



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 598**

**IMPACTOS DAS MUDANÇAS DO NÍVEL DO MAR NOS  
MANGUEZAIS DO SUDESTE DO BRASIL DURANTE O  
HOLOCENO E ANTROPOCENO USANDO UMA  
ABORDAGEM MULTI-PROXY**

**Dissertação apresentada por:**

**BETTINA SILVA BOZI**

**Orientador: Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen (UFPA)**

---

**BELÉM - PARÁ  
2020**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)  
de acordo com ISBD Sistema de Bibliotecas da  
Universidade Federal do Pará**

**Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados  
fornecidos pelo(a) autor(a)**

---

B662i Bozi, Bettina Silva.

Impactos das mudanças do nível do mar nos manguezais do  
sudeste do Brasil durante o Holoceno e Antropoceno usando uma  
abordagem multi-proxy / Bettina Silva Bozi. — 2020.  
xvii, 76f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen  
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará,  
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e  
Geoquímica, Belém, 2020.

1. Geologia marinha e costeira. 2. Geomorfologia. 3.  
Sensoriamento remoto. 4. Isótopos de carbono e nitrogênio. 5.  
Guarapari (ES). I. Título.

CDD 551.45

---



**Universidade Federal do Pará**  
**Instituto de Geociências**  
**Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

**IMPACTOS DAS MUDANÇAS DO NÍVEL DO MAR NOS  
MANGUEZAIS DO SUDESTE DO BRASIL DURANTE O  
HOLOCENO E ANTROPOCENO USANDO UMA  
ABORDAGEM MULTI-PROXY**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:**

**BETTINA SILVA BOZI**

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de  
GEOLOGIA, Linha de Pesquisa GEOLOGIA MARINHA E COSTEIRA**

**Data de Aprovação:** 28 / 12 / 2020

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen  
(Orientador-UFPA)

Prof. Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda  
(Membro-USP)

Prof. Nils Edwin Asp Neto  
(Membro-UFPA)

*Dedico à minha Vovó Martha  
(in memoriam), com muito amor.*



## AGRADECIMENTOS

Agradeço à Deus, por ser minha força e conforto.

Agradeço imensamente ao meu orientador Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen (UFPA) pela oportunidade, paciência, amizade e generosidade ao longo desses anos, por todas as discussões, sugestões e incentivos, sempre muito disposto a contribuir.

Ao Professor Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda por todo o apoio logístico durante o trabalho de campo e atividades em seu laboratório no Centro de Energia Nuclear na Agricultura–CENA, e pelos conhecimentos compartilhados.

Aos professores do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, pelos ensinamentos, sinceros conselhos e apoio. À Cleida Freitas e Joanicy Lopes pela eficiência profissional nos assuntos do PPGG/UFPA.

Aos funcionários da biblioteca do Instituto de Geociências, principalmente à Lucia Imbiriba, muito solícita nas devidas instruções para a finalização da formatação deste manuscrito.

Aos amigos e profissionais do Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC), da Universidade Federal do Pará. Especialmente Neuza Fontes, pela amizade, discussões e sugestões, e Erika Rodrigues pelo companheirismo, por todo auxílio na palinologia e todas as contribuições no trabalho.

Aos amigos queridos do PPGG/UFPA, de cada grupo de pesquisa, por todos os conselhos, apoio, amizade e descontração durante esses anos. De forma especial Renan Fernandes, por compartilhar comigo tantos momentos bons e difíceis, por todo apoio e amizade. Sérgio Nunes e Bianca Jefres, pela amizade, companheirismo e cuidado. Beatriz Luna, a qual tive o prazer de ser parceira nos trabalhos de campo e pelas contribuições no CENA/USP. E aos amigos que fizeram parte desses momentos, Luiz, Claudia, Amanda, João, Nayan, Belinha, Ivan, Sebastian, Adriana e Kike.

Aos profissionais do Laboratório de  $^{14}\text{C}$  (CENA/USP), por todo apoio nas atividades de campo e laboratório para a construção deste trabalho.

À Universidade Federal do Pará (Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica), pela disponibilidade de espaço e laboratórios.

À CAPES pelo apoio financeiro e concessão da bolsa de estudos nesta pesquisa. Código 001.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo financiamento do projeto de pesquisa.

Ao Centro de Energia Nuclear Aplicado à Agricultura (CENA-USP) e Laboratório de  $^{14}\text{C}$ .

Ao Laboratório de Dinâmica Costeira da Universidade Federal do Pará (LADIC-UFPA).

Agradeço de forma especial à toda minha família, que tanto amo, por todo apoio e carinho durante a construção deste trabalho. Pelos valores, estímulo e amor. Meus pais, Alberto e Celma, e meus irmãos Bárbara e Brenno, por serem meus alicerces e minha fortaleza.

Agradeço meu namorado, Renan Silvestre, por todo amor, apoio e singelo cuidado durante a construção desse trabalho.

Minha eterna gratidão!

*“Contudo, seja qual for o grau a que chegamos,  
o que importa é prosseguir decididamente.”  
(Filipenses 3:16)*

## RESUMO

Os manguezais são florestas intermarés, suscetíveis a mudanças na frequência de inundação das marés. Dessa forma, sua dinâmica ao longo dos gradientes topográficos de uma planície costeira pode ser usada como um indicador das mudanças no nível do mar. Este trabalho tem como objetivo identificar a dinâmica dos manguezais durante o Holoceno e Antropoceno e inferir mudanças relativas no nível do mar (NRM) com base em imagens de satélite/drones e pólen, dados de isótopos ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ ), elementares (C/N), fluorescência de raios-X (XRF), e dados sedimentares, bem como datação de C-14 ao longo de três testemunhos amostrados ao longo de um manguezal e uma zona de transição manguezal/zona herbácea seguindo um gradiente topográfico de uma planície costeira na costa sudeste brasileira. Esses dados multi-proxy indicaram uma mudança de uma planície ocupada por ervas, palmeiras, árvores/arbustos para uma lagoa cercada por manguezais com um aumento de matéria orgânica sedimentar proveniente de águas estuarinas entre ~6300 e ~4650 cal ano AP. O aumento do NRM causou uma migração de manguezais em direção à terra durante o Holoceno médio-inicial, amplamente registrado ao longo da costa brasileira. A queda do NRM converteu aquela lagoa com manguezais em uma planície ocupada por ervas, palmeiras e árvores/arbustos durante o Holoceno médio-tardio. Os últimos mil anos foram caracterizados por uma diminuição significativa na ocorrência de pólen de manguezal nas planícies de maré mais altas ocupadas por manguezais modernos entre 390 anos cal AP (1560 DC) e 77 anos cal AP (1873 DC), provavelmente causado por uma queda no NRM associada a Pequena Idade do Gelo (LIA). O testemunho G-4, amostrado nas planícies de maré mais baixas e ocupada principalmente por *Rhizophora*, revelou uma tendência de aumento na porcentagem de pólen de *Rhizophora* desde 77 anos cal AP (1873 DC). No entanto, os testemunhos amostrados de planícies de maré mais altas, no ecótono de manguezal/vegetação herbácea, indicaram um aumento das porcentagens de pólen de *Rhizophora*, *Avicennia* e *Laguncularia*, sugerindo uma migração de manguezal para as planícies de maré mais altas anteriormente ocupadas por ervas, palmeiras e árvores/arbustos desde 1958 (testemunho G-3) e 1955 AD (testemunho RBN-2). Essas tendências devem estar relacionadas ao aumento da influência estuarina por um aumento do NRM desde o final da Pequena Idade do Gelo e intensificado nas últimas décadas.

**Palavras-chave:** C/N. Guarapari. Pólen. Isótopos estáveis.

## ABSTRACT

Mangroves are intertidal forests, susceptible to changes in tidal flooding frequency. Then, its dynamics along the topographic gradients of a coastal plain may be used as an indicator of sea-level changes. This work aims to identify the mangrove dynamics during the Holocene and Anthropocene and infer relative sea-level (RSL) changes based on satellite/drone images and pollen, isotopes ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ ), elemental (C/N), X-ray fluorescence (XRF), and sedimentary data, as well as C-14 dating along three cores sampled along a mangrove and a transition mangrove/herbaceous zone following a topographical gradient of a coastal plain in the southeastern Brazilian coast. These multi-proxy data indicated a change from a flat occupied by herbs, palms, tree/shrubs to a lagoon surrounded by mangroves with an increase of sedimentary organic matter sourced from estuarine waters between  $\sim 6300$  and  $\sim 4650$  cal yr BP. The RSL rise caused a landward mangrove migration during the early-middle Holocene, widely recorded along the Brazilian coast. The RSL fall converted that lagoon with mangroves into a flat occupied by herbs, palms, and trees/shrubs during the middle-late Holocene. The last thousand years were characterized by a significant decrease in the mangrove pollen occurrence on highest tidal flats occupied by modern mangroves between 390 cal yr BP (1560 AD) and 77 cal yr BP (1873 AD), probably caused by a RSL fall associated with the Little Ice Age (LIA). The core G-4, sampled from the lowest tidal flats and mainly occupied by *Rhizophora*, revealed an increased trend in *Rhizophora* pollen percentage since 77 cal yr BP (1873 AD). However, cores sampled from the highest mangrove tidal flats, in the ecotone mangrove/herbaceous vegetation, indicated an increase of pollen percentages of *Rhizophora*, *Avicennia*, and *Laguncularia*, suggesting a mangrove migration into the highest tidal flats previously occupied by herbs, palms, and trees/shrubs since 1958 (core G-3) and 1955 AD (core RBN-2). These trends must be related to the increase in estuarine influence by a RSL rise since the end of the Little Ice Age and intensified during the last decades.

**Keywords:** C/N. Guarapari. Pollen. Stable isotopes.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### CAPÍTULO II

- Figura 1.1- Mapa com localização da área de estudo e geomorfologia (modificado do mapa geomorfológico do município de Guarapari, Espírito Santo, CPRM (2014). Fonte: Autor..... 5
- Figura 1.2- Quadro simplificado mostrando os principais tipos de vegetação presentes na área de estudo: a) Zoneamento da vegetação herbácea em contato com manguezal (*Rhizophora* e *Avicennia*), e ao fundo floresta ombrófila densa. b) Planície herbácea. c) Manguezal (árvores de *Rhizophora* bordejando o rio)..... 7
- Figura 1.3- a) Sobrevoos na área de estudo com uso de drone. b e c) Uso de teodolito eletrônico para levantamento altimétrico. d) Antena Catalyst, GPS de alta precisão, para levantamento planialtimétrico. e) Amostragem dos testemunhos sedimentares com Trado Russo..... 8

### CAPÍTULO III

- Figura 3.1- Fluxograma metodológico modificado de Cohen *et al.* (2018)..... 10
- Figura 3.2- Nuvem de pontos obtida ao longo de um transecto entre uma floresta de manguezal e a planície de maré exposta (Retirado de Cohen 2018)..... 13
- Figura 3.3- a) Área de estudo com os pontos coletados dos testemunhos G-3, G-4 e RBN-2. b) Imagem aérea (drone) aproximada dos pontos de coleta dos testemunhos G-3 e G-4, caracterizada por manguezal em contato com campo herbáceo. c) Trado-Russo. d) Testemunho armazenado em tubos e filme PVC para evitar contaminações..... 15

### CAPÍTULO IV

- Figura 4.1- Valores isotópicos do carbono característicos dos ciclos fotossintéticos (C3, C4 e CAM) e porcentagem de distribuição natural, de acordo com Boutton 1996 (Retirado de França 2010). ..... 21
- Figura 4.2- Valores de  $\delta^{13}C$  e C/N das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e marinha (Modificado de Lamb *et al.* 2006, Meyers 2003, Wilson *et al.* 2005). ..... 22

### CAPÍTULO V

- Figure 5.1- a) Location of the study area, b) distribution of mangroves, location of the sectors 1 and 2, and the sampling core sites, and c) panoramic drone photo from the transition mangrove/sandy flat in the highest tidal flats..... 33

## LISTA DE TABELAS

### CAPÍTULO V

Table 5.1- Ground control points of the study area with longitude, latitude, elevation (m), and differences (m) between latitudes, longitudes, and elevation obtained by photogrammetry and those obtained in the field by topographic survey. ....	36
Table 5.2- Samples of sedimentary organic matter selected for radiocarbon dating with code site (depth), laboratory number, percent modern carbon (pMC), <sup>14</sup> C age, calibrated (cal) ages and median of cal ages. ....	46
Table 5.3- Summary of facies association of the studied cores with sedimentary characteristics, predominance of pollen groups, geochemical data, and elements predominance. ....	48

Figure 5.2- a) Orthomosaic of the sector 2 exhibiting the mangroves, sandy flat area and the location of the ground control points (see Table 5.1); b) distribution of <i>Rhizophora</i> and <i>Avicennia</i> trees and their densities; and c) topographic profile showing the vegetation height, porewater salinities and the cores location. ....	41
Figure 5.3- a) Mangrove distribution in the study area; b) orthomosaic of the sector 1 showing the mangroves, sandy flats, herbaceous plain, location of ground control points (see Table 5.1), and location of the core RBN-2; c) vegetation height model; and d) topographic profile showing the vegetation height, porewater salinities and location of the core RBN-2. ....	42
Figure 5.4- a) Mangrove distribution in the study area; b) orthomosaic of the sector 2 showing the mangroves, sandy flats; b) vegetation height model; and c) digital terrain model. ....	43
Figure 5.5- Spatial-temporal analysis of the vegetation under influence of the estuary of the rivers Jabuti and Aldeia Velha based on satellite and drone images between 1985 and 2018, highlighting sector 2 of the study area. ....	45
Figure 5.6- Lithostratigraphic profile of the core G-3 with sedimentary features, facies association, pollen diagram exhibiting percentages of the ecological groups, geochemical and XRF data.....	50
Figure 5.7- Lithostratigraphic profile of the core G-4 with sedimentary features, facies association, pollen diagram exhibiting percentages of the ecological groups, geochemical and XRF data.....	51
Figure 5.8- Lithostratigraphic profile of the core RBN-2 with sedimentary features, facies association, pollen diagram exhibiting percentages of the ecological groups, geochemical and XRF data.....	53
Figure 5.9- Lithostratigraphic profile of the core G-3 with sedimentary features, facies association, and pollen diagram exhibiting percentages of the ecological groups.....	54
Figure 5.10- Lithostratigraphic profile of the core RBN-2 with sedimentary features, facies association, and pollen diagram exhibiting percentages of the ecological groups.....	55
Figure 5.11- Lithostratigraphic profile of the core G-4 with sedimentary features, facies association, and pollen diagram exhibiting percentages of the ecological groups.....	56
Figure 5.12- Binary diagram of $\delta^{13}\text{C}$ and C/N for the facies association in the study area based on ranges recorded in several coastal environments (Deines 1980, Lamb <i>et al.</i> 2006, Meyers 1994, Schidlowski <i>et al.</i> 1983, Tyson 1995).....	60



## LISTA DE SIGLAS

AMS	Espectrometria de Aceleração de Massa
ASPRS	Society for Photogrammetry and Remote Sensing
AW	Tropical Úmido
Cal yr BP	Anos Calibrados Antes Do Presente - Calibrated Years Before Present
CENA	Centro De Energia Nuclear Na Agricultura
COD	Carbono Orgânico Dissolvido
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
COT	Carbono Orgânico Total
DPM	Desintegrações Por Minuto
DTM	Modelo Digital de Terreno
DSM	Modelo Digital de Superfície
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
GCP	Pontos de Controle do Solo
GPS	Sistema de Posicionamento Global - Global Positioning System
HF	Ácido Fluorídrico
Hf	Acamamento Heterolítico Flaser
Hi	Acamamento Heterolítico Lenticular
Hw	Acamamento Heterolítico Wavy
IBGE	Instituto Brasileiro De Geografia e Estatística
ITCZ	Zona De Convergência Intertropical
LADIC	Laboratório De Dinâmica Costeira
LIA	Little Ice Age
LOQ	Laboratório De Oceanografia Química
MOS	Matéria Orgânica Do Solo
Mm	Lama Maciça
NASA	Administração Nacional da Aeronáutica e Espaço
NRM	Nível Relativo Do Mar
NT	Nitrogênio Total
OLI	Operational Land Imager
RPM	Rotações Por Minuto
Sm	Areia Maciça

UFPA	Universidade Federal Do Pará
UGAMS	Centro de Estudos Aplicados a Isótopos da Universidade da Geórgia
USGS	United States Geological Survey
USP	Universidade De São Paulo
VHM	Modelo da Altura da Vegetação
XRF	Fluorescência de Raio X
ZCAS	Zona De Convergência Do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b> .....	iv
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	v
<b>EPÍGRAFE</b> .....	vii
<b>RESUMO</b> .....	viii
<b>ABSTRACT</b> .....	ix
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	x
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	xii
<b>LISTA DE SIGLAS</b> .....	xiii
<b>CAPÍTULO I INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.1 APRESENTAÇÃO .....	1
1.2 OBJETIVOS .....	3
1.2.1 Geral .....	3
1.2.2 Específicos .....	3
<b>CAPÍTULO II ÁREA DE ESTUDO</b> .....	5
2.1 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA.....	5
2.1.1 Clima .....	6
2.1.2 Vegetação .....	6
<b>CAPÍTULO III MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	9
3.1 SENSORIAMENTO REMOTO .....	9
3.1.1 Análise Espaço-Temporal.....	9
3.1.2 Aquisição e Processamento de Imagens de Drone .....	10
3.1.3 Nuvem de Pontos 3D .....	11
3.1.4 Modelos Digitais .....	12
3.1.5 Classificação da Vegetação por Drone .....	13
3.2 DADOS TOPOGRÁFICOS.....	14
3.3 SALINIDADE DA ÁGUA INTERSTICIAL E ALTURA DA VEGETAÇÃO ...	14
3.4 AMOSTRAGEM DE SEDIMENTOS.....	14
3.4.1 Acondicionamento das Amostras.....	15
3.5 MÉTODOS PALINOLÓGICOS .....	16
3.5.1 Processamento das amostras .....	16
3.5.1.1 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl).....	16

3.5.1.2	<i>Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF) concentrado</i> .....	17
3.5.1.3	<i>Tratamento com Ácido Acético Glacial (C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub>)</i> .....	17
3.5.1.4	<i>Tratamento com Acetólise</i> .....	17
<b>3.5.2</b>	<b>Montagem de lâminas para a microscopia</b> .....	17
<b>3.5.3</b>	<b>Análise microscópica e confecção de gráficos polínicos</b> .....	18
3.6	DATAÇÃO POR CARBONO 14 .....	18
3.7	ANÁLISES QUÍMICAS E ISOTÓPICAS .....	18
<b>CAPÍTULO IV ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO</b> .....		20
4.1	FERRAMENTAS UTILIZADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS .....	20
<b>4.1.1</b>	<b>Ciclos fotossintéticos C3, C4 e CAM</b> .....	20
<b>4.1.2</b>	<b>Datação <sup>14</sup>C</b> .....	22
<b>4.1.3</b>	<b>Palinologia</b> .....	23
<b>4.1.4</b>	<b>Análise por fluorescência de raio X (XRF)</b> .....	24
<b>4.1.5</b>	<b>Sensoriamento remoto para mapeamento de manguezais</b> .....	25
4.2	MUDANÇAS NO NÍVEL RELATIVO DO MAR (NRM) E A DINÂMICA DOS MANGUEZAIS .....	26
4.3	DINÂMICA DOS MANGUEZAIS DA REGIÃO SUDESTE BRASILEIRA DURANTE O HOLOCENO .....	27
<b>CAPÍTULO V IMPACTS OF SEA-LEVEL CHANGES ON MANGROVES FROM SOUTHEASTERN BRAZIL DURING THE HOLOCENE AND ANTHROPOCENE USING A MULTI-PROXY APPROACH</b> .....		29
5.1	INTRODUCTION .....	30
5.2	MODERN SETTINGS .....	31
<b>5.2.1</b>	<b>Study area and geological setting</b> .....	31
<b>5.2.2</b>	<b>Climate and vegetation</b> .....	33
5.3	MATERIAL AND METHODS .....	34
<b>5.3.1</b>	<b>Data sources</b> .....	34
5.3.1.1	<i>Aerial and satellite data</i> .....	34
5.3.1.2	<i>Drone data</i> .....	34
5.3.1.3	<i>Ground control points</i> .....	35
5.3.1.4	<i>Mangrove density, height, and porewater salinity</i> .....	36
<b>5.3.2</b>	<b>Methods</b> .....	37
5.3.2.1	<i>Image classification</i> .....	37
5.3.2.2	<i>3D models</i> .....	37

5.3.2.3	<i>Mangrove density</i> .....	38
5.3.2.4	<i>Palynological analysis</i> .....	38
5.3.2.5	<i>Isotopic and chemical analysis</i> .....	39
5.3.2.6	<i>XRF data</i> .....	39
5.3.2.7	<i>Radiocarbon dating</i> .....	39
5.4	RESULTS .....	40
<b>5.4.1</b>	<b>Vegetation and morphology</b> .....	40
<b>5.4.2</b>	<b>Spatial-temporal analysis</b> .....	44
<b>5.4.3</b>	<b>Radiocarbon ages and sedimentation rates</b> .....	46
<b>5.4.4</b>	<b>Facies description</b> .....	47
5.4.4.1	<i>Facies association A (Sandy flat)</i> .....	49
5.4.4.2	<i>Facies association B (Herbaceous tidal flat)</i> .....	49
5.4.4.3	<i>Facies association C (Lagoon with mangrove)</i> .....	52
5.4.4.4	<i>Facies association D (Mangrove tidal flat)</i> .....	52
5.5	INTERPRETATION AND DISCUSSION .....	57
<b>5.5.1</b>	<b>Holocene</b> .....	57
<b>5.5.2</b>	<b>Anthropocene</b> .....	58
5.6	CONCLUSIONS .....	61
	<b>CAPÍTULO VI CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	63
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	64

## CAPÍTULO I INTRODUÇÃO

### 1.1 APRESENTAÇÃO

O manguezal é um ecossistema costeiro de transição entre os ambientes terrestre e marinho, característico de regiões tropicais e subtropicais e sujeito ao regime das marés. Ocorre em planícies de maré lamosas de regiões protegidas da ação de ondas e correntes adequadas para o acúmulo de sedimentos pelíticos, tais como no interior de estuários, baías e lagunas (Woodroffe 1995a). Outras características físicas e químicas são fundamentais para a implantação e desenvolvimento dos manguezais, tais como temperatura, salinidade da maré e topografia da costa sob influência das marés (Hutchings & Saenger 1987, Krauss *et al.* 2008, Semeniuk 1994, Wolanski *et al.* 1990). Manguezais tendem a se desenvolver em zonas tropicais com temperatura média do mês mais frio superior a 20°C, porém, a amplitude térmica anual não deve exceder 5°C. Tais florestas também ocorrem somente sob influência 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 (Walsh 1974). Tais restrições ambientais impostas aos manguezais torna-o um importante indicador das mudanças do nível do mar e clima (Blasco *et al.* 1996), e uma ferramenta útil para mitigar essas mudanças na zona costeira de regiões tropicais e subtropicais (Das & Crépin 2013).

Cerca de 85% dos manguezais brasileiros ocorrem ao longo de 1800 km do litoral norte nos Estados do Amapá, Pará e Maranhão, que juntos contêm 10.713 km<sup>2</sup> destes ecossistemas (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990, Vannucci 1999), e detém uma das maiores áreas de manguezais do mundo (Kjerfve & Lacerda 1993). O fato dos manguezais do litoral nordeste, sudeste e sul representarem uma fração pequena dos manguezais brasileiros pode estar relacionado à história evolutiva dos sistemas deposicionais costeiros durante o Holoceno, que foram modelados principalmente através da interação variações do nível do mar, descarga fluvial e ação das ondas e correntes (Cohen *et al.* 2014, Fontes *et al.* 2017, França *et al.* 2016, Pessenda *et al.* 2012, Rossetti *et al.* 2015, Ribeiro *et al.* 2018).

Globalmente, as mudanças nas áreas de manguezais ocorreram proporcionalmente às mudanças no nível do mar (Cohen *et al.* 2012, 2014b, 2018). Embora vários fatores possam influenciar os padrões de avanço ou recuo dos manguezais, estudos mostram que a elevação do nível do mar controla a margem dos manguezais em direção ao mar (Kirwan & Megonigal 2013, Woodroffe 1995). Os manguezais estabeleceram uma morfologia de equilíbrio que depende das taxas de mudanças no nível relativo do mar (NRM) (Cahoon *et al.* 2006, Cohen *et al.* 2012, D'Alpaos *et al.* 2008, Kirwan & Murray 2007). Essa elevação pode ameaçar a esta-

bilidade dos manguezais a longo prazo (Lovelock *et al.* 2015), uma vez que essas florestas provavelmente não persistirão se a taxa de elevação do nível do mar for  $>4 \text{ mm ano}^{-1}$  (Mckee *et al.* 2007).

Durante o último milênio, o nível do mar atingiu o nível mais alto (12-21 cm) e o mais baixo (-19 e 26 cm) por volta de 1150 dC e 1730 dC, respectivamente (Grinsted *et al.* 2009). Outros estudos também indicam que o nível global do mar aumentou  $\sim 1,7 \text{ mm/ano}$  no século passado, mas essa taxa foi intensificada durante as últimas décadas, quando a taxa média foi de  $3 \text{ mm/ano}$  (Bindoff *et al.* 2007). Segundo um estudo baseado em 25 anos de dados de satélites europeus e da NASA, o aumento no nível do mar global tem acelerado nas últimas décadas (Nerem *et al.* 2018). Essa aceleração foi impulsionada principalmente pelo aumento do degelo na Groenlândia e na Antártida e pela expansão térmica da água. Esta “expansão térmica” do oceano contribuiu com cerca da metade dos 7 centímetros de aumento global do nível médio do mar que foi observado nos últimos 25 anos. Esses processos têm o potencial de dobrar a elevação total do nível do mar projetada até 2100.

A taxa de aumento do nível do mar subiu de  $2,5 \text{ mm/ano}$  nos anos 90 para cerca de  $3,4 \text{ mm/ano}$  nos últimos 10 anos. Provavelmente, o nível do mar subirá 65 centímetros até 2100 (Nerem *et al.* 2018). Um estudo semelhante também desenvolvido pela NASA indica que o nível relativo do mar no litoral brasileiro subirá segundo uma taxa de  $3 \text{ mm/ano}$  até o final do século XXI (Larour *et al.* 2017). Considerando as altas taxas de aumento do nível do mar, os manguezais podem ser submersos ao longo da zona mais baixa das planícies de maré. Nesse caso, eles migrarão para a zona topograficamente mais elevada, anteriormente ocupada por vegetação herbácea adaptada a uma hipersalinidade (Cohen & Lara 2003, Cohen *et al.* 2018, 2020). Os padrões de inundação das florestas são diferenciados e refletem sua estrutura (Pascoalini *et al.* 2014a). Se a topografia permite que a floresta de mangue migre em direção à terra, sem barreiras antropogênicas, então os manguezais podem retardar a submersão recuando para habitats adjacentes (Saintilan *et al.* 2014). O suprimento de sedimentos é essencial para o aumento de elevação da superfície e, portanto, para prevenir a perda de florestas de manguezais no futuro (Lovelock *et al.* 2015). Além disso, seguindo o gradiente topográfico das planícies de maré, a frequência de inundação da maré controla a salinidade da água intersticial (Lara & Cohen 2006). Em seguida, o aumento do NRM aumenta a duração de inundação das marés ao longo do gradiente topográfico das planícies de maré, removendo ou diluindo o sal dos sedimentos pela ação da água percolando em uma direção vertical na planície de maré em que manguezais estão se desenvolvendo. Esses processos, portanto, causam um deslocamento em direção ao continente dos limites de áreas com alta salinidade intersticial, expandindo as

áreas onde os manguezais podem se desenvolver (Cohen & Lara 2003).

