



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
Lucas Araujo Costa

SEDIMENTAÇÃO QUATERNÁRIA NA REGIÃO DE ITAIPU- CAMBOINHAS
(NITERÓI, RJ)

Rio de Janeiro
2011

Lucas Araujo Costa

**SEDIMENTAÇÃO QUATERNÁRIA NA REGIÃO DE ITAIPU- CAMBOINHAS
(NITERÓI, RJ)**

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário para obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientadores:

Prof. Dr. Renato Rodriguez Cabral Ramos

Prof. Dr. Fábio Ferreira Dias

Rio de Janeiro
ABRIL DE 2011

Costa, Lucas Araujo

Sedimentação Quaternária na Região de Itaipu- Cambinhas
(Niterói, RJ)

xii, il; 170p.

Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do
Rio de Janeiro, Instituto de Geociências (IGEO/UFRJ).

1. fácies sedimentares 2. depósitos alúvio-coluviais 3. rio Macabu
CDD533.28

Lucas Araujo Costa

**SEDIMENTAÇÃO QUATERNÁRIA NA REGIÃO DE ITAIPU- CAMBOINHAS
(NITERÓI, RJ)**

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário para obtenção do grau de Mestre em Geologia.

Aprovada em: 06.maio.2011
Por:

Prof.Dr. Renato Rodriguez Cabral Ramos – DGP-MN-UFRJ (orientador)

Prof. Dr. Claudio Limeira Mello, IGEO-UFRJ

Prof. Dr. João Wagner Alencar Castro, DGP-MN-UFRJ

Prof. Dr. Alberto Garcia de Figueiredo Jr., LAGEMAR-IGEO-UFF

Prof. Dr. Benedicto Humberto Rodrigues Francisco, CBA (suplente)

Dedicatória

A Louis Martin, Elmo Amador (*in memorian*) e Lina Kneip (*in memorian*) pelas grandes contribuições nos estudos de temas quaternários no Rio de Janeiro. Aos mestres, minha homenagem.

A Gilberto e Beatriz Costa, meus pais, pelos anos de apoio e pelos esforços em compreender as exigências da vida acadêmica, escolhida por seu filho.

A Orlando Silvestre da Costa, e sua esposa Sandra Carvalhaes, pela amizade e dedicação em fazer compreender e superar, caminhos e obstáculos.

Ao Gabriel Mouço da Costa, a quem dedico grande respeito e consideração.

Ao Adriano, pequeno amigo hoje, grande homem amanhã - espelho de meus erros e acertos, mas sempre melhor.

À Beatriz, minha companheira. A ela dedico não apenas este volume, mas todos os meus dias.

Agradecimentos

Gostaria de expressar meus agradecimentos a todos os amigos, colegas e instituições que contribuíram no presente trabalho:

Pelo auxílio durante as atividades de campo, agradeço a Rodrigo Vinagre, Edson Barros de Araújo Jr., Beatriz Ramos da Costa, Daniel Fernandes, Valter Kruk, Pedro Fernandes, Roberto Meigikos dos Anjos; Filipe Coelho, Fábio Ferreira Dias, e Renato Ramos.

Agradeço ao Departamento de Geologia do IGEO-UFRJ, pela cessão do equipamento GPR, bem como ao LAGECOST do DGP-MN-UFRJ, por ceder o conjunto de GPS geodésicos.

Agradeço a Claudio Limeira Mello, pelas discussões e pelo custeio das datações LOE. A Renato Rodriguez Cabral Ramos e Fábio Ferreira Dias pela contribuição na datação radiocarbono.

A *GlobalGeo*, pela na liberação da versão de teste do *software GlobalMapper*, e a *Geoscanners AB*, pela gentileza em ceder o *software GPRSoft*.

A FAPERJ-UFRJ, pela concessão de bolsa, e a PROAP pelo auxílio de campo do presente trabalho.

A Geologia é o prólogo da Humanidade.

(Latino Coelho, apud Alberto Lamego, 1964)

Resumo

COSTA, Lucas Araujo. Sedimentação Quaternária na Região de Itaipu- Camboinhas (Niterói, RJ). Rio de Janeiro, 2011. xii, 170p. Dissertação de Mestrado em Geologia. Programa de Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia - Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2011.

A intensa expansão imobiliária ocorrida na região de Itaipu -Camboinhas, região Oceânica de Niterói-RJ, na segunda metade do século XX, permitiu o reconhecimento e estudo de quatro sítios arqueológicos, dos quais um deles, o sambaqui de Camboinhas, apontou uma idade radiocarbono bastante recuada (7.958 ± 224 anos AP), fato que gerou controvérsia no meio arqueológico e da geologia costeira. Além deste sítio, ocorre na área a Duna Grande de Itaipu, uma feição eólica de grandes dimensões, também definida como sítio arqueológico. O presente trabalho visa propor um modelo evolutivo para a planície fluvio-marinha de Itaipu-Camboinhas, com base nas mudanças paleoambientais. Adicionalmente se espera contribuir na interpretação das idades disponíveis. Foram utilizados no presente trabalho a análise geomorfológica e dos depósitos sedimentares da área, bem como de sub-superfície, com o uso de *GPR*. Novos dados geocronológicos foram levantados através de cinco datações por Luminescência Ótica Estimulada e uma datação radiocarbono. A dinâmica evolutiva da área foi entendida dentro do quadro de variações eustáticas e climáticas quaternárias registradas para a costa brasileira. Assim foi identificada uma sequência de eventos durante o período Quaternário, iniciando com uma deposição aluvial (unidade P-al) de canais fluviais entrelaçados com idades maiores que 300.000 anos AP, associados a um clima semi-árido. A cerca de 130.000 anos AP, o mar invadiu o vale hoje ocupado pela laguna de Itaipu, gerando a deposição de uma barreira arenosa capeada por um horizonte pedológico (unidade P-ba/tm). Acima desta unidade ocorrem depósitos de dunas eólicas (unidade PH-d), com datação do solo sotoposto indicando seu recobrimento pelas dunas a cerca de 13.000 anos AP, durante a transição Pleistoceno-Holoceno. A Duna Grande de Itaipu corresponde a esta geração de depósitos. Uma paleolinha de praia foi reconhecida no alinhamento das ilhas da Menina, da Mãe e do Pai, marcada por uma escarpa no fundo da enseada de Itaipu, entre as profundidades -20 a -25 m, compreendendo ainda dois tómbolos, sendo associada aos níveis marinhos mais baixos do Pleistoceno final. A transgressão holocênica é associada com a geração da faixa de praia marinha atual (unidade H-pm), e aos depósitos de praia de laguna (unidade H-pl) e depósitos paludais (unidade H-dp) do entorno da laguna de Itaipu. Deposição antrópica foi reconhecida na área através de assoreamento de parte do corpo lagunar por areias de dragagem, retrabalhadas por ventos (unidade A-dr/ce), e depósitos induzidos pela abertura do canal de ligação entre as lagunas de Piratininga e Itaipu (unidade A-dc).

Palavras-chave: Quaternário, Sambaqui de Camboinhas, Duna Grande de Itaipu, paleoambientes, variações eustáticas.

Abstract

COSTA, Lucas Araujo. *Sedimentação Quaternária na Região de Itaipu- Camboinhas (Niterói, RJ)*. Rio de Janeiro, 2011. xii, 170p. *Dissertação de Mestrado em Geologia. Programa de Pós-graduação em Geologia. Departamento de Geologia-Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2011.*

The massive housing boom that occurred on Itaipu-Camboinhas, Oceanic Region of Niterói-RJ, in the second half of the twentieth century led to the recognition and study of four archaeological sites, one of them, Sambaqui de Camboinhas, pointed a radiocarbon age rather old (7958 ± 224 years BP), a fact that has generated controversy in the archaeological and coastal geology sciences. Besides this site, occurs in the area of the Duna Grande de Itaipu, a large eolic feature, also defined as an archaeological site. This paper aims to propose an evolutionary model for the fluvial-marine plain of Itaipu-Camboinhas, on the basis of paleoenvironmental changes. Additionally is also expected to contribute to the interpretation of the ages available. Were used in this work the analysis of the geomorphological and sedimentary deposits of the area, as well as sub-surface, with the use of GPR. New geochronological data were collected through five Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating and radiocarbon dating. The evolutionary dynamics of the area was understood within the context of Quaternary climatic and eustatic variations recorded for the Brazilian coast. Thus it was identified a sequence of events during the Quaternary period, beginning with an alluvial deposit (unit P-al) of braided river channels with ages greater than 300,000 years BP, associated with a semiarid climate. At approximately 130,000 years BP, the sea invaded the valley now occupied by the Itaipu lagoon, causing the deposition of a sand barrier capped by a pedological horizon (unit P-ba/tm). Above this unit occur eolian dune deposits (unit PH-d), with dating of soil placed beneath the dunes indicates its coverage to about 13,000 years BP, during the Pleistocene / Holocene transition. The Duna Grande de Itaipu represents this generation of deposits. An ancient beach was recognized in the alignment of the islands of Menina, Mãe and Pai, marked by an escarpment at the bottom of the embayment of Itaipu, between -20 to -25 m depth, also including two tombolos, with levels associated with marine lowstand of the end of Pleistocene. The Holocene transgression is associated with the generation of the current marine beach strip (unit H-pm), the lagoon beach deposits (unit H-pl) and paludal deposits (unit H-dp) around the Itaipu Lagoon. Anthropogenic deposition was recognized in the area by silting of parts of the lagoon by dredging sand, reworked by winds (unit A-dr/ce), and deposits of the channel open between the Piratininga and Itaipu lagoons (unit H-dc).

Key-Words: Quaternary, Sambaqui de Camboinhas, Duna Grande de Itaipu, palaeoenvironments, eustatic oscillations

Lista de figuras

- Figura 1** - Mapa do Estado do Rio de Janeiro, destacando em círculo vermelho, a região enfocada no presente estudo. Modificado de: IBGE, consulta em 6 de outubro de 2010.....4
- Figura 2** – Imagem Landsat 7 da área da Baía de Guanabara. Em destaque, a região Oceânica de Niterói. Fonte: INPE.....5
- Figura 3** – Bairros de Cambinhas e Itaipu, em primeiro plano, e a laguna de Itaipu. Observar o encaixamento do vale do rio João Mendes. Exagero vertical de 3x. Fonte: Google Earth, consulta em 9 de outubro de 2010.....6
- Figura 4** – Duna de Itaipu vista a partir da margem NW do canal artificial de acesso à laguna.....7
- Figura 5** - Detalhe das unidades geomorfológicas da região da Baía de Guanabara e adjacências. Modificado de: CPRM (2000).....9
- Figura 6** – Modelados do relevo identificados na área. Modificado de Projeto RADAMBRASIL (1983).....10
- Figura 7**- Vista dos maciços costeiros da serra da Tiririca, ao fundo. Em primeiro plano, a laguna de Piratininga e a barreira arenosa (PMN, 2002).....11
- Figura 8** - Vista do morro das Andorinhas, a partir da Duna Grande de Itaipu. Ao fundo, as ilhas da Menina (1), da Mãe (2) e do Pai (3).....12
- Figura 9** - Vista da planície do entorno da Laguna de Itaipu. Ao fundo o Morro das Andorinhas e as ilhas da Menina e da Mãe. Fonte: PMN, 2002.....12
- Figura 10**– Subdivisão do litoral brasileiro, baseado em critérios climáticos, oceanográficos e continentais. Silveira (1964) in Suguio (2003).....13
- Figura 11** - Amplitudes de marés da costa brasileira. A linha pontilhada azul (vertical) representa os limites de micro, meso, macro e hipermaré. A linha contínua vermelha (horizontal) representa as faixas de latitude onde ocorrem as principais mudanças nos padrões de maré. Vellozo & Alves (2006).....14
- Figura 12** - Clima de ondas sazonal aproximado para a costa da América do Sul. As cores indicam à altura significativa da ondulação e as setas a direção de propagação. Dados de CPTEC-INPE.....15
- Figura 13** - Gráfico relacionando altura anual média das ondas (x) com a amplitude média da maré (y), para classificação de costas arenosas. Modificado de Stutz & Pilkey (2011).....16
- Figura 14** – Pluviosidade média mensal e anual na estação meteorológica da ilha do Modesto, laguna de Piratininga, município de Niterói (RJ). Extraído de: Barbière & Coe Neto (1999).....17
- Figura 15**- Diagrama em roseta de direção e intensidade de ventos na área da Álcalis, em Cabo Frio (RJ) - Região dos Lagos. Fonte: AEC (2002).....18
- Figura 16** - Mapa Geológico da área de Itaipu-Cambinhas. Modificado de: CPRM (2001).....20
- Figura 17** - Aspecto da trama dos granito-gnaisses da Suite Desengano.....21
- Figura 18** - Detalhe de pórfiros de alcalifeldspato nos granito-gnaisses da Suite Desengano.....22
- Figura 19** - Veio de pegmatito cortando granito-gnaisses da Suite Desengano - Ponta de Itaipu, Niterói-RJ.....22

Figura 20 – Detalhe de pegmatito cortando as rochas da Suite Desengano, no morro da Andorinha – ponta de Itaipu, Niterói-RJ.....	23
Figura 21 - Aspecto da textura porfírica dos granitóides da Unidade Granito Itacoatiara, Niterói-RJ.....	24
Figura 22 - Corpo de composição aplítica presente no Granito Itacoatiara - Niterói-RJ.....	24
Figura 23 - Dique de diabásio na Ponta de Itaipu, Niterói-RJ.....	26
Figura 24 - Famílias de juntas em dique de diabásio - Ponta de Itaipu, Niterói-RJ.....	26
Figura 25 – Modelo da formação de restingas arenosas, de Lamego (1946).....	29
Figura 26 – Sistemas Laguna-barreira identificados para a costa do RS, segundo Villwock et al. (1986, in Suguio, 1999).....	31
Figura 27 - Curvas de variação do nível do mar para os últimos 7.000 anos AP na costa brasileira (segundo Suguio et al., 1985 – 15a –15h. Tomazelli & Villwock, 1989; Tomazelli, 1990 – 15j). Extraído de Angulo & Lessa (1997).....	33
Figura 28 - Curva proposta por Angulo & Lessa (1997) para a costa brasileira baseada em datações de incrustações de vermetídeos. Extraído de Angulo & Lessa (1997).....	34
Figura 29 – Esquema da seqüência de buracos de ouriço da escarpa leste do Morro da Boa Viagem (Cunha & Andrade, 1972).....	35
Figura 30 - Comparação das curvas de variação do nível relativo do mar de: a) Martin et al. (1997) e b) Dias (2009).....	37
Figura 31 – Mapa da plataforma continental do Rio Grande do Sul, com os contornos de antigas linhas de praia desenvolvidas nas fases de estabilização do nível do mar entre 17.500 e 6.500 anos AP. Côrrea (1996) in Suguio (2003).....	38
Figura 32 – Curva de variação do nível relativo do mar para os últimos 30.000 anos, segundo dados da plataforma continental e planície costeira do Rio Grande do Sul. Côrrea (1990) in Suguio (2003).....	39
Figura 33 - Variações eustáticas nos últimos 350.000 anos, utilizando isótopos de oxigênio (Haddad, 1994), comparado com os dados de níveis de mar alto reconhecidos para o nordeste do Brasil. (Modificado de Barreto et al., 2002 in Suguio et al., 2005).....	41
Figura 34 – Modelo geral da evolução geológica das planícies costeiras para o trecho entre Macaé (RJ) e Recife (PE). Martin et al. (1996), extraído de Suguio (2003).....	42
Figura 35 – Padrões de circulação dos ventos na costa brasileira, e os sentidos de incidência das frentes de ondas: a) em condições normais, e b) em condições de “El Niño”. Extraído de Suguio (2003).....	43
Figura 36 - Detalhe do mapa do Quaternário costeiro do Rio de Janeiro e Espírito Santo, de Martin et al. (1997).....	44
Figura 37 – Mapa geológico esquemático da planície costeira das lagoas de Piratininga e Itaipu, de Turcq et al. (1999).....	45
Figura 38 – Mapa Geológico do Litoral Sul do Município de Niterói – RJ. (Cunha & Francisco, 1981).....	46
Figura 39 – Recorte do mapa geológico do DRM (1981), folha Baía de Guanabara.....	47

Figura 40 - Mapa batimétrico do embaçamento de Itaipu, segundo Salvador & Silva (2002). Observar as feições de tómbolos (T) e canais (C).....	49
Figura 41 - Perfil colunar do testemunho ITA-01 da Laguna de Itaipu, levantado por Bartholomeu (2010).....	50
Figura 42 - Diagramas polínicos do testemunho ITA-01 levantado por Bartholomeu (2010). Observar as alternâncias de frequência entre floresta e campo, e o surgimento das algas, a cerca de 7.000 anos AP.....	51
Figura 43 – Sítios arqueológicos da área de Itaipu-Camboinhas. Modificado de Kneip et al. (1981).....	53
Figura 44 - Vista aérea da praia de Itaipu, destacando o sítio arqueológico Duna Grande, próximo à margem do canal. Fonte: PMN, 2002.....	55
Figura 45 – Aspecto da pesca artesanal em Itaipu, Niterói-RJ. Fonte: Google Images, consulta em 9 de outubro de 2010.....	57
Figura 46 - Encalhe do navio Camboinhas, na então chamada Praia de Itaipu, 1958. Foto de Almiro Baraúna, extraído de http://www.historia.uff.br/labhoi/node/272 , consulta em 9 de outubro de 2010.....	58
Figura 47 – Padrões de canais fluviais. Modificado de Miall (1977).....	61
Figura 48 – Barra longitudinal arenosa em canal fluvial. Fonte: Google Images, consulta em 12 de abril de 2010.....	61
Figura 49 - Modelo de formação da corrente longitudinal de deriva litorânea induzida pela ação de ondas. Extraído de Souza et al. (2008).....	65
Figura 50 - Modelo de perfil de praia, com as subdivisões adotadas no presente trabalho. Modificado de USACE (1995).....	66
Figura 51 - Classificação do estágio morfodinâmico de praias. Modificado de Wright & Short (1983).....	67
Figura 52 – Esquema da deposição de leques de sobrelavagem (washover fans) no reverso da escarpa de praia. Modificado de McCubbin (1992).....	68
Figura 53 – Esquema das feições deposicionais presentes em costas escarpadas e recortadas. (Suguio & Tessler, 1984, apud Souza et al., 2008).....	69
Figura 54 – Vista do tómbolo no Morro da Boa Viagem, Niterói-RJ. Observar a incidência da frente de ondas curva, pela interferência do maciço rochoso.....	69
Figura 55 - Esquema de costas dominadas por ondas (esquerda) e marés (direita). Em costas embaçadas, observa-se a ocorrência de estuários e lagunas. Modificado de USACE (1995).....	71
Figura 56 – Morfologias de cordões arenosos costeiros: (A) Praia-barreira; (B) Esporões arenosos; e (C) Ilhas-barreira. Extraído de Silva et al., (2004).....	72
Figura 57 – Sub-ambientes de um sistema lagunar. Destaque para o leque de sobrelavagem, a direita, e as feições de acumulação de desembocadura – “deltas” de maré enchente e vazante. Modificado de McCubbin (1992).....	73
Figura 58 – Esquema de costa progradante, tridimensional (a), e em perfil (b). Extraído de Suguio (2003).....	75

Figura 59 – Princípio de Bruun (1962), que relaciona o rompimento do perfil de equilíbrio de uma área costeira a variações do nível do mar. Extraído de Dominguez (1982) in Suguio (2003).....	76
Figura 60 - Formação de cordões arenosos pelo isolamento de bermas ou cristas de pós-praia. N.M.2 representa um nível eustático mais baixo que o N.M.1 inicial. Extraído de Souza et al. (2008).....	77
Figura 61 - Formação de cordões regressivos pela emersão de barras de antepraia. N.M.2 representa um nível eustático mais baixo que o N.M.1 inicial. Extraído de Souza et al. (2008).....	78
Figura 62 – Formação de cordões regressivos pela geração de dunas frontais. Extraído de Dominguez et al. (1982).....	78
Figura 63 – Terraços arenosos evidenciando recuo erosivo da praia por perda de areia para o campo de dunas (A); pelo transporte longitudinal (B) e para a plataforma continental (C). Assume-se que os processos ocorram simultaneamente. Bird (1981) in Suguio (2003).....	80
Figura 64 – Variedade de tipos de dunas presentes em áreas costeiras. Modificado de USACE (1995).....	82
Figura 65 - Estação geodésica base do levantamento topográfico de precisão – IBGE 3000M.....	85
Figura 66 – Confecção de seções sedimentográficas a partir de fotomosaicos.....	86
Figura 67 – Levantamento de seções geofísicas com GPR – próximo a duna de Itaipu.....	88
Figura 68 – Levantamento de seções geofísicas com GPR – bairro de Camboinhas.....	88
Figura 69 – Coleta de amostras para LOE.....	90
Figura 70 – Amostras coletadas para LOE.....	91
Figura 71 – Fragmentos de carvão submetidos à datação por radiocarbono.....	91
Figura 72 - Localização dos afloramentos estudados: CI-1, Canal de Itaipu I, CI-2, Canal de Itaipu II.....	93
Figura 73 - Vista do afloramento Canal de Itaipu I.....	94
Figura 74 - Afloramentos descritos no presente trabalho: no topo, Canal de Itaipu I (CI-1) e abaixo, Canal de Itaipu II (CI-2).....	95
Figura 75 – Feição deposicional de banco de areia lamosa, com abundante bioturbação.....	96
Figura 76 – Vista da vegetação típica de depósitos paludais.....	97
Figura 77 – Imagem da década de 1960, mostrando a Duna Grande de Itaipu e a Duna Pequena. Observar a barra da laguna fechada.Fonte: PMN(2002).....	98
Figura 78 - Aspecto da trilha de acesso a Duna de Itaipu, com abundantes remanescentes arqueológicos em superfície.....	99
Figura 79 - Extremidade NW da praia de Camboinhas, observar discretos níveis de bermas relacionadas à sua dinâmica atual.....	100
Figura 80 – Níveis de berma na praia de Camboinhas. Observar o discreto desnível da faixa vegetada.....	100

- Figura 81** – Aerofotografia do ano de 1976 da área da laguna de Itaipu. Em destaque, a margem da época (linha roxa) e a linha atual, traçada através de uma imagem IKONOS de 2002..... 102
- Figura 82** – Vista da área identificada em fotografia aérea de 1976, como Praia de Laguna. Observar a vegetação rasteira, e o solo arenoso..... 103
- Figura 83** – Imagem de satélite Ikonos de 2002, destacando a desembocadura do canal de Camboatá. Observar a progradação sensível entre a margem de 1976 (linha roxa) e a de 2002 (linha verde)..... 104
- Figura 84** – Imagem de satélite Ikonos, do ano de 2002, destacando a área dos canais da marina hoje desativada, e a porção assoreada a N desta..... 105
- Figura 85** – Campo eólico suavemente ondulado, com vegetação pouco desenvolvida..... 106
- Figura 86** – Estratificações cruzadas em areias claras, evidenciada em escavação de toca... 106
- Figura 87** – Fotointerpretação de fotografias aéreas da FAB, do ano de 1976: ba/tm – Barreira Arenosa/Terraço Marinho; d – Dunas; pm –Praia Marinha; pl – Praia de Laguna; dp – Planície de Depósitos Paludais; i – Indiviso..... 108
- Figura 88** – Fotointerpretação a partir da imagem Ikonos de 2002: ba/tm – Barreira Arenosa / Terraço Marinho; pm – Praia Marinha; pl – Praia de Laguna; dp – Planície de Depósitos Paludais, d – Duna; dr/ce – Dragagem / Campo Eólico; dc – Depósitos do Canal de Camboatá; i –indiviso..... 109
- Figura 89** - Modelo digital de elevação da área de Itaipu-Camboinhas e do vale da laguna de Piratininga..... 110
- Figura 90** - Mapa hipsométrico da área de Itaipu-Camboinhas, e do vale da laguna de Piratininga..... 111
- Figura 91** – Aspecto geral de afloramento do padrão sedimentar I. Areias, por vezes cascalhosas, arcossianas, com boa coesão, e capeadas por laterita..... 113
- Figura 92** – Aspecto geral de afloramento do padrão sedimentar II, areias castanhas friáveis e horizonte de paleossolo de coloração escura..... 114
- Figura 93** - Horizonte de paleossolo de coloração escura. Observar o contato regular no topo..... 115
- Figura 94** – Topo do horizonte escurecido que ocorre sobre o Padrão Sedimentar II. Observar feições de bioturbação, preenchidas por sedimentos mais claros, típicos de perfis de solo..... 115
- Figura 95** – Aspecto geral de afloramento do Padrão Sedimentar III. Depósito arenoso com estratificações cruzadas planares, com caimento para NE (esquerda da foto), indicando paleocorrentes de SW para NE..... 116
- Figura 96** - Materiais culturais encontrados nos horizontes superiores do afloramento Canal de Itaipu I..... 117
- Figura 97** - Perfis levantados no afloramento Canal de Itaipu I..... 119
- Figura 98** – Fácies Ca, cascalho arenoso com estratificação cruzada acanalada..... 121
- Figura 99** – Fácies Ca, detalhe dos seixos de quartzo e feldspato caulinizado, e a matriz arenosa presente nos cascalhos..... 122
- Figura 100** – Fácies Aa, areias com estratificação cruzada acanalada de dimensões métricas a sub-métricas (Aa1)..... 123
- Figura 101**- Fácies Aa, areia com estratificações cruzadas decimétricas (Aa2)..... 123

Figura 102 – Fácies A(ped), demonstrando sua textura arenosa homogênea e a concentração irregular de óxido de ferro ao longo de níveis.....	124
Figura 103 – Fácies A(ped), nível de concentração de laterita.....	125
Figura 104 – Seção I (CI-1-S1).....	126
Figura 105 – Calhau de rocha gnáissica incluso em areias estratificadas. Bloco desabado no afloramento Canal de Itaipu 1.....	127
Figura 106 – Fácies A(pi). Observar as estratificações cruzadas planares pouco definidas próximas ao cartão de escala. Paleocorrente com caimento para SW (direita).....	129
Figura 107 – Fácies A(pi), areias com estruturas cruzadas pouco definidas.....	129
Figura 108 – Áreas selecionadas para a execução de seções GPR: bairro de Camboinhas (1) e Itaipu (2).....	131
Figura 109 – Seções GPR levantadas no bairro de Itaipu - Duna Grande: DG-04 (a) e DG-08(b); terraço DG-11(c) e DG-12(d).....	132
Figura 110 - Perfil GPR DG-04.....	134
Figura 111 - Perfil GPR DG-08.....	137
Figura 112 - Perfil GPR DG-11.....	139
Figura 113 - Perfil GPR DG-12.....	141
Figura 114 – Localização da seção GPR processada no bairro de Camboinhas.....	142
Figura 115 - Perfil GPR CA-02.....	144
Figura 116 - Pontos de coleta de LOE (vermelho) e radiocarbono (RC).....	146
Figura 117 – Gráfico de calibração fornecido pelo laboratório.....	148
Figura 118 - Gráfico de calibração produzido pelo software Calib 6.0.....	149
Figura 119 – Integração dos resultados obtidos – Padrões sedimentares e datações LOE....	152
Figura 120 - Mapa geológico da região de Itaipu-Camboinhas.....	160
Figura 121 – Coluna estratigráfica para o Quaternário superior de Itaipu-Camboinhas.....	161

Lista de quadros

Quadro 1 – Hierarquização das unidades morfoestruturais, morfoesculturais e geomorfológicas presentes na área do entorno da Baía de Guanabara.....	8
Quadro 2 - Fácies sedimentares para sistemas fluviais (modificado de Miall, 1985, 1996).....	64
Quadro 3 – Resumo das características para reconhecimento das areias de praia. Extraído de Medeiros et al. 1971.....	70
Quadro 4 - Resumo das características para reconhecimento das areias de barreira. Modificado de Medeiros et al. 1971.....	75
Quadro 5 - Resumo das características para reconhecimento das areias litorâneas regressivas. Modificado de Medeiros et al. 1971.....	79
Quadro 6 - Resumo das características para reconhecimento das areias de dunas. Extraído de Medeiros et al. 1971.....	83
Quadro 7 – Unidades fotogeológicas identificadas e características distintivas.....	107
Quadro 8 - Fácies sedimentares identificadas (Padrão Sedimentar I).....	120
Quadro 9 - Fácies sedimentar identificada (Padrão Sedimentar II).....	128
Quadro 10 - Fácies sedimentar identificada (Padrão Sedimentar III).....	130
Quadro 11 - Radarfácies e radarsuperfícies identificadas no perfil DG-04.....	133
Quadro 12 - Radarfácies e radarsuperfícies identificadas no perfil DG-08.....	136
Quadro 13 – Radarfácies e radarsuperfícies identificadas no perfil DG-11.....	138
Quadro 14 - Radarfácies e radarsuperfícies identificadas no perfil DG-12.....	140
Quadro 15 - Radarfácies e radarsuperfícies identificadas no perfil CA-02.....	143
Quadro 16 - Amostras coletadas para LOE.....	145
Quadro 17 - Resultados da LOE.....	146
Quadro 18 - Valores médios de Th, U, e K das amostras.....	146
Quadro 19 - Resultados detalhados da LOE.....	147
Quadro 20 – Fases evolutivas registradas na região de Itaipu-Camboinha (1ª, 2ª, 3ª fases).....	155
Quadro 21 – Fases evolutivas registradas na região de Itaipu-Camboinhas (4ª,5ª,6ª fases).....	156
Quadro 22 - Fases evolutivas registradas na região de Itaipu-Camboinhas (7ª,8ª fases e atual).....	157

Sumário

Dedicatória.....	v
Agradecimentos	vi
Epígrafe.....	vii
Resumo	viii
Abstract	ix
Lista de figuras	x
Lista de quadros	xvi
1 INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	1
2. ÁREA DE ESTUDO	
2.1 Localização.....	4
2.2 Geomorfologia e relevo.....	7
2.3 Aspectos da área costeira e oceanografia.....	13
2.4 Clima e Vegetação.....	16
2.5 Geologia Regional.....	18
3 REVISÃO BIBLIOGRAFICA	
3.1 Evolução das planícies costeiras fluminenses e as variações do nível do mar quaternárias.....	28
3.2 O Quaternário de Itaipu e Camboinhas.....	44
3.3 Ocupações humanas pré-históricas	52
3.4 Ocupações humanas em tempo histórico.....	56
3.5 Ambientes sedimentares em áreas costeiras.....	59
3.5.1 <u>Ambientes Fluviais.....</u>	60
3.5.2 <u>Ambientes de praias e costas arenosas.....</u>	65
3.5.3 <u>Ambientes Transgressivos: Estuários, Lagunas e Barreiras Arenosas</u>	

Transgressivas.....	70
3.5.4 <u>Ambientes Regressivos: Cordões Arenosos Regressivos</u>	74
3.5.5 <u>Ambientes Eólicos</u>	80
4 MATERIAIS E MÉTODOS	
4.1 Reconhecimento dos depósitos quaternários	84
4.2 Análise Geomorfológica	84
4.3 Levantamentos sedimentológicos	86
4.4 Levantamentos Geofísicos	87
4.5 Datações por luminescência (LOE) e radiocarbono	90
5.RESULTADOS E DISCUSSÃO	
5.1 Reconhecimento dos depósitos quaternários	92
5.1.1 <u>Barreira Arenosa / Terraço Marinho</u>	92
5.1.2 <u>Depósitos Paludais</u>	96
5.1.3 <u>Dunas</u>	97
5.1.4 <u>Faixa de Praia Marinha</u>	99
5.2 Fotointerpretação da área	101
5.2.1 <u>Praia de Laguna</u>	103
5.2.2 <u>Depósitos do Canal de Camboatá</u>	104
5.2.3 <u>Depósitos dragagem retrabalhados por campo eólico</u>	105
5.3 Análise Geomorfológica	110
5.4 Padrões sedimentares identificados	113
5.5 Análise faciológica	118
5.5.1 <u>Padrão Sedimentar I</u>	120
5.5.2 <u>Padrão Sedimentar II</u>	128
5.5.3 <u>Padrão Sedimentar III</u>	130

5.6 Perfis geofísicos por <i>ground penetrating radar</i> (GPR).....	131
5.6.1 <u>Bairro de Itaipu</u>	132
5.6.2 <u>Bairro de Camboinhas</u>	142
5.7 Datações LOE e radiocarbono.....	145
5.8 Integração dos resultados e evolução quaternária de Itaipu-Camboinhas.....	150
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	162
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	165

1 INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

No segmento litorâneo de Itaipu-Camboinhas, município de Niterói-RJ, entre o Oceano Atlântico e a laguna de Itaipu, se desenvolveu uma intensa expansão imobiliária na segunda metade do século XX. Áreas antes marcadas pelos meios naturais de cordões arenosos litorâneos e pequenas comunidades de pescadores artesanais, receberam uma urbanização acelerada, na forma da implantação de grandes condomínios. As empresas responsáveis por essa atividade foram a *Itaipu – Companhia de Desenvolvimento Territorial* e a *Veplan Residência*, que concentraram seus empreendimentos imobiliários na área do atual bairro de Cambouinhas, no final da década de 1970. Esta atividade resultou em inúmeros impactos na paisagem natural da região, tais como desmatamento, terraplenagens, dragagem e aterros.

Próximo a esta localidade, já se encontrava um sítio arqueológico conhecido, a Duna de Itaipu (Dias Jr., 1963). Isso, em conjunto com a localização de novos sítios (Kneip, 1979), motivou a realização de trabalhos de salvamento, empreendidos pela arqueóloga Lina M. Kneip do *Museu Nacional-UFRJ*. Durante as pesquisas foram localizados mais três sítios arqueológicos no segmento do cordão litorâneo de Itaipu-Camboinhas: dois classificados como sambaquis (Pequeno Sambaqui de *Anomalocardia* e Cambouinhas) e um sítio sobre duna (Duna Pequena de Itaipu) – (Kneip *et al.*, 1981).

Em uma destas ocupações - o sambaqui de Cambouinhas, hoje totalmente destruído - foi obtida uma idade pelo método radiocarbono de cerca de 8.000 anos AP (Kneip *et al.*, 1981; Moraes, 1981), considerada polêmica nos meios arqueológicos por sua antiguidade (Prous, 1992, p.204; Muehe & Kneip, 1995), visto que a maioria dos sítios deste tipo ter sido registrada no intervalo entre 5.000 e 3.000 anos AP. Dentre os sítios arqueológicos da área de Itaipu-Camboinhas, dois localizavam-se sobre dunas,

e por suas características inerentes de instabilidade do material arenoso, apresentaram dificuldade para serem trabalhados pelos métodos convencionais de escavação arqueológica. Isto impossibilitou a obtenção de uma cronologia precisa para sua formação. Tentativas de posicionamento temporal foram feitas por pesquisadores do *Instituto de Arqueologia Brasileira* (IAB), principalmente pelos arqueólogos Ondemar Dias Jr. e Eliana Carvalho. Estes pesquisadores correlacionaram culturalmente o registro dos sítios da área de Itaipu com outros sítios mais amplamente estudados – e dotados de datas definidas – situados na Região dos Lagos Fluminenses. Assim, definiram uma divisão histórico-cultural, que recebeu o nome de Tradição Itaipu, sendo declarada como sítio típico a Duna Grande de Itaipu (Carvalho, 1988).

Embora houvesse conhecimento das idades disponíveis em sítios arqueológicos, um trabalho sistemático envolvendo datações dos depósitos geológicos não havia ainda sido feito nessa área. Assim, os dados geocronológicos baseados na arqueologia não haviam sido cotejados com a construção da planície costeira no qual os sítios se assentam. Assim, o presente trabalho visa propor um modelo evolutivo para a planície flúvio-marinha de Itaipu-Camboinhas, com base nas mudanças paleoambientais, através da caracterização estratigráfica da sedimentação quaternária nesta planície costeira.

No primeiro capítulo desta dissertação é apresentada a questão que suscitou o presente estudo: a carência de um arcabouço geológico para a área de Itaipu-Camboinhas. Apresenta, ainda que brevemente, o histórico de pesquisas arqueológicas ali realizadas. A caracterização ambiental da área está no segundo capítulo, enquanto uma revisão dos trabalhos anteriores, tanto da área foco, como regionais, e a fundamentação teórica estão presentes no terceiro capítulo. Os materiais de estudo e métodos de levantamento dos dados são apresentados em

detalhe no quarto capítulo. Os resultados obtidos nesta pesquisa são apresentados e discutidos ao longo do capítulo cinco. No último capítulo é analisada a contribuição que presente estudo trouxe ao conhecimento do Quaternário da região ao longo do processo analítico, e traçados prognósticos de futuros desdobramentos de pesquisa.

Para normas de referências do presente volume, utilizou-se o modelo do Anuário do Instituto de Geociências, bem como do Manual para Elaboração e Normalização de Teses e Dissertações da UFRJ, 3ª edição.

2 ÁREA DE ESTUDO

2.1. Localização

O foco da presente pesquisa localiza-se na faixa litorânea do Estado do Rio de Janeiro, região Sudeste do Brasil. A área pertence ao município de Niterói, situando-se nos limites da Região Metropolitana do Estado - Figura 1.

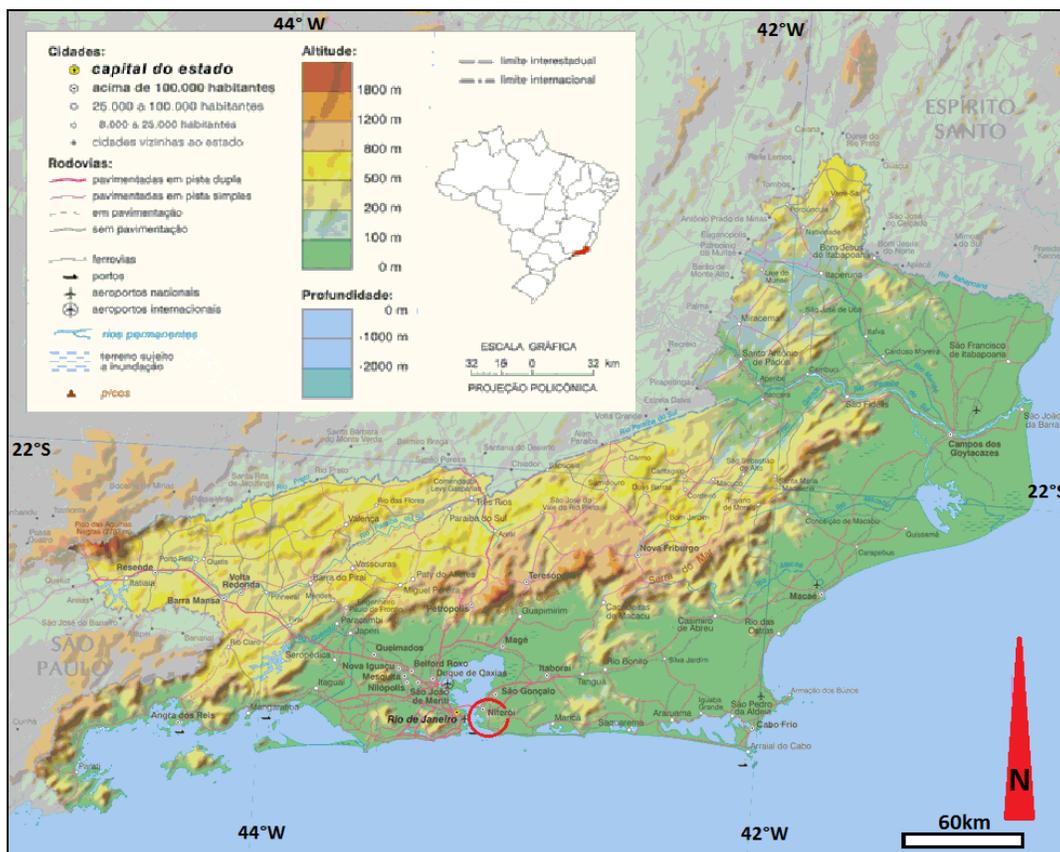


Figura 1 - Mapa do Estado do Rio de Janeiro, destacando em círculo vermelho, a região enfocada no presente estudo. Modificado de: IBGE, consulta em 6 de outubro de 2010.

Nesta porção do litoral, está situada a chamada região Oceânica de Niterói, que pode ser enquadrada no contexto da desembocadura da baía de Guanabara (Amador, 1997) – Figura 2.

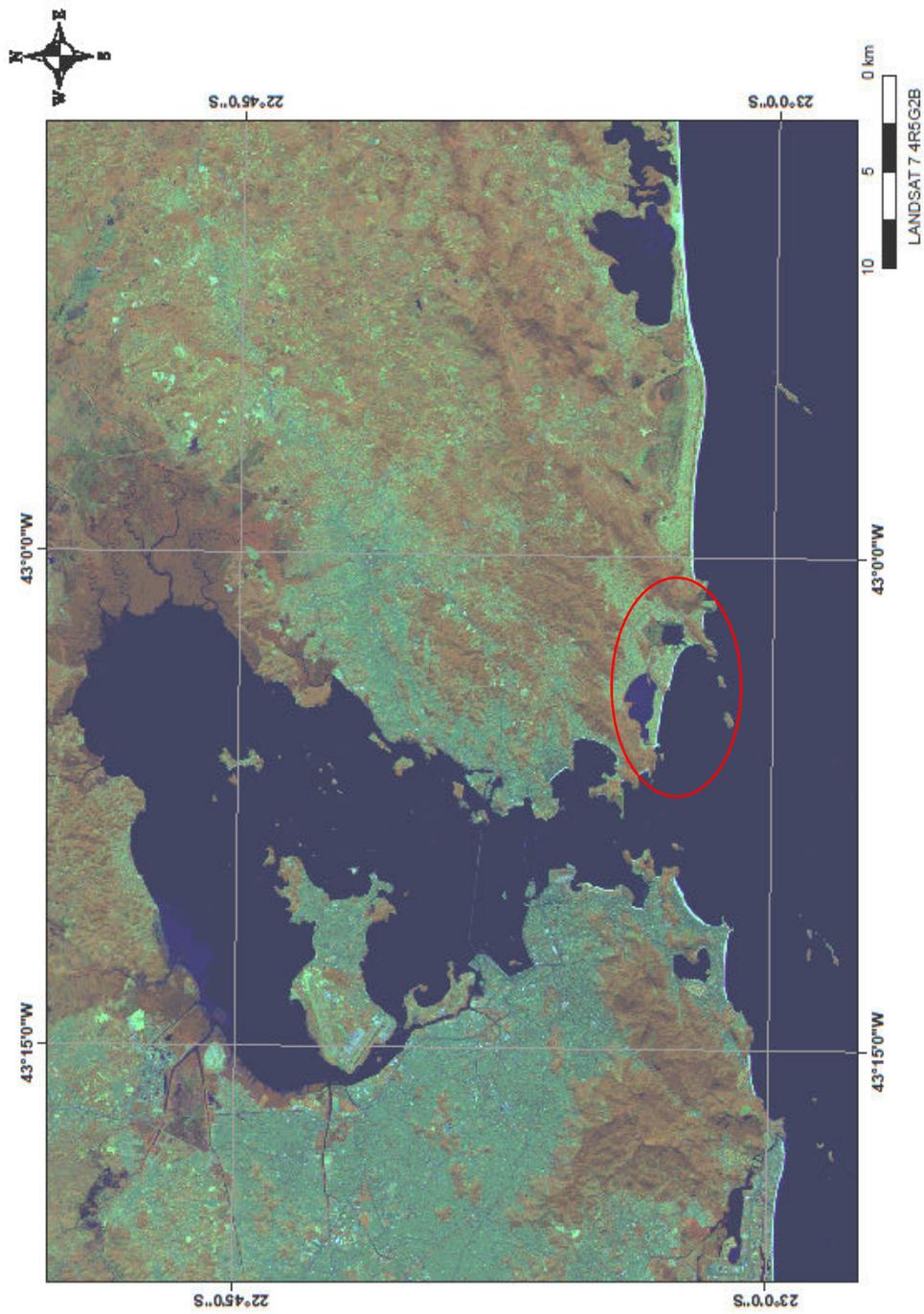


Figura 2 – Imagem Landsat 7 da área da Baía de Guanabara. Em destaque, a região Oceânica de Niterói. Fonte: INPE.

Nesta região estão localizados os bairros de Itaipu e Camboinhas, ocupando um arco praial com orientação WSW-ENE a jusante de um vale alongado no sentido NE-SW – Figura 4. Este vale encontra-se encaixado, limitado por elevações rochosas, a NW, N, E e SE, e pelo Oceano Atlântico a SW, e abriga o rio João Mendes e mais alguns cursos d'água de menor porte, além da laguna de Itaipu – Figura 3



Figura 3 – Bairros de Camboinhas e Itaipu, em primeiro plano, e a laguna de Itaipu. Observar o encaixamento do vale do rio João Mendes. Exagero vertical de 3x. Fonte: Google Earth, consulta em 9 de outubro de 2010.

Localizada à retaguarda do arco de praia, a laguna de Itaipu possui área de cerca de 1,2 km² (INEA - www.inea.rj.gov.br, consulta em 19 janeiro de 2011), e encontra-se separada da vizinha laguna de Piratininga por uma pequena elevação do embasamento, e do oceano por uma faixa arenosa. Ambas as lagunas são integrantes da Bacia Hidrográfica do Complexo Lagunar Piratininga-Itaipu (FCIDE, consulta em 10 de janeiro de 2011).

Ligando as lagoas de Itaipu e Piratininga, foi aberto um canal artificial na década de 1940, o canal de Camboatá. Além deste, outro canal foi instalado na barra da lagoa de Itaipu, ligando permanentemente este corpo d'água ao mar, no final da década de 1970. Junto a esse canal, no bairro de Itaipu ergue-se a Duna Grande de Itaipu, uma ampla feição eólica fixada por vegetação, e portadora de remanescentes arqueológicos – Figura 4.



Figura 4 – Duna de Itaipu vista a partir da margem NW do canal artificial de acesso à lagoa.

2.2 – Geomorfologia e relevo

O relevo da área de Itaipu-Camboinhas, com altitudes variando entre o nível do mar até cerca de 370 m de altitude, é marcado pela presença dos Maciços Costeiros, alinhados segundo uma orientação NE-SW, além das Baixadas, ou Planícies Flúvio-marinhas, que abrigam lagoas costeiras e estreitos segmentos de praia, segundo a classificação adotada pela CPRM (2000) – Quadro 1, Figura 5.

Quadro 1 – Hierarquização das unidades morfoestruturais, morfoesculturais e geomorfológicas presentes na área do entorno da Baía de Guanabara.

UNIDADES MORFOESTRUTURAIS	
1. Cinturão Orogênico do Atlântico	2. Bacias Sedimentares Cenozóicas
UNIDADES MORFOESCULTURAIS	
1.1 – Maciços Costeiros e Interiores	2.1 – Tabuleiros de Bacias Sedimentares
1.3 – Superfícies Aplainadas nas Baixadas Litorâneas	2.2 – Planícies Flúvio-marinhas
UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS	
1.1.5 – Maciço da Tijuca	2.1.3 – Bacia de Macacu
1.1.6 – Maciço da Região dos Lagos	
-	2.2.2 – Baixada das baías de Guanabara e Sepetiba
	2.2.3 – Baixada de Jacarepaguá
	2.2.4 – Baixada da Região dos Lagos
1.3.1 – Superfície Aplainada da Região dos Lagos	-

Fonte: Modificado de CPRM (2000).

Os Maciços Costeiros fazem parte do chamado Cinturão Orogênico do Atlântico, e constituem elevações com vertentes retilíneas a côncavas, por vezes escarpadas, com topos aguçados ou em cristas alinhadas. Possuem gradiente muito elevado e amplitudes maiores que 300 m. Apresentam trechos com coberturas coluvais, eluviais e de tálus, ou ainda rocha viva, e tem rede de drenagem variável (dendrítico a centrífugo e treliça) – (CPRM, 2000).

As Baixadas são áreas planas, formadas por sedimentos inconsolidados de origem fluvial, marinha ou ambas (flúvio-marinha), associadas às variações do nível do mar ocorridas durante o Quaternário (CPRM, 2000). Tratam-se de áreas com baixo ou nenhum gradiente de relevo, predominando as planícies com a presença de cristas arenosas, no caso das Baixadas Marinhas.

