

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
CENTRO DE ENERGIA NUCLEAR NA AGRICULTURA

BEATRIZ LUNA FIGUEIREDO

Dinâmica espaço-temporal dos manguezais brasileiros: efeitos das mudanças
climáticas e flutuações do nível do mar

Piracicaba
2023

BEATRIZ LUNA FIGUEIREDO

Dinâmica espaço-temporal dos manguezais brasileiros: efeitos das mudanças
climáticas e flutuações do nível do mar

Tese apresentada ao Centro de Energia Nuclear na
Agricultura da Universidade de São Paulo para
obtenção do título de Doutor em Ciências

Área de Concentração: Energia Nuclear na
Agricultura e no Ambiente

Orientador: Prof. Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda

Piracicaba
2023

AUTORIZO A DIVULGAÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Seção Técnica de Biblioteca - CENA/USP

Figueiredo, B. L.

Dinâmica espaço-temporal dos manguezais brasileiros: efeitos das mudanças climáticas e flutuações do nível do mar / Beatriz Luna Figueiredo; Luiz Carlos Ruiz Pessenda. - - Piracicaba, 2023.

177 p.

Tese (Doutorado – Programa de Pós-Graduação em Ciências. Área de Concentração: Energia Nuclear na Agricultura e no Ambiente) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, 2023.

1. Ecossistema costeiro 2. Ecossistema de mangue 3. Holoceno 4. Mudança climática 5. Nível do mar 6. Sensoriamento remoto I. Título.

CDU 551.583.3 : 502.2

Elaborada por:

Marilia Ribeiro Garcia Henyei

CRB-8/3631

Resolução CFB Nº 184 de 29 de setembro de 2017

À minha família, com amor e gratidão pelo carinho,
presença e apoio ao longo do período de elaboração deste trabalho.

AGRADECIMENTOS

Expresso aqui meu agradecimento a Deus e à Nossa Senhora por toda força e proteção que têm me concedido durante todos os dias da minha vida.

Ao meu orientador Prof. Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda pela oportunidade, orientação, dedicação e ensinamentos.

Ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA), à Universidade de São Paulo (USP) e ao Laboratório C-14 pela disponibilização de infraestrutura e recursos necessários para o desenvolvimento desta tese.

Ao Programa de Pós-Graduação do CENA/USP e a todos os funcionários pela competência e auxílio prestados, em especial Cleide, Marcos, Magali e Marília.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) – Código de Financiamento 001, pela concessão da bolsa de estudos.

Ao Prof. Dr. Marcelo Cohen (UFPA) por todo conhecimento científico transferido, orientação nas atividades de campo e contribuições para a construção deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Marlon França (IFES) pelo carinho, incentivo, conselhos e por todo apoio prestado a mim e ao desenvolvimento desta tese.

Aos professores Dr. Paulo Giannini (USP), Dra. Célia Regina Montes (CENA) e Dr. Álvaro Buso Júnior (Fundação Florestal) pelas críticas e sugestões feitas durante o exame de Qualificação, as quais foram de fundamental importância para a construção desta tese.

Às professoras Rosebelly Marques e Maria Nazaré da Cruz pelos ensinamentos compartilhados durante o estágio PAE.

Ao Técnico Thiago Campos por todo auxílio nas atividades de laboratório, pela amizade e momentos de descontração, tornando o trabalho mais leve e feliz.

Aos amigos e colegas do Laboratório C-14, Luiza Reis, Flávio Lorente, Álvaro Buso Júnior, Evandro Magalhães, Elton Alves, Giliane Rasbold e Dayana Rodrigues por todos os bons momentos, conversas e ensinamentos.

Aos amigos do CENA, Glaucia Olivatto, Rafael Dextro e Andrews Delbaje que compartilharam junto a mim os desafios e responsabilidades como membros da APG.

Aos amigos e pesquisadores Bettina Bozi e Sérgio Nunes, que tive o prazer de conhecer e compartilhar bons momentos. À amiga e pesquisadora Neuza Freire pelos conselhos e discussões que ajudaram na escrita deste trabalho.

Às minhas grandes amigas e pesquisadoras Érika Rodrigues e Luiza Reis pela amizade incondicional, companheirismo, ensinamentos e parceria acadêmica.

Ao amigo e pesquisador Qiang Yao por todo ensinamento e incentivo para produzir papers.

Em especial aos meus pais (Amélia Luna e Helder Figueiredo), irmãos (Ingrid Luna e Helder Filho) e cunhado (Sérgio Fraga) por todo amor, incentivo, apoio e acolhimento.

À minha psicóloga.

Meus sinceros agradecimentos.

"A persistência é o caminho do êxito."

Charles Chaplin

RESUMO

FIGUEIREDO, B. L. **Dinâmica espaço-temporal dos manguezais brasileiros: efeitos das mudanças climáticas e flutuações do nível do mar.** 2023. 177 p. Tese (Doutorado em Ciências) - Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2023.

As mudanças climáticas e flutuações do nível do mar foram as principais forçantes que impulsionaram a dinâmica dos manguezais da costa brasileira ao longo do Holoceno. Entretanto, outros fatores podem influenciar na implantação e dinâmica desse ecossistema, como volume da descarga fluvial, sedimentação costeira, migração de canais etc. O objetivo da tese foi caracterizar a implantação e a dinâmica dos manguezais localizados ao longo do litoral brasileiro com diferentes características climáticas, geomorfológicas e oceanográficas, em Extremoz, Rio Grande do Norte (5° S), Anchieta, Espírito Santo (20° S) e Laguna, Santa Catarina (28° S), em uma escala milenar, secular e decadal através da integração das análises de sensoriamento remoto (imagens de satélite e drone), e do conteúdo polínico, dados geoquímicos (ED-FRX), isotópicos e elementares ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, C/N e C/S) e de salinidade da água intersticial do substrato de mangue, com controle temporal vinculado à datação ^{14}C . O aumento do Nível Relativo Marinho (NRM) pós glacial promoveu a implantação de manguezais ao longo do litoral tropical brasileiro por volta de 7000 anos cal AP. Em Extremoz, observou-se que o manguezal sofreu mudanças na sua distribuição devido à migração de canal, a qual tem sido controlada pelas variações do NRM, sedimentação costeira e avanço de dunas ativas. Os dados de sensoriamento remoto indicaram tendência de expansão do manguezal na área de estudo entre 1984 e 2010 (2,93 a 4,90 km²), provavelmente associado à regeneração natural do manguezal, e um tênue decréscimo em 2021 (4,49 km²) devido ao aumento de novas fazendas de camarão. No estudo realizado na região de Anchieta, a dinâmica do manguezal durante o Holoceno foi controlada principalmente pelas variações do NRM e mudanças na precipitação. Em Laguna (28° S), limite sul da distribuição do ecossistema no litoral brasileiro, observou-se o estabelecimento do manguezal no último milênio representado por *Laguncularia* e *Avicennia*, provavelmente favorecido pelo aquecimento natural do Holoceno superior, com registro de pólen de *Rhizophora* somente nas últimas décadas. Considerando um aumento do NRM e intensificação de eventos climáticos extremos projetados para o final deste século, estima-se que provavelmente os manguezais tropicais migrem para setores topograficamente mais

elevados, onde sua extensão dependerá da taxa de aumento do NRM e do volume da descarga fluvial. Em relação aos manguezais subtropicais, com o aumento das temperaturas do ar e da água e da elevação do NRM, provavelmente, os manguezais migrarão para além de seu limite latitudinal atual e é esperado que ocorra um aumento na diversidade de espécies de mangue em Laguna, com o estabelecimento e desenvolvimento de *Rhizophora*.

Palavras-chave: Manguezal. Nível relativo do mar. Mudança climática.

ABSTRACT

FIGUEIREDO, B. L. **Spatial-Temporal dynamics of brazilian mangroves: effects of climate and sea-level changes.** 2023. 177 p. Tese (Doutorado em Ciências) - Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2022.

Climatic changes and sea level fluctuations were the main forces driving the dynamics of mangroves along the Brazilian coast during the Holocene. However, other factors may influence the implementation and dynamics of this ecosystem, such as the volume of river discharge, coastal sedimentation, channel migration, etc. The objective of the thesis was to characterize the deployment and dynamics of mangroves located along the Brazilian coast with different climatic, geomorphological and oceanographic characteristics, in Extremoz, Rio Grande do Norte (5° S), Anchieta, Espírito Santo (20° S) and Laguna, Santa Catarina (28° S), on a millennial, secular and decadal scale, through the integration of remote sensing (satellite and drone images), and pollen, geochemical (ED- FRX), isotopic and elemental analyzes ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, C /N and C/S) and interstitial water salinity of the mangrove substrate, with temporal control by ^{14}C dating. The post-glacial Relative Sea Level (RSL) increase promoted the establishment of mangroves along the Brazilian tropical coast around 7000 cal years BP. In Extremoz, it was observed that the mangrove has undergone changes in its distribution due to channel migration, which has been controlled by RSL variations, coastal sedimentation and the advance of active dunes. Remote sensing data indicated a tendency for mangrove expansion in the study area between 1984 and 2010 (2,93 to 4,90 km²), probably associated with natural regeneration of the mangrove, and a slight decrease in 2021 (4,49 km²) due to the increase of new shrimp farms. In the study carried out in the Anchieta region, the dynamics of the mangrove during the Holocene was mainly controlled by RSL variations and changes in precipitation. In Laguna (28° S), the southern limit of the ecosystem's distribution on the Brazilian coast, the establishment of mangroves in the last millennium was observed, represented by *Laguncularia* and *Avicennia*, probably favored by the natural warming of the Upper Holocene, with records of *Rhizophora* pollen only in the last decades. Considering an increase in the RSL and intensification of extreme weather events projected for the end of this century, it is estimated that tropical mangroves are likely to migrate to topographically higher sectors, where their extent will depend on the rate of increase in the RSL and the volume of river discharge. Regarding subtropical mangroves, with increasing air and water temperatures and rising RSL,

it is likely that mangroves will migrate beyond their current latitudinal limit and an increase in mangrove species diversity is expected in Laguna, with the establishment and development of *Rhizophora*.

Keywords: Mangrove. Relative sea level. Climate change.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Curva de decaimento radioativo do ^{14}C (PESSENDA et al., 2015).	35
Figura 2 - Valores isotópicos do carbono característicos dos ciclos fotossintéticos (C3, C4 e CAM) e porcentagem de distribuição natural (dados extraídos de Boutton, 1996).	38
Figura 3 - Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N das fontes de matéria orgânica continental e marinha. Fonte: Modificado de Lamb et al. (2006), Meyers (2003), Wilson et al. (2005).	39
Figura 4 - Zonação dos manguezais no Brasil. Fonte: Schaeffer-Novelli (1995).	44
Figura 5 - Localização da área de estudo no município de Extremoz-RN com indicação das feições geomorfológicas, uso/cobertura do solo e localização do ponto de amostragem. Modificado de Ribeiro et al. (2018).	48
Figura 6 - Local de amostragem do testemunho NAT11 e indicação da vegetação herbácea e mangue.	49
Figura 7 - Contexto geomorfológico do estado do Rio Grande do Norte e indicação da área de estudo. Modificado de Dantas; Ferreira (2010).	50
Figura 8 - a) Localização do estado do Espírito Santo c) Distribuição do manguezal ao longo do Rio Benevente e indicação do ponto de coleta do RBN1. d) Foto aérea (drone) da vegetação. e) Vegetação de mangue observada no local de amostragem.	52
Figura 9 - Formação Barreiras no estado do Espírito Santo. Modificado de Albino et al. (2020).	54
Figura 10 - Imagem aérea (drone) da área de estudo.	56
Figura 11 - Mapa de localização da área de estudo e sistemas deposicionais do litoral Sul Catarinense e indicação do ponto de coleta do testemunho RP5. Modificado de Tanaka (2010).	57
Figura 12 - Complexo Lagunar Sul Catarinense. Polígono vermelho representa a delimitação da Área de Proteção Ambiental da Baleia Franca (APABF). Setas indicam presença de barras de acesso às lagunas. Modificado de Netto (2018).	59

Figura 13 - Fotografias da área de estudo ao longo da Lagoa de Santo Antônio, com indicação da vegetação de <i>Avicennia</i> , <i>Laguncularia</i> , <i>Spartina</i> e <i>Acrostichum</i>	61
Figura 14 - Amostrador Russo utilizado para realizar a coleta dos testemunhos.	62
Figura 15 - Trabalho de campo. a) coleta de testemunho com Amostrador Russo; b) Testemunho armazenado em tudo PVC; c) Envolvimento do testemunho em filme PVC para evitar contaminação; d) Testemunhos abertos em laboratório.....	63
Figura 16 - Ortomosaicos da área de estudo em Extremoz-RN com localização dos GCP, informações adicionais sobre o GSD, quantidades de fotos adquiridas, altitude de voo e margem de erro vertical.	66
Figura 17 - Metodologia sensoriamento remoto. Modificado de Cohen et al. (2018).....	67
Figura 18 - a) Antena Trimble Catalyst conectada à smartphone; b) Teodolito eletrônico CTS Berger DGT10; c) Régua graduada para topografia; d) Ponto de controle do solo (GCP); e) DJI Phantom 4; f) Ipad para monitoramento das missões; g) DJI Ground Pro.	71
Figura 19 - Fotografia do testemunho à esquerda e radiografia do mesmo à direita, podendo ser visualizadas suas estruturas sedimentares.....	74
Figura 20 - Conjunto de suporte mais o pED-FRX sobre o testemunho recoberto pelo filme fino. Tijolo de chumbo disposto na frente do equipamento para proteção radiológica.....	75
Figura 21 - Suporte de polietileno com filtro de 6mm para clarificação das amostras.....	80
Figura 22 - Fotografias de táxons de mangue com escala em μm , incluindo: 1. <i>Laguncularia racemosa</i> (Combretaceae); 2. <i>Rhizophora mangle</i> (Rhizophoraceae); 3. <i>Avicennia germinans</i> (Acanthaceae).....	81
Figura 23 - Análises espaço-temporais da área de estudo entre os anos de 1984 e 2021.....	83
Figura 24 - Mapa de vegetação da área de estudo e suas respectivas áreas de ocupação em km^2 , com base nas feições encontradas no ortomosaico de 2019.	84
Figura 25 - Modelo digital da superfície (MDS) para a área de estudo no município de Extremoz-RN obtidos por aerofotogrametria por drones e teodolito eletrônico nos anos de 2018 e 2019.....	85

- Figura 26 - Modelo digital do terreno (MDT) para a área de estudo no município de Extremoz-RN obtidos por aerofotogrametria por drones e teodolito eletrônico nos anos de 2018 e 2019. 86
- Figura 27 - Modelo digital da vegetação (MDV) para a área de estudo no município de Extremoz-RN obtidos por aerofotogrametria por drones e teodolito eletrônico nos anos de 2018 e 2019 através da subtração entre o MDS pelo MDT..... 87
- Figura 28 - Modelo digital da diferença de vegetação entre os anos de 2018 e 2019 para a área de estudo no município de Extremoz-RN obtido através da subtração entre os modelos digitais da Superfície. 87
- Figura 29 - a) Fotografia da área amostrada para levantamento fitossociológico em 2019 demonstrando a altura da vegetação na borda (3m) e espécimes de *Laguncularia* enumeradas de 1 a 3, de fácil percepção para referência nos ortomosaicos e modelos digitais. b) Recorte do ortomosaico e modelo digital da vegetação com localização do transecto do gradiente da vegetação para o ano de 2018. c) Recorte do ortomosaico e modelo digital da vegetação com localização do transecto do gradiente da vegetação para o ano de 2019. d) Gradiente da vegetação do transecto representado na figura b. e) Gradiente da vegetação do transecto representado na figura c. A região recortada da área de estudo (b; c) foi escolhida pela fácil identificação visual da mudança na estatura da vegetação, quantificada pelos transectos (d; e). 88
- Figura 30 - Representação gráfica do gradiente da vegetação obtido dos modelos digitais validados em campo através de observação visual, documentação fotográfica e medição com régua de 4 m. a) Localização dos pontos de controle de solo utilizados como referências para o levantamento fitossociológico e posicionamento dos transectos utilizados na geração dos perfis de gradientes da vegetação. b) Fotografias do gradiente da vegetação encontrado em campo para o ponto de controle API4. c) Fotografias do gradiente da vegetação encontrado em campo para o ponto de controle API11. d) Gradiente da vegetação obtido digitalmente através do modelo de vegetação de 2019 para o ponto de controle API4. e) Gradiente da vegetação obtido digitalmente através do modelo de vegetação de 2019 para o ponto de controle API11. 91
- Figura 31 - Modelo Bayesiano de profundidade de idade obtido usando Bacon no R-Studio. 93
- Figura 32 - Fotografia do testemunho e correspondente radiografia e indicação de estruturas e fácies. 94

Figura 33 - Perfil granulométrico e diagrama de Shepard mostrando a distribuição das amostras do testemunho NAT11 (SHEPARD, 1954).	95
Figura 34 - Análise de componente principal 1 e 2. Camadas geoquímicas representadas em diferentes cores.	96
Figura 35 - Síntese dos resultados do testemunho NAT11, com variações em função da profundidade, mostrando perfil cronológico e características do substrato com fácies sedimentares, granulometria, associação de fácies, dados isotópicos, elementares e geoquímicos.	100
Figura 36 - Síntese dos resultados do testemunho NAT11, com variações em função da profundidade, mostrando perfil cronológico e características do substrato com fácies sedimentares, granulometria, associação de fácies, dados isotópicos e perfil polínico.	101
Figura 37 - Modelo Bayesiano de profundidade de idade obtido usando Bacon no R-Studio.	103
Figura 38 - Fotografia do testemunho e correspondente radiografia e indicação de estruturas e fácies.	104
Figura 39 - Granulometria e diagrama de Shepard mostrando a distribuição das amostras do testemunho RBN1 (SHEPARD, 1954).	105
Figura 40 - Análise de variância da componente principal 1 e 2. Camadas geoquímicas representadas em diferentes cores.	106
Figura 41 - Síntese dos resultados do testemunho RBN1, mostrando perfil cronológico e características do substrato com fácies sedimentares, granulometria, associação de fácies, dados isotópicos e dados geoquímicos.	110
Figura 42 - Síntese dos resultados do testemunho RBN1, mostrando perfil cronológico e características do substrato com fácies sedimentares, granulometria, associação de fácies, dados isotópicos e perfil polínico.	111
Figura 43 - Modelo Bayesiano de profundidade de idade obtido usando Bacon no R-Studio.	113
Figura 44 - Fotografia do testemunho RP5 e correspondente radiografia e indicação de estruturas e fácies.	114

Figura 45 - Granulometria e diagrama de Shepard mostrando a distribuição das amostras no testemunho RP5 (SHEPARD, 1954).....	115
Figura 46 - Análise de componentes principais 1 e 2. Indicação das camadas geoquímicas em diferentes cores.....	116
Figura 47 - Síntese dos resultados do testemunho RP5, mostrando perfil cronológico e características do substrato com fácies sedimentares, granulometria, associação de fácies, dados isotópicos e geoquímica.	120
Figura 48 - Síntese dos resultados do testemunho RP5, mostrando perfil cronológico e características do substrato com fácies sedimentares, granulometria, associação de fácies, dados isotópicos e perfil polínico.	121
Figura 49 - (I) Valores $\delta^{13}\text{C}$ x C/N da matéria orgânica do testemunho NAT11. COP: Carbono orgânico particulado; COD: Carbono orgânico dissolvido. Interpretação baseada em Meyers (1994), Cloern et al. (2002) e Lamb et al. (2006).....	124
Figura 50 - (II) Valores $\delta^{15}\text{N}$ x $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica do testemunho NAT11. Interpretação baseada em Meyers (1994), Cloern et al. (2002) e Lamb et al. (2006).	126
Figura 51 - Curvas do NRM propostas para a costa brasileira e suas localizações: A) Martin et al. (2003); B) Angulo et al. (2006); C) Bezerra et al. (2003); D) Peltier (1998). Modificado de Caldas et al. (2006).....	128
Figura 52 - (I) Valores $\delta^{13}\text{C}$ x C/N da matéria orgânica do testemunho RBN1. COP: Carbono orgânico particulado; COD: Carbono orgânico dissolvido. Interpretação baseada em Meyers (1994), Cloern et al. (2002) e Lamb et al. (2006).....	132
Figura 53 - (II) Valores $\delta^{15}\text{N}$ x $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica do testemunho RBN1. Interpretação baseada em Meyers (1994), Cloern et al. (2002) e Lamb et al. (2006).	133
Figura 54 - (I) Valores $\delta^{13}\text{C}$ x C/N da matéria orgânica do testemunho RP5. COP: Carbono orgânico particulado; COD: Carbono orgânico dissolvido. Interpretação baseada em Meyers (1994), Cloern et al. (2002) e Lamb et al. (2006).....	141
Figura 55 - (II) Valores $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{15}\text{N}$ da matéria orgânica do testemunho RP5. Interpretação baseada em Meyers (1994), Cloern et al. (2002) e Lamb et al. (2006).	143

- Figura 56 - Curvas NRM da costa leste brasileira durante o Holoceno com diagramas polínicos comparativos de manguezais tropicais e subtropicais. Modificado de França et al. (2018).. 146
- Figura 57 - Área de estudo ao longo da Lagoa de Santo Antônio, com indicação da vegetação de mangue atual e dos pontos de coleta dos testemunhos RP4, próximo ao canal com influência de água doce, RP5, defronte à laguna (Setor B) e LAG4 (Setor C)..... 149
- Figura 58 - Imagem ilustrativa dos principais fatores e processos climáticos e oceanográficos que potencialmente determinam o atual limite latitudinal dos manguezais da América do Sul. Modificado de Soares et al. (2012). 151
- Figura 59 - Mapa mostrando o atual limite dos manguezais austrais na América do Sul, com indicação da vegetação de mangue na Lagoa de Santo Antônio, e potenciais habitats para a ocorrência de mangue ao sul de Santa Catarina, em lagoa Urussanga, lagoa do Arroio e lagoa Jaguaruna. Modificado de Yao et al. (2022). 152

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Identificação e localização dos testemunhos amostrados.....	63
Tabela 2 - Parâmetros utilizados para o processamento digital no software Agisoft Metashape das fotografias adquiridas através dos drones no município de Extremoz-RN para o ano de 2018 e 2019.	66
Tabela 3 - Preparos físicos e químicos, análises de amostras e os laboratórios envolvidos. ...	73
Tabela 4 - Pontos de Controle de solo (GCP) da área de estudo para o ano de 2018 com longitude, latitude e diferenças altimétricas entre os modelos digitais e os dados dos GCPs. Valores máximos e mínimos para o Zdif estão sinalizados na cor vermelha.....	89
Tabela 5 - Pontos de Controle de solo (GCP) da área de estudo para o ano de 2019 com longitude, latitude e diferenças altimétricas entre os modelos digitais e os dados dos GCPs. Valores máximos e mínimos para o Zdif estão sinalizados na cor vermelha.....	90
Tabela 6 - Datação ¹⁴ C e taxas de acúmulo do substrato do testemunho NAT11.....	92
Tabela 7 - Valores elementares de C, N e S, isotópicos de C e N e razões C/N e C/S.	97
Tabela 8 - Resumo da associação de fácies com características sedimentares, grupos polínicos e dados isotópicos e geoquímicos elementares.....	98
Tabela 9 - Datação ¹⁴ C e taxas de acúmulo do substrato do testemunho RBN1.....	102
Tabela 10 - Valores elementares de C, N e S, isotópicos de C e N e razões C/N e C/S.	107
Tabela 11 - Resumo da associação de fácies com características sedimentares, grupos polínicos e dados isotópicos e geoquímicos elementares.....	108
Tabela 12 - Datação ¹⁴ C e taxas de acúmulo do substrato do testemunho RP5.	112
Tabela 13 - Valores elementares de C e N, isotópicos de C e N e razão C/N	117
Tabela 14 - Resumo da associação de fácies com características sedimentares, grupos polínicos e dados isotópicos e geoquímicos elementares.....	118

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ACAS	Água Central do Atlântico Sul
ACM	Anomalia Climática Medieval
AD	Anno Domini
AMS	Espectrômetro de Massa (Accelerator Mass Spectrometry)
AP	Antes do Presente
APABF	Área de Proteção Ambiental da Baleia Franca
ASPRS	Sociedade Americana de Fotogrametria e Sensoriamento Remoto (American Society for Photogrammetry and Remote Sensing)
Cal AP	Idade calibrada em anos Antes do Presente
CAM	Crassulacean Acid Metabolism
CENA	Centro de Energia Nuclear na Agricultura
COD	Carbono Orgânico Dissolvido
COP	Carbono Orgânico Particulado
COT	Carbono Orgânico Total
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
DHN	Diretoria de Hidrografia e Navegação
D-O	Dansgaard-Oeschger
ED-FRX	Espectrometria de Fluorescência de Raios X com Energia Dispersiva (ED-FRX)
EUA	Estados Unidos da América
FRX	Fluorescência de Raios X
GCP	Pontos de Controle de Solo (Ground Control Points)
GPS	Sistema de Posicionamento Global (Global Positioning System)
GSD	Distância de Amostragem do Solo (Ground Sample Distance)

Hf	Acamamento Heterolítico Flaser
HI	Acamamento Heterolítico Lenticular
HS	Heinrich Stadials
HV	Altura da Vegetação
Hw	Acamamento Heterolítico Wavy
ICMBIO	Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade
IFES	Instituto Federal do Espírito Santo
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IPCC	Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas
LACUFF	Laboratório de Carbono da Universidade Federal Fluminense
LADIC	Laboratório de Dinâmica Costeira
MDS	Modelo Digital de Superfície
MDT	Modelo Digital do Terreno
MDV	Modelo Digital da Vegetação
Mm	Lama maciça
NRM	Nível Relativo Marinho
NT	Nitrogênio Total
PC	Componente Principal
pCM	Porcentagem de Carbono Moderno
pED-FRX	Espectrômetro de Fluorescência de Raios X de Energia Dispersiva Portátil
PIG	Pequena Idade do Gelo
PQA	Período Quente Atual
SIG	Sistema de Informação Geográfica
Sm	Areia maciça

SMAS	Sistema de Monções da América do Sul
ST	Enxofre Total
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UFPA	Universidade Federal do Pará
UGAMS	Centro de Estudos Aplicados a Isótopos da Universidade da Geórgia
UMG	Último Máximo Glacial
USGS	Serviço Geológico dos Estados Unidos (United States Geological Survey)
USP	Universidade de São Paulo
VHM	Modelo de Altura de Vegetação (Vegetation Height Model)
VPDB	Viena Pee Dee Belemnite
YD	Younger Dryas
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	29
2	OBJETIVOS	33
2.1	Geral.....	33
2.2	Específicos	33
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	34
3.1	Ferramentas analíticas empregadas em estudos paleoambientais.....	34
3.1.1	Datação ¹⁴ C.....	34
3.1.2	Palinologia	36
3.1.3	Isótopos estáveis (C e N) e razões elementares (C/N e C/S).....	37
3.1.4	Espectrometria de fluorescência de raios X com energia dispersiva (ED-FRX).....	40
3.1.5	Sensoriamento remoto	41
3.2	Manguezais	42
3.3	Mudanças climáticas.....	44
3.4	Nível marinho	45
4	ÁREAS DE ESTUDO	47
4.1	Extremoz - Rio Grande do Norte	47
4.1.1	Local de amostragem e contexto geológico	47
4.1.2	Hidrografia e regime de marés	50
4.1.3	Clima	51
4.1.4	Vegetação	51
4.2	Anchieta - Espírito Santo	52
4.2.1	Local de amostragem e contexto geológico	52
4.2.2	Hidrografia e regime de marés	54
4.2.3	Clima	54
4.2.4	Vegetação	55

4.3	Laguna - Santa Catarina	56
4.3.1	Local de amostragem e contexto geológico	56
4.3.2	Hidrografia e regime de marés	58
4.3.3	Clima	59
4.3.4	Vegetação	60
5	MATERIAL E MÉTODO	62
5.1	Trabalhos de campo	62
5.1.1	Amostragem do material	62
5.1.2	Sensoriamento remoto e processamento de imagens	64
5.1.3	Validação	70
5.1.4	Salinidade da Água Intersticial	72
5.2	Laboratório	72
5.2.1	Radiografias dos testemunhos e descrição de fácies	73
5.2.2	Espectrometria de fluorescência de Raio X (ED-FRX)	74
5.2.3	Datação ¹⁴ C	76
5.2.4	Análise elementar (C, N e S) e isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$)	77
5.2.5	Método palinológico	78
5.2.6	Análise granulométrica	81
6	RESULTADOS	82
6.1	NAT11 – Rio Grande do Norte	82
6.1.1	Análises espaço-temporais	82
6.1.2	Datação ¹⁴ C e taxas de acúmulo do substrato	92
6.1.3	Descrição do testemunho	94
6.1.4	Análise do testemunho NAT11 por ED-FRX	95
6.1.5	Associação de fácies, análises isotópicas de C e N e elementares de C, N e S e pólen	96

6.2	RBN1 – Espírito Santo	102
6.2.1	Datação ¹⁴ C e taxas de acúmulo do substrato.....	102
6.2.2	Descrição do testemunho.....	104
6.2.3	Análise do testemunho RBN1 por pED-FRX.....	105
6.2.4	Associação de fácies, análises isotópicas de C e N e elementares de C, N e S, dados geoquímicos e pólen.....	106
6.3	RP5 – Santa Catarina	112
6.3.1	Datação ¹⁴ C e taxas de acúmulo do substrato.....	112
6.3.2	Descrição do testemunho.....	114
6.3.3	Análise do testemunho RP5 por pED-FRX.....	115
6.3.4	Associação de fácies, análises isotópicas/elementares de C e N e pólen	116
7	DISCUSSÕES	122
7.1	NAT11 – Rio Grande do Norte.....	122
7.1.1	Análises espaço - temporais	122
7.1.2	Canal de maré: Fase I (310 - 240 cm; ~6494 a ~6748 anos cal AP).....	123
7.1.3	Planície de maré com manguezal (~6748 a ~4546 anos cal AP)	125
7.1.4	Canal de maré: Fase II (100 - 0 cm; ~4546 anos cal AP a ~1940 AD).....	126
7.1.5	Processos alogênicos e autogênicos	127
7.2	RBN1 – Espírito Santo	131
7.2.1	Holoceno médio-superior: Bacia estuarina central (~4864 a ~3137 anos cal AP)	131
7.2.2	Holoceno superior: Planície de maré (~3137 anos cal AP até o presente).....	134
7.2.3	Mudanças no nível relativo do mar e do clima e dinâmica da costa e dos manguezais	136
7.2.4	Dinâmica de manguezais no Espírito Santo no último(a) milênio/década, análises espaço-temporais e futuro dos manguezais	138
7.3	RP5 – Santa Catarina	140
7.3.1	Holoceno superior: Laguna (~1296 a ~110 anos cal AP).....	140

7.3.2	Holoceno superior: Planície de maré (~110 anos cal AP até o presente)	143
7.3.3	Estabelecimento de manguezais e clima	144
7.3.4	Análises espaço - temporais, limite latitudinal dos manguezais da América do Sul e projeções para o final do século	149
8	CONCLUSÕES	154
	REFERÊNCIAS	156

1 INTRODUÇÃO

O manguezal é um ecossistema costeiro com uma área estimada em 150 mil km² ao longo da costa tropical e subtropical em todo o mundo (SPALDING, 2010). É constituído por espécies vegetais típicas adaptadas a um substrato periodicamente inundado e com grandes variações de salinidade, apresentando alta suscetibilidade às mudanças ambientais naturais e antrópicas, às quais colonizam as planícies costeiras entre a zona intermaré de deltas, lagunas e sistemas estuarinos (SNEDAKER; GETTER, 1985; ALONGI, 2009; GIRI et al., 2011; KRAUSS et al., 2008). Essas florestas fornecem importantes serviços ecossistêmicos para milhões de pessoas (COSTANZA et al., 2014), como o provimento de alimentos, matéria-prima, purificação da água, proteção da costa contra ondas, tempestades e tsunamis, controle da poluição e erosão (KOCH et al., 2009; BARBIER et al., 2011, 2016). Além disso, por serem altamente produtivos e biogeoquimicamente ativos desempenham um papel importante no ciclo global do carbono por apresentarem altas taxas de armazenamento e sequestro de carbono (CHMURA et al., 2003; BOUILLON et al., 2008; DONATO et al., 2011).

Cada espécie de mangue difere no sucesso do estabelecimento (colonização) e tem limites de tolerância diferentes, de modo que, interações de diferentes fatores ao longo dos gradientes ambientais, como temperatura do ar e da água, tipo de substrato, salinidade, fluxo de inundação das marés, ação das ondas e correntes litorâneas, descarga fluvial e dinâmica sedimentar (LARA; COHEN, 2006; LUGO et al., 2014; FONTES et al., 2017), determinam as faixas de distribuição manguezais ao longo dos perfis topográficos na zona intermaré. Em escala global e regional a distribuição dos manguezais (DUKE et al., 1988) está relacionada a processos alogênicos (flutuações do nível do mar, mudanças climáticas e tectonismo) e autogênicos (ação de marés e tempestades, abandono e reativação de canais etc.) (MORAES et al., 2017; RIBEIRO et al., 2018). Nesse contexto, os manguezais são bons indicadores de mudanças climáticas e do nível do mar (BLASCO et al., 1996; FROMARD et al., 2004; ALONGI, 2008).

No litoral brasileiro a dinâmica dos manguezais foi controlada principalmente pelo aumento do nível do mar pós-glacial e mudanças no clima (COHEN et al., 2005; PESSENDA et al., 2012; FRANÇA et al., 2012, 2015). O nível relativo do mar em várias partes da costa brasileira atingiu de 1 a 5 m acima do nível médio atual por volta de 5000 - 5500 anos cal AP (ANGULO et al., 1999; 2006; MARTIN et al., 2003; COHEN et al., 2005), seguido por uma queda gradual (ANGULO et al., 2006) ou com algumas oscilações (MARTIN, 2003; SUGUIO et al., 2013). Com a estabilização ou baixas taxas de aumento/queda do NRM e elevação da

temperatura média global da superfície durante o Holoceno médio (COHEN et al., 2020a; WARNER, 2021) os manguezais se estabeleceram ao longo do litoral brasileiro por volta de 7000 anos cal AP (COHEN et al., 2012; PESSENDA et al., 2012; FRANÇA et al., 2013a, 2015; FONTES et al., 2017; RIBEIRO et al., 2018). No norte do Brasil, a dinâmica dos manguezais foi influenciada principalmente pelas mudanças climáticas ocorridas durante o Holoceno, uma vez que a distribuição do manguezal nesse litoral sofre grande influência da descarga fluvial do Rio Amazonas, a qual é controlada pelo volume de precipitações (LARA; COHEN, 2009; COHEN et al., 2012). Para as regiões nordeste e sudeste a distribuição dos manguezais foi mais susceptível às variações do NRM e à deposição sedimentar (FRANÇA et al., 2015, 2019; COHEN et al., 2014, PESSENDA et al., 2012; FONTES et al., 2017). Considerando as mudanças do NRM, de acordo com estudos feitos no litoral da Bahia, nordeste do Brasil, em ~7400 anos cal AP os manguezais ocorreram a 37 km a montante de sua foz atual, com um NRM máximo de $3,25 \pm 0,8$ m por volta de 5350 anos cal AP (FONTES et al., 2017; COHEN et al., 2020a; FIGUEIREDO et al., 2021), em contrapartida, após a descida do NRM no Holoceno médio-superior os manguezais migraram para topografias mais baixas e se estabeleceram na atual linha de costa nos últimos mil anos com a estabilização do NRM (MORAES et al., 2017).

Estudos sobre as variações climáticas durante o Holoceno indicam aumento da temperatura média da superfície global no Holoceno inferior-médio, em resposta ao aumento do CO₂ e ao recuo das camadas de gelo, e uma tendência de resfriamento no Holoceno médio-superior no Hemisfério Norte e de aquecimento na América do Sul e em outras regiões (LIU et al., 2014a; BAKER; FRITZ, 2015; KAUFMAN et al., 2020). Uma tendência de aquecimento durante os últimos 1000 anos pode estar associada à Anomalia do Clima Medieval (ACM) entre 1050-750 anos AP e ao Período Quente Atual (PQA) nos últimos ~ 100 anos (NOVELLO et al., 2012; VUILLE et al., 2012). Esse aquecimento do Holoceno superior (natural ou antrópico) pode ter causado uma expansão dos manguezais de zonas tropicais para subtropicais, no entanto o aquecimento pós era industrial pode estar acentuando essa expansão dos manguezais (FRANÇA et al., 2019; COHEN et al., 2020b).

De acordo com o Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC), projeções recentes de aumento da temperatura e nível do mar para o final do século trarão impactos diretos aos ecossistemas costeiros (IPCC, 2018, 2022). Desde o início da era industrial, a concentração de CO₂ atmosférico aumentou de ~ 280 para mais de 400 partes por milhão (ppm), resultando em um aumento da temperatura média global de ~0,9 a 1,2°C (MILLAR et al., 2017; ADNAN et al., 2020) e aumento do nível médio do mar de ~20 cm desde 1850 (IPCC, 2019), com uma

taxa de aumento de $\sim 3 \pm 0,4$ mm/ano desde 1993 (NEREM et al., 2018). O aquecimento global provavelmente atingirá $1,5^\circ\text{C}$ nas próximas décadas e estima-se uma elevação média global do nível do mar de até 98 cm em 2100 (IPCC, 2018). Em um cenário de aquecimento de 4°C até 2100, o aumento do nível do mar provavelmente excederá 1 m (IPCC, 2018). Nesse contexto, com o aumento do nível do mar a tendência é que os manguezais migrem para setores topograficamente mais elevados (COHEN; LARA, 2003; COHEN et al., 2009, 2012), no entanto, essas florestas dificilmente sobreviverão se a taxa de elevação do nível do mar for > 5 mm/ano (MCKEE et al., 2007), podendo sofrer submersão ao longo das zonas mais baixas das planícies de maré (COHEN et al., 2018, 2020).

Globalmente o desenvolvimento e distribuição dos manguezais são limitados pela temperatura do ar e da água, por esse motivo estão restritos a latitudes com temperatura média mensal acima de 20°C e amplitude térmica anual inferior a 5°C (WALSH, 1974; CHAPMAN, 1976; GIRI et al., 2011; QUISTHOUDT et al., 2012; LUGO et al., 2014). Atualmente, devido as baixas temperaturas, o limite austral e boreal dos manguezais americanos está restrito à região de Laguna, Santa Catarina, Brasil ($28^\circ 28' \text{S}$) e Port Fourchon, Louisiana, EUA ($29^\circ 09' \text{N}$), respectivamente (COHEN et al., 2020b, 2021). Sendo assim, o aquecimento global pode favorecer a distribuição latitudinal dos manguezais com o aumento gradual das temperaturas de inverno e/ou diminuição da frequência de eventos de baixa temperatura (QUISTHOUDT et al., 2012; SOARES et al., 2012; COHEN et al., 2020, 2021; RODRIGUES et al., 2021).

Esta pesquisa pretende obter novos dados estratigráficos, considerando as estruturas sedimentares, granulometria, datação ^{14}C , dados da salinidade da água intersticial, polínicos, geoquímicos (ED-FRX), isotópicos e elementares de C e N da matéria orgânica preservada em substratos de mangue para a reconstituição paleoambiental em escala de milenar e secular, além de imagens de satélite e drone combinadas com dados topográficos obtidos por teodolito eletrônico, dispositivos hidro topográficos e fotogrametria para uma avaliação da dinâmica dos manguezais em escala decadal.

Poucos estudos foram realizados sob essa perspectiva e utilizando a combinação dessas ferramentas para a costa brasileira, portanto, considerando os fatores que controlaram a dinâmica dos manguezais durante o Holoceno e as projeções de aumento de aquecimento global e aumento do NRM para o final do século 21, foram escolhidas três áreas com base nas diferentes características geomorfológicas, oceanográficas e climáticas da costa brasileira para mapeamento das áreas de manguezais e amostragem de testemunhos: Extremoz, Rio Grande do Norte (5°S), Anchieta, Espírito Santo (20°S) e no limite sul dos manguezais brasileiros: Laguna, Santa Catarina (28°S).

2 OBJETIVOS

2.1 GERAL

O objetivo desta pesquisa: avaliar os impactos das mudanças climáticas e flutuações do nível do mar ao longo dos manguezais brasileiros localizados nos estados do Rio Grande do Norte (5° S), Espírito Santo (20° S) e Santa Catarina (28° S) em escala milenar e secular com o uso de análises inter-proxy (cronológica com C-14, isotópicas de C e N, geoquímicas com pED-FRX, granulométricas e polínicas) em substratos de mangue e de décadas via sensoriamento remoto (drone e imagens de satélite) nas áreas de estudo. Pretende-se com esses dados subsidiar modelos de projeção da dinâmica dos manguezais de acordo com o aumento do nível do mar e mudanças no clima até o final do século 21.

2.2 ESPECÍFICOS

- Caracterizar a cronologia e identificar paleoambientes deposicionais, paleoflora, geoquímica e fontes da matéria orgânica nos substratos de mangue, com inferências ao paleoclima e a dinâmica marinha;
- Elaborar mapas da geomorfologia e vegetação dos locais de estudo para a identificação da dinâmica dos manguezais nas últimas décadas.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste capítulo apresenta-se as ferramentas analíticas empregadas nos estudos paleoambientais e seus fundamentos teóricos: datação ^{14}C , palinologia, análises isotópicas e elementares de C, N e S, geoquímicas (pED-FRX) e sensoriamento remoto (imagens de satélite e drone) realizadas e informações sobre os manguezais, nível relativo do mar e mudanças climáticas durante o Holoceno e perspectivas futuras.

3.1 FERRAMENTAS ANALÍTICAS EMPREGADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS

3.1.1 Datação ^{14}C

O carbono possui três isótopos que ocorrem naturalmente na natureza, dos quais, dois são estáveis (^{12}C , ^{13}C) e um instável ou radioativo (^{14}C) (TAYLOR, 1987). A primeira evidência para a existência do radiocarbono foi obtida em 1934 por pesquisadores da Universidade de Yale (EUA). No final da década de 40, Willard Frank Libby, pesquisador da Universidade da Califórnia, desenvolveu a datação ^{14}C , e recebeu o Prêmio Nobel de Química de 1960 por essa pesquisa (LIBBY et al., 1949; KEY, 2001).

O isótopo radioativo é formado continuamente na alta atmosfera através da interação de átomos de ^{14}N com nêutrons secundários, originários da radiação cósmica, através da reação $^{14}\text{N}(n,p)^{14}\text{C}$, formando ^{14}CO pela reação com oxigênio (KORFF; MENDELL, 1980). O ^{14}CO é oxidado pelo radical OH^\cdot , produzido pela dissociação fotolítica do ozônio seguida pela reação do oxigênio excitado com vapor d'água, gerando $^{14}\text{CO}_2$. Desta forma, o ^{14}C entra no ciclo global do carbono, juntamente com os isótopos estáveis ^{13}C e ^{12}C , sendo incorporado aos organismos vivos pela fotossíntese e cadeia alimentar (MACARIO, 2003; BROECKER, 2003). Enquanto a planta ou animal vivem, continuamente incorporam os diferentes isótopos de Carbono aos seus tecidos, mantendo constante a sua relação $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$. Com a morte do organismo, a assimilação de ^{14}C é cessada, e então passa a ocorrer a desintegração desse isótopo por decaimento radioativo (Figura 1), emitindo uma partícula β^- , ou elétron, formando novamente o ^{14}N estável (PESSENDA et al., 2005b). A meia-vida (tempo necessário para que a atividade decaia à metade) do ^{14}C é 5.730 anos \pm 30 anos, determinada com precisão pelo *National Bureau of Standard*. Logo, a idade de radiocarbono de uma determinada amostra baseia-se na medição do teor residual de ^{14}C em materiais de origem orgânica, permitindo a datação de

amostras de até aproximadamente 57.000 anos (TAYLOR, 1987; LIBBY, 1995; PESSENDA et al., 2015).

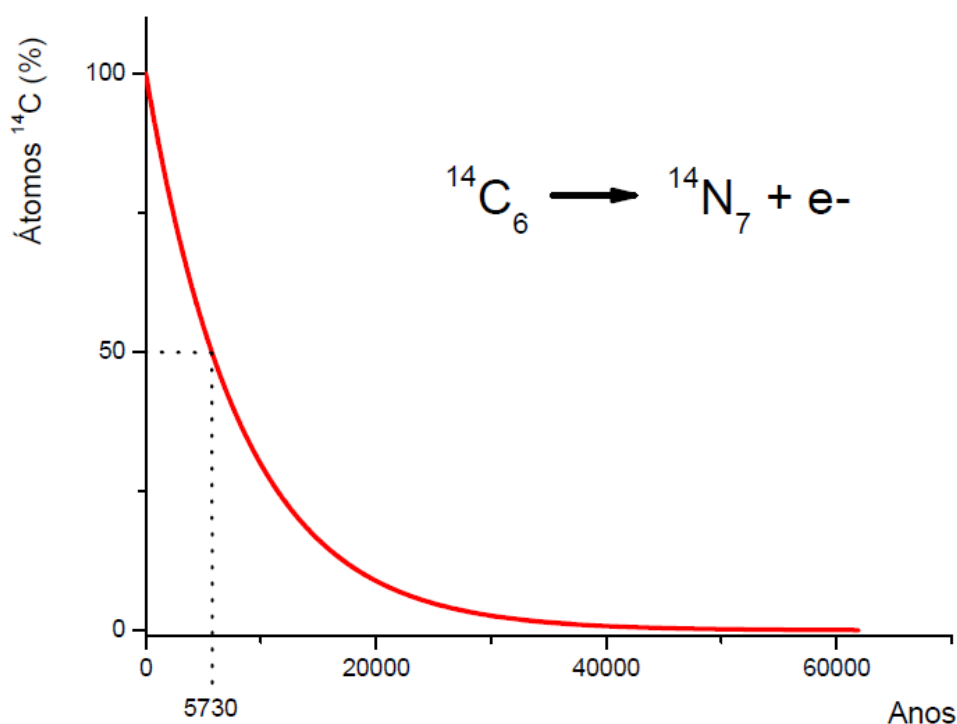


Figura 1 - Curva de decaimento radioativo do ^{14}C (PESSENDA et al., 2015).

A partir da década de 1950 os testes nucleares realizados pelos Estados Unidos e União Soviética causaram o aumento da concentração de ^{14}C na atmosfera. Em janeiro de 1963 a concentração de ^{14}C na atmosfera havia dobrado em relação ao período anterior aos testes nucleares (BROECKER, 2003). A partir de 1965-66 iniciou-se a diminuição da concentração de ^{14}C na alta atmosfera em função da finalização dos testes, mistura das duas atmosferas e o decaimento radioativo, sendo atualmente encontrados valores similares ao início da década de 1950. Devido a isso, as idades não calibradas obtidas pela datação ^{14}C são expressas pela unidade anos antes do presente – AP, sendo “P” o ano de 1950, enquanto que as idades calibradas são expressas pela unidade anos calendário antes do presente – anos cal AP (PESSENDA et al., 2015). Uma das fontes de comparação das idades de ^{14}C com os anos de calendário são os anéis de crescimento de árvores, a dendrocronologia (LISI et al., 2001).

A detecção da atividade do ^{14}C em amostras de origem natural (orgânicas e inorgânicas) pode ser realizada por três técnicas analíticas: Espectrometria de Cintilação Líquida de Baixo Nível de Radiação de Fundo, Contador Proporcional Gasoso e Acelerador de Partículas Acoplado a um Espectrômetro de Massa (AMS, *Accelerator Mass Spectrometry*).

Para medir diretamente a concentração isotópica em uma amostra de carbono é necessário separar os átomos de ^{12}C , ^{13}C e ^{14}C e contá-los. A técnica AMS possibilita a contagem direta dos átomos de uma amostra, de modo que a razão entre o isótopo radioativo e os estáveis é medida no acelerador, cujas distintas massas são separadas e medidas simultaneamente (MACARIO, 2003). Essa técnica permite a datação de amostras com massas de ~1mg C, um pouco mais antigas (~55 anos cal AP) e com menor margem de erro (~0,5 a 10%, dependendo da faixa cronológica), quando comparada à técnica de Cintilação Líquida (BROECKER, 2003).

A datação ^{14}C é utilizada como ferramenta essencial em estudos paleoambientais e arqueológicos e tem sido amplamente utilizada no Brasil nas mais diversas áreas.

3.1.2 Palinologia

A palinologia é uma das ferramentas de maior aplicação aos estudos paleoambientais, possibilitando detectar mudanças na vegetação e no clima ao decorrer do tempo, em especial quando associada aos dados isotópicos e elementares de C e N, e métodos de datação (SALGADO-LABOURIAU, 1973; PESSENDA et al., 2015).

De acordo com Bradley (1999), a reconstituição paleoambiental e paleoclimática por meio de métodos palinológicos é possibilitada por quatro atributos básicos dos grãos de pólen: (i) determinação da família, gênero e algumas vezes espécie vegetal, através das características morfológicas dos grãos de pólen; (ii) produção em grande quantidade e alta capacidade de dispersão pelo vento, água, insetos ou outros animais; (iii) são extremamente resistentes à degradação em alguns ambientes sedimentares; (iv) refletem a vegetação no tempo da deposição do pólen. A metodologia para interpretação paleoecológica a partir da análise palinológica está baseada no princípio de que todos os tipos polínicos preservados em sedimentos do Quaternário são suscetíveis de comparação com gêneros modernos, uma vez que não ocorreram extinções de plantas durante este período (TRAVERSE, 2007).

O pólen, assim como os demais palinomorfos (todas as formas de microfósseis encontradas nas preparações palinológicas), se deposita na superfície, em locais favoráveis à sedimentação onde as condições de oxidação são muito baixas, tais como, lagos, pântanos, turfeiras e terrenos alagadiços. Nestes locais o pólen é preservado e vai se depositando em camadas. Com o acúmulo dessas camadas, os depósitos vão se estratificando e se acumulando ao longo do tempo geológico (SALGADO-LABOURIAU, 1973; PESSENDA et al., 2015).

As condições anaeróbicas dos sedimentos de mangue permitem a deposição e boa preservação do registro polínico para estudos de reconstituição paleoambiental. Estudos

polínicos realizados na costa brasileira a partir de substratos de mangue têm demonstrado que, apesar das limitações impostas pela bioturbação e redistribuição dos sedimentos pela ação da maré, os resultados das análises palinológicas podem fornecer informações importantes sobre a dinâmica da vegetação, as flutuações do nível relativo do mar, clima e da evolução sedimentar costeira durante o Holoceno (PESSENDA et al., 2012; COHEN et al., 2012, 2021; FRANÇA et al., 2016; FONTES et al., 2017; FIGUEIREDO et al., 2021; RODRIGUES et al., 2021).

3.1.3 Isótopos estáveis (C e N) e razões elementares (C/N e C/S)

O uso das composições elementares e isotópicas de Carbono e Nitrogênio em estudos paleoambientais se baseia na determinação da origem da matéria orgânica preservada nos sedimentos/substratos e perfis de solo.

Os isótopos estáveis encontram-se em proporções distintas na atmosfera, hidrosfera, litosfera e biosfera, onde o ^{12}C , mais abundante, representa 98,89% de todo o carbono encontrado na natureza, enquanto o ^{13}C representa apenas 1,11% (BOUTTON, 1991). A razão entre estes isótopos ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) nas plantas diferem consideravelmente (PESSENDA et al., 2005a), portanto, utiliza-se essa razão para distinguir os diferentes tipos de ciclos fotossintéticos C3, C4 e CAM e inferir sobre mudanças na vegetação e clima em tempos pretéritos. A proporção da composição isotópica da amostra é comparada com a composição isotópica do padrão internacional VPDB (Viena Pee Dee Belemnite – um molusco fóssil), no qual a razão molar $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ do padrão VPDB é igual a 0,01124 (FARQUHAR et al., 1989).

A composição isotópica de uma amostra ($\delta_{amostra}$) em comparação com o padrão VPDB é dada pela equação X.

$$\delta_{amostra} = \frac{R_{amostra} - R_{PDB}}{R_{PDB}} = \frac{R_{amostra}}{R_{PDB}} - 1 \quad (0)$$

Assim, $\delta_{amostra}$ indica o desvio da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ da amostra ($R_{amostra}$) em relação à razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ do padrão VPDB (R_{PDB}).

Por envolver números geralmente pequenos, é costume na literatura multiplicar o resultado obtido na equação 3 por mil:

$$\delta_{amostra}(\text{‰}) = \left(\frac{R_{amostra}}{R_{PDB}} - 1 \right) \times 1000 \quad (1)$$

As diferenças fisiológicas existentes entre as plantas C3, C4 e CAM correspondem às adaptações a condições ambientais distintas, assim como em relação à composição isotópica de carbono da matéria orgânica vegetal (PESSENDA et al., 2015). Bender (1971) dividiu as plantas vasculares em dois grupos, de acordo com a composição isotópica do carbono de sua matéria-orgânica: (i) plantas de ciclo fotossintético C3 (Figura 2), cujo $\delta^{13}\text{C}$ está entre -33‰ e -20‰; (ii) plantas de ciclo fotossintético C4 (Figura 2), com $\delta^{13}\text{C}$ entre -17‰ e -9‰. As plantas CAM (Metabolismo do Ácido das Crassuláceas) possuem valores de $\delta^{13}\text{C}$ intermediários entre os grupos de C3 e C4, variando entre -28‰ e -10‰ (Figura 2, BOUTTON, 1996). Nas plantas do Ciclo C3, ou Ciclo de Calvin, a fixação do CO_2 em moléculas orgânicas é catalisada pela enzima Rubisco (GUREVITCH et al., 2009). Todas as plantas utilizam esse ciclo para a fixação do Carbono, no entanto, as plantas que utilizam apenas esse ciclo são denominadas plantas C3. As plantas C4 utilizam a via Hatch-Slack em conjunto com o Ciclo de Calvin, porém para a redução e fixação do carbono em moléculas orgânicas se utiliza a enzima PEP-carboxilase (RAVEN et al., 1996). As plantas CAM, assim como as plantas C4, utilizam tanto a via C4 quanto a via C3, no entanto se diferem no sentido de que suas células fotossintetizantes são capazes de fixar CO_2 durante a noite (sem a presença de luz) via PEP-carboxilase (C4), para durante o dia (presença de luz) refixarem o CO_2 pela Rubisco (C3) (RAVEN et al., 1996).

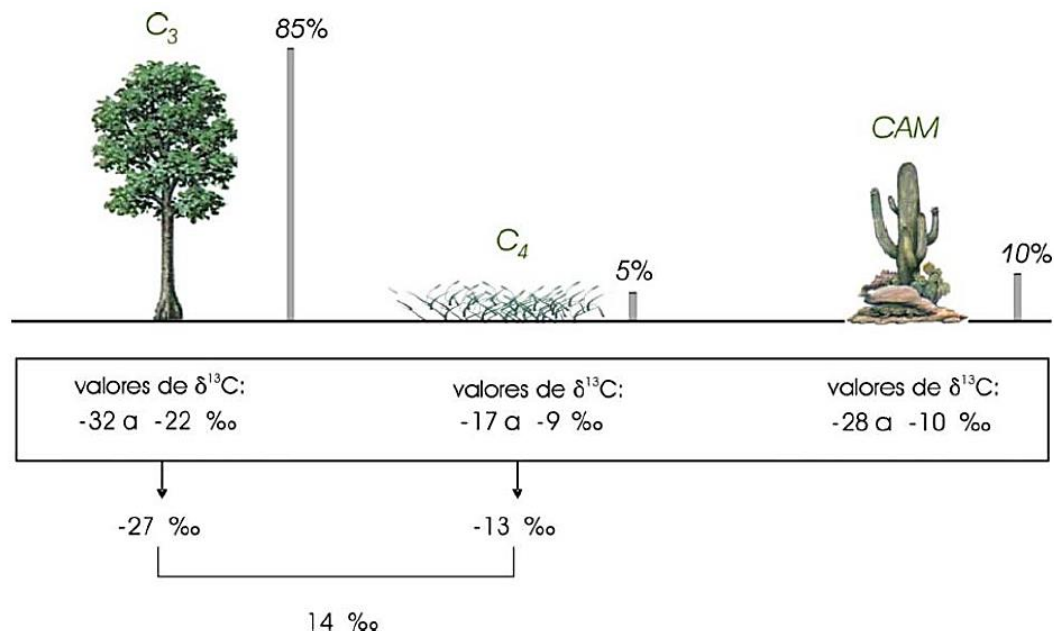


Figura 2 - Valores isotópicos do carbono característicos dos ciclos fotossintéticos (C3, C4 e CAM) e porcentagem de distribuição natural (dados extraídos de Boutton, 1996).

Os isótopos estáveis de Nitrogênio (^{14}N e ^{15}N) também são utilizados em estudos paleoambientais para caracterização das fontes de matéria orgânica (CLOERN et al., 2002), cujo padrão de referência é o Nitrogênio atmosférico. De forma similar a razão $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ é

medida na unidade $\delta(\text{‰})$, via as equações 0 e 1 e com as devidas substituições. O nitrogênio inorgânico dissolvido, o qual constitui a principal fonte para o fitoplâncton tanto marinho quanto de água-doce, tende a ser enriquecido em ^{15}N entre 7‰ e 10‰ quando comparado com a fonte de nitrogênio disponibilizado para as plantas terrestres pela fixação biológica. Essa diferença de $\delta^{15}\text{N}$ entre o fitoplâncton marinho e/ou de água doce e as plantas terrestres pode ser preservada nos sedimentos (MEYERS, 2003).

A razão elementar C/N é utilizada para distinguir entre as origens fitoplanctônicas e/ou terrestres da matéria orgânica sedimentar. A matéria orgânica originada de fitoplâncton possui valores de C/N entre 4 e 10, enquanto que as plantas vasculares apresenta valores ≥ 20 . Essa distinção decorre da ausência de celulose e lignina no fitoplâncton e sua abundância em plantas vasculares (MEYERS, 1994). A composição elementar C/N em combinação com os dados isotópicos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) da matéria orgânica pode ser usada para distinguir a origem do material sedimentar (LAMB et al., 2006; MEYERS, 2003; WILSON et al., 2005) como pode ser visualizado na Figura 3. Podem ocorrer alguns erros nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N que provavelmente representam variações naturais em composições bioquímicas, modificações diagenéticas ou evidências de mudanças paleoambientais (MEYERS, 2003).