Os manguezais da costa norte Brasileira, que é uma das maiores áreas de manguezais contínuas da Terra, migraram para planícies de marés ocupadas por vegetação herbácea nos últimos anos (1984-2017) devido principalmente ao nível relativo do mar (NRM) (Cohen *et al.* 2009, 2018). Uma análise de séries temporais (1996-2008) de áreas localizadas a leste da foz do Rio Amazonas até a costa do Estado do Maranhão indicou o aumento das áreas de manguezais (Nascimento *et al.* 2013). Parece que esse processo está ocorrendo globalmente. Di Nitto *et al.* (2014) aborda essa questão na África Oriental, se os manguezais podem ser resistentes a um aumento no nível do mar, de acordo com seu potencial de migração para áreas terrestres. A combinação de dados de sensores remotos, modelos digitais de terreno e dados topográficos sob diferentes projeções de elevação do nível do mar até o final do século (IPCC 2001), revela como o manguezal pode mudar sob diferentes previsões (9-88 cm até o ano 2100). Em cenários de aumento do nível do mar (NRM) de até 48 cm, até o ano 2100, a extensão em direção à terra aumentará para cada uma das assembleias de mangue dominantes, enquanto que um cenário de NRM de +88 cm indica que a área inundada apenas por marés equinociais pode diminuir devido às configurações topográficas na borda da área habitada. Então, as assembleias dominadas por *Avicennia* em direção à terra diminuirão ainda mais (Di Nitto *et al.* 2013b).

Nesse contexto, este trabalho visa desenvolver uma reconstrução paleoambiental em escala milenar e decadal baseada em imagens de satélite/drone, pólen, geoquímica ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  e  $\text{C}/\text{N}$ ) e dados sedimentares, bem como datações  $^{14}\text{C}$  de três testemunhos amostrados ao longo de um manguezal e uma zona de transição manguezal/herbácea seguindo um gradiente topográfico no Estado do Espírito Santo, costa sudeste do Brasil.

## 1.2 OBJETIVOS

### 1.2.1 Geral

Avaliar o impacto das flutuações do nível relativo do mar sobre a distribuição espacial dos manguezais durante o Holoceno e Antropoceno no litoral de Guarapari, Espírito Santo, sudeste do Brasil.

### 1.2.2 Específicos

- Individualizar as unidades morfológicas da área de estudo e identificar os tipos de vegetações inseridas ao longo do estuário do Rio Benevente-ES;
- Classificar os gêneros de manguezais por sensoriamento remoto;



- Caracterizar a paleovegetação;
- Identificar paleoambientes deposicionais;
- Determinar a cronologia dos eventos e associa-los às mudanças no nível relativo do mar conhecidas durante o Holoceno.

## CAPÍTULO II ÁREA DE ESTUDO

Os manguezais do estado do Espírito Santo, litoral sudeste do Brasil, possuem uma área de aproximadamente 70 km<sup>2</sup> e variam desde o Riacho Doce, no extremo norte do estado, ao rio Itabapoana, na fronteira sul com o estado do Rio de Janeiro (Vale & Ferreira 1998). Os manguezais que se desenvolvem no estuário dos rios Jabuti e Aldeia Velha, próximo à cidade de Guarapari, são um dos mais extensos e conservados do Espírito Santo, com uma área de aproximadamente 4,6 km<sup>2</sup> (Vale & Ferreira 1998; Figura 2.1).

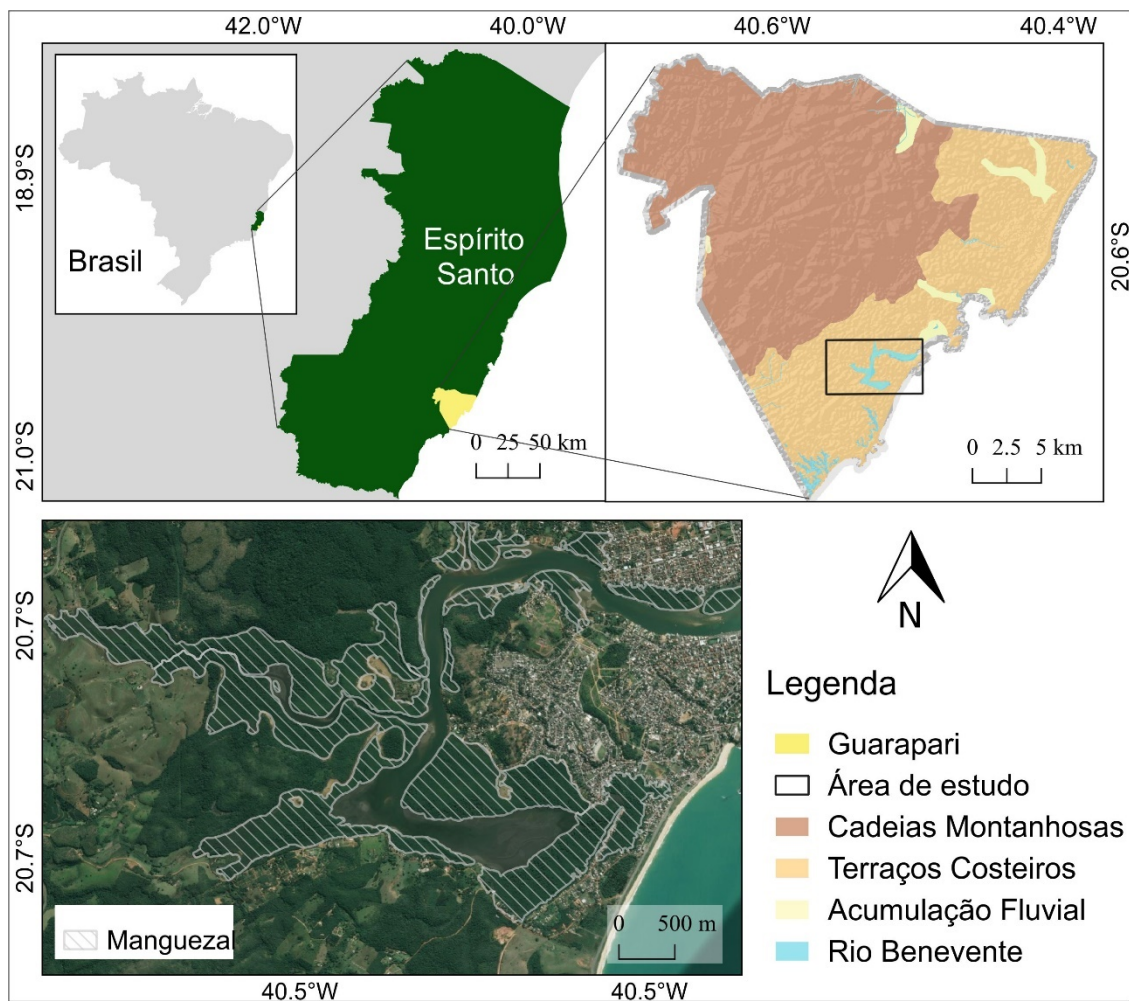


Figura 2.1- Mapa com localização da área de estudo e geomorfologia (modificado do mapa geomorfológico do município de Guarapari, Espírito Santo, CPRM (2014). Fonte: Autor.

### 2.1 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

O Estado do Espírito Santo enquadra-se no contexto da Província Mantiqueira, no domínio da Faixa Móvel Araçuaí (Almeida *et al.* 1977, Almeida 1977), de idade neoproterozóica-cambriana, desenvolvida durante o Ciclo Brasileiro (CPRM 2014).

O arcabouço geológico apresenta cerca de 2/3 de seu território representado por rochas ígneas e metamórficas de idades neoproterozoicas a cambrianas e o restante por coberturas

fanerozoicas. O embasamento da Faixa Araçuaí é pouco exposto no estado, aflorando apenas numa pequena área, a sudoeste no limite com o estado de Minas Gerais, representado por rochas de alto grau metamórfico de idade arqueano-paleoproterozoica (CPRM 2014).

Com a abertura do oceano Atlântico que se estendeu desde o final do Jurássico ao final do Cretáceo, começam a se formar bacias de margens passivas e a deposição de coberturas. Os registros mais antigos dessas coberturas no Espírito Santo correspondem aos sedimentos do Grupo Barreiras que recobrem rochas ígneas e metamórficas neoproterozóicas-cambrianas. Estudos mais recentes têm posicionado no intervalo de tempo que varia do Mioceno até o Plioceno-Pleistoceno (Bezerra *et al.* 2006).

De acordo com EMBRAPA (1978), o Estado do Espírito Santo apresenta um quadro morfológico que permite divisão esquemática do estado em três regiões: 1) Litoral – formações Quaternárias constituídas por planícies litorâneas, praias, restingas e aluviões continentais depositados pelo Rio Doce e outros cursos d'água menores; 2) Tabuleiros – correspondendo a chapadões areníticos Paleogênicos pouco alterados pela erosão fluvial; e 3) Áreas Elevadas Interiores – correspondendo a terrenos pré-cambrianos bastante acidentados, onde são comuns ocorrências de picos isolados, denominados de pontões ou pães-de-açúcar. Tal divisão reflete, diretamente, sua evolução tectônica e disposição litológica, somada às ações de ordem climáticas atuantes na região (CPRM 2014).

### **2.1.1 Clima**

A região é caracterizada por um clima tropical quente e úmido, com precipitação média anual de 1400 milímetros (Peixoto & Gentry, 1990), que está concentrada no verão, entre novembro e janeiro. A temporada seca (outono-inverno) ocorre entre maio e setembro e é regulada pela posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Tomaziello *et al.* 2016).

### **2.1.2 Vegetação**

A vegetação costeira moderna na área de estudo consiste em floresta tropical ou floresta ombrófila densa, manguezais e planícies herbáceas (Figura 2.2). As áreas úmidas cobrem uma parte significativa da área, com manguezais que variam de 3 a 15 m de altura. Espécies importantes de mangue, como *Rhizophora mangle*, ocorrem próximas às margens do canal, enquanto *Avicennia germinans* cresce principalmente em altitudes topográficas mais altas. Nas planícies herbáceas, existem arbustos e vegetação herbácea ao longo das planícies arenosas em áreas topográficas mais altas que os manguezais. As espécies predominantes são

Euphorbiaceae, Poaceae, Asteraceae, Cyperaceae e Fabaceae. Além da floresta ombrófila densa, com espécies de Arecaceae, Myrtaceae, Euphorbiaceae, Poaceae, Fabaceae e Rubiaceae. Essas unidades são distribuídas dentro de regimes específicos de inundação, tipos de sedimentos e salinidades de água de poros (Cohen & Lara 2003, Cohen *et al.* 2019).

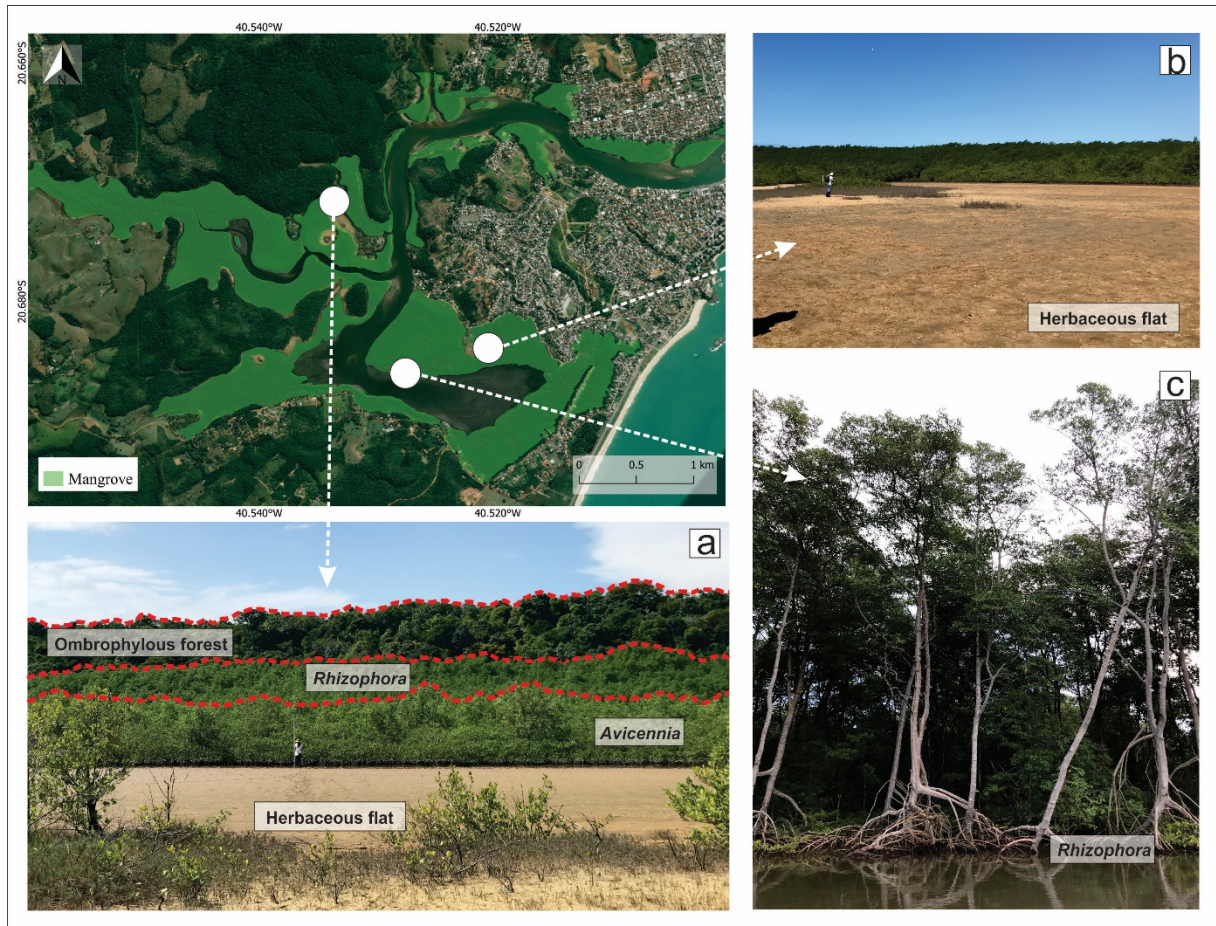


Figura 2.2- Quadro simplificado mostrando os principais tipos de vegetação presentes na área de estudo: a) Zoneamento da vegetação herbácea em contato com manguezal (*Rhizophora* e *Avicennia*), e ao fundo floresta ombrófila densa. b) Planície herbácea. c) Manguezal (árvores de *Rhizophora* bordejando o rio).





Figura 2.3- a) Sobrevoos na área de estudo com uso de drone. b e c) Uso de teodolito eletrônico para levantamento altimétrico. d) Antena Catalyst, GPS de alta precisão, para levantamento planialtimétrico. e) Amostragem dos testemunhos sedimentares com Trado Russo.

## **CAPÍTULO III MATERIAL E MÉTODOS**

### **3 MATERIAL E MÉTODOS**

#### **3.1 SENSORIAMENTO REMOTO**

##### **3.1.1 Análise Espaço-Temporal**

Foram realizadas análises espaço-temporais detalhadas da morfologia e vegetação costeira da área de estudo a partir de imagens de sensores ópticos (Figura 2.3). O mapeamento dos contrastes da vegetação detectável para a área de estudo foi baseado na análise de dados das imagens de satélite Landsat e QuickBird. As imagens do Landsat, com resolução espacial de 30 m, foram obtidas da coleção do USGS (United States Geological Survey). A combinação das bandas espectrais para Landsat 5: 5 (infravermelho de onda curta: 1,55 - 1,75 nm), 4 (infravermelho próximo: 0,77 - 0,90 nm) e 3 (vermelho: 0,63 - 0,69 nm) foi realizada pelo software PCI 16. As imagens do Digital Globe QuickBird foram obtidas no Google Earth, com resolução espacial de 2,4 m (multiespectral), PSM colorido de 0,60 m, para identificação e quantificação de áreas de manguezal. As cenas das imagens do Landsat foram obtidas em Abril/1985. As imagens Quickbird foram obtidas entre Dezembro/2003, Julho/2007, Setembro/2012 e Julho/2018. Todas as imagens utilizadas para análise espaço-temporal foram ortoretificadas, para melhorar a precisão das coordenadas e corrigir os efeitos da perspectiva das imagens. As imagens foram processadas utilizando o software Global Mapper e Qgis, para discriminar as características geomorfológicas de interesse.

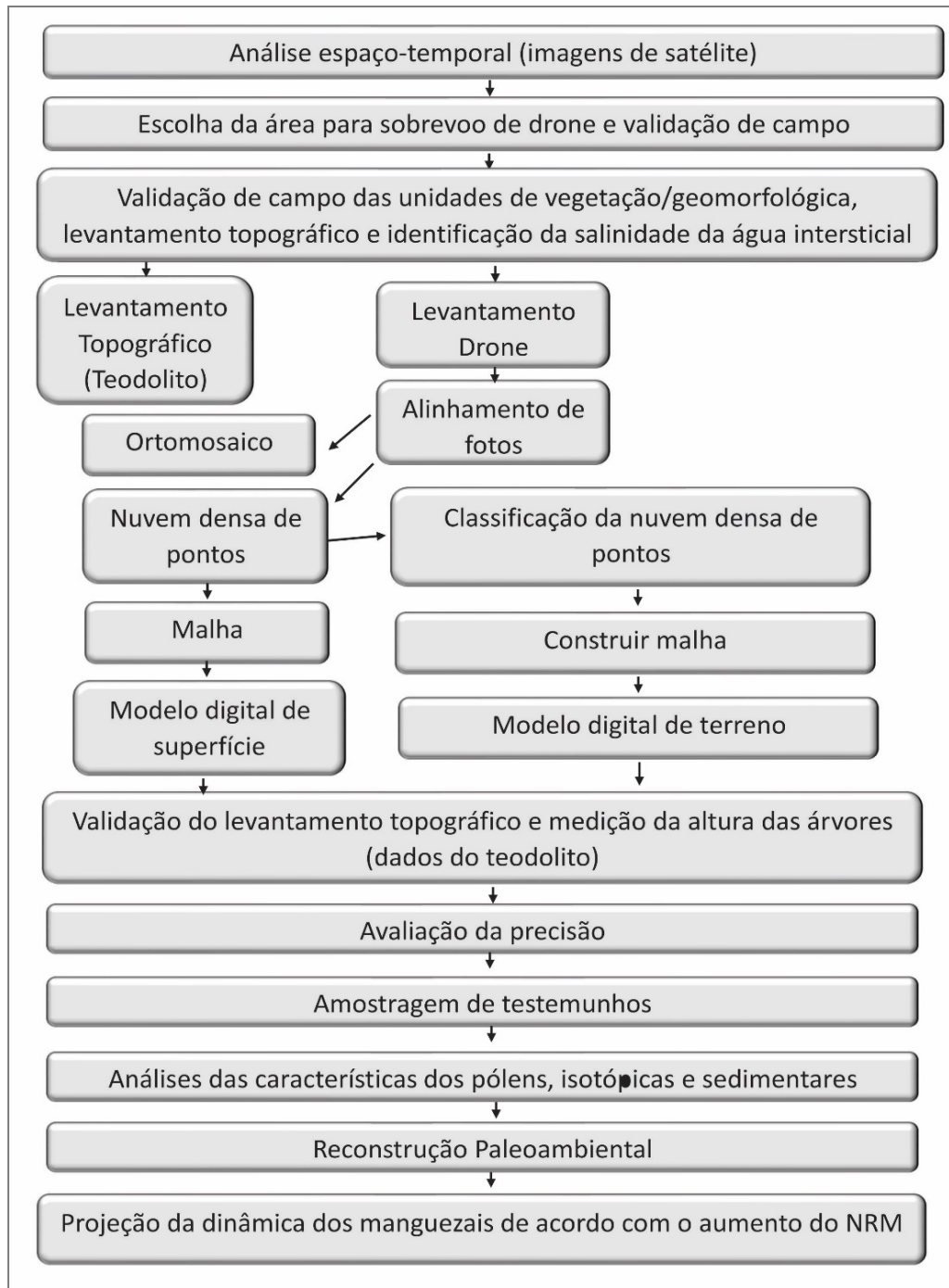


Figura 3.1- Fluxograma metodológico modificado de Cohen *et al.* (2018).

### 3.1.2 Aquisição e Processamento de Imagens de Drone

O método para processamento dos dados seguiu Cohen (2018). Imagens de alta resolução espacial (0,03 m) da área de estudo foram obtidas através de um Drone Phantom 4 DJI. As imagens foram adquiridas com uma câmera digital FC 330 4K/12MP 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 implementadas de forma autônoma com

ângulo de câmera de 90°, 90% frontal e 65% de sobreposição lateral e 100 m de altitude. Imagens coloridas sintéticas (2015, CNES/ASTRIUM) acessíveis pelo Google Earth (Yu & Gong 2012) foram usadas como orientação para delimitar as áreas a serem mapeadas pelo drone. Cada missão cobriu ~ 0,48 km<sup>2</sup>, com duração entre 15 e 18 minutos. Deve ser ressaltado que a autonomia do drone é de no máximo 30 minutos. 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, porque 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.* 2018).

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](http://www.agisoft.com)). Um ortomosaico do ano de 2018 foi usada na análise de séries temporais. O processamento incluiu a geração de nuvem de pontos e de modelos digitais.

### 3.1.3 Nuvem de Pontos 3D

A orientação primária da imagem foi implementada pelo software Agisoft PhotoScan para avaliar os parâmetros internos e externos da câmera de cada imagem. O produto foi uma nuvem de pontos esparsa criada a partir de imagens (4 - 5 Mbs cada imagem), que especifica a precisão do processo (muito baixo, baixo, médio, alto ou muito alto). Este software permite configurar o sistema de referência usando as coordenadas dos pontos de controle do solo (GCPs) baseados no GPS e carregados de um arquivo externo. O PhotoScan estima os parâmetros internos e externos de orientação da câmera durante o alinhamento da foto. Essa estimativa é realizada usando apenas dados de imagem. A precisão das estimativas finais depende de muitos fatores, principalmente a sobreposição entre fotos vizinhas e a forma da superfície do objeto. Esses erros podem levar à deformação não linear do modelo final. Portanto, os GCPs foram usados para melhorar o posicionamento da imagem e os parâmetros internos da câmera para compensar a deformação do modelo não-linear.

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 para avaliar a precisão da nuvem de pontos densa. Esses pontos de verificação foram posicionados em locais distintos dos GCPs. 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.

### 3.1.4 Modelos Digitais

Após o desenvolvimento da densa nuvem de pontos, foi realizada uma classificação automática de GCP. 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 (DTM). 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 (Figura 3.2). Neste 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 modelo digital de superfície (DSM) serão gerados com base apenas na classe ground point. Para construir o Modelo de Altura de Vegetação (VHM), usaremos a equação:

$$\text{VHM} = \text{DSM} - \text{DTM}$$

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.

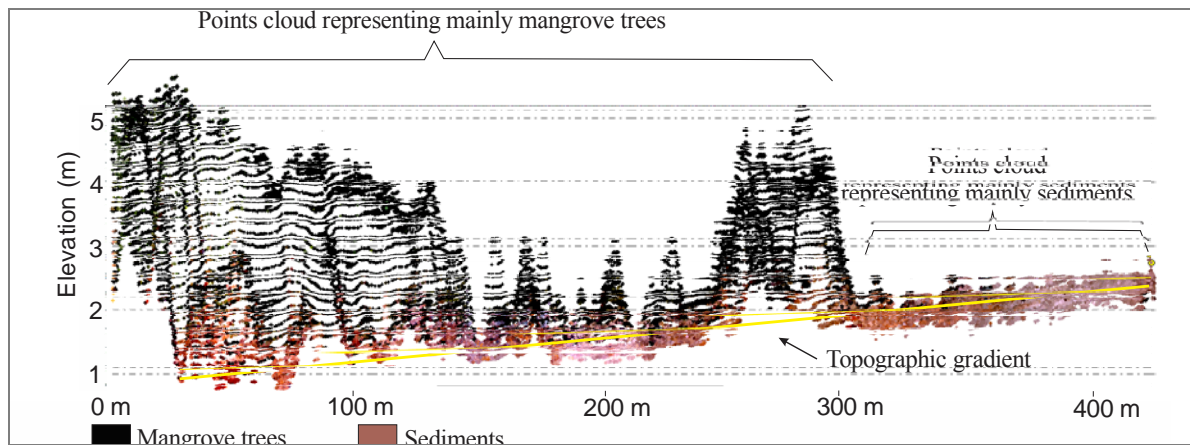


Figura 3.2- Nuvem de pontos obtida ao longo de um transecto entre uma floresta de manguezal e a planície de maré exposta (Retirado de Cohen 2018).

### 3.1.5 Classificação da Vegetação por Drone

A classificação das espécies de mangue foi gerada a partir do processamento de imagens de drones. Para esse fim, o sobrevôo do drone foi realizado a 60 m de altitude, para otimizar a identificação dos alvos de interesse e a extração de informações mais precisas. O processamento dos dados foi realizado de acordo com a metodologia mencionada anteriormente no tópico 3.1.2 (Figura 3.1). Assim, foram realizados o alinhamento das fotos, geração da nuvem densa de pontos e ortomosaico. Foram gerados dois ortomosaicos de uma área representativa da região de estudo, caracterizada pela transição dos limites entre manguezal e planície herbácea. Com o auxílio do software Global Mapper, foi possível reconhecer diferentes características das árvores de manguezal e classificá-las de acordo com as formas e o diâmetro das copas das árvores, a altura da vegetação e o contraste de cores. Além de classificar as áreas de acordo com as espécies, também foi possível quantificar cada unidade de árvore de mangue-

zal, e assim calcular a densidade das árvores na área de interesse.

### 3.2 DADOS TOPOGRÁFICOS

Dados topográficos e ambientais foram coletados para validar as interpretações fornecidas pela análise espacial e modelos 3D. Um teodolito eletrônico, modelo CST Berger DGT10, e uma régua de 4 m foram usados para medir a elevação da superfície do substrato dos manguezais. Coordenadas e dados topográficos dos pontos foram usados como GCPs para calibrar o DEM obtido por fotogrametria. A acurácia planimétrica e altimétrica dos GCPs foi obtida através do fechamento do polígono, retornando ao ponto de partida do levantamento topográfico. Marcos geodésicos do IBGE foram usados como referência para o levantamento planialtimétrico. Todos os dados topográficos foram referenciados aos marcos geodésicos do IBGE.

### 3.3 SALINIDADE DA ÁGUA INTERSTICIAL E ALTURA DA VEGETAÇÃO

A salinidade da água intersticial foi determinada em uma profundidade de 10 cm por meio de um refratômetro. O software surfer foi usado para produzir um modelo digital de salinidade da água intersticial da área de estudo.