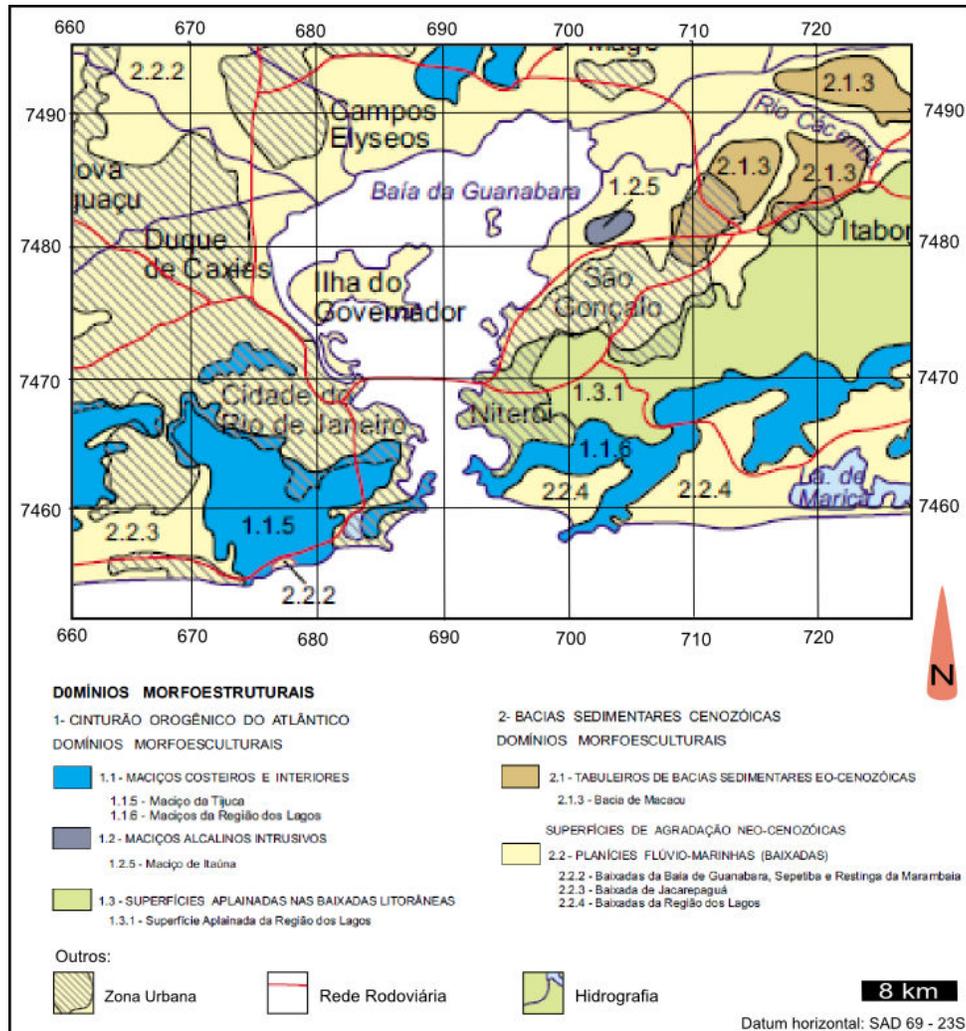


Figura 5 - Detalhe das unidades geomorfológicas da região da Baía de Guanabara e adjacências. Modificado de: CPRM (2000).

O projeto RADAMBRASIL (1983) identificou na área de interesse do presente trabalho três variedades de formas de relevo: dois modelados de acumulação e um de dissecação.

O modelado de acumulação marinha (Am) é descrito como uma área plana, marcada por feições como cordões litorâneos, planícies de maré, dunas, praias, terraços arenosos e de cascalho. Outro modelado acumulativo é aquele atribuído a enxurradas (Ac), sendo formado por uma área plana a “abaciada”, resultando da

convergência de leques ou da concentração de depósitos de rampas, originando as planícies aluvionares denominadas *bajadas*, e eventualmente depressões inundáveis com solos solodizados, as *playas* (RADAMBRASIL, 1983).

O modelado de dissecação (D1) representa uma erosão acelerada pelo controle estrutural da rocha que sustenta o relevo, ou seja, condicionada pelas estruturas tectônicas e propriedades litológicas, e classificada através de uma variável que avalia o grau aprofundamento da dissecação (RADAMBRASIL, 1983) - Figura 6.

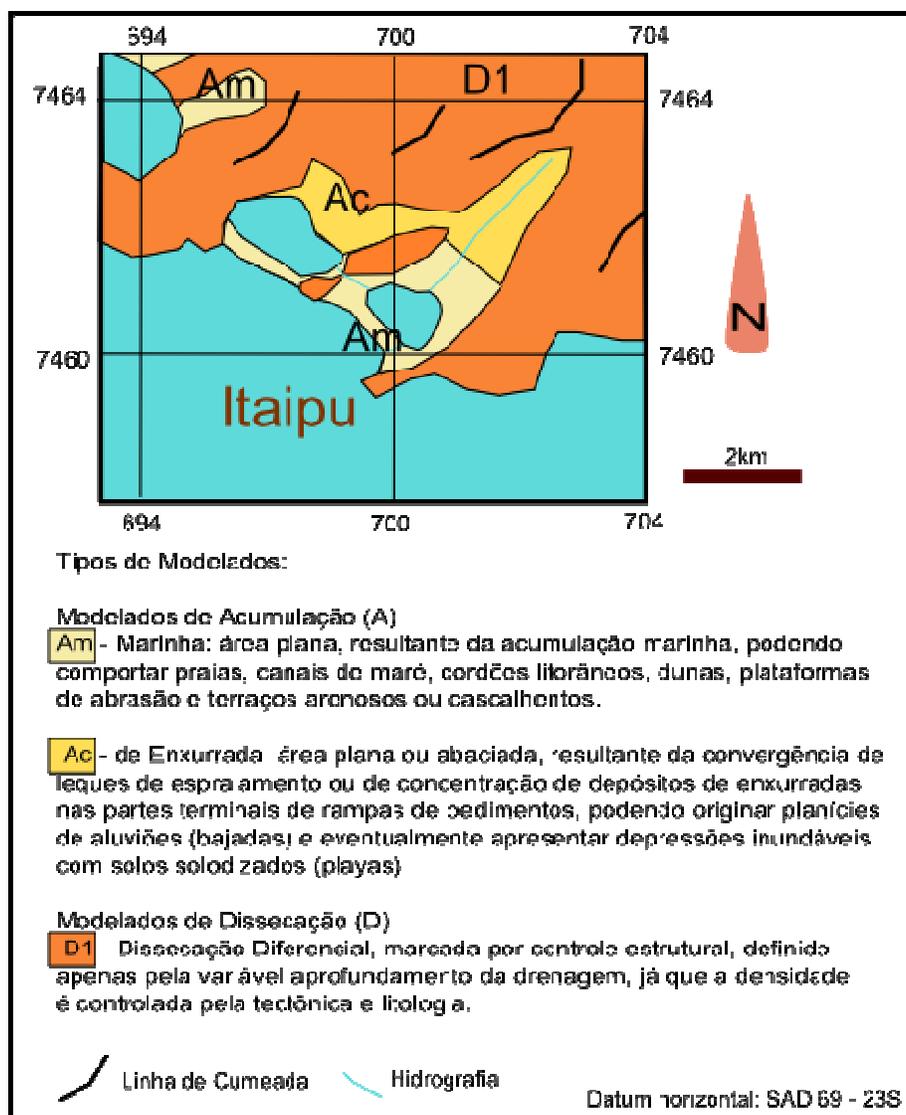


Figura 6 – Modelados do relevo identificados na área. Modificado de Projeto RADAMBRASIL (1983).

Em torno do vale do rio João Mendes estão as grandes elevações rochosas dos Maciços Costeiros, destacando-se a serra Grande e a serra do Malheiro na cabeceira N, e a serra da Tiririca (Figura 7) que margeia toda a encosta E e SE do vale. A elevação do morro da Peça e da ponta do Pé de Boi e dos separa o vale do rio João Mendes do vale vizinho, do rio do Jacaré, localizado a W (Ministério do Exército, 1987).

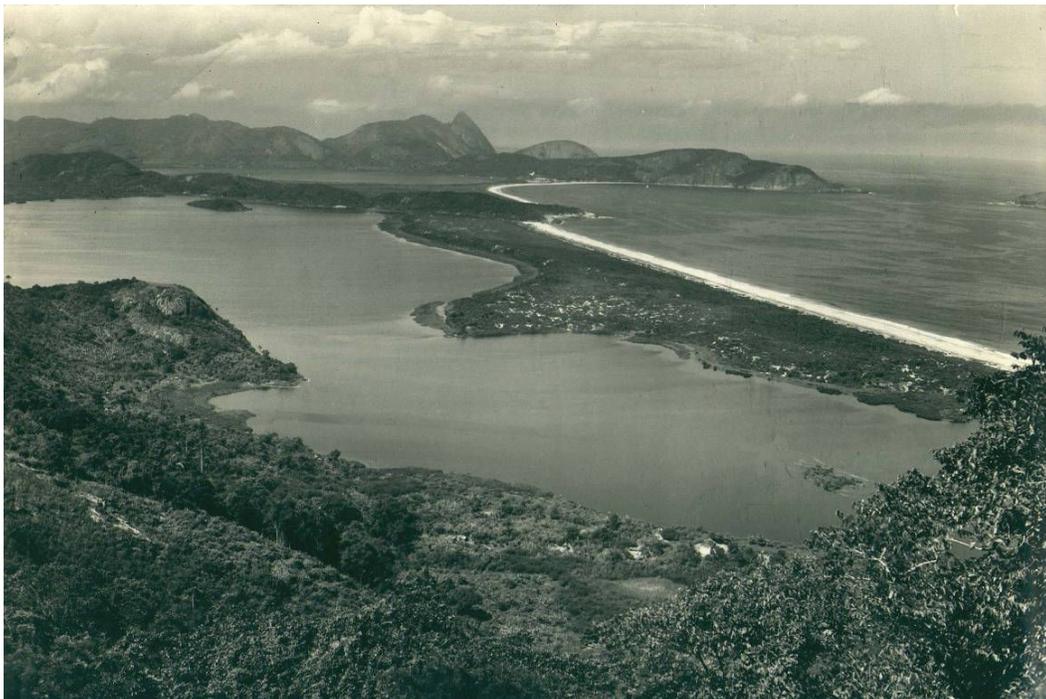


Figura 7- Vista dos maciços costeiros da serra da Tiririca, ao fundo. Em primeiro plano, a laguna de Piratininga e a barreira arenosa (PMN, 2002).

A SE da praia de Itaipu se destaca na paisagem o imponente maciço do morro das Andorinhas (parte da serra da Tiririca), com mais de 150 m de altitude, como uma crista alongada no sentido NE-SW, nitidamente tendo continuação nas ilhas da Menina, da Mãe e do Pai, ao largo da ponta de Itaipu – Figura 8.



Figura 8 - Vista do morro das Andorinhas, a partir da Duna Grande de Itaipu. Ao fundo, as ilhas da Menina (1), da Mãe (2) e do Pai (3).

A laguna de Itaipu ocupa a porção jusante do vale do curso do rio João Mendes, na área de baixada ou planície. Em sua cabeceira, este vale chega a altimetria de 10 a 15 m acima do nível do mar, decaindo suavemente até a laguna, onde as cotas das margens são pouco superiores ao zero – Figura 9.



Figura 9 - Vista da planície do entorno da Laguna de Itaipu. Ao fundo o Morro das Andorinhas e as ilhas da Menina e da Mãe. Fonte: PMN, 2002.

Em sua margem N e NE, a laguna de Itaipu apresenta feições de deltas intralagunares, construídos pelo rio João Mendes e outros canais de menor porte. Este corpo lagunar é separado do oceano por um esporão arenoso (Cunha & Francisco, 1981).

2.3 – Aspectos da área costeira e oceanografia

Segundo Villwock (1994), a costa do Rio de Janeiro se encontra no contexto do chamado *Litoral Sudeste* ou das *Escarpas Cristalinas*. Esta classificação foi inicialmente proposta por Silveira (1964), que utiliza de critérios oceanográficos, climáticos e continentais, para propor uma classificação em cinco trechos para o litoral brasileiro (Figura 10). O trecho estudado do litoral fluminense se caracteriza por uma orientação E-W bem marcada, com formação de planícies costeiras pouco extensas, delimitadas por maciços rochosos, que formam escarpas que atingem o oceano Atlântico.



Figura 10 – Subdivisão do litoral brasileiro, baseado em critérios climáticos, oceanográficos e continentais. Silveira (1964) in Suguio (2003).

No setor leste do litoral fluminense, entre Parati e a restinga de Marambaia, predominam feições de uma costa em submersão, como as baías e vales afogados.

Isto se deve em parte ao reduzido aporte sedimentar, apesar da proximidade da serra do Mar. No setor do litoral, desde a baía de Guanabara até os arredores de Itaipuaçu, predominam as feições de vales flúvio-marinhos e flúvio-lagunares. Seguindo para E, está o setor conhecido como Região dos Lagos, onde predominam sistemas lagunares separados do oceano por uma extensa barreira arenosa. Este setor se estende até Cabo Frio. Neste ponto, a costa fluminense inflete para norte, e começa um gradativo aumento do aporte sedimentar, inicialmente com os rios São João e Macaé, seguidos da ampla planície litorânea do rio Paraíba do Sul. Este setor se caracteriza como área em franca emersão, em contraposição ao outro extremo do litoral do Rio de Janeiro (Lamego, 1946).

No que diz respeito ao regime de marés, a área da baía de Guanabara e adjacências é marcada por marés semidiurnas, com período de 12,5 horas, irregulares de pequena amplitude, com média de 0,5 m, caracterizando um regime de micromarés - Vellozo & Alves (2006), Amador (1997) – Figura 11.

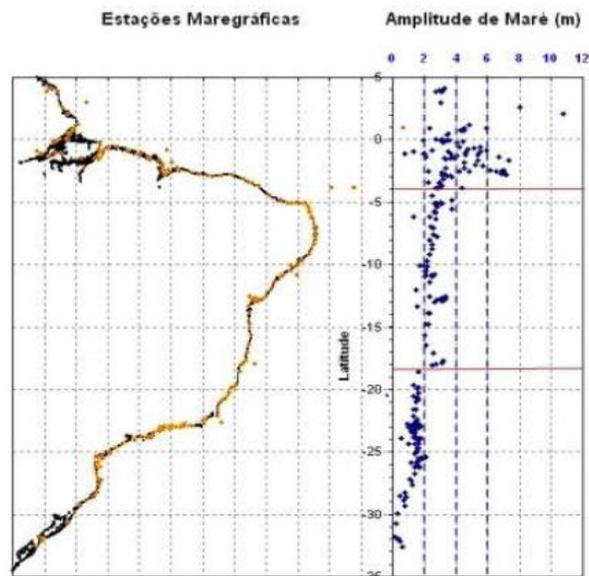


Figura 11 - Amplitudes de marés da costa brasileira. A linha pontilhada azul (vertical) representa os limites de micro, meso, macro e hipermaré. A linha contínua vermelha (horizontal) representa as faixas de latitude onde ocorrem as principais mudanças nos padrões de maré. Vellozo & Alves (2006).

O clima de ondas da costa do Estado do Rio de Janeiro varia sazonalmente, entre uma direção preferencial de E no verão, SE no outono e na primavera e SW e SE no inverno. A altura média das ondas é de 1 a 2 m (CPTEC-INPE) – Figura 12.

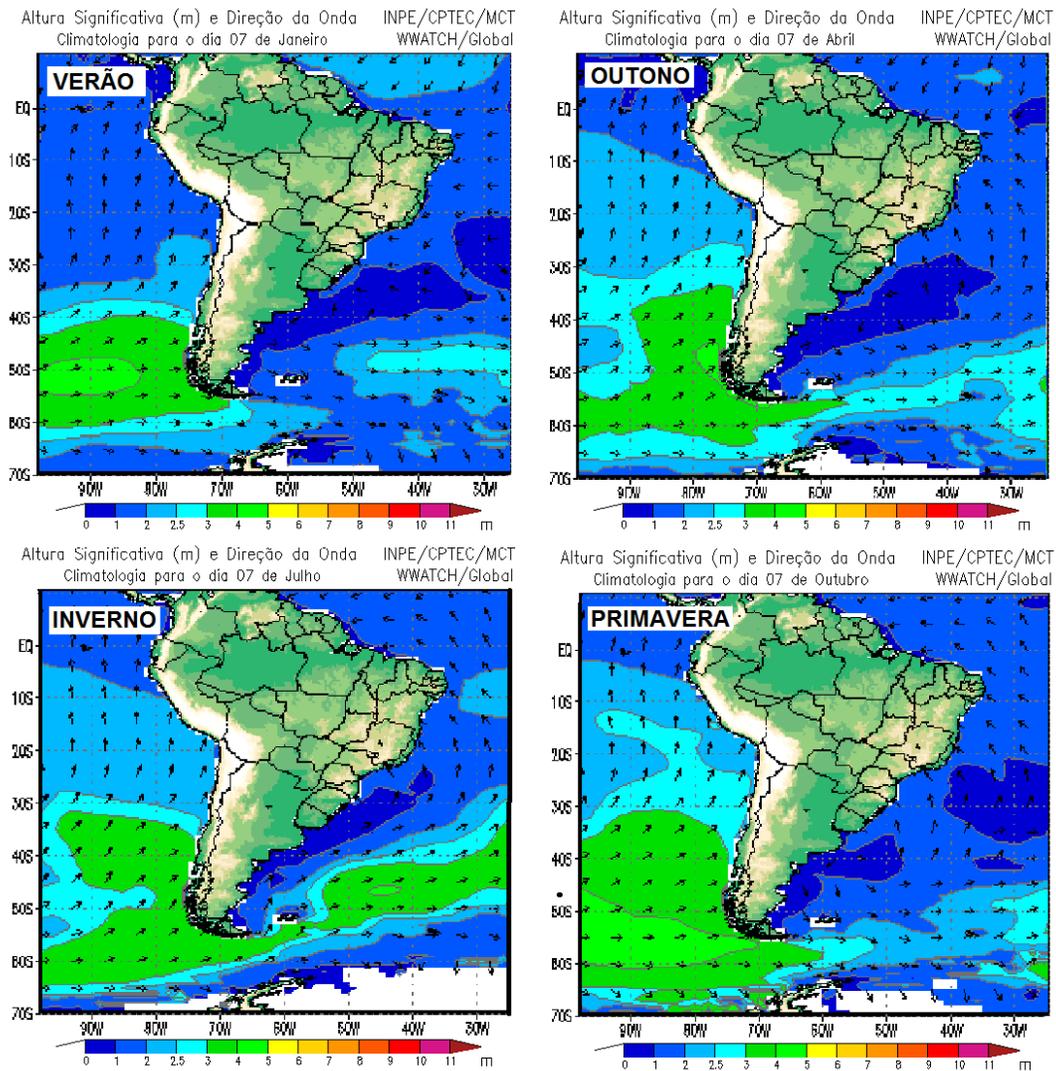


Figura 12 - Clima de ondas sazonal aproximado para a costa da América do Sul. As cores indicam à altura significativa da ondulação e as setas a direção de propagação. Dados de CPTEC-INPE.

Considerando a amplitude das marés e a altura média das ondas na costa do Estado do Rio de Janeiro, esta faixa litorânea, em sua maior parte arenosa, pode ser

caracterizada como do tipo “dominada por ondas”, segundo a classificação presente em Stutz & Pilkey (2011) – Figura 13.

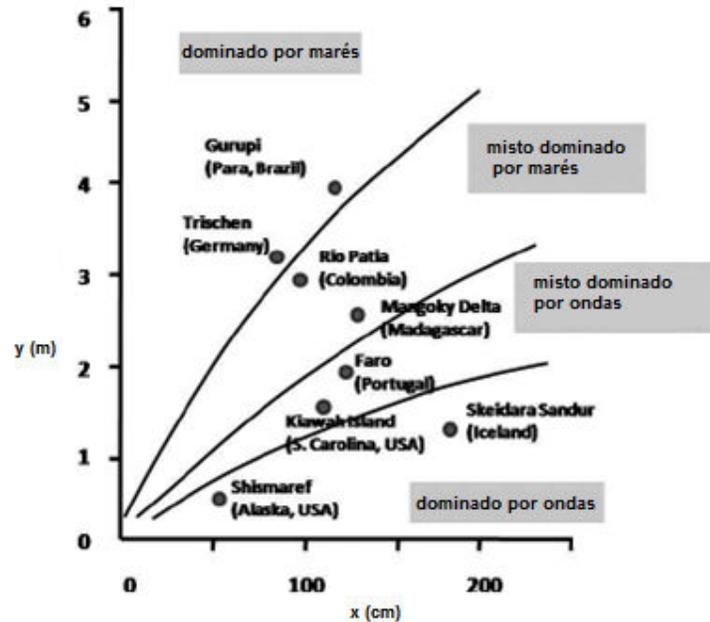


Figura 13 - Gráfico relacionando altura anual média das ondas (x) com a amplitude média da maré (y), para classificação de costas arenosas. Modificado de Stutz & Pilkey (2011).

2.4 - Clima e Vegetação

O clima atual da região da Baía de Guanabara é classificado em Quente Super Úmido, com estação subseca, e temperaturas médias anuais de cerca de 24°C. Os meses mais quentes são os de dezembro, janeiro e fevereiro, enquanto o mais frio é o de julho. A estação seca na região ocorre durante o inverno, enquanto no verão, registra-se a ocorrência de chuvas torrenciais. Os meses mais chuvosos são aqueles entre outubro e abril. Neste período é comum registrarem-se picos de pluviosidade superiores a 200 mm em 24 horas na serra do Mar. A pluviosidade anual total é de 1000 a 1500 mm na Baixada Fluminense e mais de 2000 mm na serra do Mar. Os meses mais secos são os de julho e agosto, com menor frequência de dias de chuva, e pluviosidade chegando até abaixo de 50 mm (Amador, 1997).

A área de estudo encontra-se na faixa pluviométrica entre 1000 e 1250 mm anuais de pluviosidade, conforme Barbière & Coe Neto (1999). Segundo estes autores, a região da planície costeira e das médias altitudes possui precipitação entre 1000 e 1500 mm, possuindo uma clara divisão entre a planície e os maciços e serras costeiras. Na área mais baixa, a precipitação não excede 1200 mm, e não há uma estação seca típica nesta faixa. Ainda durante o mês de dezembro, considerado o mês de maior precipitação do ano, esta não excede a 171 mm na estação meteorológica da Ilha do Modesto, na laguna de Piratininga, enquanto agosto é o mês mais seco, com pluviosidade pouco acima dos 60 mm – Figura 14.

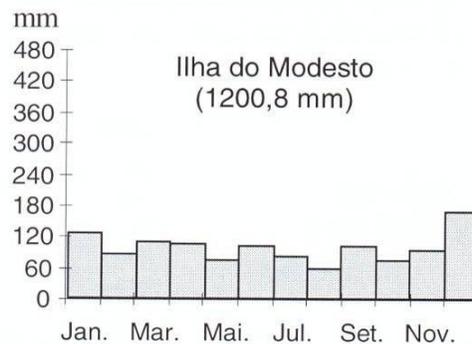


Figura 14 – Pluviosidade média mensal e anual na estação meteorológica da ilha do Modesto, laguna de Piratininga, município de Niterói (RJ). Extraído de: Barbière & Coe Neto (1999).

O padrão de ventos registrados para o litoral fluminense aponta uma forte predominância dos ventos alísios do quadrante E e NE, como registrados por dados de bóias oceânicas e estações meteorológicas. Além deste padrão, a costa do Estado do Rio de Janeiro encontra-se na trajetória das frentes frias, relacionado ao Anticiclone Polar, que periodicamente ganha força e alcança o litoral sudeste do Brasil, com ventos do quadrante S e SE, trazendo também muita pluviosidade (Amador, 1997) – Figura 15.

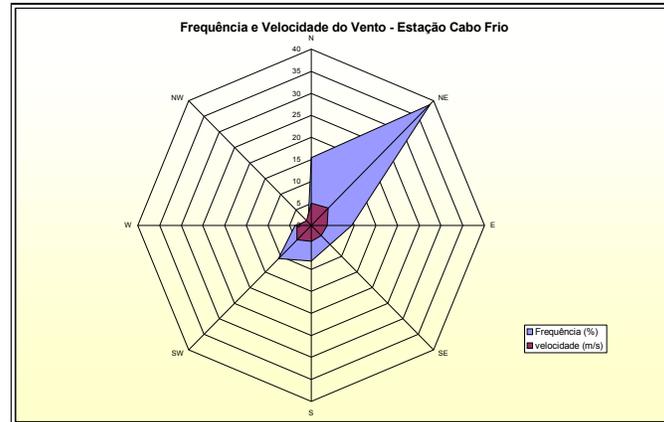


Figura 15- Diagrama em roseta de direção e intensidade de ventos na área da Álcalis, em Cabo Frio (RJ) - Região dos Lagos. Fonte: AEC (2002).

Estas condições permitem suportar uma vegetação do tipo Floresta Ombrófila Densa, ou Floresta Tropical Pluvial, a conhecida Mata Atlântica. Esta se encontra restrita em posição de média e baixa-encosta, além das cabeceiras fluviais. No entorno da laguna de Itaipu, se observa à presença de vegetação de áreas alagadas, bem como de poucos remanescentes de vegetação de restinga na faixa litorânea (Amador, 1997).

2.5 – Geologia regional

A região de Itaipu-Camboinhas se localiza no contexto geotectônico da Faixa Móvel Ribeira, Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981), no chamado Domínio Litorâneo do Cinturão Ribeira. Este complexo de rochas metamórficas e ígneas também recebe o nome de Cinturão Móvel Costeiro ou Domínio Litorâneo do Cinturão Paraíba do Sul (Machado *et al.*, 1989). As unidades citadas são formadas em sua maioria por metamorfitos e batólitos ígneos relacionados ao ciclo Brasileiro, e

representam o registro de um grande evento de colisão crustal que ocorreu no final do período Proterozóico (Cordani, 1971).

Na área de estudo afloram basicamente duas unidades geológicas: os metagranitóides da Suíte Rio de Janeiro, a W, N e NE, e aqueles da Suíte Desengano, a E, ao longo dos maciços da serra da Tiririca. Ambas estas unidades eram classificadas anteriormente como a “unidade Gnaiss Facoidal”, cartografada, e descrita originalmente como de origem metassedimentar (Helmbold, 1965, DRM, 1981; Fonseca *et al.*, 1998). Entretanto, CPRM (2001) classifica as suítes Rio de Janeiro e Desengano como representantes de um magmatismo em regime de esforços transformantes, de idade Meso a Neoproterozóica (Episódio Tectônico Brasileiro III – Magmatismo pré a sin-colisional) - CPRM (2001) - Figura 16.

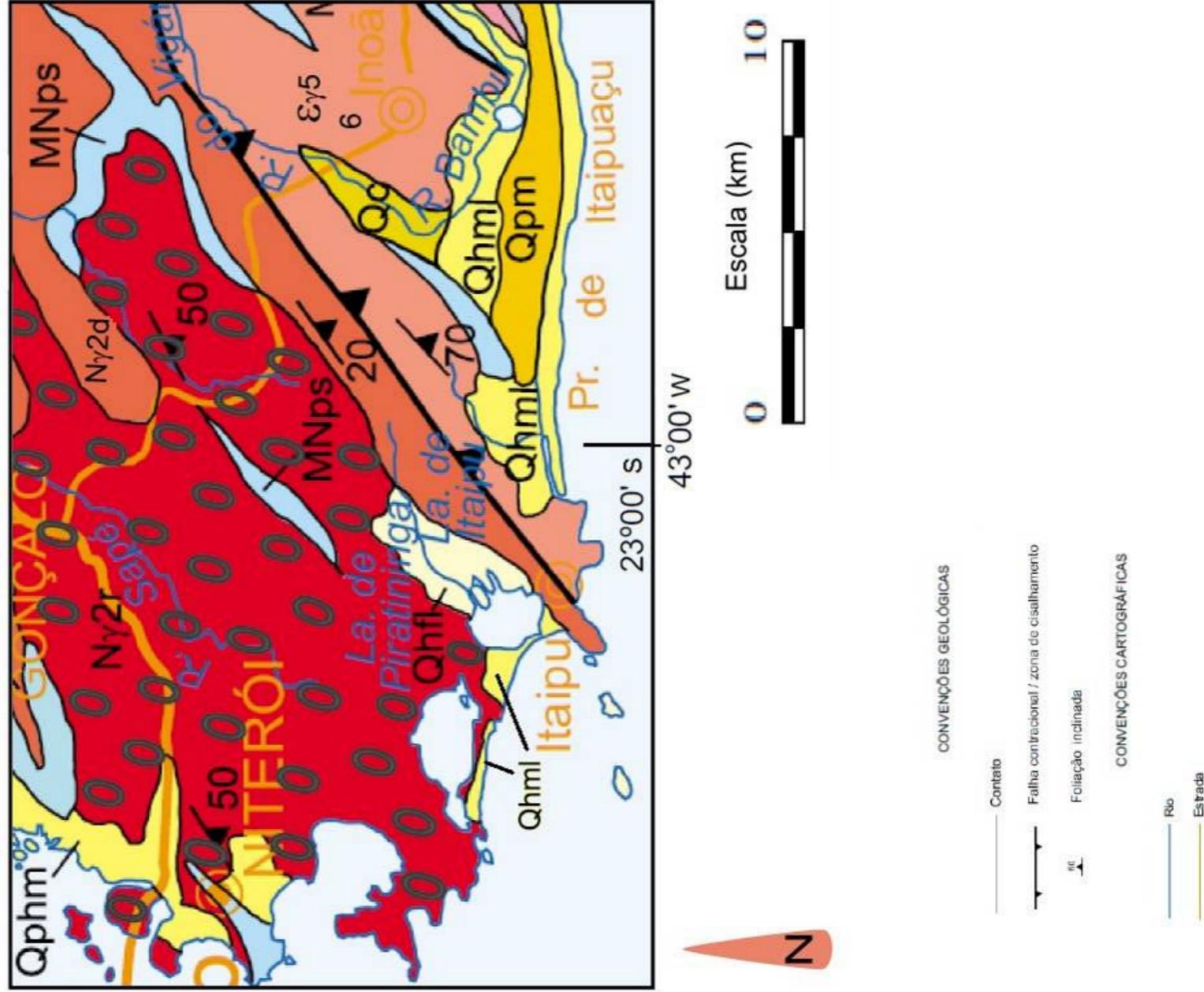


Figura 16 - Mapa Geológico da área de Itaipu-Cambinhoas. Modificado de: CPRM (2001)

CENOZOICO	QUATERNARY	Qhml	Depósito Praia Eólicas, Marinhas e/ou Lagunares Anéis quartzíferos estratificados. Freq. e med. em seções. Recobertos por areia vermelha em forma de depósitos eólicos. Mediterranean or duna transgressive. Estratificação onçada de pedregos e grãos por: nas faixas eólicas. Pais white, fine to medium, well-sorted quartzose sand underlying eolian sand. Large and small scale cross-bedding in eolian beds.
		Qhfl	Depósito Flúvio-Lagunares Anéis laminares subparalelas curvadas de areia bioturbada e/ou sedimentos laminares de fundo lagunar, e onchiformes de turfas. Nos depósitos associados ao canal fluvial (depósitos reolitos de cisalhamento) ocorrem areias e cascalhos. Fluvio/Lagoonal Deposits Poorly sorted, all and muddy sands, muddy lagoon bottom deposits, all and clay with organic debris and peat. Deposits associated to fluvial channels. Fossiliferous channel deposits are characterized by sand and gravel.
		Qpm	Depósito Praiais Marinhas e ou Lagunares (Qpm) Anéis quartzíferos laminares e/ou lagunares de granulação fina e média e cobertura acastanhada, recobertos por areias eólicas em matriz secundária compacta por englobar e ocos do ferro. Lagoonal/Marine Beach Deposits Dark brown, fine to medium quartzose sands. Eolian lenses commonly has secondary clay matrix with ferruginous stain and cementation.
		Qc	Depósitos Colúvio-Altivisionares Cascalhos, areias e lamas resultantes da ação de processos de fluxos gravitacionais e aluviais de transporte de material de alto relevo das vertentes. Colluvial/Alluvial Deposits Gravel, sand and mud resulting from the action of gravitational and alluvial flow processes of material transport from highlands to plains.

PALEOZOICO	CAMBIANO (BRASILIANO III)	POST-TECTONIC MAGMATISM	εγ5	Granitóides pós-tectônicos Hornblenda-biotita granítoide do tipo-1, de granulação fina a média, textura equigranular a porfirítica localmente com foliação de fluxo magmático preservada. Ocorrem como corpos tabulares, diques, stocks e sequências batólitos cortando as rochas regionais. Ocorrem também como jaulões homogêneos, alguns vezes com evidências de migração e/ou mixing. Faixas apáticas localmente abundantes. 1) Granito São João do Ribeirão; 2) Granito São João do Ribeirão; 3) Granito São João do Ribeirão; 4) Granito São João do Ribeirão; 5) Granito São João do Ribeirão; 6) Granito Casarabira; 7) Granito Terapóides; 8) Granito Fátima; 9) Granito Nova Friburgo; 10) Granito Novo Frades; 11) Granito São João; 12) Granito Sul; 13) Granito Andorinha; 14) Granito Itaipu; 15) Granito Casarão; 16) Granito São João; 17) Granito São João; 18) Granito São João; 19) Granito São João; 20) Granito São João; 21) Granito São João; 22) Granito São João; 23) Granito São João.
				Post-tectonic granitoids Type (hornblende)-biotite granitoid, fine to medium grained, equigranular to porphyritic, locally displaying preserved magmatic flow foliation. Occur as tabular bodies, dykes, stocks and small intrusions crosscutting the country rocks. Homogeneous plutons sometimes zone with migração mingling and mixing evidences. Late apatic phases are widespread. 1) São João Granite; 2) São João Granite; 3) São João Granite; 4) São João Granite; 5) São João Granite; 6) São João Granite; 7) São João Granite; 8) São João Granite; 9) São João Granite; 10) São João Granite; 11) São João Granite; 12) São João Granite; 13) São João Granite; 14) São João Granite; 15) São João Granite; 16) São João Granite; 17) São João Granite; 18) São João Granite; 19) São João Granite; 20) São João Granite; 21) São João Granite; 22) São João Granite; 23) São João Granite.

PROTEROZOICO	NEOPROTEROZOICO (BRASILIANO III)	LATE-COLLISIONAL/STRIKE-SLIP RELATED GRANITOIDES	Ny2d	Suite Rio de Janeiro Granito Corcovado: Granito tipo-5 com granada, muscovita e biotita, textura megaporfirítica (augen) com superposição de foliação tangencial em estado sólido. Xenólitos e resílios de paragneiss são abundantes bem como intrusões de diques apáticos com tabuleto de megacrítico tipo S (cc). Granito Pão de Açúcar: Fácies metamórfica do Granito Corcovado com hornblenda e biotita como minerais acessórios; localmente com bolsões enérgicos de granada ortopixado charnóidico (pa). Leucogranito gnáissico Cosme Velho: Leucogranito tipo-8 com muscovita, granada e biotita, de granulação média, textura granoblastica e foliação tangencial. Xenólitos e resílios de paragneiss são comuns (cv). Rio de Janeiro Suite Corcovado Granite: S-type, garnet-muscovite-biotite bearing granite, with megaporphyritic (augen) textures and strong thrust-related, solid-state fabrics. Locally garnet-orthopyroxene bearing, charnockitic domains and patches are found. Xenoliths and resites being pockets of amphibolite (psch) (cc). Pão de Açúcar Granite: Local, medium-grained hornblende-biotite bearing, Corcovado granite facies, locally with orthopyroxene-bearing pockets of amphibolite (psch) (cc). Cosme Velho e Leucogranite-gneiss: S-type, muscovite-garnet-biotite bearing, with medium-grained granoblastic textures and strong thrust-related planar gneissic fabrics. Abundant paragneiss xenoliths (cv). Suite Desengano Granito tipo-5 com granada, muscovita e biotita de granulação grossa, textura granoblastica e porfirítica (augen) com forte foliação transcorrente. Locais, porém, são observados domínios e "manchas" charnockíticas porfiríticas de granada e ortopixado. Xenólitos e resílios de paragneiss, paracristais fundidos (migmatitos de injeção) ocorrem com frequência. Plutons correlatos: Granito Santa Teófilo (N-2d); Granito Campêdas (N-2d); Granito Serra da Cordeiros (N-2d); Desengano Suite S-type garnet-muscovite-biotite bearing granite, with coarse-grained granoblastic to porphyritic (augen) textures and strong shear-related, solid-state fabrics. Locally garnet-orthopyroxene bearing, charnockitic domains and patches are found. Xenoliths and resites of poorly melted paragneiss occur throughout (reflector migmatite-biotite). Correlative plutons: Santa Teófilo Granite (N-2d), Campêdas Granite (N-2d), Serra da Cordeiros Granite (N-2d).
				MNps

- CONVENÇÕES GEOLÓGICAS
- Contato
 - Falha contraccional / zona de cisalhamento
 - Foliação inclinada
- CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS
- Rio
 - Estrada

A Suíte Rio de Janeiro compreende rochas de composição granítica ricas em granada, muscovita e biotita, com textura megaporfírica (*augen*). Apresenta foliação bem marcada, com mergulhos de cerca de 50° para SE, e presença de aplitos tardios. A Suíte Desengano apresenta metagranitóides tipo-s, com granada, muscovita e biotita de granulação grossa (Figura 17), texturas granoblásticas e porfíricas (Figura 18), com forte foliação, porém com menor caimento, em torno de 20° para SE. Localmente, ocorrem porções de composição charnoquítica com granada e ortopiroxênio. Também observa-se a ocorrência frequente de migmatitos de injeção e veios pegmatíticos (CPRM, 2001) – figuras 19 e 20.



Figura 17 - Aspecto da trama dos granito-gnaisses da Suíte Desengano.



Figura 18 - Detalhe de pórfiros de alcalifeldspato nos granito-gnaisses da Suite Desengano.



Figura 19 - Veio de pegmatito cortando granito-gnaisses da Suite Desengano - Ponta de Itaipu, Niterói-RJ.



Figura 20 – Detalhe de pegmatito cortando as rochas da Suite Desengano, no morro da Andorinha – ponta de Itaipu, Niterói-RJ.

A crista da serra da Tiririca representa uma zona de cisalhamento dúctil, marcando o contato das rochas da Suíte Desengano com a unidade Granito Cassorotiba, que aflora imediatamente a leste, na região de Itaipuaçu e Inoã. Esta unidade é formada por granitos com hornblenda e biotita, de granulação fina a média, textura equigranular a porfirítica, localmente com foliação de fluxo magmática preservada. A foliação tem alto mergulho, chegando a 70° para SE. Pelas características desta unidade ela é associada a um magmatismo pós-tectônico, datado do final do ciclo Brasileiro, de idade cambriana (CPRM, 2001). Na extremidade da serra, ocorre o Granito Itacoatiara, de composição calcialcalina, metaluminosa do tipo-I (Mendes *et al.*, 2006) – Figura 21. É frequente nestas unidades a presença de corpos aplíticos – Figura 22.



Figura 21 - Aspecto da textura porfirítica dos granitóides da Unidade Granito Itacoatiara, Niterói-RJ.



Figura 22 - Corpo de composição aplítica presente no Granito Itacoatiara - Niterói-RJ.

A NE do vale do rio João Mendes ocorre uma mancha alongada de granada-biotita gnaiss quartzo-feldspático associado à Unidade São Fidélis do Complexo Paraíba do Sul, representando as rochas mais antigas na região. Esta unidade litoestratigráfica apresenta frequentes intercalações de gnaiss calcissilicático e quartzito, além de bolsões e veios anatéticos *in situ* de composição granítica. Kinzingitos ocorrem em contato transicional com o granada biotita gnaiss, bem como horizontes de xistos grafitosos e metacarbonatos. Esta associação de litologias é interpretada como uma sequência marinha mesoproterozóica (CPRM, 2001).

Diques de diabásio cretáceos de razoáveis extensões são comuns, representados em mapa (DRM, 1981). Na ponta de Itaipu ocorre um dique de diabásio de coloração muito escura com espessura de cerca de 12m, orientado segundo uma direção NE-SW. Aparentemente, o mesmo dique corta a ponta N da ilha da Mãe, passando provavelmente entre esta e a ilha do Pai. – Figura 23.

Sistemas de fraturas cortam as rochas aflorantes em diversas exposições. As direções preferenciais destas estruturas são N70-80E e N40W, formando padrões romboédricos como observados no dique da ponta de Itaipu – Figura 24.



Figura 23 - Dique de diabásio na Ponta de Itaipu, Niterói-RJ.



Figura 24 - Famílias de juntas em dique de diabásio - Ponta de Itaipu, Niterói-RJ.

Além das unidades proterozóicas, foram mapeadas na região as coberturas de idade quaternária, relacionadas a ambientes deposicionais de origem continental, transicional ou marinho. Estes intervalos sedimentares nas porções mais interiorizadas têm natureza continental (depósitos de tálus e de leques aluviais), e fazem contato com as rochas do embasamento Pré-Cambriano e Paleozóico. No sentido do oceano gradam de forma irregular, devido à complexa história de sobre-elevações e rebaixamentos do nível do mar quaternários, para uma cunha sedimentar de origem marinha, que sobrepõe discordantemente as rochas das bacias de Santos e de Campos (CPRM, 2001).

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Evolução das planícies costeiras fluminenses e as variações do nível do mar quaternárias

Embora viajantes tenham descrito a faixa costeira do Rio de Janeiro já no século XIX, é somente com os trabalhos de Alberto Ribeiro Lamego que as planícies costeiras fluminenses começam a ser estudadas a fundo e suas características divulgadas. Em “O Homem e a Restinga”, de 1946, Lamego enfocou a formação das planícies costeiras fluminenses, bem como do povo que habitou estas áreas. Em “O Homem e a Guanabara”, com primeira edição de 1948, discute as características da então Capital Federal, descrevendo, sem se aprofundar, a área costeira de Piratininga (Pirapetinga, pelo autor) e Itaipu.

Lamego (1946) destaca a predominância das feições alongadas de cordão litorâneo, por ele chamado de “restingas”, no setor de litoral que vai de Maricá a São João da Barra. Assume a formação destas feições como relacionada a três fatores: mares rasos; uma corrente litorânea no bordo continental e abundância de material arenoso para ser transportado e acumulado. Com o fechamento dos pontais, forma-se a restinga, separando as lagunas do mar (Figura 25). Assim, atribui um papel secundário às variações do nível do mar quaternárias na formação destes cordões arenosos.

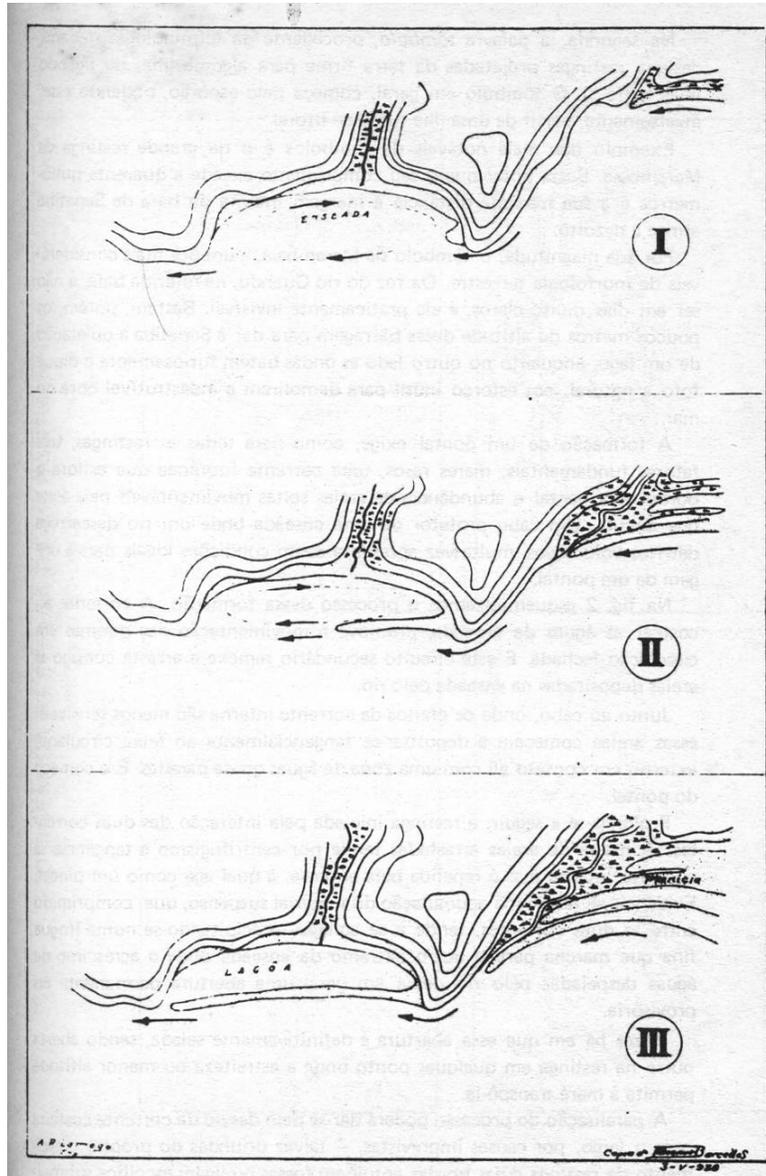


Figura 25 – Modelo da formação de restingas arenosas, de Lamego (1946).

Roncarati & Neves (1976) prosseguem nesta linha de raciocínio sem atribuir grande importância à eustasia em seus estudos na baixada de Jacarepaguá. Concentrados nos sistemas deposicionais, verificam a grande importância do avanço dos cordões arenosos para a criação de área emersa, mas relacionam aos processos autocíclicos de formação da planície costeira.

Amador & Ponzi (1974) e Amador (1980) descrevem a presença de paleopraias e terraços marinhos, com cotas de até +4m, no entorno da baía de Guanabara. Estes autores relacionam estes níveis à transgressão holocênica (ou Guanabarina) Além disso, observam a existência de dois corpos paralelos de cristas arenosas, nas áreas costeiras fluminenses, com o mais interno possuindo altimetrias maiores.

Muehe (1984) identifica cordões arenosos simples e duplos ao longo do litoral da Região dos Lagos Fluminenses, e separa a nomenclatura de restinga para aqueles gerados pelo avanço lateral do esporão arenoso. Assume a presença de dois cordões e a migração destes no sentido do continente, por mudança do nível marinho, entretanto, sem considerar dados estratigráficos, baseado apenas na geomorfologia costeira.

Suguio & Tessler (1984) questionam o uso do termo “restinga” e “planície de restinga”, recomendando a adoção de um termo mais preciso, principalmente no que tange aos aspectos genéticos destas feições. Sugerem o uso dos termos “cordões litorâneos” ou “planície de cordões litorâneos regressivos”. Além disso, introduzem um quarto fator para a formação destas feições, em relação à concepção de Lamego (1946): a eustasia.

Isto decorre principalmente dos resultados obtidos pelos trabalhos de Louis Martin, em colaboração com diversos autores nacionais (dos quais destacamos Kenitiro Suguio) ao longo da década de 1970 e 1980, que começaram a delinear a grande importância das variações do nível marinho para a construção das planícies costeiras brasileiras. Estes autores utilizaram dados estratigráficos, sedimentológicos e geomorfológicos, associados às datações, para montar um quadro das variações do nível do mar no litoral brasileiro, e a consequente construção das planícies costeiras (Martin *et al.*, 1979, 1981, 1983, 1987; Suguio & Martin, 1978; Suguio *et al.*, 1980, 1985).

Turcq *et al.* (1999) identificou a presença de dois conjuntos de corpos lagunares, separados pelos cordões arenosos, na área do litoral fluminense entre Guaratiba e Cabo Frio, tendo o conjunto laguna-barreira mais interno idade mais antiga que o externo. Observa ainda que essa associação laguna e barreira arenosa é bastante comum no litoral do Estado do Rio Grande do Sul, como demonstrado por Villwock *et al.* (1986) – Figura 26.

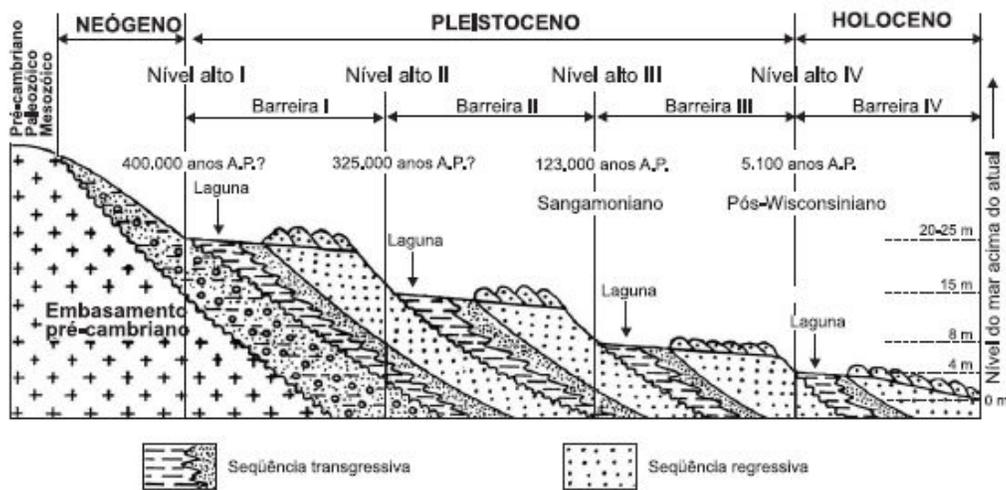


Figura 26– Sistemas Laguna-barreira identificados para a costa do RS, segundo Villwock *et al.* (1986, in Suguio, 2003).