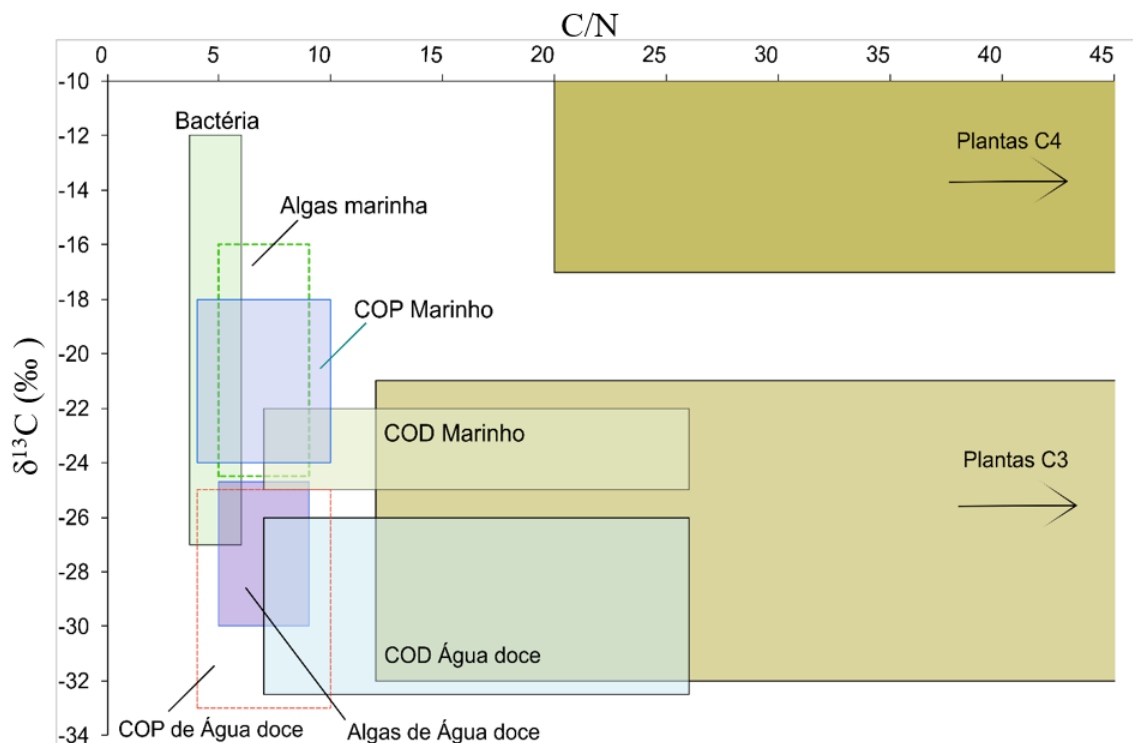


Figura 3 - Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N das fontes de matéria orgânica continental e marinha. Fonte: Modificado de Lamb et al. (2006), Meyers (2003), Wilson et al. (2005).

A análise de C/S em estudos de reconstituição paleoambiental tem sido utilizada principalmente em conjunto com outras análises, como a palinologia (FRANÇA et al., 2019; LORENTE et al., 2020) e tem se mostrado eficiente na caracterização da influência marinha dos ambientes deposicionais. A razão C/S pode ser utilizada para distinguir sedimentos de origem marinha ou de água doce, a partir do cálculo levando em consideração a quantidade de sulfato dissolvido disponível e a formação de pirita nas amostras (BERNER; RAISWELL, 1984). Substratos orgânicos que apresentam valores >10 indicam a influência de água doce, enquanto valores entre 0,5 e 5 correspondem a amostras com influência marinha (BERNER; RAISWELL, 1984).

3.1.4 Espectrometria de fluorescência de raios X com energia dispersiva (ED-FRX)

A técnica de espectrometria de fluorescência de raios X com energia dispersiva (ED-FRX), consiste em uma técnica não destrutiva e capaz de quantificar elementos químicos com números atômicos de Na a U (BERTIN, 1978; GRIEKEN; MARKOWICZ, 2002; BECKHOFF et al., 2006). A ED-FRX mede a concentração dos elementos químicos e vem sendo utilizada em estudos costeiros para identificar a origem de diferentes fontes de sedimentos (YAO et al., 2015, 2018; BOZI et al., 2021; RODRIGUES et al., 2021).

A análise por ED-FRX permite a avaliação de uma amostra a partir da interação específica entre a radiação de raios X e os átomos da amostra, com o objetivo de identificar os elementos químicos presentes (análise qualitativa) e seu conteúdo (análise quantitativa) (ALVES, 2018). Uma das vantagens dessa técnica é que pode ser usada para quantificar a concentração dos elementos presentes na amostra analisada de forma eficaz sem contaminar ou descaracterizá-la (NASCIMENTO-DIAS et al., 2017).

Fundamentalmente, um experimento de ED-RFX deve ter, primeiramente, a amostra excitada através de um feixe primário de raios X. Na sequência, os elementos presentes na amostra absorverão os fótons de raios X decaindo e emitindo uma fluorescência característica. Dessa forma, a fluorescência emitida pela amostra é detectada e classificada de acordo com sua energia e intensidade, que está relacionada à concentração do elemento químico. Desse modo, o sistema de aquisição de dados transforma os pulsos elétricos provenientes da detecção dessa etapa em um espectro de fluorescência formando um gráfico de comprimento de onda por intensidade. Assim, é possível se obter informações sobre as concentrações de elementos pertencentes à amostra, o mapeamento químico, entre outras informações (NASCIMENTO-DIAS et al., 2017).

A quantificação dos elementos químicos é realizada a partir do método baseado nos Parâmetros Fundamentais (FP), onde realiza-se os ajustes dos coeficientes de sensibilidade de cada elemento químico a partir da análise de amostras de referência certificadas de solo e rochas, como por exemplo: Montana Soil II (NIST, 2711a), Basalt (USGS, BHVO-2), Carbonatite (USGS, COQ-1) e Mica Schist (USGS, SDC-1) (ALVES, 2018; GUEVARA et al., 2018). Os elementos químicos analisados simultaneamente pelo ED-FRX nesta oportunidade são: Al, Ca, Cl, Fe, K, Mg, Na, P, S, Si, Ti, As, Cr, Cu, Mn, Ni, Pb, Sr, Th, U, Zn e Zr, desde que estejam acima dos limites de detecção e quantificação que serão determinados a partir da análise dos espectros de fluorescência de raios X ($\text{Intensidade} > 8 \times \sqrt{\text{background}}$).

3.1.5 Sensoriamento remoto

De acordo com a ASPRS (American Society for Photogrammetry and Remote Sensing), Fotogrametria e Sensoriamento Remoto são definidos como a arte, ciência e tecnologia de se obter informações confiáveis sobre objetos físicos e o meio ambiente, através de processos de registro, medição e interpretação de imagens e representações digitais dos padrões de energia derivados de sistemas sensores sem contato físico (COLWELL, 1997). Sensores são dispositivos que captam a energia eletromagnética de objetos, fenômenos e características da superfície, como vegetação, solo, rochas, corpos d'água, etc., e a transformam em dados, imagens ou outros produtos passíveis de interpretação (STEFFEN, 2021). As imagens são processadas e analisadas em ambientes SIG (Sistema de Informação Geográfica) ou por softwares de geoprocessamento, o que possibilita a representação de informações partir da geração de mapas (FLORENZANO, 2002).

Devido ao ambiente hostil nas florestas de mangue, o sensoriamento remoto tem servido como uma ferramenta para o monitoramento multitemporal dessas florestas, que não é possível obter in-situ (BLASCO et al., 2001; VAIPHASA, 2006). O estudo de manguezais a partir de técnicas de sensoriamento remoto pode fornecer diversas informações como: detecção e monitoramento de mudanças do uso da terra, determinação das espécies e estrutura do mangue, estado de saúde da vegetação, estimativa de biomassa e de sua capacidade de regeneração, entre outras (KUENZER et al., 2011).

Em escala global, estudos sobre o mapeamento de áreas de mangue a partir de técnicas de sensoriamento remonta a 1956 (WANG et al., 2019). No Brasil, o primeiro mapa nacional de manguezal foi publicado por Herz em 1991, baseado em dados de radar coletados de 1972 a 1975. Nas últimas décadas, vários trabalhos foram publicados com foco no mapeamento de

manguezais em escala regional (LARA et al., 2002; SOUZA FILHO et al., 2006; LARA; COHEN, 2003; COHEN et al., 2020a, 2020b, 2021a; BOZI et al., 2021).

Cohen et al. (2018) analisaram as mudanças espaço-temporais de unidades de vegetação adaptadas a diferentes condições físico-químicas ao longo da Península de Bragança, norte do Brasil, a fim de decifrar as possíveis causas para a dinâmica recente da vegetação de mangue. A investigação foi fundamentada na análise de séries temporais de um banco de dados de 33 anos, composto por imagens de satélite e drone e modelos digitais de elevação baseados em dados topográficos obtidos por fotogrametria, teodolito e dispositivos hidrotopográficos. O estudo concluiu que esses manguezais migraram para planos de maré mais altos nos últimos anos, provavelmente associado ao aumento do NRM. Em outro estudo, Cohen et al. (2021) com o intuito avaliar a resposta dos manguezais a eventos climáticos extremos devido ao aquecimento global, analisaram imagens orbitais históricas de alta resolução espacial e dados aerofotogramétricos adquiridos por drones antes e depois da geada do inverno de 2017–2018 nos manguezais de Port Fourchon, EUA, localizado no limite boreal dos manguezais americanos. Para avaliar os impactos desse evento sob o bosque de mangue, analisou-se a estrutura da comunidade de mangue (altura, densidade) e condições ambientais (altura ortométrica do solo). Os dados de sensoriamento remoto foram validados durante trabalhos de campo por meio das medições de elevação da superfície do solo, densidade da vegetação e altura das árvores. O estudo concluiu que a geada de inverno, marcada por 14 dias de temperaturas mínimas diárias ($\leq 0^{\circ}\text{C}$), degradou ~90% (111ha) dos manguezais estudados, e observou-se uma recuperação rápida desses manguezais (~1 ano), provavelmente regulada por um gradiente microclimático e microtopográfico.

3.2 MANGUEZAIS

O manguezal é um ecossistema costeiro, de transição entre os ambientes terrestre e marinho, característico de regiões tropicais e subtropicais, composto por uma vegetação lenhosa bem adaptada aos limites de salinidade, substrato lamoso pobre em oxigênio e frequentemente inundado pelo regime de marés (SCHAEFFER-NOVELLI, 1995).

As principais condições ambientais que favorecem o desenvolvimento do manguezal variam em intensidade e periodicidade, como a temperatura, amplitude de marés, aporte de água doce, sedimentos e nutrientes, além da energia solar (SCHAEFFER-NOVELLI et al., 1990, 2000).

De acordo com Walsh (1974), as condições ideais para o desenvolvimento dos manguezais, são: climas tropicais, com temperaturas médias a cima de 20°C e amplitude

térmica anual inferior a 5°C; substratos predominantemente lamosos (silte e argila); áreas abrigadas, livres da ação de ondas e marés fortes; e, presença de água salobra/salgada, pois as plantas de mangue são halófitas facultativas e dependem desse requisito para competir com as glicófitas que não toleram a salinidade. Considerando a temperatura do ar e da água, esse ecossistema não consegue se desenvolver sob condições de baixas temperaturas, pois temperaturas por volta de 5°C são capazes de inibir seu desenvolvimento (KRAUSS et al., 2008; STUART et al., 2007; TOMLINSOM, 1986). Por esse motivo, mais da metade dos manguezais do mundo se localizam na faixa entre as latitudes 10°N e 10°S.

Ao longo da costa brasileira, os manguezais são encontrados desde 04°20'N até 28°30'S, sob uma vasta gama de condições ambientais (SCHAEFFER-NOVELLI et al., 1990), onde ocorrem apenas seis espécies de mangue: *Rhizophora mangle*, *Rhizophora racemosa*, *Rhizophora harrisonii*, *Avicennia germinans*, *Avicennia schaueriana* e *Laguncularia racemosa* (KJERFVE; LACERDA, 1993). Em virtude da ampla diversidade de condições ambientais, os manguezais brasileiros apresentam diferentes características estruturais. Em ambientes com condições limitantes a estrutura da floresta de mangue é reduzida, embora as mesmas espécies possam estar presentes. Por exemplo, na região norte onde as condições ambientais (temperatura, precipitação, substrato etc.) são ótimas para desenvolvimento do mangue, as árvores de mangue podem chegar a 40 metros de altura, no entanto, no seu limite latitudinal no sul do Brasil, as árvores alcançam estatura de até 10 m, nesse caso a temperatura é o principal fator limitante para o seu desenvolvimento (SCHAEFFER-NOVELLI et al., 1990; COHEN et al., 2020b).

Schaeffer-Novelli et al. (1990), realizaram um estudo sobre a variabilidade dos ecossistemas de manguezal brasileiros. De acordo com estes autores, embora o clima influencie a colonização e o desenvolvimento dos manguezais, o padrão de zonação encontrado entre as espécies, de modo geral, é função das características topografias, edáficas e hidrológicas de cada região. Os três principais gêneros arbóreos possuem o seguinte padrão de distribuição (Figura 4): *Rhizophora* na maioria das vezes ocupa áreas topograficamente mais baixas com substratos lamosos mais instáveis, com maior influência das marés e maior frequência e duração das inundações; *Avicennia* e *Laguncularia* colonizam áreas mais elevadas de substrato mais firme, com menor frequência e duração das inundações pelas marés (SCHAEFFER-NOVELLI, 1995; SCHAEFFER-NOVELLI et al., 1990). Associado ao mangue é possível encontrar outras formações vegetais, como a *Spartina* (Poaceae), geralmente pioneira na colonização do substrato favorecendo a posterior colonização das espécies de mangue, *Conocarpus*

(Combretaceae), *Hybiscus* (Malvaceae) e *Acrostichum aureum* (samambaia) são geralmente encontrados na transição entre o mangue e terras altas, sem influência da maré (Figura 4).

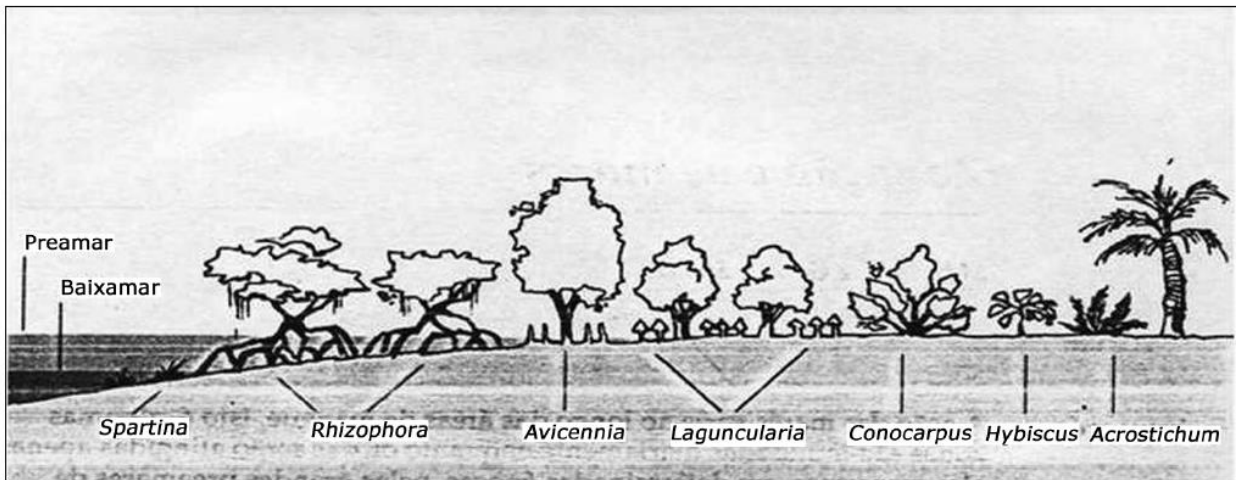


Figura 4 - Zonação dos manguezais no Brasil. Fonte: Schaeffer-Novelli (1995).

3.3 MUDANÇAS CLIMÁTICAS

O clima da Terra é controlado tanto por forçantes internas como externas, tais como os parâmetros orbitais de Milankovitch (MILANKOVITCH, 1920; BERGER, 1992), que estabelece que as variações nos parâmetros orbitais da Terra controlam a intensidade dos efeitos da insolação sobre a superfície terrestre de acordo com a latitude. Estas forçantes descritas como Ciclos de Milankovitch, são: Excentricidade, Obliquidade e Precessão, que ocorrem com periodicidade de aproximadamente 120, 41 e 23 mil anos, respectivamente.

Eventos milenares abruptos como o último glacial (~110 a 12 mil anos AP) estão relacionados aos ciclos de Milankovitch (RUDDIMAN, 2008). Esses eventos climáticos são caracterizados por mudanças abruptas no clima, conhecidos como Heinrich Stadials (HS), apresentando episódios de frio extremo nas altas latitudes do Hemisfério Norte e aumento na precipitação no Hemisfério Sul, seguidos por episódios de elevação brusca da temperatura e redução de chuvas, no Hemisfério Norte e Sul, respectivamente, conhecidos como Dansgaard-Oeschger (D-O) (PERRETTI et al., 2015).

Dentre os eventos milenares abruptos destacam-se o Último Máximo Glacial (UMG) e o Younger Dryas (YD), que ocorreu durante a última deglaciação. O UMG (~23 – 19 mil anos AP), ocorreu em um período de máxima insolação de verão no Hemisfério Sul e, conseqüente, mínima insolação de verão no Hemisfério Norte, de acordo com os ciclos de Milankovitch, sendo um período caracterizado por uma grande expansão da cobertura de gelo no Hemisfério Norte e deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para sul (CHIANG; BITZ, 2005; RUDDIMAN, 2008). O YD (12,9 – 11,7 mil anos AP), foi um período

de rápida variabilidade climática, provavelmente ocasionado por uma alteração na circulação oceânica, com diminuição da temperatura média global em aproximadamente 0,6°C, interrompendo o aquecimento associado à última deglaciação (RUDDIMAN, 2008; SHAKUN; CARLSON, 2010).

Após o final do YD, ocorreu um forte aumento das temperaturas marcando o fim do Pleistoceno e início do Holoceno. A história climática do Holoceno não mudou drasticamente em comparação às mudanças climáticas glaciais-interglaciais (WANNER et al., 2008). Um fator importante que ocorreu nesse período foi o aumento progressivo da isolação de verão no Hemisfério Norte, ocasionada pelo ciclo de Precessão dos equinócios, que alcançou seu máximo há 10.000 anos AP (RUDDIMAN, 2008). Estudos sobre as variações climáticas durante o Holoceno indicam aumento da temperatura média da superfície global no Holoceno inferior-médio, em resposta ao recuo das camadas de gelo e aumento do CO₂, e uma tendência de resfriamento no Holoceno médio-superior no Hemisfério Norte e de aquecimento na América do Sul e em outras regiões (LIU et al., 2014a; BAKER; FRITZ, 2015; KAUFMAN et al., 2020). A partir do Holoceno superior (~4000 anos AP) o clima se encontrava similar ao atual (MARKGRAF; BRADBURY, 1982).

No último milênio, destacam-se dois eventos climáticos, denominados de Anomalia Climática Medieval, que causou o aumento anômalo da temperatura na Europa e período de seca no Brasil (MANN et al., 2009; NOVELLO et al., 2012; PERRETTI et al., 2015), e a Pequena Idade do Gelo (PIG), responsável pela diminuição drástica e abrupta da temperatura no Hemisfério Norte, enquanto que, o registro brasileiro de PIG foi associado a um clima quente nas regiões Sul e Sudeste (BEHLING et al., 2004; PESSENDA et al., 2010, 2012), ocorridos entre 1000 - 700 anos AP e por volta de 380 - 50 anos cal AP, respectivamente. Mais recente, nos últimos ~100 anos, foi identificado uma tendência de aquecimento, provavelmente relacionado ao rápido aumento das concentrações de gases de efeito estufa antropogênicos, conhecida como Período Quente Atual (WIDMANN; TETT, 2003; ZORITTA et al., 2004; NOVELLO et al., 2012).

3.4 NÍVEL MARINHO

De acordo com Suguio et al. (1985), as flutuações de nível relativo do mar resultam das variações reais de nível marinho (eustasia) e das mudanças de nível dos continentes. As informações a seguir são fundamentadas nesse autor.

As variações dos níveis dos continentes estão relacionadas aos seguintes fatores: (a) movimentos isostáticos ligados à variação de carga em função da formação ou desaparecimento

de geleiras, erosão dos continentes e acumulação de depósitos sedimentares, e transgressões e regressões marinhas sobre as plataformas continentais; (b) movimentos tectônicos que afetam a crosta terrestre e que podem ser tanto verticais como horizontais; e, (c) deformações do geóide continental, o qual é a referência da altitude em relação ao nível do mar.

As variações eustáticas do nível marinho são controladas pelos seguintes fatores: a) Glacio-eustasia: variação do volume das águas oceânicas, em função das glaciações e deglaciações; b) Tectono-eustasia: variação do volume das bacias oceânicas, em função do movimento das placas tectônicas; c) Geóide-eustasia: deformação da superfície dos oceanos, a qual é controlada por um componente oceanográfico (por exemplo: marés, correntes marinhas) e um componente geofísico (relacionado ao geóide).

Portanto, o nível do mar em um determinado ponto do litoral é a resultante momentânea de interações complexas entre a superfície do oceano e do continente. As modificações de volume das bacias oceânicas (tectono-eustasia) e as variações de volume dos oceanos (glacio-eustasia) são percebidas em escala global. Por outro lado, as modificações de nível dos continentes e da superfície do geóide são percebidas em escala local ou regional (Suguio et al., 1985).

Durante o UMG o nível do mar global (eustático) ficou 110-125 m mais baixo que o atual (RUDDIMAN, 2008; CASALBORE et al., 2017). De acordo com Ruddiman (2008), o aumento progressivo da isolação de verão no hemisfério norte, que alcançou seu máximo há 10.000 anos AP, pode ter causado taxas significativamente mais altas de derretimento do gelo o que levou a um aumento rápido do nível do mar.

O rápido aumento do nível do mar pós-glacial está bem documentado para o Hemisfério Sul, como descrito para a África do Sul (RAMSAY et al., 2002), Austrália (SLOSS et al., 2005; LEWIS et al., 2008) e América do Sul (SUGUIO et al., 1985; ANGULO; LESSA, 1997; MARTIN et al., 2003; ANGULO et al., 2006). Estudos das variações do nível do mar durante o Holoceno para a costa leste e sul do Brasil sugerem diferenças nas curvas de nível do mar (SUGUIO et al., 1985; MARTIN et al., 2003; TOMAZELLI, 1990; MUEHE; NEVES, 1995; ANGULO; LESSA, 1997; ANGULO et al., 1999), as quais divergem em relação ao início da transgressão holocênica, seu nível mais alto e a existência ou não de flutuações de alta frequência. Tais curvas de variações do nível relativo do mar são baseadas principalmente em evidências sedimentológicas (depósitos arenosos), biológicas (vermitídeos e conchas de ostras) e pré-históricas (sambaquis) (SUGUIO et al., 1985; MARTIN et al., 2003; ANGULO et al., 2006).

4 ÁREAS DE ESTUDO

As áreas de estudo compreendem três locais no litoral dos estados do Rio Grande do Norte, Espírito Santo e Santa Catarina, região Nordeste, Sudeste e Sul do Brasil, respectivamente, descritos abaixo.

4.1 EXTREMOZ - RIO GRANDE DO NORTE

4.1.1 Local de amostragem e contexto geológico

A área de estudo está situada próximo a desembocadura do Rio Ceará Mirim, no município de Extremoz, estado do Rio Grande do Norte, onde encontram-se campos abandonados de carcinicultura (criação de camarão em viveiros) ao longo das margens do rio e fazendas de camarão em atividade (Figura 5). O substrato do NAT11 ($5^{\circ}40'29,0''S/35^{\circ}14'38,2''O$) foi coletado dentro do manguezal sob o estuário do Rio Ceará Mirim (Figura 6).

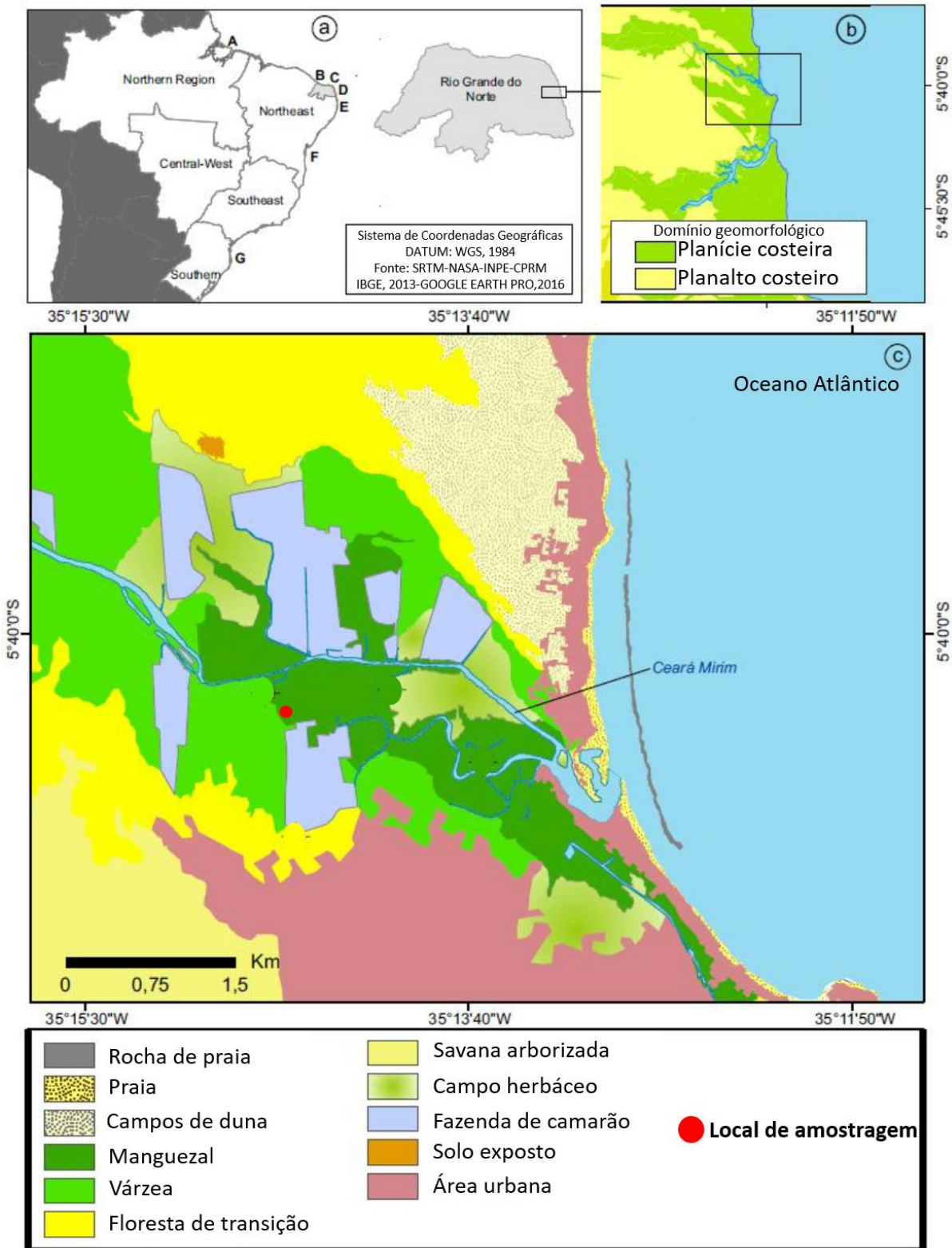


Figura 5 - Localização da área de estudo no município de Extremoz-RN com indicação das feições geomorfológicas, uso/cobertura do solo e localização do ponto de amostragem. Modificado de Ribeiro et al. (2018).

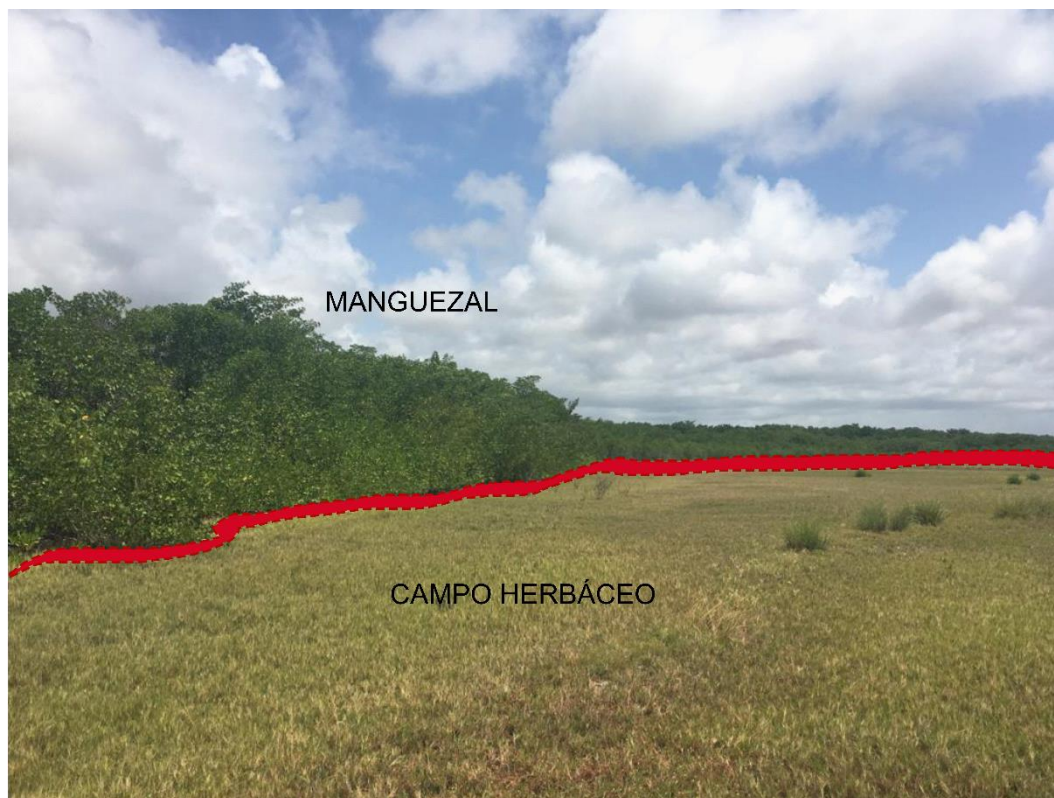


Figura 6 - Local de amostragem do testemunho NAT11 e indicação da vegetação herbácea e mangue.

A região é caracterizada por três grandes grupos litoestratigráficos: i) Embasamento pré-cambriano e plutonismo neoproterozoico, ii) Bacias sedimentares cretáceas constituídas por rochas sedimentares da Bacia Potiguar e vulcanismo mesozoico, e iii) Coberturas sedimentares e vulcanismo cenozoico (PFALTZGRAFF; TORRES, 2010; OLIVEIRA; NASCIMENTO, 2019). Este último, ocorre ao longo do litoral e engloba os grandes vales fluviais do estado (Rios Açu/Piranhas, Potengi, Apodi, Ceará Mirim), representado por depósitos fluviais (areias aluvionares e terraços), deltaicos (sedimentos dos deltas dos Rios Açu e Potengi), de praia (beach rocks, recifes areníticos e areias de praias) e dunas eólicas (OLIVEIRA; NASCIMENTO, 2019).

O estado apresenta sete domínios geomorfológicos: Depressão Sertaneja, Planalto da Borborema, Planalto Residuais Sertanejos, Baixos Platôs da Bacia Potiguar, Tabuleiros Costeiros, Vale dos rios Piranhas-Açu e Apodi e Planícies Costeiras, os quais são reflexos do substrato e das dinâmicas internas e externas atuantes (DANTAS; FERREIRA, 2010; Figura 7). Sendo que a Depressão Sertaneja, os Tabuleiros Costeiros e a Planície Costeira representam os principais domínios geomorfológicos na área de estudo. A Depressão Sertaneja ocorre no setor oeste da área, situa-se atrás dos Tabuleiros Costeiros e é composta essencialmente pelos terrenos cristalinos pré-cambrianos. Os Tabuleiros Costeiros estão delimitados a leste pelas planícies costeiras e a oeste pelas superfícies aplainadas da Depressão Sertaneja, embasados em

rochas sedimentares pouco litificadas, pertencentes ao Grupo Barreiras. A Planície Costeira apresenta um diversificado conjunto de padrões de relevo deposicionais de origens eólica, fluvial e marinha, dentre os quais se destacam Campos de Dunas e Planícies Fluviomarinhas, apresentando extensos manguezais (DINIZ FILHO, 1999; DANTAS; FERREIRA, 2010).

A área de estudo está inserida na formação Barreiras, a qual compreende sedimentos clásticos como areias e/ou arenitos friáveis a pouco consolidados, quartzosos a subarcosianos, de coloração creme, alaranjada, vermelha e roxa, além de níveis ou camadas de argila, silte, cascalho e seixo (DINIZ FILHO, 1999).

Domínios Geomorfológicos do Estado do Rio Grande do Norte

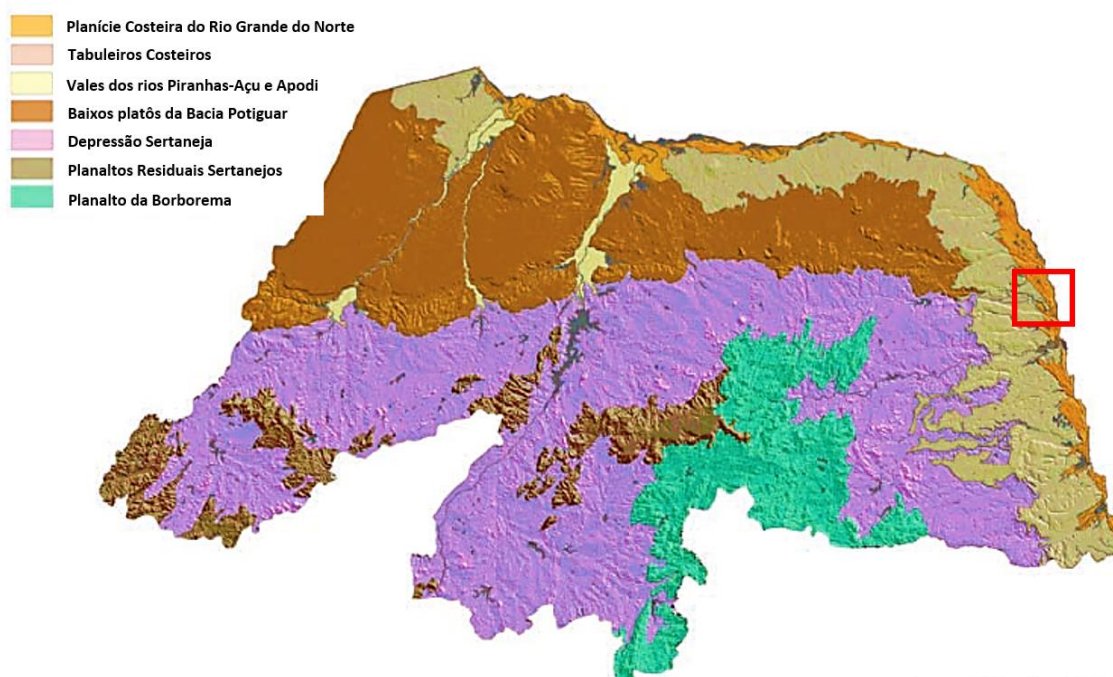


Figura 7 - Contexto geomorfológico do estado do Rio Grande do Norte e indicação da área de estudo. Modificado de Dantas; Ferreira (2010).

4.1.2 Hidrografia e regime de marés

A bacia hidrográfica do rio Ceará Mirim possui área de 2.635 km², formato alongado na direção oeste-leste, nascentes situadas na região centro-oeste do estado e escoamento de oeste para leste, com desembocadura no município de Extremoz (DINIZ FILHO, 1999; RIBEIRO et al., 2018). O município de Extremoz possui quase 50% de seu território inserido no domínio da bacia hidrográfica do Rio Ceará-Mirim (CPRM, 2005).

O Rio Ceará Mirim possui regime intermitente desde sua nascente até as proximidades de Taipu, onde predominam rochas cristalinas do Pré-cambriano, tornando-se perene na porção

oriental, entre os municípios de Taipu e Ceará Mirim, devido a ressurgência de águas subterrâneas que garante a regularização e o fluxo de base nesse trecho, onde predominam sedimentos do aquífero Barreiras (DINIZ FILHO, 1999).

O regime de maré da região é classificado como de mesomarés semidiurnas, com amplitudes médias de marés de sizígia e quadratura em torno de 2,2 m e 1,1 m, respectivamente (BRASIL, 2019).

4.1.3 Clima

O clima da região é classificado como "Aw" e "As" de acordo com Köppen, caracterizado por um clima tropical quente e úmido, com estação seca e chuvosa (ANDRADE, 1977). O período chuvoso ocorre entre os meses de março a julho e o período seco de agosto a fevereiro, ressalta-se que a ZCIT exerce grande influência nos meses que antecedem ao período chuvoso (PINHEIRO et al., 2010). A temperatura média anual é de 26°C, com máxima de 31,4°C e mínima de 20,5°C. A precipitação média anual é de 1260 mm, a média anual de umidade relativa fica em torno de 79%, com valor máximo de 84% entre julho e agosto, e valor mínimo de 74% de outubro a dezembro (DINIZ FILHO, 1999; INMET - Instituto Nacional de Meteorologia, 2019).

4.1.4 Vegetação

A área de estudo compreende uma grande diversidade de ecossistemas, como dunas, restinga, manguezal, Mata Atlântica, praias, rio/lagos, savana arborizada e floresta de transição (DINIZ; OLIVEIRA, 2018; RIBEIRO et al., 2018) (Figura 5).

A planície costeira do Rio Ceará Mirim é caracterizada por vegetação de água doce (várzea) e salobra (mangue). Os manguezais cobrem uma área de aproximadamente 5 km² da área de estudo ao longo dos canais de maré. A vegetação de mangue é composta por *Rhizophora*, *Laguncularia* e *Avicennia*, as quais ocupam extensas áreas da planície de maré lamosa com um gradiente topográfico influenciando na densidade e proporção entre tais gêneros. A *Rhizophora* ocupa zonas topograficamente mais baixas a montante, enquanto a *Avicennia/Laguncularia* ocupam altitudes mais elevadas acima do nível médio da maré. A carcinicultura, atividade desenvolvida na região, ocupa uma área de ~2,8 km² impactando o desenvolvimento/expansão do mangue. A vegetação herbácea (4,6 km²) ocorre no setor mais alto das planícies de maré, representada principalmente por Poaceae, Cyperaceae, *Borreria* e Arecaceae. A várzea (6,9 km²) é composta por vegetação sazonal e permanentemente inundada por água doce, caracterizada principalmente por Arecaceae (RIBEIRO et al., 2018).

No planalto costeiro ocorre a savana arborizada composta principalmente por Cyperaceae e Poaceae formando um substrato herbáceo descontínuo com alguns arbustos, representados principalmente por Anacardiaceae e Malpighiaceae. A planície costeira por sua vez é ocupada em grande parte por campos de dunas que são constituídos pela remobilização dos sedimentos arenosos que suprem imensos campos eólicos proximais à costa oceânica (RIBEIRO et al., 2018).

4.2 ANCHIETA - ESPÍRITO SANTO

4.2.1 Local de amostragem e contexto geológico

O local de estudo compreende o município de Anchieta, litoral sul do Estado do Espírito Santo, sudeste do Brasil, distante cerca de 85 km da capital Vitória. O substrato do RBN1 ($20^{\circ}46'51,6''S/ 40^{\circ}38'37,6''O$) foi obtido em uma planície de maré lamacenta a 0,1 m acima do nível médio do mar, ocupada por manguezal sob influência do rio Benevente, distante 3 km da linha de costa (Figura 8).

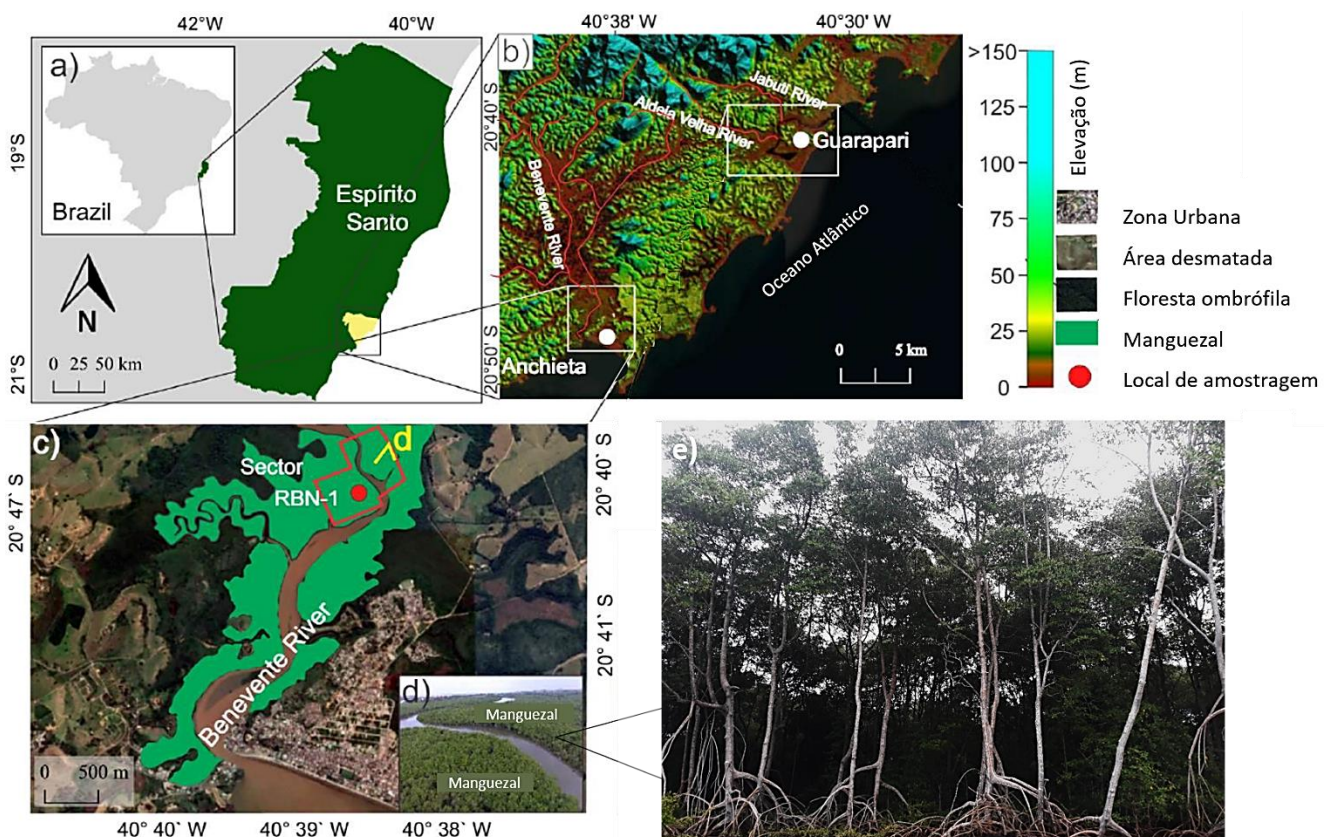


Figura 8 - a) Localização do estado do Espírito Santo c) Distribuição do manguezal ao longo do Rio Benevente e indicação do ponto de coleta do RBN1. d) Foto aérea (drone) da vegetação. e) Vegetação de mangue observada no local de amostragem.

Três unidades geomorfológicas são reconhecidas ao longo do litoral do Estado do Espírito Santo: i) Formação Barreiras caracterizada pela planície de tabuleiro coberta por floresta, que se estende ao longo de toda a costa (Figura 9); ii) afloramentos de rochas pré-cambrianas cristalinas que formam o terreno elevado coberto por florestas e drenados por uma rede hidrográfica dendrítica; e c) depósitos quaternários, com sedimentos costeiros arenosos, depósitos fluviais de areia-argila e zonas turfosas baixas, cuja evolução geológica está associada às flutuações do nível do mar e à disponibilidade de sedimentos fluviais (SUGUIO et al., 1982; MARTIN et al., 1996; ALBINO et al., 2006).

As oscilações do nível relativo do mar durante o Quaternário controlaram as feições sedimentares nessa região, com a alternância entre os processos continentais (deposicionais) e marinhos (erosivos e deposicionais). Tais alternâncias deixaram marca na planície costeira ao sul do Espírito Santo, onde se observa a presença de falésias dos Tabuleiros da Formação Barreiras, planície de cordões litorâneos, lagunas, depressões alagáveis e arenitos de praia (ALBINO, 1999).

As falésias da Formação Barreiras são uma das três unidades geomorfológicas presentes no litoral do Espírito Santo (Figura 9), cobrindo 28,9% do Estado (13.311 km²), podendo estar distribuídos em forma de falésias vivas, falésias mortas e terraços de abrasão que se encontram intercaladas aos afloramentos cristalinos, observadas em contato com a praia (ALBINO et al., 2001, 2006). A Formação Barreiras é caracterizada por sedimentos de origem continental, pouco consolidados, dispostos em uma estreita faixa ao longo da região costeira, sendo encontrada do estado do Pará ao estado do Rio de Janeiro (BIGARELLA; ANDRADE, 1964).

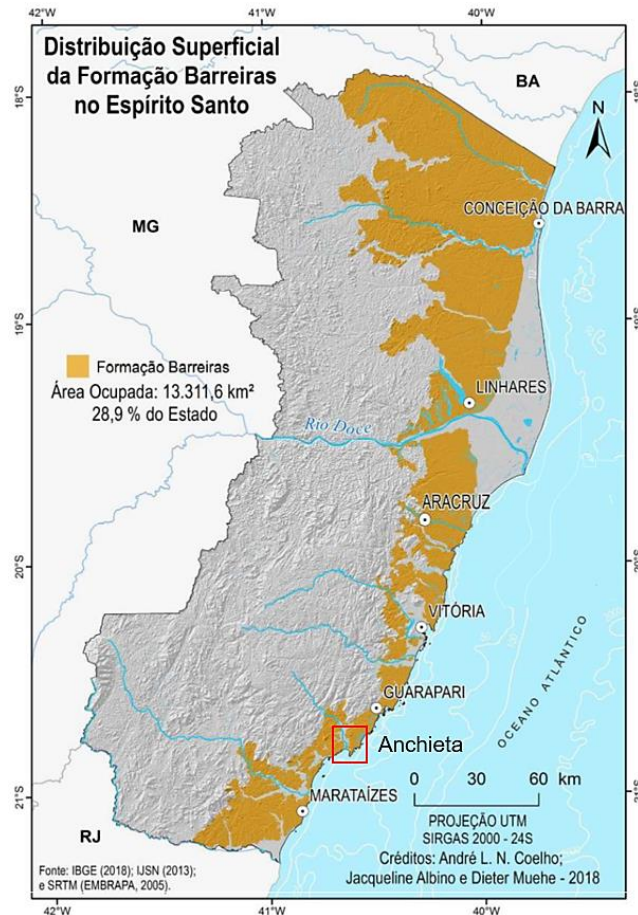


Figura 9 - Formação Barreiras no estado do Espírito Santo. Modificado de Albino et al. (2020).

4.2.2 Hidrografia e regime de marés

A área de estudo está inserida na Bacia Hidrográfica do Rio Benevente, o qual compreende parte dos municípios de Alfredo Chaves, Anchieta, Guarapari, Piúma, Marechal Floriano e Iconha, com uma área aproximada de 1.260 km² (ESPÍRITO SANTO ESTADO, 2015). O rio possui 210,49 km² de área de drenagem e percorre cerca de 79 km até sua foz no município de Anchieta (LORENZON et al., 2015). O litoral do estado caracteriza-se por um regime de micromaré, segundo classificação proposta por Davies (1964), com amplitude inferior a 2 m (BRASIL, 2021).

4.2.3 Clima

A região é caracterizada por chuvas tropicais de verão, entre novembro e janeiro, e estação seca durante o outono e inverno que ocorre entre maio e setembro (tipo climático Köppen AW). A precipitação anual média é de 1400 mm (PEIXOTO; GENTRY, 1990; ALBINO et al., 2006). O padrão de precipitação é regulado principalmente pelo Sistema de Monções da América do Sul (SMAS) e pela Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (CARVALHO et al., 2004; GARREAUD et al., 2009). Além disso, a área de estudo está

localizada dentro do cinturão de ventos alísios (NE-ENE) e no quadrante SE de advecção relacionada às frentes frias que periodicamente atingem a costa do Espírito Santo (MARTIN et al., 1991; ALBINO; SUGUIO, 2011). A temperatura média anual é de 22°C, com a média máxima entre 28° e 30°C, enquanto a mínima é de aproximadamente 15°C (ALBINO et al., 2006).

4.2.4 Vegetação

A vegetação costeira moderna na área de estudo consiste em floresta ombrófila densa, planícies herbáceas e mangue (BOZI et al., 2021). A vegetação de mangue do Espírito Santo ocupa área estimada em 79,71 km² (ICMBIO, 2018) e se distribuem desde o riacho Doce, no extremo Norte, até o rio Itabapoana, na divisa com o estado do Rio de Janeiro (VALE; FERREIRA, 1998). Na região de Anchieta se situa um dos maiores e bem preservados manguezais do Espírito Santo, com cerca de 6,5 km de extensão e área aproximada de 4,6 km² (VALE; FERREIRA, 1998) (Figura 10). O ecossistema manguezal é representado pelos gêneros *Rhizophora*, *Avicennia* e *Laguncularia*. A *Rhizophora* ocorre principalmente ao longo das margens do canal, com altura de até 15 m, enquanto que a *Avicennia* ocupa áreas topograficamente mais elevadas, seguida pela *Laguncularia*, ambas com altura de até 10 metros. A vegetação de mangue ocorre sob uma faixa de salinidade de 30 – 35. A vegetação herbácea, representada pelas famílias Poaceae, Asteraceae, Cyperaceae e Fabaceae, ocorre em planícies arenosas topograficamente mais altas que as planícies de maré ocupadas por manguezais. A floresta ombrófila densa é composta principalmente por Arecaceae, Myrtaceae, Euphorbiaceae, Fabaceae e Rubiaceae (PETRI et al., 2011; BOZI et al., 2021).



Figura 10 - Imagem aérea (drone) da área de estudo.

4.3 LAGUNA - SANTA CATARINA

4.3.1 Local de amostragem e contexto geológico

O substrato RP5 ($28^{\circ}29'05,6''S/48^{\circ}50'36,9''O$) foi amostrado em um manguezal situado na Laguna de Santo Antônio (Figura 11) entre os municípios de Ribeirão Pequeno e Laguna, sul do estado de Santa Catarina. Sendo Laguna ($28^{\circ}30'$ de latitude), o limite sul da distribuição dos manguezais brasileiros (SOARES et al., 2012).

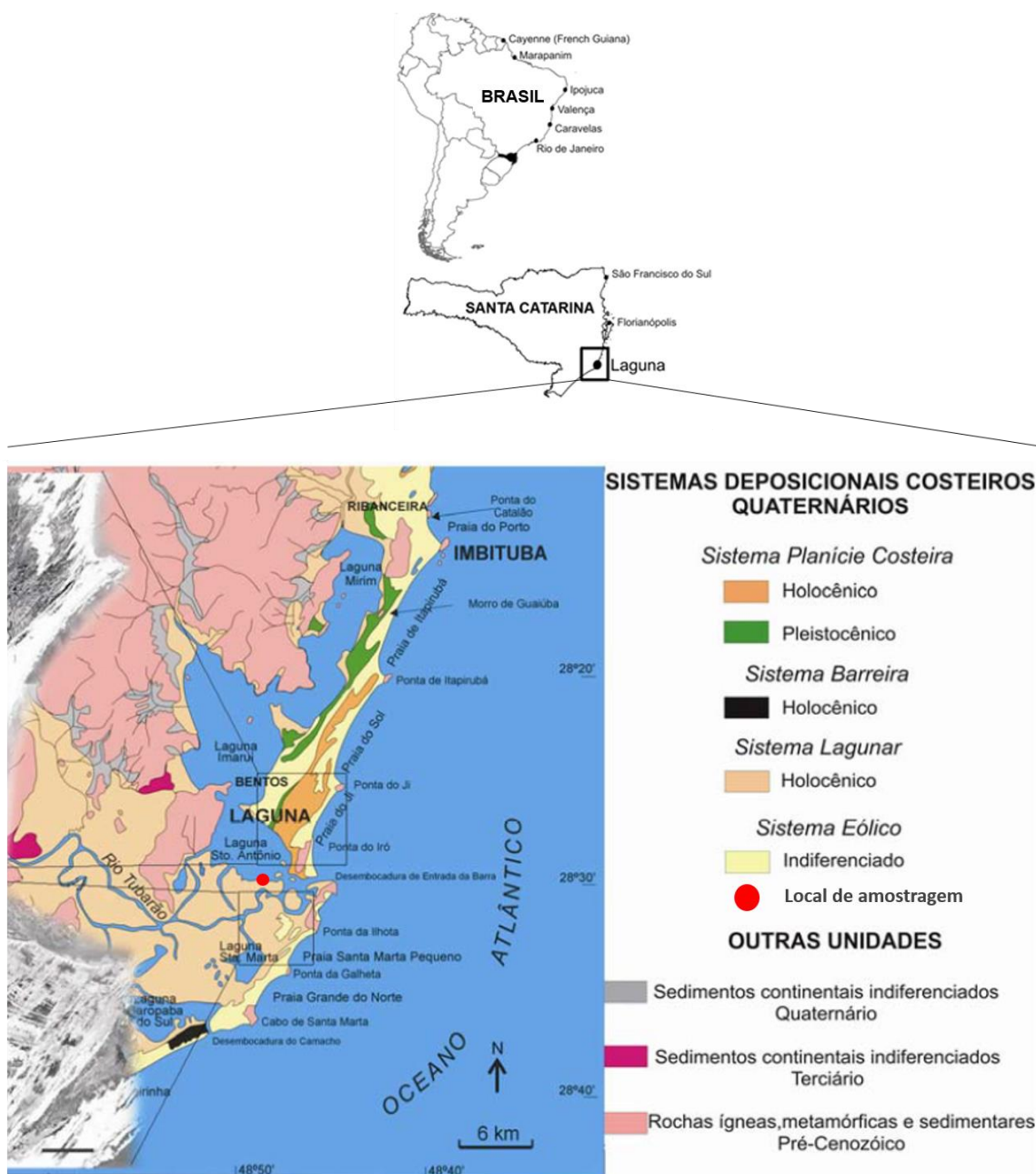


Figura 11 - Mapa de localização da área de estudo e sistemas deposicionais do litoral Sul Catarinense e indicação do ponto de coleta do testemunho RP5. Modificado de Tanaka (2010).

A zona costeira da região foi fortemente controlada pelas mudanças no NRM e transporte sedimentar (ANGULO et al., 2009) e é caracterizada por quatro sistemas deposicionais (Figura 11): planície costeira, barreira, lagunar e eólico (GIANNINI, 1993; GIANNINI et al., 2007).

O sistema deposicional planície costeira é representado por depósitos pleistocênicos e holocênicos. Esse sistema apresenta uma gênese regressiva e não há corpo lagunar contíguo que a ele se relacione (GIANNINI, 1993, 2002). O sistema barreira, formado inicialmente durante a transgressão holocênica sob o contexto de desaceleração da subida do NRM, consiste

numa faixa de sedimentos arenosos holocênicos que separa o complexo de lagoas entre as lagoas Santo Antônio e Garopaba do Sul do mar aberto (GIANNINI, 1993; GIANNINI et al., 2001, 2005). O sistema lagunar holocênico foi formado pelo isolamento parcial do corpo de água a partir do afogamento de vales preexistentes em baixios topográficos atrás de barreiras arenosas durante máximos transgressivos recentes, como no âmbito da elevação do NRM holocênico, cujo máximo foi atingido na região entre 5700 e 5100 anos AP (ANGULO et al., 1999, 2006; GIANNINI, 1998, GIANNINI et al., 2005, 2010). Esse sistema abrange lagoas interconectadas e uma série de lagos residuais de antigas lagoas, os quais integraram complexos de lagoas interligadas durante níveis do mar mais altos que o atual, como o complexo lagunar Santo Antônio–Imaruí–Mirim que corresponde à área de estudo (GIANNINI, 1993; GIANNINI et al., 2010). O sistema deposicional eólico tem ocorrência generalizada, e superpõe-se aos sistemas barreira e planície de cordões em grande parte da área e, em menor escala, ao sistema lagunar, onde pequenas dunas individuais se formam a partir de areias de cordões lagunares (GIANNINI, 1993).

4.3.2 Hidrografia e regime de marés

Destaca-se na região um conjunto de lagoas, sendo o maior complexo lagunar composto pela Lagoa de Santo Antônio com uma área de 33,85 Km², Lagoa de Imaruí (86,32 Km²) e Lagoa do Mirim (63,77 Km²), outro complexo abrange as lagoas Garopaba do Sul, Camacho e Santa Marta. Estas lagoas são interligadas e têm nas barras de Laguna e Camacho suas únicas ligações com o oceano (GIANNINI, 1993; GIANNINI et al., 2010) (Figura 12).

A maior contribuição fluvial para esses complexos lagunares provém dos Rios Tubarão, o qual desemboca na Laguna de Santo Antônio, e D'uma, drenando uma área de 4735 km² e 658 km², respectivamente. Sendo a foz do Rio Tubarão considerado o maior delta interior ativo do território brasileiro (GIANNINI, 1993, 2002).

Esta região é caracterizada por um regime de micromaré (DAVIES, 1964) com uma amplitude média de maré de sizígia da ordem de 0,6 metros, além disso, o regime de marés está sujeito a algumas oscilações diárias favorecendo a formação de deltas de maré de enchente contribuindo para o aporte de sedimentos litorâneos para o sistema lagunar (GIANNINI, 1993). Apesar de ser afetada pela dinâmica das marés, a entrada do canal da laguna age como um filtro diminuindo a influência das correntes de marés e variações do nível de água dentro da laguna (FONSECA; NETTO, 2006).



Figura 12 - Complexo Lagunar Sul Catarinense. Polígono vermelho representa a delimitação da Área de Proteção Ambiental da Baleia Franca (APABF). Setas indicam presença de barras de acesso às lagoas. Modificado de Netto (2018).

4.3.3 Clima

O clima é classificado como Cfa segundo a classificação de Köppen, descrito como clima subtropical úmido, sem estação seca e verão quente. A temperatura média anual em Laguna é 19,8°C, com temperatura média de 15,5°C para o mês mais frio. A umidade é em torno de 85% e a precipitação média anual de 1400 mm (INMET, 2020). A temperatura da superfície dos oceanos nessa região varia sazonalmente entre as isotermas de 18°C e 24°C (STEWART, 2008). A temperatura da água medida durante o trabalho de campo foi de 19°C.

A zona costeira de Santa Catarina situa-se na Zona Subtropical Sul e sua posição geográfica favorece a influência das massas de ar oceânicas (STRAHLER, 1977). O clima da região é controlado por duas massas de ar anticiclônicas: Massa Tropical Atlântica, a qual é uma massa de ar quente de circulação marítima e úmida devido à intensa evaporação de água do mar, e Massa Polar Atlântica que constitui uma massa de ar frio de origem antártica sob tendência de deslocamento para norte e trajetória predominantemente marítima no verão e continental no inverno (ORSELLI, 1986; GIANNINI, 1993). A migração da Massa Polar Atlântica para o norte pode gerar frentes frias com aumento das taxas de precipitação (AMARAL et al., 2012).

4.3.4 Vegetação

A vegetação nativa do leste catarinense é subdividida em cinco zonas principais: Vegetação Costeira, Floresta Ombrófila Densa, Floresta de Altitude, Floresta de Araucárias e Campos (COHEN et al., 2020b). O entorno da Laguna de Santo Antônio apresenta uma vegetação típica de Mata Atlântica, caracterizada pela Floresta Ombrófila Densa (Figura 13), sendo florestas perenifólias, latifoliadas (folhas largas) e desenvolvimento em ambientes muito úmidos, com ocorrências das famílias: Anacardiaceae, Arecaceae, Asteraceae, Bignoniaceae, Calophyllaceae, Chloranthaceae, Euphorbiaceae, Fabaceae, Lauraceae, Melastomataceae/Combretaceae, Meliaceae, Myrtaceae, Piperaceae, Rubiaceae e Moraceae/Urticaceae (VELOSO et al., 1991).

A planície costeira é caracterizada por vegetação de restinga e manguezal. As famílias vegetais mais representativas de restinga são Asteraceae, Bromeliaceae, Dryopteridaceae, Fabaceae, Myrtaceae, Rubiaceae e Poaceae (FRANÇA et al., 2019).

A vegetação de mangue ocorre desde o norte do estado até seu limite sul em Laguna, sendo essa a latitude austral dos manguezais da costa brasileira (SOARES et al., 2012). No litoral norte catarinense, os manguezais exibem árvores dos gêneros *Rhizophora*, *Avicennia* e *Laguncularia*, enquanto o litoral sul apresenta uma tendência decrescente da densidade de árvores de *Rhizophora* (SOARES et al., 2012). Árvores *Rhizophora* surgiram na Baía da Babitonga (São Francisco do Sul) apenas nas últimas décadas (FRANÇA et al., 2019).

