



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 561

**A DINÂMICA DA VEGETAÇÃO NAS PLANÍCIES DE MARÉ
DO DELTA DO RIO DOCE DURANTE O HOLOCENO
TARDIO**

Dissertação apresentada por:

VICTOR ROCHA CARVALHO

Orientador: Prof. Dr. Marlon Carlos França (IFPA)

**BELÉM
2019**

**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)**

C331d Carvalho, Victor Rocha
A dinâmica da vegetação nas planícies de maré do delta do rio Doce durante o holoceno tardio / Victor Rocha Carvalho. —2019.
xv, 72 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Marlon Carlos França Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2019.

1. Mudanças climáticas. 2. Vegetação costeira. 3. Manguezais. 4. Palinologia. 5. Variações do nível do mar.I. Título.

CDD 551.457



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

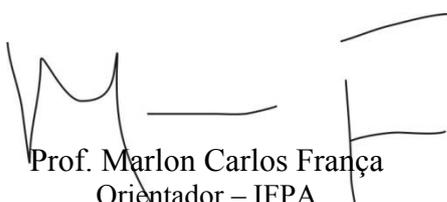
**A DINÂMICA DA VEGETAÇÃO NAS PLANÍCIES DE MARÉ
DO DELTA DO RIO DOCE DURANTE O HOLOCENO
TARDIO**

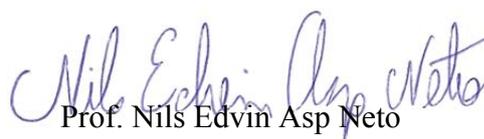
**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
VICTOR ROCHA CARVALHO**

**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 / 08 / 2019

Banca Examinadora:


Prof. Marlon Carlos França
Orientador – IFPA


Prof. Nils Edvin Asp Neto
Membro – UFPA


Prof. Luiz Carlos Ruiz Pessenda
Membro – USP

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus e a Nossa Senhora pelas graças alcançadas durante o mestrado.

Ao CNPq pela concessão da bolsa de estudo.

Ao meu orientador Marlon França pelo exemplo de humildade e por toda atenção, paciência e profissionalismo repassados ao longo desses dois anos.

A todos os professores do PPGG.

À minha família por ter me apoiado incondicionalmente durante toda minha vida acadêmica.

A todos os membros e amigos do Ladic: Érika, Vanessa, Denise, Neuza, Sérgio, Isabele e Nívea, sem os quais a construção desse trabalho se tornaria muito mais difícil.

Aos laboratórios de Dinâmica Costeira (Ladic), Laboratório de Oceanografia Química (Loqui), Laboratório de sedimentologia e Laboratório de C-14 no Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA-USP) pela disponibilidade de espaço à elaboração das análises.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo apoio financeiro dado a este projeto de Pesquisa.

À Universidade Federal do Pará, ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, pelo apoio do corpo docente e pela concessão das salas de aula e laboratórios.

Muito obrigado!

“ Ciência é o conhecimento das
consequências, e da dependência de
um fato em relação a outro ”

Thomas Hobbes

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo avaliar a dinâmica da vegetação nas planícies de maré do delta do rio Doce – sudeste do Brasil – sob a influência das mudanças climáticas e das flutuações do nível relativo do mar durante o Holoceno Tardio (2350 anos cal AP). Para isso, foram utilizadas datações ^{14}C , descrição de características sedimentares e dados polínicos, obtidos a partir de dois testemunhos denominados URU1 e URU2, com profundidades de 0,5 m e 4 m, respectivamente, coletados com um Trado Russo. Os testemunhos apresentaram quatro fácies sedimentares, típicas de planícies de maré: i) acamamento heterolítico *flaser* (Hf), ii) acamamento heterolítico *wavy*, iii) acamamento heterolítico lenticular (HI) e iv) lama com laminação paralela (Mp). A análise polínica do testemunho URU1 revelou o predomínio de ervas, árvores e arbustos em todas as profundidades, com aumento na frequência da vegetação aquática em direção à superfície. No testemunho URU2 foram registrados palinomorfos de manguezais e de foraminíferos na parte basal e mediana, sugerindo um domínio marinho/estuarino mais atuante até aproximadamente 2250 anos cal AP. Por outro lado, nas profundidades mais próximas ao topo do testemunho URU2 ocorreu a redução dos grãos de manguezal e de foraminíferos, seguido de um aumento da vegetação aquática de água doce, indicando diminuição da influência marinha. Essa tendência pode ser resultado de um clima relativamente mais úmido a partir de ~2250 anos cal AP, que proporcionou aumento dos índices pluviométricos e maior vazão dos rios na região, com aumento da influência fluvial. Foi possível perceber ainda, possíveis alterações antrópicas e/ou natural, corroborado pelo aumento na porcentagem de grãos de *Cecropia* e *Typha angustifolia*, e pela diminuição na cobertura de palmeiras nas planícies de maré, a partir de ~2250 anos cal AP. Assim, é razoável propor que o aumento da influência de água doce nos últimos 2000 anos, foi decisivo no aumento do transporte de sedimentos pelos rios para a planície deltaica, o qual pode ser o responsável pelo processo de substituição da planície de maré colonizada por manguezais por vegetação herbácea.

Palavras-chave: Mudanças climáticas. Vegetação costeira. Manguezais. Palinologia. Variações do Nível do Mar.

ABSTRACT

The goal of this work was to study the vegetation dynamics on the tidal plain of the Doce River Delta – southeastern Brazil – under the climate change influence and relative sea-level change during the late Holocene (2350 cal yr BP). Thus, ^{14}C dating, sedimentary features, and pollen date, obtained from two cores denominated URU1 (0.5 m depth) and URU2 (4 m depth), sampled with a peat sampler were used. The cores presented four typical sedimentary facies of tidal plain: i) *Flaser* heterolithic bedding (Hf); ii) *Wavy* heterolithic bedding; iii) Lenticular heterolithic bedding (Hl) and iv) Parallel mud (Mp). The pollen analysis of URU1 showed herbs predominance, trees and shrubs in all intervals, besides rising of aquatic vegetation towards surface. The URU2 core showed a mangrove and foraminifera influence close to the bottom and middle depth, possibly due to a higher marine/estuarine influence until 2250 cal yr BP. However, close to the surface of this core, occurred a mangrove and foraminifera decrease, followed by freshwater aquatic vegetation increasing, indicating a decrease in the marine influence. This can be a result of a relatively humid climate since at least 2250 cal yr BP, which resulted in higher rainfall and flow of rivers. Furthermore, the palynological data shows anthropic or natural alterations that occurred after 2250 cal yr BP demonstrated decreased coverage of palm trees in the tidal plain, further of a higher presence of *Cecropia* and *Typha angustifolia* pollen. Therefore, an increase of freshwater flow and wet climate conditions since at least 2000 cal yr BP, has been decisive for increasing sediment transport by the rivers to the delta plain, resulting in a coastline increase, leading coastal progradation, which resulted in replace process between mangroves and herbaceous vegetation.

Keywords: Climate Change. Coastal Vegetation. Mangroves. Palynology. Sea Level Change.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1- Área de estudo com os respectivos pontos de coleta URU1 (19°9'53.70"S / 39°43'23.50"O) e URU2 (19°2'40.70"S / 39°44'19.20"O). Fonte: Do autor..... 4
- Figura 2- Mapa geomorfológico com os respectivos pontos de coleta uru1 (19° 9'53.70"S / 39°43'23.50"O) e uru2 (19° 2'40.70"S / 39°44'19.20"O). Fonte: Do autor 6
- Figura 3- Mapa mostrando as classes de vegetação com os respectivos pontos de coleta uru1 (19° 9'53.70"S / 39°43'23.50"O) e uru2 (19° 2'40.70"S / 39°44'19.20"O). Fonte: Do autor. 9
- Figura 4- Exemplos de grãos de pólen (b), (c), (d), (h), esporo (g) e foraminífero (a) apresentando os diferentes tipos de ornamentações positivas da exina. Fonte: Do autor. 14
- Figura 5- Curva exponencial de decaimento radioativo do ¹⁴C. Fonte: Modificado de Libby *et al.* (1949)..... 15
- Figura 6- Modelo evolutivo de sedimentação costeira idealizado (A) sistema lagunar no máximo transgressivo; (B) terraços marinhos e pântanos formados após 5100 anos A. P. Fonte: Modificado de Suguio *et al.* (1985)..... 18
- Figura 7- Curvas de variação do nível relativo do mar apresentada por Martin *et al.* (2003) (a) e Angulo *et al.* (2006) (b)..... 19
- Figura 8- Classificação dos deltas levando em consideração o tamanho dos grãos, e consequente mecanismos de suplemento de sedimentos. Fonte: Modificado de Orton & Reading (1993)..... 21
- Figura 9- Exemplos de deltas oceânicos dominado por rios (a), marés (b) e ondas (c) Fonte: Modificado de Nichols (2009). 23
- Figura 10- Amostrador do tipo Trado Russo utilizado na amostragem dos testemunhos URU1 e URU2. 24

Figura 11- Estruturas sedimentares obtidas por meio de Raios-X. Testemunho URU 1 (A); Testemunho URU2 (B), (C), (D), (E), (F), (G), (H) e (I).	26
Figura 12- Etapas do pré-tratamento das amostras antes da leitura pelo analisador de partículas a laser. Fonte: França 2010.	27
Figura 13- Diagrama de Sheppard mostrando a distribuição granulométrica no testemunho URU1	33
Figura 14- Diagrama de Pejrup com as condições hidrodinâmica ao longo do testemunho URU1.	33
Figura 15- Perfil litoestratigráfico associado com os grupos ecológicos do testemunho URU1.	35
Figura 16- Conteúdo polínico do testemunho URU1, inseridos em seus respectivos grupos ecológicos (ervas, vegetação aquática, árvores e arbustos, palmeiras e esporos)....	36
Figura 17- Área de coleta mostrando os grupos ecológicos predominantes, ervas e vegetação aquática, além de ser notado a instalação de manguezal. Fonte: França 2010.....	38
Figura 18- Diagrama de Sheppard mostrando a distribuição granulométrica no testemunho URU2.	41
Figura 19- Diagrama de Pejrup com as condições hidrodinâmica ao longo do testemunho URU2.	41
Figura 20- Perfil litoestratigráfico associado com os grupos ecológicos do testemunho URU2.	44
Figura 21- Conteúdo polínico do testemunho URU2, inseridos com seus respectivos grupos ecológicos (ervas, vegetação aquática, árvores e arbustos, palmeiras, manguezais e esporos).	45
Figura 22- Área de coleta do testemunho URU2. São apresentados os grupos ecológicos como ervas, vegetação aquática e manguezal. Fonte: França (2016).	48

Figura 23- Área de coleta mostrando campo herbáceo e manguezal. Fonte: França (2016). ...48

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Amostras de sedimento selecionadas para datação ^{14}C e resultados dos testemunhos URU1 e URU2 (Planície costeira do rio Doce)	31
Tabela 2 - Descrição das fácies do testemunho URU1	32
Tabela 3 Descrição das fácies do testemunho URU2.....	39

LISTA DE ABREVIACÕES

AW	Tropical úmido
Cal yr BP	Calibrated years Before Present - Anos calibrados Antes do Presente (AP)
CENA	Centro de Energia Nuclear na Agricultura
HF	Acamamento Heterolítico <i>Flaser</i>
HL	Acamamento Heterolítico Lenticular
HW	Acamamento Heterolitico <i>Wavy</i>
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ITCZ	Zona de Convergência Intertropical
JBN	Jatos de Baixos Níveis
M2	Componente semi-diurna lunar
MAS	Espectrometria de Aceleração de Massa
MP	Lama com Laminação Paralela
SACZ	Zona de Convergência do Atlântico Sul
Sm	Areia maciça
TSM	Temperatura da superfície do Mar
UFF	Universidade Federal Fluminense
UFPA	Universidade Federal do Pará
UGAMS	Centro de Estudos Aplicados a Isótopos da Universidade da Georgia

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	ix
LISTA DE TABELAS	xii
LISTA DE ABREVIACÕES	xiii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 OBJETIVOS	3
1.2.1 Geral	3
1.2.2 Específicos	3
1.3 ÁREA DE ESTUDO	4
1.3.1 Contexto geológico	5
1.3.2 Contexto geomorfológico	5
1.3.3 Clima	8
1.3.3 Vegetação	8
1.3.5 Fatores oceanográficos	10
2 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO	12
2.1 FERRAMENTAS UTILIZADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS	12
2.1.1 Palinologia	12
2.1.2 Datação ¹⁴C	15
2.1.3 Manguezais	16
2.1.4 Mudanças do nível relativo do mar e dinâmica dos manguezais durante o Holoceno	17
3 MATERIAIS E MÉTODOS	24
3.1 AMOSTRAGEM E ACONDICIONAMENTO DAS AMOSTRAS.....	24
3.2 DATAÇÃO ¹⁴ C (MÉTODO AMS)	25
3.3 DESCRIÇÃO DAS FÁCIES E DETERMINAÇÃO GRANULOMÉTRICA	25
3.4 MÉTODO PALINOLÓGICO	27
3.4.1 Processamento das amostras	27
3.4.2 Tratamento com Ácido Clorídrico	28

3.4.3 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF) concentrado	28
3.4.4 Tratamento com ácido acético glacial (C₂H₄O₂)	29
3.4.5 Tratamento com acetólise	29
3.4.6 Montagem de lâminas para a microscopia	29
3.4.7 Análise microscópica e confecção de gráficos polínicos	30
4 RESULTADOS	31
4.1 DATAÇÃO POR ¹⁴ C	31
4.2 TESTEMUNHO URU1	32
4.2.1 Descrição de fácies	32
4.2.2 Palinologia	34
4.3.1 Descrição de fácies	39
4.3.2 Palinologia	43
5 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES	49
6 CONCLUSÃO	56
REFERÊNCIAS	57

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Manguezais são ecossistemas costeiros altamente produtivos que se desenvolvem em planícies lamosas na região entre marés, formando um elo entre os ambientes marinhos e terrestres (Behling *et al.* 2000). O estabelecimento e desenvolvimento desses ecossistemas está relacionado a diversos fatores, tais como: temperatura acima dos 24°C e amplitude térmica anual inferior a 5° C (Blasco *et al.* 1996, Wash 1974); margem onde sedimentos lamosos possam se acumular (Day, 2008); presença de água salgada e presença de marés (Wash 1974). Conseqüentemente, eles estão associados a zonas costeiras com profundidades rasas, baías e planícies deltaicas protegidas (Thom 1982).

Esses ecótonos estão distribuídos em mais de 20 milhões de hectares ao longo dos trópicos e subtropicais (Pinet 2009), mais precisamente entre as latitudes de 30° norte e sul, ocupando preferencialmente a costa leste dos continentes americano e africano, e em menor grau, a margem oeste dos mesmos (Spalding *et al.* 1997). Segundo esses autores, no Pacífico, os manguezais estão limitados a parte ocidental da bacia, estando ausentes em algumas de suas ilhas. Na costa brasileira, seus limites geográficos alcançam desde o Oiapoque (AP) (04°20'N) até Laguna (SC) (28°30'S) (Shaeffer-Novelli 2018), totalizando uma área de aproximadamente 962 mil hectares (Giri *et al.* 2011).

Quanto à importância ambiental, os manguezais contribuem para o sequestro e armazenagem de carbono da atmosfera (Alongi 2014, Donato *et al.* 2011, Giri *et al.* 2011), assumindo uma responsabilidade de aproximadamente 14% do acúmulo de carbono entre os ecossistemas costeiros (Alongi 2012). Além disso, são utilizados como indicadores da dinâmica costeira, devido à localização em zonas de intermaré, as quais são fortemente influenciadas pelo nível relativo do mar (Woodroffe *et al.* 1989, Woodroffe 1995).

Nos últimos 11 mil anos os manguezais foram expostos a distúrbios, devido às mudanças do nível do mar (Gornitz 1991, Blasco *et al.* 1996, Sun & Li 1990, Behling *et al.* 2001, Lamb *et al.* 2006, Alongi 2008, Berger *et al.* 2008, Cohen *et al.* 2008, Gilman *et al.* 2008). No último século, esse aumento foi de 1 a 2 mm/ano a nível global (Gornitz, 1995). Segundo o IPCC (2014), o cenário de subida do nível do mar continuará durante o século 21. Nesse contexto, o aumento da frequência de inundação, produz uma retração e migração dos manguezais em direção aos continentes, para áreas topograficamente mais elevadas (Cohen & Lara 2003). Por outro lado, em um cenário de regressão (normal ou forçada), a água salobra

não alcança a planície de maré, ocasionando a migração dos manguezais para zonas topograficamente menos elevadas (Posamentier *et al.* 1992).

Outro potencial fator na dinâmica dos manguezais, são as mudanças climáticas. No Brasil, durante o início do Holoceno, o clima foi caracterizado como relativamente mais seco, diferente do Holoceno médio ao tardio, quando apresenta condições relativamente mais úmidas (Ledru 1993, Ferraz-vicentini & Salgado-Labouriau 1996, Barberi *et al.* 2000, Pessenda *et al.* 2004). Essas mudanças alteram o regime de chuvas e, conseqüentemente, produzem variações na descarga dos rios e nos gradientes de salinidades (Absy 1991, Freitas *et al.* 2001, Molodkov & Bolikhovskaya 2002, Lara & Cohen 2006), comprometendo o estabelecimento dos manguezais, já que eles necessitam de um intervalo restrito de salinidade (entre 10 a 90‰) (Ribeiro *et al.* 2018).

Além disso, processos de menor escala temporal, denominados autocíclicos, influenciam a dinâmica dos manguezais (Ribeiro *et al.* 2018). Esses processos estão relacionados ao sistema deposicional (Cecil 2013) e envolvem migração lateral de meandros, avulsão de canal, ação de marés e tempestades (Beebower 1964).

