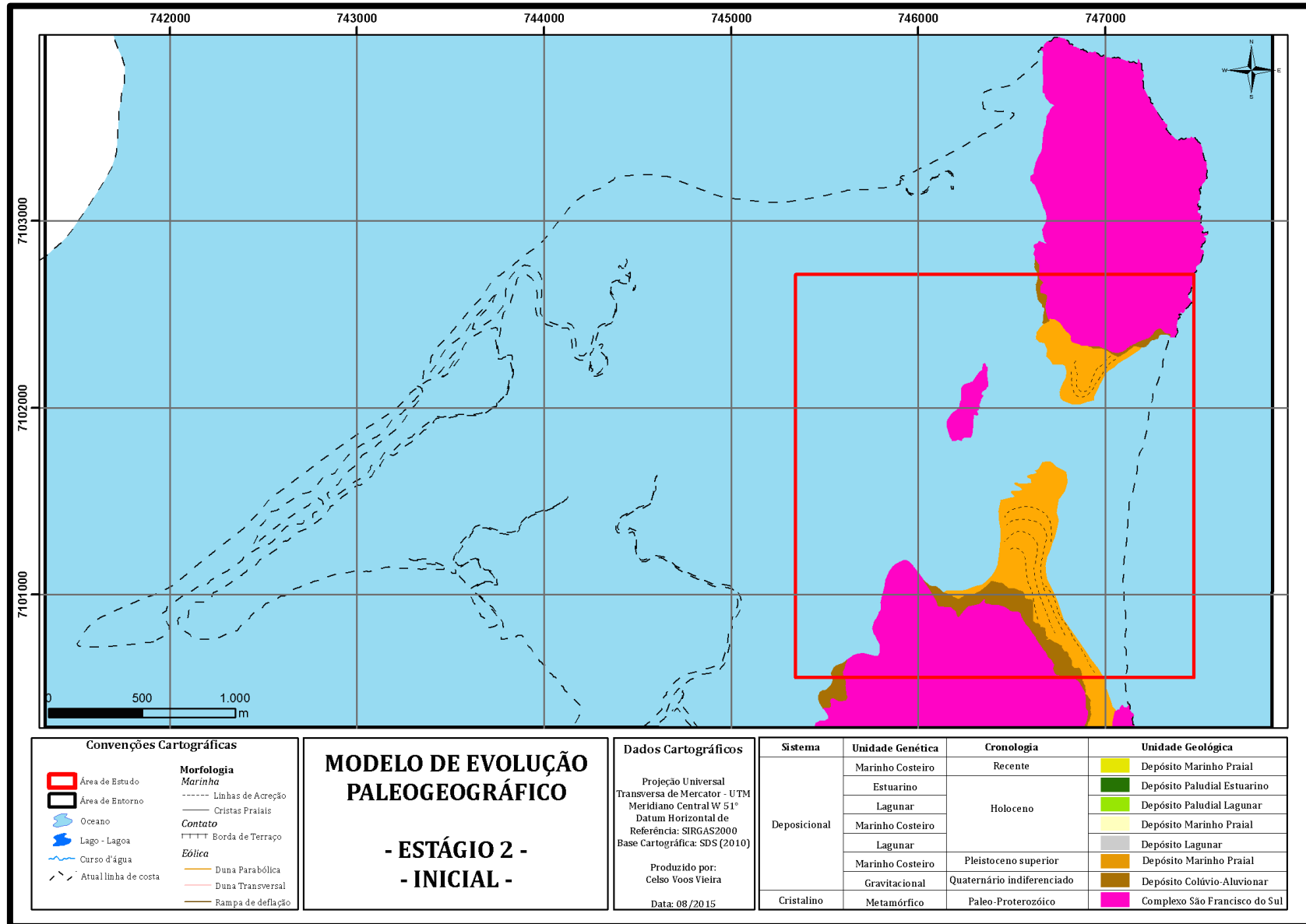
Figura 116 – Modelo de evolução paleogeográfica, estágio 1.





Fonte: do autor.

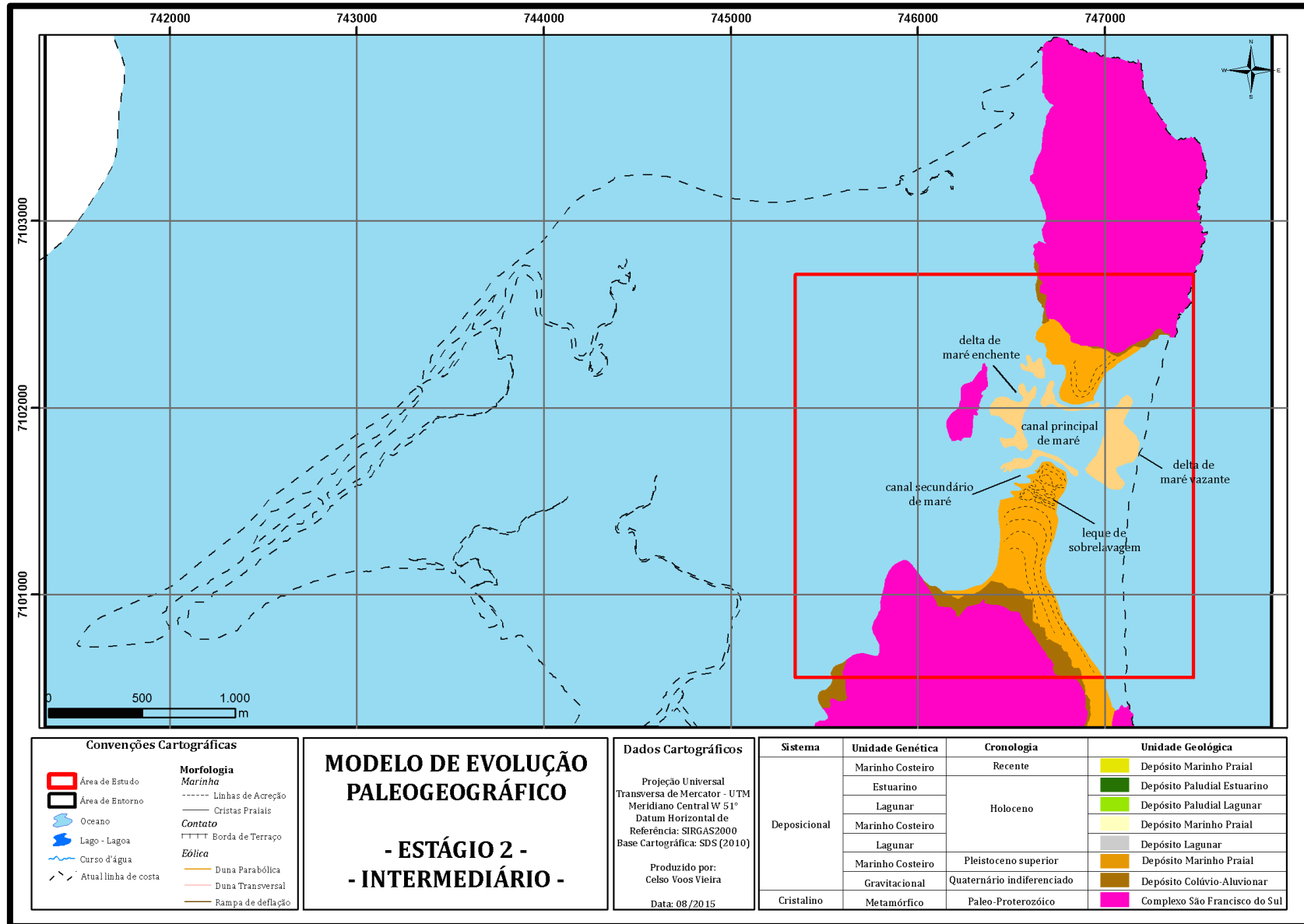
Figura 117 – Modelo de evolução paleogeográfica, estágio 2 fase inicial.





Fonte: do autor.

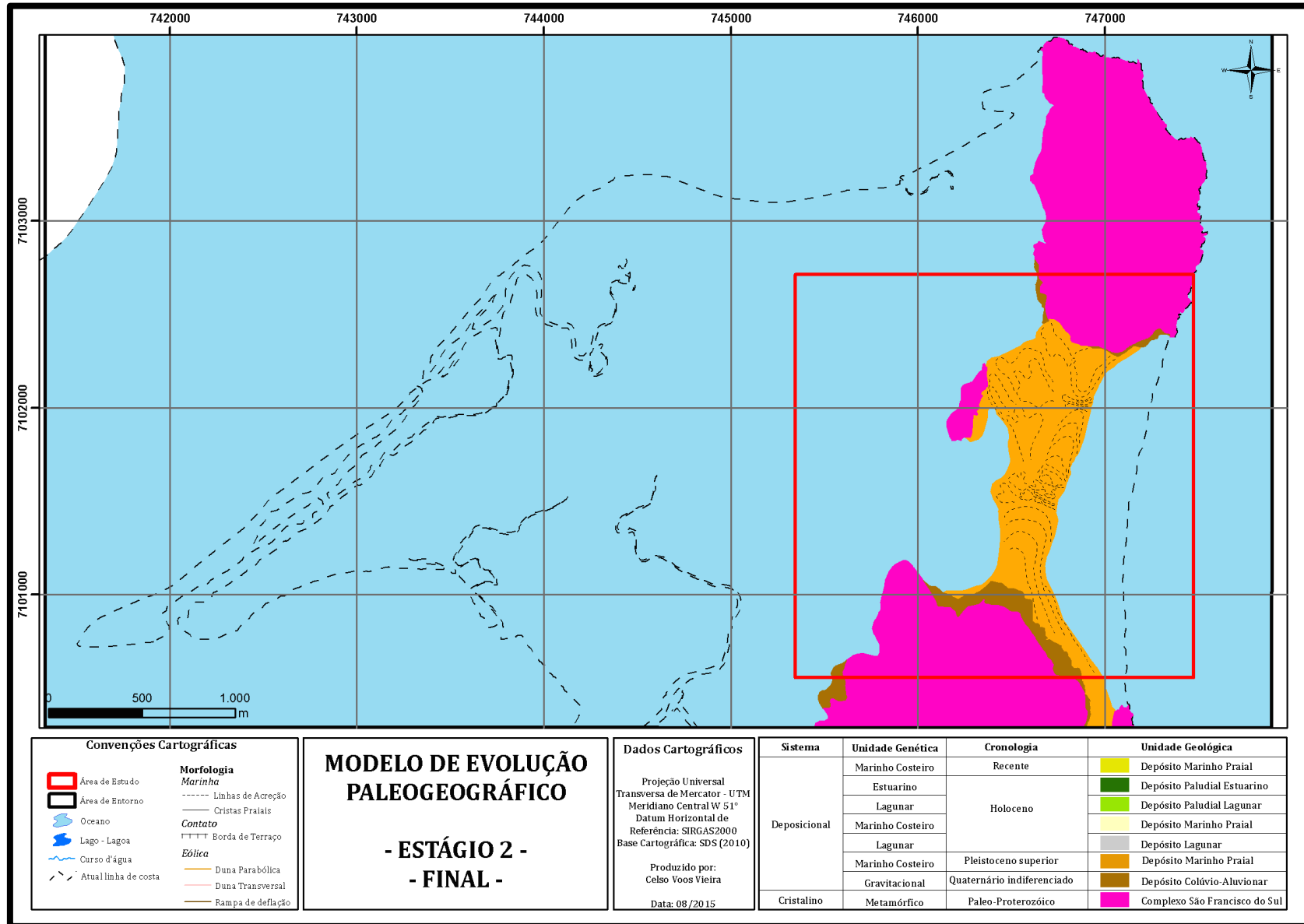
Figura 118 - Modelo de evolução paleogeográfica, estágio 2 fase intermediária.





Fonte: do autor.

Figura 119 - Modelo de evolução paleogeográfica, estágio 2 fase final.



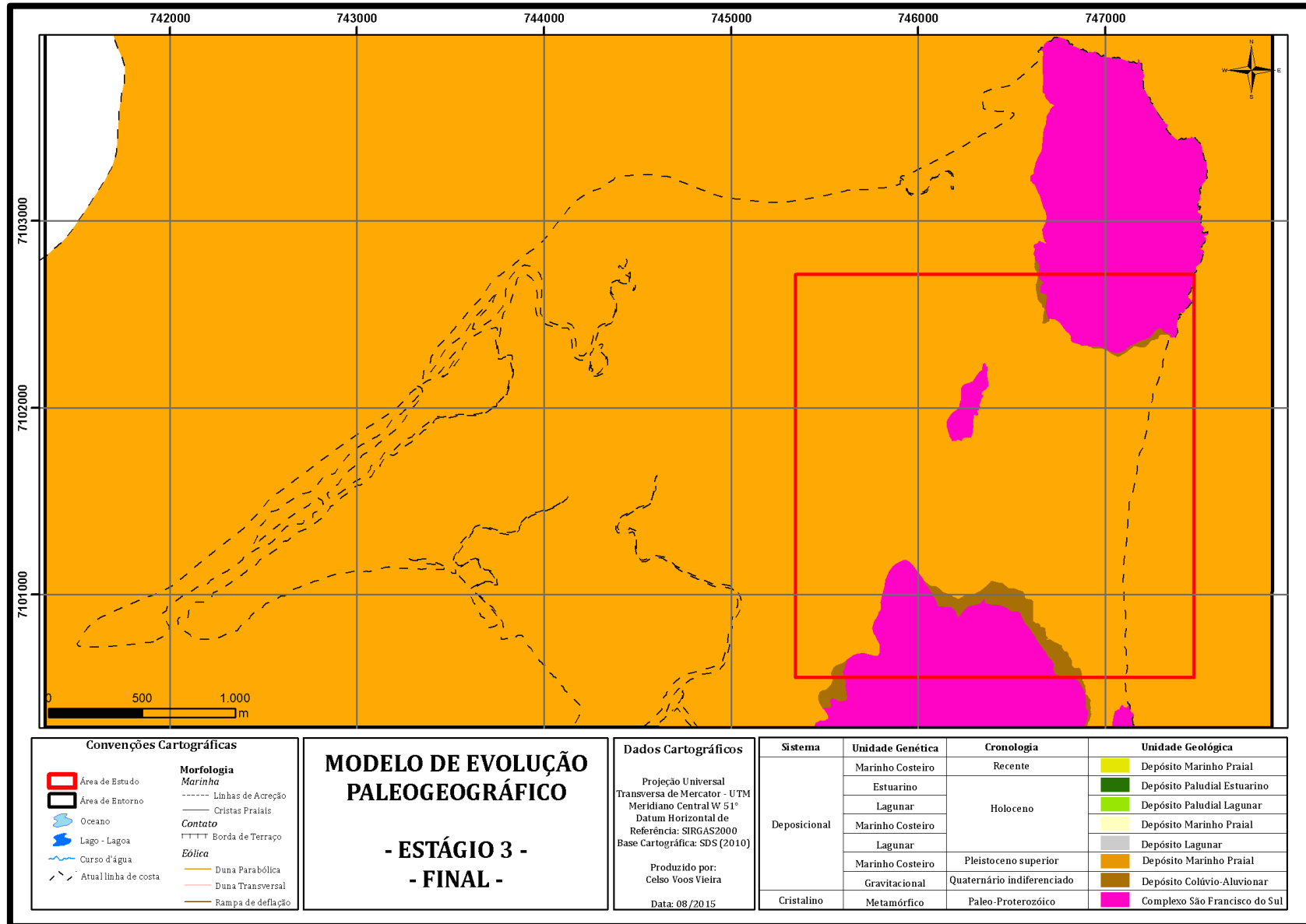




VUE xStream 2014.6 PLE | Frame 0 | Render time: 0h52'47" | Resolution: 800x500 | 4,075,522 polygons

Fonte: do autor.

Figura 120 - Modelo de evolução paleogeográfica, estágio 3 fase final.

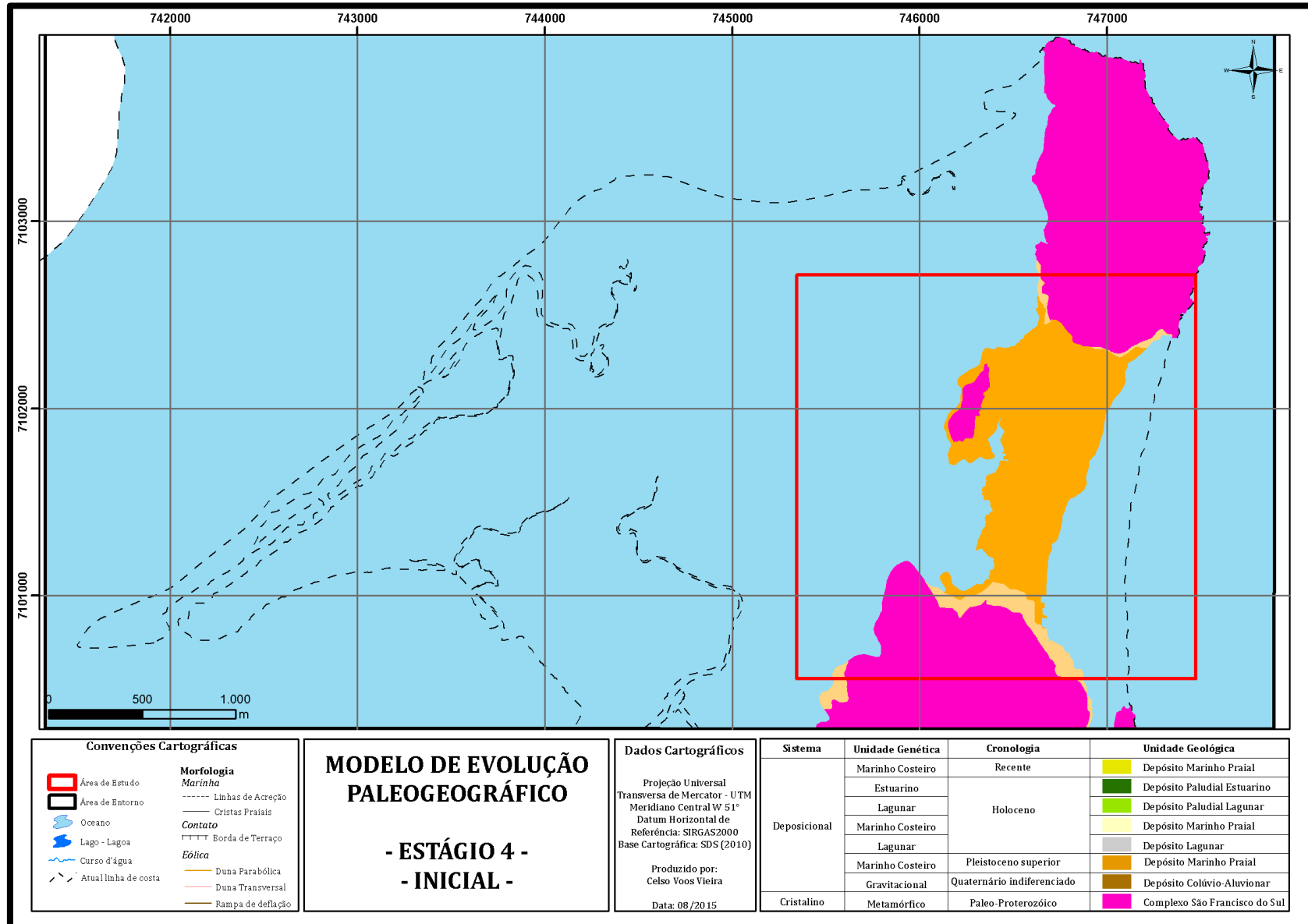




VUE xStream 2014.6 PLE | Frame 0 | Render time: 0h10'14" | Resolution: 800x500 | 905,653,890 polygons

Fonte: do autor.

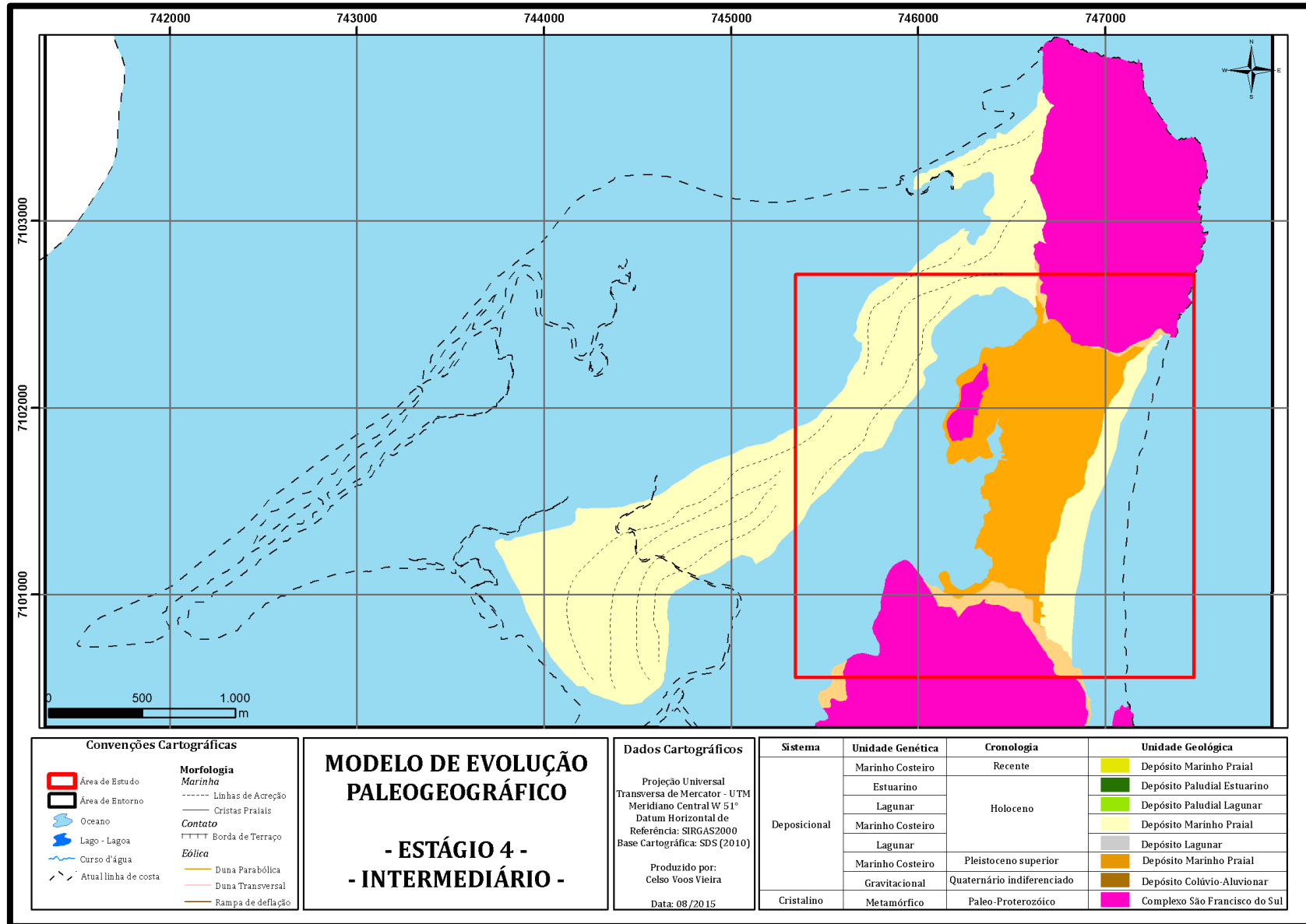
Figura 121 – Modelo de evolução paleogeográfica, estágio 4 fase inicial.





Fonte: do autor.