Com o reconhecimento crescente da importância das variações do nível do mar quaternárias, definiu-se um evento transgressivo que se iniciou a cerca de 18.000 anos AP, durante o UMG, tendo seu ápice a cerca de 5.000 anos AP, a chamada Transgressão Flandriana (Fairbridge, 1961; Curray, 1961 *apud* Amador, 1997). Com isso, outros estudos começaram a avaliar a amplitude espaço-temporal deste evento. Os primeiros trabalhos envolvendo datação de elementos indicativos do paleonível marinho são os de Van Andel & Laborel (1964) e Delibrias & Laborel (1971), que utilizaram remanescentes biológicos (principalmente vermetídeos), coletados entre Recife (PE) e Angra dos Reis (RJ), utilizando 18 datações por radiocarbono. De acordo com estes autores, o nível marinho se encontrava em um patamar similar ao

atual, a cerca de 6.000 anos AP, seguido de um momento de subida, alcançando um máximo de 3 m acima, em 4.500 anos AP, e decaindo suavemente até o zero do presente.

Suguio & Martin (1976) e Martin & Suguio (1976) realizaram um extenso trabalho com grande número de datações ao longo da costa brasileira. Estes autores utilizaram elementos indicativos do paleonível marinho de naturezas diversas: conchas e madeira de depósitos sedimentares costeiros e sítios arqueológicos (sambaquis). Concentrados em segmentos do litoral, aqueles autores propuseram um total de 8 curvas, abrangendo setores distintos. Todas elas, entretanto, apresentam-se bastante coerentes entre si, iniciando com o nível marinho menor que o atual, a curva cruzou o zero a cerca de 7.000 anos AP, alcançando um máximo de cerca de 5 m a 5.500 anos AP, descendo novamente, cruzando o zero para valores negativos próximo a 4.000 anos AP, quando subiu novamente até cerca de 3 m a 3.500 anos AP, descendo abaixo do zero em 2.700 anos AP, voltando a subir em seguida, alcançando aproximadamente 2 m em 2.500 anos AP, e então lentamente descendo ao nível do presente (Suguio *et al.*, 1985) – Figura 27 a-h.

No Estado do Rio Grande do Sul, pesquisas mostraram uma tendência semelhante às curvas de Suguio *et al.* (1985), divergindo apenas no comportamento do nível relativo do mar nos últimos 2.000 anos AP. Tomazelli & Villwock (1989) propõe uma curva onde, neste período, o mar encontrava-se abaixo do nível atual, em subida até o presente. Baseado em poucas evidências geomorfológicas (terraços lagunares na margem leste da laguna dos Patos) e sedimentológicas (turfas aflorando na linha de praia atual), este padrão de ascensão do nível do mar nos últimos 2000 anos AP para a região sul foi contestado (Angulo & Giannini, 1996) e permanece uma questão a ser resolvida – Figura 27i.

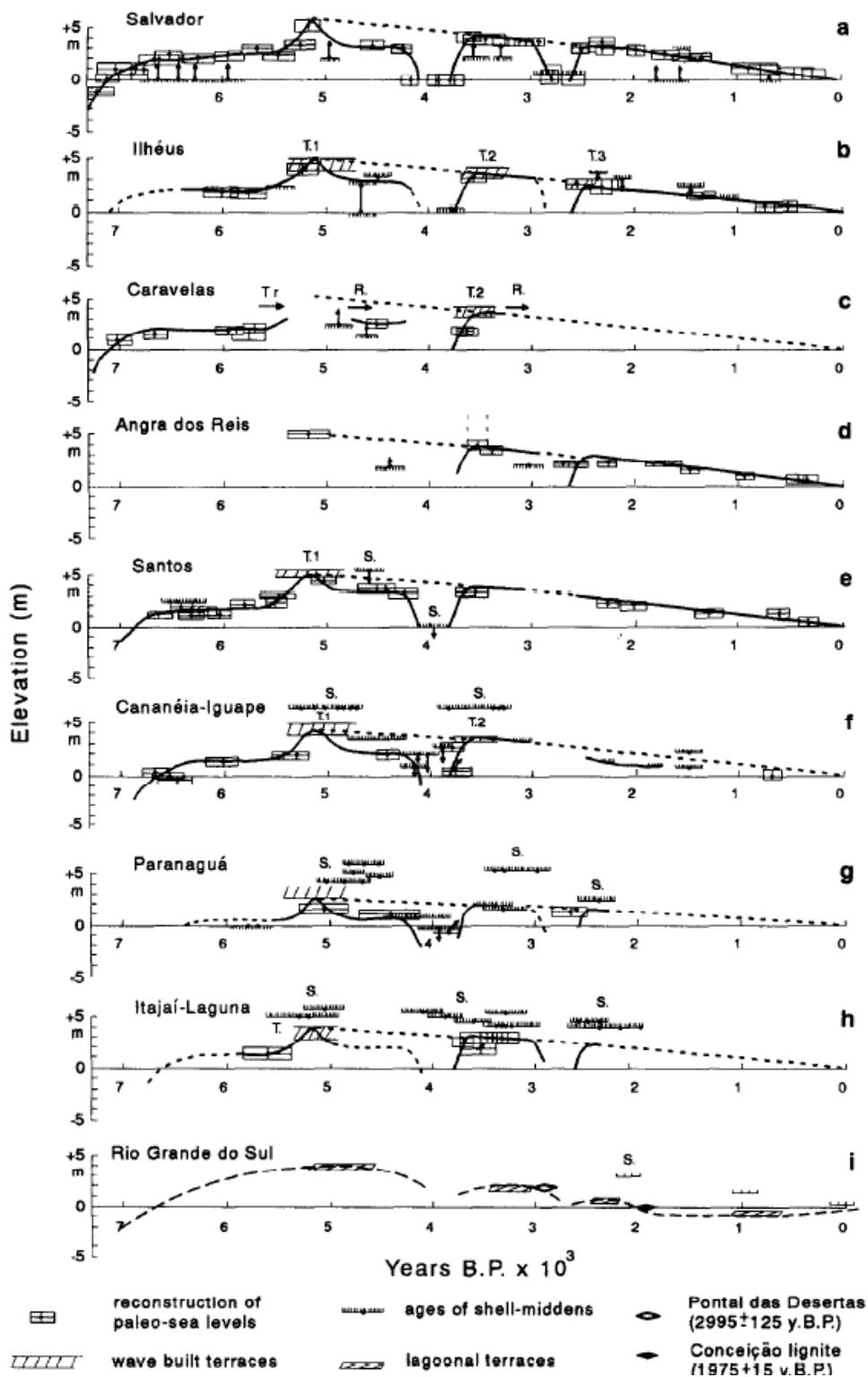


Figura 27 - Curvas de variação do nível do mar para os últimos 7.000 anos AP na costa brasileira (segundo Suguio et al., 1985 – 15a – 15h. Tomazelli & Villwock, 1989; Tomazelli, 1990 – 15i). Extraído de Angulo & Lessa (1997).

Angulo & Lessa (1997) questionaram as oscilações de alta frequência - 200 e 300 anos - das curvas de Suguio *et al.* (1985), e apresentam sua proposta baseada em datações radiocarbono de incrustações de vermetídeos coletadas ao longo da costa brasileira. Os autores chegaram a uma curva média, usando uma função polinomial, que apresenta um perfil bastante suave, sem oscilações de alta frequência. Entretanto, observa-se que a distribuição da nuvem de pontos apresentada permite uma interpretação distinta daqueles autores, sem recorrer a funções matemáticas – Figura 28.

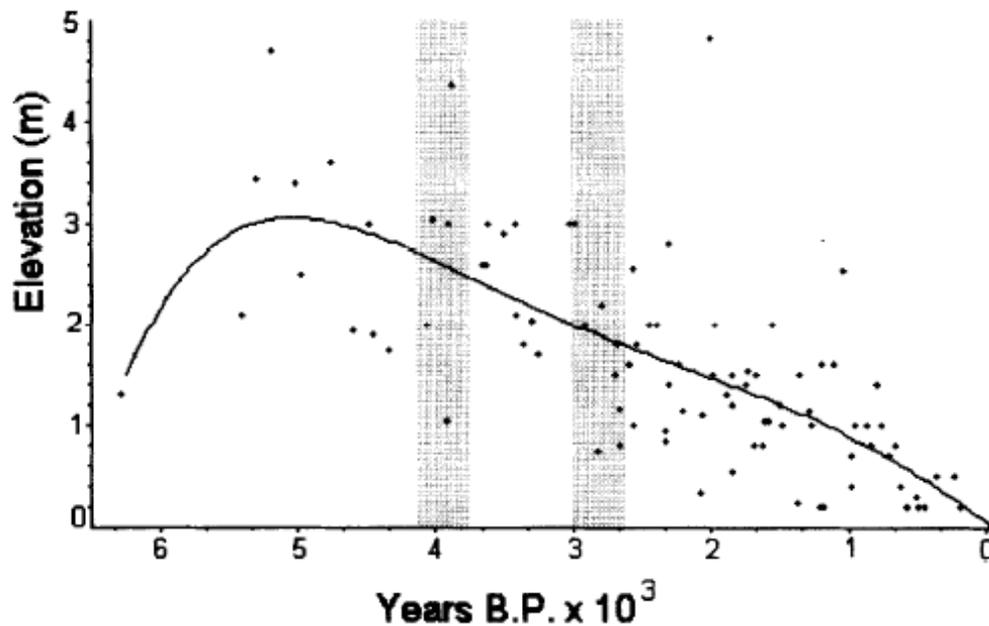


Figura 28 - Curva proposta por Angulo & Lessa (1997) para a costa brasileira baseada em datações de incrustações de vermetídeos. Extraído de Angulo & Lessa (1997).

Martin *et al.* (1998) fez a defesa das oscilações de alta frequência de suas curvas, reafirmando a validade do uso de diferentes indicadores de nível marinho - ainda que alguns careçam de precisão - visto que um maior volume de dados pode fornecer uma curva mais confiável do que aquela feita com somente um indicador, ainda que de alta confiança. Ressalta o caráter não-linear das variações eustáticas e a dificuldade de representá-las em modelos de funções matemáticas. Conclui lembrando

que o volume de dados levantados apontando estas oscilações é demasiado grande para ser ignorado.

No Estado do Rio de Janeiro, havia carência de dados levantados relativos às variações dos níveis marinhos quaternários. Cunha & Andrade (1972) fizeram um trabalho pioneiro na região de Niterói, associando buracos de ouriço no costão da praia das Flechas, localizados cerca de 1,5 m acima da maré alta. Aqueles autores associaram estas feições de bioerosão a um nível marinho mais alto que o atual cerca de 3 a 4 m, mas por serem indicadores não passíveis de datação, atribuíram uma idade tentativa holocênica a este evento transgressivo, através da correlação com a glacio-eustasia européia – Figura 29.

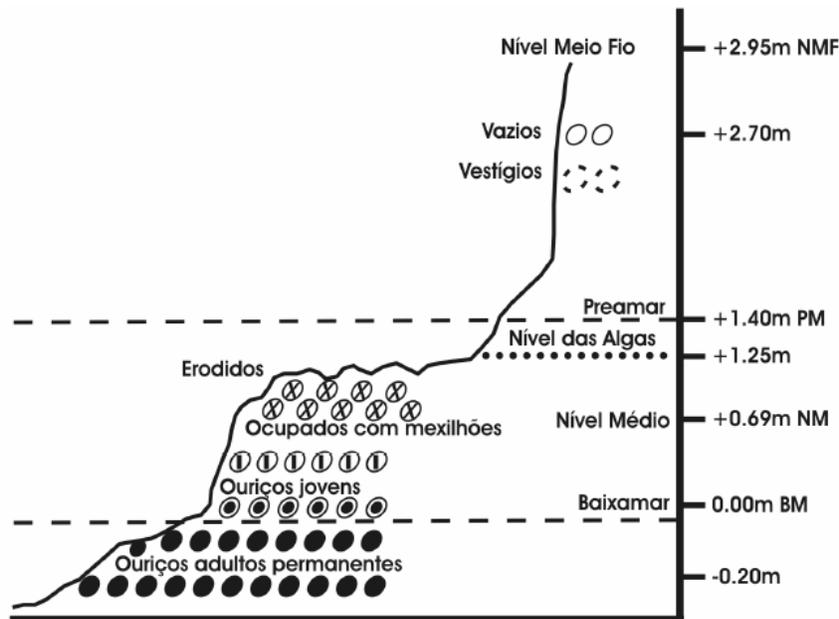


Figura 29 – Esquema da seqüência de buracos de ouriço da escarpa leste do Morro da Boa Viagem (Cunha & Andrade, 1972).

Côrrea *et al.* (1980) identificou 5 níveis topográficos submersos na plataforma continental do Estado do Rio de Janeiro, mais especificamente entre as pontas da Joatinga e Itaipu. Estes níveis são -20 a -25m, -32 a -45m, -50m, -60 a -75m e -80 a -90m. Estes autores interpretam estes níveis como gerados por estabilizações do nível

do mar, durante um intervalo de tempo de nível relativo do mar mais baixo que o atual, porém com uma tendência transgressiva. Na falta de dados geocronológicos, os autores correlacionaram os níveis de terraço com a curva de variação do nível do mar de Milliman & Emery (1968), o que os leva a atribuir idades para os níveis topográficos entre o intervalo 11.500 a 7.500 anos AP.

Amador (1997) reconhece na área da baía de Guanabara os efeitos da Transgressão Flandriana, por ele denominada Guanabarina (Amador, 1980). Argumenta que este evento não se deu de forma contínua e uniforme, sendo marcado por oscilações, na forma de curtos períodos regressivos e estabilizações do nível do mar, dentro da grande tendência de subida eustática. O autor relaciona estas oscilações aos níveis de estabilização registrados na plataforma continental fluminense por Côrrea *et al.* (1980). Reconhece ainda um momento de máxima inundação transgressiva, na forma de uma geração de terraço marinho denominada TM2 (Amador & Ponzi, 1974), com altimetria de aproximadamente 4 m acima do nível atual, seguida de uma regressão em torno dos 4.200 e 3.800 anos AP, seguido de nova fase transgressiva a cerca de 3.000 anos AP. Este evento teria sido responsável pela formação de outra geração de terraço marinho, a TM1, com altitudes cerca de 1,5 a 2 m acima do nível marinho atual (Amador & Ponzi, 1974).

Castro *et al.* (2004) relatam um paleonível marinho cerca de 4,8 m acima do atual, datado de 5.000 anos AP, baseado na ocorrência de depósitos paleolagunares com esta idade na região de Búzios, a uma distância de aproximadamente 10 km da linha de costa do presente. Assim, aqueles autores destacam uma transgressão marinha nesta região.

Dias (2009) propôs uma curva de variação do nível relativo do mar utilizando indicadores biológicos (vermetídeos, cracas, carvão e bancos de conchas), para a área de Cabo Frio, no litoral fluminense, ao longo dos últimos 8.000 anos com uma

amplitude menor que as curvas de Suguio *et al.* (1985) para o litoral da Bahia e São Paulo. A subida eustática no litoral do Estado do Rio de Janeiro teria atingido entre 2 e 3 m acima do nível atual, a 5.500 anos AP, contra os 5 m das curvas de Suguio *et al.* (1985), embora mantenha um perfil médio da curva bastante semelhante – Figura 30.

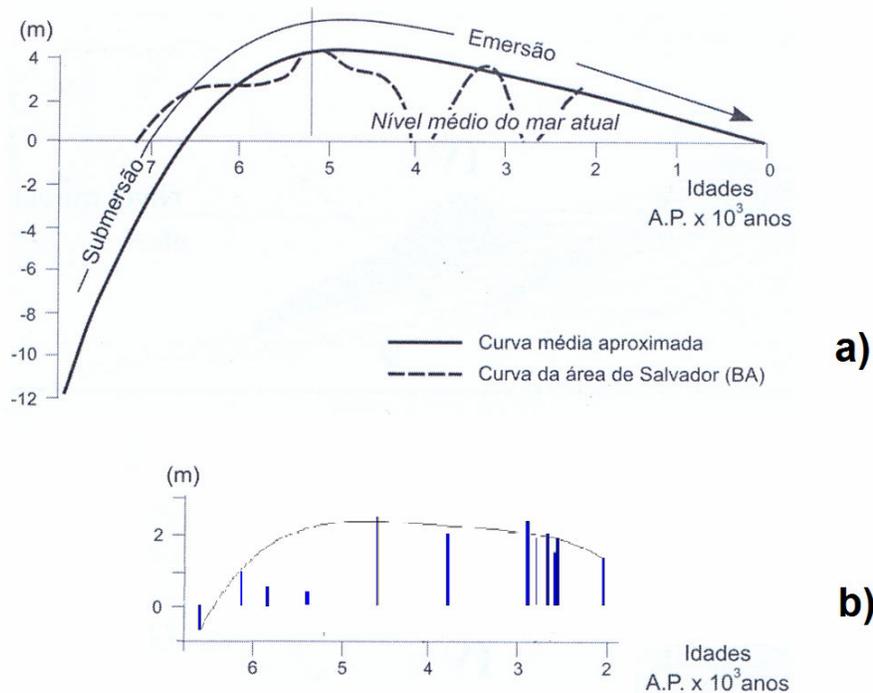


Figura 30 - Comparação das curvas de variação do nível relativo do mar de: a) Martin *et al.* (1997) e b) Dias (2009).

Embora exista atualmente um bom volume de dados a respeito das oscilações eustáticas holocênicas, situação semelhante não é registrada para as variações pleistocênicas. Devido em parte a uma menor frequência de depósitos com esta antiguidade, o quadro da evolução marinha pleistocênica no Brasil ainda não é seguramente conhecido.

Côrrea (1990) reconhece para os últimos 30.000 anos AP na América do Sul, pelo menos cinco níveis marinhos abaixo do atual, marcados por escarpas submersas na plataforma continental (Figura 31).

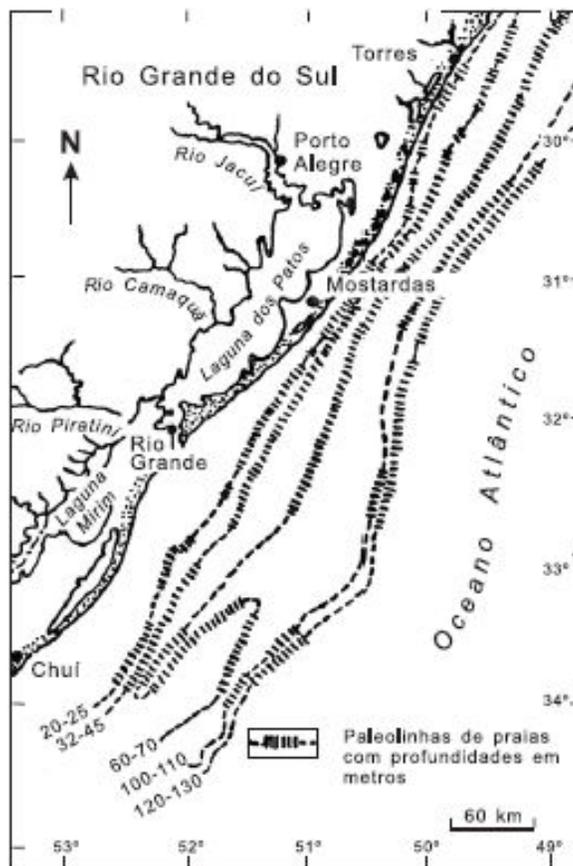


Figura 31 – Mapa da plataforma continental do Rio Grande do Sul, com os contornos de antigas linhas de praia desenvolvidas nas fases de estabilização do nível do mar entre 17.500 e 6.500 anos AP. Côrrea (1996) in Suguio (2003).

Assim, aquele autor identificou fases da evolução paleogeográfica da plataforma sul-brasileira, além de propor uma curva eustática com alcance temporal mais amplo que as trabalhadas por outros autores – Figura 32.

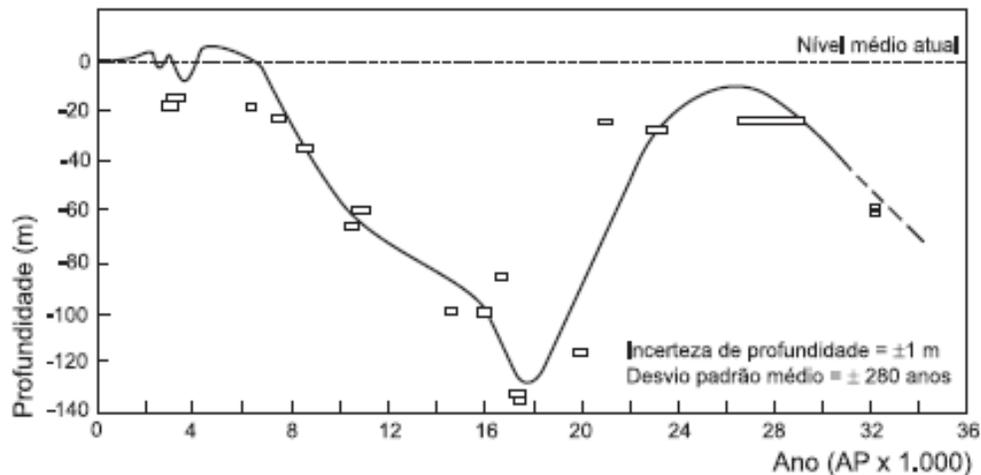


Figura 32 – Curva de variação do nível relativo do mar para os últimos 30.000 anos, segundo dados da plataforma continental e planície costeira do Rio Grande do Sul. Côrrea (1990) in Suguio (2003).

Pelo menos três fases evolutivas foram descritas por Côrrea (1990):

- (i) 17.500 a 16.000 anos AP. Paleonível marinho cerca de -120 a -130 m abaixo do nível atual. Plataforma quase toda exposta e submetida à oxidação. Dissecação fluvial e rápida elevação eustática.
- (ii) 16.000 a 11.000 anos AP. Escarpas entre -100 a -110 e -60 a -70 m abaixo do nível atual. Presença de sedimentos lamosos marinhos, recobertos por areias transgressivas, por vezes ocorre turfa. Decréscimo da velocidade de subida do nível do mar. Acima do nível de escarpa -60 e -70 m, foram depositadas lamas com micro-organismos holocênicos, marcando o limite final do Pleistoceno.
- (iii) 11.000 a 6.500 anos AP. Fase de subida eustática mais acentuada, com níveis de estabilização entre -32 a -45 e -20 a -25 m abaixo do nível atual. Marcada pela deposição de lamas de plataforma recobrando as areias transgressivas dos níveis anteriores.

Castro *et al.* (2010) trabalhando com a datação radiocarbono de amostras de arenitos praias da ilha de Cabo Frio, observaram para a transição Pleistoceno-Holoceno (intervalo entre 13.130 e 11.149 anos cal AP) uma variação de cerca de 6 m de amplitude, de caráter local. O nível marinho teria chegado a -4,5 m abaixo do atual, seguido de uma subida a 1,5 m acima. Posteriormente, em torno de 6.660 anos cal AP, o nível do mar estaria próximo ao atual, e a transgressão holocênica se deu na região a 4.590 anos cal AP. Assim, estes autores reconhecem um nível marinho abaixo do atual na transição Pleistoceno-Holoceno, ainda que de menor amplitude que o descrito por Côrrea (1996) na plataforma sul-brasileira.

Martin *et al.* (1988) correlacionaram os terraços arenosos e cascalhosos com mais de 13 m de altura, distribuídos nas planícies costeiras de Santa Catarina, Paraná e São Paulo, com o sistema laguna-barreira I ou II do estado do Rio Grande do Sul (Villwock *et al.*, 1986), com idades tentativas entre 400.000 e 200.000 anos AP. As falésias mortas da Formação Barreiras na Bahia e Sergipe têm sido tentativamente atribuídas ao mesmo paleonível marinho alto anterior a 120.000 anos AP, denominado Transgressão Antiga por Bittencourt *et al.* (1979). Além disso, Barreto *et al.* (2002) dataram terraços marinhos pleistocênicos com idades de 210.000 anos AP, no litoral do Rio Grande do Norte – Figura 33.

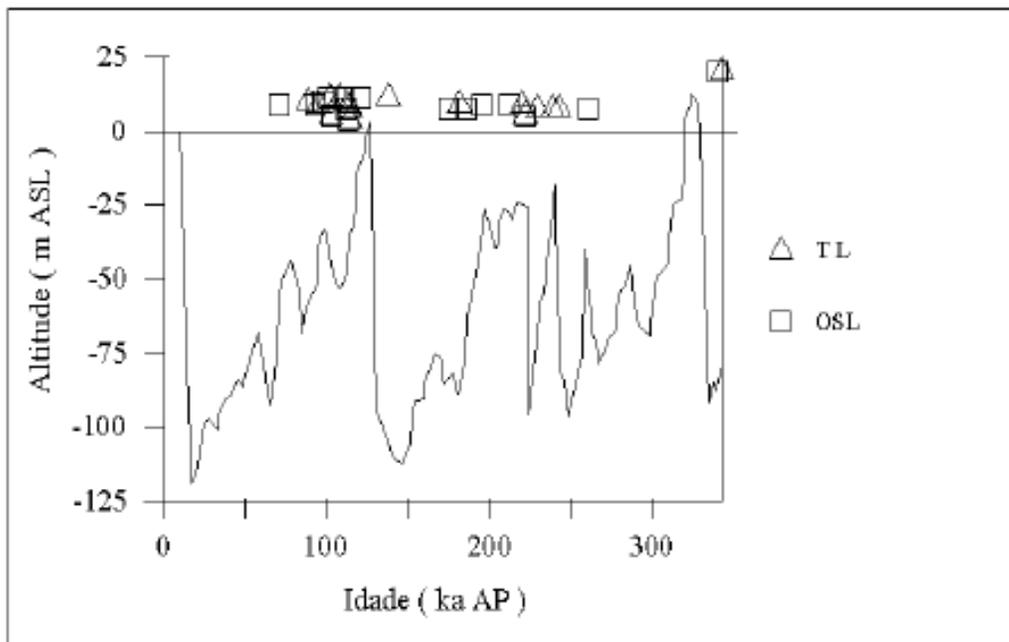


Figura 33 - Variações eustáticas nos últimos 350.000 anos, utilizando isótopos de oxigênio (Haddad, 1994), comparado com os dados de níveis de mar alto reconhecidos para o nordeste do Brasil. (Modificado de Barreto *et al.*, 2002 in Suguio *et al.*, 2005).

Um nível marinho frequentemente reconhecido é a transgressão de 120.000 anos AP, que seguiu a Transgressão Antiga (Bittencourt *et al.*, 1979). Naquele momento, o nível marinho esteve 8 ± 2 m acima do atual em grande parte da costa do Brasil. Este evento transgressivo recebeu o nome de Transgressão Cananéia para o Estado de São Paulo (Suguio & Martin, 1978); Penúltima Transgressão, entre Bahia e Pernambuco (Bittencourt *et al.*, 1979) e como Sistema Laguna-Barreira III, no Estado do Rio Grande do Sul (Villwock *et al.*, 1986). Datações $^{10}Be/^{9}Be$ apontaram idades de 123.000 ± 5.700 anos AP para restos de corais na costa da Bahia (Bernat *et al.*, 1983) e na costa do Rio Grande do Norte, a Formação Touros foi datada de 120.000 anos AP por termoluminescência (Suguio *et al.*, 2001). O quadro geral de eventos pode ser sumarizado pelo modelo de Martin *et al.* (1996) – Figura 34.

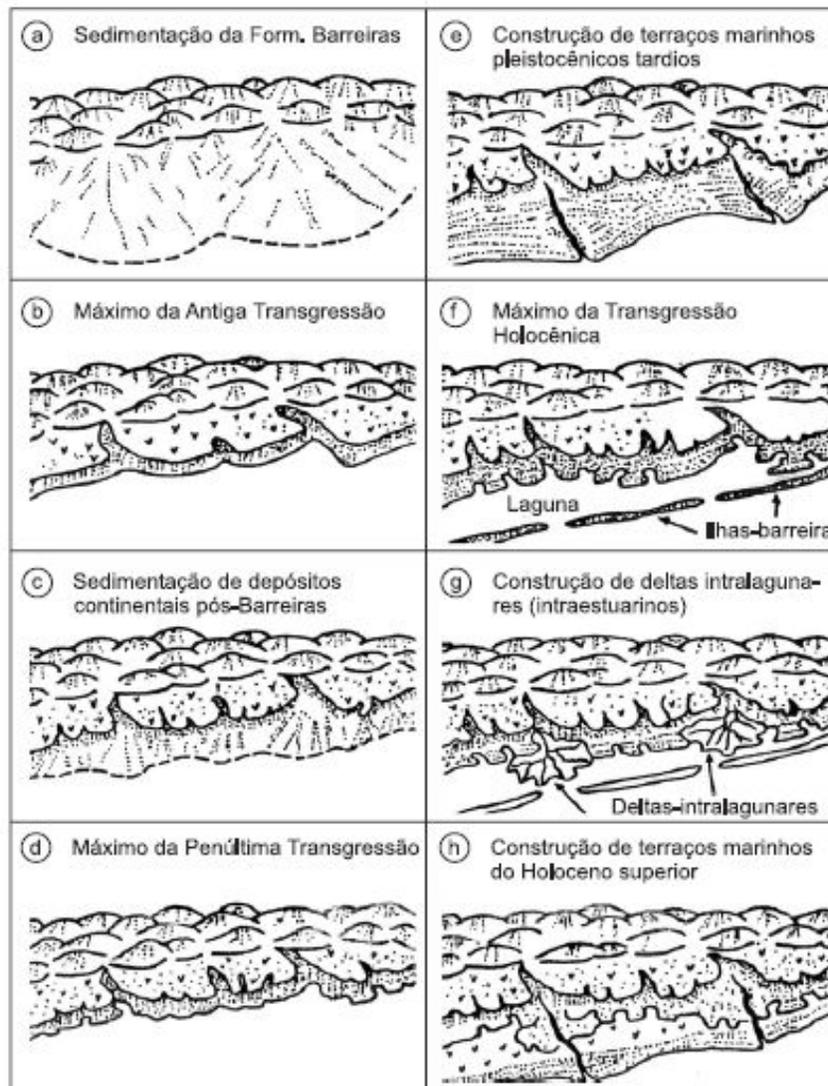


Figura 34 – Modelo geral da evolução geológica das planícies costeiras para o trecho entre Macaé (RJ) e Recife (PE). Martin *et al.* (1996), extraído de Suguio (2003).

Martin *et al.* (1984; 1992; 1997) propõe que os truncamentos nas direções principais dos alinhamentos de cordões litorâneos regressivos presentes nas planícies costeiras brasileiras são atribuídos às mudanças no sentido do transporte litorâneo pelas correntes longitudinais. Assim, infere a ocorrência de mudanças nos padrões de ondulações incidindo na costa central brasileira, relacionadas a eventos de “El Niño”, intensos e duradouros. Aqueles autores identificam as duas direções predominantes de incidência de ondulações: de ENE, associados aos ventos alísios, e SSE, atribuído

às frentes frias polares. Os primeiros teriam duração constante ao longo do ano, mas com maior intensidade entre os meses de outubro e março, enquanto as frentes polares representam eventos periódicos, que atingem a costa brasileira entre abril e setembro. Estes sistemas frontais polares, embora menos freqüentes, geram ondulações de maior energia que aquelas atribuídas aos alísios, o que induz um transporte de sedimentos de S para N.

Entretanto, em períodos de fortes fenômenos “*El Niño*”, a corrente de jato é intensificada, formando um bloqueio das massas polares sobre as regiões Sul e Sudeste do Brasil, por longos períodos, intensificando o transporte de S para N nestas áreas. Já na costa central brasileira, neste momento se intensificam as condições de transporte de N para S (Martin *et al.* 1984; Suguio, 2003) – Figura 34.

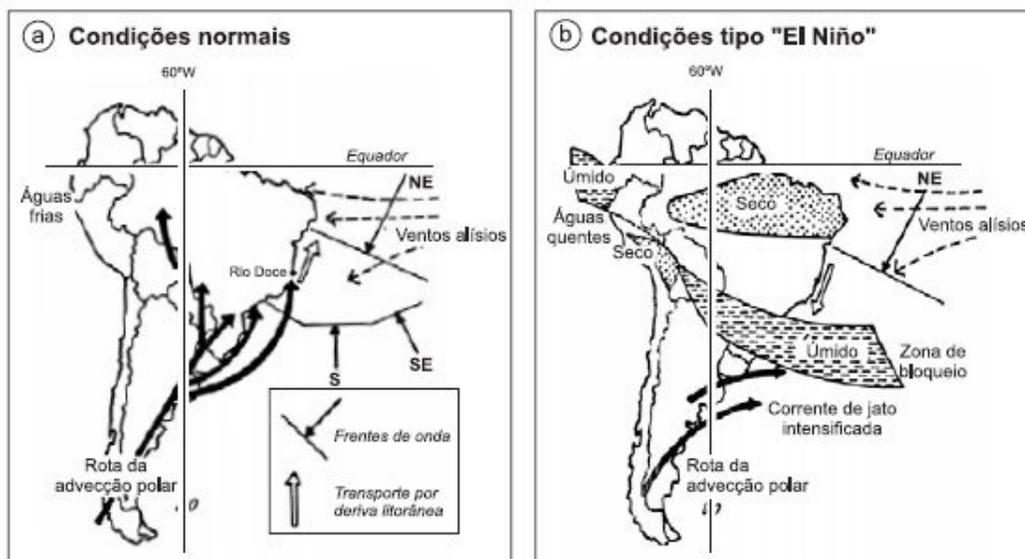


Figura 35 – Padrões de circulação dos ventos na costa brasileira, e os sentidos de incidência das frentes de ondas: a) em condições normais, e b) em condições de “*El Niño*”. Extraído de Suguio (2003).

3.2 O Quaternário de Itaipu e Camboinhas

Não há abundância de trabalhos desenvolvidos especificamente na área do segmento litorâneo Itaipu-Camboinhas focando a evolução geológica quaternária. Alguns estudos destacaram a dinâmica costeira atual (Muehe, 1979; Salvador & Silva, 2002), contudo sem enfatizar aspectos evolutivos. Em estudos de maior abrangência, a área é incluída, como no mapa de Martin *et al.* (1997) e o trabalho de Turcq *et al.* (1999) – figuras 35 e 36.

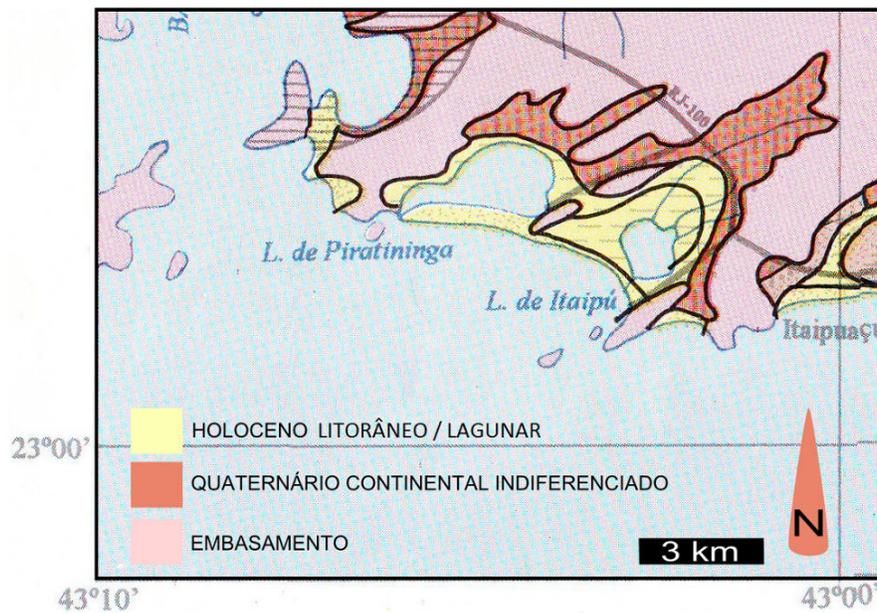


Figura 36 - Detalhe do mapa do Quaternário costeiro do Rio de Janeiro e Espírito Santo, de Martin *et al.* (1997).

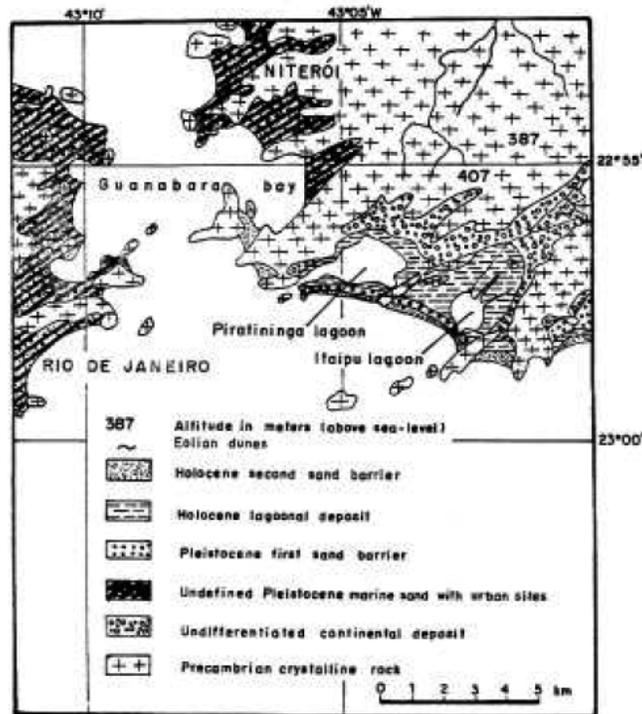


Figura 37 – Mapa geológico esquemático da planície costeira das lagoas de Piratininga e Itaipu, de Turcq et al. (1999).

Cunha & Francisco (1981) descrevem a geologia da área, discutindo o papel das variações do nível do mar durante o Quaternário na colmatação da planície entre as elevações rochosas circundantes. Aqueles autores sugerem a formação de uma “ria” através das oscilações eustáticas holocênicas, posteriormente isolada do mar pela formação de esporões arenosos, que avançando individualizaram corpos aquosos interiores. Propõem um sentido de crescimento dos esporões arenosos de E para W, tanto na área de Itaipu, quanto Piratininga. Ressaltam ainda a importância da ação conjunta da sedimentação marinha, fluvial e eólica na região - Figura 38.

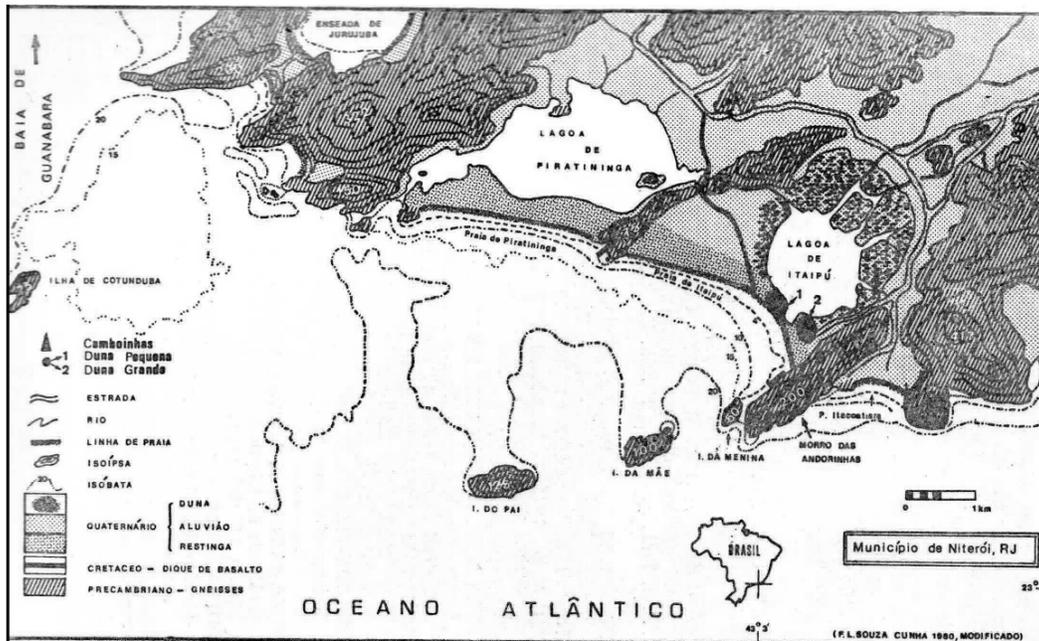


Figura 38 – Mapa Geológico do Litoral Sul do Município de Niterói – RJ. (Cunha & Francisco, 1981).

DRM (1981) em seu mapeamento da Folha Baía de Guanabara, separou os sedimentos presentes na área adjacente a laguna de Itaipu em depósitos paludiais (Ql), litorâneos (Qc), e fluviais (Qp), todos de atribuída idade quaternária. Os sedimentos paludiais estão relacionados à deposição em ambientes de pântanos costeiros, lagoas e manguezais. Já os sedimentos litorâneos abrangem desde as praias atuais, bem como “restingas”, cúspides lagunares e dunas, e ainda antigas linhas de praia. Os depósitos fluviais são aqueles presentes no entorno dos canais que sulcam os vales de Itaipu e Piratininga – Figura 39.

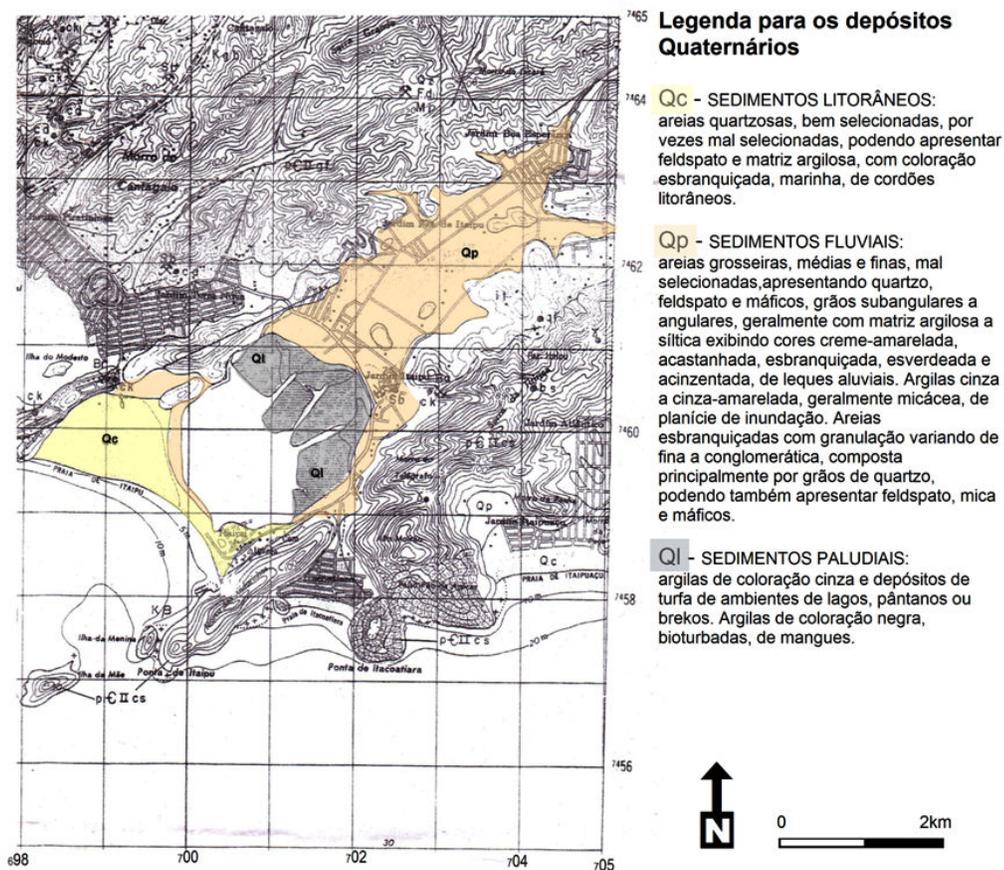


Figura 39 – Recorte do mapa geológico do DRM (1981), folha Baía de Guanabara.

Ireland (1987) observou pela análise de diatomáceas presentes em sondagens realizadas na porção nordeste da laguna de Itaipu, uma mudança no corpo d'água com a progressiva salinização, com um máximo a cerca de 7.800 anos AP, passando novamente a salobra e finalmente pouco salobra, interpretado como evento de transgressão seguido de uma fase regressiva. Assim, ele propõe uma idade mais antiga para a formação da laguna – e da barreira que a separa do oceano - do que a máxima inundação holocênica de 5.500 anos AP. Pelos dados apresentados, observa-se a presença de águas salobras e marinhas já durante o Pleistoceno Tardio na área da atual laguna (Ireland, 1987).

Amador (1997) comenta que Itaipu teria uma das restingas mais expressivas da área da Guanabara. Caracteriza estas restingas como *spit barriers* - pontais

arenosos, com uma extremidade fixada ao continente e a outra terminando em uma desembocadura lagunar. Destaca também a ocorrência das dunas Grande e Pequena de Itaipu, as mais elevadas desta região, alcançando a primeira altura superior a 20 m. Tais feições são associadas a um campo de dunas que cobriria a plataforma continental no UMG, sendo atribuídas idades entre 40.000 e 12.000 anos AP, sob condições de clima mais frio e seco. Observa ainda a presença de dunas *blow-out* na área, sendo atribuída uma idade de cerca de 3.400 anos AP para estas feições eólicas. Por fim, associa a formação da laguna de Itaipu com o afogamento de bacias fluviais durante o último máximo transgressivo.

Salvador & Silva (2002) em sua caracterização da morfologia e da sedimentologia da área, assinalaram a existência de tómbolos submersos a frente da praia de Itaipu, abaixo da isóbata -16 m. Estas feições alongadas estariam controladas pelas ilhas da Menina, da Mãe e do Pai, formando feições de canais entre as profundidades de 20 e 25 m abaixo do nível marinho atual. Embora interpretando como produtos da difração de ondas de tempestade entre as ilhas formando estas feições, aqueles autores também marcaram a ocorrência de areias grossas e grânulos nestas faixas de tómbolos, caracterizando os depósitos como relictos da última transgressão marinha. Além disso, assumem que o canal existente a leste da ilha do Pai, embora tenha a mesma gênese dos demais, também implica em um momento de nível marinho mais baixo – Figura 40.

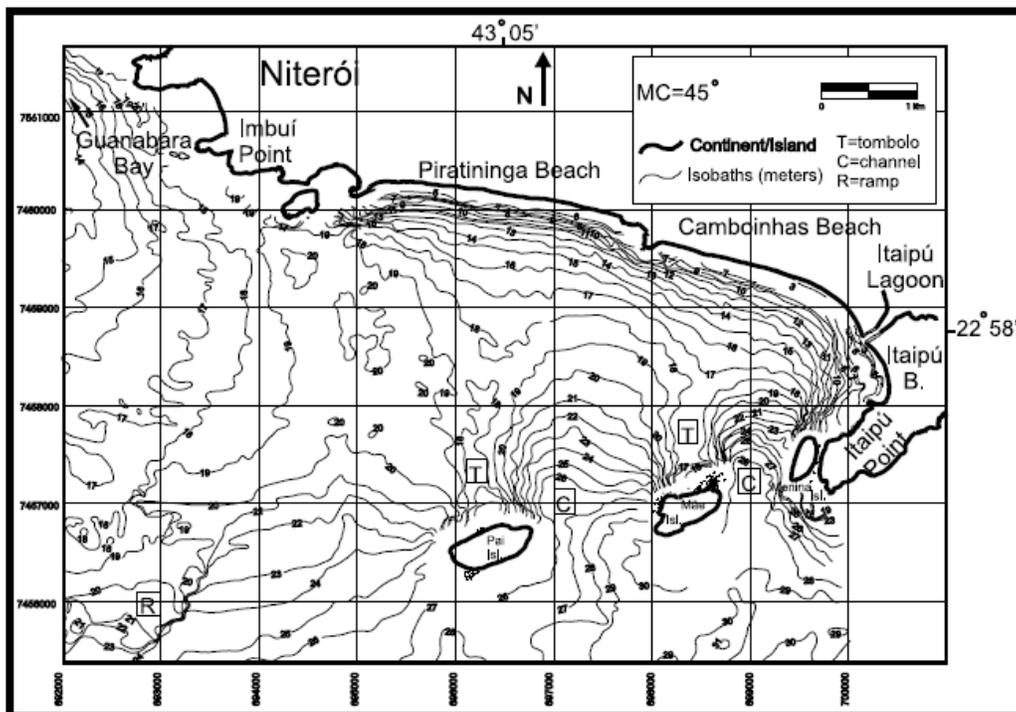


Figura 40 - Mapa batimétrico do embaiamento de Itaipu, segundo Salvador & Silva (2002). Observar as feições de tombolos (T) e canais (C).

Dias & Quaresma (1996) assinalam a existência de um arenito ferruginoso a profundidades de cerca de -20 m no alinhamento das ilhas Pai e Mãe da desembocadura da baía da Guanabara. Estes autores atribuem a gênese deste arenito a pedogênese subaérea durante um momento de nível do mar 20 m abaixo do atual, atribuindo uma idade tentativa de 15.000 anos AP para este momento.

Bartholomeu (2010) trabalhou com o registro polínico na área da laguna de Itaipu, em amostras de fundo e em um testemunho de sondagem de 1,6 m de profundidade, localizado na porção oeste da laguna. O testemunho foi submetido a cinco datações radiocarbônico em intervalos distintos, permitindo a definição de um intervalo cronológico entre 38.490 ± 940 anos AP e 7.180 ± 60 anos AP (Figura 41). Este autor observou a predominância da vegetação de campos, em alternância com a de floresta pluvial – Mata Atlântica, mais associada às áreas de encosta - em todo o intervalo sedimentar amostrado, principalmente entre 38.490 ± 940 anos AP e $7.180 \pm$

60 anos AP, indicando a influência das mudanças climáticas reconhecidas para o Pleistoceno Tardio (Behling, 1997; Ledru *et al.*, 1998; Barros, 2003; Misumi, 2008).