A floresta de mangue da Lagoa de Santo Antônio é representada pelos gêneros *Laguncularia* e *Avicennia*, com alturas entre 3 e 6 metros, respectivamente, sob uma faixa de salinidade de 23. A vegetação de mangue alterna-se com *Spartina*, um gênero pertencente à família Poaceae típica de pântanos salgados, e *Acrostichum aureum* (samambaia), uma pteridófita associada a florestas de mangue (TOMLINSOM, 1986) (Figura 13). Esta composição florística concorda com a descrição de Soares et al. (2012) e Cohen et al. (2020a).

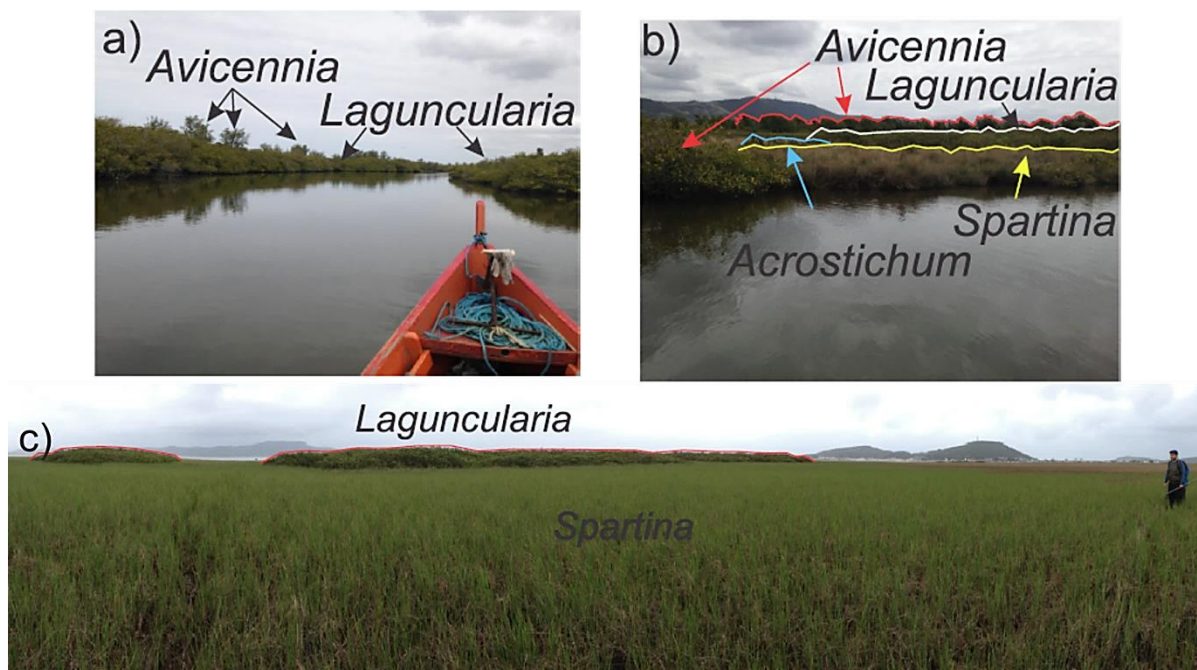


Figura 13 - Fotografias da área de estudo ao longo da Lagoa de Santo Antônio, com indicação da vegetação de *Avicennia*, *Laguncularia*, *Spartina* e *Acrostichum*.

5 MATERIAL E MÉTODO

5.1 TRABALHOS DE CAMPO

Os campos foram realizados na cidade de Extremoz, Rio Grande do Norte em agosto de 2018 e 2019, na cidade de Anchieta, Espírito Santo em janeiro de 2018 e na cidade de Laguna, Santa Catarina em agosto de 2021 (Tabela 1), locais previamente determinados segundo suas características geomorfológicas e de vegetação.

5.1.1 Amostragem do material

Foram realizadas amostragens de substratos de mangue (testemunhos), através de um Amostrador Russo (COHEN et al., 2005) (Figura 14), os quais foram armazenados em meias seções de tubos de PVC de 50 cm de comprimento e envoltos por filme plástico (Figura 15).

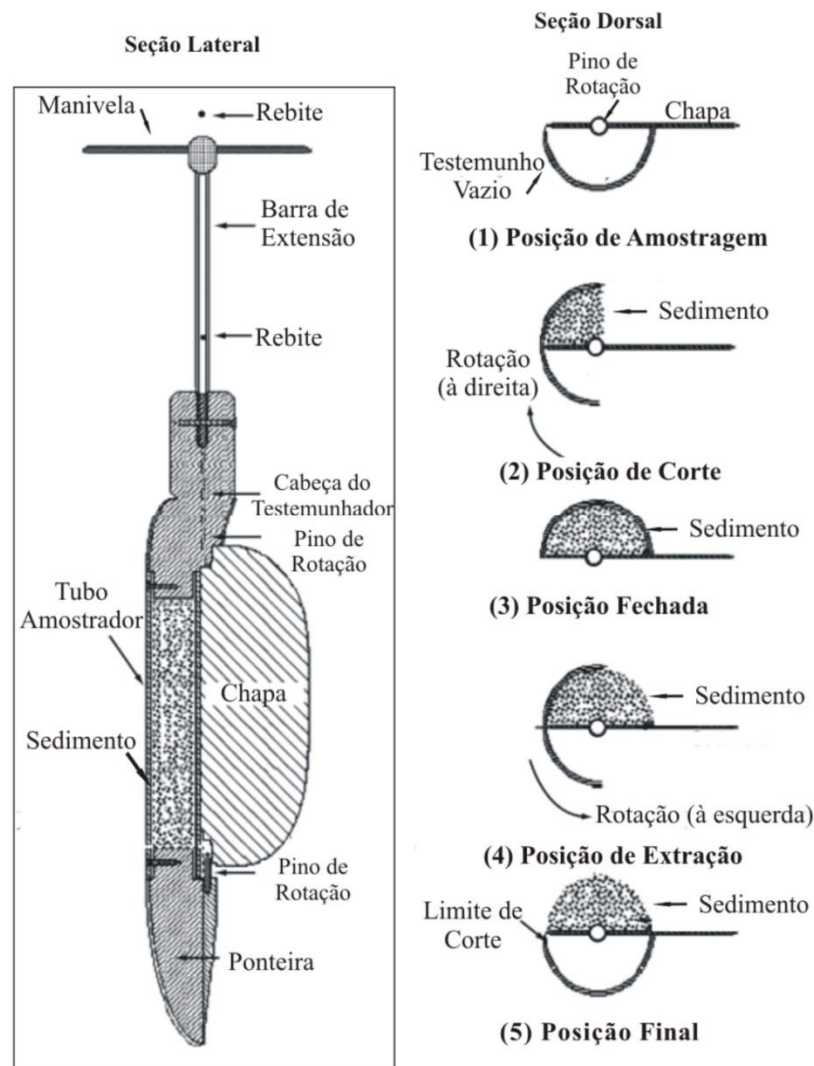


Figura 14 - Amostrador Russo utilizado para realizar a coleta dos testemunhos.

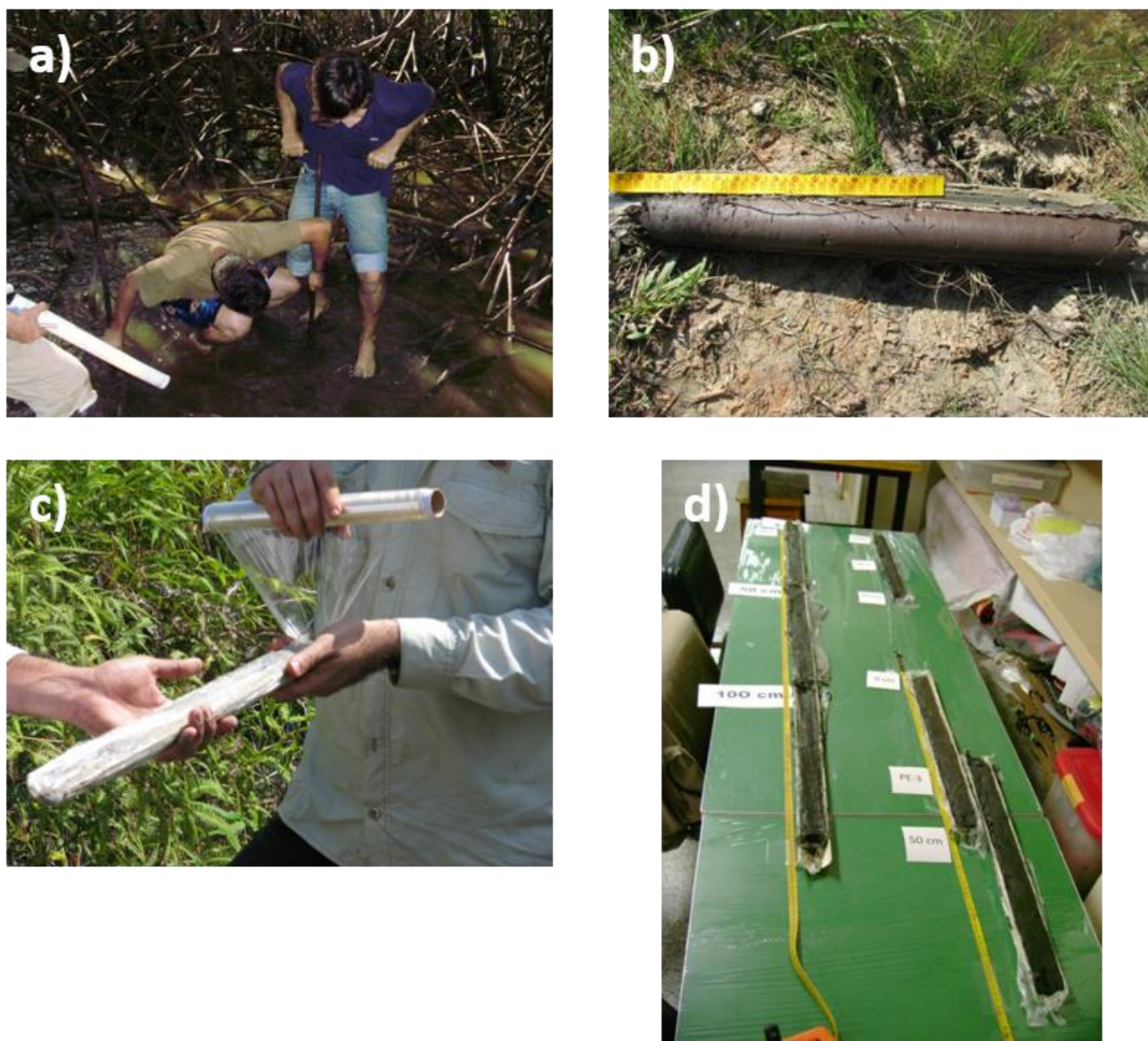


Figura 15 - Trabalho de campo. a) coleta de testemunho com Amostrador Russo; b) Testemunho armazenado em tudo PVC; c) Envolvimento do testemunho em filme PVC para evitar contaminação; d) Testemunhos abertos em laboratório.

Tabela 1 - Identificação e localização dos testemunhos amostrados.

Testemunho (Código)	Coordenadas geográficas	Estado	Testemunhador	Comprimento (cm)
NAT11	5°40'29,0"S/ 35°14'38,2"O	Rio Grande do Norte	Amostrador Russo	310
RBN1	20°46'51,6"S/ 40°38'37,6"O	Espírito Santo	Amostrador Russo	400
RP5	28°29'05,6"S/ 48°50'36,9"O	Santa Catarina	Amostrador Russo	100

5.1.2 Sensoriamento remoto e processamento de imagens

5.1.2.1 Análises espaço-temporais

A partir de sensores ópticos, foram realizadas análises espaço-temporais detalhadas da morfologia e vegetação costeira das áreas de estudo no RN, ES e SC.

Neste documento apresentam-se os dados de Extremoz, RN, visto que os de Anchieta no Espírito Santo e Laguna, Santa Catarina, foram recentemente publicados pelas equipes de pesquisas do Laboratório C-14 do CENA (Centro de Energia Nuclear na Agricultura) e LADIC (Laboratório de Dinâmica Costeira) da Universidade Federal do Pará (BOZI et al., 2021; COHEN et al., 2020, respectivamente).

O mapeamento de contrastes de vegetação passível de detecção para a área de estudo foi baseado na análise de dados de imagens de satélite LANDSAT. As imagens LANDSAT foram obtidas da Collection 2 – Level 2 pertencentes a ferramenta Earth Explorer do United States Geological Survey (USGS, 2019). Essas imagens são ortorretificadas e calibradas radiometricamente com valores para refletância no nível de solo, permitindo a geração de imagens índices, como o NDVI, que auxilia na quantificação da abundância da vegetação. Foram coletadas imagens dos anos de 1984, 1997, 2010 e 2021, sendo assim, adquiridas por diferentes satélites LANDSAT. Classificações supervisionadas foram realizadas através do Software IWILS. Nestas classificações, após a definição das classes a serem adotadas, realizou-se a seleção das amostras de treinamentos, que foram apoiadas por trabalho de campo e fotointerpretação através das fotografias aéreas com drone. Por fim, adotou-se o algoritmo de classificação MaxVer (Máxima verossimilhança), definido por ser um classificador paramétrico que pondera a distância entre as médias dos níveis digitais de cada classe definida na amostragem para classificação. A avaliação de cada classe gerada foi manualmente verificada e validada por fotointerpretação. A classificação dos diferentes uso e coberturas da terra é essencial para quantificar a expansão, retração ou a manutenção das áreas de mangue, auxiliando na identificação da tendência, natural ou não, em escala decadal da dinâmica deste ecossistema. Informações complementares sobre o processamento de imagens de satélite LANDSAT podem ser obtidos em Zhang et al. (2021).

5.1.2.2 Processamento de imagens de drone

Foram realizadas duas viagens de campo ao município de Extremoz -RN para realização dos sobrevoos com drone e levantamento topográfico. Ambas viagens ocorreram no mês de agosto, mas em anos distintos, 2018 e 2019. Assim, ao termino das análises, foi possível observar variações na dinâmica do manguezal no decorrer de 12 meses.

As imagens do drone foram processadas usando o Agisoft PhotoScan. Este software realiza o processamento fotogramétrico de imagens digitais e gera dados espaciais 3D e ortomosaicos com alto nível de precisão (www.agisoft.com). O processamento incluiu a geração de nuvem de pontos e de modelos digitais.

O método para processamento dos dados seguiu Cohen (2018) (Figura 17). Imagens de alta resolução espacial (0,03 m) da área de estudo foram obtidas através de um Drone Phantom 4 PRO DJI. As imagens foram adquiridas com uma câmera digital FC 330 4K/20MP (RGB) posicionada em um gimbal de movimento compensador e calibrada pelo software DJI Assistant 2. As missões do drone foram elaboradas e implementadas através do software DJI Ground Station Pro instalado em um tablet Ipad Air com missões pré-definidas e implementadas de forma autônoma, adotando angulação da câmera de 90°, sobreposição longitudinal em 90% e lateral de 75% a uma altitude entre 80 m e 100 m, permitindo que o GSD (Ground Sample Distance) médio permaneça por volta de 4 cm por pixel. O recobrimento das fotos utilizado supera o mínimo de sobreposição encontrado em Lillesand e Kiefer (2000). As missões individuais exigiram de 10 a 15% de sobreposição para garantir a qualidade dos dados. Idealmente, o drone deve decolar do mesmo ponto de origem, pois a elevação do ponto de referência é usada como referência topográfica para as missões. Quando diferentes pontos de referência foram necessários devido ao tamanho da área de estudo, as diferenças topográficas entre pontos de referência foram identificadas e corrigidas usando o Global Mapper Software (Cohen et al., 2018a). Imagens coloridas sintéticas, disponíveis pelo Google Earth (YU; GONG, 2012) foram usadas como orientação para delimitar as áreas a serem mapeadas pelo drone.

As imagens do drone foram processadas usando o Agisoft Metashape. Este software realiza o processamento fotogramétrico de imagens digitais e gera dados espaciais 3D e ortomosaicos (Figura 16) com alto nível de precisão (www.agisoft.com). O processamento incluiu a geração de nuvem de pontos e de modelos digitais.

A quantificação da área de ocupação de cada feição em km² foi realizada no Software QGIS utilizando o Ortomosaico da área de estudo para o ano de 2019 (Figura 16). Para a confecção dos modelos digitais e dos ortomosaicos, processados no Software Agisoft Metashape, utilizou-se os parâmetros apresentados na Tabela 2. Apesar do recobrimento desigual para cada ano de sobrevoo com drone, utilizou-se como área de estudo apenas as áreas cobertas nos anos sobrevoados (Tabela 2).

Tabela 2 - Parâmetros utilizados para o processamento digital no software Agisoft Metashape das fotografias adquiridas através dos drones no município de Extremoz-RN para o ano de 2018 e 2019.

ANO	2018	2019
Missões	13	25
Fotos	9388	13968
Altitude de voo	80m	90m
GSD	4,1cm/pixel	4,13cm/pixel
Área coberta	8,28km ²	8,05km ²
GCPs	35	39
Parâmetros de Alinhamento	Médio	Médio
Parâmetros das Nuvens	Médio	Baixo
Erro médio em Z	9.595180cm	4.264810cm
Pontos nuvem esparsa	8,327,722	10,976,536
Pontos nuvem Densa	406,842,116	93,795,787
DATUM	SIRGAS 2000	SIRGAS 2000

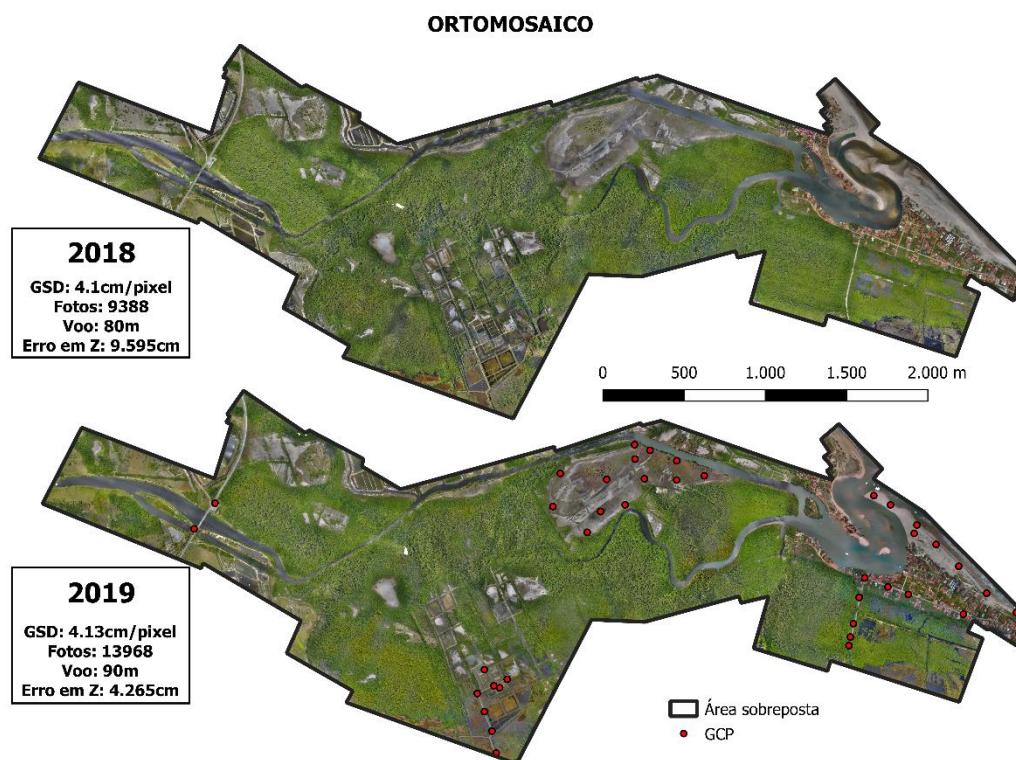


Figura 16 - Ortomosaicos da área de estudo em Extremoz-RN com localização dos GCP, informações adicionais sobre o GSD, quantidades de fotos adquiridas, altitude de voo e margem de erro vertical.

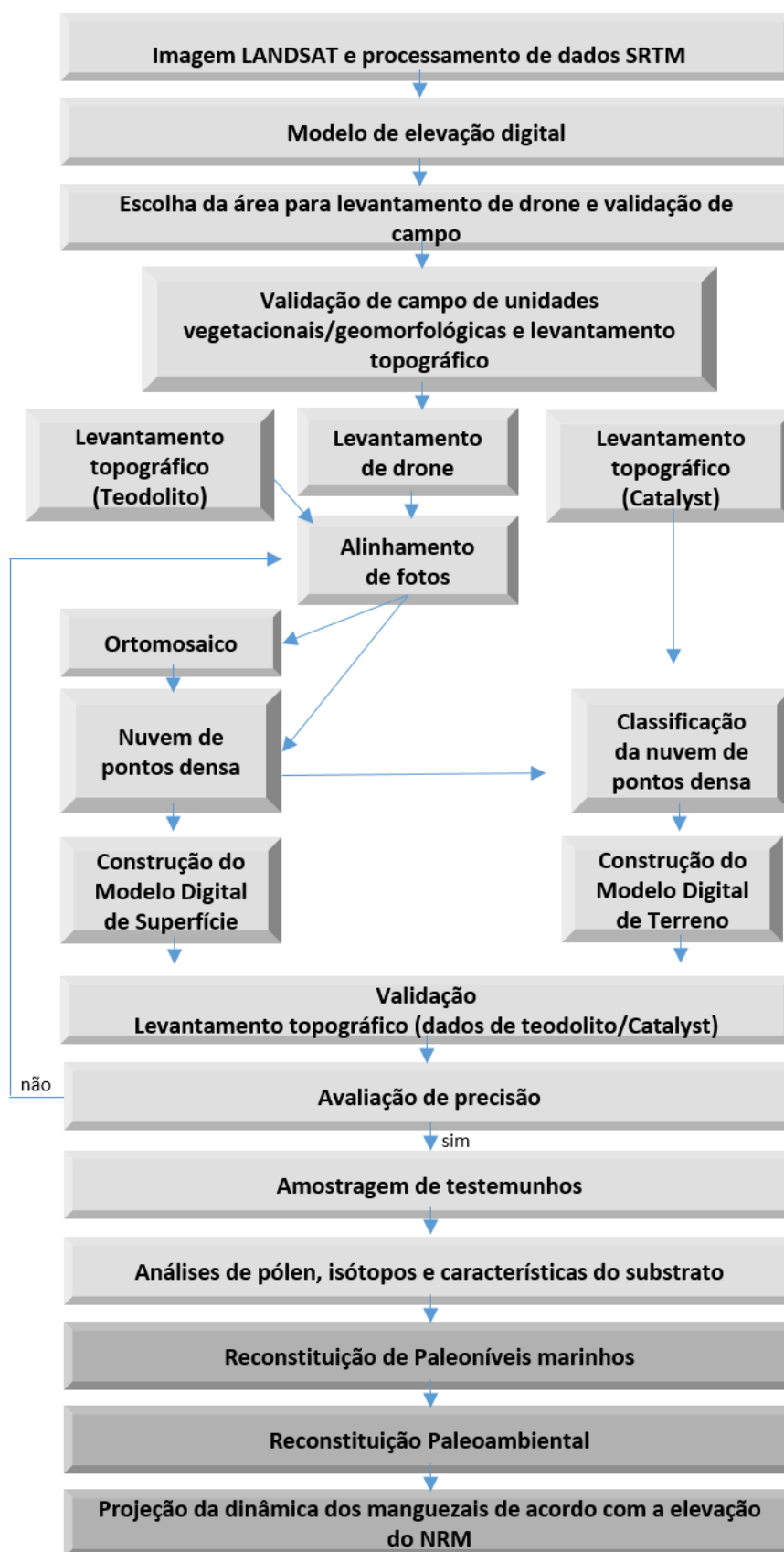


Figura 17 - Metodologia sensoriamento remoto. Modificado de Cohen et al. (2018).

5.1.2.3 Nuvem de pontos 3D

As fotos capturadas durante as viagens de campo em 2018 e 2019, foram primeiramente processadas no software Agisoft Metashape para o alinhamento das imagens, gerando uma nuvem de pontos esparsas para cada ano. A nuvem de pontos esparsa foi elaborada a partir de parâmetros internos e externos da câmera para cada imagem. O software Agisoft Metashape fornece diversos parâmetros a serem modulados para um processamento mais adequado a cada propósito de trabalho. Especificações desses parâmetros são encontradas com detalhes no manual do usuário (https://www.agisoft.com/pdf/metashape-pro_1_7_en.pdf). A precisão desse processo depende de diversos fatores, principalmente da sobreposição entre as fotos vizinhas e da superfície do objeto de estudo, podendo ocorrer erros capazes de deformar os modelos. Assim, utilizou-se Pontos de Controle do Solo (GCPs) para minimizar deformações, servir de ajuste e conferir qualidade aos modelos.

Os pontos da nuvem foram filtrados da seguinte forma: a) remoção de pontos com localização deficiente para evitar erros de reprojeção altos a fim de aumentar a precisão da etapa de otimização subsequente; b) reconstrução de pontos com alta incerteza de fotos próximas com pequena linha de base para evitar ruído na nuvem de pontos; c) remoção de pontos não confiáveis de baixa precisão da nuvem; e d) filtragem de pontos com baixa projeção devido ao seu tamanho maior.

Para obter uma reconstituição 3D baseada em uma nuvem de pontos com pontos de espaçamento de 3 a 5 cm, uma nuvem de pontos densa foi executada em alta resolução. Em seguida, pontos de verificação foram medidos durante o trabalho de campo com um teodolito eletrônico e GPS (Figura 18) para avaliar a precisão da nuvem de pontos densa. Uma análise quantitativa baseada nas divergências verticais entre os pontos de verificação do teodolito e as nuvens de pontos densa foi obtida usando a seguinte equação:

$$Z_{dif} = Z_{3D} - Z_{grd}$$

Onde, Z_{dif} = diferenças verticais, Z_{3D} = o valor Z da nuvem de pontos densa, Z_{grd} = o valor Z do ponto de verificação com base no teodolito.

5.1.2.4 Modelos digitais

O primeiro modelo digital formado através da nuvem densa é o Modelo Digital de Superfície (MDS - Digital Surface Model), caracterizado pela representação digital dos caracteres naturais (água, solo, árvores, ervas, etc.) e construções na superfície terrestre.

Após o desenvolvimento da densa nuvem de pontos foi realizada uma classificação automática de pontos de solo. A densa nuvem de pontos foi separada em células e os pontos em cada célula foram identificados. A triangulação desses pontos forneceu a primeira aproximação do Modelo Digital do Terreno (MDT - Digital Terrain Model). Em seguida, novos pontos foram adicionados à classe GCP, seguindo os critérios que: (a) ocorreram dentro de uma determinada distância do modelo de terreno, e (b) o ângulo entre o modelo de terreno e uma linha conectando os novos pontos com um GCP for menor que um certo ângulo. Então, este procedimento extrapola os gradientes topográficos de áreas sem cobertura vegetal ou com vegetação herbácea esparsa para substratos com densa cobertura vegetal. Além disso, com base no GCP obtido de áreas sob densa cobertura vegetal, o software implementa uma interpolação. Portanto, a superfície topográfica abaixo da cobertura vegetal é um produto da relação entre a interpolação de GCP abaixo da cobertura vegetal e os gradientes topográficos de áreas sem cobertura vegetal ou com uma vegetação herbácea esparsa. Vale ressaltar que dependendo da densidade dos manguezais e do contraste de cores entre a vegetação e o sedimento, é possível individualizar a nuvem de pontos que representa a topografia do terreno e a cobertura vegetal. Nesse caso, recomenda-se realizar o levantamento do drone durante a estação seca, quando a superfície do solo está mais exposta. Este procedimento permite avaliar a superfície topográfica abaixo da cobertura vegetal. Após essa classificação, o modelo de malha poligonal e, em seguida, o MDT será gerado com base apenas na classe “ground point”. Para construir o Modelo de Altura de Vegetação (VHM - Vegetation Height Model), usou-se a equação:

$$\text{VHM} = \text{MDS} - \text{MDT}$$

Os modelos resultantes foram exportados para o Global Mapper Software para analisar o terreno (incluindo cálculo de volume e área de acordo com intervalos topográficos), otimizar cortes e preenchimentos, gerar contornos topográficos e delinear a bacia hidrográfica. O Global Mapper permite medir áreas e volumes dentro de uma determinada distância seguindo um gradiente topográfico. No caso de medidas ao longo de uma linha, é possível especificar as alturas de corte a serem usadas em cada vértice individualmente ou usar a mesma altura de corte (base) para cada vértice em relação ao solo em cada vértice ou em relação ao nível do mar. Então, é possível quantificar uma área, por exemplo, inundada, de acordo com um nível de referência horizontal que se move verticalmente. Esta análise é muito útil para quantificar áreas a serem inundadas de acordo com o aumento do nível do mar projetado.

5.1.3 Validação

Dados topográficos e ambientais foram coletados para validação das interpretações fornecidas pela análise espacial e Modelos 3D. Os dados topográficos foram obtidos usando um teodolito eletrônico e o levantamento fitossociológico através de análise visual e fotográfica.

5.1.3.1 Levantamento topográfico

A topografia da área de estudo foi realizada através de teodolito eletrônico (CST Berger DGT10), régua de 4 m e o GPS de um smartphone conectado a uma Antena Trimble Catalyst com Sistema de Navegação por Satélite Global (Figura 18), tendo como referência o Datum – modelo matemático teórico de representação da superfície da Terra ao nível do mar – SIRGAS 2000.

Inicialmente foi escolhido um ponto de fixação do teodolito e, em seguida, com o auxílio do GPS e da Antena Trimble foi produzido o seu referencial. Uma correção submétrica, fornecida pelo Trimble após pagamento de assinatura mensal, permite uma precisão horizontal e vertical em torno de 10 cm. Após o referencial do teodolito, foram espalhados pela área de estudo GCPs, que são pontos referenciados foto-identificáveis de fácil reconhecimento nas imagens aéreas. Os pontos de controle foram referenciados através da Antena Trimble Catalyst e tiveram sua topografia levantada/registrada através do teodolito eletrônico no ponto central.

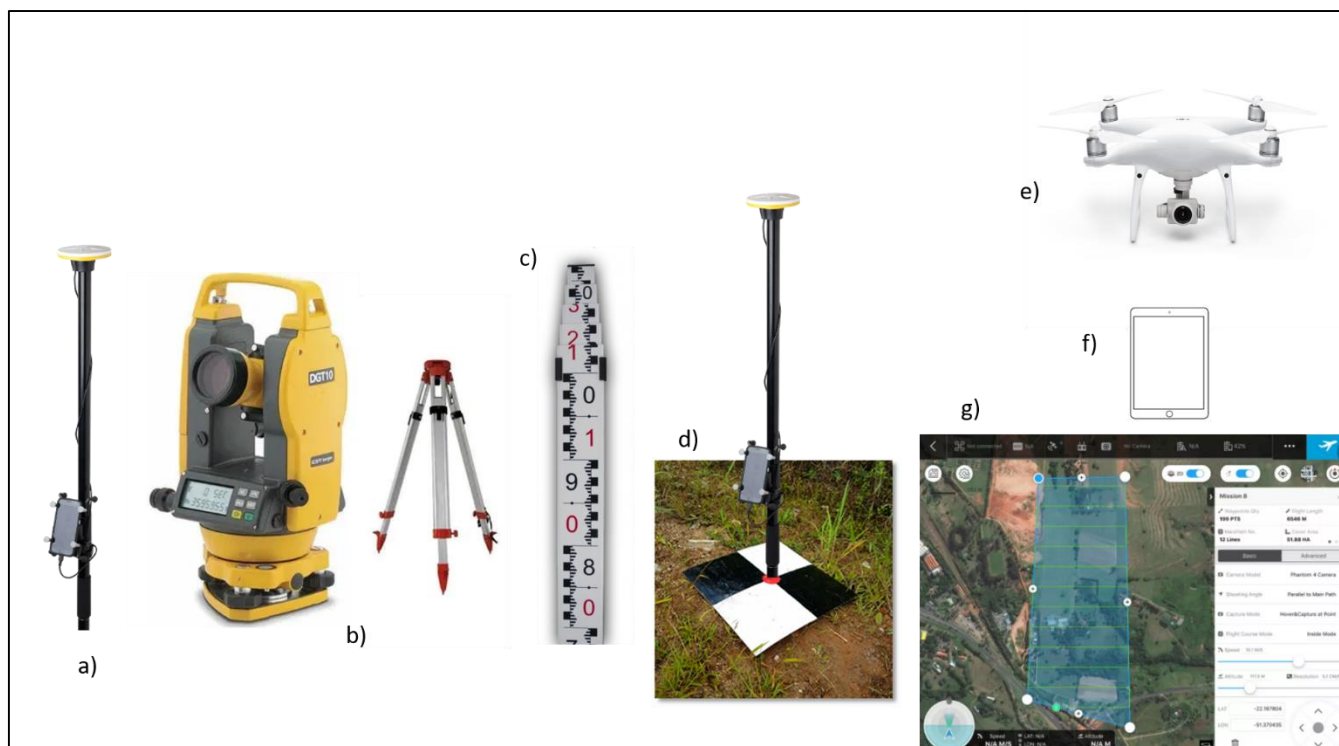


Figura 18 - a) Antena Trimble Catalyst conectada à smartphone; b) Teodolito eletrônico CTS Berger DGT10; c) Régua graduada para topografia; d) Ponto de controle do solo (GCP); e) DJI Phantom 4; f) Ipad para monitoramento das missões; g) DJI Ground Pro.

5.1.3.2 Levantamento fitossociológico

Um levantamento fitossociológico foi realizado para caracterizar as principais unidades geobotânicas predominantes na área de estudo, a partir de observação visual e documentação fotográfica. Análises florística e estrutural foram realizadas, de modo a caracterizar a composição das espécies das diferentes fisionomias (floresta, campo herbáceo etc.), além de obtenção de parâmetros quantitativos que auxiliam na caracterização da vegetação e documentação fotográfica da floresta/campos herbáceos.

A altura da vegetação (VH) foi calculada ao longo do limite dos manguezais usando um teodolito eletrônico (CST Berger DGT10) e uma régua de 4 metros (Figura 18), os dados foram aplicados na seguinte equação:

$$VH = (\tan \alpha \cdot AB) + (\tan \beta \cdot AB)$$

De modo que, α e β são ângulos medidos e $AB =$ distância horizontal (KORNING; THOMSEN, 1994). Esses dados foram usados para validar o modelo de altura da vegetação obtido por fotogrametria.

5.1.4 Salinidade da água intersticial

A salinidade da água intersticial foi determinada em uma profundidade de 10 cm por meio de um refratômetro, em locais topograficamente relevantes. Foi utilizado o software surfista (Surfer® 14 - Golden Software, LLC) para produzir de um modelo digital de salinidade da água intersticial das áreas de estudo.

5.2 LABORATÓRIO

Os testemunhos coletados foram armazenados em refrigeradores com temperatura em torno de 4°C a fim de preservá-los e evitar o crescimento de fungos e bactérias no material. Esses organismos podem metabolizar compostos de carbono dos sedimentos e trocar CO₂ com a atmosfera, de modo a contaminar as amostras com carbono recente (COLINVAUX et al., 1999), comprometendo futuras datações ¹⁴C.

Em laboratório foram realizados os seguintes métodos não destrutivos do material, na sequência:

- I. Radiografias de substratos de mangue, realizado em clínica especializada em Piracicaba, SP (5.2.1).
- II. Análise de fluorescência de raios X (FRX) a partir de um espectrômetro de fluorescência de raios X portátil (pED-FRX) previamente calibrado (5.2.2).
- III. Descrição dos testemunhos coletados.

As etapas subsequentes envolveram a retirada de parte do material para as outras análises (métodos destrutivos): análises geocronológicas, isotópicas e elementares (C, N e S), polínicas e granulométricas, descritas resumidamente e com a indicação dos laboratórios responsáveis, na Tabela 3. As etapas de pré-tratamentos físicos e químicos foram realizadas no Laboratório ¹⁴C.

Tabela 3 - Preparos físicos e químicos, análises de amostras e os laboratórios envolvidos.

Análise	Procedimento	Laboratório
Datação ^{14}C	<ul style="list-style-type: none"> - Coleta de material (~3 g); - Remoção manual de contaminantes (fragmentos de folhas e raízes); - Adição de solução de HCl 2-4% a 60°C por 4 h; - Lavagem e secagem a ~50°C; - Combustão das amostras; - Envio do CO₂ purificado à espectrometria de aceleração de massa (AMS). 	<p>Pré-tratamento físico e químico: Laboratório ^{14}C (CENA/USP)</p> <p>AMS: Laboratório ^{14}C da Universidade Federal Fluminense (LACUFF) e Universidade da Geórgia - Centro de Estudos de Isótopos Aplicados (UGAMS).</p>
Isótopos ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, COT e NT)	<ul style="list-style-type: none"> - Remoção de contaminantes; - Tratamento químico (HCl 4%); - Lavagem e secagem a ~50°C; - Pesagem em cápsulas de estanho (20 a 70 mg); - Envio para análise por espectrometria de massa. 	<p>Pré-tratamento físico e químico: Laboratório ^{14}C (CENA/USP)</p> <p>Laboratório de Isótopos Estáveis (CENA/USP)</p>
S-elementar	<ul style="list-style-type: none"> - Remoção de contaminantes; - Maceração e homogeneização das amostras; - Pesagem em recipientes de cerâmica (~100mg); - Combustão das amostras; - Envio para detecção infravermelha pelo equipamento SC 144DRLECO. 	<p>Pré-tratamento físico: Laboratório ^{14}C (CENA/USP)</p> <p>Laboratório de Ciclagem de Nutrientes (CENA/USP)</p>
Palinologia	<ul style="list-style-type: none"> - 1cm³ amostra + 1 pastilha de <i>Lycopodium clavatum</i>; - Adição de HCl 10% e lavagem; - Adição de HF 40% por 24h e lavagem; - Adição de ácido acético glacial; - Acetólise: Anidrido acético + ácido sulfúrico (9:1) – 30 minutos a 100 °C e lavagem; - Filtragem do material com filtro de 6mm em ultrassom; - Transferência do material para <i>ependorfs</i>; - Produção de lâminas para microscopia. 	Laboratório ^{14}C (CENA/USP)
Granulometria	<ul style="list-style-type: none"> - ~5cm³ amostra; - Tratamento com H₂O₂ a quente (~80°C); - Adição de HCl 4% e lavagem; - Dispersão das partículas em Ultrassom; - Análise por difração a laser. 	Laboratório ^{14}C (CENA/USP)

5.2.1 Radiografias dos testemunhos e descrição de fácies

Devido ao conteúdo do material amostrado apresentar grande quantidade de lama sem estruturas aparentes ao olho nu, os substratos de mangue foram radiografados na faixa do comprimento de onda entre 10 e 0,01 nanômetros (Raios X) para o registro de eventuais

estruturas internas preservadas nos depósitos (Figura 19). A análise de fácies incluiu descrição de cor (MUNSELL COLOR, 2009), litologia, textura e estrutura (HARPER, 1984; WALKER, 1992) e foram codificadas seguindo Miall (1978).

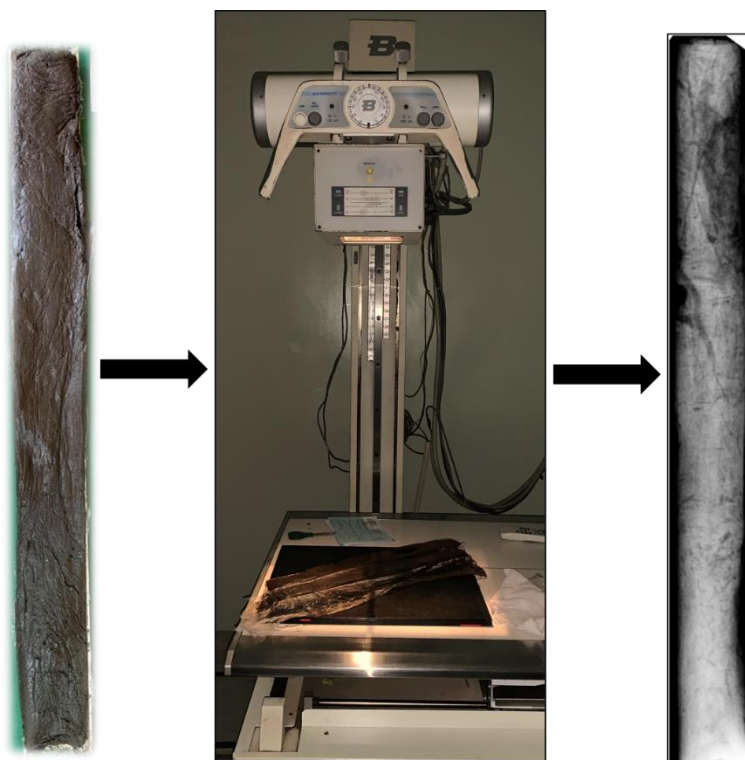


Figura 19 - Fotografia do testemunho à esquerda e radiografia do mesmo à direita, podendo ser visualizadas suas estruturas sedimentares.

5.2.2 Espectrometria de fluorescência de Raio X (ED-FRX)

A análise geoquímica do substrato de mangue foi realizada usando um espectrômetro de fluorescência de raios X de energia dispersiva portátil (pED-FRX - modelo Tracer III-SD, Bruker AXS, Madison, EUA). Este pED-FRX é equipado com tubo de raios X de Ródio (4W de potência) e Detector de Deriva de Silício (SDD) com área de 10 mm², e resfriamento Peltier (modelo X-Flash®, Bruker AXS, Madison, USA). O pED-FRX foi calibrado usando oito materiais de referência certificados de rochas do United States Geological Survey, com os códigos AGV-2, BCR-2, COQ-1, DNC-1a, GSP-2, QLO 1a, SDC-1, e W-2a (USGS, Denver, EUA).

Um total de 12 curvas de calibração foram criadas para cada um dos 12 elementos químicos: Br, Ca, Cl, Fe, K, Mn, Rb, S, Sr, Ti, Zn, Zr. Os limites de detecção (LD) foram determinados pela equação $3 \times \frac{\sqrt{BG/t}}{\beta_1}$, where $\sqrt{BG/t}$, onde $\sqrt{BG/t}$ é o desvio padrão estimado da intensidade de fundo (BG) dividido pelo tempo de vida (t) de cada linha

característica dos elementos químicos contidos nas amostras padrão analisadas em quatro posições diferentes ($n = 56$); β_1 é a sensibilidade do método e representa a inclinação da curva de calibração, obtida a partir do ajuste da regressão linear (GRIEKEN; MARKOWICZ, 2002; BECKHOFF et al., 2006). O ajuste das regressões lineares e todos os gráficos foram feitos no software R v. 3.5.3 (R CORE TEAM, 2019).

Todas as análises de ED-FRX foram realizadas sob pressão atmosférica, com o tubo de raios X operando a 40 kV e 20 μ A, com um tempo de espera de 30 segundos por análise e tempo morto menor que 12%. O filtro Ti de 1 mm de espessura (filtro azul) foi usado para eliminar a linha Rh La espalhada do tubo de raios X, o que permitiu analisar o conteúdo de Cl.

Cada testemunho de 50 cm de comprimento foi colocado sobre uma mesa e a superfície foi coberta com um filme de Mylar® de 2,5 μ m de espessura (Chemplex, Palm City, EUA). O pED-FRX foi fixado em um suporte e posicionado sobre o testemunho coberto por película fina. O conjunto, pED-FRX e suporte, foi movido a cada 1 cm do topo para a base, a fim de se obter cerca de 50 espectros de FRX. Tijolos de chumbo foram posicionados na frente do equipamento para minimizar possíveis exposições à radiação X (Figura 20). Os espectros de FRX foram obtidos pelo programa S1PFRX v. 3.8.3 (Bruker AXS, Madison, USA).



Figura 20 - Conjunto de suporte mais o pED-FRX sobre o testemunho recoberto pelo filme fino. Tijolo de chumbo disposto na frente do equipamento para proteção radiológica.

5.2.2.1 Processamento de dados ED-FRX

As concentrações dos elementos químicos do substrato de mangue foram determinadas convertendo as intensidades das linhas características de fluorescência $K\alpha$, usando as curvas de calibração no software R v. 3.5.3 (R CORE TEAM, 2019). Dados do conteúdo de elementos

químicos *vs* dados de profundidade foram plotados para avaliar o acúmulo de elementos químicos durante a taxa de formação do solo de mangue.

O conteúdo dos elementos químicos obtidos do pED-FRX foram exportados para o software PAST v 3.22 (HAMMER et al., 2001), para realização da Análise de Componentes Principais (PCA, Principal Component Analysis), que é uma ferramenta de análise de dados multivariada através da correlação entre as diversas variáveis, usada para extrair informações de um grande conjunto de dados multidimensionais em menos dimensões, ou seja, componentes principais (PCs) gerados de acordo com a variância explicada (ALVES et al., 2021).

Primeiramente, os dados foram normalizados para obtenção da média aritmética igual a zero e desvio padrão igual a um, utilizando a equação $(x - \bar{x}) / \sigma$, onde x é o conteúdo do elemento químico em uma determinada profundidade, \bar{x} é o conteúdo médio de perfil de substrato de mangue inteiro e σ é o desvio padrão de todos os dados.

Um total de 12 componentes principais foram obtidos da PCA em cada substrato analisado. As pontuações dos componentes principais 1 (PC1) e 2 (PC2) explicaram a maior parte da variância dos dados (variância explicada > 65%). Essas pontuações foram plotadas de acordo com a profundidade total do substrato para determinar as camadas geoquímicas. Os escores PC1 *vs* PC2 também foram plotados juntamente com os valores de cargas para cada um dos elementos químicos determinados por pED-FRX e usados na PCA. Assim, com base em gráficos de PCA foi possível identificar camadas geoquímicas distintas pela mudança nas magnitudes das pontuações de PC1 e PC2.

5.2.3 Datação ¹⁴C

As amostras de substrato de mangue foram tratadas fisicamente por remoção manual de raízes, conchas, fragmentos de vegetação etc. Quando necessário, foi adicionado às amostras solução de ácido clorídrico (HCl) a 0,02M para flutuação de pequenos restos vegetais não removidos na etapa anterior. Na sequência, foi adicionado às amostras solução HCl a 2% ou 4% a 60°C em placa aquecedora por 4 h, para remoção de carbonatos, ácidos fúlvicos e/ou húmicos (matéria orgânica “mais jovem”). Em seguida as amostras foram lavadas com água deionizada (até o pH atingir neutralidade) e secas em estufa a 50°C (PESSENDA et al., 2010). Após esse tratamento químico as amostras foram submetidas à combustão (600 – 700°C) para obtenção do CO₂ na linha de síntese do benzeno no Laboratório ¹⁴C. O CO₂ resultante foi armazenado em ampolas de vidro sob vácuo e encaminhado à datação via AMS (Espectrômetro de Massa acoplado a Acelerador de Partículas) no Laboratório de Radiocarbono da

Universidade Federal Fluminense-LACUFF (Rio de Janeiro, Brasil) e no Centro de Estudos Isotópicos Aplicados (CAIS/UGAMS, Universidade da Geórgia, EUA).

As idades ^{14}C convencionais são expressas em anos AP (Antes do Presente = 1950), corrigidas devido ao fracionamento isotópico em relação a $\delta^{13}\text{C}$ de -25‰ VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite Standard) e em anos calibrados AP (anos cal AP, 2σ). As idades foram calibradas através do programa *CALIB* 8.2, utilizando-se a base de dados SHCal20 (HOGG et al., 2020). Para as amostras pós-bomba, foi utilizada a atividade ^{14}C como a porcentagem de Carbono Moderno (pCM), e a idade calibrada em cal AD pelo software CALIBomb. Nas discussões foram consideradas as medianas das idades calibradas. As taxas de formação do substrato foram baseadas na razão entre os intervalos médios de profundidade (mm) e o intervalo de tempo médio (ano).

Foram feitos modelos Bayesianos de profundidades de idade utilizando o software de modelagem Bacon, executado no R-Studio (BLAAUW; CHRISTEN, 2011), para obter o modelo cronológico de cada série de dados ^{14}C (mediana das idades calibradas) dos testemunhos NAT11, RBN1 e RP5.

5.2.4 Análise elementar (C, N e S) e isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$)

No Laboratório ^{14}C , amostras de substrato de mangue foram separadas em recipientes identificados de acordo com o local e profundidade em intervalos de 10 cm para NAT11 e RBN1 e 2,5 cm para RP5. Fragmentos vegetais, tais como resto de raízes e folhas, foram retirados de forma manual para todas as amostras.

Para a análise elementar (C, N) e isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$) as amostras foram tratadas com HCl 4% (a frio) para eliminação de carbonatos, lavadas com água destilada até pH 6, secas a 50°C e homogeneizadas (PESSENDA et al., 2010). Em seguida as amostras foram transferidas para cápsulas de estanho e pesadas em balança analítica (Sartorius BP 211D, de precisão 0,0001). Foram utilizadas massas entre 20 a 30 mg para análises de C e 60 a 70 mg para análises de N, enviadas ao Laboratório de Isótopos Estáveis (CENA/USP) para análise a partir de um analisador elementar acoplado a um espectrômetro de massas ANCA SL 2020 da *Europa Scientific*. A composição elementar C e N total é expressa em porcentagem de peso seco com precisão analítica de 0,09% (COT) e 0,07% (NT), e as composições isotópicas $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ em parte por mil (‰) e medidas em relação ao padrão primário VPDB e nitrogênio atmosférico, respectivamente, usando as seguintes notações convencionais:

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = [(R_{1\text{sample}}/R_{2\text{standard}})-1] \cdot 1000$$

$$\delta^{15}\text{N} (\text{‰}) = [(R_{3\text{sample}}/R_{4\text{standard}})-1] \cdot 1000$$

Onde: $R_{1\text{sample}}$ e $R_{2\text{standard}}$ são a razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ da amostra e padrão, bem como $R_{3\text{sample}}$ e $R_{4\text{standard}}$ são a razão $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$, respectivamente. O desvio padrão é de $\pm 0,2\%$ (PESSENDA et al., 2010).

Para a análise elementar de S, as amostras pré-tratadas fisicamente foram maceradas e homogeneizadas e enviadas ao Laboratório de Ciclagem de Nutrientes (CENA/USP), onde foi pesado aproximadamente 100 mg de material em recipientes de cerâmica e submetidos à combustão. A quantidade de S por peso seco da amostra foi obtida através da detecção infravermelha via equipamento SC 144DR- LECO.

A partir dos resultados elementares (C, N e S) calculou-se as razões C/N e C/S para as amostras. Os valores dos resultados isotópicos e elementares são apresentados nas Figuras 35, 36, 41, 42, 47 e 48 e Tabelas 7, 10 e 13.

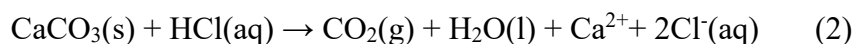
5.2.5 Método palinológico

O tratamento das amostras para análise palinológica seguiu o protocolo padrão para sedimentos do quaternário descrito por Faegri e Iversen (1989) e Colinvaux et al. (1999). Pastilhas de sedimentos de 1 cm^3 foram amostradas em intervalos de 5 cm para NAT11 e RBN1 e 2,5 cm para RP5, através de um medidor de volume feito de aço inoxidável, onde o substrato é colocado dentro da cavidade cilíndrica e retirado por embolo. As pastilhas foram colocadas em tubos de centrífuga de polipropileno devidamente marcados com o código de cada substrato e profundidades correspondentes. Uma pílula do marcador exótico de esporo de *Lycopodium clavatum* foi adicionada em cada amostra. Cada pílula é constituída por 18.584 esporos de *Lycopodium clavatum* e é utilizada para o cálculo da concentração polínica (grãos/ cm^3) (STOCKMARR, 1971).

O tratamento químico consiste em subseqüentes ataques ácido ao material para melhor individualização do grão de pólen, o qual envolveu as etapas a seguir:

5.2.5.1 Tratamento com ácido clorídrico (HCl)

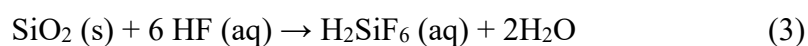
Esta etapa do tratamento consiste na remoção do carbonato (CO_3) presente no substrato e dissolução da matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*, com a adição de HCl 10%, ocorrendo a seguinte reação:



Este processo é seguido por mistura das amostras com a utilização de um agitador mecânico do tipo *vortex*. Em seguida, o material foi centrifugado onde permaneceu por 5 minutos a 2500 rotações por minuto (RPM) para decantação e descarte do resíduo ácido, seguido por lavagem com água destilada e descarte do líquido residual. Seguiu-se para a segunda etapa do tratamento.

5.2.5.2 Tratamento com ácido fluorídrico (HF)

Esta etapa consistiu na remoção dos silicatos (SiO₂) presentes no substrato através da adição de HF (concentrado) a ~60°C e agitação manual por 30 minutos horas em uma capela de exaustão de gases. Ocorreu a seguinte reação:



Após esse período, caso observado que a sílica não foi satisfatoriamente removida, faz-se nova lavagem, centrifugação e descarte do líquido residual para repetir a adição de HF por mais 30 minutos a quente. Para finalizar foi realizada lavagem, centrifugação, retirada do líquido residual e preparação para a terceira etapa do tratamento.

5.2.5.3 Tratamento com ácido acético glacial (C₂H₄O₂)

A adição de C₂H₄O₂ consiste na desidratação da amostra (retirada de água) para potencializar as reações da próxima fase, quando é adicionado uma combinação de Anidrido Acético com Ácido Sulfúrico para reagir com a matéria orgânica presente nas amostras de sedimento. Assim, após a adição de C₂H₄O₂ e homogeneização da amostra, foi realizada nova centrifugação e remoção do líquido residual.

5.2.5.4 Tratamento com acetólise

Essa etapa do procedimento químico tem o objetivo de remover celulose e polissacarídeos das amostras por oxidação. Uma mistura de nove partes de anidrido acético (CH₃COCH₃) e uma parte de ácido sulfúrico (H₂SO₄) foi preparada e adicionada às amostras aquecidas em banho-maria por um período de 30 minutos e constantemente agitadas. As amostras foram centrifugadas e lavadas duas vezes.

5.2.5.5 Montagem de lâminas para a microscopia

Após a última etapa do tratamento químico, com o intuito de clarificar a amostra, as mesmas foram filtradas em um suporte de polietileno com filtro de 6 mm (Figura 21) e desagregadas com auxílio de ultrassom, em seguida transferidas para tubos de *Eppendorf*. Foram utilizadas lâminas Bioslide 25.4 x 76.2 mm, lamínulas 22 x 22 mm, glicerina, pipetas e esmalte incolor para a montagem das lâminas para microscopia. Com o auxílio de pipetas, algumas gotas de amostra contida no tubo *Eppendorf* foram retiradas e depositadas nas lâminas, devidamente identificadas com a profundidade e o local. Em seguida, uma pequena quantidade de glicerina foi adicionada à lâmina, com o intuito de promover a fixação e mobilidade do material para, se possível, efetuar a rotação dos grãos de pólen e analisá-los tridimensionalmente. A lamínula foi sobreposta à lâmina e suas margens seladas com esmalte incolor, cuja finalidade é preservar a amostra da umidade do ar e da oxidação.



Figura 21 - Suporte de polietileno com filtro de 6mm para clarificação das amostras.

5.2.5.6 Análise microscópica e confecção de gráficos polínicos

A fase de identificação e contagem dos grãos de pólen foi executada em um microscópio Carl Zeiss Axioskop 40 com câmera acoplada, conectado a um computador, em aumentos de até 1000x com óleo de imersão apropriado. Com o auxílio do software AxioVision as microimagens e os grãos de pólen catalogados foram armazenados em um banco de dados (Figura 22). A identificação dos grãos de pólen foi desenvolvida através das descrições morfológicas publicadas por vários autores (SALGADO-LABOURIAU, 1973; ABSY, 1975; ROUBIK; MORENO, 1991; BEHLING, 1993; COLINVAUX et al., 1999; LORENTE et al., 2017) juntamente com a coleção de referência do Laboratório C-14 (CENA/USP).

Foi realizada a contagem de no mínimo 300 grãos de pólen por amostra, incluindo os tipos arbóreos e arbustivos, árvores de manguezal, ervas e palmeiras. Paralelamente, também foram contados os esporos marcadores, esporos de briófitas e pteridófitas, dinoflagelados e micro foraminíferos, porém a soma total não os incluiu. O programa Tiliagraph foi usado para produzir os diagramas. O Tilia, foi usado para cálculos e o CONISS para análise de “Cluster” dos grãos de pólen (GRIMM, 1987).

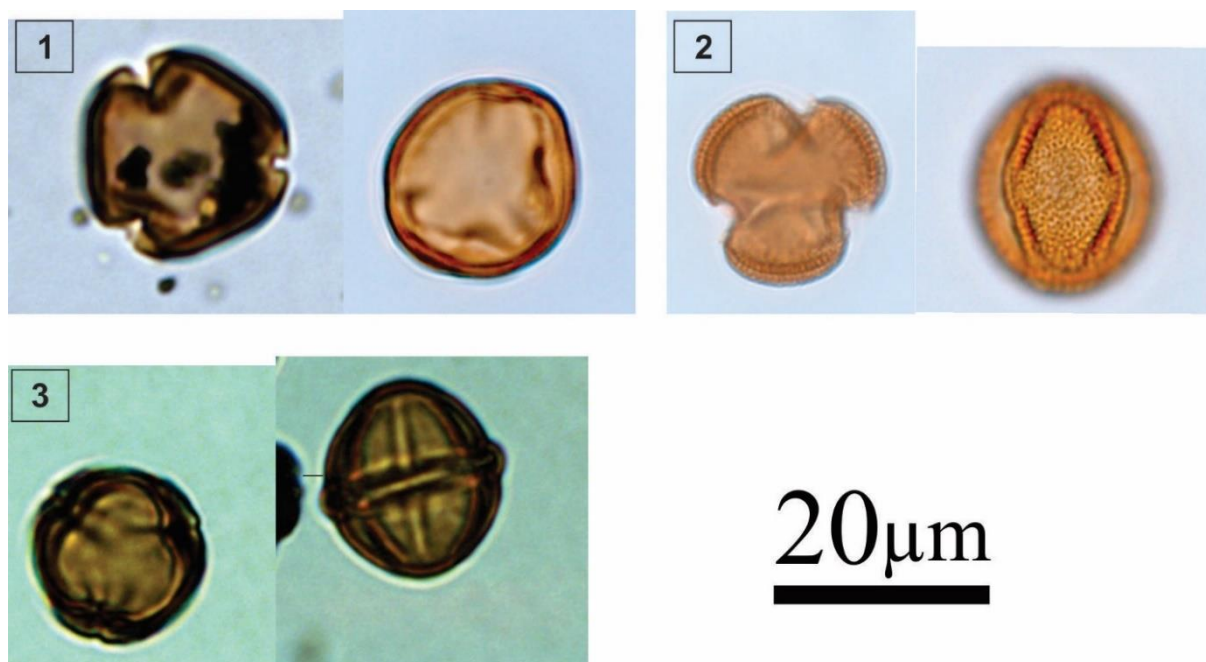


Figura 22 - Fotografias de táxons de mangue com escala em μm , incluindo: 1. *Laguncularia racemosa* (Combretaceae); 2. *Rhizophora mangle* (Rhizophoraceae); 3. *Avicennia germinans* (Acanthaceae).