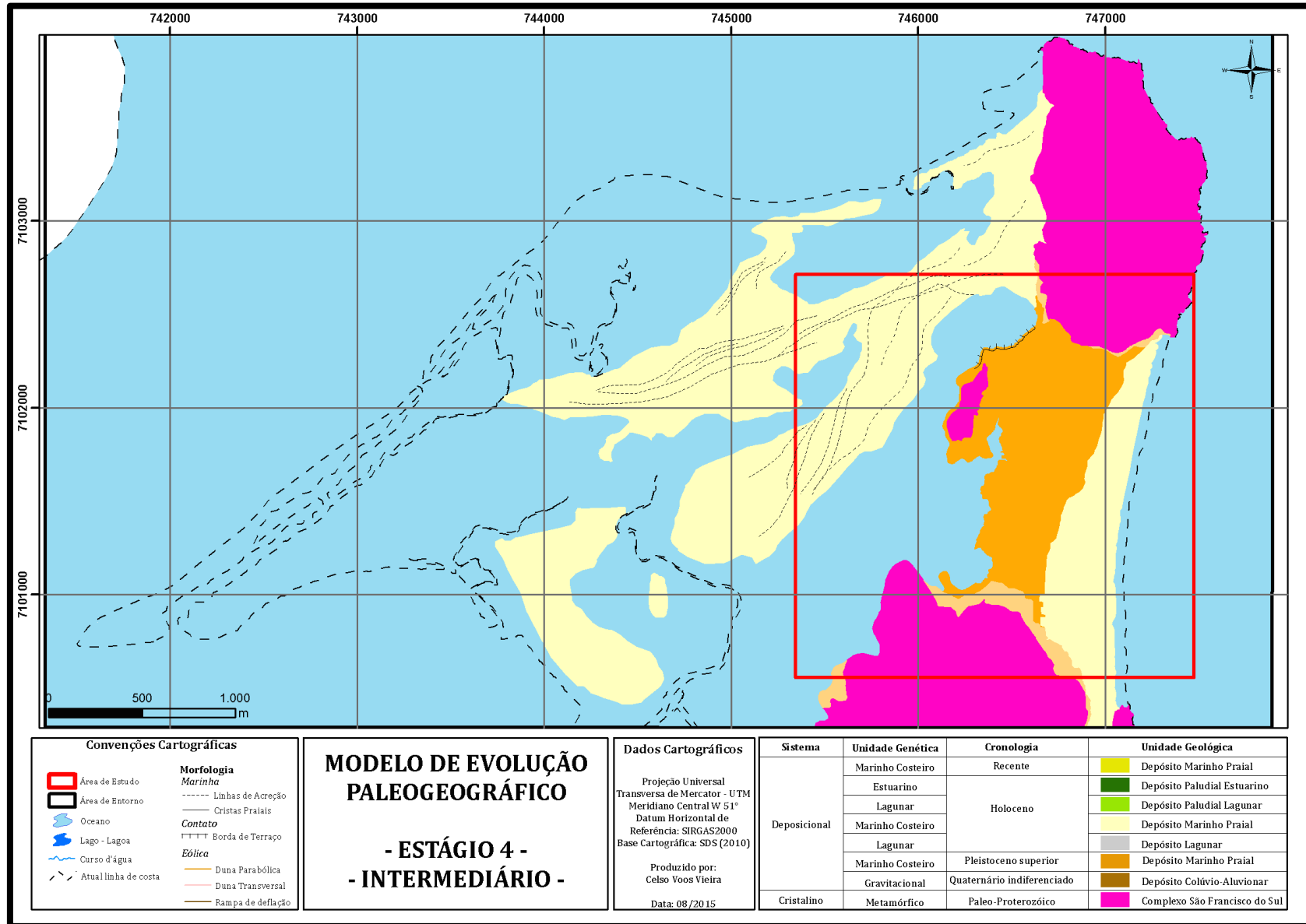
Figura 122 - Modelo de evolução paleogeográfica, estágio 4 fase intermediária.





Fonte: do autor.

Figura 123 - Modelo de evolução paleogeográfica, estágio 4 fase intermediária.







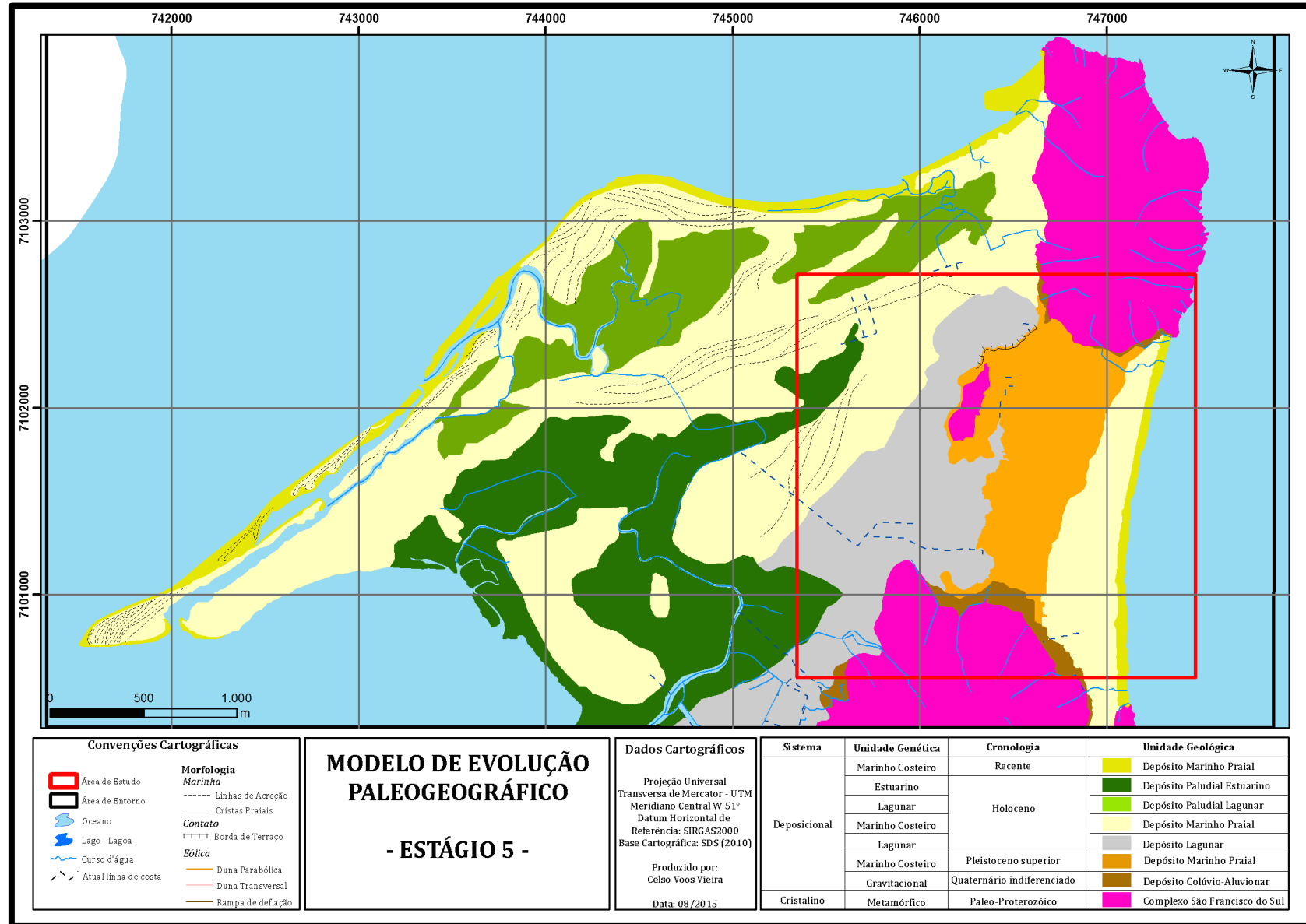
Fonte: do autor.

Figura 124 – Modelo de evolução paleogeográfica, estágio 4 fase intermediária.



Fonte: do autor.

Figura 125 – Modelo de evolução paleogeográfica, estágio 5.



Fonte: do autor.



Fonte: adaptado de Google Earth.

## 9 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A pesquisa foi pautada e orientada nas hipóteses inicialmente formuladas, que referia-se à verificação da faixa de idade da barreira pleistocênica e a similaridade dos processos pretéritos com os atualmente identificados nas zonas adjacentes à área de estudo. Por fim, a última hipótese referia-se à análise da influência da barreira pleistocênica, no desenvolvimento dos sistemas deposicionais mais recentes, inclusive na definição dos processos contemporâneos.

Os métodos empregados permitiram inicialmente o reconhecimento das unidades geológicas em superfície e as características morfológicas associadas. Posteriormente ocorreu a identificação das relações cronoestratigráficas e granulométricas dos depósitos eólicos e marinhos costeiros. Por fim, a metodologia de datação adotada, com a identificação de idades absolutas e relativas permitiu o enquadramento da gênese das unidades geológicas no tempo. Com relação ao mapeamento das unidades geológicas e feições morfológicas em superfície deve ser destacada a importância dos mapeamentos superficiais no entendimento da dinâmica instaurada. De maneira geral foi possível reconhecer e distinguir os limites das unidades geológicas e estabelecer elementares relações estratigráficas. Neste sentido, foi possível ainda realizar a setorização da área pretendida, com a determinação dos principais processos envolvidos no desenvolvimento dos sistemas deposicionais.

As constatações acima expostas confirmam a íntima relação da morfologia dos ambientes costeiros, com os processos dominantes envolvidos em sua formação. Entretanto, alterações pós-deposicionais podem modificar sobremaneira a morfologia original estabelecida. As modificações possuem caráter erosivo ou deposicional, como é o caso do recobrimento por dunas devido à reativação de sistemas eólicos ao longo da história geológica.

Diante do exposto, a relação entre a morfologia, processos e padrões deposicionais possuem evidente afinidade, principalmente nos sistemas deposicionais mais recentes. Todavia, a relação entre as variáveis acima expostas deve ser avaliada com cautela em sistemas deposicionais pretéritos, principalmente em função das alterações pós-deposicionais.

A conspícua feição da barreira pleistocênica, na forma de um tómbolo alongado no sentido norte-sul ancorado nos promontórios

rochosos, reflete claramente a relação existente entre a morfologia e os processos dominantes na formação do ambiente deposicional. Novamente, devem ser ressaltados os processos pós-deposicionais, principalmente os eólicos na modificação da morfologia natural. As interpretações dos dados em subsuperfície dos perfis de Georradar indicam com clareza o desenvolvimento de sucessivos esporões, com sentido geral de crescimento de sul para norte. Outrossim, pôde-se constatar frequentes inversões de direção, possivelmente condicionadas por mudanças no padrão de ondulação e influência de correntes e canais de maré, na fase de deslocamento da foz da baía da Babitonga para norte. Deve ser relatado ainda a existência de radarfácies que indicaram a erosão e o preenchimento de canais, que ocasionaram o rompimento da barreira ao longo de sua história evolutiva. Destarte, os dados coletados em superfície e em subsuperfície convergem para a definição de um modelo de desenvolvimento de barreira, composta por depósitos formados em ambiente marinho raso dominado por onda, com marcante presença de correntes longitudinais (deriva litorânea) com formação de esporões (*spits*), que migraram predominantemente de sul para norte, que possuem a morfologia de um tómbolo. A referida feição sofreu alterações pós-deposicionais, em função do estabelecimento de um sistema eólico no topo do depósito, assim como erosão nas áreas de menor altitude, pelos depósitos do sistema marinho costeiro.

Na identificação cronológica do desenvolvimento da barreira pleistocênica, apesar da obtenção de idades absolutas, os métodos de datação relativas foram igualmente importantes. As amostras de datação por LOE abrangeram somente o sistema eólico que recobre o sistema deposicional marinho raso e indicaram maior atividade eólica em momentos de NRM abaixo do atual, posicionados entre o final do Pleistoceno superior e início do Holoceno. Neste sentido, acepções topográficas e principalmente estratigráficas com o emprego do Georradar foram fundamentais no estabelecimento de idades relativas na formação da barreira. Conforme indicado ao longo da tese, o sistema deposicional marinho raso que compõe a barreira, possui melhor enquadramento temporal no estágio isotópico marinho 5e (Pleistoceno superior), com NRM posicionado aproximadamente  $8 \pm 2$  m acima do atual, há aproximadamente 120 Ka AP.

Outro fator importante refere-se à similaridade dos processos pretéritos e atuais no desenvolvimento dos sistemas deposicionais marinhos rasos. Observou-se ao longo da pesquisa uma ciclicidade dos processos dominantes na formação dos depósitos, mesmo com nível relativo do mar em altitudes distintas, no Pleistoceno superior e no Holoceno. Como principal referência da similaridade dos processos citam-se a influência das correntes longitudinais de deriva litorânea no desenvolvimento de esporões arenosos (*spits*), que compõem a barreira pleistocênica e holocênica. A formação das referidas feições ocasionaram a constituição de zonas com hidrodinâmica distinta ao longo das barreiras (e retrobarreiras) formadas no Pleistoceno superior e no Holoceno.

Contudo, destaca-se a influência da barreira pleistocênica no condicionamento dos processos hidrodinâmicos, bem como no desenvolvimento dos sistemas deposicionais mais recentes, de idade holocênica. Fato de maior relevância refere-se ao deslocamento da foz da baía da Babitonga para norte, na consolidação da barreira (tômbolo) entre os morros de Ubatuba e João Dias, no Pleistoceno superior. Posteriormente, no Holoceno, ocorreu a limitação da ação de ondas no desenvolvimento dos sistemas deposicionais marinhos rasos, principalmente nas áreas a oeste da barreira pleistocênica, com a predominância de ambientes de maior influência de maré. Nestas zonas observaram-se a predominância morfológica de extensas planícies de maré associadas, principalmente aos depósitos paludiais estuarinos e secundariamente, aos depósitos paludiais lagunares. Igualmente, a barreira pleistocênica e o embasamento cristalino ocasionaram uma incidência de ondas de menor amplitude, ao longo das praias do Forte e do Capri. Nestas localidades ocorreram o desenvolvimento de um sistema deposicional marinho raso dominado por onda e influenciado por maré, com incidência de ondas de baixa amplitude e grande obliquidade em relação à linha de costa. Os citados fatores foram preponderantes no desenvolvimento de intensas correntes longitudinais (deriva litorânea), com a formação de esporões arenosos e ambientes lagunares (sistema laguna-barreira) migrando em direção ao interior da baía da Babitonga. Diante do exposto, constatou-se a importância da barreira pleistocênica, na configuração da atual linha de costa do norte da ilha de São Francisco do Sul.

Além das considerações a respeito das hipóteses formuladas, considera-se oportuno a discussão dos métodos adotados na presente pesquisa. Inicialmente deve ser relatado o detalhado mapeamento geológico superficial das unidades geológicas, tanto da área de estudo, quanto da ilha de São Francisco do Sul. Atualmente, o significativo avanço tecnológico das restituições aerofotogramétricas permitiu a confecção de produtos cartográficos de alta acurácia, principalmente com o emprego do LIDAR (*Light Detection And Ranging*) e imagens digitais de alta resolução na confecção das cartas topográficas. Neste sentido, os métodos de cartografia digital e de geoprocessamento permitiram a integração e a organização de dados de diferentes fontes, com recortes temporais e espaciais igualmente distintos. O desenvolvimento da pesquisa considerando um Sistema de Informações Geográficas (SIG) no gerenciamento e análise dos dados permitiu, além de mapeamentos em grande escala, a disponibilização de mapas temáticos digitais na *web*.

O método geofísico de Georradar balizado nos princípios da Estratigrafia de Sequências mostrou-se fundamental no entendimento e interpretação dos sistemas deposicionais da área de estudo. As pesquisas científicas que possuem como postulado inicial o entendimento da gênese de sistemas deposicionais costeiros devem considerar o uso do Georradar, visto os fundamentais resultados obtidos com o método. Destaca-se ainda à aquisição dos perfis de Georradar associado ao sistema de posicionamento global, pelo método diferencial, que possibilitou o georreferenciamento dos dados com acurácia aceitável para os objetivos da pesquisa.

Contudo, apesar do avanço tecnológico com o emprego de métodos geofísicos, as tradicionais técnicas de obtenção de testemunhos, com o emprego de sondagem à percussão manual e por vibração (vibro testemunhador), não exibiram a efetividade esperada. A baixa efetividade de penetração se deu, muito provavelmente em virtude dos altos níveis de compacidade dos sedimentos da barreira pleistocênica. Neste sentido, as sondagens pelo método SPT mostraram-se satisfatórias na contextualização da composição granulométrica das radarfácies identificadas na pesquisa.

Por fim, a metodologia de datação por LOE empregada na pesquisa evidenciou idades aceitáveis para o sistema deposicional eólico. A datação por LOE pode ser considerada uma ferramenta



confiável, principalmente quando empregado o protocolo SAR. Todavia, o método inspira cuidados na interpretação dos resultados, em virtude da probabilidade de exposição dos sedimentos à luz solar por processos pós-deposicionais, ou mesmo, pela presença de minerais acessórios, que podem obliterar a luz solar recebida pelos grãos. Os fatores supracitados podem mascarar a idade de formação dos depósitos e ocasionar problemas no enquadramento da faixa de idade dos ambientes deposicionais. Destacam-se ainda os métodos de datação relativa considerando as premissas altimétricas e de relações cronoestratigráficas. Essas abordagens, apesar do aspecto qualitativo e subjetivo, se mostraram eficazes na inferência das faixas de idade de gênese dos sistemas deposicionais na área de estudo.

Fato de maior estranheza em toda a pesquisa foi por conta da intensa morfogênese do ambiente em estudo, na medida, em que novas informações e hipóteses eram cogitadas pelo pesquisador. O espaço se tornou mutável, tendo em vista que a cada olhar e pequeno passo em campo, a cada informação revelada em laboratório, a cada leitura e interpretação de uma possibilidade de evolução, tudo se alterava. Não obstante, tudo encontrava-se estático e a maior morfogênese foi, de fato, do pesquisador.



## 10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, J. G. N. **Sedimentologia da Plataforma Continental Interna de Santa Catarina entre a foz dos rios Tijucas e Itapocú.** 1998. 67 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro/RJ.
- ABREU, J. J. **Transporte sedimentar longitudinal e morfodinâmica praias: exemplo do litoral norte de Santa Catarina.** 2011. 484 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis/SC.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 2, p. 135-150, 1998.
- ALVES, J. H. G. **Refração do espectro de ondas oceânicas em águas rasas: aplicações à região costeira de São Francisco do Sul, SC.** 1996. 89 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis/SC.
- ANDRADE, P. R. O. **Interpretação de Dados de GPR com Base na Hierarquização de Superfícies Limitantes e na Adaptação de Critérios Sismoestratigráficos.** 2005. 67 f. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN.
- ANGULO, R. J. Mapa do Cenozóico do litoral do estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 55, p. 25-42, 2004.
- ANGULO, R. J. O manguezal como unidade dos mapas geológicos. In: SIMPÓSIO DE ECOSSISTEMAS DA COSTA SUL SUDESTE BRASILEIRA, 2, 1990, Águas de Lindóia. **Anais...** São Paulo, ACIESP, p. 54-62.
- ANGULO, R. J.; GIANNINI, P. C. F.; SUGUIO, K.; PESSENDA, L. C. R. Relative sea-level change in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna - Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid 14C ages. **Marine Geology**, v. 159, p. 323-339, 1999.
- ANGULO, R. J.; LESSA, G. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**, v. 140, p. 141-166, 1997.
- ANGULO, R. J.; PESSENDA, L. C. R.; SOUZA, M. C. O significado das datações ao C14 na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras Quaternárias do litoral paranaense. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 1, p. 95-106, 2002.

ANGULO, R. J.; SOUZA, M. C.; ASSINE, M. L.; PESSEDA, L. C. R.; DISARÓ, S. T. Chronostratigraphy and radiocarbon age inversion in the Holocene regressive barrier of Paraná, southern Brazil. **Marine Geology**, v. 252, p. 111-119, 2008.

ANGULO, R. J.; SOUZA, M. C.; CASTRO, D. L.; FERREIRA, F. J. F.; VEIGA, F. A.; CASTRO, L. G.; BRANCO, R. M. G. C. Feições regressivas e de crescimento de esporões identificados a partir de seções GPR nas planícies costeiras paranaense e norte catarinense. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 10, 2005, Guarapari. **Anais eletrônicos...** Guarapari: ABEQUA, 2005. Disponível em: <[http://www.abequa.org.br/trabalhos/0070\\_souza\\_et\\_al\\_evolucao\\_das\\_barreiras.pdf](http://www.abequa.org.br/trabalhos/0070_souza_et_al_evolucao_das_barreiras.pdf)>. Acesso em: 11/01/2014.

ANJOS, M. L. M. **Mapeamento geológico-geomorfológico da planície costeira quaternária da Ilha de São Francisco do Sul, sul do Brasil**. 2010. 82 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba/PR.

ANNAN, A. P. Electromagnetic principles of ground penetrating radar. In: JOL, H. M. (Org.). **Ground penetrating radar: theory and applications**. Amsterdam: Elsevier, 2009, p. 3-40.

ASP, N. E.; BUYNEVICH, I.; SIEGLE, E.; FITZGERALD, D.; KLEIN, A. H. F.; CLEARY, W.; ANGULO, R. J. Coastal geomorphology of the Tijucas plain - Brazil: a preliminary evolutionary model. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 10, 2005, Guarapari. **Anais eletrônicos...** Guarapari: ABEQUA, 2005. Disponível em: <[http://www.abequa.org.br/trabalhos/0089\\_abequa\\_tijucas\\_final.pdf](http://www.abequa.org.br/trabalhos/0089_abequa_tijucas_final.pdf)>. Acesso em: 23/05/2014.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **Solo - Sondagens de simples reconhecimento com SPT - Método de ensaio**: NBR 6484. Rio de Janeiro, 2001.

BAKER, G. S.; JORDAN, T. E.; PARDY, J. An introduction to ground penetrating radar (GPR). In: BAKER, G. S. & JOL, H. M. (Org.). **Stratigraphic analyses using GPR**. The Geological Society of America Special Paper, 2007, p. 1-18.

BARBOSA, V. P. Foraminíferos bentônicos como indicadores bioestratigráficos no Quaternário superior da bacia de campos. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 13, n. 2, p. 129-142, 2010.

BARBOZA, E. G. **Terraços da Margem Leste da Laguna dos Patos, Litoral Médio do Rio Grande do Sul: Estratigrafia e Evolução**

- Holocênica.** 1999. 150 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre/RS.
- BARBOZA, E. G.; ANGULO, R. J.; SOUZA, M. C.; ROSA, M. L. C. C.; STEVAUX, R. S.; LIGABUE, H. K. O registro holocênico em subsuperfície da porção sul da ilha de São Francisco do Sul (SC), Brasil. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 13, 2011, Armação de Búzios. **Anais eletrônicos...** Armação de Búzios: ABEQUA, 2011. Disponível em: <[http://www.abequa.org.br/trabalhos/ABEQUA\\_2011\\_Barboza.pdf](http://www.abequa.org.br/trabalhos/ABEQUA_2011_Barboza.pdf)>. Acesso em: 22/09/2014.
- BARBOZA, E. G.; DILLENBURG, S. R.; ROSA, M. L. C. C.; TOMAZELLI, L. J.; HESP, P. A. Ground-penetrating radar profiles of two Holocene regressive barriers in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 56, p. 579-583, 2009.
- BARBOZA, E. G.; MARQUES, E. J. J.; TOMAZELLI, L. J. A utilização do GPR na identificação de paleofeições do registro estratigráfico no litoral médio do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 7, 1999, Porto Seguro. **Anais eletrônicos...** Porto Seguro: ABEQUA, 1999. Disponível em: <[http://www.abequa.org.br/trabalhos/viiabequa\\_zcp033.pdf](http://www.abequa.org.br/trabalhos/viiabequa_zcp033.pdf)>. Acesso em: 27/01/2012.
- BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; AGUILAR, C. G.; SOLDATELI, A. Aplicação de georadar nas dunas do cabo Polônio (Uruguai). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 46, 2012, Santos. **Anais...** Santos: SBG, 2012.
- BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; CARON, F. Metodologia de Aquisição e Processamento em Dados de Georadar (GPR) nos Depósitos Quaternários da Porção Emersa da Bacia de Pelotas. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA, 6, 2014c, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 2014, p. 1-6.
- BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; DILLENBURG, S. R.; AYUP-ZOUAIN, R. N.; TOMAZELLI, L. J.; BIANCINI DA SILVA, A. Evolução da Barreira Costeira Holocênica na Região do Estreito – Litoral Médio do Rio Grande do Sul/Brasil. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 19, 2014b, Córdoba. **Anais...** Córdoba: CGA, 2014, p. 1-2.
- BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; DILLENBURG, S. R.; BIANCINI DA SILVA, A.; TOMAZELLI, L. J. Stratigraphic analysis applied on the recognition of the interface between marine and fluvial depositional systems. **Journal of Coastal Research**, v. 70, p. 687-692, 2014a.

BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J. Preservation potential of foredunes in the stratigraphic record. **Journal of Coastal Research**, v. 65, p. 1265-1270, 2013.

BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J. The Holocene Coastal Barrier of Rio Grande do Sul (Southern Brazil): an Evaluation Based on GPR Data. In: Meeting of the Americas. 1, 2010, Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu:AGU, 2010.

BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; HESP, P. A.; DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J.; AYUP-ZOUAIN, R. N. Evolution of the Holocene Coastal Barrier of Pelotas Basin (Southern Brazil) - a new approach with GPR data. **Journal of Coastal Research**, v. 64, p. 646-650, 2011.

BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; TOMAZELLI, L. J.; DILLENBURG, S. R. Análise estratigráfica da barreira pleistocênica III através da técnica de georadar na região de Osório - RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44, 2008, Curitiba. **Anais...** Curitiba:SBG, 2008, p. 1003-1003.

BECKER, J. E. G.; ANGULO, R. J.; BARBOZA, E. G.; SOUZA, M. C.; ROSA, M. L. C. C.; SILVA, A. B. Caracterização das radarfácies da barreira holocênica de Guaratuba, Paraná. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 13, 2011, Armação de Búzios. **Anais Eletrônicos...** Armação de Búzios: ABEQUA, 2011.

Disponível em: [http://www.abequa.org.br/trabalhos/Resumo\\_Abequa\\_josebecker.pdf](http://www.abequa.org.br/trabalhos/Resumo_Abequa_josebecker.pdf)>. Acesso em: 17/06/2013.

BECKER, J. E. G.; BARBOZA, E. G.; DILLENBURG, S. R.; STEVAUX, R. S. Uso de GPR Aliado a Dados de Furo de Sondagem para Caracterizar a Evolução da Barreira Costeira Holocênica no Balneário de Dunas Altas, RS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44, 2008, Curitiba. **Anais...** Curitiba: SBG, 2008, p. 1021-1021.

BESSA JR, O. **Estratigrafia e sedimentação dos depósitos continentais cenozóicos da planície costeira do estado do Paraná**. 1996. 143 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo/SP.

BIANCINI DA SILVA, A.; BARBOZA, E. G.; MARTINHO, C. T.; ROSA, M. L. C. C. Análise Estratigráfica de um Paleocanal Holocênico na Barreira Regressiva Sul-Catarinense. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 14, 2013, Natal. **Anais Eletrônicos...** Natal: ABEQUA, 2013. Disponível

em: < [http://www.abequa.org.br/trabalhos/evocost\\_2014\\_01.pdf](http://www.abequa.org.br/trabalhos/evocost_2014_01.pdf) >. Acesso em: 19/09/2014.

BIANCINI DA SILVA, A.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; DILLENBURG, S. R. Meandering Fluvial System Influencing the Evolution of a Holocene Regressive Barrier in Southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 70, p. 205-210, 2014.

BIANCINI DA SILVA, A.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; FRACALOSI, F. G. Caracterização dos Depósitos Sedimentares em Subsuperfície no Setor Meridional da Planície Costeira Sul de Santa Catarina. **Gravel**, v. 8, p. 1-7, 2010.

BIGARELLA, J. J. Os sambaquis na evolução da paisagem litorânea sul-brasileira. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, v. 9-10, p. 199-221, 1954.

BIGARELLA, J. J.; MARQUES FILHO, P. L.; AB'SABER, A. N. Ocorrência de pedimentos remanescentes nas fraldas da serra do Iquererim (Garuva, SC). **Boletim Paranaense de Geografia**, v. 4-5, p. 83-93, 1961.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia**, v. 16-17, p. 117-151, 1965.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. 1994. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais : fundamentos geológico-geográficos, alteração química e física das rochas, relevo cárstico e dômico**. Florianópolis: UFSC, 425p.

BITENCOURT, V. J. B.; DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; CARON, F.; MANZOLLI, R. P.; BIANCINI DA SILVA, A. Morfologia e Estratigrafia de uma Planície de Cristas de Praia Lacustres no Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. In: CONGRESSO GEOLÓGICO ARGENTINO, 19, 2014, Córdoba. **Anais...** Córdoba: CGA, 2014, p. 1-2.

BITENCOURT, V. J. B.; DILLENBURG, S. R.; CARON, F.; BARBOZA, E. G. Caracterização Morfológica e Estratigráfica das Cristas de Praia da Lagoa dos Quadros, Rio Grande do Sul, Brasil - Resultados Preliminares. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 14, 2013, Natal. **Anais Eletrônicos...** Natal: ABEQUA, 2013. Disponível em: < [http://www.abequa.org.br/trabalhos/evocost\\_2014\\_06.pdf](http://www.abequa.org.br/trabalhos/evocost_2014_06.pdf) >. Acesso em: 21/11/2014.

BOGO, M. **Arquitetura deposicional da barreira holocênica na região meridional da Ilha de São Francisco do Sul, SC**. 2013. 134

- f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba/PR.
- BRANCO, J. C.; ANGULO, R. J.; SOUZA, M. C.; DISARÓ, S. T.; PUPO, D. V.; SCHEEL-YBERT, R.; GONÇALVES, T. Fósseis e idade de um setor da barreira pleistocênica paranaense. **Caminhos de Geografia**, v. 11, p. 69-80, 2010.
- BRASIL. DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO. **Lista de auxílios-rádio**. 12. ed. Niterói:DHN, 2010. 336 p.
- CARON, F. **Estratigrafia e evolução da barreira holocênica na Região Costeira de Santa Vitória do Palmar, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil**. 2014. 167 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre/RS.
- CARON, F.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J.; ROSA, M. L. C. C.; DILLENBURG, S. R. Fases de Transgressão/Regressão na Barreira Costeira Holocênica na Região de Santa Vitória do Palmar, Rio Grande do Sul, Brasil. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 19, 2014, Córdoba. **Anais...** Córdoba: CGA, 2014, p. 1-2.
- CARON, F.; LIMA, L. G.; DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J.; BARBOZA, E. G.; ANTIQUEIRA, J. A. F.; ROSA, M. L. C. C.; MANZOLLI, R. P.; SILVA, A.B. Morphology, stratigraphy and factors controlling evolution of a transgressive barrier in southern Brazil. In: Meeting of the Americas. 1, 2010, Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu:AGU, 2010.
- CARON, F.; TOMAZELLI, L. J.; LIMA, L. G.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; DILLENBURG, S. R. Características Estratigráficas da Barreira Transgressiva Holocênica na Praia dos Concheiros, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 13, 2011, Armação de Búzios. **Anais eletrônicos...** Armação de Búzios: ABEQUA, 2011. Disponível em: <[http://www.abequa.org.br/trabalhos/2059\\_01\\_06\\_2011\\_01\\_06\\_37\\_resumofelipecaron.pdf](http://www.abequa.org.br/trabalhos/2059_01_06_2011_01_06_37_resumofelipecaron.pdf)>. Acesso em: 13/06/2014.
- CASSETI, V. **Geomorfologia**. 1. ed. Recife: FUNAPE, 2005. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em: 13/11/2014.
- CASTRO, I. E. "O problema da escala". In: CASTRO, I. E. *et al.* (Orgs.). **Geografia: conceitos e temas**. Rio de Janeiro: Bertrand, 1995.
- CASTRO, I. E. Análise geográfica e o problema epistemológico da escala. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 15, p. 21-25, 1992.



- Disponível em:  
 <[http://papegeo.igc.usp.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0101-97591992000100004&lng=pt&nrm=iso](http://papegeo.igc.usp.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0101-97591992000100004&lng=pt&nrm=iso)>. Acesso em: 10/01/2015.
- CHANG, H. K.; ASSINE, M. L.; CORRÊA, F. S.; TINEN, J. S.; VIDAL, A. C.; KOIKE, L. Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 2, p. 29-46, 2009.
- CORRÊA, I. C. S. Distribuição dos sedimentos modernos da plataforma continental entre São Paulo e Santa Catarina. **Pesquisas**, v. 3, p. 109-141, 1980.
- CORRÊA, I. C. S. **Morfologia e sedimentologia da plataforma continental entre São Paulo e Santa Catarina**. 1978. 147 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre/RS.
- CORRÊA, I. C. S.; MARTINS, L. R.; KETZER, J. M. M.; ELIAS, A. R. D.; MARTINS, R. Evolução sedimentológica e paleogeográfica da plataforma continental sul e sudeste do Brasil. **Pesquisas**, v. 9, p. 51-61, 1996.
- CURY, L. F. **Geologia do Terreno Paranaguá**. 2009. 202 f. Tese (Doutorado em Geotectônica) - Universidade de São Paulo, São Paulo/SP.
- DANIELS, D. J. **Surface penetrating radar**. London: The Institution of Electrical Engineers, 1996. 300 p.
- DAVIS, J. L & ANNAN, A. P. Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. **Geophysical Prospecting**, v. 37, p. 531-551, 1989.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DE INFRA-ESTRUTURA DE TRANSPORTES & INSTITUTO MILITAR DE ENGENHARIA. **Estudos ambientais da BR-280 e baía da Babitonga - canal do Linguado**. Rio de Janeiro: DNIT/IME, 2004. 149 p.
- DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO. **Tábua das marés - porto de São Francisco do Sul/SC**. 2007. Disponível em: <http://www.mar.mil.br/dhn/chm/tabuas/TabuasMare.html>>. Acessado dia 31/07/2007.
- DIAS, G. T. M. Classificação de sedimentos marinhos, proposta de representação em cartas sedimentológicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996, p. 423-426.
- DIAS, G. T. M.; MEDEIROS, M. F. Proposta de metodologia para a elaboração de cartas sedimentológicas. In: CONGRESSO DA

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 10, 2005, Armação de Búzios. **Anais eletrônicos...** Guarapari: ABEQUA, 2005. Disponível em: <

[http://www.abequa.org.br/trabalhos/0240\\_dias\\_medediros\\_csedim ento.pdf](http://www.abequa.org.br/trabalhos/0240_dias_medediros_csedim ento.pdf)>. Acesso em: 29/04/2014.

DIEHL, F. L. & HORN FILHO, N. O. Compartimentação geológico-geomorfológica da zona litorânea e planície costeira do Estado de Santa Catarina. **Notas Técnicas**, v. 9, p. 39-50, 1996.

DILLENBURG, S. R. & BARBOZA, E. G. The Dip and Strike-Fed Sandy Coast of Southern Brazil. In: MARTINI, I. P. & WANLESS H. R. (Orgs.). **Sedimentary Coastal Zones from High to Low Latitudes: Similarities and Differences**. London: Geological Society, 2014. Special Publications 388, doi:10.1144/SP388.16.

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

DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; HESP, P. A.; ROSA, M. L. C. C.; ANGULO, R. J.; SOUZA, M. C.; GIANNINI, P. C. F.; SAWAKUCHI, A. O. Discussion: "Evidence for a transgressive barrier within a regressive strandplain system: implications for complex response to environmental change" by HEIN, *et al.* (2013), **Sedimentology**, v. 61, n. 7, p. 2205-2212, 2014. doi: 10.1111/sed.12132

DOTT, R. H. JR. Edpisodic sedimentation – how normal is average? How rare is rare? Does it matter? **Journal of Sedimentary Petrology**. v. 53, n. 1, p. 5-23, 1983.

EMERY, D. & MYERS, K. **Sequence Stratigraphy**. Oxford: Blackwell Scientific Company, 1996, 297 p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. In: **Reunião técnica de levantamento de solos**. Rio de Janeiro: EMBRAPA-SNLCS, 1979. cap. 10.

FORNARI, M.; GIANNINI, P. C. F.; NASCIMENTO JUNIOR, D. R. Facies associations and controls on the evolution from a coastal bay to a lagoon system, Santa Catarina Coast, Brazil. **Marine Geology**, v. 323-325, p. 56-68, 2012.

FRACALOSSO, F. G.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; SILVA, A. B. O Registro em Subsuperfície da Barreira Pleistocênica entre Osório e Tramandaí - RS. **Gravel**, v. 8, p. 21-31, 2010.

- FUNDAÇÃO COORDENAÇÃO DE PROJETOS, PESQUISAS E ESTUDOS TECNOLÓGICOS. **Estudos hidráulicos e hidrológicos para controle de enchentes na cidade de Joinville**. 1. ed. Rio de Janeiro: COPPETEC, 1997. 42 p. Projeto Joinville – Programa de Saneamento Ambiental. Relatório final.
- GIBBARD, P. L.; COHEN, K. M. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. **Episodes**, v. 31, p. 243-247, 2008.
- GIBBARD, P. L.; COHEN, K. M. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. IUGS, 2010. Disponível em: <<http://www.stratigraphy.org>>. Acesso em: 17/01/2013.
- GONÇALVES, M. L. **Geologia para planejamento de uso e ocupação territorial do município de Joinville**. 1993. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade de São Paulo, São Paulo/SP.
- GONÇALVES, M. L. & KAUL, P. F. T. Evolução geológica. In: FATMA. **Atlas Ambiental da Região de Joinville: Complexo Hídrico da baía da Babitonga**: Florianópolis: FATMA/GTZ, 2002. p. 5-8.
- GONÇALVES, M. L.; CARVALHO, R. J.; BARBOSA, A.; VOLTZ, R. Descrição dos aspectos fisiográficos da bacia do rio Cubatão, região nordeste de Santa Catarina. **Revista Saúde e Ambiente**, v. 3, n. 2, p. 49-59, 2002.
- GONÇALVES, M. L.; OLIVEIRA, T. O Meio Ambiente e sua dinâmica na região de Joinville. In: PREFEITURA MUNICIPAL DE JOINVILLE. **Joinville 150 anos**. Joinville: Letra d'água, 2001. cap. 6, p. 67-84.
- GRÉ, J. C. **Aspectos sedimentares da plataforma continental de Santa Catarina**. 1983. 91 f. Porto Alegre. 91p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre/RS.
- GUEDES, C. C. F.; SAWAKUCHI, A. O.; GIANNINI, P. C. F.; DEWITT, R.; AGUIAR, V. A. P. Datação por luminescência opticamente estimulada: princípios e aplicabilidade nos depósitos sedimentares brasileiros. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 13, 2011, Armação de Búzios. **Anais eletrônicos...** Armação de Búzios: ABEQUA, 2011. Disponível em: <[http://www.abequa.org.br/trabalhos/ccfgLOE\\_Abequa\\_final.pdf](http://www.abequa.org.br/trabalhos/ccfgLOE_Abequa_final.pdf)>. Acesso em: 13/02/2014.
- HANEOUTH, T. J. J.; SAITO, Y.; TANABE, S.; VU, Q. L.; NGO, Q. T. Sea levels during late marine isotope stage 3 (or older?) reported from

the Red River delta (northern Vietnam) and adjacent regions. **Quaternary International**, v. 145-146, p. 119-134, 2006.

HAUPT, L. **Setorização e caracterização morfosedimentar das praias de São Francisco do Sul/SC**. 2011. Trabalho de Conclusão (Graduação em Geografia) - Universidade da Região de Joinville, Joinville/SC.

HEIN, C. J.; FITZ GERALD, D. M.; CLEARY, W. J.; ALBERNAZ, M. B.; MENEZES, J. T.; KLEIN, A. H. F. Evidence for a transgressive barrier within a regressive strandplain system: Implications for complex coastal response to environmental change. **Sedimentology**, v. 60, n. 2, p. 469-502, 2013. doi: 10.1111/j.1365-3091.2012.01348.x

HOBBS, C. H.; KRANTZ, D. E.; WIKEL, G. L. Coastal Processes and Offshore Geology. In: BAILEY, C. (Org.). **The Geology of Virginia**. Gloucester Point: College of William and Mary, 1998, p. 1-44. Disponível em: <[http://www.eescience.utoledo.edu/Faculty/Krantz/download\\_files/Virginia\\_Coast.Hobbs\\_Krantz\\_%26\\_Wikel.2008.pdf](http://www.eescience.utoledo.edu/Faculty/Krantz/download_files/Virginia_Coast.Hobbs_Krantz_%26_Wikel.2008.pdf)>. Acesso em: 29/04/2013.

HORN FILHO, N. O. & DIEHL, F. L. Geologia da planície costeira de Santa Catarina. **Alcance**, v. 1, n. 1, p. 95-102, 1994.

HORN FILHO, N. O. & DIEHL, F. L. Geologia da planície costeira de Santa Catarina, Brasil. In: CONGRESSO DO QUATERNÁRIO DE PAÍSES DE LÍNGUAS IBÉRICAS, 1, 2001, Lisboa. **Anais...** Lisboa: GTPEQ, AEQUA, SGP, 2001, p. 203-206.

HORN FILHO, N. O. **O Quaternário costeiro da ilha de São Francisco do Sul e arredores, nordeste do Estado de Santa Catarina - aspectos geológicos, evolutivos e ambientais**. 1997. 283 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre/RS.

HORN FILHO, N. O. Setorização da Província Costeira de Santa Catarina em base aos aspectos geológicos, geomorfológicos e geográficos. **Geosul**, v. 18, n. 35, p. 71-98, jan/jun, 2003.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual técnico de geomorfologia**. 2 ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009. 182p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Mapa Geológico (Folhas SG-22-Z-B-II e SG-22-Z-B-I)**. Florianópolis: IBGE, 2002a. escala 1:100.000.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Mapa Geomorfológico (Folhas SG-22-Z-B-II e SG-22-Z-B-I)**. Florianópolis: IBGE, 2002b. escala 1:100.000.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Mapa Geomorfológico (Folha Joinville SG-22-Z-B)**. Florianópolis: IBGE, 2004. escala 1:250.000.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. EMPRESA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA E EXTENSÃO RURAL DE SANTA CATARINA. **Mapoteca topográfica digital do estado de Santa Catarina**. 2004. Disponível em: <[http://ciram.epagri.sc.gov.br/mapoteca/pre\\_download\\_mapa\\_shp.js](http://ciram.epagri.sc.gov.br/mapoteca/pre_download_mapa_shp.js)>. Acesso em: 17/02/2012.

JOL, H. M. & BRISTOW, C. S. GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. In: BRISTOW, C. S. & JOL, H. M. (Orgs.). **Ground Penetrating Radar in Sediments**. London: Geological Society, 2003. p. 09-27.

KAUL, P. F. T.; COITINHO, J. B. L.; ISSLER, R. S. **Suite intrusiva serra do Mar: resultados preliminares**. Florianópolis: RADAMBRASIL, 1982. 15 p.

KAUL, P. F. T.; TEIXEIRA, W. Archean and early proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo states, south-southeastern Brazil :an outline of their geological evolution. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 1, p. 172-182, 1982.

KELLER, G. V. Rock and mineral properties. Investigations in Geophysics. In: NABIGHIAN, M. N. (Org.). **Electromagnetic Methods in Applied Geophysics**. Society of Exploration Geophysicists, 1987. p. 13-51. ISBN (online): 978-1-56080-268-6.

KLEIN, D. A. **Registros de variações ambientais no Canal de São Sebastião (Estado de São Paulo), durante o último ciclo glacial**. 2005. 85 f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) – Universidade de São Paulo, São Paulo/SP.

LACOSTE, Y. A. **Geografia - Isso serve, em primeiro lugar, para fazer a Guerra**. 13 ed. Campinas: Papirus. 1988.

LARSONNEUR, C. La cartographie de's dépôts meubles sur le plateau continental français: méthode mise du points et utilisée em Manche. **Journal Redi Oceanog**, v. 2, p. 34-39, 1977.

LEFEBVRE, H. **De lo rural a lo urbano**. 3. ed. Barcelona: Ediciones Península, 1975. 268 p.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial processes in geomorphology**. San Francisco: W. H. Freeman and Company, 1964. 522 p.

LIMA, L. G.; DILLENBURG, S. R.; MEDEANIC, S.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; TOMAZELLI, L. J.; DEHNHARDT, B. A.; CARON, F.

Sea-level rise and sediment budget controlling the evolution of a transgressive barrier in southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 42, p. 27-38, 2013.

LYELL, C. **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, 1830. 1 v. Disponível em: <http://www.esp.org/books/lyell/principles/facsimile/title3.html>.

Acessado dia 15/03/2014.

MAACK, R. Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, 2:99-200, 1947.

MADSEN, A. T. & MURRAY, A. S. Optically stimulated luminescence dating of young sediments: A review. **Geomorphology**, v. 109, p. 3-16, 2009.

MAHIQUES, M. M.; ANGULO, R. J.; VEIGA, F. A.; KLEIN, D. A.; SOUZA, M. C. Evidences of high sea level during isotope stage 3? Two case studies from the southern Brazilian inner shelf and coast. In: International Union for Quaternary Research, 17, 2007, Cairns. **Anais...** Cairns: INQUA, 2007, p. 263-263.

MANZOLLI, R. P.; PORTZ, L. C.; ROSA, M. L. C. C.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J. 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: CONGRESSO DE OCEANOGRAFIA, 4, 2010, Rio Grande. **Anais...** Rio Grande: SBO, 2010, p. 1-2.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G. **Mapa geológico do Quaternário costeiro dos estados do Paraná e Santa Catarina**. Série Geologia, n. 28, seção geologia básica, n. 18. Brasília: DNPM, 1988.

MARTINHO, C. T. **Morfodinâmica e evolução de campos de dunas transgressivos quaternários do litoral do Rio Grande do Sul**. 2008. 215 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre/RS.

MARTINS, V. M. **Relação solo-relevo-substrato geológico na planície costeira sedimentar de Bertioga - SP**. 2009. 273 f. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo/SP.

MELLO, C. L. Aloestratigrafia e análise de fácies: "revoluções" na geologia sedimentar e o estudo do Quaternário. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 17, p. 93-108, 1994.

- MENDES, J. C. **Elementos de Estratigrafia**. São Paulo: T. A. Queiroz, 1984.
- MIALL, A. D. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth Science Reviews**, v. 22, n. 4, p. 261-300, 1985.
- MIALL, A. D. 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**. Tulsa: Concepts Sedim. Palaeont., 1991. p. 6-12. vol. 3.
- MIALL, A. D. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In: MIALL, A. D. (Org.) **Fluvial Sedimentology**. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, 1988. p. 597-604.
- MIALL, A.D. **Principles of sedimentary basin analysis**. New York: Springer-Verlag, 1996. 668 p.
- MITCHUM JR., R. M.; VAIL, P. R.; SANGREE, J. B. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: PAYTON, C. E. (Org.). **Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa: AAPG, 1977. p. 53-62. (Memoir#26).
- MURRAY-WALLACE, C. V.; BELPERIO, A. P.; GOSTIN, V. A.; CANN, J. H. Amino acid racemization and radiocarbon dating of interstadial marine strata (oxygen isotope stage 3), Gulf St. Vincent, South Australia. **Marine Geology**, v. 110, p. 83- 92, 1993.
- MURRAY, A. S. & OLLEY, J. M. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentar quartz: a status review. **Geochronometria**, v. 21, p. 1-16, 2002.
- MURRAY, A. S. & WINTLE, A. G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. **Radiation Measurements**, v. 32, p. 57-73, 2000.
- NEAL, A. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. **Earth-Science Review**, v. 66, p. 261-330, 2004.
- NEAL, A.; RICHARDS, J.; PYE, K. Structure and development of shell cheniers in Essex, southeast England, investigated using high-frequency ground-penetrating radar. **Marine Geology**, v. 185, p. 435-469, 2002.