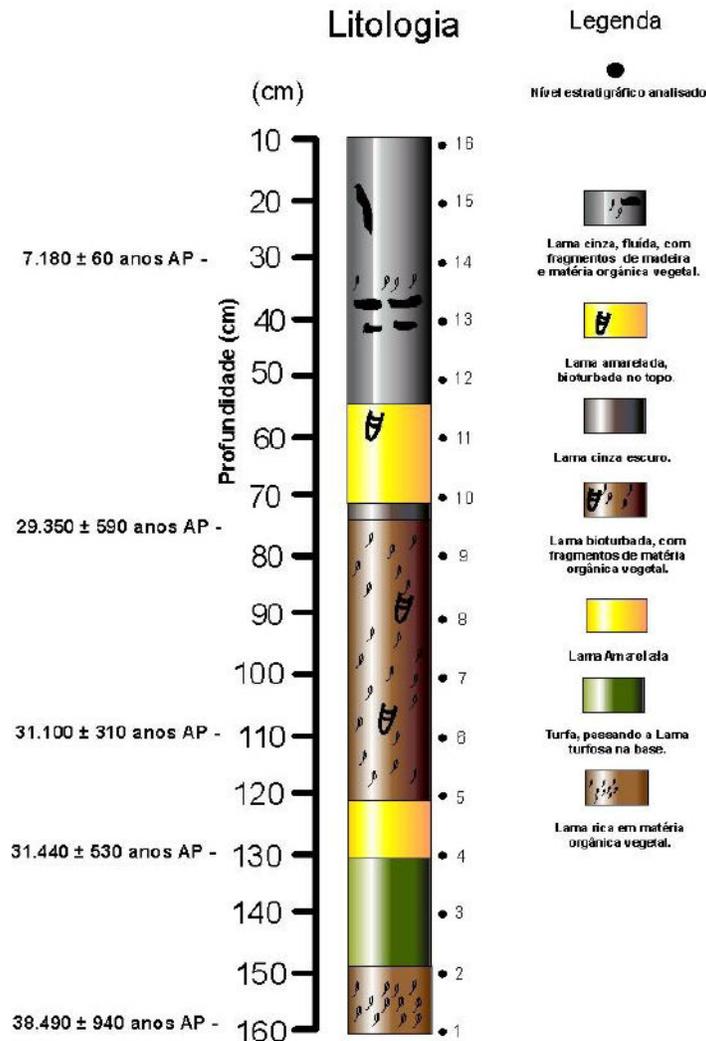


Figura 41 - Perfil colunar do testemunho ITA-01 da Laguna de Itaipu, levantado por Bartholomeu (2010).

Embora a vegetação de campo predominasse, teriam havido momentos onde o aumento de umidade permitiu o estabelecimento de uma vegetação de mata. Neste intervalo de tempo, não foram reconhecidos elementos polínicos indicando a presença de um corpo d'água, o que sugere o estabelecimento de um ambiente de planície de

inundação para a área, durante o intervalo de tempo em questão. Bartholomeu (2010) ainda destacou o surgimento de algas no registro e o declínio na frequência de pólen de campos e florestas a partir de 7.180 ± 60 anos AP, que associou a uma fase climática mais quente, associada à formação de um corpo d'água permanente. Este finaliza seu trabalho contrariando a hipótese de Ireland (1987) da origem pleistocênica da laguna, apontando uma idade relacionada ao limite Pleistoceno-Holoceno para o estabelecimento da laguna de Itaipu – Figura 42.

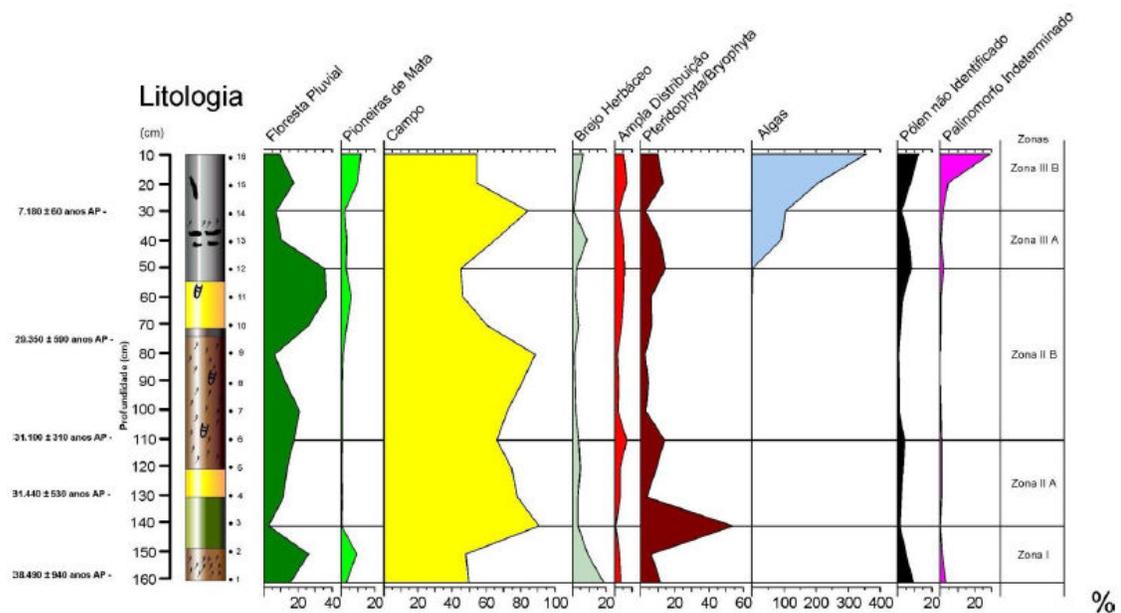


Figura 42 - Diagramas polínicos do testemunho ITA-01 levantado por Bartholomeu (2010). Observar as alternâncias de frequência entre floresta e campo, e o surgimento das algas, a cerca de 7.000 anos AP.

3.3 Ocupações humanas pré-históricas

A presença de sítios arqueológicos na área de estudo já era conhecida da comunidade científica desde os anos 1960, sendo o mais destacado a Duna Grande de Itaipu (Dias Jr. 1963, 1967; Beltrão, 1978). Durante a abertura da rede viária para o novo bairro de Camboinhas foi localizado mais um sítio, parcialmente destruído, que foi denominado “Duna Pequena” pela arqueóloga Lina Maria Kneip, do Museu Nacional-UFRJ. Esta, ao tomar conhecimento do plano de urbanização da orla, com a consequente destruição do sítio, procurou o *Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional* e a *Itaipu – Companhia de Desenvolvimento Territorial* para elaborar um plano de salvamento dos referidos sítios, envolvendo uma equipe que contava ainda com o Geólogo Benedicto Humberto Rodrigues Francisco, na época do DEGEO-UFRRJ e o Físico José Luiz de Moraes, da USP, entre outros (Kneip, 1979).

Durante as atividades desta equipe na área, foram localizados mais dois sítios arqueológicos – o sambaqui de Camboinhas e o Pequeno Sambaqui de *Anomalocardia*, em Itaipu (Kneip, 1979; Kneip *et al.*, 1981). Estes sítios integraram um conjunto trabalhado pela equipe de Lina Kneip no ano de 1979 (Kneip *et al.*, 1981) – Figura 43.

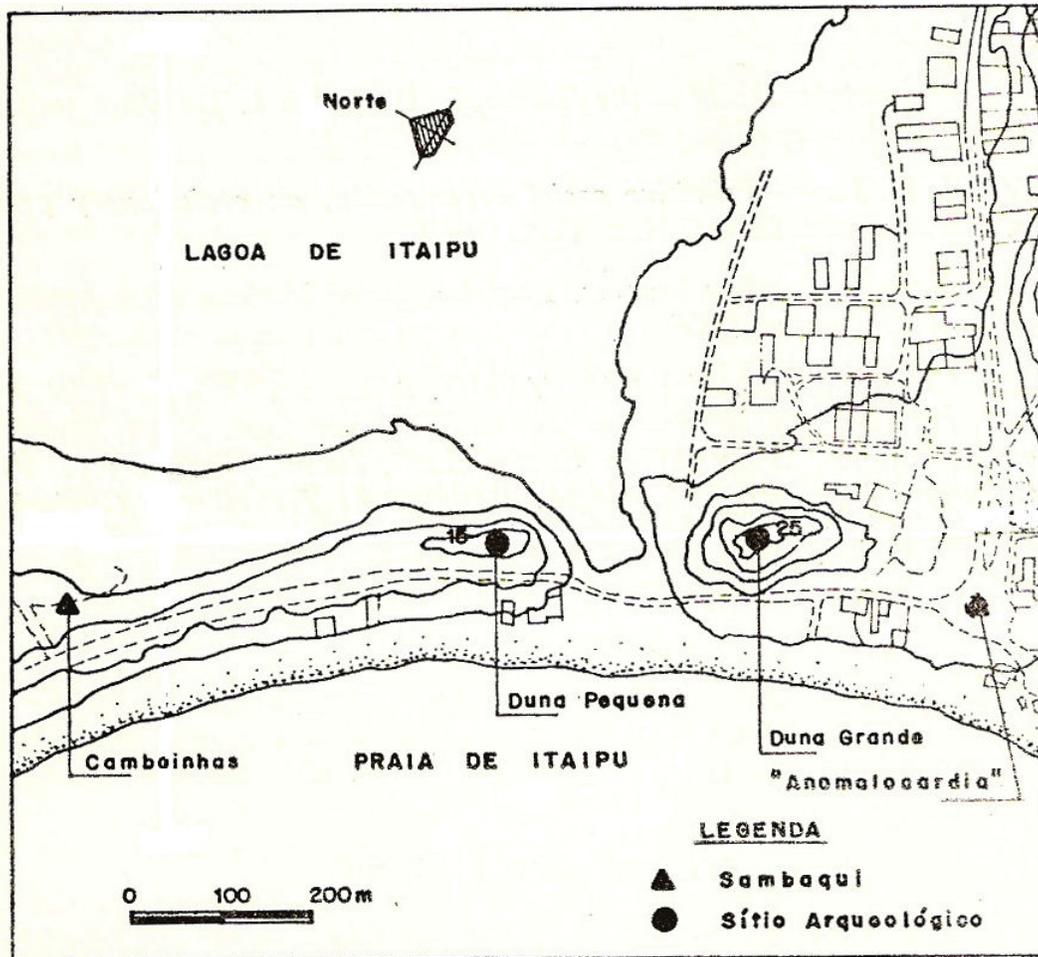


Figura 43 – Sítios arqueológicos da área de Itaipu-Camboinhas. Modificado de Kneip et al. (1981).

Kneip *et al.* (1980) e Moraes (1981) apresentam os resultados da aplicação do método do radiocarbono em sítios arqueológicos da área de Itaipu. No sambaqui de Camboinhas, esses autores identificaram ocupações no intervalo entre 7.958 ± 224 anos AP e 1.410 ± 135 anos AP. Kneip *et al.* (1980) ressaltou que esta data supera a mais antiga data disponível para sambaquis naquele momento – obtida (e já questionada pela comunidade arqueológica) no sambaqui de Maratúá, no litoral de São Paulo (7.803 ± 1.300 anos AP). Este fato gerou uma grande discussão na comunidade arqueológica, muitos autores considerando este limite para a ocupação humana da costa como demasiado antigo (Prous, 1992, p.204).

Muehe & Kneip (1995) comentam sobre o questionamento das datações de Camboinhas e Maratuá, tanto da parte dos arqueólogos, como de geólogos e geomorfólogos, afirmando a impossibilidade desta idade, pois o período de 8.000 – 7.000 anos AP seria marcado por um nível relativo do mar abaixo do atual. Baseados principalmente no trabalho de Ireland (1987), aqueles autores defendem a existência de datação com tal antiguidade, pois no período em destaque a laguna de Itaipu já estaria individualizada, sendo assim possível o estabelecimento de uma ocupação sobre a barreira arenosa que a separa do oceano.

Durante os trabalhos da equipe de Kneip, dois dos quatro sítios da área foram totalmente escavados, e hoje não existem mais: são eles o sambaqui de Camboinhas e a Duna Pequena. Sobre o Pequeno Sambaqui de *Anomalocardia* encontram-se poucos registros, e provavelmente na atualidade encontra-se destruído ou soterrado, pois se localiza em área urbanizada. O único remanescente razoavelmente preservado dos quatro sítios é a Duna Grande.

O sítio arqueológico da Duna Grande de Itaipu pode ser considerado um dos melhores exemplares de sítios sobre dunas fixadas localizados no litoral fluminense (Carvalho, 1988). Esta autora define-o como “acampamento sobre duna”, de povos pré-cerâmicos, o que implicaria que a ocupação se deu sincronicamente com a acumulação de material eólico. Entretanto este dado é questionável, pois devido às dificuldades técnicas de escavação inerentes ao material inconsolidado, há dificuldade de se empreender pesquisas sistemáticas visando o conhecimento de sua estratigrafia e processos de formação - Figura 44.



Figura 44 - Vista aérea da praia de Itaipu, destacando o sítio arqueológico Duna Grande, próximo à margem do canal. Fonte: PMN, 2002.

A primeira menção na bibliografia científica ao sítio de Itaipu se deu no início dos anos 1960 (Dias Jr., 1963), em apoio à descrição de um sítio similar, localizado em Cabo Frio (RJ), a Duna de Boa Vista. Durante os trabalhos do *Programa Nacional de Pesquisas Arqueológicas* (PRONAPA), a equipe técnica do *Instituto de Arqueologia Brasileira* (IAB) localizou mais seis sítios com características semelhantes na região do atual Estado do Rio de Janeiro (Dias Jr., 1967), o que leva a definição de uma fase histórico-cultural denominada Fase Itaipu (Dias Jr., 1969). Posteriormente, essa fase foi subdividida em duas, denominadas Itaipu “A” e Itaipu “B”; onde a primeira está relacionada a sítios mais interiorizados, em áreas pantanosas, que foram objeto de intenso estudo (Carvalho, 1984; Dias Jr. & Carvalho, 1983, 1984, 1988), e apresentam datações entre 4.200 e 2.000 anos AP; enquanto a Itaipu “B” abrange os sítios arqueológicos sobre dunas com conteúdo cultural semelhante. Ambas passam então a integrar a Tradição Arqueológica Itaipu (Dias Jr., 1980; Carvalho, 1988).

3.4 Ocupações humanas em tempo histórico

Quando se deram os primeiros empreendimentos colonizadores europeus na região, esta região então era povoada pelos índios tupinambás, um grupo de ceramistas de língua tupi cujos domínios se estendiam da Bahia até o litoral paulista. Estes grupos fizeram contato com os portugueses no início do século XVI, porém, de maneira bastante hostil. Aliados dos franceses, que visitavam a região e haviam implantado uma iniciativa exploratória, os tupinambás, em conjunto com outros grupos, por eles chamados tapuias (formando a confederação dos tamuyas, ou tamoios) abriram guerra com os lusitanos. Neste processo, os portugueses contaram com a ajuda dos índios temininós, originários da área da Ilha do Governador, no recôncavo da Baía de Guanabara, que haviam sido expulsos da sua terra de origem pelos tupinambás, em 1554, e se refugiado no Espírito Santo, com os padres da Companhia de Jesus, onde sofreram processo de catequização. Em 1567, tropas portuguesas com apoio dos temininós do cacique Araribóia obtêm a vitória sobre os franceses e tamoios, assim os temininós tiveram autorização para se instalarem na região de Niterói, e o fizeram em conjunto com os Jesuítas.

Os registros históricos dão conta que já por volta de 1716 havia uma capela – provavelmente fundada por Jesuítas - no mesmo local onde em 1722 foi definida a Paróquia de São Sebastião de Itaipu, indicando que a ocupação histórica deste trecho do litoral remonta aos primeiros momentos do período Colonial (INEPAC - <http://www.inepac.rj.gov.br>, consulta em 9/10/2010). Em 1764 foi erigido no local o Recolhimento de Santa Teresa, destinado a acolher mulheres que haviam perdido seus vínculos sociais. Esta instituição funcionou pelo menos até 1811, embora a esta altura estivesse bastante degradada. Em 1833, o prédio, então vazio, é destinado a ser um asilo de menores, desaparecendo dos registros historiográficos a partir deste momento (fonte: www.historiacolonial.arquivonacional.gov.br, consulta em 9/10/2010).

Aparentemente, Itaipu continuou como um pequeno povoado até meados do século XX, vivendo basicamente da pesca artesanal – Figura 45.

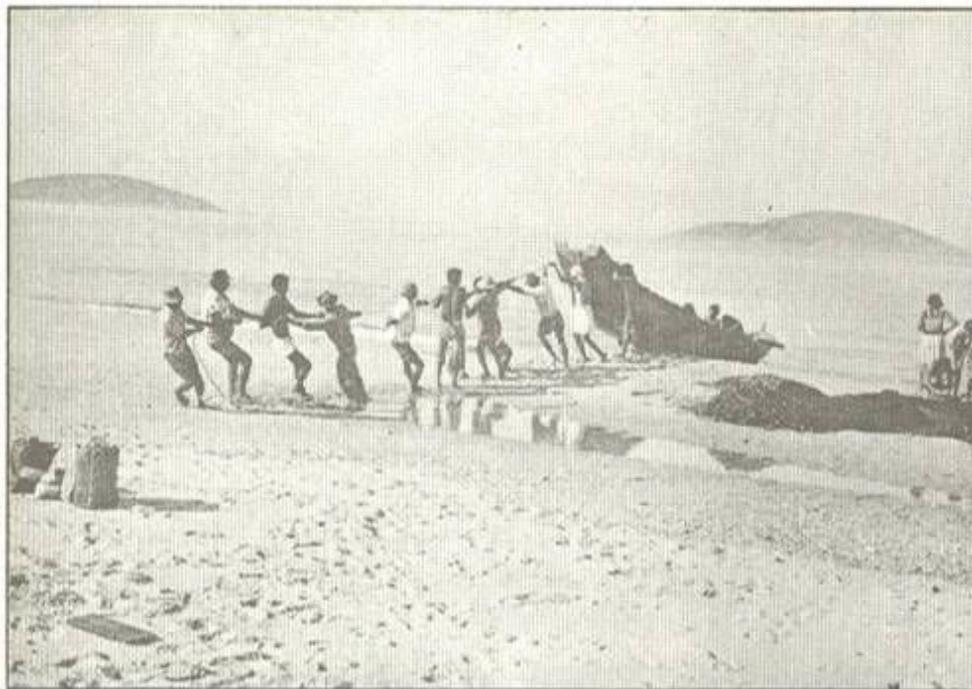


Figura 45 – Aspecto da pesca artesanal em Itaipu, Niterói-RJ. Fonte: Google Images, consulta em 9 de outubro de 2010.

No ano de 1944 foi apresentado ao governo do Estado do Rio de Janeiro um "Plano de Urbanização das Regiões Litorâneas de Itaipu e Piratininga", que deu visibilidade a área, levando muitas empresas considerarem investir na região. No ano seguinte, foi aprovado o maior loteamento daquele período, a chamada "Cidade Balneária de Itaipu", pertencente à *Companhia de Desenvolvimento Territorial*. Como esta última não estudou apropriadamente o local, planejou lotes situados sobre a laguna de Itaipu. Em 1946, o *Departamento Nacional de Obras e Saneamento* (DNOS) abriu um canal de ligação entre as lagunas de Piratininga e de Itaipu, o chamado canal de Camboatá. Esta iniciativa visava controlar as cheias das lagunas, e principalmente, combater os focos de mosquitos que infestavam a região e eram responsáveis por surtos de doenças infecciosas.

Em 1958, um fato marcou a região: o encalhe do cargueiro Camboinhas, no trecho de praia que hoje recebe seu nome (Figura 46). O navio não pôde ser removido e seus remanescentes permanecem até hoje submersos na linha de praia. O crescimento da ocupação da área foi bastante lento e, somente com a implantação dos condomínios da empresa Veplan, a partir de 1978, a urbanização acelerada atingiu as praias de Camboinhas e Itaipu.



Figura 46 - Encalhe do navio Camboinhas, na então chamada Praia de Itaipu, 1958. Foto de Almiro Baraúna, extraído de <http://www.historia.uff.br/labhoi/node/272>, consulta em 9 de outubro de 2010.

3.5 Ambientes sedimentares em áreas costeiras

As áreas costeiras se caracterizam pela complexa interação entre diversos ambientes (ou sub-ambientes) sedimentares, podendo ser entendidas como um sistema deposicional costeiro (Davis, 1978). Ambientes de praia, lagunares, eólicos, planícies aluviais ou de maré, lacustres, entre outros, se interrelacionam, controlados por fatores alocíclicos e autocíclicos.

Pode-se destacar a eustasia como um fator preponderante, juntamente com o aporte sedimentar, para o controle do ambiente deposicional que se instalará em determinada região da costa. Ambientes estuarinos usualmente são encarados como tipicamente transgressivos, sendo em geral vales fluviais afogados (Davis Jr., 1992). Barreiras arenosas podem ser transgressivas ou mesmo regressivas, na forma de cordões litorâneos progradantes, usualmente com corpos lagunares no seu reverso, que no segundo caso tendem a colmatação, se tornando uma planície de cordões arenosos progradantes (Reinson, 1992; Suguio & Tessler, 1984). Sistemas eólicos costumam se desenvolver durante regressões ou estabilizações do nível do mar (Jensen, 1994). Entretanto, estas tendências gerais podem ser modificadas pelo aporte sedimentar. Desta forma, ainda em momentos transgressivos é possível haver uma progradação da linha de costa, desde que se tenham sedimentos clásticos disponíveis em abundância (Miall, 2010). Este aporte muitas vezes tem origem fluvial, com as bacias de drenagem levando sua carga sedimentar para as áreas litorâneas, onde este material será retrabalhado por correntes (Miall, 2010).

Neste item serão destacadas algumas particularidades dos ambientes que compõem a área de estudo.

3.5.1 – Ambientes Fluviais

Devido a sua gênese intimamente relacionada com o afeiçoamento da paisagem e transporte de sedimentos, ambientes fluviais muitas vezes ocorrem associados em planícies costeiras, atuando ainda como fonte de sedimentos. Eles representam a expressão na paisagem dos processos erosivos das encostas e do transporte do material removido. Assim, frequentemente ocupa vales de superfície aproximadamente plana, e apresentam uma variação nas características dos depósitos sedimentares, tanto axial quanto transversal ao vale (Suguio & Bigarella, 1979).

Nas porções marginais aos vales fluviais são frequentes depósitos associados ao transporte gravitacional de sedimentos, devido ao maior gradiente de relevo. Conforme aumenta o afastamento da área fonte, os processos de transporte hidrodinâmico vão prevalecendo, variando de enxurradas a fluxos semi-confinados e totalmente canalizados, nas porções mais centrais da planície aluvial (Suguio & Bigarella, 1979). Os ambientes fluviais se caracterizam por um balanço entre a (i) erosão fluvial – migração lateral do canal; a (ii) incisão fluvial – encaixamento vertical do canal no substrato; e a (iii) deposição fluvial. Esta se dá pelo transporte de material de fundo ou em suspensão (Scherer, 2008).

A área de canal dos ambientes aluviais frequentemente apresenta uma graduação entre três morfologias básicas: canal simples entrelaçado, canal simples meandrante e multicanais anastomosado (Leopold & Wolman, 1957; Rust, 1978) – Figura 47. Schumm (1972) classifica os sistemas fluviais conforme a carga sedimentar transportada pelo canal. Assim define rios de carga de fundo, rios de carga em suspensão e rios de carga mista.

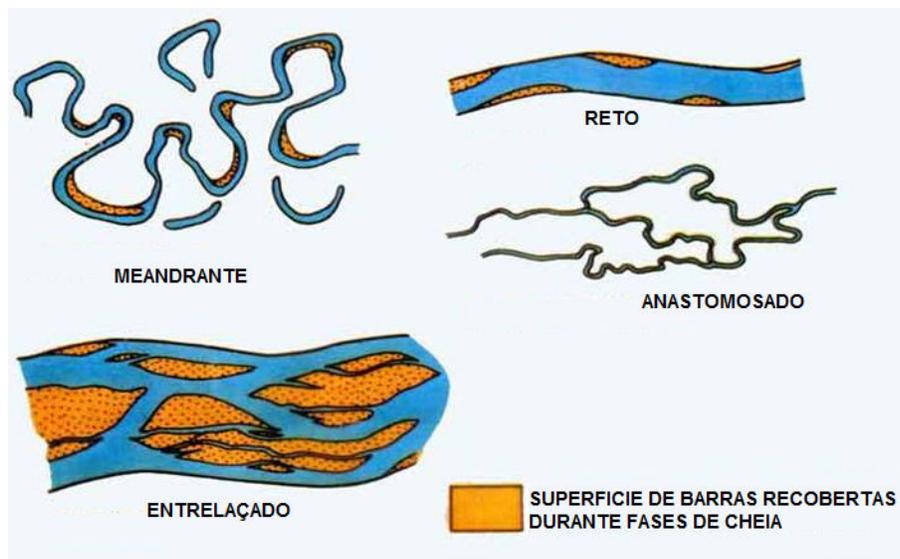


Figura 47 – Padrões de canais fluviais. Modificado de Miall (1977).

O material sedimentar predominante nos rios de carga de fundo são as areias e os cascalhos. Estes se movimentam durante eventos de maior capacidade de transporte, por aceleração do fluxo hídrico. Assim, são rios com variação sazonal de fluxo, e transportam sua carga na forma de grandes barras presentes no seu leito (Figura 48), que no período de baixa vazão, ficam expostas e configuram uma morfologia entrelaçada para o canal (Schumm, 1972).



Figura 48 – Barra longitudinal arenosa em canal fluvial. Fonte: Google Images, consulta em 12 de abril de 2010.

Nos rios de carga em suspensão, não se observa o transporte de material clástico grosso, predominando as lamas (Schumm, 1972). Geralmente se formam feixes de canais, separados por áreas de substrato lamoso e abundante vegetação. A deposição vertical (agradação) é maior que a erosão fluvial, ocorrendo o assoreamento do canal. Isto induz a eventos de avulsão lateral, criando novas áreas de canal. Esta dinâmica forma os ambientes fluviais anastomosados (Scherer, 2008).

Já os rios de carga mista carregam uma proporção variável de lama e areias/cascalhos. Assim, ocorre migração tanto de barras, quanto a deposição de finos durante eventos de inundação. Em geral, constituem rios de menor declividade em relação aos entrelaçados, bem como menor variação sazonal na descarga hídrica. Assumem morfologias de canal meandrante, com a erosão fluvial removendo material externamente as curvas (meandros) e depositando na porção interna da curva seguinte, formando as barras em pontal, características destes ambientes (Schumm, 1972).

Planícies de inundação fluvial são as áreas intercanais dos rios anastomosados, ou marginais aos canais entrelaçados e meandrantentes. Devido à ausência de sedimentos finos na carga dos rios entrelaçados, a planície de inundação é ausente ou se desenvolve de forma incipiente. Nos meandrantentes estes depósitos lamosos tomam maior importância, podendo mesmo predominar em relação às areias de canais. Nos anastomosados, estas areias ocorrem em mínima quantidade, marcando a agradação do fundo do canal, enquanto a presença de lama é maciça (Scherer, 2008). Em geral os sedimentos finos da planície de inundação estão intensamente bioturbados, podendo apresentar níveis orgânicos, ou de calcretes, estes últimos em áreas de intensa evaporação.

As áreas de canal apresentarão uma composição arenácea ou rudácea, em corpos com geometria tabular a lenticular, e abundantes estruturas sedimentares indicando fluxo, como estratificações ou laminações cruzadas tabulares ou acanaladas, imbricações, gradações indicando decréscimo de energia, frequentes feições de truncamento e erosão.

Para a classificação dos depósitos fluviais, Miall (1978) propôs uma variedade de modelos, consistindo em empilhamentos ideais, de canais fluviais selecionados por suas características geomorfológicas ou hidrodinâmicas. Aliado a isso, aquele autor propôs um diagrama de fácies sedimentares para estes ambientes, visando organizar e classificar os depósitos (Miall, 1978; 1985; 1996) – Quadro 2. Com o avanço das pesquisas, Miall observou a abundância de modelos que começaram a surgir na bibliografia especializada, e procurou buscar novas abordagens na análise dos depósitos fluviais. Assim, trabalhando em conjunto com o seu diagrama de fácies, Miall (1985) propõe a análise de elementos arquiteturais dos depósitos sedimentares, para buscar reconstruir o paleoambiente de sedimentação através do estudo destas unidades fundamentais dos sedimentos fluviais.

Quadro 2 - Fácies sedimentares para sistemas fluviais (modificado de Miall, 1985, 1996).

CÓDIGO	LITOFÁCIES	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	INTERPRETAÇÃO
Gmm	Cascalho sustentado pela matriz, maciço	Gradação fraca	Fluxo de detritos plásticos
Gmg	Cascalho sustentado pela matriz	Gradação inversa ou normal	Fluxos de detritos pseudoplásticos
Gci	Cascalho sustentado pelos clastos	Gradação inversa	Fluxo de detritos ricos em clastos ou pseudoplástico
Gcm	Cascalho sustentado pelos clastos, maciço	Maciça	Fluxo de detritos pseudoplásticos
Gh	Cascalho sustentado pelos clastos, com acamamento fraco	Imbricação, acamamento horizontal	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais, depósitos de peneiramento
Gt	Cascalho estratificado	Estratificação cruzada acanalada	Preenchimento de pequenos canais
Gp	Cascalho estratificado	Estratificação cruzada planar	Formas de leito transversais, crescimento deltaico de remanescentes de antigas barras
St	Areia fina a muito grossa, pode conter cascalhos	Estratificação cruzada acanalada (solitária ou agrupadas)	Megaôndulas de crista sinuosa e linguóides
Sp	Areia fina a muito grossa, pode conter cascalhos	Estratificação cruzada planar (solitária ou agrupadas)	Megaôndulas de crista reta
Sr	Areia muito fina a grossa	Laminação cruzada	Ôndulas (regime de fluxo inferior)
Sh	Areia muito fina a grossa, pode conter cascalhos	Laminação horizontal, lineação de partição ou de corrente	Fluxo de camadas planas (fluxo crítico)
SI	Areia muito fina a grossa, pode conter cascalhos	Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15°)	Preenchimento de escavações, antidunas
Ss	Areia fina a muito grossa, pode conter cascalhos	Escavações largas, rasas	Preenchimento de escavações
Sm	Areia fina a grossa	Maciça ou laminação fraca	Depósitos de fluxo gravitacional de sedimentos
FI	Areia, silte e argila	Laminação fina, ondulações muito pequenas	Depósitos de planície de inundação, de canais abandonados, depósitos de final de inundação ou inundação atenuada
Fsm	Silte e argila	Maciça	Depósitos de pântanos ou canais abandonados
Fm	Argila e silte	Maciça, gretas de ressecção	Depósitos de planície de inundação, de canais abandonados; depósitos de recobrimento (<i>drapes</i>)
Fr	Argila e silte	Maciça, raízes e bioturbação	Solo incipiente, camada de raízes
C	Carvão, lama carbonosa	Plantas e filmes de argila	Depósitos de brejos vegetados
P	Paleossolo carbonático (calcita, siderita)	Feições pedogenéticas: nódulos, filamentos	Solo com precipitação química

3.5.2 – Ambientes de praias e costas arenosas

Ambientes de praia situam-se em áreas de interface entre a terra emersa e o oceano, sendo marcados predominantemente pela ação das ondas ou marés. No primeiro caso, ondulações incidindo em ângulo em relação à costa, geram correntes longitudinais que redistribuem os sedimentos que compõem a praia – Figura 49. Em geral, a ação de dois tipos de ondas é sentida e registrada nas praias: ondas de tempo bom, responsáveis pelas alterações morfológicas de longo prazo; e as ondas de tempestade, que removem grande quantidade de sedimentos e os tornam disponíveis na plataforma, em eventos episódicos. Os sedimentos erodidos pelas ondas de tempestade passam a sofrer a ação das correntes induzidas pelas ondas de tempo bom e, gradualmente, são depositados novamente na costa, em posição a jusante da corrente induzida (Davis, 1978, USACE, 1995).

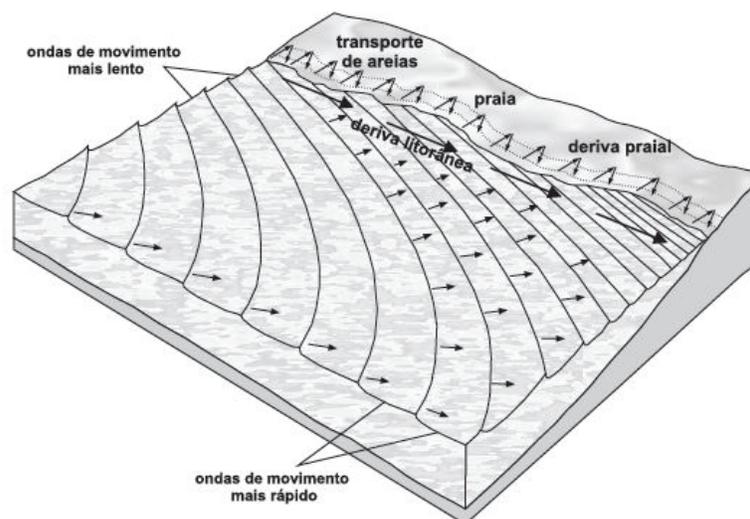


Figura 49 - Modelo de formação da corrente longitudinal de deriva litorânea induzida pela ação de ondas. Extraído de Souza et al. (2008).

Por esse meio, ocorre a movimentação de formas de leito, predominantemente arenosas, na porção submersa adjacente a praia, formando sistemas de banco – calha (*ridge – runnel*), na parte intermaré, e nas barras de inframaré. Na porção onde ocorre o espriamento das ondas se observa a presença de estratificações cruzadas de baixo ângulo, mergulhando

no sentido do oceano, representando o avanço da face de praia. Após esta porção, está chamada a berma, limitada no sentido da área emersa pela escarpa de tempestade (gerada durante os eventos erosivos de marés de mau tempo) ou por sistemas de dunas longitudinais (Davis, 1978; USACE, 1995). Não há um consenso na bibliografia especializada acerca da denominação das subdivisões de um ambiente praial. No presente trabalho adota-se o modelo abaixo – Figura 50.

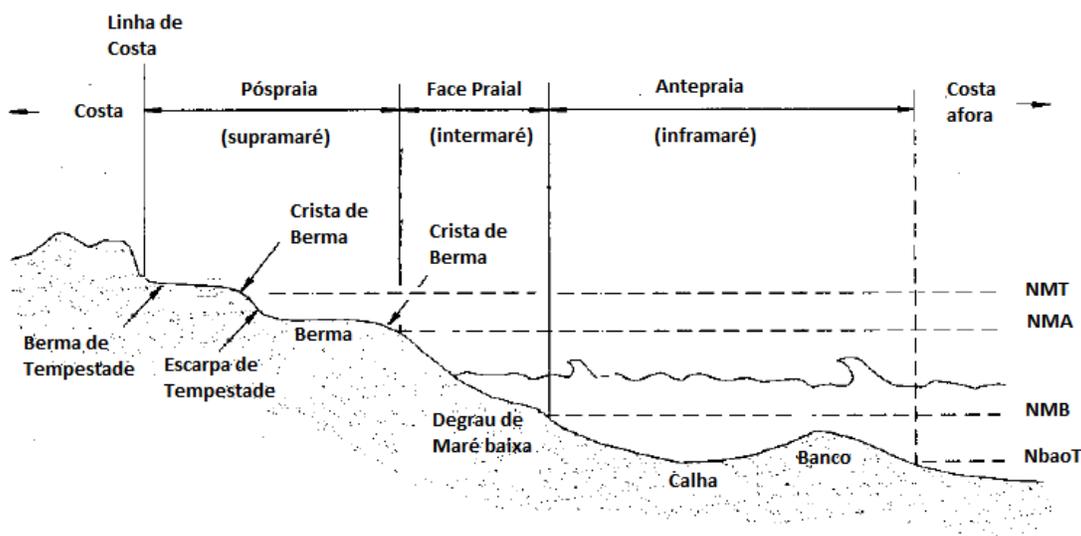


Figura 50 - Modelo de perfil de praia, com as subdivisões adotadas no presente trabalho. Modificado de USACE (1995).

Assim, é possível dividir a área litorânea em três porções: (i) pós-praia, o setor da praia situado acima da ação da maré alta (NMA); (ii) face praial, situada entre o nível de maré alta (NMA) e o nível da maré baixa (NMB); e a (iii) antepraia, situada no intervalo abaixo do nível de maré baixa (NMB) e acima do nível base da ação de ondas de tempestade (Nbaot). Mais abaixo do nível de ação de ondas de tempestade (Nbaot), inicia-se a zona de costa afora. A sobrelevação do nível marinho causada por mau tempo gera uma escarpa acima da berma, na área do pós-praia. Acima do pós-praia, está a linha de costa, que marca o início da área costeira, se estendendo até a primeira grande quebra do relevo.

O perfil de uma praia pode ser dividido entre aquelas de maior declividade do substrato, onde a ação de ondas de maior energia na formação de escarpas de praia é comum, as

chamadas praias refletivas; e praias de baixa declividade, com um componente de deriva litorânea significativo, as praias dissipativas. Estágios intermediários são reconhecidos também – USACE (1995): Figura 51.

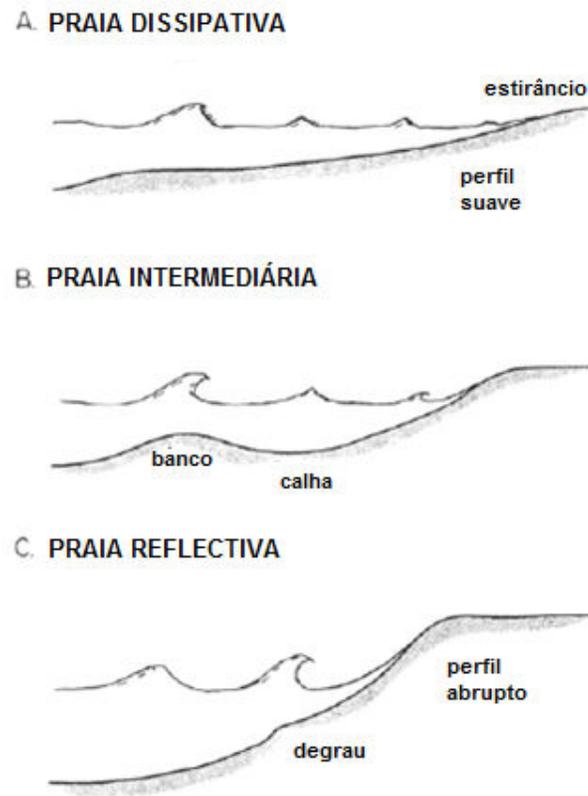


Figura 51- Classificação do estágio morfodinâmico de praias. Modificado de Wright & Short (1983).

Atrás da escarpa de tempestade, ou mesmo além da linha de costa, muitas vezes ocorrem depósitos de leques de sobrelavagem (*washover fans*), representando episódios de marés de tempestade que rompem pontualmente setores da escarpa, transportando sedimentos para o reverso desta. – Figura 52. Estes leques são em geral marcados pelo mergulho suave das estruturas sedimentares em direção ao continente.

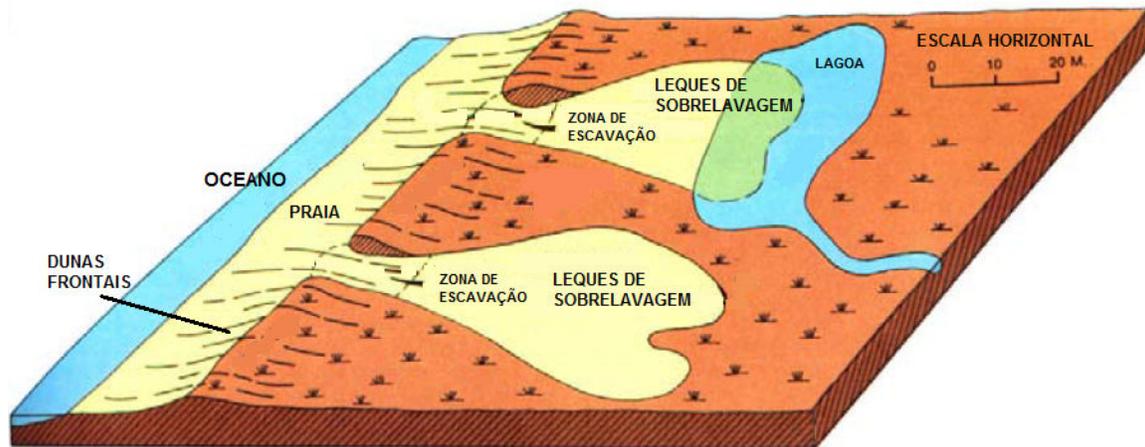


Figura 52 – Esquema da deposição de leques de sobrelavagem (*washover fans*) no reverso da escarpa de praia. Modificado de McCubbin (1992)

As marés atuam com maior intensidade em áreas do planeta onde a sua amplitude de variação supera a energia das ondas. Em geral, marés induzem correntes bidirecionais em embaiamentos da costa, devido a sua dinâmica de enchente e vazante. Nas praias, entretanto, seu efeito está muito mais relacionado com a geração de um ciclo de recobrimento e exposição da face de praia, induzindo uma variedade de processos suabaquosos (e até eólicos), que reafeiçoam a face da praia – McCubbin (1992).

Diversas feições deposicionais estão associadas às áreas litorâneas. Destacam-se os pontais arenosos (ou esporões) e as barras arenosas (Figura 53). São feições em geral jovens, e bastante dinâmicas, respondendo as variações dos processos costeiros atuais.

Os esporões ou pontais são feições alongadas, ancoradas pelo menos em uma extremidade em áreas estáveis da costa. Formam-se através da atuação de correntes de deriva litorânea, com geometrias muitas vezes reafeiçadas por ondas, marés, ou fluxos fluviais (quando próximos a uma desembocadura) – Souza *et al.* (2008).

Barras são feições sem ancoragem em áreas estáveis, resultantes da atuação de ondas e correntes costeiras, tanto de deriva quanto de maré, em fundos arenosos. Muitas vezes ocorrem associadas a desembocaduras de estuários, baías ou lagoas.



Figura 53 – Esquema das feições deposicionais presentes em costas escarpadas e recortadas. (Suguio & Tessler, 1984, apud Souza et al., 2008)

Tômbolos são feições arenosas, transversais a linha de costa, ancoradas em maciços rochosos que ocorrem junto à praia. Formam-se pela atuação de dois sistemas de deriva litorânea de sedimentos, geradas pela interferência do corpo rochoso na incidência das ondas. Assim, ocorre acumulação de areia na zona de sombra do maciço – Figura 54.



Figura 54 – Vista do tômbolo no Morro da Boa Viagem, Niterói-RJ. Observar a incidência da frente de ondas curva, pela interferência do maciço rochoso.

Os depósitos arenosos de ambientes de praia possuem características sumariadas no Quadro 3.

Quadro 3 – *Resumo das características para reconhecimento das areias de praia. Extraído de Medeiros et al. 1971.*

CRITÉRIOS PARA RECONHECIMENTO DAS AREIAS DE PRAIA	
LITOLOGIA	Areia laminada, bem classificada e em geral sem partículas de granulação muito fina (menor do que 0,140mm). Cascalho e/ou conchas comumente bem classificadas. Alta concentração de minerais pesados em certos locais.
TEXTURA	Areia de granulação fina em geral. Ocasionais cascalhos e seixos. Seixos tendendo para a forma discoidal.
ESTRUTURAS SEDIMENTARES	Laminação Paralela (Estrutura predominante). Marcas onduladas e megamarcas ondulares, estratificação cruzada plana e festonada (ocorrência subordinada). Marcas de espraiamento.
GEOMETRIA	Corpos de areia alongados, com o comprimento muitas vezes maior do que a largura. Geralmente não atinge grande espessura.
ASSOCIAÇÃO	Lateralmente associados com fácies marinha nerítica. Verticalmente, pode passar a outras fácies litorâneas, como depósitos de mangue e de maré.

3.5.2 – Ambientes Transgressivos: Estuários, Lagunas e Barreiras Arenosas transgressivas.

Frequentemente, durante uma transgressão marinha, a invasão de vales fluviais ao longo da costa pelo oceano forma ambiente de baías ou estuários (Reinson, 1992). Estes se caracterizam pela conexão direta com as águas oceânicas e um variável aporte de água/sedimentos fluviais – maior aporte continental nos estuários do que nas baías. Nas fases de estabilização da subida eustática, nas porções terminais destas feições embaçadas, podem se formar corpos arenosos alongados, denominados barreiras arenosas. O principal controle para o desenvolvimento destas feições é a predominância da ação de ondas ou marés, e o aporte sedimentar -Figura 55.

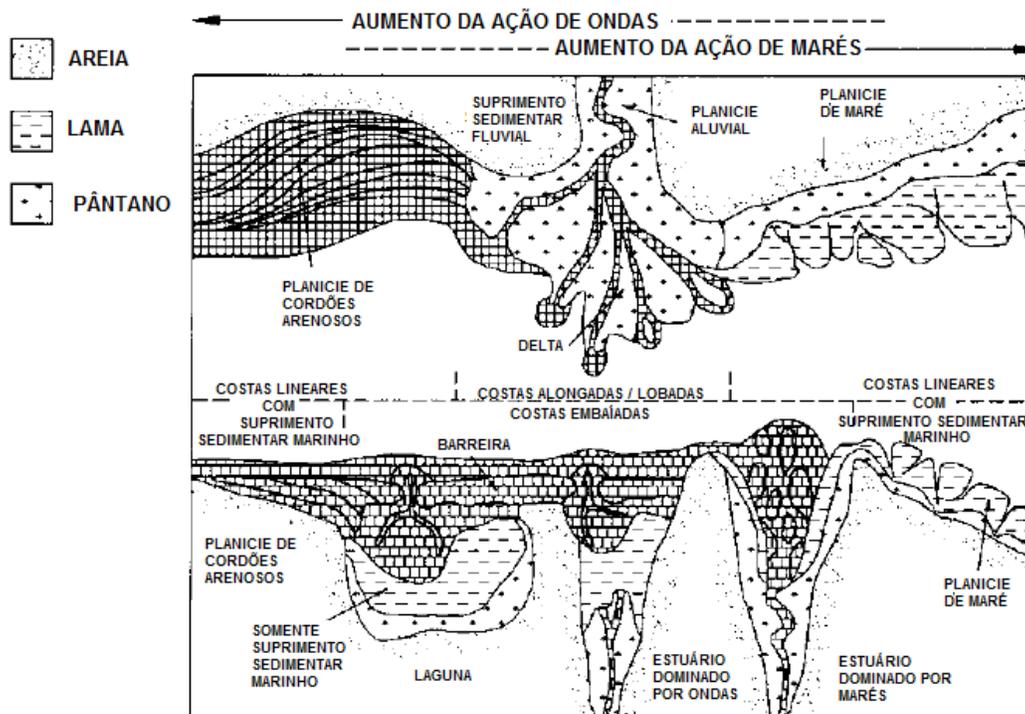


Figura 55- Esquema de costas dominadas por ondas (esquerda) e marés (direita). Em costas embaçadas, observa-se a ocorrência de estuários e lagoas. Modificado de USACE (1995).

As barreiras arenosas podem ser descritas da forma mais simples como corpos arenosos alongados que individualizam uma laguna (Reinson, 1992). No caso das praias barreiras, são cordões ancorados em ambas as extremidades em saliências rochosas da costa. Já as ilhas-barreira são cordões totalmente separados da área continental, em geral pelas desembocaduras de lagoas. Esporões arenosos podem também assumir uma conformação de barreira, sendo, porém menos estáveis à ação erosiva marinha, em relação às demais barreiras arenosas (Silva *et al.* 2004, Reinson, 1992; Davis, 1978) – Figura 56.

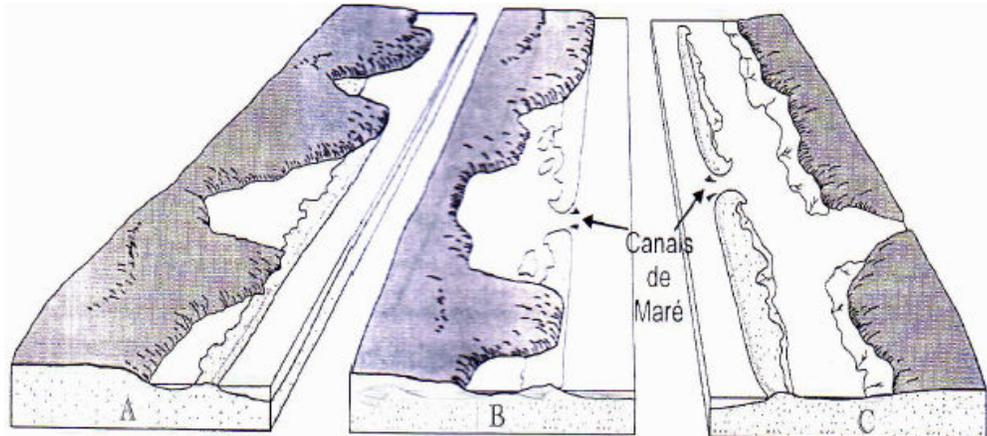


Figura 56 – Morfologias de cordões arenosos costeiros: (A) Praia-barreira; (B) Esporões arenosos; e (C) Ilhas-barreira. Extraído de Silva et al., (2004).