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

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

Onde,  $\alpha$  e  $\beta$  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.

### 3.4 AMOSTRAGEM DE SEDIMENTOS

O trabalho de campo foi realizado no período de 27 de abril a 02 de maio de 2019. Três testemunhos (G-3, G-4 e RBN-2) foram coletados a partir de planícies de inundação em uma área transicional colonizada por manguezal e vegetação herbácea, em diferentes níveis topográficos (Figura 3.3). O testemunho G-3 tem 75 cm de profundidade (20°41'4.03"S/40°31'22.57"O). O testemunho G-4 tem 85 cm de profundidade (20°41'4.47"S/40°31'22.97"O) e o testemunho RBN-2 tem 100 cm (20°40'21.24"S/40°31'57.61"O). Esses ambientes redutores apresentam uma espessa camada de lama apropriada para preservar grãos de pólen. O método de coleta seguiu Cohen (2003) através da utilização do Trado Russo.

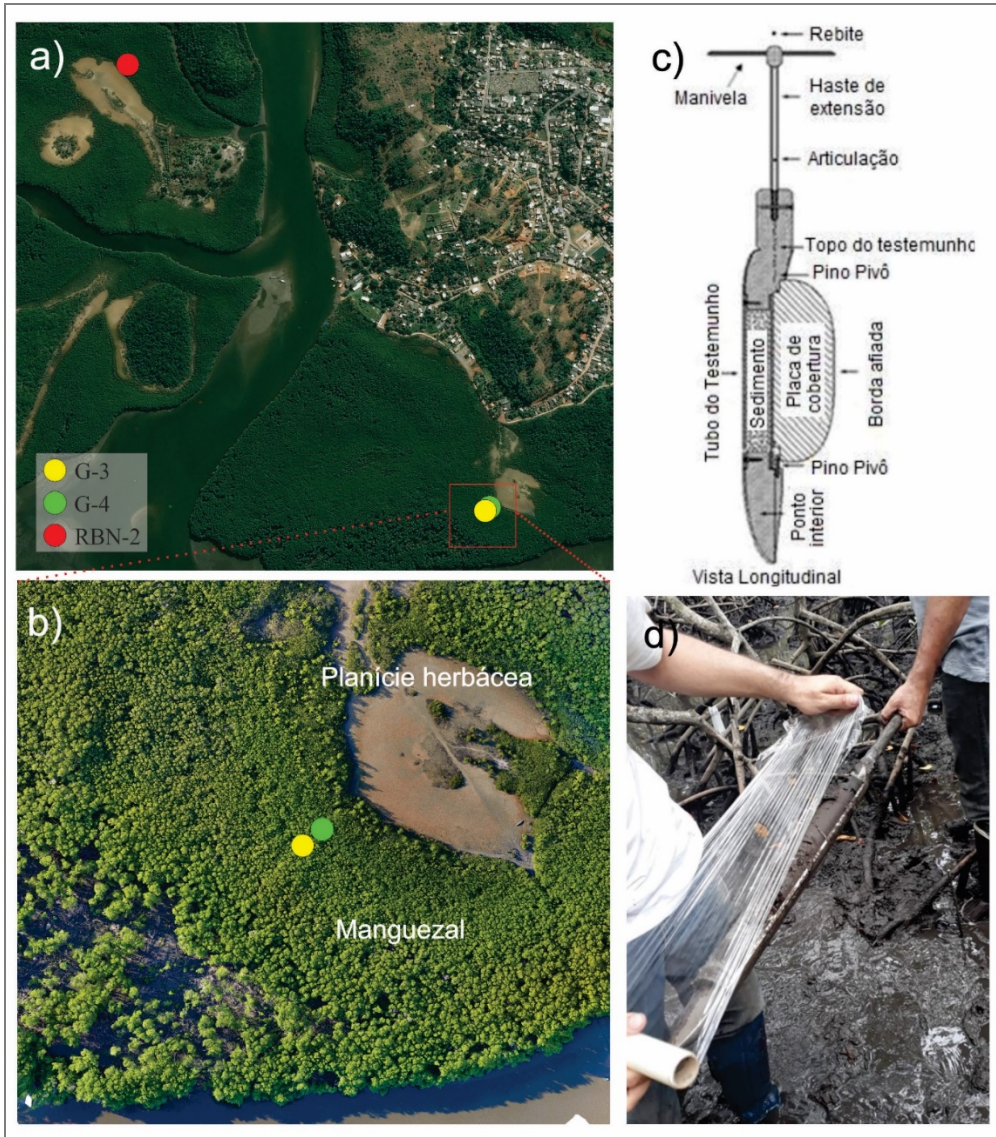


Figura 3.3- a) Área de estudo com os pontos coletados dos testemunhos G-3, G-4 e RBN-2. b) Imagem aérea (drone) aproximada dos pontos de coleta dos testemunhos G-3 e G-4, caracterizada por manguezal em contato com campo herbáceo. c) Trado-Russo. d) Testemunho armazenado em tubos e filme PVC para evitar contaminações.

### 3.4.1 Acondicionamento das Amostras

Os testemunhos de sedimentos coletados foram armazenados em tubos e envolto por filme de PVC (Figura 3.3d), em seguida conduzidos a um freezer com temperatura em torno de 4°C, com o objetivo de evitar o crescimento de fungos e bactérias no material. Esses organismos podem metabolizar compostos de carbono dos sedimentos e trocar CO<sub>2</sub> com a atmosfera, contaminando as amostras com carbono recente (Colinvaux *et al.* 1999), comprometendo futuras datações por <sup>14</sup>C.

### 3.5 MÉTODOS PALINOLÓGICOS

#### 3.5.1 Processamento das amostras

O processamento das amostras para análise palinológica foi realizado no Laboratório  $^{14}\text{C}$  do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP). Foi retirado  $1\text{ cm}^3$  de sedimento com a utilização de um medidor de volume feito de aço inoxidável onde o material foi colocado dentro da cavidade cilíndrica e depois retirado por um êmbolo produzindo assim pastilhas de sedimentos. Essa etapa foi repetida ao longo de todo o testemunho em intervalos de 2,5 cm.

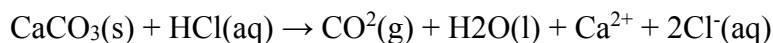
As pastilhas de sedimentos retiradas do testemunho foram colocadas em tubos de centrífuga, devidamente marcados com a profundidade na qual foi feita a retirada das pastilhas. Esses tubos são obrigatoriamente de polipropileno que é insolúvel ao ataque ácido. Juntamente com as pastilhas de sedimentos foram adicionados tabletes de marcadores exóticos, esporos de *Lycopodium* (Stockmarr 1971), para o cálculo da concentração de pólen ( $\text{grãos/cm}^3$ ) e a razão da acumulação de pólen ( $\text{grãos/cm}^2/\text{ano}$ ).

Na contagem final, a razão de esporos marcadores de *Lycopodium* e de pólen contados permite o cálculo da concentração polínica original. Cada tablete é constituído por aproximadamente 10.600 esporos de *Lycopodium*. Após o término da adição dos esporos foi realizado o tratamento com os ácidos.

##### 3.5.1.1 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)

Esta etapa do tratamento consiste na remoção do carbonato ( $\text{CO}_3$ ) presente no material sedimentar e dissolução da matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*, através da adição de HCl a 10%.

A reação que ocorre é a seguinte:

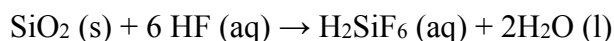


Este processo é seguido por mistura das amostras com a utilização de um bastão-misturador (feito de teflon) para cada tubo de ensaio, evitando assim a contaminação da amostra. Em seguida, o material foi conduzido à centrífuga onde permaneceu por 5 minutos a 2.500 rotações para decantação. O líquido residual foi retirado e o material lavado com água destilada até que o decantado ficou claro. Novamente o material retornou à centrífuga com água destilada e em seguida, o líquido residual foi retirado dos tubos, para a segunda etapa do tratamento.

### 3.5.1.2 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF) concentrado

Uma grande quantidade de sílica pode provocar um sério problema no estágio de identificação, por provocar o obscurecimento dos grãos de pólen. Tendo em vista esse fato, foi realizada a adição de HF na amostra, a qual ficou em repouso por 24 horas, com a capela de exaustão de gases ligada devido a alta toxicidade dos gases liberados por este ácido.

A reação que ocorre é a seguinte:



Terminado este período, o material seguiu para lavagem, centrifugação, retirada do líquido residual, adição de HF e repouso por mais 24 horas, onde após este tempo foi realizada nova lavagem, centrifugação, retirada do líquido residual, e preparação para a terceira etapa do tratamento.

### 3.5.1.3 Tratamento com Ácido Acético Glacial (C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub>)

O C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub> reage com a amostra retirando a água nela presente. Esta reação é essencial para que não ocorra desperdício de ácido sulfúrico através da reação com a água presente nas paredes do tubo de ensaio ou no sedimento umedecido. Assim, foi adicionado C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub> à amostra, seguido de mistura, centrifugação, e retirada do líquido residual, não tendo sido necessária a permanência do ácido por um período maior que 15 minutos nos tubos de ensaio.

### 3.5.1.4 Tratamento com Acetólise

Esta etapa do procedimento químico remove celulose e polissacarídeos das amostras por oxidação. A substância atuante nesta etapa é a Acetólise 9:1 (9 partes de anidrido acético: 1 parte de ácido sulfúrico), segundo Erdtman (1960) Cerca de 15 ml desta solução foi adicionada às amostras. Os tubos de ensaios foram submetidos a aquecimento em banho-maria, sendo constantemente misturados por um período que variou de 10 a 20 minutos até que o líquido contido nos tubos fique escuro. Após esse processo foi realizada a centrifugação, retirada do líquido residual e duas lavagens, sendo que permaneceu nos tubos cerca de 5 ml de água no intuito de facilitar a transferência das amostras dos tubos de ensaio para tubos de Evergreen.

## 3.5.2 Montagem de lâminas para a microscopia

Na montagem das lâminas para análise microscópica foram utilizadas lâminas, laminulas, glicerina, pipetas, bastões de teflon, e esmalte incolor. Com o auxílio de pipetas, al-

gumas gotas do material armazenado nos tubos de Evergreen foram retiradas e colocadas nas lâminas previamente identificadas. Em seguida, uma pequena quantidade de glicerina foi adicionada. Esta lâmina foi aquecida até o completo derretimento da glicerina, uma vez que a mesma serve como fixadora do material contido na lâmina. Bastões de teflon serviram para misturar o material amostrado com a glicerina, e em seguida as lamínulas foram assentadas sobre as lâminas.

Esmalte incolor (o mesmo utilizado para unhas) foi utilizado para selar as margens da lamínula com a lâmina, com a finalidade de preservar o material contido da umidade do ar, a qual provocaria o ressecamento da amostra.

### 3.5.3 Análise microscópica e confecção de gráficos polínicos

A fase de identificação e contagem dos grãos de pólen das lâminas foi executada em um microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 plus com câmera acoplada, o qual é conectado ao computador. As microimagens foram processadas através do Software AxioVision, e os grãos de pólen catalogados foram armazenados em um banco de dados. Os dados da contagem dos grãos de pólen foram introduzidos no programa TiliaGraph para confecção dos diagramas e análise estatística (Grimm 1987).

### 3.6 DATAÇÃO POR CARBONO 14

Baseado em descontinuidades estratigráficas que sugerem mudanças ambientais, seis amostras de sedimentos com 10g cada foram separadas para datação. Tais amostras foram fisicamente verificadas para eliminar fragmentos de raízes e outros eventuais resíduos orgânicos macroscópicos por intermédio de um estéreo microscópio. O material residual de cada amostra foi extraído com 2% HCl a 60°C por 4 horas, lavado com água destilada até o pH neutro ser atingido e, posteriormente, seco em temperatura de 50°C (Pessenda *et al.* 2010). A matéria orgânica sedimentar foi datada através de um Espectrômetro de Massa acoplado a um acelerador de partículas (AMS) no Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LACUFF) e no Centro de Estudos Aplicados a Isótopos da Universidade da Geórgia (UGAMS). As idades  $^{14}\text{C}$  estão apresentadas em idade convencional (anos A.P.) e idade calibrada (cal. anos A.P.) ( $\pm 2\sigma$ ), de acordo com Reimer *et al.* (2009).

### 3.7 ANÁLISES QUÍMICAS E ISOTÓPICAS

Foram coletadas amostras de sedimentos em intervalo de 5 cm ao longo dos testemunhos, as quais foram levadas para o Laboratório C-14 do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP) para realização dos procedimentos necessários. No laboratório as amos-

tras de sedimento foram separadas em recipientes unitários e colocadas para secar em estufa (Tecnal- TE-394/2) à 45°C por aproximadamente 24 horas para remoção de água. Após as amostras estarem secas, foram retirados os fragmentos vegetais atuais para não interferir nos resultados, e então estas foram levadas ao almofariz para serem pulverizadas e guardadas em eppendorfs. Em seguida cada amostra foi separada em cápsulas de estanho (12mm x 5mm) e pesadas em balança analítica (Sartorius BP 211D, de precisão 0,0001). Para as amostras com a finalidade de determinar o  $\delta^{13}\text{C}$  e C-total foram utilizadas em média de 10 a 20 mg, já para a determinação do  $\delta^{15}\text{N}$  e N-total foram utilizadas em média de 50 a 60 mg. Posteriormente o material foi enviado ao Laboratório de Isótopos Estáveis (CENA/USP) para obtenção dos resultados. Neste laboratório as amostras foram analisadas em Espectrômetro de Massas ANCA SL 2020, da Europe Scientific, que contém um analisador elementar acoplado.



## CAPÍTULO IV ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO

### 4.1 FERRAMENTAS UTILIZADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS

#### 4.1.1 Ciclos fotossintéticos C3, C4 e CAM

A fotossíntese é o processo bioquímico responsável pela fixação do carbono, a conversão de CO<sup>2</sup> atmosférico em compostos orgânicos (Pessenda *et al.* 2015). Duas etapas compõem a fotossíntese: (i) etapa dependente de luz, quando a energia luminosa, absorvida por pigmentos fotossintetizantes tais como a clorofila, é convertida em energia química; (ii) etapa não dependente de luz, quando a energia química da etapa anterior é utilizada para a redução do carbono e ligação deste a uma molécula orgânica (Raven *et al.* 1996). A classificação das plantas em C3, C4 ou CAM se refere às características fisiológicas e bioquímicas da etapa não dependente de luz. As diferenças fisiológicas existentes entre as plantas C3, C4 e CAM possuem implicações ecológicas, na medida em que constituem adaptações a condições ambientais distintas (Figura 4.1). Além disso, podem resultar em diferenças nas composições isotópicas de carbono da matéria-orgânica vegetal, principalmente entre plantas C3 e C4 (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, cujo  $\delta^{13}\text{C}$  normalmente está entre -33‰ e -20‰; (ii) plantas de ciclo fotossintético C4, com  $\delta^{13}\text{C}$  entre -17‰ e -9‰. As plantas CAM, por outro lado, podem apresentar valores de  $\delta^{13}\text{C}$  muito variáveis. As espécies que apresentam o metabolismo CAM obrigatório possuem valores de  $\delta^{13}\text{C}$  comparáveis aos das plantas C4, enquanto que aquelas espécies que apresentam metabolismo CAM facultativo possuem valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -28‰ e -10‰, indistinguíveis daqueles encontrados nas plantas C3 ou C4 (Boutton 1996).

Quando as amostras são analisadas, a composição isotópica de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) das amostras são medidas em comparação com a composição isotópica do padrão Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB), um molusco fóssil. 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 ( $\delta_{\text{amostra}}$ ) em comparação com o padrão VPDB é dada pela equação 1:

$$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}) = [(R_{\text{amostra}} - R_{\text{PDB}})/R_{\text{PDB}}] \times 1000 \quad (1)$$

Onde R =  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  para a razão isotópica do carbono.

De acordo com Troughton *et al.* (1974) a composição isotópica do carbono da matéria orgânica preservada no perfil do solo reflete a ocorrência de plantas C<sub>3</sub> e plantas C<sub>4</sub> nas comunidades vegetais pretéritas. Essa informação tem sido utilizada como registro das mudanças de vegetação e como base para inferências paleoclimáticas.

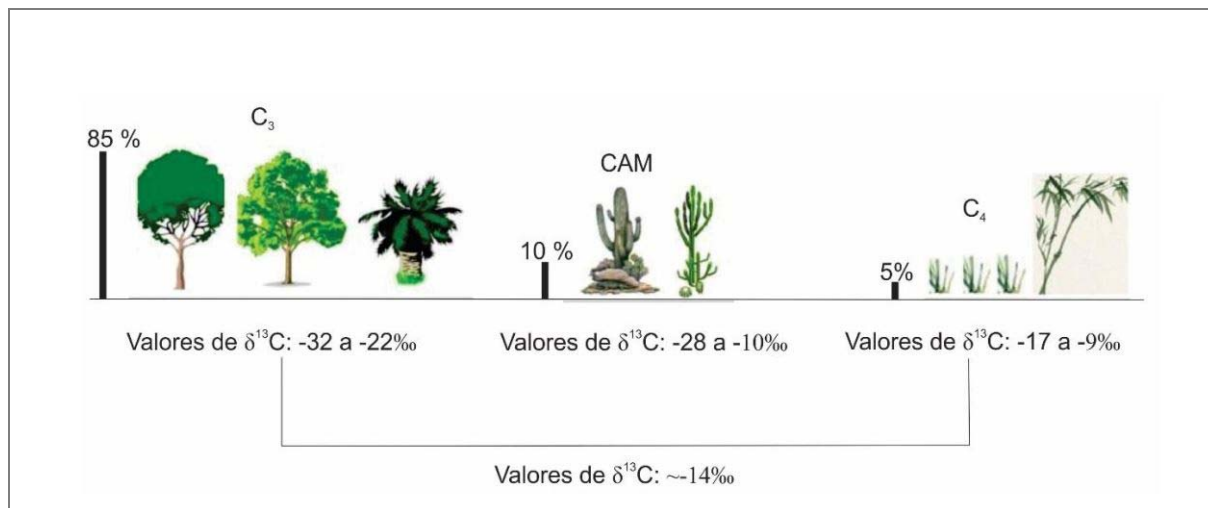


Figura 4.1- Valores isotópicos do carbono característicos dos ciclos fotossintéticos (C<sub>3</sub>, C<sub>4</sub> e CAM) e porcentagem de distribuição natural, de acordo com Boutton 1996 (Retirado de França 2010).

Em combinação com os dados isotópicos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ), a C/N obtida a partir da análise elementar da matéria orgânica é usada para distinguir entre os diferentes tipos de matéria orgânica de origem marinha e terrestre. Estudos em ambientes costeiros indicaram valores de C/N acima de 12 para plantas terrestres e, em geral entre 5 e 9 para matéria orgânica originada do fitoplâncton marinho (Wilson *et al.* 2005).

Os valores de C/N algumas vezes podem apresentar erros na indicação da origem da matéria orgânica sedimentar. O problema mais comum ocorre devido às medidas de carbono e nitrogênio que permanecem nas amostras de sedimento após a remoção de carbonatos e, deste modo, um valor de nitrogênio residual que combina tanto o nitrogênio orgânico quanto o inorgânico. Na maioria dos sedimentos as concentrações de nitrogênio inorgânico são menores comparadas às de nitrogênio orgânico. Sedimentos que têm baixa concentração de matéria orgânica (< 0,3%) podem algumas vezes apresentar o nitrogênio inorgânico como uma grande fração do nitrogênio residual e, dessa forma o C/N baseado no nitrogênio residual pode ser alterado (Meyers 2003).

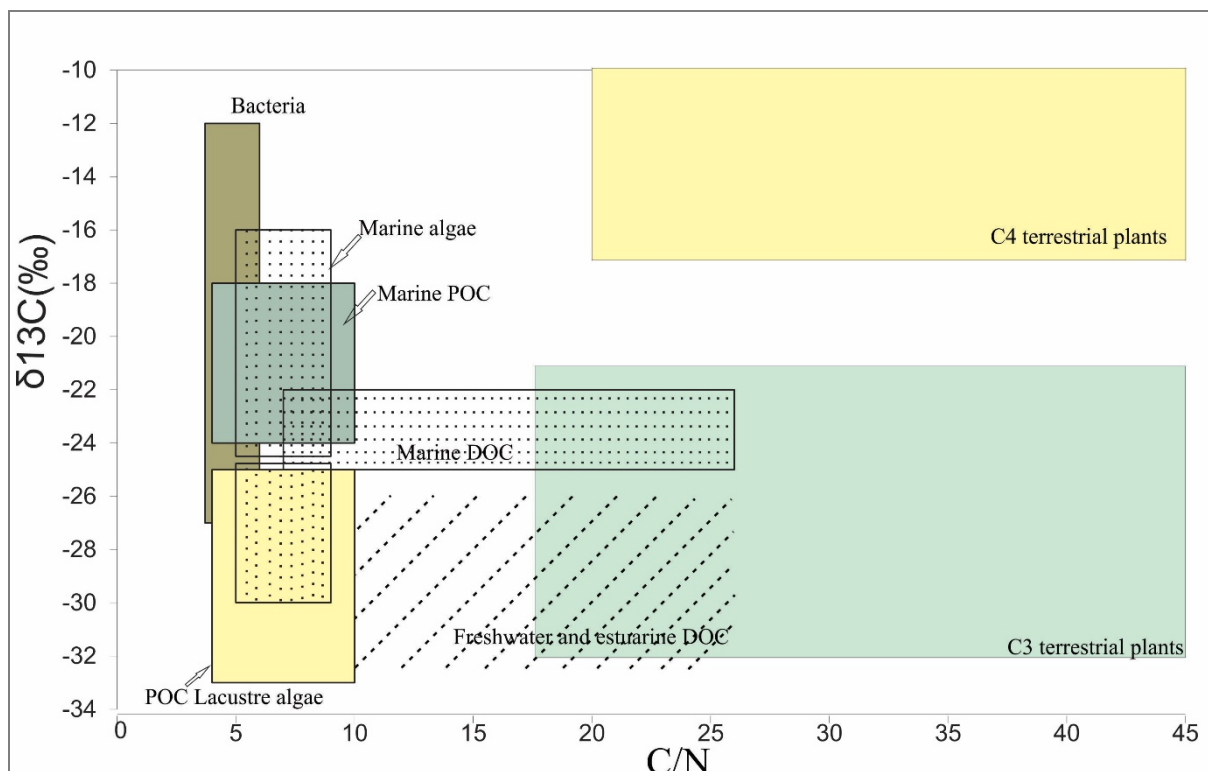


Figura 4.2- Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e C/N das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e marinha (Modificado de Lamb *et al.* 2006, Meyers 2003, Wilson *et al.* 2005).

#### 4.1.2 Datação $^{14}\text{C}$

O  $^{14}\text{C}$  é formado constantemente na alta atmosfera, através da interação de nêutrons provenientes de colisões de raios cósmicos, principalmente partículas  $\alpha$ , de alta energia com isótopo estável de  $^{14}\text{N}$  (Libby 1955). Após a formação do  $^{14}\text{C}$ , este é oxidado a  $^{14}\text{CO}_2$  e entra no ciclo global do carbono. O  $^{14}\text{CO}_2$  também é dissolvido na água e está disponível para peixes, plâncton, corais, etc. Assim, todos os animais e vegetais apresentam  $^{14}\text{C}$  incorporado em sua matéria orgânica/inorgânica. Com a morte dos organismos, a assimilação do  $^{14}\text{C}$  é cessada, então, este isótopo começa a desintegrar-se com meia vida de  $5.730 \text{ anos} \pm 30 \text{ anos}$ , emitindo uma partícula  $\beta^-$  e transformando-se novamente em  $^{14}\text{N}$ . Sendo assim, a idade da amostra pode ser determinada em razão da atividade residual da mesma, diminuindo exponencialmente com o aumento do tempo em que a amostra parou de assimilar  $^{14}\text{C}$ , como mostra a Equação 2:

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (2)$$

A = atividade da amostra

$A_0$  = atividade inicial (padrão ácido oxálico)

$\lambda$  = constante de desintegração

t = tempo (idade da amostra)

A atividade do material a ser analisado pode ser determinada através de um espectrômetro de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo (Pessenda & Camargo 1991), determinando sua idade (Equação 3):

$$t = -8033 \ln A/A_0 \quad (3)$$

Essa metodologia tem sido a principal ferramenta para a determinação cronológica de episódios ocorridos até aproximadamente 50.000 anos passados (correspondendo ao Pleistoceno Superior e Holoceno), sendo, portanto, de grande interesse arqueológico, geológico, paleontológico e oceanográfico.

#### 4.1.3 Palinologia

O conhecimento dos ecossistemas pretéritos por meio do estudo estratigráfico dos fósseis contidos em sedimentos fornece subsídios à compreensão da evolução ecológica de uma região e de suas possíveis mudanças. Entre esses fósseis podemos citar os grãos de pólen, que são fontes seguras de informação sobre a vegetação que esteve presente em diferentes áreas da Terra em épocas diversas (Pessenda *et al.* 2015).

A palinologia é uma das ferramentas de maior aplicação aos estudos paleoambientais e de reconstituição paleoclimática, em especial quando associada aos dados isotópicos e elementares de C e N, e métodos de datação. Para tanto, a descrição e ilustração dos taxa modernos e suas relações ecológicas, capaz de propiciar as comparações com elementos presentes no registro, é um recurso fundamental que permite avaliar a composição das assembléias fósseis e suas respostas às mudanças ocorridas ao longo do tempo (Hooghiemstra 1984) principalmente as assembléias do Quaternário, pois não houve extinção significativa de espécies vegetais desde então (Pessenda *et al.* 2015).

Segundo 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.

Os manguezais são bons locais para estudos palinológicos, principalmente os que se desenvolvem em substratos lamosos, pois são propícios para a deposição e preservação dos grãos de pólen e esporos. Além disso, o substrato lamoso dos manguezais é normalmente anóxico e esta condição garante a boa preservação do registro polínico (Pessenda *et al.* 2015). Os estudos dedicados à interpretação do registro palinológico em manguezais têm demonstrado que, apesar das limitações impostas pela bioturbação e redistribuição dos sedimentos pela ação da maré, os resultados da análise palinológica podem fornecer informações importantes sobre a história da vegetação neste ecossistema, além de contribuir com dados para a reconstrução de alterações do nível do mar e da evolução sedimentar costeira (Blasco *et al.* 1996, Suguio 1999).

#### **4.1.4 Análise por fluorescência de raio X (XRF)**

A técnica de fluorescência de raios X (XRF) é capaz de detectar e quantificar as concentrações químicas dos elementos presentes na amostra analisada, pois a radiação de fluorescência que é emitida proveniente de cada átomo é característica da espécie química, ou seja, não existe similaridade entre as radiações de radiofrequência emitidas por diferentes átomos da Tabela Periódica. Além disso, a XRF também pode fornecer a informação sobre a localização superficial de onde o elemento emissor se encontra na amostra de maneira bastante precisa em termos de análises quantitativas. Assim, a técnica de XRF 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).