OLHOEFT, G. R. Electrical properties of rocks. In: JUDD, Y. S. W. R. & ROY, R. F. (Orgs.). **Physical Properties of Rocks and Minerals**. New York: McGraw-Hill, 1981. p. 257-330.

OLIVEIRA, F. A. & VIEIRA, C. V. Geomorfologia. In: FATMA. **Plano de Manejo do Parque Estadual Acaraí**. Florianópolis: FATMA, 2008. CDROM.

OLIVEIRA, F. A. **Estudo do Aporte Sedimentar em Suspensão na baía da Babitonga sob a Ótica da Geomorfologia**. 2006. 320 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade de São Paulo, São Paulo/SP.

OLIVEIRA, J. F. & BARBOZA, E. G. A Dinâmica Costeira no Litoral de Jaguaruna, Santa Catarina. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 19, 2014, Córdoba. **Anais...** Córdoba: CGA, 2014, p. 12-17.

OLIVEIRA, M. S. C. **Os sambaquis da planície costeira de Joinville, litoral norte de Santa Catarina: geologia, paleogeografia e conservação *in situ***. 2000. 310 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis/SC.

OSTERBERG, E. C. Late Quaternary (marine isotope stages 6-1) seismic sequence stratigraphic evolution of the Otago continental shelf, New Zealand. **Marine Geology**, v. 229, p. 159-178, 2006.

PANDOLFO, C.; BRAGA, H. J.; SILVA JR, V. P. da; MASSIGNAM, A. M., PEREIRA, E. S.; THOMÉ, V. M. R.; VALCI, F.V. **Atlas climatológico do Estado de Santa Catarina**. Florianópolis: EPAGRI, 2002. CDROM.

PEREIRA, C. S. Meteorologia. In: IKEDA, Y. (Org.). **Diagnóstico Ambiental Oceânico Costeiro das Regiões Sul e Sudeste do Brasil**. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 1994. p. 243-347. Volume II.

PETERS JR, L.; DANIELS, J. J.; YOUNG, J. D. Ground penetrating radar as a subsurface environmental sensing tool. **Proceedings of the IEEE**, v. 82, n. 12, p. 1802-1822, 1994.

PINTO, G. P. **O método GPR aplicado à localização de tubulações utilizadas no abastecimento de água na região urbana do município de Belém – Pará**. 2010. 96 f. Dissertação (Mestrado em Geofísica) - Universidade Federal do Pará, Belém/PA.

PORSANI, J. L. **Ground Penetrating Radar (GPR): Proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado-SP**. 1999. 145 f. Tese (Doutorado em Geofísica) - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.



- POSSAMAI, T. ; VIEIRA, C. V. ; OLIVEIRA, F. A. ; HORN FILHO, N. O. Geologia Costeira da Ilha de São Francisco do Sul, Santa Catarina. **Revista de Geografia (Recife)**, v. 2, p. 45-57, 2010.
- PRESCOTT, J. R. & ROBERTSON, G. B. Sediment dating by luminescence: a review. **Radiation Measurements**, v. 27, n. 5-6, p. 893-922, 1997.
- RABINEAU, M.; BERNÉ, S.; OLIVET, J. L.; ASLANIAN, D.; GUILLOCHEAU, F.; JOSEPH, P. Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). **Earth and Planetary Science Letters**, v. 252, n. 1-2, p. 119-137, 2006.
- RACINE, J. B.; RAFFESTIN, C.; RUFFY, V. Escala e ação, contribuição para uma interpretação do mecanismo de escala na prática da Geografia. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 45, n. 1, p. 123-135, jan/mar, 1983.
- REINECK, H. E. & SINGH, I. B. **Depositional sedimentary environments**. Berlin: Springer-Verlag, 1973. 439 p.
- RIBEIRO, A. G. **Paisagem e organização espacial na região de Palmas e Guarapuava - PR**. 1989. 336 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade de São Paulo, São Paulo/SP.
- ROCKETT, G. C.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C. Estimativa da Espessura Sedimentar e Relações Estratigráficas na Região da Planície de Deflação do Campo de Dunas de Itapeva/RS, através de dados de Georradar. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 14, 2013, Natal. **Anais Eletrônicos...** Natal: ABEQUA, 2013. Disponível em: < [http://www.abequa.org.br/trabalhos/evocost\\_2014\\_14.pdf](http://www.abequa.org.br/trabalhos/evocost_2014_14.pdf) >. Acesso em: 06/10/2014.
- ROCKETT, G. C.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; GRUBER, N. L. S. Caracterização Geológica e Geomorfológica do Campo de Dunas de Itapeva, RS, Brasil. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 19, 2014, Córdoba. **Anais...** Córdoba: CGA, 2014, p. 12-36.
- RODRIGUEZ, A. B.; ANDERSON, J. B.; BANFIELD, L. A.; TAVIANI, M.; AB-DULAH, K.; SNOW, J. N. Identification of a -15 m middle Wisconsin shoreline on the Texas inner continental shelf. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 158, p. 25-43, 2000.
- ROSA, M. L. C. C. **Geomorfologia, padrões de empilhamento e potencial de preservação do registro estratigráfico dos sistemas deposicionais costeiros no Quaternário do Rio Grande**

- do Sul**. 2012. 246 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre/RS.
- ROSA, M. L. C. C.; TOMAZELLI, L. J.; BARBOZA, E. G. Caracterização através de dados de georadar da barreira costeira entre o balneário de Nova Tramandaí e Jardim do Éden, litoral norte do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 46, 2012, Santos. **Anais...** Santos, 2012, p. CDROM.
- SALGADO, E. T.; TOMASI NETO, D.; PORTZ, L. C.; MANZOLLI, R. P.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J. Identificação da Ocorrência de Washover no trecho Sul da Margem Oeste da Laguna dos Patos através de Imagens de GPR. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 14, 2013, Natal. **Anais Eletrônicos...** Natal: ABEQUA, 2013. Disponível em: <[http://www.abequa.org.br/trabalhos/geomorfo\\_2014\\_28.pdf](http://www.abequa.org.br/trabalhos/geomorfo_2014_28.pdf)>. Acesso em: 06/10/2014.
- SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; SANTOS, J.; BARRETO, A. M. F. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 2, p. 402-413, 2007.
- SANTA CATARINA. GABINETE DE PLANEJAMENTO. **Atlas de Santa Catarina**. Rio de Janeiro: Aerofoto Cruzeiro, 1986. 173 p.
- SANTA CATARINA. SECRETARIA DO DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO SUSTENTÁVEL. **Restituição aerofotogramétrica, ortofotos e modelo digital do terreno do município de São Francisco do Sul**. 2010. CD-ROM.
- SANTOS, E. O. & SILVA, F. A. C. Revisitando o conceito de escala na Geografia. **Boletim Geográfico**, v. 32, n. 3, p. 16-27, 2014.
- SANTOS, M. **Por uma Geografia Nova**. São Paulo: Hucitec/Edusp, 1978.
- SÃO FRANCISCO DO SUL. SECRETARIA DE INFRAESTRUTURA, URBANISMO E INTEGRAÇÃO. **Ortofotos do município de São Francisco do Sul**. Escala 1:10.000. 2005.
- SÃO FRANCISCO DO SUL. SECRETARIA DE INFRAESTRUTURA, URBANISMO E INTEGRAÇÃO. **Restituição aerofotogramétrica do município de São Francisco do Sul**. Escala 1:2.000. 2005.
- SÃO FRANCISCO DO SUL. SECRETARIA DE INFRAESTRUTURA, URBANISMO E INTEGRAÇÃO. **Ortofotos do município de São Francisco do Sul**. Escala 1:25.000. 2006.

- SÃO FRANCISCO DO SUL. SECRETARIA DE INFRAESTRUTURA, URBANISMO E INTEGRAÇÃO. **Restituição aerofotogramétrica do município de São Francisco do Sul**. Escala 1:10.000. 2006.
- SAWAKUCHI, A. O.; BLAIR, M. W.; DEWITT, R; FALEIROS, F. M.; HYPOLITO, T.; GUEDES, C. C. F. Thermal history versus sedimentary history: OSL sensitivity of quartz grains extracted from rocks and sediments. **Quaternary Geochronology**, v. 6, p. 262-272, 2011.
- SCHETTINI, C. A. F & CARVALHO, J. L. B. Caracterização hidrodinâmica do estuário do rio Cubatão, Joinville. **Notas Técnicas Facimar**, v. 3, p. 87-97, 1999.
- SERVIÇO DE APOIO AS MICRO E PEQUENAS EMPRESAS. **Santa Catarina em números**. Florianópolis: SEBRAE/SC, 2010, 117 p.
- SERVIÇOS AEROFOTOGRAMÉTRICOS CRUZEIRO DO SUL S/A. **Aerofotos do município de São Francisco do Sul**. Escala de voo 1:12.000. 1957.
- SERVIÇOS AEROFOTOGRAMÉTRICOS CRUZEIRO DO SUL S/A. **Aerofotos do município de São Francisco do Sul**. Escala de voo 1:25.000. 1978.
- SEVERIANO RIBEIRO, H. J. P. Sismo-Estratigrafia. In: SEVERIANO RIBEIRO, H. J. P. (Org.). **Estratigrafia de Sequências - Fundamentos e Aplicações**. São Leopoldo: EDUNISINOS, 2000, p. 73-98.
- SHORT, A. D. Beach response to variation in breaker height. In: INTERNATIONAL CONFERENCE OF COASTAL ENGINEERING, 17, 1980, Sidney. **Anais...** Sidney: ASCE, 1980, p. 1016-1035.
- SIGA JR, O. **Domínios Tectônicos do Sudeste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina: Geocronologia e Evolução Crustal**. 1995. 212 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade de São Paulo, São Paulo/SP.
- SIGA JR, O.; BASEI, M. A. S.; MACHIAVELLI, A. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, n. 3, p. 215-223, 1993.
- SILVA, A. L. C.; SILVA, M. A. M.; GAMBÔA, L. A. P.; RODRIGUES, A. R. Sedimentary architecture and depositional evolution of the Quaternary coastal plain of Maricá, Rio de Janeiro, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 2, p. 191-206, 2014.
- SILVA, L. F. **Alterações morfodinâmicas no canal do linguado pela remoção do dique que o separa da baía da Babitonga (SC)**.

2011. 198 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre/RS.

SKEMPTON, A. W. Standard penetration test procedures and the effects in sands of overburden pressure, relative density, particle size, ageing and overconsolidation. **Geotechnique**: v. 36, n. 3, p. 425-447, 1986.

SOUZA, M. C. **Estratigrafia e evolução das barreiras holocênicas paranaenses, sul do Brasil**. 2005. 121 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba/PR.

SOUZA, M. C. **Mapeamento da planície costeira e morfologia e dinâmica das praias do município de Itapoá, Estado de Santa Catarina: subsídios à ocupação**. 1999. 196 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba/PR.

SOUZA, M. C.; ANGULO, R. J.; PESSENDA, L. C. R. Evolução paleogeográfica da planície Costeira de Itapoá, litoral norte de Santa Catarina. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 31, n. 2, p. 223-230, 2001.

SUGUIO, K. & MARTIN, L. **Mapa geológico do litoral de São Paulo, folha de Bertiga**. São Paulo: Secretaria de Obras e Meio Ambiente/Departamento de Águas e Energia Elétrica. 1978. escala 1:100.000.

SUGUIO, K. **Dicionário de geologia marinha: com termos correspondentes em inglês, francês e espanhol**. São Paulo: T.A. Queiroz, 1992. 171p. vol.15.

SUGUIO, K. **Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins**. Rio de Janeiro: Bertrand, 1998. 1222 p.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais: (passado + presente=futuro?)**. São Paulo: Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, 1999. 366 p.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n. 4, p. 273-286, 1985.

TANAKA, A. P. B.; GIANNINI, P. C. F.; FORNARI, M.; JUNIOR, D. R. N.; SAWAKUCHI, A. O.; RODRIGUES, S. I.; MENEZES, P. M. L. DEBLASIS, P.; PORSANI, J. L. A planície costeira holocênica de Campos Verdes (Laguna, SC): evolução sedimentar inferida a partir de georradar

(GPR), granulometria e minerais pesados. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n. 4, p. :751-767, 2009.

TOMAZELLI, L. J. & VILLWOCK, J. A. Mapeamento Geológico de Planícies Costeiras: o Exemplo da Costa do Rio Grande do Sul. **Gravel**, v. 3, p. 109-115, 2005.

TOMAZELLI, L. J.; BARBOZA, E. G.; DILLENBURG, S. R.; ROSA, M. L. C. C.; CARON, F.; LIMA, L. G.. **Implantação, preenchimento e desenvolvimento de vales incisos na porção sul da Planície Costeira do Rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro: Projeto PETROBRAS, 2008. Relatório Interno, 102p.

TRUCCOLO, E. C.; SCHETTINI, C. A. F. Marés astronômicas na baía da Babitonga, SC. **Notas Técnicas Facimar**, v. 3, p. 57-66, 1999.

UNITED STATES OF AMERICA. UNITED STATES NAVY. **Aerofoto do município de São Francisco do Sul**. Escala de voo 1:20.000. 1937-1939.

VEIGA, F. A. **Mapeamento sedimentar e evolução estratigráfica da plataforma continental interna paranaense e suas correlações com a planície costeira adjacente**. 2005. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade Federal do Paraná, Curitiba/PR.

VIEIRA, C. V. & HORN FILHO, N. O. Mapeamento geológico costeiro do canal do Palmital, litoral Norte de Santa Catarina. **Geosul**, v. 27, n. 54, 2012.

VIEIRA, C. V. **Análise Paleogeográfica do sambaqui Ribeirão do Cubatão: subsídios para uma análise geoarqueológica**. 2005. 97 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geografia) - Universidade da Região de Joinville, Joinville/SC.

VIEIRA, C. V. **Geologia costeira e evolução paleogeográfica do setor oriental da folha Garuva, nordeste de Santa Catarina, Brasil**. 2008. 171 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis/SC.

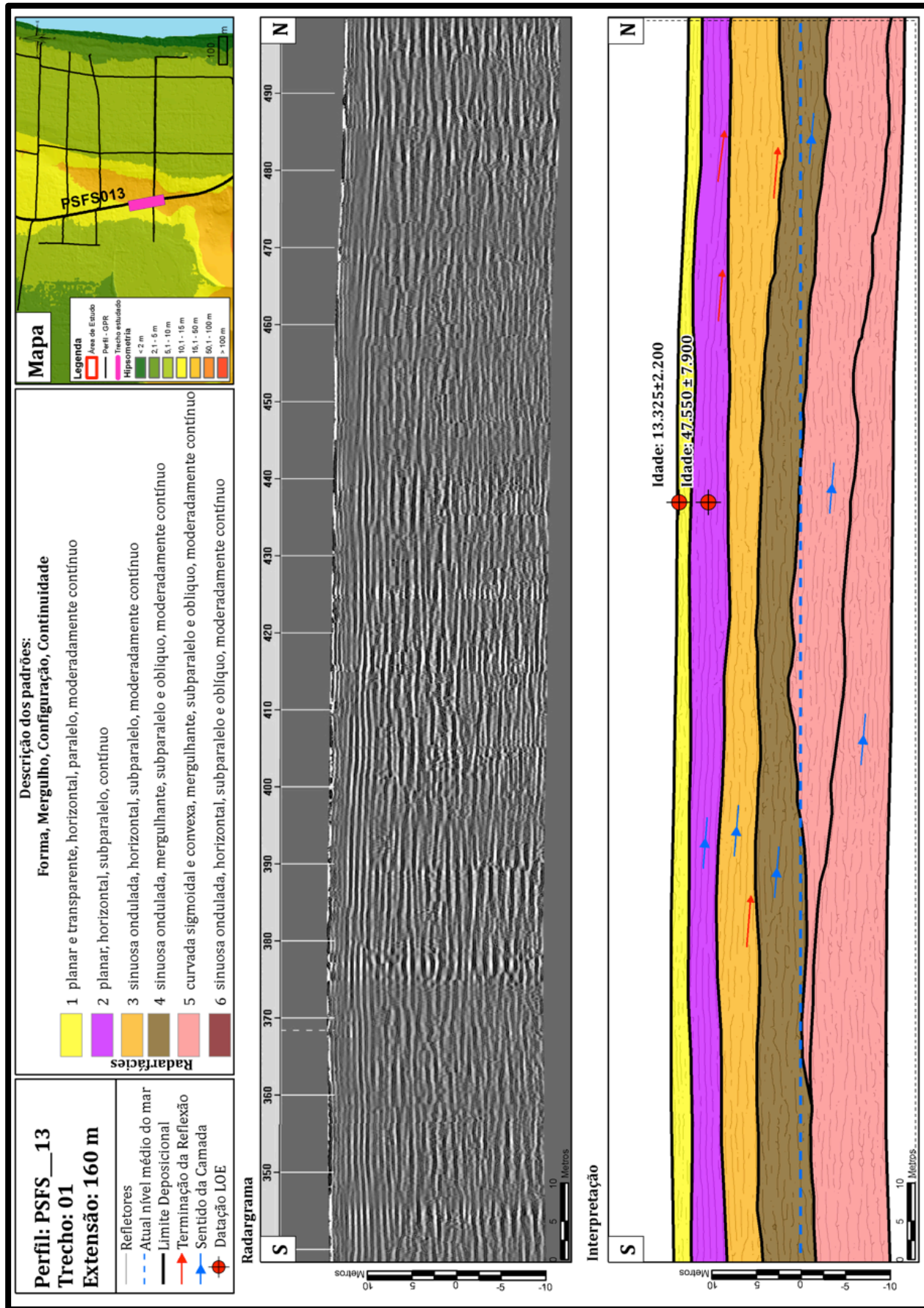
VIEIRA, C. V.; HORN FILHO, N. O. Carta sedimentológica do complexo estuarino da baía da Babitonga, Santa Catarina, Brasil. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE CIÊNCIAS DO MAR, 12, 2007, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: COLACMAR, 2007, CDROM.

VIEIRA, C. V.; HORN FILHO, N. O.; BONETTI, C. V. D. H.; BONETTI, J. Caracterização morfossedimentar e setorização do complexo estuarino da baía da Babitonga/SC. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 62-63, p. 85-105, 2008.

- VILLWOCK, J. A. & TOMAZELLI, L. J. **Geologia costeira do Rio Grande do Sul**. Notas Técnicas. Porto Alegre: CECO, Instituto de Geociências, UFRGS, 1995, 8, 45p.
- WARD, S. H. & HOHMANN, G. W. Electromagnetic theory for geophysical applications. In: NABIGHIAN, M. N. (Org.). **Electromagnetic methods in applied geophysics**. SEG, 1987. p. 131-311.
- WATANABE, D. S. Z.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; MARTINS, E. M.; AYUP-ZOUAIN, R. N. Caracterização Geométrica do Acoplamento das Barreiras Pleistocênicas no Litoral Sul do Rio Grande do Sul, Brasil. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 14, 2013, Natal. **Anais Eletrônicos...** Natal: ABEQUA, 2013. Disponível em: <[http://www.abequa.org.br/trabalhos/evocost\\_2014\\_05.pdf](http://www.abequa.org.br/trabalhos/evocost_2014_05.pdf)>. Acesso em: 13/09/2014.
- WIGHTMAN, W. E.; JALINOOS, F.; SIRLES, P.; HANNA, K. **Application of Geophysical Methods to Highway Related Problems**. Lakewood: Federal Highway Administration, Central Federal Lands Highway Division, 2003. Disponível em: <<http://www.cflhd.gov/resources/agm/>>. Acessado dia 11/09/2014.
- WINTLE, A. G. & MURRAY, A. S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. **Radiation Measurements**, v. 41, p. 369-391, 2006.
- ZEMBRUSKI, S. G. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias adjacentes. In: CHAVES, H. A. F. (Org.). **Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas adjacentes (Relatório Final)**. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/CENPES, 1979. p. 129-177. (Série Projeto REMAC).
- ZULAR, A. **Sedimentologia e cronologia por luminescência da Ilha de São Francisco do Sul (SC): considerações sobre a evolução holocênica de barreiras arenosas da costa sul e sudeste do Brasil**. 2011. 95 f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) - Universidade de São Paulo, São Paulo/SP.

**APÊNDICE A - RADARGRAMAS E INTERPRETAÇÕES DE  
RADARFÁCIES.**

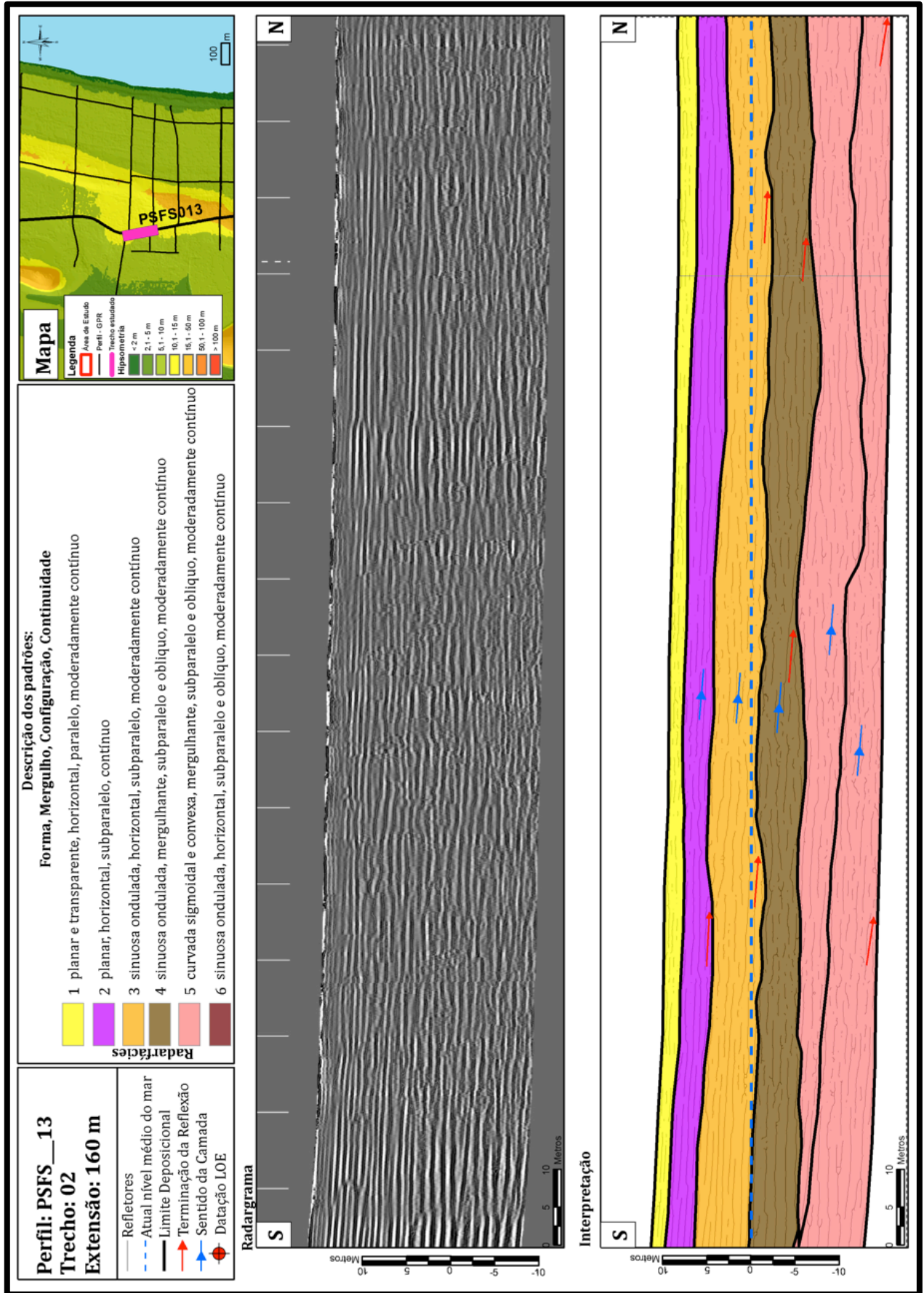
Figura 1- Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido Sul-Norte, PSFS-13, trecho 01.