Existem três hipóteses básicas para a formação das barreiras arenosas e lagunas associadas: a) emersão de barras de costa afora (De Beaumont, 1845 *apud* USACE, 1995); b) crescimento de pontais arenosos ao longo da costa (Gilbert, 1885 *apud* USACE, 1995) e c) desligamento de praias por afogamento da planície costeira.

A hipótese da emersão de barras foi bastante contestada, segundo Andrade & Dominguez (2003), enquanto o modelo de Gilbert (1885 *apud* USACE, 1995) parece ser viável apenas quando a linha de costa é recortada e embaiada. Swift (1975) destaca que o mecanismo de criação de pontais arenosos é favorecido em costas de relevo acidentado. Já o modelo de formação de barreiras pelo desligamento de praias através do afogamento da planície costeira pode ser considerado o mais frequente em áreas de relevo baixo, sujeitas à transgressões marinhas. Esta hipótese prevê que as áreas de praia podem alcançar uma altura considerável sobre a planície adjacente, durante momentos de estabilização do nível do mar, pelo espriamento de ondas e transporte eólico. Elevações subsequentes do nível marinho provocariam a invasão da planície do pós-praia, formando assim lagunas (Hoyt, 1967; Swift, 1975; Andrade & Dominguez, 2003).

Estes sistemas de barreiras, portanto isolam partes inundadas da área costeira, conformando corpos de água salgada a salobra, denominados lagunas. Nos corpos lagunares,

as condições calmas criadas pelo bloqueio da ação das ondas pelas barreiras proporciona uma deposição em ambiente de baixa energia, com altíssima produtividade biológica, muitas vezes com depósitos marginais de deltas nos moldes Mississipianos (deltas intra-lagunares) – Martin *et al.* (1997). Frequentemente, marés de tempestade conseguem romper trechos das barreiras, formando depósitos característicos de leques de sobrelavagem (*washover fans*) – Figura 57.

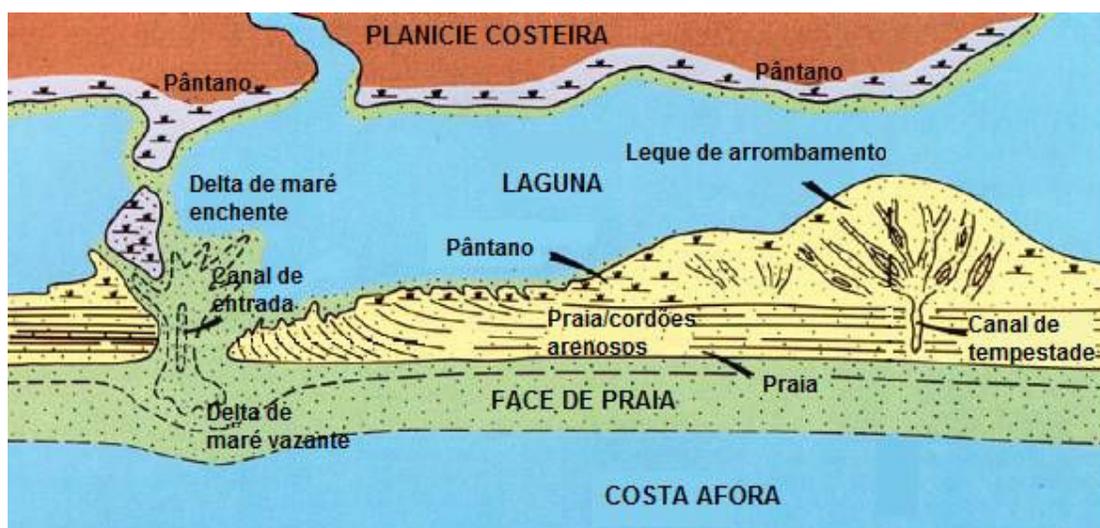


Figura 57 – Sub-ambientes de um sistema lagunar. Destaque para o leque de sobrelavagem, a direita, e as feições de acumulação de desembocadura – “deltas” de maré enchente e vazante. Modificado de McCubbin (1992).

Com o rebaixamento do nível do mar, as barreiras vão avançando no sentido do oceano, aumentando sua largura, podendo assumir as proporções de uma planície de cordões arenosos regressivos. Gradativamente a abertura da laguna com o oceano vai sendo assoreada, tornando-se efêmera, e por fim, totalmente fechada. Isso costuma gerar uma mudança na composição das águas lagunares, que reduzirão sua salinidade devido ao aporte de água doce fluvial ou pelas chuvas, e a falta de entrada de água salgada. Devido a essa mudança nas condições hidrológicas, estes corpos d’água passam a serem chamados lagoas costeiras, e se observa uma mudança no registro faunístico bastante clara. Com a progressiva sedimentação de fundo e marginal à lagoa, esta se tornará gradativamente mais rasa,

acabando por não apresentar um espelho d'água permanente, se tornando uma área de pântanos costeiros. Muitas vezes estes abrigam diversos biomas, como os manguezais e banhados (Reinson, 1992; Davis, 1978).

As características para reconhecimento dos depósitos de barreira estão listadas no Quadro 4.

Quadro 4 - *Resumo das características para reconhecimento das areias de barreira. Modificado de Medeiros et al. 1971.*

CRITÉRIOS PARA RECONHECIMENTO DAS AREIAS LITORÂNEAS DE BARREIRAS	
LITOLOGIA	Areias de granulação fina, limpas, com mistura de fragmentos de concha e leitos de coquinas interestratificados.
TEXTURA	O tamanho dos grãos aumenta de baixo para cima. As areias, em sua maior parte, tendem a ser bem selecionadas. A distribuição granulométrica depende da fonte de suprimento da areia, mas tende a possuir assimetria negativa.
ESTRUTURAS SEDIMENTARES	As estruturas de praia são dominantes. Na parte superior de corpos de areias litorâneas, observa-se aleitamento eólico, mas a lixiviação pode mascarar estas estruturas. Estratificação cruzada festonada ocorre localmente, devido a formação de canais de maré. Perfurações na parte inferior e no lado marinho dos corpos de areia.
GEOMETRIA	Cordões de areia alongados paralelos a linha de costa. A relação largura-comprimento é de 1/100 e a espessura dos cordões individuais atinge até 50 m.
ASSOCIAÇÃO	Interdigitamento com sedimentos lagunares no lado terrestre.
VÁRIOS	Fragmentos de concha de fauna de água muito rasa espalhados através das areias. Sedimentos marinhos diretamente sotopostos e do lado marinho do corpo de areia.

3.5.3 - Ambientes Regressivos: Cordões Arenosos Regressivos.

Além da dinâmica regular dos depósitos praias, outro fator que influi na composição e morfologia das áreas costeiras são as variações do nível relativo do mar. Rápidas subidas eustáticas atuam erodindo o prisma praial, e depositando este material na plataforma,

buscando o perfil de equilíbrio original. Já as descidas do nível do mar implicam na redução do nível base de ação das ondas de tempo bom, assim, o material disponível na plataforma rasa é removido e jogado nas praias, criando feições progradantes (USACE, 1995) – Figura 58. Esta relação é determinada pelo Princípio de Bruun – Figura 59.

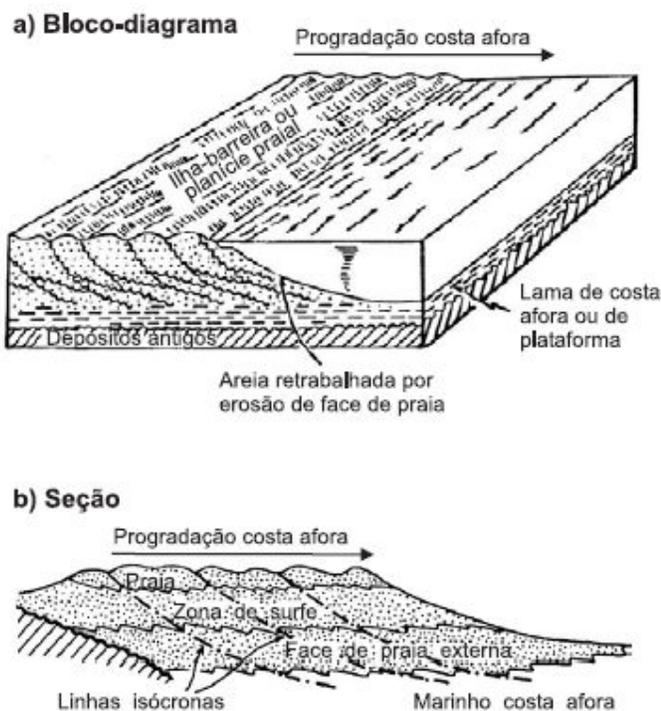


Figura 58 – Esquema de costa progradante, tridimensional (a), e em perfil (b). Extraído de Suguio (2003).

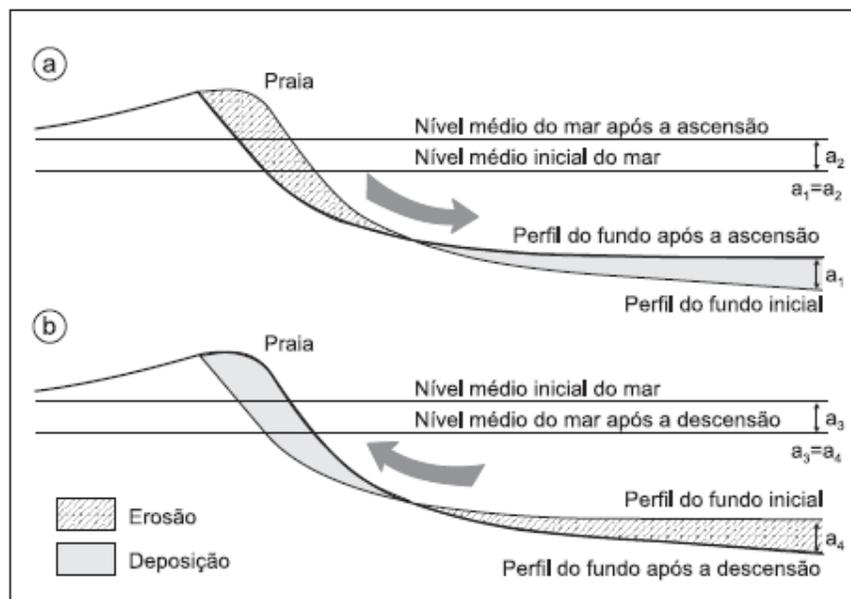


Figura 59 – Princípio de Bruun (1962), que relaciona o rompimento do perfil de equilíbrio de uma área costeira a variações do nível do mar. Extraído de Dominguez (1982) in Suguio (2003).

As áreas formadas pelos processos deposicionais de praia, durante um momento de descida eustática são chamadas planícies de ilha-barreiras regressivas ou cordões arenosos regressivos (Suguio & Tessler, 1984). Basicamente, há dois modos propostos para a formação destes cordões: isolamento e acresção de cristas de praias (Figura 60) e emersão da barra de antepraia (Figura 61) – Flexor *et al.* (1984). No primeiro caso, com a descida eustática, porções da praia são abandonadas, e a dinâmica praias cria nova berma em posição mais avançada. Já no modo da emersão de barras, quando estas feições são bem desenvolvidas, estas são expostas no momento subsequente a uma descida do nível do mar. Assim, o primeiro modo é mais viável em praias refletivas com a ação de ondas de maior energia, enquanto o segundo parece mais adequado no caso de praias dissipativas de baixa declividade, com um componente de deriva litorânea significativo.

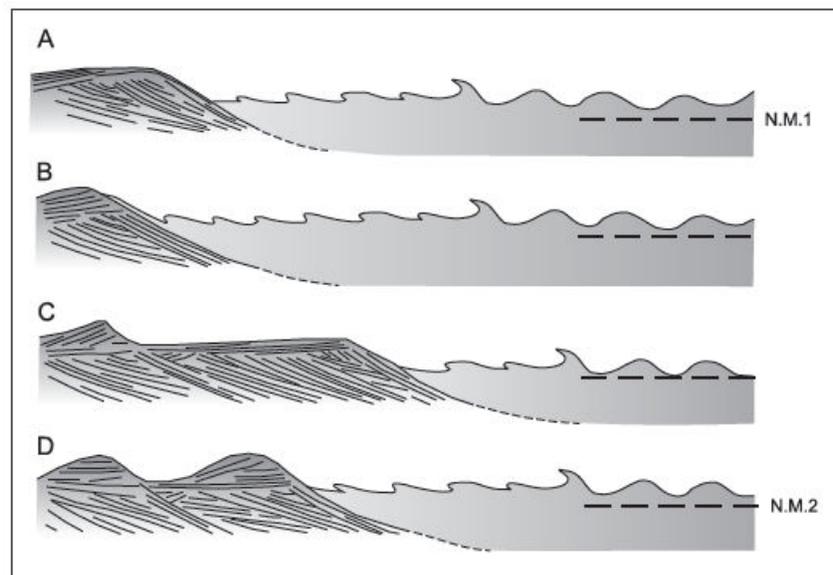


Figura 60 - Formação de cordões arenosos pelo isolamento de bermas ou cristas de pós-praia. N.M.2 representa um nível eustático mais baixo que o N.M.1 inicial. Extraído de Souza *et al.* (2008).

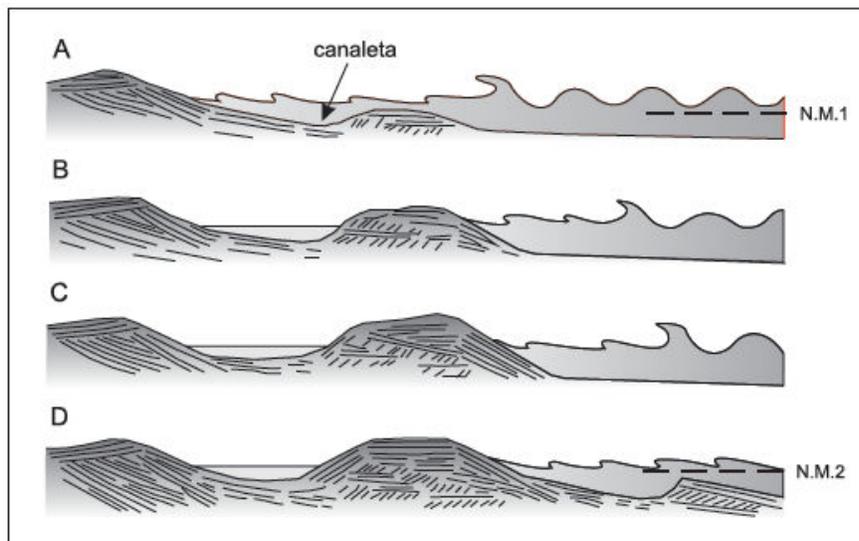


Figura 61 - Formação de cordões regressivos pela emersão de barras de antepraia. N.M.2 representa um nível eustático mais baixo que o N.M.1 inicial. Extraído de Souza et al. (2008).

Outra proposta de mecanismo formador de cordões regressivos seria através da remoção de areia da praia pela ação do vento. Esta areia seria carregada para o pós-praia, onde seria fixada por vegetação rasteira, formando as dunas frontais (Dominguez et al., 1982) – Figura 62.

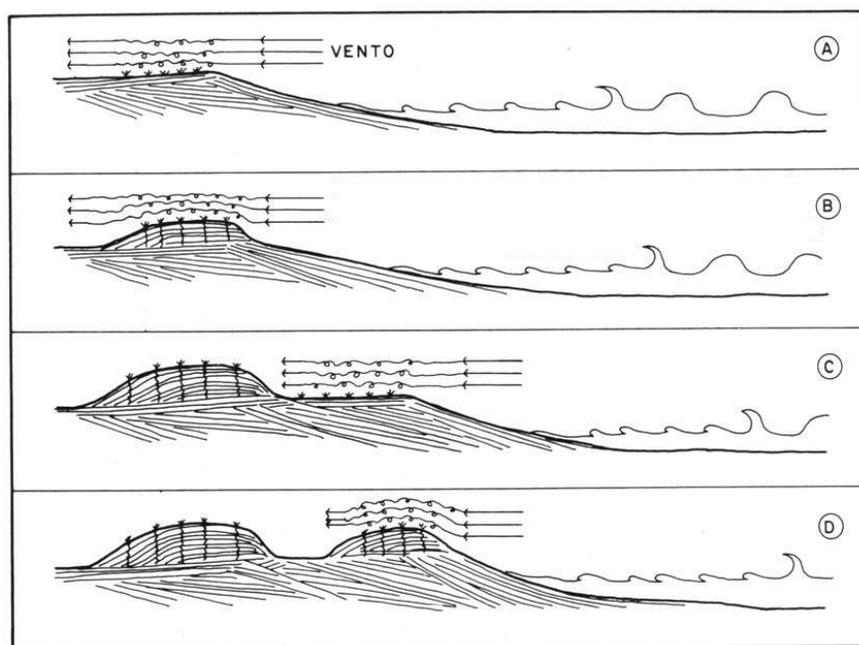


Figura 62 – Formação de cordões regressivos pela geração de dunas frontais. Extraído de Dominguez et al. (1982).

Devido ao maior intervalo de tempo envolvido na formação destes cordões arenosos, envolvendo ciclos de eustasia, os depósitos destas feições muitas vezes representam o registro de dinâmicas costeiras do passado, holocênicas e até pleistocênicas. Assim, níveis de terraços marinhos são frequentemente identificados em áreas costeiras, muitas vezes preservando estas feições de progradação.

Os depósitos das areias litorâneas regressivas, tem as seguintes características –
Quadro 5.

Quadro 5 - *Resumo das características para reconhecimento das areias litorâneas regressivas. Modificado de Medeiros et al. 1971.*

CRITÉRIOS PARA RECONHECIMENTO DAS AREIAS LITORÂNEAS REGRESSIVAS	
LITOLOGIA	Areias de granulação fina, limpas, com mistura de fragmentos de concha e leitos de coquinas interestratificados.
TEXTURA	O tamanho dos grãos aumenta de baixo para cima. As areias, em sua maior parte, tendem a ser bem selecionadas. A distribuição granulométrica depende da fonte de suprimento da areia, mas tende a possuir assimetria negativa.
ESTRUTURA SEDIMENTAR	As estruturas de praia são dominantes. Na parte superior de corpos de areias litorâneas, observa-se aleitamento eólico, mas a lixiviação pode mascarar estas estruturas. Estratificação cruzada festonada ocorre localmente, devido a formação de canais de maré. Perfurações na parte inferior e no lado marinho dos corpos de areia.
GEOMETRIA	Lençóis de areia relativamente delgados. Aleitamento paralelo a linha de costa. Relação largura-comprimento de cerca de 1/5.
ASSOCIAÇÃO	A maior parte, sedimentos de mangue no topo de lençóis de areia.
VÁRIOS	Fragmentos de concha de fauna de água muito rasa espalhados através das areias. Sedimentos marinhos diretamente sotopostos e do lado marinho do corpo de areia.

3.5.4 – Ambientes Eólicos

Transporte eólico pode se desenvolver seguindo três regras básicas: disponibilidade de material para o transporte; condições de ventos de energia suficiente; e reduzida umidade, para permitir a migração dos grãos (Davis, 1978; USACE, 1995). Assim, existindo uma pista de ventos em áreas com abundante material arenoso inconsolidado, bem como condições climáticas de reduzida umidade (ainda que apenas sazonal), a presença de campos de dunas eólicas é notável. Como as áreas costeiras em geral apresentam estas condições, é relativamente grande a frequência de dunas nestes terrenos. Castro (2001) afirma que a evolução geomorfológica de sistemas dunares se relaciona essencialmente com o fator clima, principalmente regime de ventos e pluviometria, além do volume de sedimento disponível na faixa de praia. Assim, o transporte eólico cessa em períodos de maior pluviosidade, ainda que o regime de ventos seja intenso.

A eustasia atua neste processo disponibilizando material para o transporte. As regressões, e mesmo momentos de estabilização durante tendências transgressivas, costumam disparar pulsos de grande migração de complexos eólicos, como observado no oeste da Europa, durante a Pequena Idade do Gelo Medieval (Jensen, 1994). Em momentos de estabilização do nível marinho, é freqüente o recuo erosivo de praias pela remoção de material para o campo de dunas do pós-praia – Figura 63.

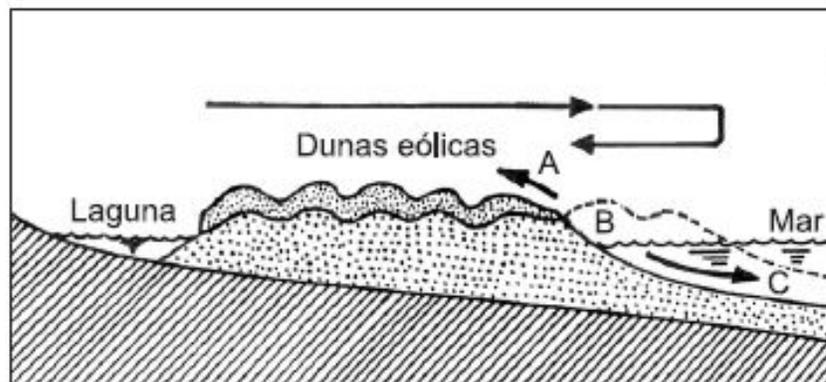


Figura 63 – Terraços arenosos evidenciando recuo erosivo da praia por perda de areia para o campo de dunas (A); pelo transporte longitudinal (B) e para a plataforma continental (C). Assume-se que os processos ocorram simultaneamente. Bird (1981) in Suguio (2003).

Assim, material removido da linha de costa ingressa na planície de pós-praia e começa a migrar pela ação do vento. Inicialmente formando lençóis de areia, os corpos arenosos vão se rearranjando e coalescendo, formando depósitos de maior porte, chegando até as dunas eólicas. Estas são caracterizadas como feições de acumulação eólica com face de deslizamento definida (USACE, 1995). Isto gera *sets* de acumulação com estratificação cruzada planar ou acanalada, dependendo da morfologia da crista da duna. Já os lençóis de areia são pequenas elevações arenosas, com pouca expressão vertical, mas em geral na forma de extensos campos. Apresentam estruturas cruzada de baixo ângulo (Giannini *et al.*, 2008).

A coalescência de pequenas formas de leito costuma gerar formas de maior grandeza, como as dunas transversais, parabólicas ou barcanas. As dunas parabólicas são dunas que se formam em áreas vegetadas, onde a migração da porção central da duna é maior que suas margens laterais, conformando uma aparência de “c” em planta, com as extremidades apontando no sentido contrário da paleocorrente. Já as dunas barcanas apresentam morfologia semelhante, mas por se desenvolver em áreas sem vegetação, a migração das extremidades é mais rápida que a porção central – Figura 64.

Em geral, sistemas eólicos costeiros apresentam uma zonação bem definida (Castro, 2001; Ramos *et al.*, 2003) apresentando uma zona de alimentação, em geral representada pela praia e pelos cordões arenosos; uma zona de entrada, conformada pela planície de deflação e dunas longitudinais e parabólicas; zona de retenção, composta pelo campo de dunas barcanóides e zona de saída, que é a área onde segue ocorrendo deposição.

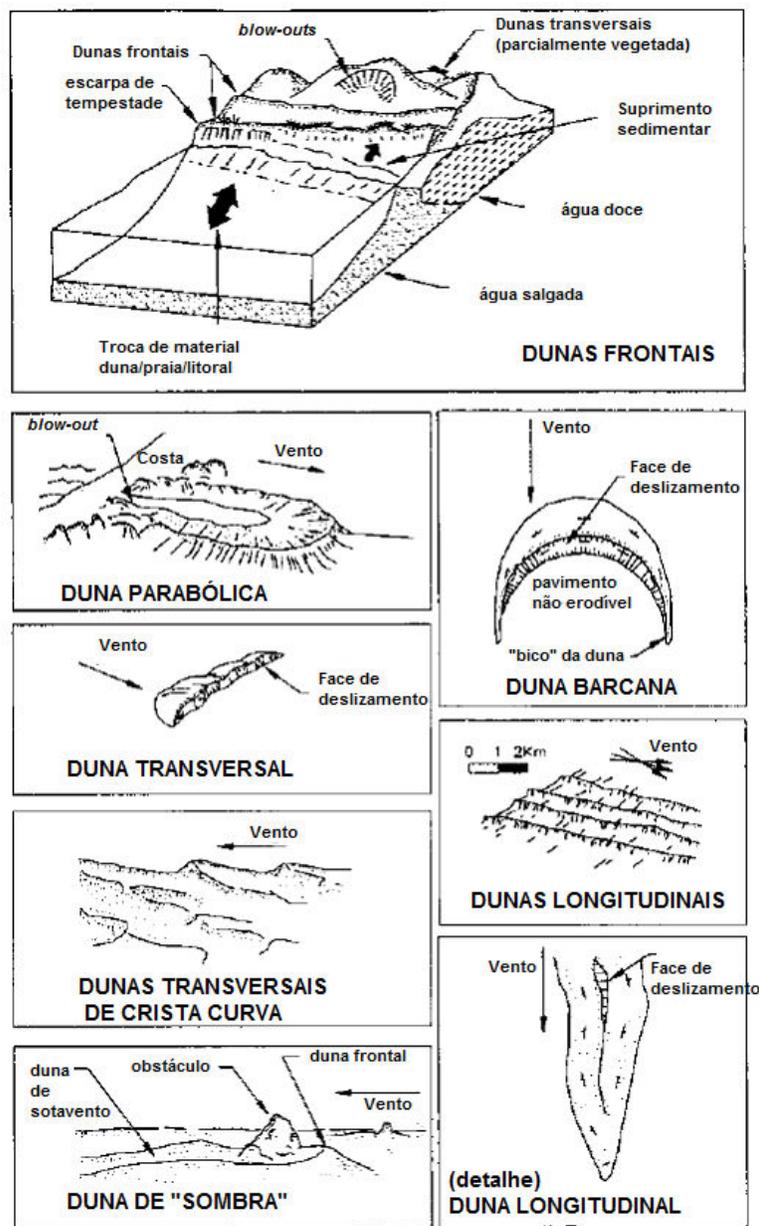


Figura 64 – Variedade de tipos de dunas presentes em áreas costeiras. Modificado de USACE (1995).

Os depósitos arenosos de dunas possuem as características sumariadas no Quadro 6.

Quadro 6 - Resumo das características para reconhecimento das areias de dunas. Extraído de Medeiros et al. 1971.

CRITÉRIOS PARA RECONHECIMENTO DAS AREIAS DE DUNAS	
LITOLOGIA	Areias branco-avermelhadas de granulação fina, constituídas principalmente por quartzo, mas que ao longo dos litorais podem ser calcárias com conchas de foraminíferos e/ou ostracodes e com possibilidade de conter cimento calcífero. Os grãos de quartzo são comumente foscos, mas em dunas de praia podem ser polidos.
TEXTURA	Areia de granulação fina, bem classificada, com grãos bem arredondados. A distribuição tamanho-frequência tende a apresentar assimetria positiva e curvas bimodais.
ESTRUTURAS SEDIMENTARES	Camadas frontais de grande porte, bem desenvolvidas, com ângulos de até 30°. A laminação da estratificação horizontal é discreta a ausente. Marcas ondulares assimétricas na face de barlavento da duna.
GEOMETRIA	Em geral, as superfícies de truncamento são onduladas, mas às vezes podem ser planas. As barcanas têm a forma de meia-lua, a face convexa a barlavento e a face côncava a sotavento. As dunas <i>seif</i> são espigões longitudinais paralelos (até 100m de altura e 100km de extensão). As dunas parabólicas são reconhecidas por suas camadas frontais convexas.
ASSOCIAÇÃO	Dunas litorâneas são associadas a ambientes lagunares ou marinhos rasos, dunas de rio associados com sedimentos de planície aluvial e dunas de deserto com depósitos de <i>playa</i> .
OBSERVAÇÕES	Podem existir ventifactos. Depósitos geralmente desprovidos de fósseis.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Reconhecimento dos depósitos quaternários

Para o presente trabalho, procedeu-se inicialmente o reconhecimento de campo dos depósitos quaternários e das feições geomorfológicas da área. Isso foi feito através de caminhamentos, com a identificação e distinção dos materiais aflorantes. Em terrenos com cobertura vegetal, para melhor se visualizar o substrato, foram efetuadas tradagens com cavadeira boca-de-lobo, alcançando até 1m de profundidade. Além destas atividades, foi realizada uma fotointerpretação com a utilização de uma imagem de satélite *IKONOS* de 2002, em escala 1:10.000, e de aerofotos do voo *FAB* de 1976, em escala 1:20.000. Estas foram comparadas e analisadas em conjunto com verificação da verdade de campo e a análise bibliográfica.

4.2 Análise Geomorfológica

Foram utilizadas para a análise do terreno, bases topográficas de detalhe, levantados pela *Veplan* em meio impresso (escala 1:5.000), disponível no *DGP-MNI/UFRJ*, e pela *AMPLA* (1:10.000) em meio digital, disponível no *Departamento de Análise Geoambiental-UFF*; a batimetria da laguna de Itaipu (1:2.000), cedido pelo *INPH*, e folhas de bordo do litoral de Itaipu, obtidas junto ao *DHN*, além de dados bibliográficos com a batimetria da linha de praia de Itaipu e Camboinhas (Salvador & Silva, 2002). Estes dados foram trabalhados em conjunto com os levantamentos de altimetria de precisão da superfície, levantados por *GPS* geodésico, buscando gerar

um modelo digital do terreno. A topografia de precisão foi levantada por posicionamento relativo de um aparelho em modo *stop-and-go*, e outro colocado sobre uma referência de nível conhecido do *IBGE* – no caso do presente estudo a estação geodésica 3000M, do *IBGE*. Utilizaram-se aparelhos da marca *Ashtech*, modelo *ProMark2* com antenas *chocking*, e bipés com bastões para posicionar as antenas sobre o ponto de interesse – Figura 65.



Figura 65 - Estação geodésica base do levantamento topográfico de precisão – IBGE 3000M.

Na confecção do modelo digital do terreno se utilizaram os *softwares ESRI ArcGis* e *Global Mapper 9*. Adicionalmente foi utilizado o *software Lote 2.0* da *Ecological Software Solutions* para conversão de coordenadas e *datum*.

4.3 Levantamentos sedimentológicos

A área de estudo compreende ainda duas boas exposições dos depósitos quaternários: os afloramentos Canal de Itaipu I e II. Procedeu-se o levantamento de três perfis colunares em escala 1:20, na área destes afloramentos, além de uma seção sedimentográfica traçadas através de fotomosaico (Figura 66). Buscou-se uma precisão na descrição dos atributos texturais e de estruturas sedimentares presentes nos depósitos, o que possibilitou a geração de uma tabela de fácies sedimentares.



Figura 66 – Confecção de seções sedimentográficas a partir de fotomosaicos.

Uma fácies sedimentar pode ser considerada como um corpo de sedimentos ou rochas sedimentares, diferenciados dos demais por características específicas, tais como textura, estruturas sedimentares, geometria, ocorrências fossilíferas e padrões de paleocorrentes (Selley, 1970). Embora uma fácies sedimentar analisada individualmente forneça dados sobre os processos envolvidos na sua formação, não é possível caracterizar com precisão um ambiente deposicional através da análise

individual de fácies. Para Walker (1984), a chave para interpretação paleoambiental é a análise conjunta das fácies em contexto, ou seja, a análise da associação de fácies.

Uma associação de fácies é definida por Reading (1978) como grupos de fácies que ocorrem em conjunto, consideradas geneticamente ou ambientalmente relacionadas. Portanto, modelos de associação de fácies são de extrema utilidade na determinação de paleoambientes deposicionais. Utilizou-se para fins de comparação, o modelo de fácies fluviais de Miall (1977, 1978, 1996).

4.4 Levantamentos Geofísicos

Os levantamentos de subsuperfície utilizaram um equipamento *GPR RAMAC*, disponível no *Departamento de Geologia do IGEO-UFRJ*, com uma antena de 100 Mh, em uma campanha com o levantamento de 12 linhas, sendo 10 na área de Itaipu (Figura 67) e 2 em Camboinhas (Figura 68), totalizando cerca de 1.150 m lineares. O processamento inicial foi feito em *software* específico do equipamento, utilizando como parâmetros a velocidade da onda eletromagnética no meio areia seca. Isto permitiu um alcance em profundidade de até 7 m, com boa definição.



Figura 67 – Levantamento de seções geofísicas com GPR – próximo a duna de Itaipu.



Figura 68 – Levantamento de seções geofísicas com GPR – bairro de Cambinhas.

Foram selecionadas cinco linhas GPR para processamento e análise. O processamento consistiu na correção de topografia e remoção do sinal direto, bem como aplicação moderada de ganho, para realçar algumas feições de refletores. Para essa tarefa, se utilizou o *software GPRSoft*. A análise das seções foi feita segundo a metodologia exposta no trabalho de Neal (2004).

O *Ground Penetrating Radar* (GPR) é uma ferramenta geofísica que permite a visualização da estratigrafia rasa de diversos terrenos e materiais geológicos (Davis & Annan, 1989). Utilizando do contraste de resistência a passagem de corrente e da constante dielétrica dos materiais, o método consegue, de acordo com as características de frequência escolhidas, uma boa equação entre resolução e profundidade alcançada.

Para os estudos de áreas sedimentares, a utilização do GPR vem crescendo desde os anos de 1990, no Brasil e no exterior. Neal (2004) relaciona a produção até aquela data, e destaca a diversidade dos ambientes sedimentares trabalhados. No Brasil, trabalhos realizados por Madeira *et al.* (1997a, 1997b; 1998; 1999a; 1999b; 2000) e Mello *et al.* (1999), nas áreas do Médio Vale do rio Paraíba do Sul (SP-RJ) e Médio Vale do Rio Doce (MG), demonstram a viabilidade do método para os estudos do Quaternário Continental. Para áreas costeiras, pode-se destacar os trabalhos de Gandolfo *et al.* (2001) no estado de São Paulo; Figueiredo Jr. *et al.* (2003) na planície deltaica do rio Paraíba do Sul; Pereira *et al.* (2003) na praia de Itaipuaçu (RJ); Oliveira Jr. *et al.* (2008) em campos de duna na região Nordeste do Brasil; e Silva *et al.* (2010), em Maricá – RJ.

O trabalho de Oliveira Jr. *et al.* (2008) demonstrou a viabilidade do método para dunas subatuais. Os autores conseguiram identificar através das seções geofísicas em uma duna no Rio Grande do Norte, dois momentos de deposição eólica, separados por um intervalo de erosão parcial da duna. Baseados na geometria dos *sets* eólicos e das superfícies limítrofes definiram ainda mudanças morfológicas que ocorreram com aquela feição eólica.

4.5 Datações por luminescência (LOE) e radiocarbono

Cinco amostras foram coletadas segundo metodologia presente em Sallun *et al.* (2007). Assim, em pontos selecionados do afloramento Canal de Itaipu I, foi efetuada a remoção da porção superficial do corte, e a inserção de tubos de alumínio de 5 cm de diâmetro e 30 cm de comprimento em camadas específicas – Figura 69. Com a remoção dos tubos, o material sedimentar neles presente foi isolado da luz solar pela colocação de tampões opacos em ambas as pontas dos tubos – Figura 70. Estes tubos foram encaminhados para o *Laboratório de Vidros e Datação da FATEC-SP*, onde foram realizadas datações através do método MAR.



Figura 69 – Coleta de amostras para LOE.



Figura 70 – Amostras coletadas para LOE.

Uma amostra de fragmentos de carvão (Figura 71). coletada no mesmo afloramento, foi submetida à datação por radiocarbono pelo método convencional no *Conventional Radiocarbon Dating Services* de Kiev (Ucrânia). Esta foi fornecida com a calibração do laboratório, com o *software Oxcal*, sendo recalibrada através do *software Calib 6.0*.



Figura 71 – Fragmentos de carvão submetidos à datação por radiocarbono.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Reconhecimento dos depósitos quaternários

Durante as atividades de campo foram reconhecidos os seguintes depósitos sedimentares quaternários, descritos a seguir.

5.1.1 Barreira Arenosa / Terraço Marinho

Corresponde a área adjacente à praia de Itaipu-Camboinhas, em posição topográfica mais elevada que a faixa de praia e a área da margem da laguna, que o circunda. Constitui uma extensa feição geomorfológica de terraço ou barreira, separando a laguna de Itaipu do mar e equivale parcialmente aos depósitos da unidade Sedimentos Litorâneos (Qc) de DRM (1981). Encontra-se em sua maior parte coberta por urbanização.

Ao longo desta feição foi possível localizar duas boas exposições de depósitos sedimentares quaternários, que foram aqui denominadas afloramento Canal de Itaipu I e Canal de Itaipu II, localizadas próximas às margens SE e NW da barra da laguna de Itaipu, respectivamente – Figura 72.

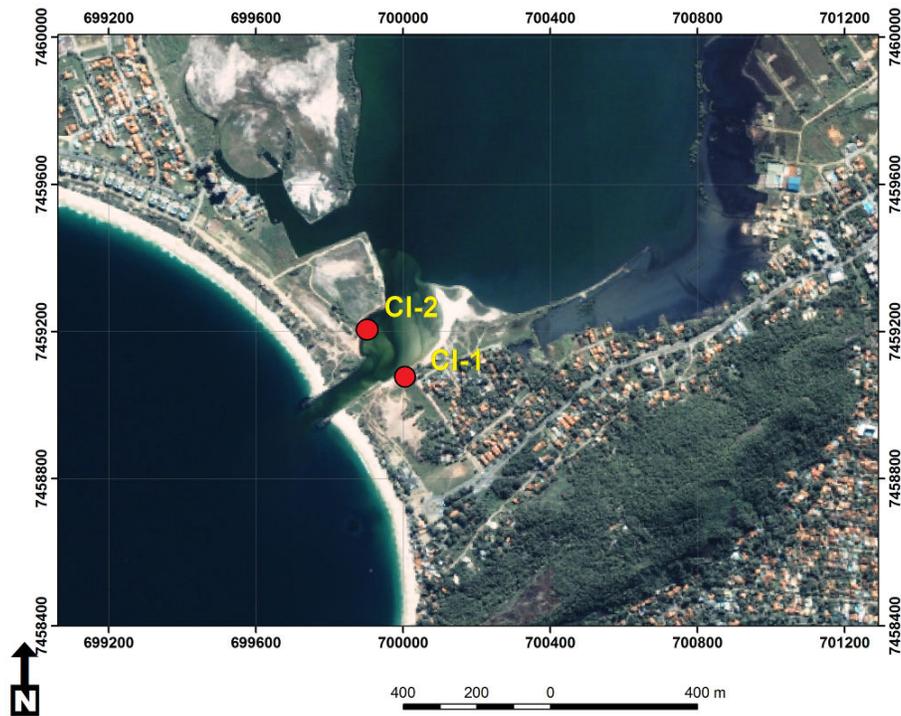


Figura 72 - Localização dos afloramentos estudados: CI-1, Canal de Itaipu I, CI-2, Canal de Itaipu II.

O afloramento Canal de Itaipu I (CI-1) se localiza na margem SE do canal artificial da barra da Laguna de Itaipu, com coordenadas UTM 699980E/7459075N (fuso 23K, SAD69) e se estende por cerca de 70 m ao longo do canal. Trata-se de uma pequena escarpa de erosão, que expôs o empilhamento sedimentar da área – Figura 73.



Figura 73 - Vista do afloramento Canal de Itaipu I.

Foi possível identificar neste afloramento pelo menos três intervalos de sedimentação distintos: um basal, composto por areias arcossianas e cascalhos feldspáticos; um intermediário, representado por areias quartzosas de coloração acastanhada; e um superior, representado por uma delgada capa de areia quartzosa clara, com estratificações bem definidas.

Localizado na margem NW do canal artificial da barra da laguna de Itaipu, com coordenadas UTM 699874E/7459193N, o afloramento Canal de Itaipu II (CI-2) tem cerca de 50 m de extensão. Trata-se de uma ampla área erodida ao longo do canal, onde na base se observa os mesmos sedimentos arcossianos visíveis na porção inferior do afloramento CI-1, e acima deste intervalo, as areias quartzosas de cor cinza acastanhada, marcado no topo por uma superfície em terraço com cerca de 6 m de altura – Figura 74.

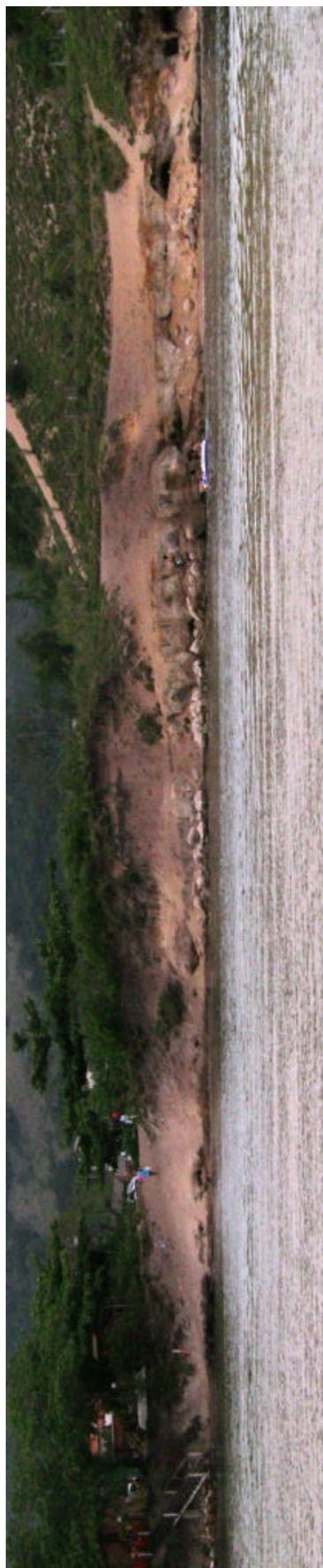


Figura 74- Afloramentos descritos no presente trabalho: no topo, Canal de Itaipu I (CI-1) e abaixo, Canal de Itaipu II (CI-2)

5.1.2 Depósitos Paludais

Descrevem-se como Depósitos Paludais a planície parcialmente alagada que circunda a laguna de Itaipu, em sua parte interna. Esta área sofre a ação das marés, que alternadamente recobrem ou expõem bancos de lama, nos remanescentes de manguezais ali presentes. Também apresenta evidências de fluxos fluviais, trazendo material para a laguna através das desembocaduras de canais ali presentes. Equivale aos “Depósitos Paludiais (QI)” de DRM (1981).

Os sedimentos que ocorrem nesta porção são lamas e areias lamosas, com abundante bioturbação vegetal e animal. A vegetação que ocorre é típica de áreas alagadas – Figuras 75 e 76.



Figura 75 – Feição deposicional de banco de areia lamosa, com abundante bioturbação.



Figura 76 – Vista da vegetação típica de depósitos paludais.

5.1.3 Dunas

Próxima ao afloramento CI-1, na área da barra da laguna de Itaipu, se assenta a Duna Grande de Itaipu, com coordenadas UTM 700004E/7458962N. Trata-se de uma macroforma de leito arenosa fixado por vegetação, com uma face de escorregamento marcada voltada para NE, e altura de mais de 20 m acima do nível do mar atual. Imediatamente a NW da Duna Grande, na margem oposta do canal da barra da laguna de Itaipu, havia outra feição eólica de grande porte, denominada Duna Pequena de Itaipu – Figura 77.



Figura 77 – Imagem da década de 1960, mostrando a Duna Grande de Itaipu e a Duna Pequena. Observar a barra da laguna fechada. Fonte: PMN(2002).

A Duna Pequena, que a despeito do nome possuía quase 20 m de altura, foi destruída durante os trabalhos de implantação do bairro de Camboinhas. A Duna Grande, embora bastante degradada, permanece como uma feição que domina a paisagem daquele segmento da praia. Nesta duna a presença de material cultural é abundante, incluindo numerosos enterramentos humanos, abundante material lítico, ictiológico e malacológico (conchífero), além de fogueiras arqueológicas, como pode se observar em simples reconhecimento junto à área– Figura 78.



Figura 78 - Aspecto da trilha de acesso a Duna de Itaipu, com abundantes remanescentes arqueológicos em superfície.

5.1.4 Faixa de Praia Marinha

A faixa de praia corresponde à estreita faixa de areia entre a feição geomorfológica Barreira Arenosa/Terraço Marinho e o oceano Atlântico, ao longo do litoral de Itaipu e Camboinhas. Esta feição encontra-se em situação altimétrica mais baixa em relação à barreira arenosa. Seus depósitos são constituídos por areias quartzosas, médias, de coloração esbranquiçada a amarelada pálida. Em muitos trechos da praia, estes sedimentos sofrem a ação eólica, melhorando sua seleção, como observado na Figura 79.



Figura 79 - Extremidade NW da praia de Camboinhas, observar discretos níveis de bermas relacionadas à sua dinâmica atual.

Além da faixa de praia, foi registrada a presença de uma feição em degrau, marcando o início da Barreira Arenosa ou Terraço Marinho. Este desnível encontra-se em geral destacado pela vegetação – Figura 80.

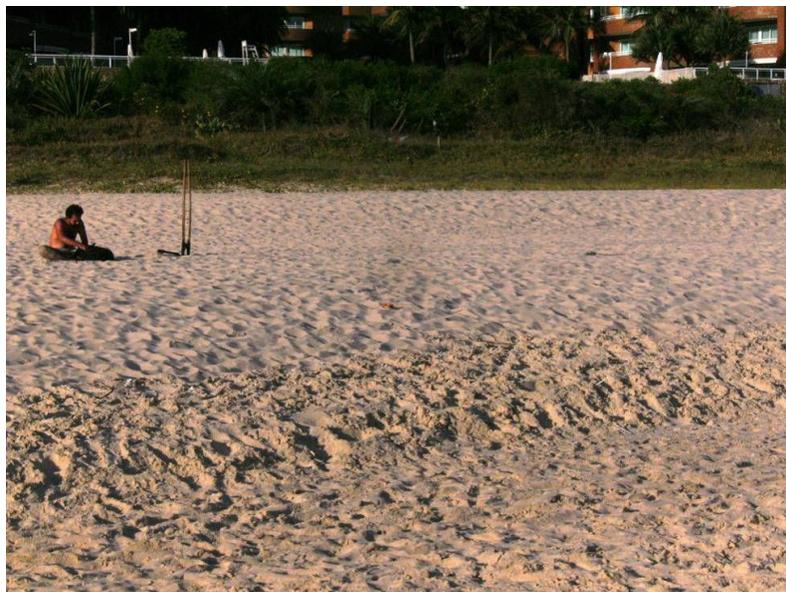


Figura 80 – Níveis de berma na praia de Camboinhas. Observar o discreto desnível da faixa vegetada.

5.2 Fotointerpretação da área

Através da comparação de fotografias aéreas convencionais do ano de 1976 e imagens orbitais IKONOS colorida do ano de 2002, foi possível identificar uma sensível alteração nas margens da laguna de Itaipu. Enquanto o setor E permaneceu pouco modificado, em seu litoral W foram observadas profundas alterações, principalmente relacionadas ao impactos de atividades antrópicas – Figura 81.

Além disso, foi possível se obter a distinção de mais três unidades quaternárias na área, descritas a seguir.