Alguns estudos apontam que os principais agentes modificadores na distribuição dos manguezais incluem alterações do nível relativo do mar (Punwong *et al.* 2013) e mudanças climáticas (Cohen *et al.* 2016), além de interações antropogênicas e atividades geomorfológicas (Srivastava & Farooqui 2013). No Brasil, estudos mostram que o comportamento desses ecossistemas esteve relacionado sobretudo às variações na descarga dos rios, na região norte (Cohen *et al.* 2018, 2015, 2012, Guimarães *et al.* 2012, 2010 e Smith *et al.* 2011), a fatores autocíclicos, na região nordeste (Ribeiro *et al.* 2018, Moraes *et al.* 2017 e Fontes *et al.* 2017), e predominância de fatores oceanográficos e climáticos nas regiões sul e sudeste (França *et al.* 2013, 2015, 2016, Lorente *et al.* 2015, Cohen *et al.* 2014, Buso *et al.* 2013 a, 2013b, Pessenda *et al.* 2012, Nascimento 2012, Castro *et al.* 2013).

Nesse sentido, os manguezais são um dos melhores indicadores ambientais para se compreender a evolução da linha de costa, diante do cenário de mudanças climáticas e variações do nível relativo do mar. Assim, o presente trabalho tem como objetivo principal reconstituir a história evolutiva dos manguezais durante o Holoceno tardio, sob a influência das mudanças climáticas e variações do nível relativo do mar, na planície costeira do delta do rio Doce, com base no conteúdo polínico, integração de dados estratigráficos e datação ^{14}C .

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Geral

Avaliar a dinâmica da vegetação na planície costeira do delta do rio Doce durante o Holoceno tardio, sob a ótica das mudanças climáticas e variações do nível relativo do mar.

1.2.2 Específicos

- Caracterizar as unidades botânicas pretéritas;
- Identificar os paleoambientes deposicionais;
- Mencionar a ordem cronológica dos episódios, correlacionando-os com as mudanças climáticas e variações no nível relativo do mar do Holoceno tardio.

1.3 ÁREA DE ESTUDO

O local de estudo está situado na porção norte da planície deltaica do Estado do Espírito Santo, nas proximidades dos municípios de São Mateus e Linhares. Os pontos de coleta URU1 e URU2 estão centrados nas coordenadas $19^{\circ}9'53.70''\text{S} / 39^{\circ}43'23.50''\text{O}$ e $19^{\circ}2'40.70''\text{S} / 39^{\circ}44'19.20''\text{O}$, respectivamente (Figura 1).

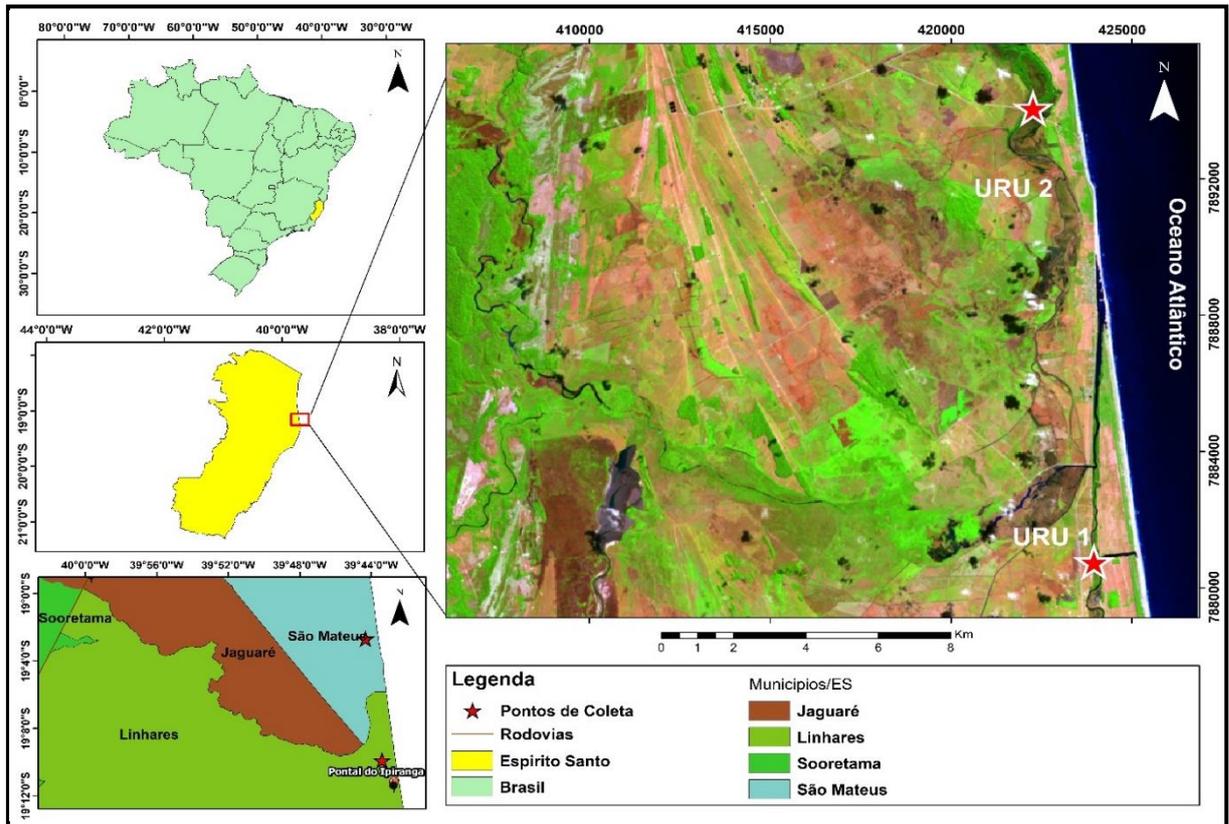


Figura 1- Área de estudo com os respectivos pontos de coleta URU1 ($19^{\circ}9'53.70''\text{S} / 39^{\circ}43'23.50''\text{O}$) e URU2 ($19^{\circ}2'40.70''\text{S} / 39^{\circ}44'19.20''\text{O}$). Fonte: Do autor.

1.3.1 Contexto geológico

A área de estudo está localizada na planície deltaica do rio Doce, inserida na bacia do Espírito Santo-Mucuri. Essa bacia foi formada durante a abertura do Oceano Atlântico Sul no Jurássico tardio e Cretáceo inicial, sendo considerada um dos rifts marginais brasileiro (França *et al.* 2007). A área emersa dessa bacia, abrange uma extensão de 18.000 Km² e 200.000 Km² de área submersa (Polizel & Rossetti 2014). Ela evoluiu sobre um complexo de terrenos ígneos e metamórficos de idade pré-Cambriana, sendo limitada ao sul pela bacia de Campos, através do arco de Vitória, e ao norte pelo complexo vulcânico Abrolhos (Milani *et al.* 2000, Mohriak 2003).

O embasamento da bacia do Espírito Santo integra o setor norte da Província da Mantiqueira, fazendo parte da faixa Araçuaí e está localizado a sudeste do Cráton do São Francisco. O embasamento corresponde a uma complexa associação de rochas metamórficas e ígneas, tais como, granulitos, gnaisses e magmatitos, além de ser constituído por rochas que foram parcialmente ou totalmente retrabalhadas nos ciclos Transamazônico e Brasileiro (José 2005, França *et al.* 2007).

A área de estudo está inserida na porção norte da planície costeira quaternária. Ela envolve depósitos pleistocênicos e holocênicos, os quais foram depositados durante a penúltima e última transgressão marinha, respectivamente (IBGE 1987). Esses depósitos, incluem o domínio dos sedimentos cenozóicos inconsolidados ou pouco consolidados, depositados em meio aquoso, e compreende duas unidades geológico-ambiental: 1) ambiente flúvio-lacustre, com predomínio de sedimentos arenosos, intercalados com camadas argilosas, ocasionalmente com presença de turfa; 2) ambiente marinho costeiro, com predomínio de sedimentos arenosos (Silva & Machado 2014).

1.3.2 Contexto geomorfológico

Na área de estudo foi possível reconhecer três compartimentos geomorfológicos: a) província montanhosa, com rochas cristalinas pré-Cambriana; b) planalto costeiro, composto pelo Grupo Barreiras; c) planície costeira quaternária, constituída por quatro unidades geomorfológicas: depósito pleistocênico com cordões litorâneos de primeira fase; depósito holocênico com cordões litorâneos de segunda fase (Rossetti *et al.* 2015); paleocanais (Polizel & Rossetti 2014) e barreiras arenosas (Rossetti 2008) (Figura 2).

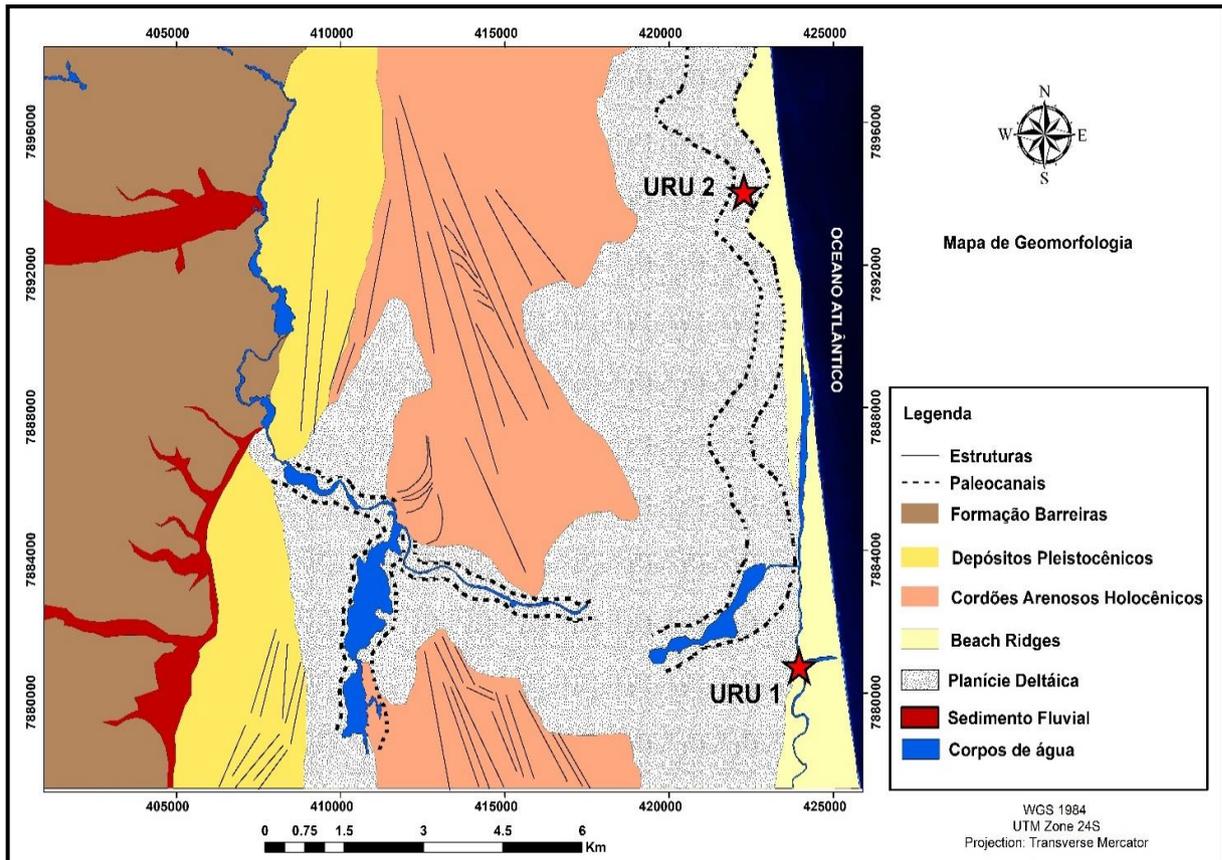


Figura 2- Mapa geomorfológico com os respectivos pontos de coleta uru1 ($19^{\circ} 9'53.70''S / 39^{\circ}43'23.50''O$) e uru2 ($19^{\circ} 2'40.70''S / 39^{\circ}44'19.20''O$). Fonte: Do autor.

1.3.2.1 Província montanhosa com rochas cristalinas pré-Cambriana

A província montanhosa apresenta uma rede de drenagem retangular dendrítica, constituída por rochas cristalinas pré-cambrianas. Este compartimento é caracterizado por terrenos altos recobertos por vegetação florestal, ocorrendo numerosos vales com aspecto de “ravinas mortas”, evidenciando suspensão da erosão e reduzido carreamento de sedimentos grosseiros em direção ao curso dos rios (Suguio *et al.* 1982).

1.3.2.2 Planalto costeiro

O planalto costeiro com idade miocênica, representado pela Formação Barreiras, é constituído por vales fluviais com fundo plano, o qual serviu para que partículas de silte fossem acumuladas durante o Quaternário (Martin *et al.* 1996). Segundo Bigarella & Andrade (1964) leques aluviais coalescentes localizados no sopé das encostas, originados pelas tempestades eventuais de um clima mais seco que o atual, compõe os depósitos da Formação Barreira. Por outro lado, alguns trabalhos postulam uma origem marinha para parte do Grupo Barreiras, e

não uma origem exclusivamente continental, tendo em vista que a proposta da procedência marinha, ajuda a explicar algumas questões acerca da paleontologia e sedimentologia desta unidade (Arai 2006, Domingues & Araújo 2008). O arcabouço do Grupo Barreiras é majoritariamente quartzoso, com clastos subangulosos e subarredondados, sendo encontrado ainda, níveis ou camadas de siltitos e argilitos intercalados a níveis conglomeráticos, além da ocorrência de um nível laterítico, na parte superior da unidade muitas vezes não contínuo (Moura-Lima *et al.* 2010).

1.3.2.3 Planície costeira quaternária

A planície costeira quaternária é composta por terraços arenosos pleistocênicos e holocênicos, ambos associados ao final da penúltima e última fase transgressiva, respectivamente (IBGE 1987). O topo do terraço pleistocênico está situado entre 6 a 10 m acima do limite atual de maré alta, apresentando coloração branca na sua superfície, e coloração marrom escura na base, em decorrência da impregnação por ácidos húmicos e óxido de ferro (Dominguez *et al.* 1981). Nesse depósito, estão inseridos cordões arenosos de primeira fase de deposição, com 30 Km de comprimento e 3 Km de largura, os quais são retos ou levemente curvados em direção ao Atlântico (Rossetti *et al.* 2015).

Na superfície dos terraços holocênicos, encontram-se cordões litorâneos estritamente próximos e paralelos, quando comparados com os depósitos pleistocênicos (Bittencourt *et al.* 1979). Esses cordões, correspondem a segunda fase de deposição e são bastante representativos em termo de comprimento e largura, apresentando concavidade para leste (Rossetti *et al.* 2015). O desenvolvimento dos cordões litorâneos em regiões costeiras progradacionais, resultam do acréscimo de material arenoso sob a ação de ondas, e das condições de baixa energia das ondas em razão da descida do nível do mar (Carter 1986). Além disso, a sua origem está associada a litorais submetidos à ação de correntes marinhas e de ondas, onde a energia das ondas é inferior ao acúmulo de materiais depositados (Johnson 1919).

A unidade de paleocanais, ocorre na área de estudo na forma de redes menores e de padrão distributário, concentrando-se principalmente ao norte do rio Doce, além de ser notado ao sul desse rio, porém em menor frequência (Polizel & Rossetti 2014). Canais distributários em deltas podem mudar de posição no decorrer de sua evolução, resultando em morfologia de paleocanais. Além disso, o mapeamento dessas feições é importante na reconstituição do sistema deltaico, haja vista que podem oferecer informações a respeito da hidrodinâmica do fluxo fluvial no passado (Goudie 2004)

As barreiras arenosas, são comuns em ambientes de micro ou meso maré, representam um sub-ambiente do sistema deposicional ilha Barreira, sendo os processos marinhos os principais responsáveis por sua formação e, em menor grau, os processos eólicos (Rossetti 2008). Elas correspondem a um cinturão arenoso alongado paralelo a linha de costa, separada desta por uma laguna. As barreiras arenosas possuem uma extensão com centenas de metros, as vezes quilômetros de comprimento, e poucos metros de altura, sendo frequentes em litorais transgressivos com ampla influência da ação de ondas e fornecimento sedimentar (Guerra & Cunha 1995). Além disso, barreiras arenosas são sub-ambientes dinâmicos, podendo migrar em direção ao continente (Rossetti 2008) ou em direção ao mar (Hoyt 1967, Carter *et al.* 1989).

1.3.3 Clima

O clima da região é caracterizado por verões chuvosos e invernos secos, pertencente ao tipo Aw (tropical úmido), segundo a classificação de Köppen (1948). O período de maior precipitação está entre os meses de novembro e janeiro (verão), e o período mais seco ocorre entre maio a setembro (inverno). O clima é controlado pela Zona de Convergência Intertropical (ITCZ) e pela Zona de Convergência do Atlântico Sul (SACZ) (Carvalho *et al.* 2004).

O cinturão de ventos do Atlântico Sul (NE-E-SE) cobre inteiramente a área de estudo, estando relacionado a uma célula de alta pressão atmosférica local e a períodos de avanço da Frente Polar Atlântica durante o outono e inverno, gerando ventos do Atlântico Sul (NE-E-SE) (Dominguez *et al.* 1992, Martin *et al.* 1998). Os ventos que sopram na maior parte do ano relacionam-se com os quadrantes NE, e os ventos de SE, estão relacionados com as frentes frias (Teixeira 2002). A temperatura e a precipitação média anual se encontram em torno de 23° C e 1215 mm, respectivamente (Buso Junior *et al.* 2013a).

1.3.3 Vegetação

Formações pioneiras e Floresta Ombrófila densa ou floresta dos tabuleiros de terras baixas, compõe a vegetação da área de estudo, com a vegetação pioneira situada sobre depósitos de idade holocênica em áreas próximas ao mar, e a Floresta Ombrófila localizada sobre a Formação Barreiras, a qual é constituída por sedimentos argilo-arenosos e arenosos de idade cenozoica (Lorente *et al.* 2015) (Figura 3).