5.2.6 Análise granulométrica

Para a determinação granulométrica foram retirados $\sim 5 \text{ cm}^3$ de amostras de substrato a cada 10 cm de profundidade. O material foi tratado com peróxido de hidrogênio (H_2O_2) a $\sim 80^\circ\text{C}$ para remover a matéria orgânica, HCl 4% para eliminar carbonatos e posterior lavagem, e em seguida o material foi desagregado em ultrassom (PESSENDA et al., 2015). A classificação do tamanho dos grãos seguiu o protocolo de Wentworth (1922), baseado nos percentuais de areia (2-0,0625 mm), silte (62,5-3,9 μm) e argila (<3,9 μm) e foi determinado por difração de laser em um tamanho de partícula de laser (SALD 2201, SHIMADZU). Os gráficos foram desenvolvidos com base no SysGranProgram (CAMARGO, 1999). A classificação textural dos substratos de mangue foi determinada por meio do diagrama de Shepard (SHEPARD, 1954).

6 RESULTADOS

Nos resultados serão apresentadas as datações ^{14}C , descrição dos testemunhos, análises ED-FRX, isotópicas de C e N, razões C/N e C/S e a análise palinológica dos testemunhos NAT11 (Rio Grande do Norte), RBN1 (Espírito Santo) e RP5 (Santa Catarina), respectivamente. Os resultados das análises espaço-temporais são apresentados para Extremoz, RN, no item 6.1.1.

6.1 NAT11 – RIO GRANDE DO NORTE

6.1.1 Análises espaço-temporais

6.1.1.1 *Satélite*

As análises de sensoriamento remoto por imagens de satélites (Figura 23) indicaram uma tendência de expansão das zonas de manguezal para a área de estudo amostrada entre 1984 e 2010, seguido de um ténue decréscimo analisado pontualmente em 2021. Inicialmente encontrava-se instalado na região 2,93 km² de manguezais em 1984, aumentando para 3,08 km² em 1997 e 4,90 km² em 2010. Em 2021 a extensão do manguezal diminuiu para 4,49 km². Os manguezais expandiram principalmente para regiões de planícies alagadas e para campos abandonados de carcinicultura, mas também se observa um decréscimo atrelado ao aumento de novas fazendas de camarão.

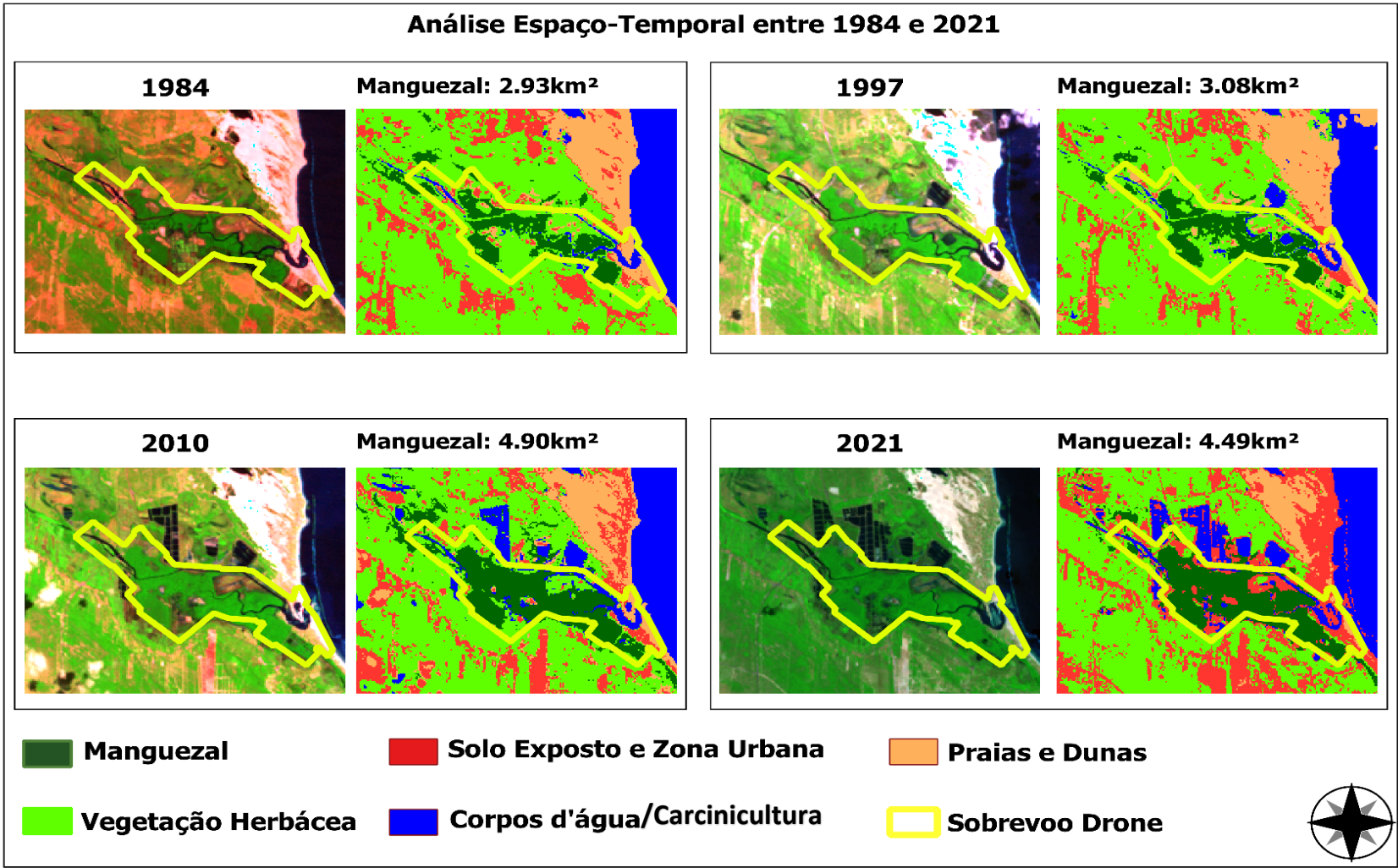


Figura 23 - Análises espaço-temporais da área de estudo entre os anos de 1984 e 2021.

6.1.1.2 Drone

A desembocadura do rio Ceará Mirim é marcada, em partes, pela retificação do canal visando o abastecimento de zonas de carcinicultura. O cultivo de camarão ocupa aproximadamente 0,43 km² da área de estudo sobrevoada pelo drone, sendo representada principalmente por estações desativadas.

Os manguezais representam a maior feição da área de estudo, ocupando uma área aproximada de 3,63 km² (Figura 24). Através da análise fitossociológica realizada em campo, observa-se que, majoritariamente, a zona de manguezal é caracterizada pela presença dos gêneros *Rhizophora* e *Avicennia*. Os espécimes de *Rhizophora* são presentes em maior densidade margeando o canal em zonas topograficamente mais baixas, enquanto as árvores de *Avicennia* são encontradas em densidade elevada em regiões topograficamente superiores às árvores de *Rhizophora* e inferiores a 1,5 m acima do nível médio do mar. Em locais próximos são encontrados exemplares de *Laguncularia* na transição com a vegetação herbácea, representadas por Poaceae e Cyperaceae ocupando 1,23 km² em regiões topograficamente mais elevadas (1,5 a 2 m acima do nível médio do mar), principalmente no apicum (Figura 24).

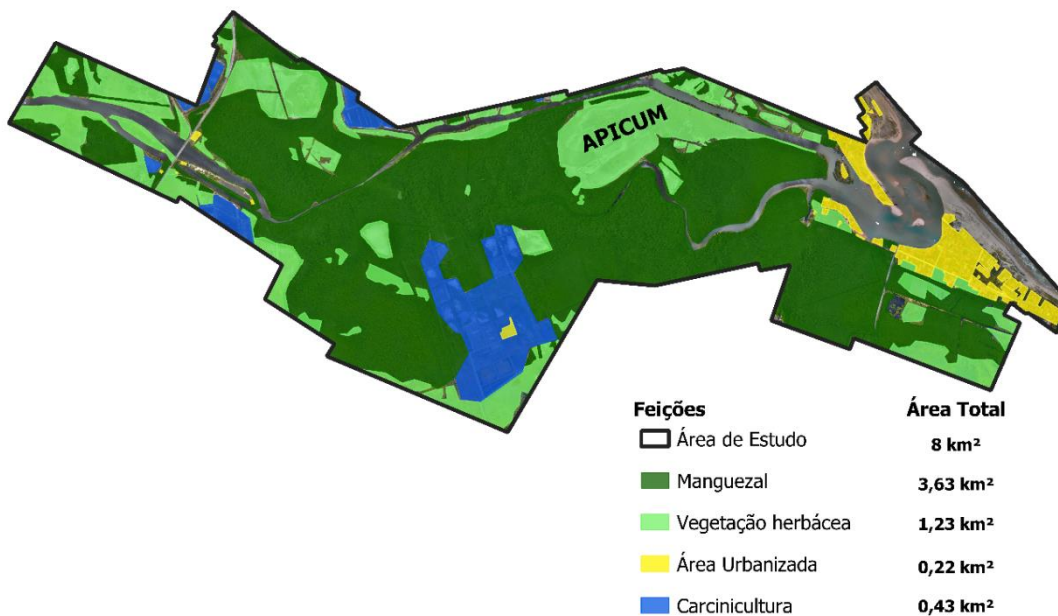


Figura 24 - Mapa de vegetação da área de estudo e suas respectivas áreas de ocupação em km², com base nas feições encontradas no ortomosaico de 2019.

6.1.1.3 Modelos digitais

Os primeiros dados gerados foram os Modelos Digitais de Superfície (MDS), indicando um aumento da estatura da superfície do modelo, podendo ser configurado por um possível crescimento da vegetação de 2018 para 2019 (Figura 25).

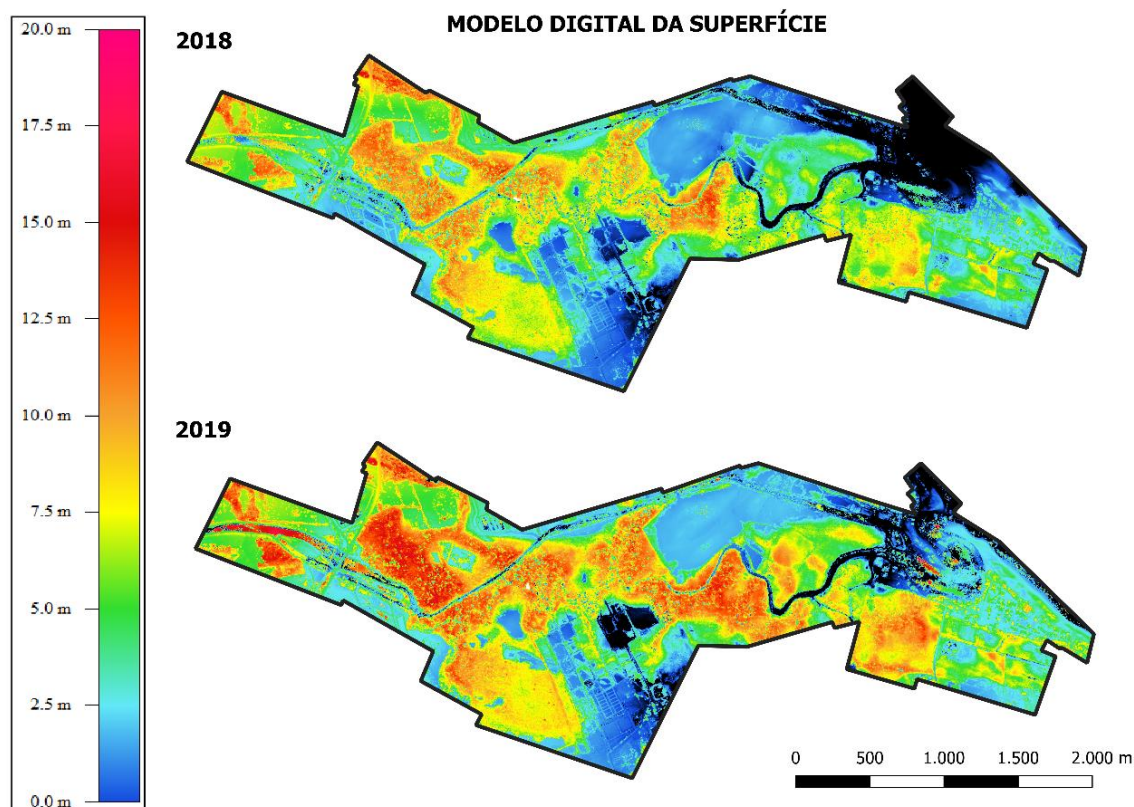


Figura 25 - Modelo digital da superfície (MDS) para a área de estudo no município de Extremoz-RN obtidos por aerofotogrametria por drones e teodolito eletrônico nos anos de 2018 e 2019.

Em seguida, foi gerado o MDT a partir da classificação manual da nuvem densa de pontos, visto que a classificação automática dos dados de solo abaixo da cobertura vegetal, a partir da interpolação entre os dados obtidos de áreas descobertas, não foram precisos devido à alta densidade e extensão da região de manguezal da área de estudo. Assim, devido à falta de solo exposto dentre a vegetação densa e de dados topográficos para os substratos de mangue, observa-se uma zona, demarcada com a cor preta, a qual apresenta dados topográficos não condizentes com a realidade (Figura 26).

Uma tentativa de estimar o aumento da estatura da composição arbórea do manguezal foi realizada através da extração do MDS de 2019 pelo MDS de 2018, gerando o Modelo Digital da Diferença de Vegetação (Figura 28) para área de estudo durante o período analisado. O modelo apresenta um aumento médio na faixa de 1 a 2 m, com regiões atingindo patamares superiores de crescimento entre 3 e 6 metros.

Tais mudanças podem ser observadas na Figura 29, localizada próxima ao Ponto de Controle API4 (Figura 30). Percebe-se nas fotografias B e C, retiradas a partir dos ortomosaicos e Modelo Digital da Vegetação (Figura 27), uma mudança expressiva na vegetação, onde visualmente constata-se uma diminuição da área de vegetação herbácea dado pelo crescimento e adensamento de espécimes de *Laguncularia* na região de 2018 para 2019. A partir dos transectos realizados digitalmente no gradiente de vegetação dos MDVs (D e E), quantificou-se um aumento de até 2 m na estatura da vegetação na área analisada.

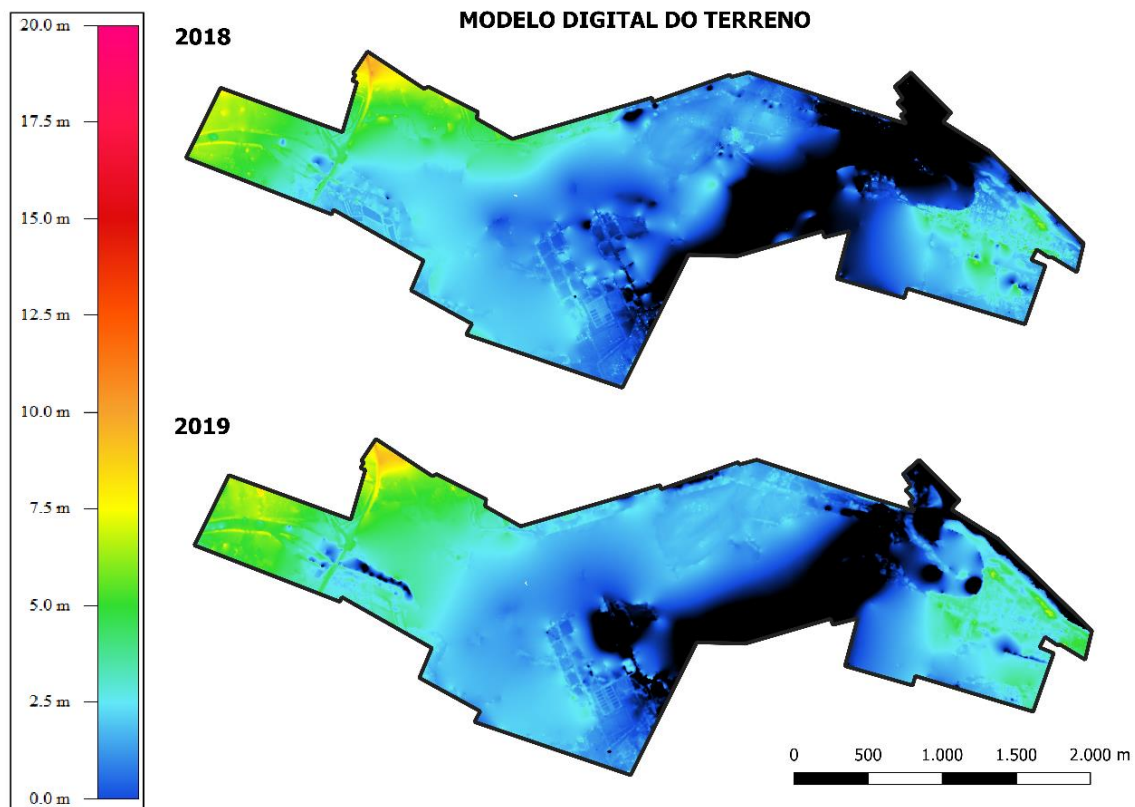


Figura 26 - Modelo digital do terreno (MDT) para a área de estudo no município de Extremoz-RN obtidos por aerofotogrametria por drones e teodolito eletrônico nos anos de 2018 e 2019.

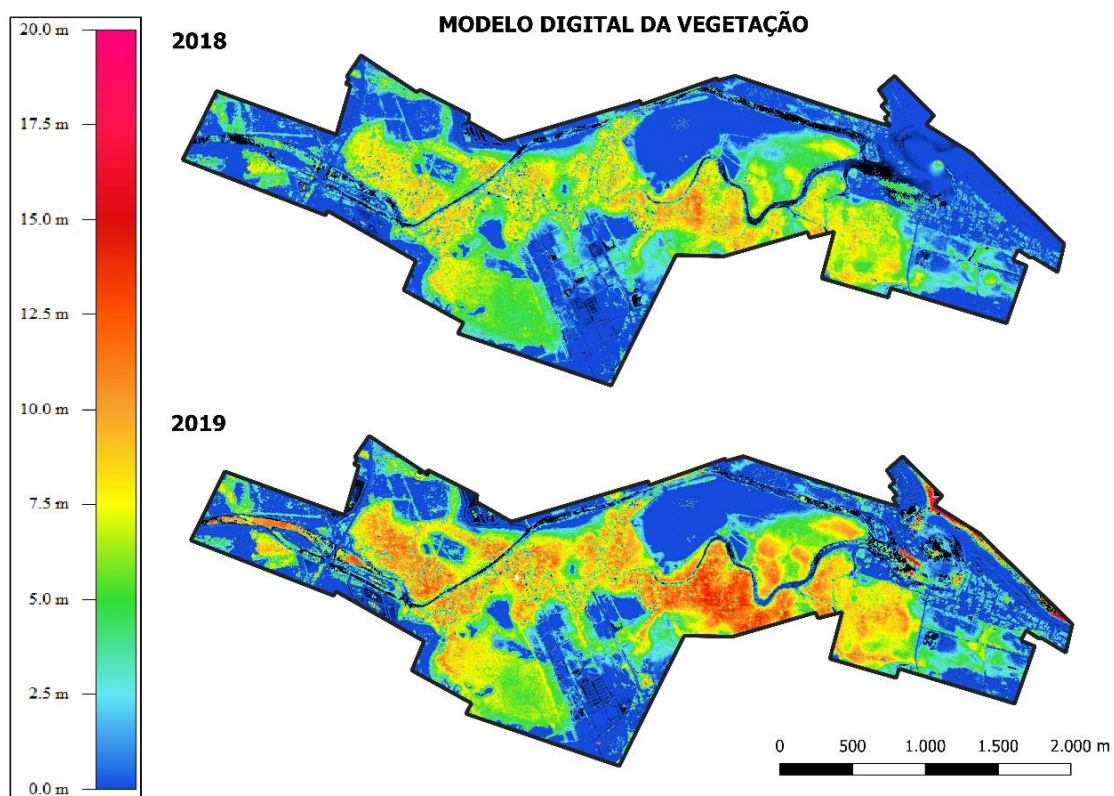


Figura 27 - Modelo digital da vegetação (MDV) para a área de estudo no município de Extremoz-RN obtidos por aerofotogrametria por drones e teodolito eletrônico nos anos de 2018 e 2019 através da subtração entre o MDS pelo MDT.

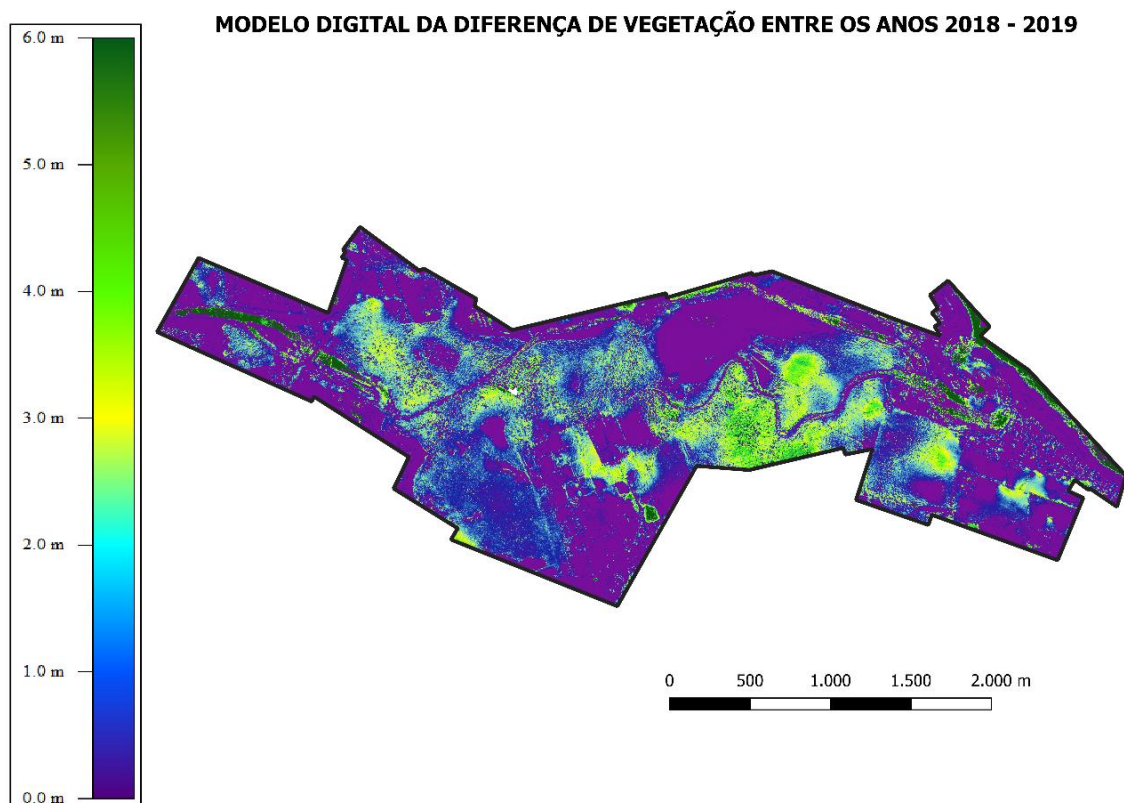


Figura 28 - Modelo digital da diferença de vegetação entre os anos de 2018 e 2019 para a área de estudo no município de Extremoz-RN obtido através da subtração entre os modelos digitais da Superfície.

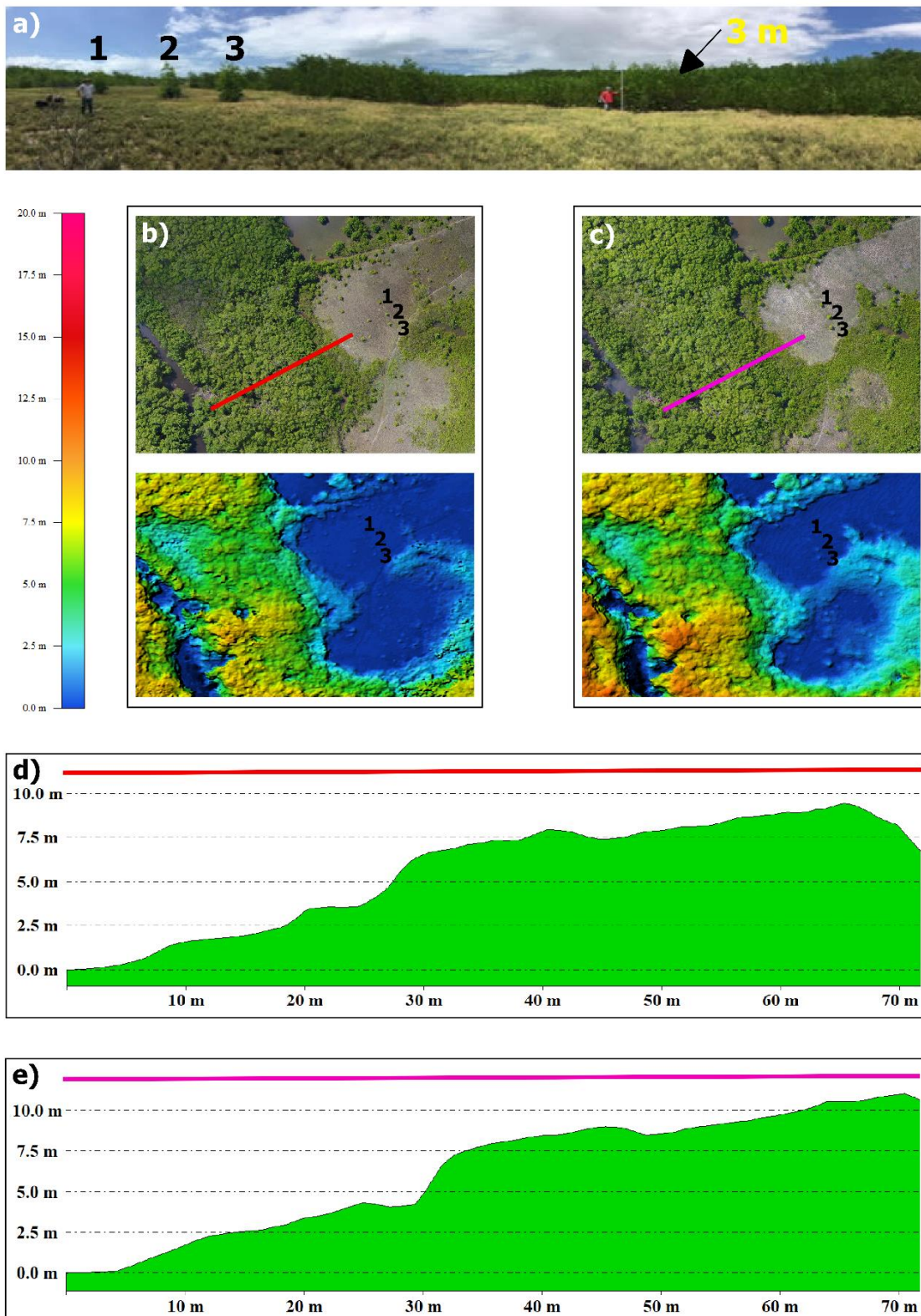


Figura 29 - a) Fotografia da área amostrada para levantamento fitossociológico em 2019 demonstrando a altura da vegetação na borda (3m) e espécimes de *Laguncularia* enumeradas de 1 a 3, de fácil percepção para referência nos ortomosaicos e modelos digitais. b) Recorte do ortomosaico e modelo digital da vegetação com localização do transecto do gradiente da vegetação para o ano de 2018. c) Recorte do ortomosaico e modelo digital da vegetação com localização do transecto do gradiente da vegetação para o ano de 2019. d) Gradiente da vegetação do transecto representado na figura b. e) Gradiente da vegetação do transecto representado na figura c. A região recortada da área de estudo (b; c) foi escolhida pela fácil identificação visual da mudança na estatura da vegetação, quantificada pelos transectos (d; e).

6.1.1.4 Validação dos modelos digitais

A partir dos GCPs e do levantamento topográfico com teodolito eletrônico e Antena Trimble Catalyst, os modelos digitais 3D obtiveram margem de erro vertical de 0,095 m para 2018 (Tabela 4) e 0,042 m para 2019 (Tabela 5). Os valores Zdif, obtidos através da equação 1, variaram de -0,281 m a 2,247 m para o ano de 2018 e de -0,062 m a 2,298 m para 2019. As menores e maiores variações encontram-se, respectivamente, localizadas na zona central dos modelos (API) e nas bordas (PRA e AQUA). Os dados planialtimétricos para os Pontos de Controle de Solo dos anos de 2018 e 2019 foram, respectivamente, 0,41 m (eixo X), 0,33 m (eixo Y) e 0,24 m (eixo X), 0,14 m (eixo Y).

Tabela 4 - Pontos de Controle de solo (GCP) da área de estudo para o ano de 2018 com longitude, latitude e diferenças altimétricas entre os modelos digitais e os dados dos GCPs. Valores máximos e mínimos para o Zdif estão sinalizados na cor vermelha.

GCP	LONGITUDE	LATITUDE	Zgrd (m)	Z3d (m)	Zdif (m)
PVS2	-35,21883	-5,681259	3,083	3,093767	0,010767
PVS3	-35,217789	-5,682171	3,688	3,613123	-0,074877
PVS4	-35,216866	-5,682956	2,648	2,666985	0,018985
PVS5	-35,214367	-5,685028	2,398	2,448593	0,050593
PVS6	-35,219488	-5,682175	2,818	2,805702	-0,012298
PVS7	-35,22029	-5,683431	2,888	2,91119	0,02319
PVS8	-35,220703	-5,684072	2,408	2,331161	-0,076839
PVS9	-35,22094	-5,684495	1,728	1,767938	0,039938
PRA1	-35,215401	-5,67988	4,180		
PRA2	-35,216793	-5,677139	3,030		
PRA3	-35,2161	-5,677943	2,700		
PRA4	-35,2151	-5,679494	2,360		
PRA5	-35,21157	-5,685946	2,170	2,458741	0,288741
PRA6	-35,212758	-5,684381	1,100	3,34744	2,24744
PRA7	-35,213705	-5,682442	1,910	2,682793	0,772793
PRA8	-35,214466	-5,680873	1,650	2,957055	1,307055
API1	-35,230432	-5,671218	1,966	2,040332	0,074332
API2	-35,232738	-5,670026	1,386	1,384453	-0,001547
API3	-35,233753	-5,671615	1,721	1,680915	-0,040085
API4	-35,23245	-5,673612	1,636	1,741943	0,105943
API5	-35,231356	-5,672779	2,076	1,957258	-0,118742
API6	-35,229951	-5,672899	1,836	2,031936	0,195936
API7	-35,228447	-5,671902	1,601	1,589763	-0,011237
API8	-35,228319	-5,669938	1,436	1,342564	-0,093436
API9	-35,227621	-5,670521	1,821	1,962263	0,141263
API10	-35,22642	-5,671577	1,876	1,915031	0,039031
API11	-35,22527	-5,672884	1,796	1,804007	0,008007
API12	-35,226792	-5,672579	1,796	1,66425	-0,13175
API13	-35,228565	-5,670696	1,446	1,33227	-0,11373
AQU1	-35,241258	-5,679932	1,894	1,764434	-0,129566
AQU2	-35,24024	-5,679841	1,934	2,070058	0,136058
AQU3	-35,239421	-5,679755	0,709	0,816595	0,107595
AQU4	-35,239974	-5,680055	1,314	1,032588	-0,281412
AQU5	-35,241222	-5,681013	1,274	1,424938	0,150938

AQU6	-35,240428	-5,678824	1,794	1,838161	0,044161
AQU7	-35,241201	-5,682176	0,834	0,786527	-0,047473
AQU8	-35,241397	-5,683398	1,044	1,057358	0,013358
Rest 1	-35,251332	-5,665021	4,328	4,313638	-0,014362
Rest 2	-35,252912	-5,665962	4,174	4,172745	-0,001255
Erro Médio	0,408121	0,334413			0,095952m

Tabela 5 - Pontos de Controle de solo (GCP) da área de estudo para o ano de 2019 com longitude, latitude e diferenças altimétricas entre os modelos digitais e os dados dos GCPs. Valores máximos e mínimos para o Zdif estão sinalizados na cor vermelha.

GCP	LONGITUDE	LATITUDE	Zgrd (m)	Z3d (m)	Zdif (m)
PVS2	-35,21883	-5,681259	3,083	3,080292	-0,002708
PVS3	-35,217789	-5,682171	3,688	3,668470	-0,019530
PVS4	-35,216866	-5,682956	2,648	2,655909	0,007909
PVS5	-35,214367	-5,685028	2,398	2,481013	0,083013
PVS6	-35,219488	-5,682175	2,818	2,820832	0,002832
PVS7	-35,22029	-5,683431	2,888	2,866149	-0,021851
PVS8	-35,220703	-5,684072	2,408	2,380522	-0,027478
PVS9	-35,22094	-5,684495	1,728	1,780312	0,052312
PRA1	-35,215401	-5,67988	4,180		
PRA2	-35,216793	-5,677139	3,030		
PRA3	-35,2161	-5,677943	2,700		
PRA4	-35,2151	-5,679494	2,360		
PRA5	-35,21157	-5,685946	2,170	2,414365	0,244365
PRA6	-35,212758	-5,684381	1,100	3,398959	2,298959
PRA7	-35,213705	-5,682442	1,910	2,670079	0,760079
PRA8	-35,214466	-5,680873	1,650	2,894030	1,244030
API1	-35,230432	-5,671218	1,966	1,975186	0,009186
API2	-35,232738	-5,670026	1,386	1,372926	-0,013074
API3	-35,233753	-5,671615	1,721	1,717010	-0,003990
API4	-35,23245	-5,673612	1,636	1,623731	-0,012269
API5	-35,231356	-5,672779	2,076	2,076232	0,000232
API6	-35,229951	-5,672899	1,836	1,814449	-0,021551
API7	-35,228447	-5,671902	1,601	1,598412	-0,002588
API8	-35,228319	-5,669938	1,436	1,450717	0,014717
API10	-35,22642	-5,671577	1,876	1,813227	-0,062773
API9	-35,227621	-5,670521	1,821	1,873780	0,052780
API11	-35,22527	-5,672884	1,796	1,762382	-0,033618
API12	-35,226792	-5,672579	1,796	1,806595	0,010595
API13	-35,228565	-5,670696	1,446	1,434399	-0,011601
AQU1	-35,241258	-5,679932	1,894	1,853797	-0,040203
AQU2	-35,24024	-5,679841	1,934	1,921426	-0,012574
AQU3	-35,239421	-5,679755	0,709	0,721952	0,012952
AQU4	-35,239974	-5,680055	1,314	1,276628	-0,037372
AQU5	-35,241222	-5,681013	1,274	1,315550	0,041550
AQU6	-35,240428	-5,678824	1,794	1,809140	0,015140
AQU7	-35,241201	-5,682176	0,834	0,809659	-0,024341
AQU8	-35,241397	-5,683398	1,044	1,047706	0,003706
Rest 1	-35,251332	-5,665021	4,328	4,328844	0,000844
Rest 2	-35,252912	-5,665962	4,174	4,207432	0,033432
Erro Médio	0,239666	0,142391			0,042648m

Medidas da altura do gradiente da vegetação obtidas com régua de 4 m foram utilizadas para validação do modelo digital da vegetação. Os gradientes amostrados estão localizados na transição do manguezal com o campo herbáceo, próximos dos pontos de controle API4 e API11. (Figura 30). Para o ponto de controle API11, o manguezal apresentava estatura entre 3 e 4 m, dominado por *Rhizophora* com densidade de 1 m e diâmetro entre 10 e 15 cm; os espécimes de *Avicennia* e *Laguncularia* apresentavam densidade de 30 cm e diâmetros menores de 5 cm e salinidade de água intersticial em 37. No ponto de Controle API4, observou-se um gradiente da vegetação formado por *Rhizophora* com maiores estaturas ao fundo (6-8 m) e densidade de 1 m, e *Laguncularia* de estatura entre 2-4 m, densidade entre 10 e 20 cm na transição do manguezal com o campo e salinidade de água intersticial de 15.

Através dos transectos realizados no Modelo digital da Vegetação de 2019 (Figura 30), observa-se semelhança entre os gradientes amostrados em campo com os obtidos digitalmente, caracterizando a qualidade do modelo gerado.

GRADIENTE DA VEGETAÇÃO E VALIDAÇÃO EM CAMPO

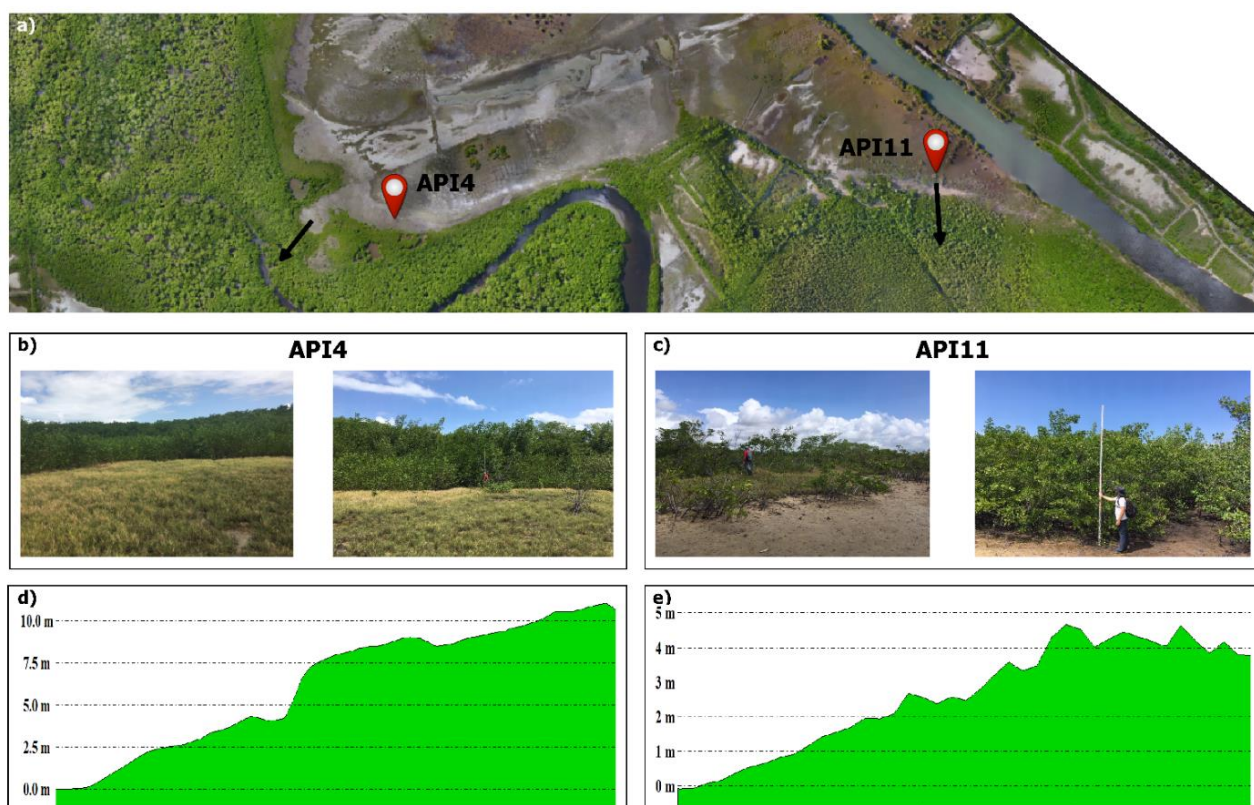


Figura 30 - Representação gráfica do gradiente da vegetação obtido dos modelos digitais validados em campo através de observação visual, documentação fotográfica e medição com régua de 4 m. a) Localização dos pontos de controle de solo utilizados como referências para o levantamento fitossociológico e posicionamento dos transectos utilizados na geração dos perfis de gradientes da vegetação. b) Fotografias do gradiente da vegetação encontrado em campo para o ponto de controle API4. c) Fotografias do gradiente da vegetação encontrado em campo para o ponto de controle API11. d) Gradiente da vegetação obtido digitalmente através do modelo de vegetação de 2019 para o ponto de controle API4. e) Gradiente da vegetação obtido digitalmente através do modelo de vegetação de 2019 para o ponto de controle API11.

6.1.2 Datação ^{14}C e taxas de acúmulo do substrato

Os resultados das datações ^{14}C das amostras do testemunho NAT11 são apresentados na Tabela 6. A base do testemunho (300-310 cm) foi datada em ~6494 anos cal AP e para o topo do testemunho (40 -50 cm) de ~1940 AD. Foi observada uma inversão nas idades das amostras em 300-310 cm, provavelmente associado à bioturbação. As taxas de acúmulo do substrato foram de ~0,35 mm/ano (245 cm), ~2,31 mm/ano (245-195 cm), ~1,54 mm/ano (195-145 cm) e ~0,21 (145-95 cm). Esses valores se encontram no intervalo de 0,1 a 11 mm/ano, registrados em florestas de mangue (BEHLING et al., 2004; COHEN et al., 2005, 2009; PESSENDA et al., 2012; FRANÇA et al., 2013b).

Tabela 6 - Datação ^{14}C e taxas de acúmulo do substrato do testemunho NAT11.

Código laboratório	Profundidade (cm)	^{14}C idade (anos AP)	Calibrado (anos cal AP 2σ)	Mediana	Taxas de acúmulo do substrato (mm/ano)
LACUFF190661	NAT11 – 40-50	66 ± 55	1934-1945	~1940AD*	
LACUFF190662	NAT11 – 90-100	4086 ± 55	4411-4659	~4546	~0,21
LACUFF190663	NAT11 – 140-150	5699 ± 60	6306-6567	~6448	~1,54
LACUFF190664	NAT11 – 190-200	5957 ± 57	6620-6902	~6748	~2,31
LACUFF190665	NAT11 – 240-250	6134 ± 63	6795-7160	~6971	~0,35
LACUFF190666	NAT11 – 300-310	5740 ± 54	6392-6653	~6494	----

LACUFF - Laboratório de Carbono da Universidade Federal Fluminense

*Anno Domini (anos calendário - AD)

O modelo Bayesiano de profundidade de idade fornecido pelo Bacon (executado no R-Studio) fornece a cronologia do testemunho (Figura 31).

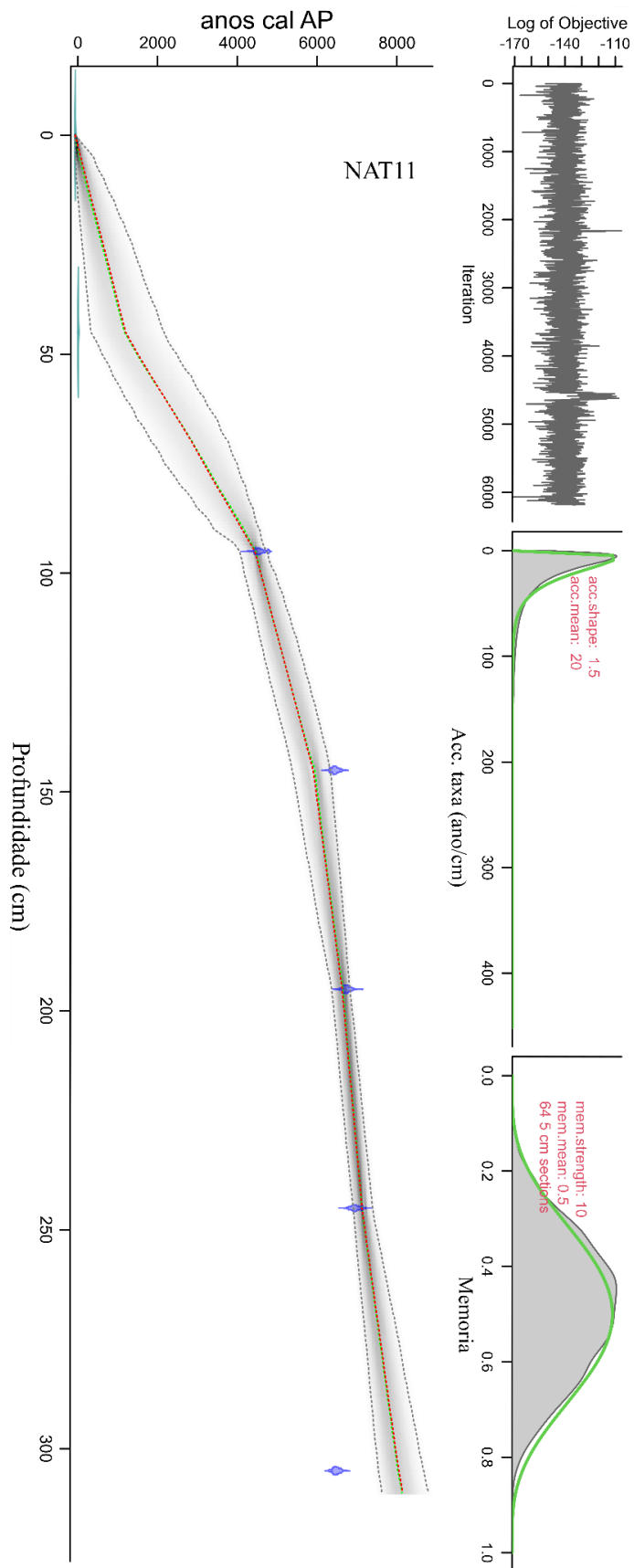


Figura 31 - Modelo Bayesiano de profundidade de idade obtido usando Bacon no R-Studio.

6.1.3 Descrição do testemunho

6.1.3.1 Radiografias

O testemunho NAT11 registrou sucessões de fácies representadas principalmente por areia maciça e depósitos heterolíticos (Figura 32). O depósito de areia foi descrito como fácies de areia maciça (fácies Sm), o qual ocorre na base do testemunho (310 cm) com presença de bioturbação, e no topo (100 - 0 cm) com presença de raízes, provavelmente indicando alto fluxo de deposição. Os depósitos heterolíticos classificados como *wavy* (fácies Hw) e *flaser* (fácies Hf) são, basicamente, depósitos de areia e argila intercalados, indicando alternância na energia do fluxo durante a deposição. A fácies Hf é constituída principalmente por areia com lâminas de lama, ocorre de 300 - 200 cm com a presença de raízes. A fácies Hw ocorre de 200 - 100 cm com fragmentos de restos vegetais e raízes, é constituída por camadas de lama com lâminas de areia.

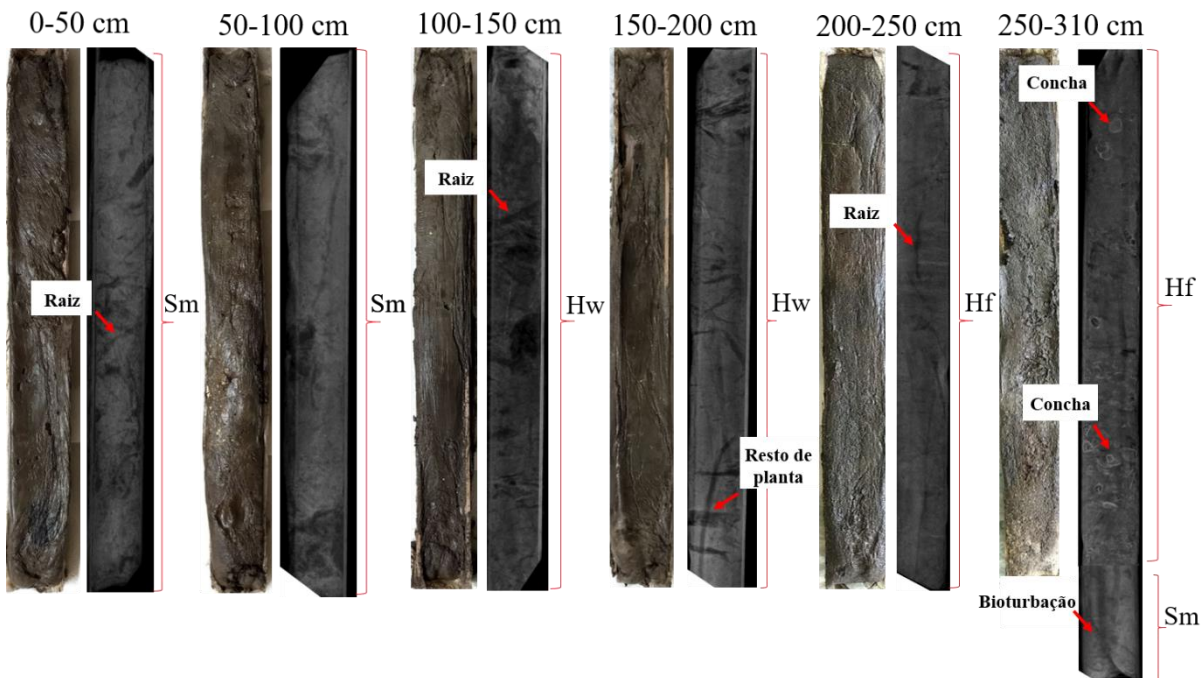


Figura 32 - Fotografia do testemunho e correspondente radiografia e indicação de estruturas e fácies.

6.1.3.2 Granulometria e cor do substrato

O substrato apresentou coloração cinza muito escuro a marrom escuro acinzentado (2,5y 3/1 a 2,5y 3/2). O diagrama de Shepard revelou que o material é composto principalmente por areia e areia síltica. A concentração de areia média varia de 0 (260 cm) a ~27% (40 cm), areia fina de 0 (120 cm) a ~52% (40 cm) e areia muito fina de ~12 (40 cm) a ~48% (260 cm). A argila variou de 0,1 (0 cm) a ~40% (120 cm) e o silte de ~7,6 (40 cm) a ~47% (120 cm) (Figura 33).

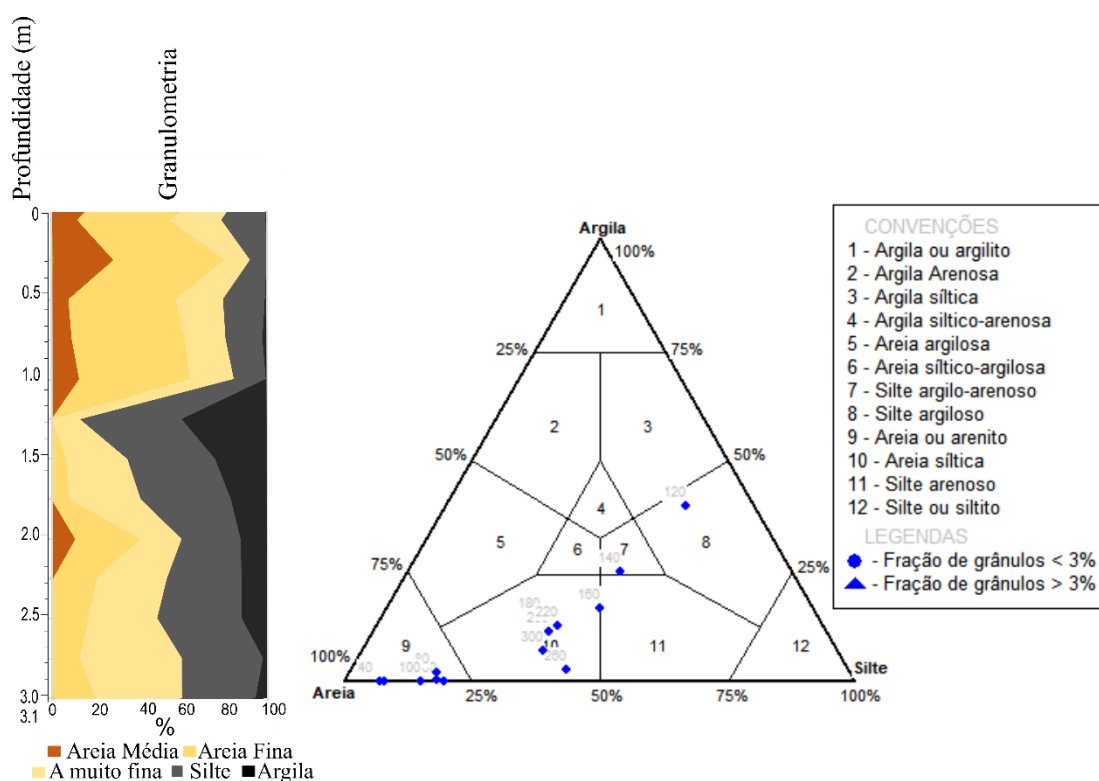


Figura 33 - Perfil granulométrico e diagrama de Shepard mostrando a distribuição das amostras do testemunho NAT11 (SHEPARD, 1954).

6.1.4 Análise do testemunho NAT11 por ED-FRX

No testemunho NAT11 foram identificados os seguintes elementos químicos: Cl, Br, S, Fe, Rb, Zn, Sr, K, Ca, Mn, Ti e Zr. A partir dos valores do componente principal 1 (PC1) e componente principal 2 (PC2) em função da profundidade foram definidas quatro camadas geoquímicas de acordo com a figura 34, representadas em diferentes cores. O PC1 e PC2 explicaram 44% e 27% da variância dos dados, ou seja, a soma da variância explicada foi de 71% (Figura 34).

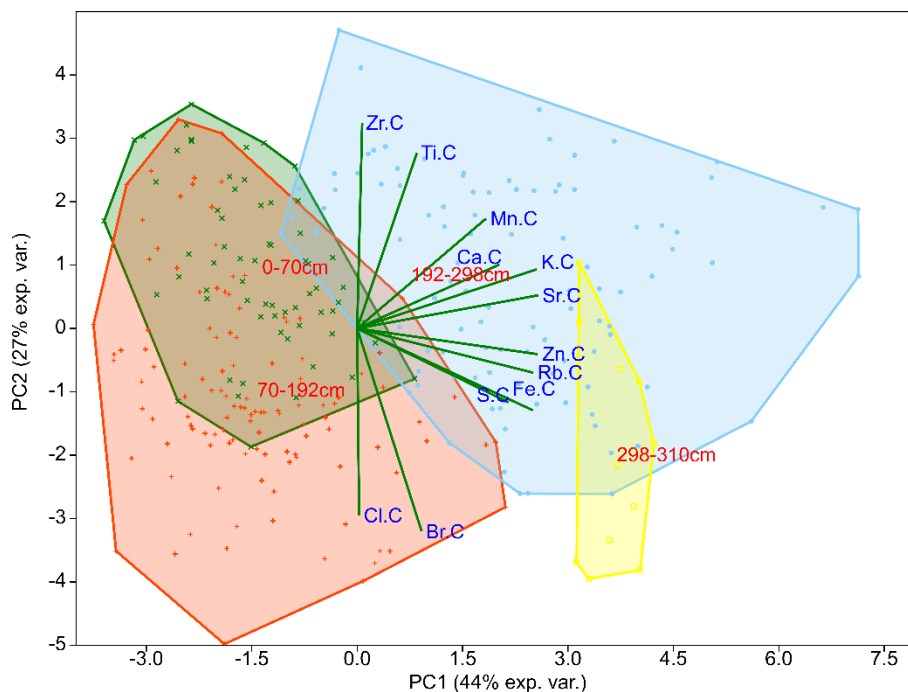


Figura 34 - Análise de componente principal 1 e 2. Camadas geoquímicas representadas em diferentes cores.

Para a associação de fácies canal de maré os valores de Ca variaram de 14,2 a 24,4, Cl de 3,6 a 17,9, Fe 14,2 a 26,6, K 5,8 a 15,6, Mn 0,2 a 0,3, S 2,9 a 10,7 e Ti 3,7 a 5,6 g.kg^{-1} de 310 a 200 cm. De 90 a 0 cm os valores variaram de 13,5 a 14,6 (Ca), 2,1 a 21,8 (Cl), 12,5 a 20,8 (Fe), 4 a 9 (K), 0,1 a 0,2 (Mn), 1,3 a 5,8 (S) e 2,9 a 5,2 g.kg^{-1} (Ti). Valores de Br variaram de 21,1 a 68,6 e de 11,2 a 51, Rb variou de 8,5 a 52,4 e 4,1 a 25,4, Sr 69,9 a 285,1 e 94,4 a 54,4, Zn 14,9 a 38,3 e 5,6 a 20,7 e Zr 437 a 1890 e 460 a 1898 mg.kg^{-1} , de 310 a 200 cm e 90 a 0 cm, respectivamente (Figura 35).

Para a associação de fácies planície de maré os valores variaram de 13,5 a 14,6 (Ca), 3,3 a 29,2 (Cl), 12,5 a 26 (Fe), 2,7 a 10,2 (K), 0,1 a 0,2 (Mn), 0,6 a 9,4 (S) e 2,7 a 6,1 g.kg^{-1} (Ti), 10,5 a 71 (Br), 3,1 a 42,4 (Rb), 50,2 a 118,8 (Sr), 6,4 a 32,7 (Zn) e 304 a 2140 mg.kg^{-1} (Zr) de 91 e 199 cm (Figura 35).

6.1.5 Associação de fácies, análises isotópicas de C e N e elementares de C, N e S e pólen

As estruturas, tamanhos de grãos e cor (Figuras 32 e 33) do substrato do testemunho NAT11, juntamente com os dados isotópicos/elementares ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, COT, NT, ST, C/S e C/N; Tabela 7) e conteúdo de pólen (Figuras 35 e 36), caracterizaram duas associações de fácies representativas de Canal de maré (A) e Planície de maré com manguezal (B) (Figuras 35 e 36; Tabela 8).

Tabela 7 - Valores elementares de C, N e S, isotópicos de C e N e razões C/N e C/S.

Profundidade (cm)	C-total (%)	^{13}C (δ) /Vpdb)	N- total (%)	^{15}N (δ) /ar)	C/N	S- total (%)	C/S
NAT11-0	1,45	-27,3	0,06	2,09	24,17	0,10	14,85
NAT11-10	0,74	-27	0,03	1,78	24,67	0,04	18,67
NAT11-20	0,73	-27,2	0,03	1,67	24,33	0,07	11,02
NAT11-30	1,42	-26,8	0,06	2,45	23,67	0,25	5,65
NAT11-40	2,47	-27,7	0,09	2,33	27,44	0,14	17,58
NAT11-50	1,22	-26,5	0,07	2,67	17,43	0,08	15,91
NAT11-60	1,66	-26,3	0,07	2,89	23,71	0,15	11,25
NAT11-70	0,75	-25,8	0,02	1,7	37,50	0,04	16,79
NAT11-80	1,84	-27,3	0,09	2,61	20,44	0,28	6,47
NAT11-90	2,85	-26,8	0,06	1,87	47,50	0,78	3,67
NAT11-100	11,56	-24,6	0,24	2,48	48,17	0,80	14,49
NAT11-110	10,49	-25	0,17	2,34	61,71	0,63	16,65
NAT11-120	10,8	-25,6	0,23	2,59	46,96	0,54	19,82
NAT11-130	9,80	-25,9	0,17	3,07	57,65	0,57	17,25
NAT11-140	6,77	-26,5	0,14	3,16	48,36	0,55	12,39
NAT11-150	5,06	-26,6	0,11	3,44	46,00	0,57	8,93
NAT11-160	3,96	-26,1	0,10	3,66	39,60	0,49	8,05
NAT11-170	4,57	-26,4	0,10	4,24	45,70	0,62	7,39
NAT11-180	2,84	-25,5	0,08	4,56	35,50	0,52	5,47
NAT11-190	1,82	-25,3	0,07	4,05	26,00	0,36	5,00
NAT11-200	1,04	-24,8	0,04	4,31	26,00	0,48	2,18
NAT11-210	0,77	-24,9	0,15	1,56	5,13	0,27	2,81
NAT11-220	0,58	-23,9	0,09	2,49	6,44	0,39	1,48
NAT11-230	0,56	-23,6	0,05	2,67	11,20	0,34	1,66
NAT11-240	0,41	-23,8	0,04	3,03	10,25	0,33	1,25
NAT11-250	0,63	-24,4	0,05	2,19	12,60	0,32	2
NAT11-260	0,46	-24,3	0,02	4,19	23,00	0,25	1,85
NAT11-270	0,99	-24,8	0,04	2,99	24,75	0,32	3,09
NAT11-280	0,59	-23,9	0,03	3,76	19,67	0,27	2,23
NAT11-290	0,47	-22,7	0,02	3,56	23,50	0,19	2,48
NAT11-300	0,35	-23,1	0,02	2,29	17,50	0,21	1,69
NAT11-310	0,37	-23,8	0,03	2,52	12,33	0,16	2,30

Tabela 8 - Resumo da associação de fácies com características sedimentares, grupos polínicos e dados isotópicos e geoquímicos elementares.