Fonte: do autor.



Figura 2 - Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido Sul-Norte, PSFS-13, trecho 02.



Fonte: do autor.

Figura 3- Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido Sul-Norte, PSFS-13, trecho 03.

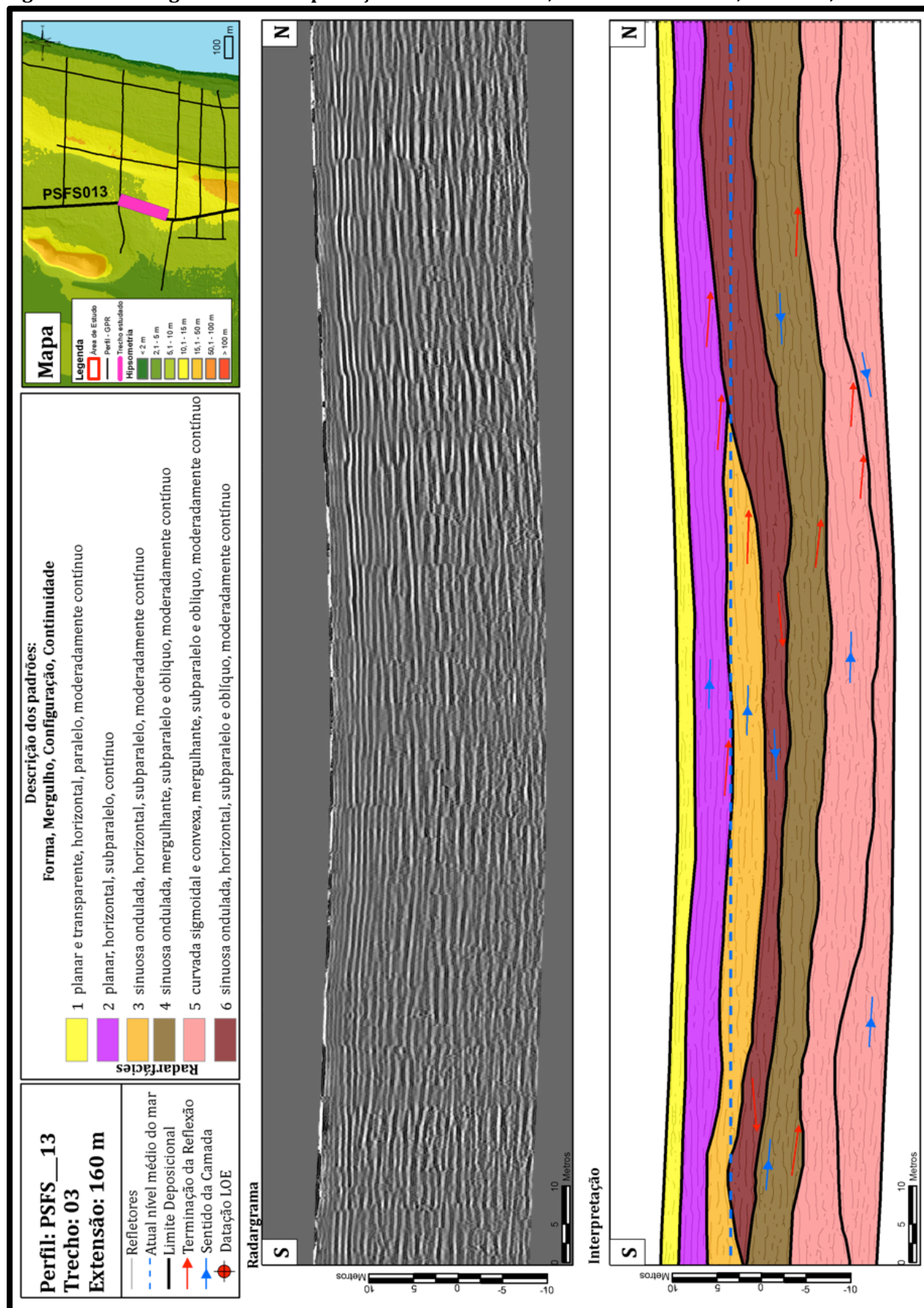
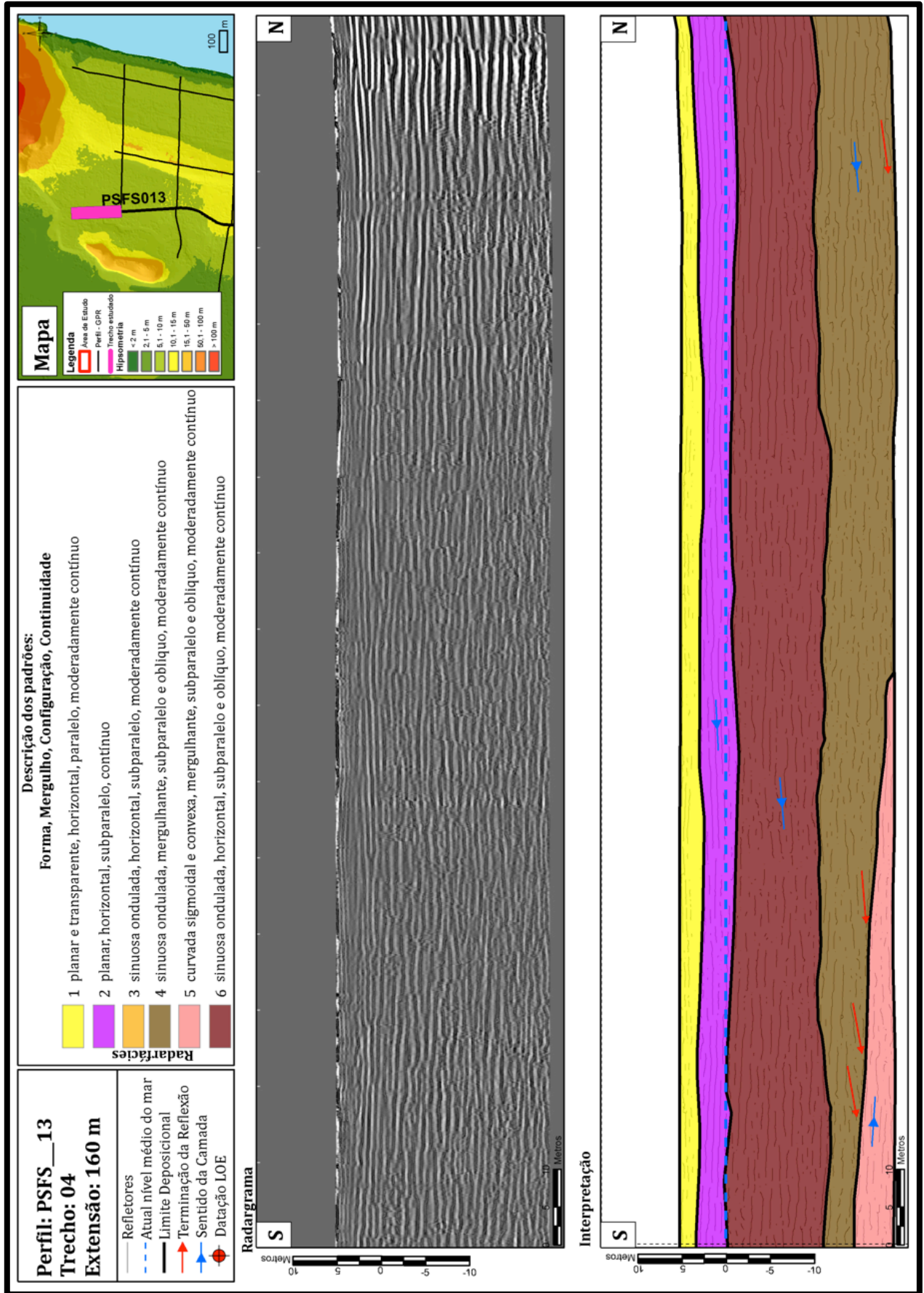
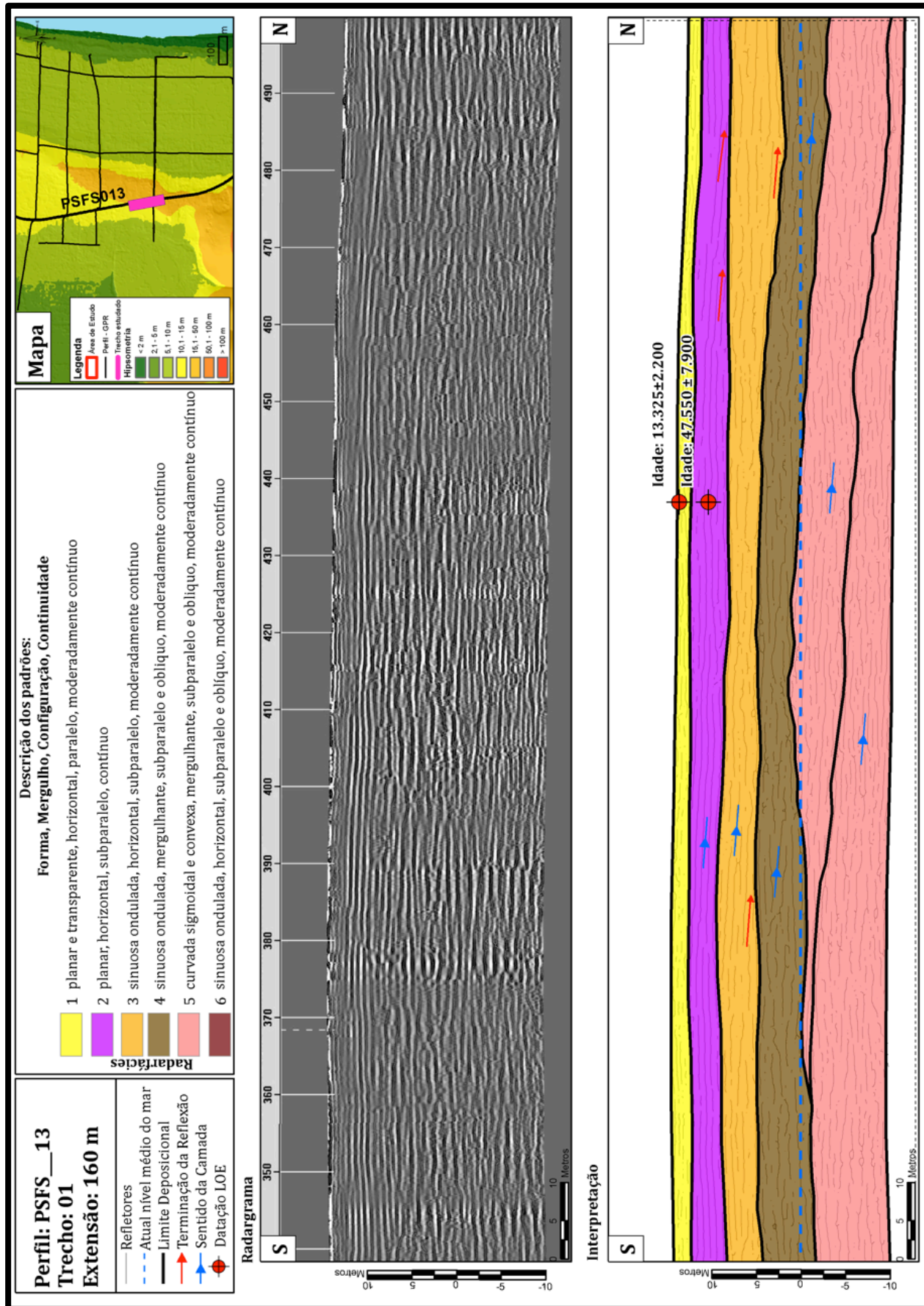


Figura 4 - Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido Sul-Norte, PSFS-13, trecho 04.



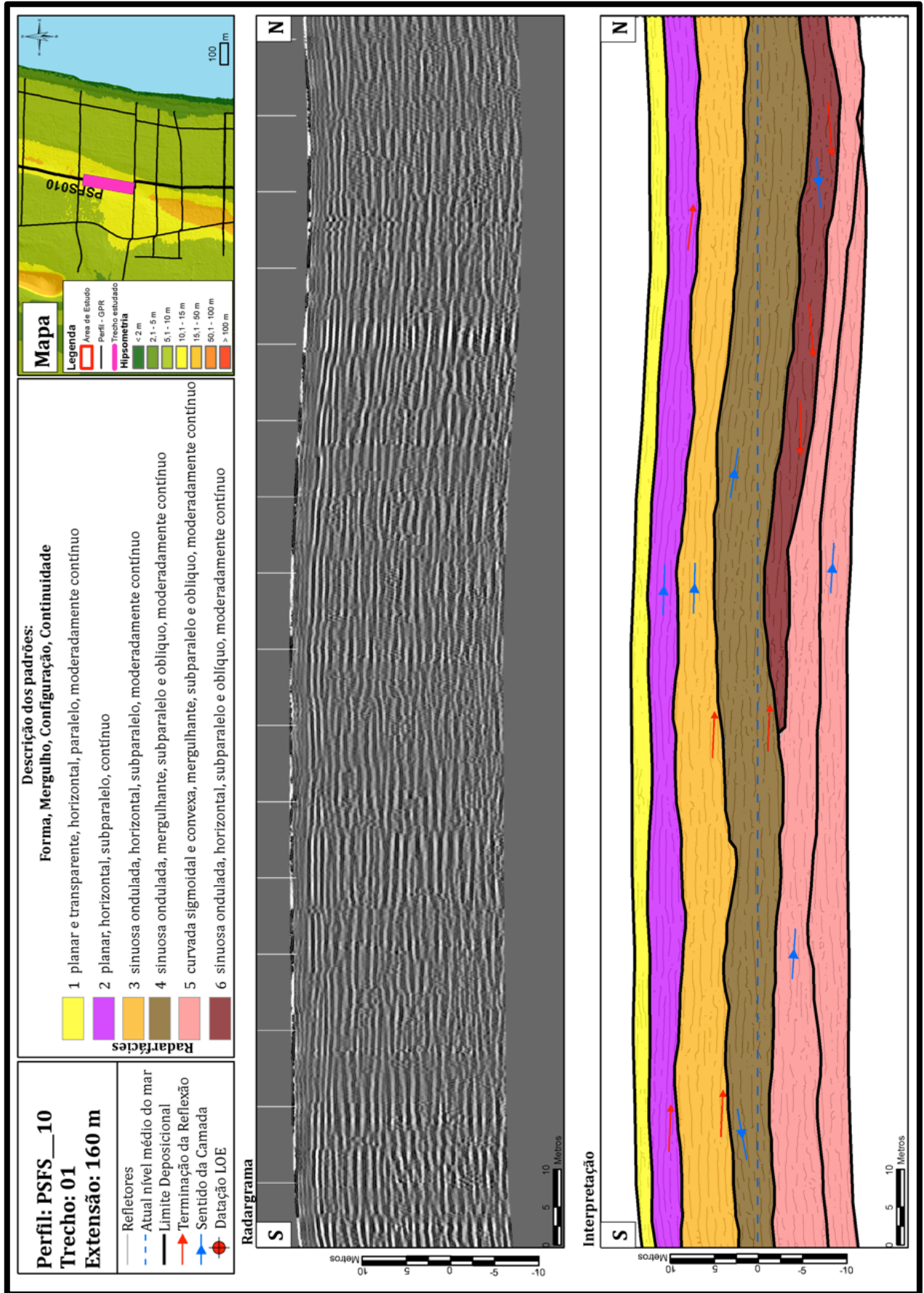
Fonte: do autor.

Figura 5 - Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido Sul-Norte, PSFS-13, trecho 01.



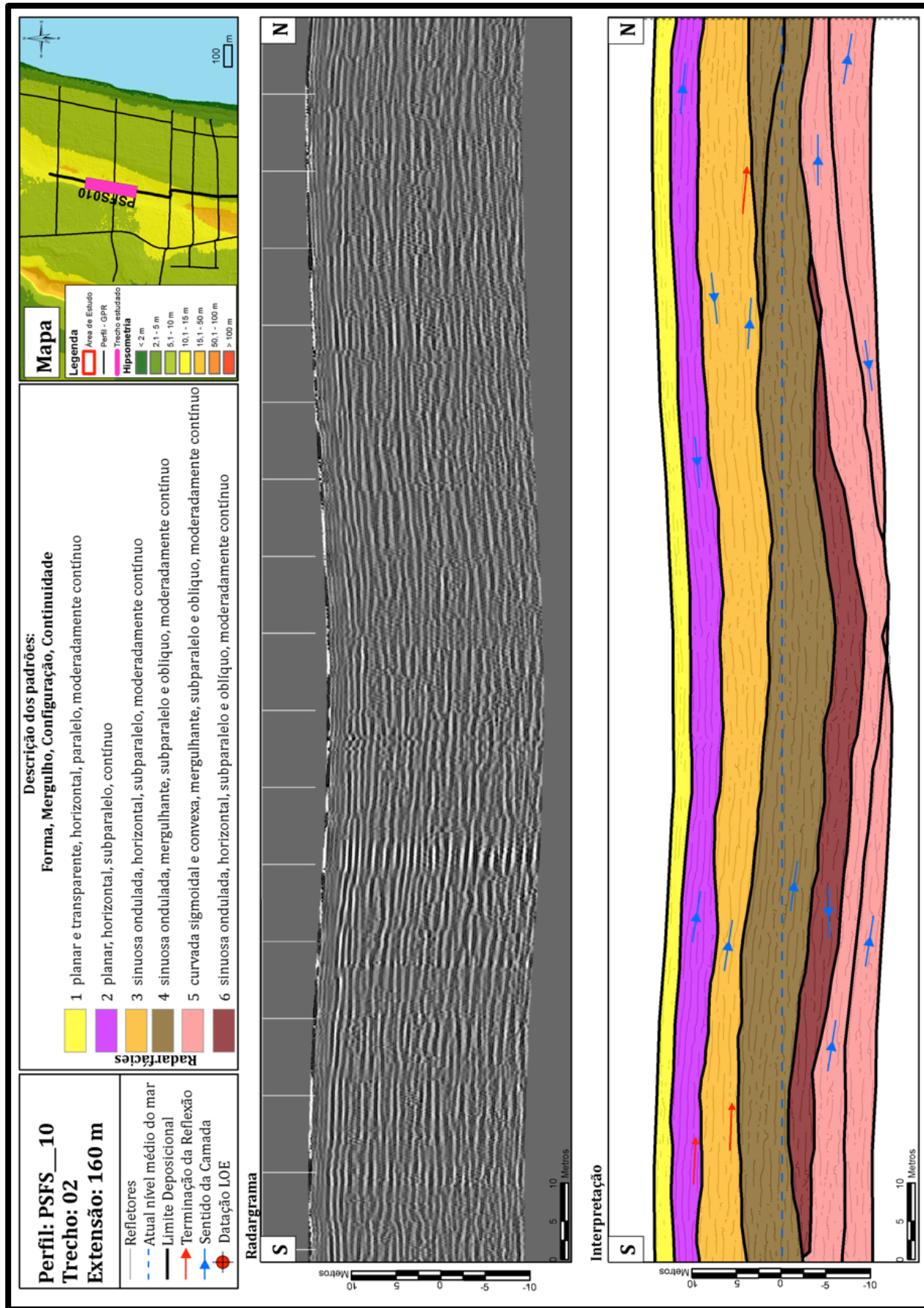
Fonte: do autor.

Figura 6 - Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido Sul-Norte, PSFS-10, trecho 01.



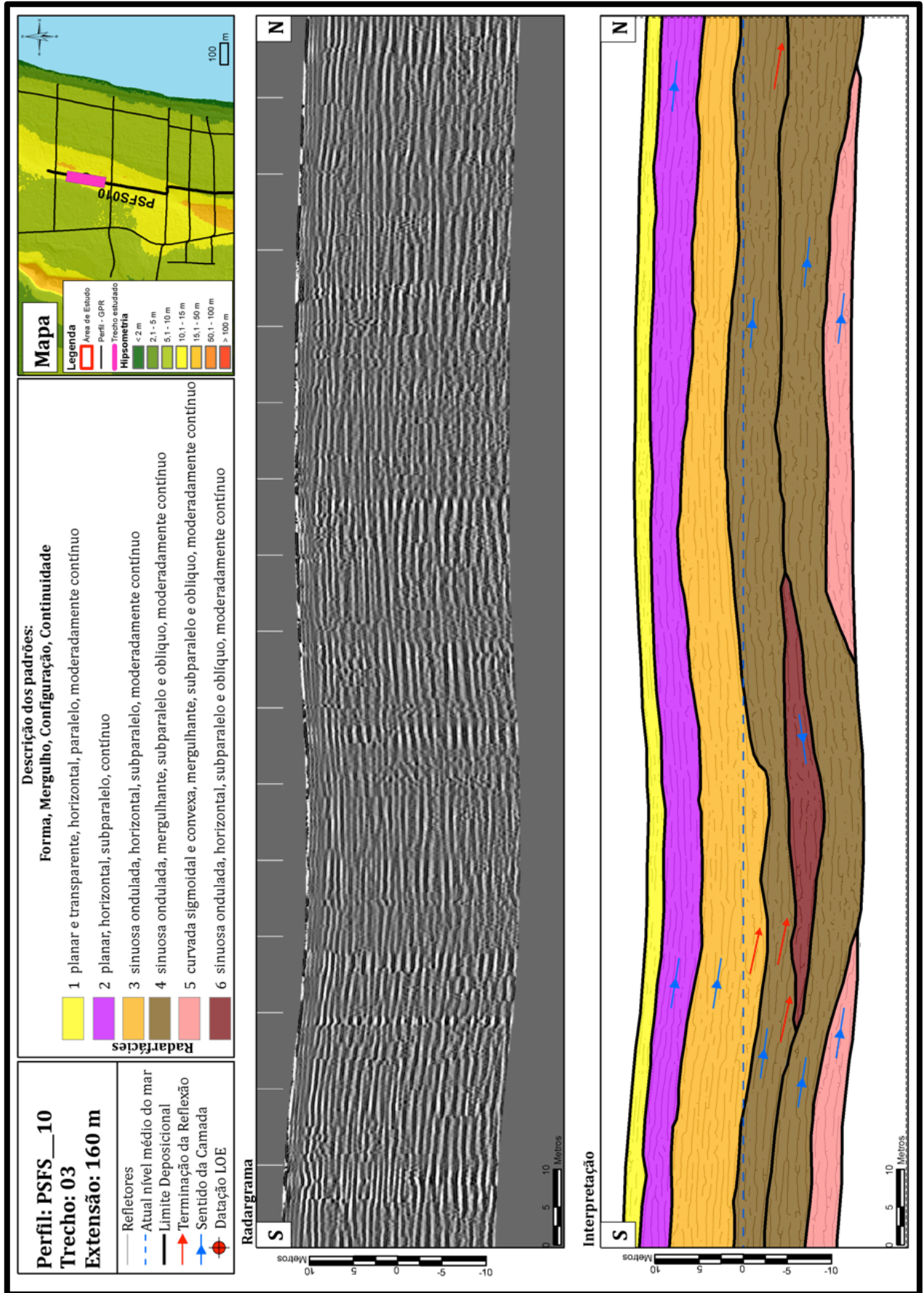
Fonte: do autor.

