



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

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 624**

**VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DO  
MANGUEZAL EM UM ESTUÁRIO SUBTROPICAL, BAÍA DA  
BABITONGA, SUL DO BRASIL**

**Dissertação apresentada por:**

**ANGELA ESMERALDA CELY TORRES**

**Orientador: Prof. Dr. Marlon Carlos França (IFPA/PPGG)**

---

**BELÉM – PARÁ**

**2022**

**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)**

---

T693v Torres, Angela Esmeralda Cely.  
Variabilidade espacial e temporal do manguezal em um estuário  
subtropical, baía da Babitonga, sul do Brasil / Angela Esmeralda Cely  
Torres. — 2023.  
xi, 60 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Marlon Carlos França  
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará,  
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e  
Geoquímica, Belém, 2023.

1. Holoceno. 2. Mudanças Climáticas. 3. Mudança do Nível do  
Mar. 4. Palinologia. 5. Baía da Babitonga. I. Título.

CDD 551.79

---



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

**VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DO  
MANGUEZAL EM UM ESTUÁRIO SUBTROPICAL, BAÍA DA  
BABITONGA, SUL DO BRASIL**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR**

**ANGELA ESMERALDA CELY TORRES**

**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: 31 / 12 / 2022**

**Banca Examinadora:**

**Prof. Dr. Marlon Carlos França**  
(Orientador-UFGA)

**Prof. Dr. Nils Edvin Asp Neto**  
(Membro - UFGA)

**Prof. Dr. José Francisco Berredo Reis da Silva**  
(Membro-MPEG)

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus pela vida e seu amor, por ser minha guia e fortaleza.

Ao meu Orientador Prof. Dr. Marlon França, pelo apoio oferecido, pelo conhecimento transmitido, profissionalismo e por me dar a grande oportunidade de realizar meu mestrado neste programa de pós-graduação.

A minha família por seu amor e apoio incondicional.

A meu prezado amigo Jorge Agudelo, pelo apoio, carinho e paciência, por me ajudar espiritualmente e no crescimento pessoal durante todo este tempo.

Ao Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC). Ao Laboratório C-14 no Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA-USP).

Aos professores do PPGG, obrigado pelas aulas, dicas e todo o conhecimento que me passaram.

A Coordenação de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001 - pela concessão da bolsa de estudos para a realização desta pesquisa.

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

À Universidade Federal do Pará e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG-UFPa) pela disponibilidade de salas de estudo e laboratórios.

*"Christo nihil praeponere - a nada dar mais valor que a Cristo"*

## RESUMO

Os manguezais são ecossistemas indicadores que respondem às mudanças globais nas regiões tropicais e subtropicais em todo o mundo. Mudanças climáticas e variações no nível do mar influenciaram significativamente os manguezais durante o Holoceno ao longo da costa brasileira. Aqui estudamos os manguezais estabelecidos próximo ao limite mais ao sul da América do Sul (28°S). Nosso estudo é baseado em um testemunho obtido na região do canal Palmital - Baía da Babitonga, Estado de Santa Catarina (SC), Brasil. Análises sedimentares, polínicas, análises geomorfológicas e de vegetação permitiram a reconstituição paleoambiental durante o Holoceno tardio. As três associações de fácies encontradas indicaram uma sucessão progradacional onde uma planície de maré foi desenvolvida na margem do estuário. Durante a primeira fase, desde pelo menos 1440 a  $\pm 1286$  anos cal AP, havia uma planície de inframaré arenosa na área de estudo. Inicialmente sem nenhum registro de manguezal, mas grãos de pólen de *Laguncularia* foram identificados à partir de  $\pm 1390$  anos cal AP, indicando que na região circundante ao ponto de coleta as condições tornaram-se favoráveis para o desenvolvimento do manguezal. Após  $\pm 1286$  anos cal AP, a planície de mare desenvolveu-se atingindo a linha de costa atual, favorecido pela estabilização do nível relativo do mar. Árvores de *Avicennia* foram estabelecidas na planície de maré a partir de  $\pm 1273$  anos cal AP. Finalmente, árvores de *Rhizophora* foram estabelecidas durante as últimas décadas. Provavelmente, a sucessão de manguezal encontrada, foi favorecida por condições climáticas relacionadas ao aumento da temperatura durante o Holoceno tardio que tem causado uma migração do limite austral do manguezal para o sul da zona subtropical. A análise espaço-temporal moderna, revelou uma diminuição recente na área de manguezal de  $\pm 107$  ha entre 1986 (4115 ha) e 2021 (4008 ha). A maior perda localiza-se na zona costeira próximo da cidade de Joinville (SC), principalmente relacionada à expansão urbana. Observou-se uma leve expansão do manguezal à montante dos canais que pode estar relacionada com mudanças do nível relativo do mar moderno e com o aumento gradual das temperaturas mínimas na região sul do Brasil.

**Palavras-chave:** Holoceno; mudanças climáticas; mudança do nível do mar; palinologia; Baía da Babitonga.

## ABSTRACT

Mangroves are indicator ecosystems responding to global changes in tropical and subtropical regions around the world. Climate change and sea-level variations significantly influenced mangroves during the Holocene along the Brazilian coast. Here we study mangroves established near the southernmost boundary to South America (28°S). Our study is based on a core obtained in the Palmital channel region - Babitonga Bay, State of Santa Catarina (SC), Brazil. Sedimentary, pollen, geomorphological, and vegetation analyses allowed paleoenvironmental reconstitution during the late Holocene. Three facies associations founded indicated a progradational succession where a tidal plain was developed at the estuary margin. During the first phase (since at least 1440 to  $\pm 1286$  cal yr BP) a sandy subtidal was present in the study area. Initially, no mangrove was recorded, but *Laguncularia* was identified from  $\pm 1390$  cal yr BP indicating that in the region surrounding the collection point conditions became favorable for mangrove development. After  $\pm 1286$  cal yr BP, the tidal plain developed reaching the current shoreline, favored by the stabilization of the relative sea level. *Avicennia* trees were established on the tidal plain from  $\pm 1273$  cal yr BP. Finally, *Rhizophora* trees were established during the last decades. Probably, the mangrove succession found was favored by climatic conditions related to the temperature increase during the late Holocene that has caused a migration of the mangroves towards the south subtropical zone. Modern spatio-temporal analysis revealed a recent decrease in the mangrove area of  $\pm 107$  ha between 1986 (4115 ha) and 2021 (4008 ha). The largest loss is located in the coastal zone near the city of Joinville (SC), mainly related to urban expansion. A slight expansion of the mangrove upstream of the channels was observed, which may be related to modern relative sea-level changes and the gradual increase of minimum temperatures in the southern Brazil.

**Key-words:** Holocene; climate change; palinology; sea-level change; Babitonga Bay.

**LISTA DE ILUSTRAÇÕES**

Figura 1- Localização da Baía da Babitonga litoral, norte do Estado de Santa Catarina, e unidades de vegetação da área de estudo.....	4
Figura 2- Mapa geológico do entorno da Baía da Babitonga.....	7
Figura 3- Mapa geomorfológico do entorno da Baía da Babitonga. ....	12
Figura 4- Formação natural do $^{14}\text{C}$ na alta atmosfera, em seguida sua incorporação pelos seres vivos e o decaimento radioativo após a morte destes. Fonte: Modificado de França (2010). ....	21
Figure 5- Location of the study area: (a) Brazil, State of Santa Catarina and Babitonga Bay location; (b) vegetation map and location of the sampling site.....	31
Figure 6- Spatio-temporal analysis of vegetation based on satellite images between 1986 and 2021. ....	36
Figure 7- Summarized results for core SF-6, with variation in core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups. ....	38
Figure 8- Pollen diagram record for SF-6 core, with percentages of the most frequent pollen taxa, samples age, zones, and cluster analysis.....	39
Figure 9- Paleoenvironmental reconstitution of the northeastern margin of the Palmital channel, Babitonga Bay (southern Brazil). Figures a to c, showing the paleoenvironmental evolution of the study area.....	43



## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	iv
<b>EPÍGRAFE</b> .....	v
<b>RESUMO</b> .....	vi
<b>ABSTRACT</b> .....	vii
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	viii
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	1
<b>2 OBJETIVOS</b> .....	3
2.1 GERAL.....	3
2.2 ESPECIFICOS .....	3
<b>3 ÁREA DE ESTUDO</b> .....	4
3.1 LOCALIZACAO.....	4
3.2 CLIMA .....	5
3.3 OCEANOGRAFIA COSTEIRA .....	5
3.4 GEOLOGIA .....	5
3.5 GEOMORFOLOGIA .....	10
3.6 VEGETACAO.....	13
<b>4 MATERIAS E MÉTODOS</b> .....	15
4.1 TRABALHO DE CAMPO.....	15
4.2 ANÁLISE DE FÁCIES E GRANULOMÉTRICA .....	15
4.3 DATAÇÃO POR RADIOCARBONO.....	15
4.4 ANÁLISE PALINOLÓGICA .....	16
<b>4.4.1 Processamento das amostras</b> .....	16
4.4.1.1 <i>Tratamento com Ácido Clorídrico (HCL)</i> .....	16
4.4.1.2 <i>Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF)</i> .....	17

4.4.1.3 Tratamento com Ácido Acético Glacial ( $C_2H_4O_2$ ) .....	17
4.4.1.4 Tratamento com Acetólise ( $H_2SO_4$ e $C_4H_6O_3$ ).....	17
<b>4.4.2 Preparação de lâminas para a microscopia .....</b>	<b>18</b>
<b>4.4.3 Análise microscópica e preparo de gráficos polínicos.....</b>	<b>18</b>
4.5 PROCESSAMENTO DE IMAGENS E ANÁLISE ESPAÇO- TEMPORAL .....	18
<b>5 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO .....</b>	<b>20</b>
5.1 DATAÇÃO $^{14}C$ .....	20
5.2 PALINOLOGIA .....	21
5.3 MUDANÇAS CLIMÁTICAS, VARIAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR (NRM) E A DINÂMICA DOS MANGUEZAIS DURANTE O HOLOCENO .....	23
<b>6 RESULTADOS .....</b>	<b>27</b>
6.1 LATE HOLOCENE SUBTROPICAL MANGROVE DYNAMICS ACCORDING TO SEA-LEVEL AND CLIMATE CHANGES ON TIDAL FLATS OF THE BABITONGA BAY, SOUTHERN BRAZIL .....	27
6.2 INTRODUCTION .....	28
6.3 MODERN SETTING OF STUDY AREA.....	30
<b>6.3.1 Study area, geological and morphological setting .....</b>	<b>30</b>
<b>6.3.2 Climate and oceanographic setting .....</b>	<b>31</b>
<b>6.3.3 Vegetation.....</b>	<b>32</b>
6.4 MATERIAL AND METHODS.....	33
<b>6.4.1 Field work and image acquisition and processing.....</b>	<b>33</b>
<b>6.4.2 Facies analysis.....</b>	<b>33</b>
<b>6.4.3 Palynological analysis.....</b>	<b>33</b>
<b>6.4.4 Chronology .....</b>	<b>34</b>
6.5 RESULTS.....	35
<b>6.5.1 Vegetation.....</b>	<b>35</b>
6.5.1.2 <i>Spatial-temporal analysis of vegetation .....</i>	35
<b>6.5.3 Chronological results and sedimentation rates.....</b>	<b>36</b>

<b>6.5.4 Facies association</b> .....	37
6.5.4.1 <i>Facies association A (Subtidal flat)</i> .....	37
6.5.4.2 <i>Facies association B (intertidal flat with Laguncularia and Avicennia)</i> .....	38
6.5.4.2 <i>Facies association C (intertidal flat with Laguncularia, Avicennia and Rhizophora)</i>	40
<b>6.6 INTERPRETATION AND DISCUSSION</b> .....	40
<b>6.6.1 Dynamic vegetation and coastal morphological change</b> .....	40
<b>6.6.1 Sea level and climate change in dynamic mangrove</b> .....	41
<b>6.7 CONCLUSIONS</b> .....	45
<b>7 CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	47
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	48

## 1 INTRODUÇÃO

Manguezais são ecossistemas costeiros encontrados em regiões tropicais e subtropicais entre as latitudes 32°N e 38°S (Giri *et al.* 2011), que normalmente crescem nas zonas de intermaré de regiões protegidas e nas margens de estuários (Duke 1998, FAO 2007, Tomlinson 1986). Estes ecossistemas têm adaptações fisiológicas e morfológicas para viver nessas áreas (Alongi 2008, Duke 2011, Lugo & Snedaker 1974). O manguezal cresce sob a influência de fatores ambientais que variam em intensidade e frequência de acordo com a distribuição latitudinal e história local, em escalas locais, regionais e globais (Alongi, 2008; Schaeffer-Novelli *et al.* 1990, Duke *et al.* 1998). Sua distribuição é controlada principalmente por fatores climáticos, energia das ondas e marés, frequência de inundações, dinâmica fluvial, processos de sedimentação e erosão, tipo de sedimento, geomorfologia costeira, gradiente de salinidade e disponibilidade de nutrientes (Cohen *et al.* 2012, Lugo & Snedaker 1974, Schaeffer-Novelli *et al.* 2016). Estes fatores afetam a distribuição dos diferentes gêneros/espécies, como *Laguncularia*, *Avicennia* e *Rhizophora*, que necessitam de condições específicas para se estabelecer e sobreviver.

Os manguezais são particularmente vulneráveis às mudanças climáticas e à variação do nível relativo do mar (Cohen *et al.* 2012, Godoy & Lacerda 2015, Osland *et al.* 2016). Assim, são considerados importantes indicadores de alterações ambientais (Alongi 2008, Blasco *et al.* 1996, Ellison 2008), permitindo o estudo das flutuações da temperatura global e do aumento relativo do nível do mar durante o Holoceno. Nas últimas décadas, o aumento da temperatura, mudanças nos padrões de precipitação e o aumento do nível do mar têm gerado impactos biológicos em diferentes ambientes e escalas de tempo e espaço (Cohen *et al.* 2012, Flantua *et al.* 2016, Gabler *et al.* 2017, Hannah & Bird 2018, He & Silliman 2019, Jones 1999, Mayle *et al.* 2000, Osland *et al.* 2016, Rosenzweig *et al.* 2008).

No continente americano os manguezais são limitados latitudinalmente pelas baixas temperaturas a cerca de 30°N (Kangas *et al.* 1961) e 28°S, respectivamente (Cohen *et al.*, 2020; Soares *et al.* 2012). Estudos recentes propuseram que a distribuição latitudinal dos manguezais está sendo afetada pelo aquecimento global (Cohen *et al.* 2020, França *et al.* 2019, Coldren & Proffitt 2017, Osland *et al.* 2016, Perry & Mendelsohn 2009, Quisthoudt *et al.* 2012), devido a um aumento na temperatura do ar de inverno e diminuição da frequência de eventos de frio extremo, o que pode estar causando uma expansão dos manguezais em direção às latitudes sul do continente americano nas últimas décadas (Cavanaugh *et al.* 2014, Giri & Long 2014, Osland *et al.* 2017, Saintilan *et al.* 2014, Soares *et al.* 2012).

Além desses estudos, existem outros indícios que apoiam a hipótese de expansão dos manguezais devido ao aumento da temperatura do ar de inverno, como, os aumentos da temperatura média anual e da temperatura mínima anual das águas superficiais do Oceano Atlântico Sul, redução da ocorrência de geadas, um aumento da influência da Corrente Brasileira e uma diminuição da influência da Corrente das Malvinas na região costeira do Estado de Santa Catarina, além da disponibilidade de sistemas estuarinos protegidos para o estabelecimento de novos manguezais (Soares *et al.* 2012).

Embora as reduções na frequência de eventos de frio extremo possam estar facilitando a expansão dos manguezais em regiões subtropicais, a expansão e/ou contração das áreas de manguezal também é condicionada por fatores físicos, químicos e biológicos. Por exemplo, mudanças relativas no nível do mar são proeminentes em ambientes costeiros, onde mudanças geomorfológicas significativas estão intrinsecamente ligadas à dinâmica do manguezal (Cavanaugh *et al.* 2014). Além disso, essas florestas enfrentam atualmente uma série de outras ameaças em escala local e regional, devido às atividades antrópicas.

Neste trabalho, buscou-se expandir o conhecimento sobre os fatores que influenciam a distribuição dos ecossistemas de manguezais ao longo da zona subtropical do Brasil durante o Holoceno. Para isso, foi realizada uma reconstituição paleoambiental em escala milenar e decadal, baseada em análise sedimentar, pólen e datação C-14 ao longo de um testemunho amostrado na planície de mare na Baía da Babitonga (SC). Além disso, foram aplicadas análises de imagens de satélite para avaliar a dinâmica dos manguezais durante as últimas décadas.

## **2 OBJETIVOS**

### **2.1 GERAL**

Identificar a implantação e dinâmica do manguezal no canal Palmital, Baía da Babitonga (SC) para complementar e especificar o conhecimento atual sobre as mudanças climáticas e ambientais costeiras no sul do Brasil durante o Holoceno tardio.

### **2.2 ESPECIFICOS**

- Identificar a paleovegetação;
- Identificar as mudanças paleoambientais;
- Reconstituir os paleoambientes deposicionais;
- Determinar a cronologia dos eventos relacionados à implantação e desenvolvimento dos manguezais;
- Verificar a variação da vegetação do manguezal nas últimas décadas.

### 3 ÁREA DE ESTUDO

#### 3.1 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada no complexo estuarino da Baía da Babitonga, na foz do rio Palmital, litoral norte do Estado de Santa Catarina, sul do Brasil (Figura 1). A baía está situada na foz dos rios Palmital, rio Cachoeira e rio Paratí, entre as cidades de Joinville, Itapoá e São Francisco do Sul. A baía abrange uma área de aproximadamente 167 km<sup>2</sup> com litoral de 60 km entre Barra do Sul e Itapoá (SC), incluindo 60 km<sup>2</sup> de sistema de manguezal bem preservado (Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA) 1998). Três setores podem ser distinguidos nessa baía, sendo um deles a baía, que recebe águas de dois outros setores, um canal ao norte, denominado setor Palmital, e outro ao sul da baía, compondo o setor Linguado, que separa a ilha de São Francisco do Sul da parte continental, desaguando também no balneário Barra do Sul (Vale & Schaeffer-Novelli 2018). A Baía da Babitonga é colonizada por manguezais que abrangem uma área aproximada de 6.200 ha, que correspondem a 75% do total deste ecossistema no Estado de Santa Catarina (IBAMA 1998).

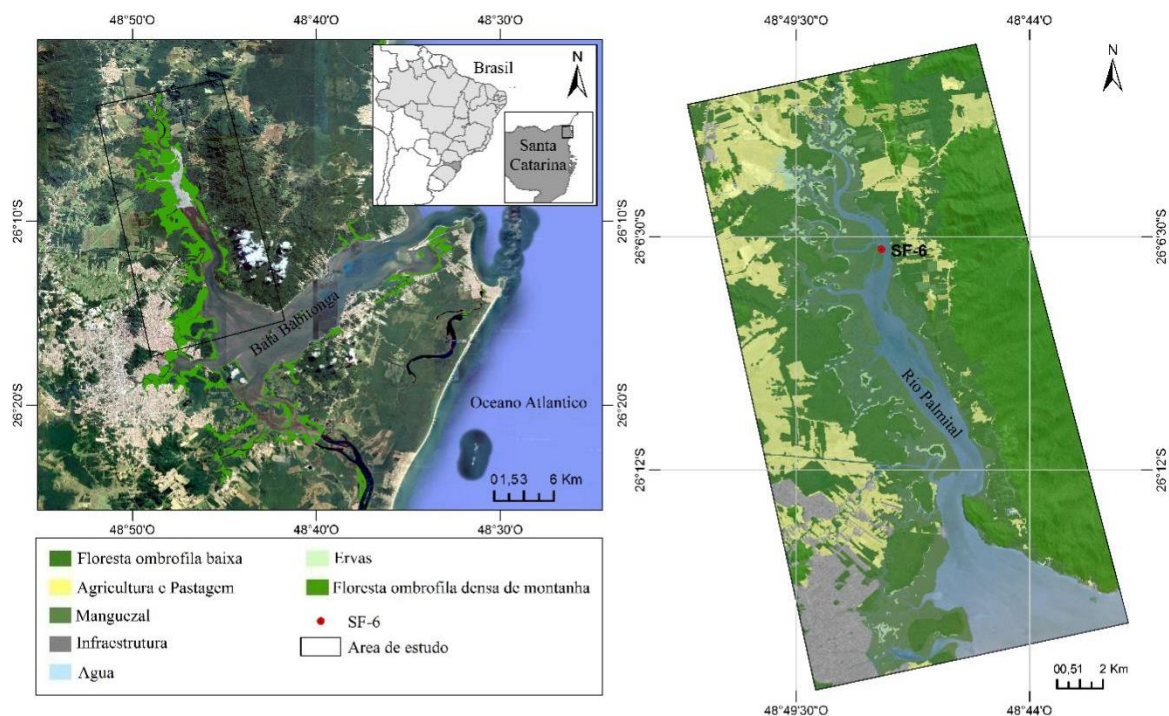


Figura 1- Localização da Baía Babitonga, litoral norte do Estado de Santa Catarina, e unidades de vegetação da área de estudo.