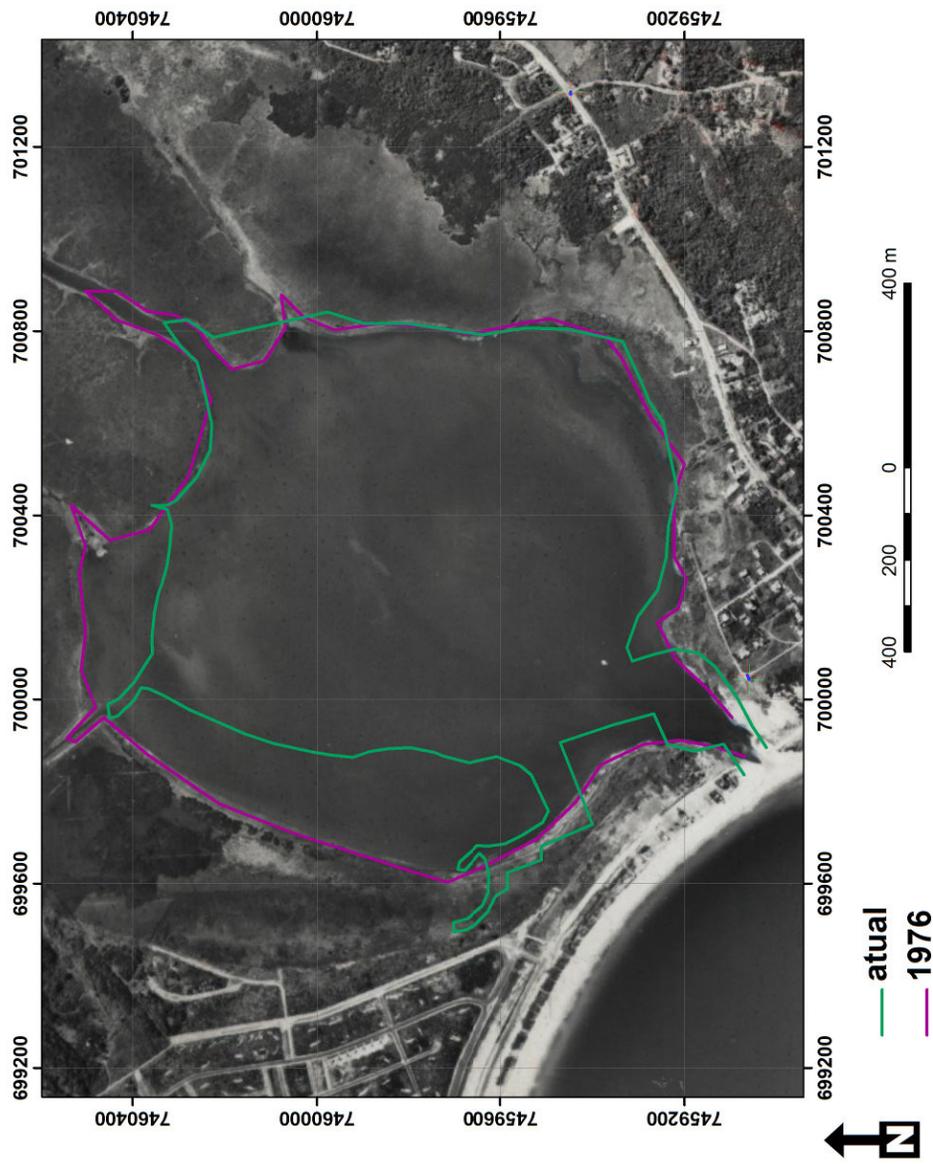


Figura 81 – Aerofotografia do ano de 1976 da área da laguna de Itaipu. Em destaque, a margem da época (linha roxa) e a linha atual, traçada através de uma imagem IKONOS de 2002.

5.2.1 Praia de Laguna

Na imagem FAB de 1976, foi possível identificar alguns alinhamentos ao longo da margem W da laguna de Itaipu (Figura 81). Estes foram interpretados como antigas linhas de praia de laguna, quando o espelho d'água era mais amplo.

Na imagem IKONOS, se observa que as feições de alinhamentos de praias foram degradadas, através de atividades relacionados a ocupação urbana do bairro de Camboinhas.

Em campo, esta área se apresenta como uma área aproximadamente plana, arenosa, com vegetação pouco desenvolvida – Figura 82.



Figura 82 – Vista da área identificada em fotografia aérea de 1976, como Praia de Laguna. Observar a vegetação rasteira, e o solo arenoso.

5.2.2 Depósitos do Canal de Camboatá

Comparando a imagem de 1976 com a de 2002, identificou-se uma progradação considerável da cunha sedimentar despejada pelo canal de Camboatá na laguna de Itaipu. Construído em 1946 pelo DNOS, este canal foi sempre associado a redução do espelho d'água das lagoas de Piratininga e Itaipu (Alves, 2000; Kuchler *et al.* 2005). No presente estudo, foi observado que o canal propiciou a colmatação da parte da área da margem da laguna de Itaipu adjacente a sua desembocadura. Este pode ser avaliado no intervalo 1976 e 2002, quando a cunha sedimentar do canal de Camboatá avançou mais de 100 m no sentido da laguna – Figura 83.

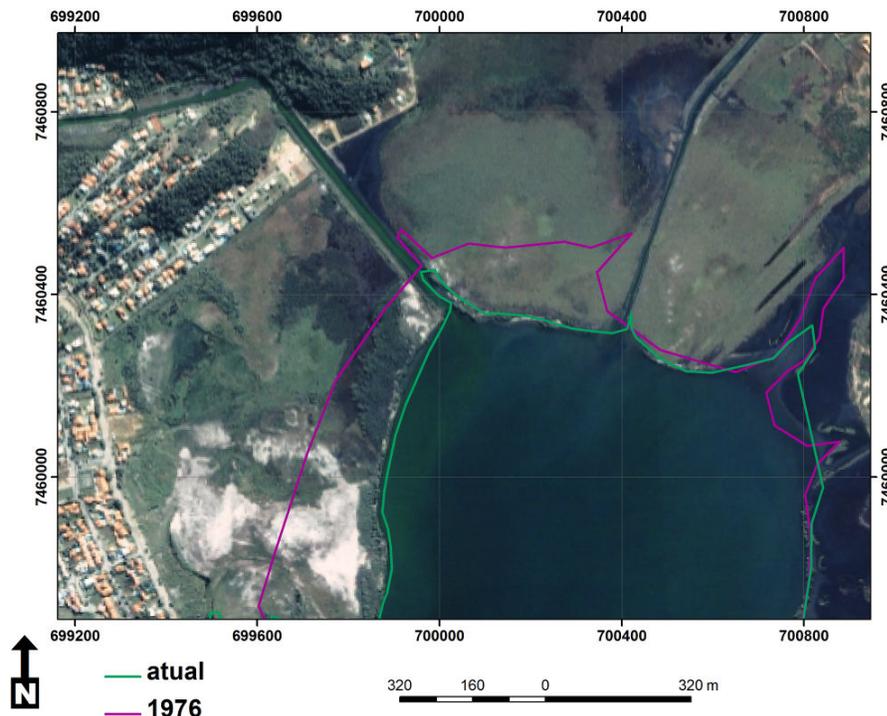


Figura 83 – Imagem de satélite Ikonos de 2002, destacando a desembocadura do canal de Camboatá. Observar a progradação sensível entre a margem de 1976 (linha roxa) e a de 2002 (linha verde).

5.2.3 Depósitos dragagem retrabalhados por campo eólico.

Na imagem IKONOS de 2002, próximo ao canal artificial da barra da laguna de Itaipu, se observa a presença de remanescentes de uma marina construída para atender os condomínios da região. A despeito desta hoje se encontrar inativa, a intervenção na dinâmica lagunar foi marcante. Uma nova área emersa foi criada imediatamente a N desta marina, atribuída aqui ao despejo de sedimentos por equipamentos de dragagem. Esta área se mostrou composta por areias de coloração clara, retrabalhadas por um campo eólico – Figura 84.



Figura 84 – Imagem de satélite Ikonos, do ano de 2002, destacando a área dos canais da marina hoje desativada, e a porção assoreada a N desta.

Esta área constitui uma planície arenosa suavemente ondulada, com feições de *blow-out* e coberta por vegetação rala – Figuras 85. Predomina areia muito clara e em subsuperfície é possível identificar estratificações cruzadas e cruzadas tabulares,

com fraco ângulo de mergulho, com direção apontando transporte de sedimentos no sentido NNE – Figura 86.



Figura 85 – Campo eólico suavemente ondulado, com vegetação pouco desenvolvida.



Figura 86 – Estratificações cruzadas em areias claras, evidenciada em escavação de toca.

A fotointerpretação realizada, conjugada com os dados de campo, permitiu individualizar sete (7) unidades fotogeológicas, sumariadas no Quadro 7 (Figura 87):

Quadro 7 – Unidades fotogeológicas identificadas e características distintivas.

	Cor / tonalidade	Forma	Posição geográfica	Textura	Imagem
Barreira Arenosa / Terraço Marinho	Areia castanha Clara	Alongada	Ente a praia e a laguna	Lisa associada a vegetação de textura média	2002 1976
Dunas	Areia castanha Clara	Irregular	Próximo a barra artificial	Lisa associada a vegetação de textura média e rugosa.	2002 1976
Praia Marinha	Areia branca Muito clara	Alongada	Marginal ao oceano	Lisa	2002 1976
Praia de Laguna	Mediana	-	Margem W da laguna	Lisa associada a vegetação de textura rugosa	1976
Planície de Depósitos Paludais	Verde escuro Escuro	Irregular	No entorno da laguna	Lisa	2002 1976
Dragagem / Campo Eólico	Clara	Formas circulares, canais retilíneos	Margem W da laguna	Lisa associada a vegetação de textura média	2002
Depósitos do Canal de Camboatá	Escura	Canal retilíneo	Desembocadura do canal de Camboatá	Lisa	2002

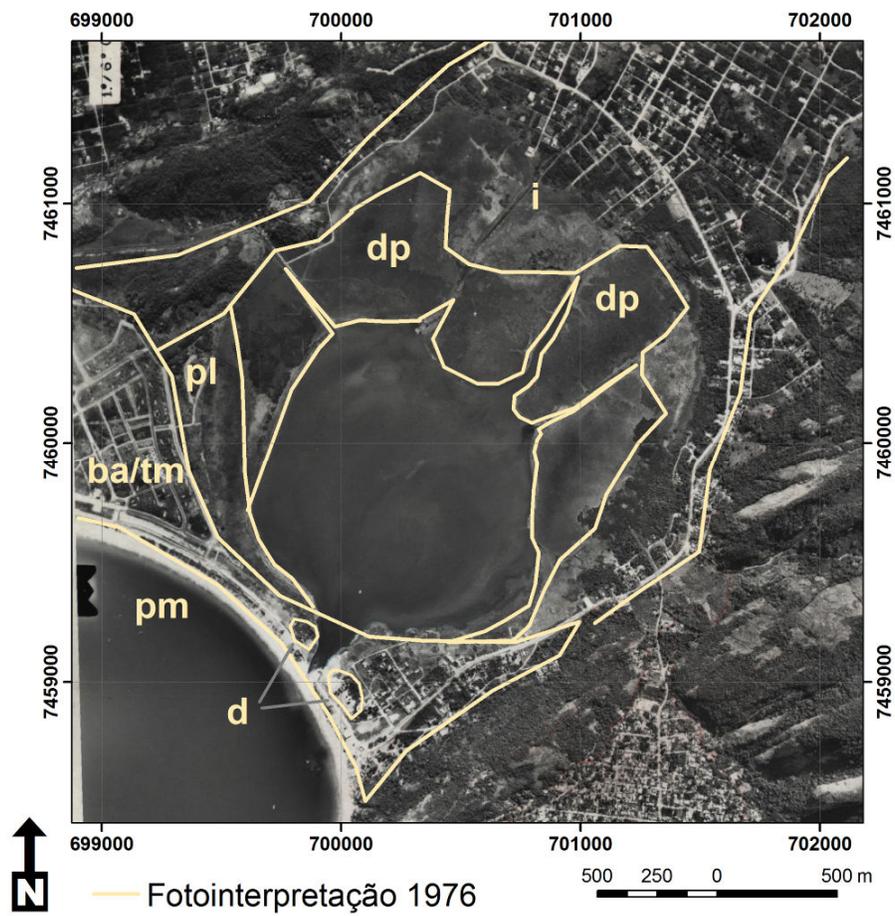


Figura 87 – Fotointerpretação de fotografias aéreas da FAB, do ano de 1976: *ba/tm* – Barreira Arenosa/Terraço Marinho; *d* – Dunas; *pm* –Praia Marinha; *pl* – Praia de Laguna; *dp* – Planície de Depósitos Paludais; *i* – Indiviso

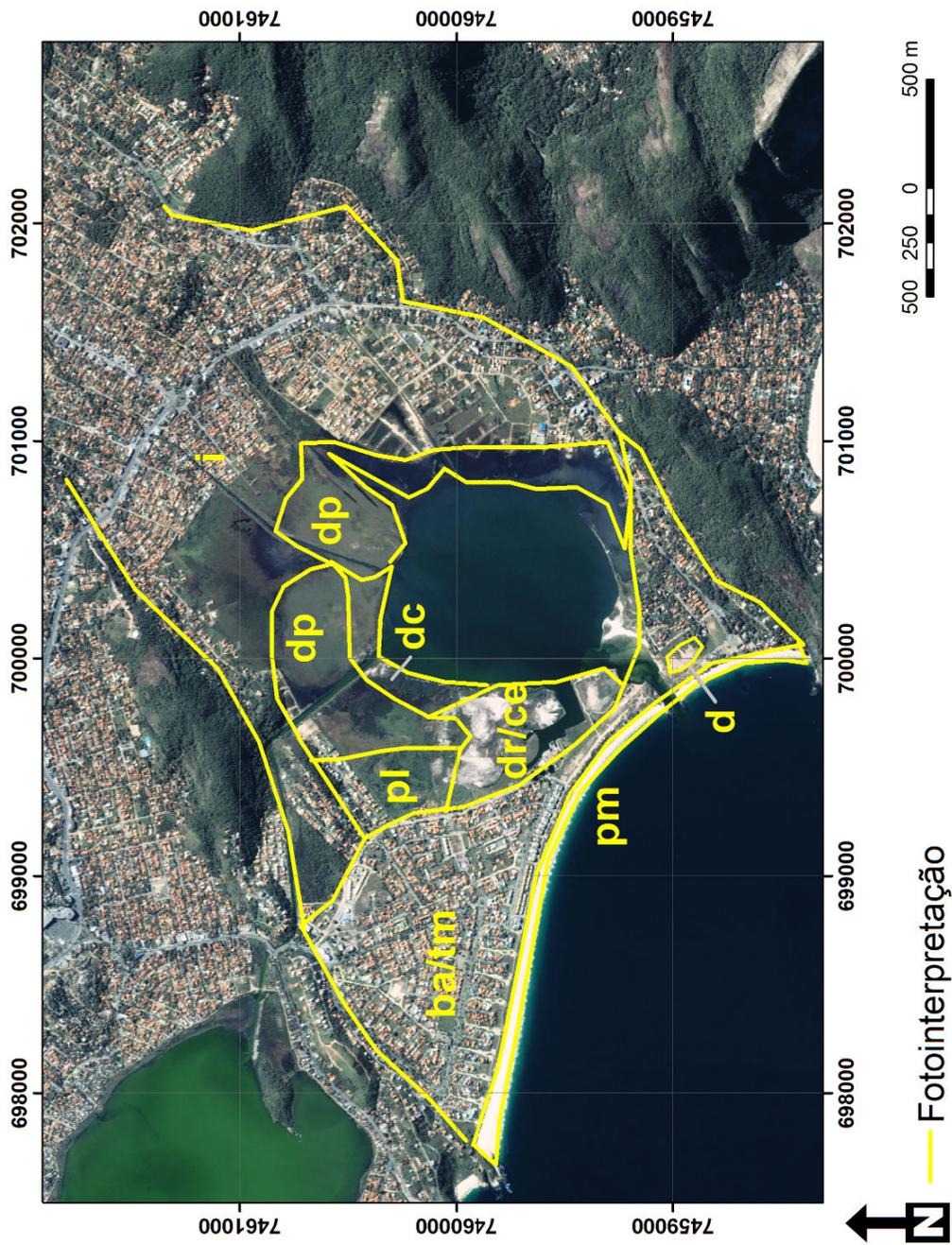


Figura 88 – Fotointerpretação a partir da imagem Ikonos de 2002: *ba/tm* – Barreira Arenosa / Terraço Marinho; *pm* – Praia Marinha; *pl* – Praia de Laguna; *dp* – Planície de Depósitos Paludais; *d* – Duna; *dr/ce* – Dragagem / Campo Eólico; *dc* – Depósitos do Canal de Camboatá; *i* – indiviso

5.3 Análise geomorfológica

Através da digitalização de dados batimétricos e da utilização de bases topográficas com um detalhamento adequado, foi possível preparar modelo digital de elevação da área de estudo. Para se obter uma melhor visualização, optou-se por incluir no vale vizinho ao vale da laguna de Itaipu, o vale do rio do Jacaré e laguna de Piratininga - Figura 89.

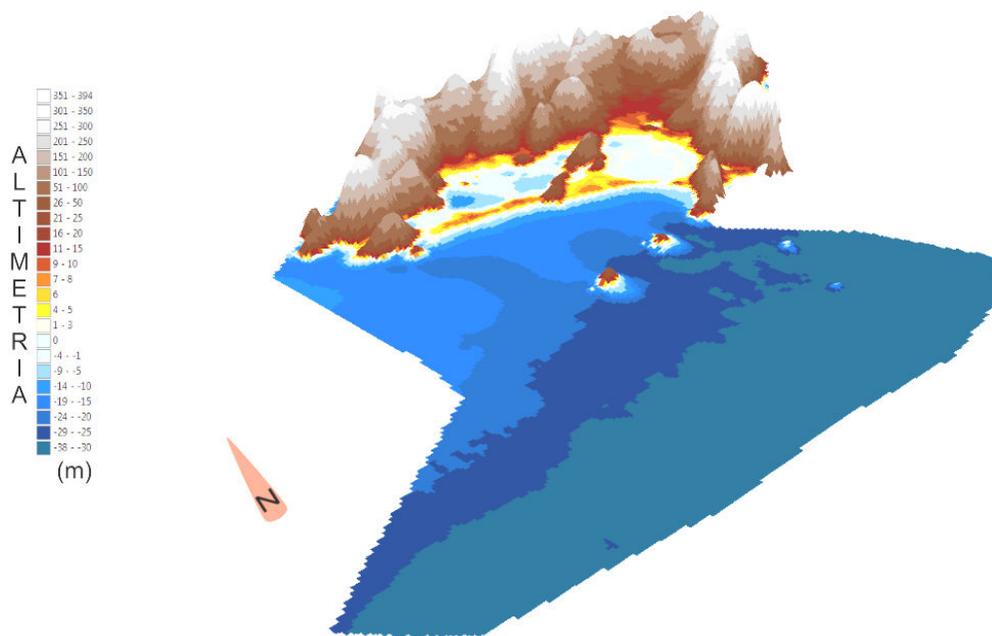


Figura 89 - Modelo digital de elevação da área de Itaipu-Camboinhas e do vale da laguna de Piratininga.

As imagens produzidas destacaram o forte contraste de altimetria presente na área de estudo, entre a planície quaternária e os maciços circundantes. Além disso, foi possível identificar o marcante controle estrutural na orientação do vale (Figura 90).

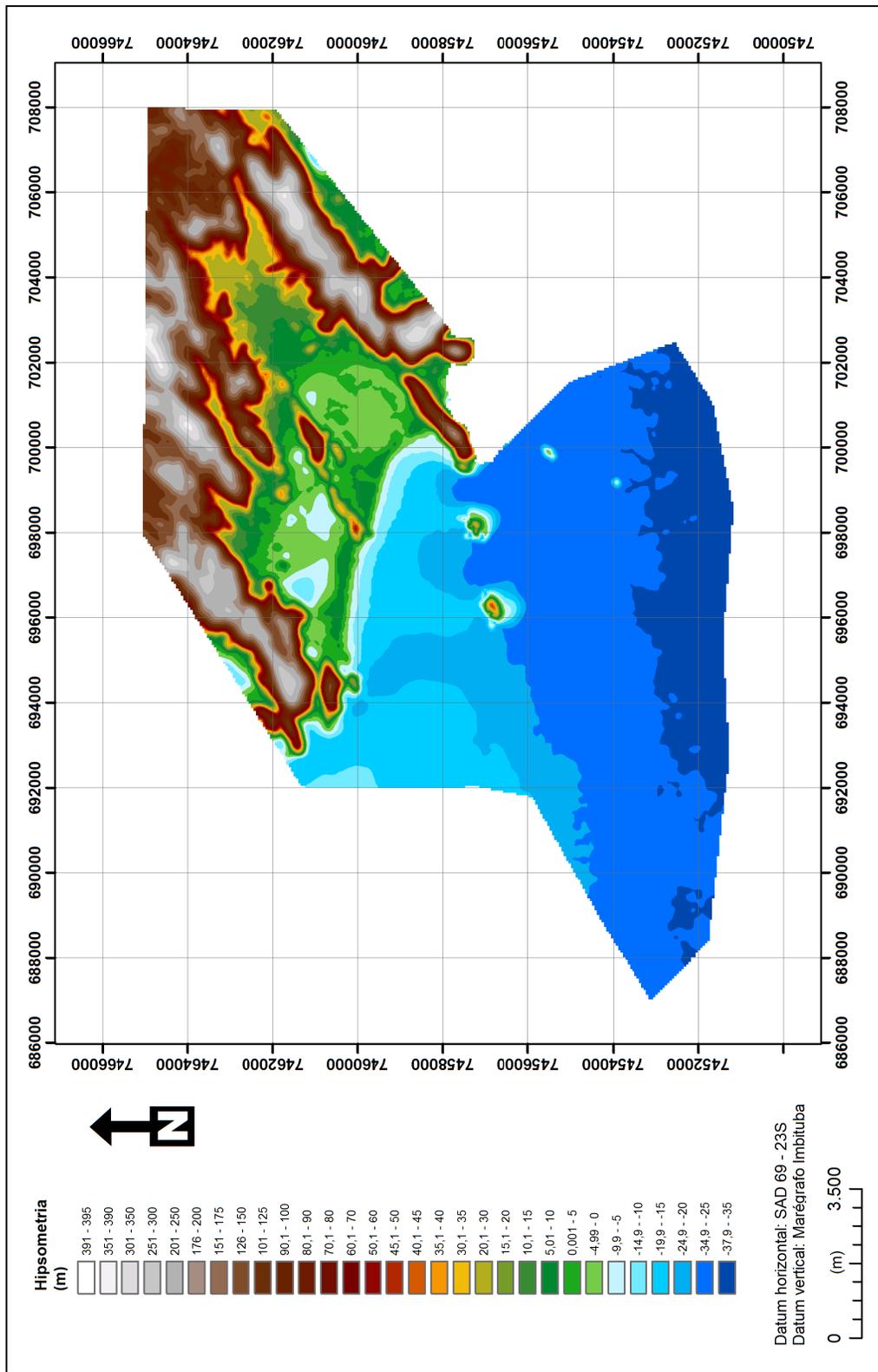


Figura 90 - Mapa hipsométrico da área de Itaipu-Camboinhas, e do vale da laguna de Piratininga.

Esse controle se dá por lineamentos NE-SW, relacionados à foliação regional e reativações tectônicas. Além da atual faixa de praia, na porção submersa do litoral de Itaipu, é possível observar a mesma direção de alinhamento NE-SW para uma feição aqui interpretada como uma linha de praia submersa, em profundidades de cerca de -20 a -25 m. Esta feição é marcada por embaiamentos limitados pelas elevações rochosas das ilhas da Mãe e do Pai, em uma morfologia de paleotômbolos (Figuras 87 e 88). Salvador & Silva (2002), que identificaram primeiramente estas feições, observaram a ocorrência de sedimentos de granulação mais grossa no reverso das ilhas, sugerindo uma acumulação residual, relacionada a um momento de nível do mar mais baixo. Os mesmos autores observam a influência de grandes correntes de retorno geradas por tempestades na conformação de canais entre os paleotômbolos, em um mecanismo semelhante (embora de menor porte), ao sugerido por Artusi & Figueiredo Jr. (2006) para a plataforma rasa adjacente a Araruama.

A porção emersa do vale de Itaipu-Camboinhas tem um perfil de plano mergulhante no sentido do oceano, padrão apenas interrompido pelas cristas arenosas ao longo da atual linha e praia, orientadas segundo NW-SE, que individualizam a laguna de Itaipu. Este plano pode ser interpretado como uma planície de dissecação, moldada por processos de escoamento superficial.

5.4 Padrões sedimentares identificados

Na área do afloramento Canal de Itaipu I, foi reconhecida a sucessão mais clara dos depósitos quaternários na área. Isto permitiu dividi-los conforme as características distintivas de cada intervalo.

O depósito basal – Padrão Sedimentar I - é constituído por pacotes de areias arcossianas com estratificação cruzada e geometria lenticular a lenticular estendida. Sua seleção é pobre, frequentemente apresentando grânulos. Também ocorrem pacotes de cascalho fino, quartzo-feldspático, secundariamente lítico, pobremente selecionados. Observou-se localmente a presença de calhaus de rocha gnáissica inclusos nas areias arcossianas. De uma maneira geral, estes depósitos encontram-se em uma bancada, com um leve caimento para NE (Figura 74). Próximo ao topo deste padrão, as areias não apresentam uma estrutura bem definida, sendo bastante homogêneas e lamosas, além de apresentarem uma carapaça laterítica de espessura centimétrica, e conformação irregular – Figura 91.



Figura 91 – Aspecto geral de afloramento do padrão sedimentar I. Areias, por vezes cascalhosas, arcossianas, com boa coesão, e capeadas por laterita.

O segundo intervalo deposicional – Padrão Sedimentar II - é caracterizado por areias quartzosas, sem matriz e de granulometria mais fina que as areias do Padrão Sedimentar I, além de aparentar melhor seleção. Sua coloração varia do castanho amarelado ao amarelo escuro, devido à presença variável de impregnação por sesquióxidos e matéria orgânica. Não se observa a presença de conchas dispersas no sedimento e as estruturas sedimentares são pouco definidas – Figura 92.



Figura 92 – Aspecto geral de afloramento do padrão sedimentar II, areias castanhas friáveis e horizonte de paleossolo de coloração escura.

Este intervalo apresenta geometria tabular, e espessura de cerca de 3 a 4 m. É limitado no topo por um horizonte com coloração escura, sem uma mudança textural significativa no material arenoso – Figura 93.



Figura 93 - Horizonte de paleossolo de coloração escura. Observar o contato regular no topo.

Este horizonte escuro foi classificado como um espodossolo associado à neossolo quartzarênico, na classificação EMBRAPA (2006), e se trata de uma variedade de solo comum em áreas de dunas eólicas fixadas – Figura 94.



Figura 94 – Topo do horizonte escurecido que ocorre sobre o Padrão Sedimentar II. Observar feições de bioturbação, preenchidas por sedimentos mais claros, típicos de perfis de solo.

Sobre o paleossolo descrito anteriormente, ocorre uma pequena capa de areia quartzosa clara, com estratificação cruzada planar bem definida, e abundantes raízes atuais, que representa outro intervalo sedimentar, chamado Padrão Sedimentar III (Figura 95). As estruturas sedimentares indicam migração do leito no sentido NW, e a morfologia externa é a de pequenos montículos de areia.

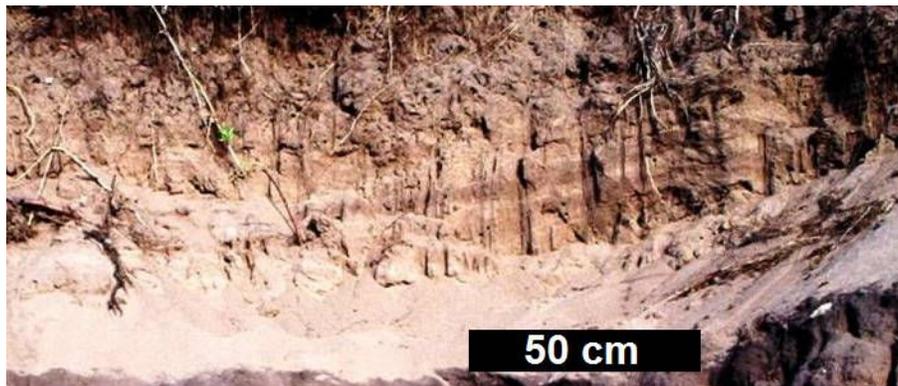


Figura 95 – Aspecto geral de afloramento do Padrão Sedimentar III. Depósito arenoso com estratificações cruzadas planares, com caimento para NE (esquerda da foto), indicando paleocorrentes de SW para NE.

Os horizontes superiores apresentam abundantes carvões, lascas de quartzos, pontas de projéteis do mesmo material, além de calhaus e pequenos matacões bastante impregnados por uma cobertura de coloração escura. Tais materiais são interpretados como materiais culturais, de origem arqueológica.– Figura 96.



Figura 96 - Materiais culturais encontrados nos horizontes superiores do afloramento Canal de Itaipu I.

5.5 Análise faciológica

Foram levantados no afloramento CI-1 (Figura 73) três perfis sedimentográficos (Figura 97), cobrindo os padrões sedimentares identificados (P1, P2 e P3). Além disso, foi preparada uma seção através da interpretação de fotomosaicos, a seção CI-1-S1.

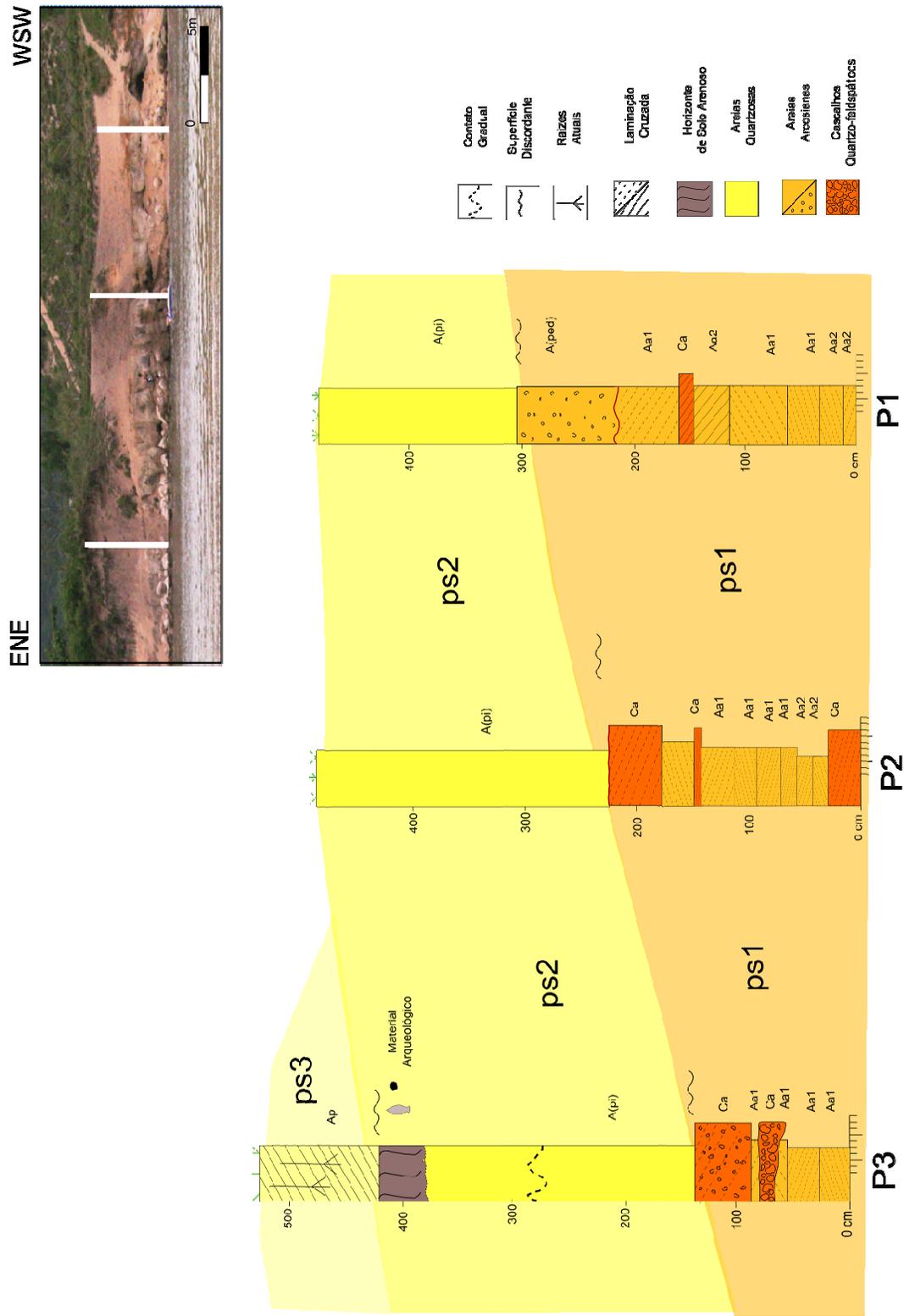


Figura 97 - Perfis levantados no afloramento Canal de Itaipu I.

5.5.1 Padrão Sedimentar I

a) *Fácies sedimentares*

No Padrão Sedimentar I foram identificadas 3 (três) fácies sedimentares, consistindo em 1 (uma) fácies rudácea e 2 (duas) fácies arenáceas, sumariadas no quadro abaixo – Quadro 8.

Quadro 8 - *Fácies sedimentares identificadas (Padrão Sedimentar I).*

CÓDIGO	DIAGNOSE	INTERPRETAÇÃO	SINONIMIA (MIALL,1996)
Ca	Cascalhos arenosos e areias seixosos com estratificação cruzada acanalada	Preenchimento de pequenos canais através da migração de megaôndulas de crista sinuosa, regime de fluxo inferior.	Gt
Aa	Areia grossa com grânulos esparsos, estratificação cruzada acanalada de médio porte (1) e pequeno porte (2)	Migração de megaôndulas de crista sinuosa, regime de fluxo inferior.	St
A(ped)	Areia grossa com grânulos esparsos, sem estrutura aparente.	Depósitos de fluxo trativo com modificações pós-deposicionais.	-

- **Fácies Ca**

Esta fácies corresponde a cascalhos finos arenosos sustentados pelo clastos e areias seixosas, apresentando estratificação cruzada acanalada – Figura 98.

Os clastos são predominantemente seixos finos e grânulos, variando de subarredondados a subangulosos, com alguns clastos arredondados. Predominam no arcabouço clastos de feldspato caulinizado, ocorrendo também quartzo e alguns litoclastos esparsos. Mesmo caracterizado como sustentado pelos clastos, a quantidade de matriz é significativa, sendo esta composta de areia quartzosa grossa a muito grossa com fração fina lamosa, provavelmente caulínica, derivada da alteração

dos feldspatos – Figura 99. Apresenta geometria lenticular, por vezes gradando à fácies Aa.

A fácies Ca é correlacionada à fácies Gt de Miall (1996), sendo interpretada como produto da deposição preenchendo pequenos canais pela migração de megaôndulas de crista sinuosa, em fluxos trativos unidirecionais subaquosos de elevada energia.



Figura 98 – Fácies Ca, cascalho arenoso com estratificação cruzada acanalada.



Figura 99 – Fácies Ca, detalhe dos seixos de quartzo e feldspato caulinzado, e a matriz arenosa presente nos cascalhos.

- Fácies Aa

Esta fácies corresponde a areias de granulometria grossa a média, com estratificações cruzadas acanaladas bem definidas, de dimensões métricas a sub-métricas (médio porte) – Figura 100 e decimétricas (pequeno porte) – Figura 101.

Compreende areias quartzo-feldspáticas, moderadamente selecionadas, subangulosas a subarredondadas, com presença de matriz lamosa, provavelmente devida a caulinição de feldspatos. As camadas apresentam geometrias lenticulares.

É correlacionada a fácies St de Miall (1996), sendo interpretada como produto da migração de amplas megaôndulas de crista sinuosa, em fluxos trativos unidirecionais subaquosos canalizados, regime de fluxo inferior.

As diferenças de porte das estruturas cruzadas indicam que havia uma variação nas dimensões destas megaôndulas, podendo indicar uma posição distinta destas na macroforma barra fluvial. Nos perfis, estas foram separadas em duas subfácies: Aa1 (cruzadas grandes) e Aa2 (cruzadas pequenas).



Figura 100 – Fácies Aa, areias com estratificação cruzada acanalada de dimensões métricas a sub-métricas (Aa1).



Figura 101- Fácies Aa, areia com estratificações cruzadas decimétricas (Aa2).

- Fácies A(ped)

Compreende areias de granulometria grossa com grânulos esparsos, apresentando estrutura homogênea – Figura 102.

Sua composição é quartzosa, com matriz lamosa caulínica, atribuída a alteração de feldspatos. Não apresenta estratificações bem definidas, por vezes

alguma laminação é visível, mas pouco nítidas. A presença de manchas de óxido de ferro é notável (*liesegang*), bem como um nível de carapaça laterítica próximo ao limite superior ao pacote – Figura 103.

Esta fácies é interpretada como depósitos de fluxos trativos unidirecionais subaquosos, ou de fluxos de detritos, com intensa modificação intempérica ou pedogenética. A presença de *liesegang* e de laterita indica a atuação de processos de água subterrânea, em um momento com o nível freático mais elevado, pois estas feições são atribuídas à ação da oscilação vertical do nível freático no sedimento (Andreis, 1981).



Figura 102 – Fácies A(ped), demonstrando sua textura arenosa homogênea e a concentração irregular de óxido de ferro ao longo de níveis.



Figura 103 – Fácies A(ped), nível de concentração de laterita.

b) Seção CI-1-S1

A seção levantada apresenta uma predominância da fácies Aa, em geometrias lenticulares, principalmente na sua porção inferior. Na parte superior, a fácies Ca aparece na forma de lentes de base côncava, erosivas, sobre os depósitos arenosos da fácies Aa – Figura 104.

Mesmo na escala desta seção, se observa um discreto caimento para NE/ENE do topo dos depósitos.

Numerosas cavidades são observadas no limite inferior da seção, relacionadas a erosão do canal artificial da barra da laguna de Itaipu. A abundância de blocos desabados atesta a erosão acelerada do segmento aflorante.

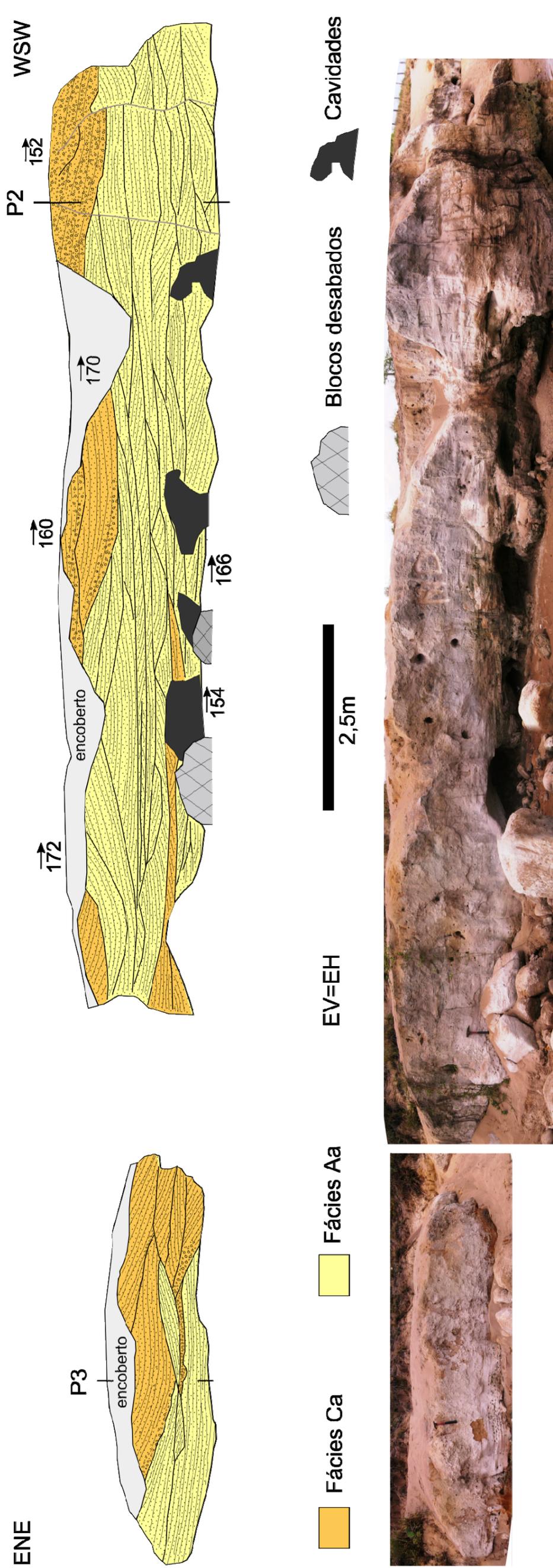


Figura 104 – Seção I (CI-1-S1).

b) Associação de fácies

As fácies presentes no Padrão Sedimentar I (Ca; Aa1; Aa2) indicam uma predominância de fluxos trativos subaquosos, característica de uma zona de canal. A ausência de lamas, associadas a planícies de inundação fluviais, aponta para um sistema aluvial com predomínio de carga de fundo arenosa e secundariamente de cascalho, com morfologia de canal entrelaçado distal. A fácies A(ped), embora sem estruturas sedimentares aparente, é interpretada como produto de fluxos trativos, com a homogeneização por modificações pós-deposicionais.

Assume-se que houve variações episódicas no transporte de sedimentos, atribuídas a eventos de enxurradas, como se infere da ocorrência pontual de calhaus - Figura 105. Estes pulsos de maior energia seriam responsáveis pelo aporte de material de granulometria mais grossa, na faixa de canal. Em condições normais, o fluxo se concentraria ao longo do canal, promovendo a migração de barras longitudinais.

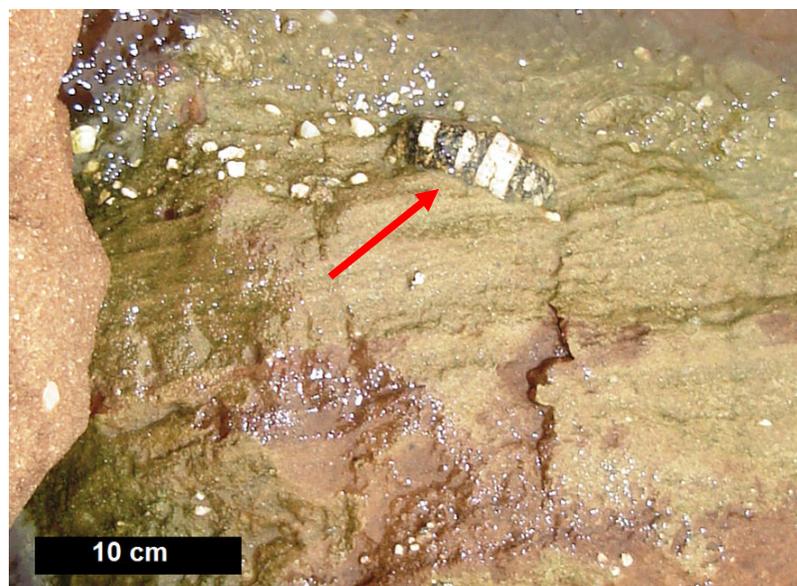


Figura 105 – Calhau de rocha gnáissica incluído em areias estratificadas. Bloco desabado no afloramento Canal de Itaipu 1.

Os atributos texturais e composicionais dos sedimentos apontam para uma área fonte composta por granitóides razoavelmente próxima, como se infere pela presença de feldspatos, quartzo e litoclastos subangulosos a subarredondados. A abundante ocorrência de feldspatos caulinizados indica um regime climático semi-árido, não havendo condições de umidade capazes de destruí-los totalmente. A presença de matriz caulínica nas areias também aponta para um clima semi-árido, com o aumento posterior da umidade levando a formação desta matriz secundária. As medidas de paleocorrentes apontam um sentido S para a migração das megaôndulas nas barras arenosas. Assim, o paleorio de Itaipu descia o vale e corria bastante próximo ao morro da Andorinha.

5.5.2 Padrão Sedimentar II

No Padrão Sedimentar II foi descrita uma (1) fácies arenosa – Quadro 9.

Quadro 9 - Fácies sedimentar identificada (Padrão Sedimentar II).

CÓDIGO	DIAGNOSE	INTERPRETAÇÃO
A(pi)	Areia média com grânulos esparsos, estratificação cruzada tabular pouco definida.	Migração de megaôndulas de crista reta, regime de fluxo inferior

- Fácies A(pi)

Esta fácies corresponde a areias de granulometria média com estratificações cruzadas planares pouco definidas, provavelmente devido aos processos de pedogenização que afetaram o depósito – Figuras 106 e 107.

São basicamente areias quartzosas com grânulos esparsos de quartzo. Não foi possível determinar sua geometria em afloramento.

É interpretada como produto da migração de pequenas megaôndulas de crista reta, em fluxos trativos unidirecionais subaquosos, em regime de fluxo inferior.



Figura 106 – Fácies A(pi). Observar as estratificações cruzadas planares pouco definidas próximas ao cartão de escala. Paleocorrente com caimento para SW (direita).



Figura 107 – Fácies A(pi), areias com estruturas cruzadas pouco definidas.

5.5.3 Padrão Sedimentar III

Uma única fácies foi identificada para o Padrão Sedimentar III, denominada de fácies Ap – Quadro 6.

Quadro 10 - Fácies sedimentar identificada (Padrão Sedimentar III).

CÓDIGO	DIAGNOSE	INTERPRETAÇÃO
Ap	Areia média a fina, estratificação cruzada tabular	Migração de megaôndulas de crista reta, regime de fluxo inferior

- Fácies Ap

Esta fácies corresponde a areias de granulometria média a fina, com estratificações cruzadas planares – Figura 95.

São basicamente areias quartzosas, com geometria de lentes métricas a decamétricas.

É interpretada como produto da migração de pequenas formas eólicas de crista reta.

5.6 Perfis geofísicos por *ground penetrating radar* (GPR)

No total foram levantadas 13 (treze) seções de GPR, sendo selecionadas cinco (5) para serem processadas e interpretadas segundo Neal (2004), em duas áreas – Figura 108. São estas: duas seções em uma superfície plana adjacente à praia de Itaipu; duas sobre a duna de Itaipu; e uma em área aplainada dentro do bairro de Camboinhas.

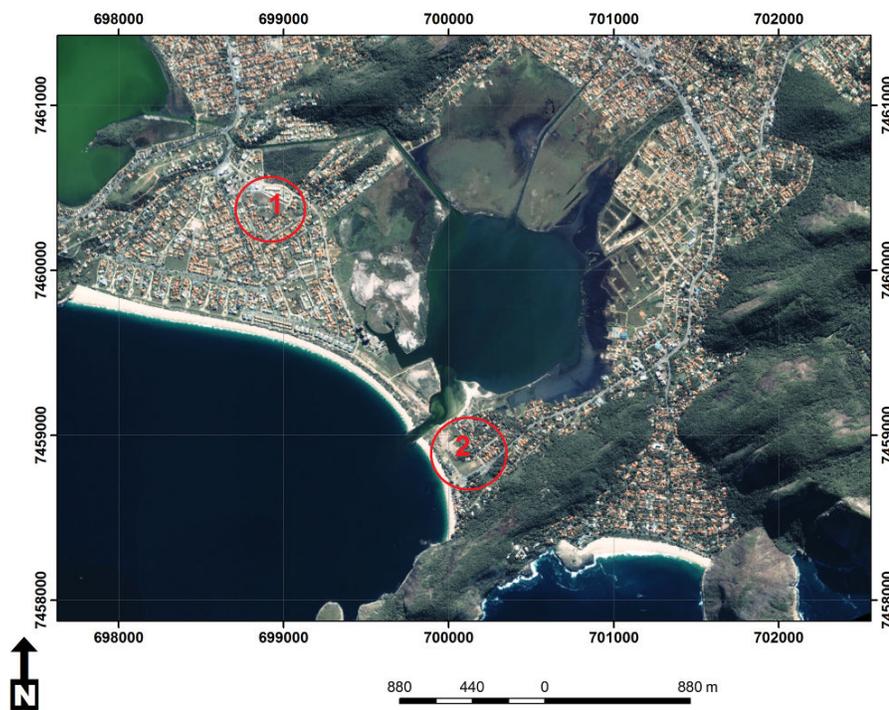


Figura 108 – Áreas selecionadas para a execução de seções GPR: bairro de Camboinhas (1) e Itaipu (2).

5.6.1 Bairro de Itaipu



Figura 109 – Seções GPR levantadas no bairro de Itaipu - Duna Grande: DG-04 (a) e DG-08(b); terraço DG-11(c) e DG-12(d).

- Duna de Itaipu

Na área da Duna de Itaipu, dois perfis foram selecionados para o processamento: o DG-04, levantado em um corte paralelo a face de deslizamento da duna, e o perfil DG-08, perpendicular a esta – Figura 109.

O perfil DG-04 tem cerca de 140 m de extensão. Pelas características topográficas, foi necessário efetuar a correção do relevo do perfil.

Neste perfil, é possível se notar uma superfície plana bem marcada na base do intervalo. Esta consiste em um refletor contínuo, mais bem definido nas porções rasas, horizontal a levemente côncavo, que recebeu a denominação s1. Abaixo desta superfície, se observa um padrão de refletores sinuosos, planares subparalelos, moderadamente contínuos.

Acima da superfície s1, ocorre um padrão de refletores côncavos, horizontais, paralelos e contínuos, denominado radarfácies f1. Este intervalo é truncado por uma superfície de menor extensão, côncava também, denominada s2. Acima da superfície s2 novamente ocorre um padrão de refletores côncavos, horizontais, paralelos e contínuos. Estas superfícies são associadas a superfícies de truncamento de uma macroforma eólica, e os intervalos das radarfácies f1 e f2, interpretados como *sets* de deposição eólica – Quadro 11, Figura 110.

Quadro 11 - Radarfácies e radarsuperfícies identificadas no perfil DG-04.

	Descrição	Interpretação
Radarfácies f1/f2	Refletores côncavos, horizontais, paralelos e contínuos	Deposição de <i>sets</i> eólicos
Radarsuperfícies s1/s2	Refletor contínuo, horizontal, levemente côncavo.	Superfícies de truncamento
Radarfácies fo	Refletores sinuosos, planares, subparalelos, moderadamente contínuos	Depósitos eólicos (?) ou costeiros.