Associação de Fácies	Descrição de Fácies	Pólen predominante	Isótopos (*)	Geoquímica (*2)	Interpretação
B	Acamamento Heterolítico <i>wavy</i> (Hw) com presença de raízes e restos vegetais	Manguezal (51-92%), Ervas (6-41%), Árvores e arbustos (1-12%), Esporos (0-5%) e Indicadores marinhos (2-27%)	$\delta^{13}\text{C} = \sim -25$ a ~ -27 ‰	Ca = 13,5 a 14,6 g/kg Cl = 3,3 a 29,2 g/kg Br = 10,5 a 71 mg/kg Zr = 304 a 2140 mg/kg Sr = 50,2 a 118,8 mg/kg	Planície de maré com manguezal (~6748 a ~4546 anos cal AP)
			$\delta^{15}\text{N} = 4,6$ a $2,3$ ‰ COT = 1 a 11,6% NT = 0,04 a 0,24% ST = 0,36 a 0,80% C/N = 26 a 62 C/S = 2,2 a 19,8		
A	Areia maciça (Sm) e Acamamento Heterolítico <i>flaser</i> (Hf) com presença de raízes, conchas e bioturbação	Manguezal (0-57%), Ervas (0-81%), Árvores e arbustos (0-13%), Palmeiras (0-1%), Esporos (0-7%) e Indicadores marinhos (3-3%)	$\delta^{13}\text{C} = \sim -23$ a ~ -28 ‰	Ca = 1,5 a 22,4 g/kg Cl = 2,1 a 21,8 g/kg Br = 11,2 a 68,6 mg/kg Zr = 437 a 1898 mg/kg Sr = 54,4 a 285,1 mg/kg	Canal de maré (~6494 a ~6748 anos cal AP e ~4546 anos cal AP até ~1940AD)
			$\delta^{15}\text{N} = 4,2$ a $1,6$ ‰ COT = 0,35 a 2,8% NT = 0,02 a 0,15% ST = 0,78 a 0,04% C/N = ~5 a 47,5 C/S = 1,2 a 18,7		

* Dados isotópicos de C e N, elementares de C, N e S e razões C/N e C/S

*2 Dados geoquímicos elementares

6.1.5.1 Associação de Fácies (A): Canal de maré

Essa associação de fácies corresponde a dois intervalos: a) de ~6494 a ~6748 anos cal AP (310 a 200 cm) com depósitos heterolítico *flaser* (Hf) e areia maciça (Sm), com ocorrência de bioturbação, presença de conchas e raízes e granulometria de areia-siltica; e b) de e ~4546 anos cal AP (100 cm) até o topo do testemunho (~1940 AD) com depósito de areia maciça (Sm), presença de raízes e granulometria de areia variando entre areia média, fina e muito fina (Figuras 35 e 36).

Para o intervalo de 310 a 200 cm, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ variaram de ~ -23 a ~ -25 ‰ ($\bar{x} = \sim -24$ ‰) e 4,2 a 1,6 ‰ ($\bar{x} = 2,8$ ‰), respectivamente. O Carbono Orgânico Total (COT) e Nitrogênio Total (NT) variaram de 0,35 a 0,99 % ($\bar{x} = 0,56\%$) e 0,02 a 0,15 % ($\bar{x} = 0,05\%$). C/N e C/S variaram de 24,7 a 5,1 ($\bar{x} = 15$) e 3,1 a 1,2 ($\bar{x} = 2,1$). Para o intervalo de 90 a 0 cm, valores de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, COT e NT variaram de ~ -26 a ~ -28 ‰ ($\bar{x} = \sim -27$ ‰), 1,7 a 2,9 ‰ ($\bar{x} = 2,2$ ‰), 2,8 a 0,75 % ($\bar{x} = 1,5\%$) e 0,02 a 0,09 % ($\bar{x} = 0,06\%$), respectivamente. As razões C/N e C/S variaram de 47,5 a 17,4 ($\bar{x} = 27$) e de 3,7 a 18,7 ($\bar{x} = 12$), respectivamente.

A análise polínica para essa associação de fácies é marcada pela baixa quantidade de grãos de pólen e esporos de 310 a 205 cm, insuficiente para uma análise estatística. A partir de 100 cm a assembleia polínica para essa associação apresentou predominância de ervas (29-81%) representadas principalmente por Cyperaceae (7-36%), Poaceae (8-23%), *Typha* (5-14%), seguido por <7% de *Borreria*, Amaranthaceae, Asteraceae e Solanaceae e Alismataceae. Seguido por pólen de Mangue (10-57%), caracterizados por *Rhizophora* (12-56%), *Laguncularia* (0-7%) e *Avicennia* (0-2%). Árvores e arbustos (6-13%) representados por Anacardiaceae (0-5%), Fabaceae (1-4%), Mimosoideae (0-6%), seguido por <2% de Bignoniaceae, Euphorbiaceae, Sapindaceae / Proteaceae e Myrtaceae; Pólen de palmeiras representado por Arecaceae (0-1%). Além da ocorrência de Esporos (1-7%) e indicadores marinhos (0-4%).

6.1.5.2 Associação de Fácies (B): Planície de maré com manguezal

Essa associação compreende o intervalo de ~6748 anos cal AP (~200 cm) a ~4546 anos cal AP (~100 cm) representada por depósito heterolítico wavy (fácies Hw), presença de raízes e fragmentos vegetais, e granulometria variando de areia siltica a silte argiloso/arenoso.

Valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilaram de ~-25 a ~-27 ‰ (\bar{x} = ~-26 ‰) e $\delta^{15}\text{N}$ de 4,6 a 2,5 ‰ (\bar{x} = 3,4 ‰). Carbono Orgânico Total e Nitrogênio Total apresentaram valores de 1 a ~11,6 ‰ (\bar{x} = 6 ‰) e 0,04 a 0,24 ‰ (\bar{x} = 0,13 ‰), respectivamente. As razões C/N e C/S variaram de 26 a 62 (\bar{x} = 44) e de 2,2 a 19,8 (\bar{x} = 10,7), respectivamente.

A assembleia de pólen consistiu principalmente por vegetação de mangue (55-92%), caracterizada pelos gêneros *Rhizophora* (54-92%), seguido por <5% de *Avicennia* e *Laguncularia*. Vegetação herbácea (6-44%), representada por Cyperaceae (1-22%), Poaceae (2-17%) e <3% de *Typha*, Amaranthaceae, Asteraceae e *Borreria*. Árvores e arbustos (1-9%) representados por Mimosoideae (0-10%), <4% de Fabaceae, Anacardiaceae, Sapindaceae/Proteaceae, Bignoniaceae e Myrsinaceae. Esporos (0-5) e indicadores marinhos (2-27%) também ocorreram.

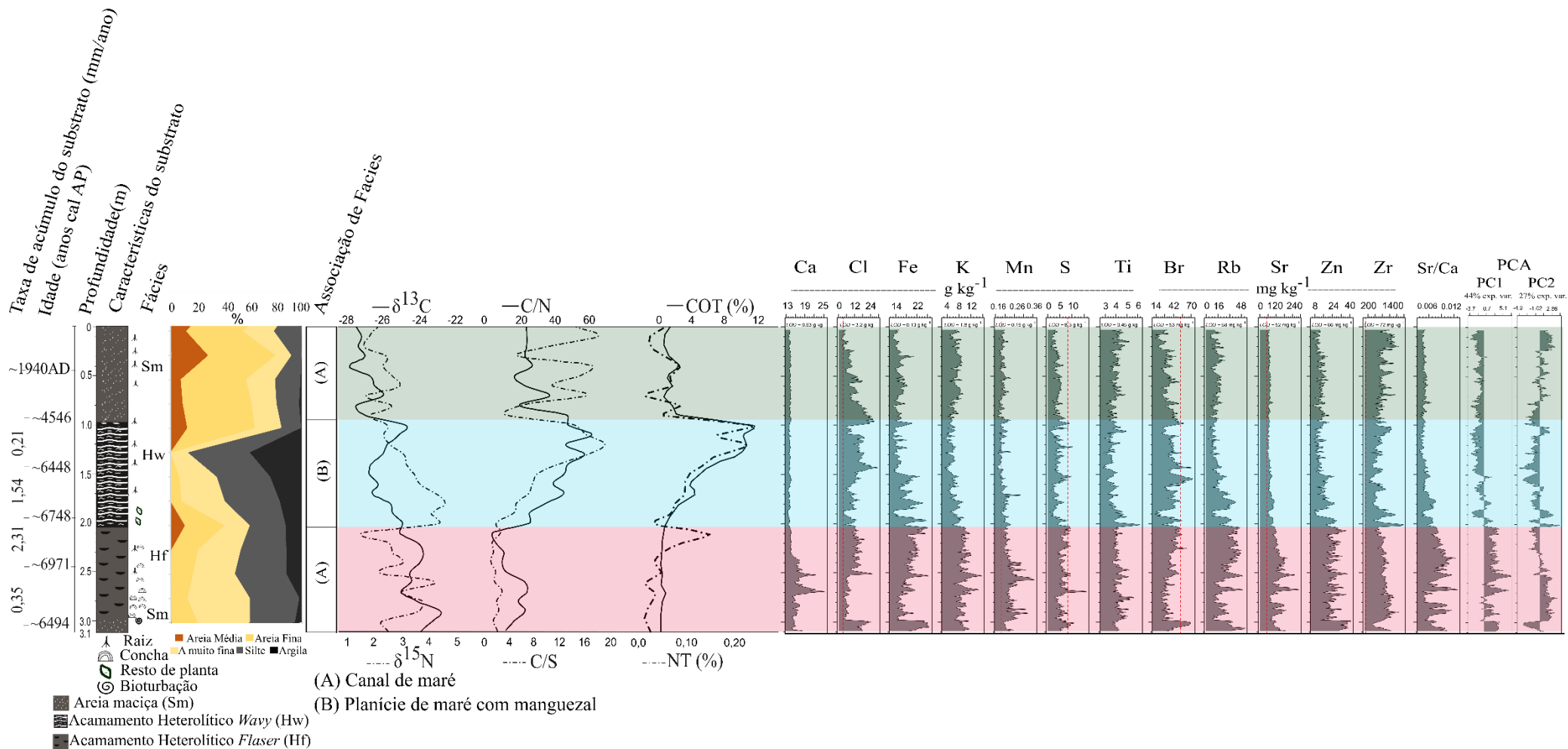


Figura 35 - Síntese dos resultados do testemunho NAT11, com variações em função da profundidade, mostrando perfil cronológico e características do substrato com fácies sedimentares, granulometria, associação de fácies, dados isotópicos, elementares e geoquímicos.

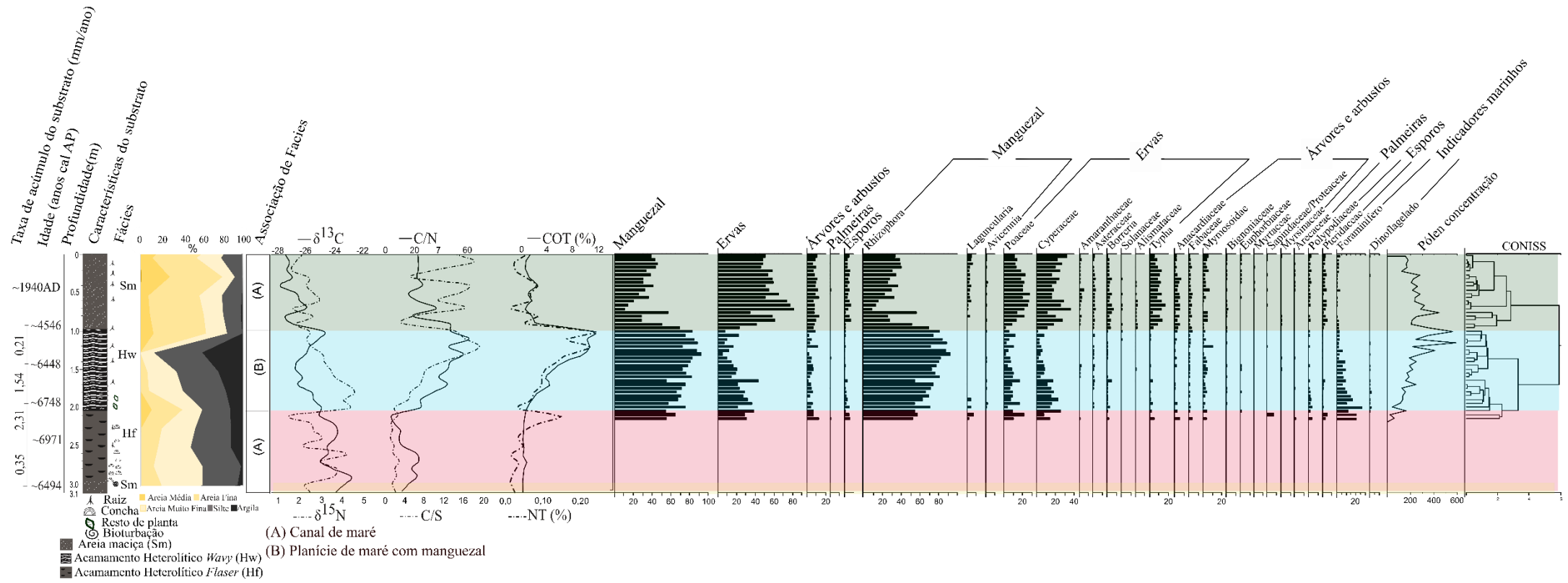


Figura 36 - Síntese dos resultados do testemunho NAT11, com variações em função da profundidade, mostrando perfil cronológico e características do substrato com fácies sedimentares, granulometria, associação de fácies, dados isotópicos e perfil polínico.

6.2 RBN1 – ESPÍRITO SANTO

6.2.1 Datação ^{14}C e taxas de acúmulo do substrato

Os resultados da datação ^{14}C do substrato de mangue do RBN1 (Tabela 9) revelaram idades variando de ~4864 anos cal AP até a idade moderna (~2014 AD). Não foram observadas inversões de idade. As taxas de acúmulo do substrato foram ~1,82 mm/ano (395–354 cm), ~3,30 mm/ano (354–304 cm), ~1,46 mm/ano (304–254 cm), ~0,37 mm/ano (254–204 cm), ~0,34 (204–156 cm) e ~3,19 (156–105 cm). Essas taxas indicam que o substrato foi acumulado por acreção vertical e se encontram no intervalo de 0,1 a 11 mm/ano registrado para florestas de mangue (BEHLING et al., 2004; COHEN et al., 2005, 2009; PESSENDA et al., 2012; FRANÇA et al., 2013b).

Tabela 9 - Datação ^{14}C e taxas de acúmulo do substrato do testemunho RBN1.

Código laboratório	Profundidade (cm)	^{14}C idade (anos AP)	Calibrado (anos cal AP 2σ)	Mediana	Taxas de acúmulo de substrato (mm/ano)
LACUFF190410	RBN1 – 23-25	103.66 ± 0.555*	2011-2017* ²	~2014* ²	
LACUFF190411	RBN1 – 55-57	105.75 ± 0.637*	2007-2011* ²	~2009* ²	
LACUFF190412	RBN1 – 104-106	1434 ± 65	1117-1418	~1298	~3,19
LACUFF190413	RBN1 – 155-157	1575 ± 58	1321-1534	~1424	~0,34
LACUFF190414	RBN1 – 203-205	2710 ± 60	2707-2955	~2796	~0,37
LACUFF190415	RBN1 – 253-255	3818 ± 41	4058-4298	~4160	~1,46
LACUFF190416	RBN1 – 303-305	4077 ± 36	4415-4627	~4514	~3,30
LACUFF190417	RBN1 – 353-355	4156 ± 41	4521-4824	~4656	~1,82
LACUFF190418	RBN1 – 394-396	4334 ± 36	4819-4976	~4864	

LACUFF - Laboratório de Carbono da Universidade Federal Fluminense

*porcentagem de Carbono Moderno (pCM, %, Idade: Moderna)

*²CALIBomb (anos calendário - AD)

O modelo Bayesiano de profundidade de idade fornecido pelo Bacon (executado no R-Studio) fornece a cronologia do testemunho (Figura 37).

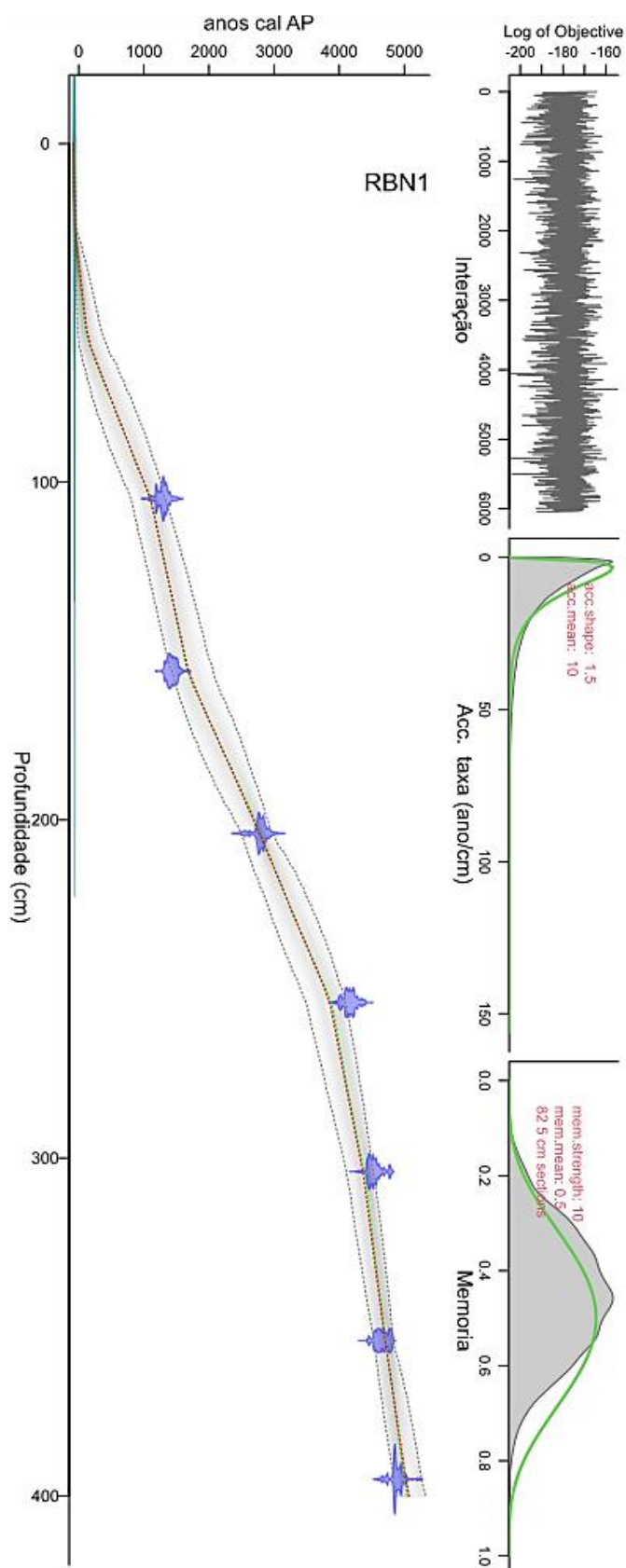


Figura 37 - Modelo Bayesiano de profundidade de idade obtido usando Bacon no R-Studio.

6.2.2 Descrição do testemunho

6.2.2.1 Radiografias

O substrato é rico em matéria orgânica e estruturalmente uniforme conforme revelado na foto e na radiografia do testemunho (Figura 38). A radiografia registrou fácies dos depósitos heterolíticos e de lama. O depósito de lama maciça (fácies Mm) ocorreu na base do testemunho (400-220 cm) com presença de conchas e raízes, indicando baixo fluxo de deposição. Os depósitos heterolíticos classificados como *wavy* (fácies Hw) e lenticular (fácies Hl) de 220-0 cm, com fragmentos de restos vegetais, presença de conchas e raízes, são constituídos por camadas de lama com lâminas de areia, indicando alternância na energia do fluxo durante a deposição.

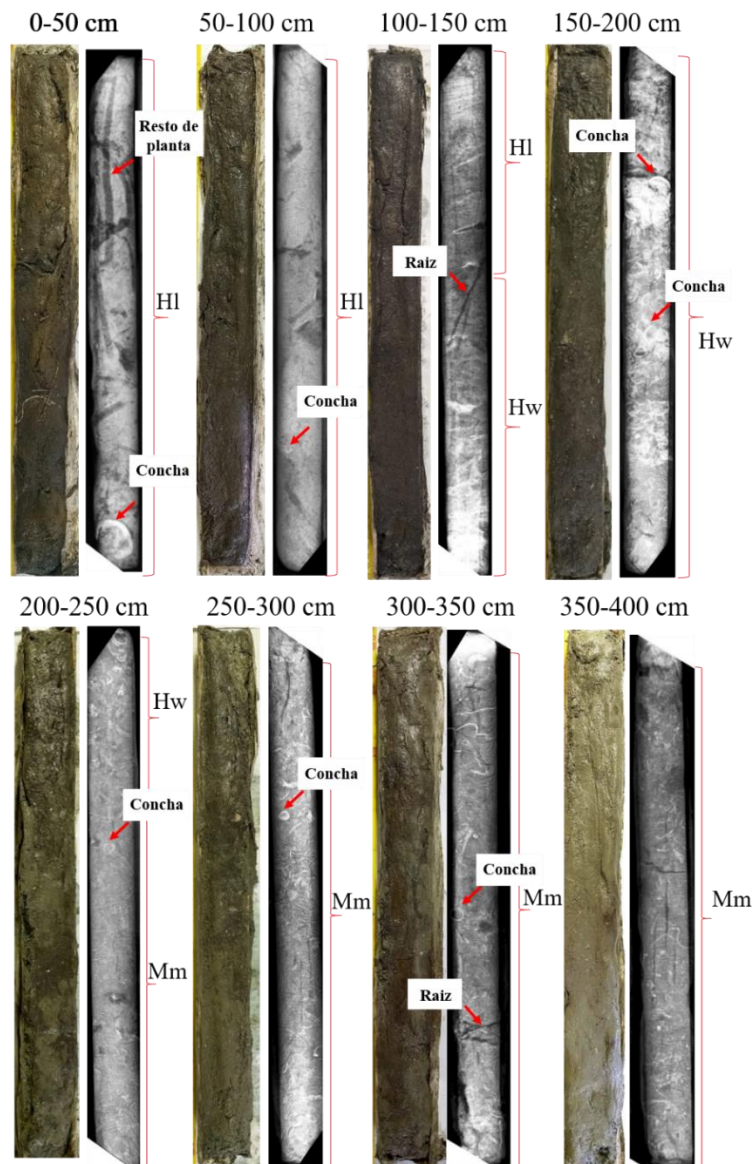


Figura 38 - Fotografia do testemunho e correspondente radiografia e indicação de estruturas e fácies.

6.2.2.2 Granulometria e cor do substrato

O substrato é composto principalmente por lama cinza escuro (4/1 2,5y) com granulometria siltosa-argilosa (Figura 39). A concentração de areia variou de 0 (400 cm) a ~31% (20 cm), sendo a granulometria da areia classificada como fina ou muito fina (0,125 e 0,0625 mm, respectivamente) (WENTWORTH, 1922). A argila variou de ~13 (20 cm) a ~93% (80 cm) e o silte de ~6 (80 cm) a ~71% (150 cm).

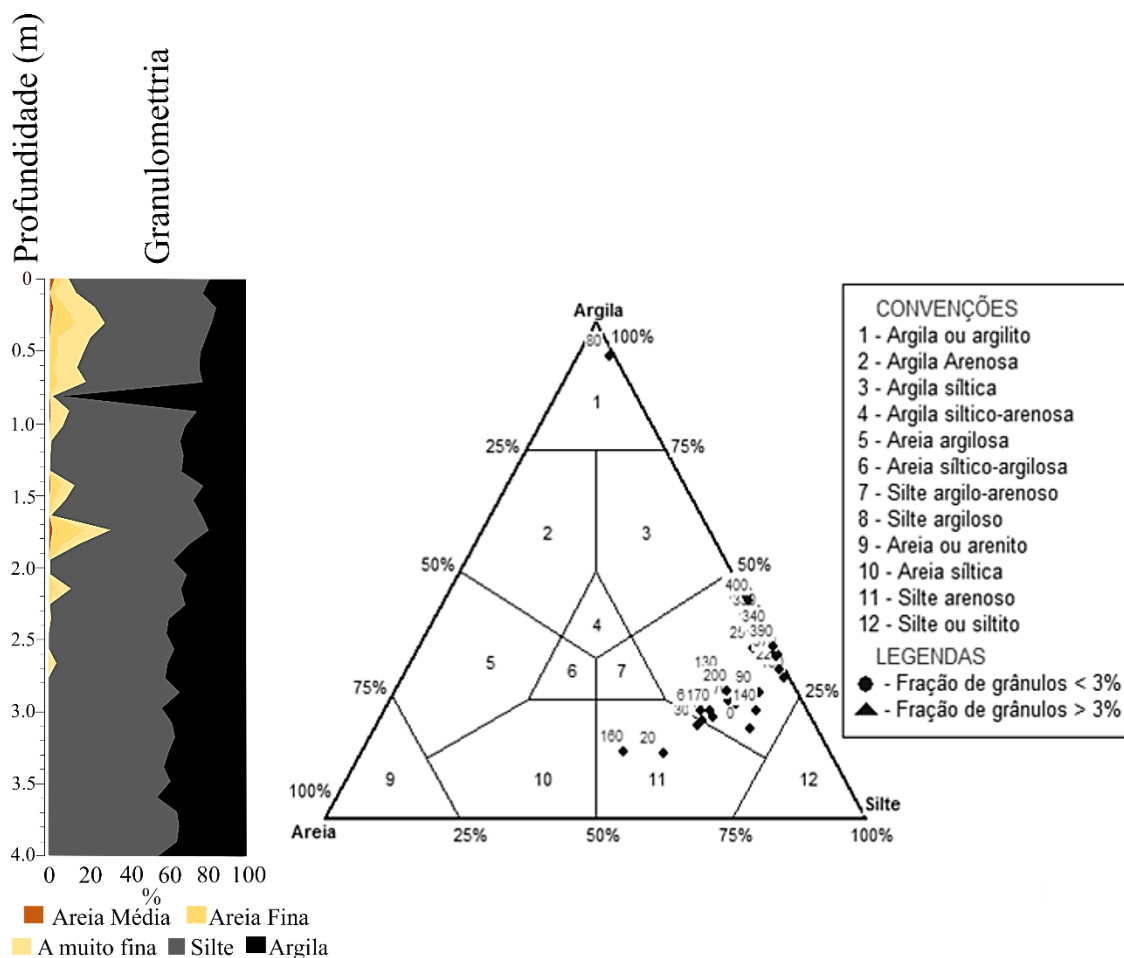


Figura 39 - Granulometria e diagrama de Shepard mostrando a distribuição das amostras do testemunho RBN1 (SHEPARD, 1954).

6.2.3 Análise do testemunho RBN1 por pED-FRX

No testemunho RBN1 foram identificados doze elementos químicos (Cl, Br, S, Fe, Rb, Zn, Sr, K, Ca, Mn, Ti e Zr). A partir dos valores do componente principal 1 (PC1) e componente principal 2 (PC2) em função da profundidade, foram definidas cinco camadas geoquímicas (de acordo com a Figura 40). O PC1 e PC2 explicaram 30,3% e 40,4% da variância dos dados, respectivamente, ou seja, a soma da variância explicada foi de 71% (Figura 40).

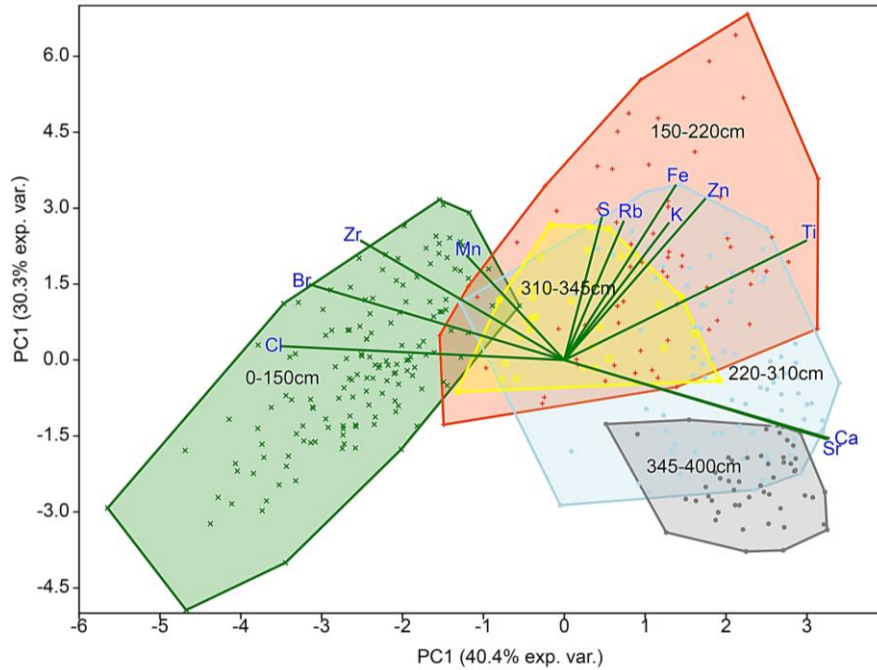


Figura 40 - Análise de variância da componente principal 1 e 2. Camadas geoquímicas representadas em diferentes cores.

Para a associação de fácies bacia estuarina central (400-220 cm) os valores dos elementos químicos variaram de 49,3 a 150,4 (Ca), 6,2 a 28,3 (Cl), 26,5 a 54,4 (Fe), 3,3 a 5 (K), 0,2 a 0,3 (Mn) e 0,4 a 10,9 g.kg^{-1} (S), 42 a 96,8 (Br), 3,9 a 23 (Rb), 510 a 1579 (Sr), 3,3 a 4,1 (Ti), 34,3 a 63,5 (Zn) e 0,33 a 131 mg.kg^{-1} (Zr) (Figura 41).

Para a associação de fácies Planície de maré (219-0 cm) os valores de Ca foram de 16,9 a 96,7, Cl de 10,9 a 39,9, Fe de 17,4 a 76,2, K de 2,4 a 6,6, Mn 0,2 a 0,5 e S de 1,2 a 22,3 g.kg^{-1} . Valores de Br variaram de 54 a 154,2, Rb de 5,1 a 23,5, Sr de 309 a 1185, Ti de 2,7 a 4,6, Zn de 10,5 a 86,2 e Zr de 3,2 a 170,5 mg.kg^{-1} (Figura 41).

De acordo com a análise de componentes principais (Figura 40) Ca e Sr apresentaram maiores valores na base do testemunho (400-220 cm) e Cl, Br e Zr apresentaram maiores valores de 150 a 0 cm.

6.2.4 Associação de fácies, análises isotópicas de C e N e elementares de C, N e S, dados geoquímicos e pólen

As estruturas, tamanhos de grãos, cor (Figuras 38, 39), dados isotópicos/elementares ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, COT, NT, ST, C/S e C/N; Tabela 10) e geoquímicos (Tabelas 10, 11; Figuras 40, 41) e conteúdo de pólen (Figuras 41 e 42), permitiram a definição de duas associações de fácies representativas de bacia estuarina central (A) e planície de maré com manguezal (B) (Figuras 41 e 42; Tabela 11).

Tabela 10 - Valores elementares de C, N e S, isotópicos de C e N e razões C/N e C/S.

Profundidade (cm)	C-total (%)	¹³ C (δ /Vpdb)	N-total (%)	¹⁵ N (δ /ar)	C/N	S-total (%)	C/S
RBN1-0	5,83	-28,4	0,29	5,98	20,1	0,34	17,39
RBN1-10	7,18	-29,1	0,35	5,14	20,5	0,40	17,75
RBN1-20	7,32	-28,8	0,31	5,20	23,6	1,53	4,79
RBN1-30	7,77	-28,7	0,32	4,69	24,3	0,99	7,87
RBN1-40	9,93	-28,2	0,40	4,25	24,8	1,03	9,61
RBN1-50	9,50	-28,2	0,36	4,55	26,4	1,09	8,72
RBN1-60	8,33	-28,2	0,38	4,47	21,9	1,08	7,69
RBN1-70	8,34	-28,1	0,38	4,36	22,0	1,10	7,56
RBN1-80	8,27	-28,2	0,38	4,30	21,8	1,03	8,07
RBN1-90	9,95	-27,7	0,45	3,77	22,1	1,44	6,93
RBN1-100	7,91	-28,7	0,36	4,30	22,0	0,97	8,15
RBN1-110	9,52	-28,8	0,36	4,6	26,4	1,13	8,43
RBN1-120	6,17	-28,5	0,30	4,62	20,6	2,88	2,14
RBN1-130	7,14	-28,7	0,32	4,33	22,3	1,98	3,61
RBN1-140	5,02	-28,5	0,25	4,62	20,1	2,28	2,20
RBN1-150	6	-28,9	0,20	4,32	30,0	2,97	2,02
RBN1-160	5,92	-29,2	0,22	4,20	26,9	4,06	1,46
RBN1-170	4,10	-28,2	0,15	5,3	27,3	1,85	2,22
RBN1-180	4,01	-27,7	0,15	5,41	26,7	1,28	3,13
RBN1-190	3,85	-27,4	0,14	5,44	27,5	1,61	2,38
RBN1-200	3,25	-26,9	0,14	6,24	23,2	0,72	4,54
RBN1-210	6,61	-27,3	0,12	5,81	55,1	1,34	4,93
RBN1-220	2,42	-25,7	0,10	6,53	24,2	0,83	2,91
RBN1-230	2,26	-25,2	0,10	6,42	22,6	0,71	3,17
RBN1-240	1,79	-24,2	0,09	6,46	19,9	0,62	2,91
RBN1-250	1,74	-23,9	0,09	6,73	19,3	0,68	2,56
RBN1-260	3,03	-26,8	0,11	6,25	27,6	0,50	6
RBN1-270	2,47	-25,6	0,10	6,52	24,7	0,60	4,09
RBN1-280	1,94	-24,6	0,09	6,48	21,6	0,76	2,57
RBN1-290	1,64	-23,8	0,10	6,73	18,2	0,54	3,02
RBN1-300	1,69	-23,7	0,33	4,36	5,1	0,72	2,36
RBN1-310	2,05	-24,9	0,10	6,33	20,5	0,45	4,54
RBN1-320	2,35	-25,2	0,11	6,22	21,4	0,27	8,78
RBN1-330	3,64	-27,1	0,13	5,83	28,0	0,50	7,30
RBN1-340	3,15	-26,4	0,12	6,33	26,3	0,58	5,43
RBN1-350	1,73	-23,7	0,09	7,01	19,2	0,37	4,67
RBN1-360	1,86	-23,7	0,09	7,05	20,7	0,31	6,06
RBN1-370	1,75	-23,6	0,08	7,12	21,9	0,69	2,54
RBN1-380	1,75	-23,7	0,08	7,11	21,9	0,28	6,20
RBN1-390	1,68	-23,5	0,08	7,08	21,0	1,01	1,67
RBN1-400	1,75	-23,6	0,09	7,22	19,4	0,36	4,92

Tabela 11 - Resumo da associação de fácies com características sedimentares, grupos polínicos e dados isotópicos e geoquímicos elementares.

Associação de Fácies	Descrição de Fácies	Pólen predominante	Isótopos (*)	Geoquímica (*2)	Interpretação
B	Acamamento Heterolítico lenticular (HI) e wavy (Hw) com presença de conchas, raízes e restos vegetais	Manguezal (6-21%), Ervas (30-63%), Árvores e arbustos (20-51%), Palmeira (2-14%), Esporos (10-29%) e Indicadores marinhos (1-10%)	$\delta^{13}\text{C} = \sim -27$ a $\sim -29\text{‰}$ $\delta^{15}\text{N} = 3,8$ a $6,2\text{‰}$ COT = 3,2 a 9,9% NT = $\sim 0,12$ a $0,45\%$ ST = 0,3 a 4,1% C/N = 20 a 55 C/S = 1,5 a ~ 18	Ca = 16,9 a 96,7 g/kg Cl = 10,9 a 39,9 g/kg Mn = 0,2 a 0,5 g/kg Br = 54 a 154 mg/kg Zr = 3,2 a 170 mg/kg Sr = 309 a 1185 mg/kg	Planície de maré com manguezal ($\sim 3137^{*3}$ anos cal AP até idade moderna)
		Manguezal (2-15%), Ervas (25-45%), Árvores e arbustos (38-59%), Palmeiras (3-16%), Esporos (15-29%) e Indicadores marinhos (4-24%)	$\delta^{13}\text{C} = \sim -23$ a $\sim -27\text{‰}$ $\delta^{15}\text{N} = 4,4$ a $7,2\text{‰}$ COT = 1,7 a 3,6% NT = $\sim 0,08$ a $0,33\%$ ST = 0,3 a 0,8% C/N = 5 a 28 C/S = 1,7 a 8,8	Ca = 49,3 a 150,4 g/kg Cl = 6,2 a 28,3 g/kg Mn = 0,2 a 0,3 g/kg Br = 42 a 96,8 mg/kg Zr = 0,33 a 131 mg/kg Sr = 510 a 1579 mg/kg	Bacia estuarina central (~ 4864 até $\sim 3137^{*3}$ anos cal AP)

* Dados isotópicos de C e N, elementares de C, N e S e razões C/N e C/S

*2 Dados geoquímicos elementares

*3 Idade R-bacon

6.2.4.1 Associação de fácies (A): Bacia estuarina central

Essa associação de fácies correspondeu ao intervalo de profundidade de 400 cm (~ 4864 anos cal AP) a 220 cm (~ 3137 anos cal AP, idade R-bacon). Esses depósitos consistiram predominantemente em lama maciça (fácies Mm), granulometria de silte-argiloso e presença de fragmentos de conchas (Figuras 39 e 41).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variaram de ~ -23 a $\sim -27\text{‰}$ ($\bar{x} = \sim -25\text{‰}$). O registro de $\delta^{15}\text{N}$ mostrou valores entre 7,2 e 4,4‰ ($\bar{x} = 6,5\text{‰}$). Os valores de COT, NT e ST estiveram entre 1,7 a 3,6% ($\bar{x} = 2,1$), $\sim 0,08$ a $0,33\%$ ($\bar{x} = 0,11$) e 0,3 a ~ 1 ($\bar{x} = 0,57$), respectivamente. Os valores de C/N variaram entre 5 e 28 ($\bar{x} = \sim 21$) e C/S entre 1,7 e 8,8 ($\bar{x} = 4,3$).

A assembleia polínica registou predominância de manguezais (2-15%) caracterizados por *Rhizophora* (0-4%), *Avicennia* (0-7%) e *Laguncularia* (0-4%). Árvores e arbustos (38-59%) representados por *Alchornea* (2-15%), Euphorbiaceae (3-9%), Fabaceae (1-7%), Mimosoideae (1-7%), Moraceae / Urticaceae (1-6%), Apocynaceae (1-6%), Bignoniaceae (1-6%), Melastomataceae / Combretaceae (0-5%), Rubiaceae (0-5%), *Celtis* (0-5%), Malvaceae

(0-5 %), Myrsinaceae (1-4%) e Anacardiaceae (1-4%), Sapindaceae / Proteaceae (0-4%) seguido por <4% Rutaceae, *Hedyosmum*, *Ílex*, Celastraceae, Clusiaceae, *Byrsonima* e *Podocarpus*. As ervas estiveram presentes (25-45%) representadas principalmente por Cyperaceae (9-27%), Poaceae (3-14%), Phytolaccaceae (1-5%), Asteraceae (0-4%), seguido por <4% de *Typha*, Amaranthaceae, Boraginaceae, Malpighiaceae e *Borreria*. Ocorreram pólen de palmeiras representados por Arecaceae (3-16%). Indicadores marinhos representados por foraminíferos (4-24%) e dinoflagelados (0-5%) e Esporos também foram registrados (15-29%).

6.2.4.2 Associação de fácies (B): Planície de maré

A planície de maré com mangue iniciou a uma profundidade de aproximadamente 220 cm (~3137 anos cal AP, idade R-bacon) até a superfície (~2014 AD). Esses depósitos foram representados por depósitos heterolíticos lenticular (fácies H1) e *wavy* (fácies Hw), com granulometria de silte-argiloso e silte-arenoso e fragmentos de conchas ao longo de todo testemunho e restos de fragmentos vegetais de 50 a 0 cm de profundidade (Figuras 39 e 41).

O intervalo para os valores de $\delta^{13}\text{C}$ foram de ~-27 a ~-29‰ (\bar{x} = -28‰). Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ foram de 6,2 a 3,8‰ (\bar{x} = 4,8‰). As razões C/N e C/S variaram entre 20 a 55 (\bar{x} = ~25) e 1,5 a ~18 (\bar{x} = 6,4), respectivamente. COT apresentou valores entre 3,2 a 10% (\bar{x} = 6,9), NT ~0,12 a 0,45% (\bar{x} = 0,29) e ST de 0,3 a 4,1% (\bar{x} = 1,50).

O conteúdo de pólen para essa fácies apresentou vegetação de mangue (6-21%), representada por *Rhizophora* (2-10%), *Avicennia* (3-9%) e *Laguncularia* (2-7%). Observou-se alta concentração de ervas (30-63%), como Poaceae (10-31%), Cyperaceae (4-23%), Asteraceae (2-10%) e *Typha* (0-10%) e Phytolaccaceae (0 -6%), Malpighiaceae (0-5%), seguido <5% por Amaranthaceae, Boraginaceae, *Borreria* e Lamiaceae. Árvores e arbustos (20-51%), foram caracterizados por Euphorbiaceae (1-8%), *Alchornea* (1-8%), Apocynaceae (1-5%), Fabaceae (0-8%), Mimosoideae (1-9%), Rubiaceae (0-5%), Myrtaceae (0-4%), Anacardiaceae (0-4%), Bignoniaceae (0-4%), Malvaceae (0-4%), Melastomataceae / Combretaceae (0-5%), seguido por *Celtis*, Sapindaceae / Proteaceae, Celastraceae, *Hedyosmum*, *Byrsonima*, *Ílex* e *Podocarpus* (0-1%). O pólen das palmeiras ocorreu como Arecaceae (2-14%). Indicadores marinhos representados por foraminíferos (1-10%) e dinoflagelados (0-1%) e esporos (10-29%) também ocorreram nesta fase

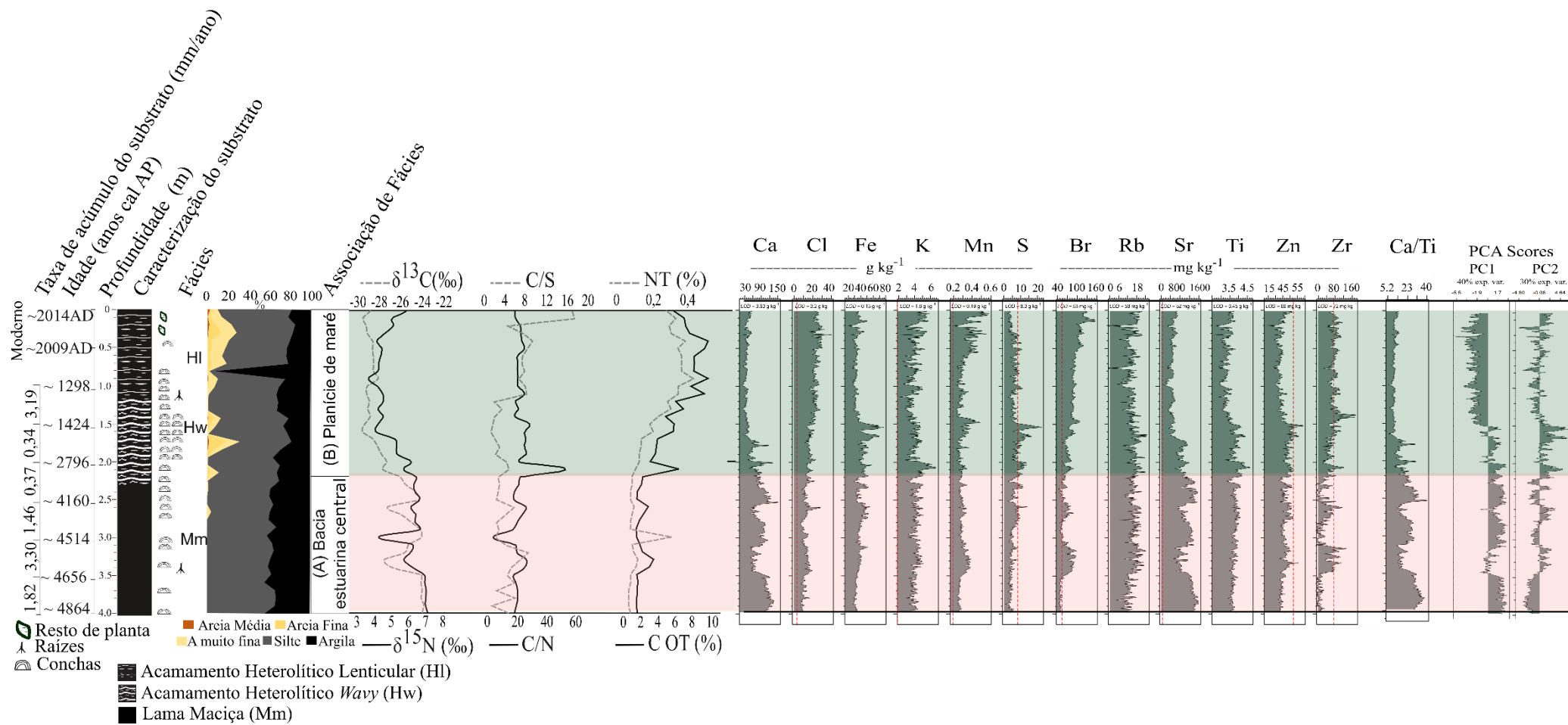


Figura 41 - Síntese dos resultados do testemunho RBN1, mostrando perfil cronológico e características do substrato com fácies sedimentares, granulometria, associação de fácies, dados isotópicos e dados geoquímicos.

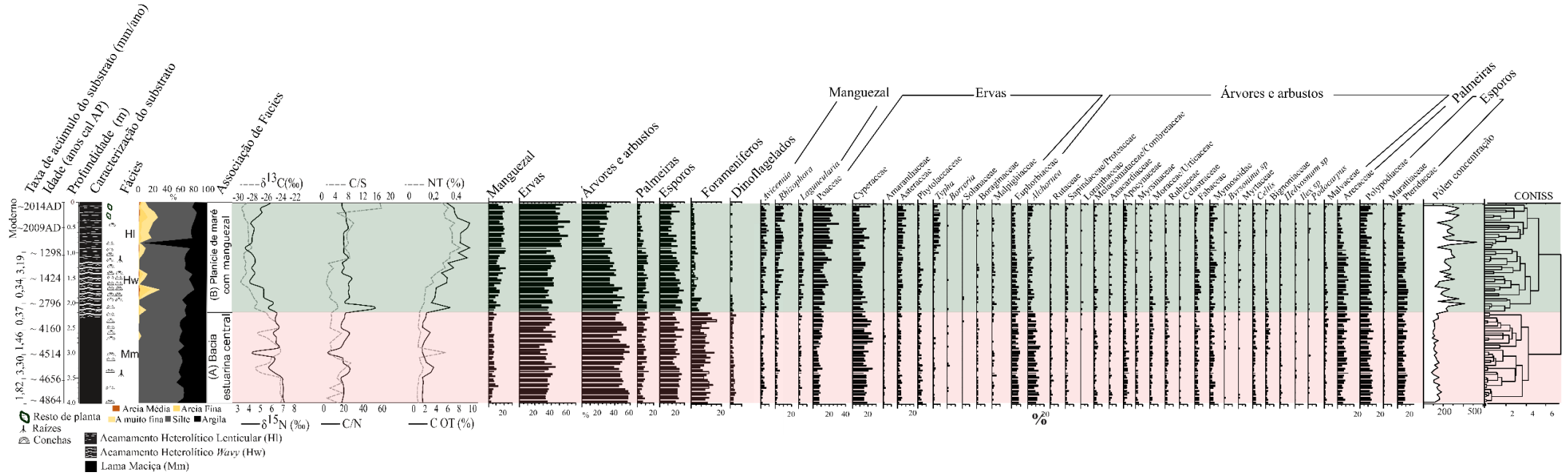


Figura 42 - Síntese dos resultados do testemunho RBN1, mostrando perfil cronológico e características do substrato com fácies sedimentares, granulometria, associação de fácies, dados isotópicos e perfil polínico.

6.3 RP5 – SANTA CATARINA

6.3.1 Datação ^{14}C e taxas de acúmulo do substrato

Os resultados da datação ^{14}C do testemunho RP5 (Tabela 12) revelaram idades variando de ~1296 anos cal AP a idade moderna (~2015 AD). O testemunho apresentou inversão de idade em 10 cm, provavelmente indicando que o material foi retrabalhado devido à bioturbação. As taxas de acúmulo do substrato foram ~0,19 mm/ano (95–85 cm), ~1,01 mm/ano (85–75 cm), e ~0,27 mm/ano (75–60 cm). Tais taxas indicam que o substrato foi acumulado por acreção vertical e os valores se encontram no intervalo de 0,1 a 11 mm/ano, registrados em florestas de mangue (BEHLING et al., 2004; COHEN et al., 2005, 2009; PESSENDA et al., 2012; FRANÇA et al., 2013b).

Tabela 12 - Datação ^{14}C e taxas de acúmulo do substrato do testemunho RP5.

Código laboratório	Profundidade (cm)	^{14}C idade (anos AP)	Calibrado (anos cal AP 2σ)	Mediana	Taxas de acúmulo de substrato (mm/ano)
UGAMS56236	RP5 – 10	100.31 \pm 0.539*	1954-1956* ²	~1955* ²	
UGAMS56237	RP5 – 25	103.223 \pm 0.419*	2013-2017* ²	~2015* ²	
UGAMS56238	RP5 – 40	100.56 \pm 0.3*	1955-1956* ²	~1956* ²	
UGAMS56239	RP5 – 60	155 \pm 33	0-151	~107	~0,27
UGAMS56240	RP5 – 75	810 \pm 30	663-732	~700	~1,01
UGAMS56241	RP5 – 85	905 \pm 70	675-918	~779	~0,19
UGAMS56242	RP5 – 95	1482 \pm 39	1263-1361	~1296	

UGAMS – Centro de Estudos Aplicados a Isótopos da Universidade da Georgia

*porcentagem de Carbono Moderno (pCM, %, Idade: Moderna)

*²CALIBomb (anos calendário - AD)

O modelo Bayesiano de profundidade de idade fornecido pelo Bacon (executado no R-Studio) fornece a cronologia do testemunho (Figura 43).

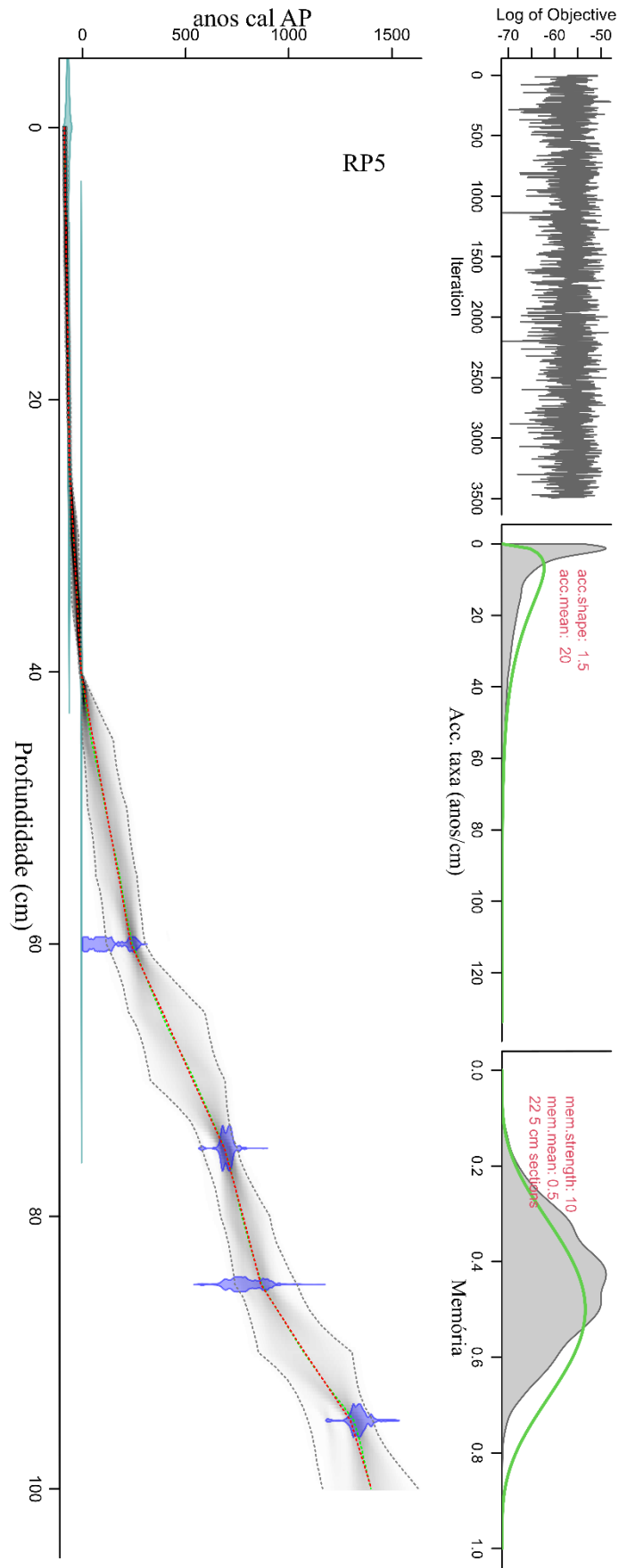


Figura 43 - Modelo Bayesiano de profundidade de idade obtido usando Bacon no R-Studio.

6.3.2 Descrição do testemunho

6.3.2.1 Radiografias

O testemunho RP5 apresentou fácies representadas por areia maciça e depósito heterolítico (Figura 44). O depósito de areia maciça (fácies Sm) provavelmente indicando alto fluxo durante a deposição e ocorreu de 100 a 50 cm com fragmentos de raízes. O depósito heterolítico lenticular (HI) composto por argila com lentes de areia, indicando aporte de material fino e baixa energia do fluxo durante a deposição e ocorreu de 50 a 0 cm com presença de raízes e restos de plantas.

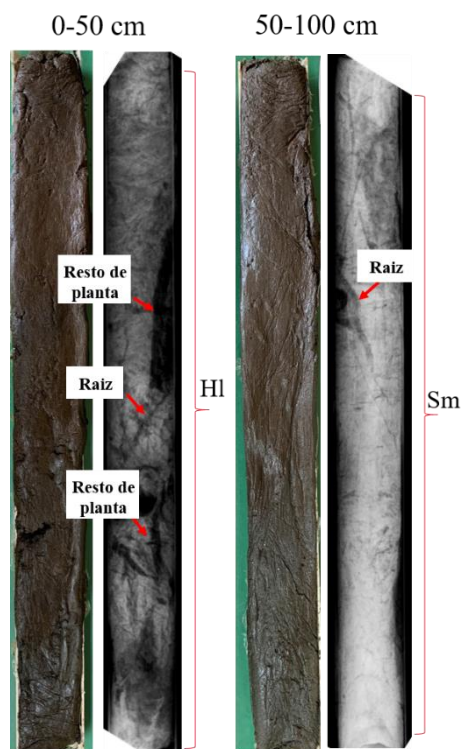


Figura 44 - Fotografia do testemunho RP5 e correspondente radiografia e indicação de estruturas e fácies.

6.3.2.2 Granulometria e cor do substrato

O substrato é composto por lama com coloração preta a cinza escuro (2,5/1 2,5y a 4/1 2,5y). Apresentou granulometria de areia a areia-siltica (Figura 45). A concentração de areia média variou de 0 (100cm) a ~2% (0 cm), a areia fina variou de ~74 (100 cm) a ~25% (0 cm) e a areia muito fina de ~18 (90 cm) a ~41% (70 cm). As concentrações de argila e silte variaram de 0 (100 cm) a ~10% (20 cm) e 0 (90 cm) a ~42% (10 cm), respectivamente.

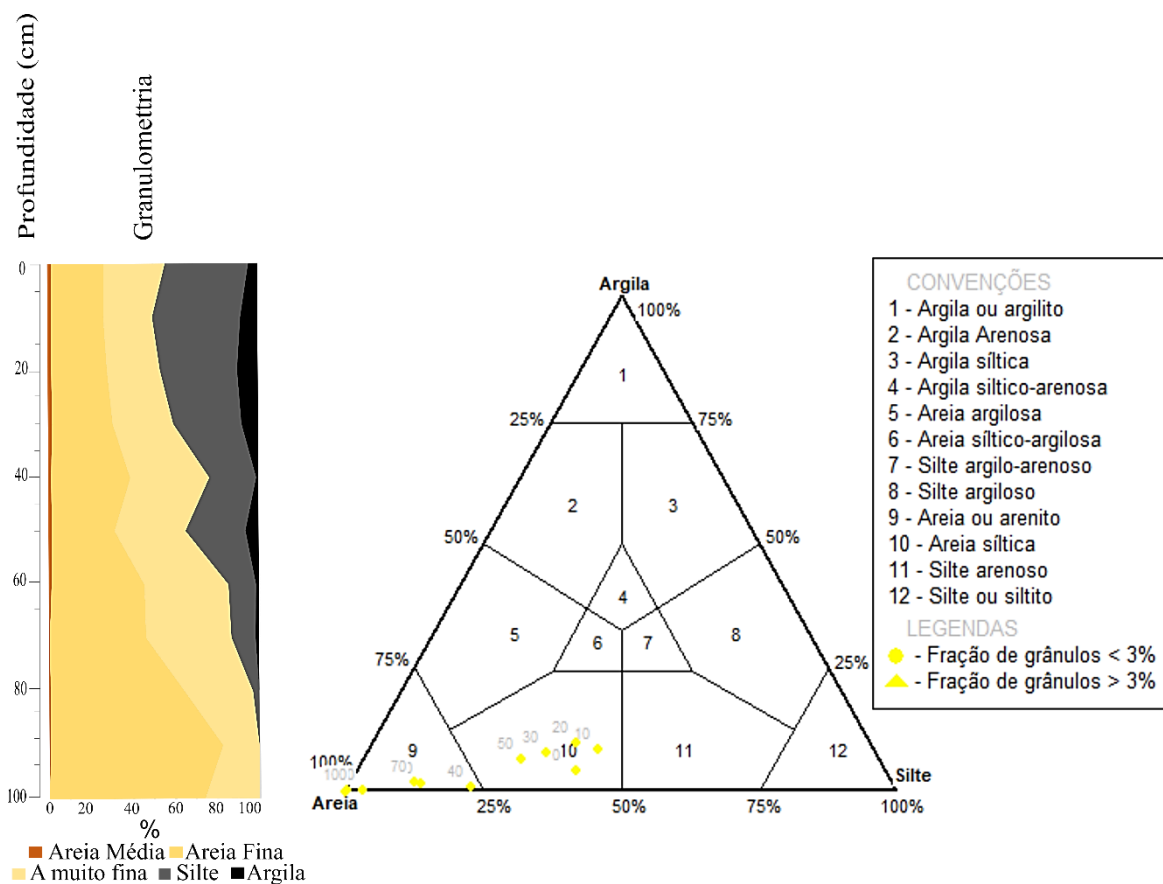


Figura 45 - Granulometria e diagrama de Shepard mostrando a distribuição das amostras no testemunho RP5 (SHEPARD, 1954).