A produção de radiação X experimentalmente no laboratório pode ser gerada através do impacto de radiações de alta energia a partir de um tubo de raios X ou de uma fonte radioativa. Dessa maneira, a excitação direta do elétron comumente é utilizada em técnicas de microsondas eletrônicas, enquanto as fontes de radioisótopos e geradores de prótons são associadas geralmente à dispersão de energia do elétron. Essas transições podem resultar na emissão de raios X de energia característica que permitem a identificação da espécie atômica envolvida na transição e a mensuração da sua abundância. Resumidamente, durante esse processo, a radiação de fluorescência emitida por um determinado elemento químico da amostra, é facilmente identificado devido a sua faixa de energia característica para emissão de raios X. Enquanto a concentração química pode ser obtida através da intensidade do pico gerado no espectro da amostra analisada. Dessa forma, quando acoplados a um sistema de analisadores computacionais de multicanal, é possível se obter além da distribuição espectral e energia,

também a possibilidade de se adquirir e realizar a análise dos dados (Nascimento-Dias *et al.* 2017).

#### **4.1.5 Sensoriamento remoto para mapeamento de manguezais**

Em 1988, a Society for Photogrammetry and Remote Sensing (ASPRS) definiu Fotogrametria e Sensoriamento Remoto como a arte, ciência e tecnologia de obter informação confiável sobre objetos físicos e o ambiente por meio do processo de registro, medição, e interpretação de imagens e representações digitais dos padrões de energia derivados de sistemas sensores sem contato físico (Colwell 1997). As imagens obtidas através do sensoriamento remoto proporcionam uma visão de conjunto multitemporal de extensas áreas da superfície terrestre. Ao recobrirem sucessivas vezes a superfície terrestre, possibilitam o estudo e o monitoramento de fenômenos naturais dinâmicos do meio ambiente. Destacam os impactos causados por fenômenos naturais como as inundações e a erosão do solo (frequentemente agravados pela intervenção do homem) e antrópicos, como os desmatamentos, as queimadas, a expansão urbana, ou outras alterações do uso e da ocupação da terra (Florenzano 2002).

Florenzano (2002) aponta que o ecossistema de manguezal é facilmente destacado em imagens de satélites por sua forma irregular, cor mais escura que a dos demais biomas e tipos de vegetação, o que decorre da influência da água existente nesses ambientes e da sua localização litorânea, ao longo da zona costeira. Esses ambientes são muito específicos e influenciados por uma gama de fatores interrelacionados. Envolvem desde adaptações bioquímicas da vegetação aos estresses ambientais até os processos físicos e químicos do litoral associados a descarga fluvial de sedimentos e de água doce (Lara & Cohen 2006; Cohen *et al.* 2012), ação das correntes costeiras, marés, e topografia que determinam os ambientes deposicionais mais favoráveis para a implantação e sobrevivência dos manguezais (Hutchings & Saenger 1987, Wolanski *et al.* 1990, Semeniuk 1994). Portanto, a vegetação do mangue possui adaptações fisiológicas e morfológicas especiais que lhe permite crescer em ambientes de inter-marés (Blasco *et al.* 1996, Cahoon & Lynch 1997, Alongi 2008, Sanders *et al.* 2012). Como tais variáveis físicas e químicas são modificadas de acordo com flutuações no nível do mar, mudanças no clima e atividade tectônica, a distribuição global dos manguezais foi alterada ao longo da história geológica e humana.

Cohen *et al.* (2018) analisaram séries temporais de um banco de dados de 33 anos, composto por imagens de satélite e drones. Esses dados foram combinados com modelos digitais de elevação baseados em dados topográficos obtidos por fotogrametria, teodolito e dispositivos hidrotopográficos. A análise se deu com intuito de investigar as mudanças espaço-

temporais das unidades de vegetação, Península de Bragança no leste da Amazônia, a fim de decifrar possíveis causas responsáveis por essa dinâmica recente de manguezal, e concluiu que esses manguezais migraram para planos de maré mais altos nos últimos anos. O sensoriamento Remoto também é uma ferramenta muito utilizada integrada a diversos dados obtidos por distintos métodos. Cohen *et al.* (2020) identificaram migrações de manguezais para o sul do limite austral durante o Holoceno. O estudo se deu no município de Laguna, no Estado de Santa Catarina. Com base em características sedimentares, dados palinológicos e geoquímicos além de datações de  $^{14}\text{C}$ , integrados a modelos digitais de elevação (dados obtidos através de sobrevoos de drone) indicaram uma transgressão marinha durante o Holoceno e contribuíram para a expansão das planícies de maré ocupadas por pântanos salgados. A análise espaço-temporal, baseada em imagens de satélite e drones, revelou uma expansão de mangue de ~10 ha na área de estudo entre 2003 (96,1 ha) e 2019 (106,1 ha). Atualmente, na área de estudo, pântanos, principalmente caracterizados por *Spartina* e *Acrostichum*, estão compartilhando planícies de maré com manguezais.

#### 4.2 MUDANÇAS NO NÍVEL RELATIVO DO MAR (NRM) E A DINÂMICA DOS MANGUEZAIS

Alguns estudos têm demonstrado uma elevação pós-glacial do nível do mar no litoral brasileiro (Angulo & Suguio 1995, Angulo & Lessa 1997, Angulo *et al.* 1999, Angulo *et al.* 2006, Bezerra *et al.* 2003, Bittencourt *et al.* 1979, Martin *et al.* 1996, Martin *et al.* 2003, Suguio *et al.* 1985), que teria inundado vales fluviais (Martin *et al.* 1996, Scheel-Ybert 2000, Cohen *et al.* 2005, Souza-Filho *et al.* 2006), causando mudanças nos sistemas deposicionais e também na área de manguezal (Scheel-Ybert 2000; Cohen *et al.* 2005, Amaral *et al.* 2006, 2012, Smith *et al.* 2012, Guimarães *et al.* 2012).

Investigações no norte do Brasil, utilizando dados palinológicos, sedimentológicos e geoquímicos revelaram que a história da vegetação durante o Holoceno ao longo do litoral é caracterizada por fases de estabelecimento e expansão/contração de manguezais (Behling *et al.* 2001a, Cohen *et al.* 2005b, 2008, 2009, Guimarães *et al.* 2012, Smith *et al.* 2012, Vedel *et al.* 2006). Estas fases têm sido interpretadas como mudanças na relação do nível relativo do mar e/ou na descarga fluvial, já que a atual distribuição dos manguezais no litoral é controlada principalmente pela topografia do substrato e pela descarga de água doce (Cohen & Lara 2003, Cohen *et al.* 2005, Lara & Cohen 2006, 2009). Variações nas taxas de chuvas das regiões hidrográficas amazônicas (p.ex. Absy *et al.* 1991, Behling & Costa 2000, Desjardins *et al.* 1996, Ledru 2001, Pessenda *et al.* 2001, Van der Hammen 1974) tem controlado a

descarga fluvial do Amazonas, que exibe a mais alta vazão do mundo com  $6.300 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$  (Eisma *et al.* 1991, Latrubesse & Franzinelli 2002, Maslin & Burns 2000). Consequentemente, durante o período seco do Holoceno inferior e médio, o fluxo do rio Amazonas pode ter sido severamente reduzido (Amarasekera *et al.* 1997, Toledo & Bush 2007, 2008). Assim, mudanças significativas na vazão de água do rio ao longo do litoral seriam esperadas, e isso teria afetado os gradientes de salinidade ao longo da costa influenciada pelo rio Amazonas. Este processo conduziria às mudanças na distribuição dos manguezais (vegetação de água salobra) e várzea/vegetação herbácea (vegetação de água doce) no litoral norte do Brasil.

Considerando o litoral nordeste, sudeste e sul do Brasil, a dinâmica dos manguezais durante o Holoceno (Amaral *et al.* 2006, Barreto *et al.* 2006, Barth *et al.* 2010, Behling & Costa 1997, Buso Junior 2010, Dominguez *et al.* 1990, Ferrazzo *et al.* 2008, França *et al.* 2013, Medeiros 2010, Soares *et al.* 2012, Vidotto 2008) deve ter sido controlada principalmente pelas variações no nível relativo do mar, identificadas em trabalhos como Angulo *et al.* (2006), Pirazolli (1986), Silva & Neves (1991), Muehe & Neves (1995). No entanto, Amaral *et al.* (2006) identificou também a influência do aporte sedimentar na dinâmica dos manguezais no litoral do estado de São Paulo, próximo ao rio Itanhaém.

Entretanto, existem divergências quanto as curvas de nível de mar para o Holoceno no litoral Brasileiro (Suguio *et al.* 1985, Martin *et al.* 1988, Tomazelli 1990, Angulo *et al.* 1999, 2006) baseado em diversos indicadores (ex: conchas, terraços marinhos e vermitídeos). Essas curvas de variação do nível do mar apresentam dois padrões distintos para o Holoceno Superior. O primeiro proposto por Suguio *et al.* (1985) sugere queda do nível relativo do mar durante os últimos 5100 anos antes do presente (A.P.) com duas oscilações. Porém, Angulo & Lessa (1997) discordam sobre os baixos níveis de mar entre 4100-3800 anos AP e 3000-2700 anos AP. A terceira curva proposta por Tomazelli (1990), sugere um aumento do nível relativo do mar nos últimos 1000 anos.

#### 4.3 DINÂMICA DOS MANGUEZAIS DA REGIÃO SUDESTE BRASILEIRA DURANTE O HOLOCENO

Poucos estudos paleoambientais através de métodos palinológicos foram realizados em sedimentos quaternários de planícies costeiras da região nordeste/sudeste brasileira, sendo a maioria dos trabalhos realizados em baías no estado do Rio de Janeiro (Barreto *et al.* 2006, Barreto *et al.* 2007, Barth 2003, Barth *et al.* 2006, Barth *et al.* 2010, Coelho *et al.* 2002, Laut *et al.* 2006), e em São Paulo (Amaral *et al.* 2006, Medeiros 2010, Ybert *et al.* 2001).



Durante o Holoceno inicial e médio ao longo do litoral sudeste brasileiro, o sistema costeiro foi colonizado por vegetação de manguezal como consequência da influência marinha causada pela elevação do NRM (Buso Junior 2013; França *et al.* 2013). Já entre ~5250 e ~1355 cal anos AP, houve rebaixamento do NRM, que ocasionou o estabelecimento de lagos no lugar de antigos estuários, fazendo com que os manguezais fossem largamente substituídos por outras vegetações arbóreas e herbáceas (França *et al.* 2015). No litoral do Espírito Santo, houve a elevação do nível relativo do mar após o período glacial (Buso Junior 2013, Cohen *et al.* 2004, França *et al.* 2013), o qual causou incursão marinha, invadindo baías e amplos vales, favorecendo a evolução de um estuário com uma ampla planície de maré dominada por manguezais durante o Holoceno inicial e médio. Posteriormente, o manguezal da região foi extinto, sendo substituído por vegetação predominantemente herbácea, possivelmente devido à regressão marinha ocorrida no Holoceno superior, juntamente com o aporte de sedimento e água doce proveniente dos rios (França *et al.* 2015b).

## **CAPÍTULO V IMPACTS OF SEA-LEVEL CHANGES ON MANGROVES FROM SOUTHEASTERN BRAZIL DURING THE HOLOCENE AND ANTHROPOCENE USING A MULTI-PROXY APPROACH**

### **ABSTRACT**

Mangroves are intertidal forests, susceptible to changes in tidal flooding frequency. Then, its dynamics along the topographic gradients of a coastal plain may be used as an indicator of sea-level changes. This work aims to identify the mangrove dynamics during the Holocene and Anthropocene and infer relative sea-level (RSL) changes based on satellite/drone images and pollen, isotopes ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ ), elemental (C/N), X-ray fluorescence (XRF), and sedimentary data, as well as C-14 dating along three cores sampled along a mangrove and a transition mangrove/herbaceous zone following a topographical gradient of a coastal plain in the southeastern Brazilian coast. These multi-proxy data indicated a change from a flat occupied by herbs, palms, tree/shrubs to a lagoon surrounded by mangroves with an increase of sedimentary organic matter sourced from estuarine waters between ~6300 and ~4650 cal yr BP. The RSL rise caused a landward mangrove migration during the early-middle Holocene, widely recorded along the Brazilian coast. The RSL fall converted that lagoon with mangroves into a flat occupied by herbs, palms, and trees/shrubs during the middle-late Holocene. The last thousand years were characterized by a significant decrease in the mangrove pollen occurrence on highest tidal flats occupied by modern mangroves between 390 cal yr BP (1560 AD) and 77 cal yr BP (1873 AD), probably caused by a RSL fall associated with the Little Ice Age (LIA). The core G-4, sampled from the lowest tidal flats and mainly occupied by *Rhizophora*, revealed an increased trend in *Rhizophora* pollen percentage since 77 cal yr BP (1873 AD). However, cores sampled from the highest mangrove tidal flats, in the ecotone mangrove/herbaceous vegetation, indicated an increase of pollen percentages of *Rhizophora*, *Avicennia*, and *Laguncularia*, suggesting a mangrove migration into the highest tidal flats previously occupied by herbs, palms, and trees/shrubs since 1958 (core G-3) and 1955 AD (core RBN-2). These trends must be related to the increase in estuarine influence by a RSL rise since the end of the Little Ice Age and intensified during the last decades.

Keywords: C/N; Guarapari; pollen; stable isotopes

## 5.1 INTRODUCTION

Mangroves have considerable social, economic, and ecological value, supporting fisheries, coastal protection, and carbon sequestration (Barbier *et al.* 2011, Matos *et al.* 2020, Nagelkerken *et al.* 2008; Tue *et al.* 2018). However, sea-level rise can threaten the long-term stability of mangrove (Cohen *et al.* 2018, 2020a, Lovelock *et al.* 2015), since these forests are unlikely to persist if the rate of sea-level rise is  $> 4 \text{ mm year}^{-1}$  (Mckee *et al.* 2007). Although several factors can influence the patterns of mangrove advance or retreat, studies have shown that sea-level rise controls mangrove distribution mainly at their seaward margin (Kirwan & Megonigal 2013b, Woodroffe 1995b), establishing an equilibrium morphology (Cahoon *et al.* 2006a, Cohen *et al.* 2012, 2020a, D'Alpaos *et al.* 2008, Kirwan & Murray 2007). Considering high rates of sea-level rise (52–98 cm by 2100, IPCC, 2013), mangroves can be drowned along the lowest zone of tidal flats, and migrate to higher tidal flats, previously occupied by herbaceous vegetation adapted to a hypersalinity (Cohen *et al.* 2018, 2020a). Flood patterns of mangrove substrates are differentiated and reflect its structure (Pascoalini *et al.* 2014b). If the topography allows the mangrove forest to migrate landward, with no anthropogenic barriers (such as infrastructure or flood-defense obstacles), then mangroves may delay submergence by 'back-stepping' into adjacent habitats (Saintilan *et al.* 2014). Sediment supply is essential to surface elevation gains and, therefore, to prevent mangrove-forest loss in the future (Lovelock *et al.* 2015).

In addition, following the topographic gradient of tidal flats, tidal flooding frequency controls the porewater salinity (Lara & Cohen 2006). Then, RSL rise increases the durations of tidal inundation along the topographic gradient of tidal flats, driving to the removal or dilution of salt from the sediments by the action of percolating water in a vertical direction in the tidal flat in which mangroves and marshes are developing. These processes thus cause a landward displacement of boundaries of high porewater salinity areas, expanding the area where mangroves can grow (Cohen & Lara 2003, Cohen *et al.* 2018).

Globally, changes in the mangrove area occurred proportionally to changes in RSL (Cohen *et al.* 2012, 2014a, 2020a, Yao *et al.* 2015, 2017). The highest RSL (2 – 5 m above the modern sea-level) in the Holocene occurred at ~5100 cal yr BP between the south and northeastern Brazilian coast (Angulo *et al.* 2006, Caldas *et al.* 2006, Martin *et al.* 2003, Suguio *et al.* 2013, Toniolo *et al.* 2020), and caused landward migration of mangroves into embayments, estuaries, and lagoons (Castro *et al.* 2013, Cohen *et al.* 2020b, 2014, França *et al.* 2015, Lorente *et al.* 2013, Rossetti *et al.* 2015). During the last millennium, the sea-level

reached the highest (12–21 cm) stand at ~1150 AD, while the lowest (–19 and –26 cm) level occurred at ~1730 AD (Grinsted *et al.* 2009). A similar sea-level trend was recorded at the northern Brazilian coast, with a significant impact on mangrove dynamics (Cohen *et al.* 2005a). The rate of global sea-level rise has increased from ~2.5 mm/yr in the 1990s to about 3.4 mm/yr today (Nerem *et al.* 2018). Globally, sea-level is predicted to rise in 53–77 cm (Nerem *et al.* 2018), 38–73 cm for RCP6.0, and 52–98 cm for RCP8.5 by 2100 (IPCC 2013).

The mangroves from northern Brazilian coast, which is one of the largest continuous mangrove areas on Earth, have migrated into higher tidal flats occupied by herbaceous vegetation over recent years (1984–2017) due mainly to relative sea-level (RSL) (Cohen *et al.* 2009, 2018). A time-series analysis (1996–2008) of areas located to the east of the Amazon River mouth up to the coast of the State of Maranhão indicated increased mangrove areas (Nascimento *et al.* 2013). It seems this process is occurring globally. Di Nitto *et al.* (2013a) addresses this issue in East Africa, whether mangroves can be resilient to an increase in sea level, according to their potential to migrate to landward areas. Combining data from remote sensors, digital terrain models and topographic data under different projections of sea-level rise until the end of the century (IPCC 2001), reveal how mangrove can change under different predictions (9 – 88 cm by the year 2100). Under sea-level rise (SLR) scenarios up to 48 cm by the year 2100, the landward extension will increase for each of the dominant mangrove assemblages, while a SLR scenario of +88 cm indicates that the area flooded only by equinoctial tides can decrease due to the topographical settings at the edge of the inhabited area. Then, the landward *Avicennia*-dominated assemblages will further decrease (Di Nitto *et al.* 2013b)

In this context, this work aims to identify the Holocene mangrove dynamics according to relative sea-level changes in a millennial and decadal-scale based on satellite/drone images and pollen, geochemical ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  and C/N), X-ray fluorescence (XRF), and sedimentary data, as well as  $^{14}\text{C}$  datings along three cores sampled along a mangrove and a transition mangrove/herbaceous zone following a topographical gradient at the State of Espírito Santo, southeastern Brazilian coast.

## 5.2 MODERN SETTINGS

### 5.2.1 Study area and geological setting

Mangrove areas (70 km<sup>2</sup>) from the State of Espírito Santo, southeastern Brazilian coast, spread from the Riacho Doce, in the extreme north of this state, to the Itabapoana river, on the southern border with the State of Rio de Janeiro. The study area is located in the Jabuti

and Aldeia Velha River estuary (Fig. 5.1), the central region of Espírito Santo, near the Guarapari town, which is one of the most extensive and conserved mangrove areas in the State of Espírito Santo, with ~4.6 km<sup>2</sup> (Vale & Ferreira 1998).

The State of Espírito Santo fits into the Mantiqueira Province (Almeida *et al.* 1977 and Almeida 1977) of Neoproterozoic-Cambrian age. Orthogneisses mainly constitute the basement (CPRM 2014). The deposition of the Barreiras Group sediments has been associated with the global eustatic sea-level rise that had its maximum level in the middle Miocene (Arai, 2006). During the Pliocene (4-5 Ma) occurred a eustatic sea-level rise and the accumulation of the upper part of the Barreiras Group. Several units of unconsolidated sediments constitute the post-Barreiras Group (CPRM 2014). The studied coastal zone present paleolaagoons, mainly characterized by pelitic sediments, rich in organic matter with wood fragments and mollusk shells (CPRM 2015).

Then, three geomorphological compartments characterize the study area: (1) Mountain range with Precambrian rocks, with very rugged reliefs, (2) Coastal terraces developed over the Barreiras Formation, and the (3) Coastal plain with quaternary deposits accumulated on lower surfaces, consisting of beaches, sandbanks, and continental alluvium (Figure 5.1). This division reflects the regional tectonic evolution and lithology associated with the climate (EMBRAPA 1978).

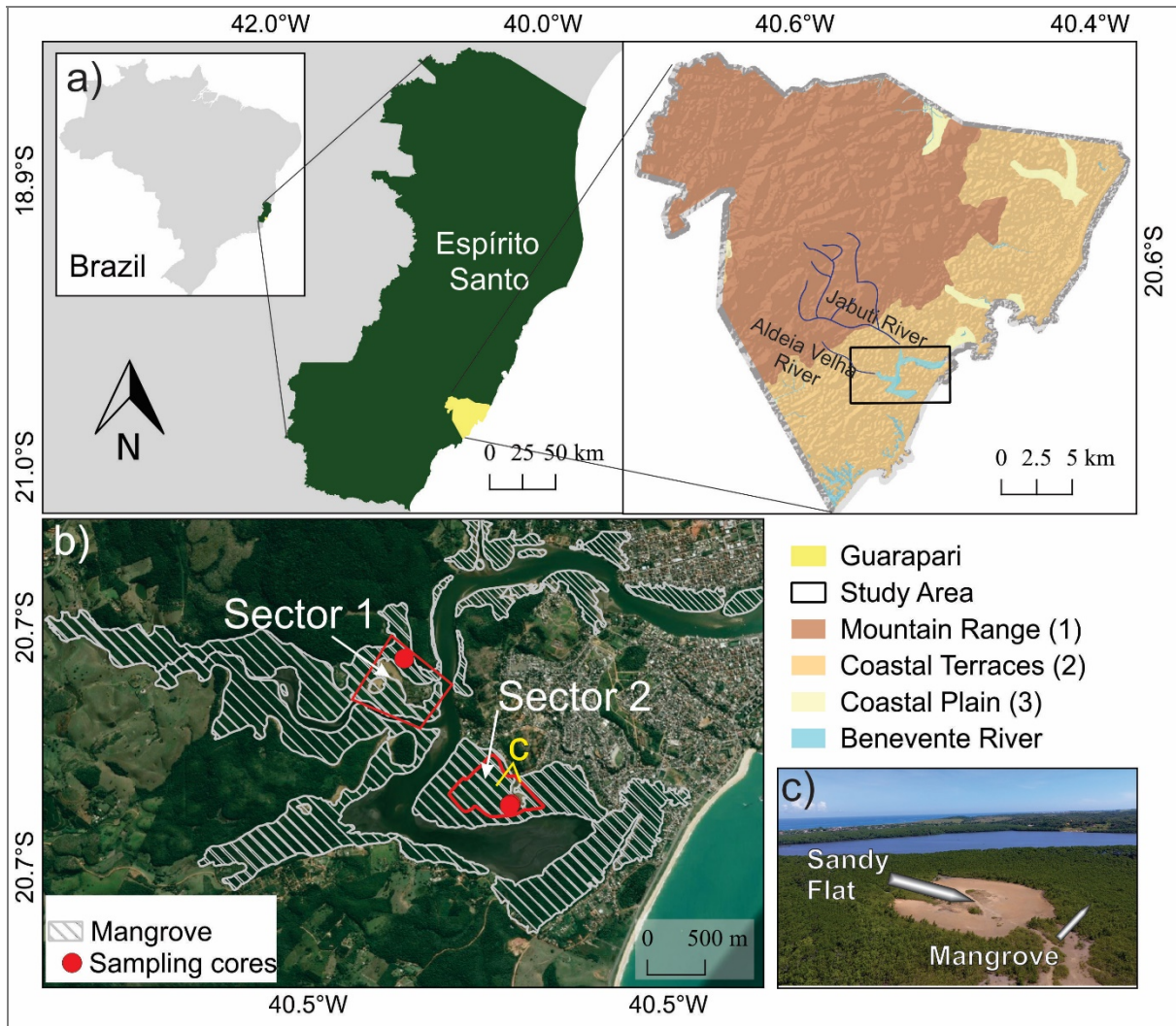


Figure 5.1- a) Location of the study area, b) distribution of mangroves, location of the sectors 1 and 2, and the sampling core sites, and c) panoramic drone photo from the transition mangrove/sandy flat in the highest tidal flats.

### 5.2.2 Climate and vegetation

A hot and humid tropical climate with an average annual rainfall of ~1400 mm characterizes the study area (Peixoto & Gentry 1990). The rainy season occurs between November and January, with a drier period between May and September. The average temperature varies between 20° and 26° C (Carvalho *et al.* 2004, Franca *et al.* 2016).

The modern coastal vegetation in the study area consists of dense ombrophilous forest, mangroves, and herbaceous plains. Mangroves cover a significant part of the study area, with trees ranging from 3 to 15 m tall. *Rhizophora mangle* occurs mainly along the channel margins, while *Avicennia germinans* grow at higher topographic elevations. The herbaceous plains occur on sandy flats topographically higher than tidal flats occupied by mangroves. Herbaceous vegetation and some small shrubs characterize this vegetation unit, mainly represented by the following families: Poaceae, Asteraceae, Cyperaceae, and Fabaceae. The dense

ombrophilous forest presents mainly *Arecaceae*, *Myrtaceae*, *Euphorbiaceae*, *Fabaceae*, and *Rubiaceae*. These vegetation units are distributed within specific inundation regimes, sediment types, and porewater salinities (Cohen *et al.* 2014a, 2018, 2020a, Franca *et al.* 2016).

### 5.3 MATERIAL AND METHODS

The study was based on satellite/drone images and pollen, isotopes ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$ ), elemental (C/N ratio), X-ray fluorescence (XRF), and sedimentary data, as well as C-14 datings along three cores, here called G-3 (20°41'4.60"S/ 40°31'21.48"W), G-4 (20°41'6.86"S/ 40°31'23.47"W) and RBN-2 (20°40'21.24"S/ 40°31'57.61"W) were collected with a Russian sampler from tidal flats with mangroves, topographically positioned in 0.7, 0.45, and 1.0 m amsl (Figs. 5.1, 5.2 and 5.3). Field investigation allowed validation of the remote sensing results through the acquisition of planialtimetric data, vegetation height/density, vegetation types, and porewater salinity.

#### 5.3.1 Data sources

##### 5.3.1.1 Aerial and satellite data

A Landsat image, with pixel ground resolution of 30 m (multispectral), was obtained on April/1985, while Quickbird images, with resolution of 2.44 m (multispectral), were obtained on December/2003, July/2007, September/2012, and July/2018. The Landsat and Quickbird images were downloaded from the collection of the USGS (United States Geological Survey) and of the Google Earth (Liang *et al.* 2018). These images were imported in GeoTIFF format into the Agisoft Metashape version 1.6.3 software. The satellite image was accurately orthorectified based on the drone image. A total of 30 ground control points (GCPs) were used to orthorectify the drone images (Table 5.1, Figs. 5.2 and 5.3). For the geomorphological/vegetation characterization and spatial-temporal analysis, all images were processed using the PCI 16, Qgis 3, and Global Mapper version 18 software.

##### 5.3.1.2 Drone data

The spatial analysis was also based on high-resolution images obtained by a Drone Phantom 4 DJI. The drone had a FC 330 digital 4K/12MP (RGB) camera with a focal length and sensor width of 3.61 mm and 6.17 mm, respectively. The drone surveying was carried out using the DJI Ground Station Pro Software installed in an Ipad Air tablet with predefined missions implemented autonomously with 90° camera angle, 90% frontal and 70% lateral overlay, and 100 m (resolution of 4.17 cm) altitude. Missions were also acquired at 60 m (resolution of 2.5 cm) altitude to more accurately analyze the mangrove/herbaceous plain or

sandy flay transition areas. A total of 23 missions and 3994 images were developed, with each mission covering ~0.48 sq. km (15–18 min) to allow scanning 9.75 sq km in April/2019.