### 3.2 CLIMA

A região da Baía Babitonga apresenta clima de tipo Cfa (classificação Köppen), subtropical mesotérmico úmido com verão quente (Koehtopp 2021, Alvares *et al.* 2014), sendo influenciado pelas massas de ar polar e tropical Atlântica (Viera 2016). As temperaturas médias anuais oscilam entre 18°C e 20°C. Os meses mais quentes são janeiro e fevereiro, com temperatura de 24,5°C, já o mês mais frio é julho, com temperatura média de 16,5°C (Berger 2008). A precipitação anual varia normalmente entre 1500 e 2000 mm (Koehtopp 2021). Nos meses de setembro a março (primavera e verão), ocorrem os maiores índices pluviométricos e, apesar de a região não apresentar uma estação seca definida, nos meses de abril a agosto (inverno) há uma acentuada redução nos totais pluviométricos (Gonçalves 2006). A umidade do ar atinge média anual de 80%.

### 3.3 OCEANOGRAFIA COSTEIRA

A Baía da Babitonga encontra-se sob domínio de um regime de micromarés (amplitude < 2 m), do tipo misto, predominantemente semi-diurno, com amplitude média de 0,85 m, máxima de 1,28 m durante os períodos de sizígia e mínima de 0,27 m durante os períodos de quadratura (Trucolo & Schettini 1999). A maré meteorológica pode ser responsável por sobrelevações que variam de 50 a 80 cm acima da linha de preamar na Baía da Babitonga, com um período de incidência de 7 a 10 dias com ocorrência durante todo o ano. (Trucolo & Schettini 1999). A circulação estuarina na Baía movimenta cerca de  $7,8 \times 10^8$  m<sup>3</sup> de água, em um tempo de residência de aproximadamente 140 dias (IME/DNIT 2003), estando associada, principalmente, às dinâmicas das marés, hidrológica e meteorológica (Goncalves 2011). A Baía da Babitonga é caracterizada pela dominância de corrente de maré enchente com velocidade ligeiramente maior que a corrente de maré vazante (Viera 2016). Esta assimetria na propagação da onda de maré depende do balanço entre os efeitos de fricção e estreitamento dos canais (Trucolo & Schettini 1999). As salinidades da água situam-se entre 5,8 e 24 (Cunha *et al.* 2005). O sistema de depósitos costeiros é dominado por ondas com influência das marés no setor da Baía (Mazzer & Gonçalves 2011). A linha de costa pode ser classificada como intermediária com praia exposta (Klein & Menezes 2001).

### 3.4 GEOLOGIA

Em um contexto geológico regional, a região é caracterizada pela presença de quatro domínios geotectônicos (Microplaca Luis Alves, Microplaca Curitiba, Cinturão Dom Feliciano e Cinturão Granítico Costeiro, representado pelo Bloco Paranaguá), de acordo com Basei *et al.*



(1992), cada um com diferente evolução geológica e estrutural, que estabeleceram sua configuração geológica atual como resultado da colisão e amalgamação durante a fusão do Gondwana ocidental, no final do Neoproterozóico e início do Paleozóico. Após a fusão, esse conjunto de rochas foi posteriormente recoberto por rochas sedimentares durante o paleozoico, o mesozoico, por rochas vulcânicas da Bacia do Paraná durante o Cretáceo e, finalmente, após a abertura do Oceano Atlântico, por sedimentos costeiros da Planície Costeira e aluviões, depositados durante o Quaternário (Iglesias *et al.* 2011).

A formação e evolução de depósitos costeiros apontam para o estabelecimento de sequências deposicionais associadas às variações climáticas e glácio-eustáticas ocorridas durante o Quaternário (Mezzer 2003). Martin *et al.* (1988) definem pelo menos duas fases transgressivas para o trecho litorâneo entre os estados de São Paulo e Santa Catarina, que geraram depósitos marinhos e transicionais, predominantemente arenosos, que compõem a planície costeira: Fase Pleistocênica (cerca de 120.000 a 11.000 AP); e Fase Holocênica (cerca de 11.000 até o presente). Na região, tais depósitos estão dispostos em diferentes situações topográficas, bem como apresentam constituições sedimentológicas distintas, associadas a ambientes deposicionais marinhos, continentais e transicionais.

Na área da Baía da Babitonga encontram-se unidades geológicas pertencentes à Microplaca Luis Alves, ao Bloco Paranaguá e Depósitos sedimentares cenozoicos (Figura 2). Os limites deste complexo estão definidos por descontinuidades crustais representados por grandes zonas de cisalhamento.

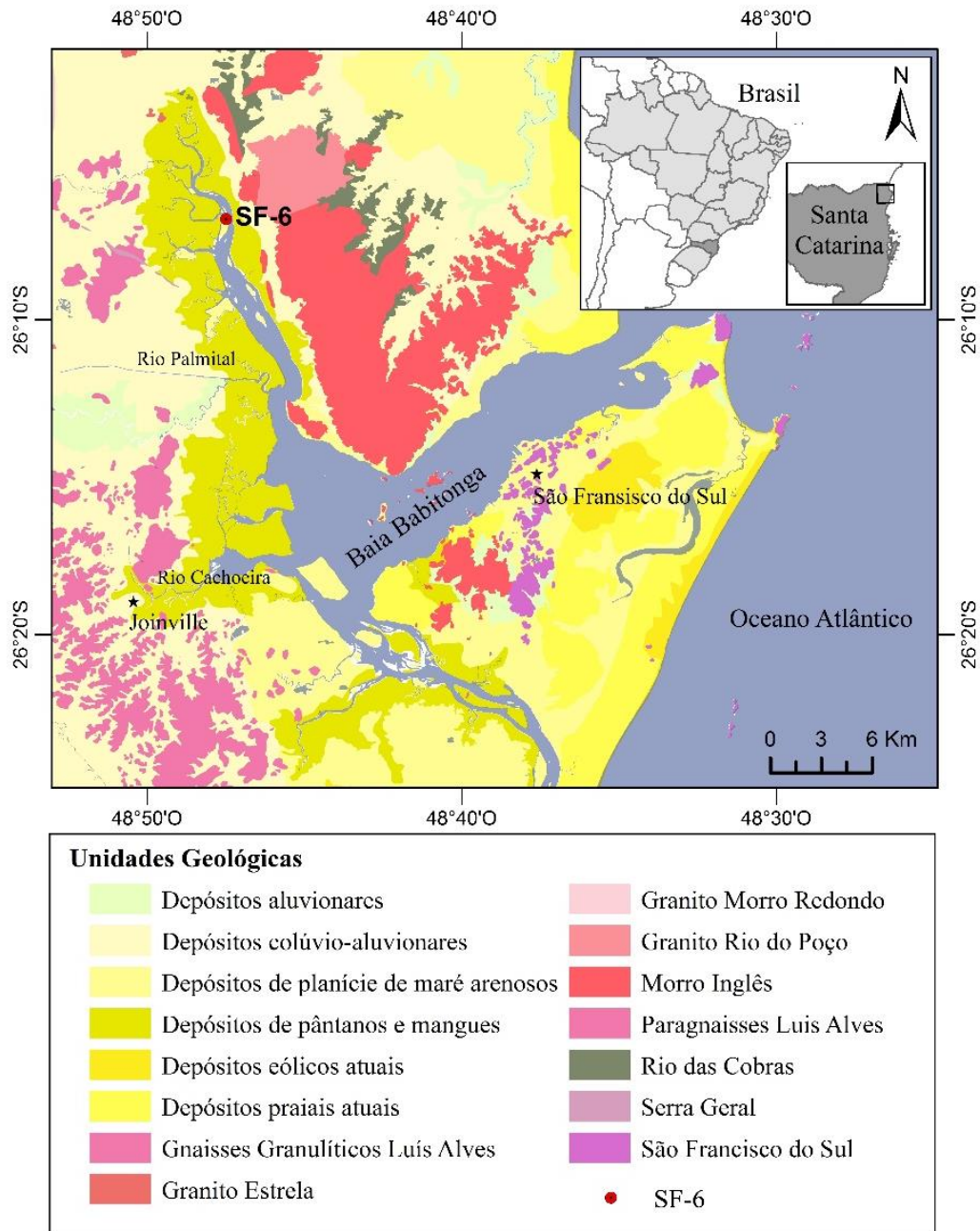


Figura 2- Mapa geológico do entorno da Baía da Babiçonga.

### 3.4.1 Microplaca Luis Alves

O Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.* 1979), constitui o núcleo Neoarqueano a Paleoproterozoico da Microplaca Luis Alves (Basei *et al.* 1992), estando situado entre a Microplaca Curitiba, o Bloco Paranaçu e o Cinturão Dom Feliciano, e limitado por descontinuidades crustais caracterizados por grandes zonas de cisalhamento. É um terreno de alto grau metamórfico, composto por ortognaisses intermediários a félsicos, de composição tonalítica, trondhjêmica a granodiorítica e granitoides, com rochas básicas-ultrabásicas

subsidiárias e metassedimentares em pequena quantidade (Basei *et al.* 1998).

Iglesias *et al.* (2011) subdivide o Complexo Granulítico de Santa Catarina em várias unidades, encontradas na área de estudo: Unidade Máfica-Ultramáfica Barra Velha, Gnaisses Granulíticos Luis Alves, Paragnaisses Luis Alves.

A Unidade Máfica-Ultramáfica Barra Velha é representada por rochas máficas e ultramáficas isótropas a foliadas, constituídas por metapiroxenitos, metanoritos, metagabronoritos e metagabros, ocorrem como lentes e enclaves nos gnaisses granulíticos, e também na forma de corpos máficos representados por blocos e matacões nas encostas de morros (Iglesias *et al.* 2011).

A unidade Gnaisses Granulíticos Luis Alves corresponde ao núcleo gnáissico-granulítico indiferenciado do Complexo Granulítico de Santa Catarina, e é constituída por gnaisses enderbíticos, charnoenderbíticos e trondhjemíticos com enclaves máficos-ultramáficos de metagabronoritos, metapiroxenitos e metahornblenditos (Iglesias *et al.* 2011).

A unidade Paragnaisses Luis Alves é constituída por metassedimentos que tem como protólitos margas, arenitos e pelitos, em misturas de diferentes proporções dando origem a rochas metamórficas representadas por quartzitos a fuchcita, gnaisses kinzigíticos, gnaisses com granada, gnaisses calcissilicatados e formações ferríferas bandadas a magnetita.

### **3.4.2 Bloco Paranaguá**

O Bloco Paranaguá, com idade Neoproterozoica, pertencente ao Cinturão Granítico Costeiro (Basei *et al.* 1992), situa-se a leste da Microplaca Luis, em contato por uma zona de cisalhamento NNW de movimentação sinistral (Zona de Falha Rio Palmital) (Siga Jr. 1995) e é constituído por granitos gnáissicos e suítes graníticas de dimensões batolíticas, porfiríticos, intrusivos na sequência metassedimentar da Formação Rio das Cobras.

Iglesias *et al.* (2011) subdivide o Bloco Paranaguá em Complexo São Francisco do Sul, Formação Rio das Cobras, Suíte Morro Inglês, Granito Rio do Poço e Granito Estrela.

O Complexo São Francisco do Sul é representado por rochas gnáissicas de origem ígnea com bandamento gnáissico definido pela intercalação de minerais máficos e félsicos em diferentes tonalidades de cinza. São gnaisses de composições dioríticas, quartzo monzodioríticas, granodioríticas, trondhjemíticas e monzograníticas.

A Formação Rio das Cobras é representada por rochas metassedimentares, compuestas por biotita-quartzo xistos, sericita-quartzo xistos, biotititos, clorita xistos, clorita-quartzo xistos, xistos calcissilicatados, granada xistos, metamorfisados nas fácies xisto verde a anfibolito, apresentando granulacão média a grossa. Essas rochas são cobertas por sedimentos fluviais

quaternários e marinhos da Planície Costeira, onde aparecem como morros isolados.

A unidade Suíte Morro Inglês é formada por rochas leucocráticas graníticas, de granulação média a grossa e com textura porfírica, compreendendo praticamente todo o maciço granítico a norte da Baía da Babitonga, até a Baía de Guaratuba, no Paraná. Ao Sul, ocupa parte da topografia mais alta da Ilha de São Francisco do Sul, cuja maior área é recoberta por sedimentos quaternários marinhos da Planície Costeira.

Granito Rio do Poço, formado por rochas graníticas (monzogranitos) leucocráticas, com coloração cinza claro a branca, de granulação média a grossa e textura equigranular xenomórfica. Topograficamente conforma um morro em meio aos sedimentos quaternários da Planície Costeira (Iglesias *et al.* 2011).

Granito Estrela está representado a norte da Folha Joinville, sendo constituído por rochas graníticas leucocráticas, cor cinza claro a rosado, granulação média, equi- a inequigranulares, raramente porfíricas, isotrópicas, com biotita e/ou hornblenda.

### **3.4.3 Formação Serra Geral**

A Formação Serra Geral do Mesozoico, está representada por inúmeros diques de diabásio com comprimentos diversos, e apresentam larguras de poucos centímetros a vários metros, além de extensões de centenas de metros a mais de 50 km. As rochas dessa unidade apresentam granulação fina a média, textura equigranular hipidiomórfica com porções microporfíricas, onde fenocristais de plagioclásio de grão médio (alguns esqueletais prismáticos maiores, com até 15 mm de comprimento) estão imersos em uma matriz fina.

### **3.4.4 Depósitos Sedimentares Cenozoicos Inconsolidados**

A cobertura cenozoica de origem sedimentar desenvolveu-se principalmente na Planície Costeira, sendo representada por depósitos colúvio-aluvionares, aluvionares, planície de maré, pântanos/manguezais, praias e depósitos eólicos,

Os depósitos colúvio-eluvionares são representados por depósitos localizados em encostas de morros e aluvionares recentes, apresentando grande variação granulométrica com estratificação incipiente ou ausente.

Os depósitos aluvionares são formados por areias, cascalhos e sedimentos siltico-argilosos depositados em planícies de inundação, terraços e calhas da rede fluvial atual. Esses depósitos podem ocorrer de duas formas: 1) cascalheiras de coloração marrom a amarela, constituídas por clastos e areia fina a grossa, maciças e com laminação cruzada acanalada de médio porte, depositadas em canais fluviais e 2) lama de coloração preta a cinza escuro, maciça,

com restos de vegetais e animais, associada à planície de inundação.

Os depósitos de planícies de maré estão constituídos por areias quartzosas e síltico-argilosas mal selecionadas, de cores cinza a creme, com laminação plano-paralela incipiente, frequentemente ricas em matéria orgânica, retrabalhado pela ação das marés acima do nível dos manguezais atuais (Iglesias *et al.* 2011).

Depósitos de pântanos e manguezais são formados por sedimentos argiloso-arenosos, mal selecionados, ricos em matéria orgânica. São sedimentos depositados em ambiente sob influência de marés atuais com pouca energia, onde também podem ser encontradas grandes quantidades de conchas (sambaquis).

Depósitos de praia são constituídos por areias quartzosas finas a médias, bem selecionadas, de cores claras, podendo excepcionalmente apresentar colorações escuras devido à concentração de minerais pesados (magnetita e ilmenita), apresentando laminações plano-paralelas e cruzadas que podem se truncar mutuamente. Sedimentos de depósitos praias antigos foram depositados em planícies de maré, faixas de restingas e praias, para além das praias atuais.

Os depósitos eólicos estão representados por dunas que apresentam laminações plano-paralelas e cruzadas depositadas em planícies de maré, faixas de restingas e praias, além de depósitos arenosos formados por meio do retrabalhamento de sedimentos preexistentes, sobretudo de sedimentos marinhos, através da ação do vento na faixa litorânea.

### 3.5 GEOMORFOLOGIA

A região do nordeste de Santa Catarina está inserida em duas grandes regiões geomorfológicas contrastantes: Escarpas e reversos da Serra do Mar e a Planície Costeira (Gaplan 1986, Fatma 2002, IBGE 2004, Oliveira 2007, Viera 2008).

A região das escarpas da Serra do Mar compreende as terras altas constituídas por rochas de natureza granítica do Complexo Granulítico de Santa Catarina e pelas Suítes Graníticas intrusivas. Os modelados são predominantemente de dissecção, causado pela ação fluvial e pelo controle estrutural (Horn Filho 1997). Essas regiões apresentam um conjunto de cristas, picos, serras, montanhas e escarpas separadas por vales profundos em “V” e com encostas íngremes (Gonçalves 1993). As regiões de serras possuem direção N-S e vertentes principalmente para leste e oeste. Essa região apresenta cotas elevadas, atingindo até 1.500 m, o que confere significativa amplitude altimétrica aos vales, de até 400 m.

Na planície costeira predominam modelados de acumulação, vinculados a processos resultantes da ação fluvial, marinha, fluviomarinha, lacustre, lagunar, colúvio-aluvionar e eólica. Estas planícies apresentam superfícies planas e levemente onduladas quando derivadas

de ações marinhas e eólicas e superfícies inclinadas a planas, originadas da ação fluvial nas imediações das encostas das terras altas (Horn Filho 1997). Os depósitos são de idade predominantemente quaternária, originados a partir dos processos resultantes das mudanças relativas do nível médio do Atlântico Sul (transgressões e regressões marinhas) associado às flutuações paleoclimáticas e eventos tectônicos (Horn Filho 1997, Viera 2008).

O terreno adjacente à Baía da Babitonga é composto por formações rochosas mais antigas (ígneas e metamórficas), que compõem o domínio montanhoso da Serra do Mar. Os depósitos quaternários constituem as terras mais baixas das planícies costeiras e fluviais (Viero 2016).

Segundo a classificação de Viero (2016), a região da Baía da Babitonga apresenta as seguintes unidades geomorfológicas: Domínio Montanhoso, Domínio de Morros e de Serras Baixas, Domínio de Colinas Dissecadas e Morros Baixos, Domínio de Colinas Amplas e Suaves, Planícies Costeiras, Planícies Fluviais ou Fluvioacústres (Planícies de Inundação), Planícies Fluviomarinhas (manguezais e brejos), e Campo de Dunas (Figura 3).

O domínio montanhoso é constituído por rochas graníticas correspondentes às unidades geológicas Suíte Morro Inglês e à Formação Rio do Poço, abarcando as terras mais altas da área, fazendo parte do domínio montanhoso da Serra do Mar.

A forma de relevo Domínio de Morros e de Serras Baixas, compreende parte das unidades geológicas Suíte Morro Inglês e Complexo São Francisco do Sul.

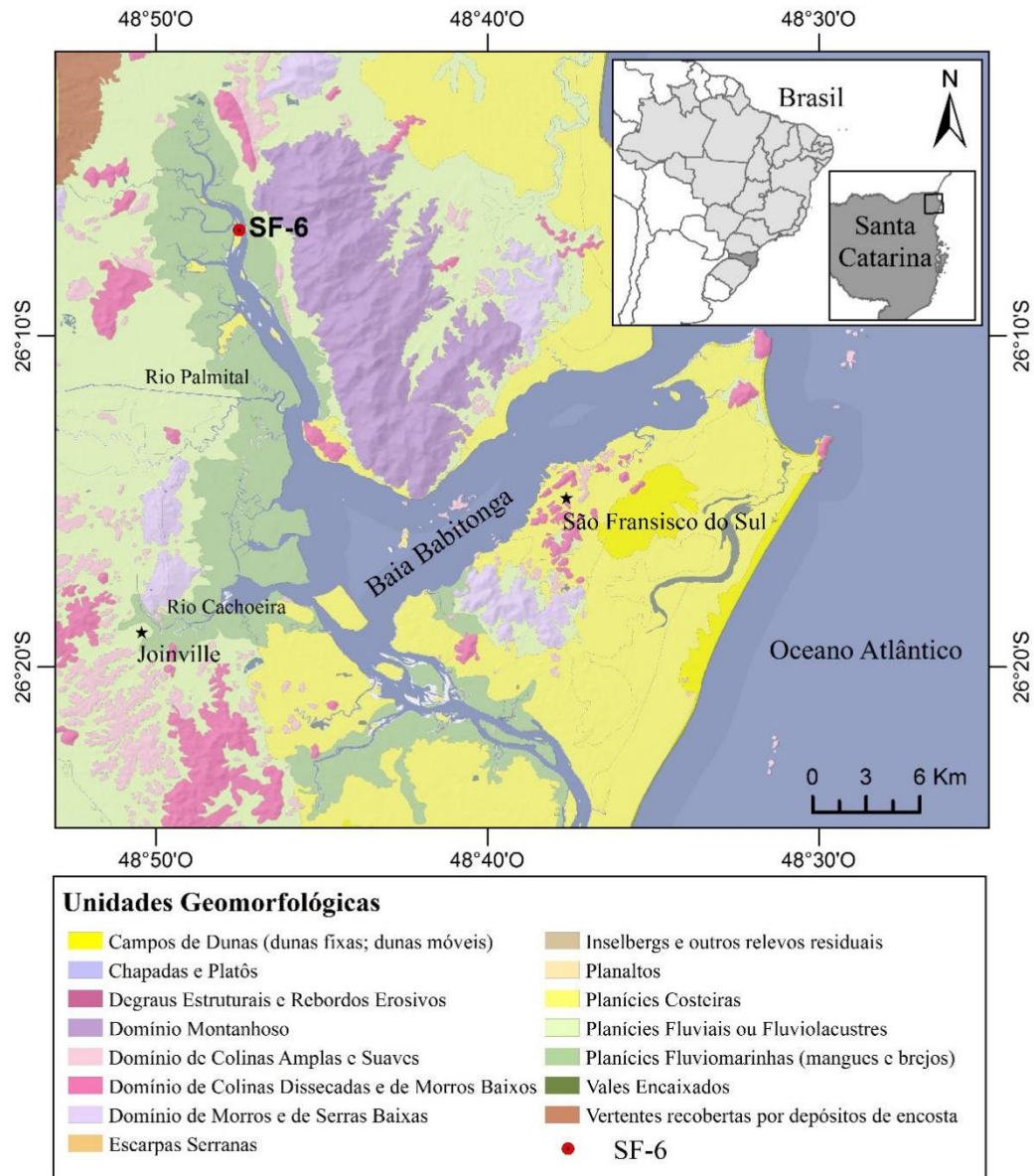


Figura 3- Mapa geomorfológico do entorno da Baía da Babitonga.