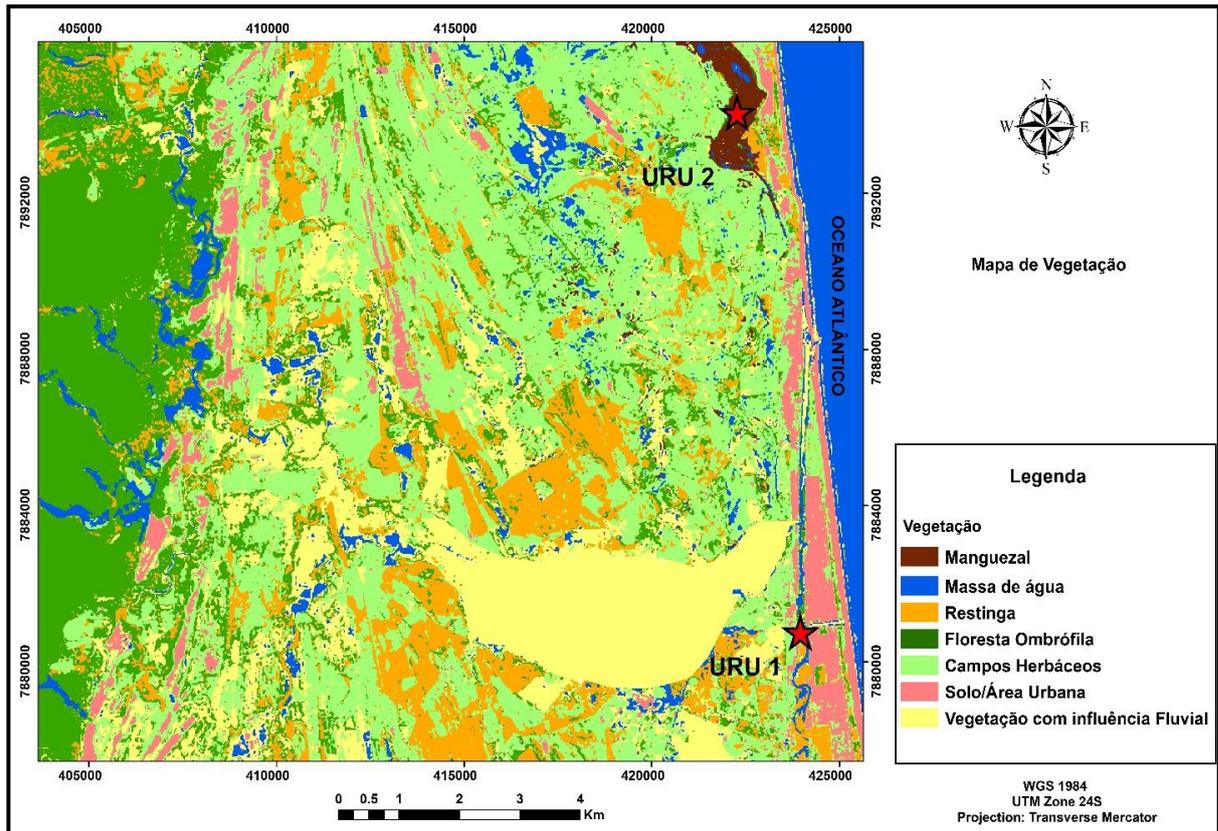


Figura 3- Mapa mostrando as classes de vegetação com os respectivos pontos de coleta uru1 ($19^{\circ} 9'53.70''S / 39^{\circ}43'23.50''O$) e uru2 ($19^{\circ} 2'40.70''S / 39^{\circ}44'19.20''O$). Fonte: Do autor.

Segundo o IBGE (1987) vegetação de manguezal, “salt-marshes”, restinga e plantas viventes em planície de inundação, fazem parte da vegetação pioneira, todas podendo sofrer influências de ambientes fluviais, marinho e Flúvio-marinho. O ecossistema de manguezal está restrito na parte norte do litoral da planície costeira do Espírito Santo, sendo constituído por espécies como: *Rhizophora mangle*, *Laguncularia racemosa* e *Avicennia germinans* (BERNINI *et al.* 2006). Além disso, Apocynaceae, Annonaceae, Fabaceae, Myrtaceae, Sapotaceae, Bignoniaceae, Lauraceae, Hippocrateaceae e Euphorbiaceae fazem parte das principais famílias que compõe a floresta úmida tropical na região de estudo (PEIXOTO & GENTRY 1990).

As Florestas de Tabuleiros se classificam em dois tipos de vegetação: (1) Floresta Estacional Semidecidual das Terras Baixas; (2) Floresta Ombrófila Densa das Terras Baixas (Veloso *et al.* 1991). Segundo estes mesmos autores, os parâmetros de temperatura e pluviosidade em que a Floresta Estacional Semidecidual se encontra, é de chuvas intensas, alternando com períodos mais secos no inverno, enquanto na Floresta Ombrófila Densa de Terras baixas, não é observado período seco. A extensão de ambas ocorre desde o Estado de Pernambuco até o Rio de Janeiro, sendo que ao sul da Bahia e norte do Espírito Santo está

situada a área central dessa vegetação (Rizzini 1997). Essas duas últimas regiões, são consideradas um dos centros de endemismo das florestas tropicais costeiras do Brasil, devido à existência de táxons endêmicos nas Florestas de Tabuleiro (Mori *et al.* 1981, Prance 1982, Rizzini 1997, Thomas *et al.* 1998).

Floresta Ombrófila densa se distingue das demais, pelo fato de estarem distribuídas no sentido litoral-interior de acordo com um gradiente climático, já que a distribuição de outras formações da Floresta Atlântica, seguem um gradiente climático-topográfico (Silva & Nascimento 2001). Esses tabuleiros apresentam alta riqueza de famílias como: Fabaceae, Sapotaceae, Annonaceae, Rubiaceae, Euphorbiaceae, Bignoniaceae e Myrtaceae, além de árvores e lianas com diâmetro maior que 10 cm (Peixoto & Gentry 1990).

1.3.5 Fatores oceanográficos

1.3.5.1 Marés

Regime de micromarés semidiurnas ocorrem no litoral do Espírito Santo, com duas oscilações diárias, amplitudes máximas de 2 m, e média ao redor de 1,4 m (Albino 1999). Elas são classificadas como micromarés, devido à sua altura atingir valores menores que dois metros (Dyer 1997). A difusão da maré na plataforma continental desta região segue a propagação da componente semidiurna lunar (M₂), em sentido anticiclônico (anti-horário) (Mesquita 1997).

1.3.5.2 Correntes

Quanto às correntes, os vórtices e meandramentos nesta área, estão relacionados com as mudanças na extensão da plataforma continental, além da presença de bancos e de cordilheiras submarinas (Fragoso 2004). A Corrente do Brasil, que percorre a costa do Espírito Santo, apresenta valores médios de velocidade de 0,25 m/s no inverno e 0,35 m/s no verão, além de ser uma corrente de convecção (Fermisa 1999). Ela pode ser ampliada em águas com profundidades rasas, devido os ventos NE-ENE (Teubner Jr. 1990). Dependendo dos fatores locais, como fisiografia e condições climáticas, a circulação na zona costeira pode ser influenciada pelos ventos (camada de Ekman) e pelas marés (Tomczak 1998), apesar das correntes de maré exercerem pouca influência na circulação costeira da costa capixaba (Concremat 2007).

Os ventos de nordeste exercem efeito predominante na circulação da costa do Espírito Santo. Por outro lado, as frentes frias, que são responsáveis pelos ventos do quadrante sul, produzem um empilhamento das águas de superfícies em direção a costa (Teubner 1990).

1.3.5.3 Ondas

Os sistemas atmosféricos da costa leste do Brasil, tais como os ciclones extratropicais e a alta subtropical do Atlântico Sul (ASAS), influenciam no regime de ondas oceânicas na costa do Espírito Santo (Teubner Jr. 1990). As mudanças de ventos dos sistemas atmosféricos geram ondas que atingem a costa na parte oriental do Brasil, ocasionando uma alternância entre ondas de tempo bom, vindas de sudeste, e ondas de tempestades, provenientes do Sul (Muehe & Valentini 1998). Os setores NE-E e SE-E, são as principais procedências das ondas, com o predomínio do setor NE-E, o qual está relacionado com os ventos alísios e ocorrem com maior frequência ao longo do ano, enquanto que o setor SE, relaciona-se com as frentes frias, originando as ondas do setor sul, as quais são mais energéticas quando comparadas com as do quadrante NE, porém de menor frequência (Gomes 2008).

O fenômeno El Niño pode perturbar esse modelo, visto que a passagem de ondas de média e alta troposfera é bloqueada pelo jato subtropical, ocorrendo o bloqueio nas regiões Sul e sudeste do Brasil das zonas frontais resultando em alta pluviosidade, já no norte do país as chuvas se tornam escassas com a passagem desse fenômeno (Martin *et al.* 1993). Em ambos os quadrantes (E-NE e S-SE) a altura das ondas se situa principalmente entre 0,5 a 1,0 m e menos frequente, entre 1,0 a 1,5m (Teubner 1990).

2 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO

2.1 FERRAMENTAS UTILIZADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS

2.1.1 Palinologia

O estudo dos grãos de pólen e esporos, denominado palinologia, consiste em uma ferramenta a reconstituição paleoambiental, pois esses grãos possuem a capacidade de serem preservados em uma infinidade de ambientes, tais como: lagos, pântanos e estuários (Bradley 1999). Segundo este mesmo autor, a preservação dos grãos de pólen nos sedimentos se deve a exina, que compõe a camada externa, sendo resistente a agentes redutores e oxidantes.

Estruturas localizadas no interior da exina são denominadas de ornamentações negativas, e são subdivididas em: perforadas, microperforadas, faveolada e fossulada. Já as estruturas localizadas na parte externa da parede celular, são classificadas como positivas, e se distribuem em escabrada, clavada, verrugada, espinhosa, rugulada, estriadas e reticuladas (Punt *et al.* 1994, Kremp 1965, Iversen & Troels-Smith 1950) (Figura 4).

A dispersão dos grãos de pólen pelo vento é facilitada pelo tamanho e peso dos mesmos, pois mais rapidamente eles se assentarão no solo, quanto mais pesados e maiores eles forem, do contrário, mais prolongados serão suas deposições à medida que eles se tornam menores e mais leve (Dyakowska 1936). Uma vez no sedimento, os grãos farão parte do registro estratigráfico (Traverse 1994), onde permanecerão durante milhões de anos, em condições de temperaturas e pressões bastante acima daquelas encontradas no momento de sua vida na superfície terrestre (Carvalho 2011).

Um dos ambientes ideais para o acúmulo de grãos de pólen são os manguezais, os quais são caracterizados pela granulação fina e baixa concentração de oxigênio, sendo assim considerados locais propícios para a preservação desses grãos (Pessenda 2015). A assembleia polínica preservada nos testemunhos do Quaternário, pode ser comparada com a palinologia atual, já que não houve extinção significativa de plantas, o que faz da palinologia uma ferramenta para a interpretação paleoecológica (Barberi *et al.* 2000). Para Salgado-Laboriau (2007) essa técnica aplicada ao período do Quaternário, serve para visualizar o comportamento da vegetação no que se refere a expansão, migração, retração e consolidação das assembleias fósseis, uma vez que ocorre compatibilidade dos elementos de outrora com os contemporâneos.

Um grande exemplo que utilizou a palinologia para a interpretação paleoambiental foi o trabalho de Hammen (1963), que teve como área de estudo a costa da Guiana, onde foi observada regressão e subsequente transgressão marinha, com substituição na botânica local de restinga e floresta para savana. Na costa brasileira, em especial, no sudeste do país, Buso-Junior

et al. (2013), Cohen *et al.* (2016), França *et al.* (2013), (2015), (2016) também utilizaram a palinologia como ferramenta na reconstituição paleoambiental.

No estudo de França *et al.* (2013) os autores concluíram que entre 8050-7115 anos cal AP lagos da região norte do Espírito Santo estiveram rodeados por manguezais em uma planície de maré, ocorrendo posteriormente uma evolução deste ambiente para uma planície herbácea. Além disso, a descarga dos rios, o fornecimento sedimentar e as flutuações do nível do mar, foram forças decisivas para a sucessão da vegetação, bem como para o estabelecimento das características geomorfológica da área (Buso-Junior 2010, Cohen *et al.* 2005a,b, 2012, França *et al.* 2012, Guimarães *et al.* 2012, Scheel-Ybert 2000, Smith *et al.* 2012).

Para França *et al.* (2016), estudando depósitos do Holoceno tardio na planície deltaica do rio Doce, foi possível observar que entre 1337 a 100 anos cal AP ocorreu uma sucessão da vegetação, inicialmente colonizada por vegetação herbácea até 900 anos cal AP. A partir dos últimos 400 anos AP, a vegetação herbácea foi substituída pela vegetação de mangue, sendo essa substituição um possível produto do aumento do nível relativo do mar

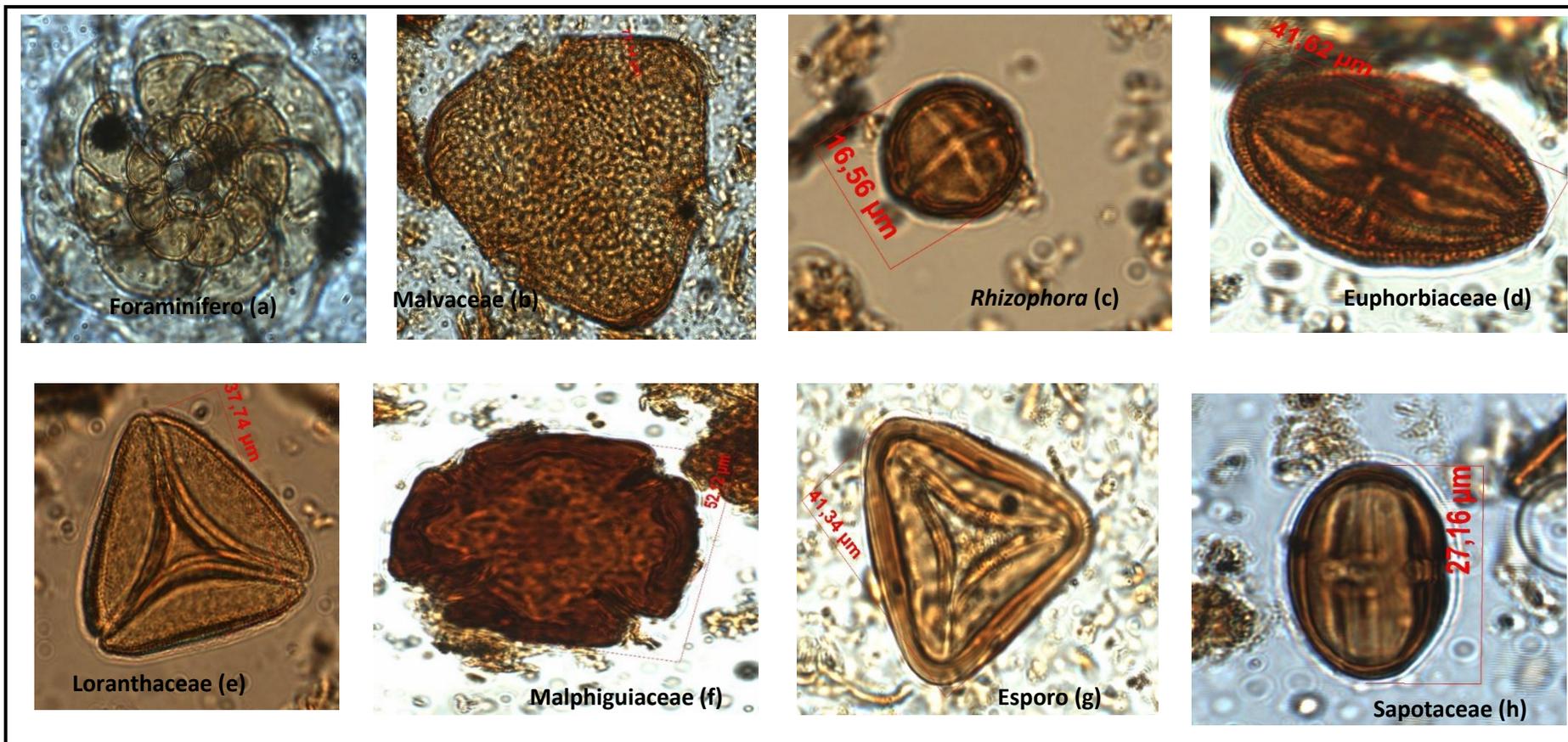


Figura 4 - Exemplos de grãos de pólen (b), (c), (d), (h), esporo (g) e foraminífero (a) apresentando os diferentes tipos de ornamentações positivas da exina. Fonte: Do autor.

2.1.2 Datação ^{14}C

De acordo com Libby (1949), o processo de formação de ^{14}C se realiza na alta atmosfera, onde é continuamente produzido pela interação de nêutrons, com o isótopo estável de ^{14}N . Esse mesmo autor, postulou que os nêutrons produzidos na alta atmosfera, são produtos de colisões de raios cósmicos, em especial as partículas α de alta energia, com átomos gasosos. O ^{14}C produzido sofre oxidação e origina o $^{14}\text{CO}_2$, sendo posteriormente disseminado na atmosfera, capturado pelos oceanos em grandes proporções, e uma fração ínfima se incorpora à biosfera (Taylor 1987).