Figura 7 - Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido Sul-Norte, PSFS-10, trecho 02.



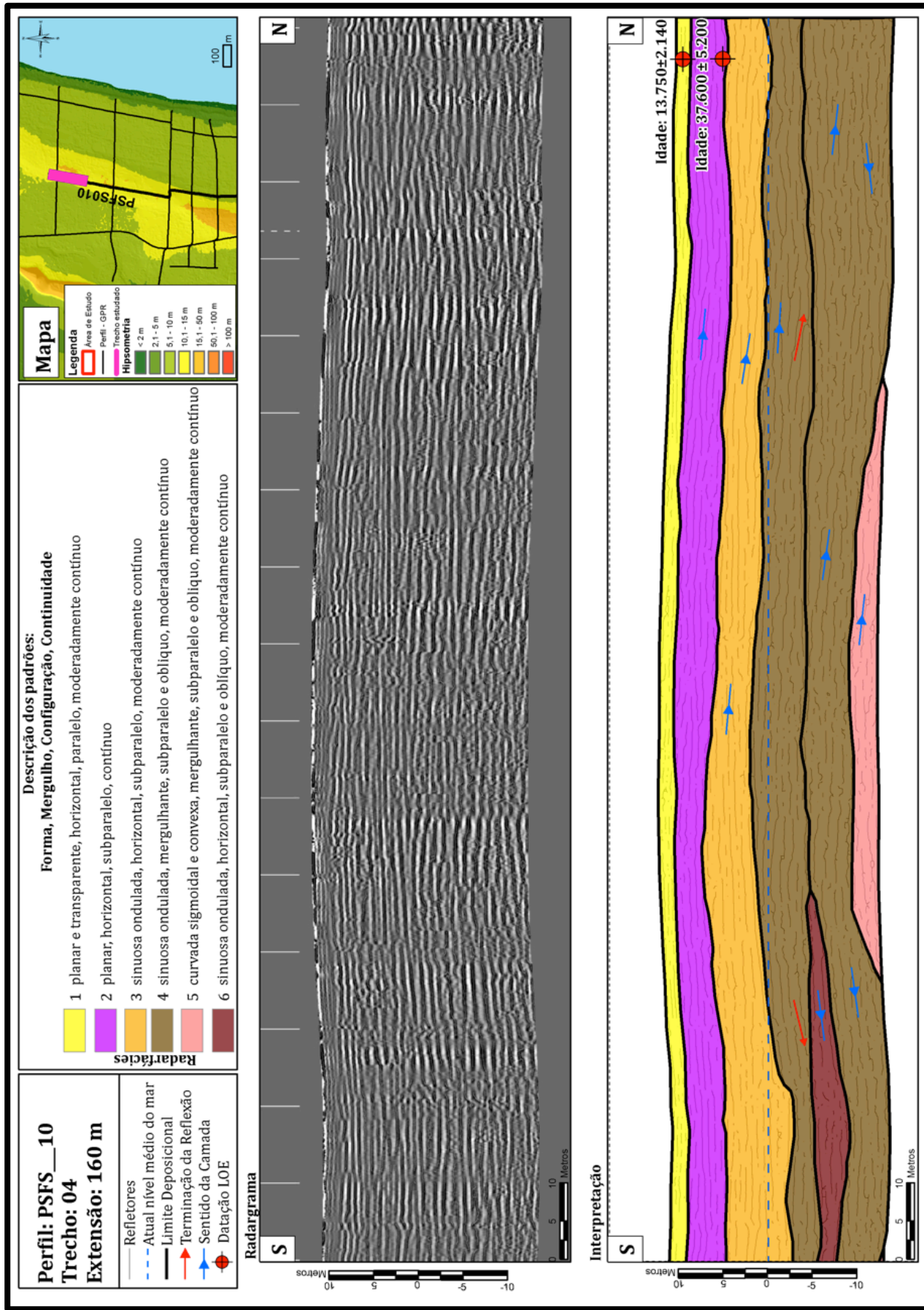
Fonte: do autor.

Figura 8 - Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido Sul-Norte, PSFS-10, trecho 03.



Fonte: do autor.

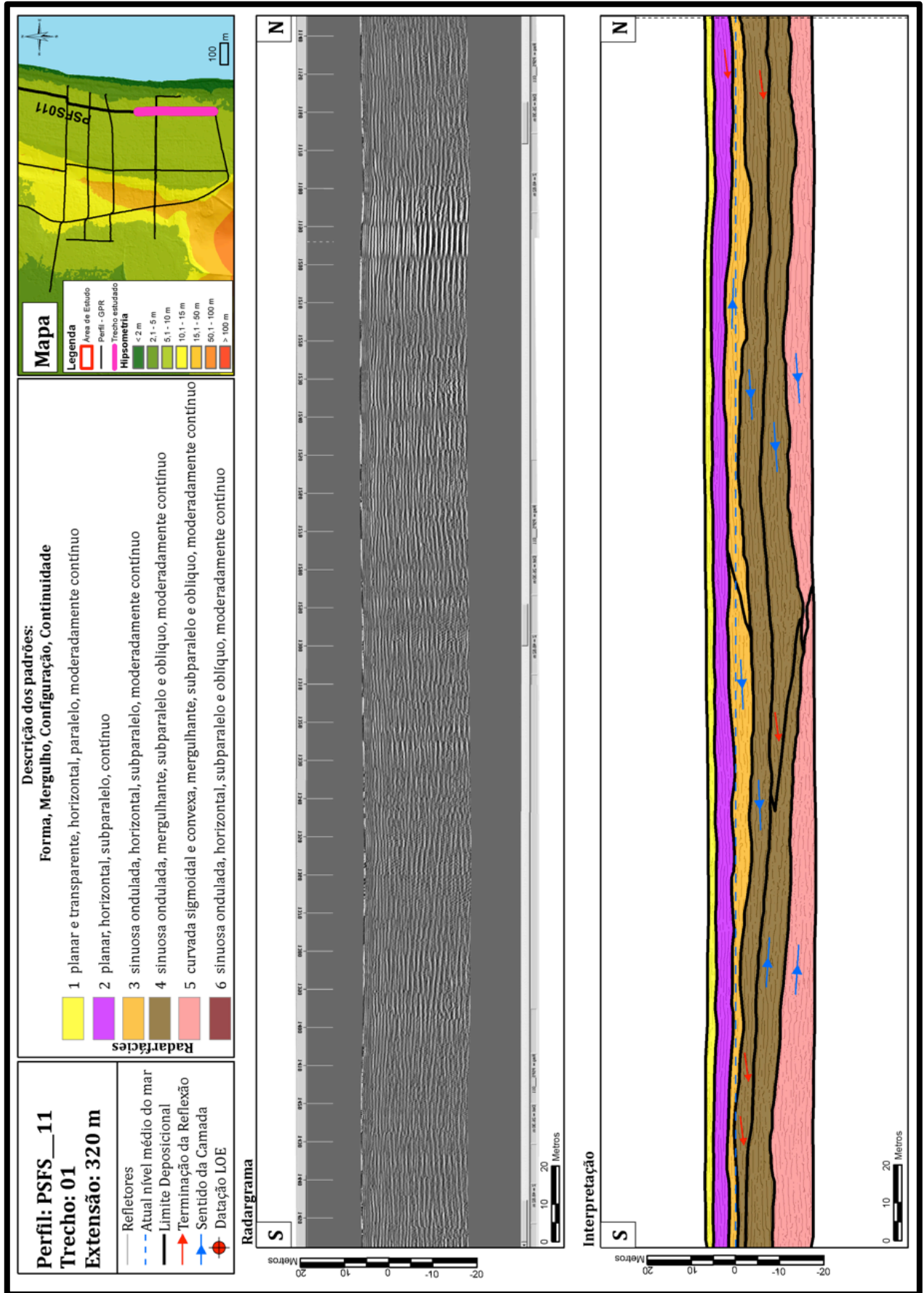
Figura 9 - Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido Sul-Norte, PSFS-10, trecho 04.



Fonte: do autor.

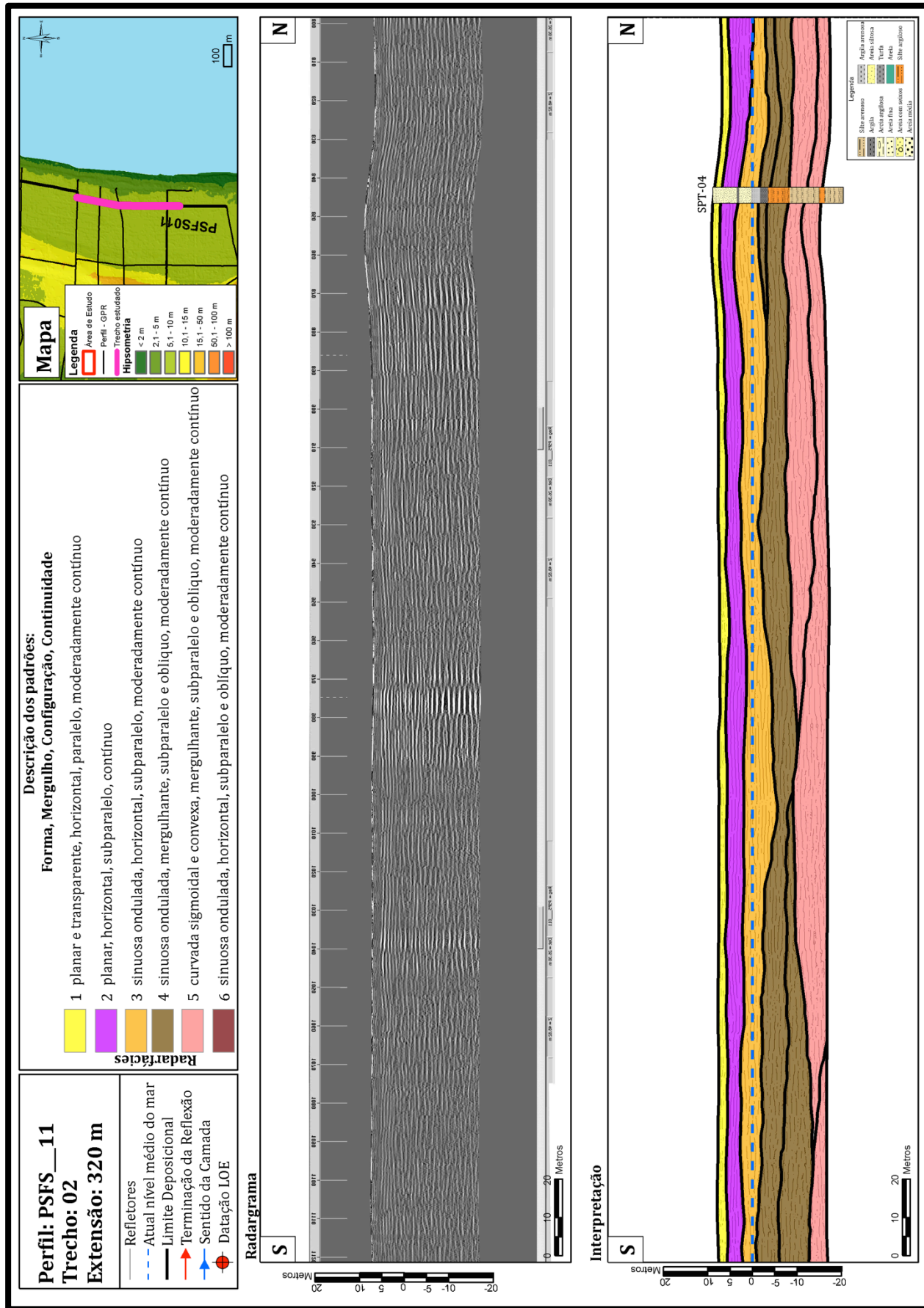


Figura 10 - Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido Sul-Norte, PSFS-11, trecho 01.



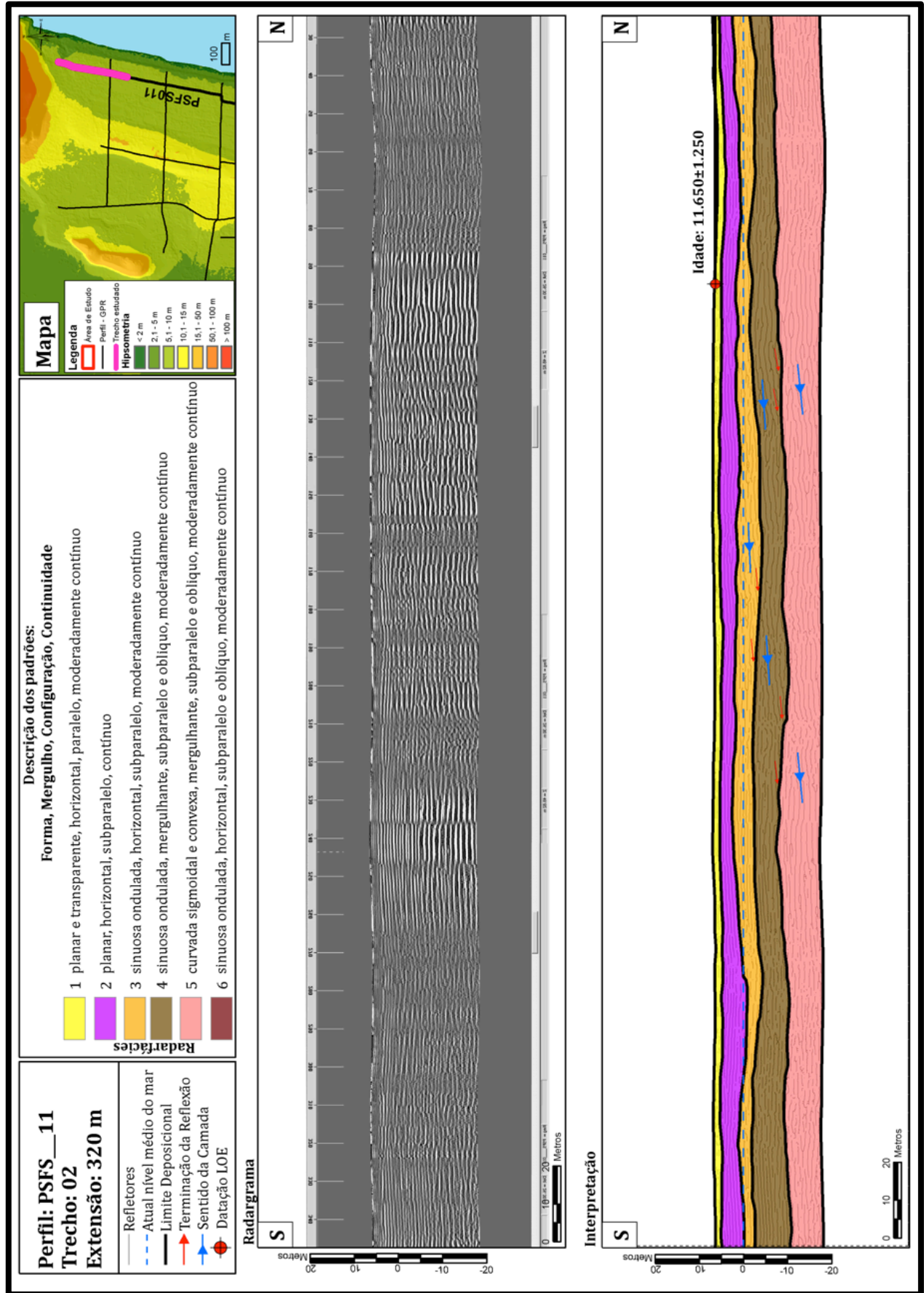
Fonte: do autor.

Figura 11- Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido Sul-Norte, PSFS-11, trecho 02.



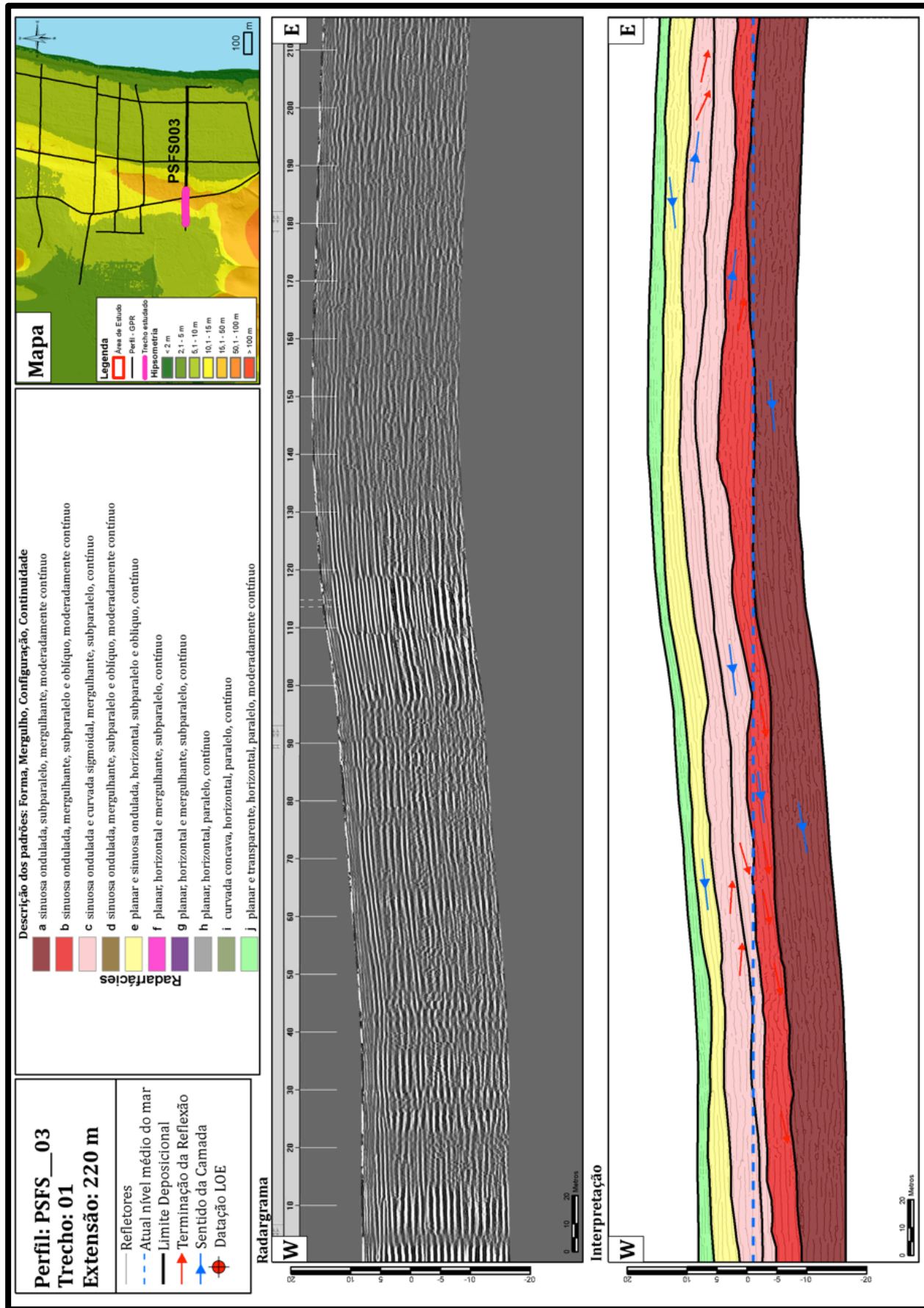
Fonte: do autor.

Figura 12 - Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido Sul-Norte, PSFS-11, trecho 03.



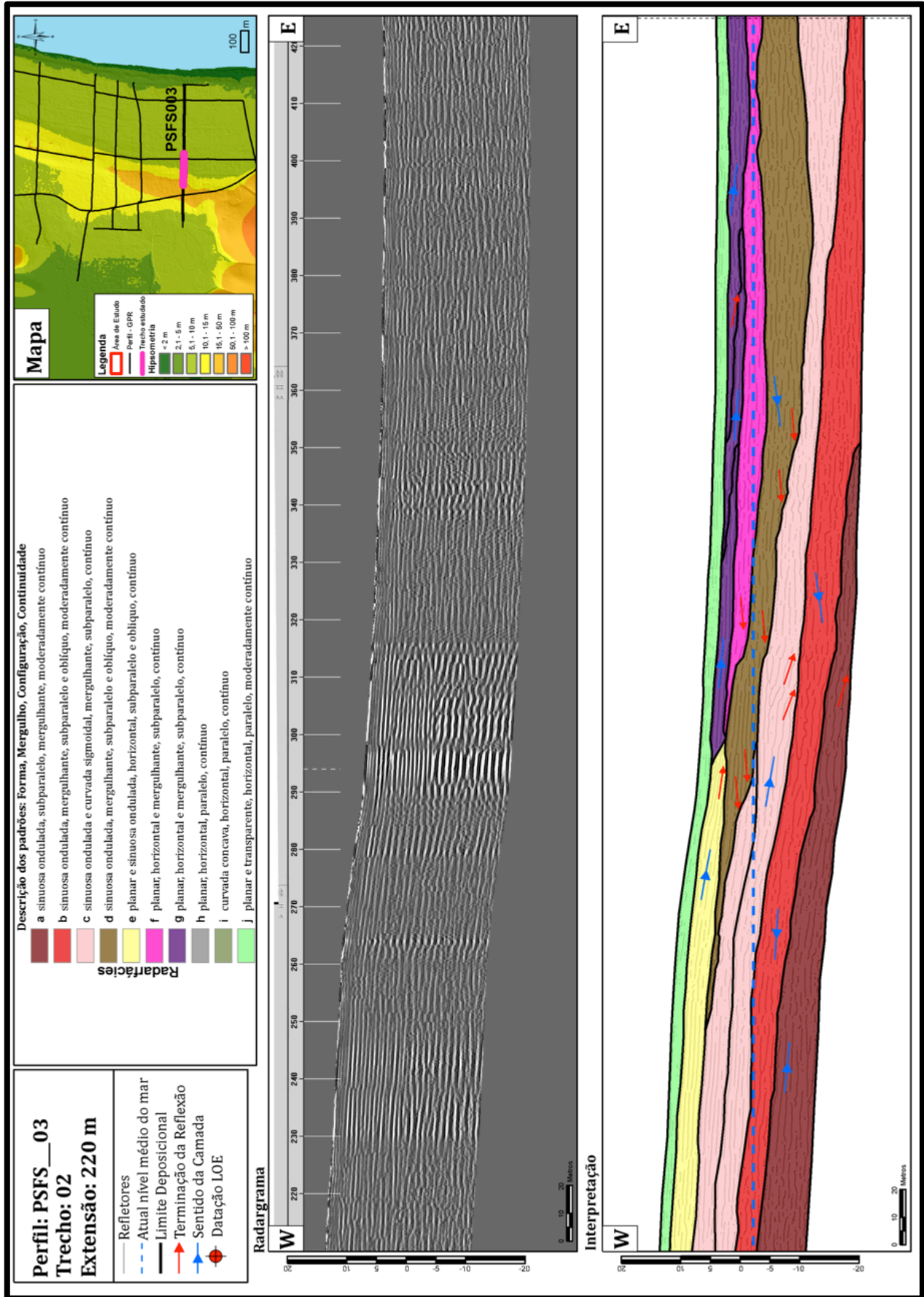
Fonte: do autor.

Figura 13 - Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido Oeste-Leste, PSFS-03, trecho 01.