#### *5.3.1.3 Ground control points*

Planimetric and altimetric data were acquired during field trips in April/2019 (fall). A smartphone connected to an Antenna Trimble Catalyst with a differential Global Navigation Satellite System (GNSS) was used to acquire these data. The GNSS system enhances the basic information received by GNSS satellites to increase the accuracy of the positions being calculated by the receiver. A decimetric correction, provided by the Trimble website upon payment of a subscription, was applied to the GNSS data. The planialtimetric accuracy of the GCPs were in the order of  $\pm 10$  cm with the Real-Time Kinematic correction. This margin of error was confirmed by comparing the data obtained by the Antenna Catalyst with the geodetic benchmark (IBGE 8130991) from Guarapari (20° 37' 41" S/ 40° 31' 49" W) at the end of the topographic survey. The planialtimetric data obtained by the Antenna Trimble Catalyst were used as an absolute elevation point for the installation of an electronic theodolite (model CST Berger DGT10). The theodolite and a gauge of 4 m were used to measure the relative surface elevation of mangrove substrate and the transition mangrove/herbaceous plain or sandy flat. The combination of Antenna Catalyst and theodolite allowed to measure 30 ground control points (GCP) with coordinates and substrate surface elevation of the study area. These GCPs were used to calibrate the digital elevation model (DEM) obtained by photogrammetry.



Table 5.1- Ground control points of the study area with longitude, latitude, elevation (m), and differences (m) between latitudes, longitudes, and elevation obtained by photogrammetry and those obtained in the field by topographic survey.

Point	Longitude	Latitude	Elevation	Long. Error (m)	Lat. Error (m)	Elev. Error (m)
1	-40.522339	-20.684059	0.880	0.14	-0.26	-0.04
2	-40.522628	-20.682133	2.680	-0.14	-0.00	-0.08
3	-40.522679	-20.682202	1,745	0.04	0.083	0.02
4	-40.522743	-20.684257	0.738	-0.06	-0.03	0.05
5	-40.521918	-20.683612	0.840	0.064	-0.06	-0.01
6	-40.521806	-20.684419	0.813	-0.02	0.16	-0.00
7	-40.522641	-20.682858	0.930	-0.16	-0.18	0.09
8	-40.522632	-20.682533	1.320	0.14	-0.00	0.11
9	-40.522802	-20.683133	1.29	0.19	-0.03	-0.06
10	-40.522765	-20.683331	0.843	0.07	0.13	0.10
11	-40.523909	-20.685403	0.200	0.00	-0.00	0.00
12	-40.524792	-20.685229	0.200	0.00	-0.00	0.00
13	-40.5227885	-20.6843255	0.70	0.3	0.2	-0.12
14	-40.52288166	-20.684372	0.630	0.1	0.1	0.05
15	-40.52635043	-20.683364	0.720	0.13	0.14	0.14
16	-40.52635377	-20.683367	0.700	-0.02	0.2	0.13
17	-40.52319299	-20.684677	0.560	0.4	0.23	0.16
18	-40.5232925	-20.684833	0.500	0.5	0.26	0.12
20	-40.52635043	-20.683364	0.420	-0.2	-0.1	0.14
21	-40.52352142	-20.685287	0.350	0.2	0.13	0.06
22	-40.52368164	20.685438	0.200	0.1	0.16	-0.08
13	-40.522647	-20.683709	2.68	-0.28	0.21	-0.00
14	-40.534324	-20.674385	1.36	0.27	-0.05	-0.03
15	-40.533524	-20.673680	1.23	0.34	-0.18	-0.01
16	-40.533127	-20.673484	1.38	0.13	0.55	-0.02
17	-40.534254	-20.674608	1.73	0.41	-0.83	0.06
18	-40.534059	-20.672539	1.22	0.54	0.11	0.01
19	-40.532216	-20.673715	1.27	-0.10	-0.24	0.02
20	-40.532619	-20.673095	1.21	-0.63	0.12	-0.00
21	-40.532876	-20.674100	1.20	-0.01	-0.50	-0.03

#### 5.3.1.4 Mangrove density, height, and porewater salinity

The identification of mangrove tree genus and counting trees were developed in five areas of 50x50 m during fieldwork. These results were compared with those obtained by the Global Mapper based on drone images. Vegetation heights (VH) were calculated in photos using a ruler of 4 m as reference. These data were used to confirm the vegetation height model obtained by photogrammetry. Photographic documentation were used to confirm the main

vegetation units. The porewater salinity was determined at 10 cm depth using a refractometer in 30 topographically relevant sites.

### **5.3.2 Methods**

#### *5.3.2.1 Image classification*

The geomorphology and vegetation were manually classified by photointerpretation in the Global Mapper Software. The locations with known land cover were used as a reference for each land cover type. This set of information allowed us to individualize objects and compare them with a visual interpretation based on drone orthophotos and field trips. Drone panoramic aerial photos were also used to identify the vegetation and geomorphologic units. This cross-validation data generated the highest accuracy for the identification of vegetation units. The identification of the mangrove two genus was based on the texture, color contrast, shape, and diameter of the treetops. This analysis was developed only for areas with orthoimages obtained by drone surveys at 60 m altitude.

#### *5.3.2.2 3D models*

The drone images were processed using the Agisoft Metashape version 1.6.3. This software process photogrammetric data of digital images and generates 3D spatial data and orthomosaics with the support of planialtimetric GCPs (AgisoftPhotoScan 2018).

In order to obtain digital models of surface, terrain, and vegetation based on point cloud with spacing points between 3 and 5 cm, a dense point cloud was executed in high resolution. Initially, this process generated a digital surface model (DSM) that represented the natural (water, trees, and other types of vegetation) and built (power lines, buildings, and towers) features on the surface. The sharp differences in the point elevations enabled us to classify the points representing the ground, built features, and vegetation. This process also allowed us to develop the digital terrain model (DTM) that considers only the substrate surface (Fig. 5.4d). The dense point clouds were split into cells, and the points in each cell were identified. Triangulation of these points allowed the first estimate of the DTM. Then, new points were added to the DTM class, following these criteria: occurrence within a certain distance from the terrain model, and the angle between the terrain model and a line connecting the points. A default value of 15 degrees is recommended for nearly flat terrain and higher values for steep slopes. This procedure was applied in tidal flats occupied by mangrove, as well as in non-vegetated tidal flats. Then a mesh of the terrain was built based only on the ground points. This model was adjusted to the GCPs obtained by the Antenna Catalyst/theodolite in areas of dense vegetation cover, and in this case, the software implemented an interpolation. There-

fore, the digital terrain model below the vegetation cover was a product of the combination of GCP interpolation from flats covered by vegetation with the ground point gradients of non-vegetated tidal flats, extrapolated to flats below the vegetation cover.

The vegetation height model was obtained by the Combine/Compare Terrain Layers tool. This command was used to subtract the gridded elevation layer that represented the DSM from the DTM to obtain the digital vegetation height model (DVHM).

A quantitative analysis based on vertical differences between checkpoints and the DTM and DVHM of 2017 were obtained using the following equation 2, as suggested by (Cohen *et al.* 2018):

$$(2) \quad Z_{dif} = Z_{DEM} - Z_{grd}$$

where  $Z_{dif}$  = the vertical differences,  $Z_{DEM}$  = the Z value of the 3D dense point cloud, and  $Z_{grd}$  = the Z value of the Antenna Catalyst/theodolite checkpoint. The  $Z_{dif}$  values were between +14 and – 11 cm (Table 5.1). The differences between the latitude/longitude of the 3D model and the planimetric data obtained by the Antenna Catalyst were between +55 and -83 cm (Table 5.1). Considering that Antenna Catalyst data have an error of  $\pm 10$  cm, a vertical and horizontal margin of error of  $\pm 24$  cm and  $\pm 93$  cm was admitted for the 3D models, respectively.

#### 5.3.2.3 Mangrove density

*Avicennia* and *Rhizophora* tree position were manually extracted in the Global Mapper Software using the orthomosaics obtained by drone images at 60 m. After the manual tree point extraction, the tool “Create Density Grid” produced a new layer by calculating density values from the tree points. In addition, the tree density data from the five areas (50x50 m) obtained during the fieldwork were confronted with the tree density data obtained by the drone orthomosaic images. This analysis indicated a maximum difference of 10% between the two methods.

#### 5.3.2.4 Palynological analysis

For pollen analysis, 1-cm<sup>3</sup> samples were taken at 2.5-cm intervals along the cores G-3, G-4, and RBN-2. All samples were prepared using standard pollen analytical techniques, (Faegri & Iversen 1989). Pollen and spores were identified by comparison with reference collections of about 4000 Brazilian forest taxa and various pollen keys (Colinvaux *et al.* 1999, Markgraf & D’Antoni 1978, Roubik & Moreno 1991, Salgado-Labouriau 1997), jointly with the reference collection of the Laboratory of Coastal Dynamics – UFPA and 14C Laboratory of the Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA/USP). A minimum of 300 pollen grains were counted for each sample. The total pollen sum excludes fern spores, algae, and

foraminiferal tests. Pollen and spore data are presented in pollen diagrams as percentages of the total pollen sum. The taxa were grouped according to the source: mangroves, trees and shrubs, palms, and herbs pollen. The software TILIA and TILIAGRAPH were used for calculation and plotting of pollen diagrams (Grimm 1990). CONISS was used for cluster analysis of pollen taxa, which allowed the zonation of the pollen diagrams (Grimm 1987).

#### 5.3.2.5 Isotopic and chemical analysis

A total of 66 samples (6–50 mg) were collected at 2,5 cm intervals from the sediment core. They were treated with 4% HCl to eliminate carbonate, washed with distilled water until pH 6, dried at 50 °C, and finally homogenized. These samples were analyzed for total organic carbon and nitrogen at the Stable Isotope Laboratory of the Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA/USP). The concentration results are expressed in percent of dry weight after the removal of carbonate, with an analytical precision of 0.09% (TOC) and 0.07% (TN). Our C/N data represent the molar ratio between carbon and nitrogen. The organic matter  $\delta^{13}\text{C}$  results are expressed as  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  with respect to VPDB standard, using the following notation:

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

where  $R_{1\text{sample}}$  and  $R_{2\text{standard}}$  are the  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratios of the sample and standard. Analytical precision is  $\pm 0.2\text{‰}$  (Pessenda *et al.* 2004).

Different sources of organic matter will be environmentally dependent. They will have different  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N compositions (e.g. Lamb *et al.* 2006) as follows: C3 terrestrial plants have  $\delta^{13}\text{C}$  values between  $-32\text{‰}$  and  $-21\text{‰}$  and C/N ratios  $>12$ , whereas C4 plants have  $\delta^{13}\text{C}$  values ranging from  $-17\text{‰}$  to  $-9\text{‰}$  and C/N ratios  $>20$  (Deines 1980, Tyson 1995, Meyers 1997). Freshwater algae have  $\delta^{13}\text{C}$  values between  $-25\text{‰}$  and  $-30\text{‰}$  (Schidlowski *et al.* 1983, Meyers 1997) and marine algae around  $-24\text{‰}$  to  $-16\text{‰}$  (Meyers 1997). In general, bacteria and algae have C/N ratios of 4–6 and  $<10$ , respectively (Tyson 1995; Meyers 1997).

#### 5.3.2.6 XRF data

XRF analysis was performed by scanning the core at 2 cm intervals using a handheld Innov-X Delta XRF. Only the major chemical elements in coastal sediments representative of marine (e.g. Br, Ca, Cl, K, and Sr) origins were selected for this analysis (Yao *et al.*, 2015a).

#### 5.3.2.7 Radiocarbon dating

Based on stratigraphic discontinuities that suggest changes in the tidal inundation regime, nine bulk samples (10g each) were selected for radiocarbon analysis (Table 5.2). To

avoid natural contamination the sediment samples were checked and physically cleaned under the stereomicroscope. The organic matter was chemically treated to remove younger organic fractions (i.e. fulvic and/or humic acids) and eliminate adsorbed carbonates. This was achieved by placing the samples in 2% HCl at 60°C for 4h, followed by rinses with distilled water to neutralize the pH. The samples were dried at 50°C. A detailed description of the chemical treatment for sediment samples can be found in Pessenda *et al.* (2012, 2010). Radiocarbon dating for the sedimentary succession was provided by accelerator mass spectrometry (AMS). Samples were analyzed at the Radiocarbon Laboratory of the Universidade Federal Fluminense (LAC-UFF), which received the purified CO<sub>2</sub> in evacuated glass ampoules prepared at the 14C Laboratory of CENA/USP. Radiocarbon ages were normalized to a  $\delta^{13}\text{C}$  of  $-25\text{‰}$  VPDB and reported as calibrated years (calibrated years before the present;  $2\sigma$ ) using CALIB 6.0 (Reimer *et al.* 2009b). The dates are reported in the text as the median of the range of calibrated ages (Table 5.2).

## 5.4 RESULTS

### 5.4.1 Vegetation and morphology

The sandy tidal flats occupy the highest surface ( $\sim 1.1 - 2.5$  m above mean sea level, amsl) of the study area, covering  $\sim 22$  ha. Part of these surfaces is occupied by herbaceous vegetation (Fig. 5.3b and 5.4b), mainly composed of Cyperaceae and Poaceae. The porewater salinity in this vegetation unity was between 60 and 95‰, presenting crystals of sodium chloride. *Avicennia* trees with a stature gradient between 30 cm and 5 m surrounded this zone. The muddy tidal flats occur on lower surfaces (0 -  $\sim 1.1$  m amsl) occupied by mangroves, mainly represented by *Rhizophora*, *Avicennia*, and some *Laguncularia* trees. *Rhizophora* trees occur predominantly on lower tidal flats (0 – 0.5 m amsl), exhibiting the tallest trees ( $\sim 15$  m tall and diameter 25 – 30 cm) on lowest flats with porewater salinity between 30 and 35‰, while the smallest trees ( $\sim 4$  m tall and diameter  $< 10$  cm) occupy intermediate topographies (0.5 – 0.6 m amsl) with porewater salinity between 40 and 45‰ (Figs. 5.2c and 5.3c). The densest groups ( $\sim 3200$  trees/ha) of *Rhizophora* occurred among the shortest trees, while the lowest densities ( $< 200$  trees/ha) were identified on the lowest tidal flats, where occur the tallest trees (Fig. 5.2). *Avicennia* trees are spread mainly on the highest muddy tidal flats ( $\sim 0.6 - 1.3$  m amsl) with porewater salinity between 45 and 65‰, also presenting the highest statures ( $\sim 5$  m tall, and diameter  $\sim 20$  cm) on lower surfaces, resulting in a transition with the lowest *Rhizophora* trees. Some *Laguncularia* trees occur in a smaller quantity spread mainly among *Avicennia* trees (Figs. 5.2, 5.3, and 5.4).

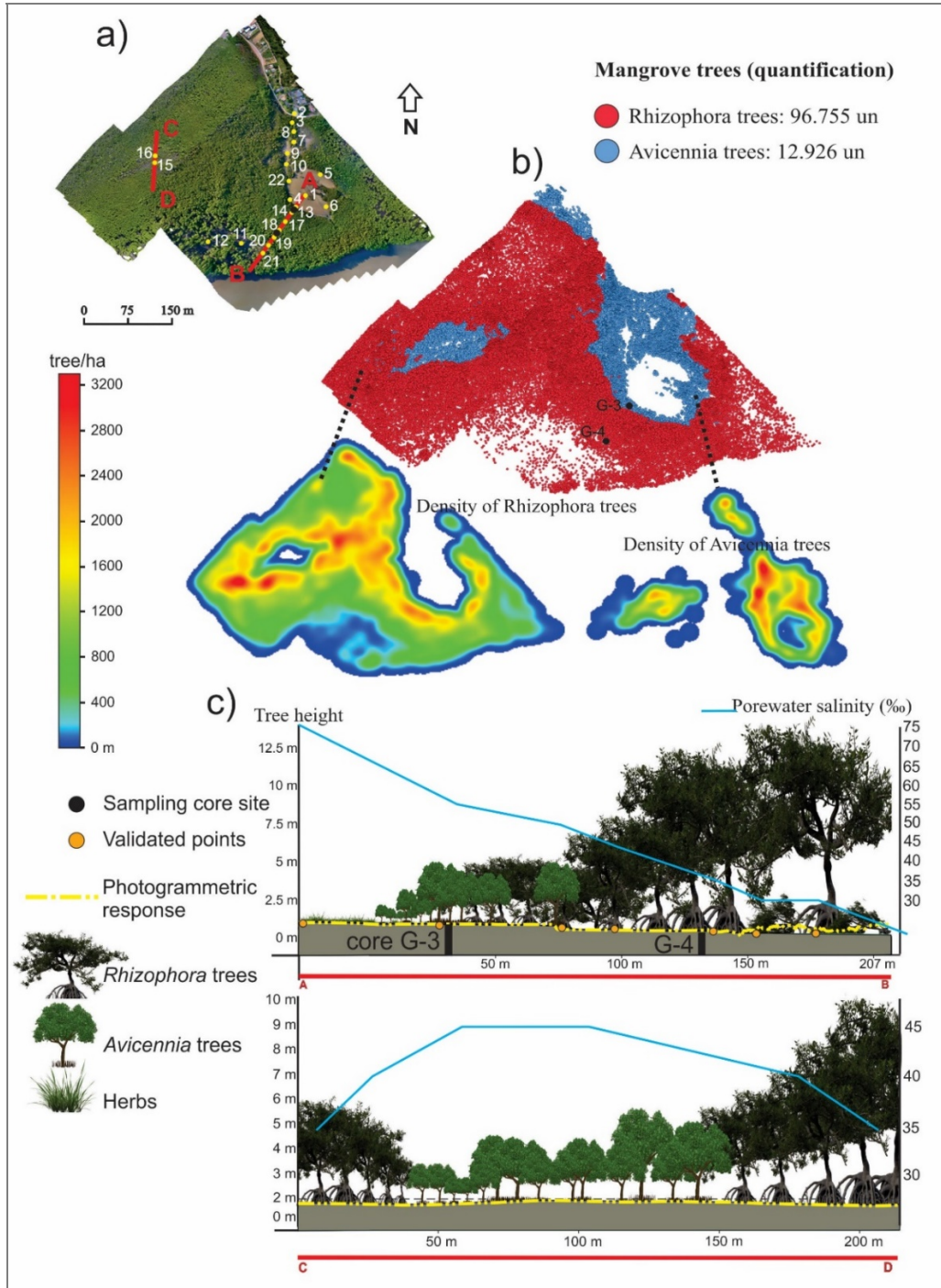


Figure 5.2- a) Orthomosaic of the sector 2 exhibiting the mangroves, sandy flat area and the location of the ground control points (see Table 5.1); b) distribution of *Rhizophora* and *Avicennia* trees and their densities; and c) topographic profile showing the vegetation height, porewater salinities and the cores location.



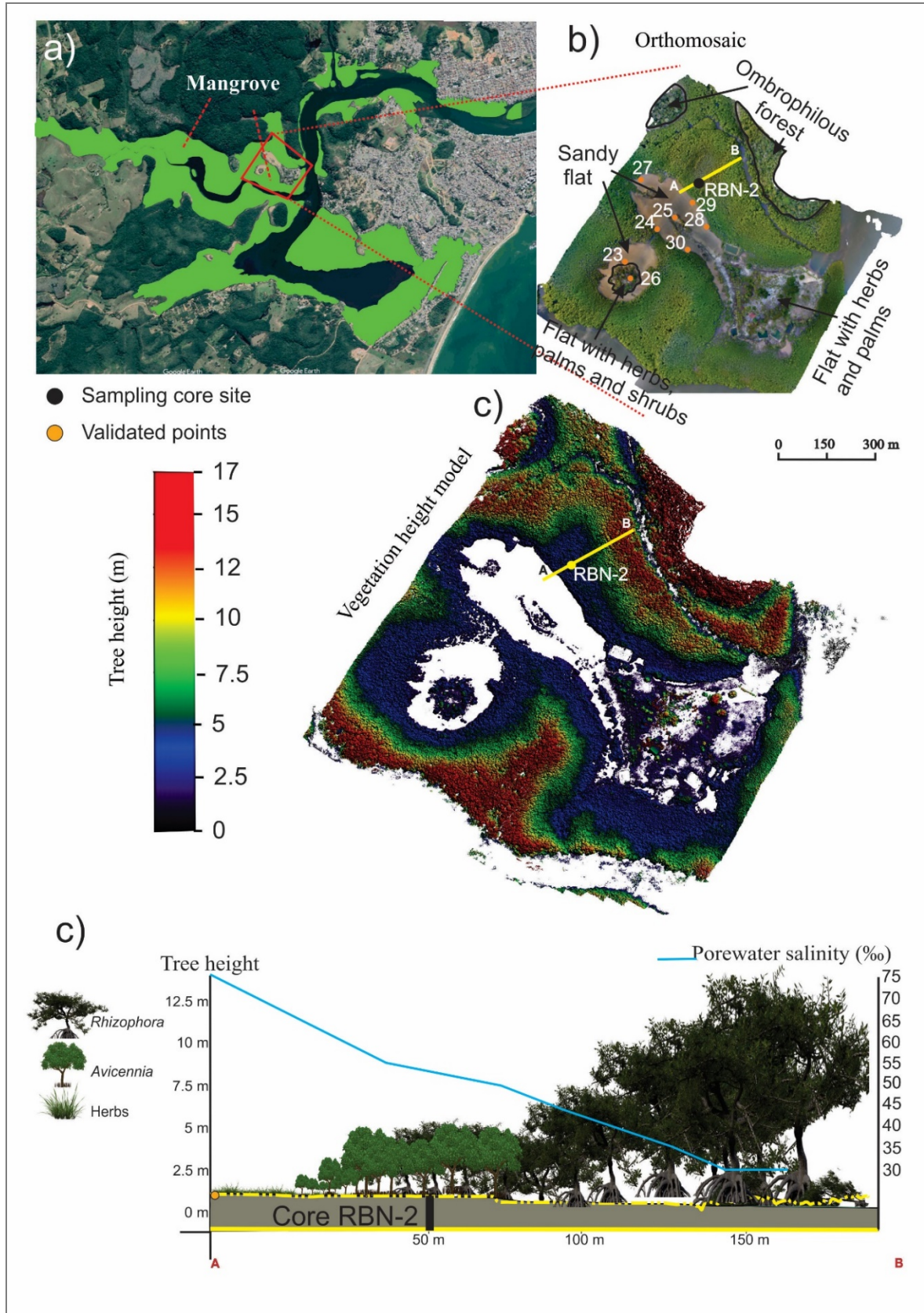


Figure 5.3- a) Mangrove distribution in the study area; b) orthomosaic of the sector 1 showing the mangroves, sandy flats, herbaceous plain, location of ground control points (see Table 5.1), and location of the core RBN-2; c) vegetation height model; and d) topographic profile showing the vegetation height, porewater salinities and location of the core RBN-2.

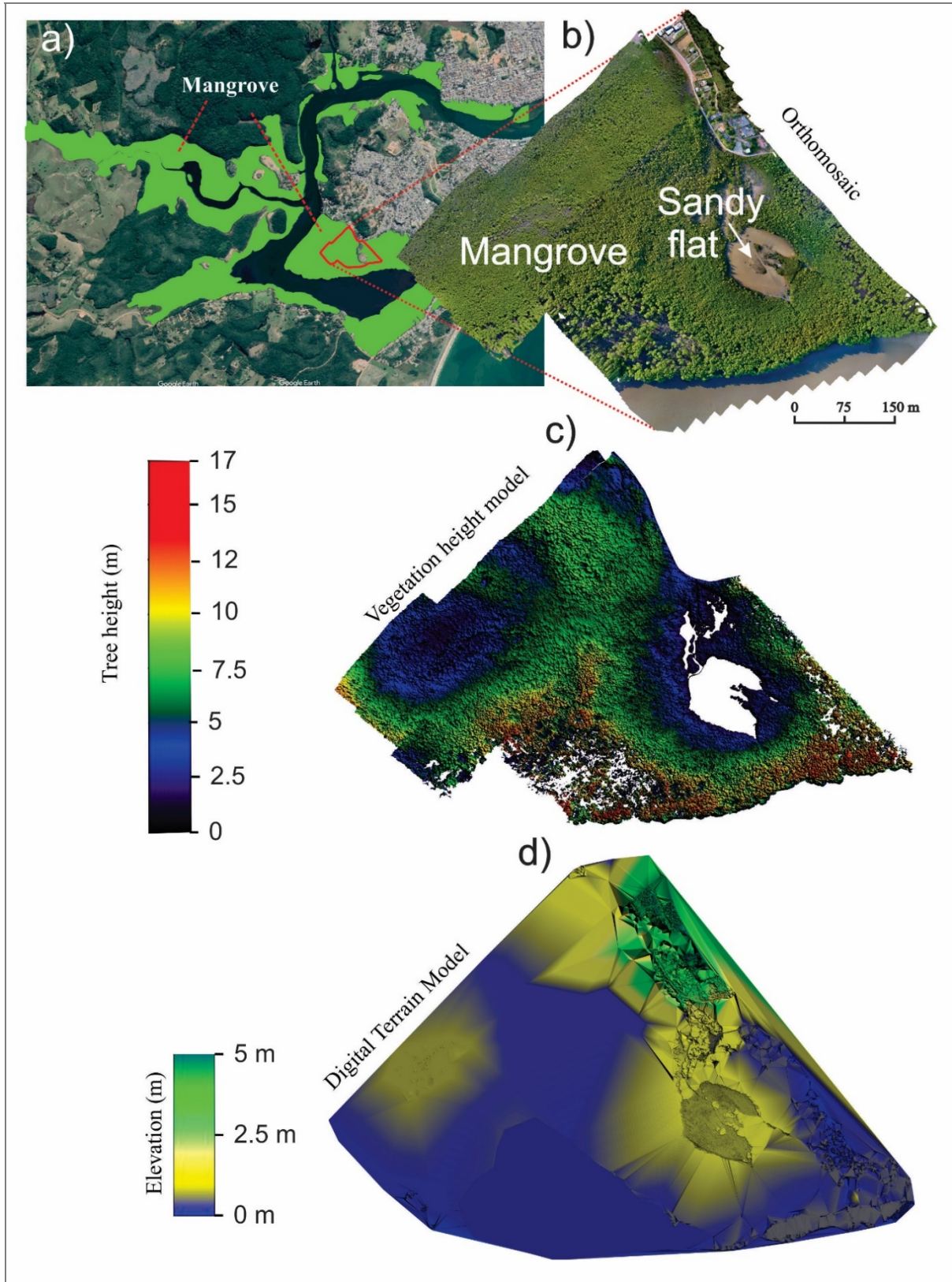


Figure 5.4- a) Mangrove distribution in the study area; b) orthomosaic of the sector 2 showing the mangroves, sandy flats; c) vegetation height model; and d) digital terrain model.