O ^{14}C é incorporado à estrutura dos componentes da matéria que compõe os seres vivos, através da fotossíntese, onde os vegetais fixam o ^{12}C , sendo a fonte principal de energia, e em menor quantidade o ^{14}C , o qual será assimilado e transferido aos animais pelos mecanismos de respiração e alimentação através do consumo dos vegetais (Pessenda *et al.* 2005). O ^{14}C inicia seu processo de desintegração a partir do momento da morte dos organismos, quando a sua assimilação é interrompida, com redução de ^{14}C da matéria orgânica no decorrer dos anos (Broecker 2003).

A idade da amostra é obtida por meio da leitura da radiação emitida pela Espectrometria de Aceleração de Massa (Accelerator Mass Spectrometry - AMS), com margem de erro de aproximadamente 3% (Pessenda 1998a). Esse isótopo ao desintegrar-se emite uma partícula β^- e transforma-se mais uma vez em ^{14}N , com meia vida de 5.730 ± 30 anos. A figura 5 exemplifica como a quantidade de ^{14}C decai exponencialmente ao longo do tempo.

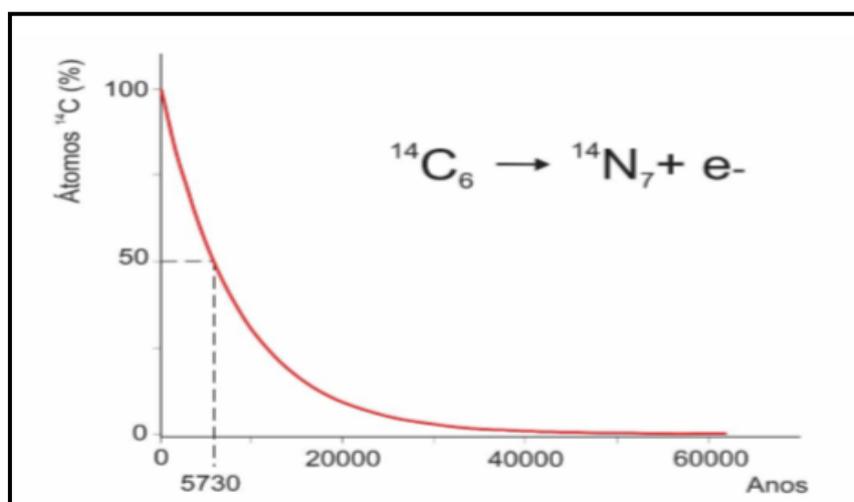


Figura 5 - Curva exponencial de decaimento radioativo do ^{14}C . Fonte: Modificado de Libby *et al.* (1949).

Ao longo dos anos foram observadas variações na razão $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$, atribuídas a variações no campo magnético da Terra (Bucha 1974) e atividade solar (Jong 1980). Para o entendimento e estabelecimento dessas variações, datações foram realizadas em anéis de crescimento de árvores utilizando-se a dendrocronologia (Olsson 1980). Diante disso, trabalhos foram desenvolvidos no intuito de calibrar as idades obtidas por meio da técnica de datação ^{14}C , em anos antes do presente (AP), sendo tal calibração aplicadas em amostras de origem terrestres, as quais utilizam o gás carbônico advindo da atmosfera (Reimer *et al.* 2004). Por sua vez, as idades não calibradas adquiridas pela técnica de ^{14}C , são demonstradas em anos antes do presente (AP), utilizando-se o ano de 1950 como referência para o presente (P) (Pessenda *et al.* 2015).

2.1.3 Manguezais

A nível global, os manguezais ocupam uma área de aproximadamente 20 milhões de hectares ao longo dos trópicos e subtropicais (Pinet 2009). Eles estão dispostos predominantemente entre as latitudes de 30° Norte e Sul, e em algumas áreas fora desse limite, como em Bermudas (32°20' N), Japão (31°22' N), Austrália (38°45'S), Nova Zelândia (38°03'S) e na costa leste da África do Sul (32°59' S) (Spalding *et al.* 1997).

Na região costeira do Brasil os manguezais podem ser encontrados desde o Amapá (04°30'N) até Santa Catarina (28°30'S), sendo este último, conhecido como limite Austral desses ecossistemas no Oceano Atlântico Sul (Menghini 2004). De acordo com Schaeffer-Novelli (1987) existem seis espécies de mangue dispostas no litoral brasileiro: *Avicennia schaueriana* Stapf. e Leech.; *Avicennia germinans* (L.) Stearn; *Laguncularia racemosa* (L.) Gaertn.; *Rhizophora mangle* L.; *Rhizophora racemosa* G.F. Mayer; *Rhizophora harrisonii* Leechman.

Os manguezais colonizam águas costeiras com temperatura acima dos 24° C (Blasco *et al.* 1996). Como localizam-se em ambientes instáveis, possuem uma variedade de adaptações fisiológicas, morfológicas e reprodutivas, que os capacitam sobreviver (Saenger 1982, Tomlinson 1986). Alguns desses vegetais, apresentam raízes aéreas que são adaptadas a sedimentos fluidos com alta quantidade de água nos poros, além da presença de pneumatóforos (raízes eretas) que facilitam a troca gasosa, uma vez que o ambiente em que essas comunidades se encontram, é carente em oxigênio (Blasco *et al.* 1996). Por serem na grande maioria, plantas halófitas adaptadas à presença de água salgada, algumas espécies possuem glândulas de sal em

suas folhas, enquanto que outras, apresentam mecanismos fisiológicos para minimizar os danos do excesso de sal, como, a separação do sistema de enzimas sensitivas, do sal presente na planta (Clough 1982, Blasco *et al.* 1996).

Os manguezais estão dispostos paralelamente em relação a linha de costa, com espécies colonizando desde a porção mais baixa da zona entre marés, até a mais alta, sendo esta zonação o produto de respostas de diferentes espécies à concentração de sais no substrato, gradientes de frequência de inundação e disponibilidade de nutrientes (Snedaker 1982, Hutchings & Saenger 1987, Wolanski *et al.* 1990). Através das raízes e troncos influenciam a hidrodinâmica local, reduzindo a velocidade das correntes, impedindo, assim, a erosão dos depósitos sedimentares da região entre marés (Augustinus 1995).

Os manguezais são ecossistemas altamente sensíveis as oscilações do nível do mar, distúrbios antropogênicos e mudanças no clima (Blasco *et al.* 1996, Hogart 1999, Gilman *et al.* 2008), podendo migrar tanto em direção ao continente quanto em direção ao oceano (Punwong *et al.* 2013). Apesar da sensibilidade dos manguezais às flutuações do nível do mar, as respostas advindas dessas oscilações devem levar em conta outros fatores, como o tectonismo local, os impactos humanos na hidrologia local, bem como o *input* de sedimentos, hidrodinâmica e geomorfologia onde se situam esses ecossistemas (Schaeffer-Novelli 2002).

A respeito da importância dos manguezais para a linha de costa, Dugan (1992) relatou que eles apresentam uma gama de funções: servindo de alimento a cadeias alimentares nos estuários; atuando no processo de retenção de poluentes, purificação e armazenamento de água; além de protegerem a costa contra tempestades e oferecerem recursos florísticos e faunísticos. Os solos desses ecossistemas estão entre os mais ricos em carbono na região tropical (Chmura *et al.* 2003, Donato *et al.* 2011, Fujimoto *et al.* 1999, Kristensen *et al.* 2008, Matsui 1998) os quais participam diariamente de trocas de matéria orgânica com os oceanos adjacentes, através da subida e descida da maré (Bouillon *et al.* 2003, Dittmar *et al.* 2006).

2.1.4 Mudanças do nível relativo do mar e dinâmica dos manguezais durante o Holoceno

As oscilações do paleonível do mar representam o produto da eustasia, que são variações reais dos níveis pretéritos dos oceanos, bem como da isostasia, constituído pelo deslocamento de massas terrestres, produto do tectonismo (MARTIN *et al.* 1986). De acordo com Souza *et al.* (2005) - i) variações nos volumes das bacias oceânicas, ii) glacioeustasia, que representa a quantidade de água nas bacias oceânicas como consequência da glaciação e deglaciação e iii)

geoidoeustasia, referentes a processos gravitacionais, responsáveis por deformações das superfícies oceânicas - são fatores controladores das variações dos níveis pretérito dos oceanos.

As oscilações do nível relativo marinho no litoral brasileiro, puderam ser identificadas através de evidências biológicas como, conchas de ostras e vermetídeos, comprovações sedimentológicas (depósitos arenosos) e através da ação do homem (depósitos de sambaquis) (Suguio *et al.* 1985, Martin *et al.* 2003, Ângulo *et al.* 2006). Diante disso, pesquisadores propuseram curvas do nível relativo do mar, para o litoral brasileiro durante o Holoceno - i) Suguio *et al.* (1985) sugeriu uma regressão do nível relativo do mar com duas oscilações a partir dos 5100 anos AP.; ii) entre 4100-3800 anos AP e 3000-2700 anos AP, Angulo & Lessa (1997) descartaram a possibilidade de nível de mar baixo entre esses intervalos; iii) Tomazelli (1990) afirmaram que nos últimos 1000 anos, está ocorrendo um aumento do nível relativo do mar.

No modelo apresentado por Suguio *et al.* (1985), a desembocadura dos principais rios na parte norte do litoral do Espírito Santo, foi composta por um sistema Lagunar durante o último máximo transgressivo (Figura 6 A), sendo posteriormente substituído por lagos e pântanos de água doce, além de serem formados terraços marinhos com o material da antiga Ilha barreira, conforme o mar foi se retraindo (Figura 6 B).

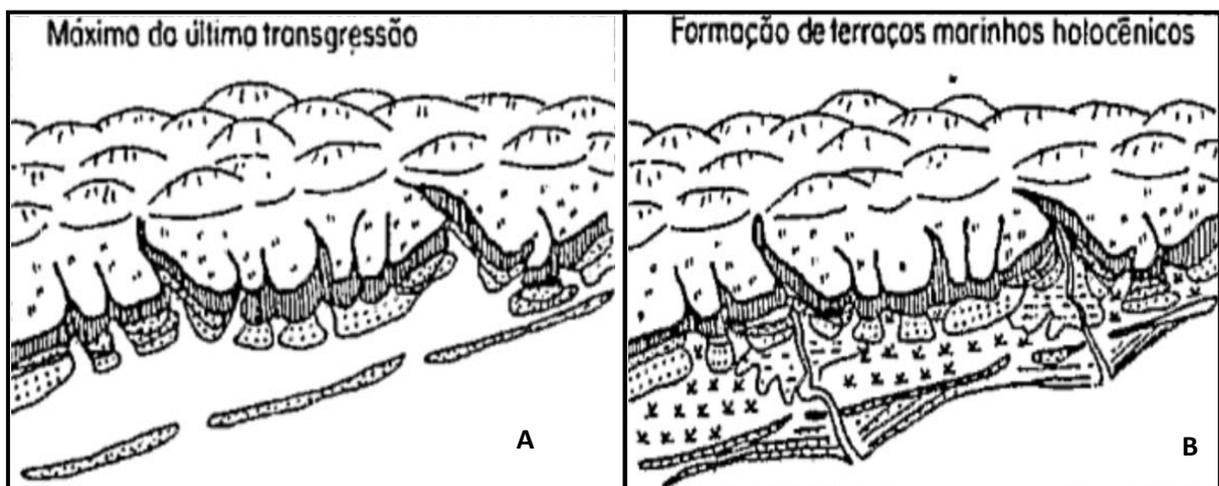


Figura 6 - Modelo evolutivo de sedimentação costeira idealizado (A) sistema lagunar no máximo transgressivo; (B) terraços marinhos e pântanos formados após 5100 anos A. P. Fonte: Modificado de Suguio *et al.* (1985).

Assim, foram verificadas algumas oscilações com respectiva queda contínua até o presente (Figura 7A). Para Angulo *et al.* (2006), ocorreu uma regressão de maneira ininterrupta ao longo do Holoceno superior (Figura 7B).

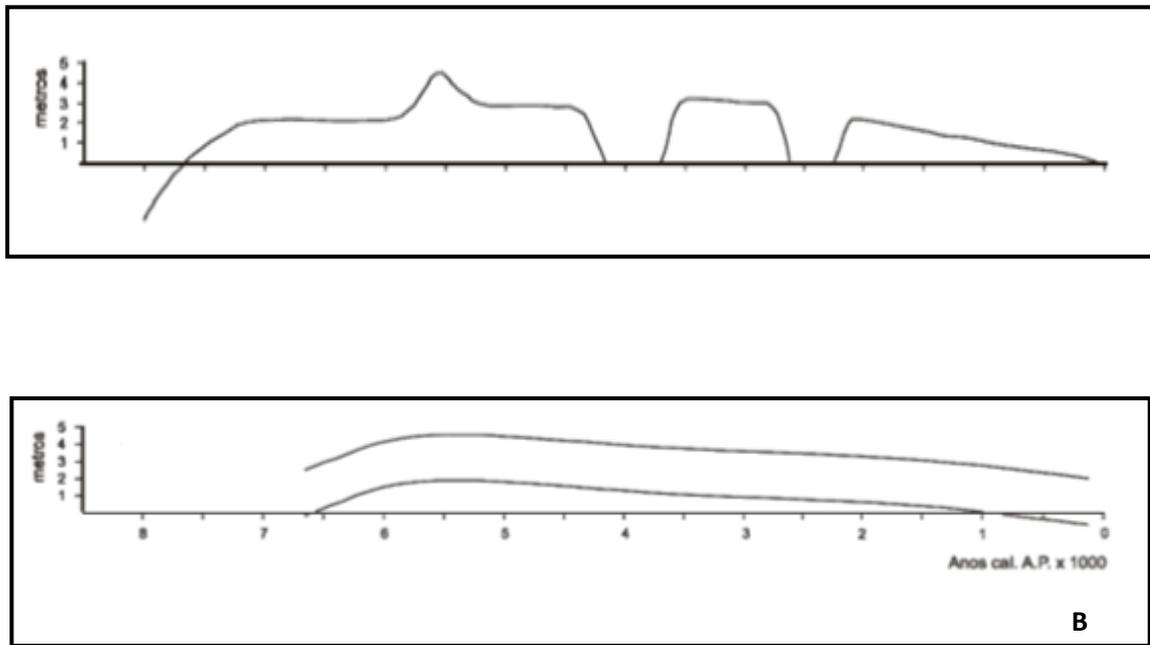


Figura 7 - Curvas de variação do nível relativo do mar apresentada por Martin *et al.* (2003) (a) e Ângulo *et al.* (2006) (b).

Nesse contexto, oscilações do nível relativo do mar produzem efeitos nos ambientes costeiros e na geomorfologia (Giannini *et al.* 2007) e, por conseguinte, no comportamento dos manguezais (Behling *et al.* 2001, 2004, Cohen & Lara 2003, Cohen *et al.* 2004, 2005 a, b, França *et al.* 2012).

Trabalhos na costa Norte (Cohen *et al.* 2018, 2015, 2012, 2009, 2008, 2005 a, 2005 b, 2003, França *et al.* 2014, 2012, Guimarães *et al.* 2013, 2010, Smith *et al.* 2011, Vedel *et al.* 2006, Behling *et al.* 2004, 2001, Lara *et al.* 2001), Nordeste (Fontes *et al.* 2017, Moraes *et al.* 2017, Ribeiro *et al.* 2018) e Sudeste do Brasil (França *et al.* 2016, 2015, 2013, Lorente *et al.* 2015, Cohen *et al.* 2014, Buso *et al.* 2013 a, 2013 b, Pessenda *et al.* 2012) mostraram os efeitos das oscilações do nível marinho durante o Holoceno, na dinâmica dos manguezais.

No litoral Norte, os manguezais apresentam uma área de 13.713 Km², sendo responsáveis por 85% desse ecossistema no território nacional, compreendendo os Estados do Amapá, Pará e Maranhão em 1800 Km de costa (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990, Vanucci 1999). O estabelecimento, expansão e contração desse ecossistema durante o Holoceno (Behling 1996, 2001, Behling *et al.* 2001, Cohen *et al.* 2005 a, b, 2008, 2009, Vedel *et al.* 2006, Smith *et al.* 2011, Guimarães *et al.* 2012), relacionaram-se a fatores como variações na descarga dos rios e mudanças no nível relativo do mar (Cohen *et al.* 2005 a,b, Lara & Cohen 2006, 2009).

Cohen *et al.* (2012) relataram que o estabelecimento dos manguezais no litoral Norte, ocorreu após a subida do nível do mar pós-glacial, que ocasionou uma incursão marinha nos estuários, ao longo do Holoceno inicial e médio. A partir desse último período ocorreram

mudanças no clima, que variou de seco (durante o Holoceno inicial e médio) a úmido (a partir do Holoceno tardio). Isto modificou o volume na descarga fluvial, afetando a salinidade e, conseqüentemente, o tipo de vegetação, que passou de manguezal para vegetação de água doce.

Os manguezais da costa Sul e Sudeste do Brasil, são controlados por fatores oceanográficos e climáticos e estão confinados a ambientes costeiros como estuários e baías, sujeitos a regimes de micromarés com alcance de 2 metros de altura (Soares *et al.* 2012, Schaeffer-Novelli *et al.* 1990). Na região Sudeste, a mudança do nível relativo do mar foi o principal fator na dinâmica dos manguezais durante o Holoceno (Angulo *et al.* 2006, Pirazolli 1986, Silva & Neves 1991; Muehe & Neves 1995), além das mudanças climáticas (Molodkov & Bolikhovskaya 2002) e alterações no transporte de sedimentos (Pessenda *et al.* 2012, Cohen *et al.* 2014).

Buso-Junior *et al.* (2013) realizando uma abordagem entre variação do nível relativo do mar e evolução do paleo-estuário na lagoa do Macuco, norte do Espírito Santo, constataram a presença de uma densa cobertura de manguezal entre aproximadamente (7623-7015 anos cal AP), antes do máximo nível do mar, ocorrendo posteriormente o estabelecimento de uma lagoa de água doce.