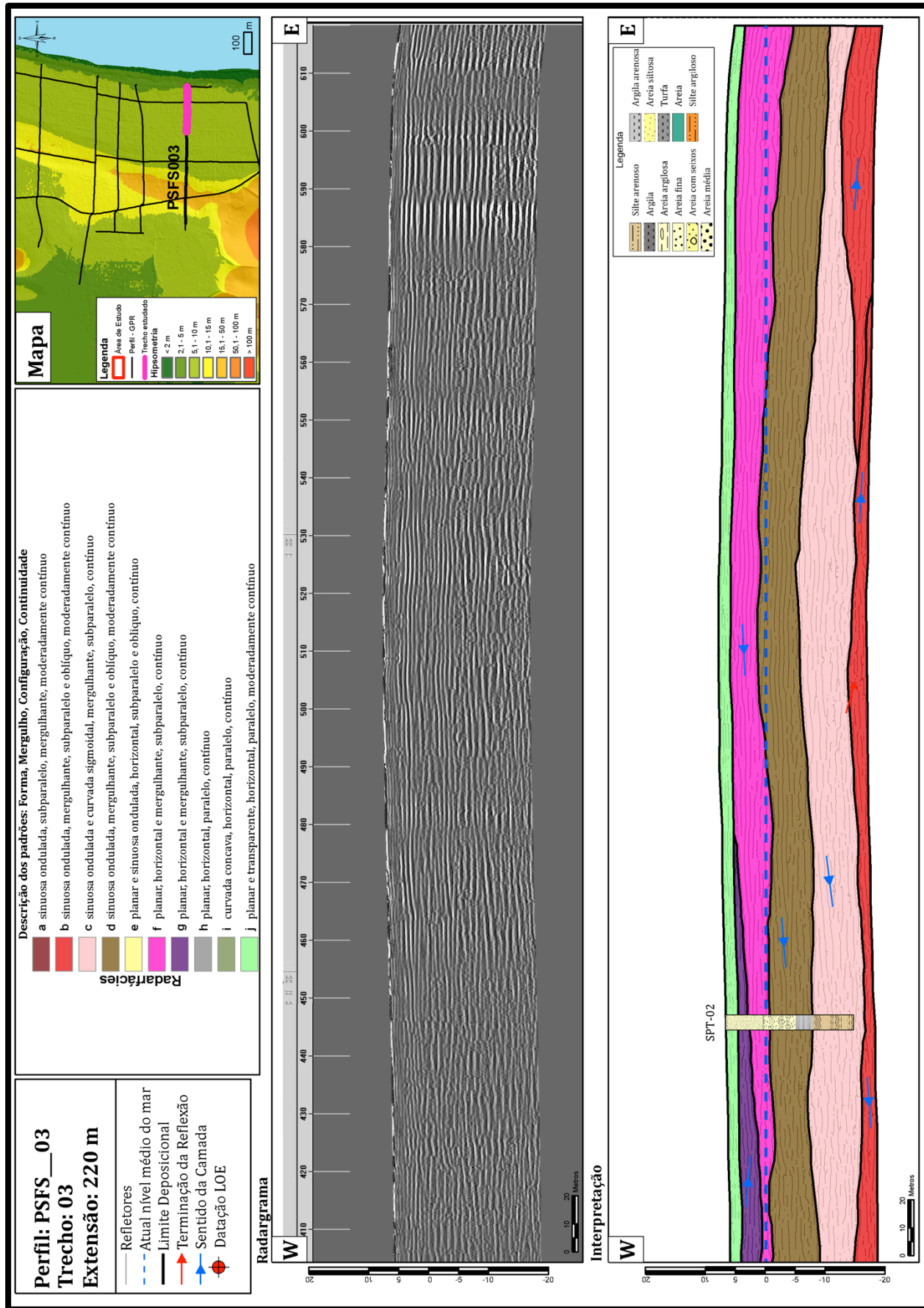
Fonte: do autor.

Figura 14 - Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido Oeste-Leste, PSFS-03, trecho 02.



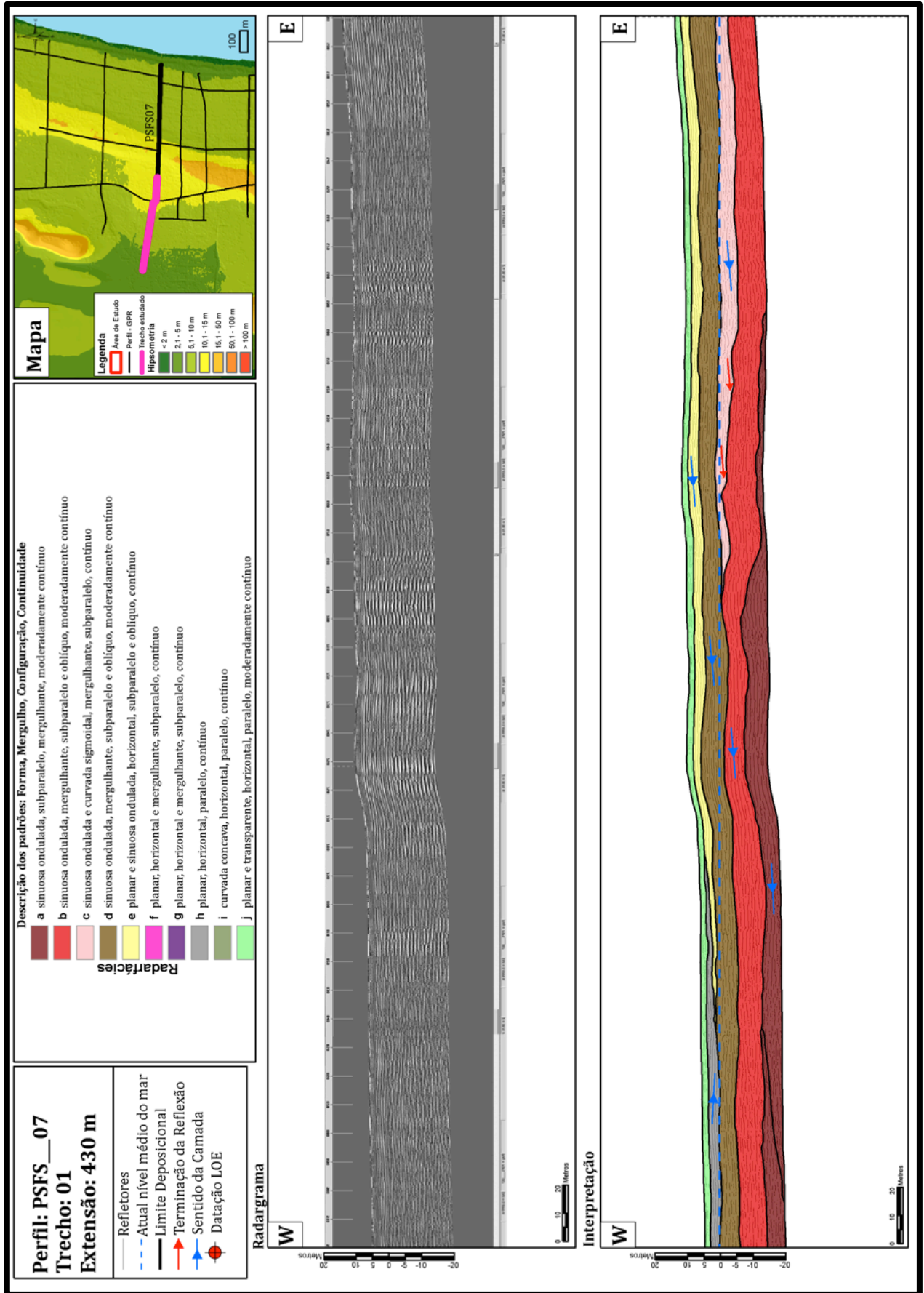
Fonte: do autor.

Figura 15 - Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido Oeste-Leste, PSFS-03, trecho 03.



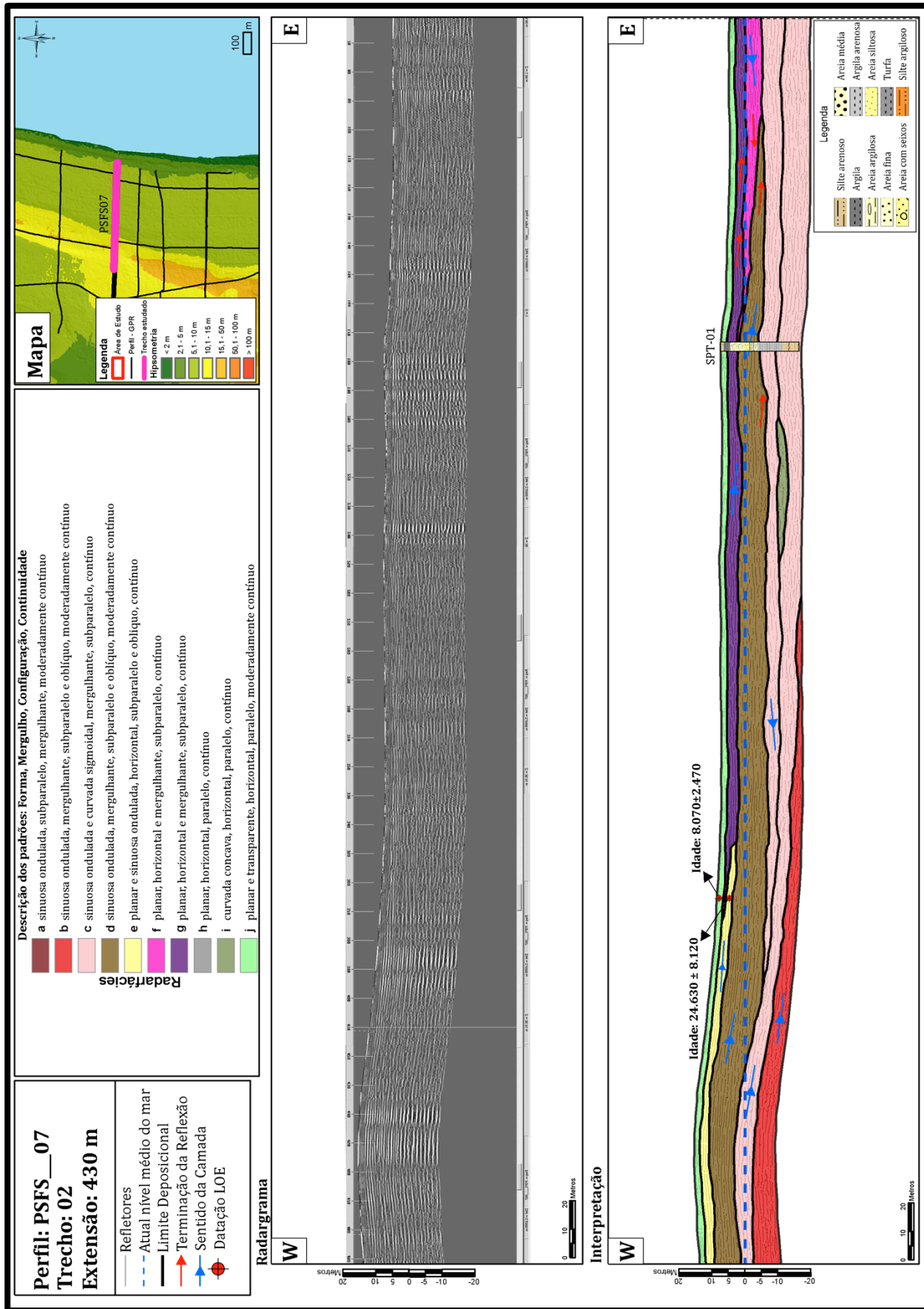
Fonte: do autor.

Figura 16 - Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido Oeste-Leste, PSFS-07, trecho 01.



Fonte: do autor.

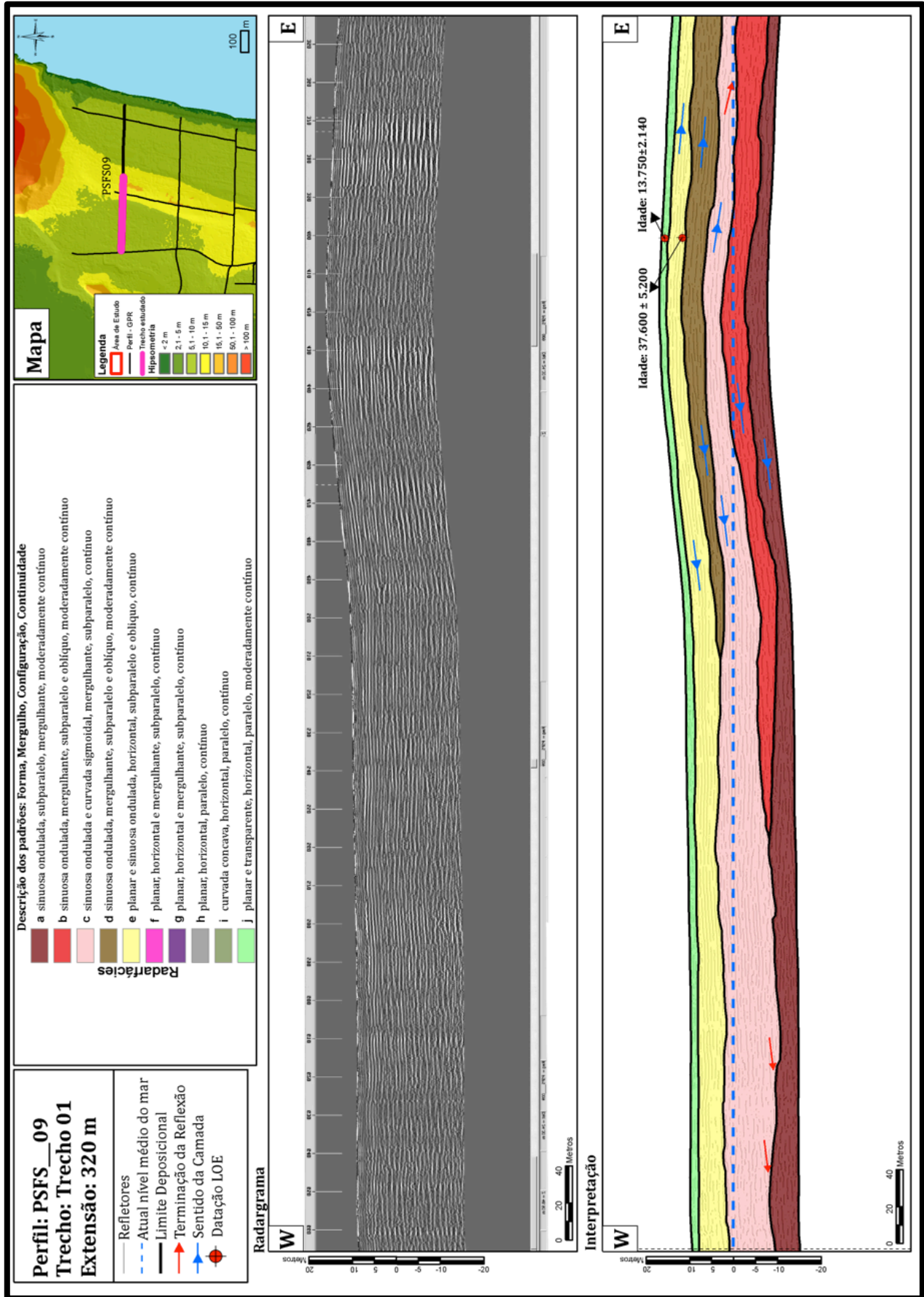
Figura 17 – Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido Oeste-Leste, PSFS-07, trecho 02.



Fonte: do autor.

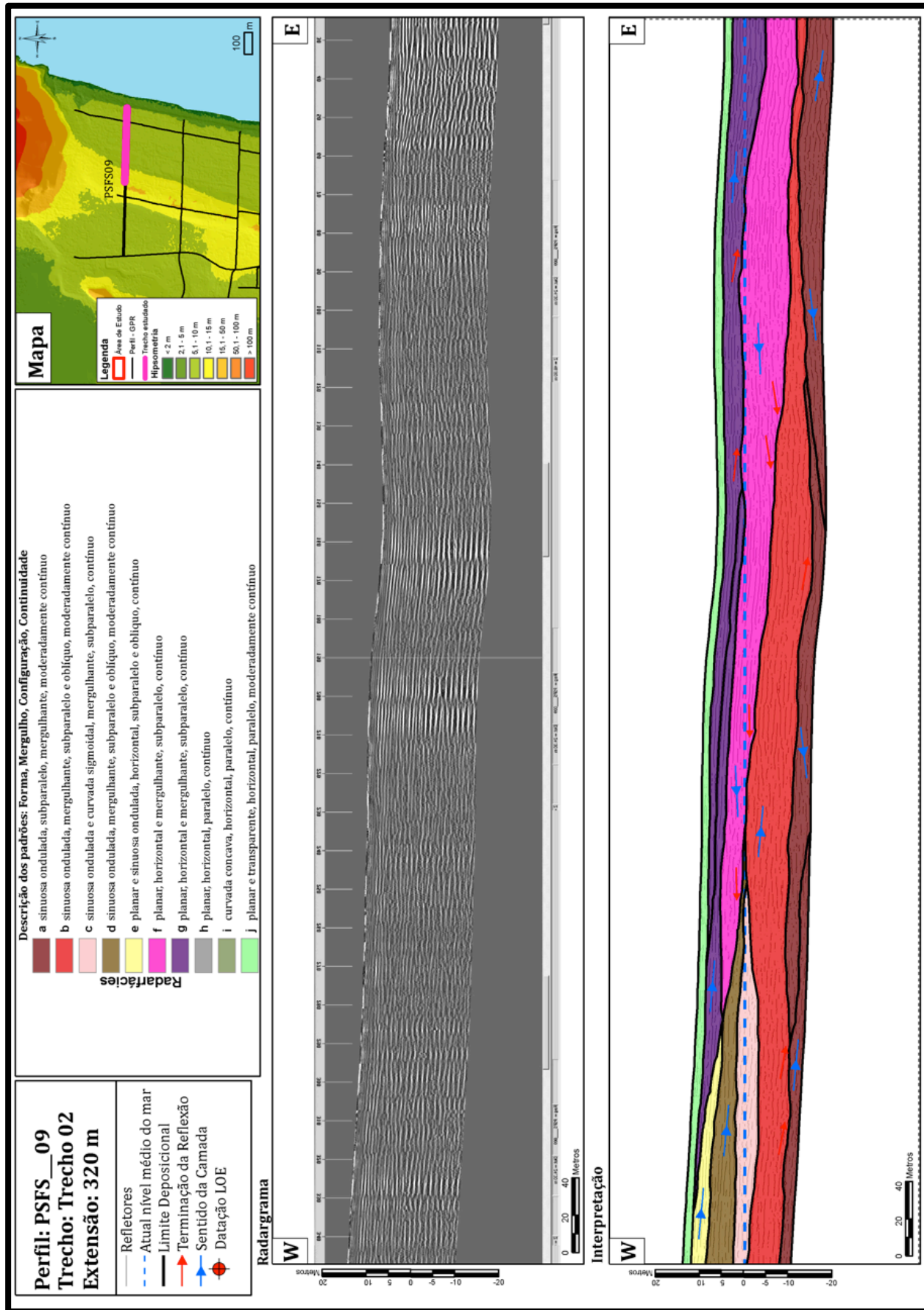


Figura 18 – Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido Oeste-Leste, PSFS-09, trecho 01.



Fonte: do autor.

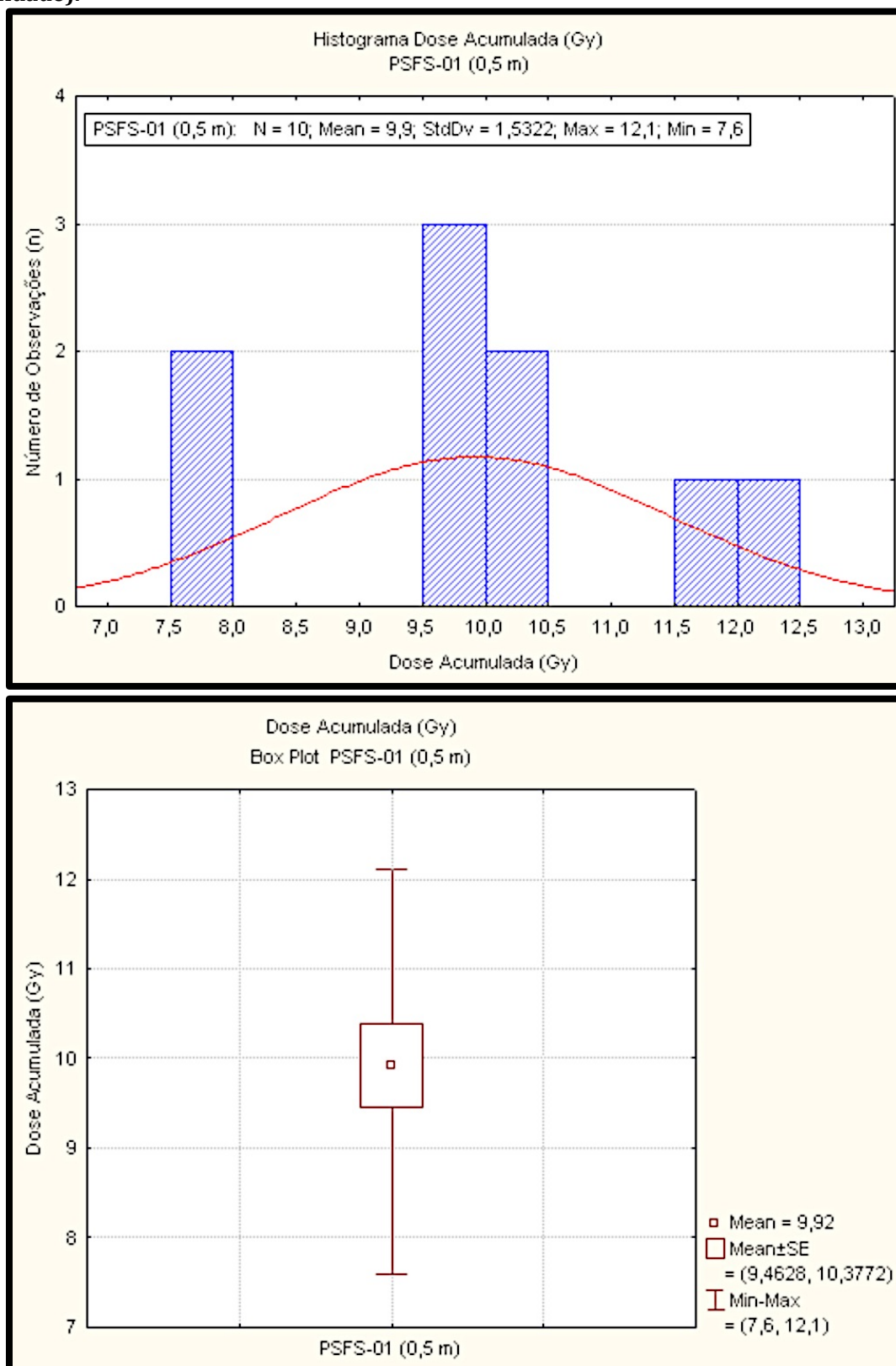
Figura 19 - Radargrama e interpretação de radarfácies, sentido Oeste-Leste, PSFS-09, trecho 02.



Fonte: do autor.