A Planície Costeira consiste em depósitos sedimentares gerados em ambiente de praia, englobando terraços marinhos e cordões arenosos, nos quais sedimentos arenosos foram depositados pela ação do mar e, em alguns casos, retrabalhados pela ação dos ventos. Os solos são bastante arenosos, pobres quimicamente e muito profundos.

As Planícies Fluviomarinhas, que abrangem os manguezais, ocorrem em ambiente de transição entre os ambientes terrestres e marinhos, sujeitos ao regime das marés e caracterizados por biodiversidade típica. São terrenos ricos em matéria orgânica, constituídos por intercalações irregulares de sedimentos arenosos e argilosos. Os solos são pouco evoluídos morfologicamente, apresentando-se como uma massa pastosa de coloração cinzenta, com materiais sulfídricos formados em ambiente redutor, associados a áreas de marés, onde a água

salobra é biologicamente reduzida a sulfetos. Normalmente, esses solos estão associados à elevada salinidade.

As Planícies Fluviais ou Fluviolacustres compreendem as áreas planas situadas ao longo dos rios, inundadas periodicamente em épocas de cheias. Esta unidade consiste em pacotes de material inconsolidado, de espessura variável, formados por sedimentos arenosos e lamosos e, eventualmente, com depósitos de cascalho. Apresentam superfícies sub-horizontais, com gradientes extremamente suaves, de 0 a 3°, constituídas por depósitos sedimentares que se encontram em permanente acumulação pela ação fluvial. Os terrenos são periodicamente inundáveis, e bem a moderadamente drenados nos terraços, onde se desenvolvem solos mais profundos e estratificados.

A unidade Campo de Dunas é representada por dunas móveis, compreendendo depósitos arenosos gerados a partir do retrabalhamento de sedimentos preexistentes, principalmente marinhos, pela contínua ação do vento na faixa litorânea. Foram geradas à partir da transição Pleistoceno-Holoceno, há 11,5 mil anos, embora também compreendam dunas mais antigas, geradas ainda no Pleistoceno Superior, há 120 mil anos, e que estão sendo atualmente retrabalhadas. Na área de estudo encontra-se principalmente dunas de tipo barcanas, cadeias barcanoides e transversais.

### 3.6 VEGETAÇÃO

A vegetação moderna na região de estudo é composta principalmente por floresta ombrófila tropical, campos herbáceos/restinga e manguezal. A floresta ombrófila densa é o principal tipo de vegetação dominante na região (Veloso *et al.* 1991), colonizando as porções mais elevadas da planície sem influência das marés. Esta floresta é caracterizada por famílias de plantas como Anacardiaceae (por exemplo, *Tapirira guianensis*), Arecaceae (ex. *Euterpe edulis*), Asteraceae (ex. *Vernonanthura montevidensis*), Bignoniaceae (ex. *Jacaranda puberula*), Calophyllaceae (ex. *Calophyllum brasiliense*), Chloranthaceae (ex. *Hedyosmum brasiliense*), Euphorbiaceae (ex. *Aparisthium cordatum*), Fabaceae (ex. *Schizolobium parahyba*), Lauraceae (ex. *Ocotea pulchella*), Melastomataceae (ex. *Tibouchina mutabilis*), Meliaceae (ex. *Cabralea canjerana* e *Guarea macrophylla*), Myrtaceae (ex. *Eugenia uniflora*, *Marlierea tomentosa*, *Myrcia splendens* e *Psidium cattleianum*), Piperaceae (ex. *Piper gaudichaudianum*), Rubiaceae (ex. *Psychotria* spp.), e Urticaceae (ex. *Cecropia catarinenses*). Na planície costeira, em topografias intermediárias, a vegetação é caracterizada pela presença de campos herbáceos e restinga onde as famílias vegetais mais representativas são Asteraceae (ex: *Baccharis singularis*), Bromeliaceae (ex: *Aechmea gamosepala*), Dryopteridaceae (ex:



*Rumohra adiantiformis*) Fabaceae (ex: *Dalbergia ecastaphyllum*), Mytaceae (por exemplo, *Marlierea tomentosa*), Rubiaceae (por exemplo, *Psychotria*) e Poaceae (por exemplo, *Lasiacis ligulata*). Na planície de maré, florestas de mangue crescem em solo lamacento e orgânico formando densas comunidades lenhosas caracterizadas por *Laguncularia racemosa* (Combretaceae) (1-9 m de altura), *Avicennia germinans* (Acanthaceae) (3-4 m de altura) e *Rhizophora mangle* (Rhizophoraceae) (1,5-7 m de altura), bem como Cyperaceae (por exemplo, *Schoenoplectus tabernaemontani*), Malvaceae (por exemplo, *Talipariti tiliaceum*), Polypodiaceae (por exemplo, *Acrostichum aureum*) e Ruppiaceae (por exemplo, *Ruppia maritima*) (Cunha *et al.* 2005). Bromélias epífitas e parasitas Loranthaceae e Viscaceae também prevalecem (Ziffer-Berger 2008).

## 4 MATERIAS E MÉTODOS

### 4.1 TRABALHO DE CAMPO

O trabalho de campo foi realizado no setembro de 2015. Foi coletado um testemunho de sedimento de 200 cm (SF-6) na planície de mare às margens do canal Palmital, Baía da Babitonga (SC-Brasil) (S 26 ° 6 '48 .30 " / W 48 ° 47' 29,5"), com um amostrador russo. Na coleta e armazenamento das amostras foram utilizados tubos de PVC e foram armazenados em refrigerador a aproximadamente 4°C, para a preservação da matéria orgânica e evitar contaminação.

### 4.2 ANÁLISE DE FÁCIES E GRANULOMÉTRICA

A identificação e descrição das estruturas sedimentares foi apoiada com o uso de imagens de raios-X dos testemunhos. O tamanho do grão foi determinado por difração à *laser* em um analisador de partículas SHIMADZU SALD 2201 do Laboratório de Oceanografia Química/UFGA. Para a análise granulométrica, amostras foram coletadas em intervalos de 5 cm da base ao topo. Foi necessário eliminar a matéria orgânica presente nos sedimentos, lavando as amostras com água destilada e Peróxido de Hidrogênio (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>). Posteriormente, o material foi desagregado por ultrassom e um agitador mecânico (França *et al.* 2013). Os gráficos de tamanho dos grãos foram obtidos por meio do Programa Sysgran 3.0 (Camargo 2006). A distribuição granulométrica do sedimento foi determinada seguindo os métodos de Wentworth (1922). A análise de fácies incluiu a descrição de litologia, textura e estrutura (Harper 1984). As fácies sedimentares foram codificadas de acordo com Miall (1978).

### 4.3 DATAÇÃO POR C-14

A técnica para a obtenção das idades C-14 permite a datação de materiais orgânicos, portanto, é uma ferramenta importante nos estudos paleoambientais e no suporte cronológico de paleoclimas (Teixeira *et al.* 2009). Três amostras de sedimento de 10 g cada foram coletadas para datação C-14. As amostras foram selecionadas com base em descontinuidades estratigráficas que sugerem mudanças no regime de inundação das marés. A matéria orgânica sedimentar foi tratada conforme descrito por Pessenda *et al.* (2012). Para evitar a contaminação natural por fragmentos de conchas, raízes, sementes, etc., as amostras de sedimentos foram verificadas e limpas sob o microscópio estereoscópico. Posteriormente, para a remoção da fração orgânica mais jovem/recente e carbonatos, o material foi tratado com HCl a 2% à temperatura de 60 °C por 4 horas, seguido de enxágue com água destilada até atingir pH neutro. Finalmente as amostras foram secas a 50°C e levadas para análise. A análise cronológica para

a sequência sedimentar foi fornecida por um espectrômetro de massas (AMS) do Center for Applied Isotope Studies (UGAMS) da Universidade da Geórgia, com apoio do Laboratório C-14 do CENA/USP. As idades C-14 foram normalizadas para o valor  $\delta^{13}\text{C}$  de -25‰ VPDB e calibradas usando a curva de calibração SHCal20 (Hogg *et al.* 2020) no software CALIB 8.2 (Stuiver *et al.* 2021) (Tabela 1). Os resultados foram relatados como anos antes do presente (anos cal AP), com 0 ano cal AP equivalente a 1950 AD (Reimer *et al.* 2013). As datas são relatadas como a mediana das idades calibradas.

#### 4.4 ANÁLISE PALINOLÓGICA

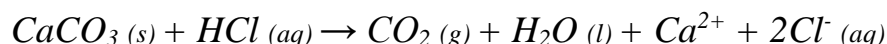
A interpretação paleoecológica a partir da análise dos grãos de pólen presentes nos sedimentos, permitiu compreender a evolução ecológica da região de estudo. Na metodologia de análise palinológica, os grãos de pólen foram extraídos dos sedimentos por meio da aplicação de reagentes orgânicos e inorgânicos. A extração dos grãos de pólen consistiu em dissolver todo o material (sedimentos e fragmentos orgânicos), exceto o pólen.

##### 4.4.1 Processamento das amostras

O procedimento de preparo de amostras para análise palinológica foi realizado no Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC/UFPA) e no Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Pará (IFPA). Amostras de 1,0 cm<sup>3</sup> foram coletadas em intervalos de 5 cm usando um medidor de volume de aço inoxidável, onde o material é colocado dentro da cavidade cilíndrica e removido com um êmbolo para produzir uma pastilha de sedimento. As pastilhas foram colocadas em tubos de polipropileno de 12 ml devidamente marcados de acordo com a profundidade de extração. Posteriormente, um tablete de marcador exótico, de esporos de *Lycopodium* (Stockmarr 1971) foi adicionado a cada tubo para calcular a concentração de pólen (grãos/cm<sup>3</sup>) e a taxa de acúmulo de pólen (grãos/cm<sup>2</sup>/ano). Na descrição final, a proporção de marcadores de esporos de *Lycopodium* e pólen permite que a concentração de pólen original seja calculada. Cada comprimido é composto por aproximadamente 10.637 esporos de *Lycopodium*. Após o preparo da amostra, foi realizado o tratamento ácido, de acordo com as seguintes etapas:

##### 4.4.1.1 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCL)

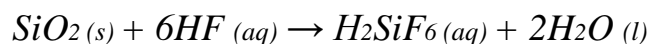
O objetivo desta fase é dissolver o carbonato (CO<sub>3</sub>) presente no material sedimentar, e a matriz carbonática do comprimido de *Lycopodium*, adicionando HCl a 10%, ocorrendo a seguinte reação:



O procedimento foi realizado misturando as amostras em cada tubo de ensaio com o auxílio de uma vareta misturadora de teflon, para evitar a contaminação das amostras. Em seguida, o material foi levado para uma centrífuga onde permaneceu por 5 minutos a uma rotação de 3500 rotações por minuto (rpm). O líquido residual foi removido e o material lavado com água destilada até que o sobrenadante apresentasse incolor.

#### 4.4.1.2 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF)

Este procedimento foi realizado para dissolver a sílica presente no sedimento, por meio da adição de HF às amostras em quantidade suficiente para que ocorra a reação com o sedimento, permitindo ficar em repouso por 24 horas, com a capela de exaustão de gases conectada/ligada, devido à alta toxicidade dos gases liberados pelo ácido. A reação que ocorreu foi a seguinte:



Após este período, o material foi lavado com água destilada e adicionado à centrífuga para separar o material residual, em seguida foi novamente adicionado HF e deixado em repouso por mais 24 horas, sendo lavado com água destilada, centrifugado e removido o líquido residual.

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

Nesta etapa, o C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub> reage com a amostra para remover a água presente na amostra. Este tratamento é necessário para desidratar a amostra e evitar o desperdício de ácido sulfúrico, (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>), uma vez que pode reagir com a água presente nas paredes do tubo de ensaio ou no sedimento úmido. Procedimento realizado na etapa subsequente. Para isso, C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub> foi adicionado às amostras, seguido da mistura, centrifugação e remoção do líquido residual. A ação do ácido requer um período não superior a 15 minutos.

#### 4.4.1.4 Tratamento com Acetólise (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> e C<sub>4</sub>H<sub>6</sub>O<sub>3</sub>)

Esta etapa do tratamento químico visa eliminar por oxidação a celulose e os polissacarídeos presentes nas amostras. A acetólise é obtida através da mistura de nove partes de anidrido acético (C<sub>4</sub>H<sub>6</sub>O<sub>3</sub>) em volume com uma parte de ácido sulfúrico concentrado (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) (Erdtman 1960). Cerca de 10 ml da solução foram adicionados às amostras. Os tubos de ensaio foram aquecidos em banho-maria, mexendo constantemente por um período que varia

de 10 a 20 minutos até que o líquido contido nos tubos fique totalmente escuro. Após esse processo, foram realizadas centrifugações, eliminação do líquido residual e duas lavagens. O material deve ser limpo com álcool absoluto ( $C_2H_5OH$ ). Por último, tubos de aproximadamente 5 ml foram usados para ajudar a transferir as amostras dos tubos de ensaio para frascos plásticos.

#### **4.4.2 Preparação de lâminas para a microscopia**

Na montagem das lâminas para a análise microscópica foram utilizadas lâminas de 25,4 x 76,2 mm, lamínulas de 22 x 22 mm, glicerina, pipetas, bastões de teflon e base de esmalte. Com o auxílio de pipetas, algumas gotas do material coletado foram coletadas e depositadas nas lâminas, identificadas de acordo com a profundidade e o testemunho. Os bastões de teflon serviram para misturar o material coletado com a glicerina. Posteriormente, uma pequena quantidade de gelatina glicerinada foi adicionada à lâmina, e uma lamínula foi colocada sobre a lâmina, selando as margens com esmalte base, isto para preservar o material da umidade do ar e das concentrações de oxigênio, evitando assim que ocorra o ressecamento e oxidação do material.

#### **4.4.3 Análise microscópica e preparo de gráficos polínicos**

A fase de identificação e contagem dos grãos de pólen das lâminas foi realizada no LADIC/UFGA, utilizando um microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 Plus com uma câmera de vídeo conectada ao computador. Por meio do software AxioVision, as imagens foram processadas, e os grãos de pólen foram armazenados em um banco de dados. Na análise microscópica cada lâmina teve uma contagem de pelo menos 300 grãos de pólen em cada amostra. Os grãos de pólen foram identificados comparando-os com coleções de referência e manuais para a descrição e identificação morfológica do material polínico, como Colinvaux *et al.* (1999), Herrera & Urrego (1996) e Roubik & Moreno (1991), além do apoio da coleção de referência do Laboratório de Dinâmica Costeira (UFGA) e do Laboratório C-14 do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP). Os dados de contagem de pólen são apresentados em diagramas de pólen como porcentagens da soma total de pólen. Os dados foram inseridos no programa Tilia para construir os diagramas de pólen de Grimm (1987).

#### **4.5 PROCESSAMENTO DE IMAGENS E ANÁLISE ESPAÇO- TEMPORAL**

A análise espaço-temporal da vegetação costeira da área de estudo foi feita a partir de imagens de sensores ópticos. Imagens ópticas de média resolução (30 m) do Landsat 5 TM, com datas de aquisição em agosto/1986, setembro/1994, setembro/2002 e julho/2009; Landsat

7 ETM+ de agosto/2002; Landsat 8 OLI de julho/2016 e julho/2021 foram adquiridas da base de dados da plataforma Google Earth Engine. Foram escolhidas as coleções com os maiores níveis de pré-processamento disponíveis, “Surface Reflectance Tier 1”. Composições falsa-cor RGB para o Landsat 5 TM (RGB 543), Landsat 7 ETM+ (RGB 543) e Landsat 8 OLI (RGB 654) foram usadas para gerar um alto contraste entre os diferentes tipos de vegetação e o manguezal, para facilitar o mapeamento. Imagens de alta resolução do Google Earth Pro foram utilizadas para coletar os pontos amostrais para treinar o classificador e para validação. O modelo amostral utilizado neste estudo consistiu em quatro classes de cobertura do solo, a saber, manguezais, floresta ombrófila, corpos d'água, vegetação herbácea, agricultura e pastagem e infraestrutura. O mapeamento da vegetação foi feito na plataforma de computação em nuvem Google Earth Engine, aplicando o classificador Random Forest.

## 5 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO

Neste tópico serão apresentadas revisões sobre: a) datação C-14; b) palinologia em estudos de reconstituição paleoambiental; c) variações do nível relativo do mar e mudanças climáticas na dinâmica dos manguezais no litoral brasileiro durante o Holoceno.

### 5.1 DATAÇÃO C-14

A datação por carbono-14 (C-14) é um método para determinar a idade de materiais baseados em carbono originados de organismos vivos, usando as propriedades do radiocarbono, um isótopo radioativo de carbono. O método foi desenvolvido no final dos anos 1940 na Universidade de Chicago por W.F. Libby e colaboradores. Sendo desde então um método amplamente utilizado para determinação cronológica dos episódios associados ao recente, com aplicações em geologia, arqueologia, hidrologia, geofísica, ciência atmosférica, oceanografia, paleoclimatologia, reconstituição paleoambiental, entre outros.

O método de datação é baseado no fato de que o isótopo radioativo de carbono (C-14) está constantemente sendo criado na estratosfera (camada superior que se situa aproximadamente a 16 km da superfície terrestre) pela interação de nêutrons secundários, provenientes de colisões de raios cósmicos, com isótopos estáveis de nitrogênio atmosférico (N-14). O C-14 resultante reage com o oxigênio atmosférico e forma dióxido de carbono radiativo ( $^{14}\text{CO}_2$ ), que é misturado com relativa rapidez na atmosfera e incorporado ao ciclo global do carbono. Por meio da fotossíntese, ele entra na biosfera e, por meio das trocas gasosas, nos oceanos. Assim o C-14 está presente nos compostos orgânicos dos seres vivos. Durante a vida do organismo, a assimilação é constante, devido à contínua absorção de  $^{14}\text{CO}_2$  pelas plantas (Libby *et al.* 1949). Com a morte do organismo o equilíbrio é rompido, e a quantidade de C-14 que contém começa a diminuir constantemente à medida que este sofre desintegração radioativa (decaência beta em que o C-14 decai em nitrogênio ou emissão da partícula  $\beta$  formando o N-14 estável). Como o carbono-14 se decompõe com uma meia-vida de C-14 de cerca de  $5730 \pm 40$  anos (Godwin 1962), a datação é realizada medindo a quantidade de radiocarbono residual da matéria orgânica, o que permite a aplicação desse método nos últimos 50.000-55.000 anos (Figura 4).

Assim, a idade de radiocarbono T de uma amostra pode ser determinada medindo seu conteúdo de C-14 e comparando o resultado com a atividade do C-14 em amostras modernas e de fundo, usando a seguinte equação:

$$T = -8033 \ln (A / A_0)$$

A = atividade da amostra

A0 = atividade inicial (padrão ácido oxálico)

T = tempo (idade da amostra)

A medição pode ser feita através de um espectrômetro de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo (Pessenda & Camargo 1991), por método convencional que mede a taxa de decaimento beta, ou usando o método AMS que faz contagem dos átomos de C-14 restantes, todos fornecem uma medida do tempo decorrido desde que o estado estacionário foi interrompido. As idades C-14 são apresentadas convencionalmente em anos calibrado Antes do Presente (anos cal AP), sendo a referência temporal do presente, o ano de 1950 (Reimer *et al.* 2009).