6.3.3 Análise do testemunho RP5 por pED-FRX

A partir dos valores do componente principal 1 (PC1) e componente principal 2 (PC2) em função da profundidade foram definidas três camadas geoquímicas (de acordo com a Figura 46). O PC1 e PC2 da variância dos dados foram 38,05% e 21,88%, respectivamente, a soma da variância foi de 59,93% (Figura 46).

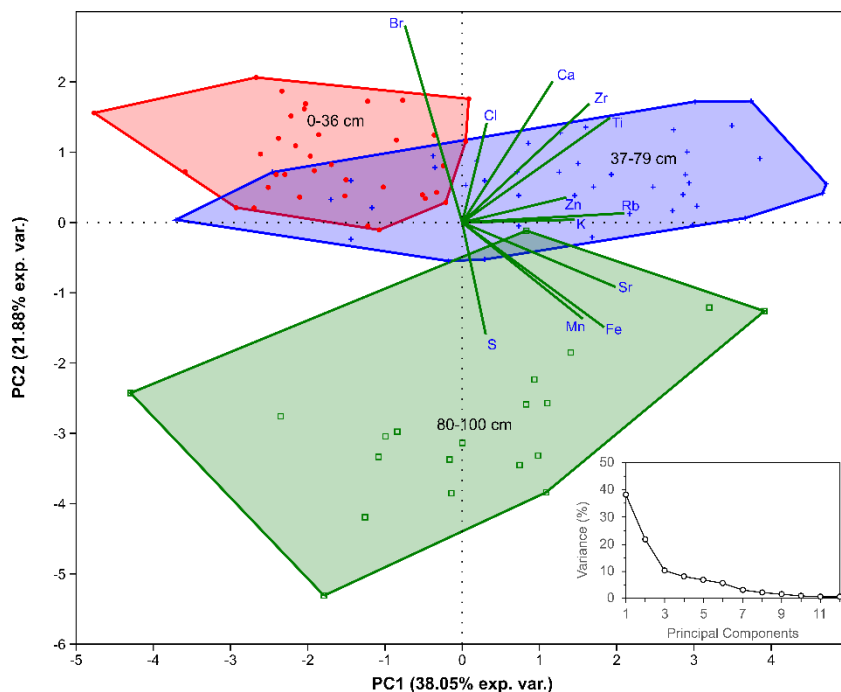


Figura 46 - Análise de componentes principais 1 e 2. Indicação das camadas geoquímicas em diferentes cores.

De acordo com o PCA (Figura 46), a base do testemunho (80-100 cm) foi observado uma predominância dos elementos químicos S, Mn, Fe e Sr. O topo do testemunho (0-36 cm) apresentou uma predominância de Br.

Para a associação de fácies Laguna (100-50 cm) a concentração dos elementos químicos variou entre 13 e 13,6 (Ca), 1 e 3,7 (Cl), 13,1 e 15,7 (Fe), 0,8 e 2,5 (K), 0,1 e 0,2 (Mn), 0,3 e 2,3 (S), 2,3 e 2,8 g.kg⁻¹ (Ti), 14,2 e 57,8 (Br), 8 e 45,6 (Rb), 53,5 e 100,7 (Sr), 12,7 e 27,4 (Zn) e 35 e 231,9 mg.kg⁻¹ (Zr) (Figura 47).

Na associação de fácies Planície de maré (50-0 cm) os elementos variaram entre 13,1 e 13,4 (Ca), 1,2 e 3,7 (Cl), 12,2 e 13,9 (Fe), 0,8 e 1,9 (K), 0,1 e 0,2 (Mn), 0,08 e 1,7 (S), 2,4 e 2,7 g.kg⁻¹ (Ti), 41 e 91,6 (Br), 16,1 e 44,4 (Rb), 60 e 97,2 (Sr), 12,6 e 45,5 (Zn) e 65,5 e 210,7 mg.kg⁻¹ (Zr) (Figura 47).

6.3.4 Associação de fácies, análises isotópicas/elementares de C e N e pólen

As estruturas, tamanhos de grãos, cor, dados isotópicos/elementares ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, COT, NT e C/N; Tabela 13) e conteúdo de pólen (Figuras 47 e 48), permitiram a definição de associações de fácies representativas de Laguna (A) e Planície de maré (B) (Figuras 47 e 48; Tabela 14).

Tabela 13 - Valores elementares de C e N, isotópicos de C e N e razão C/N.

Profundidade (cm)	C-total (%)	¹³C (δ/pdb)	N-total (%)	¹⁵N (δ/ar)	C/N
RP5-0	7,87	-25	0,29	4,01	27,14
RP5-2,5	5	-25,2	0,34	3,98	14,71
RP5-5	6,49	-25,1	0,27	3,96	24,04
RP5-7,5	10,51	-25,4	0,29	3,84	36,24
RP5-10	7,68	-25,3	0,29	3,8	26,48
RP5-12,5	6,37	-25,6	0,25	3,7	25,48
RP5-15	7,47	-25,8	0,37	3,63	20,19
RP5-17,5	11,05	-26,3	0,36	3,5	30,69
RP5-20	7,01	-26,4	0,32	3,5	21,91
RP5-22,5	8,09	-26,7	0,28	3,51	28,89
RP5-25	8,77	-25,3	0,20	3,36	43,85
RP5-27,5	4,23	-25,7	0,29	3,33	14,59
RP5-30	11,57	-26,6	0,40	3,22	28,93
RP5-32,5	5,93	-26,6	0,39	2,56	15,21
RP5-35	4,64	-26,2	0,20	2,67	23,20
RP5-37,5	2,65	-24,4	0,16	2,75	16,56
RP5-40	1,15	-23,2	0,08	3,25	14,38
RP5-42,5	9,53	-27	0,22	3,39	43,32
RP5-45	6,84	-26,9	0,26	3,37	26,31
RP5-47,5	4,79	-27	0,17	3,5	28,18
RP5-50	0,7	-23,4	0,05	3,09	14
RP5-52,5	0,99	-23,9	0,08	3,83	12,38
RP5-55	2,92	-23,8	0,20	2,79	14,60
RP5-57,5	5,54	-24,6	0,19	2,57	29,16
RP5-60	2,62	-24,3	0,18	2,86	14,56
RP5-62,5	1,53	-24,4	0,20	3,01	7,65
RP5-65	1,64	-24,6	0,09	3,19	18,22
RP5-67,5	0,76	-25,8	0,05	3,25	15,20
RP5-70	1,58	-26,8	0,07	3,73	22,57
RP5-72,5	0,56	-27,1	0,04	3,73	14,00
RP5-75	0,62	-25,5	0,03	3,37	20,67
RP5-77,5	0,47	-25,5	0,03	3,12	15,67
RP5-80	0,53	-25,7	0,04	3,31	13,25
RP5-82,5	0,37	-25,6	0,04	3,57	9,25
RP5-85	0,63	-26,6	0,04	3,14	15,75
RP5-87,5	0,52	-25,8	0,02	2,99	26,00
RP5-90	0,21	-25,3	0,02	4,06	10,50
RP5-92,5	0,22	-24,8	0,01	3,69	22
RP5-95	0,12	-22,6	0,02	6,34	6,00
RP5-97,5	0,16	-24,4	0,02	4	8
RP5-100	0,21	-24,7	0,02	3,25	10,50

Tabela 14 - Resumo da associação de fácies com características sedimentares, grupos polínicos e dados isotópicos e geoquímicos elementares.

Associação de Fácies	Descrição de Fácies	Pólen predominante	Isótopos (*)	Geoquímica (*2)	Interpretação
B	Acamamento Heterolítico lenticular (HI) com presença de raízes e restos vegetais	Manguezal (5-14%), Ervas (63-74%),	$\delta^{13}\text{C} = \sim -27$ a $\sim -23\text{‰}$	Br = 41 a 91,6 mg/kg Cl = 1,6 a 3,7 g/kg	Planície de maré com manguezal (~110* ³ anos cal AP até idade moderna)
		Árvores e arbustos (7-18%), Palmeira (2-8%), Esporos (10-23%) e Indicadores marinhos (0-3%)	$\delta^{15}\text{N} = 2,6$ a 4‰ COT = 1,15 a 11,6% NT = 0,08 a 0,40% C/N = 14,4 a 43,9	Ca = 13,1 a 13,4 g/kg Fe = 12,2 a 13,9 g/kg Zr = 65,5 a 210,7 mg/kg Sr = 60 a 97,2 mg/kg	
A	Areia maciça (Sm) com presença raízes	Manguezal (3-14%), Ervas (70-83%),	$\delta^{13}\text{C} = \sim -27$ a $\sim -23\text{‰}$	Ca = 13 a 13,6 g/kg Cl = 1 a 3,7 g/kg	Laguna (~1296 a ~110* ³ anos cal AP)
		Árvores e arbustos (8-15%), Palmeira (2-7%), Esporos (13-49%) e Indicadores marinhos (0-5%)	$\delta^{15}\text{N} = 2,6$ a 6,3‰ COT = 0,1 a 5,5% NT = 0,01 a 0,20% C/N = 6 a ~29	Fe = 13,1 a 15,7 g/kg Br = 14,2 a 57,8 mg/kg Zr = 35 a 231,9 mg/kg Sr = 53,5 a 100,7 mg/kg	

* Dados isotópicos e elementares de C e N e razão C/N

*² Dados geoquímicos elementares

*³ Idade R-bacon

6.3.4.1 Associação de fácies (A): Laguna

A associação de fácies (A) ocorreu entre o intervalo de ~1296 anos cal AP (100 cm) a ~110 anos cal AP (idade R-bacon, 50 cm). Essa associação é caracterizada por fácies de areia maciça (Sm), granulometria arenosa (areia fina a muito fina) e presença de fragmentos de raízes (Figuras 45 e 47).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ oscilaram entre ~ -23 e ~ -27 ‰ ($\bar{x} = \sim -25$ ‰) e 6,3 e 2,6 ‰ ($\bar{x} = 3,5$ ‰), respectivamente. O COT, NT e a razão C/N variaram entre 0,12 e 5,5% ($\bar{x} = 1,1\%$), 0,01 e 0,20% ($\bar{x} = 0,1\%$) e 6 e ~29 ($\bar{x} = \sim 15$), respectivamente.

A assembleia polínica nessa associação de fácies é representada pela vegetação de mangue (3-14%), com presença de *Laguncularia* (2-9%) e *Avicennia* (1-5%). Ervas (70-83%), representadas por Poaceae (34-47%), Cyperaceae (5-31%), Sapindaceae *Dodonea* (6-14%), *Piptadenia* (1-8%), Asteraceae (3-7%), *Typha* (1-2%), seguido <2% por Amaranthaceae, Rubiaceae Guettarda, Anacardiaceae e Mimosoideae. Árvores e arbustos (8-15%), foram caracterizados por Mimosoideae (1-9%), Euphorbiaceae (1-7%), Myrsinaceae (1-5%), Fabaceae (1-3%), *Ílex* (1-2%) seguido <2% por Euphorbiaceae *Alchornea*, *Pinus*, *Alnus*,

Apocynaceae e *Podocarpus*. Palmeiras representadas por Arecaceae (2-7%). Esporos (13-49%). Indicadores marinhos representados por foraminíferos (0-2%) e dinoflagelados (0-3%) também foram registrados.

6.3.4.2 Associação de fácies (B): Planície de maré

Esta associação de fácies correspondeu ao intervalo de ~50 a 0 cm (~110 anos cal AP – idade R-bacon, à idade moderna). Tal associação foi composta por acamamento heterolítico lenticular (fácies HI), granulometria de areia-siltica e presença de raízes e restos vegetais (Figuras 45 e 47).

Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ variaram entre ~-27 e ~-23 ‰ (\bar{x} = ~-26 ‰) e 2,6 e 4 ‰ (\bar{x} = 3,4 ‰), respectivamente. COT, NT e razão C/N apresentaram valores entre 1,15 e 11,6% (\bar{x} = 6,9 %), 0,08 e 0,40% (\bar{x} = 0,27) e 14,4 e 43,9 (\bar{x} = ~24), respectivamente.

A assembleia polínica consistiu em vegetação de mangue (5-14%), caracterizada principalmente pelos gêneros *Laguncularia* (4-9%) e *Avicennia* (1-7%); o gênero *Rhizophora* apresentou 0-1% a partir de 5 cm de profundidade do testemunho. Presença de ervas (63-74%), representadas por Poaceae (22-50%), Sapindaceae *Dodonea* (4-19%), *Piptadenia* (2-19%), Cyperaceae (3-12%), Asteraceae (1-8%), *Typha* (1-8%), seguido <5% por Amaranthaceae, Rubiaceae *Guettarda*, Anacardiaceae e Mimosoideae. Árvores e arbustos (7-18%), caracterizados por *Pinus* (0-14%), Myrsinaceae (1-8%), Fabaceae (1-4%), Mimosoideae (1-9%), seguido <3% por *Hedyosmun*, Euphorbiaceae, *Alnus*, Apocynaceae, *Ílex* e *Podocarpus*. Pólen de Arecaceae (2-8%). Além de esporos (10-23%) e foraminíferos (0-3%).

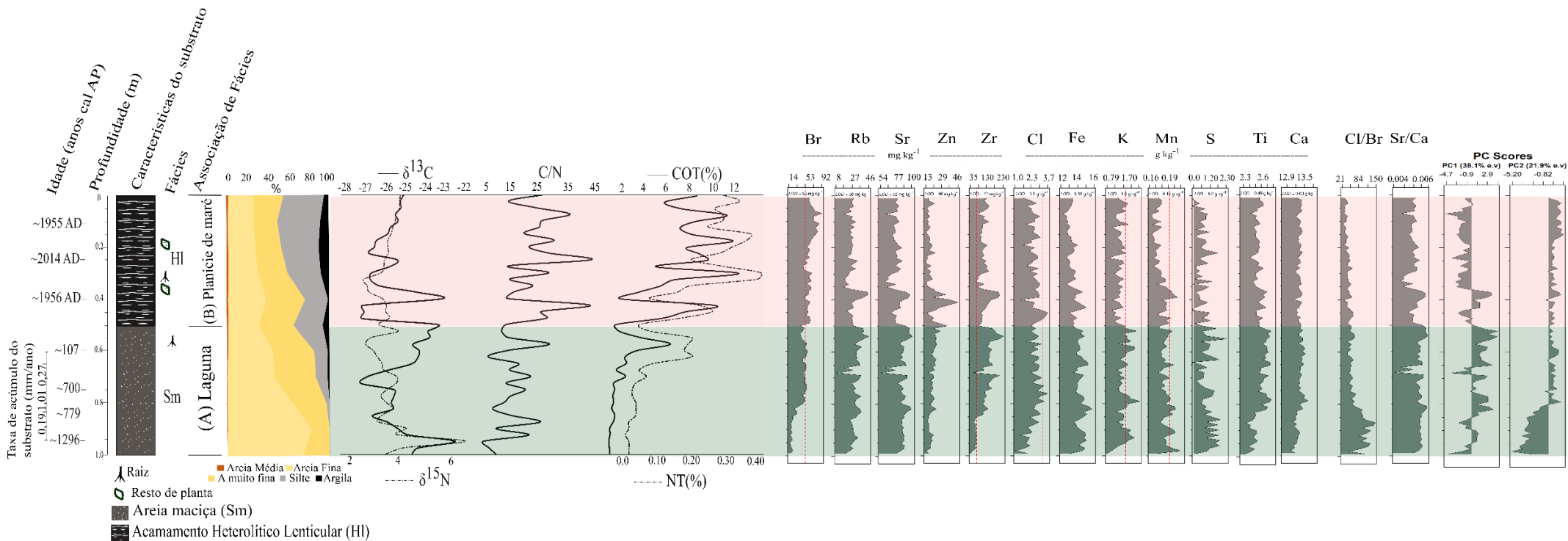


Figura 47 - Síntese dos resultados do testemunho RP5, mostrando perfil cronológico e características do substrato com fácies sedimentares, granulometria, associação de fácies, dados isotópicos e geoquímica.

7 DISCUSSÕES

7.1 NAT11 – RIO GRANDE DO NORTE

7.1.1 Análises espaço - temporais

A área de estudo se estende por 7 km no interior do estuário do rio Ceará Mirim até a atual linha de costa (Figura 5), constituída por manguezal, vegetação herbácea, zona urbana, praias e dunas, apicum e fazendas de cultivo de camarão (carcinicultura) (Figuras 23 e 24).

A atividade de carcinicultura teve início no final da década de 70, sendo o estado do Rio Grande do Norte um dos pioneiros na atividade de cultivo de camarões, devido, principalmente, ao clima favorável da região (FREIRE; BALDI, 2014). De acordo com Ribeiro et al. (2018), ao longo da área de estudo, o cultivo de camarão ocupa uma área de aproximadamente 2,8 km² e causa, juntamente com a ocupação urbana, um forte impacto na vegetação do entorno. Além do desmatamento de áreas de manguezal para a construção desse tipo de empreendimento, a retilinização de canais para o abastecimento de zonas de carcinicultura, o assoreamento de rios, a degradação do solo e erosão são fatores que geram impactos ao ecossistema de manguezal, de modo a impedir seu desenvolvimento e/ou expansão (OLIVEIRA; MATTOS, 2007; FERNANDES et al., 2018).

As análises de sensoriamento remoto por imagens de satélites (Figura 23) indicaram uma tendência de expansão do manguezal na área de estudo entre 1984 (2,93 km²) e 2010 (4,90 km²), principalmente para regiões de planícies alagadas e para campos abandonados de carcinicultura. Um ténue decréscimo da área de manguezal foi analisado pontualmente em 2021 (4,49 km²), provavelmente associado ao aumento de novas fazendas de camarão, como observado na Figura 23.

De acordo com os dados de drone obtidos em 2019, a carcinicultura ocupa aproximadamente 0,43 km² da área de estudo sobrevoada pelo drone (Figura 24), sendo representada principalmente por estações desativadas, enquanto os manguezais ocupam uma área aproximada de 3,63 km² (Figura 24), representados majoritariamente por *Rhizophora* e *Avicennia*. Além disso, pode-se constatar um aumento expressivo na estatura da composição arbórea do manguezal entre os anos de 2018 e 2019, observado nos modelos digitais de elevação (Figuras 25 e 28), com aumento médio em torno de 1 a 6 m, além do crescimento e adensamento de espécimes de *Laguncularia* em área ocupada por vegetação herbácea (Figura 6).

Desse modo, verifica-se que o manguezal, mesmo com a influência negativa da carcinicultura, registrada em campo e por técnicas de geoprocessamento, apresentou alta capacidade de regeneração natural, como evidenciado pelo aumento na estatura das árvores e sua expansão para outros setores, indicando um processo de recolonização e desenvolvimento na área de estudo.

7.1.2 Canal de maré: Fase I (310 - 240 cm; ~6494 a ~6748 anos cal AP)

A evolução costeira no Rio Grande do Norte, nordeste do Brasil, tem sido controlada principalmente por variações do nível do mar, correntes e padrão do transporte de dunas ao longo da costa (CALDAS, 2002). Nessa região, de acordo com o Modelo Global de Peltier (1998), durante o UMG, ~20.000 anos cal AP, o nível do mar estava aproximadamente 107 m abaixo do nível atual. Com essa retração marinha, terraços arenosos cobertos por cristas de praia foram formados, vales fluviais tornaram-se incisos e um delta se formou na desembocadura do Rio Ceará Mirim (PELTIER, 1998).

De acordo com Peltier (1998), o nível do mar subiu acima do nível atual após ~7000 anos cal AP, e a descrição de fácies e os dados isotópicos e elementares do testemunho NAT11 (Figuras 35 e 36; Tabela 8) indicam que o local de estudo apresentou um canal de maré estuarino/marinho desde a base do testemunho, há pelo menos ~6494 anos cal AP (idade invertida). A sucessão de fácies de areia maciça (Sm) seguida de estratificação heterolítica *flaser* (Hf) para esse ambiente está de acordo com o proposto por Reineck e Wunderlich (1968) e Moraes et al. (2017) para um canal de maré, caracterizado por sedimentos arenosos dispostos em finas sequências ascendentes com seixos confinados à parte basal com superfície afiada e erosiva (THOMAS et al., 1987; TUCKER, 2001). A base erosiva dessa associação de fácies é indicativa de fluxo de energia médio/alto, enquanto as sucessões de refinamento ascendente registram pulsos de fluxos de energia decrescente ao longo do tempo.

A relação entre $\delta^{13}\text{C}$ x C/N, de acordo com a Figura 49, indica uma influência de carbono orgânico dissolvido (COD) marinho com dominância de plantas C3 (DEINES, 1980) para o intervalo de ~6494 a ~6748 anos cal AP. Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ (4,2 a 1,6‰) indicam mistura de matéria orgânica de plantas terrestres e aquática (SUKIGARA; SAINO, 2005; FRANÇA et al., 2014) e valores de $\delta^{13}\text{C}$ em torno de -24‰ sugerem influência marinha (DEINES, 1980; MEYERS, 1994), assim como a presença de conchas no testemunho ao longo desse período (Figura 26). A fonte de carbono inorgânico para organismos marinhos é o bicarbonato dissolvido que apresenta valor de $\delta^{13}\text{C} \sim 0$, com conseqüente enriquecimento

isotópico da matéria orgânica para valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -24 e -22 ‰ (MEYERS, 1994; WILSON et al., 2005).

De acordo com a Tabela 7, o valor médio de C/S de 2,1 também sugere uma influência marinha nesse período (BERNER; RAISWELL, 1984) e razão C/N (24,7 a 5,1) indica uma mistura de matéria orgânica de plantas vasculares e algas (MEYERS, 1994; TYSON, 1995). Valores de C/N <10 indicam dominância de algas e de C/N >12 indicam plantas vasculares (MEYERS, 1994; TYSON, 1995). Essa interpretação está de acordo com o registro de elevação do nível do mar no Holoceno inferior na região do Rio Grande do Norte, indicando uma incursão marinha sobre o continente, assim como foi proposto por Peltier (1998), Bezerra et al. (2003), Boski et al. (2015) e Ribeiro et al. (2018).

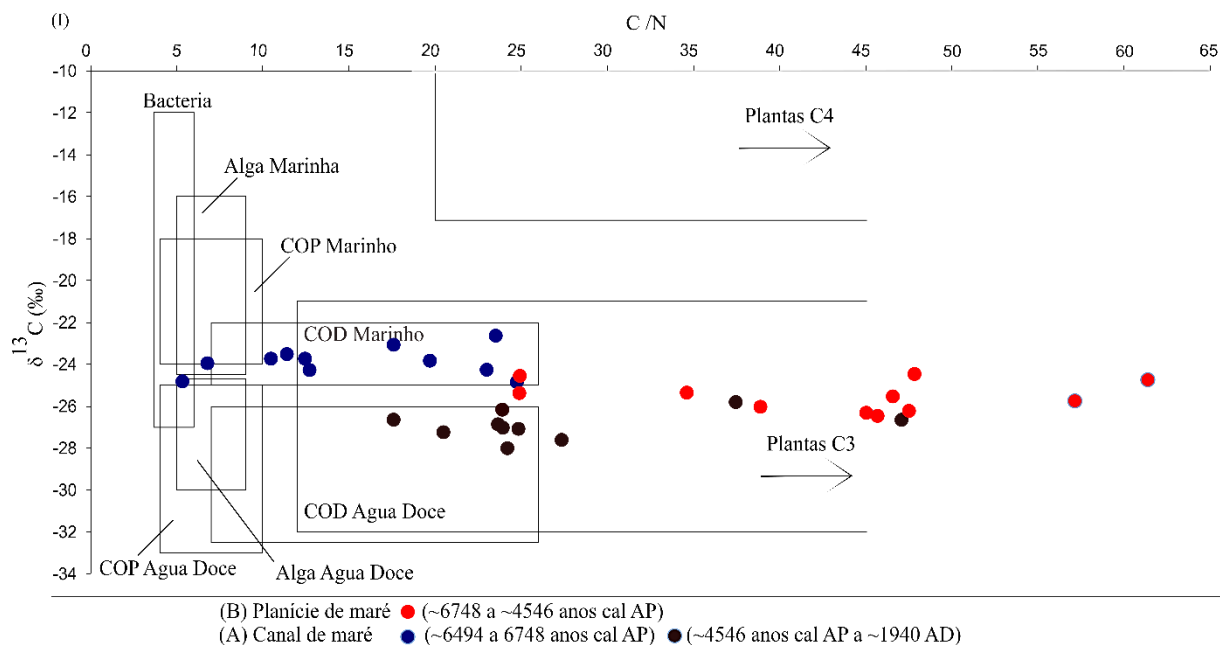


Figura 49 - (I) Valores $\delta^{13}\text{C}$ x C/N da matéria orgânica do testemunho NAT11. COP: Carbono orgânico particulado; COD: Carbono orgânico dissolvido. Interpretação baseada em Meyers (1994), Cloern et al. (2002) e Lamb et al. (2006).

A análise ED-FRX revelou uma tendência de altos valores de Ca (14 a 24 g/kg) e Sr (70 a 285 mg/kg), assim como uma tendência de altas razões Sr/Ca (Figura 35/Tabelas 8), o que reforça a influência marinha (LIU et al., 2014b; YAO et al., 2022) nesse período.

Essa associação de fácies (310 - 205 cm) também é marcada por baixos valores de COT (\bar{x} = 0,56%) e baixa quantidade de grãos de pólen e esporos (Figura 35; Tabela 7), insuficientes para uma análise estatística, o que pode estar associado à elevada hidrodinâmica causada pelo aumento do NRM pós-glacial.

7.1.3 Planície de maré com manguezal (~6748 a ~4546 anos cal AP)

O padrão de granodecrescência ascendente, com fácies de areia maciça e acamamento heterolítico *flaser* na base migrando para um acamamento heterolítico *wavy* na porção superior (Figuras 32, 33 e 35), revela um processo de preenchimento de um canal ativo, o qual foi abandonado, devido a migração lateral de canal (REINECK; WUNDERLICH, 1968), formando assim uma planície de maré. Provavelmente, a estabilização do nível do mar durante esse período favoreceu a maior deposição de sedimentos mais finos (silte/argila) com fluxo alternado de energia através da ação das ondas de maré, o que permitiu a formação de uma planície de maré (FRANÇA et al., 2016). Esse tipo de ambiente deposicional proporciona condições favoráveis para a preservação de grãos de pólen provenientes da vegetação do entorno no momento em que os sedimentos foram depositados (COHEN et al., 2008).

Evidências palinológicas (Figura 36) indicam o amplo desenvolvimento da vegetação de mangue (55-92%), caracterizado majoritariamente por grãos de *Rhizophora*, o que sugere sua presença no local/próximo da coleta e a provável estabilização do NRM. Indicadores marinhos (2-27%) também associam a provável influência estuarina (KUMARAN et al., 2004) entre ~6748 a ~4546 anos cal AP). A vegetação herbácea (6-44%) provavelmente ocupava planícies de maré nas margens do estuário/canal de maré, enquanto árvores e arbustos (1-9%) ocupavam o planalto.

Os binários $\delta^{13}\text{C} \times \text{C/N}$ e $\delta^{15}\text{N} \times \delta^{13}\text{C}$ (Figuras 49 e 50) indicam a presença minoritária de COD marinho e majoritária de plantas C3 e uma mistura de algas de água doce e plantas C3 (SCHIDLOWSKI et al., 1983; MEYERS, 1994), respectivamente, sugerindo influência estuarina, ambiente típico de uma planície de maré com mangue. Os valores médios aumentados de 0,56% para 6% e de 0,05% para 0,13% de COT e NT, respectivamente, e valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais empobrecidos (~-25 a ~-27‰) (Figura 35; Tabela 7) podem ser atribuídos ao desenvolvimento/expansão do mangue no/próximo ao local de estudo. O valor médio para $\delta^{15}\text{N}$ de 3,4‰, sugere uma mistura de plantas terrestres e matéria orgânica aquática (~5,0‰, SUKIGARA; SAINO, 2005). Os valores de C/N (\bar{x} = 44) indicam contribuição de matéria orgânica de plantas vasculares.

A razão C/S (Figura 35; Tabela 7) teve um aumento substancial ao longo desse período, variando de 2,2 (200 cm) a 19,8 (120 cm) e indicando uma redução da influência marinha, de ~6748 anos cal AP a ~5176 anos cal AP (idade R-bacon, 120 cm). A análise ED-FRX indica uma tendência semelhante com a diminuição dos valores de Sr (50 a 119 mg/kg) e Ca (13 a 15 g/kg), assim como uma tendência de diminuição da razão Sr/Ca (Figura 35), também sugerindo uma redução da influência marinha (LIU et al., 2014b; YAO et al., 2022) no período.

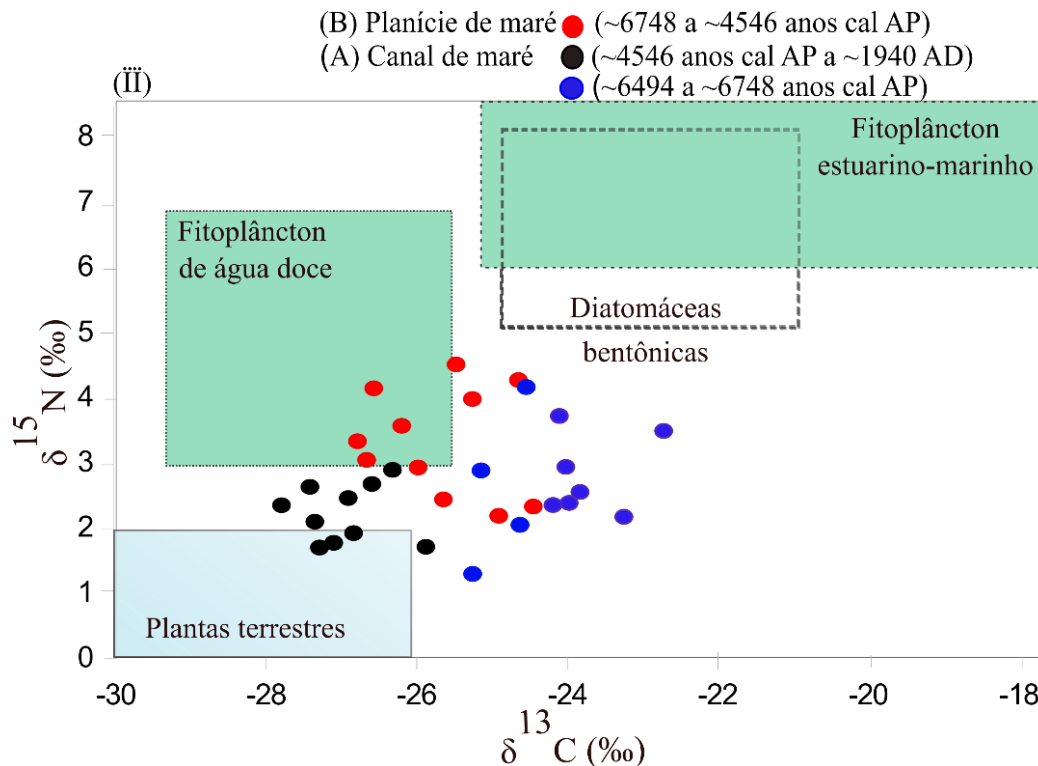


Figura 50 - (II) Valores $\delta^{15}\text{N}$ x $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica do testemunho NAT11. Interpretação baseada em Meyers (1994), Cloern et al. (2002) e Lamb et al. (2006).

7.1.4 Canal de maré: Fase II (100 - 0 cm; ~4546 anos cal AP a ~1940 AD)

Por volta de 5000 anos cal AP iniciou-se uma regressão marinha (PELTIER, 1998; BEZERRA et al., 2003; ANGULO et al., 2006), que resultou em uma diminuição do NRM, ocorrendo a formação de canais de maré com deposição arenosa. Provavelmente essa sequência regressiva é representada no testemunho NAT11 entre 100 e 0 cm (~4546 anos cal AP a ~1940 AD) devido a maior deposição de areia (Figura 35).

Essa fase é marcada pela diminuição da porcentagem de mangue (10-57%) e aumento de ervas (29-81%) representadas principalmente por Cyperaceae e Poaceae (Figura 36). A interrupção do desenvolvimento do mangue durante esse período indica condições desfavoráveis a sua expansão, o que pode ser devido ao aumento da deposição de areia. Nesse sentido, observou-se um aumento da porcentagem dos grãos de *Laguncularia* (0-7%) (Figura 36), tendo em vista que esse gênero apresenta maior adaptabilidade a substratos arenosos (SCHAEFFER-NOVELLI et al., 1990). Provavelmente essa diminuição do registro de mangue está relacionada à dinâmica do canal de maré associado à diminuição do NRM e ao transporte de areia.

Além disso, a diminuição de indicadores marinhos (0-4%) e aumento das porcentagens de grãos de pólen de *Typha* (5-14%) e Esporos (1-7%) e razão C/S em torno de 12 (Figura 36), sugerem uma diminuição da influência marinha devido à descida do NRM associado a

condições climáticas mais úmidas (PESSENDA et al., 1998, 2009, 2012; COHEN et al., 2021) e ao aumento das vazões dos rios da região no Holoceno superior (COHEN et al., 2021).

O valor médio de $\delta^{15}\text{N}$ de $\sim 2,2\%$ indica maior contribuição de matéria orgânica terrestre ($\sim 1\%$, PETERSON; HOWARTH, 1987). Os resultados de C/N ($\bar{x} = 27$) também indicam uma tendência semelhante, com influência da matéria orgânica de plantas vasculares e terrestres (>20 , plantas vasculares, MEYERS, 1994; TYSON, 1995), assim como valores de $\delta^{13}\text{C}$ em torno de -27% . O diagrama binário $\delta^{13}\text{C}$ e C/N (Figura 35) revela a influência da matéria orgânica de plantas terrestres C3, seguido de um aumento da influência da água doce. A diminuição dos valores de COT ($\bar{x} = 1,5\%$) e NT ($\bar{x} = 0,06\%$) provavelmente estão associados ao decréscimo da vegetação de mangue e/ou à oxidação da matéria orgânica (FRANÇA et al., 2015).

Os valores de Ca (13 - 15 g/kg) e Sr (94 - 54 mg/kg) permaneceram constantes, assim como a razão Sr/Ca (Figuras 34 e 35), reforçando a redução da influência marinha desde o Holoceno médio-superior, em consonância com a descida no NRM.

Este período registra características ambientais (nível do mar e clima) similares ao observado no presente na região de estudo.

7.1.5 Processos alogênicos e autogênicos

Estudos paleoambientais ao longo do litoral brasileiro durante o Pleistoceno-Holoceno indicaram que os processos alogênicos, que são forçantes externas ao sistema costeiro que geram mudanças do mesmo, tais como os eventos eustáticos, tectônicos e climáticos (BEERBOWER, 1964), foram os principais fatores que impulsionaram a dinâmica dos manguezais e geomorfologia costeira (COHEN et al., 2012, 2020, 2021; PESSENDA et al., 2012; BUSO JUNIOR et al., 2013; GUIMARÃES et al., 2013; FRANÇA et al., 2015, 2016; FONTES et al., 2017; RODRIGUES et al., 2021).

No entanto, Moraes et al. (2017) relataram que em escalas de décadas os processos autogênicos podem ter controlado a dinâmica da vegetação, pois operam localmente e estão relacionados à dinâmica natural do ambiente deposicional (Moraes et al., 2017; Ribeiro et al. 2018), como a ação de marés e tempestades, migração lateral de canais de maré, barras fluviais e de praia, meandramentos, avulsão de canais e comutação de delta (CECIL, 2013).

No contexto das variações do NRM no litoral do Rio Grande do Norte, o nível do mar esteve acima do atual após ~ 7000 anos cal AP na área de Touros, aproximadamente 85 km de Natal, atingindo um máximo de 2,0 m em ~ 5000 anos cal AP e, em seguida, caiu gradualmente para sua posição atual (PELTIER, 1998) (Figura 51-d). A curva de nível do mar proposta por

Angulo et al. (2006) para as regiões nordeste, sudeste e sul do Brasil, também sugere uma queda gradual do NRM, sem oscilações secundárias, após atingir seu máximo em ~5500 anos cal AP (Figura 51-b). A Curva de Salvador, nordeste do Brasil, proposta por Suguio et al. (1985) mostra que o nível do mar começou a subir acima do nível do mar moderno antes de 7000 anos AP e atingiu o nível máximo de ~5 m em ~5100 anos AP (5660 anos cal AP, Martin et al., 2003) com duas oscilações negativas (Figura 51-a). Na região do Rio Grande do Norte, outros estudos relatam níveis máximos de 1,2 a 4,0 m acima do nível do mar atual entre ~5800 – 5000 anos cal AP (BEZERRA et al., 2003; STATTEGGER et al., 2004). No entanto, a curva apresentada por Bezerra et al. (2003) mostra pelo menos uma oscilação negativa do nível do mar após o nível máximo (Figura 51-c). Os autores sugerem que o comportamento do nível marinho durante o Holoceno superior na região foi provavelmente influenciado pela tectônica e por padrões de ondas e ventos.

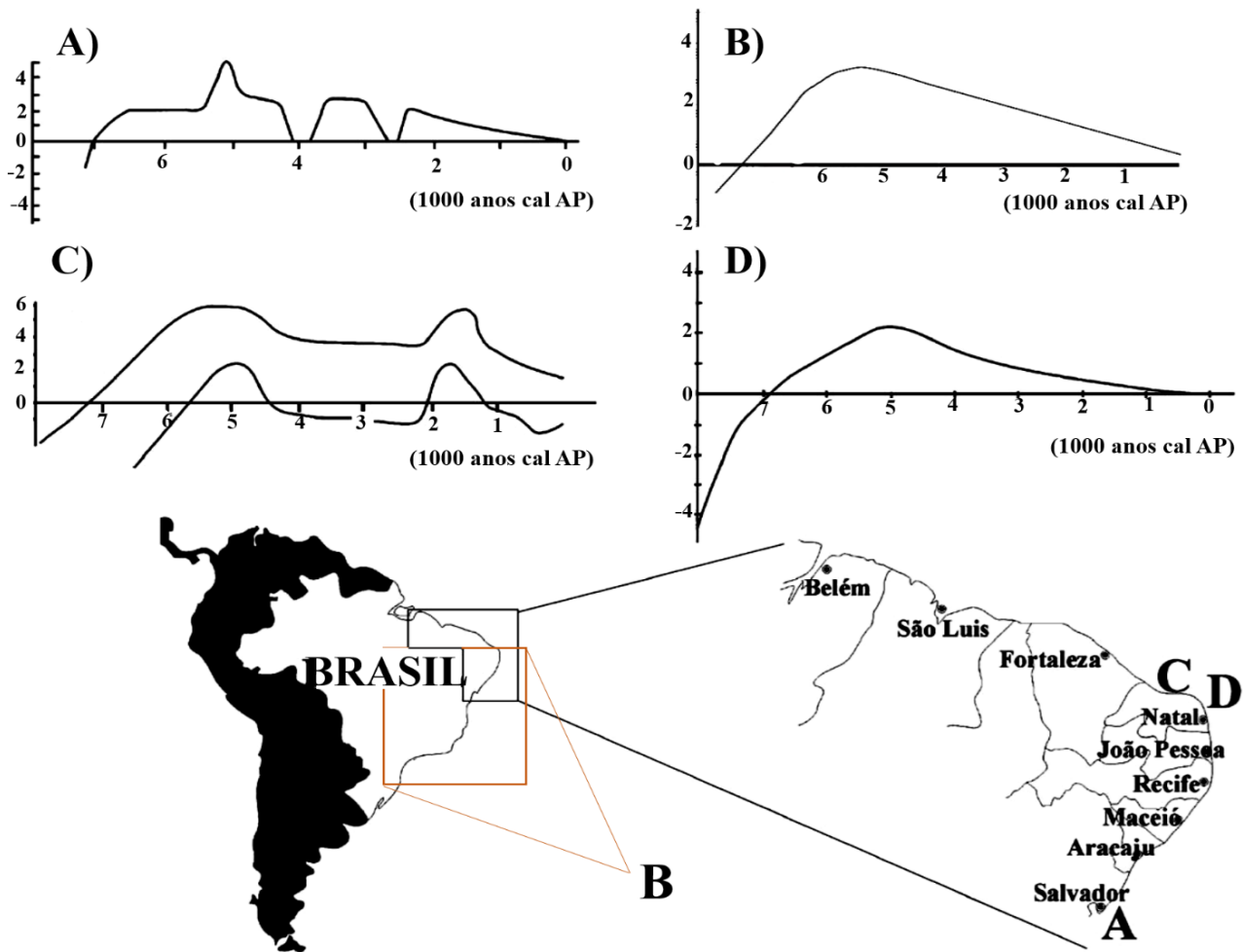


Figura 51 - Curvas do NRM propostas para a costa brasileira e suas localizações: A) Martin et al. (2003); B) Angulo et al. (2006); C) Bezerra et al. (2003); D) Peltier (1998). Modificado de Caldas et al. (2006).

Ribeiro et al. (2018) desenvolveram estudo palinológico em testemunhos de mangue no litoral do Rio Grande do Norte que revelou influência estuarina com o desenvolvimento de manguezais desde ~7000 anos cal AP. Em relação às mudanças climáticas, os autores sugerem que a descarga fluvial nessa região não mudou significativamente para a ocorrência de uma planície de maré hipersalina ou planície de inundação de água doce. Ambas as situações são inadequadas para o desenvolvimento da vegetação de mangue, que ocorre naturalmente ao longo de gradientes de salinidade de 10 a 90 (COHEN; LARA, 2003).

De acordo com Caldas (2002), a sedimentação costeira no litoral do Rio Grande do Norte durante o Holoceno tem sido controlada principalmente pela variação do nível do mar, correntes longitudinais e avanço de dunas ativas ao longo da costa. Durante a transgressão do Holoceno, grandes quantidades de sedimentos da plataforma interna foram transportadas em direção ao continente, produzindo sistemas ilha-barreira (CALDAS, 2002). Alguns autores relataram a deposição relacionada a sistemas ilha-barreira em períodos de elevação do NRM ao longo da costa leste do Brasil (BITTENCOURT et al., 1979; DOMINGUEZ; WANLESS, 1992; MARTIN; DOMINGUEZ, 1994). Tais sistemas podem promover a formação de lagunas e planícies de maré que são conectadas ao mar aberto por canais de maré e/ou entradas de maré (STATTEGGER et al., 2006). Durante o nível de mar alto do Holoceno, provavelmente, também se iniciou a formação de dunas costeiras, que foi aumentada durante a etapa de regressão à medida que a ação dos ventos se tornou mais intensa (STATTEGGER et al., 2006). Além disso, o transporte de sedimentos pelas correntes longitudinais ao longo da costa do Rio Grande do Norte, provavelmente fechou os canais de maré antigos que ligavam as planícies de maré/lagunas ao mar, e o transporte de dunas foi intensificado com deposição de cristas de areia regressivas na costa (CALDAS, 2002).

Verifica-se, portanto, que a combinação da descida do NRM, correntes costeiras e formação de dunas costeiras tiveram importância fundamental na evolução dessa linha de costa (STATTEGGER et al., 2006), como observado no testemunho NAT11 pela migração lateral de canal a partir do Holoceno superior (~4546 anos cal AP a ~1940 AD). Nesse caso, tanto o avanço das dunas quanto o transporte de sedimentos podem ter contribuído para a sedimentação da margem interna da planície de maré após a descida do NRM, transformando-a em um canal de maré, além da interação entre a vazão do rio e as ondas de maré. Esse processo pode ter causado a erosão das margens externas do canal e em alguns trechos da costa, promovendo a perda de áreas de mangue (VITAL et al., 2006; MORAES et al., 2017).

Ressalta-se que a migração lateral da linha de costa depende do equilíbrio entre a oferta sedimentar, neste caso principalmente do Rio Ceará Mirim, e do espaço de acomodação disponível, controlado pelo NRM, em determinado intervalo de tempo (RIBEIRO et al., 2018). A sedimentação a longo prazo é geralmente impulsionada por processos alogênicos, que produzem impactos mais amplos no registro sedimentar, do que processos autogênicos (WALKER, 1992).

Em síntese, o testemunho NAT11 apresentou uma alternância de fácies representativas de canal de maré (fácies A) e planície de maré (fácies B), com um padrão de granodecrescência ascendente e descendente, com fácies de areia maciça e acamamento heterolítico *flaser* na base migrando para um acamamento heterolítico *wavy* na porção superior, e novamente migrando para fácies de areia maciça até o topo. Essas mudanças revelam um processo de abandono/preenchimento de um canal de maré de acordo com sua migração lateral, seguido do desenvolvimento de uma planície de maré com manguezal por volta de 6748 anos cal AP (nível de mar alto) e posterior retorno do canal de maré após ~4546 anos cal AP (descida do NRM). A alternância entre maior e menor concentração de pólen de manguezal, sugere fases de estabelecimento, expansão e perda de sua área. Essas características são consistentes com períodos alternados de erosão e deposição, típicos de sucessões de canais (ALLEN, 1982; MCLAURIN; STEEL, 2007). Tal interpretação indica que o estabelecimento da vegetação de mangue foi controlado pela dinâmica do canal de maré (processo autogênico), associado às variações do nível do mar e sedimentação costeira (processos alogênicos) durante o Holoceno.

7.2 RBN1 – ESPÍRITO SANTO

7.2.1 Holoceno médio-superior: Bacia estuarina central (~4864 a ~3137 anos cal AP)

A morfologia costeira das regiões nordeste e sudeste do Brasil foram afetadas pelo aumento do nível do mar devido ao degelo pós-glacial durante o Holoceno inferior-médio, com um nível de 2 a 5 metros acima do nível médio do mar atual em torno de ~5500 a 5000 anos AP (SUGUIO et al., 1985; MARTIN et al., 2003; ANGULO et al., 2006). Esse aumento do NRM causou uma transgressão marinha e a inundação de vales fluviais com a reativação de paleoestuários e a migração de manguezais para o interior do continente (CASTRO et al., 2013; COHEN et al., 2014; BUSO JUNIOR et al., 2013a, b; LORENTE et al., 2014). No entanto, durante o Holoceno médio-superior ocorreu uma queda gradual do NRM (ANGULO et al., 2006; CALDAS et al., 2006), que converteu estuários em deltas (COHEN et al., 2014; FRANÇA et al., 2015) e florestas de mangue migraram em direção ao mar (PESSENDA et al., 2012; FONTES et al., 2017; COHEN et al., 2020a).

Um sistema estuarino, provavelmente uma bacia estuarina central (associação de fácies A; Figura 41; Tabela 11), que se desenvolveu durante a transgressão do Holoceno, foi registrado no testemunho RBN1, posicionado 0,1 m acima do nível médio do mar, em torno de ~4864 anos cal AP, com granulometria representada apenas por silte e argila caracterizando uma lama maciça. Essa classificação está de acordo com Dalrymple et al. (1992) que registra que dentro de um estuário o sedimento é mais grosso nas zonas marinhas e fluviais, e mais finos na zona central, onde o maior teor de silte-argila indica menor energia hidrodinâmica, característica da bacia central do estuário. O desenvolvimento de um estuário é influenciado pelo aumento do NRM, permitindo acomodação de sedimentos e ocorre principalmente em planícies costeiras com amplas plataformas e vales inundados (SWIFT, 1975; ROSSETTI, 2008). Para Boyd et al. (1992) e Dalrymple et al. (1992), o estuário representa a porção voltada para o mar de um vale inundado, caracterizado por uma interação de processos fluviais e marinhos (por exemplo, aporte de sedimentos fluviais, intrusões de água doce/salgada, marés, ondas), sendo o limite terrestre em sua cabeceira e o limite marítimo em sua foz. O equilíbrio entre o afluxo fluvial e as correntes de maré ocorre na sua bacia central (ROSSETTI, 2008).

O binário $\delta^{13}\text{C}$ x C/N (Figura 52) apresenta na fácies A (bacia estuarina) matéria orgânica proveniente de carbono orgânico dissolvido (COD) marinho e plantas terrestres C3. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais enriquecidos (~-23‰) e razão C/N de ~20 na base do testemunho (~4864 anos cal AP) indicam uma influência de matéria orgânica continental (plantas C3), seguido por uma tendência de empobrecimento de $\delta^{13}\text{C}$, variando entre ~-23 a -27‰

($\bar{x} = -25\text{‰}$), o que sugere predomínio de plantas C3, gramíneas e/ou árvores (-32‰ a -21‰ ; DEINES, 1980) entre ~ 4864 e ~ 3137 anos cal AP (220 cm; idade R-bacon), próximo ao local de amostragem.

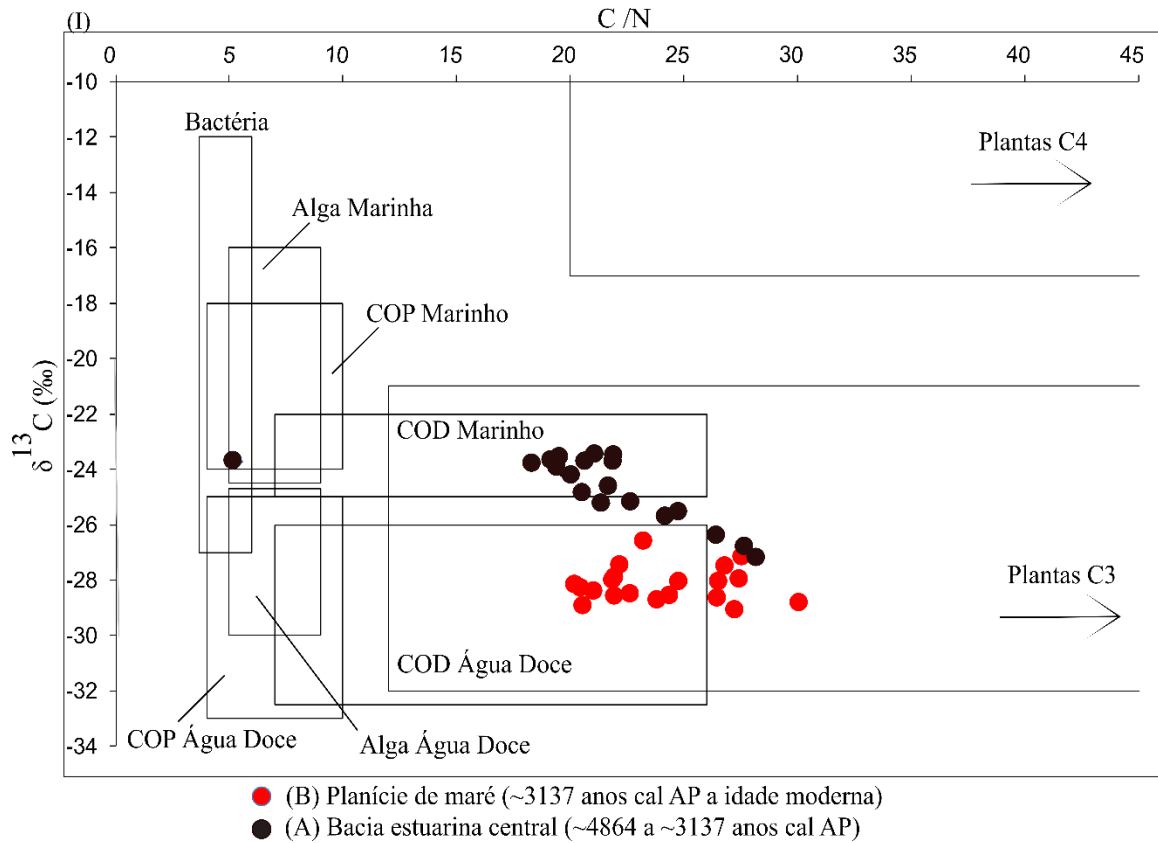


Figura 52 - (I) Valores $\delta^{13}\text{C}$ x C/N da matéria orgânica do testemunho RBN1. COP: Carbono orgânico particulado; COD: Carbono orgânico dissolvido. Interpretação baseada em Meyers (1994), Cloern et al. (2002) e Lamb et al. (2006).

Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ entre $7,2\text{‰}$ e $4,4\text{‰}$ ($\bar{x} = 6,5\text{‰}$) e de $\delta^{13}\text{C}$ entre -23 e -27‰ ($\bar{x} = -25\text{‰}$) no binário da Figura 53 indicam predomínio de matéria orgânica aquática (PETERSON; HOWARTH, 1987; FELLERHOFF et al., 2003), constituída de fitoplâncton marinho e de água doce. As algas normalmente usam nitrogênio inorgânico dissolvido, que é enriquecido isotopicamente em ^{15}N de 7‰ a 10‰ em relação ao N atmosférico (0‰), enquanto plantas terrestres, que usam N_2 derivado da atmosfera, têm valores de $\delta^{15}\text{N}$ variando de 0‰ a 2‰ (MEYERS, 2003).

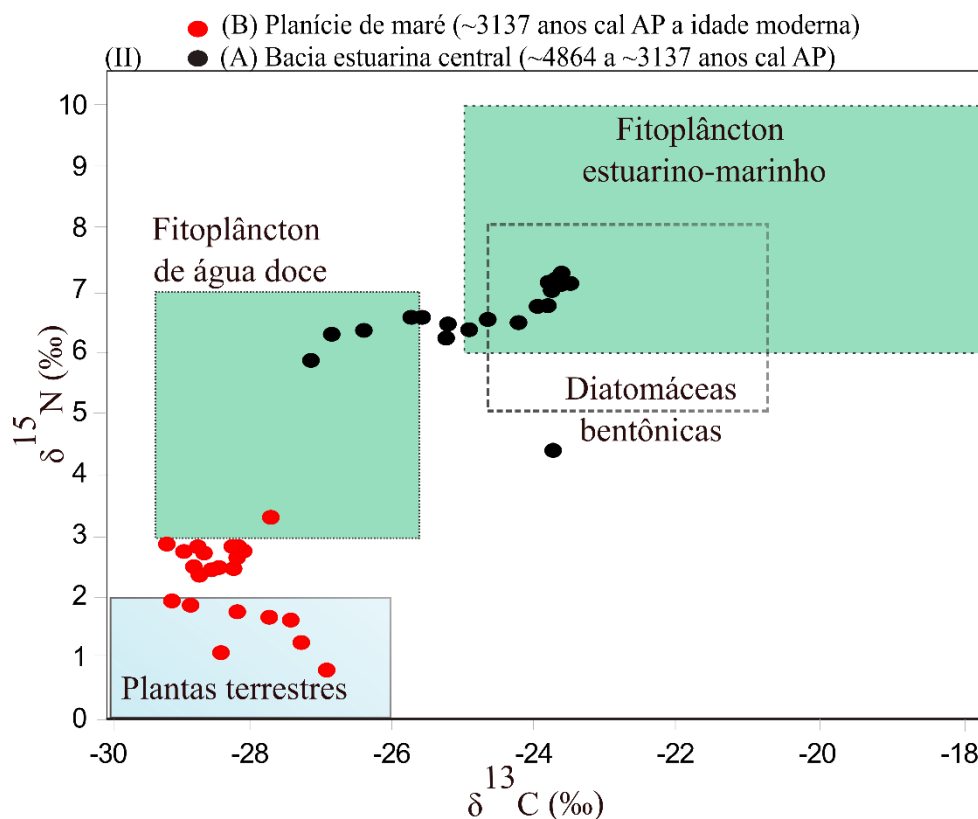


Figura 53 - (II) Valores $\delta^{15}\text{N}$ x $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica do testemunho RBN1. Interpretação baseada em Meyers (1994), Cloern et al. (2002) e Lamb et al. (2006).

Os valores relativamente baixos de COT, entre 1,6 e 3,6 % (Figura 41; Tabela 10), geralmente ocorrem em ambientes lagunares e estuarinos acima das plataformas internas (TYSON, 1995). C/S variou de 1,7 a 8,8 (\bar{x} = 4,3) (Figuras 40 e 41; Tabela 8) indicando influência marinha (BERNER; RAISWELL, 1984). Os dados de ED-FRX (Figura 40; Tabela 11) revelaram uma tendência de altas concentrações de Ca (49 a 150 g/kg) e Sr (510 a 15790 mg/kg), assim como uma tendência de altos valores da razão Ca/Ti (12,52 a 40,06), sugerindo também a influência marinha nesse período (LIU et al., 2014b).

A assembleia polínica (Figura 42) apresentou grãos de pólen de mangue (2-15%) de vegetação provavelmente situada ao longo/próximo da margem do estuário, caracterizados por *Avicennia* (0-7%), *Rhizophora* (0-4%) e *Laguncularia* (0-4%), além de árvores e arbustos (38-59%) e ervas (25-45%). As porcentagens relativamente altas de grãos de pólen provenientes de árvores e arbustos terrestres podem ser atribuídas à vegetação Mata Atlântica que circunda a área de estudo em topografias mais elevadas, e favorece um alto influxo pelos ventos de superfícies mais altas para as mais baixas (HICKS; HYVÄRINEN, 1999; WENG et al., 2004). Esse intervalo apresenta reduzida cobertura de mangue provavelmente devido à inundação do vale ocasionada pela transgressão. A maior porcentagem na ocorrência de *Avicennia* pode estar

associada à sua maior adaptabilidade a ambientes com maior salinidade (HOGARTH, 2007). De acordo com Behling et al. (2001), grãos de pólen de *Rhizophora* podem ser transportados pelo vento, enquanto a capacidade de dispersão ou transporte pelo vento do pólen de *Avicennia* e *Laguncularia* é baixa. Assim, a ocorrência desses grãos de pólen é indicativa da presença de vegetação de mangue próxima ao local de deposição. A ocorrência de indicadores marinhos (4-24%) como foraminíferos e cistos de dinoflagelados reforça a influência marinha (TYSON, 1995) entre ~4864 e ~3137 anos cal AP (Figura 42).

A integração dos dados indica uma contribuição de matéria orgânica de origem marinha (fitoplâncton marinho) em torno de ~4864 anos cal AP seguido por tendência de diminuição desta influência e aumento da contribuição de fitoplâncton de água doce e matéria orgânica terrestre até ~3137 anos cal AP, como observado nos binários $\delta^{13}\text{C} \times \text{C/N}$ e $\delta^{13}\text{C} \times \delta^{15}\text{N}$ e diagramas polínicos (Figuras 41,42, 52 e 53.).

7.2.2 Holoceno superior: Planície de maré (~3137 anos cal AP até o presente)

Os binários $\delta^{13}\text{C} \times \text{C/N}$ e $\delta^{15}\text{N} \times \delta^{13}\text{C}$ (Figura 52 e 53) indicam uma tendência gradual de mudança do COD marinho para COD de água doce evidenciando a transição de uma bacia estuarina (associação de fácies A) para uma planície de maré (associação de fácies B, Figura 31). Essa mudança sugere a diminuição da influência marinha no local de estudo de ~3137 anos cal AP até o presente, como resultado da queda do NRM e pela tendência de aumento da umidade no Holoceno médio-superior no território nacional (LEDRU, 1993; LEDRU et al., 1998, 2009; PESSENDA et al., 1996, 1998, 2004, 2009). No litoral sul da Bahia foi relatado um aumento da precipitação e da descarga fluvial durante o Holoceno superior (FONTES et al., 2017; FIGUEIREDO et al., 2021). Essa maior umidade pode ter sido desencadeada por meio da intensificação gradual do sistema de monções de verão na América do Sul devido à migração gradual da ZCIT para posições ao sul, como resposta ao aumento da insolação de verão no Hemisfério Sul (LEDRU et al., 1998; WANNER et al., 2008). Essa interpretação se coaduna com dados de $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas do sul e sudeste do Brasil, que indicaram que durante o Holoceno médio-superior as monções de verão se tornaram mais intensas (CRUZ et al., 2005, 2006).