#### 5.4.2 Spatial-temporal analysis

Significant expansion of mangroves occurred in the study area between 1985 (458 ha) and 2018 (479 ha). During this period, mangroves expanded to the highest tidal flats with a predominance of sandy sediments and occupied by Cyperaceae, Poaceae, and Arecaceae (palms). Mangroves occupied 458 ha in 1985 and increased to 470 ha and 479 in 2003 and 2017, respectively, a gain of 12 ha (2.6%) and 9 ha (1.9%) (Fig. 5.5). The sandy tidal flats, mainly occupied by herbaceous vegetation, have decreased during that time interval from 33 to 22 ha. During the field trip was recorded *Avicennia* shrubs (20 - 50 cm tall) growing on the sandy tidal flats (~1.3 – 1.4 m amsl) and herbaceous flat.

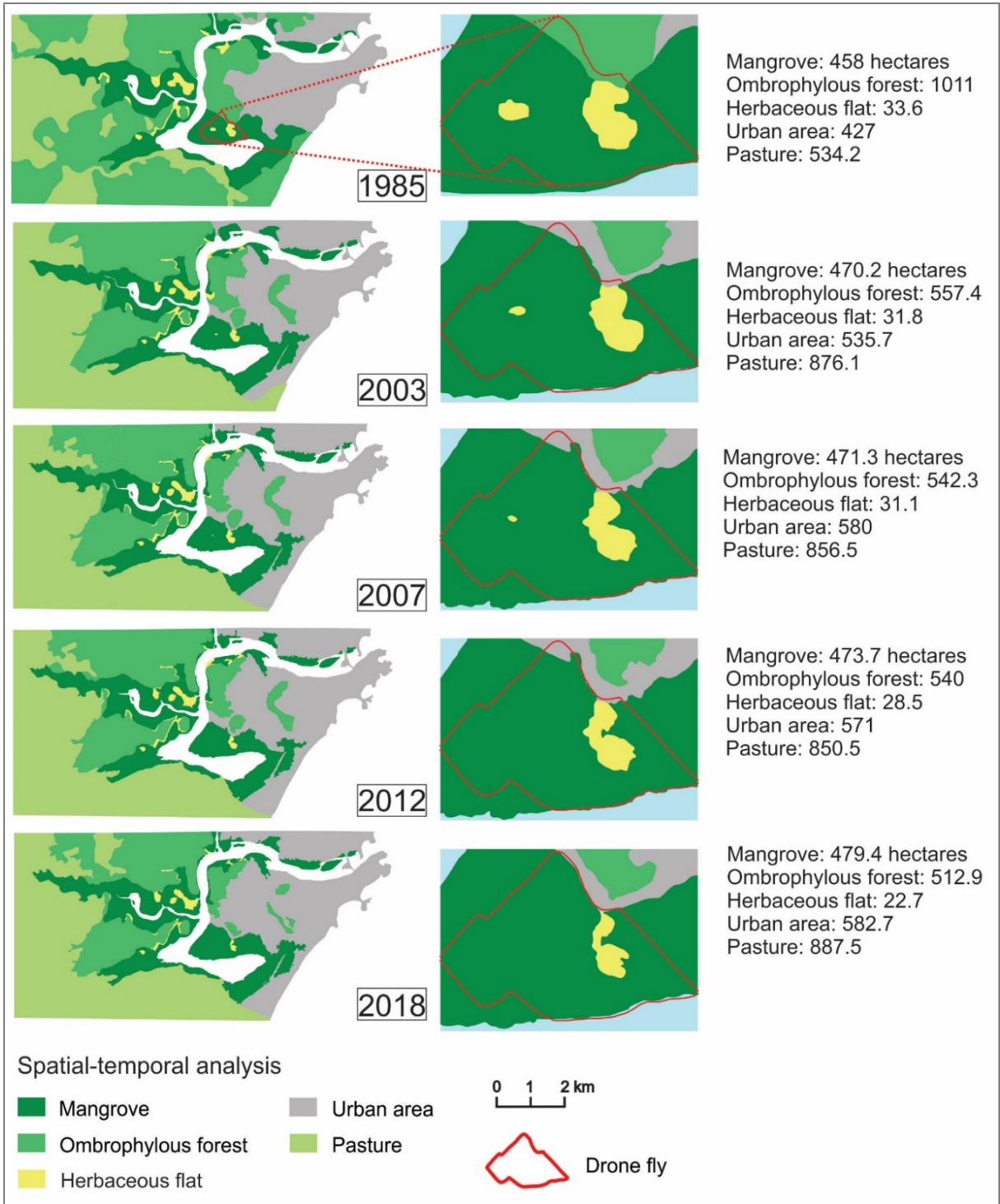


Figure 5.5- Spatial-temporal analysis of the vegetation under influence of the estuary of the rivers Jabuti and Aldeia Velha based on satellite and drone images between 1985 and 2018, highlighting sector 2 of the study area.

### 5.4.3 Radiocarbon ages and sedimentation rates

The radiocarbon dates and sedimentation rates are given in Table 5.2, and no age inversions were observed. The dating results revealed ages ranging from 6300 cal yr BP to 2007 AD. The studied cores presented an upward increased trend in the sedimentation rates, with the core RBN-2 exhibiting the following rates: 2.16 mm/yr (170-143 cm), 1.16 mm/yr (143 - 97 cm), 8.07 mm/yr (97 - 55 cm), 50 mm/yr (60-0 cm). The core G3 presented the following values: 0.12 (75 - 40 cm), 0.03 mm/yr (40 - 28 cm) and 4.66 mm/yr (28 – 0 cm). The estimated sedimentation rates for the core G4 were 0.18 mm/yr (82 – 35 cm) and 2.41 mm/yr (35 – 0 cm).

Table 5.2- Samples of sedimentary organic matter selected for radiocarbon dating with code site (depth), laboratory number, percent modern carbon (pMC), <sup>14</sup>C age, calibrated (cal) ages and median of cal ages.

LACUFF	ID	pMC	±	<sup>14</sup> C age yr, BP	±	Ages (cal yr BP, 2σ)	Median of age range
190419	G3 - 28 cm	104,5	0,43				1958 AD
190690	G3 - 40cm	66,529	0.408 (0.61%)	3274	49 (1.51%)	3390 - 3609	3500
190691	G3 - 75cm	50,442	0.359 (0.71%)	5497	57 (1.04%)	6194 - 6404	6300
190692	G4 - 35cm	98,551	0.895 (0.91%)	117	73 (62.51%)	0 - 155	77
190693	G4 - 82cm	72,487	0.514 (0.71%)	2585	57 (2.21%)	2486 - 2795	2704
190420	RBN2 53-55	106,441	0,689				2007 AD
190421	RBN2 95-97	100,802	0,617				1955 AD
190422	RBN2 141-143	93,902	0,624	314	54	286 - 498	390
190423	RBN2 168-170	96,169	0,683	505	57	463 - 570	515

#### **5.4.4 Facies description**

Four facies associations were identified along the studied cores according to sedimentary features, pollen, stable isotopes ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$ ) elemental (C/N ratio), and XRF data, as described in the following (Table 5.3).

Table 5.3- Summary of facies association of the studied cores with sedimentary characteristics, predominance of pollen groups, geochemical data, and elements predominance.

Facies association	Facies description	Ecological group	Geochemical data	Elements predominance (mg/kg)	Interpretation
A	Massive sand (Sm)	No pollen/ferns	$\delta^{13}\text{C} = -27 - -24\text{‰}$ $\delta^{15}\text{N} = 0.21 - 2.3\text{‰}$ C/N = 15 - 21	Sr: 25 - 90 mg/kg Cl: 3 - 9 g/kg Br: 22 - 28 mg/kg K: 0 - 0.8 g/kg Ca: 15 - 25 g/kg	Sandy flat
B	Flaser (Hf) and wavy (Hw) heterolithic bedding	Herbs, palms, trees/shrubs and mangrove	$\delta^{13}\text{C} = -28 - -24\text{‰}$ $\delta^{15}\text{N} = 2 - 3.6\text{‰}$ C/N = 20 - 28	Sr: 25 - 300 mg/kg Cl: 5 - 22 g/kg Br: 0 - 80 mg/kg K: 0.5 - 2.8 g/kg Ca: 15 - 39 mg/kg	Herbaceous tidal flat
C	Lenticular heterolithic bedding (Hl) and massive mud (Mm)	Mangrove, herbs, trees/shrubs, palms, ferns, dinoflagellates, and foraminifera.	$\delta^{13}\text{C} = -26.5 - -25\text{‰}$ $\delta^{15}\text{N} = 2.5 - 4.2\text{‰}$ C/N = 18 - 26	Sr: 125 - 430 mg/kg Cl: 10 - 18 g/kg Br: 40 - 75 mg/kg K: 1 - 2.5 g/kg Ca: 20 - 75 mg/kg	Lagoon with mangrove
D	Lenticular (Hl) and wavy (Hw) heterolithic bedding	Mangrove, herbs, trees/shrubs, palms, ferns, dinoflagellates, and foraminifera.	$\delta^{13}\text{C} = -28 - -26\text{‰}$ $\delta^{15}\text{N} = 2 - 4.5\text{‰}$ C/N = 10 - 25	Sr: 50 - 460 mg/kg Cl: 10 - 35 g/kg Br: 40 - 130 mg/kg K: 0.8 - 4 g/kg Ca: 15 - 100 mg/kg	Mangrove tidal flat

#### 5.4.4.1 Facies association A (Sandy flat)

This facies association was characterized in the cores G3 (100 – 75 cm) and G4 (100 – 85 cm), accumulated before of 6300 and 2700 cal yr BP, respectively. It was represented by massive medium sand massive (Sm) sediments presenting a fining upward sand deposit. No pollen or ferns were identified along this facies association. XRF analysis indicated the lowest concentration of Sr (25 – 90 mg/kg), Cl (3 – 9 g/kg), Br (22 – 28 mg/kg), K (0 – 0.8 g/kg), and Ca (15 – 25 g/kg).  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  and C/N values oscillated between -27‰ and -24‰ ( $\bar{x}$  = - 26‰), 0.21‰ and 2.3‰ ( $\bar{x}$  = - 1‰), and 15 and 21 ( $\bar{x}$  = 19) (Figs. 5.6 and 5.7).

#### 5.4.4.2 Facies association B (Herbaceous tidal flat)

This facies association was evidenced in cores G-3 (75 – 62, 40 – 26 cm) and RBN-2 (143 – 97 cm) (Figs. 5.6 and 5.8). The sediments were accumulated between 6300 cal yr BP and ~5200 cal yr BP (extrapolated age), and 3500 cal yr BP and 1958 AD in the core G3 (Fig. 5.6), and between ~390 cal yr BP and 1955 AD in the RBN-2 (Fig. 5.8). They consisted of dark gray (4/1 10Y) wavy (Hw) and flaser (Hf) heterolithic bedding deposits. It is mainly characterized by herbs (10 – 85%), palms (0 – 80%), and trees/shrubs (10 – 40%) pollen. Mangrove pollen (0 – 20%), represented only by *Rhizophora*, present the lowest percentages in this facies association. Herbs were mainly represented by Solanum (20 – 70%), Poaceae (5 – 20%), Asteraceae (1 – 20%), and Cyperaceae (1 – 10%). Tree/shrubs were mainly characterized by Fabaceae (2 – 10%), *Trema* (3 – 20%), Malpigiaceae (1 – 8%), and *Myrsine* (0 – 10%) (Figs. 5.9 and 5.10). XRF analysis indicated concentrations highest of Sr (25 – 300 mg/kg), Cl (5 – 22 g/kg), Br (0 – 80 mg/kg), K (0.5 – 2.8 g/kg), and Ca (15 – 39 g/kg) than the facies association A.  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  and C/N values oscillated between -28‰ and -24‰ ( $\bar{x}$  = - 26‰), 2‰ and 3.6‰ ( $\bar{x}$  = 2.9‰), and 20 and 28 ( $\bar{x}$  = 24) (Figs. 5.6 and 5.8).

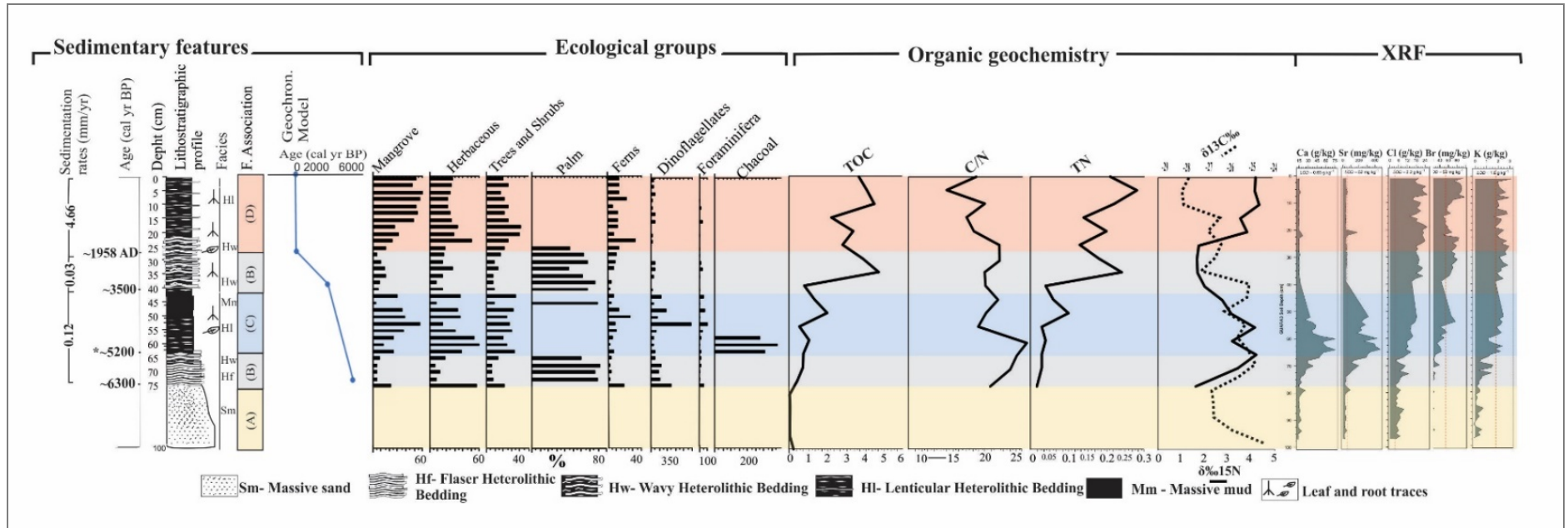


Figure 5.6- Lithostratigraphic profile of the core G-3 with sedimentary features, facies association, pollen diagram exhibiting percentages of the ecological groups, geochemical and XRF data.

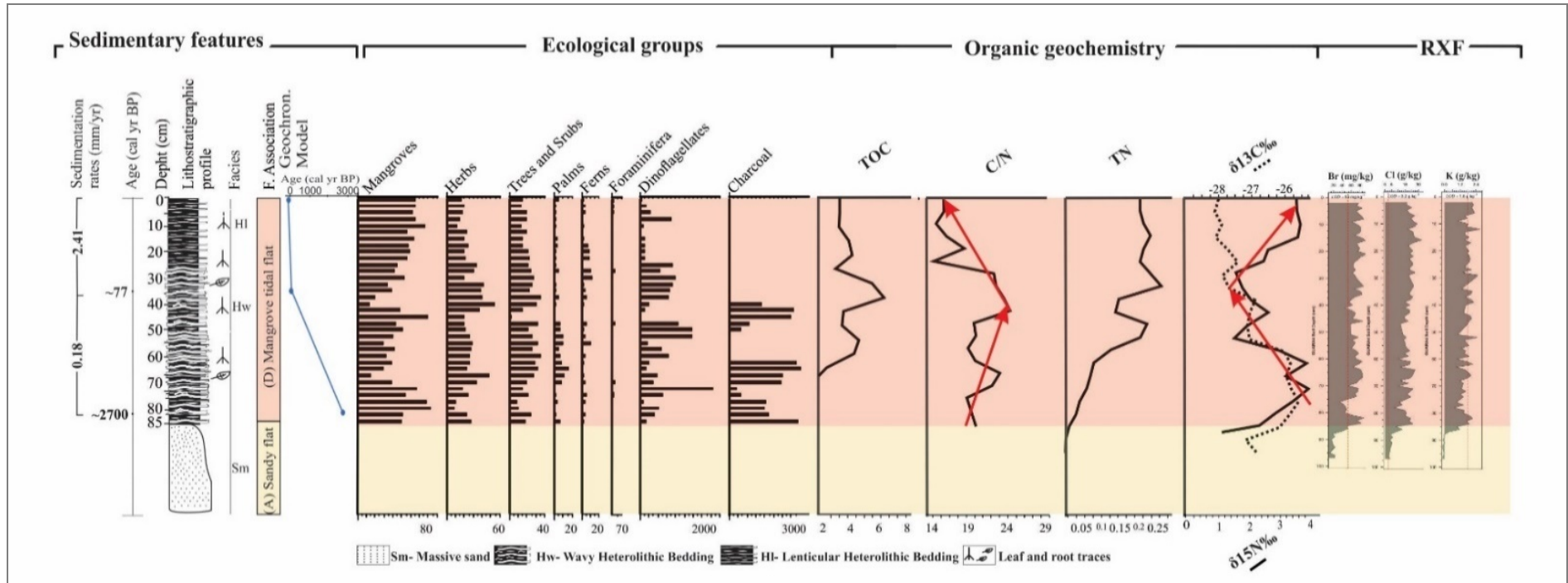


Figure 5.7- Lithostratigraphic profile of the core G-4 with sedimentary features, facies association, pollen diagram exhibiting percentages of the ecological groups, geochemical and XRF data.



#### 5.4.4.3 Facies association C (*Lagoon with mangrove*)

These deposits were identified in the core G3 in the 62 cm (~5200 cal yr BP) – 40 cm (~3500 cal yr BP), depth intervals (Fig. 5.6). The cores consisted of dark gray (4/1 10Y) lenticular heterolithic bedding (Hl) and massive mud (Mm) deposits. The pollen analysis revealed the predominance of mangrove pollen (5 – 60%), followed by herbs (10 – 55%), and tree/shrubs (10 – 35%). An increased occurrence of ferns, dinoflagellates, and foraminifera also characterized this facies association (Figs. 5.6 and 5.9). It presented elevated concentration for the Sr (125 – 430 mg/kg), Cl (10 – 18 g/kg), Br (40 – 75 mg/kg), K (1 – 2.5 g/kg), and Ca (20 – 75 g/kg). The  $\delta^{13}\text{C}$  values oscillated between -26.5‰ and -25‰ ( $\bar{x} = -26\text{‰}$ ), while C/N ratios presented the values ranging from 18 to 26 ( $\bar{x} = 21$ ). These sediments also presented an enrichment of  $\delta^{15}\text{N}$ , oscillating between 2.5 and 4.2‰ ( $\bar{x} = 3.8\text{‰}$ ) (Figs. 5.6, and 5.9, Table 5.3).

#### 5.4.4.4 Facies association D (*Mangrove tidal flat*)

These deposits were identified in the core G3 between the 26 cm (1958 AD) – 0 cm depth intervals (Fig. 5.6), while in the core G4, it was recorded between 85 (~2700 cal yr BP) and 0 cm depth (Fig. 5.7). This facies association was also characterized in the RBN-2 between 170 cm (515 cal yr BP) and 143 cm (390 cal yr BP), and 97 cm (1958 AD) and 0 cm depth (Fig. 5.8). The cores consisted of dark gray (4/1 10Y) wavy (Hw) and lenticular (Hl) heterolithic bedded deposits. The pollen analysis revealed the predominance of mangrove pollen (5 – 85%), followed by herbs (5 – 55%), tree/shrubs (1 – 40%), and palms (1 – 15%). An increased occurrence of ferns, dinoflagellates, and foraminifera also characterized this facies association (Figs. 5.9, 5.10, and 5.11). It presented the highest concentration for the Sr (50 – 460 mg/kg), Cl (10 – 35 g/kg), Br (40 – 130 mg/kg), K (0.8 – 4 g/kg), and Ca (15 – 100 g/kg). The  $\delta^{13}\text{C}$  values oscillated between -28‰ and -26‰ ( $\bar{x} = -27\text{‰}$ ), while C/N ratios presented the lowest values ranging from 25 to 10 ( $\bar{x} = 18$ ). These sediments also presented an enrichment of  $\delta^{15}\text{N}$ , oscillating between 2 and 4.5‰ ( $\bar{x} = 3.8\text{‰}$ ) (Figs. 5.6, 5.7, and 5.8, Table 5.3).

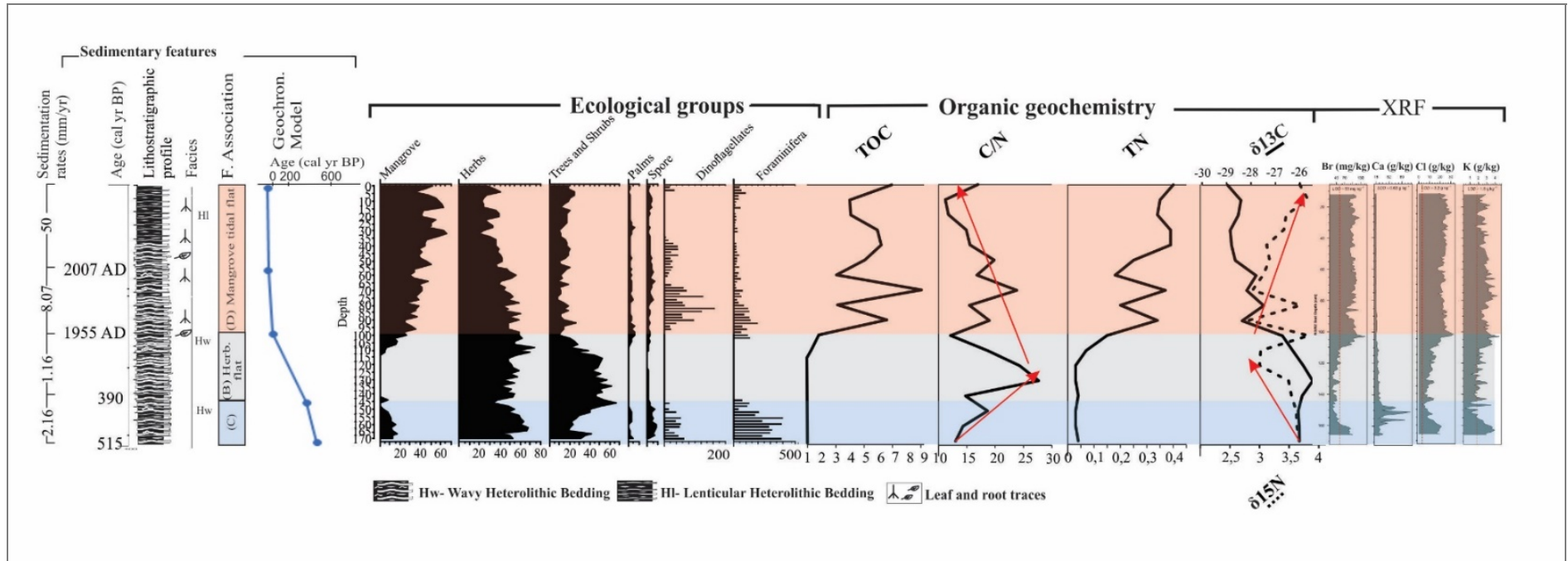


Figure 5.8- Lithostratigraphic profile of the core RBN-2 with sedimentary features, facies association, pollen diagram exhibiting percentages of the ecological groups, geochemical and XRF data.





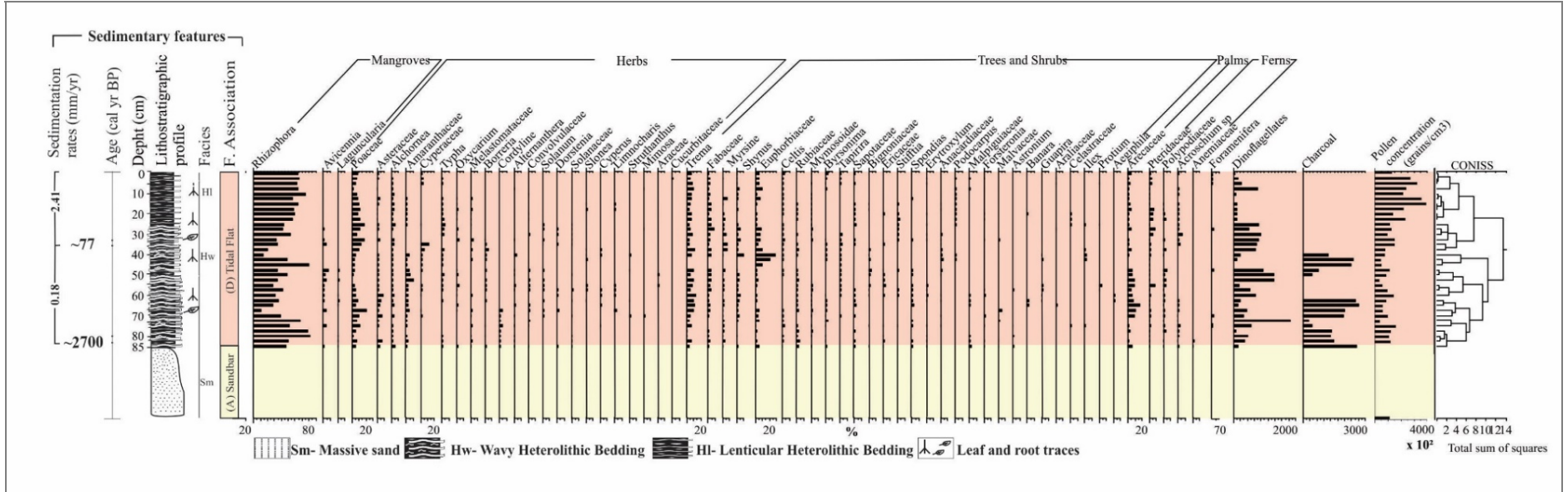


Figure 5.11- Lithostratigraphic profile of the core G-4 with sedimentary features, facies association, and pollen diagram exhibiting percentages of the ecological groups.

## 5.5 INTERPRETATION AND DISCUSSION

### 5.5.1 Holocene

The coastal morphology of the southeast and northeastern Brazil was affected by a RSL rise in the early-middle Holocene with a highstand (2 – 5 m amsl) at ~5100 cal yrs BP. This event caused a marine transgression that triggered erosion of the coastline, invasion of coastal depressions and fluvial valleys (Cooper *et al.* 2018), as well as landward migration of mangroves into embayments, estuaries, and lagoons (Castro *et al.* 2013, Lorente *et al.* 2014, Cohen *et al.* 2014a, 2015, 2020a, Rossetti *et al.* 2015b). However, during the middle-late Holocene occurred a gradual RSL fall (Angulo *et al.* 2006, Caldas *et al.* 2006, Cohen *et al.* 2020b, Toniolo *et al.* 2020), which converted estuaries into deltas and mangrove forests migrated seaward (Cohen *et al.* 2014a, 2020a, França *et al.* 2015).