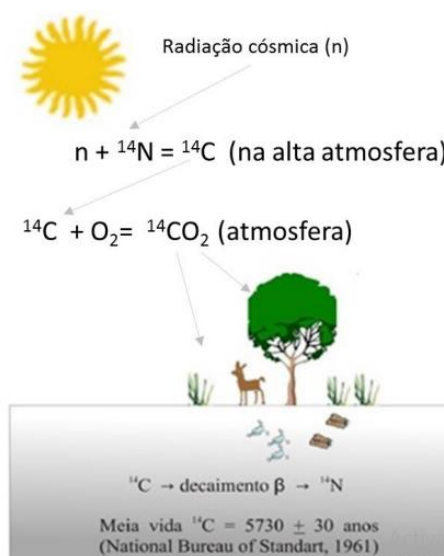


Figura 4- Formação natural do C-14 na alta atmosfera, em seguida sua incorporação pelos seres vivos e o decaimento radioativo após a morte destes. Fonte: Modificado de França (2010).

## 5.2 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).

Os grãos de pólen compõem uma estrutura reprodutiva masculina de plantas superiores, tais como: Gimnospermas e Angiospermas. Esporos são as estruturas reprodutivas assexuadas de plantas vasculares inferiores como as Pteridófitas. Graças a uma resistente parede externa dos grãos de pólen e esporos (exina) tanto o pólen quanto os esporos ficam bem preservados



por milhares de anos.

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. 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 (Bradley 1999).

O ecossistema de manguezal é um bom local 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 reconstituição de alterações do nível do mar e da evolução sedimentar costeira (Blasco *et al.* 1996, Suguio 1999).

Os estudos desenvolvidos na costa norte brasileira, destacaram mudanças significativas na vegetação durante o Holoceno (Behling & Costa 2001, Behling *et al.* 2001, 2004, Cohen *et al.* 2005, Vedel *et al.* 2006). Entre algumas substituições da floresta de terra firme e restinga por campo salino (Behling & Costa 2001), manguezal por campo salino (Behling *et al.* 2001, Cohen *et al.* 2005b), restinga por manguezal e floresta pluvial amazônica costeira (Behling *et al.* 2004), campo inundável para várzea e campo inundável por manguezal (Guimarães *et al.* 2010), Além, da substituição das espécies dominantes em um mesmo ecossistema: manguezal dominado por *Avicennia* substituído pela dominância de *Rhizophora* (Vedel *et al.* 2006), manguezal *Rhizophora* dominante passando a *Avicennia* dominante (Senna 2002), manguezal misto de *Rhizophora* e *Avicennia* para dominado por *Rhizophora* e posteriormente por *Avicennia* e campo salgado com predomínio de Poaceae substituído pela dominância de Cyperaceae (Behling *et al.* 2001). A interpretação desses dados tem sido avaliada como respostas às alterações na salinidade da água intersticial que podem ser resultado das mudanças nas taxas de precipitação e das flutuações no NRM.

No entanto, poucos estudos paleoambientais utilizando métodos palinológicos, isotópicos, análise sedimentar, e geomorfológicos foram realizados em sedimentos quaternários de planícies costeiras das regiões nordeste, sudeste e sul do Brasil, sendo a maioria dos trabalhos realizados no sudeste, em baías no Estado do Rio de Janeiro (Barreto *et al.* 2006, 2007, Barth 2003, Barth *et al.* 2006, 2010, Coelho *et al.* 2002, Laut *et al.* 2006), e em São Paulo (Amaral *et al.* 2006, Medeiros 2010, Ybert *et al.* 2001). Destacam-se alguns estudos realizados no sul em baías no Estado de Santa Catarina (Franca *et al.* 2019, Azevedo *et al.* 2021, Rodrigues *et al.* 2022, Cohen *et al.* 2020), onde a dinâmica da vegetação de manguezal tem sido interpretada como resposta às mudanças climáticas durante o Holoceno.

### 5.3 MUDANÇAS CLIMÁTICAS, VARIAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR (NRM) E A DINÂMICA DOS MANGUEZAIS DURANTE O HOLOCENO

Os manguezais brasileiros apresentam características estruturais distintas devido à sua ampla dispersão geográfica e à diversidade de condições ambientais. Na costa brasileira, a distribuição espacial dos manguezais durante o Holoceno foi controlada principalmente por variações no clima, vazão do rio e flutuações do nível do mar (Ellison 2008, Cohen *et al.* 2012).

No final do Quaternário, devido ao clima mais frio e grandes oscilações do nível do mar estudos tem evidenciado contração em larga escala nas áreas dos manguezais na América do Sul (Van der Hammen *et al.* 1994). Neste período os manguezais devem ter sobrevivido em vários refúgios onde o clima mais aquecido permitisse sua colonização (Woodroffe & Grindrod 1991).

A variação climática do Holoceno no Hemisfério Sul foi discutida por diferentes estudos paleoclimáticos e mais recentemente observada em registros instrumentais (Arz *et al.* 2001, Blunier & Brook 2001, Lamy *et al.* 2001, Novello *et al.* 2016, Smol & Stoermer 2010). O Holoceno é caracterizado pelo início de uma fase interglacial quente, após o fim da última grande era do gelo há aproximadamente 11 mil anos (Souza *et al.* 2005). Durante o Holoceno inicial e médio, a temperatura aumentou, atingindo o máximo em torno de 6000 anos AP (Souza *et al.* 2005). Além disso, vários estudos têm demonstrado uma elevação pós-glacial do nível do mar ao longo do litoral brasileiro (Angulo & Suguio 1995, Angulo *et al.* 2006, Bezerra *et al.* 2003, 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). A elevação do nível do mar foi entre 1 e 5 m acima do nível do mar moderno até aproximadamente 5500 anos AP.

(Suguió *et al.* 1985). Os manguezais tropicais da costa brasileira foram estabelecidos em torno de  $\pm 7000$  anos cal AP controlados pela elevação do nível do mar pós-glacial, conforme Cohen *et al.* (2012), no Pará (1° S), Amapá (2° N) (Cohen *et al.* 2012, 2014, 2020a, Pessenda *et al.* 2012, França *et al.* 2013, 2015, Fontes *et al.* 2017, Ribeiro *et al.* 2018), Rio Grande do Norte (5° S, Bahia (17° S) e Espírito Santo (19° S). Entre o Holoceno médio e o tardio o nível do mar se estabilizou, permitindo que as florestas de manguezal se expandissem (Osland *et al.* 2017).

A dinâmica dos manguezais na costa nordeste, sudeste e sul do Brasil durante o Holoceno pode ter sido controlada principalmente por variações no nível relativo do mar (Amaral *et al.* 2006, Fontes *et al.* 2017, França *et al.* 2013, 2016, Soares *et al.* 2012). No entanto, as mudanças na vazão do rio, com a contribuição de sedimentos arenosos para o sistema costeiro, também impactaram o desenvolvimento dos manguezais ao longo da costa sudeste do Brasil (Cohen *et al.* 2014, França *et al.* 2013, 2015). Principalmente durante o Holoceno tardio, houve um aumento significativo na influência do rio, provavelmente causado pelo aumento na vazão de água doce, associado aos períodos mais úmidos registrados na região.

Estudos tem sugerido um cenário de déficit de água no Holoceno médio comparado ao Holoceno tardio na América do Sul (Prado *et al.* 2013). A baixa insolação de verão durante o Holoceno médio causou a redução de contrastes de temperaturas entre o continente e oceano, e consequentemente enfraqueceu o sistema de monção de circulação da América do Sul. Este cenário é representado por uma diminuição da precipitação na Zona de Convergência do Atlântico Sul, e consequentemente, condições mais salgadas ao longo das margens continentais da América do Sul, e níveis menores de água nos lagos. Adicionalmente, outros estudos paleoambientais no Brasil indicam condições climáticas relativamente mais secas durante o Holoceno inicial em regiões do centro (Barberi *et al.* 2000, Ferraz-Vicentini 1993, Ferraz, Vicentini & Salgado-Labouriau 1996), sudeste (Behling 1995a, Behling & Lichte 1997, Behling *et al.* 1998, Ledru 1993, Ledru *et al.* 1996, Pessenda *et al.* 2009), e sul do país (Behling 1995b, Behling & Lichte 1997, Lorscheitter & Takeda 1995, Neves & Lorscheitter 1995, Roth & Lorscheitter 1993, Stevaux 1994, 2000). Ao longo do Holoceno médio e tardio, o clima foi marcado por condições mais úmidas (Ledru *et al.* 1993, 1998, 2009, Pessenda *et al.* 2004, 2009, Salgado-Labouriau 1997, Salgado-Labouriau *et al.* 1998). Durante este período, uma maior quantidade de chuvas gerou um aumento na descarga de rios e intensificou as condições continentais. Neste contexto, flutuações climáticas (Molodkov & Bolikhovskaya 2002), as quais influenciaram nos níveis de chuva (exs. Absy *et al.* 1991, Behling & Costa 2000, Freitas *et al.* 2001, Maslin & Burns 2001, Pessenda *et al.* 1998a, b, 2001, 2004), e consequentemente causou mudanças nas descargas fluviais e nos gradientes de salinidade estuarinos (Lara &

Cohen 2006) afetaram a dinâmica dos manguezais (Cohen *et al.* 2012).

Durante o Holoceno médio e final, houve uma queda relativa gradual do nível do mar (Angulo *et al.* 2006, Angulo *et al.* 2016). Entretanto, existem divergências quanto às curvas de nível de mar para o Holoceno no litoral Brasileiro (Angulo *et al.* 1999, 2006, Martin *et al.* 1988, Suguio *et al.* 1985, Tomazelli 1990), baseadas em diversos indicadores (ex: conchas, terraços marinhos e vermitídeos). Essas curvas de variação do nível do mar apresentam dois padrões distintos para o Holoceno tardio. O primeiro proposto por Suguio *et al.* (1985) sugere queda do NRM durante os últimos 5100 anos cal. AP, com duas oscilações. Porém, Angulo & Lessa (1997) discordam sobre os baixos níveis de mar entre 4100-3800 anos cal. AP e 3000-2700 anos cal. AP. A terceira curva proposta por Tomazelli (1990), sugere um aumento do NRM nos últimos 1.000 anos.

Os manguezais subtropicais foram estabelecidos somente após cerca de 2200 anos AP (Cohen *et al.* 2020, França *et al.* 2019, Pessenda *et al.* 2012), apesar do fato de que as tendências de mudanças relativas do nível do mar são as mesmas para a costa tropical e subtropical brasileira. O manguezal na Baía da Babitonga, litoral sul do Brasil, estabeleceu-se após 1630 anos AP, apesar da influência marinha e do acúmulo apropriado de sedimentos lodosos desde pelo menos 1815 anos AP (França *et al.* 2019). A margem do estuário foi inicialmente ocupada por gramíneas, palmeiras, árvores e arbustos. Posteriormente o manguezal colonizou a planície de maré com o gênero *Laguncularia*, seguido de *Avicennia* em aproximadamente 853 anos AP, e finalmente *Rhizophora* durante as últimas décadas, seguindo o gradiente de temperatura. O estabelecimento de manguezais ocorreu devido às condições climáticas adequadas nesta zona subtropical, provavelmente causado por um aumento na temperatura do ar e da água durante o Holoceno tardio (Baker & Fritz 2015). Assim, o clima foi também um fator importante na dinâmica dos manguezais ao longo do Holoceno, especialmente por causa da variação da temperatura causando uma expansão dos manguezais nas regiões subtropicais.

Recentemente, um clima moderno sem precedentes está sendo evidenciado no contexto do Holoceno (Cohen *et al.* 2020, Porter *et al.* 2019), devido ao aquecimento induzido pelo homem, causando um aumento de temperatura de aproximadamente 1°C acima dos níveis pré-industriais (Allen *et al.* 2018). Verificou-se que as temperaturas mínimas globais estão aumentando duas vezes mais que as temperaturas máximas (Easterling *et al.* 2000, Walther *et al.* 2002). No Brasil, Marengo (2006) estimou um aumento de temperatura entre 3 e 5 °C até 2080. Nos últimos anos, aspectos das mudanças climáticas estão recebendo cada vez mais consciência sobre seus impactos potenciais na zona costeira, geralmente associados ao aumento do nível do mar, aumento da temperatura do ar e da água, aumento do CO<sub>2</sub> atmosférico,

alterações na quantidade e qualidade do escoamento continental e mudanças na frequência e intensidade de eventos meteorológicos extremos (Alongi 2008, Godoy & Lacerda 2015). Há evidências crescentes de que as mudanças climáticas estão afetando a distribuição latitudinal dos manguezais, incluindo observações recentes da expansão dos manguezais próximos de seus limites de distribuição em direção aos pólos em pelo menos cinco continentes como resultado de aumentos da temperatura (Saintilan *et al.* 2014).

As variações de temperatura nas florestas de mangue afetam os processos metabólicos fundamentais da fotossíntese, respiração, também o ciclo do carbono e o sucesso reprodutivo (Alongi 2008, Lovelock 2016). O aumento da temperatura superficial aumenta a produção, dispersão e estabelecimento de propágulos, mudanças na estrutura da comunidade, diversidade e uma expansão em direção a limites latitudinais mais elevados (Alongi 2015, Schaeffer-Novelli 2016).

Durante as últimas décadas os manguezais subtropicais expandiram-se até o atual limite austral dos manguezais americanos, no Hemisfério Sul, em Laguna, sul de Santa Catarina, onde coexistem *Laguncularia* e poucas árvores de *Avicennia* desde  $\pm 1957$  (Cohen *et al.* 2020). Desde o ponto de vista físico-químico e hidrodinâmico, as condições ambientais foram favoráveis para o estabelecimento e expansão dos manguezais durante o Holoceno médio e tardio, no entanto seu estabelecimento e expansão ocorreu durante o Antropoceno. A expansão do manguezal está associada a uma migração do limite sul do mangue para a zona temperada, causada pelo aumento gradual das temperaturas de inverno, provavelmente relacionado ao aquecimento causado com o aumento de gases estufa na atmosfera (Cohen *et al.* 2020, Kaufman *et al.* 2020).

Nos últimos séculos, as concentrações de gases de efeito estufa de origem antrópica vem aumentando gradualmente (Marengo 2006, Kaufman *et al.* 2020), causando um aumento de temperatura de aproximadamente 1°C por acima dos níveis pré-industriais (Allen *et al.* 2018). As temperaturas mínimas globais estão aumentando duas vezes mais que as temperaturas máximas (Easterling *et al.* 2000, Walther *et al.* 2002). Na região do Brasil, Marengo (2006) estimou um aumento de temperatura entre 3 e 5 °C até 2080. Além disso, o aumento da temperatura está causando degelo das calotas polares da Groenlândia e a Antártica (Shepherd *et al.* 2021) causando a aceleração do aumento do nível do mar no tempo atual (Oppenheimer *et al.* 2019).

## 6 RESULTADOS

### 6.1 LATE HOLOCENE SUBTROPICAL MANGROVE DYNAMICS ACCORDING TO SEA LEVEL AND CLIMATE CHANGES ON THE BABITONGA BAY, SOUTHERN BRAZIL\*

Angela E.C. Torres<sup>a\*\*</sup>; Marlon C. França<sup>a,b</sup>; Fernando A. Borges da Silva<sup>a</sup>; Jorge H.A. Morales<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Federal University of Pará, Graduate Program of Geology and Geochemistry, Belém, PA, Brazil.

<sup>b</sup> Federal Institute of Espírito Santo, Piúma, ES, Brazil.

\*\* Corresponding author's address:

R. Augusto Corrêa, 01, Belém PA 66075-110, Brazil

Federal University of Pará - Brazil

Phone: +57 320 469 7501

E-mail address: angela.torres@ig.ufpa.br

\*Artigo a ser submetido à revista THE HOLOCENE

## ABSTRACT

Mangroves are indicator ecosystems responding to the global changes in the tropical and subtropical regions around the world. Climate change and variations in the sea level significantly influenced mangroves during the Holocene along the Brazilian coast. Here we study mangroves established near the southernmost boundary (28°S) to the South America. Our study is based on a sediment core obtained in the Palmital channel region - Babitonga Bay, State of Santa Catarina, Brazil. Sedimentary, pollen, geomorphological, and vegetation analyses allowed paleoenvironmental reconstitution during the late Holocene. The three facies associations found indicated a progradational succession where a tidal plain was developed at the estuary margin. During the first phase (from at least 1440 to ±1286 cal years BP) a sandy subtidal flat was present in the study area. Initially, no mangrove was recorded, however *Laguncularia* was identified from ±1390 cal years BP indicating that in the region surrounding the collection point conditions became favorable for mangrove development. After ±1286 cal years BP, the tidal plain developed reaching the current shoreline, favored by the stabilization

of the relative sea-level. *Avicennia* trees were established on the tidal plain from  $\pm 1273$  cal years BP. Finally, *Rhizophora* trees were established during the last decades. Probably, the mangrove succession found was favored by climatic conditions related to the temperature increase during the late Holocene that has caused a migration of the mangroves towards the south subtropical zone. Modern spatio-temporal analysis revealed a recent decrease in the mangrove area of  $\pm 107$  Ha between 1986 (4115 ha) and 2021 (4008 ha). The largest loss is located in the coastal zone near the city of Joinville, mainly related to urban expansion. A slight expansion of the mangrove upstream of the channels was observed, which may be related to modern relative sea level changes and the gradual increase of minimum temperatures in southern Brazil.

**Key words:** Babitonga Bay; Climate change; Holocene; Palinology; Sea level change.

## 6.2 INTRODUCTION

Climate change and variations in relative sea level over the Holocene have had significant impacts on coastal environments and their ecosystems, including mangroves. These ecosystems grow on the intertidal zones of protected regions and the margins of estuaries (Duke 1998, FAO 2007, Tomlinson 1986) with a wide distribution throughout the tropical and subtropical regions. The distribution of mangroves is influenced by various factors, such as temperature, sediment type, salinity, wave and tidal energy, inundation frequency, river dynamics, coastal geomorphology, salinity gradient, and nutrient availability (Cohen *et al.* 2012, Schaeffer-Novelli *et al.* 2016). Therefore, these areas are particularly sensitive to climate and environmental changes (Alongi 2015), and are used as an indicator to investigate coastal changes and sea level variations (Blasco *et al.* 1996), such as those registered during the Holocene (Cohen *et al.* 2005, Souza-Filho *et al.* 2006).

The Holocene is characterized by the beginning of a warm interglacial phase following the end of the last great ice age approximately 11,650 years ago (Souza *et al.* 2005). During the early and middle Holocene, a post-glacial sea level rise occurred along the Brazilian coast (Angulo & Suguio 1995, Angulo *et al.* 2006, Bezerra *et al.* 2003, Martin *et al.* 2003, Suguio *et al.* 1985), which would have flooded river valleys (Martin *et al.* 1996, Scheel-Ybert 2000, Cohen *et al.* 2005, Souza-Filho *et al.* 2006), causing changes in depositional systems and also in the mangrove areas (Scheel-Ybert 2000; Cohen *et al.* 2005, Amaral *et al.* 2006, 2012, Smith *et al.* 2012, Guimarães *et al.* 2012). The sea level rise was between 1 and 5 m above modern sea level until approximately 5500 years BP (Suguio *et al.* 1985). In this context, the tropical

mangroves of the Brazilian coast (1°-19°S) were established around 7000 years BP controlled by post-glacial sea level rise (Cohen *et al.* 2012, 2014, 2020a, Pessenda *et al.* 2012, França *et al.* 2013, 2015, Fontes *et al.* 2017, Ribeiro *et al.* 2018). During the middle Holocene, increased solar insolation has been documented as the main cause of mangrove expansion at their latitudinal limits (Prado *et al.* 2013, Quisthoudt *et al.* 2012).

During the late Holocene, the relative sea level gradually dropped (Angulo *et al.* 2006), causing coastal progradation with mangroves along the tropical latitudes. Changes in river flow, with the contribution of sandy sediments to the coastal system, also impacted the mangrove development (Cohen *et al.* 2014, França *et al.* 2013, 2015). Especially during the late Holocene, there was a significant increase in river influence, probably caused by increased freshwater outflow, associated with wetter and warmer periods (Azevedo *et al.* 2022, Cohen *et al.* 2022b).

A progressive warming trend has been evidenced in South America during the mid-late Holocene (Baker & Fritz 2015, Santos *et al.* 2013). Climatic events during the last millennium, such as the Medieval Climatic Anomaly (MCA) between 1000 and 750 years BP (Neukom *et al.* 2011), and the Current Warm Period (CWP) since the early 20<sup>th</sup> century (Vuille *et al.* 2012), have also been documented in several studies in South America. Furthermore, other studies are indicating an increase in the sea surface temperature (SST) in the South Atlantic Ocean (Chiessi *et al.* 2014), especially during the middle and late Holocene (Santos *et al.* 2013). The global temperature has been rising at an alarming rate of 0.18°C per decade since the early 1980s (Dunn *et al.*, 2020), shifting the distribution of biomes worldwide (Pecl *et al.* 2017).