Nesta fase o percentual de pólen de mangue aumentou no local de estudo (6-21%), representado por *Rhizophora* (2-10%), *Avicennia* (3-9%) e *Laguncularia* (2-7%) (Figura 42). De acordo com Cohen et al (2020), os manguezais tendem a se estabelecer e se desenvolver ao longo de planícies de maré lamacentas, onde os perfis topográficos são determinados pela interação de múltiplos fatores ambientais, incluindo a vazão do rio, regime de marés, ação das

ondas e correntes litorâneas, taxas de suprimento de sedimentos, tipo de sedimento e topografia costeira. Além disso, a maior porcentagem de pólen de *Rhizophora*, comparado à fase anterior, pode estar associado à migração da linha de costa para o mar em resposta à descida do NRM, e como mencionado anteriormente, com tendência a maior influência de fontes de água doce associadas ao aumento da precipitação e da descarga fluvial, e diminuição do gradiente de salinidade. A *Rhizophora*, que tem menor tolerância à salinidade do que a *Avicennia* (KRISHNAMURTHY et al., 2017), ocorre em planícies de maré mais baixas, enquanto a *Avicennia* e *Laguncularia* tendem a ocupar planícies de maré mais altas e com maior salinidade (COHEN; LARA, 2003; COHEN et al., 2018). O registro de pólen para essa fácies apresentou alta concentração de ervas (30-63%) que ocorrem em planícies arenosas topograficamente mais altas, do que as planícies de maré ocupadas por manguezais, árvores e arbustos (20-51%) e palmeiras (2-14%), em topografias mais baixas (Figura 42).

De acordo com a Tabela 10, o aumento de valores de COT e NT, de 3,2% para 10% e de 0,12% para 0,45%, respectivamente, e valores de $\delta^{13}\text{C}$ em torno de -28‰, podem ser atribuídos à expansão do mangue no local de estudo (Figura 42; Tabela 10). Deve-se destacar que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ para os gêneros *Avicennia*, *Laguncularia* e *Rhizophora* são em torno de ~-28‰ (PESSENDA et al., 2012; FRANÇA et al., 2019). A tendência de diminuição dos valores de $\delta^{15}\text{N}$ de 6,2 a 3,8‰ (\bar{x} = 4,8‰) sugere um aumento da influência da matéria orgânica terrestre (PETERSON; HOWARTH, 1987), e os resultados de C/N (\bar{x} = 25) também indicam um aumento na influência da matéria orgânica de plantas vasculares e terrestres (>12, plantas vasculares, MEYERS, 1994; TYSON, 1995) (Figura 42; Tabela 10). O aumento do percentual de grãos e pólen de *Typha* (10%), uma erva típica de ambientes de água doce, sugere menor salinidade na área. A salinidade da água intersticial registrada em campo, próximo ao ponto RBN1 foi de ~30, indicando condições estuarinas. Os dados apresentados nos diagramas binários confirmam a contribuição de plantas terrestres C3 e maior influência de água doce nesse período (Figura 42).

A diminuição da porcentagem de indicadores marinhos (1 - 10%, foraminíferos e dinoflagelados) e aumento dos valores da razão C/S de 1,5 a ~18 (Figura 42; Tabela 10) também indicam uma menor influência marinha na área. Uma tendência de menores concentrações de Ca (17 a 97 g/kg) e Sr (309 a 1185 mg/kg) (Figura 41; Tabela 11) em relação ao período anterior, assim como uma diminuição dos valores da razão Ca/Ti (Figura 41), reforçam a menor influência marinha nesse período. Além disso, o aumento da concentração de Br (54 a 154 mg/kg) associado ao aumento da matéria orgânica (YAO et al., 2018), se coaduna com maiores valores de COT e NT, provavelmente devido à expansão do mangue.

Em síntese, a sequência temporal da transição de uma bacia estuarina central para uma planície de maré está relacionada com a migração da linha de costa para o mar devido aos efeitos da queda do NRM no Holoceno médio-superior (ANGULO et al., 2006).

A intensificação do clima úmido durante esse período contribuiu para a maior descarga fluvial, promovendo a deposição de sedimentos, diminuição da influência marinha e dos gradientes de salinidade do estuário, que junto com outros fatores (por exemplo, características do substrato da planície de maré etc.), favoreceram o estabelecimento do ecossistema na região.

7.2.3 Mudanças no nível relativo do mar e do clima e dinâmica da costa e dos manguezais

Durante o Holoceno inferior, a elevação do nível do mar pós-glacial promoveu o desenvolvimento de manguezais sob condições estuarinas na região costeira do norte do Espírito Santo, na região que compreende a planície deltaica do Rio Doce, por volta de 7700 anos cal AP (BUSO JUNIOR et al., 2013b). Durante esta fase, a oferta de sedimentos fluviais para a costa também pode ter sido reduzida devido a um episódio climático mais seco/ menos úmido, o que contribuiu para o caráter transgressivo ao longo dessa costa (FRANÇA et al., 2015). No entanto, em resposta à queda do nível do mar durante o Holoceno superior (MARTIN et al., 2003; ANGULO et al., 2006), houve a translação da linha de costa para o mar, e a contribuição fluvial foi mais significativa nesse período devido a maiores descargas fluviais, que geraram depósitos continentais expressivos associados a um aumento no suprimento de sedimentos arenosos (BUSO JUNIOR et al., 2013b; COHEN et al., 2014; FRANÇA et al., 2015, 2016), produzindo depósitos progradacionais e formação de cordões arenosos sobre a lama transgressiva ao longo da planície costeira do Rio Doce. Com isso, o sistema deposicional evoluiu de um estuário para uma planície deltaica (CASTRO et al., 2013; FRANÇA et al., 2016). Além disso, esse período mais úmido registrado durante o Holoceno médio-superior (LEDRU et al., 1998; PESSENDA et al., 2009) pode ter causado um aumento do suprimento de sedimentos para esse sistema costeiro através da dispersão de areia proveniente do delta do Rio Doce que superou a quantidade de espaço disponível (FRANÇA et al., 2015). Provavelmente, durante essa fase ocorreu uma regressão marinha, pois parte dos sedimentos fluviais foram acumulados na plataforma continental interna, caracterizando sistemas deltaicos, como descrito ao longo do litoral de Linhares, (COHEN et al., 2014), a ~160 km ao norte do local de estudo.

O litoral sul da Bahia, região de Prado, nordeste do Brasil, ~250 km ao norte de Linhares, ES, apresentou sistema estuarino com planícies de maré colonizadas por manguezais por volta de 7400 anos cal AP (FIGUEIREDO et al., 2021). Essa dinâmica do manguezal foi

causada pela subida do NRM pós-glacial que afogou e inundou vales fluviais ao longo desse litoral no Holoceno inferior-médio. Por outro lado, durante o Holoceno superior, a queda do NRM provocou a migração de manguezais em direção ao mar e a expansão da vegetação herbácea ao longo do vale fluvial, sendo que atualmente essa vegetação está restrita a planícies de maré próximas ao litoral moderno (FONTES et al., 2017).

Portanto, o nível do mar alto combinado com a menor descarga fluvial durante o Holoceno inferior-médio formou estuários nos litorais da Bahia e Espírito Santo, enquanto que durante o Holoceno superior a queda do NRM associado a um clima mais úmido, provocou a migração da vegetação de mangue em direção ao mar com progradações em muitos setores do litoral do Espírito Santo, favorecendo a formação de deltas (COHEN et al., 2014, 2020a). No litoral sul da Bahia, região de Prado, provavelmente, o aporte sedimentar do Rio Jucuruçu e demais rios não apresentou volume suficiente para a formação de deltas. Em contrapartida, o Rio Doce apresentou uma descarga de sedimentos fluviais relativamente mais alta modificando a morfologia costeira em várias partes do litoral norte do Espírito Santo.

Do ponto de vista climático, a dinâmica dos manguezais tropicais foi mais suscetível às mudanças de precipitação do que de temperatura durante o Holoceno (PESSENDA et al., 2012; FRANÇA et al., 2013a, 2016; FONTES et al., 2017; COHEN et al., 2020a). Desse modo, mudanças no regime de chuvas durante o Holoceno provavelmente contribuíram para mudanças nos gradientes de salinidade estuarina e na dinâmica dos manguezais (LARA; COHEN, 2006; COHEN et al., 2020a; FIGUEIREDO et al., 2021). A costa Norte do Brasil, por exemplo, caracterizada por extensas planícies de maré e fortes influências fluviais, exibiu um cinturão de mangue contínuo, representado pelos gêneros *Rhizophora* e *Avicennia*, durante o Holoceno médio, provavelmente causado pela elevação do nível do mar pós-glacial associada a um período de descarga fluvial relativamente baixa. Sob esse cenário foi identificada uma substituição de árvores de *Rhizophora* por *Avicennia* à medida que a salinidade da água dos poros aumentou (COHEN et al., 2021), tendo em vista a maior tolerância da *Avicennia* em relação à *Rhizophora* (KRISHNAMURTHY et al., 2017). No Holoceno superior, no entanto, a vegetação de mangue foi substituída por vegetação de água doce devido ao aumento da precipitação e descarga fluvial que modificaram os gradientes de salinidade estuarina (COHEN et al., 2012). Em relação ao testemunho RBN1 do ES, as condições mais úmidas do Holoceno superior provavelmente diminuíram a salinidade da água dos poros proporcionando o aumento na porcentagem de pólen de *Rhizophora* (4 a 10%), e substituiu a *Avicennia* em planícies de maré mais baixas a partir de ~3137 anos cal AP em consonância com a descida do NRM.

Em suma, testemunho RBN1 (posicionado a ~3 km da atual linha de costa) indicou uma influência estuarina com a presença de mangue desde ~4864 anos cal AP, associado ao nível de mar alto do Holoceno médio, assim como outros registros ao longo da costa tropical brasileira (LORENTE et al., 2014; RIBEIRO et al., 2018; FONTES et al., 2017; FIGUEIREDO et al., 2021). Com a descida do NRM associado ao clima úmido no Holoceno médio-superior, a bacia estuarina formada na transgressão foi colmatada permitindo a emersão dos sedimentos e a formação de planícies de maré com manguezais. Portanto, verifica-se que as variações do nível do mar associadas às mudanças climáticas, como controladores da dinâmica da vegetação e do sistema costeiro, dependem das características geomorfológicas específicas de cada local de estudo (ROE; VAN DE PLASSCHE, 2005; WOODROFFE; MURRAY-WALLACE, 2012).

Dessa maneira, uma análise conjunta das flutuações do NRM e das mudanças no regime de precipitação permite compreender os mecanismos que determinam o estabelecimento, expansão e contração dos manguezais em escala milenar.

7.2.4 Dinâmica de manguezais no Espírito Santo no último(a) milênio/década, análises espaço-temporais e futuro dos manguezais

De acordo com França et al. (2016), um testemunho amostrado na planície deltaica do Rio Doce a ~2 km da costa, registrou que o local de estudo pode ter sido afetado por um aumento do NRM durante os últimos ~400 anos cal AP, conforme indicado por um aumento da contribuição de matéria orgânica estuarina e estabelecimento de vegetação de mangue. Tal elevação pode estar associada à tendência global de aumento do NRM de cerca de 1,8 mm/ano durante o século passado (IPCC, 2014; DANGENDORF et al., 2017; NEREM et al., 2018). Nas últimas décadas, com base em análise de séries temporais de imagens de satélite, foi registrado um aumento da vegetação de mangue no local (FRANÇA et al., 2016), provavelmente associado a uma elevação moderna do nível do mar no período (NEREM et al., 2018).

Bozi et al. (2021), com base em dados de pólen, geoquímicos e isotópicos de C e N, sugeriram um aumento do NRM nas últimas décadas em Guarapari, ES, a ~20km do testemunho RBN1, indicando uma influência marinha e uma expansão de mangue em planícies de maré arenosas e topograficamente mais elevadas, predominantemente ocupadas por ervas. As análises espaço-temporais, baseadas em imagens de satélites e drone, revelou aumento na área de mangue, de 458 ha em 1985 para 479 ha em 2018, representando um acréscimo de 4,6% (BOZI et al., 2021).

Tais cenários de aumento do NRM provavelmente causarão um aumento na frequência de inundações das marés, resultando na migração dos manguezais para topografias mais elevadas nas regiões sul da Bahia e sul do Espírito Santo, que apresentam topografia e morfologia costeira semelhantes (COHEN et al., 2020a), promovendo o estabelecimento de estuários. Ao longo do norte do Espírito Santo os manguezais devem responder à elevação do nível do mar de acordo com os subambientes da planície deltaica (por exemplo: canais, planícies de maré, lagoas e baías; BHATTACHARYA, 2011). Uma maior exposição desses subambientes ao fluxo hidrodinâmico devido à elevação do nível do mar pode causar o afogamento e/ou erosão e perda de áreas de mangue em um intervalo de tempo menor em comparação aos sistemas estuarinos (COHEN et al., 2014, 2020a; FRANÇA et al., 2016).

Nesse contexto, os manguezais devem permanecer no litoral atual e acompanhar gradualmente o aumento do NRM, dependendo das taxas de aumento do nível do mar e da relação entre o espaço de acomodação e o suprimento de sedimentos (CAHOON et al., 2006; COHEN et al., 2020a, b). Além disso, importante considerar que a resiliência dos manguezais frente à elevação do nível do mar depende também da geomorfologia costeira, descarga fluvial, amplitude de maré, tipo de sedimento/abastecimento, gradientes de salinidade estuarina e hidrodinâmica relacionada a marés, ondas e correntes (LARA; COHEN, 2006; LOVELOCK et al., 2015; SPENCER et al., 2016; WOODROFFE et al., 2016; RODRIGUES et al., 2021). A interação de cada um desses fatores determinará o destino do mangue local diante da elevação do nível do mar projetada para as próximas décadas (WOODROFFE; MURRAY-WALLACE, 2012; COHEN et al., 2014).

7.3 RP5 – SANTA CATARINA

7.3.1 Holoceno superior: Laguna (~1296 a ~110 anos cal AP)

Durante o NRM máximo do Holoceno médio (~5500 – 5000 anos AP) em torno de 2 a 4 m acima do atual para o litoral de Santa Catarina (SUGUIO et al., 1985; ANGULO et al., 1999, 2006), a Lagoa de São Antônio foi isolada parcialmente em função do desenvolvimento de uma barreira arenosa (GIANNINI et al., 2007). Com a queda e estabilização do NRM durante o Holoceno superior (ANGULO et al., 2006) e, principalmente, pelo aporte sedimentar do delta do rio Tubarão, iniciou-se o processo de colmatção e fechamento do sistema lagunar (GIANNINI, 1993).

Em relação ao testemunho RP5, verificou-se que uma laguna (associação de fácies A) foi estabelecida há pelo menos ~1296 anos cal AP (Figura 47) na área de estudo. As características do substrato do testemunho apoiam tal interpretação, pois foram identificados depósitos de areia maciça com granulometria de areia fina a muito fina e frações de silte, correspondente à classificação feita por Giannini (1993) para o sistema deposicional lagunar. O binário $\delta^{13}\text{C}$ x C/N a seguir, indica que a laguna se encontrava sob influência estuarina/marinha de ~1296 a ~110 anos cal AP (50 cm) – idade R bacon, indicada pelo carbono orgânico dissolvido (COD) de água doce e marinha na maioria das amostras, e onde se observa a menor influência marinha e maior de plantas C3 em direção ao topo do testemunho (MEYERS, 2003; LORENTE et al., 2020) (Figura 54; Tabela 13).

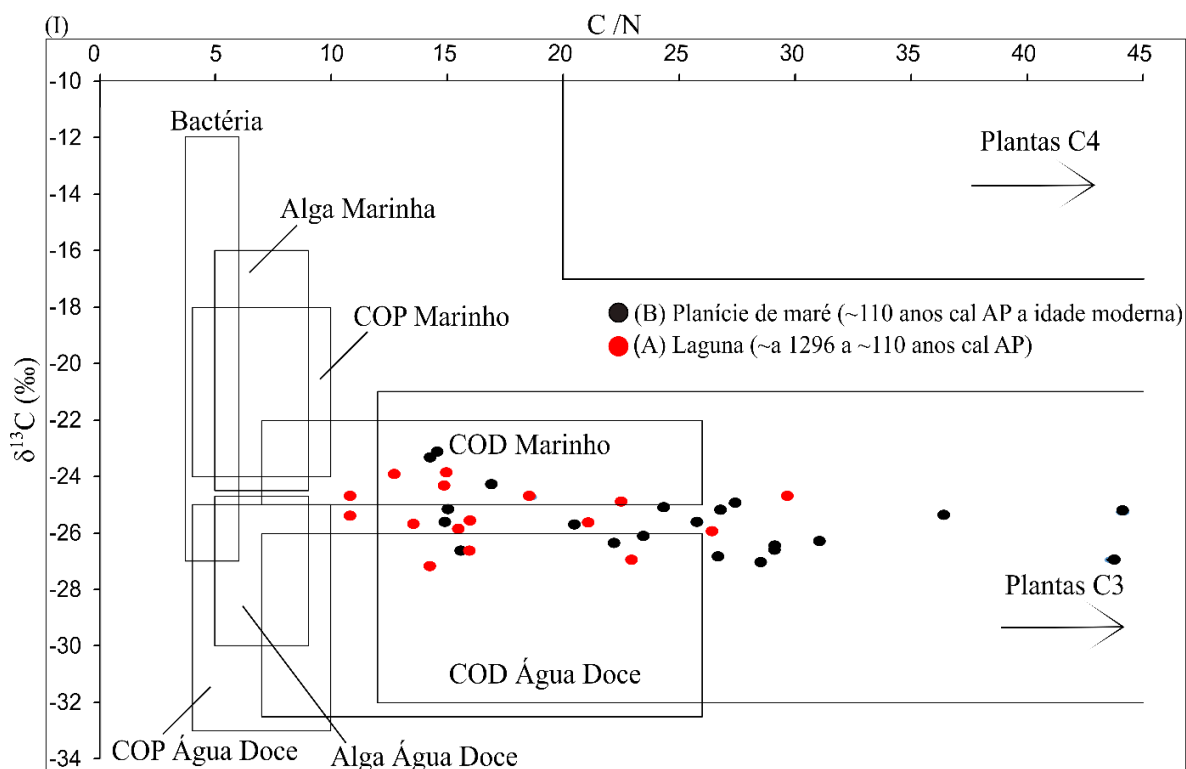


Figura 54 - (I) Valores $\delta^{13}\text{C}$ x C/N da matéria orgânica do testemunho RP5. COP: Carbono orgânico particulado; COD: Carbono orgânico dissolvido. Interpretação baseada em Meyers (1994), Cloern et al. (2002) e Lamb et al. (2006).

A base do testemunho, datada de ~1296 cal AP, de acordo com a Figura 48, não preservou grãos de pólen, provavelmente devido a característica arenosa do substrato e/ou a ausência de vegetação de cobertura no local e próximos (PESSENDA et al., 2012).

Conforme apresentado nas Figuras 47 e 48 e Tabela 13, dados isotópicos e elementares de Carbono e Nitrogênio revelaram valores de $\delta^{15}\text{N}$ (~3 a ~6‰) na base, indicando mistura de fontes de matéria orgânica aquática e terrestre (PESSENDA et al., 2012), além de baixos valores de NT (0,01 a 0,04), baixos e intermediários de C/N (6 a 26) e $\delta^{13}\text{C}$ em torno de -23‰. A integração desses dados indica uma contribuição de matéria orgânica terrestre com influência marinha (DEINES, 1980; MEYERS, 1994; WILSON et al., 2005). Maiores valores das razões Cl/Br e Sr/Ca (Figura 47) indicam maior salinidade na base no testemunho (KOVACS et al., 2017; YAO et al., 2022) e reforçam a influência marinha sugerida pelos dados elementares e isotópicos de C e N.

A matéria orgânica acumulada entre ~779 (~85 cm) até ~110 anos cal AP (50 cm; idade R-bacon), revelou o registro polínico com predomínio de vegetação herbácea (70-83%), samambaias (13-49%) e manguezal (3-14%) no local estudado. O registro polínico de palmeiras, árvores e arbustos provavelmente é oriundo de zonas topograficamente mais elevadas nas encostas da laguna.

Uma tendência de empobrecimento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ ($\sim -23\text{‰}$ para $\sim -27\text{‰}$), aumento nos valores de NT (0,01 até 0,20), C/N (6 até 29), COT (0,2 até 5,5) e menores valores de $\delta^{15}\text{N}$ (~ -6 até ~ -3) da matéria orgânica acumulada nesse período, indicam o aumento da concentração da matéria orgânica, maior influência da plantas terrestres C3 e condições associadas a presença de vegetação de cobertura, como observado no registro polínico com as ervas e gêneros arbóreos característicos de mangue (COHEN et al., 2020). Como se observa na literatura, a razão $\text{C/N} \geq 20$ é indicativo de matéria orgânica proveniente de plantas terrestres vasculares (MEYERS, 1994), provavelmente associado ao estabelecimento do manguezal representado por *Laguncularia* (2-9%) e *Avicennia* (1-5%) e ervas C3 que compõe o ecossistema, contribuíram para o empobrecimento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ de $\sim -23\text{‰}$ para $\sim -27\text{‰}$. O binário $\delta^{13}\text{C} \times \delta^{15}\text{N}$ (Figura 55) indica a mistura de matéria orgânica de diversas fontes, com uma tendência de maior influência do fitoplâncton de água doce, reforçando a influência estuarina no estabelecimento do manguezal.

Tal tendência pode estar associada à presença de um clima relativamente mais úmido registrado no Holoceno superior (PESSENDA et al., 2009, 2012), que proporcionou o aumento dos índices pluviométricos e maior vazão dos rios na região. O aumento da influência fluvial pode ter contribuído para a diminuição da salinidade da laguna, adequando-a para o desenvolvimento do mangue juntamente com um maior aporte de matéria orgânica de origem terrestre. Provavelmente, o maior aporte sedimentar ao interior da laguna através de rios e/ou correntes de maré enchente, contribuiu na diminuição da profundidade da laguna, favoreceu a emersão do substrato e propiciou o estabelecimento da vegetação.

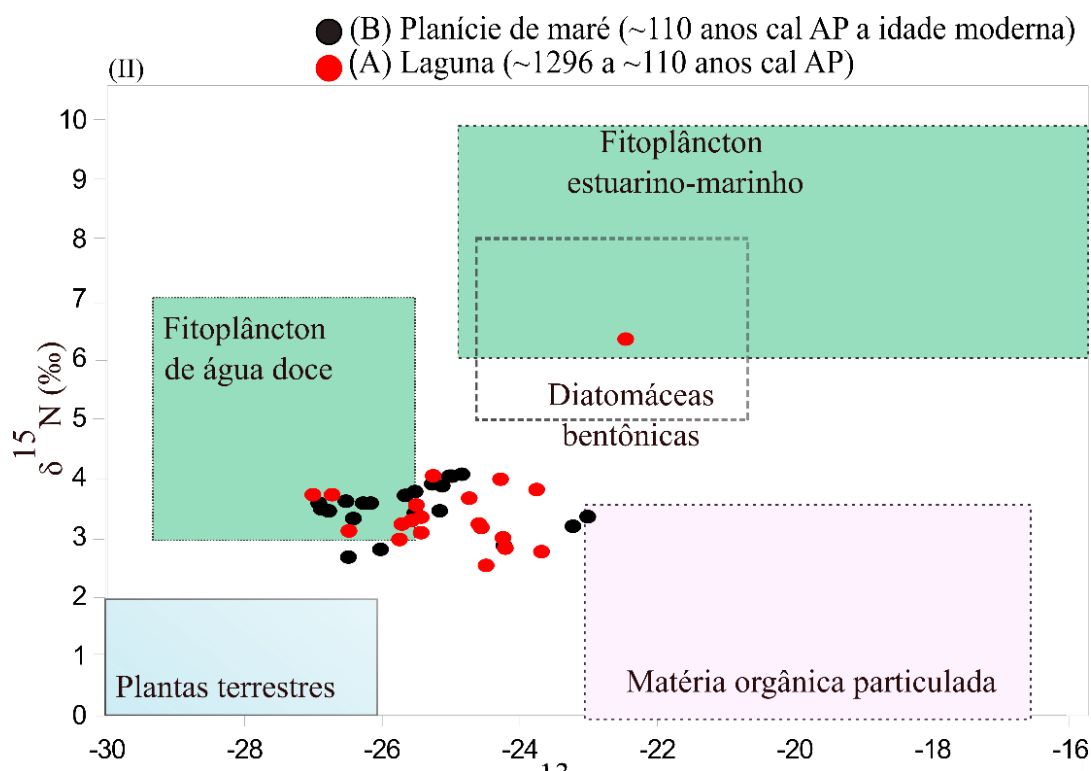


Figura 55 - (II) Valores $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{15}\text{N}$ da matéria orgânica do testemunho RP5. Interpretação baseada em Meyers (1994), Cloern et al. (2002) e Lamb et al. (2006).

O aumento da concentração de matéria orgânica, evidenciado pelo aumento de COT se coaduna com a tendência de aumento das concentrações de Br e diminuição dos valores da razão Cl/Br a partir de ~779 anos cal AP (Figura 47). O bromo (Br) é encontrado na água do mar e está associado à matéria orgânica (YAO et al., 2018; HARVEY, 1980). Além disso, uma tendência de diminuição dos valores da razão Sr/Ca também indica uma menor influência marinha, juntamente com um aporte de matéria orgânica da vegetação de mangue.

Destaca-se também que o estabelecimento de mangue na área de estudo provavelmente foi favorecido pelo aquecimento natural registrado no Holoceno superior (NOVELLO et al., 2012; VUILLE et al., 2012), e coincidiu com a ACM, entre 1050 e 800 anos AP, caracterizada por um aumento de temperatura nos dois hemisférios (STINE, 1994; MANN et al., 2009; NOVELLO et al., 2012).

Entretanto, pesquisas anteriores na Laguna de Santo Antônio (COHEN et al., 2020; YAO et al., 2022) não observaram a presença de mangue no intervalo ~779 e ~110 anos cal AP e esse importante aspecto é discutido no item 7.3.3.

7.3.2 Holoceno superior: Planície de maré (~110 anos cal AP até o presente)

A partir de ~110 anos cal AP estabeleceu-se uma planície de maré (associação de fácies B) na área de estudo (Figura 48), com maior aporte de silte e argila, em relação a fácies A,

caracterizada por estruturas heterolíticas *lenticular*, indicando uma diminuição de energia do fluxo hidrodinâmico.

O registro polínico nesse período revelou discreto aumento no percentual de grãos de pólen de manguezal (5-14%) e percentual polínico de ervas com um decréscimo (63-74%) comparado à fase anterior. Os resultados de COT e NT apresentaram um aumento de ~1% a ~12% e de 0,1% a 0,40%, respectivamente, provavelmente devido ao desenvolvimento/expansão do mangue (Figura 48), com aumento nos percentuais de grãos de pólen de *Laguncularia* (4-9%) e *Avicennia* (1-7%). Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ em torno de 3,3 ‰ sugerem uma mistura de plantas terrestres e aquática da matéria orgânica do substrato e $\delta^{13}\text{C}$ em torno de -26 ‰ reflete a vegetação de cobertura atual, composta por ervas e árvores de mangue, plantas C3. A tendência de aumento dos valores de C/N também indica maior influência de material de origem terrestre, no caso, plantas C3. O diagrama binário dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ x C/N (Figura 54) indica mistura de matéria orgânica continental, predominantemente composta por plantas C3, e matéria orgânica de água doce/marinha, indicativo do ambiente estuarino atual.

Além disso, a tendência de aumento da concentração de Br (Figura 47) se associa ao aumento da matéria orgânica (YAO et al., 2018), devido ao aumento da vegetação de cobertura. A tendência de menores valores da razão Sr/Ca e aumento na porcentagem de *Typha* (1-8%) (Figuras 47 e 48), uma erva típica de ambiente de água doce, sugerem menor salinidade na área.

O gênero *Rhizophora* apareceu a partir de 5 cm de profundidade (1%) do testemunho RP5 (Figura 48), provavelmente devido ao transporte pelo vento e marés de regiões próximas, que merecem ser investigadas. Apesar do ambiente deposicional com condições físico-químicas apropriadas para o desenvolvimento dos três gêneros de mangue, a não ocorrência de *Rhizophora* no local de coleta pode ser provavelmente devido à sua menor tolerância às baixas temperaturas do inverno, comparado à *Laguncularia* e *Avicennia* (DUKE et al., 1998; QUISTHOUDT et al., 2012), o que diminui as probabilidades de seu desenvolvimento nessa latitude. Um estudo palinológico realizado na Baía da Babitonga, litoral norte de Santa Catarina, distante ~250 km do local de estudo, revelou o surgimento de árvores de *Rhizophora* apenas nas últimas décadas, provavelmente devido ao aquecimento do Antropoceno (FRANÇA et al., 2019).

7.3.3 Estabelecimento de manguezais e clima

Considerando que os manguezais são suscetíveis às mudanças climáticas e flutuações do nível relativo do mar (ALONGI, 2008), a estabilização do NRM e do clima no Holoceno

médio permitiram o estabelecimento de manguezais tropicais brasileiros, desde a costa do Amapá (2°N) até o Espírito Santo (19°S) (COHEN et al., 2005, 2012; GUIMARÃES et al., 2012; FRANÇA et al., 2015; RIBEIRO et al., 2018; FIGUEIREDO et al., 2021), em torno de ~7000 anos cal AP. Embora as tendências de flutuações do NRM sejam as mesmas para a costa tropical e subtropical brasileira, os manguezais subtropicais foram estabelecidos provavelmente a partir de ~2200 anos cal AP (São Paulo, 25°S), registro cronológico do retorno ao atual nível de costa na região da Ilha do Cardoso, sul do Estado de São Paulo, após a regressão marinha do último glacial, e ~1630 anos cal AP em São Francisco do Sul, Santa Catarina- Brasil, 26°S (PESSENDA et al., 2012; FRANÇA et al., 2019). Provavelmente, essa diferença temporal no estabelecimento dessas florestas está relacionada ao aumento gradativo da temperatura durante o Holoceno, sendo que as latitudes do Norte provavelmente atingiram primeiro uma faixa de temperatura adequada para o estabelecimento do ecossistema.

O aumento do gradiente latitudinal de temperatura durante o Holoceno médio-superior, relatado por alguns autores (RENSSEN et al., 2005; SANTOS et al., 2013; LIU et al., 2014a), em resposta ao aumento da insolação (JOMELLI et al., 2011; PRADO et al., 2013) é descrito como a causa proeminente da expansão dos manguezais em seus limites latitudinais (FRANÇA et al., 2019; RODRIGUES et al., 2022). Além disso, perturbações no clima global durante o último milênio, como a ACM identificada em registros paleoclimáticos em ambos os hemisférios (STINE, 1994), além do PQA desde o século passado (VUILLE et al., 2012; NOVELLO et al., 2012), podem ter contribuído para a expansão dos manguezais até seu limite atual no continente americano, em Laguna (28° 30' S) (Figura 56), caracterizado pelo domínio de árvores de *Laguncularia* e *Avicennia*.

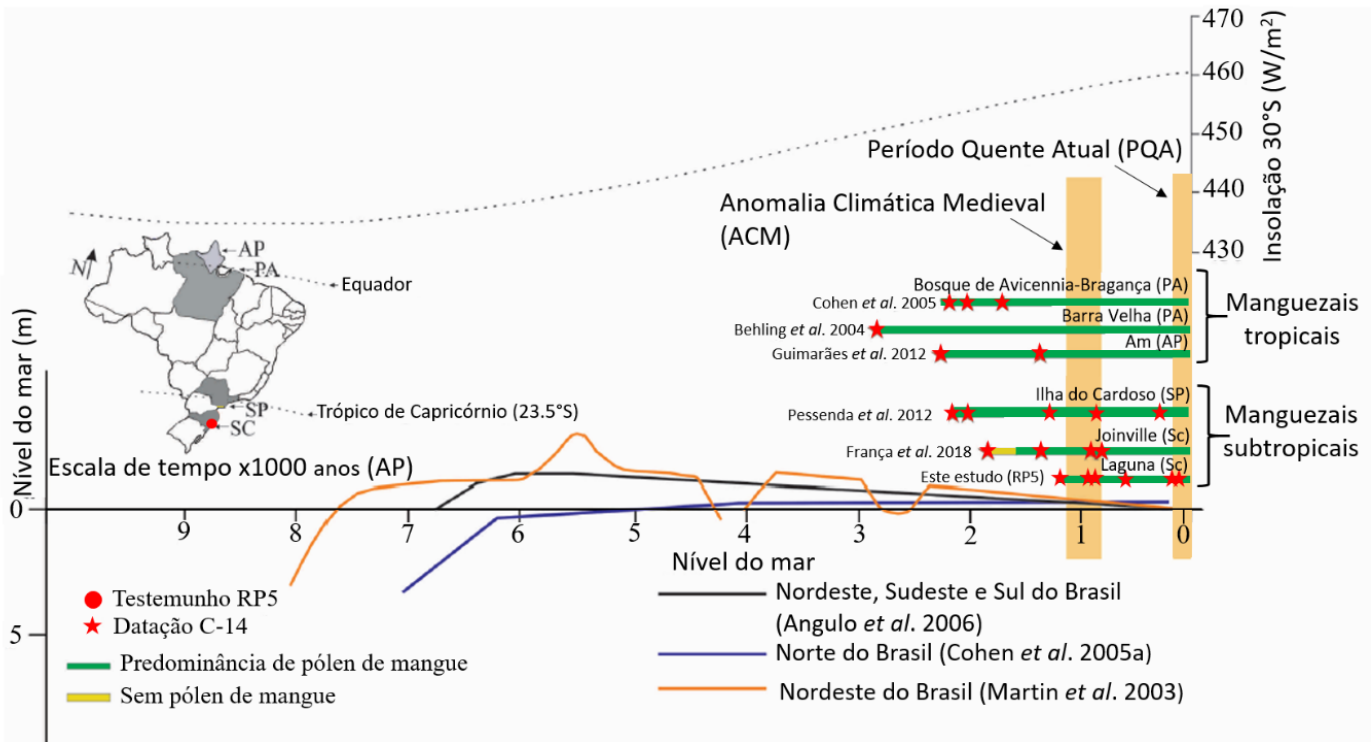


Figura 56 - Curvas NRM da costa leste brasileira durante o Holoceno com diagramas polínicos comparativos de manguezais tropicais e subtropicais. Modificado de França et al. (2018).

Em particular, o estabelecimento do manguezal na área de estudo, há pelo menos 779 anos cal AP, coincidiu com a ACM, um período de clima mais quente e bem documentado em várias partes do mundo (MANN et al., 2009; DIAZ et al., 2011; LÜNING et al., 2017, 2019b), em toda a América do Sul (STRELIN et al., 2008; GIRALDO-GIRALDO et al., 2018; LÜNING et al., 2019a), e especialmente na costa sul do Brasil (NEUKOM et al., 2011; LUTERBACHER et al., 2011). Não há um consenso sobre o início da ACM e sua duração, sendo que os registros abrangem um período entre 1050 – 600 anos AP (MANN et al., 2009; NOVELLO et al., 2012, 2016; LUTERBACHER et al., 2011).

Nesse sentido, a ocorrência de pólen de mangue na área de estudo não foi simultânea à ACM provavelmente devido às questões geomorfológicas da área, onde, o substrato arenoso foi provavelmente colonizado primeiro por *Spartina*, como consequência da sua emersão após o declínio do NRM do Holoceno superior. Esse gênero herbáceo adaptado a baixas temperaturas e geadas atua como um potencial estabilizador inicial, reduzindo a erosão e preparando um substrato favorável para a posterior ocupação de *Laguncularia* (TOMLINSON, 1986). Esse processo de sucessão, *Spartina* – *Laguncularia*, pode ocorrer em uma escala de tempo milenar ou centenária entre o momento em que o clima estava quente o suficiente para a *Laguncularia*

se estabelecer e a formação de uma floresta de mangue madura (VEDEL et al., 2006; ZIFFERBERGER, 2008).

A *Laguncularia* é geralmente a pioneira na sucessão de manguezais devido sua maior adaptabilidade a substratos arenosos e sob condições de estresse (SCHAEFFER-NOVELLI et al., 1990; HOGARTH, 2007), criando condições hidrodinâmicas e microclimáticas adequadas para posterior colonização dos outros gêneros de mangue (TOMLINSON, 1986). Microclima refere-se a condições climáticas em uma escala espacial reduzida (<100 m horizontalmente e <10 m verticalmente) (GEIGER et al., 2012). Nesse contexto, a expansão gradual da vegetação de mangue proporciona uma proteção natural contra as baixas temperaturas do inverno, pois o dossel do mangue pode atenuar o impacto dos ventos e produzir temperaturas mais amenas no inverno nesse ecossistema, causando variações no gradiente de temperatura da borda para o setor mais interno dessas florestas (DEVANEY et al., 2017; GEIGER et al., 2012; GUO et al., 2017).

Além disso, tanto a *Laguncularia* como a *Avicennia* são polinizadas por insetos (HOGARTH, 2007), e devido a isso apresentam baixa produção de pólen, estando geralmente sub-representadas no registro polínico (BEHLING et al., 2001; ELLISON, 2008). Por outro lado, o fato de serem inseto-polinizadas significa que o pólen não é transportado por longas distâncias e provavelmente foi depositado no local estudado.

Estudos palinológicos em São Francisco do Sul (26° S) revelaram o estabelecimento da *Laguncularia*, seguido por *Avicennia* entre ~1629 e ~853 anos cal AP, respectivamente, e *Rhizophora* apenas nas últimas décadas (FRANÇA et al., 2019; RODRIGUES et al., 2022), refletindo uma tolerância gradual às baixas temperaturas de inverno, onde a *Laguncularia* seria mais tolerante e a *Rhizophora* a menos tolerante. Importante salientar que a *Rhizophora* se estabeleceu nessa latitude apenas nas últimas décadas, associado ao PQA (FRANÇA et al., 2019; RODRIGUES et al., 2022). Há registro da ocorrência de *Rhizophora* até a Praia do Sonho (27° 53' S), e sua completa ausência em 28° 30' S (XIMENES et al., 2021).

Além da temperatura do ar, alguns autores relatam a influência da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) na determinação dos limites de distribuição dos manguezais (DUKE et al., 1998; XIMENES et al., 2018), já que as espécies de mangue são dispersas pela água (principalmente marinha) devido às propriedades de seus propágulos (RABINOWITZ, 1978). Nesse sentido, TSM abaixo de 20°C pode limitar a viabilidade dos propágulos durante a dispersão, tornando-se um condicionante para a ocorrência e expansão das espécies de mangue (DUKE et al., 1998; OLIVEIRA, 2005). Estudos feitos por Oliveira (2005) relataram que os propágulos de *Avicennia* sofreram uma redução drástica na taxa de germinação a 20°C e não

germinaram a 15°C, enquanto os propágulos de *Laguncularia* apresentaram uma alta taxa de germinação até 15°C, com uma redução significativa apenas a 10°C. Ximenes et al. (2018) sugeriram que a *Rhizophora* é mais sensível à baixa TSM do que os outros gêneros, atingindo seu limite em Praia do Sonho, distante ~78 km de Laguna. A dispersão dos propágulos de *Laguncularia* e *Avicennia* para a região de Laguna deve ter sido facilitada com o aumento progressivo da TSM no Atlântico Sul durante o Holoceno médio e superior (SANTOS et al., 2013).

Outros estudos também relatam a maior capacidade da *Laguncularia* em sobreviver sob condições de baixa temperatura em comparação aos outros gêneros (CHAPMAN, 1975). No entanto, após se estabelecer, a *Avicennia* se desenvolve bem devido à sua tolerância a baixas temperaturas do ar (STUART et al., 2007; SOARES et al., 2012), e isso explica as árvores de *Avicennia* apresentarem maior estatura em comparação às árvores de *Laguncularia* na área estudada (COHEN et al., 2020).

Cohen et al. (2020) relataram o estabelecimento de manguezais representados principalmente por *Laguncularia* em Laguna apenas nas últimas décadas, onde a Figura 57 apresenta os locais de estudo na região. Apesar dos testemunhos RP5 (este estudo) e RP4 estarem próximos, o local de amostragem do RP4 está sob maior influência de um canal com alta sinuosidade, que provavelmente estava ligado direta ou indiretamente ao Rio Tubarão e recebendo maior contribuição de água doce. Assim, o substrato não apresentava a salinidade adequada para o estabelecimento do manguezal, enquanto o RP5 se encontrava mais propenso à influência da maré, visto a sua localização próxima (~ 30 m) da influência direta da Laguna Santo Antônio. Nas últimas décadas o canal sinuoso foi assoreado por processos naturais e/ou antrópicos e não recebe influência direta do Rio Tubarão (NASCIMENTO JUNIOR, 2010), o que propiciou uma menor entrada de água doce e favoreceu a expansão do mangue até esse local. Atualmente os manguezais ao longo desse canal e mais próximos da influência do Rio Tubarão ocorrem sob uma faixa de salinidade de ~15 (informação obtida em campo), enquanto no local do RP5 a salinidade se encontra em torno de 23. Outros 4 testemunhos coletados mais próximos à desembocadura do Rio Tubarão (onde se destaca o ponto LAG4; Figura 57; COHEN et al., 2020) também registraram grãos de pólen de mangue apenas nas últimas décadas, e nesse caso, provavelmente pelas características físicas e/ou salinidade do substrato. Esse local é caracterizado por ilhas formadas por barras arenosas com depressões centrais. Provavelmente, nas últimas décadas o substrato emergiu o suficiente e as depressões favoreceram o acúmulo de sedimentos lodosos propiciando a colonização do manguezal.

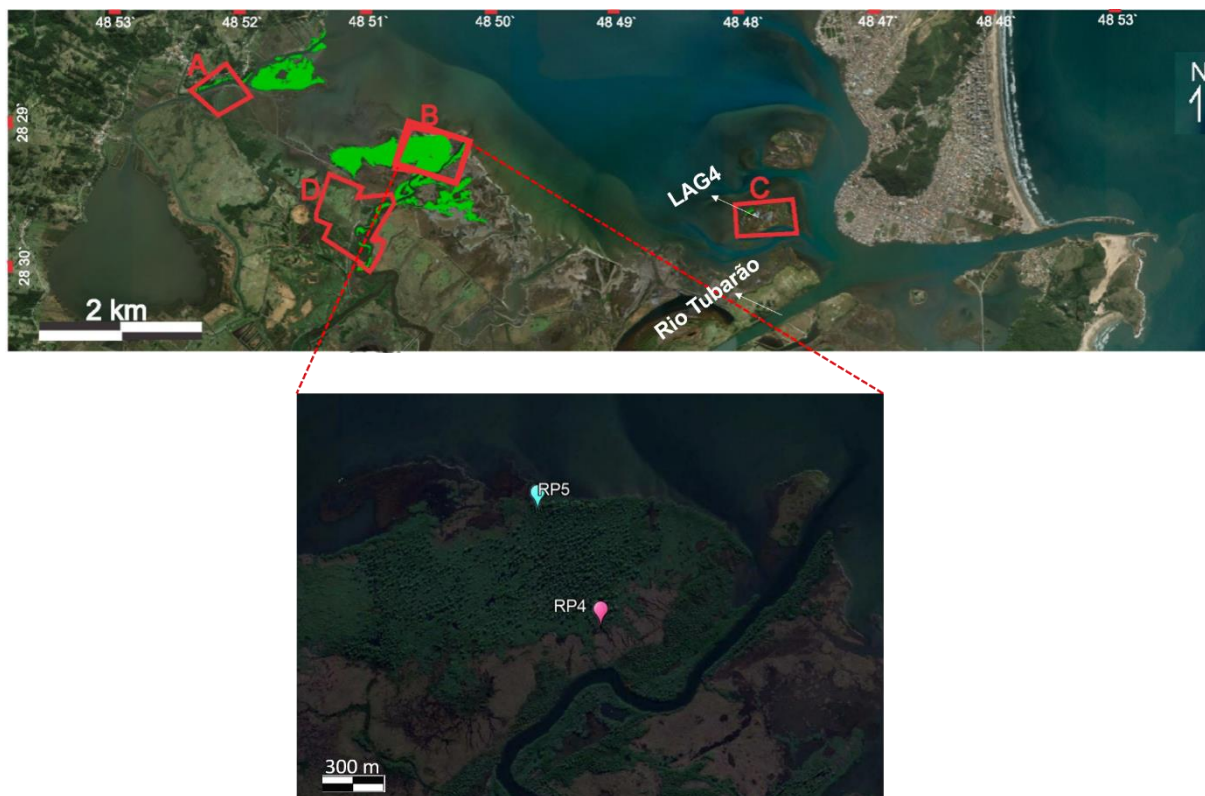


Figura 57 - Área de estudo ao longo da Lagoa de Santo Antônio, com indicação da vegetação de mangue atual e dos pontos de coleta dos testemunhos RP4, próximo ao canal com influência de água doce, RP5, defronte à laguna (Setor B) e LAG4 (Setor C).

Provavelmente, a migração dos manguezais em direção ao seu limite austral desde o Holoceno superior foi causada por um aquecimento global natural, no entanto, provavelmente as características físico-químicas do substrato foram os fatores primordiais para o estabelecimento tardio do mangue nos locais RP4 e LAG4, além de outros 4 pontos pesquisados no entorno da Laguna Santo Antônio.

De todo modo, com o objetivo de confirmar/reforçar a interpretação atual, é razoável considerar pelo menos mais uma amostragem entre os pontos RP5 e RP4 para análises de pólen, cronologia e do substrato/salinidade.

Em se confirmando os dados e interpretações, é também razoável supor que provavelmente no local ou nas proximidades do RP5, iniciou-se a implantação e o desenvolvimento dos manguezais em Laguna, atual limite austral do ecossistema no continente americano.

7.3.4 Análises espaço - temporais, limite latitudinal dos manguezais da América do Sul e projeções para o final do século

Como citado anteriormente, o estabelecimento dos manguezais em Laguna ocorreu há pelo menos ~779 anos cal AP, provavelmente associado ao aquecimento global natural durante

o último milênio. Além disso, as análises espaço-temporais na área de estudo entre 2003 e 2019 revelaram uma expansão de ~10 ha de área de mangue, provavelmente causada pelo aumento gradual das temperaturas no inverno e condições físicas e químicas mais adequadas do substrato (COHEN et al., 2020). Nesse contexto, (1) por que o limite dos manguezais não se expandiu mais para o sul de Laguna? (2) quais fatores limitam a expansão do limite austral dos manguezais?

A ocorrência de manguezais ao sul de Laguna parece ser restrita por uma combinação de fatores, relacionados à morfologia costeira e às condições climáticas e oceanográficas mais rigorosas prevalentes ao sul de Laguna (SOARES et al., 2012; XIMENES et al., 2021; YAO et al., 2022) (Figura 58).

A temperatura média anual do ar é um fator que representa uma condição climática restritiva para a expansão dos manguezais em latitudes mais ao sul de Laguna (SOARES et al., 2012). Os limites propostos por Walsh (1974) e Chapman (1975) para a ocorrência das florestas de mangue são de 20°C para o mês mais frio e amplitude térmica anual inferior a 5°C. A temperatura média anual em Laguna (registrada entre 2011 e 2019) foi 19,8°C e temperatura média de 15,5°C para o mês mais frio (INMET, 2020). Alguns autores relataram uma amplitude térmica média anual de 8,0°C para essa área (SCHAEFFER-NOVELLI et al., 1990; SOARES et al., 2012), enquanto Ximenes et al. (2021) relataram uma amplitude térmica média mensal de 4,3°C. De acordo com essas características, os manguezais de Laguna são uma exceção ao padrão de temperatura proposto, porém estão de acordo com o proposto por Ellison (2000), que determinou que o limite de temperatura do ar para ocorrência dos manguezais é a isoterma de inverno de 16°C e o limite latitudinal de ocorrência de geadas.

Soares et al. (2012) relataram que temperaturas mais baixas e maior frequência de geadas provavelmente limitam o recrutamento e crescimento de *Rhizophora* ao sul de Florianópolis, enquanto o recrutamento de *Avicennia* e *Laguncularia* sofre limitação mais ao sul de Laguna, onde foram registradas condições de temperatura mais rigorosas. Em Araranguá, uma área com potencial para a colonização de manguezais, a aproximadamente 100 km ao sul de Laguna, a temperatura média do ar do mês mais frio foi de 14,7°C e amplitude térmica média mensal de 8,2°C, além de apresentar maior frequência de eventos de resfriamento e geadas (XIMENES et al., 2021; Figura 58).

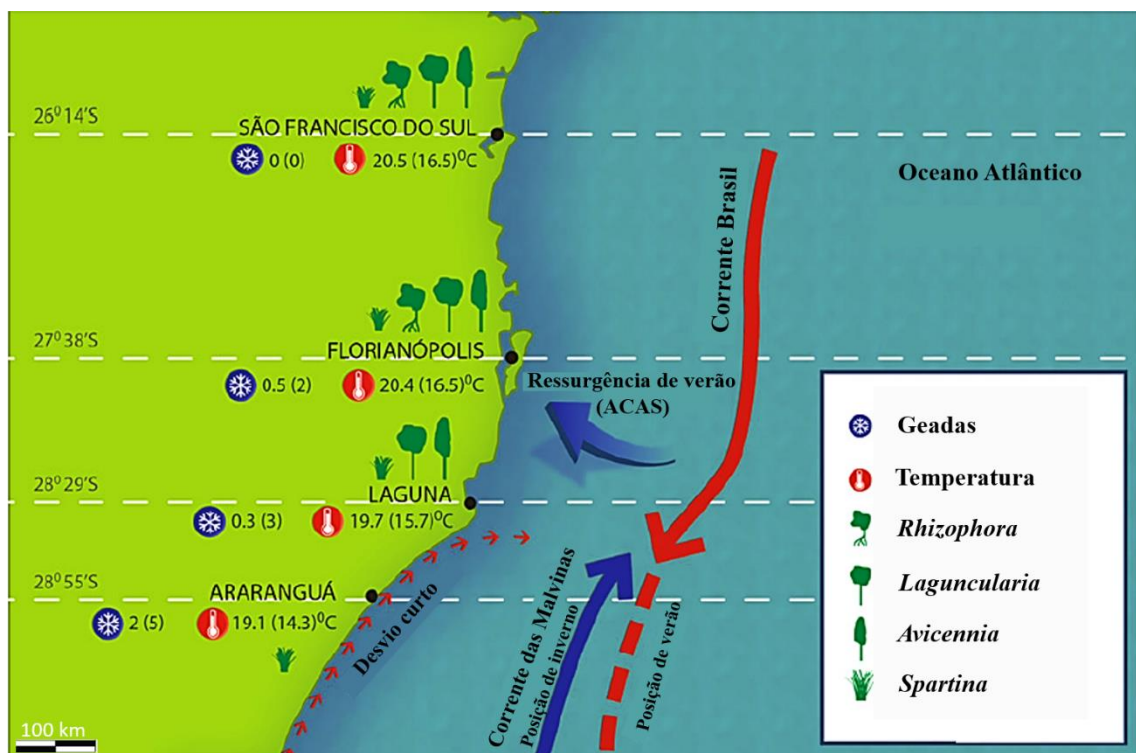


Figura 58 - Imagem ilustrativa dos principais fatores e processos climáticos e oceanográficos que potencialmente determinam o atual limite latitudinal dos manguezais da América do Sul. Modificado de Soares et al. (2012).

Segundo Ximenes et al. (2018), Araranguá também apresentou maior ocorrência de eventos de resfriamento para TSM do que os outros locais mais ao norte de Laguna, restringindo a viabilidade e dispersão dos propágulos de mangue. Além disso, Soares et al. (2012) relataram que condições oceanográficas também podem contribuir para a limitação da expansão dos manguezais além de Laguna, como a ocorrência de uma deriva litorânea permanente SW-NE, onde no inverno, este processo é provavelmente fortalecido pela influência da fria corrente das Malvinas, provavelmente impedindo a dispersão de propágulos de mangue ao sul de Laguna. No verão, a ressurgência da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) diminui a TSM e pode limitar a viabilidade dos propágulos (Figura 58).

Yao et al. (2022) identificaram três potenciais habitats de mangue ao sul de Laguna (até ~50 km de distância) (Figura 59). Nesses locais a dispersão de propágulos de mangue não seria uma limitação, considerando a longevidade e o tempo de flutuação dos propágulos de *Laguncularia* e *Avicennia* (RABINOWITZ, 1978), porém, apesar dos substratos adequados para colonização de manguezais, a baixa salinidade (entre 0 e 10) seria o fator limitante impedindo sua expansão, sendo que a Lagoa de Santo Antônio, na maior parte de sua área, apresenta uma salinidade de 23, considerada ideal para os manguezais. O estuário de Araranguá apresenta salinidade próximo a 20 (SILVESTRINI; D'AQUINO, 2020), porém a condição

climática/oceanográfica seriam os fatores limitantes nessa região, como relatado no parágrafo anterior. Assim, além das condições climáticas e oceanográficas, a disponibilidade de habitat e salinidade adequada são primordiais para o estabelecimento do manguezal.

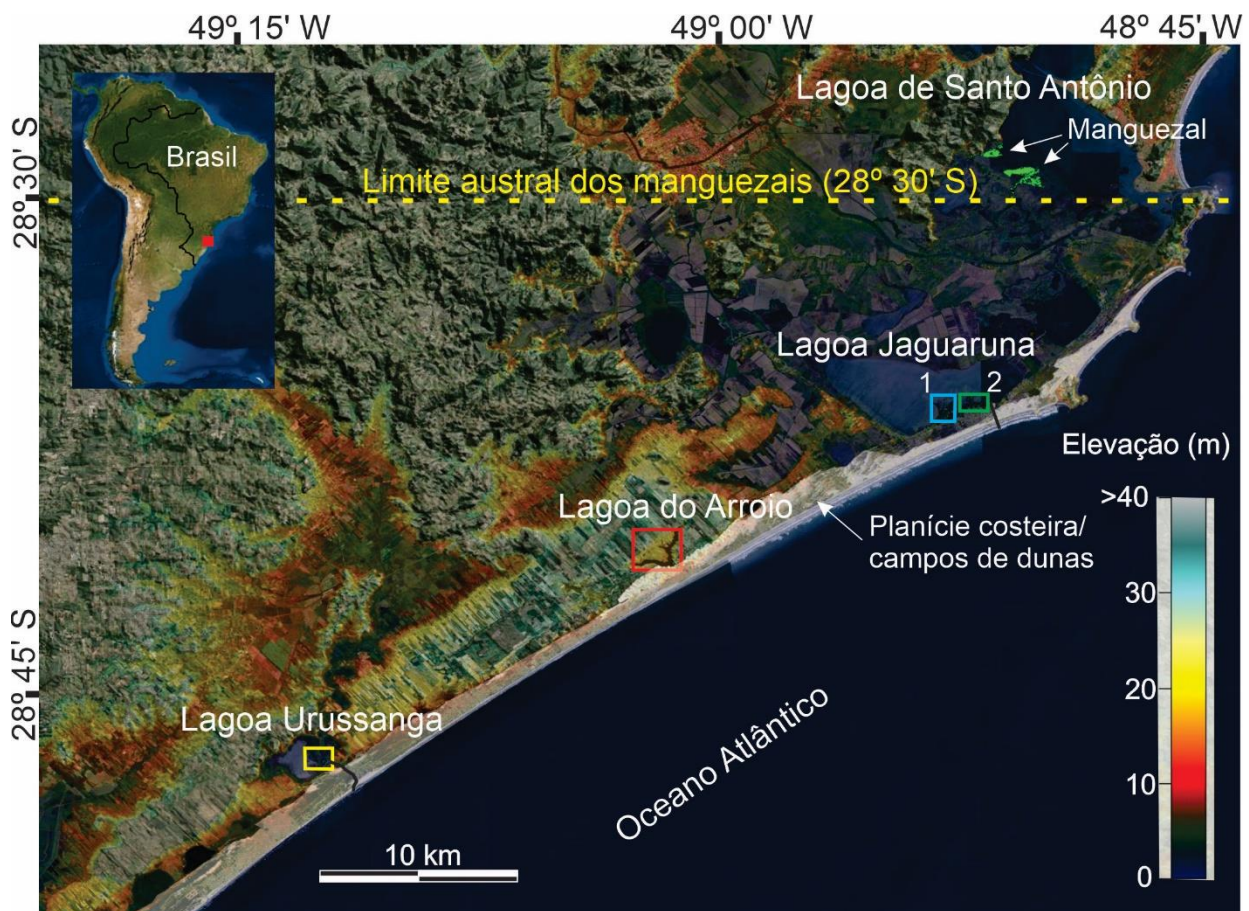


Figura 59 - Mapa mostrando o atual limite dos manguezais austrais na América do Sul, com indicação da vegetação de mangue na Lagoa de Santo Antônio, e potenciais habitats para a ocorrência de mangue ao sul de Santa Catarina, em lagoa Urussanga, lagoa do Arroio e lagoa Jaguaruna. Modificado de Yao et al. (2022).

Nesse contexto, projeções recentes de aumento da temperatura do ar e da água, e nível do mar para o final do século poderão promover a expansão dos manguezais além de seu limite atual. De acordo com IPCC, o aquecimento global provavelmente atingirá 1,5°C nas próximas décadas e estima-se uma elevação média global do nível do mar de até 98 cm em 2100 (IPCC, 2018). Desde o início da era industrial, a temperatura média global aumentou de ~0,9 a 1,2°C (MILLAR et al., 2017; ADNAN et al., 2020) e o nível médio do mar teve aumento de ~20 cm desde 1850 (IPCC, 2019), a uma taxa de $\sim 3 \pm 0,4$ mm/ano desde 1993 (NEREM et al., 2018), e uma tendência positiva de aumento de temperaturas nas superfícies dos oceanos (NÓBREGA; SANTIAGO, 2014). Além disso, uma tendência mundial de redução na ocorrência de geadas durante o último século foi relatada por Parry et al. (2007).

O maior aquecimento da temperatura dos oceanos pode favorecer a viabilidade dos propágulos e expansão dos manguezais (SOARES et al., 2012), associado à elevação do NRM, que deve facilitar a incursão marinha nos estuários mais ao sul de Laguna e formar uma condição físico-química favorável ao seu estabelecimento. O aumento da temperatura do ar e diminuição das geadas também pode promover o aumento da biodiversidade com espécies de baixa tolerância climática, como no caso da *Rhizophora*, que é menos adaptada às baixas temperaturas do inverno.

Portanto, o aumento gradual das temperaturas do ar e da água, aumento do NRM e diminuição da frequência de eventos de baixa temperatura, em resposta ao aquecimento global em curso, pode favorecer a expansão latitudinal dos manguezais além de seu limite atual (28° 30' S), e promover o estabelecimento e desenvolvimento da *Rhizophora* em Laguna (QUISTHOUDT et al., 2012; SOARES et al., 2012; RODRIGUES et al., 2021).

8 CONCLUSÕES

A análise comparativa da dinâmica dos manguezais de Extremoz, Rio Grande do Norte (5° S), Anchieta, Espírito Santo (20° S) e Laguna, Santa Catarina (28° S), revelou uma resposta particular para cada zona de estudo de acordo com as mudanças do NRM, em conjunto com as condições oceanográficas e climáticas durante o Holoceno e das características geomorfológicas de cada litoral.