Na região nordeste, Ribeiro *et al.* (2018) concluíram que o estabelecimento dos manguezais ao longo do rio Ceará Mirim (RN), foi conduzido inicialmente por processos alogênicos, como a subida e estabilização do nível relativo do mar. Em seguida, houve o predomínio de processos autogênicos (migração de canais) na dinâmica desses ecossistemas. Fontes *et al.* (2017) analisou a dinâmica dos manguezais em um vale fluvial no sul da Bahia durante o Holoceno, chegando à conclusão que a vegetação de mangue se instalou no ponto mais alto do vale fluvial, entre 7400 anos cal AP e 5350 anos cal AP, períodos referentes ao aumento e estabilização do nível relativo do mar, respectivamente. De fato, a região nordeste ainda carece de pesquisas no âmbito da dinâmica dos manguezais durante o Holoceno. Alguns estudos realizados nesse trecho do país, revelaram que a dinâmica desses ecótonos esteve relacionada essencialmente a variação do nível relativo do mar (Angulo *et al.* 2006, Pirazolli 1986, Silva & Neves 1991, Muehe & Neves 1995).

2.1.5 Deltas

Delta pode ser definido por uma discreta protuberância da linha de costa formada em um ponto onde um rio adentra o oceano ou outro corpo de água (Elliott 1986, Bhattacharya & Walker 1992). Segundo Barrell (1912) a carga sedimentar transportada por um rio, ao chegar à

desembocadura, promove a construção de um depósito parcialmente subaéreo. A formação dos deltas inclui energia adequada do meio receptor para que o sedimento seja depositado, e não venha sofrer ressuspensão e transporte para outras localidades (Suguio 2012).

Morgan (1990) considera quatro fatores relevantes na sedimentação de um delta: 1. Regime fluvial, podendo ocorrer descargas uniformes ou periódicas, influenciando a progradação da linha de costa; 2. Processos costeiros os quais incluem os efeitos das ondas, marés e correntes de deriva litorânea; 3. Fatores climáticos interferindo nos processos abióticos (físicos e químicos) e bióticos dentro da bacia de drenagem e 4. Comportamento tectônico, o qual é responsável pela existência de uma sequência sedimentar mais delgada em áreas com lenta subsidência, ou responsável por gerar pacotes mais espessos em áreas onde ocorre rápida subsidência.

O esquema proposto por Orton & Reading (1993) é aplicado para modernos deltas, sendo útil na classificação dos estratos que são utilizados como fácies deltaicas. Esses autores sugerem que os deltas são comumente classificados em termos de tamanhos dos grãos dominantes dos depósitos e da relativa importância dos processos fluviais, ondas e marés (Figura 8).

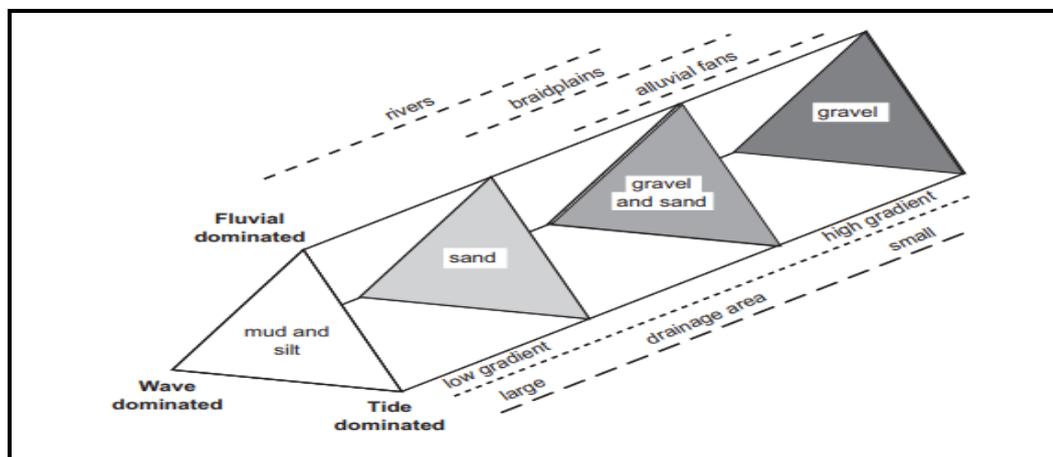


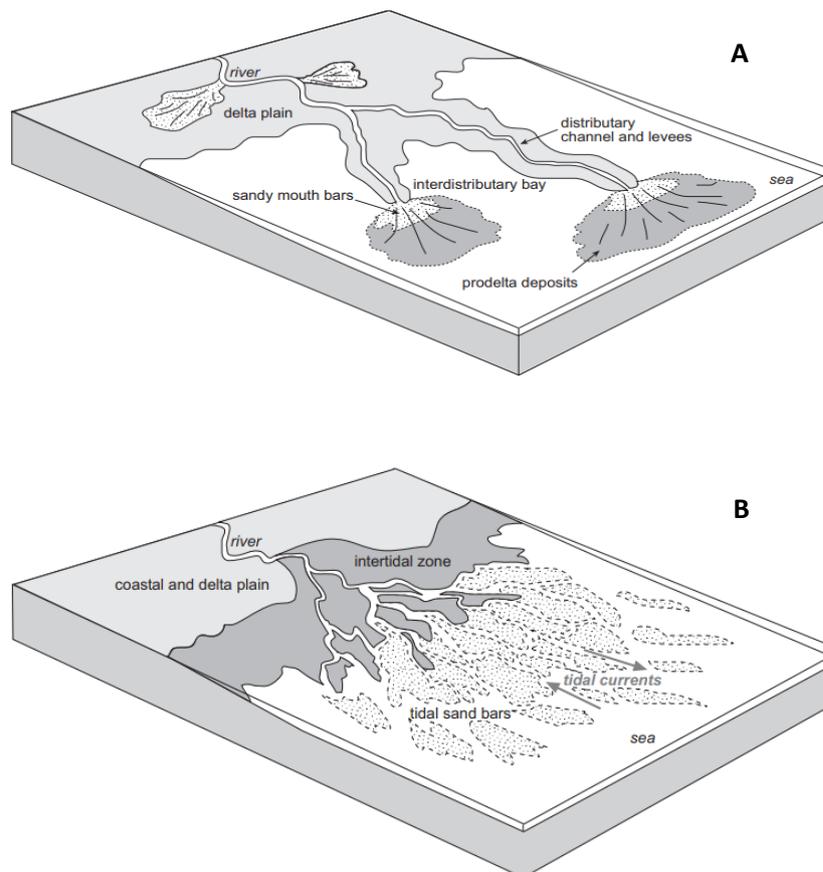
Figura 8 - Classificação dos deltas levando em consideração o tamanho dos grãos, e conseqüente mecanismos de suplemento de sedimentos. Fonte: Modificado de Orton & Reading (1993).

Quanto a classificação dos deltas marinhos, eles podem ser subdivididos em três tipos principais: delta fluvial, delta de maré e delta dominado por onda (Fisher 1969, Galloway 1975) (Figuras 9 (a), (b), (c)). Como exemplo de deltas fluviais pode-se mencionar os deltas do rio Danúbio na Alemanha, rio Mississipi nos Estados Unidos e rio Pó na Itália (Galloway 1975). Deltas fluviais se desenvolvem em costas com regime de micromarés e em locais onde a energia das ondas são dissipadas antes de atingirem a linha de costa, além de possuírem uma

instabilidade do canal fluvial devido ao baixo gradiente da planície deltaica, favorecendo a avulsão dos canais (Nichols 2009).

Nos deltas dominados por marés a linha de costa é altamente dinâmica com grandes amplitudes de marés, as quais movem a carga de fundo e de suspensão, tanto em áreas mais próximas ao continente (onshore) quanto em áreas mais afastadas (offshore) (Nichols 2009). Segundo o mesmo autor, os sedimentos transportados pelos rios até sua desembocadura são retrabalhados pelas marés, originando barras arenosas alongadas e perpendiculares a linha de costa. De acordo com Suguio (2003) a foz do rio Amazonas seria um exemplo de delta altamente destrutivo dominado por marés.

Nos deltas dominados por ondas, a progradação consiste na construção de uma série de cordões arenosos paralelos a linha de costa, produto do fornecimento de sedimentos pelos rios e do retrabalhamento das ondas (Nichols 2009).



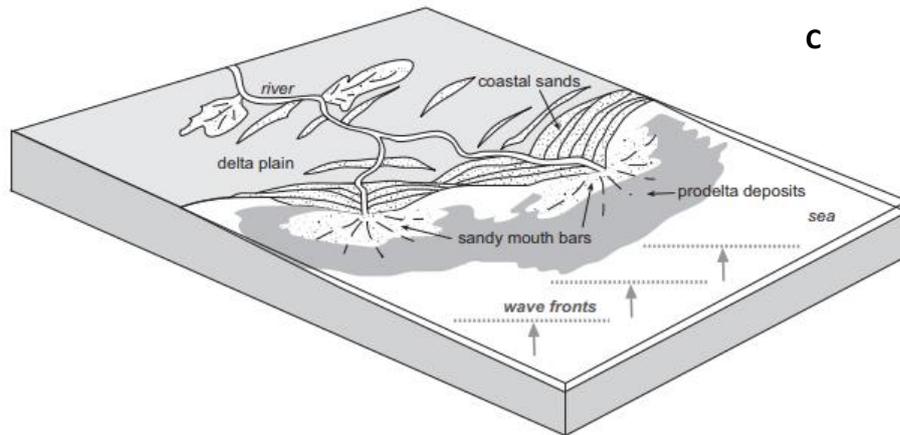


Figura 9 - Exemplos de deltas oceânicos dominado por rios (a), marés (b) e ondas (c). Fonte: Modificado de Nichols (2009).

Como exemplo de deltas dominados por ondas no Brasil, pode-se mencionar os deltas do rio Jequitinhonha, rio São Francisco, rio Paraíba do Sul e do rio Doce (Martin *et al.* 1984, Galloway 1975, Dominguez *et al.* 1983, Dominguez *et al.* 1981). Na região de estudo, encontra-se o delta do rio Doce, que possui dimensões como largura e comprimento de 40 Km E-W e 15 Km N-S, respectivamente, e valores de descarga de $20 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$ (Summerhayes *et al.* 1976). Ele é considerado o maior da costa brasileira, e nos últimos 5.000 anos cal AP ocorreu a sua progradação (Rossetti *et al.* 2015). A última fase do seu crescimento ocorreu após 2.500 anos cal AP com o desenvolvimento a partir da progradação de cristas praias (Suguio *et al.* 1980, Dominguez *et al.* 1981).

No cenário evolutivo do delta do rio Doce, alguns autores consideram apenas o papel dos rios na construção deltaica (Bandeira Jr. *et al.* 1975, Dominguez 1987), enquanto outros levam em consideração o papel das flutuações do nível do mar nos últimos 5.000 anos cal AP (Suguio *et al.* 1980, 1982, Domingues *et al.* 1981, 1987). Para Suguio *et al.* (1982) o delta do rio Doce se formou em um ambiente lagunar devido a presença de uma ilha barreira. Contudo, em trabalhos mais recentes como o de Polizel (2014) a autora considera que o delta do rio Doce foi formado pela progradação direta no meio marinho, ocorrendo o retrabalhamento de sedimentos no litoral e subsequente formação de cordões litorâneos. Ainda segundo a autora, a presença de cordões litorâneos no interior do delta, corrobora a hipótese defendida de que o delta não se desenvolveu em um ambiente intralagunar.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 AMOSTRAGEM E ACONDICIONAMENTO DAS AMOSTRAS

Em campo, foram coletados dois testemunhos com o auxílio de um amostrador do tipo *Trado Russo* (Figura 10), dentro de uma área de manguezal nas proximidades das cidades de São Mateus e Linhares. O testemunho denominado URU1 ($19^{\circ} 9'53.70''S / 39^{\circ}43'23.50''O$) obteve um alcance de 0.5 m de profundidade, e o testemunho URU2 ($19^{\circ} 2'40.70''S / 39^{\circ}44'19.20''O$) atingiu a profundidade de 4 m.

Os testemunhos URU1 e URU2 foram segmentados a cada 2 cm e 5 cm, respectivamente, e acondicionados em tubos de PVC revestidos com papel filme, com o objetivo de impedir o crescimento de fungos e bactérias nas amostras. O material foi inserido em um freezer a temperatura de $4^{\circ}C$, para impedir que microrganismos metabolizassem o carbono presente nos sedimentos e trocar CO_2 com a atmosfera, contaminando as amostras com carbono recente (Colinvaux *et al.* 1999).



Figura 10- Amostrador do tipo Trado Russo utilizado na amostragem dos testemunhos URU1 e URU2.

3.2 DATAÇÃO ^{14}C (MÉTODO AMS)

O material para datação foi inicialmente prepara por meio de uma análise física, com o intuito de eliminar partículas orgânicas macroscópica, utilizando-se um estéreo microscópio. Em seguida as amostras foram tratadas com HCl a 2 % a 60° C por 4 horas. Logo após, as amostras foram lavadas com água destilada até a neutralidade do pH, e por fim secas a temperatura de 50° C. Esse procedimento foi realizado para que o material residual fosse extraído, como ácidos fúlvicos, ácidos húmicos e carbonatos, os quais são considerados frações orgânicas mais jovens (Pessenda *et al.* 2010). Um espectrômetro de massas acoplado a um acelerador de partículas (AMS) foi utilizado para datar a matéria orgânica sedimentar, que é utilizado para amostras com concentração inferior a 0,1 g de carbono, no laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LACUFF) e no Centro de Estudos Isotópicos Aplicados (Georgia, EUA). As idades foram registradas em anos AP (AP - antes do presente), sendo o presente o ano de 1950. Os resultados foram normalizados para $\delta^{13}\text{C}$ do -25‰ e em anos cal AP, 2 σ (Reimer *et al.* 2013).

3.3 DESCRIÇÃO DAS FÁCIES E DETERMINAÇÃO GRANULOMÉTRICA

Os testemunhos foram submetidos inicialmente a radiografias, para o reconhecimento das estruturas sedimentares (Figura 11). O comprimento de onda utilizado na radiografia dos testemunhos, esteve na faixa entre 10 e 0,01 nanômetro, os quais correspondem a Raios-X. Esse procedimento serviu para identificar estruturas preservadas ao longo dos testemunhos, pois a presença de grandes quantidades de lama e fragmentos vegetais, tendem a ofuscar possíveis estruturas sedimentares.

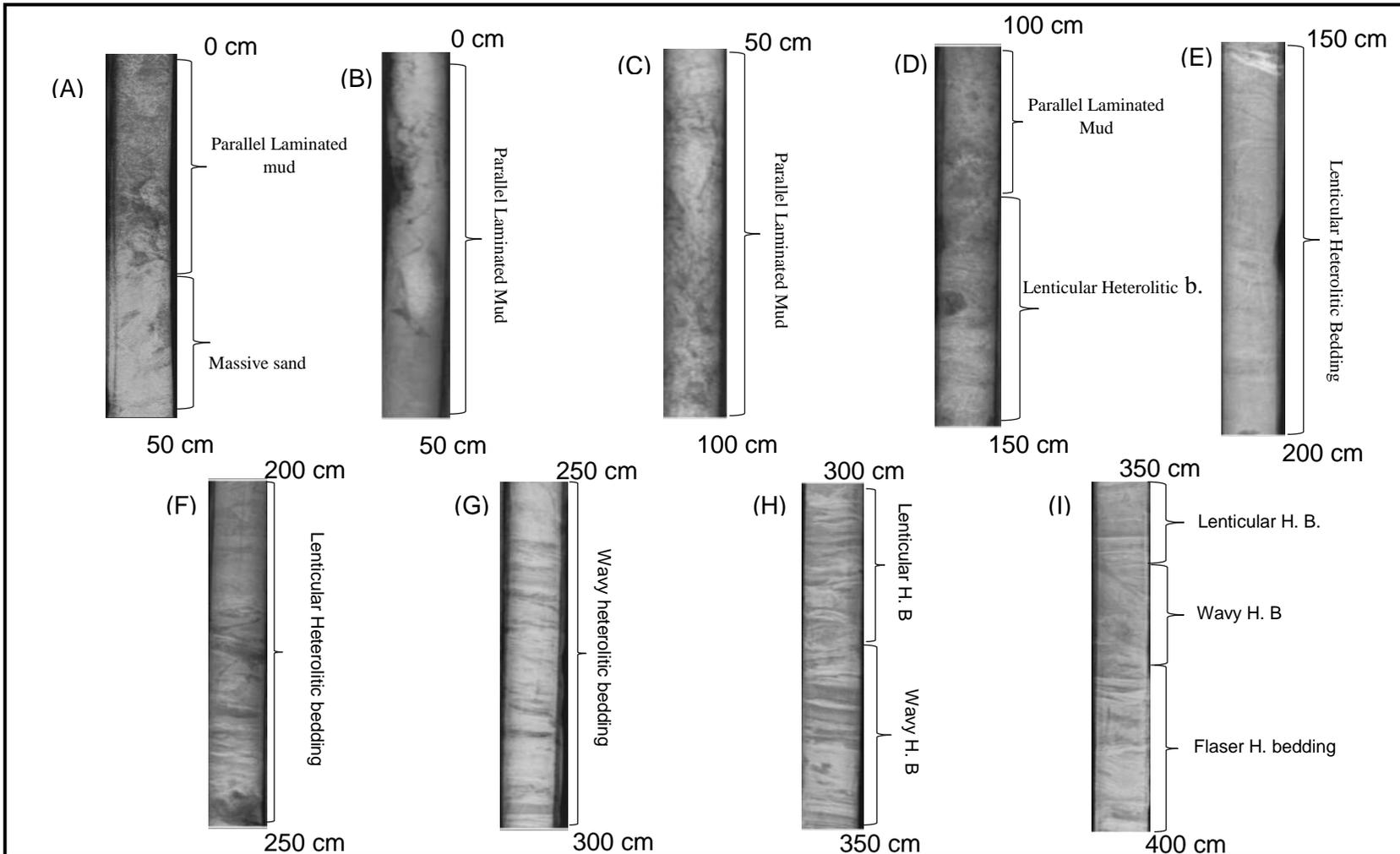


Figura 11- Estruturas sedimentares obtidas por meio de Raio-X. Testemunho URU 1 (A); Testemunho URU2 (B), (C), (D), (E), (F), (G), (H) e (I).