The effects of the middle Holocene high sea-level stand were recorded in the core G-3, positioned in the highest tidal flats (0.7 m above mean sea-level-amsl, Figs. 5.2 and 5.6) and in a transition zone between mangrove, mainly represented by *Avicennia*, and palms/herbaceous vegetation. It revealed a conversion from flats occupied by palms and herbs to a lagoon surrounded by mangroves, characterized by an increased trend of mangrove pollen from 5% to 60% between ~6300 cal yr BP and ~4650 cal yr BP (extrapolated age). During this period occurred a decrease in pollen percentage of palm from 60% to 0%, followed by an increase in dinoflagellates. The C/N ratio decreased from 27 to 18, while the  $\delta^{15}\text{N}$  increased from 1.9 to 4.2, suggesting an increase of aquatic influence in the sedimentary organic matter. RXF analysis also indicated an increased trend in concentrations of Ca (from 15 to 75 g/kg), Sr (50 to 430 mg/kg), Cl (3 to 18 g/kg), Br (0 to 75 mg/kg), and K (0.25 to 2.5 g/kg) (Fig. 5.6).

By contrast, the RSL fall in the middle-late Holocene converted this lagoon in a flat occupied by herbs and palm. Herbaceous vegetation expanded and mangroves migrated from highest to lowest tidal flats, evidenced by the decreased trend in mangrove pollen percentage from 50% to 6%, and an increase of palm pollen from 0 to 70% between ~4650 cal yr BP and ~3500 cal yr BP. Dinoflagellates occurrences also decreased during this time. C/N ratios increased from 18 to 22, and the  $\delta^{15}\text{N}$  values decreased from 4.2 to 1.7, indicating a decreased trend of sedimentary organic matter sourced from algae. Concentrations of Ca (75 to 15 g/kg), Sr (430 to 50 mg/kg), and Br (75 to 40 mg/kg) decreased during this time.

The effects of the RSL fall during the late Holocene were recorded also along the core G-4 (0.45 m amsl), positioned in a tidal flat lower than the core G-3 (0.7 m amsl) and domi-

nated by *Rhizophora* (Figs. 5.2 and 5.7). It indicated decreased trend of mangrove pollen percentage from 80 to 15%, and an increase of trees/shrubs and herbs from 15 to 35% and 15 to 52%, respectively, between ~2700 and ~77 cal yr BP. The C/N and  $\delta^{15}\text{N}$  values presented an increase from 13 to 25 and a decrease from 3.67 to 1.67‰, suggesting a decreased trend of aquatic contribution to the sedimentary organic matter of this core during that time interval. The concentrations of Ca, Sr, Cl, Br, and K did not change along this core. Probably, the influence of RSL changes in those elements along the core G-4 were attenuated due to its lower topographic position (Fig. 5.7 and Table 5.3).

Considering the last 1000 years, according to Grinsted *et al.* (2009) a maximum, between 12 and 21 cm, and minimum sea-level, between -19 and -26 cm, occurred globally at ~1150 AD and ~1730 AD, respectively. This low sea-level stand may be attributed to the Little Ice Age (LIA) that occurred during the last six or seven centuries (Lean & Rind 1999), having ended between 1850 and 1890 AD (Bradley & Jones 1992). Impacts of this event were recorded on mangrove dynamics at the northern Brazilian littoral (Cohen *et al.* 2005a). Such sea-level trend was evidenced in the core RBN-2 (1 m amsl), sampled from the ecotone mangrove with *Avicennia* and herbaceous vegetation. It exhibited an ecotone with mangrove (pollen 5 – 20%), herbs (35 – 70%), and trees and shrubs (20 – 40%) between 515 and 390 cal yr BP (Fig. 5.7). The dinoflagellates and foraminifera occurrence were expressive in this time. Between 390 cal yr BP (1560 AD) and 1955 AD occurred an almost absence of mangrove pollen (0 – 15%), and an increase of herbs and trees/shrubs pollen compared to the previous phase (515 – 390 cal yr BP), oscillating between 35 and 75%, and 15 and 70%. Dinoflagellates and foraminifera were not identified during this time interval. This period was also characterized by an increased trend of C/N ratios from 13 to 27, and a decreased trend of  $\delta^{15}\text{N}$  values from 3.7 to 3. These trends suggested a decrease in aquatic influence in the sedimentary organic matter. The concentrations of Br (100 to 25 mg/kg), Ca (115 to 27 g/kg), Cl (22 to 6g/kg), and K (4 to 2 g/kg) decreased during that time interval, probably as a consequence of a RSL fall.

### 5.5.2 Anthropocene

The ice melting in Greenland and Antarctica and thermal expansion of warmed ocean waters have caused a global sea-level rise, with increases in the rates from 1.1 – 2.5 mm/yr between 1902 and 1990 to 3.1– 3.4 mm/yr nowadays (IPCC 2014; Dangendorf *et al.* 2017; Nerem *et al.* 2018). The studied cores indicated the sea-level rise during the last decades has caused a mangrove migration from lowest to highest tidal flats, occupying sandy flats previ-

ously dominated by herbaceous vegetation. The core RBN-2 presented an increased trend of mangrove pollen from 0 to 60% and a decreased trend of herbs pollen from 70 to 40% since ~1955 AD. The C/N ratios decreased from 27 to 15, while the  $\delta^{15}\text{N}$  values increased from 2.6 to 3.7‰, revealing an increased influence of aquatic organic matter during the Anthropocene. The concentrations of Br, Cl, and K also increased, suggesting a marine influence during this period.

Similar trends were identified in the core G-3 that presented an increase in mangrove pollen from 5 to 60%, and palm pollen are absent since 1958 AD. C/N ratios presented a decrease from 22.5 to 15, while  $\delta^{15}\text{N}$  values indicated an increased trend from 1.7 to 4.4‰ (Fig. 5.6). The core G-4 also presented an increased trend of mangrove pollen from 15 to 65% since ~77 cal yr BP (~1870 AD) (Fig. 5.8). The C/N and  $\delta^{15}\text{N}$  values presented a decreased and increased trend from 24 to 16 and from 1.6 to 3.6, suggesting an increase in the aquatic influence during the last ~77 cal yr BP. According to the binary  $\delta^{12}\text{C}$  and C/N ratio (Fig. 5.12), the sedimentary organic matter of the facies associations sandy flat (A) and herbaceous flat (B) is mainly sourced from C3 terrestrial plants, while the lagoon with mangrove (C), and mangrove tidal flat (D) presented an organic matter contribution from fresh/marine waters and C3 terrestrial plants. These data indicated that mangrove phase was more influenced by estuarine waters than herbaceous tidal flat and sandy tidal flat, suggesting a RSL higher during the mangrove development. Therefore, the core G-4, sampled from the lowest zone of the tidal flats and mainly occupied by *Rhizophora*, indicated an increased trend of *Rhizophora* pollen percentage since 77 cal yr BP (1873 AD). However, the cores G-3 and RBN-2, sampled from the highest tidal flats occupied by mangroves, in the ecotone mangrove/herbaceous vegetation, revealed an increased trend of pollen percentage of *Rhizophora*, *Avicennia*, and *Laguncularia* since 1958 and 1955 AD. These trends must be related to the increase in estuarine influence by a RSL rise since the end of the Little Ice Age and intensified during the last decades.



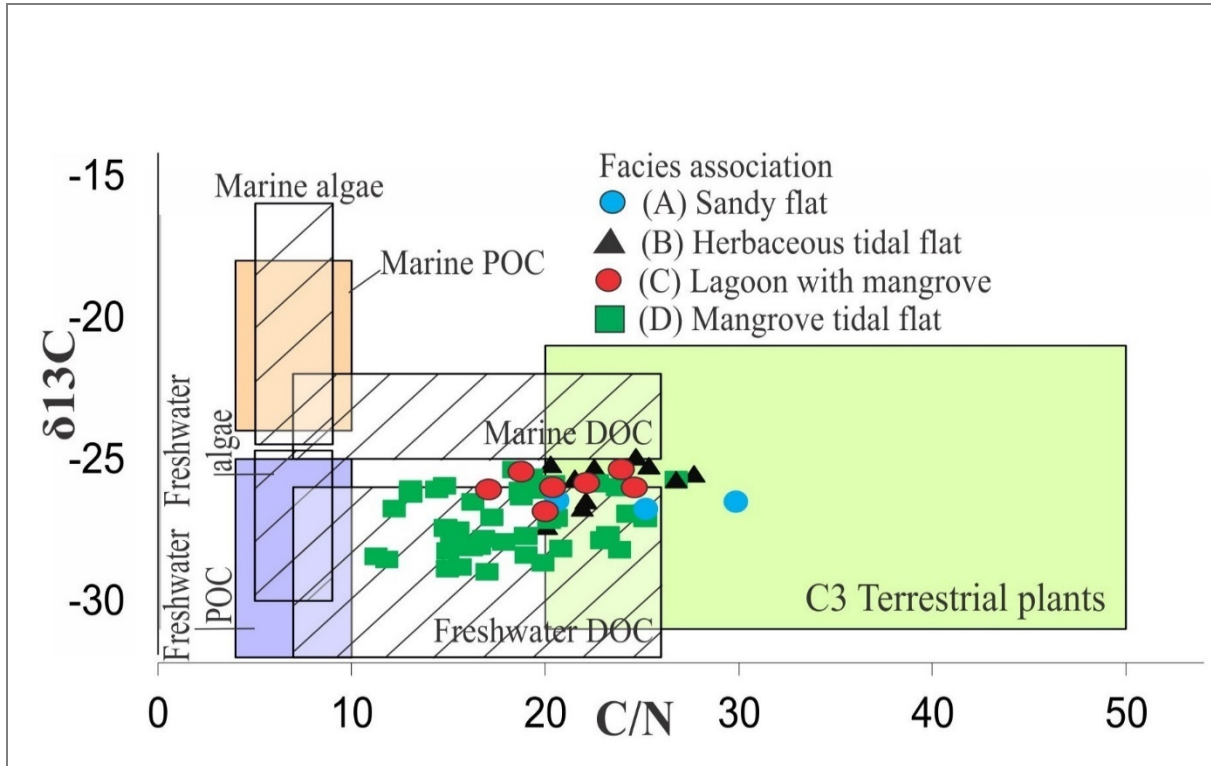


Figure 5.12- Binary diagram of  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N for the facies association in the study area based on ranges recorded in several coastal environments (Deines 1980, Lamb *et al.* 2006, Meyers 1994, Schidlowski *et al.* 1983, Tyson 1995).

The spatial-temporal analysis, based on satellite and drone images, corroborates this interpretation. According to this study, mangroves have invaded the highest flats occupied by palms and herbaceous vegetation since at least 1985, causing an increase in the studied mangrove area, from 458 ha in 1985 to 470 ha in 2003 and to 479 in 2017, a gain of 4.6% between 1985 and 2017 (Fig. 5.5). It should be noted the presence of a tidal flat with 0.7 m amsl and porewater at  $\sim 60\%$ , occupied by *Avicennia* trees with a maximum of 5 m tall and herbs in the eastern sector of the sector 2 (Figs. 5.1, 5.2 and 5.4). Between 1985 and 2007, this area was occupied only by herbs, and gradually it was invaded by mangroves. Since 2012, *Avicennia* trees occupy this area completely (Fig. 5.5). Nowadays, the highest tidal flats occupied by mangroves ( $\sim 0.7 - 1.2$  m amsl) are mainly characterized by *Avicennia* trees that are more tolerant to high porewater salinities with tree density between 1200 and 3200 trees  $\text{ha}^{-1}$  (Figs. 5.2 and 5.3). The relationship between the density of *Rhizophora* and *Avicennia* trees and topography revealed that the highest densities were identified in the highest tidal flats (Figs. 5.2 and 5.4). This may be attributed to an inverse relationship between tree height and density, because the taller the trees the more space is occupied by its canopy, and the tallest trees tend to occur on the lower tidal flats ( $r = 0.82$ ,  $n = 109681$ ,  $p < 0.0001$ ) (Fig. 5.4). These data are important for interpreting pollen profiles. Modern pollen accumulation rates from norther Brazil

indicate that *Rhizophora* produces more pollen than *Avicennia* and *Laguncularia*. Then, pollen traps located on a herbaceous flat, located at ~1 km distant from the closest *Rhizophora* trees and 100 m from *Avicennia* shrubs, indicated an average of 410 *Rhizophora* grains/cm<sup>2</sup>/yr and an average of 8 *Avicennia* grains/cm<sup>2</sup>/yr (Behling *et al.* 2001b). For this reason, cores sampled from mangrove tidal flats with a predominance of *Avicennia* and *Laguncularia* trees present higher *Rhizophora* pollen percentage than *Avicennia* and *Laguncularia* (Figs. 5.2, 5.3, 5.9, and 5.10). Then, an integrated analysis of pollen concentration and mangrove pollen percentage reinforces the interpretations based on a pollen profile. In this context, the pollen concentration increased in the last decades in the G-3 (100,000 to 250,000 pollen/cm<sup>3</sup>), G-4 (50,000 to 300,000 pollen/cm<sup>3</sup>), and RBN-2 (100,000 to 300,000 pollen/cm<sup>3</sup>) along with an increase in the mangrove pollen percentage during the last decades in the G-3 (from 20 to 60%), G-4 (15 to 60%), and RBN-2 (20 to 55%), supporting the interpretation of a mangrove migration to higher tidal flats in recent decades (Figs. 5.9, 5.10 and 5.11).

The *Avicennia* trees present stature gradient from 30 cm, in the highest flats with porewater salinity of ~70‰, to 5 m tall in a lower surface with porewater salinity of ~50‰, suggesting a relationship between sediment physicochemical and mangrove structure (Figs. 5.2 and 5.3). In this context, a RSL rise has caused an increase in the tidal inundation frequency, resulting in a decrease in the time of exposure to the evaporation of tidal waters. This process causes a decrease in porewater salinity; consequently, it decreases the saline stress in the *Avicennia* trees, allowing such trees to become taller and invade the higher tidal flats in the next years. The landward migration of coastal vegetation toward higher tidal flats may be considered a global phenomenon, suggesting a common driving force, probably related to sea-level rise driven by global warming (Adam 2002, Cohen & Lara 2003, Gaiser *et al.* 2006, Gilman *et al.* 2007, Krauss *et al.* 2011, Peterson & Bell 2015, Cohen *et al.* 2018).

## 5.6 CONCLUSIONS

Multi-proxy analysis along three cores recorded the effects of the middle Holocene high sea-level stand in the northeast coast of Brazil during the Holocene. The RSL rise converted a flat occupied by herbs and palms into a lagoon surrounded by mangroves, followed by an increase of sedimentary organic matter sourced from estuarine waters. The RSL fall during the middle-late Holocene changed the lagoon into a flat occupied by herbs, palms, and trees/shrubs. Mangroves migration from highest to lowest tidal flats. The last thousand years were characterized by a significant decrease in the mangrove pollen occurrence between 390 cal yr BP (1560 AD) and 77 cal yr BP (1873 AD), which must be related to a RSL fall. The

core G-4, sampled from the lowest zone of the tidal flats and mainly occupied by *Rhizophora*, revealed an increased trend in *Rhizophora* pollen percentage since 77 cal yr BP (1873 AD). However, cores sampled from the highest tidal flats occupied by mangroves, in the ecotone mangrove/herbaceous vegetation, indicated an increase of pollen percentages of *Rhizophora*, *Avicennia*, and *Laguncularia*, suggesting a mangrove migration into the highest tidal flats previously occupied by herbs, palms, and trees/shrubs since 1958 (core G-3) and 1955 AD (core RBN-2). These trends must be related to the increase in estuarine influence by a RSL rise since the end of the Little Ice Age and intensified during the last decades.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

We want to thank the members of the Laboratory of Coastal Dynamic (LADIC-UFPA), Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA-USP), the students from the Laboratory of Chemical-Oceanography (UFPA), and Laboratory of C-14 (CENA-USP) for their support. This study was financed by FAPESP (2011/00995-7, 2017/03304-1).

## CAPÍTULO VI CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise multi-proxy ao longo de três testemunhos registrou os efeitos da elevação do nível do mar no Holoceno médio na costa sudeste do Brasil durante o Holoceno. A elevação do NRM converteu uma planície ocupada por ervas e palmeiras em uma lagoa cercada por manguezais, seguida por um aumento de matéria orgânica sedimentar proveniente de águas estuarinas. A queda do NRM durante o Holoceno médio-tardio transformou a lagoa em uma planície ocupada por ervas, palmeiras e árvores/arbustos. Os manguezais migraram de planícies de maré mais altas para as mais baixas. Os últimos mil anos foram caracterizados por uma diminuição significativa na ocorrência de pólen de manguezal entre 390 anos cal AP (1560 DC) e 77 cal anos AP (1873 DC), o que deve estar relacionado a uma queda do NRM. O testemunho G-4, coletado na zona mais baixa das planícies de maré, ocupadas principalmente por *Rhizophora*, revelou uma tendência de aumento na porcentagem de pólenes de *Rhizophora* desde 77 anos cal AP (1873 DC). No entanto, testemunhos amostrados das planícies de maré mais altas ocupadas por manguezais, no ecótono manguezal/vegetação herbácea, indicaram um aumento nas porcentagens de pólen de *Rhizophora*, *Avicennia* e *Laguncularia*, sugerindo uma migração de mangue para as planícies de maré mais altas anteriormente ocupadas por ervas, palmeiras e árvores/arbustos desde 1958 (testemunho G-3) e 1955 AD (testemunho RBN-2). Essas tendências devem estar relacionadas ao aumento da influência estuarina por um aumento do NRM desde o final da Pequena Idade do Gelo e intensificado nas últimas décadas.

## REFERÊNCIAS

- Agisoft 2018. *Agisoft photoScan user manual professional*. Edition, Version 1.4.
- Absy M.L., Cleef A., Fournier M., Martin L., Servant M., Sifeddine A., Ferreira da Silva M., Soubies F., Suguio K., Turcq B., Van Der Hammen T.H. 1991. Mise en evidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60,000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, **312**:673 - 678.
- Adam P. 2002 Saltmarshes in a time of change. *Environ Conserv*, **29**:39–61. <https://doi.org/10.1017/S0376892902000048>.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 349-364.
- Almeida F. F. M. de, Hasui, Y., Brito-Neves B. B. de, Fuck R. A. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG/GO – BS, 2º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Campina Grande, 1977. Atas[...] Campina Grande, p. 363-391.
- Alongi D. M 2008. Mangrove forests: Resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **76**:1–13
- Amaral P.G.C., Ledru M.P., Branco F.R., Giannini P.C.F. 2006. Late Holocene development of a mangrove ecosystem in southeastern Brazil (Itanhaém, state of São Paulo). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **241**:608–620.
- Amarasekera K.N, Lee R.F, Williams E.R, Eltahir EAB (1997) ENSO and the natural variability in the flow tropical rivers. *J Hydrol*, **200**:24–39. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03340-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03340-9).
- Angulo R.J. & Lessa G.C. 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, **140**:141-166.
- Angulo R.J. & Suguio K. 1995. Re-evaluation of the Holocene sea-level maxima for the State of Paraná, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **113**:385–393. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(95\)00055-Q](https://doi.org/10.1016/0031-0182(95)00055-Q).
- Angulo R.J., Giannini P.C.F., Suguio K., Pessenda L.C.R. 1999. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna–Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermitid 14C ages. *Marine Geology*, **159**:323–339.
- Angulo R, Lessa G, Souza M 2006a. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, **25**:486–506. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.03.008>.
- Barbier E.B., Hacker S.D., Kennedy C., Koch, E.W., Stier, A.C., Silliman, B R. 2011. The value of estuarine and coastal ecosystem services. *Ecol Monogr.*, **81**:169–193. <https://doi.org/10.1890/10-1510.1>
- Barreto C.F., Barth O.M., Luz C.F.P., Coelho L.G., Vilela C.G. 2006. Distribuição diferencial de palinórfos na Baía de Guanabara, Rio de Janeiro, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **9**(1):15-24.

Barreto C.F., Luz C.F.P., Baptista-Neto J.A., Vilela C.G., Barth O.M. 2007. Palynological analysis of a sediment core obtained in Guanabara Bay, Rio de Janeiro, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**(2):223- 234.

Barth O.M. 2003. A Palinologia como Ferramenta no Diagnóstico e Monitoramento Ambiental da Baía de Guanabara e Regiões Adjacentes, Rio de Janeiro, Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, **26**:52 – 59.

Barth O.M., São-Thiago L.E.U., Barros, M.A. 2006. Paleoenvironment interpretation of a 1,760 years B.P. old sediment in a mangrove area of the Bay of Guanabara, using pollen analysis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **78**(2):227-229.

Barth O.M., Coelho L.G., Santos D.S. 2010. Análises Palinológicas inferindo variações ambientais em área de mangue da baía de Sepetiba, Estado do Rio de Janeiro. *Revista de Gestão Costeira Integrada*, **8**:1-6.

Behling H. & Costa M. L. 1997. Studies on Holocene tropical vegetation, mangrove and coasts environments in the state of Maranhão, NE Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **10**(7):93-118.

Behling H, Cohen MCL, Lara R.J. 2001a. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in north-eastern Pará, Brazil. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, **167**:225–242. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00239-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00239-X)

Behling H, Cohen M.C.L., Lara R.J. 2001b. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in north-eastern Pará, Brazil. *Bosque* **167**:225–242

Behling H. & Costa M.L. da 2000. Holocene environmental changes from the Rio Curua record in the Caxiuana region, Eastern Amazon Basin. *Quaternary Research*, **53**(3):369–377. <https://doi.org/10.1006/qres.1999.2117>.

Bender M.M. 1971. Variations in the  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. *Phytochemistry*, **10**:1239–1244. [https://doi.org/10.1016/S0031-9422\(00\)84324-1](https://doi.org/10.1016/S0031-9422(00)84324-1)

Bezerra F.H.R., Barreto, A.M.F., Suguio, K., 2003. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology*, **196**, 73–89.

Bindoff N.L., Willebrand J, Artale V, et al (2007) Observations: oceanic climate change and sea level - NERC Open Research Archive. *Clim Chang 2007 Phys Sci Basis Contrib Work Gr I to Fourth Assess Rep Intergov Panel Clim Chang* 385–428.

Bittencourt A.C.S.P., Martin L., Vilas-Boas G.S., Flexor J.M. 1979. Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia (Brazil). *In: SBG, Simpósio Internacional sobre Evolução Costeira no Quaternário, Atas[...]*, p. 232 – 253.

Blasco F., Saenger P., Janodet E. 1996. Mangroves as indicators of coastal change. *Catena* **27**:167–178. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(96\)00013-6](https://doi.org/10.1016/0341-8162(96)00013-6).

Boutton T.W. 1996. Stable carbon isotope ratios of organic matter and their use as indicators of vegetation and climate changes. *In: Boutton T.W. (ed.). Mass spectrom soils*. [S.l.], CRC Press, p. 42–82

Boutton T. W. 1996. Stable carbon isotope ratios of soils organic matter and their use indicators of vegetation and climate change. *In*: Boutton, T.W., Yamasaki, S.I. (ed.). *Mass spectrometry of soils*. New York, Marcel Dekker, p. 47-82.

Bradley R.S. 1999. *Paleoclimatology: reconstructing climates of the quaternary*. 2. ed. San Diego, Harcourt/ Academic Press. Google Livros.

Bradley R.S. & Jones P.D. 1992. When was the “Little Ice Age”? *In*: Mikami T (ed). *International Symposium on the “Little Ice Age” Climate*, Tokyo Metropolitan University Department of Geography, *Proceedings*[...] p 1–4.

Buso Junior A.A. 2010. *Dinâmica ambiental holocênica (vegetação, clima e nível relativo marinho) baseada em estudos interdisciplinares de alta resolução, no litoral norte do estado do Espírito Santo*. MS Dissertation Mestrado, Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, 190 p.

Buso Junior, A.A., Pessenda, L.C.R., de Oliveira, P.E., Giannini, P.C.F., Cohen, M.C.L., Volkmer-Ribeiro, C., Oliveira, S.M.B., Favaro, D.I.T., Rossetti, D.F., Lorente, F.L., Borotti Filho, M.A., Schiavo, J.A., Bendassolli, J.A., Siqueira, G.S. 2013. From an estuary to a freshwater lake: a paleo-estuary evolution in the context of Holocene sea-level fluctuations, southeastern Brazil. *Radiocarbon*, **55**:1735-1746.

Cahoon D. & Lynch J. 1997. Vertical accretion and shallow subsidence in a mangrove forest of Southwestern Florida, U.S.A. *Mangroves Salt Marshes*, **1**:173–186. <https://doi.org/10.1023/A:1009904816246>

Cahoon D.R., Hensel P.F., Spencer T. Reed D. J., McKee K. L., Saintilan N. 2006a. Coastal wetland vulnerability to relative sea-level rise: wetland elevation trends and process controls. *In*: Verhoeven J.T.A., Beltman B., Bobbing R., Whigham D.F. (eds). *Wetlands and natural resource management*. Berlin, Springer-Verlag, p. 271–292.

Caldas L.H. de O., Oliveira J.G. de M, Stattegger W.E. de, Vital H.2006. Geometry and evolution of Holocene transgressive and regressive barriers on the semi-arid coast of NE Brazil. *Geo-Marine Lett*, **26**(5):249–263. <https://doi.org/10.1007/s00367-006-0034-2>.

Castro D.F., Rossetti D.F., Cohen M.C.L., Pessenda L. C., Lorente F. L. 2013. The growth of the Doce River Delta in northeastern Brazil indicated by sedimentary facies and diatoms. *Diatom Res* **28**:455–466. <https://doi.org/10.1080/0269249X.2013.841100> .

Coelho L.G., Barth O.M., Chaves H.A.F. 2002. Palynological records of environmental changes in Guaratiba mangrove area, Southeast Brazil, in the last 6,000 years B.P. *Pesquisas em Geociências*, **29**(1):71–79.

Cohen M.C.L., Alves I.C.C., França M.C., Pessenda L. C. R., Rossetti D. de F. 2015. Relative sea-level and climatic changes in the Amazon littoral during the last 500years. *Catena* **133**:441–451. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.06.012>.

Cohen M.C.L., Behling H., Lara R.J. 2005a. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age. *Rev Palaeobot Palynol* **136**:93–108. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2005.05.002>.

Cohen M.C.L., Behling H., Lara R.J., Smith C. B., Matos H. R. S., Vedel V.2009. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Veg Hist Archaeobot* **18**:425–439. <https://doi.org/10.1007/s00334-008-0208-0>.

Cohen M.C.L. & Lara R.J. 2003. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazonia: Application of GIS and remote sensing techniques. *Wetl Ecol Manag* **11**:223–231. <https://doi.org/10.1023/A:1025007331075>.

Cohen M.C.L., Souza A. V. de, Rossetti D.F., Pessenda L. C., França M. C. 2018. Decadal-scale dynamics of an Amazonian mangrove caused by climate and sea level changes: inferences from spatial–temporal analysis and digital elevation models. *Earth Surf Process Landforms*, **43**:2876–2888. <https://doi.org/10.1002/esp.4440>.

Cohen M.C.L. *et al.* 2019. Impacts of Holocene and modern sea-level changes on estuarine mangroves from Northeastern Brazil. *Earth Surf Process Landforms* esp.4737. <https://doi.org/10.1002/esp.4737>.

Cohen M.C.L. *et al.* 2020a. Impacts of Holocene and modern sea-level changes on estuarine mangroves from northeastern Brazil. *Earth Surf Process Landforms*, **45**(2):375–392. <https://doi.org/10.1002/esp.4737>.

Cohen M.C.L. *et al.* 2014a. Landscape evolution during the late quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* **415**:48–58. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.12.001>.