Brazilian subtropical mangroves were established only after around 2200 years BP, according to Pessenda *et al.* (2012), on São Paulo coastal region, southeastern Brazil, and after that around 1630 years BP, on the northern Santa Catarina littoral, southern Brazil (França *et al.* 2019, Rodrigues *et al.* 2022), even though the trends of relative sea level changes are the same for the Brazilian tropical and subtropical coast. During the last decades, mangroves also expanded to the current southern limit of America close to Laguna, southern Santa Catarina State (Cohen *et al.* 2020b), following migration patterns associated with a temperature gradient, where normally the density of trees less tolerant to low temperatures decreases southward. Therefore, studies show that the distribution of subtropical mangroves is favored by the warming trend during the Holocene.

Modern studies have proposed that the latitudinal distribution of mangroves in the northern and southern hemispheres of the American continent is being affected by global warming (Cohen *et al.* 2020b, França *et al.* 2019, Coldren & Proffitt 2017, Osland *et al.* 2016, Perry & Mendelssohn 2009, Quisthoudt *et al.* 2012). An increase in winter air temperature and



decreased frequency of extreme cold events may be causing mangroves to expand toward the poles in recent decades (Cavanaugh *et al.* 2014, Cohen *et al.* 2020, Giri & Long 2014, Osland *et al.* 2017, Saintilan *et al.* 2014, Soares *et al.* 2012). There is other evidence to support the hypothesis of mangrove expansion due to increased winter air temperatures, namely increases in the annual mean temperature and annual minimum temperature of the surface waters of the South Atlantic Ocean, reduced occurrence of frosts, an increase in the influence of the Brazilian Current, a decrease in the influence of the Malvinas Current on the region (Soares *et al.* 2012), and the availability of protected estuarine systems for the establishment of new mangroves. Although these factors contribute to the expansion of mangroves in subtropical regions, specific physical, chemical, and biological factors also influence the dynamics of these ecosystems, especially at the local level. For example, sea level change is prominent in coastal environments, where geomorphological variations have direct implications for mangrove dynamics (Cavanaugh *et al.* 2014). In addition, these forests currently face several other threats at local and regional scales due to anthropogenic activity. Thus, this study aimed to gain a better understanding of the forces driving the establishment and dynamic mangrove in Babitonga Bay (SC), southern coast of Brazil, using sedimentary analysis, palynology, C-14 dating, and satellite image analysis.

### 6.3 MODERN SETTING OF STUDY AREA

#### 6.3.1 Study area, geological and morphological setting

The study area is located in the estuarine complex of Babitonga Bay, State of Santa Catarina, southern Brazil (Figure 5). That estuarine complex comprises approximately 160 km<sup>2</sup>, including ±60 km<sup>2</sup> of a well-preserved mangrove system (IBAMA 1998). Three sectors can be distinguished in this region, one being the bay, which receives waters from two other sectors, a channel to the north, called the Palmital sector, and another to the south of the bay, composing the Linguado sector, which separates the island of São Francisco do Sul from the continental part (Vale & Schaeffer-Novelli 2018). The Babitonga Bay has an average depth and salinity of 6 m, and 10‰, respectively. In addition, this estuary is influenced by four hydrographic basins: Cachoeira River basin (85 km<sup>2</sup>), Palmital River basin (358 km<sup>2</sup>), Cubatão River basin (484 km<sup>2</sup>), and Parati River basin (72 km<sup>2</sup>), furthermore receiving a contribution from several minor streams (Barros *et al.* 2010). The estuarine complex is strongly related to Quaternary sea-level oscillations (Villwock *et al.* 1986, Tomazelli & Villwock 2000). Pleistocene sediments are characterized by intertidal marine and lagoon deposits (Horn Filho & Simo 2008). In the

Holocene, the rising sea level flooded the river valleys (Mazzer & Gonçalves 2012), and the coastal plains were flooded, followed by a relative sea-level fall until reaching the current mean sea level. Holocene sediments consist of eolian deposits, fluvial, anthropogenic deposits (shell mounds/sambaqui), and marine/lagoon deposits (Horn Filho *et al.* 2014).

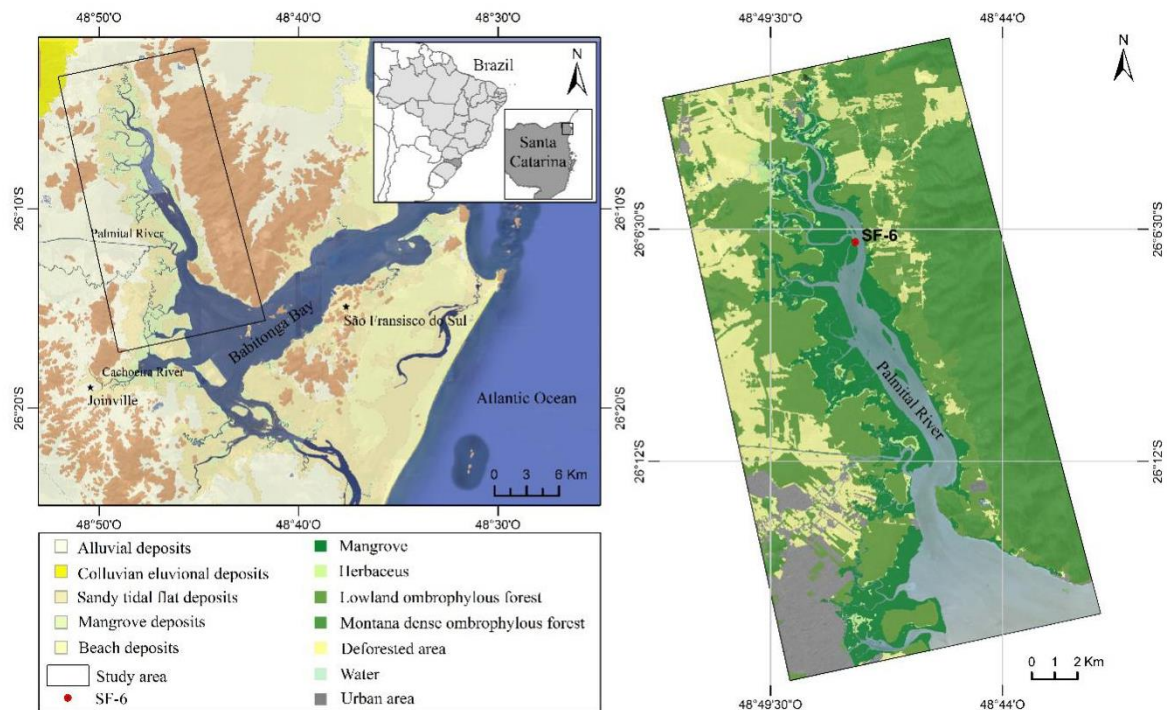


Figure 5- Study area: (a) Brazil, State of Santa Catarina and Babitonga Bay location; (b) vegetation map and location of the sampling site (SF-6).

### 6.3.2 Climate and oceanographic setting

The Babitonga Bay region has a humid mesothermal subtropical climate with hot summer – Cfa, according to the Koppen classification (Koehtopp 2021, Alvares *et al.* 2014), being influenced by polar and tropical Atlantic air masses (Viera 2016). The average annual temperatures range between 18°C and 20°C. The warmest months are January and February, with temperatures of 24.5°C, while the coldest month is July, with an average temperature of 16.5° (Berger 2008). Annual precipitation typically ranges from 1500 to 2000 mm (Koehtopp 2021). In the months of September through March (spring and summer), the largest rainfall indices occur and, although the region does not have a defined dry season, during April through August (winter) there is a sharp reduction in precipitation (Gonçalves *et al.* 2006). The air humidity reaches an annual average of 80%. The Babitonga Bay is under the dominance of a micro-tidal regime (amplitude < 2 m), of mixed type, predominantly semidiurnal tide, with an average amplitude of 0.85 m, and maximum of 1.28 m during the syzygy periods (new phase and full phase of moon), and a minimum of 0.27 m during the quadrature periods (Truccolo &

Schettini 1999). The estuarine circulation moves about  $7.8 \times 10^8 \text{ m}^3$  of water, with a residence time of about 140 days (IME /DNIT 2003), and it is associated mainly with the tidal influence, hydrological conditions, and meteorological dynamics (Goncalves 2011). Babitonga Bay is characterized by the dominance of flood tidal currents with slightly higher speeds than the ebb tidal current (Viera 2016). This asymmetry in tidal wave propagation depends on the balance between friction effects, and channel narrowing (Trucolo & Schettini 1999). Water salinities are between 5.8 and 24 (Cunha *et al.* 2005). The coastal deposit system is dominated by waves with tidal influence (Mazzer & Gonçalves 2012). The shoreline can be classified as an intermediate with an exposed beach (Klein & Menezes 2001).

### 6.3.3 Vegetation

The modern vegetation in the study region is composed mainly of tropical ombrophilous forest, herbs, restinga, and mangroves. The tropical ombrophilous forest is the main type of vegetation in this region (Veloso *et al.* 1991), colonizing the higher land portions without tides influence. This forest is characterized by families such as Anacardiaceae (eg *Tapirira guianensis*), Areaceae (e.g.: *Euterpe edulis*), Asteraceae (e.g.: *Vernonanthura montevidensis*), Bignoniaceae (e.g.: *Jacaranda puberula*), Calophyllaceae (e.g.: *Calophyllum brasiliense*), Chloranthaceae (e.g.: *Hedyosmum brasiliense*), Euphorbiaceae (e.g.: *Aparisthium cordatum*), Fabaceae (e.g.: *Schizolobium parahyba*), Lauraceae (e.g.: *Ocotea pulchella*), Melastomataceae (e.g.: *Tibouchina mutabilis*), Meliaceae (e.g.: *Cabralea canjerana* and *Guarea macrophylla*), Myrtaceae (e.g.: *Eugenia uniflora*, *Marlierea tomentosa*, *Myrcia splendens*, and *Psidium cattleianum*), Piperaceae (e.g.: *Piper gaudichaudianum*), Rubiaceae (e.g.: *Psychotria spp.*), and Urticaceae (e.g.: *Cecropia catarinenses*). In the coastal plain, the vegetation is characterized by the presence of herbaceous fields and restinga where the most representative families are Asteraceae (e.g.: *Baccharis singularis*), Bromeliaceae (e.g.: *Aechmea gamosepala*), Dryopteridaceae (e.g.: *Rumohra adiantiformis*) Fabaceae (e.g.: *Dalbergia ecastaphyllum*), Myrtaceae (e.g.: *Marlierea tomentosa*), Rubiaceae (e.g.: *Psychotria*) and Poaceae (e.g.: *Lasiacis ligulata*). On the tidal flat, mangrove forests grow on muddy, organic soil forming dense woody communities characterized by *Laguncularia racemosa* (Combretaceae), *Avicennia germinans* (Acanthaceae), and *Rhizophora mangle* (Rhizophoraceae), as well as Cyperaceae (e.g.: *Schoenoplectus tabernaemontani*), Malvaceae (e.g.: *Talipariti tiliaceum*), Polypodiaceae (e.g.: *Acrostichum aureum*), and Ruppiaceae (e.g.: *Ruppia maritima*) (Cunha *et al.* 2005). Some bromeliads are in this region like as Loranthaceae and Viscaceae (Ziffer-Berger 2008).

## 6.4 MATERIAL AND METHODS

### 6.4.1 Field work and image acquisition and processing

Fieldwork was carried out in September 2015. A 200 cm sediment core (SF-6) was collected on the tidal plain at the margins of the Palmital channel, Babitonga Bay (S26°6'48.30"/W48°47'29.5"), using a Russian Peat Borer. PVC tubes were used in the collection and storage of the samples and were stored in a refrigerator at approximately 4°C, to preserve the organic matter and avoid contamination. The spatial-temporal analysis of the coastal vegetation of the study area was done from optical sensor images. Medium-resolution optical images (30 m) from Landsat 5 TM, with acquisition dates in August/1986, September/1994, September/2002, and July/2009; Landsat 7 ETM+ from August/2002; Landsat 8 OLI from July/2016 and July/2021 were acquired from the Google Earth Engine platform database. The collections with the highest available pre-processing levels, "Surface Reflectance Tier 1" were chosen. RGB false-color compositions for Landsat 5 TM (RGB 543), Landsat 7 ETM+ (RGB 543), and Landsat 8 OLI (RGB 654) were used to generate a high contrast between the different vegetation types and the mangrove and facilitate mapping. High-resolution images from Google Earth Pro were used to collect the sample points to train the classifier and for validation. The sampling model used in this study consisted of four land cover classes, namely mangroves, ombrophilous forest, water bodies, herbaceous vegetation, agriculture and pasture, and infrastructure. Vegetation mapping was done on the cloud computing platform Google Earth Engine, applying the Random Forest classifier.

### 6.4.2 Facies analysis

The SF-6 core was radiographed to identify sedimentary structures. Sediment samples were selected at a 5 cm interval for grain size analysis at the Chemical Oceanography Laboratory/UFGA, following standard procedures (Zhang *et al.* 2021). The grain size was determined by laser diffraction using a SHIMADZU SALD 2101 Laser Particle Sizer. Prior to grain size identification, about 0.5 g of each sample was immersed in H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> to remove organic matter; and the residual sediments were decomposed by ultrasound. The particle size distribution of the sediment was determined following the methods of Wentworth (1922), with fractions of sand (2-0.0625 mm), silt (62.5-3.9 µm), and clay (3.9-0.12 µm). Facies analyses involved a description of lithology, texture, and structure (Miall 1978).

### 6.4.3 Palynological analysis

Sediment samples of 1.0 cm<sup>3</sup> were taken at 5 cm intervals along the studied core. Samples were prepared using standard pollen analytical techniques (Faegri & Iversen 1989), which include the elimination of humic substances by potassium hydroxide, cellulose by acetic anhydride mixture (acetic anhydride and sulfuric acid), and silicate minerals by the action of hydrofluoric acid. A tablet of exotic *Lycopodium* spores was added to each sample to calculate the pollen concentration (grains.cm<sup>-3</sup>). Pollen and spores were identified by comparison with reference collections of various pollen keys (Roubik & Moreno 1991), using the reference collection of the Laboratory of Coastal Dynamics (LADIC-UFPA) and the C-14 Laboratory of the Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA/USP). A minimum of 300 pollen grains were counted for each sample (except when pollen concentration was too low) to ensure the results are statistically significant. Pollen and spore data are presented in pollen diagrams as percentages of the total pollen sum. The pollen taxa were grouped according to the source: mangrove, trees and shrubs, herbs and palms pollen, as well as the marine source (Foraminifera), ferns, and fungi examples. The software TILIA was used for calculation and plotting the pollen diagram (Grimm 1990). CONISS was used for cluster analysis of pollen taxa, permitting the zonation of the pollen diagram (Grimm 1987).

#### **6.4.4 Chronology (C-14)**

Three sediment samples (10 g) were collected for radiocarbon dating. Samples were selected based on stratigraphic discontinuities that suggest changes in the tidal inundation regime. Sedimentary organic matter was treated as described by Pessenda *et al.* (2012). To avoid natural contamination by shell fragments, roots, seeds, etc., sediment samples were checked and cleaned under the stereoscopic microscope. The organic matter was chemically treated to eliminate the presence of a younger organic fraction and remove adsorbed carbonates by placing the samples in 2% HCl at 60°C for 4 h, followed by rinsing with distilled water to neutralize the pH. Finally, the samples were dried at 50°C and taken for analysis at the CENA/USP C-14 Laboratory. The chronology for the sedimentary sequence was provided by accelerator mass spectrometer (AMS) at the Center for Applied Isotope Studies of Georgia University (UGAMS). Radiocarbon ages were normalized to the  $\delta^{13}\text{C}$  value of -25‰ VPDB and calibrated using the SHCal20 calibration curve (Hogg *et al.* 2020) in CALIB 8.2 software (Stuiver *et al.* 2021) (Table 1). Results were reported as years before the present (cal years BP), with 0 cal year BP equivalent to 1950 AD (Reimer *et al.* 2013). Dates are reported as the median of calibrated ages.

## 6.5 RESULTS

### 6.5.1 Vegetation

The study site has 270 km<sup>2</sup> under the influence of the Palmital River. The influence of brackish water occurs along the studied stretch of the Palmital River that allows the development of mangroves (40 km<sup>2</sup>) on tidal flats with pore salinities between 7 and 20 ‰, characterized by *Rhizophora*, *Avicennia*, and *Laguncularia* trees. Herbaceous vegetation (5.48 km<sup>2</sup>), dominated by Poaceae, Cyperaceae, and *Acrostichum*, is found in a topographic area between mangroves and ombrophilous forest, but some herbs also occupy low topographic levels, colonizing riverbanks. The ombrophilous forest (154 km<sup>2</sup>) is found on elevated substrates without fluvial or tidal influence.

#### 6.5.1.2 Spatial-temporal analysis of vegetation

The 35-year modern spatio-temporal analysis revealed a decrease in the mangrove area of ±107 ha in the study site between 1986 (4115 ha) and 2021 (4008 ha) (Figure 6). The region where the greatest loss was observed, is located in the coastal zone near the city of Joinville-SC. The upper limit of the mangrove remained relatively stable, with a slight expansion upstream. The herbaceous field also registered a slight expansion at its upper limit. At the lower limit, at the shoreline, stability was observed, in some areas showing erosion with consequent loss of mangrove between 1986 and 2021.

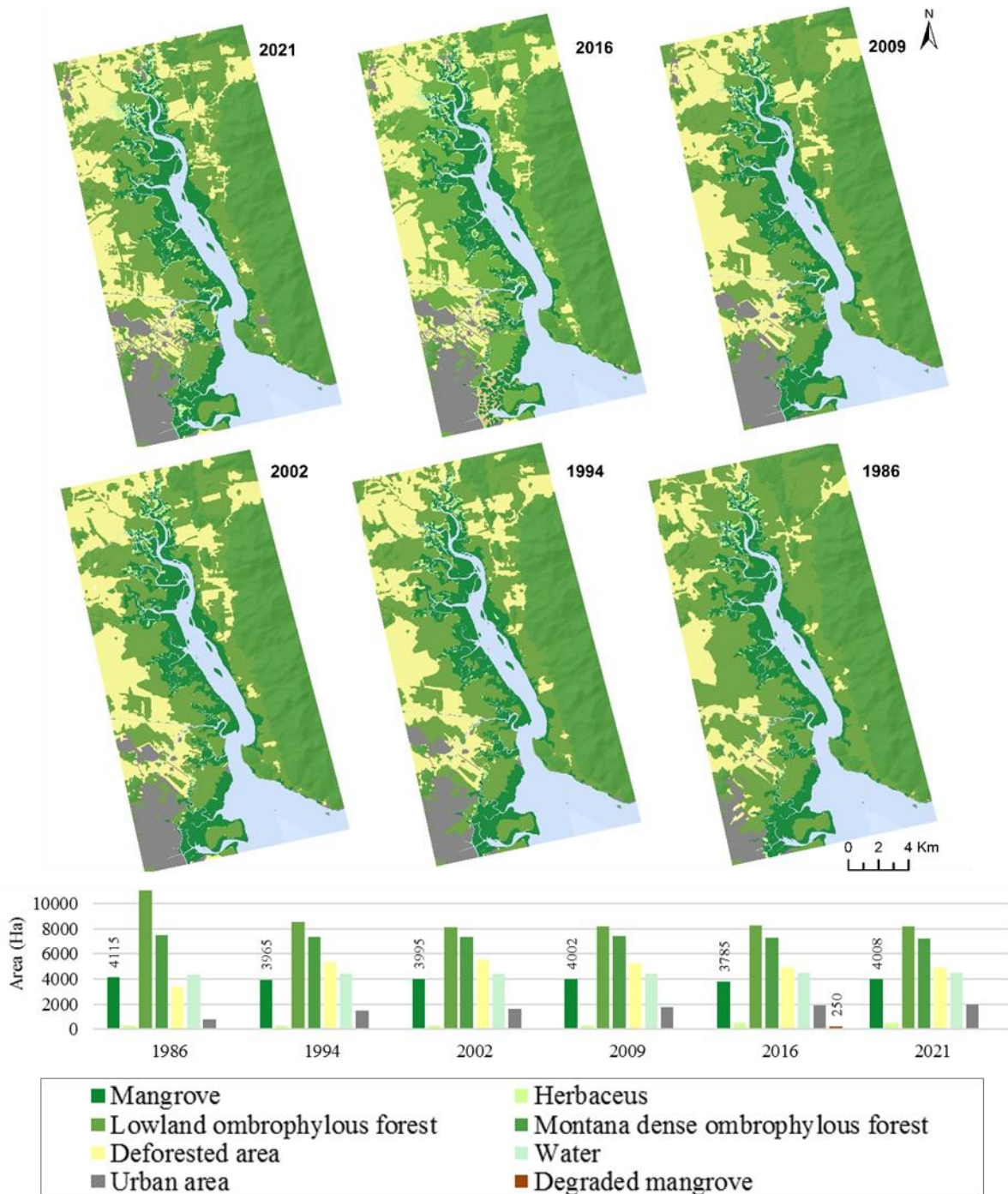


Figure 6- Spatio-temporal analysis of vegetation based on satellite images between 1986 and 2021.