Para a análise granulométrica, as amostras de sedimento foram retiradas em intervalos de 2 cm no testemunho URU1, e 5 cm no testemunho URU2. Após isso, as amostras foram lavadas com água deionizada e peróxido de hidrogênio (H_2O_2), para a remoção da matéria orgânica. Logo em seguida, foi feito o uso de um ultrassom e agitador mecânico para a desagregação do material e, por fim, a identificação do tamanho dos grãos, com o auxílio do Analisador de Partículas a Laser (Laser Diffraction SALD 2101 – Shimadzu) (Figura 12).

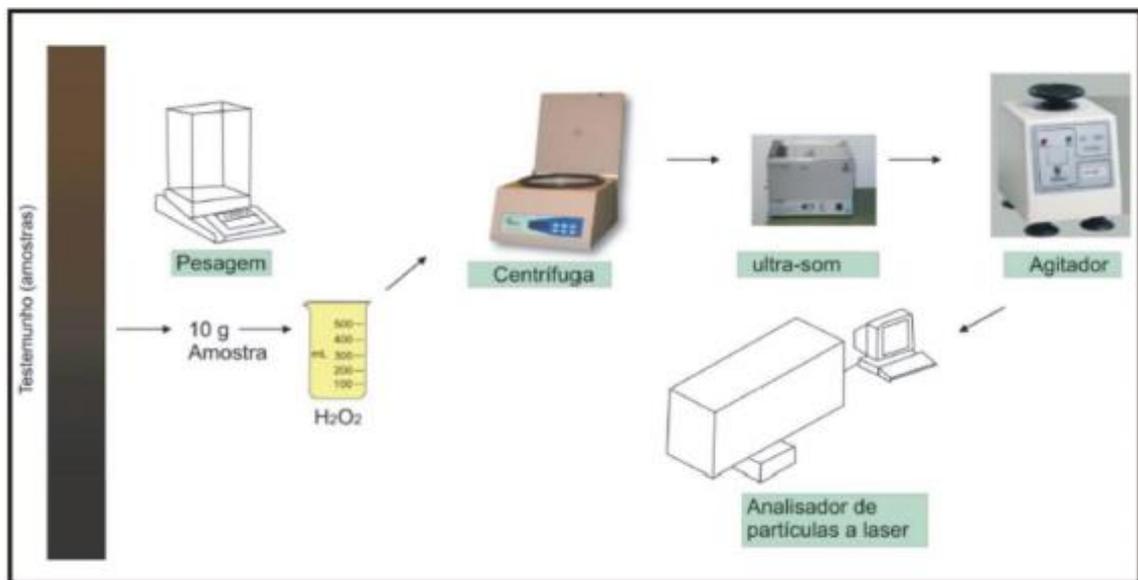


Figura 12- Etapas do pré-tratamento das amostras antes da leitura pelo analisador de partículas a laser. Fonte: França (2010).

A classificação do tamanho granulométrico foi realizada por meio do diagrama triangular de Sheppard, baseado nos percentuais de areia ($0,0625 - 2 \text{ mm}$), silte ($3,1 - 3,9 \mu\text{m}$) e argila ($0,24 - 2 \mu\text{m}$) proposto por Wentworth (1922). A confecção dos gráficos foi feita mediante a utilização do software SYSGRAN 3.0 (Camargo 1999).

3.4 MÉTODO PALINOLÓGICO

3.4.1 Processamento das amostras

Para o tratamento da análise palinológica foi seguido o protocolo descrito por Colinvaux *et al.* (1999). Primeiramente, uma quantidade de 1 cm^3 de sedimento foi retirada em um intervalo de 2 cm ao longo do testemunho URU1, e a cada 5 cm para o testemunho URU2 com o auxílio de um medidor de volume feito de aço inoxidável, onde o material foi colocado dentro de uma cavidade cilíndrica e depois retirado por um êmbolo produzindo pastilhas de

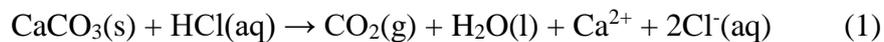
sedimento. Uma vez retiradas dos testemunhos, essas pastilhas de sedimentos foram introduzidas em tubos de centrífugas, os quais são feitos de prolipropileno e insolúveis ao ataque ácido.

Esses tubos foram marcados com relação a profundidade em que foi feita a retirada das pastilhas. Para o cálculo da concentração de pólen (grãos/cm³) e a razão de acumulação de pólen (grãos/cm²/ano) foram adicionadas juntamente com as pastilhas de sedimentos, tabletes de marcadores exóticos, denominados de esporos de *Lycopodium* (Stockmarr 1971). O cálculo da concentração polínica original foi feito através da razão de esporos marcadores de *Lycopodium* e de grãos de pólen contados, já que cada tablete possui uma quantidade de 10.600 esporos de *Lycopodium*.

3.4.2 Tratamento com Ácido Clorídrico

O tratamento com ácido clorídrico consistiu na adição de HCl a 10%, com o intuito de remover o carbonato (CO₃) presente no material sedimentar e dissolução da matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*.

A reação citada é composta pela seguinte equação:

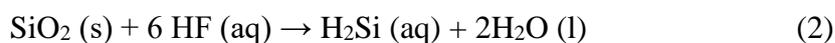


Este processo é seguido por mistura das amostras com a utilização de um bastão misturador (feito de teflon) para cada tubo de ensaio, evitando assim a contaminação da amostra. Em seguida, o material foi conduzido à centrífuga onde permaneceu por 5 minutos a 2.500 rotações para decantação. O líquido residual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

3.4.3 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF) concentrado

A identificação palinológica pode ser comprometida quando há uma grande quantidade de sílica, a qual provoca o obscurecimento dos grãos de pólen. Diante disso, foi introduzido HF nas amostras, que ficaram em repouso por 24 h, com a capela de exaustão de gases ligada, devido à alta toxicidade dos gases liberados por este ácido.

A reação citada é representada pela seguinte reação:



Após as 24 horas de repouso, ocorreu a lavagem do material, centrifugação, retirada do líquido residual, introdução de HF. Em seguida, as amostras ficaram em repouso por mais 24h. Finalizado o intervalo de tempo, aconteceu nova lavagem, centrifugação, retirada do líquido residual, e preparação para a terceira etapa do tratamento.

3.4.4 Tratamento com ácido acético glacial (C₂H₄O₂)

O C₂H₄O₂ reage com a amostra retirando a água nela presente. Esta reação é essencial para que não ocorra desperdício de ácido sulfúrico através da reação com a água presente nas paredes do tubo de ensaio ou no sedimento umedecido.

Desse modo, foi adicionado C₂H₄O₂ à amostra, seguido de mistura, centrifugação, e retirada do líquido residual, não tendo sido necessária a permanência do ácido por um período maior que 15 minutos nos tubos de ensaio.

3.4.5 Tratamento com acetólise

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

3.4.6 Montagem de lâminas para a microscopia

Na montagem para análise microscópica foram utilizados lâminas, lamínulas, glicerina, pipetas, bastões de teflon, e esmalte incolor. Foi retirada uma pequena quantidade de solução polínica de dentro dos tubos de *Evergreen*, sendo em seguida colocada sobre a lâmina

com o auxílio de uma pipeta de Pasteur. Após isso, uma pequena quantidade de glicerina foi adicionada. Logo após, uma lamínula foi assentada sobre a lâmina, sobre a qual foi colocada esmalte, com o objetivo de selar as margens da lamínula, e impedir que a amostra entrasse em contato com o ar, evitando o ressecamento e oxidação.

3.4.7 Análise microscópica e confecção de gráficos polínicos

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

4 RESULTADOS

4.1 DATAÇÃO POR ^{14}C

As idades ^{14}C revelaram que o testemunho URU1 obteve um registro sedimentar de pelo menos mais de 505 anos cal AP (Tabela 1). A taxa de sedimentação calculada foi de 0,70 mm/ano (0-0,42 m). As datações ^{14}C obtidas para o testemunho URU2 revelam que houve inversão de idades no intervalo entre 2,15 e 2,20 m de profundidade. A inversão pode refletir um provável retrabalhamento da matéria orgânica sedimentar pela infauna bentônica, ou mesmo, pela bioturbação de raízes. As idades de ^{14}C revelaram que esse testemunho representa um registro sedimentar de pelo menos 2430 anos cal AP (Tabela 01). As taxas de sedimentação calculadas variaram entre 0,48 mm/ano (0-0,60 m), 0,21 mm/ano (2,15-2,20 m) e 1,16 mm/ano para (3,90 – 3,93 m).

Tabela 1 - Amostras de sedimento selecionadas para datação ^{14}C e resultados dos testemunhos URU1 e URU2 com código do local, número do laboratório, profundidade, material, idades de ^{14}C anos AP convencional, calibrada e média (usando Calib 6.0: Reimer et al. 2013).

Testemunhos	Código e número do laboratório	Profundidade (m)	Material	Idade (^{14}C yr BP, 1σ)	Calibrada (Anos Cal AP., 2σ)	Média (Anos Cal AP)
URU1	UGAMS-39918	0.42-0.45	sedimento.	512 ± 31	505-555	530
URU2	UGAMS-39921	0.55-0.60	sedimento	1155 ± 25	1045-1174	1070
URU2	UGAMS-39920	2.15-2.20	sedimento	2410 ± 28	2351-2494	2430
URU2	UGAMS-39919	3.90-3.93	sedimento	2339 ± 25	2319-2380	2350

Fonte: Do autor

4.2 TESTEMUNHO URU1

4.2.1 Descrição de fácies

O testemunho URU1 obteve predomínio de silte e areia, com pouca fração de argila. A descrição das estruturas e texturas sedimentares permitiram a identificação de duas fácies sedimentares: i) lama com laminação paralela (Mp) e ii) areia maciça (Sm). Assim, com a integração dos dados sedimentares e com a análise polínica, foi possível o reconhecimento de apenas uma associação de fácies (Af) (Tabela 2).

Tabela 2- Descrição das fácies do testemunho URU1 da planície deltaica do rio Doce.

Fácies	Descrição	Processos sedimentares	Af
Lama com laminação paralela (Mp)	Depósito com 36 cm de lama e areia, coloração castanho avermelhado com fragmentos de raízes e folhas.	Deposição de lama em suspensão sob condições de baixa energia	Planície de maré
Areia maciça (Sm)	Pacote arenoso com espessura de 20 cm, pobremente selecionado, de coloração cinza, e presença de raízes.	Deposição muito rápida por movimentos gravitacionais	

Fonte: Do autor

O diagrama de Sheppard revelou que a granulometria consistiu predominantemente de sedimentos silticos arenosos e silticos, e em menor quantidade por areia siltica (Figura 13).

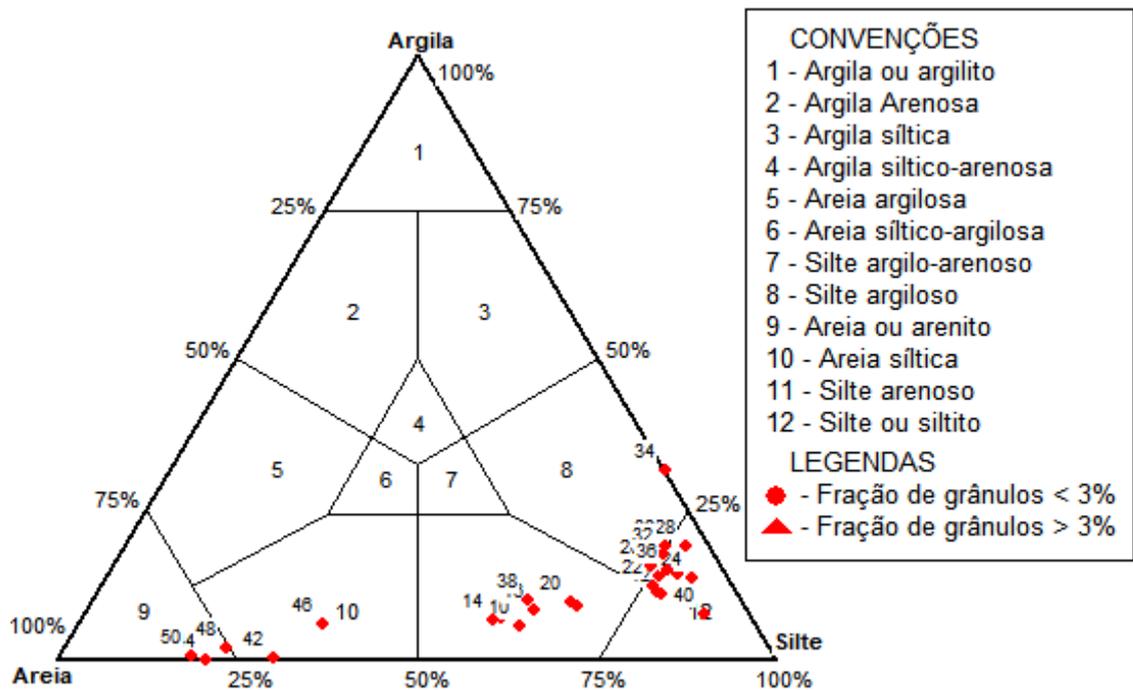


Figura 13- Diagrama de Shepard mostrando a distribuição granulométrica no testemunho URU1.

Através do Diagrama de Pejrup foi possível verificar que a maioria das amostras exibiram hidrodinâmica muito alta (IV-B e IV-C) (Figura 14).

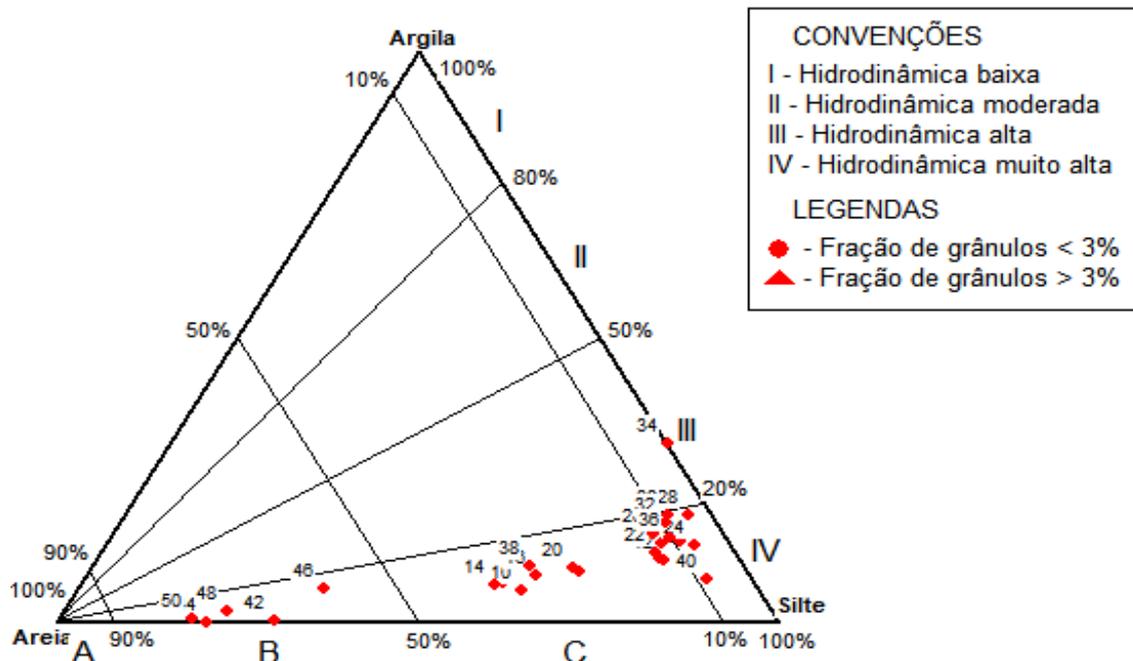


Figura 14- Diagrama de Pejrup com as condições hidrodinâmica ao longo do testemunho URU 1.

No geral, silte constituiu a maior parte da fração granulométrica ($\pm 62,62\%$), seguida de areia ($\pm 26,62\%$) e argila ($\pm 10,74\%$). O depósito de planície de maré compôs inteiramente o testemunho URU1 (50-0 cm de profundidade), sendo representado pelas fácies: i) areia maciça (Sm) e ii) lama com laminação paralela (Mp) (Figura 15).

4.2.1.1 Areia maciça (Sm)

A parte basal do testemunho foi constituída por areia maciça (Sm) (50-38 cm), representada por areia fina a muito fina, silte e pequena fração de argila (areia: $\pm 51,17\%$; silte: $\pm 38,86\%$; argila: $\pm 3,96\%$). A coloração variou de cinza, preto esverdeado a cinza esverdeado, além de ser observada a presença de fragmentos vegetais. A ausência de estratificação sugere condições de deposição muito rápida através de movimentos gravitacionais.

4.2.1.2 Lama com laminação paralela (Mp)

Lama com laminação paralela, encontrada entre 38 cm de profundidade ao topo do testemunho. Ocorreu o predomínio de silte muito fino a grosso e baixa quantidade de areia e argila (areia: $\pm 14,74\%$; silte: $\pm 71,87\%$; argila: $\pm 13,38\%$). Alta quantidade de matéria orgânica esteve presente nos primeiros 25 cm, sendo observada a maior quantidade de fragmentos de folhas até os 10 cm e coloração castanho avermelhado escuro. O transporte de sedimentos neste intervalo ocorreu a partir da suspensão sob condições de baixa energia.