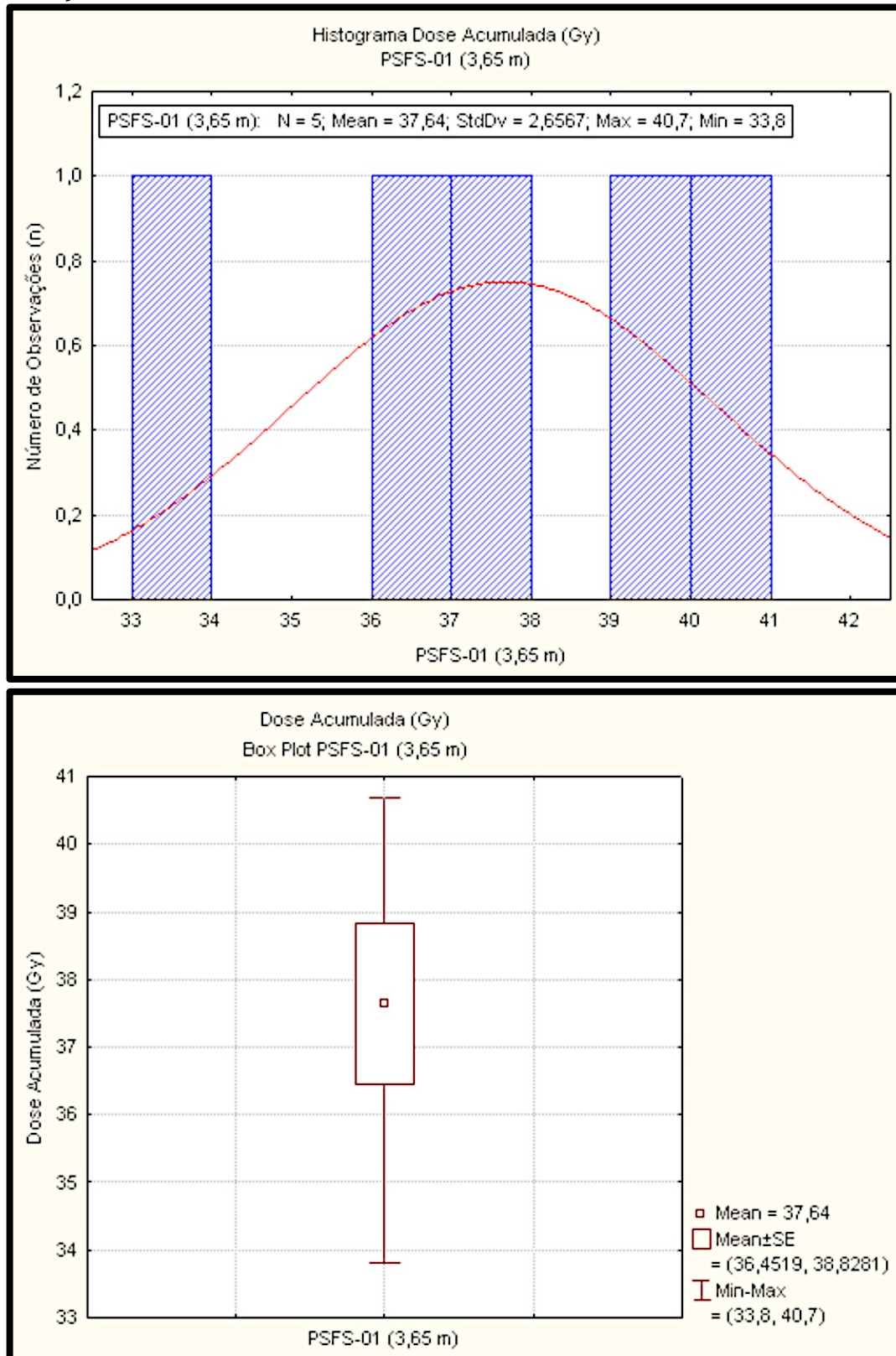
**APÊNDICE B - ANÁLISES GRÁFICAS UTILIZADOS PARA O  
CÁLCULO DE DISPERSÃO DA DOSES ACUMULADAS (GY) DAS  
DATAÇÕES POR LOE.**

Figura 1 - Gráficos de dispersão das doses acumuladas (Gy) para coleta PSFS-01a (0,5 m de profundidade).



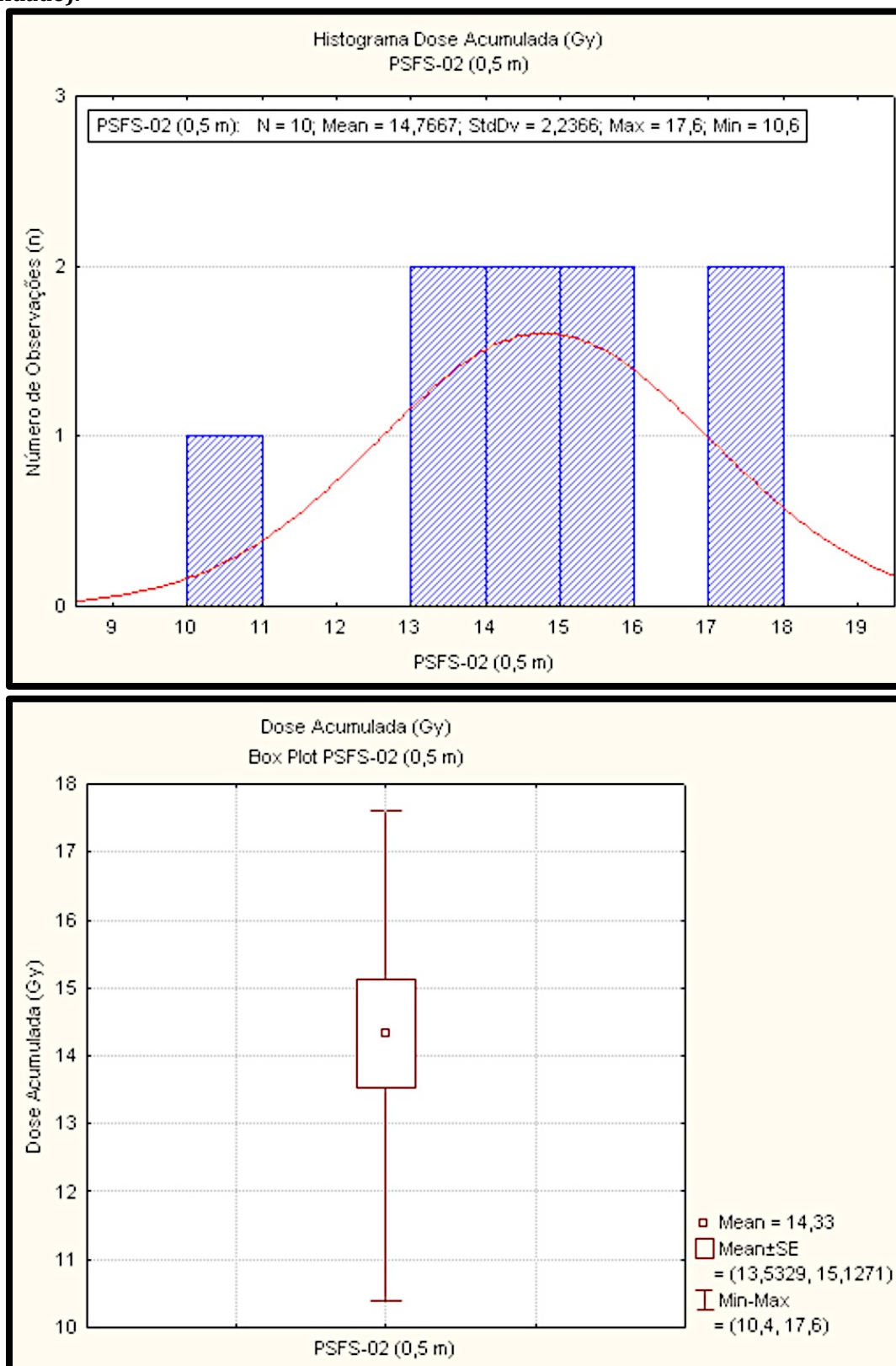
Fonte: do autor.

**Figura 2 - Gráficos de dispersão das doses acumuladas (Gy) para coleta PSFS-01b (3,65 m de profundidade).**



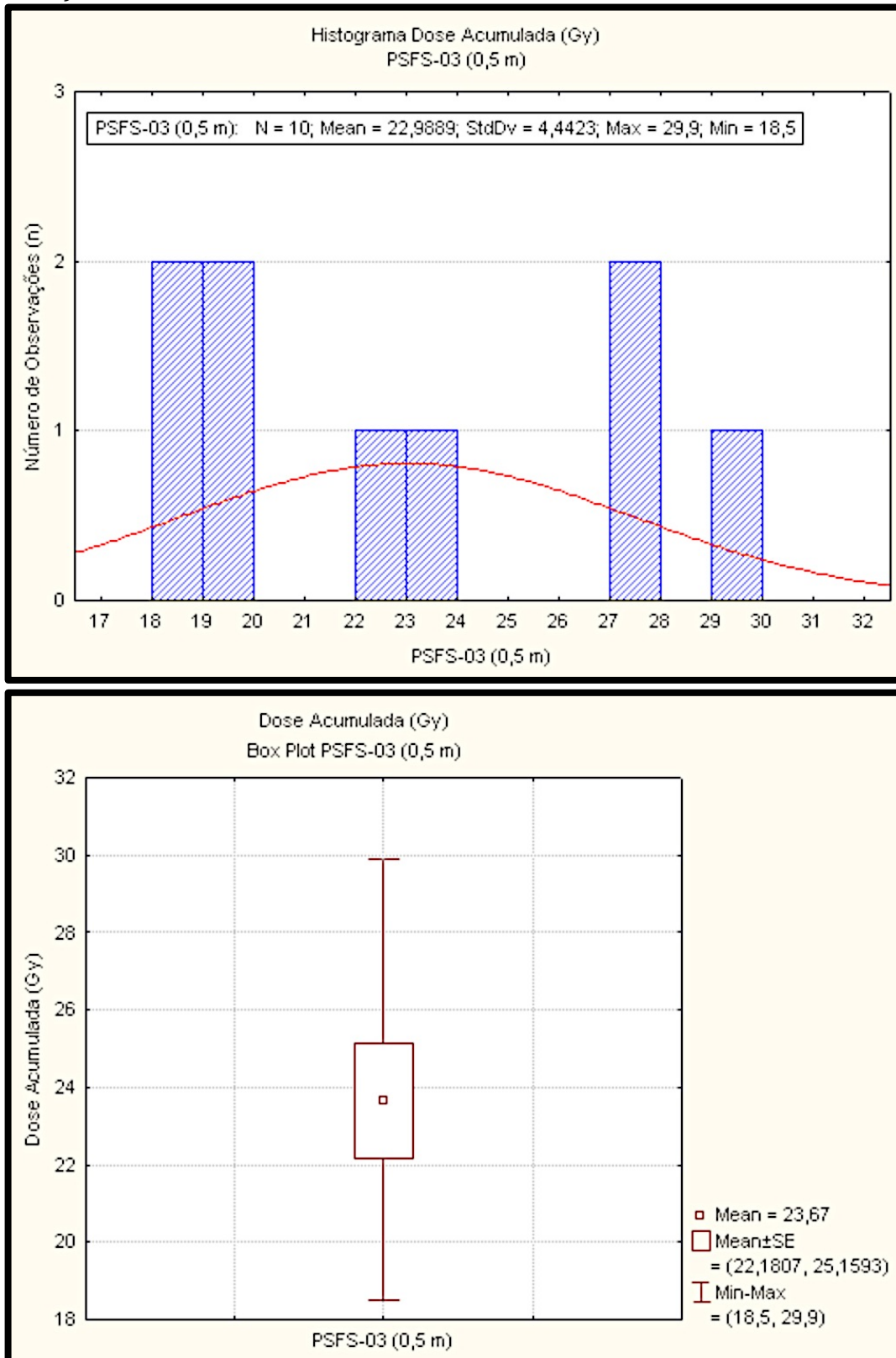
Fonte: do autor.

Figura 3 - Gráficos de dispersão das doses acumuladas (Gy) para coleta PSFS-02a (0,5 m de profundidade).



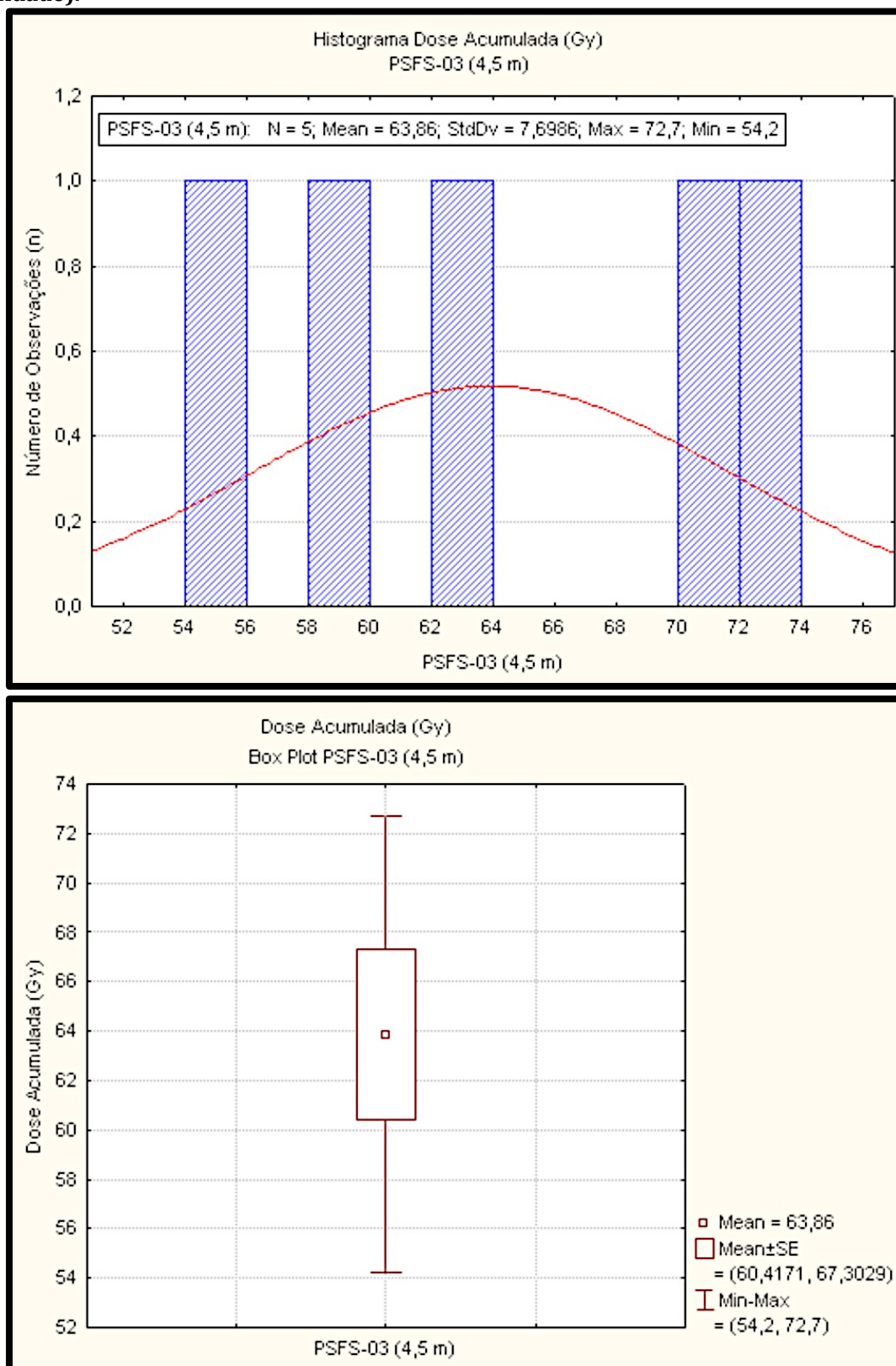
Fonte: do autor.

**Figura 4 - Gráficos de dispersão das doses acumuladas (Gy) para coleta PSFS-03a (0,5 m de profundidade).**



Fonte: do autor.

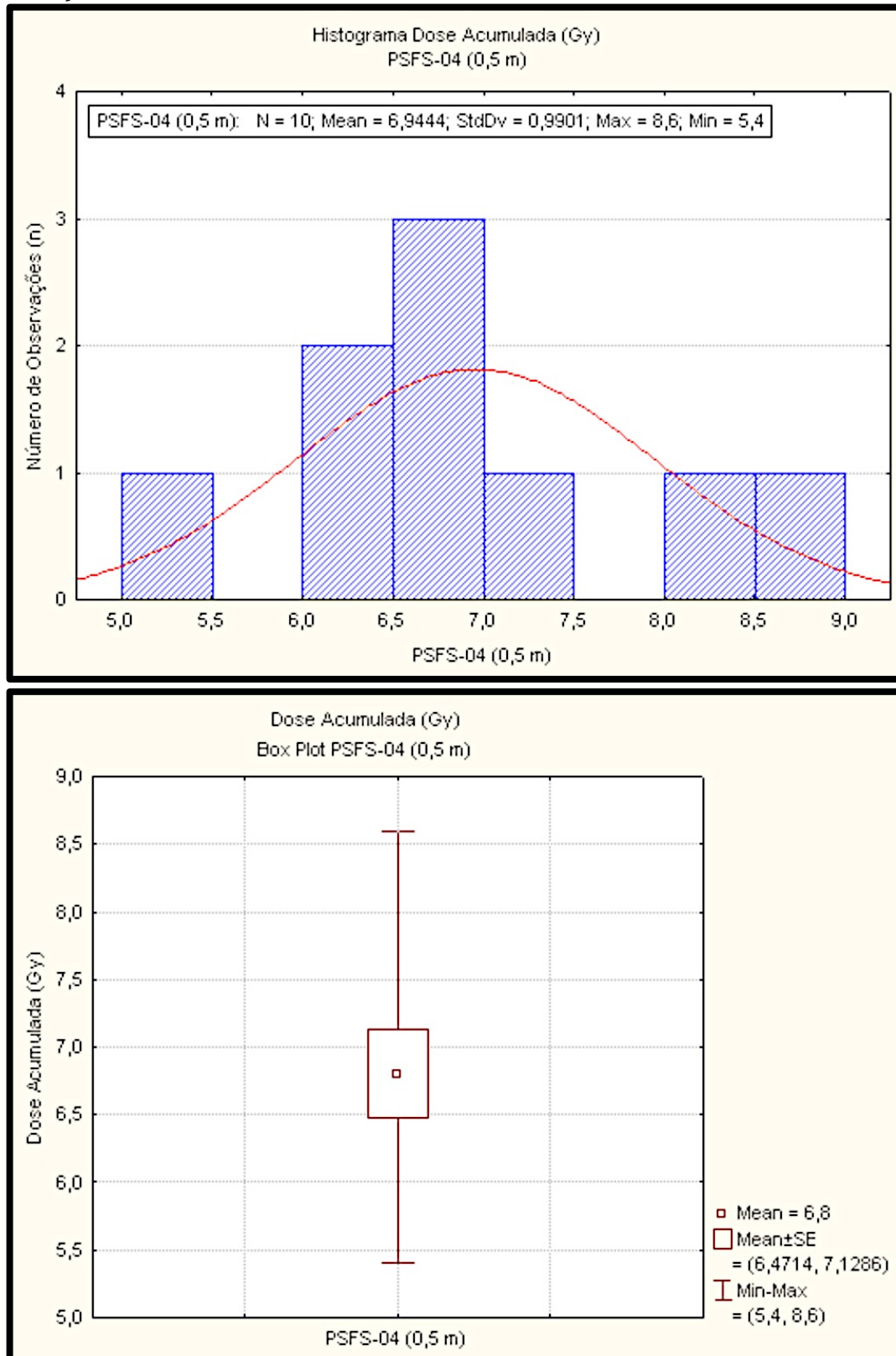
Figura 5 - Gráficos de dispersão das doses acumuladas (Gy) para coleta PSFS-03b (4,5 m de profundidade).



Fonte: do autor.

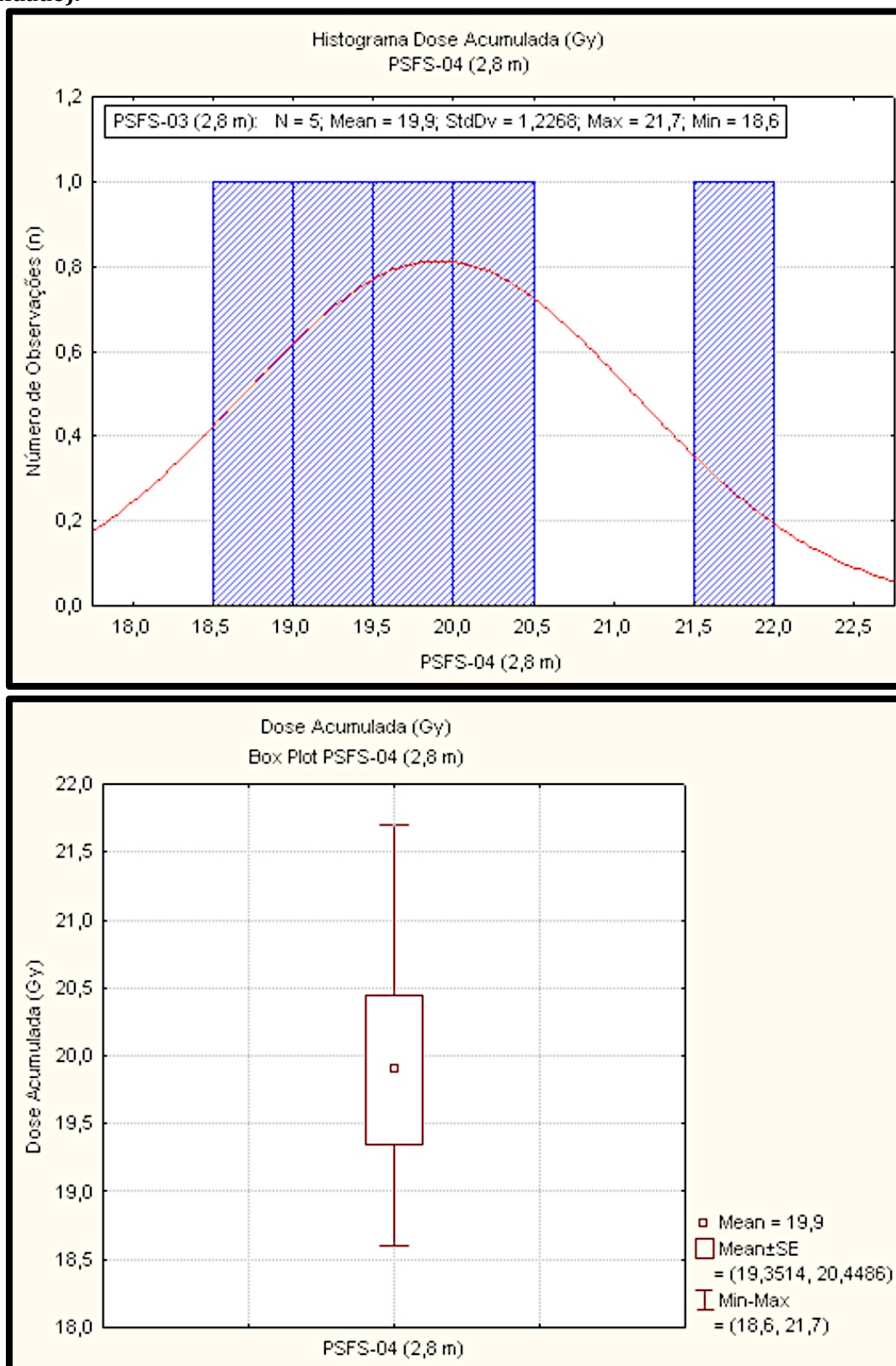


Figura 6 - Gráficos de dispersão das doses acumuladas (Gy) para coleta PSFS-04a (0,5 m de profundidade).



Fonte: do autor.

Figura 7 - Gráficos de dispersão das doses acumuladas (Gy) para coleta PSFS-04b (0,5 m de profundidade).



Fonte: do autor.