### 6.5.3 Chronological results and sedimentation rates

Three radiocarbon dates are used to provide a chronological framework to interpret the palaeoecological data (Table 1). The results represent a sedimentary record covering approximately 1500 years BP. The ages displayed in cal years BP ( $2\sigma$ ) revealed for each depth were 190-200 cm ( $1441 \pm 81$ ), 125-129 cm ( $1258 \pm 32$ ), and 80-85 cm ( $525 \pm 18$ ). The estimated sedimentation rates were 3.8 mm/yr (200-195 to 129-125 cm depth), 0.6 mm/yr (129-125 to 85-

80 cm depth), and 1.6 mm/yr (85-80 cm depth to the surface). The sedimentation rates were within the range recorded in other cores sampled on tidal flats in Babitonga Bay (Franca *et al.* 2019, Azevedo *et al.* 2021). Sedimentation rates in the muddy segment (130-0 cm) were lower (1.6 and 0.6 mm/yr) than in the sandy interval (200-140 cm).

Table 1- Sediment samples selected for radiocarbon dating and results with code site, laboratory number, depth (m), material, ages 14C yr BP (1 $\sigma$ ), calibrated ages (cal yr BP, 2 $\sigma$  deviation), and median of calibrated ages (cal yr BP).

Cody site and laboratory number	Depth (cm)	Idade (anos AP, 1 $\sigma$ )	Age (cal yr BP, 2 $\sigma$ )	Median of age range (cal yr BP)
UGAMS-39926	80-85	497 $\pm$ 24	507-542	525 $\pm$ 18
UGAMS-39925	125-129	1303 $\pm$ 24	1226-1289	1258 $\pm$ 32
UGAMS-39924	190-200	1536 $\pm$ 30	1360-1522	1441 $\pm$ 81

#### 6.5.4 Facies association

The mangrove ecosystem and coastal environment in Babitonga Bay were reconstructed using a combination of palaeoecological indicators consisting of stratigraphical analysis, pollen analysis, and radiocarbon dating. The SF6 record is divided into three facies association according to the main changes in palynological composition based on the cluster analysis and stratigraphic profile (Figure 7): subtidal flat (A), mixed intertidal flat (B), and muddy intertidal flat (C).

##### 6.5.4.1 Facies association A (Subtidal flat)

This facies association (FAA) corresponds to the lower core section of 200-140 cm, accumulated before  $\pm$ 1440 and  $\pm$ 1286 cal years BP. It consists of coarse to medium sand deposits, with massive deposits (Sm) and some cross-laminated sand levels (1.9 m deep), presenting a granodecreasing succession. Fragments of leaves, roots, and shells are present. Samples from facies association A contain the lowest pollen concentrations. This zone is further divided into FA1a (200–180 cm;  $\pm$ 1440-1390 BP) and FA1b (180–140 cm;  $\pm$ 1390-1286 BP) according to the changes in vegetation composition. In subzone FA1a pollen analysis revealed three ecological groups: herbs (18-40%), trees and shrubs (50-70%) and palms (3-22%). No mangrove pollen is counted in FA1a. In subzone FA1b mangrove pollen was found represented only by *Laguncularia* (0-3%). Herbs were mainly represented by Poaceae (7-27%), Asteraceae (3-15%), and Cyperaceae (0-5%). Tree and shrubs were mainly represented by Euphorbiaceae (1-22%), Myrtaceae (3-14%), Fabaceae (2-9%), Myrsine (2-8%) and Moraceae (0-9%) (Figure 8).



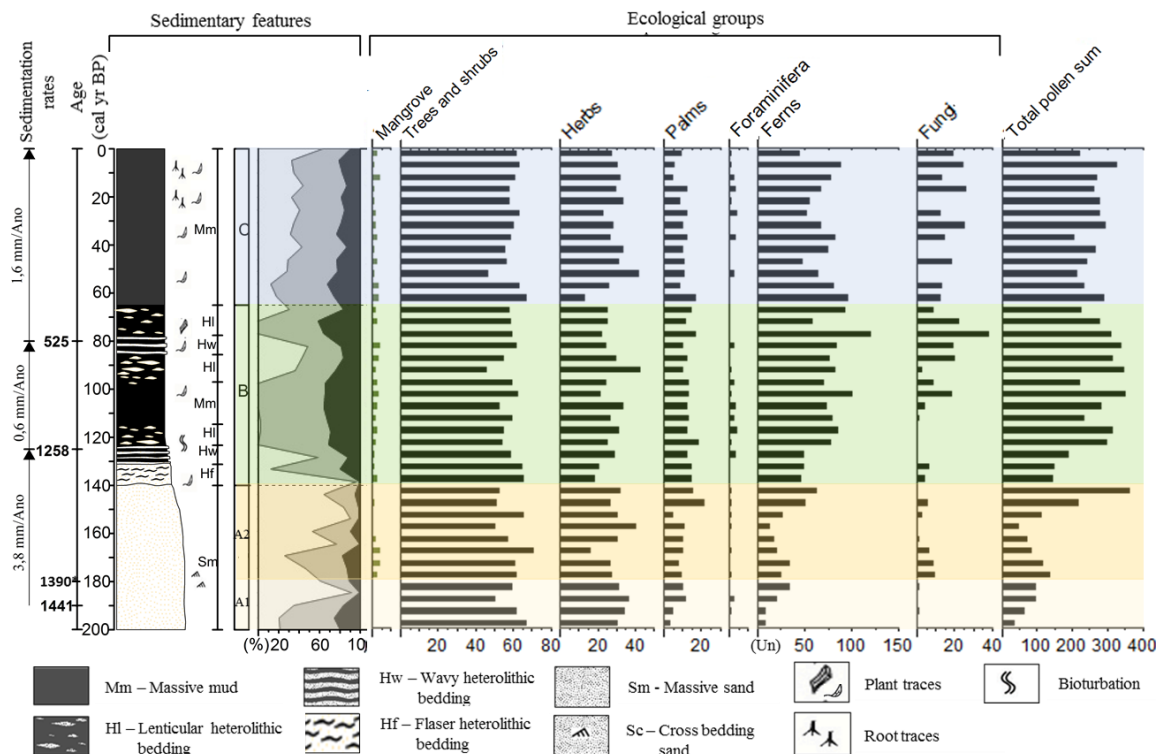


Figure 7- Summarized results for core SF-6, with variation in core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups.

#### 6.5.4.2 Facies association B (intertidal flat with *Laguncularia* and *Avicennia*)

Facies association B (FAB) corresponds to the depth interval from 140 cm ( $\pm 1286$  cal years BP) to 65 cm ( $\pm 431$  cal years BP). The deposits are characterized by silty-sandy and silty-clayey sediments, distributed in layers with heterolithic flaser stratification (Hf), wavy heterolithic stratification (Hw), lenticular heterolithic stratification (HI), and massive layers. In addition, plant/trunk and shell fragments can be identified. Four ecological groups were identified, represented by herb pollen (13-42%), trees and shrubs (45-67%), palms (10-19%), and mangroves (0-3%). Tree and shrubs were mainly represented by Euphorbiaceae (7-18%), Myrtaceae (4-10%), Fabaceae (3-10%), *Myrsine* (3-7%), and Moraceae (2-9%). Herbs were mainly characterized by Poaceae (4-22%), Cyperaceae (0-5%), Asteraceae (6-9%), Amaranthaceae (0-3%), and *Borreira* ( $\pm 1\%$ ). The mangrove is represented initially by *Laguncularia* (0-3%), and later by *Avicennia* (0-2%), around 135 cm ( $\pm 1273$  cal years BP).

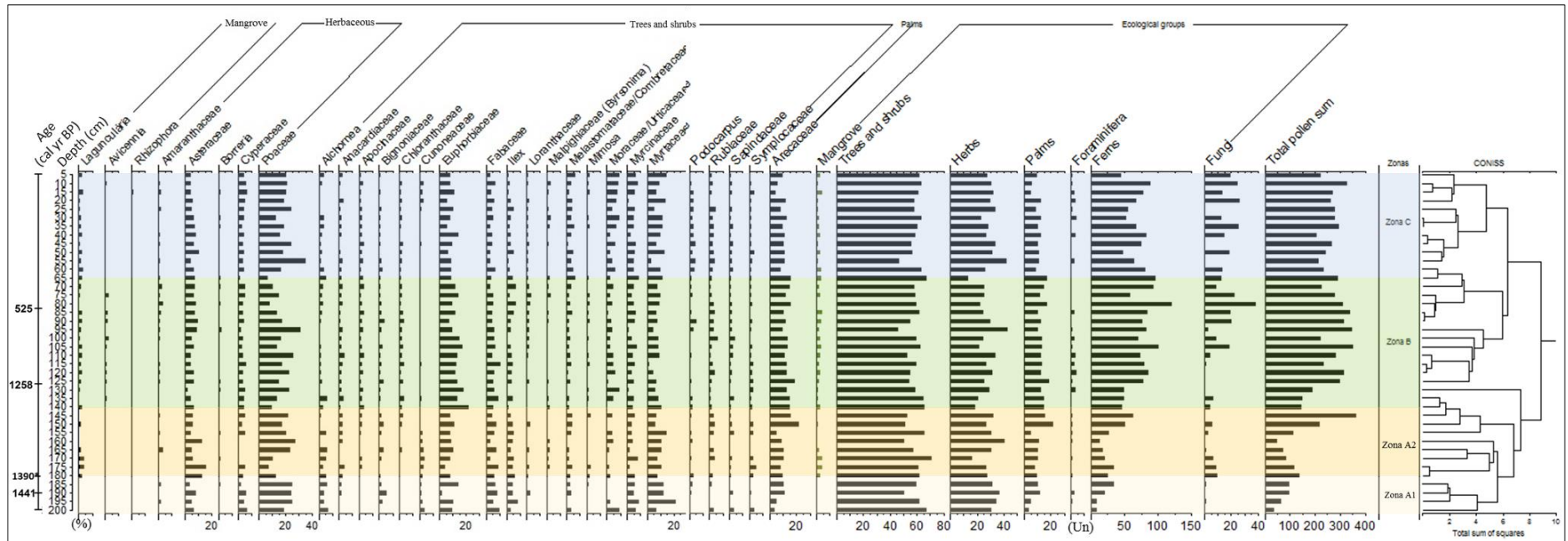


Figure 8- Pollen diagram record for SF-6 core, with percentages of the most frequent pollen taxa, samples age, zones, and cluster analysis.

#### 6.5.4.3 Facies association C (intertidal flat with *Laguncularia*, *Avicennia* and *Rhizophora*)

This facies association (FAC) constitutes the sedimentary deposits from 65 cm to the surface, characterized by silty-clayey sediments with massive stratification, and deposits with sand lenses. It contains plant fragments. Compared to FAB, we observe a decrease in trees and shrubs (56-63%), herbs (23-32%), palm trees (5-12%), and spores. The mangrove is mainly composed of *Laguncularia* (0-3%), with the presence of *Avicennia* (1%) and *Rhizophora* (1%) on top. Tree and shrubs were mainly represented by Euphorbiaceae (5-14%), Myrtaceae (3-14%), Fabaceae (2-6%), *Myrsine* (1-7%), and Moraceae (2-9%). Herbs were mainly characterized by Poaceae (12-34%), Cyperaceae (3-6%), Asteraceae (3-9%), Amaranthaceae (0-2%), and *Borreria* ( $\pm 1\%$ ).

## 6.6 INTERPRETATION AND DISCUSSION

### 6.6.1 Dynamic vegetation and coastal morphological change

The vegetation and coastal environment in Babitonga Bay were studied using a combination of paleoecological indicators consisting of stratigraphic analysis, pollen analysis, and radiocarbon dating (C-14). In addition, contemporary mangrove zonation data were used to complement the interpretation of the ecosystem and environmental changes in Babitonga Bay. Our data show a progradational succession where a mangrove-inhabited tidal flat was developed at the margin of the Palmital Channel during the late Holocene ( $\pm 1440$  cal years BP to present).

The first phase, at the base of the SF6 core (FAA,  $\pm 1440$ , and  $\pm 1286$  cal yr BP), is characterized by massive, cross-stratified sandy deposits. These deposits are formed in medium to high-energy environments, where high-flow energy induces the migration of sand waves and sandy sheets under unidirectional flow (Reineck & Singh 1980). This section was interpreted as a subtidal sandy environment. In addition, sediments in these sections also transition from sand to finer silty sand indicating a gradual decrease in current energy. The pollen record revealed that initially the estuary margin was occupied by grasses, palms, trees, and shrubs (Figure 4). However, since  $\pm 1390$  cal yr BP the presence of mangrove vegetation (*Laguncularia*) was recorded, indicating that conditions became favorable for its development in the vicinity of the SF6 sampling site.

The genus *Laguncularia* is often correlated with areas of sandy substrate with lower salinity (Schaeffer-Novelli *et al.* 2000), but it can develop on a muddy substrate and is conditioned to early or middle stages of mangrove succession (Soares 1999, Menghini 2004, Kilca *et al.* 2010). Thus, *Laguncularia* probably started to develop in areas of the estuary where

the freshwater outflow from rivers exerts much greater influence than water from the Atlantic Ocean.

In the following phase, above the sandy section, sediment deposition with heterolithic stratification is the result of alternation between suspension and traction processes indicating the development of an intertidal environment in the study area, where the regular presence of low energy tides favored mud deposition (Dalrymple 2010). The beginning of the intertidal plain is marked by favorable conditions, such as muddy substrate allowing the expansion of the mangrove forest. This second phase was marked by the establishment of the genus *Avicennia*, around 1270 cal years BP, as well as the presence of *Laguncularia*, presenting continuity during this period. Thus, in this period, the forest of *Laguncularia* and *Avicennia* expanded on the tidal plain previously colonized by herbs, and the coastline reached a level like today, marking a stabilization of the relative sea level. It may be related to the sea level decline at the end of the Holocene and the stabilization recorded around 1000 years BP (Angulo *et al.* 2006). In this phase an increase of spores (ferns) was recorded, a typical indicator for a freshwater environment (Rodrigues *et al.* 2022) suggesting a greater freshwater influence. In this phase, there was also a higher concentration of pollen grains, mainly from trees and shrubs, and palms, and a lower percentage of herbs, probably indicating warmer and higher humid conditions.

The third phase was characterized by an accumulation of muddy sediments, with some sandy levels on the intertidal flat, a product of medium and low energy flows. These sediments appear in massive layers, with higher organic matter content. The concentration of pollen grains was slightly lower than in the second phase, mainly from palms, trees and shrubs, and mangroves, mainly *Avicennia*, and an increase in the percentage of herbs. However, at the top of the core, there was again an expansion of the mangrove, with the establishment of the genus *Rhizophora*, probably in the last decades. This last phase is a result of the stabilization of the relative sea level, which allowed the constant accumulation of sediments and the development and expansion of the mangrove during the last decades may be related to recent climatic changes.

### **6.6.1 Sea level and climate change in dynamic mangrove**

The pollen profile of SF-6 core shows that the establishment of mangroves in the study area occurred from the first phase at  $\pm 1390$  cal years BP (180 cm depth) with *Laguncularia* trees, followed by *Avicennia* at  $\pm 1273$  cal years BP (135 cm depth) and *Rhizophora* at  $\pm 1950$  AD (Figure 9). In this area, sedimentary analysis shows that it was a submerged area until  $\pm 1286$  cal years BP, however, pollen analysis showed that in the study area mangrove started to

develop since  $\pm 1390$  cal years BP. Probably the region surrounding the collection point had a tidal plain with appropriate physicochemical conditions and marine influence for mangrove development since before  $\pm 1390$  cal years cal BP (Franca *et al.* 2019), and pollen analysis revealed the presence of herbaceous vegetation typical of saltmarsh (e.g.: *Spartina sp.*) until the establishment of *Laguncularia*.

The stratigraphic succession found probably reflects the scenario of relative sea level lowering and subsequent stabilization during the late Holocene (Angulo *et al.* 2006). In the study area, the relative sea level stabilization probably occurred around  $\pm 1286$  cal years BP as shown by sedimentary analysis. At the north of the State of Santa Catarina, the elevation of the high sea does not seem to have exceeded 4 m, where the maximum recorded Holocene sea level was about 2.1 m (Angulo *et al.* 2006). This high level may have lasted for a few hundred years between 5000 and 5800 cal years BP (Martin *et al.* 2003), followed by a gently oscillating decline in sea level after that (Angulo *et al.* 2006). Thus, during the late Holocene, there was a gradual decrease in marine influence, and the environmental conditions at the study site gradually became more suitable for mangrove development on the tidal plain by  $\pm 1390$  cal years BP. The increase in fern spores, which is a typical freshwater indicator (Rodrigues *et al.* 2022), which could be an indication of the increased freshwater influence on the environment. Thus, *Laguncularia* probably established itself in areas of the estuary where the freshwater outflow from rivers exerts much greater influence than water from the Atlantic Ocean. With the establishment of the genus *Laguncularia* on the intertidal plain, favorable conditions for mud deposition were also established, allowing the subsequent establishment of the genus *Avicennia* in the study area (França *et al.* 2019). *Rhizophora* was only identified at the top of the studied core. *Rhizophora* is primarily wind-pollinated (Kathiresan & Bingham 2001) and its pollen is generally abundant and over-represented relative to other genera (Somboon 1990, Li *et al.* 2008). Therefore, the near absence of *Rhizophora* pollen along the studied stratigraphic profile may indicate the recent colonization of this genus in the Palmital channel region (França *et al.* 2019).

Mangrove trees show different temperature ranges and salinity tolerance (Quisthoudt *et al.* 2012), as well as being developed on different substrate types. In a normal succession where the temperature is not a limiting factor trees of the genus *Laguncularia* are established on the sandier substrate, creating hydrodynamic conditions for the accumulation of mud and subsequent colonization of *Rhizophora*, favoring the vertical accumulation of sediments, and finally, *Avicennia* trees occur when the sediments have already risen enough to create conditions of low tidal inundation frequency and relatively high salinity (Tomlinson 1986). The succession

found in this study follows the temperature gradient, as *Avicennia* and *Laguncularia* are more tolerant of low winter temperatures compared to the genus *Rhizophora* (Stuart *et al.* 2007). Therefore, we propose the establishment of *Laguncularia* during the second phase and its expansion, followed by the establishment of *Avicennia* and *Rhizophora* trees during the third phase as a response to an increasing temperature trend during the late Holocene, which drives the migration of mangroves to southern latitudes along the Brazilian coast.

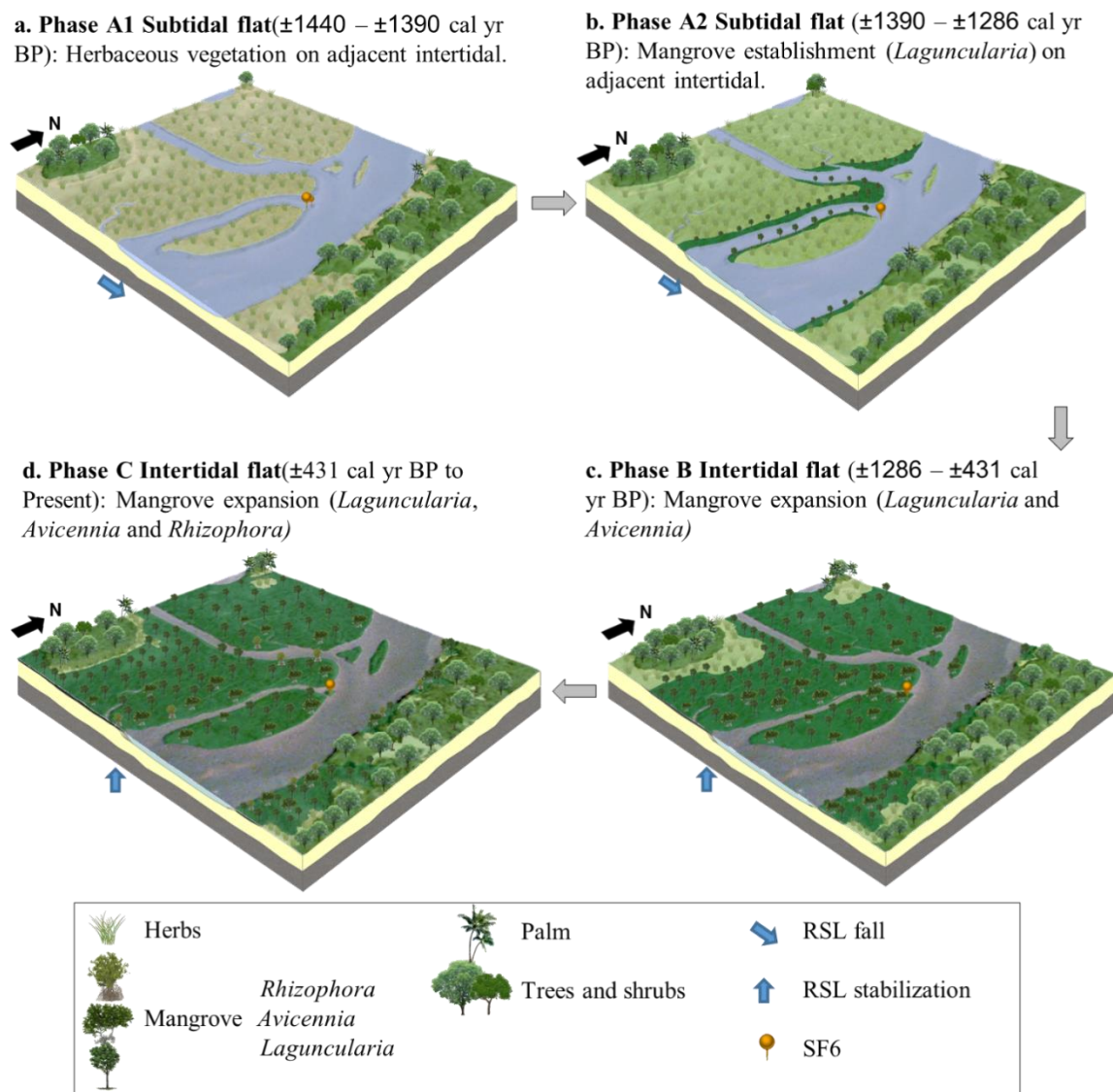


Figure 9- Paleoenvironmental reconstitution of the northeastern margin of the Palmital channel, Babitonga Bay (southern Brazil). From **a** to **d**, the blocks show the evolution of the study area.