4.2.2 Palinologia

Ao longo do testemunho, foi possível reconhecer duas zonas polínicas: zona 1 (subzona U1-A; 50-46 cm) e zona 2 (45-0 cm). A zona 2 foi dividida em duas sub-zonas: zona U1-2A (45-26 cm) e zona U1-2B (25-0 cm). Houve o predomínio de ervas, árvores e arbustos em todas as profundidades, bem como aumento na frequência de vegetação aquática. O grupo dos esporos foram contínuos em todos os intervalos, sendo registrada pouca representatividade do grupo das palmeiras (Figura 16). Não houve registro de grãos de manguezais.

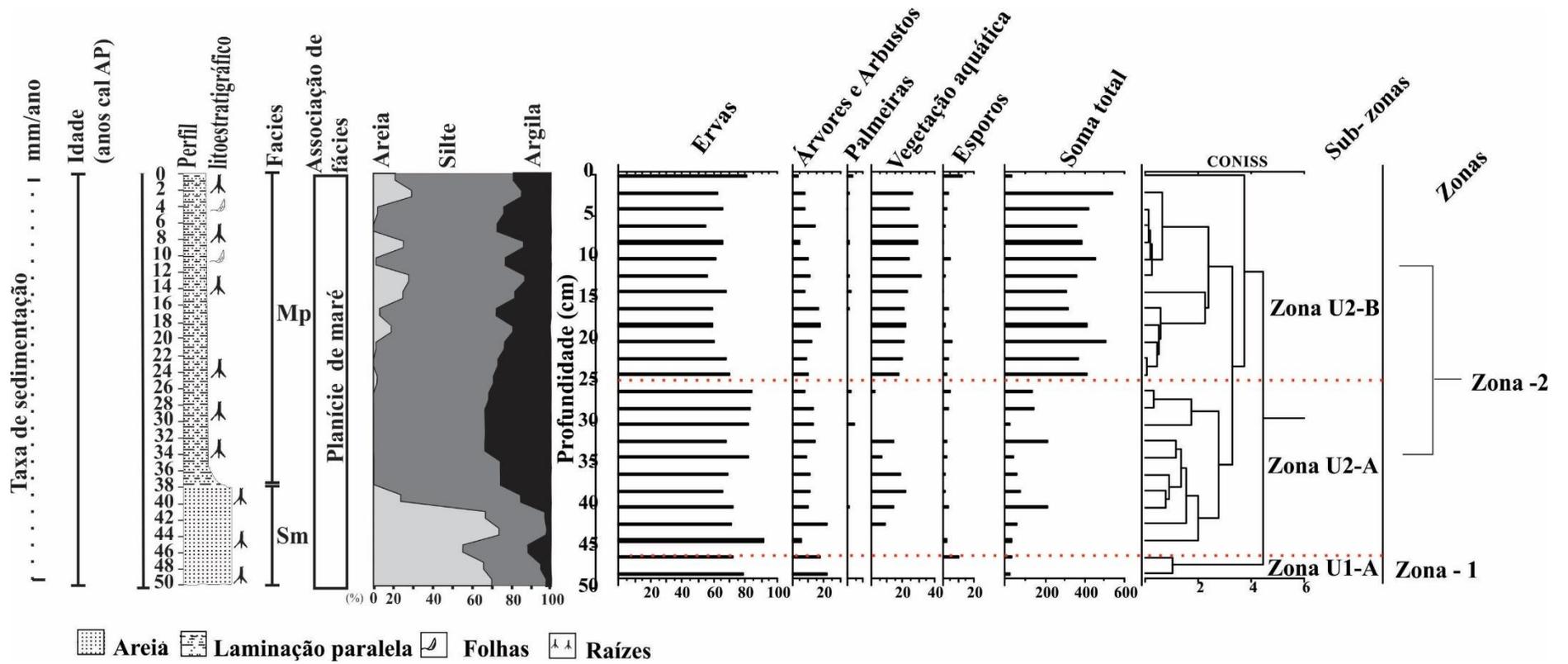


Figura 15- Perfil litostratigráfico associado com os grupos ecológicos do testemunho URU1.

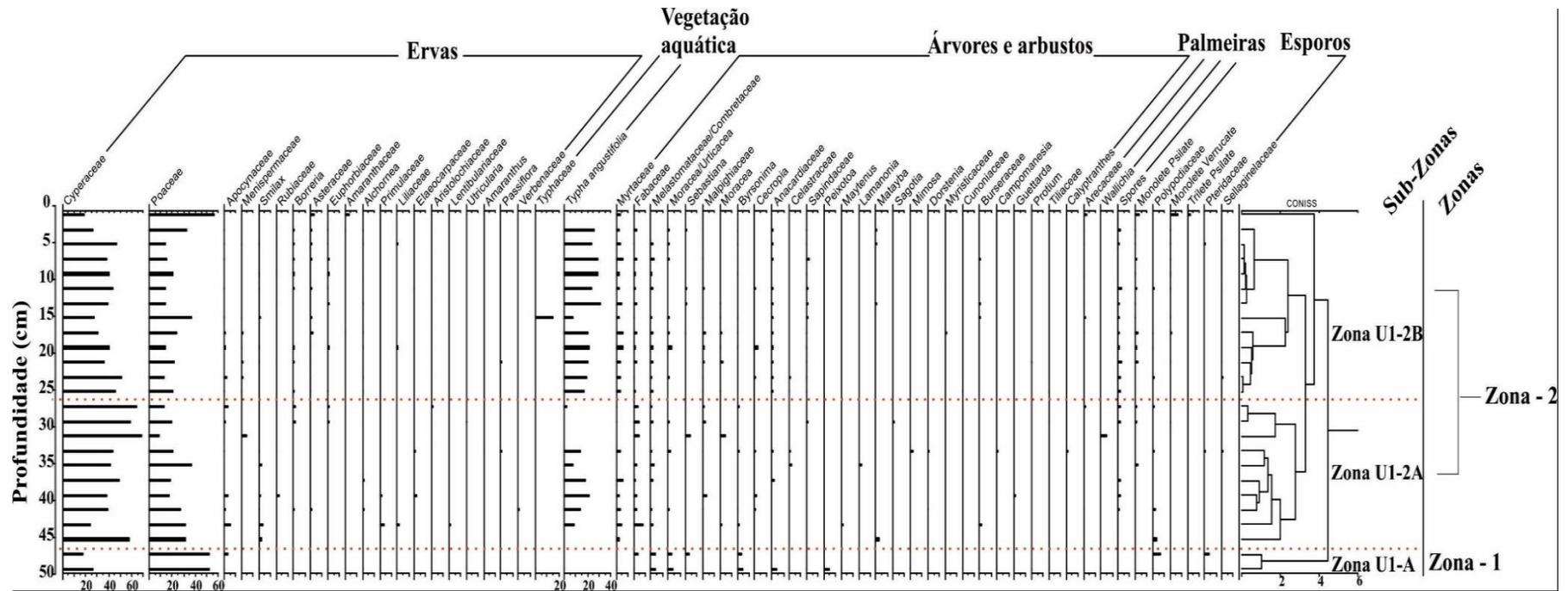


Figura 16- Conteúdo polínico do testemunho URU1, inseridos em seus respectivos grupos ecológicos (ervas, vegetação aquática, árvores e arbustos, palmeiras e esporos).

4.2.2.1 Zona 1: subzona U1-A (50-46 cm) (626 a ~578 anos cal AP)

Nesta profundidade, três grupos ecológicos foram presenciados: ervas (0-81%), árvores e arbustos (0-15%) e esporos (0-4 %). A vegetação herbácea foi representada por quatro grãos: Poaceae (0-45%), Cyperaceae (0-33%), Apocynaceae (0-1%) e *Smilax* (0-1%). Com relação a vegetação arbórea, Melastomataceae/Combretaceae (0-3%), Moraceae/Urticaceae (0-3%), *Byrsonima* (0-3%), *Peixotoa* (0-1%), Fabaceae (0-1%), Anacardiaceae (0-2%), *Sebastiania* (0-2%), Anacardiaceae (0-1 %), Myrtaceae (0-1 %) e *Matayba* (0-1 %) foram os grãos representantes. Dentro dos esporos, apenas Polypodiaceae (0-3%) e Pteridaceae (0-1%) compuseram o grupo.

4.2.2.2 Zona 2: subzona U1-2A (45-26 cm) (578 a ~302 anos cal AP)

Neste intervalo, foram contabilizados quatro grupos ecológicos: ervas (0-75%), árvores e arbustos (0-12%), vegetação aquática (0-10%) e esporos (0-2%). A vegetação herbácea foi constituído essencialmente por Cyperaceae (0-47%) e Poaceae (0-21%), seguido por Apocynaceae (0-1%), *Smilax* (0-1%) e Menispermaceae (0-1%). Dentro da vegetação arbórea e arbustiva foram encontrados Fabaceae (0-3%), Myrtaceae (0-3%), Malpighiaceae (0-1%), Melastomataceae/Combretaceae (0-1%) e Moraceae (0-1%). *Typha angustifolia* (0-10%) foi o único grão representante da vegetação aquática, assim como Polypodiaceae (0-1%) entre os esporos.

4.2.2.3 Zona 2: subzona U1-2B (25-0 cm) (302 a ~2016 anos cal AP)

Cinco grupos integraram a subzona U1-2B: ervas (0-63 %), vegetação aquática (0-22 %), árvores e arbustos (0-10 %), esporos (0-4 %) e palmeiras (0-1 %). As ervas foram constituídas majoritariamente por Cyperaceae (0-37%) e Poaceae (0-23%), com baixa representatividade de Asteraceae (0-1%). No grupo das aquáticas, *Typha angustifolia* atingiu cerca de 21%. A vegetação arbórea e arbustiva foi representada por Myrtaceae (0-4%), Fabaceae (0-2%), Malpighiaceae (0-1%), Melastomataceae/Combretaceae (0-1%), Moraceae/Urticaceae (0-1%) e Sapindaceae (0-1%). No grupo dos esporos, monoete psilado (0-2%) e monoete verrugado (0-2%) representaram o grupo. As palmeiras foram representadas por Arecaceae (0-1%), a qual apareceu apenas no intervalo de 5 cm.

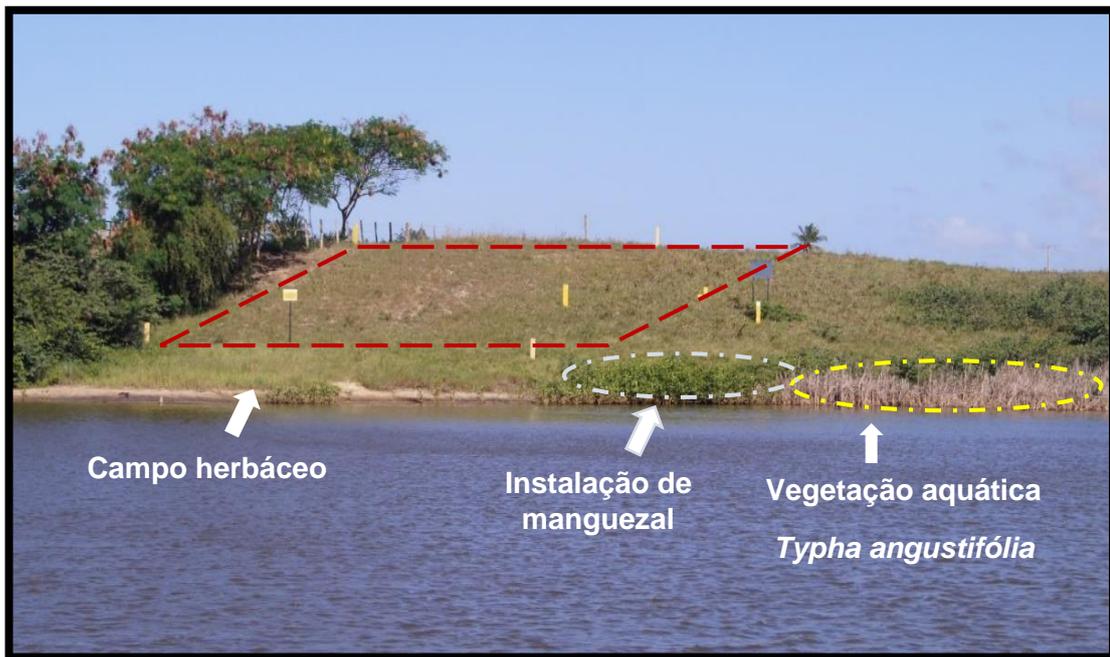


Figura 17-Área de coleta mostrando os grupos ecológicos predominantes, ervas e vegetação aquática, além de ser notado a instalação de manguezal. Fonte: França (2016).

4.3 TESTEMUNHO URU2

4.3.1 Descrição de fácies

O testemunho URU2 obteve o predomínio de silte e areia, com pouca fração de argila. A descrição das estruturas e texturas sedimentares permitiram a identificação de quatro fácies sedimentares: i) lama com laminação paralela, ii) acamamento heterolítico lenticular, iii) acamamento heterolítico *wavy* e iv) acamamento heterolítico *flaser*. A partir da classificação destas, e da integração com a análise polínica, foi possível o reconhecimento de uma associação de fácies (Af) (Tabela 3).

Tabela 3- Descrição das fácies do testemunho URU2 da planície deltaica do rio Doce.

Fácies	Descrição	Processos sedimentares	AF
Lama com laminação paralela (Mp)	Pacote com 1,30 m de espessura, composto por silte e areia, coloração preto a cinza, e presença de fragmentos de raízes.	Deposição de sedimentos através da suspensão	
Acamamento heterolítico lenticular (Hl)	Depósitos com 1,19 m, 20 cm e 19 cm de espessura, com predominância de silte e variação de cor marrom a cinza.	Deposição de partículas através da suspensão.	

Acamamento heterolítico (Hw)	<i>wavy</i>	Depósitos com 50 cm, 30 cm e 8 cm de espessura, de coloração cinza muito escuro a marrom, com predomínio de areia.	Alternância entre processos de tração e suspensão
Acamamento heterolítico (Hf)	<i>flaser</i>	Camada com 21 cm de espessura, com ondulações de fluxo e estratificação cruzada, e predomínio de areia.	Alternância entre processos de tração e suspensão

De acordo com o Diagrama de Sheppard, as amostras foram compostas predominantemente por areia siltica e silte arenoso, com pequena parcela de areia e silte (Figura 18).

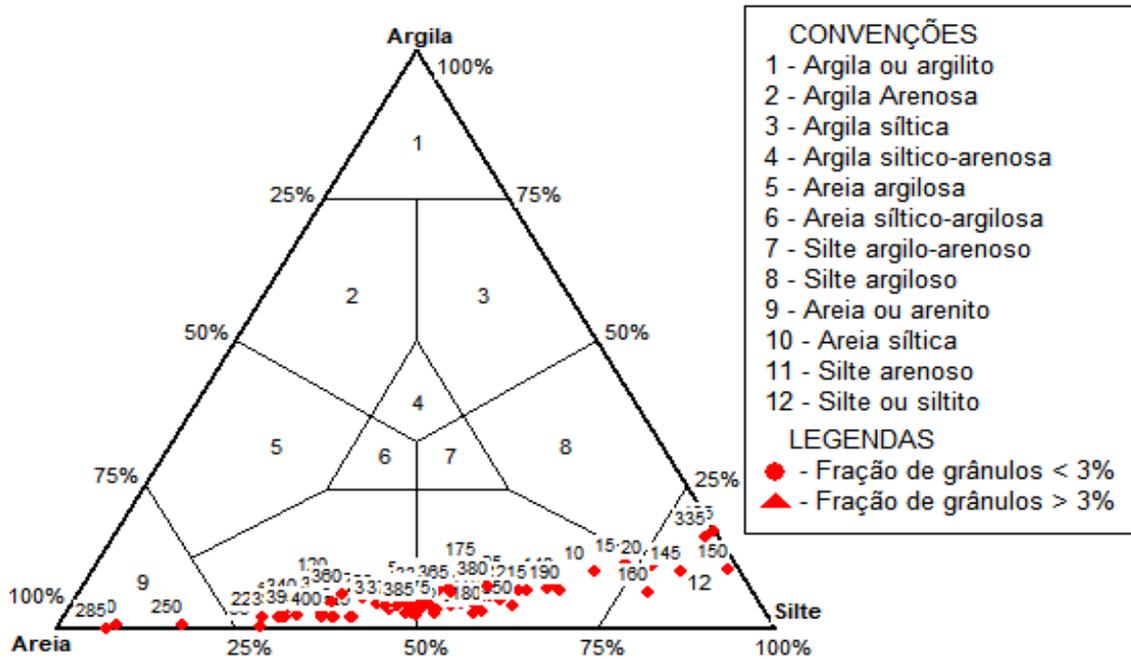


Figura 18- Diagrama de Sheppard mostrando a distribuição granulométrica no testemunho URU2.

O diagrama de Pejrup revelou hidrodinâmica muito alta, com porcentagem de areia de 50 % entre IV-B e IV-C (Figura 19).