Cohen M.C.L., Lara R.J., Smith C.B., Angélica R.S., Dias B.S., Pequeno T. 2008. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years. *Catena*, **76**:70–77. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.09.009>.

Cohen M.C.L., Lara R.J., Szlafsztein C, Dittmar T. 2004. Mangrove inundation and nutrient dynamics from a GIS perspective. *Wetl Ecol Manag.* **12**:81–86. <https://doi.org/10.1023/B:WETL.0000021668.25445.41>.

Cohen M.C.L. *et al.* 2012. Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. *Quat Sci Rev.*, **55**:50–58.

Cohen M.C.L. *et al.* 2020b. Southward migration of the austral limit of mangroves in South America. *Catena*, **195**:104775. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104775>.

Cohen M.C.L. *et al.* 2020c. Southward migration of the austral limit of mangroves in South America. *Catena*, **195**:104775. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104775>.

Cohen M.C.L., Souza Filho P.W.M., Lara R.J., Behling H., Angulo R. J. 2005b. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetl Ecol Manag*, **13**:433–443. <https://doi.org/10.1007/s11273-004-0413-2>.

Colinvaux P., Oliveira P.E. de, Patiño J.E.M. (eds.) 1999. *Amazon pollen manual and atlas*. Dordrecht, Harwood Academic Publishers, 332 p.

Colwell R. N. 1997. History and place of photographic interpretation. *In*: Phillipson W. R. (ed.). *Manual of photographic interpretation*. 2nd ed. Bethesda, ASPRS, p. 33–48.

Cooper J.A.G., Meireles R.P., Green A.N., Klein A. H. F., Toldo E. E. 2018. Late quaternary stratigraphic evolution of the inner continental shelf in response to sea-level change, Santa Catarina, Brazil. *Mar Geol.*, **397**:1–14. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.11.011>.



- D'Alpaos A., Lanzoni S., Marani M., Rinaldo A. 2008. Landscape evolution in tidal embayments: Modeling the interplay of erosion, sedimentation, and vegetation dynamics. *J Geophys Res.*, **112**:1–17.
- Dangendorf S., Marcos M., Wöppelmann G., Conrad C. P., Frederikse T., Riva R. 2017. Reassessment of 20th century global mean sea level rise. *Proc Natl Acad Sci, USA*, **114**(23):5946–5951. <https://doi.org/10.1073/pnas.1616007114>.
- Das S. & Crépin A.S. 2013. Mangroves can provide protection against wind damage during storms. *Estuar Coast Shelf Sci*, **134**:98–107. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2013.09.021>.
- Deines P. 1980. The isotopic composition of reduced organic carbon. In: Fritz P. & Fontes J.C. (eds). *Handbook of environmental isotope geochemistry*. The terrestrial environments. 1st edn. Amsterdam, Elsevier, p. 329–406.
- Desjardins T., Carneiro Filho A., Mariotti A., Girardin C., Chauvel A. 1996. *Changes of the forest-savanna boundary in Brazilian Amazonia during the Holocene revealed by stable isotope ratios of soil organic carbon*. [S.l.], Springer-Verlag.
- Di Nitto D., Neukermans G, Koedam N, Defever, H., Pattyn F., Kairo J. G., Dahdouh-Guebas F. 2014. Mangroves facing climate change: Landward migration potential in response to projected scenarios of sea level rise. *Biogeosciences*, **11**:857–871. [https://doi.org/10.5194/bg-11\(3\):857-871](https://doi.org/10.5194/bg-11(3):857-871).
- Di Nitto D, Neukermans G., Koedam N., Defever H., Pattyn F., Kairo J. G., Dahdouh-Guebas F. 2013b. Mangroves facing climate change: landward migration potential in response to projected scenarios of sea level rise. *Biogeosciences Discuss*, **10**:3523–3558. <https://doi.org/10.5194/bgd-10-3523-2013>.
- Di Nitto D. *et al.* 2013a. Modelling drivers of mangrove propagule dispersal and restoration of abandoned shrimp farms. *Biogeosciences*, **10**:5095–5113. <https://doi.org/10.5194/bg-10-5095-2013>.
- Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., Leão Z.M.A.N, Azevedo A.E.G. 1990. Geologia do Quaternário costeiro do Estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências*, **20**:208–215.
- Eisma D., Augustinus P.G.E.F., Alexander C. 1991. Recent and subrecent changes in the dispersal of amazon mud. *Netherlands J Sea Res*, **28**:181–192. [https://doi.org/10.1016/0077-7579\(91\)90016-T](https://doi.org/10.1016/0077-7579(91)90016-T).
- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária- EMBRAPA 1978. Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado do Espírito Santo, *Boletim Técnico* 45; Rio de Janeiro.
- Erdtman G. 1960. The acetolysis method-a revised description. *Sven Bot Tidskr* **54**:516–564.
- Faegri K. & Iversen J. 1989. *Textbook of pollen analysis*. 4th edn. [S.l.], Wiley.
- Farquhar G.D., Ehleringer L. 1 R., Hubick K.T. 1989. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. *Annu. Rev. Plant Physiol. Plant Mol. Bioi*, **40**:503–540.
- Ferrazzo M., Bauermann S.G., Leipnitz I.I. 2008. Palinomorfos não polínicos provenientes de depósitos quaternários do delta do rio Doce, Espírito Santo, Brasil. Parte 1. *Journal of Geoscience*, **4**(2): 78 – 87.

- Florenzano T.G. 2002. *Imagens de satélite para estudos ambientais*. São Paulo, Oficina de Textos.
- Fontes N.A. *et al.* 2017. The impacts of the middle holocene high Sea-Level stand and climatic changes on mangroves of the Jucuruçu river, Southern Bahia-Northeastern Brazil. *Radiocarbon*, **59**(1):215–230. <https://doi.org/10.1017/RDC.2017.6>.
- França M.C. 2010. *Mudanças na vegetação do litoral Leste da Ilha de Marajó durante o Holoceno Superior*. MS Dissertation Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 111 p.
- França M.C. *et al.* 2013. Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. *Catena*, **110**:59–69. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.06.011>.
- Franca M.C. *et al.* 2016. Millennial to secular time-scale impacts of climate and sea-level changes on mangroves from the Doce River delta, Southeastern Brazil. *The Holocene*, **26**(11):1733–1749. <https://doi.org/10.1177/0959683616645938>.
- França M.C. *et al.* 2015. 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*, **128**:155–166. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.02.005>.
- Gaiser E.E., Zafiris A., Ruiz P.L., Tobias F. A., Ross M. S. 2006. Tracking rates of ecotone migration due to salt-water encroachment using fossil mollusks in coastal South Florida. *Hydrobiologia*, **569**(1):237–257. <https://doi.org/10.1007/s10750-006-0135-y>.
- Gilman E., Ellison J., Coleman R. 2007. Assessment of mangrove response to projected relative sea-level rise and recent historical reconstruction of shoreline position. *Environ Monit Assess*, **124**(1):105–130. <https://doi.org/10.1007/s10661-006-9212-y>.
- Grimm E. 1990. TILIA and TILIAGRAPH: PC spreadsheet and graphic software for pollen data. INQUA Working Group on Data-Handling Methods, *Newsletter* 4, p. 5-7.
- Grimm E.C. 1987. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Comput Geosci*, **13**:13–35. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(87\)90022-7](https://doi.org/10.1016/0098-3004(87)90022-7).
- Grinsted A., Moore J.C., Jevrejeva S. 2009. Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 AD. *Clim Dyn*, **34**:461–472. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0507-2>.
- Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., França M.C., Smith C.B., Nogueira A.C. 2012. Mid- and late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon River. *The Holocene*, **22**(3):359–370. <https://doi.org/10.1177/0959683611423693>.
- Hooghiemstra H. 1984. *Vegetational and climatic history of the High Plain of Bogotá, Colombia: a continuous record of the last 3, 5 million years*. MS Dissertation, Botanicæ, 79:1-368p.
- Hutchings P. & Saenger P. 1987. *Ecology of mangroves*. St. Lucia, Queensland, Australia. xxii, 388p. (Ecol mangroves, 102).

Intergovernmental Panel on Climate Change -IPCC. 2001. *Climate change 2001: mitigation: contribution of working group III to the third assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge, Cambridge University Press.

Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC. 2013. *Climate change 2013: the physical science basis*. Cambridge, Cambridge University Press, UK, Summary for Policymakers.

Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC. 2014. Contribution of working groups I, II and III to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. *In: Pachauri R.K., Meyer LA (ed). Climate change 2014: synthesis report*. Geneva, p. 151.

Kirwan M.L. & Megonigal J.P. 2013a. Tidal wetland stability in the face of human impacts and sea-level rise. *Nature* **504**:53–60.

Kirwan M.L. & Murray A.B. 2007. A coupled geomorphic and ecological model of tidal marsh evolution. *Proc. Natl. Acad. Sci., USA*, **104**:6118–6122. <https://doi.org/10.1073/pnas.0700958104>.

Korning J. & Thomsen K. 1994. A new method for measuring tree height in tropical rain forest. *J Veg Sci.*, **5**:139–140. <https://doi.org/10.2307/3235647>.

Krauss KW, From A.S., Doyle T.W., Doyle T. J., Barry M. J. 2011. Sea-level rise and landscape change influence mangrove encroachment onto marsh in the Ten Thousand Islands region of Florida, USA. *J Coast Conserv.*, **15**:629–638. <https://doi.org/10.1007/s11852-011-0153-4>.

Krauss K.W., Lovelock C.E., McKee K.L., López-Hoffman L., Ewe S. M., Sousa W. P. 2008. Environmental drivers in mangrove establishment and early development: a review. *Aquat. Bot.* **89**:105–127.

Kjerfve B. & Lacerda L.D. 1993. Mangroves of Brazil. *In: Lacerda L.D. (eds.) Conservation and sustainable utilization of mangrove forests in Latin America and Africa regions*. Part I: Latin America. Mangrove Ecosystem Technical Report, 2, ITTO/ISME, p. 245-272.

Lamb A.L., Wilson G.P., Leng M.J. 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Rev.*, **75**:29–57. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.10.003>.

Lara R.J. & Cohen M.C.L. 2006. Sediment porewater salinity, inundation frequency and mangrove vegetation height in Bragança, North Brazil: an ecohydrology-based empirical model. *Wetl Ecol Manag*, **14**:349–358. <https://doi.org/10.1007/s11273-005-4991-4>.

Lara R.J. & Cohen M.C.L. 2009. Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia. *Clim Change*, **94**:399–408. <https://doi.org/10.1007/s10584-008-9507-9>.

Larour E., Ivins E.R., Adhikari S. 2017. Should coastal planners have concern over where land ice is melting? *Science Advances*, **3**(11): e1700537. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1700537>.

Latrubesse E.M. & Franzinelli E. 2002. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology*, **44**:241–257. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00177-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00177-5)

- Laut L.L.M., Koutsoukos E.A.M., Rodrigues M.A.C. 2006. Review of mangrove foraminífera from the Guaratiba tidal plain, Rio de Janeiro, SE Brazil, collected in the early 70's. *Anuário do Instituto de Geociências*, **29**:427–428.
- Lean J. & Rind D. 1999. Evaluating sun-climate relationships since the Little Ice Age. *Journal Atmospheric Solar-Terrestrial Phys.*, **61**:25–36
- Ledru M.P. 2001. Late holocene rainforest disturbance in French Guiana. *Rev Palaeobot Palynol.*, **115**:161–170. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(01\)00068-9](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(01)00068-9).
- Liang J., Gong J., Li W. 2018. Applications and impacts of Google Earth: a decadal review (2006–2016). *ISPRS J Photogramm Remote Sens.*, **146**:91–107. <https://doi.org/10.1016/J.ISPRSJPRS.2018.08.019>.
- Lorente F.L. *et al.* 2014. Palynofacies and stable C and N isotopes of Holocene sediments from Lake Macuco (Linhares, Espírito Santo, Southeastern Brazil): depositional settings and palaeoenvironmental evolution. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol.*, **415**:69–82. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.12.004>.
- Lovelock C.E. *et al.* 2015. The vulnerability of Indo-Pacific mangrove forests to sea-level rise. *Nature*, **526**:559–563. <https://doi.org/10.1038/nature15538>.
- Markgraf V. & D'Antoni H.L. 1978. *Pollen flora of Argentina*. Tucson, AZ Univ Arizona Press.
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M., Azevedo A.E.G. 1988. *Mapa geológico do quaternário costeiro dos estados do Paraná e Santa Catarina*. Brasília,DF, DNPM, Série Geologia (28) Geologia Básica (18): 40p.
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., 1996. Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazil Coast: consequences on coastal plain construction. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **68**, 303–354.
- Martin L., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P. 2003. Fluctuating Holocene Sea Levels in Eastern and Southeastern Brazil: Evidence from Multiple Fossil and Geometric Indicators. *J Coast Res.*, **19**:101–124.
- Maslin M.A. & Burns S.J. 2000. Reconstruction of the Amazon Basin effective moisture availability over the past 14,000 years. *Science*, **290**(80):2285–2287. <https://doi.org/10.1126/science.290.5500.2285>.
- Matos C.R.L., Berrêdo J.F., Machado W. Sanders C. J., Metzger E., Cohen M. C. 2020. Carbon and nutrients accumulation in tropical mangrove creeks, Amazon region. *Mar Geol.*, **429**:106317. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106317>.
- Mckee K.L., Cahoon D.R., Feller I.C. 2007. Caribbean mangroves adjust to rising sea level through biotic controls on change in soil elevation. *Glob Ecol Biogeogr.*, **16**:545–556. <https://doi.org/10.1111/j.1466-8238.2007.00317.x>.
- Medeiros V.B. 2010. *Estação ecológica Juréia-Itatins (SP) e as flutuações de níveis marinhos abaixo do atual no Holoceno: Palinologia e Paleoclima*. MS Dissertation Mestrado, Centro de Pós-Graduação Pesquisa e Extensão, Universidade de Guarulhos, 146 p.

- Meyers P A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Org Geochem.*, **27**:213–250. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(97\)00049-1](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(97)00049-1).
- Meyers P.A. 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, Pergamon, **34**(2):261–289, Feb.
- Absy M. L. 1975. Polen e esporos do quaternário de Santos (Brasil). *Hoehnea*, **5**(5):1–26.
- Muehe D. & Neves C.F. 1995. The implications of Sea-level Rise on the Brazilian Coast: A Preliminary Assessment. *Journal of Coastal Research*, **14**:54–78.
- Nagelkerken I. *et al.* 2008. The habitat function of mangroves for terrestrial and marine fauna: a review. *Aquat Bot.*, **89**(2):155–185. <https://doi.org/10.1016/j.aquabot.2007.12.007>.
- Nascimento-Dias B.L., Oliveira D.F., Anjos M.J. dos 2017. A utilização e a relevância multidisciplinar da fluorescência de raios X. *Rev Bras Ensino Fis.*, **39**(4):4308. <https://doi.org/10.1590/1806-9126-RBEF-2017-0089>
- Nascimento W.R., Souza-Filho P.W.M., Proisy C., Lucas R. M., Rosenqvist A. 2013. Mapping changes in the largest continuous Amazonian mangrove belt using object-based classification of multisensor satellite imagery. *Estuar Coast Shelf Sci.*, **117**:83–93. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2012.10.005>.
- Nerem R.S., Beckley B.D., Fasullo J.T., Hamlington B. D., Masters D., Mitchum G. T. 2018. Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. *Proc Natl Acad Sci., USA*, **115**(9):2022–2025. <https://doi.org/10.1073/pnas.1717312115>.
- Pascoalini S.S., Lopes D.M. de S., Falqueto A.R., Tognella M.M.P. 2014a. Abordagem ecofisiológica dos manguezais: uma revisão. *Biotemas*, **27**:1. <https://doi.org/10.5007/2175-7925.2014v27n3p1>.
- Pessenda L.C.R. & Camargo P.B. de 1991. Radiocarbon dating of samples for archaeological and geologic interest by liquid scintillation spectrometry with low background radiation. *Quim Nova*, **23**:98–103.
- Pessenda L.C.R., Buso Junior A.A., Gouveia S.E.M., Lorente F. D. L., Francisquini M. I. 2015. *Estudos interdisciplinares na reconstrução milenar da dinâmica climática, da vegetação e marinha no Brasil*. Piracicaba, CENA/USP. [153p.].
- Pessenda L.C.R., Gouveia S.E.M., Aravena R. 2001. Radiocarbon dating of total soil organic matter and humin fraction and its comparison with  $^{14}\text{C}$  ages of fossil charcoal. *Radiocarbon*, **43**:595–601. <https://doi.org/10.1017/s0033822200041242>.
- Pessenda L.C.R., Gouveia S.E.M., Ribeiro A. de S, Oliveira P. E. de, Aravena R. 2010. Late Pleistocene and Holocene vegetation changes in northeastern Brazil determined from carbon isotopes and charcoal records in soils. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, **297**:597–608. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.09.008>.
- Pessenda L.C.R., Ribeiro A.D.S., Gouveia S.E.M., Aravena R., Boulet R., Bendassolli J. A. 2004. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. *Quat Res.*, **62**:183–193. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.06.003>.

- Pessenda L.C.R. *et al.* 2012. Late quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastern Brazil. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol.*, (363–364):57–68. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.08.014>.
- Peixoto A.L. & Gentry A. 1990. Diversidade e composição florística da mata de tabuleiros na Reserva Florestal de Linhares (Espírito Santo, Brasil). *Revista Brasileira de Botânica*, 13, 19–25.
- Peterson J.M. & Bell S.S. 2015. Saltmarsh boundary modulates dispersal of mangrove propagules: Implications for mangrove migration with sea-level rise. *PLoS One.*, **10**(3):e0119128. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0119128>.
- Pirazolli P.A. 1986. Secular trends of relative sea level (RSL) changes indicated by tide-gauge records. *Journal of Coastal Research*, Special Issue, (1):1–26.
- Reimer P.J. *et al.* 2009a. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years CAL BP. *Radiocarbon*, **51**(4):1111–1150. <https://doi.org/10.1017/S0033822200034202>.
- Ribeiro S.R. *et al.* 2018. Allogenic and autogenic effects on mangrove dynamics from the Ceará Mirim River, north-eastern Brazil, during the middle and late Holocene. *Earth Surf Process Landforms*, **43**(8):1622–1635. <https://doi.org/10.1002/esp.4342>
- Rossetti D de F., Polizel SP, Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R. 2015a. Late Pleistocene-Holocene evolution of the Doce River delta, southeastern Brazil: Implications for the understanding of wave-influenced deltas. *Mar Geol.*, **367**:171–190. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.05.012>.
- Rossetti D.F. *et al.* 2015b. Mid-Late Pleistocene OSL chronology in western Amazonia and implications for the transcontinental Amazon pathway. *Sediment Geol.*, **330**:1–15. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.10.001>.
- Roubik D.W. & Moreno J.E. 1991. *Pollen and spores of Barro Colorado Island*. Missouri, Botanical Garden.
- Saintilan N., Wilson N.C., Rogers K., Rajkaran A., Krauss K. W. 2014. Mangrove expansion and salt marsh decline at mangrove poleward limits. *Glob Chang Biol.*, **20**:147–157. <https://doi.org/10.1111/gcb.12341>.
- Salgado-Labouriau M.L. 1997. Late quaternary palaeoclimate in the savannas of South America. *J Quat Sci.*, **12**:371–379. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1417\(199709/10\)12:5<371::AID-JQS320>3.0.CO;2-3](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1417(199709/10)12:5<371::AID-JQS320>3.0.CO;2-3).
- Sanders C.J., Smoak J.M., Waters M.N., Sanders L. M., Brandini N., Patchineelam S. R. 2012. Organic matter content and particle size modifications in mangrove sediments as responses to sea level rise. *Mar Environ Res.*, **77**:150–155. <https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2012.02.004>.
- Schaeffer-Novelli Y., Cintrón-Molero G., Adaime R.R, Camargo T.M. de 1990. Variability of mangrove ecosystems along the Brazilian coast. *Estuaries*, **13**:204–218. <https://doi.org/10.2307/1351590>.
- Scheel-Ybert R. 2000. Vegetation stability in the Southeastern Brazilian coastal area from 5500 to 1400 14c yr BP deduced from charcoal analysis. *Rev Palaeobot Palynol.*, **110**:111–138. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(00\)00004-X](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(00)00004-X).

Schidlowski M., Hayes J.M., Kaplan I.R. 1983. *Isotopic inferences of ancient biochemistries - carbon, sulfur, hydrogen, and nitrogen*. United States, NASA. 32 p.

Semeniuk V. 1994. Predicting the effect of sea-level rise on mangroves in Northwestern Australia. *J Coast Res.*, **10**:1050–1076. <https://doi.org/10.2307/4298296>.

Silva S. F. 2014. Geodiversidade do estado do Espírito Santo. Belo Horizonte, CPRM, 2014. p 120. (Programa Geologia do Brasil).

Silva G.N. & Neves C.F. 1991. Variação do nível médio do mar na Ilha Fiscal entre 1965-1986. *In: ABRH, 9º Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos & 5º Simpósio Brasileiro de Hidráulica e Recursos Hídricos, Anais[...]* v.3, p. 568 – 577.

Smith C.B., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., França M.C., Guimarães J.T.F. 2012. Holocenic proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake Arari-Northern Brazil. *Catena*, **90**, 26–38.

Soares M.L.G., Estrada G.C.D., Fernandez V., Tognella M.M.P. 2012. Southern limit of the Western South Atlantic mangroves: Assessment of the potential effects of global warming from a biogeographical perspective. *Estuar Coast Shelf Sci.*, **101**:44–53. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2012.02.018>.

Souza-Filho P.W.M., Martins E.S.F., Costa F.R. 2006. Using mangroves as a geological indicator of coastal changes in the Bragança macrotidal flat, Brazilian Amazon: A remote sensing data approach. *Ocean and Coastal Management*, **49**, 462–475.

Stockmarr J. 1971. Tabletes with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen Spores*, **13**:615–621.

Suguió K., Martín L., Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Flexor J.M., Azevedo A.E.G. 1985. Flutuações do Nível do Mar durante o Quaternário Superior ao longo do Litoral Brasileiro e suas Implicações na Sedimentação Costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**(4):273-286.

Suguió K. 1999. *Geologia do quaternário e mudanças ambientais. Passado + Presente = Futuro?* 1. ed. São Paulo: Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, 53 p.

Suguió K., Barreto A.M.F., Oliveira P.E., Bezerra F. H. R., Vilela M. C. S. H. 2013. Indicators of Holocene sea level changes along the coast of the states of Pernambuco and Paraíba, Brazil. *Geologia. Série Científica USP*, **13**:141–152. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201300040008>.

Toledo M.B. & Bush M.B. 2007. A mid-Holocene environmental change in Amazonian savannas. *J. Biogeogr.*, **34**:1313–1326. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2699.2006.01606.x>.

Toledo M.B. & Bush M.B. 2008. Vegetation and hydrology changes in Eastern Amazonia inferred from a pollen record. *An Acad Bras Cienc.*, **80**:191–203. <https://doi.org/10.1590/s0001-37652008000100014>.

Tomazelli L.J. 1990. *Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, com ênfase no sistema eólico*. PhD Thesis, Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 270 p.

- Tomaziello A.C.N., Carvalho L.M.V., Gandu A.W. 2016. Intraseasonal variability of the Atlantic Intertropical Convergence Zone during austral summer and winter. *Clim Dyn.*, **47**:1717–1733. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2929-y>.
- Toniolo T. de F., Giannini P.C.F., Angulo R.J., Souza M. C.de, Pessenda L. C. R., Spotorno-Oliveira P. 2020. Sea-level fall and coastal water cooling during the Late Holocene in Southeastern Brazil based on vermetid bioconstructions. *Mar Geol.*, **428**: 106281. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106281>.
- Troughton J. H., Stout J. D., Rafter T. 1974. *Long-term stability of plant communities*. Washington, DC, p. 838-845. (Yearbook of the Carnegie Institute of Washington, 73).
- Tue N.T., Nguyen P.T., Quan D.M., Dung, L. V., Quy T. D., Nhuan M. T., Thai N. D. 2018. Sedimentary composition and organic carbon sources in mangrove forests along the coast of Northeast Vietnam. *Reg Stud Mar Sci.*, **17**:87–94. <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2017.12.001>.
- Tyson R.V. 1995. *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. Chapman and Hall, London
- Vale C.C. & Ferreira R.D. 1998. Os manguezais do litoral do Estado do Espírito Santo. In: Simpósio de Ecossistemas da Costa Brasileira, São Paulo, *Anais [...]*, ACIESP, v. I. p. 88-94.
- Van der Hammen T. 1974. The pleistocene changes of vegetation and climate in tropical South America. *J Biogeogr.*, **1**:3. <https://doi.org/10.2307/3038066>.
- Vannucci M. 1999. *Os manguezais e nós: uma síntese de percepções*. 2 ed-revis. São Paulo, Edusp. 233p.
- Vedel V., Behling H., Cohen M., Lara R. 2006. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in northern Brazil, inferences from the Taperebal core in northeastern Pará State. *Veg Hist Archaeobot.*, **15**:115–123. <https://doi.org/10.1007/s00334-005-0023-9>.
- Vidotto E. 2008. *Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Parque Estadual da Ilha do Cardoso-SP durante o Quaternário tardio*. Phd Theses, Doutorado, Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, 199 p.
- Vieira V. S., Menezes R. G.de, (orgs.). 2015. *Geologia e recursos minerais do Estado do Espírito Santo: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais*. Belo Horizonte, CPRM, 294p.
- Walsh G.E. 1974. Mangroves: a review. In: Reimold R.J. & Queen W.H. (eds.). *Ecology of halophytes*. New York Academic Press, p. 51 – 174.
- Wilson G.P., Lamb A.L., Leng M.J., Gonzalez S., Huddart D. 2005.  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N as potential coastal palaeoenvironmental indicators in the Mersey Estuary, UK. *Quaternary Science Reviews*, Pergamon, **24** (18-19): 2015–2029.
- Wolanski E., Mazda Y., King B., Gay S. 1990. Dynamics, flushing and trapping in Hinchinbrook channel, a giant mangrove swamp, Australia. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, **31**(5): 555-579.
- Woodroffe C.D. 1995a. Response of tide-dominated mangrove shorelines in Northern Australia to anticipated sea-level rise. *Earth Surf Process Landforms*, **20**:65–85. <https://doi.org/10.1002/esp.3290200107>.



Yao Q., Liu K., Dilcher D. 2017. Dynamics of marsh-mangrove ecotone since the mid-Holocene: A palynological study of mangrove encroachment and sea level rise in the Shark River Estuary, Florida. *PLoS One*, **12**(3):e0173670. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0173670>.

Yao Q., Liu K., Platt W.J., Rivera-Monroy V.H. 2015. Palynological reconstruction of environmental changes in coastal wetlands of the Florida Everglades since the mid-Holocene. *Quat Res.*, **83**:449–458. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2015.03.005>.

Ybert J.P., Bissa W.M., Kutner M. 2001. Relative sea level variations and climatic evolution in Southeastern and Southern Brazil during the Late Holocene. *Pesquisas em Geociências*, **28**: 75–83.

Yu L. & Gong P. 2012. Google Earth as a virtual globe tool for Earth science applications at the global scale: progress and perspectives. *Int J Remote Sens.*, **33**:3966–3986. <https://doi.org/10.1080/01431161.2011.636081>.