On the Brazilian coast, the spatial distribution of mangroves during the Holocene was mainly controlled by variations in climate, river flow, and sea level fluctuations (Ellison 2008, Cohen *et al.* 2012). During the early and middle Holocene, post-glacial sea level rise occurred

along the Brazilian coast (Angulo & Suguio 1995, Angulo *et al.* 2006, Bezerra *et al.* 2003, Martin *et al.* 2003, Suguio *et al.* 1985), which would have flooded river valleys (Martin *et al.* 1996, Scheel-Ybert 2000, Cohen *et al.* 2005, Souza-Filho *et al.* 2006), causing changes in depositional systems and also in the mangrove area (Scheel-Ybert 2000, Cohen *et al.* 2005, Amaral *et al.* 2006, 2012, Smith *et al.* 2012, Guimarães *et al.* 2012). Sea level rise was between 1 and 5 m above modern sea level until approximately 5500 years BP (Suguio *et al.* 1985). Thus, tropical mangroves on the Brazilian coast (1°- 19°S) were established around  $\pm 7000$  cal years BP controlled by post-glacial sea level rise (Cohen *et al.* 2012, 2014, 2020a, Pessenda *et al.* 2012, França *et al.* 2013, 2015, Fontes *et al.* 2017, Ribeiro *et al.* 2018). During the middle Holocene, increased solar insolation has been documented as the main cause of mangrove expansion at their latitudinal limits (Prado *et al.* 2013, Quisthoudt *et al.* 2012). During the late Holocene, relative sea level gradually dropped along the southern and northeastern coast of Brazil (Angulo *et al.* 2006), causing coastal progradation with mangroves along tropical latitudes. However, subtropical mangroves were established only after about 2200 cal years BP (Cohen *et al.* 2020, França *et al.* 2019, Pessenda *et al.* 2012), even though the trends of relative sea level changes are the same for the Brazilian tropical and subtropical coasts. Subtropical coastal mangroves established around 2200 cal years BP (São Paulo),  $\pm 1630$  cal years BP (Santa Catarina) (França *et al.* 2019, Pessenda *et al.* 2012) and expanded to the current southern boundary of American mangroves in the Southern Hemisphere at Laguna, southern Santa Catarina during the last decades (Cohen *et al.* 2020), following similar migration patterns found in the study area, where *Laguncularia* trees were first established, followed by *Avicennia*, and then *Rhizophora*. The density of *Rhizophora* trees decreases southward until they are completely absent at the current boundary of the South American mangroves. This distribution of mangrove genera along the subtropical coast suggests a gradual tolerance to low winter temperatures, where *Laguncularia* would be more tolerant and *Rhizophora* less adapted to low winter temperatures. Thus, the migration of the southern edge of the mangrove is caused by the warming trend during the late Holocene.

Late Holocene warming may be associated with the Medieval Climate Anomaly (MCA, 1050-850 years BP) and the Current Warm Period (CWP, last  $\pm 100$  years), (Novello *et al.* 2012, Vuille *et al.* 2012). In addition, several records point to an increase in sea surface temperature (SST) in the South Atlantic Ocean (Chiessi *et al.* 2014), especially during the middle and late Holocene that may be related to changes in insolation distribution (Santos *et al.* 2013). The chronological difference between the establishment of *Laguncularia* and *Avicennia* may have been caused by the different physiological adaptation to more frequent winter freezing events

at higher latitudes between the two species (Osland *et al.* 2017, Rodrigues *et al.* 2022) because *Avicennia* would not germinate if the sea surface temperature (SST) is below 15°C, but *Laguncularia* propagules can survive under a sea surface temperature below 15°C (Oliveira 2005). In recent centuries, anthropogenic greenhouse gas concentrations have been gradually increasing (Marengo 2006, Kaufman *et al.* 2020), causing a temperature increase of approximately 1°C per above pre-industrial levels (Allen *et al.* 2018). Global minimum temperatures are increasing twice as much as maximum temperatures (Easterling *et al.* 2000, Walther *et al.* 2002). During the last decades, a decrease in the frequency of low-temperature events has been evidenced in southern Brazil (Soares *et al.* 2012). Thus, the recent establishment of *Rhizophora* may have been favored by the Current Warm Period (CWP, since the early 20th century). In the region of Brazil, Marengo (2006) estimated a temperature increase between 3 and 5°C by 2080. In addition, the temperature increase is causing the melting of the polar ice caps of Greenland and the Antarctic (Shepherd *et al.* 2021) causing the acceleration of sea level rise in the present time (Oppenheimer *et al.* 2019). Therefore, following these climate data and the studied pollen profile, mangrove forests would be expected to continue to migrate towards the continent and expand to more subtropical zones of the Brazilian coast, replacing herbaceous vegetation with mangroves on tidal plains and increased biodiversity with low climate tolerance species such as *Rhizophora*.

The results of modern spatial-temporal analysis show that the estuarine influence has remained relatively stable in recent decades. The increasing urban expansion, however, could be a barrier to continental migration of the mangrove in a sea level rise scenario, thus promoting the occurrence of erosive processes and mangrove loss. The slight expansion of mangroves upstream of the channels may be related to modern relative sea level changes and the gradual increase in minimum temperatures in the southern region of Brazil. However, the increasing urban expansion and soil anthropization could be a barrier to the continental migration of mangroves, and in a sea level rise scenario, would promote the occurrence of erosive processes and mangrove loss.

## 6.7 CONCLUSIONS

Climate change and variations in sea level significantly influenced the mangroves during the Holocene along the Brazilian coast. Sedimentary, pollen, geomorphological and vegetation analyses allowed the paleoenvironmental reconstitution of the Palmital channel - Babitonga Bay (SC) region during the late Holocene. The three facies associations found indicated a progradational succession where a tidal flat was developed at the estuarine margin. During the



first phase (from at least  $\pm 1440$  to  $\pm 1286$  cal years BP) a sandy subtidal flat was present in the study area. Initially, no mangrove was recorded, but *Laguncularia* was identified from  $\pm 1390$  cal years BP indicating that in the region surrounding the collection point conditions became favorable for mangrove development. After  $\pm 1286$  cal years BP, the tidal flat developed reaching the current shoreline, favored by the stabilization of the relative sea level. *Avicennia* trees were established on the tidal plain from  $\pm 1273$  cal years BP. Finally, *Rhizophora* trees were established during the last decades. Probably, the mangrove succession found was favored by climatic conditions related to temperature increase during the late Holocene that has caused a migration of the southern limit of the mangrove to the subtropical zone to higher latitudes. Modern spatio-temporal analysis revealed a recent decrease in the mangrove area of  $\pm 107$  ha between 1986 (4115 ha) and 2021 (4008 ha). The largest loss is located in the coastal zone near the city of Joinville (SC), mainly related to urban expansion. However, a slight expansion of the mangrove upstream of the channels was observed, which may be related to modern relative sea level changes and the gradual increase of minimum temperatures in southern Brazil.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

We want to thank the members of the Laboratory of Coastal Dynamic (LADIC/UFGA), and Laboratory of C-14 (CENA-USP) for their support. This research received support from the resources of the project “EFFECTS OF CLIMATE CHANGE ON THE DISTRIBUTION OF MANGROVES IN SOUTHERN BRAZIL”, funded by CNPq (Process 445111/2014-3).

## 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Mudanças climáticas e variações no nível do mar influenciaram significativamente os manguezais durante o Holoceno ao longo da costa brasileira. Análises sedimentares, polínica, análises geomorfológicas e de vegetação permitiram a reconstituição paleoambiental na região do canal Palmital - Baía da Babitonga (SC) durante o Holoceno tardio. As três associações de fácies encontradas indicaram uma sucessão progradacional onde uma planície de maré foi desenvolvida na margem do estuário. Durante a primeira fase (de pelo menos 1440 a  $\pm 1286$  anos cal AP) havia uma planície de inframaré arenosa na área de estudo. Inicialmente sem nenhum registro de manguezal, mas *Laguncularia* foi identificada a partir de  $\pm 1390$  anos cal AP, indicando que na região circundante ao ponto de coleta as condições tornaram-se favoráveis para o desenvolvimento do manguezal. Após  $\pm 1286$  anos cal AP, a planície de maré desenvolveu-se atingindo a linha de costa atual, favorecido pela estabilização do NRM. Árvores de *Avicennia* foram estabelecidas na planície de maré a partir de  $\pm 1273$  anos cal AP. Finalmente, árvores de *Rhizophora* foram estabelecidas durante as últimas décadas. Provavelmente, a sucessão de manguezal encontrada, foi favorecida por condições climáticas relacionadas ao aumento da temperatura durante o Holoceno tardio que tem causado uma migração do limite austral do manguezal na zona subtropical para maiores latitudes. A análise espaço-temporal moderna, revelou uma diminuição recente na área de manguezal de  $\pm 107$  ha entre 1986 (4115 Ha) e 2021 (4008 Ha). A maior perda localiza-se na zona costeira próxima da cidade de Joinville-SC, principalmente relacionado à expansão urbana. Todavia, observou-se uma leve expansão do manguezal à montante dos canais que pode estar relacionada com mudanças do nível relativo do mar moderno e com o aumento gradual das temperaturas mínimas na região sul do Brasil.

## REFERÊNCIAS

- Absy M.L., Clief A., Fournier M., Martin L., Servant M., Sifeddine A., Ferreira da Silva M., Soubiès F., Suguio K.T., Van Der Hamment T. 1991. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **312**(2):673–678.
- Allen M.R., Dube O.P., Solecki W., Aragón-Durand F., Cramer W., Humphreys S., Kainuma M., Kala J., Mahowald N., Mulugetta Y., Perez R., Wairiu M., Zickfeld K. 2018. Framing and Context. *Global warming of 1.5°C*. An IPCC Special Report on the Impacts of Global Warming of 1.5°C above Pre-Industrial Levels and Related Global Greenhouse Gas Emission Pathways, in the Context of Strengthening the Global Response to the Threat of Climate Change.
- Alongi D.M. 2008. Mangrove forests: resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **76**:1–13
- Alongi D.M. 2015. The impact of climate change on mangrove forests. *Current Climate Change Reports*, **1**(1): 30-39. <https://doi.org/10.1007/s40641-015-0002-x>.
- Alvares C.A., Stape J.L., Sentelhas P.C., Gonçalves J.D.M., Sparovek G. 2014. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, **22**(6): 711–728.
- 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.
- Amaral P.G.C., Giannini P.C.F., Sylvestre F., Pessenda L.C.R. 2012. Paleoenvironmental reconstruction of a Late Quaternary lagoon system in southern Brazil (Jaguaruna Region, Santa Catarina State) based on multi-proxy analysis. *Journal of Quaternary Science*, **27**(2):181–191. DOI: 10.1002/jqs.1531.
- 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. & 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**(1-2):141-166. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(97\)00015-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00015-7).
- 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 varved 14C ages. *Marine Geology*, **159**:323–339.
- Angulo R., Lessa G., Souza M. 2006. 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>.
- Baker P.A. & Fritz S. 2015. Nature and causes of quaternary climate variation of tropical South America. *Quaternary Science Reviews*, **124**: 31–47.
- Barberi M., Salgado-Labouriau M.L., Suguio K. 2000. Paleovegetation and paleoclimate of “Vereda de Águas Emendadas”, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**(3):241 – 254. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00022-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00022-5).

- 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. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652007000200005>.
- Barros G.V., Martinelli L.A., Oliveira Novais T.M., Ometto J.P.H.B., Zuppi G.M. 2010. Stable isotopes of bulk organic matter to trace carbon and nitrogen dynamics in an estuarine ecosystem in Babitonga Bay (Santa Catarina, Brazil). *Science of Total Environmental*, **408**: 2226–2232. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2010.01.060>.
- 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. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652006000200004>.
- 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. [https://www.aprh.pt/rgci/pdf/rgcimang7\\_Barth.pdf](https://www.aprh.pt/rgci/pdf/rgcimang7_Barth.pdf).
- Basei M.A.S., Siga Jr. O., Masquelin H., Harara O.M., Reis Neto, J.M. dos, Preciozzi F. 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its Foreland domain, the Rio de La Plata Craton: Framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern África. *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31 International Geological Congress, p.311-334.
- Behling H. 1995a. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. *Journal of Paleolimnology*, **14**(3):253–268. <https://doi.org/10.1007/BF00682427>.
- Behling H. 1995b. Investigations into the late Pleistocene and Holocene history of vegetation and climate in Santa Catarina (S Brazil). *Vegetation History and Archaeobotany*, **4**(3):127–152. <https://www.jstor.org/stable/23417538>.
- 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. & Hooghiemstra H. 1998. Late Quaternary palaeoecology and palaeoclimatology from pollen records of the savannas of the Llanos Orientales in Colombia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **139**(3-4): 251–267. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(97\)00139-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00139-9).
- Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2001. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in north-eastern Pará, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **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. & Costa M.L. 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>.
- 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**(1-2): 73–89. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00044-6](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00044-6).

- 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).
- Bradley R.S. 1999. *Paleoclimatology: reconstructing climates of the quaternary*. 2. ed. San Diego, Harcourt/ Academic Press. Google Livros.
- Camargo M.G. 2006. SYSGRAN para Windows: Sistema de análises granulométricas. Disponível em: [www.cem.ufpr.br](http://www.cem.ufpr.br).
- Cavanaugh K.C., Kellner J.R., Forde A.J. et al. 2014. Poleward expansion of mangroves is a threshold response to decreased frequency of extreme cold events. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **111**(2): 723–727.
- Chiessi C.M., Mulitza S., Groeneveld J., Silva J.B., Campos M.C., Gurgel M.H.C. 2014. Variability of the Brazil Current during the late Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **415**: 28–36.
- 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., Lara R.J., Szlafsztein C, Dittmar T. 2004. Mangrove inundation and nutrient dynamics from a GIS perspective. *Wetland Ecology Management*, **12**:81–86. <https://doi.org/10.1023/B:WETL.0000021668.25445.41>.
- Cohen M.C.L., Behling H., Lara R.J. 2005. 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., Pessenda L.C.R., Behling H. et al. 2012. Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. *Quaternary Science Reviews*, **55**: 50–58.
- Cohen M.C.L., França M.C., Rossetti D.F., Pessenda L.C.R., Giannini P.C.F., Lorente F.L., Buso Junior A.A., Castro D., Macario K. 2014. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo state, southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **415**:48-58. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.12.001>.
- 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., Rodrigues E., Rocha D.O.S., Freitas J., Fontes N.A., Pessenda L.C.R., Souza A.V., Gomes V.L.P., França M.C., Bonottod D.M., Bendassolli J.A. 2020b. Southward migration of the austral limit of mangroves in South America. *Catena*, **195**:104775. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104775>.
- Coldren G.A. & Proffitt C.E. 2017. Mangrove seedling freeze tolerance depends on salt marsh presence, species, salinity and age. *Hydrobiologia*, **803**(1): 159–171.
- Cunha S.R., Tognella -de-Rosa M.M.P., Costa C.S.B. 2005. Structure and litter production of mangrove forests under different tidal influences in Babitonga Bay, Santa Catarina, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, **39**: 1169–1174.

- Colinvaux P., Oliveira P.E.de, Patiño J.E.M. 1999. *Amazon pollen manual and atlas*. Dordrecht, Harwood Academic Publishers, 332 p.
- Dalrymple R.W., Baker E.K., Harris P.T., Hughes M.G. 2003. Sedimentology and stratigraphy of a tide-dominated, foreland-basin delta (Fly River, Papua New Guinea). *SEPM Spec. Publ.* **76**:147–173. <https://doi.org/10.2110/pec.03.76.0147>.
- Duke N.C, Ball M.C, Ellison J.C. 1998. Factors influencing biodiversity and distributional gradients in mangroves. *Global Ecology and Biogeography Letters*, **7** (1): 27–47.
- Duke N. C. 2011. Mangroves. *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 655–663.
- Dunn R.J., Stanitski D.M., Gobron N., Willett K.M., Ades M., Adler R., Arosio C. 2020. Global climate. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **101** (8): S9eS127. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-20-0104.1>.
- Ellison J. C. 2008. Long-term retrospection on mangrove development using sediment cores and pollen analysis: A review. *Aquatic Botany*, **89**(2): 93–104.
- Easterling D. R., Karl T. R., Gallo K. P., Robinson D. A., Trenberth K. E., Dai A. 2000. Observed climate variability and change of relevance to the biosphere. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, **105**(D15): 20101–20114.
- Erdtman G. 1960. The acetolysis method. A revised description. *Svensk Botanisk Tidskrift*, **54**:561–564.
- Faegri K. & Iversen J. 1989. *Textbook of pollen analysis*. Chichester, Wiley.
- Ferraz-Vicentini K.R. 1993. Análise palinológica de uma vereda em Cromínia, GO. MS Dissertation, Instituto de Ciências Biológicas, Universidade de Brasília, Brasília, 136 p.
- Ferraz-Vicentini K.R. & Salgado-Labouriau M.L. 1996. Palynological analysis of a palm swamp in central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **9**(3-4):207-219. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(96\)00007-7](https://doi.org/10.1016/0895-9811(96)00007-7).
- Flantua S.G.A., Hooghiemstra H., Vuille M., Behling H., Carson J.F., Gosling W.D., Hoyos I., Ledru M.P., Montoya E., Mayle F., Maldonado A., Rull V., Tonello M.S., Whitney B.S., Gonz’ Alez-Arango C. 2016. Climate variability and human impact in South America during the last 2000 years: synthesis and perspectives from pollen records. *Clim. Past*, **12**: 483–523. <https://doi.org/10.5194/cp-12-483-2016>.
- Fontes N.A., Moraes C.A., Cohen M.C.L, Alves I. C.C., França M.C., Pessenda L.C.R., Francisquini M.I, Bendassolli J.A., Macario K., Mayle F. 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., Cohen M.C., Pessenda L.C., Rossetti D.F., Lorente F.L., Buso Junior A.A., Macario K. 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>.
- França M.C., Alves I.C.C., Castro D.F., Cohen M.C.L., Rossetti D.F., Pessenda L.C.R., Lorente F.L., Fontes N.A., Buso Junior, A.A., Giannini P.C.F., Francisquini M.I. 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>.

França M.C., Pessenda L.C., Cohen M.C., Azevedo A. Q.de, Fontes N.A., Silva F.B., Macario K. 2019. Late-Holocene subtropical mangrove dynamics in response to climate change during the last millennium. *Holocene*, **29** (3): 445-456. <https://doi.org/10.1177/0959683618816438>.

Freitas H.A., Pessenda L.C.R., Aravena R., Gouveia S.E.M., Ribeiro A.S., Boulet R. 2001. Late Quaternary climate change in southern Amazon inferred from 17,000 year vegetation dynamic record from soil organic matter, using  $\delta$  13C and 14C dating. *Quaternary Research*, **55**(1):39–46. <https://doi.org/10.1006/qres.2000.2192>.

Gabler C.A. *et al.* 2017. Macroclimatic change expected to transform coastal wetland ecosystems this century. *Nature Climate Change* **7**: 142–147.