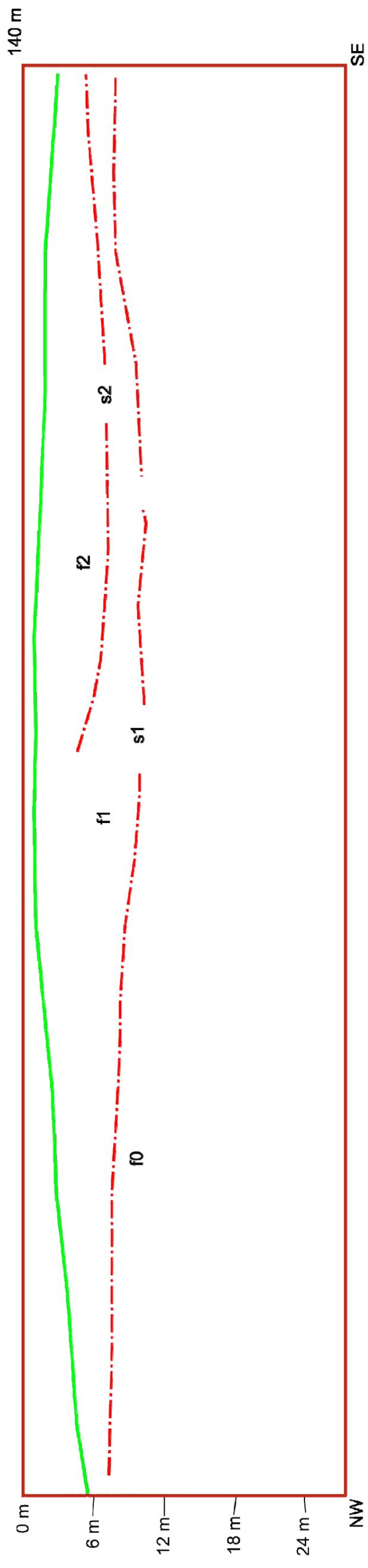
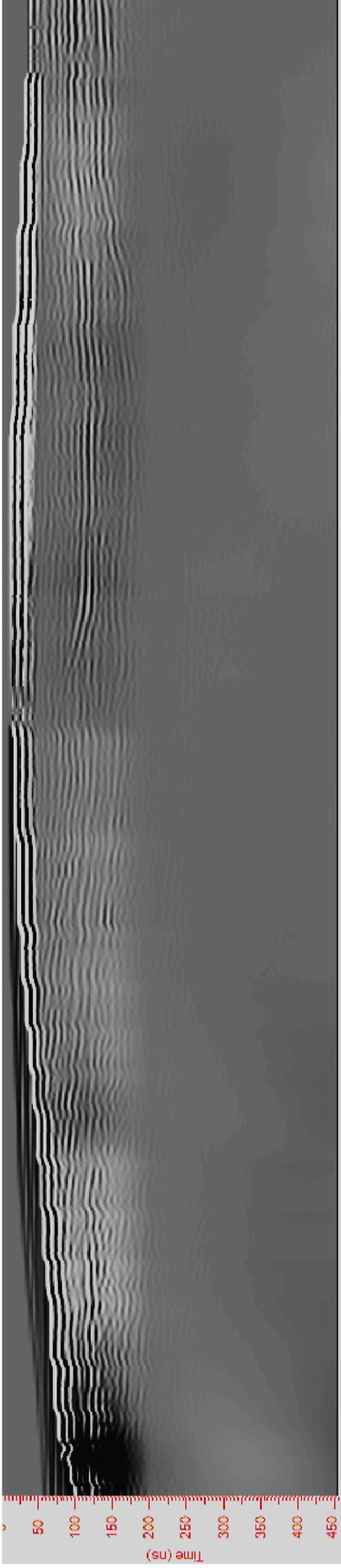


Figura 110 - Perfil GPR DG-04.

No perfil DG-08, se observa inicialmente um refletor convexo, contínuo, na extremidade SW do perfil. Este foi denominado superfície s1. Acima dele, ocorre um padrão de refletores planares a levemente sinuosos, mergulhando no sentido do continente, subparalelos e contínuos, que foi denominado radarfácies f1. Parte da superfície s1 é truncada por um refletor contínuo mergulhando em direção ao mar, classificado como superfície s2. Acima dele, observa-se um padrão de reflexões sinuosas, com mergulho moderado para SW, subparalelas e contínuas. Estas foram classificadas como radarfácies f2. Acima destes intervalos, um refletor horizontal moderadamente contínuo trunca os padrões f1 e f2. Esta superfície é aqui denominada f3. Acima dela, se observa um padrão de reflexões planares, mergulhando para NE, paralelas e contínuas, denominadas f3 e f4, separadas por um refletor bem marcado, horizontal e contínuo, no extremo NE do perfil.

As superfícies s1 e s2 são interpretadas como truncamentos erosivos, em intervalos sedimentares de terraços de praia. Os padrões f1 e f2 são associados à deposição na porção frontal de uma berma (f2) e no reverso desta (*overtop/overwash deposits*) – f1. A superfície s3 representa uma superfície de truncamento eólica, de maior ordem. Os intervalos f3 e f4 são interpretados como *sets* de migração eólica, os refletores mergulhando no sentido da face de deslizamento da duna corroboram essa interpretação. Ambos os intervalos são separados por uma superfície de menor ordem (s4) – Quadro 12, Figura 111.

Quadro 12 - Radarfácies e radarsuperfícies identificadas no perfil DG-08.

	Descrição	Interpretação
Radarsuperfície s4	Refletor horizontal e contínuo	Superfície de truncamento eólica de menor ordem
Radarfácies f3/ f4	Reflexões planares, mergulhantes, paralelas e contínuas	Migração de sets eólicos
Radarsuperfície s3	Refletor horizontal, moderadamente contínuo	Superfície de truncamento eólicas de maior ordem
Radarfácies f1/f2	Refletores planares a sinuosos, mergulhantes, subparalelos e contínuos.	Depósitos de terraços praias – berma e <i>overtop/overwash</i>
Radarsuperfície s1/s2	Reflexão convexa ou mergulhante, contínua.	Truncamentos erosivos

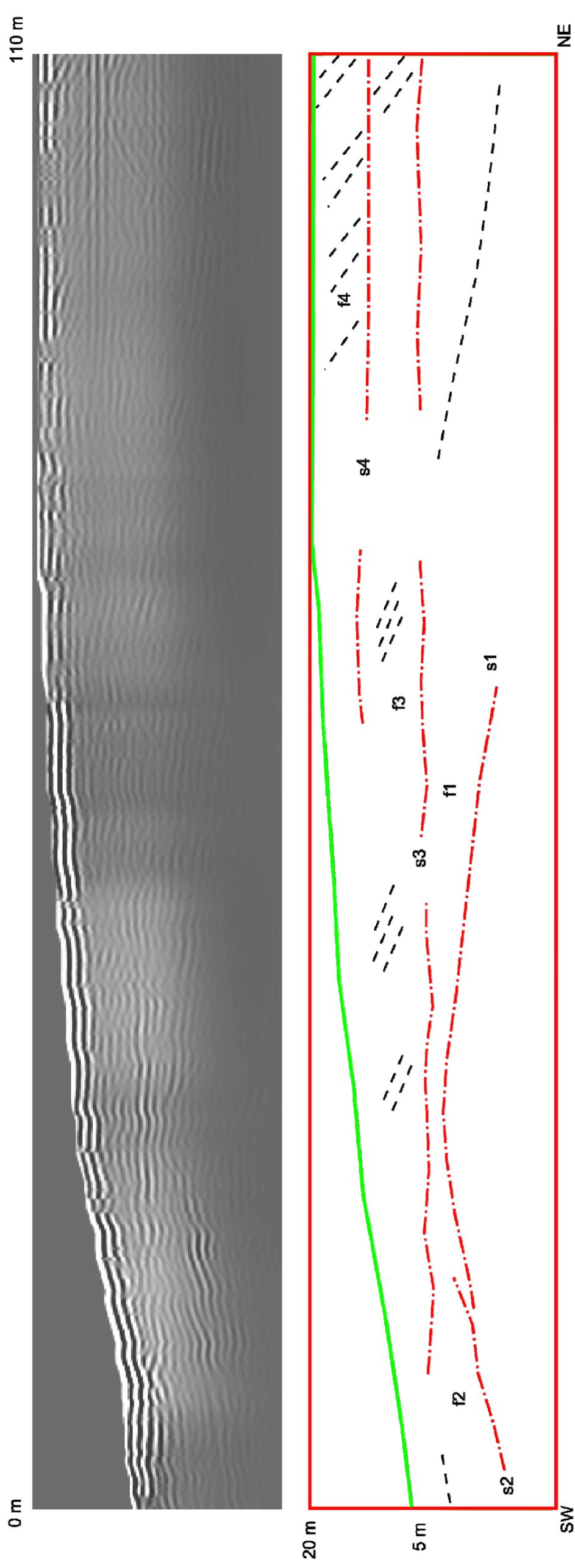


Figura 111 - Perfil GPR DG-08.

- **Terraço**

Os dois perfis levantados se localizam em uma área de estacionamento de veículos no bairro de Itaipu. Por se tratar de uma superfície plana, as linhas não necessitaram correção topográfica. O perfil DG11 corre no sentido perpendicular a praia atual, enquanto o DG12 se estende paralelo a linha de praia, iniciando no curso do DG11 – Figura 109.

Um forte refletor foi identificada em ambos os perfis, a cerca de 100 ns (6 m de profundidade), bastante regular e de conformação plana. Há uma forte perda do sinal abaixo deste refletor, o que permite interpreta-lo como o nível freático, ou a superfície de carapaça laterítica descrita no afloramento CI-1.

Acima desta superfície, na linha DG11 se observam intervalos delimitados por refletores bem marcados, mergulhando em direção ao oceano, que foram ordenados estratigraficamente como superfícies (s1-s5). Estas superfícies foram tratadas como superfícies limítrofes (*bounding surfaces*) de um intervalo sedimentar, como descrito por Neal (2004). Cada intervalo é composto por um padrão de refletores aproximadamente convexos, mergulhando em direção ao mar, paralelos a subparalelos, e moderadamente contínuos, sendo assim separados em radarfácies (f1-4) – Quadro 13, Figura 112.

Quadro 13 – Radarfácies e radarsuperfícies identificadas no perfil DG-11.

	Descrição	Interpretação
Radarsuperfície s1/s5	Reflexões lateralmente contínuas, mergulhantes no sentido do oceano	Limites de camadas acunhadas
Radarfácies f1/ f4	Refletores convexos, mergulhantes, paralelos a subparalelos, moderadamente contínuos	Deposição de camadas acunhadas, cordões arenosos progradantes

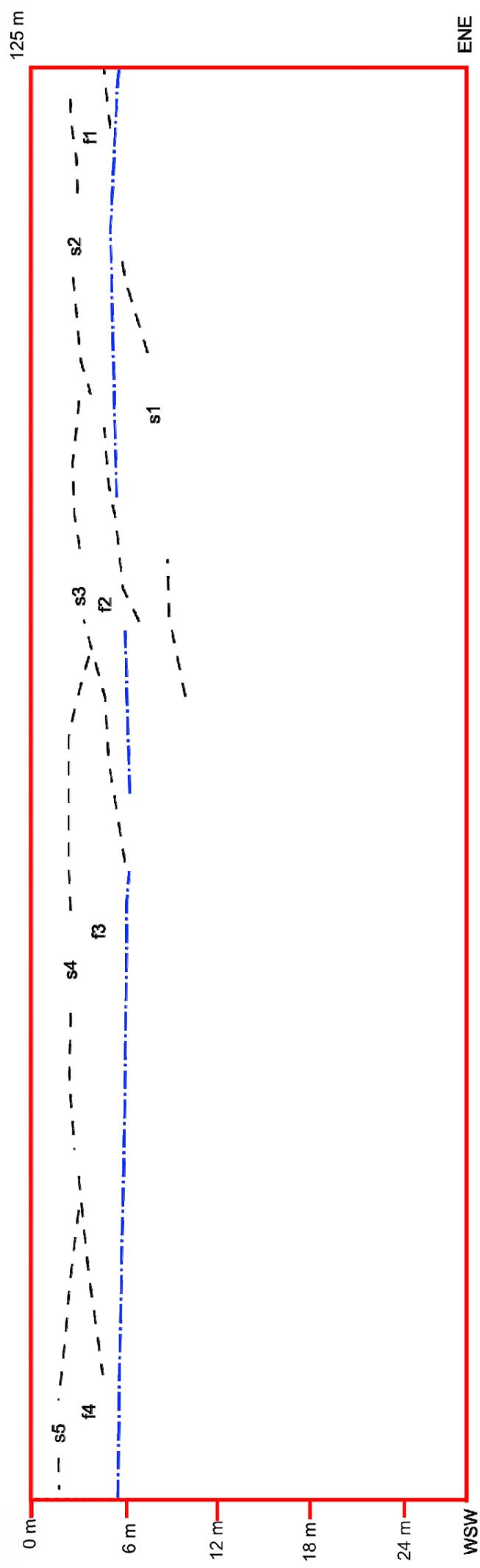
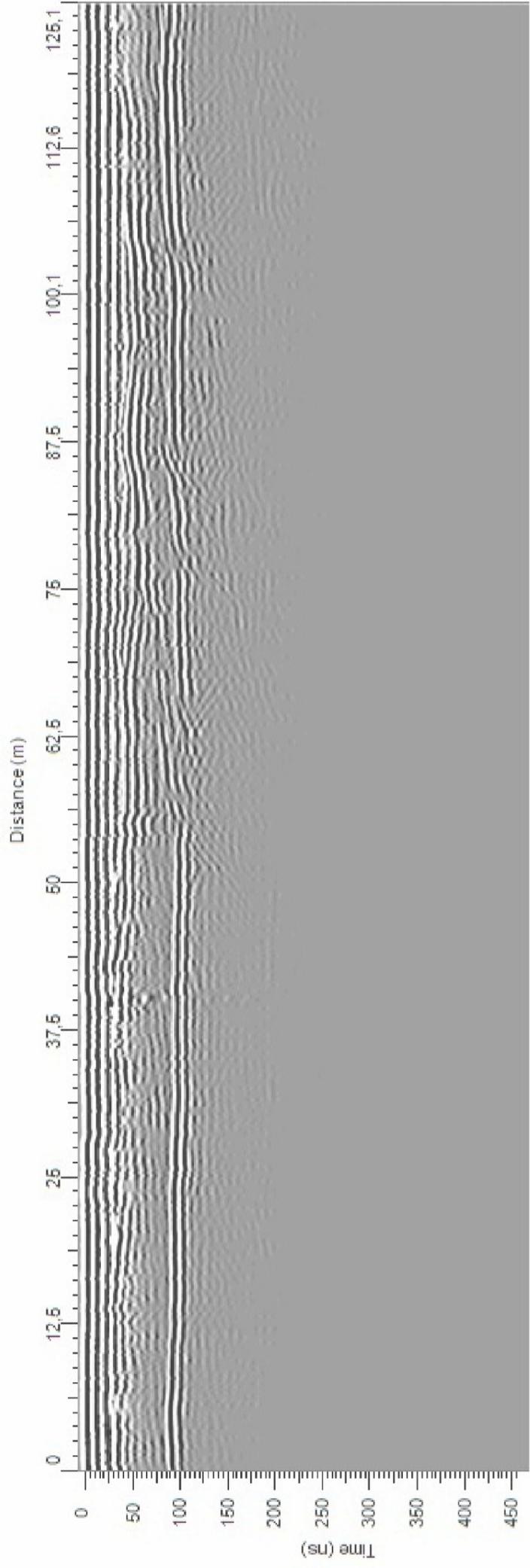


Figura 112- Perfil GPR DG-11

No perfil DG12, ocorre logo acima do refletor forte semelhante ao do perfil DG-12 (nível freático/laterita) um intervalo com refletores planares, levemente ondulados, horizontalizados e contínuos, limitados por superfícies de *onlap* com a s1, e aparentemente truncados pela s2. Este padrão configura a radarfácies f1, atribuída a deposição dos mesmos cordões arenosos descritos no DG-11, entretanto, como o perfil DG-12 é perpendicular àquele, as camadas sedimentares apresentam geometria horizontal. – Quadro 14, Figura 113.

Quadro 14 - Radarfácies e radarsuperfícies identificadas no perfil DG-12.

	Descrição	Interpretação
Radarsuperfície f1/f2	Reflexões lateralmente contínuas, mergulhantes	Truncamentos erosivos
Radarfáciesf1	Refletores planares, horizontais, paralelos, contínuos	Deposição de camadas planas, ao longo de cordões

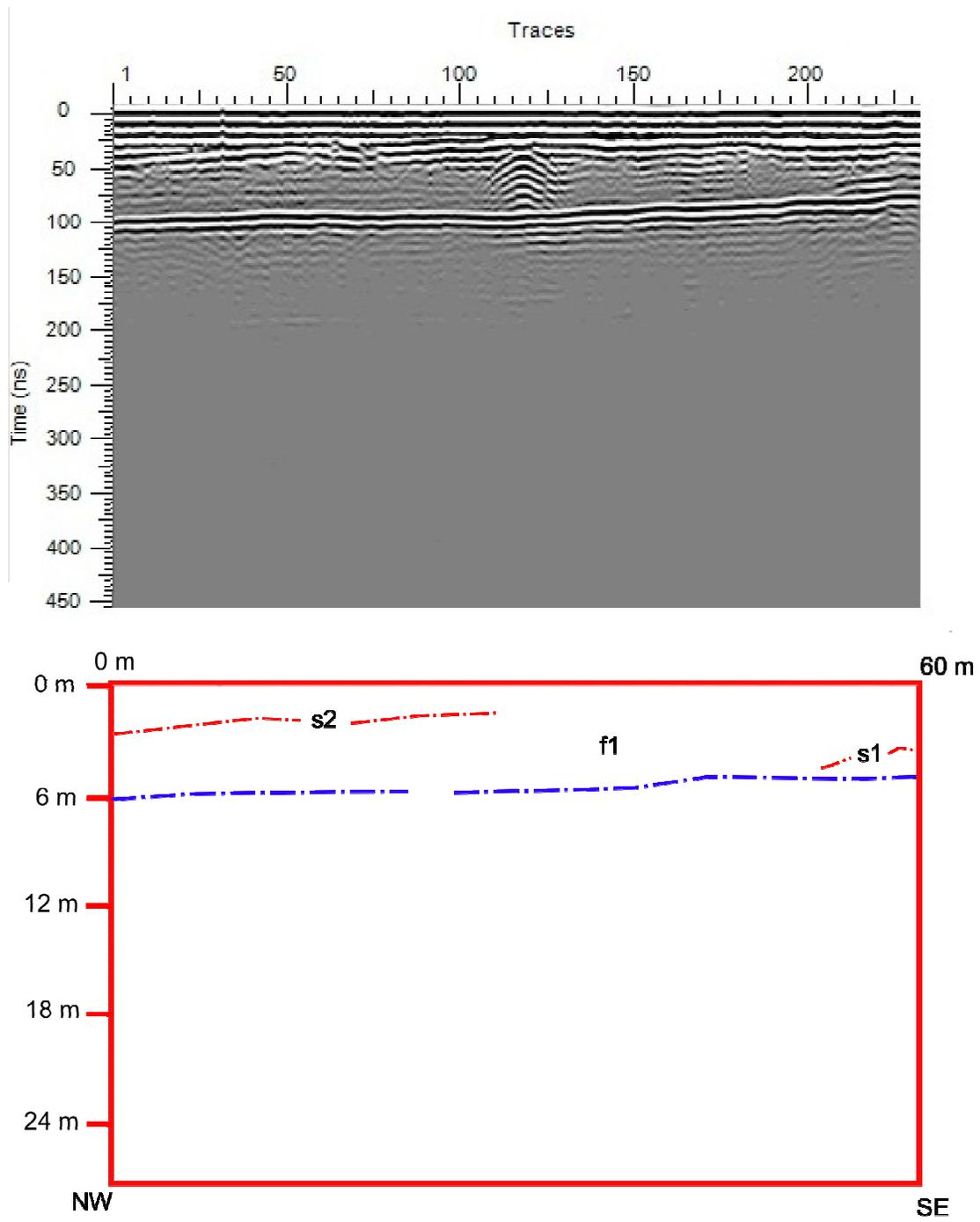


Figura 113 - Perfil GPR DG-12

5.6.2 Bairro de Camboinhas



Figura 114 – Localização da seção GPR processada no bairro de Camboinhas.

No bairro de Camboinhas, foi levantado um perfil (CA-02), em terreno plano dentro da área urbana – Figura 114. Sua orientação foi SE-NW. O perfil, com 140 m de extensão permitiu uma resolução boa até cerca de 12 m de profundidade.

A primeira feição notável deste perfil é um forte refletor que começa com um mergulho abrupto para NW, inflete antes dos primeiros 50 m da seção e começa a subir suavemente. Este refletor se apresenta bastante contínuo, e é interpretado como a superfície do embasamento, sendo nomeado s1.

Abaixo desta superfície foi observado um padrão de refletores sinuosos e pouco contínuos, que podem ser interpretados como o embasamento alterado, e foi classificado como f0. Acima da s1, ocorre um padrão de refletores planares, horizontais paralelos e contínuos, em *onlap* com a superfície s1. Este recebeu a

denominação radarfácies f1, e é atribuída a deposição de sedimentos em camadas planares – Quadro15, Figura 115.

Acima da superfície s1, ocorre um intervalo com refletores planares, horizontais, paralelos, pouco contínuos, com abundantes reflexões parabólicas, conhecidas como múltiplas. Isto é interpretado como um intervalo sedimentar com presença de cascalhos, como o observado no Padrão Sedimentar I dos afloramentos Canal de Itaipu I e II.

Sobre o intervalo com cascalhos, observam-se refletores planares horizontais contínuos, marcando um depósito mais arenoso, separado do intervalo de cascalhos abaixo por um refletor razoavelmente contínuo, a radarsuperfície 2.

Quadro 15 - Radarfácies e radarsuperfícies identificadas no perfil CA-02.

	Descrição	Interpretação
Radarfácies f2	Refletores planares, horizontais, paralelos e contínuos	Deposição de sedimentos em camadas planares
Radarsuperfície s2	Refletor forte, irregular e contínuo.	Superfície de contato entre dois intervalos
Radarfácies f1	Refletores planares, horizontais, paralelos, pouco contínuos. Abundância de reflexões múltiplas	Depósitos de sedimentos de textura cascalhosa
Radarsuperfície s1	Refletor forte, irregular e contínuo.	Superfície de topo do embasamento alterado
Radarfácies fo	Refletores sinuosos pouco contínuos	Embasamento alterado

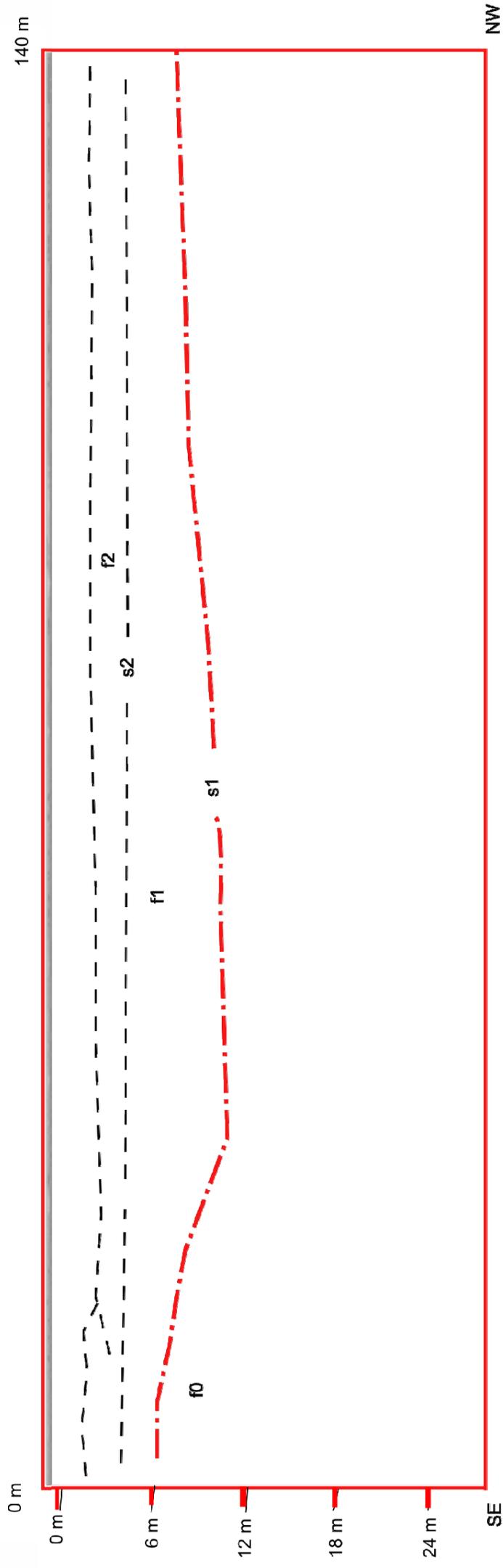
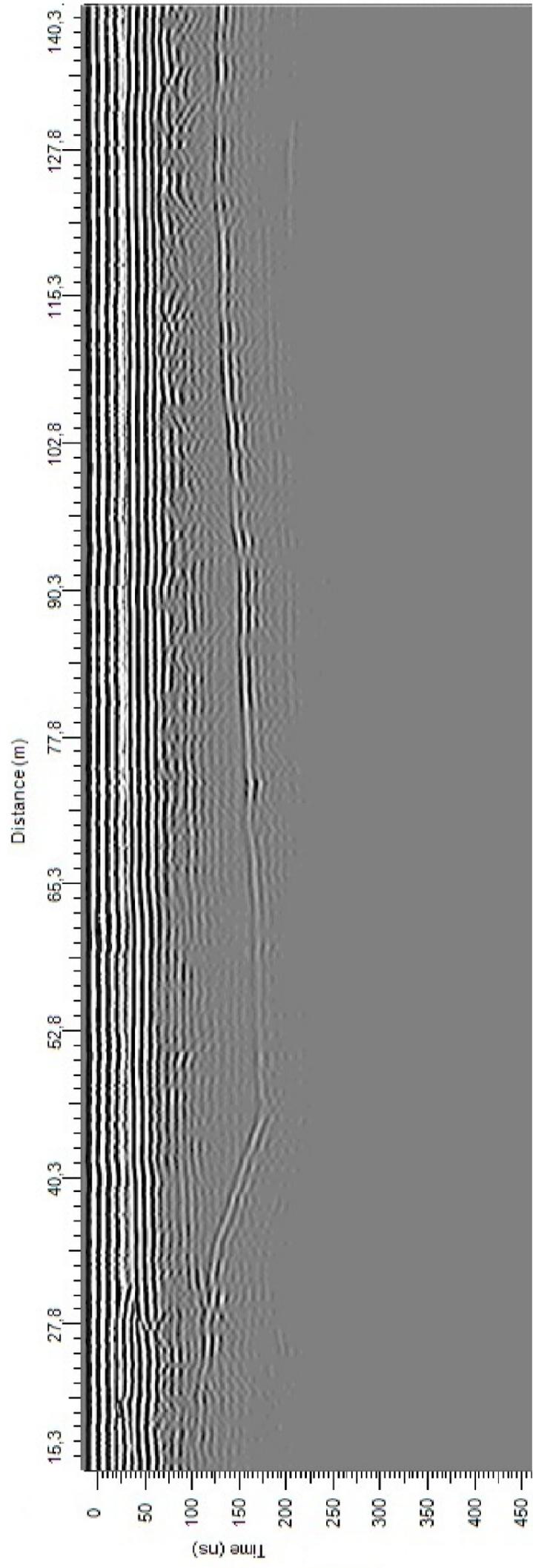


Figura 115 - Perfil GPR CA-02.

5.7 Datações LOE e radiocarbono

Cinco amostras para luminescência opticamente estimulada (LOE) foram coletadas, sendo quatro no afloramento CI-1 e uma na Duna Grande de Itaipu - Quadro 16.

Quadro 16 - Amostras coletadas para LOE.

Amostra 5	Duna Grande de Itaipu, coleta próximo ao topo
Amostra 4	Padrão Sedimentar II – paleossolo
Amostra 3	Padrão Sedimentar II – fácies A(pi)
Amostra 2	Padrão Sedimentar I – fácies Ca
Amostra 1	Padrão Sedimentar I – fácies Aa1

Além destas, foram coletados fragmentos de carvão no Padrão Sedimentar III, que foram selecionados para datação por radiocarbono.

A escolha das amostras LOE obedeceu a seguinte lógica de coleta: duas amostras coletadas no Padrão Sedimentar I, para tentar obter uma idade consistente deste intervalo, prevendo eventuais dificuldades no procedimento por se tratarem de amostras com características aluviais. Mais duas amostras no Padrão Sedimentar II, uma em sua porção intermediária, para datar a idade da deposição da feição de barreira arenosa/terraço marinho, e outra no paleossolo que marca o topo deste intervalo, que se encontra soterrado por uma camada arenosa estratificada. A datação deste horizonte de paleossolo buscava definir a idade de recobrimento do solo pelos depósitos do Padrão Sedimentar III, buscando assim uma definição da idade deste intervalo. Além disso, foi coletada uma amostra na Duna Grande, próxima ao topo. Por se tratar de uma área protegida pelo IPHAN, se optou por não realizar intervenções invasivas (como abertura de trincheiras), sendo efetuada a coleta em uma área estável, abaixo da vegetação que recobre a duna – Figura 116.



Figura 116 - Pontos de coleta de LOE (vermelho) e radiocarbono (RC).

5.7.1. Datações LOE

Os procedimentos de datação LOE foram realizados pelo método MAR, e apresentaram os seguintes resultados – Quadro 17:

Quadro 17 - Resultados da LOE.

Cod LVD	Amosta	Descrição	Dose anual	Dose acumulada	Idade LOE
2870	Itaipu 5	Duna grande, quase topo	415±88	0,14	340±90
2869	Itaipu 4	Paleossolo – PSII	521±90	8,28	15.900±3.600
2868	Itaipu 3	Terraço – PSII	801±221	158,29	197.600±64.300
2867	Itaipu 2	Fc.Cascalho – PSI	626±117	395,77	632.700±149.600
2866	Itaipu 1	Fc.Areia – PSI	2.365±296	788,60	333.500±58.400

As medidas de Th, U, e K realizadas nas amostras estão sumariadas no Quadro 13.

Quadro 18 - Valores médios de Th, U, e K das amostras.

Amostra	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)
2870	0.810±0.029	0.486±0.318	0.028±0.004
2869	1.893±0.068	0.693±0.330	0±0
2868	3.129±0.113	1.420±0.822	0±0
2867	1.888±0.068	1.101±0.433	0±0
2866	1.816±0.065	0.871±0.114	1.760±0.255

Os resultados detalhados das amostras analisadas estão inclusos no Quadro 19.

Quadro 19 - Resultados detalhados da LOE.

Cod. LVD	Amostra	Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)	Dose Acumulada LOE (Gy)	Idade LOE (anos)
2866	Itaipu I	2.365±296	666,98	282.100±49.400
			759,25	321.100±56.200
			802,51	339.400±59.400
			831,98	351.900±61.600
			831,98	351.900±61.600
2867	Itaipu II	626±117	838,87	354.800±62.100
			210,61	336.700±79.600
			380,72	608.600±144.000
			492,06	786.600±186.100
2868	Itaipu III	801±221	499,69	798.800±188.900
			100,86	125.900±41.000
			168,63	210.500±68.500
2869	Itaipu IV	521±90	205,38	256.400±83.400
			6,28	12.100±2.700
			6,90	13.300±3.000
			7,05	13.500±3.000
2870	Itaipu V	415±88	12,85	24.700±5.500
			0,08	190±50
			0,19	560±120

Os resultados foram analisados de forma a se assumir que as idades mais jovens de cada intervalo, representava a idade do depósito, visto as particularidades da datação LOE. Assim, para amostras que apresentaram idades aparentemente discrepantes, como a Itaipu II, com um intervalo de 330.000 a quase 800.000 anos AP,

se assumiu a idade mais recente como o evento deposicional, com a última exposição a luz solar daquele material. As idades mais antigas corresponderiam a grãos de quartzo que durante sua deposição não foram expostos à luz solar de forma a zerar a leitura LOE, portanto, não representando a idade de sua deposição.

5.7.2 Datação radiocarbono

A datação C14 convencional realizada em fragmentos de carvão do afloramento Canal de Itaipu I, apresentou idade radiocarbono de 3.050 ± 60 anos AP. Este resultado foi calibrado pelo *Conventional Radio Carbon Dating Services* e apresentou idades de 1.440 a 1.120 anos AP – Figura 117.

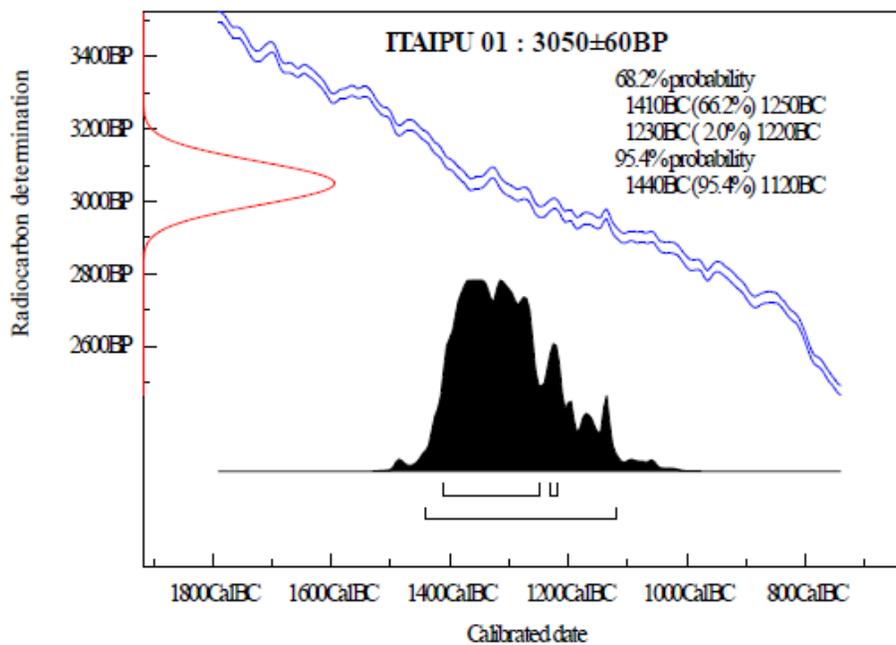


Figura 117 – Gráfico de calibração fornecido pelo laboratório.

A idade fornecida foi recalibrada com a utilização do programa *Calib 6.0*, que apontou idades semelhantes às disponibilizadas pelo laboratório, situadas no intervalo 1408- 1047 anos AP – Figura 118.

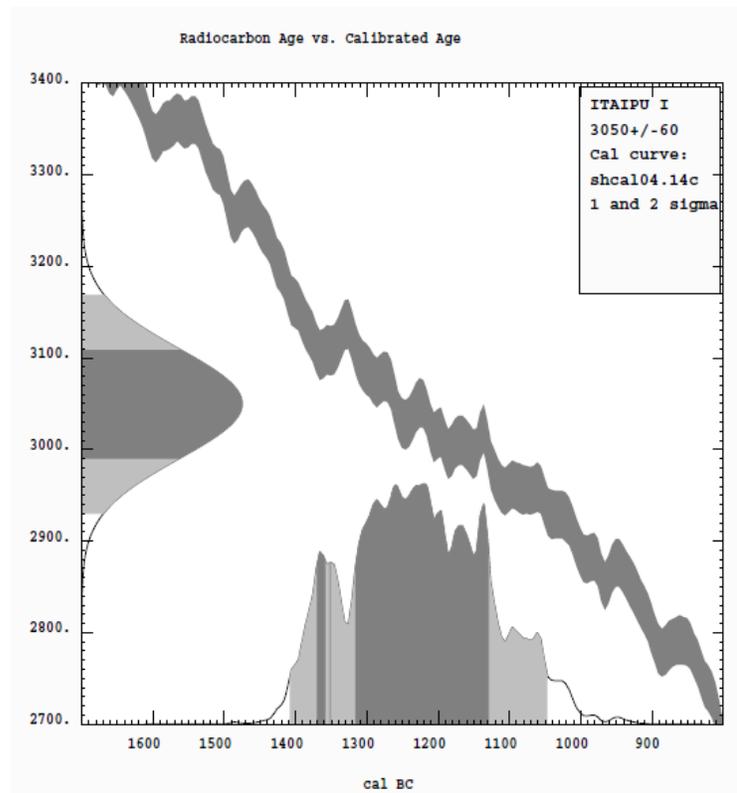


Figura 118 - Gráfico de calibração produzido pelo software *Calib 6.0*.

5.8 Integração dos resultados e evolução quaternária de Itaipu-Camboinhas.

Através de reconhecimento de campo e das imagens orbitais *Ikonos*, foi possível dividir a área de Itaipu e Camboinhas em 7 unidades fotogeológicas: Barreira Arenosa/Terraço Marinho; Depósitos Paludais, Dunas, Praia de Laguna, Praia Marinha, Depósitos Antrópicos - Campo Eólico, e Depósitos Antrópicos – Desembocadura Camboatá. No afloramento CI I, situado na feição de Barreira Arenosa / Terraço Marinho, foram identificados três padrões deposicionais: o Padrão Sedimentar 1 (PS1), com características nitidamente aluviais; o Padrão Sedimentar 2 (PS2), que apresenta feições progradacionais, interpretadas como típicas de cordões arenosos regressivos, e o Padrão Sedimentar 3 (PS3), de natureza eólica.

O PS1 apresentou as datações mais antigas, anteriores a 300.000 anos AP. Isto, associado com a ausência de caracteres marinhos ou transicionais neste intervalo sedimentar, sugere um momento de nível de mar baixo, de idade pleistocênica, anterior aos máximos da Transgressão Antiga (210.000 anos AP). Os resultados detalhados da datação LOE demonstra uma grande frequência de resultados em torno dos 300.000 anos AP, ou maior. Esta portanto é a idade assumida no presente trabalho, para a deposição deste intervalo aluvial. A superfície que limita o topo do PS1 tem uma morfologia inclinada, com caimento em direção ao continente, o que pode ser interpretado como produto de ação erosiva, ou por movimentações neotectônicas.

Acima deste intervalo aluvial encontra-se o PS2, com uma morfologia característica de terraço. Este é composto por areias de coloração escura, com estruturas cruzadas incipientes mergulhando para o oceano. Isto pode ser corroborado pelas seções GPR levantadas na área de Itaipu, onde se observou o avanço de

intervalos arenosos no sentido do oceano, em um padrão nitidamente progradante. As idades obtidas para estes depósitos situam-se entre 250 a 125.000 anos AP, permitindo uma correlação tanto com os terraços marinhos da Transgressão Antiga (cerca de 210.000 anos AP, por Barreto *et al.*; 2002), quanto da Penúltima Transgressão de Bittencourt *et al.* (1979), ou Transgressão Cananéia, de Suguio & Martin (1978), com cerca de 123.000 anos AP. No caso do PS2, foi assumido o intervalo de cerca de 130.000 a 120.000 como o mais provável para esta deposição, assim, associando-se a altimetria dos depósitos (terraços em torno dos 6 ou 7 metros), se atribui a gênese destes depósitos ao evento transgressivo Cananéia (cerca de 123.000 anos AP).

O topo do terraço do PS2 é marcado por um horizonte de solo, que apresentou idade de aproximadamente 15.000 anos AP, com resultados detalhados apontando idade ainda mais jovem, em torno dos 12.000 anos AP. Esta idade LOE é interpretada como a idade de recobrimento deste solo, pelas feições eólicas do PS3. Estas se compõem de pequenas formas acumulativas de pequena expressão, típicas de lençol de areia, e de grandes dunas, como as dunas Pequena e Grande de Itaipu. A Duna de Itaipu em seção GPR apresentou morfologias de *sets* de truncamento eólico dentro de uma grande forma eólica. Considera-se que a idade obtida no topo da duna, subatual, não reflete a idade da deposição do PS3, atribuídas a transição Pleistoceno-Holoceno mas, sim, retrabalhamentos da macroforma antiga pela ação de ventos.

A idade radiocarbono de cerca de 1.400 anos AP do material cultural presente nos horizontes superiores (PS2/PS3), bastante distinta dos resultados LOE, sugere a introdução destes materiais pela atividade biológica, animal ou vegetal.



Figura 119 – Integração dos resultados obtidos – Padrões sedimentares e datações LOE.

A face de deslizamento da Duna de Itaipu sugere uma paleocorrente relacionada a ventos oriundos do quadrante SW, condição pouco comum atualmente, visto que os ventos deste quadrante são acompanhados de chuvas intensas, durante as chegadas de frentes polares. Uma vez que um dos fatores que bloqueia a migração de formas eólicas é a elevada pluviosidade, se infere que a formação das dunas Grande e Pequena de Itaipu tenha se ocorrido em um período climático mais seco e, provavelmente, mais frio, quando a circulação atmosférica alterada permitiria a chegada de ventos dos quadrantes meridionais sem, entretanto, uma grande frequência na entrada de chuvas. Isto é coerente com o clima para a transição Pleistoceno-Holoceno no Sudeste do Brasil (Turcq *et al.*, 1996). O posicionamento destas formas eólicas de grande porte, imediatamente adjacentes a praia atual, é incomum, pois não há espaço para o desenvolvimento de uma zona de entrada, existindo na área somente uma zona de alimentação (a praia) e uma zona de retenção (a duna). Assim, se interpreta que as dunas Grande e Pequena são feições de retenção formadas em um momento onde a linha de costa estava em uma posição mais regressiva, que teria permitido a formação de uma planície de deflação extensa, servindo como zona de entrada no sistema eólico.

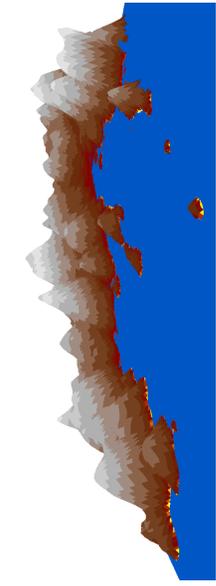
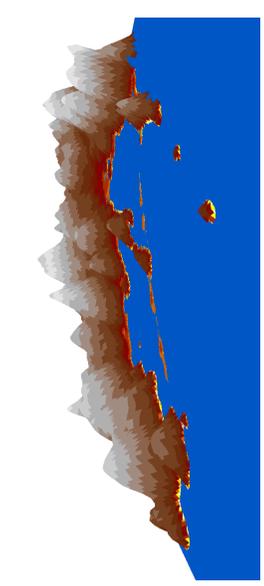
Esta posição regressiva da linha de costa estava associada a um nível marinho mais baixo, onde boa parte da área a frente da praia de Itaipu e Camboinhas se encontrava emersa. Uma feição que é aqui interpretada como um paleolitoral submerso é a escarpa presente entre as profundidades -20 e -25 m, conformando feições de tômbolos adjacentes as ilhas da Mãe e do Pai. O nível -20 a -25 m abaixo do nível atual de paleolinhas de praia submersas é reconhecido por Côrrea (1996), na plataforma sul-brasileira, e tem idade relacionada à transição Pleistoceno-Holoceno e Holoceno Inicial. Esta antiga linha de praia poderia ter sido a zona de alimentação do sistema dunar de Itaipu. Assim, este período de mar baixo e clima seco (e pouco mais

frio, provavelmente) seria responsável pela formação das condições que criaram as dunas Grande e Pequena de Itaipu.

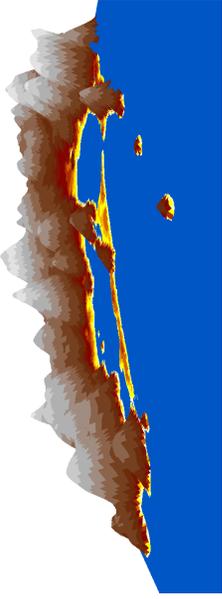
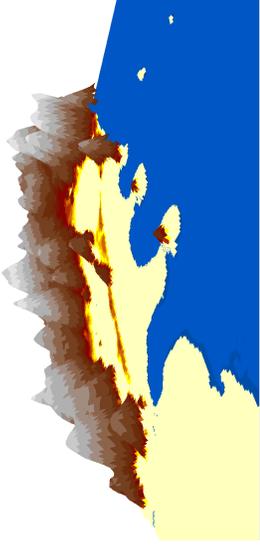
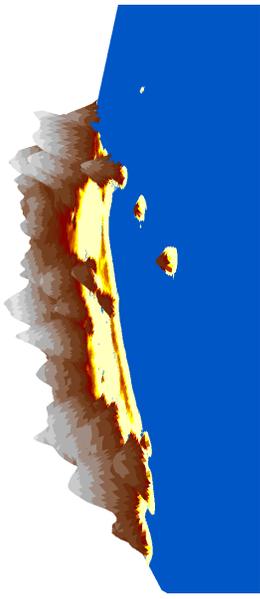
Os efeitos da Última Transgressão, com máximo a 5.100 anos AP, se refletiram no empilhamento sedimentar da região de forma discreta na barreira, mas notável na área de laguna. Devido a sua menor amplitude, assumida como inferior a 3 m no litoral fluminense (Dias, 2009), este evento não chegou a atingir as porções mais elevadas da barreira arenosa pleistocênica, que ficou preservada. Assume-se que este evento transgressivo tenha deixado registro na forma de um terraço baixo na porção frontal da barreira arenosa pleistocênica, entretanto, este nível é de difícil distinção na paisagem.

Trabalhos na região, como o de Bartholomeu (2010) mostram que a laguna de Itaipu se estabelece novamente na região em torno dos 7.000 anos AP, quando a subida eustática cruza o nível atual. Admite-se que a laguna tenha se formado neste momento pela inundação da área retrobarreira, com o avanço da transgressão. Esta atuaria erguendo progressivamente o nível de base, levando o lençol freático a aflorar na área da atual laguna. Anteriormente, a área hoje ocupada pela laguna se compunha de um grande pântano costeiro, entremeado com planícies de inundação de pequenos cursos fluviais (Bartholomeu, 2010). Com o avanço da transgressão, água oceânica penetrou no espelho d'água, através de rompimentos da barreira pleistocênica.

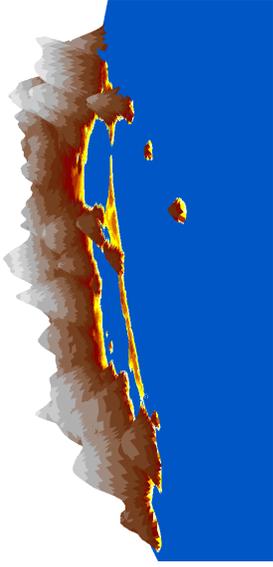
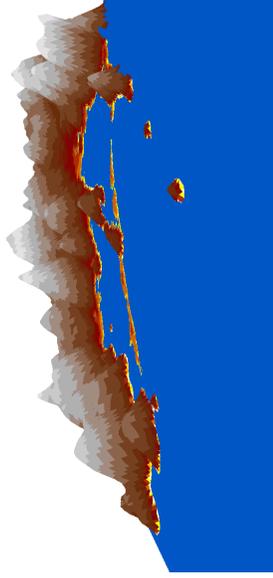
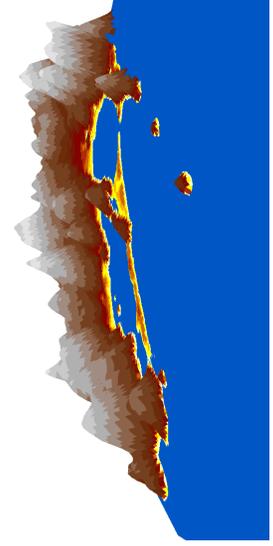
Quadro 20 – Fases evolutivas registradas na região de Itaipu-Camboinha (1ª, 2ª, 3ª fases).

Fase	Paleogeografia e paleoclima	Idade	Esquema Evolutivo
Primeira Fase	Deposição aluvial, nível do mar muito abaixo do atual. Condições climáticas secas.	> 300.000 anos AP	
Segunda Fase	Máximo da Penúltima Transgressão, ou Transgressão Cananéia. Afogamento de vales fluviais, formação de estuários.	130.000 - 120.000 anos AP	
Terceira Fase	Estabilização da subida eustática da Transgressão Cananéia, início de uma fase regressiva. Formação de cordões arenosos regressivos. Individualização de lagunas.	~120.000 anos AP	

Quadro 21 – Fases evolutivas registradas na região de Itaipu-Camboinhas (4^a, 5^a, 6^a fases)

Fase	Paleogeografia e paleoclima	Idade	Esquema Evolutivo
Quarta Fase	Fase regressiva, nível marinho idêntico ao atual. Progradação de cordões arenosos, maior desenvolvimento da barreira.	<120.000 anos AP	
Quinta Fase	Nível do mar abaixo do atual, cerca de 20 m. Formação de uma antiga linha de costa. Com orientação aproximadamente NE-SW. Desenvolvimento de tombolos nos reversos das ilhas do Pai e da Mãe. Migração das dunas Grande e Pequena.	12.000 anos AP	
Sexta Fase	Transgressão holocênica, nível do mar cerca de 5 metros abaixo do atual, migração de dunas. Área da laguna de Itaipu ainda sem espelho d'água (Bartholomeu, 2010)	12.000 – 7.000 anos AP	

Quadro 22 - Fases evolutivas registradas na região de Itaipu-Camboinhas (7ª, 8ª fases e atual)

Fase	Paleogeografia e paleoclima	Idade	Esquema Evolutivo
Sétima Fase	Transgressão holocênica, nível marinho cruza o atual. Ressurgimento do espelho d'água da laguna de Itaipu.	7.000 anos AP	
Oitava Fase	Máximo transgressivo holocênico, deposição da praia marinha holocênica, praia de laguna, e depósitos paludais.	7.000 – 5.100 anos AP.	
Atual	Intenso reaquecimento dos depósitos quaternários, com a dragagem de áreas da laguna, e abertura de canais de drenagem. Assoreamento acelerado.	<65 anos AP	

Em termos de mapa, o Padrão Sedimentar I não possui expressão como unidade, devido sua pequena extensão aflorante. Entretanto, acredita-se que estes depósitos componham o substrato de todo o vale, conforme sugerido pelos padrões de reflexões da seção GPR CA-02, onde há fortes indicações de um pacote com cascalhos abaixo das areias da barreira. Por sua idade recuada, este intervalo sedimentar configura a unidade estratigráfica P-al (Pleistoceno aluvial), que compõe a base do empilhamento sedimentar da região.