No Rio Grande do Norte, ao longo do estuário do Rio Ceará Mirim, observou-se o estabelecimento do manguezal após o aumento do NRM pós-glacial por volta de 7000 anos cal AP, sob condições climáticas estáveis. Entretanto, devido a um processo de abandono e preenchimento de um canal de maré, de acordo com sua migração lateral ao longo do Holoceno, houve mudanças na distribuição do mangue, cuja dinâmica tem sido controlada pelas variações do NRM e avanço de dunas ativas. Portanto, considera-se que o estabelecimento da vegetação de mangue foi controlado pela dinâmica do canal de maré (processo autogênico) associado às variações do nível do mar e sedimentação costeira (processos alogênicos) durante o Holoceno. Após a cessão das atividades de carcinicultura na área mapeada com drone em 2018 e 2019, os estudos espaço-temporais indicaram um aumento da estatura das árvores entre 1 e 6 m, além do crescimento e adensamento de espécimes de *Laguncularia* em área ocupada por vegetação herbácea; através das imagens de satélite, verificou-se uma tendência de expansão das zonas de manguezal na área total estudada, entre 1984 e 2010 (2,93 a 4,90 km²), seguido de um decréscimo em 2021 para 4,49 km², indicando, respectivamente, a regeneração natural da floresta de mangue em 26 anos e sua perda, provavelmente devido ao aumento de novas fazendas de camarão na área.

Os dados obtidos no estudo efetuado no mangue em Anchieta, sul do Espírito Santo, sob influência do Rio Benevente, evidenciaram os mecanismos alogênicos (NRM e clima do Holoceno médio - superior) como os principais condutores da dinâmica do ecossistema, assim como registrado na costa norte do estado e sul da Bahia. Estudos espaço-temporais publicados por Bozi et al. (2021) registraram um aumento de aproximadamente 20 ha de floresta de mangue na região nos últimos 30 anos.

Para Laguna, os dados polínicos do testemunho RP5 registraram grãos de pólen de manguezais como *Laguncularia* e *Avicennia* a partir de ~779 anos cal AP, resultado inédito para a região, seguido por pólen de *Rhizophora* apenas nas últimas décadas. Esses resultados indicam que o estabelecimento de mangue na área de estudo provavelmente foi favorecido pelo aquecimento natural registrado no Holoceno superior. O registro polínico de *Rhizophora* nas

últimas décadas indica o estabelecimento de temperaturas mais adequadas para o seu desenvolvimento, o que deverá contribuir para a sua implantação e expansão na região. Os dados dos estudos espaço-temporais realizados na região e publicados por Cohen et al. (2020b), indicaram um aumento de aproximadamente 10 ha de floresta de mangue nos últimos 15 anos, o que reforça a probabilidade de expansão da vegetação na área de estudo, de acordo com o aumento da temperatura.

Considerando as mudanças climáticas em curso, com aumento da temperatura e mudanças nas taxas de precipitação, assim como as tendências de aumento do nível do mar até o final do século 21, é razoável supor que provavelmente os manguezais tropicais migrarão para setores topograficamente mais elevados no interior de vales fluviais, onde sua extensão dependerá do volume de descarga fluvial interagindo com o aumento do nível do mar. Em relação aos manguezais subtropicais, o aumento gradual das temperaturas do ar e da água, a diminuição da frequência de eventos de baixa temperatura e principalmente o aumento do NRM, que contribuirá para o aumento da salinidade dos corpos de água encontrados ao sul de Laguna, deverão promover a expansão latitudinal do ecossistema e provavelmente sua migração para setores topograficamente mais elevados de acordo com as taxas de aumento do nível do mar.

REFERÊNCIAS

- ABSY, M. L. Pólen e esporos do Quaternário de Santos (Brasil). **Hoehnea**, São Paulo, v. 5, p. 1-26, 1975.
- AGISOFT. Metashape Professional. Version 1.8. (Software). St. Petersburg, 2022. Retrieved from <http://www.agisoft.com/downloads/installer/>
- ALBINO, J. **Morfodinâmica e processo de sedimentação atual das praias de Bicanca à Povoação, ES**. 1999. 178 f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.
- ALBINO, J.; SUGUIO, K. The influence of sediment grain size and composition on the morphodynamic state of mixed siliciclastic and bioclastic sand beaches in Espírito Santo state, Brazil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 2, p. 81-92, 2011.
- ALBINO, J.; PAIVA, D. S.; MACHADO, G. M. Geomorfologia, tipologia, vulnerabilidade erosiva e ocupação urbana das praias do litoral do Espírito Santo, Brasil. **Geografares**, n. 2, p. 63-69, 2001.
- ALBINO, J.; GIRARDI, G.; NASCIMENTO, K. A. Atlas de erosão e progradação costeira do litoral do Espírito Santo. In: MUEHE, D. (org.). **Erosão e progradação no litoral brasileiro**. 2. ed. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, 2006. p. 227-264.
- ALBINO, J. et al. Mapeamento dos terraços de abrasão ao longo do litoral do estado do espírito santo com uso de sensoriamento remoto. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 1, p. 33-44, 2020.
- ALLEN, J. R. L. **Physical Processes of Sedimentation**: Earth Science Series. Elsevier: New York, 1970.
- ANDRADE, G. O. **Alguns aspectos do quadro natural do Nordeste**. Recife: SUDENE, Coordenadoria de Planejamento Regional, Divisão de Política Espacial, 1977.
- ANGULO, R. J.; LESSA, G. C. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**, v. 140, p. 141–166, 1997.
- ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA M. C. de. A critical review of mid- to Late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, p. 486-506, 2006.
- ANGULO R. J.; PESSENDA L. C. R.; SOUZA M. C. de. O significado das datações ao 14C na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras quaternárias do litoral paraense. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, p. 95-106, 2002.
- ANGULO, R. J.; GIANNINI, P. C.; SUGUIO, K.; PESSENDA, L. C. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna–Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. **Marine Geology**, v. 159, n. 1-4, p. 323-339, 1999.

ALONGI D. M. Mangrove forests: resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. **Estuarine Coastal and Shelf Science**, v. 76, n. 1, p. 1–13, 2008.

ALONGI, D. M. **The energetics of mangrove forests**. Cham, Switzerland: Springer Science, 2009.

ADNAN, A. I.; ONG, M. Y.; NOMANBHAY, S.; SHOW, P. L. Determination of Dissolved CO₂ Concentration in Culture Media: Evaluation of pH Value and Mathematical Data. **Processes**, v. 8, art. 1373, 2020.

ALVES, E. E. N. **Soil and tree X-ray spectroscopy analysis of Brazilian tropical mangrove ecosystem**. 2018. 91 f. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Departamento de Solos, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2018.

ALVES, E. E. N. et al. Synchrotron-based X-ray microscopy for assessing elements distribution and speciation in mangrove tree-rings. **Results in Chemistry**, v. 3, art. 100121, 2021.

AMARAL, P.G.C.; GIANNINI, P.C.F., SYLVESTRE, F., PESSEDA, L.C.R. Paleoenvironmental reconstruction of a Late Quaternary lagoon system in southern Brazil (Jaguaruna Region, Santa Catarina State) based on multi-proxy analysis. **Journal of Quaternary Science**, v. 27, n. 2, p. 181–191, 2012.

BARBIER, E. B. et al. The value of estuarine and coastal ecosystem services. **Ecological Monographs**, v. 81, n. 2, p. 169-183, 2011.

BARBIER, E. B. The protective service of mangrove ecosystems: A review of valuation methods. **Marine Pollution Bulletin**, v. 109, n. 2, p. 676-681, 2016.

BHATTACHARYA, J. P. Practical problems in the application of the sequence stratigraphic method and key surfaces: integrating observations from ancient fluvial–deltaic wedges with Quaternary and modelling studies. **Sedimentology**, v. 58, n. 1, p. 120-169, 2011.

BAKER P.A.; FRITZ S.C. Nature and causes of Quaternary climate variation of tropical South America. **Quaternary Science Reviews**, v. 124, p. 31-47, 2015.

BECKHOFF, B.; KANNGIEßER, B.; LANGHOFF, N.; WEDELL, R.; WOLFF, H. **Handbook of Practical X-Ray Fluorescence Analysis**. Berlin: Springer-Verlag, 2006. 863 p.

BEEBOWER, J.R. Cyclothems and cyclic, depositional mechanism in alluvial plain sedimentation. In: Symposium on Cyclic Sedimentation, 1964. Ontario: Kansas Geological Survey, 1964. p. 31-42. (Bulletin 169).

BEHLING, H. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 177, p. 19-27, 2002.

BEHLING, H. **Untersuchungen zur spätpleistozänen und holozänen Vegetations- und Klimageschichte der tropischen Küstenwälder und der Araukarienwälder in Santa Catarina (Südbrasilien)**. Berlin: J. Cramer, 1993. (Dissertationes Botanicae, 206).

BEHLING, H.; COHEN, M.L.; LARA, R. Late Holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, northern Brazil. **Vegetation History and Archaeobotany**, v. 13, p. 73-80, 2004.

BENDER, M. M. Variations in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. **Phytochemistry**, v. 10, n. 6, p. 1239-1244, 1971.

BERGER, A. L. Astronomical theory of paleoclimates and the last glacial-interglacial cycle. **Quaternary Science Reviews**, v. 11, n. 5, p. 571-581, 1992.

BERNER, R. A.; RAISWELL, R. C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks. **Geology**, v. 12, n. 6, p. 365-368, 1984.

BERNINI, E. et al. Composição química do sedimento e de folhas das espécies do manguezal do estuário do Rio São Mateus, Espírito Santo, Brasil. **Brazilian Journal of Botany**, v. 29, n. 4, p. 689-699, 2006.

BERTIN, E.P. Properties of X-Rays. In: _____. **Introduction to X-Ray Spectrometric Analysis**. Boston, MA: Springer, 1978. p. 59-81.

BEZERRA, F. H. R.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. **Marine Geology**, v. 196, p. 73-89, 2003.

BIGARELLA, J. J.; ANDRADE, G. O. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). **Arquivos UR. ICT**, n. 2, p. 1-14, 1964.

BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; VILAS-BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. Quaternary marine formations of the coast of the state of Bahia (Brazil). In: International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, 1979, São Paulo. **Proceedings...** São Paulo: IGC, 1979. p. 232-253.

BLAAUW, M.; CHRISTEN, J. A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. **Bayesian Analysis**, v. 6, p. 457-474, 2011.

BLASCO, F.; SAENGER, P.; JANODET, E. Mangroves as indicators of coastal change. **Catena**, v. 27, n. 3-4, p. 167-178, 1996.

BLASCO, F.; AIZPURU, M.; GERS, C. J. W. E. Depletion of the mangroves of Continental Asia. **Wetlands Ecology and Management**, v. 9, n. 3, p. 255-266, 2001.

BOROTTI FILHO, M. A. **Evolução dos manguezais do norte da Ilha do Cardoso (Cananéia-SP), desde o Pleistoceno tardio**. 2013. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2013.

BOSKI, T. et al. Sea-level rise since 8.2 ka recorded in the sediments of the Potengi–Jundiá Estuary, NE Brasil. **Marine Geology**, v. 365, p. 1-13, 2015.

BOUILLON, S. et al. Mangrove production and carbon sinks: a revision of global budget estimates. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 22, n. 2, 2008. doi:10.1029/2007GB003052

BOUTTON, T. W. Stable carbon isotope ratios of natural materials: 2. Atmospheric, terrestrial, marine, and freshwater environments. In: COLEMAN, D.C.; FRY, B. (ed.). **Carbon isotope techniques**. San Diego: Academic Press, 1991. p. 173-185.

BOYD, R.; DALRYMPLE, R.; ZAITLIN, B. A. Classification of clastic coastal depositional environments. **Sedimentary Geology**, v. 80, n. 3-4, p. 139-150, 1992.

BOZI, B. S. et al. Impacts of sea-level changes on mangroves from southeastern Brazil during the Holocene and Anthropocene using a multi-proxy approach. **Geomorphology**, v. 390, art. 107860, 2021.

BRADLEY, R. S. **Paleoclimatology**: reconstructing climates of the Quaternary. Amsterdam: Elsevier, 1999.

BRASIL. Marinha do Brasil. Diretoria de Hidrografia e Navegação. **Tábuas de marés**. Niterói, RJ, 2019. Disponível em: < <https://www.marinha.mil.br/dhn/> >

BRASIL. Marinha do Brasil. Diretoria de Hidrografia e Navegação. **Tábuas de marés**. Niterói, RJ, 2021. Disponível em: <<https://www.marinha.mil.br/dhn/>>

BROECKER, W. S. Radiocarbon. In: TUREKIAN, K.K.; HOLLAND, H.D. (ed.). **Treatise on geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, 2003. v. 4.09, p. 1-18.

BUSO JUNIOR, A. A. et al. Late Pleistocene and Holocene vegetation, climate dynamics, and Amazonian taxa in the Atlantic Forest, Linhares, SE Brazil. **Radiocarbon**, v. 55, n. 3, p. 1747-1762, 2013a.

BUSO JUNIOR, A. A. et al. From an estuary to a freshwater lake: a paleo-estuary evolution in the context de Holocene sea-level fluctuations, SE Brazil. **Radiocarbon**, v. 55, n. 3, p. 1735-1746, 2013b.

CAHOON, D. R. et al. Coastal wetland vulnerability to relative sea-level rise: wetland elevation trends and process controls. In: VERHOEVEN, J.T.A. et al. (eds.). **Wetlands and Natural Resource Management**. Heidelberg: Springer, 2006. p. 271-292. (Ecological Studies, 190).

CALDAS, L.H.O. **Late Quaternary coastal evolution of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil**. 2002. 92 p. PhD (Thesis) - University of Kiel, Kiel, Alemanha, 2002.

CALDAS, L.H.O.; STATTEGGER, K.; VITAL, H. Holocene sea-level history: evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. **Marine Geology**, v. 228, n. 1-4, p. 39-53, 2006.

CAMARGO, M. G. de. SYSGRAN: um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 2, p. 371-378. 1999.

CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, p. 88-108, 2004.

CASALBORE, D. et al. Depositional and erosional bedforms in Late Pleistocene-Holocene pro-delta deposits of the Gulf of Patti (southern Tyrrhenian margin, Italy). **Marine Geology**, v. 385, p. 216-227, 2017.

CASTRO, D. F. et al. The growth of the Doce River Delta in northeastern Brazil indicated by sedimentary facies and diatoms. **Diatom Research**, v. 28, n. 4, p. 455-466, 2013.

CECIL C.B. An overview and interpretation of autocyclic and allocyclic processes and the accumulation of strata during the Pennsylvanian–Permian transition in the central Appalachian Basin, USA. **International Journal of Coal Geology**, v. 119, p. 21–31, 2013.

CHAPMAN, V.J. Mangrove biogeography. In: International Symposium on Biology and Management of Mangroves, 1, 1975, Gainesville, FL. **Proceedings...** Gainesville, FL: University of Florida, Institute of Food and Agricultural Sciences, 1975. p. 3-22.

CHIANG, J. C. H.; BITZ, C. M. Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. **Climate Dynamics**, v. 25, n. 5, p. 477-496, 2005.

CHMURA, G. L.; ANISFELD, S. C.; CAHOON, D. R.; LYNCH, J. C. Global carbon sequestration in tidal, saline wetland soils. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 17, art. 1111, 2003.

CHURCH, J. A.; WHITE, N. J. A 20th century acceleration in global sea-level rise. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 1, 2006. doi:10.1029/2005GL024826

CLOERN, J. E.; CANUEL, E. A.; HARRIS, D. Stable carbon and nitrogen isotope composition of aquatic and terrestrial plants of the San Francisco Bay estuarine system. **Limnology and Oceanography**, v. 47, n. 3, p. 713-729, 2002.

COLWELL, R. N. History and place of photographic interpretation. In: PHILLIPSON, W. R. (ed.). **Manual of photographic interpretation**. 2. ed. Bethesda: ASPRS, 1997. p. 33-48.

COHEN, M.C.L.; LARA, R.J. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazônia: Application of GIS and remote sensing techniques. **Wetlands Ecology and Management**, v. 11, p. 223–231, 2003.

COHEN M.C.L. et al. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). **Wetlands Ecology and Management**, v. 13, p. 433–443, 2005.

COHEN, M.C.L. et al. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years. **Catena**, v. 76, n. 1, p. 70-77, 2008.

COHEN, M.C.L. et al. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. **Vegetation History and Archaeobotany**, v. 18, p. 425–439, 2009.

COHEN, M.C.L. et al. Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. **Quaternary Science Reviews**, v. 55, p. 50–58, 2012.

COHEN, M.C.L. et al. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, southeastern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 415, p. 48-58, 2014.

COHEN, M.C.L. et al. Decadal-scale dynamics of an Amazonian mangrove caused by climate and sea level changes: inferences from spatial-temporal analysis and digital elevation models. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 43, n. 14, p. 2876-2888, 2018.

COHEN, M.C.L. et al. Impacts of Holocene and modern sea-level changes on estuarine mangroves from northeastern Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 45, n. 2, p. 375-392, 2020a.

COHEN, M.C.L. et al. Southward migration of the austral limit of mangroves in South America. **Catena**, v. 195, art. 104775, 2020b.

COHEN, M.C.L. et al. Effects of the 2017–2018 winter freeze on the northern limit of the American mangroves, Mississippi River delta plain. **Geomorphology**, v. 394, art. 107968, 2021.

COLINVAUX, P., DE OLIVEIRA, P.E., PATIÑO, J.E.M. **Amazon Pollen Manual and Atlas**. Dordrecht: Harwood Academic Publishers, 1999.

COLINVAUX, P. A. et al. A long pollen record from lowland Amazonia: forest and cooling in glacial times. **Science**, v. 274, p. 85-88, 1996.

COSTANZA, R. et al. Changes in the global value of ecosystem services. **Global Environmental Change**, v. 26, p. 152-158, 2014.

CPRM. Serviço Geológico do Brasil. **Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea**. Diagnóstico do município de Extremoz, estado do Rio Grande do Norte. Recife: CPRM/PRODEEM, 2005.

CRUZ JUNIOR, F. W. et al. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. **Nature**, v. 434, n. 7029, p. 63-66, 2005.

CRUZ JUNIOR, F. W. et al. Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the Late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 248, n. 1-2, p. 495-507, 2006.

DAVIES, J. L. A morphogenic approach to world shorelines. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 8, n. 5, p. 127-142, 1964.

DANTAS, M.E.; FERREIRA, R.V. Relevo. In: Pfaltzgraff, P.A. dos S.; Torres, F.S. de M. (org.). **Geodiversidade do estado do Rio Grande do Norte**. Recife: CPRM, 2010. p. 77-92.

DEVANEY, J.L.; LEHMANN, M.; FELLER, I.C.; PARKER, J.D. Mangrove microclimates alter seedling dynamics at the range edge. **Ecology**, v. 98, p. 2513–2520, 2017.

DALRYMPLE, R. W.; ZAITLIN, B. A.; BOYD, R. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. **Journal of Sedimentary Research**, v. 62, n. 6, p. 1130-1146, 1992.

DANGENDORF, S. et al. Reassessment of 20th century global mean sea level rise. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA**, v. 114, n. 23, p. 5946-5951, 2017.

DEINES P. The isotopic composition of reduced organic carbon. In: FRITZ, P.; FONTES, J.C. (EDS). **Handbook of Environmental Isotope Geochemistry**. The Terrestrial Environments. Amsterdam: Elsevier, 1980. p. 329-406.

DIAZ, H. F. et al. Spatial and temporal characteristics of climate in medieval times revisited. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 92, n. 11, p. 1487-1500, 2011.

DINIZ, M. T. M.; OLIVEIRA, A. V. L. C. Mapeamento das unidades de paisagem do Estado do Rio Grande do Norte, Brasil. **Boletim Goiano de Geografia**, v. 38, n. 2, p. 342-364, 2018.

DINIZ FILHO J.B. **Recursos hídricos subterrâneos no médio e baixo curso da bacia hidrográfica do rio Ceará Mirim/RN**. 1999. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

DJI TECHNOLOGY. **DJI Ground Station Pro** (Version 2.0) (User Manual). Shenzhen, China, 2018. Disponível em: https://dl.djicdn.com/downloads/groundstation_pro/20181102/GS_Pro_User_Manual_v2.0_EN_201811.pdf

DOMINGUEZ, J. M. L.; WANLESS, H. R. Facies architecture of a falling sea-level strandplain, Doce River coast, Brazil. In: Swift, D. J. P. et al. (eds.). **Shelf sand and sandstone bodies: geometry, facies and sequence stratigraphy**. Hoboken: Wiley Online Library, 1992. p. 257-281.

DONATO, D. C. et al. Mangroves among the most carbon-rich forests in the tropics. **Nature Geoscience**, v. 4, n. 5, p. 293-297, 2011.

DUKE, N.; BALL, M.; ELLISON, J. Factors influencing biodiversity and distributional gradients in mangroves. **Global Ecology & Biogeography Letters**, v. 7, n. 1, p. 27-47, 1998.

ELLISON, J. How south Pacific mangroves may respond to predicted climate change and sea-level rise. In: GILLESPIE, A.; BURNS, W. (eds.). **Climate change in the South Pacific: impacts and responses in Australia, New Zealand, and Small Island States**. Heidelberg: Springer, 2000. p. 289-300.

ELLISON, J. C. Long-term retrospection on mangrove development using sediment cores and pollen analysis: a review. **Aquatic Botany**, v. 89, n. 2, p. 93-104, 2008.

ESPÍRITO SANTO ESTADO. Agência Estadual de Recursos Hídricos. **CBH Benevente**. Vitória, ES, 2015. Disponível em: < <https://agerh.es.gov.br/cbh-benevente> >

FAEGRI, K., IVERSEN, J. **Textbook of Pollen Analysis**. 4. ed. Chichester: John Wiley and Sons, 1989. 328 p.

FARQUHAR, G.D.; EHLERINGER, J.R.; HUBICK, K.T. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. **Annual Review of Plant Biology**, v. 40, n. 1, p. 503-537, 1989.

FELLERHOFF, C.; VOSS, M.; WANTZEN, K. M. Stable carbon and nitrogen isotope signatures of decomposing tropical macrophytes. **Aquatic Ecology**, v. 37, p. 361-375, 2003.

FELFILI, J.M.; VENTUROLI, F. **Tópicos em análise de vegetação**. 1. ed. Brasília, DF: Universidade de Brasília, Departamento de Engenharia Florestal, 2000. (Comunicações Técnicas Florestais).

FERNANDES, R. T. V. et al. Impacto da carcinicultura no manguezal do rio das Conchas, Porto do Mangue, Rio Grande do Norte. **Sociedade & Natureza**, v. 30, n. 3, p. 64-84, 2018.

FIGUEIREDO, B. L. et al. Climate, sea-level, and anthropogenic influences on coastal vegetation of the southern Bahia, Northeastern Brazil, during the mid-late Holocene. **Geomorphology**, v. 394, art. 107967, 2021.

FLORENZANO, T.G. **Imagens de satélite para estudos ambientais**. São Paulo, Oficina de Textos, 2002.

FONSECA, G.; NETTO, A. S. Shallow sublittoral benthic communities of the Laguna estuarine system, south Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 54, n. 1, p. 41-54, 2006.

FONTES, N. A. et al. The impacts of the middle Holocene high sea-level stand and climatic changes on mangroves of the Jucuruçu River, southern Bahia–northeastern Brazil. **Radiocarbon**, v. 59, n. 1, p. 215-230, 2017.

FRANÇA, M.C. et al. The last mangroves of Marajó Island - Eastern Amazon: impact of climate and/or relative sea-level changes. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 187, p. 50–65, 2012.

FRANÇA M.C. et al. Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. **Catena**, v. 110, p. 59–69, 2013a.

FRANÇA, M.C. et al. Inter-proxy evidence for the development of the Amazonian mangroves during the Holocene. **Vegetation History and Archaeobotany**, v. 23, p. 527–542, 2013b.

FRANÇA, M.C. et al. A multi-proxy evidence for the transition from estuarine mangroves to deltaic freshwater marshes, Southeastern Brazil, due to climatic and sea-level changes during the late Holocene. **Catena**, v. 128, p. 155-166, 2015.

FRANÇA, M.C. et al. Late-Holocene subtropical mangrove dynamics in response to climate change during the last millennium. **The Holocene**, v. 29, n. 3, p. 445-456, 2019.

FREIRE, A.C.; BALDI, M. Processo inovativo e indicadores estruturais: posição dos atores e trajetória tecnológica na rede de carcinicultura potiguar. **Organizações & Sociedade**, v. 21, n. 69, p. 235–254, 2014.

FROMARD, F.; VEGA, C.; PROISY, C. Half a century of dynamic coastal change affecting mangrove shorelines of French Guiana. A case study based on remote sensing data analyses and field surveys. **Marine Geology**, v. 208, n. 2-4, p. 265-280, 2004.

GARBIN, M. L. et al. Breve histórico e classificação da vegetação capixaba. **Rodriguésia**, v. 68, n. 5, p. 1883-1894, 2017.

GARREAUD, R.D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R.; MARENGO, J. Present-day South American climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 281, p. 180-195, 2009.

GEIGER, R., ARON, R.H.; TODHUNTER, P. **The climate near the ground**. Cambridge: Harvard University Press, 2012.

GIANNINI, P.C.F. **Sistemas deposicionais no Quaternário costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC**. 1993. 439 f. Tese (Doutorado em Ciências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

GIANNINI, P.C.F. Associações de fácies eólicas ativas na costa centro-sul de Santa Catarina. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 70, n. 3, p. 696, 1998.

GIANNINI, P.C.F. Complexo lagunar centro-sul catarinense – valioso patrimônio sedimentológico, arqueológico e histórico. In: SCHOBENHAUS, C. et al. (eds.). **Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil**. Brasília, DF: DNPM, 2002. p. 213-222.

GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A. O.; MARTINHO, C. T. A estratigrafia de seqüências na evolução das dunas costeiras de Santa Catarina, Sul do Brasil. In: Congresso do Quaternário dos Países de Língua Ibérica, 1., 2001, Lisboa. **Actas...** Lisboa: Sociedade Geológica de Portugal, 2001. p. 117-120.

GIANNINI, P.C.F. et al. Processos e materiais geológicos e a construção de sambaquis no litoral sul de Santa Catarina. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 10., 2005, Guarapari. **Anais...** Guarapari: ABEQUA, 2005. 1 CD-ROM.

GIANNINI, P.C.F. et al. Eolian depositional episodes controlled by Late Quaternary relative sea level changes on the Laguna-Imbituba coast (South Brazil). **Marine Geology**, v. 237, n. 3-4, p. 143-168, 2007.

GIANNINI, P.C.F. et al. Sedimentology and morphological evolution of the Ilha Comprida barrier system, southern São Paulo coast. In: DILLEMBURG, S. R., HESP, P. A. (eds.). **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Berlin: Springer-Verlag, 2009. p. 177–224.

GIANNINI, P.C.F. et al. Interações entre evolução sedimentar e ocupação humana pré-histórica na costa centro-sul de Santa Catarina, Brasil. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Humanas**, v. 5, p. 105-128, 2010.

GIRI, C. et al. Status and distribution of mangrove forests of the world using earth observation satellite data. **Global Ecology and Biogeography**, v. 20, p. 154–159, 2011.

GLOBAL MAPPER (version 19.0) (Software). 2017. Disponível em: <https://www.blumarblegeo.com/products/global-mapper-download.php>

GUEVARA, Y. Z. C. et al. Reference values of soil quality for the Rio Doce Basin. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 42, e0170231, 2018.

GUIMARÃES J.T.F. et al. Mid- and Late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon River. **The Holocene**, v. 22, n. 3, p. 359–370, 2009.

GUIMARÃES J.T.F. et al. Morphological and vegetation changes on tidal flats of the Amazon coast during the last 5000 cal yr BP. **The Holocene**, v. 23, n. 4, p. 528-543, 2013.

GRIEKEN, R. E. V.; MARKOWICZ, A. A. **Handbook of X-ray spectrometry**. New York: Marcel Dekker, 2002. 985 p.

GRIMM, E. C. Coniss: a fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of squares. **Computers and Geosciences**, v. 13, p. 13-35, 1987.

GUO, H. et al. Coastal regime shifts: Rapid responses of coastal wetlands to changes in mangrove cover. **Ecology**, v. 98, p. 762–772, 2017.

GUREVITCH, J.; SCHEINER, S. M.; FOX, G. A. **Ecologia vegetal** - 2. Porto Alegre: Artmed Editora, 2009.

HARPER C.W. Improved methods of facies sequence analysis, In: WALKER, R.G. et al. (eds.). **Facies Models**. Ontario: Geological Association of Canada, 1984. p. 11–13.

HARVEY, G. R. A study of the chemistry of iodine and bromine in marine sediments. **Marine Chemistry**, v. 8, n. 4, p. 327-332, 1980.

HAMMER, Ø.; HARPER, D. A. T.; RYAN, P. D. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. **Palaeontologia Electronica**, v. 4, n. 1, p. 9, 2001.

HERZ, R. **Manguezais do Brasil**. São Paulo: Laboratório de Sensoriamento Remoto, 1991. 200 p.

HICKS, S.; HYVARINEN, H. Pollen influx values measured in different sedimentary environments and their palaeoecological implications. **Grana**, v. 38, p. 228–242, 1999.

HOGARTH, P. **The Biology of Mangrove and Seagrasses**. Oxford: Oxford University Press, 2007.

HOGG, A. G. et al. SHCal20 Southern Hemisphere calibration, 0–55,000 years cal BP. **Radiocarbon**, v. 62, n. 4, p. 759-778, 2020.

INSTITUTO CHICO MENDES DE CONSERVAÇÃO DA BIODIVERSIDADE (ICMBIO). **Atlas dos Manguezais do Brasil**. Brasília, DF, 2018. 176 p.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET). **Normais climatológicas 1981-2010, número de dias com temperaturas máxima anual**. Brasília, DF, 2019. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisClimatologicas>. Acesso em: 5 abr. 2019.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET). **Normais climatológicas 1981-2010, precipitação acumulada anual**. Brasília, DF, 2020. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisClimatologicas>. Acesso em: 2 fev. 2020.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate change. Synthesis report**. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK, 2014.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Global Warming of 1.5°C**. Special Report Intergovernmental Panel on Climate Change. Geneva, 2018.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). Relatório especial sobre os impactos do aquecimento global de 1,5°C. Geneva, 2019. Disponível em: <https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2019/07/SPM-Portuguese-version.pdf>. Acesso em: 31 dez. 2020.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate Change 2022: Mitigation of Climate Change**. Contribution of Working Group III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2022.

KAUFMAN, D. et al. Holocene global mean surface temperature, a multi-method reconstruction approach. **Scientific Data**, v. 7, n. 1, p. 201, 2020.

KJERFVE B.; LACERDA L.D. 1993. Mangroves of Brazil. In: LACERDA L.D. et al. (eds.). **Conservation and sustainable utilization of mangrove forests in Latin America and Africa Regions**. Part I: Latin America. Yokohama, Japan: ITTO/ISME, 1993. p. 245-272. (Mangrove Ecosystem Technical Report, 2).

KEY, R. M. Radiocarbon. In: **Encyclopedia of Ocean Sciences**. New York: Academic Press, 2001. p. 2338-2353.

KOCH, E. W. et al. Non-linearity in ecosystem services: temporal and spatial variability in coastal protection. **Frontiers in Ecology and the Environment**, v. 7, p. 29-37, 2009.

KORFF, S. A.; MENDELL, R. B. Variations in radiocarbon production in the Earth's atmosphere. **Radiocarbon**, v. 22, n. 2, p. 159-165, 1980.

KORNING, J.; THOMSEN, K. A new method for measuring tree height in tropical rain forest. **Journal of Vegetation Science**, v. 5, p. 139-140, 1994.

KOVACS, S. E. et al. Calcite raft geochemistry as a hydrological proxy for Holocene aquifer conditions in Hoyo Negro and Ich Balam (Sac Actun Cave System), Quintana Roo, Mexico. **Quaternary Science Reviews**, v. 175, p. 97-111, 2017.

KRAUSS, K.W. et al. Environmental drivers in mangrove establishment and early development: A review. **Aquatic Botany**, v. 89, p. 105–127, 2008.

KRISHNAMURTHY, P. et al. Transcriptomics analysis of salt stress tolerance in the roots of the mangrove *Avicennia officinalis*. **Scientific Reports**, v. 7, n. 1, p. 1-19, 2017.

KUENZER, C. et al. Remote sensing of mangrove ecosystems: A review. **Remote Sensing**, v. 3, n. 5, p. 878-928, 2011.

KUMARAN, K.P.N.; SHINDIKAR, M.; LIMAYE, R.B. Mangrove associated lignite beds of Malvan, Konkan: evidence for higher sea-level during the Late Tertiary (Neogene) along the west coast of India. **Current Science**, v. 86, p. 335-340, 2004.

LAMB, A.L.; WILSON, G.P.; LENG, M.J. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. **Earth-Science Reviews**, v. 75, n. 1-4, p. 29–57, 2006.

LARA, J.R., COHEN, M.C.L. Sediment porewater salinity, inundation frequency and mangrove vegetation height in Bragança, North Brazil: an ecohydrology-based empirical model. **Wetlands Ecology and Management**, v. 14, p. 349–358, 2006.

LARA, R.J., COHEN, M.C.L. Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia. **Climatic Change**, v. 94, p. 399–408, 2009.

LARA, R.; SZLAFSZTEIN, C.; COHEN, M.; BERGER, U.; GLASER, M. Implications of mangrove dynamics for private land use in Bragança, North Brazil: a case study. **Journal of Coastal Conservation**, v. 8, n. 1, p. 97-102, 2002.

LEDRU, M.–P. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. **Quaternary Research**, v. 39, n. 1, p. 90-98, 1993.

LEDRU, M.-P., SALGADO-LABOURIAU M.L., LORSCHETTER M.L. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 yr B.P. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 99, p. 131–142, 1998.

LEDRU M.-P., MOURGUIART P., RICCOMINI C. Related changes in biodiversity, insolation and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 271, n. 1-2, p. 140–152, 2009.

LEWIS, S. E. et al. Mid-late Holocene sea-level variability in eastern Australia. **Terra Nova**, v. 20, n. 1, p. 74-81, 2008.

LIBBY, W.F. (ed.). **Radiocarbon dating**. Chicago, University of Chicago Press, 1955. 175 p.

LIBBY, W. F.; ANDERSON, E. C.; ARNOLD, J. R. Age determination by radiocarbon content: world-wide assay of natural radiocarbon. **Science**, v. 109, n. 2827, p. 227-228, 1949.

LILLESAND, M. T., KIEFER, R. W. **Remote Sensing and Image Interpretation**. New York: John Wiley & Sons, 2000.

LISI, C. S. et al. ^{14}C bomb effect in tree rings of tropical and subtropical species of Brazil. **Tree-Ring Research**, v. 57, n. 2, p. 191-196, 2001.

LIU, Z. et al. The Holocene temperature conundrum. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA**, v. 111, n. 34, p. E3501-E3505, 2014a.

LIU, K. B. et al. Sedimentary signature of Hurricane Isaac in a Taxodium swamp on the western margin of Lake Pontchartrain, Louisiana, USA. **Proceedings of the International Association of the Hydrological Sciences**, v. 367, p. 421–428, 2014b.

LORENTE, F. L. et al. Palynofacies and stable C and N isotopes of Holocene sediments from Lake Macuco (Linhares, Espírito Santo, southeastern Brazil): depositional settings and palaeoenvironmental evolution. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 415, p. 69-82, 2014.

LORENTE, F. L. et al. **Atlas palinológico**. Piracicaba: Laboratório ^{14}C ; FEALQ, 2017.

LORENTE, F. L. et al. An integrated analysis of palynofacies and diatoms in the Jucuruçu River valley, northeastern Brazil: Holocene paleoenvironmental changes. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 103, art. 102731, 2020.

LORENZON, A. S. et al. Influência das características morfométricas da bacia hidrográfica do rio Benevente nas enchentes no município de Alfredo Chaves-ES. **Revista Ambiente & Água**, v. 10, p. 195-206, 2015.

LOVELOCK, C. E. et al. The vulnerability of Indo-Pacific mangrove forests to sea-level rise. **Nature**, v. 526, n. 7574, p. 559-563, 2015.

LUGO, A. E.; MEDINA, E.; MCGINLEY, K. Issues and challenges of mangrove conservation in the Anthropocene. **Madera y Bosques**, v. 20, n. spec., p. 11-38, 2014.

LÜNING, S.; GALKA, M.; VAHRENHOLT, F. Warming and cooling: the medieval climate anomaly in Africa and Arabia. **Paleoceanography**, v. 32, n. 11, p. 1219-1235, 2017.

LÜNING, S. et al. The medieval climate anomaly in South America. **Quaternary International**, v. 508, p. 70-87, 2019a.

LÜNING, S. et al. The Medieval climate anomaly in the Mediterranean region. **Paleoceanography and Paleoclimatology**, v. 34, n. 10, p. 1625-1649, 2019b.

LUTHERBACHER, J. et al. Reconstruction and simulated Medieval Climate Anomaly in southern South America. **Past Global Changes Magazine**, v. 19, n. 1, p. 20-21, 2011.

MACARIO, K. C. D. et al. **Preparação de amostras de radiocarbono e aplicações de AMS em arqueologia e geologia marinha**. 2003. 138f. Tese (Doutorado em Ciências) – Instituto de Física da Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2003.

MANN, M. E. et al. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. **Science**, v. 326, n. 5957, p. 1256-1260, 2009.

MARKGRAF, V.; BRADBURY, J. P. Holocene climatic history of South America. In: MANGERUD, J.; BIRKS, H.J.B.; JÄGER, K.D. (eds.). **Chronostratigraphic subdivision of the Holocene**. p. 40-45. (Striae, 16).

MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L. Geological history of coastal lagoons with particular reference to examples from the east coast of Brazil. In: KJERVE, B. (ed.). **Coastal Lagoon Process**. Amsterdam: Elsevier, 1994. p. 41-68. (Elsevier Oceanography Series, 60).

MARTIN, L.; FLEXOR, J. M.; SUGUIO, K. Possible changes in the Holocene wind pattern recorded on southeastern Brazilian coast. **Boletim IG-USP**. Ed. Espec., n. 8, p. 117-131, 1991.

MARTIN, L. et al. Coastal Quaternary formations of the southern part of the State of Espírito Santo (Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 68, n. 3, p. 389-404, 1996.

MARTIN L., DOMINGUEZ J.M.L., BITTENCOURT A.C.S.P. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. **Journal of Coastal Research**, v. 19, n. 1, p. 101–124, 2003.

MCLAURIN, B. T.; STEEL, R. J. Architecture and origin of an amalgamated fluvial sheet sand, lower Castlegate Formation, Book Cliffs, Utah. **Sedimentary Geology**, v. 197, n. 3-4, p. 291-311, 2007.

MCKEE, K. L.; CAHOON, D. R.; FELLER, I. C. Caribbean mangroves adjust to rising sea level through biotic controls on change in soil elevation. **Global Ecology and Biogeography**, v. 16, n. 5, p. 545-556, 2007.

MEYERS P. A. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. **Chemical Geology**, v. 144, n. 3-4, p. 289-302, 1994.

MEYERS P. A. Application of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. **Organic Geochemistry**, v. 34, n. 2, p. 261-289, 2003.

MILLAR, R. J. et al. Emission budgets and pathways consistent with limiting warming to 1.5 C. **Nature Geoscience**, v. 10, n. 10, p. 741-747, 2017.

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

MILANKOVITCH, M. M. **Theorie Mathematique des Phenomenes Thermiques Produits par la Radiation Solaire**. Paris: Academie Yougoslave des Sciences et des Arts de Zagreb, Gauthier-Villars, 1920.

MORAES C.A. et al. Late Holocene mangrove dynamics dominated by autogenic processes. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 42, n. 13, p. 2013–2023, 2017.

MUEHE, D.; NEVES, C. F. The implications of sea-level rise on the Brazilian coast: a preliminary assessment. **Journal of Coastal Research**, n. 14, p. 54-78, 1995. Special issue.

MUNSELL COLOR. **Munsell soil color charts**. Vienna, Austria: Whith Genuine Munsell Color Chips, 2009.

NASCIMENTO-DIAS, B. L. do; OLIVEIRA, D. F.; ANJOS, M. J. dos. A utilização e a relevância multidisciplinar da fluorescência de raios X. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 39, n. 4, e4308, 2017.

NASCIMENTO JUNIOR, D.R. **Evolução sedimentar holocênica do delta do rio Tubarão, Estado de Santa Catarina**. 2010. 277 p. Tese (Doutorado em Ciências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

NEREM, R.S. et al. Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA**, v. 115, n. 9, p. 2022–2025, 2018.

NETTO, S. A. Lagoas costeiras da Área de Proteção Ambiental da Baleia Franca. In: PLANO de Manejo Área de Proteção Ambiental da Baleia Franca, Imbituba, Santa Catarina: Parte 5 - Lagoas Costeiras. Florianópolis, 2018. 23 p.

NEUKOM, R. et al. Multiproxy summer and winter surface air temperature field reconstructions for southern South America covering the past centuries. **Climate Dynamics**, v. 37, p. 35-51, 2011.

NÓBREGA, R. S.; SANTIAGO, G. A. C. F. Tendência de temperatura na superfície do mar nos oceanos Atlântico e Pacífico e variabilidade de precipitação em Pernambuco. **Mercator** (Fortaleza), v. 13, p. 107-118, 2014.

NOVELLO, V. et al. Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 23, p. 1-6, 2012.

OLIVEIRA, V. F. **Influência do estresse hídrico e salino na germinação de propágulos de *Avicennia schaueriana* Stapf e *Leechman ex Moldenke* e *Laguncularia racemosa* (L.) Gaertn. f.** 2005. 82 f. Dissertação (Mestrado em Botânica) – Escola Nacional de Botânica Tropical, Instituto de Pesquisas Jardim Botânico do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

OLIVEIRA, R. R.; NASCIMENTO, M. A. L. Mapa Geológico Simplificado do Estado do Rio Grande do Norte: representação cartográfica de elementos geológicos para divulgação das Geociências. **Terræ Didática**, v. 15, e019003, 2019.

OLIVEIRA, G D.; MATTOS, K. M. da C. Impactos ambientais provocados pela indústria de camarão no município de Nísia Floresta (RN). **Revista Ibero Americana de Estratégia**, v. 6, n. 2, p. 183-188, 2007.

ORSELLI, J. Climatologia. In: GAPLAN-SC. **Atlas de Santa Catarina**. Florianópolis, 1986. p. 38-39.

PARRY, M.L. **Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability**. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2007. 976 p.

PEIXOTO, A.L.; GENTRY, A. Diversidade e composição florística da mata de tabuleiros na Reserva Florestal de Linhares (Espírito Santo, Brasil). **Revista Brasileira de Botânica**, v. 13, p. 19–25, 1990.

PELTIER, W.R. Global glacial isostatic adjustment and coastal tectonics. In: STEWART, I.; VITA-FINZI, C. (ed.). **Coastal tectonics**. London: Geological Society of London, 1998. p. 1–29.

PERRETTI, A. R. et al. **Evolução climática e oceanográfica no Brasil e no oceano adjacente durante o Pleistoceno Superior e o Holoceno**: uma atualização. Ciência das mudanças climáticas e sua interdisciplinaridade. São Paulo: Annablume, 2015.

PESSENDA, L.C.R. et al. ^{14}C dating and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest-savanna boundary areas in the southern Brazilian Amazon region. **Radiocarbon**, v. 40, n. 2, p. 1013–1022, 1998.

PESSENDA, L.C.R. et al. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. **The Holocene**, v. 11, n. 2, p. 250–254, 2001.

PESSENDA, L.C.R. et al. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. **Quaternary Research**, v. 62, n. 2, p. 183–193, 2004.

PESSENDA, L.C.R. et al. Holocene palaeoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotopes records. **Holocene**, 15: 814–822, 2005a.

PESSENDA, L.C.R. et al. Isótopos de carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. In: SOUZA, C.R.G. et al. (eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005b. p. 75–93.

PESSENDA, L.C.R. et al. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 ^{14}C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. **Quaternary Research**, v. 71, n. 437–452, 2009.

PESSENDA, L.C.R. et al. Last millennium environmental changes and climate inferences in the Southeastern Atlantic Forest, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 82, p. 717–729, 2010.

PESSENDA, L.C.R. et al. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove record, southeastern Brazil. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v. 363–364, p. 57–68, 2012.

PESSENDA, L.C.R. et al. **Estudos interdisciplinares na reconstrução milenar da dinâmica climática, da vegetação e marinha no Brasil**. 2. ed. rev. Piracicaba: CENA/USP, 2015. (Série Didática, v. 2).

PETERSON, B.J.; HOWARTH, R.W. Sulfur, carbon and nitrogen isotopes used to trace organic matter flow in the salt-marsh estuaries of Sapelo Island, Georgia. **Limnology and Oceanography**, v. 32, n. 6, p. 1195–1213, 1987.

PETRI, D. J. C. et al. Distribuição das espécies e estrutura do manguezal do rio Benevente, Anchieta, ES. **Biota Neotropica**, v. 11, p. 107-116, 2011.

PFALTZGRAFF, P.A.S.; TORRES, F.S.M. **Geodiversidade do estado do Rio Grande do Norte – Recife**. Rio de Janeiro, RJ: CPRM, Serviço Geológico do Brasil, 2010. (Relatório Técnico). Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/16773>.

PINHEIRO, J. U.; BRISTOT, G.; LUCENA, L. R. F. de. **Clima do Estado do Rio Grande do Norte**. Geodiversidade do Estado do Rio Grande do Norte. Rio de Janeiro, RJ: CPRM, Serviço Geológico do Brasil, 2010. p. 93-99, 2010.

PRADO, L. F. et al. A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America. **Climate of the Past**, v. 9, n. 5, p. 2117-2133, 2013.

QUISTHOUDT, K. et al. Temperature variation among mangrove latitudinal range limits worldwide. **Trees**, v. 26, n. 6, p. 1919–1931, 2012.

R CORE TEAM. **R: A Language and Environment for Statistical Computing**. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing, 2018. Disponível em: <<https://www.R-project.org/>>.

RABINOWITZ, D. Dispersal properties of mangrove propagules. **Biotropica**, v. 10, n. 1, p. 47-57, 1978.

RAMSAY, P. J.; COOPER, J. A. G. Late Quaternary sea-level change in South Africa. **Quaternary Research**, v. 57, n. 1, p. 82-90, 2002.

RAVEN, P.H.; EVERT, R.F.; EICHHORN, S.E. **Biologia Vegetal**. 5. ed. Rio de Janeiro, RJ: Guanabara Koogan, 1996.

REIMER, P.J. et al. IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years calBP. **Radiocarbon**, v. 55, n. 4, p. 1869-1887, 2013.

REINECK, H.E.; WUNDERLICH F. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. **Sedimentology**, v. 11, p. 99–104, 1968.

RENSSEN, H. et al. Holocene climate evolution in the high-latitude Southern Hemisphere simulated by a coupled atmosphere-sea ice-ocean-vegetation model. **The Holocene**, v. 15, n. 7, p. 951-964, 2005.

RIBEIRO, S.R. et al. Allogenic and autogenic effects on mangrove dynamics from the Ceará Mirim River, northeastern Brazil, during the middle and late Holocene. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 43, n. 8, p. 1622-1635, 2018.

RIZZINI, C.T., STOCKMARR J. Tablets spores used in absolute pollen analysis. **Pollen and Spores**, v. 13, p. 616–621, 1971.

RIZZINI, C.T. **Tratado de fitogeografia do Brasil**: aspectos ecológicos, sociológicos e florísticos. 2. ed. Rio de Janeiro, RJ: Âmbito Cultural Edições, 1997.

RODRIGUES, E. et al. The effect of global warming on the establishment of mangroves in coastal Louisiana during the Holocene. **Geomorphology**, v. 381, art. 107648, 2021.

RODRIGUES, E. et al. Poleward mangrove expansion in South America coincides with MCA and CWP: A diatom, pollen, and organic geochemistry study. **Quaternary Science Reviews**, v. 288, art. 107598, 2022.

ROE, H. M.; VAN DE PLASSCHE, O. Modern pollen distribution in a Connecticut saltmarsh: implications for studies of sea-level change. **Quaternary Science Reviews**, v. 24, n. 18-19, p. 2030-2049, 2005.

ROSSETTI, D. F. Ambientes estuarinos. In: SILVA, A. J. C. L. P.; ARAGÃO, M. A. N. F. MAGALHÃES, A. J. C. (Ed). **Ambientes de sedimentação siliclástica do Brasil**. São Paulo: Beca/BALL, 2008. p. 194-211.

ROUBIK, D. W.; MORENO, J. E. **Pollen and spores of Barro Colorado**. St. Louis: Missouri Botanical Garden, 1991. 270 p.

SANTOS, T. P. et al. Millennial-to centennial-scale changes in sea surface temperature in the tropical South Atlantic throughout the Holocene. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 392, p. 1-8, 2013.

RUDDIMAN, W. F. **Earth's climate: past and future**. New York: W. H. Freeman, 2008.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. **Contribuição à palinologia dos Cerrados**. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, 1973. 291 p.

SCHAEFFER-NOVELLI, Y. et al. Variability of mangrove ecosystems along the Brazilian coast. **Estuaries**, v. 13, p. 204-218, 1990.

SCHAEFFER-NOVELLI, Y. **Manguezal: Ecosistema entre a terra e o mar**. 1. ed. São Paulo, SP: Caribbean Ecological Research, São Paulo. 1995. 64 p.

SCHAEFFER-NOVELLI, Y. et al. Brazilian mangroves. **Aquatic Ecosystem Health & Management**, v. 3, n. 4, p. 561-570, 2000.

SCHIDLOWSKI, M., HAYES, J. M., KAPLAN, I. R. Isotopic inferences of ancient biochemistries: carbon, sulfur, hydrogen and nitrogen. In: SCHOPF, J.W. (ed.). **Earth's Earliest biosphere: its origin and evolution**. Princeton, NJ: Princeton University Press, 1983. p. 149-186.

SHAKUN, J. D.; CARLSON, A. E. A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. **Quaternary Science Reviews**, v. 29, n. 15-16, p. 1801-1816, 2010.

SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. **Journal of Sedimentary Research**, v. 24, n. 3, p. 151-158, 1954.

SILVESTRINI, T. A.; D´AQUINO, C. de A. Dinâmica dos parâmetros oceanográficos em um estuário impactado por atividades de mineração de carvão. **Pesquisas em Geociências**, v. 47, n. 3, e103404, 2020.

SLOSS, C. R. et al. Holocene sea level fluctuations and the sedimentary evolution of a barrier estuary: Lake Illawarra, New South Wales, Australia. **Journal of Coastal Research**, v. 21, n. 5, p. 943-959, 2005.

SNEDAKER, S. C.; GETTER, C. D. **Coastal resources management guidelines**. Michigan, MI: Department of Environment and Natural Resources United States Agency for International Development's (DENR-USAID) Philippine Environmental Governance (EcoGov), 1985.

SOARES, M.L.G.; ESTRADA, G.C.D.; FERNANDEZ, V.; TOGNELLA, M.M.P. Southern limit of the Western South Atlantic mangroves: assessment of the potential effects of global warming from a biogeographical perspective. **Estuarine Coastal and Shelf Science**, v. 101, n. 10, p. 44-53, 2012.

SOUZA FILHO, P. W. M.; MARTINS, E. do S. F.; DA COSTA, F. R. Using mangroves as a geological indicator of coastal changes in the Bragança Macrotidal Flat, Brazilian Amazon: a remote sensing data approach. **Ocean & Coastal Management**, v. 49, n. 7-8, p. 462-475, 2006.

SPALDING, M. **World atlas of mangroves**. Abingdon, UK: Routledge, 2010.

SPENCER, T. et al. Global coastal wetland change under sea-level rise and related stresses: The DIVA Wetland Change Model. **Global and Planetary Change**, v. 139, p. 15-30, 2016.

STATTEGGER, K.; DE O. CALDAS, L. H.; VITAL, H. Holocene coastal evolution of the northern Rio Grande do Norte Coast, NE Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. special, n. 39, p. 151-156, 2006.

STEFFEN, C. A. **Introdução ao sensoriamento remoto**. São José dos Campos, SP: INPE, Divisão de Sensoriamento Remoto, 2021. Disponível em: <<http://www.inpe.br/unidades/cep/atividadescep/educasere/apostila.htm>>. Acesso em: 10 jun. 2021.

STEWART, R. H. **Introduction to physical oceanography**. Austin: Texas A&M University, 2008.

STINE S. Extreme and persistent drought in California and Patagonia during Medieval time. **Nature**, v. 369, n. 6481, p. 546-549, 1994.

STRELIN, J. et al. Holocene glaciations in the Ema glacier valley, Monte Sarmiento massif, Tierra del Fuego. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 260, n. 3-4, p. 299-314, 2008.

STOCKMARR, J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. **Pollen et Spores**, v. 13, p. 615-621, 1971.

STRAHLER, A. N. **Physical geography**. Barcelona: Omega. 1977.

STUART, S.A.; CHOAT, B.; MARTIN, K.C.; HOLBROOK, N.M.; BALL, M.C. The role of freezing in setting the latitudinal limits of mangrove forests. **New Phytologist**, v. 173, p. 576-83, 2007.

SUGUIO, K. et al. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15: 273-286, 1985.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense. In: International Symposium in Coastal Evolution in the Quaternary. São Paulo, SP: The Brazilian National Working Group for the IGCP-Project 61 Instituto de Geociências, USP; Sociedade Brasileira de Geologia- SBG, 1978. p. 55. (Special Publication, 1).

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L. Evolução da planície costeira do Rio Doce (ES) durante o quaternário: Influência das flutuações do nível do mar. In: Simpósio do Quaternário no Brasil, 1982, São Paulo. **Atas...** São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1982.

SUKIGARA, C.; SAINO, T. Temporal variations of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ in organic particles collected by a sediment trap at timeseries station off the Tokyo Bay. **Continental Shelf Research**, v. 25, p. 1749–1767, 2005.

SWIFT, D.J.P. Barrier-island genesis: evidence from the central Atlantic shelf, eastern U.S.A. **Sedimentary Geology**, v. 14, n. 1, p. 1–43, 1975.

TANAKA, A. P. B. **Sedimentologia, cronologia e dinâmica progradacional das planícies costeiras de Campos Verdes e Ji (Laguna, SC)**. 2010. Dissertação (Mestrado em Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

TRAVERSE, A. **Paleopalynology**. Amsterdam: Springer, 2007. 772 p.

TAYLOR, R. E. AMS ^{14}C dating of critical bone samples: Proposed protocol and criteria for evaluation. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research**, v. 29B, p. 159–163, 1987.

THOMAS R.G. et al. Inclined heterolithic stratification: terminology, description, interpretation and significance. **Sedimentary Geology**, v. 53, p. 123-179, 1987.

TOMAZELLI L.J. **Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, com ênfase no sistema eólico**. 1990. 270 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.

TOMLINSOM, P.B. **The Botany of Mangroves**. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1986.

TUCKER, M. E. (ed.). **Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks**. New York: John Wiley & Sons, 2001.

TWILLEY, R. R., CHEN, R. H., HARGIS, T. Carbon sinks in mangroves and their implications to carbon budget of tropical coastal ecosystems. **Water Air and Soil Pollution**, v. 64, p. 265-288, 1992.

TYSON, R. V. Abundance of organic matter in sediments: TOC, hydrodynamic equivalence, dilution and flux effects. In: _____. **Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies**. Dordrecht: Springer Netherlands, 1995. p. 81-118.

US GEOLOGICAL SURVEY. **EarthExplorer**. Reston, Va.: U.S. Dept. of the Interior, U.S. Geological Survey, 2019. Disponível em: <https://purl.fdlp.gov/GPO/LPS82497>

VAIPHASA, C. **Remote sensing techniques for mangrove mapping**. Wageningen: Wageningen University and Research, 2006.

VALE, C.C.; FERREIRA, R.D. Os manguezais do litoral do Estado do Espírito Santo. In: Simpósio de Ecossistemas Brasileiros, 4., 1998, Águas de Lindóia, SP. **Anais...** São Paulo, SP: ACIESP, 1998. p. 88-94.

VEDEL, V. et al. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in northern Brazil, inferences from the Taperebal core in northeastern Pará State. **Vegetation History and Archaeobotany**, v. 15, p. 115-123, 2006.

VELOSO, H.P., RANGEL FILHO A.L.R., LIMA J.C.A. **Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal**. Rio de Janeiro, RJ: IBGE, 1991. 124 p. (Manual Técnico).

VITAL, H.; FURTADO, S. F. L.; GOMES, M. P. Response of the Apodi-Mossoró estuary-incised valley system (NE Brazil) to sea-level fluctuations. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 58, p. 13-24, 2010.

VUILLE, M. et al. A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. **Climate of the Past**, v. 8, n. 4, p. 1309-1321, 2012.

WALKER, R.G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER R.G., JAMES, N.P. (eds.). **Facies Models - Response to Sea Level Change**. Ontario: Geological Association of Canada, 1992. p. 1-14.

WALSH, G.E. Mangroves: a review. IN: REINOLD, R.J., QUEEN, W.H. (eds.). **Ecology of Halophytes**. New York, NY: Academic Press, 1974. p. 51-174.

WANG, L. et al. A review of remote sensing for mangrove forests: 1956–2018. **Remote Sensing of Environment**, v. 231, art. 111223, 2019.

WANNER, H. et al. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. **Quaternary Science Reviews**, v. 27, n. 19-20, p. 1791–1828, 2008.

WENG, C.; BUSH, M. B.; SILMAN, M. R. An analysis of modern pollen rain on an elevational gradient in southern Peru. **Journal of Tropical Ecology**, v. 20, n. 1, p. 113-124, 2004.

WENTWORTH, C.K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Geology**, v. 30, p. 377–392, 1922.

WIDMANN, M.; TETT, S. F. B. Simulating the climate in the last millennium. **PAGES News**, v. 11, n. 2-3, p. 21–23, 2003.

WILSON, G. P. et al. Variability of organic $\delta^{13}\text{C}$ and C/N in the Mersey Estuary, UK and its implications for sea-level reconstruction studies. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 64, n. 4, p. 685-698, 2005.

WOODROFFE, C. D. **Coasts: form, process and evolution**. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2002.

WOODROFFE, C. D.; MURRAY-WALLACE, C. V. Sea-level rise and coastal change: the past as a guide to the future. **Quaternary Science Reviews**, v. 54, p. 4-11, 2012.

WOODROFFE, C. D. et al. Mangrove sedimentation and response to relative sea-level rise. **Annual Review of Marine Science**, v. 8, p. 243-266, 2016.

XIMENES, A. C. et al. Does sea surface temperature contribute to determining range limits and expansion of mangroves in eastern South America (Brazil)? **Remote Sensing**, v. 10, n. 11, art. 1787, 2018.

XIMENES, A. C. et al. Seasonal atmospheric and oceanographic factors influencing poleward mangrove expansion in the southeastern American coast. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 262, art. 107607, 2021.

YAO, Q.; LIU, K. B. Changes in modern pollen assemblages and soil geochemistry along coastal environmental gradients in the Everglades of south Florida. **Frontiers in Ecology and Evolution**, v. 5, art. 178, 2018.

YAO, Q. et al. Palynological reconstruction of environmental changes in coastal wetlands of the Florida Everglades since the mid-Holocene. **Quaternary Research**, v. 83, n. 3, p. 449-458, 2015.

YAO, Q. et al. Mangrove expansion at poleward range limits in North and South America: Late-Holocene climate variability or anthropocene global warming? **Catena**, v. 216, art. 106413, 2022.

ZHANG, X.; XU, K.; YANG, Z.; TAN, X.; WU, C. Decreasing land growth and unique seasonal area fluctuations of two newborn Mississippi subdeltas. **Geomorphology**, v. 378, art. 107617, 2021.

ZIFFER-BERGER, J. **Vascular Flora of the Babitonga Bay Region (Santa Catarina, Brazil): Diversity and Origins**. 2008. 219 p. Dissertation (Doktorgrades) - Naturwissenschaftlichen Fakultät, Friedrich-Alexander-Universität, Erlangen-Nürnberg, 2008.

ZORITA, E. et al. Climate evolution in the last five centuries simulated by an atmosphere-ocean model: global temperatures, the North Atlantic Oscillation and the Late Maunder Minimum. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 13, p. 271-289, 2004.