Giri C., Ochieng E., Tieszen L. L., Zhu Z., Singh A., Loveland T., Duke N. 2011. Status and distribution of mangrove forests of the world using earth observation satellite data. *Global Ecology and Biogeography*, **20**(1): 154–159.

Giri C.P. & Long J. 2014. Mangrove reemergence in the northernmost range limit of eastern Florida. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **111**(15): E1447–E1448.

Godoy M. D. P. & Lacerda L. D. 2015. Mangroves Response to Climate Change: A Review of Recent Findings on Mangrove Extension and Distribution. *Anais Da Academia Brasileira de Ciências*, **87**(2): 651–667.

Gonçalves M.L., Zanotelli C.T., Oliveira F. A. 2006. Diagnóstico e prognóstico das disponibilidades e demandas hídricas do rio Cubatão do Norte – Joinville – Santa Catarina. Joinville: Editora da Univille, 96p.

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).

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>.

Hannah L. & Bird A. 2018. Climate change and biodiversity: Impacts. *Earth Systems and Environmental Sciences* **3**: 249–258.

Harper C.W. 1984. Improved methods of facies sequence analysis. In: Walker RG and James NP (eds) *Facies Models – Response to Sea Level Change*. Ottawa: Geological Association of Canada, pp. 11–13.

Hartmann L. A., Silva L. C. da, Orlandi F.V. 1979. O Complexo Granulítico de Santa Catarina: descrição e implicações genéticas. São Leopoldo. *Acta Geológica Leopoldensia*, **3**(6):93-112.

He Q. & Silliman B. R. 2019. Climate Change, Human Impacts, and Coastal Ecosystems in the Anthropocene. *Current Biology*, **29**(19): R1021–R1035.

- Hogg A.G., Heaton T.J., Hua Q., Palmer J.G., Turney C.S.M., Southon J., Bayliss A., Blackwell C., Boswijk G., Bronk Ramsey C., Pearson C., Petchey F., Reimer P., Reimer R., Wacker L. 2020. SHCal20 Southern Hemisphere calibration, 0-55,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **62**. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.59>.
- Horn Filho N.O. 2003. Setorização da Província Costeira de Santa Catarina em Base aos Aspectos Geológicos, Geomorfológicos e Geográficos. *Geosul*, **18**(35): 71-98. <https://periodicos.ufsc.br/index.php/geosul/article/viewFile/13603/12470A>
- Horn Filho N.O. & Simo D.H. 2008. The upper pleistocene of Sao Francisco do Sul Island coastal plain: geomorphologic, sedimentologic and evolutive aspects. *Braz. J. Oceanogr.* **56**: 179-187.
- Horn Filho N.O., Schmidt A.D., Benedet C., Neves, J., Pimenta L.H.F., Paquette M., Alencar R., Silva W.B., Villela E., Genovez R., Santos C.G. 2014. Estudo geológico dos depósitos clásticos quaternários superficiais da planície costeira de Santa Catarina, Brasil. *Gravel* **12** (1): 41-107.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística- IBGE. 2004. *Mapa de biomas e vegetação do Brasil*.
- Iglesias C.M.F., Zerfass H., Silva M. A. S., Klein C. 2011. *Geologia e recursos minerais da folha Joinville – SH- 22-Z-B*, Escala 1:250.00, Estado de Santa Catarina. Porto Alegre, CPRM, 106p.
- IME/DNIT. 2004. Diagnóstico dos Estudos de Circulação de Água no Canal do Linguado e na Baía da Babitonga. Disponível em [http://www.centran.eb.br/br\\_280\\_03.htm](http://www.centran.eb.br/br_280_03.htm). Ac. 03/05.
- Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA). (1998) Proteção e controle de ecossistemas costeiros: Manguezal da Baía de Babitonga (Coleção meio ambiente. Série estudos – pesca). Brasília: IBAMA
- Jones P. D., New M., Parker D. E., Martin S., Rigor I.G. 1999. Surface air temperature and its changes over the past 150 years. *Reviews of Geophysics*, **37**(2): 173–199.
- Kangas P.C., Lugo A.E., Lugo A.E. 1961. The distribution of mangroves and saltmarsh in Florida. *Trop. Ecol.* **31**: 32–39.
- Kathiresan K. & Bingham B.L. 2001. Biology of mangroves and mangrove ecosystems. *Advances in Marine Biology* **40**:81–251.
- Kilca R.V., Costa M.P.da, Zanini R.R., Carvalho F.A., Costa A.F.da. 2010. Estrutura de manguezais em diferentes estágios sucessionais no estuário do rio Piauí, Sergipe Brasil. *Pesquisas Botânicas* **61**: 171–189.
- Klein A.H.F. & Menezes J.T. 2001. Beach morphodynamics and profile sequence for a Headland Bay Coast. *Journal of Coastal Research* **17**(4): 812–835.
- Koehntopp P.I., Mello Y.R.de, Magna D.J., Simm M., Baldo W., Vieira C.V. 2021. Caracterização climatológica na Baía Babitonga - parâmetros climáticos e meteorológicos - pluviosidade, temperatura e ventos. *Revista Cepsul* **10**:1–13. <https://doi.org/10.37002/revistacepsul.vol10.683eb2021002>
- Lamy F., Hebbeln D., Röhl U., Wefer G. 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters*, **185**(3-4): 369–382. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00381-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00381-2)



- 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>.
- Laut L.L.M., Koutsoukos E.A.M., Rodrigues M.A.C. 2006. Review of mangrove foraminifera from the Guaratiba tidal plain, Rio de Janeiro, SE Brazil, collected in the early 70's. *Anuário do Instituto de Geociências*, **29**(1):427–428. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/anigeo/article/view/5664/5174>
- Ledru M.P. 1993. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. *Quaternary Research*, **39**(1): 90-98. <https://doi.org/10.1006/qres.1993.1011>. 173.
- Ledru M.P., Braga P.I.S, Soubiès F., Martin L., Suguio K., Turcq B. 1996. The last 50,000 years in neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **123**(1-4):239-259. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(96\)00105-8](https://doi.org/10.1016/0031-0182(96)00105-8).
- Ledru M.P., Mourguiart P., Riccomini C. 2009. Related changes in biodiversity, insolation and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **271**(1-2):140–152. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.10.008>.
- Ledru M.P., Salgado-Labouriau M.L., Lorscheitter M.L. 1998. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 yr BP. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **99**(2):131–142. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(97\)00049-3](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(97)00049-3).
- Li Z., Zhang Z., Li J., Zhang Y., Liu L., Fan H., Li G. 2008. Pollen distribution in surface sediments of a mangrove system, Yingluo Bay, Guangxi, China. *Review of Palaeobotany and Palynology* **152**(1): 21–31. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2008.04.001>
- Libby W.F. (ed.) 1955. Radiocarbon dating. Chicago, University of Chicago Press, 175 p.
- Lorscheitter M.L. & Takeda I.J.M. 1995. Reconstituição paleoambiental da região dos Campos Gerais, Paraná, através da palinologia de sedimentos da Lagoa Dourada. In: ABEQUA, 5º Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário; 9º Simpósios de Sedimentologia Costeira, Niteroi, Anais..., p. 18-21.
- Lovelock C.E., Krauss K. W., Osland M. J., Reef R., Ball M.C. 2016. The Physiology of Mangrove Trees with Changing Climate. *Tropical Tree Physiology*, 149–179.
- Marengo J.A. 2006. *Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI*. Brasília, DF, Ministério do Meio Ambiente.
- 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, 40 p. (Série Geologia 28, Seção Geologia Básica, 18).
- 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**(3):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 a multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research*, **19**(1):101–124. <https://www.jstor.org/stable/4299151>

- Maslin M.A. & Burns S.J. 2001. Reconstruction of the Amazon Basin effective moisture availability over the past 14,000 years. *Science*, **290**(5500):2285-2287. <http://doi.org/10.1126/science.290.5500.2285>
- Mayle F.E, Burbridge R., Killeen T. 2000. Millennial-scale dynamics of Southern Amazonian Rain Forests. *Science* **290**: 2291–2294.
- Mazzer A.M. & Gonçalves M.L. 2012. Aspectos geomorfológicos da Baía da Babitonga. Caracterização Morfométrica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, Santa Catarina, Brasil, p. 12. <https://doi.org/10.20502/rbg.v12i0.264>.
- Menghini R.P. 2004. *Dinâmica da regeneração natural de bosques de mangue impactados na Ilha Barnabe, Baixada Santista, São Paulo, Brasil*. PhD Theses, Oceanografia Biológica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 125p.
- Miall A.D. 1978. Facies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. *Fluvial sedimentology*. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 597–604.
- Molodkov A.N. & Bolikhovskaya N.S. 2002. Eustatic sea-level and climate changes over the last 600 ka as derived from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and pollen evidence in Northern Eurasia. *Sedimentary Geology*, **150**(1-2):185–201. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00275-5](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00275-5).
- Neukom R., Luterbacher J., Villalba R., Küttel M., Frank D., Jones P.D., Grosjean M., Wanner H., Aravena J.C., Black D.E., Christie D.A. 2011. Multiproxy summer and winter surface air temperature field reconstructions for southern South America covering the past centuries. *Clim. Dynam.* **37** (1e2): 35-51.
- Neves P.C.P. & Lorscheitter M.L. 1995. Upper Quaternary palaeoenvironments in the Northern Coastal Plain of Rio Grande do Sul, Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, Rotterdam, CRC Press, **9**(1):39-67.
- Oliveira F.A. de 2007. *Estudo do aporte sedimentar em suspensão na baía da Babitonga sob a ótica da geomorfologia*. PhD Theses, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 286p.
- Novello V. *et al.* 2016. Centennial-scale solar forcing of the South American Monsoon System recorded in stalagmites. *Nature Scientific Reports* **6**: 24762.
- Organização das Nações Unidas para Alimentação e Agricultura - FAO. 2007. *The world's mangroves 1980–2005*, *FAO Forestry Paper 153*. Rome, Forest Resources Division, FAO, 77 p.
- Oppenheimer M., Glavovic B., Hinkel J., van de Wal R., Magnan A.K., AbdElgawad A., Cai R., Cifuentes-Jara M., DeConto R.M., Ghosh T., Hay J., Isla F., Marzeion B., Meyssignac B., Sebesvari Z. 2019. Sea level rise and implications for low-lying islands, coasts and communities. *In*: Pörtner H.O., Roberts D.C., Masson-Delmotte V., Zhai P., Tignor M., Poloczanska E., Mintenbeck K., Alegria A., Nicolai M., Okem A., Petzold J., Rama B., Weyer N.M. (eds). *IPCC Special report on the ocean and cryosphere in a changing climate*. [https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/3/2019/11/08\\_SROCC\\_Ch04\\_FINAL.pdf](https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/3/2019/11/08_SROCC_Ch04_FINAL.pdf).
- Osland M.J. *et al.* 2016. Beyond just sealevel rise: Considering macroclimatic drivers within coastal wetland vulnerability assessments to climate change. *Global Change Biology* **22**(1): 1–11

- Pecl G.T., Araújo M.B., Bell J.D., Blanchard J., Bonebrake T.C., Chen I.C., Williams S.E. 2017. Biodiversity redistribution under climate change: impacts on ecosystems and human well-being. *Science* **355**. <https://doi.org/10.1126/science.aai9214>
- Perry C.L. & Mendelssohn I.A. 2009. Ecosystem effects of expanding populations of *Avicennia germinans* in a Louisiana Salt Marsh. *Wetlands* **29**: 396–406.
- Pessenda L.C.R. & Camargo P.B. 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., Gomes B.M., Aravena R., Ribeiro A.S., Boulet R., Gouveia S.E.M. 1998a. The carbon isotope record in soils along a forest-cerrado ecosystem transect: implications for vegetation changes in the Rondônia State, southwestern Brazilian Amazon region. *The Holocene*, **8**(5):599–603. <https://doi.org/10.1191/095968398673187182>.
- Pessenda L.C.R., Gouveia S.E.M., Aravena R., Gomes B.M., Boulet R., Ribeiro A.S. 1998b. <sup>14</sup>C dating and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest-savanna boundary areas in the southern Brazilian Amazon region. *Radiocarbon*, **40**(2):1013-1022. <https://doi.org/10.1017/S0033822200018981>
- Pessenda L.C.R., Ribeiro A.S., Gouveia S.E.M., Aravena R., Boulet R., Bendassoli 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. *Quaternary Research*, **62**(2):183–193. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.06.003>.
- Pessenda L.C.R., Oliveira P.E., Mofatto M., Medeiros V.B., Garcia R.J.F., Aravena R., Bendassoli J.A., Leite A.Z., Saad A.R., Etchebehere M.L. 2009. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 <sup>14</sup>C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. *Quaternary Research*, **71**(3):437–452. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2009.01.008>.
- 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. *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>.
- Porter T.J., Schoenemann S.W., Davies L.J., Steig E.J., Bandara S., Froese D.G. 2019. Recent summer warming in northwestern Canada exceeds the Holocene thermal maximum. *Nature Communications*, **10**(1): 1–10.
- Prado L.F., Wainer I., Chiessi C.M., Ledru M.P., Turcq B. 2013. A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America. *Climate of the Past*, **9**(5):2117-2133. <https://doi.org/10.5194/cp-9-2117-2013>.
- Quisthoudt K. *et al.* 2012. Temperature variation among mangrove latitudinal range limits worldwide. *Trees: Structure and Function*, **26**: 1919–1931.
- Reineck H.E. & Singh I.B. 1980. *Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous clastics*. Berlin, Springer-Verlag.
- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas

- I., Heaton T. J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., McCormac F.G., Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., Van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**(4):1111–1150. <https://doi.org/10.1017/S0033822200034202>.
- Reimer P.J. *et al.* 2013. INTCAL13 and MARINE13 Radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**(4): 1869–1887.
- 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>.
- Roth L. & Lorscheitter M.L. 1993. Palynology of a bog in Parque Nacional de Aparados da Serra, East Plateau of Rio Grande do Sul, Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, Medellin, CRC Press, **8**: 39–69.
- Rosenzweig C., Karoly D., Vicarelli M., Neofotis P., Wu Q., Casassa G., Imeson A. 2008. Attributing physical and biological impacts to anthropogenic climate change. *Nature*, **453**(7193): 353–357.
- Roubik D.W. & Moreno J.E. 1991. *Pollen and Spores of Barro Colorado Island*. St. Louis, MO, 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. *Global Change Biology*, **20**(1): 147–157.
- Salgado-Labouriau M.L. 1997. Late Quaternary paleoclimate in the savannas of South America. *Journal of Quaternary Science*, **12**(5):371–379. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1417\(199709/10\)12:5%3C371::AID-JQS320%3E3.0.CO;2-3](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1417(199709/10)12:5%3C371::AID-JQS320%3E3.0.CO;2-3).
- Salgado-Labouriau M.L., Barberi M., Ferraz-Vicentini K.R., Parizzi M.G. 1998. A Dry Climate Event During the late Quaternary of Tropical Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **99**(2):115–129. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(97\)00045-6](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(97)00045-6).
- Santos A.J.B., Bellini C., Vieira D.H.G., Neto L.D., Corso G. 2013. Northeast Brazil shows highest hawksbill turtle nesting density in the South Atlantic. *Endanger. Species Res.* **21** (1): 25–32.
- 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>.
- Schaeffer Novelli Y., Soriano-Sierra E.J., Vale C.C., Bernini E., Rovai A. S., Pinheiro M.A.A., Schmidt A. J., Almeida R., Júnior C. C., Menghini R. P., Martinez D. I., Abuchahla G. M. O., Cunha-Lignon M., Charliersarubo S., Shirazawa-Freitas J., Cintrón-Molero G. 2016. Climate changes in mangrove forests and salt marshes. *Brazilian Journal of Oceanography*, **64** (sp2):37–52.
- Scheel-Ybert R. 2000. Vegetation stability in the Southeastern Brazilian coastal area from 5500 to 1400 14C yr BP deduced from charcoal analysis. *Review of Paleobotany and Palynology*, **110**(1-2):111–138. DOI: 10.1016/S0034-6667(00)00004-X
- Senna C.S.F. 2002. *Mudanças da paleovegetação e dos paleoambientes holocenos da planície costeira da região nordeste do Estado do Pará, entre as Baías de Marapanim e Maracanã*. PhD Thesis, Universidade do Amazonas/Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), Manaus, 115 p.

- Shepherd A., Ivins E., Rignot E., Smith B., Van Den Broeke M., Velicogna I. 2019. Mass balance of the Greenland ice sheet from 1992 to 2018. *Nature*, **558**: 219–222. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1855-2>.
- Smol J.P. & Stoermer E.F. 2010. *The diatoms: applications for the environmental and earth sciences*. Cambridge: Cambridge University Press
- 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. 1999. Estrutura vegetal e grau de perturbação ~ dos manguezais da Lagoa da Tijuca, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. *Rev. Bras. Biol.* **59**: 503–515. <https://doi.org/10.1590/s0034-71081999000300016>.
- 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>.
- Somboon J.R.P. 1990. Palynological study of mangrove and marine sediments of the Gulf of Thailand. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, **4**(2):85–97. [https://doi.org/10.1016/0743-9547\(90\)90008-2](https://doi.org/10.1016/0743-9547(90)90008-2)
- 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**(7-8): 462–475. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2006.04.005>.
- Stevaux J.C. 1994. The upper Parana river (Brazil): geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. *Quaternary International*, **21**:143–161. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(94\)90028-0](https://doi.org/10.1016/1040-6182(94)90028-0).
- Stevaux J.C. 2000. Climatic events during the late Pleistocene and Holocene in the upper Paraná River: correlation with NE Argentina and south-central Brazil. *Quaternary International*, **72**(1):73–85. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(00\)00023-9](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00023-9).
- Stockmarr J. 1971. Tabletes with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen Spores*, **13**:615–621.
- Stuart S.A., Choat B., Martin K.C., Holbrook N.M., Ball M.C. 2007. The role of freezing in setting the latitudinal limits of mangrove forests. *New Phytol.*, **173** (3): 576–583. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2006.01938.x>.
- Stuiver M., Reimer P.J., Reimer R.W. 2021. *CALIB 8.2 [WWW program]*. <http://calib.org>.
- Suguio K., Martin 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.
- Suguio K. 1999. *Geologia do quaternário e mudanças ambientais. Passado + Presente = Futuro?* 1. ed. São Paulo, Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, 53 p.
- Teixeira W., Fairchild T. R., Toledo M. C., Taioli F. 2009. *Decifrando a terra*. 2.ed. São Paulo, Companhia Editora Nacional, 303 p.

- Tomlinson P.B. 1986. *The botany of mangroves*. Cambridge, Cambridge University Press, United Kingdom, 413 p.
- Truccolo E.C. & Schettini, C.A.F. 1999. Marés astronômicas na baía da Babitonga, SC. *Notas Técnicas Facimar*, **3**:57- 66.
- 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 Theses, Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 270 p.
- Tomazelli L.J. & Villwock J.A. 2000. O Cenozoico no Rio Grande do Sul: geologia da planície costeira. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. Edição CIGO/UFRGS, Porto Alegre, pp. 375–406.
- Vale C.C. & Schaeffer-Novelli Y. 2018. *Atlas dos Manguezais do Brasil*. Brasília, DF, Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade, 176p.
- Van der Hammen T. 1974. The Pleistocene changes of vegetation and climate in tropical South America. *Journal of Biogeography*, **1**(1): 3-26. DOI: 10.2307/3038066.
- Vedel V., Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2006. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in Taperebal, northeastern Pará State, northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany*, **15**(2):115–123. <https://doi.org/10.1007/s00334-005-0023-9>.
- Veloso H.P., Rangel Filho A.L.R., Lima J.C.A. 1991. *Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal*. Rio de Janeiro, IBGE.
- Viero A. C. 2016. *Geodiversidade do estado de Santa Catarina*. Porto Alegre, CPRM. 155p.
- Villwock J.A., Tomazelli L.J., Loss E.L., Dehnhardt E.A., Horn N.O., Bachi F.A., Dehnhardt B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **4**: 79–97.
- Vuille M., Burns S.J., Taylor B.L., Cruz F.W., Bird B.W., Abbott M.B., Novello V.F. 2012. A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Clim. Past.*, **8** (4): 1309e1321. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1309-2012>.
- Walther G., Post E., Convey P., Menzel A., Parmesan C., Beebee T.J.C., Fromentin J.I.O.H., Bairlein F. 2002. Ecological response to recent climate change. *Nature*, **416**: 389–395.
- Wentworth C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30**: 377–392.
- Woodrofe C.D. & Grindrod J. 1991. Mangrove biogeography: the role of quaternary environmental and sea level change. *Journal of Biogeography*, **18**(5):479-92. <http://dx.doi.org/10.2307/2845685>.
- 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**(2): 75–83. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.20270>.
- Ziffer-Berger J. 2008. *Vascular Flora of the Babitonga Bay Region (Santa Catarina, Brazil): diversity and origins*. PhD Theses. Friedrich-Alexander-Universität € Erlangen-Nürnberg (FAU), 215p.