O Padrão Sedimentar II corresponde a unidade Barreira Arenosa/Terraço Marinho, e por sua idade relacionada às transgressões pleistocênicas, recebe no presente estudo a denominação de P-ba/tm (Pleistoceno barreira arenosa/terraço marinho).

O Padrão Sedimentar III corresponde a unidade fotogeológica Dunas, e por sua idade atribuída a transição Pleistoceno-Holoceno, é nomeada PH-d (Pleistoceno-Holoceno dunar).

As unidades holocênicas identificadas são: H-pm (Holoceno praia marinha), correspondendo ao registro da transgressão holocênica na porção externa da barreira arenosa; H-pl (Holoceno praia lagunar), correspondendo aos depósitos da margem W da laguna de Itaipu, reconhecíveis nas fotografias aéreas de 1976, mas bastante antropizados hoje em dia; H-dp (Holoceno depósitos paludais), representando os depósitos de lamas lagunares e de planícies de maré do entorno da laguna, marcando a diminuição no espelho d'água desta após o máximo transgressivo holocênico. Estas unidades não dispõem no momento de idades absolutas.

Sedimentação de origem antrópica foi identificada na área, na forma de depósitos construídos por dragagem e retrabalhado pelos ventos, a unidade A-dr/ce (Antrópico dragagem/campo eólico) e depósitos induzidos pelo aporte do canal de

Camboatá, unidade A-dc (Antrópico deposição Camboatá), acompanhado a redução do espelho d'água da laguna de Itaipu. Estas unidades foram identificadas em aerofotos, tendo a primeira idade inferior a 35 anos; enquanto a unidade A-dc, tem sua deposição iniciada com a abertura do canal de Camboatá, em 1946.

Assim, foi possível representar em mapa as unidades sedimentares de idade quaternária da região – Figura 120.

As unidades NPCas, NPGfa, são referentes ao Mapa Geológico Folha Baía de Guanabara do DRM (1981). NPCas é a unidade mapeada como Granito Cassorotiba, enquanto NPGfa é a unidade Gnaiss Facoidal, equivalente à Suite Rio de Janeiro e Desengano, de CPRM (2001). São basicamente gnaisses de composição granítica, de idade Neoproterozóica. O vulcanismo de idade cretácea também foi reconhecido na região (DRM,1981), e em campo (Figura 23). São unidades geológicas representadas em mapa, sem entretanto, serem alvo de discussão no presente trabalho. Na porção a montante do vale de Itaipu, optou-se por mapear a área como Quaternário Indiviso (Q-i), visto que a urbanização intensa destes terrenos não permite uma melhor definição dos depósitos

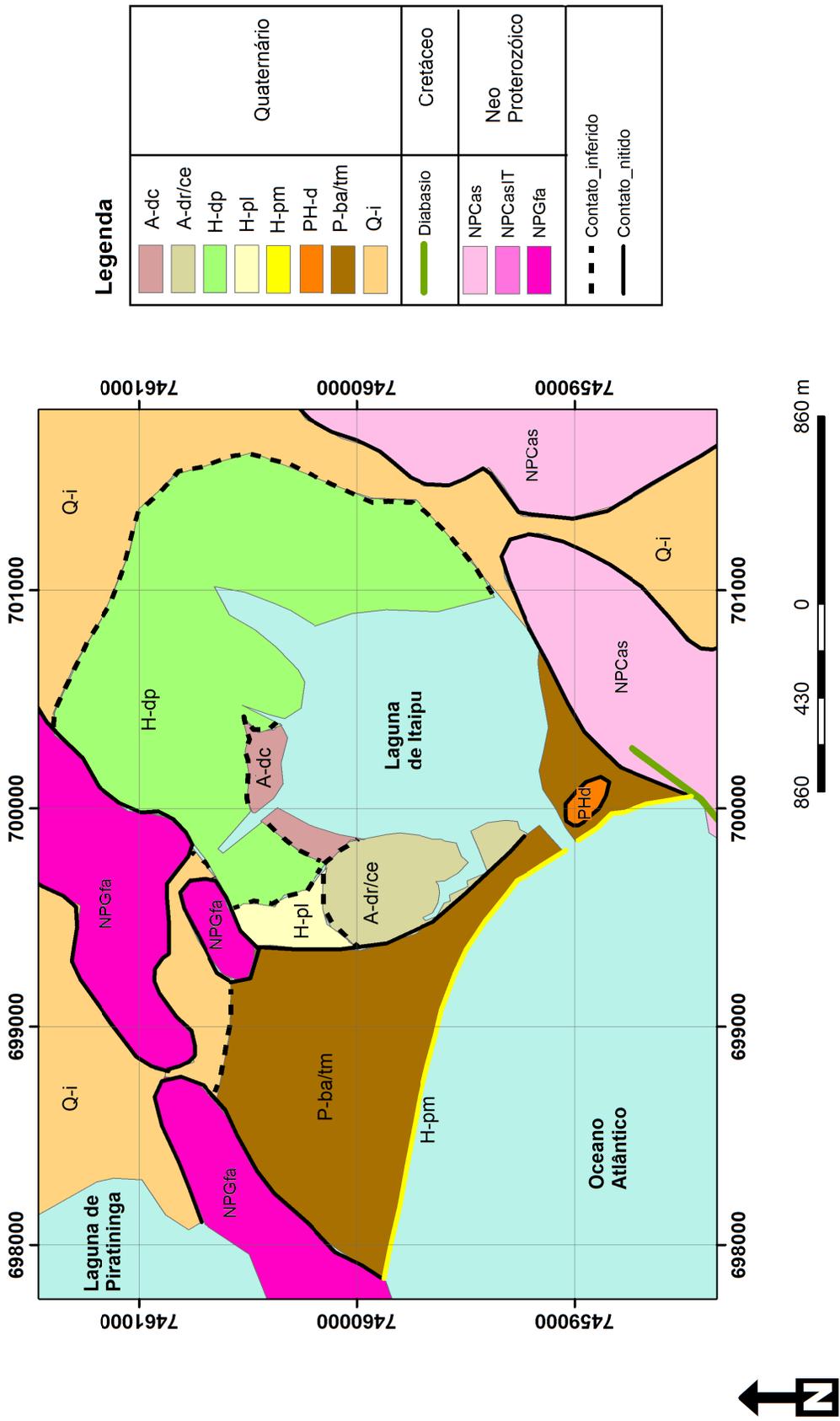


Figura 120 - Mapa geológico da região de Itaipu-Camboinhas.

Reconhecidos os eventos evolutivos descritos, foi possível propor uma coluna estratigráfica para o Quaternário superior da região de Itaipu-Camboinhas – Figura 121.

Cronoes- tratigrafia	Unidades Estratigráficas	Idades (anos)
H O L O C E N O	A-dr/ce A -dc	25 anos AP ~65 anos AP
	H-pm H-pl H-dp	5.100 anos AP 7.000 anos AP
	PH-d	12.000 anos AP
	P L E I S T O C E N O	P-ba/tm
P-al		>300.000 anos AP

Figura 121 – Coluna estratigráfica para o Quaternário superior de Itaipu-Camboinhas.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho obteve a geração de um arcabouço geológico para a região de Itaipu e Camboinhas, no litoral de Niterói (RJ). Este visa contribuir para os estudos relacionados à evolução quaternária, fornecendo ainda subsídios para o entendimento da ocupação pré-histórica da região.

O primeiro evento sedimentar Quaternário registrado na área são os depósitos aluviais da unidade P-al, com idades maiores que 300.000 anos AP. Estes representam uma deposição em clima semi-árido de canais fluviais entrelaçados.

Durante o intervalo de 210.000 e 120.000 anos AP, o mar invadiu o vale hoje ocupado pela laguna de Itaipu, conformando provavelmente um vasto estuário. Nos momentos de estabilização da subida eustática, depositou-se uma barreira arenosa, a unidade P-ba/tm, individualizando um corpo lagunar no seu reverso. Este terraço ficou longamente exposto, desenvolvendo um solo espódico em seu limite superior.

Com os níveis de mar abaixo do atual que marcam o UMG, na área das ilhas da Menina, da Mãe e do Pai parece ter se formado uma linha de praia, marcada por uma escarpa no fundo da enseada de Itaipu, entre as profundidades -20 a -25 m. Esta paleolinha de praia compreende dois tómbolos, ligando as ilhas da Mãe e do Pai a linha de costa pretérita.

Acima da unidade P-ba/tm ocorrem pacotes lenticulares de areias estratificadas de origem eólica, atribuídas à migração de formas de leito dunares. A datação por luminescência dos horizontes superiores do solo sotoposto indica que este foi recoberto pelas formas de leito arenosas a cerca de 12.000 anos AP, durante a transição Pleistoceno-Holoceno. Este momento teria sido marcado por um nível marinho mais baixo, permitindo a geração de um sistema eólico completo, com planície de deflação desenvolvida. Esta deposição deu origem a unidade PH-d, é aqui

relacionada a maior extensão de planície costeira, com a formação da paleolinha de costa de -20 a -25m.

A transgressão holocênica é associada na área com a geração da faixa de praia atual, e a formação da atual laguna de Itaipu, após 7.000 anos AP. Esta anteriormente não existia como corpo d'água permanente, tendo sua área ocupada provavelmente por pântanos costeiros (Bartholomeu, 2010). As unidades geológicas correspondentes a estas deposições são a H-pm, praia marinha holocênica, a H-pl, praia de laguna e H-dp, depósitos paludais do entorno da laguna de Itaipu, e provavelmente tiveram seu maior desenvolvimento em torno de 5.100 anos AP.

Após a metade do século XX, a atividade antrópica atinge significativamente a laguna de Itaipu. Dragagens e obras de engenharia portuária assoream parte da área anteriormente ocupada pelo espelho d'água. Hoje em dia, lençóis de areia avançam sobre estes novos terrenos, devido ao retrabalhamento eólico dos sedimentos tecnogênicos. Estes depósitos compõem a unidade A-dr/ce, depósitos de dragagem e campo eólico antrópico. Além disso, a abertura de um canal ligando as lagunas de Piratininga e Itaipu gerou novo aporte sedimentar, progradando a desembocadura do canal de Camboatá a uma taxa de cerca de 5m/ano. Esta foi chamada de unidade A-dc.

Os dados de idades de formação da área permitem dar suporte a datação realizada por Kneip *et al.* (1981) e Morais (1981), do Sambaqui de Camboinhas. Visto que este sítio arqueológico se encontrava sobre a barreira arenosa pleistocênica, esta com idades superiores a 120.000 anos AP, sua datação inferior a 8.000 anos é bastante verossímil.

Recomenda-se para avanços nos estudos da área a realização de sondagens em sub-superfície, permitindo uma melhor compreensão da geometria dos contatos entre as unidades, e maior detalhamento da estratigrafia. A ampliação da base de

dados geocronológica também é essencial para estudos na área, bem como de maneira geral, para qualquer estudo de Geologia do Quaternário atualmente. Por fim, a busca por dados relacionados a movimentações neotectônicas parece válida na região, visto a possibilidade dos depósitos da unidade P-al ter sido afetado por um evento de extensão NE-SW, como a registrada por Ferrari (2001) para a área vizinha de Itaboraí, responsável pela inclinação do topo deste intervalo sedimentar.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AEC – Ambiental Engenharia e Consultoria. 2002. *Plano Diretor da Área de Proteção Ambiental do Pau-Brasil*. 3 vol., 2002.
- Almeida, F.F.M. 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. *In: SBG, SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS*, 1, Salvador. *Anais*, Salvador, SBG, p.1-10.
- Alves, M.G. 2000. *Mapeamento Geológico-Geotécnico nos Municípios de Niterói e Maricá-RJ*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 250p.
- Amador, E.S. & Ponzi, V.R.A. 1974. Estratigrafia e sedimentação dos depósitos flúvio marinhos da orla da Baía de Guanabara. *An. Acad. Bras. Ciências*, 46 (3/4): 693.
- Amador, E.S. 1980. Unidades sedimentares cenozóicas do recôncavo da Baía de Guanabara (Folhas Petrópolis e Itaboraí). *An. Acad. Bras. Ciências*, 52 (4): 743-761.
- Amador, E.S. 1997. *Baía de Guanabara e Ecossistemas periféricos: Homem e Natureza*. Rio de Janeiro, E.S. AMADOR. 539p.
- Andrade, A.C.S. & Dominguez, J.M.L. 2003. Origem e evolução do sistema ilha barreira/laguna holocênico da planície costeira de Caravelas – Bahia – Brasil. *In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO*, 9. Recife. *Anais de resumos expandidos...* Recife. ABEQUA. 2003. Cd-rom.
- Angulo, R.J. & Giannini, P.C.F. 1996. Variações do nível relativo do mar nos últimos 2.000 anos na região sul do Brasil: uma discussão. *Boletim Paranaense de Geociências*, 44: 67 – 75.
- Angulo, R.J. & Lessa, G. 1997. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from and Cananéia region. *Marine Geology*, 140 : 141–166.
- Andreis, R.R. 1981. *Identificación e Importância Geológica de los Paleosuelos*. Porto Alegre: Editora da Universidade, UFRGS. 67 p.
- Artusi, L. & Figueiredo JR, A.G. 2006. Morfologia da plataforma continental adjacente à laguna de Araruama (RJ) – uma reinterpretação. *In: 6º SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA*, Goiânia. *Anais...* Goiânia. Cd-rom.
- Barbière, E. & Coe Neto, R. 1999. Spatial and temporal variation of rainfall of the East Fluminense Coast and Atlantic Serra do Mar, State of Rio de Janeiro, Brazil. *In: KNOPPERS, B.A., BIDONE, E.D. & ABRÃO, J.J. (Ed) Environmental Geochemistry of Coastal Lagoon Systems of Rio de Janeiro, Brazil*. Niterói, EDUFF, Série Geoquímica Ambiental n.6. p. 47– 56.
- Barreto, A.M.F., Bezerra, F.H.R., Suguio, K., Tatumi, S.H., Yee, M., Paiva, R.P., Munita, C.S. 2002. Late Pleistocene marine terrace deposits in Northeastern Brazil: sea-level changes and tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179 : 57 – 69.
- Barros, M.A. 2003. *Transição Pleistoceno/Holoceno, Médio Vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ): uma abordagem palinológica*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 205p.

- Bartholomeu, R.L. 2010. *Análise dos Registros Palinológicos Costeiros Quaternários na Área da Lagoa de Itaipu, Estado do Rio de Janeiro, Brasil*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 130p.
- Behling, H. 1997. Late Quaternary vegetation, climate and fire history from the tropical mountain region of Morro de Itapeva, SE Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 129 : 407-422.
- Beltrão, M.C. 1978. *Pré-história do Rio de Janeiro*. Rio de Janeiro, Forense. 276p.
- Bernat, M., Martin, L., Bittencourt, A. C. S. P., Vilas-Boas, G. S. 1983. Datation lo/U du plus haut niveau marin interglaciaire sur la côte du Brésil. Utilisation du 229Tr comme traceur. *Comptes Rendus de l'Academie de Sciences de Paris*, 296 : 197-200.
- Bird, E.C.F. 1981. Recent changes on the world's sandy shorelines. In: BIRD, E.C.F. & KOIKE, K. (Eds) *Coastal Dynamics and Scientific Sites – reports on the projects of the I.G.U. Commission on the coastal environment 1976 – 1980*. Kowazawa University, Tokio, 1981. p. 5 – 30.
- Bittencourt, A.C.S.P., Martin, L., Vilas Boas, G.S., Flexor, J.M. 1979. The marine formations of the coast of the State of Bahia. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1. São Paulo, 1978. *Proceedings...* São Paulo. IGCP. Project 61, p. 232 – 253.
- Bruun, P. 1962. Sea-level rise as a cause of shore erosion. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 88 : 117-130.
- Carvalho, E.T. 1984. Estudo arqueológico do sítio Corondó. Missão de 1978. *Boletim do Instituto de Arqueologia Brasileira, série Monografias*, 2, 243 p.
- Carvalho, E.T. 1988. Monumento símbolo da arqueologia pré-histórica brasileira: o sítio Duna Grande de Itaipu. Uma contribuição. *Revista de Arqueologia: Sociedade de Arqueologia Brasileira*. 5 (1): 119-128.
- Castro, J.W.A. 2001. *Geomorfologia do sistema sedimentar eólico de Paracuru – Ceará*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado. 199 p.
- Castro, J.W.A., Carvalho, M.A., Mansur, K., Soldon, T.K. 2004. Paleolaguna de Tauá: registro clássico de transgressão marinha holocênica / região de Búzios – RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, Araxá, 2004. *Boletim de Resumos...* Araxá, SBG, p. 231-232.
- Castro, J.W.A., Suguio, K., Dias, F.F., Seoane, J.C.S. 2010. A curva de variação do nível relativo do mar no litoral do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45, Belém, 2010. *Anais...* Belém, SBG. p. 377.
- Côrrea, I.C.S. 1990. *Analyse morphostructurale et évolution paléogéographique de la plate-forme continentale Atlantique Sud Brésilienne (Rio Grande do Sul, Brésil)*. Thèse (Doctorat) – Université de Bourdeaux I. 314p.
- Côrrea, I.C.S. 1996. Les variations du niveau de la mer Durant lês derniers 17.500 ans BP: L'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul, Brésil. *Marine Geology*, 130 : 163-178.

Côrrea, I.C.S., Ponzi, V.R.A., Trindade, L.A.F. 1980. Níveis marinhos quaternários da plataforma continental do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, 1980. *Anais...* Balneário de Camboriú, SBG, v.1, p. 578 – 587.

CPRM – Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais, 2000. *Geomorfologia do Estado do Rio de Janeiro. Estudo Geoambiental do Estado do Rio de Janeiro*. Brasília, 2000.

CPRM – Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais, 2001. *Geologia do Estado do Rio de Janeiro. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Brasília, 2001.

Cunha, F.L.S. & Francisco, B. H. R. 1981. Geologia de Itaipu. In: KNEIP, L.M., PALLESTRINI, L., CUNHA, F.L.S. (Eds.) 1981. *Pesquisas arqueológicas no litoral de Itaipu, Niterói, RJ*. Rio de Janeiro, 174p.

Cunha, F.L.S. & Andrade, A.B. 1972. Evidências glácio-eustáticas no litoral de Niterói, RJ. *Delfos 11/12* : 32 – 39.

Davis, R. A. 1978. *Coastal sedimentary environments*. New York. Springer-Verlag. 420p.

Davis Jr., R.A. 1992. The estuarine depositional system. In: DAVIS Jr., R.A. *Depositional systems – an introduction to sedimentology and stratigraphy*. 2ª ed. Prentice Hall, New Jersey.p. 294 – 341.

Davis, J.L. & Annan, A.P. 1989. Ground penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophys. Prospect.*, 3 : 531-551.

Delibrias, G. & Laborel, J. 1971. Recent variations of sea-level along the Brazilian coast. *Quaternaria*, 10 : 45 – 49.

Dias, F.F. 2009. *Variações do Nível Relativo do Mar na região de Cabo Frio e Armação dos Búzios - RJ: Reconstrução Paleoambiental Holocência e Cenários Futuros*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 145p.

Dias, G.T.M. & Quaresma, 1996. Baía de Guanabara – evolução geomorfológica do fundo submarino. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, *Anais...*, Salvador, SBG. v.3, p. 514 – 516.

Dias Jr. O.F. 1963. Notas sobre arqueologia da região de Cabo Frio. *Bol. do IAB*, 1 (1): 1-15.

Dias Jr. O.F. 1967. Notas prévias sobre pesquisas arqueológicas nos Estados da Guanabara e do Rio de Janeiro. *Publ. Avulsas*, 6. Museu Paraense Emilio Goeldi. 13 p.

Dias Jr. O.F. 1969. A fase Itaipu – sítios sobre dunas no Estado do Rio de Janeiro. Anais do III Simpósio de Arqueologia da área do Prata. *Pesquisas*, Instituto Anchietao de Pesquisas (série Antropologia 20).

Dias Jr. O.F. 1980. Rio de Janeiro: A Tradição Itaipú e os Sambaquis. In: Schmitz, P. I., Barbosa, A. S. e Ribeiro, M.B. (Eds.). *Arcaico do Litoral Temas de Arqueologia Brasileira*, 3. *Anuário de Divulgação Científica*, 7 : 33-42.

Dias, O. & Carvalho, E. 1983. A fase Itaipu, RJ. Novas considerações. *Arquivos do Museu de História Natural, UFMG*, 8-9 : 95-106.

Dias JR. O.F. & Carvalho, E.T. 1984. A fase Itaipu-RJ – Novas Considerações, *In: REUNIÃO CIENTÍFICA DA SOCIEDADE DE ARQUEOLOGIA BRASILEIRA 2*, Belo Horizonte, *Atas...*, Belo Horizonte, Arquivos do Museu de História Natural, vol. VIII/IX: 95-105. 1983/84.

Dias JR. O.F. & Carvalho, E.T. 1988. A tradição Itaipu: a questão de sua extensão espacial. *Boletim do Instituto de Arqueologia Brasileira, Série Ensaios*, 5.

Dominguez, J.M.L. 1982. *Evolução quaternária da planície costeira associada à foz do Rio Jequitinhonha (BA): Influência das variações do nível do mar e da deriva litorânea de sedimentos*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia, Dissertação de Mestrado, 79 p.

Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., Martin, L., Lima, R.C.C., Costa, I.V.G. 1982. *Roteiro da Excursão geológica à Planície Costeira do rio Jequitinhonha (BA) e às Turfeiras Associadas*. XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Bahia: 199-235.

DRM / RJ - Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro. 1981. *Projeto Carta Geológica - Bloco Baía de Guanabara*, v.1, Niterói, Relatório Final.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. 2006. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. Brasília: EMBRAPA – SPI; Rio de Janeiro: EMBRAPA – SOLOS, 2006. 306 p.

Ferrari, A.L. 2001. *Evolução tectônica do Graben da Guanabara*. Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado. 439p.

Figueiredo Jr, A.G.; Silva, C.G., Mello, S.L.M., Artusi, L., Silva, S.H.F., Santos, V.F., Gonçalves, C.Z., Laut, L.L.M., Oliveira, V., Figueiredo, C.M.V. 2003. GPR investigation on a beach ridge coastal plain, Paraíba do Sul River delta. *In: 8th INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY*, 2003, Rio de Janeiro. *Resumos expandidos...* Rio de Janeiro, SBGf, v. 1. p. 1-4.

Flexor, J.M., Martin, L., Suguio, K. & Dominguez, J.M.L. 1984. Gênese dos cordões litorâneos da parte central da costa Brasileira. *In: SIMPÓSIO SOBRE RESTINGAS BRASILEIRAS*, Niterói, 1984. *Anais...* Niterói, EDUFF, p. 35 – 45.

Fonseca, M.J.G., Peçanha, R.M., Junho, M.C.B., FRANCISCO, B.H.R., Dreher, A.M. 1998. *Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro (escala:1:400.000)*. Rio de Janeiro, DNPM, Texto Explicativo, 141 p., mapa.

Gandolfo, O.C.B., Souza, L.A.P., Tessler, M.G., Rodrigues, M. 2001. Estratigrafia rasa da Ilha Comprida (SP): um exemplo de aplicação do GPR. *Revista Brasileira de Geofísica – SBGf*, 19 (3) : 251-262.

Giannini, P.C.F., Assine, M.L. & Sawakuchi, A.O. 2008. *In: SILVA, A.J.C.L.P., ARAGÃO, M.A.N.F. & MAGALHÃES, A.J.C.(Orgs.) Ambientes de Sedimentação Siliclástica do Brasil*. Beca/BALL Ed., São Paulo, p.72 – 101.

- Helmbold, R. 1975. Erster Präkambrischer Nephelin-syenite in Südamerika: ein Biotit Lichtfeldit bei Rio de Janeiro, Brasilien. Marburg, R. *Geologica et Palaentologica*, p. 3-39.
- Hoyt, J.H. 1967. Barrier island formation. *Geological Society of America Bulletin*, 78 : 1125 – 1136.
- Ireland, S. 1987. The Holocene sedimentary history of the coastal lagoons of Rio de Janeiro State, Brazil. In: TOOLEY, M.J. & SHENNAN, I. (Eds.) *Sea Level Changes*. Basil Blackwell. The Institute of British Geographers Special Publications Series. p. 26 – 66.
- Jensen, F. 1994. Dune management in Denmark: application of the Nature Protection Act of 1992. *Journal of Coastal Research*, 10, (2) : 263-269.
- Kneip, L.M. 1979. *Pesquisas de Salvamento em Itaipu, Niterói, Rio de Janeiro*. Itaipu-Cia. De Desenvolvimento Territorial, Rio de Janeiro, 30p.
- Kneip, L.M., Pallestrini, L., Morais, J.L. & Cunha, F.L.S. 1980. The Radiocarbon Dating of the Sambaqui Camboinhas-Itaipu, Niterói - RJ - Brazil. In: *An. Acad. Bras. Ciências*, 52 (3) : 646.
- Kneip, L.M., Pallestrini, L. & Cunha, F.L.S. 1981. *Pesquisas arqueológicas no litoral de Itaipu, Niterói, RJ*. Rio de Janeiro, 174p.
- Kuchler, P.C., Ferreira, A.P.S., Silva, J.A., Silva, A.T. 2005. A análise da diminuição do espelho d'água das Lagoas de Itaipu e Piratininga com o subsídio do Sensoriamento Remoto. In: 12º SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, Goiânia, 2005, *Anais...* Goiânia, INPE, p. 3651 - 3653.
- Lamego, A.R. 1946. *O Homem e a Restinga*. IBGE. Rio de Janeiro. 227 p. (Ed. fac-similar - 2007)
- Lamego, A.R. 1964. *O Homem e a Guanabara*. 2ª edição. IBGE. Rio de Janeiro. 408 p. (Ed. fac-similar - 2007)
- Ledru, M.P., Bertaux, J., Siffedine, A. & Suguio, K. 1998. Absence of Last Glacial Maximum Records.in Lowland Tropical Forests. *Quaternary Research* 49 : 233-237.
- Leopold, L.B., & Wolman, M.G. 1957. River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight, *U.S. Geological Survey Professional Paper 282-B*, 51p.
- Machado, R., Demange, M., Pellogia, A.G., Monteiro, R.L. 1989. Rochas graníticas e charnockíticas do Estado do Rio de Janeiro: associações petrográficas e suas relações com os domínios estruturais. In: SBG, Núcleos RJ/SP, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE,1, Rio de Janeiro, 1989. *Boletim de Resumos...* Rio de Janeiro, SBG, p.151-152.
- Madeira, C.V., Mello, C.L., Pilon, J.A., Moura, J.R.S. 1997a. Applications of GPR to Quaternary Sediments of Southeastern Brazil.. In: V INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, São Paulo, 1997. Expanded Abstracts... São Paulo, SBGf, p. 544-546.
- Madeira, C.V., Mello, C.L., Pilon, J.A., Moura, J.R.S. 1997b. O Uso do GPR na Estratigrafia de Depósitos Coluviais na Região do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO

QUATERNÁRIO, 6, Curitiba, 1997. *Resumos Expandidos...* Curitiba, ABEQUA, p.194-198.

Madeira, C.V., Mello, C.L., Pilon, J.A., Moura, J.R.S. 1998. Paleorelief Reconstruction and 3d Geometry of Quaternary Sedimentary Deposits of Southeastern Brazil.. *In: VII INTERNATIONAL CONFERENCE ON GROUND-PENETRATING RADAR*, Lawrence, 1998. *Proceedings...* Lawrence, v.2, p.735-740.

Madeira, C.V., Mello, C.L. 1999a. Imaging Subsuperficial Water in Tropical Soils Using Ground Penetrating Radar. *In: GEOVEG99*, Rio de Janeiro, 1999. *Proceedings...* Rio de Janeiro.

Madeira, C.V., Barth, O.M., Mello, C.L., Moura, J.R.S. 1999b. Paleoenvironmental Aspects at the Pleistocene/Holocene Transition in Bananal Region, Middle Valley of Paraíba do Sul River, Brazil. *In: GEOVEG99*, Rio de Janeiro, 1999. *Proceedings...* Rio de Janeiro.

Madeira, C.V., Mello, C.L., Moura, J.R.S. 2000. Mapping Neotectonic Features Using Ground Penetrating Radar in Southeastern Brazil. *In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GROUND-PENETRATING RADAR*, Gold Coast, 2000. *Proceedings...* Gold Coast, v.1, p.635-641.

Martin, L. & Suguio, K. 1976. O Quaternário marinho do litoral do Estado de São Paulo. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 19, Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto, SBG. v.1, p. 281 – 293.

Martin, L., Suguio, K., Flexor, J. M. 1979. Précautions sur l'utilisation des datations par le radiocarbonate pour la reconstruction des anciens niveaux marins. *In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY*, São Paulo, 1979. *Proceedings...* São Paulo : Universidade de São Paulo - Instituto de Geociências, v. 1. p. 332-342.

Martin, L., Bittencourt, A.C.S.P., Flexor, J.M., Suguio, K., Vilas-Boas, G.S. 1981. Modifications de la morphologie du littoral des états de Bahia et São Paulo (Brésil) en fonction des variations du niveau marin. *Océanis Série de Documents Océanographiques*, 7, (4) : 409-414.

Martin, L., Dominguez, J.M.L., Suguio, K., Bittencourt, A.C.S.P., Flexor, J.M. 1983. Schéma de la sédimentation quaternaire sur la partie centrale du littoral brésilien. *Cahier Orstom Série Géologie*, 13 : 59-81.

Martin, L., Flexor, J.M., Kousky, V.E., Cavalcanti, J.F.A. 1984. Inversion du sens du transport littoral enregistrées dans les cordons littoraux de la plaine côtière du Rio Doce (Brésil). Possible liaison avec des modifications de la circulation atmosphérique. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences de Paris*, T. 298, Série II : 25-27.

Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M., Dominguez, J.M.L., Suguio, K., Bittencourt, A.C.S.P. 1987. Quaternary evolution of central part of the Brazilian coast: the role of relative sea-level variations and of shoreline drift. *UNESCO Reports in Mar. Sci.*, 43, : 97-145.

Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M., Azevedo, E.G.A. 1988. *Mapa geológico do Quaternário costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina*. Série Geologia, DNPM. Brasília, n.28. 40 p. 2 mapas.

Martin, L., Fournier, M., Flexor, J.M., Absy, M.L., Mourguiart, P., Sifeddine, A., Turcq, B. 1992. Enregistrements des conditions de type El Niño, en Amérique du Sud, au cours des 7 000 dernières années. *Comptes Rendus de L'Académie Des Sciences de Paris*, 315 : 97-102.

Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J.M.; Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C. S.P. 1996. Quaternary sea-level history and variations in dynamics along the Central Brazilian coast: consequences on coastal plain construction. *An. Acad. Bras. Ciências*, 68 : 303-354.

Martin, L., Suguio, K., Dominguez, J.M.L., Flexor, J.M. 1997. *Geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo*. Belo Horizonte, CPRM, 112p. 2 mapas.

Martin, L., Bittencourt, A.C.S.P., Dominguez, J.M.L., Flexor, J.M., Suguio, K. 1998. Oscillations or not oscillations, that is the question: comment on Angulo, R.J. and Lessa, G.C. "The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions"[*Mar.Geol.* 140, 141-166]. *Marine Geology* 150 : 179-187.

McCubbin, D.G. 1992. Barrier island and strandplain fácies. In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. Sandstone Depositional Environments. *AAPG Memoir*, 31 : 247 – 279.

Medeiros, R.A., Schaller, H., Friedman, G.M. 1971. *Fácies sedimentares: análise e critérios para reconhecimento de ambientes deposicionais*. CENPES-DIDOP, Rio de Janeiro, 123 p.

Mello, C.L., Metelo, C.M.S., Suguio, K., Kohler, H.C. 1999. Quaternary sedimentation, neotectonics and the evolution of the Doce river Middle Valley lake system (Southern Brazil). *Revista do Instituto Geológico*, 20 (1/2) : 29-36.

Mendes, J.C., Schmitt, R.S., Penha, H.M., Ludka, I.P., Dantas, E.L. 2006. Calc-alkaline magmatism in a low pressure high temperature Neoproterozoic terrane, SE Brazil: new U-PB data. In: SIMPOSIO SUDAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTOPICA, 5, Punta Del Este, 2006. *Short papers...* Punta del Este, 2006, v. 1, p. 123-125.

Miall, A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Reviews*, 13 (4) : 1-62.

Miall, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: MIALL, A.D. (ed.). *Fluvial Sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 597-604 (Memoir 5).

Miall, A.D. 1985. Architectural elements analysis: a new method on facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Reviews*, 22 (4) : 261-308.

Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial deposits*. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer, 582 p.

Miall, A.D. 2010. *The Geology of Stratigraphic Sequences*. 2nd Ed., Springer-London. 532p.

Milliman, J.D. & Emery, K.O. 1968. Sea Levels during the Past 35,000 Years. *Science*, 162 : 1121-1123.

Ministério do Exército. 1987. *Folha Baía de Guanabara* (MI 2745/4 e MI 2774/2). 1:50.000.

- Misumi, S.Y. 2008. *Estudos Palinológicos em sedimentos pleistocênicos provenientes da bacia hidrográfica do rio Guandu, RJ. Brasil*. Monografia – Departamento de Biologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 76p.
- Morais, J.L. 1981. A aplicação do método do carbono-14 em amostras procedentes do Sambaqui de Cambinhas. In: KNEIP, L.M., PALLESTRINI, L., CUNHA, F.L.S. 1981. *Pesquisas arqueológicas no litoral de Itaipu, Niterói, RJ*. Rio de Janeiro, 174p.
- Muehe, D. 1979. Sedimentology and topography of a high energy coastal environment between Rio de Janeiro and Cabo Frio – Brazil. *An. Acad. Bras. Ciências* 51 (3) : 473–483.
- Muehe, D. 1984. Evidência de recuo de cordões litorâneos em direção ao continente no litoral do Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO SOBRE RESTINGAS BRASILEIRAS. Niterói, 1984. *Anais...* Niterói, EDUFF, 1984, p. 75 – 92.
- Muehe, D., Kneip, L.M. 1995. O sambaqui de Cambinhas e o de Maratú e as oscilações relativas do nível do mar. *Documentos de trabalho n° 3 – série Arqueologia*. Rio de Janeiro, Departamento de Antropologia, Museu Nacional-UFRJ, p.75-82.
- Neal, A. 2004. Ground penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth Science Reviews*, 66 : 261-330.
- Oliveira Jr., J.G.O., Medeiros, W.E., Tabosa, W.F. 2008. From barchan to domic shape: evolution of a coastal sand dune in northeastern Brazil based on GPR survey. *Revista Brasileira de Geofísica*, 26 (1) : 5-20.
- Pereira, A.J., Gambôa, L.A.P., Silva, M.A.M., Rodrigues, A.R., Costa, A. 2003. A utilização do ground penetrating radar (GPR) em estudos de estratigrafia na Praia de Itaipuaçu - Maricá (RJ). In: *Revista Brasileira de Geofísica*, 21 (2) : 163-172.
- PMN - Prefeitura Municipal de Niterói. 2002. *Caracterização do Bosque Lagunar de Itaipu*. Secretaria Municipal de Urbanismo e Controle Urbano. Niterói, 46p.
- Prous, A.P.P. 1992. *Arqueologia Brasileira*. Brasília, DF. Editora da Universidade de Brasília. 614p.
- Radambrasil, Projeto. 1983. *Levantamento de Recursos Naturais, Vol. 32. Folha SF.23/24 Rio de Janeiro / Vitória*. Ministério das Minas e Energia, Secretaria-Geral, Rio de Janeiro. CD-ROM.
- Ramos, R.R.C., Cassar, J.C.M., Gusmao, L.A.B. 2003. Modelo Evolutivo do Campo de Dunas do Peró (Município de Cabo Frio/RJ) e Cálculo de Transporte Eólico. In: CONGRESSO SOBRE PLANEJAMENTO E GESTÃO DA ZONA COSTEIRA DOS PAÍSES DE EXPRESSÃO PORTUGUESA, 2, Recife, 2003. *CD-ROM...* São Paulo, Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2003.
- Reading, H.G. 1978. Facies. In: READING, H.G. (ed.) *Sedimentary Environments and Facies*. New York, Elsevier, p. 4-14.
- Reinson, G.E. 1992. Transgressive Barrier Island and Estuarine Systems. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (eds.). *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, p. 179-194.
- Roncarati, H. & Neves, L.E. 1976. *Projeto Jacarepaguá. Estudo geológico preliminar dos sedimentos recentes superficiais da Baixada de Jacarepaguá, Município do Rio de Janeiro – RJ*. PETROBRAS & CENPES. DEXPRO. 89p.

- Rust, B.R. 1978. A classification of alluvial channel systems. In: Fluvial sedimentology. In: MIALL A.D. (Ed.) *Fluvial sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 5 : 187-198.
- Sallun, A.E.M., Suguio, K., Tatumi, S.H., Yee, M., Santos, J., Barreto, A.M.F., 2007. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. *Revista Brasileira de Geociências*, 37 (2) : 402-413.
- Salvador, M.V. & Silva, M.A. 2002. Morphology and sedimentology of the Itaipú Embayment – Niterói /RJ. *An. Acad. Bras. Ciências* 74 (1) : 127–134.
- Scherer, C. 2008. Ambientes Fluviais. In: SILVA, A.J.C.L.P., ARAGÃO, M.A.N.F. & MAGALHÃES, A.J.C.(Orgs.) *Ambientes de Sedimentação Siliclástica do Brasil*. Beca/BALL Ed., São Paulo, p.102 -131.
- Schumm, S.A. 1972. *River morphology*. Benchmark papers in geology. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania.
- Selley, R.C. 1970. *Ancient Sedimentary Environments*. Ed. Cornell University Press, 237 p.
- Silva, A.L.C., Rodrigues, A.R., Silva, M.A.M., Gambôa, L.A.P. 2010. Arquitetura sedimentar e evolução geológica no Quaternário da planície costeira central de Maricá (Rio de Janeiro). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45, Belém, 2010. *Anais...* Belém, SBG, cd-rom.
- Silva, C.G.; Patchineelam, S.M.; Neto, J.A.B. & Ponzi, V.R.A., 2004. Ambientes de sedimentação costeira e processos morfodinâmicos atuantes na linha de costa. In: NETO, J.A.B.; PONZI, V.R.A. & SICHEL, S.E. (orgs). *Introdução à Geologia Marinha*. Rio de Janeiro: Interciência, 2004. p. 15-218.
- Silveira, J.D. 1964. Morfologia do litoral. In: AZEVEDO, A. (Ed.) *Brasil: a terra e o homem*. Cia Editora Nacional, São Paulo, p.253-305.
- Souza, C.R.G., Hiruma, S.T., Sallun, A.E.M., Ribeiro, R.R., Azevedo Sobrinho, J.M., 2008. “Restinga” conceitos e empregos do termo no Brasil e implicações na legislação ambiental. 1ª Ed., Instituto Geológico, São Paulo, 104p.
- Stutz, M.L. & Pilkey, O.H. 2011. Open-Ocean Barrier Islands: Global Influence of Climatic, Oceanographic, and Depositional Settings. *Journal of Coastal Research*, 27 (2) : 207-222.
- Suguio, K. 2003. Tópicos de geociências para o desenvolvimento sustentável – As regiões litorâneas. *Revista do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo* 2 (1): 40 p.
- Suguio, K., Barreto, A.M.F., Bezerra, F.H.R. 2001. Formações Barra da Tabatinga e Touros: evidências de paleoníveis do mar pleistocênicos da costa norte-riograndense, In: CONGRESSO DA ABEQUA, 8, Imbé, 2001. *Boletim de Resumos...* Imbé-RS, ABEQUA, p. 108 - 110.
- Suguio, K. & Bigarella, J.J. 1979. *Ambientes de Sedimentação sua Interpretação e Importância: Ambiente Fluvial*. Curitiba, Ed. UFPR/ADEA, 183p.
- Suguio, K. & Martin, L. 1976. Brazilian coastline formations of the States of São Paulo and Bahia littoral zone evolutive schemes. *An. Acad. Bras. Ciências*, 48 (suplemento) : 325 – 334.

Suguio, K. & Martin, L. 1978. Quaternary marine formations of the states of São Paulo and southern Rio de Janeiro. *In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY*, São Paulo. *Special Publication...* n.1. São Paulo, 55p.

Suguio, K., Martin, L., Flexor, J.M. 1980. Sea level fluctuations of the past 6000 years along the coast of the State of São Paulo (Brazil). *In: MORNER, M.A. (Ed) Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. New York, John Wiley and Sons, p. 471 - 486.

Suguio, K., Martin, L., Bittencourt, A.C.S.P., Dominguez, J.M.L., Flexor, J.M., Azevedo, E.G.A. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 15 (4) : 273 – 286.

Suguio, K., & Tessler, M.G. 1984. Planícies de cordões litorâneos quaternários do Brasil: origem e nomenclatura. *In: SIMPÓSIO SOBRE RESTINGAS BRASILEIRAS*. Niterói, 1984. *Anais...* Niterói, EDUFF, p. 15 – 25

Suguio, K., Angulo, R.J., Carvalho, A.M., Côrrea, I.C.S., Tomazelli, L.J. Villwock, J.A., Vital, H. 2005. Paleoníveis do mar e paleolinhas de costa. *In: SOUZA, C.R.G., SUGUIO, K., OLIVEIRA, A.M.S., OLIVEIRA, P.E (Ed.) Quaternário do Brasil*. ABEQUA-Holos Editora, Ribeirão Preto, 2005. P. 114-128.

Swift, D.J.P. 1975. Barrier island genesis: evidence from the Central Atlantic Shelf, Eastern USA. *Sedimentary Geology*, 14 (1) : 1 – 43.

Tomazelli, L. J., Villwock, J. A. 1989. Processos Erosivos Atuais Na Costa do Rio Grande do Sul: Evidências de Uma Provável Tendência Contemporânea de Elevação do Nível Relativo do Mar. *In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO*, 2, Rio de Janeiro, 1989. *Resumos...* Rio de Janeiro, ABEQUA, v. 1, p. 16.

Tomazelli, L.J. 1990. *Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais eólicos holocênicos do nordeste da província costeira do Rio Grande do Sul, com ênfase ao sistema eólico*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, 270 p.

Turcq, B., Martin, L., Flexor, J.L., Pierre, C., Tasayaco-Ortega, L. 1999. Origin and evolution of the quaternary coastal plain between Guaratiba and Cabo Frio, State of Rio de Janeiro. *In: KNOPPERS, B.A., BIDONE, E.D. & ABRÃO, J.J. (Ed) Environmental Geochemistry of Coastal Lagoon Systems of Rio de Janeiro, Brazil*. Niterói, EDUFF, Série Geoquímica Ambiental n.6. p. 25 – 46.

Turcq, B., Albuquerque, A.L.S., Ledru, M.P., Mello, C.L., Pressinoti, M.M.N., Riccomini, C., Suguio, K. 1996. A Transição Pleistoceno-Holoceno na região Sudeste Brasileira. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39, Salvador. *Anais...*, Salvador, SBG, v.3, p. 507 – 509.

USACE – United States Army Corps of Engineers. 1995. *Coastal Geology*. Manual no. 1100-2-1810. Washington DC.

Van Andel, T.H. & Laborel, J. 1964. Recent High Relative Sea Level Stand Near Recife, Brazil. *Science*, 145 : 580 - 581.

Vellozo, T.G. & Alves, A.R. 2006. Características gerais do fenômeno da maré no Brasil. *Anais Hidrográficos da Diretoria de Hidrografia e Navegação*, Tomo LXI.

Villwock, J.A. 1994. A Costa Brasileira: Geologia e Evolução. *Notas técnicas*, 7 : 38-49.

Villwock, J.A., Tomazelli, L.J., Loss, E.L., Dehnhardt, E.A., Horn Filho, N., Bachi, F.A., Dehnhardt, B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 4 : 79 – 97.

Walker, R. 1984 *Facies Models*, 2ed. Geological Association of Canada, 319 p.

Wright, L.D. & Short, A.D. 1983. Morphodynamics of beaches and surf zones in Australia. In: KOMAR, P.D. (Ed.). *Handbook of Coastal Process and Erosion*. CRC Press, Boca Ratón. p. 35 – 66.

Referências em meio eletrônico:

FCIDE - consulta em 10 de janeiro de 2011.

Google Earth, consulta em 9 de outubro de 2010.

Google Images – www.google.com consultas em 12 de abril e 9 de outubro de 2010.

IBGE – www.ibge.gov.br - consulta em 6 de outubro de 2010.

INEA - www.inea.rj.gov.br - consulta em 19 janeiro de 2011.

INEPAC - <http://www.inepac.rj.gov.br> - consulta em 9/10/2010.

História UFF - <http://www.historia.uff.br/labhoi/node/272> - consulta em 9 de outubro de 2010.

Arquivo Nacional - www.historiacolonial.arquivonacional.gov.br - consulta em 9 de outubro de 2010.

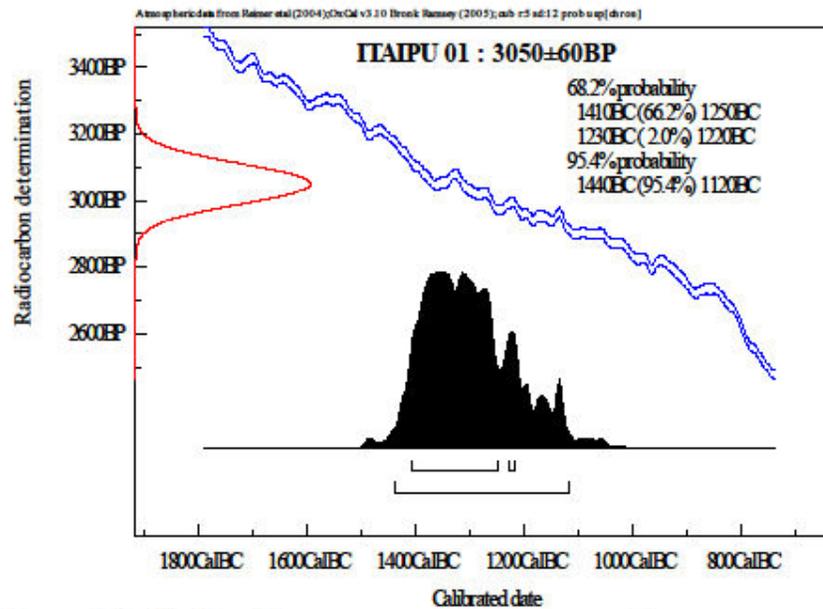
ANEXO A—RESULTADOS DA DATAÇÃO RADIOCARBONO E CALIBRAÇÃO.



Conventional radio carbon dating service laboratory. Kiev.

Радіовуглецева дата (Radiocarbon date)

Зразок (Sample):	Charcoal ITAIPU 01	
Замовник (Customer):	Prof. Renato R. Cabral Ramos Museu Nacional/UFRJ	
Код лабораторії (lab code):	1666	
Маса бензолу (benzene mass):	0,941	грам (g)
Час вимірювання (counting time):	2500	хвилин (minutes)
Швидкість лічення проби (Sample count rate):	7,08	CPM
Швидкість лічення фону (Background count rate):	0,91	CPM
Ефективність реєстрації (counting efficiency):	76,1%	Процент (percent)
Радіовуглецева дата (Radiocarbon date):	3050±60 BP	
Калібрована дата (Calibrated date):	See below	



Бузинний Михайло Георгійович
Michael G. Buzinny, P.h.D.
11.04.2011
mbuz@ukr.net, <http://c14.kiev.ua/c14.htm>

APÊNDICE A – FORMULÁRIO DE CALIBRAÇÃO PELO SOFTWARE CALIB 6.0

```

Lab Code
Sample Description (80 chars max)
Radiocarbon Age BP 3050 +/- 60
Calibration data set: shcal04.14c
# McCormac et al.
2004
% area enclosed      cal AD age ranges      relative area
under
distribution
68.3 (1 sigma)      cal BC 1369- 1357      0.049
                    1352- 1350            0.004
                    1315- 1128            0.948
95.4 (2 sigma)      cal BC 1408- 1047      1.000

```

References for calibration datasets:
 FG McCormac, AG Hogg, PG Blackwell, CE Buck, TFG Higham, and PJ Reimer (2004)
 SHCal04 Southern Hemisphere Calibration 0 - 11.0 cal kyr BP
 Radiocarbon 46, 1087-1092