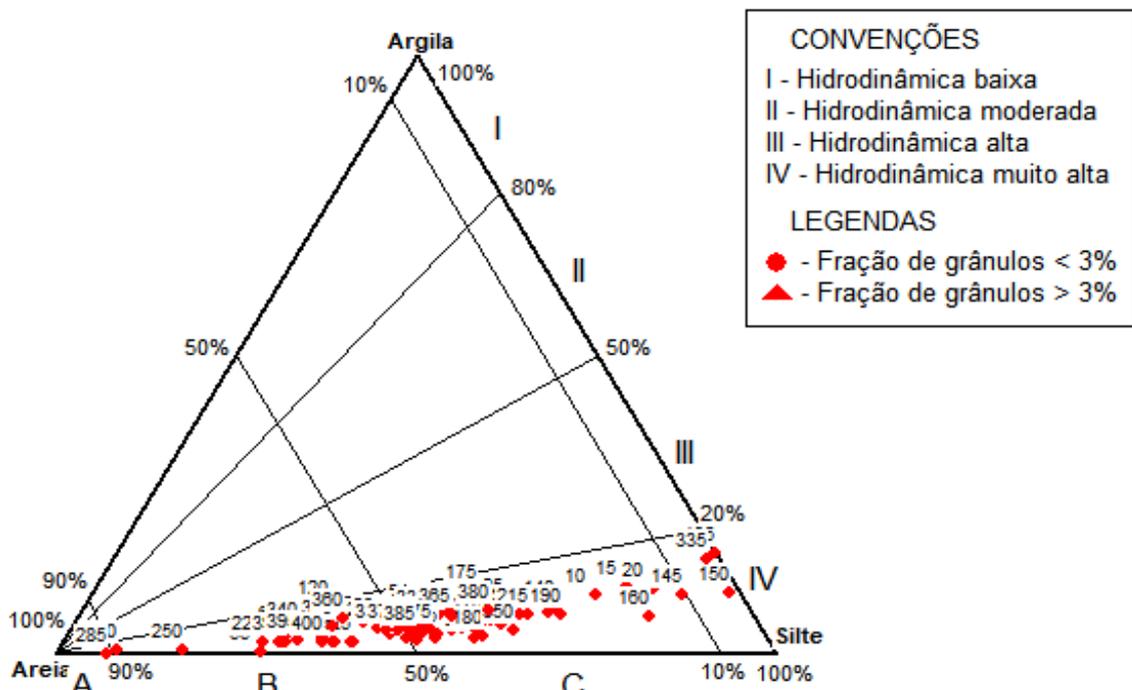


Figura 19- Diagrama de Pejrup com as condições hidrodinâmica ao longo do testemunho URU2.

No geral, silte integrou a maior parte do testemunho ($\pm 48,42\%$), seguido de areia ($\pm 46,40\%$) e argila ($\pm 5,16\%$). Planície de maré foi o único ambiente de sedimentação que compôs o testemunho URU2, o qual foi constituído por quatro fácies: i) acamamento heterolítico *flaser* (Hf), ii) acamamento heterolítico *wavy* (Hw), iii) acamamento heterolítico lenticular (Hl) e iv) lama com laminação paralela (Mp) (Figura 20). Acamamento heterolítico indica flutuações no suprimento sedimentar ou no nível da atividade da corrente, sendo típicos de ambiente de planície de maré. Além disso, ao longo do perfil os grãos apresentaram granodecrescência ascendente.

4.3.1.1 Heterolítico *flaser* (Hf)

Esta feição ocorreu na base do testemunho, estendendo-se de 4 a aproximadamente 3,78 m de profundidade. Ela foi acompanhada por ondulações de argila, laminações convolutas e estruturas cruzadas. Areia muito fina e silte grosso foram as frações granulométricas predominantes, além de argila (areia: $\pm 55,79\%$; silte: $\pm 40,65\%$; \pm argila: 3,55%). Nesse tipo de acamamento, a areia com laminação cruzada contém películas de lama, depositadas nas calhas das marcas onduladas. O transporte de sedimentos ocorre através da alternância entre processos de tração e suspensão.

4.3.1.2 Heterolítico *wavy* (Hw)

Foram registrados acamamentos heterolíticos *wavy* (Hw) em três profundidades: 3,78-3,68 m; 3,50-3,22 m; 2,98-2,49 m. A cor dos sedimentos variou de cinza muito escuro na parte lamosa a marrom-amarelado na parte arenosa. Entre 3,50 e 3,22 m, obteve-se o mesmo padrão de cor da última profundidade, com ausência de fragmentos vegetais. Nas profundidades 2,83 m e 2,73 m, foram observados fragmentos de carvão. A porcentagem de areia muito fina foi maior, quando comparada com argila e silte (areia: $\pm 52,68\%$; silte: $\pm 42,61\%$; argila $\pm 4,70\%$). Acamamento heterolítico *wavy* ocorre onde arenitos com delgada laminação cruzada de marcas de onda alternam-se com lama, sendo típica da ação da maré em um canal, com exposição subaérea. Além disso, o transporte de sedimento é marcado pela alternância entre processos de tração e suspensão.

4.3.1.3 Heterolítico lenticular (Hl)

Foi observada gradação de cor, de cinza esverdeado escuro (1,5 a 2,0 m) a areia marrom amarelada e lama cinza muito escura (3,68 a 3,50 m). Na parte mediana do testemunho (3,22 a 2,98 m), Hl foi limitada acima e abaixo por acamamento heterolítico *wavy*, ocorrendo

intercalação dessas fácies de 3,78 m a 1,36 m. Fragmentos de raízes se dispuseram entre os depósitos de (H1), nas profundidades de 2,0, 1,75 e 1,63 m. Silte grosso, médio e fino foram as frações granulométricas dominantes, seguida de areia fina/muito fina e argila (areia: $\pm 42,96\%$; silte: $\pm 51,69\%$; argila: $\pm 5,33\%$). Ocorreu predomínio de lama, ocorrendo a presença de lentes de areia com laminação cruzada. As partículas são transportadas através de suspensão.

4.3.1.4 Laminação paralela (Mp)

As laminações paralelas são caracterizadas pelo aumento de fragmentos de raízes, bem como pela presença de bioturbação. A coloração variou de preto 2.5/N (1,00 m a 0,56 m), a cinza esverdeado muito escuro 3/1 SGY, de 0,56 m ao topo do testemunho. Quanto a granulometria, silte grosso, médio e fino foram a fração granulométrica de maior porcentagem, seguida de areia e argila (areia: $\pm 44,19\%$; silte: $\pm 50,31\%$; argila: $\pm 5,49\%$). O transporte de sedimento ocorre através da suspensão.

4.3.2 Palinologia

Neste perfil, foi possível reconhecer duas zonas polínicas, zona U2-A (400 a 150 cm) e Zona U2-B (150 a 0 cm), as quais foram subdivididas em quatro subzonas: (U2-A1 e U2-A2) e (U2-B1, U2-B2), respectivamente. No geral, a zona U2-A foi marcada pela presença de grãos de pólenes de manguezais e foraminíferos. Por outro lado, na zona U2-B ocorreu notável aumento da vegetação herbácea e diminuição de foraminíferos e grãos de manguezal. Além disso, em todas as subzonas houve o predomínio do grupo árvores e arbustos, excetuando-se a subzona U2-B2, onde a vegetação herbácea foi predominante (Figuras 20 e 21).

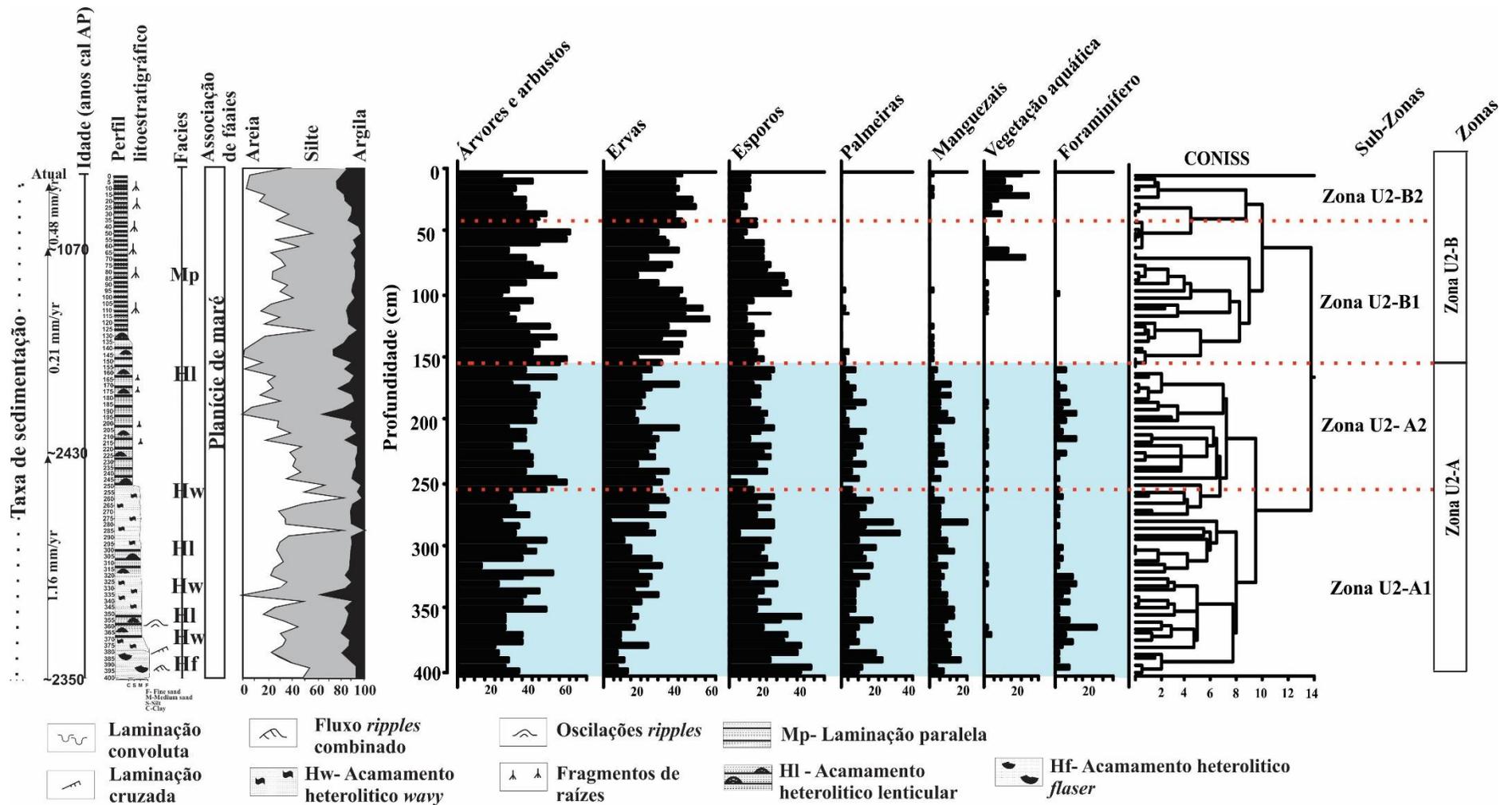


Figura 20- Perfil litostratigráfico associado com os grupos ecológicos do testemunho URU2.

4.3.2.1 Zona U2-A: subzona U2-A1 (400-250 cm) (2345 a ~2414 anos cal AP)

Nesta profundidade, ocorreram seis grupos ecológicos: árvores e arbustos (0-34%), esporos (0-22%), ervas (0-20%), palmeiras (0-12%), manguezal (0-7%) e foraminíferos (0-4%). Entre a vegetação arbórea, *Cecropia* (0-11%), Myrtaceae (0-5%), Fabaceae (0-4%), Moraceae (0-2%), Anacardiaceae (0-2%), Euphorbiaceae (0-2%), *Alchornea* (0-2%) e Combretaceae (0-1%) representaram o grupo. Polypodiaceae (0-22%) foi o único representante dos esporos. As ervas foram constituídas por Cyperaceae (0-7%), Poaceae (0-4%), Apocynaceae (0-3%), Asteraceae (0-1%), Malpighiaceae (0-1%), *Byrsonima* (0-1%), Primulaceae (0-1%), Rubiaceae (0-1%), Solanaceae (0-1%) e Melastomataceae (0-1%). O grupo das Palmeiras foi composto exclusivamente por Arecaceae (0-12%). Por fim, *Rhizophora* (0-6%) e *Laguncularia* (0-1%) constituíram a vegetação de manguezal.

4.3.2.2 Zona U2-A: subzona U2-A2 (250-150 cm) (2414 a ~1877 anos cal AP)

Nesta sub-zona, foram observados cinco grupos: árvores e arbustos (0-41%), ervas (0-26%), esporos (0-16%), palmeira (0-7%), manguezal (0-5%) e foraminífero (0-3%). Dentre as árvores e arbustos, *Cecropia* (0-14%), Myrtaceae (0-8%) e Fabaceae (0-5%) mantiveram as maiores porcentagens, seguidas de Anacardiaceae (0-3%), Combretaceae (0-2%), Euphorbiaceae (0-2%), *Alchornea* (0-2%), *Ilex* (0-1%), Moraceae/Urticaceae (0-1%) e Sapindaceae (0-1%). No grupo das ervas, Cyperaceae (0-7%), Poaceae (0-7%), Solanaceae (0-3%), Melastomataceae (0-2%), Apocynaceae (0-2%), Asteraceae (0-1%), Malpighiaceae (0-1%), *Byrsonima* (0-1%), Primulaceae (0-1%) e Rubiaceae (0-1%) foram os representantes. Esporos e palmeiras foram constituídos exclusivamente por Polypodiaceae (0-16%) e Arecaceae (0-7%), respectivamente. No grupo manguezal, *Rhizophora* atingiu (0-5%) de representatividade. A vegetação aquática, representada por *Typha angustifolia*, foi de ~1%.

4.3.2.3 Zona U2-B: subzona U2-B1 (150-48 cm) (1877 a ~934 anos cal AP)

A partir desse intervalo, houve diminuição expressiva de grãos de manguezais e de foraminíferos, os quais chegaram a obter menos de 1% de representatividade, e por isso não foram contabilizados. Ademais, as palmeiras sofreram considerável diminuição. Cinco grupos vegetais integraram esta subzona: árvores e arbustos (0-41%), ervas (0-38%), esporos (0-17%), vegetação aquática (0-2%) e palmeiras (0-1%). No grupo arbóreo, *Cecropia* (0-21%), Myrtaceae (0-9%) e Fabaceae (0-3%) atingiram novamente maiores porcentagens, além da

presença de *Alchornea* (0-2%), Combretaceae (0-1%) e Anacardiaceae (0-1%). Entre as ervas, houve o predomínio de Cyperaceae (0-19%), seguido de Solanaceae (0-6%), Poaceae (0-5%), Apocynaceae (0-2%), Malpighiaceae (0-1%), Rubiaceae (0-1%) e Melastomataceae (0-1%). O grupo dos esporos e das palmeiras, foram representados unicamente por Polypodiaceae (0-16%) e Arecaceae (0-1%), respectivamente. No grupo das plantas aquáticas, além da presença de *Typha angustifolia* (0-1%), foi registrado o aparecimento de Alismataceae (0-2%).

4.3.2.4 Zona U2-B: subzona U2-B2 (48-0 cm) (934 a ~2016 anos cal AP)

Quatro grupos integraram a sub-zona U2-B2: ervas (0-42%), árvores e arbustos (0-37%), vegetação aquática (0-12%) e esporos (0-9%). Entre as ervas, Cyperaceae (0-22%) e Poaceae (0-10%) apresentaram maiores porcentagens, seguidas de Solanaceae (0-3%), Melastomataceae (0-2%), Apocynaceae (0-1%), Malpighiaceae (0-1%) e *Borreria* (0-1%). Com relação as árvores e arbustos, *Cecropia* (0-13%), Myrtaceae (0-10%) e Fabaceae (0-3%) se mantiveram em maior número, além da presença de *Alchornea* (0-2%), Combretaceae (0-2%), Anacardiaceae (0-1%) e Styracaceae (0-1%). Entre os esporos, além de Polypodiaceae (0-8%), houve o aparecimento pouco expressivo de Pteridaceae (0-1%). Foi observado um aumento razoável da vegetação aquática, em especial dos grãos de *Typha angustifolia* (0-11%). Neste intervalo, o registro de manguezais e foraminíferos foram inferiores a 1%.

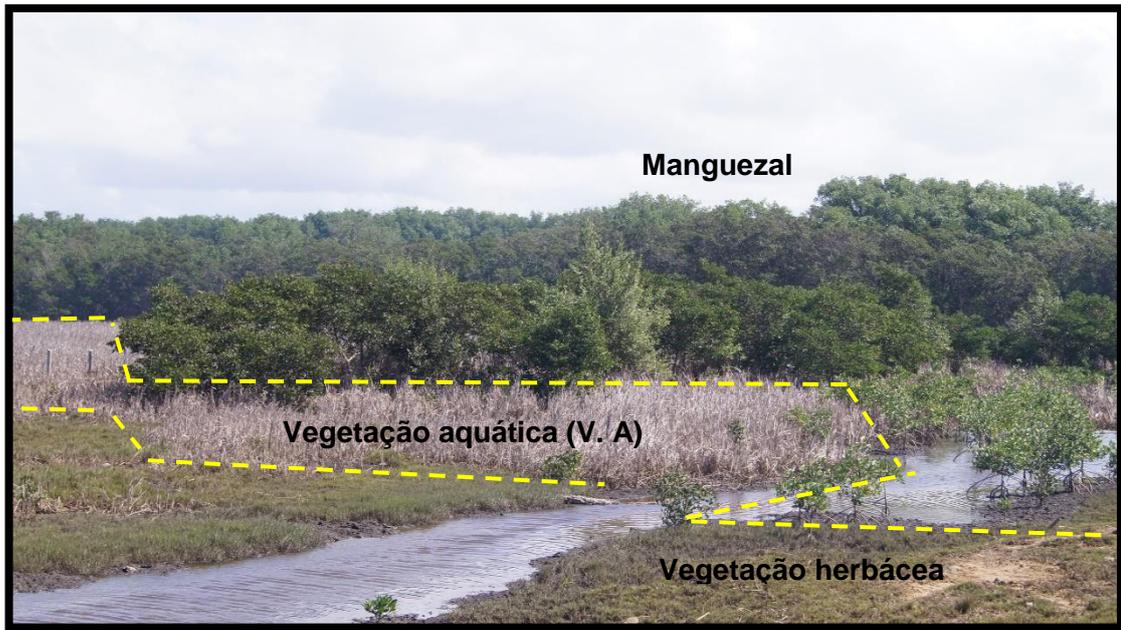


Figura 22- Área de coleta do testemunho URU2. São apresentados os grupos ecológicos como ervas, vegetação aquática e manguezal. Fonte: França (2016).

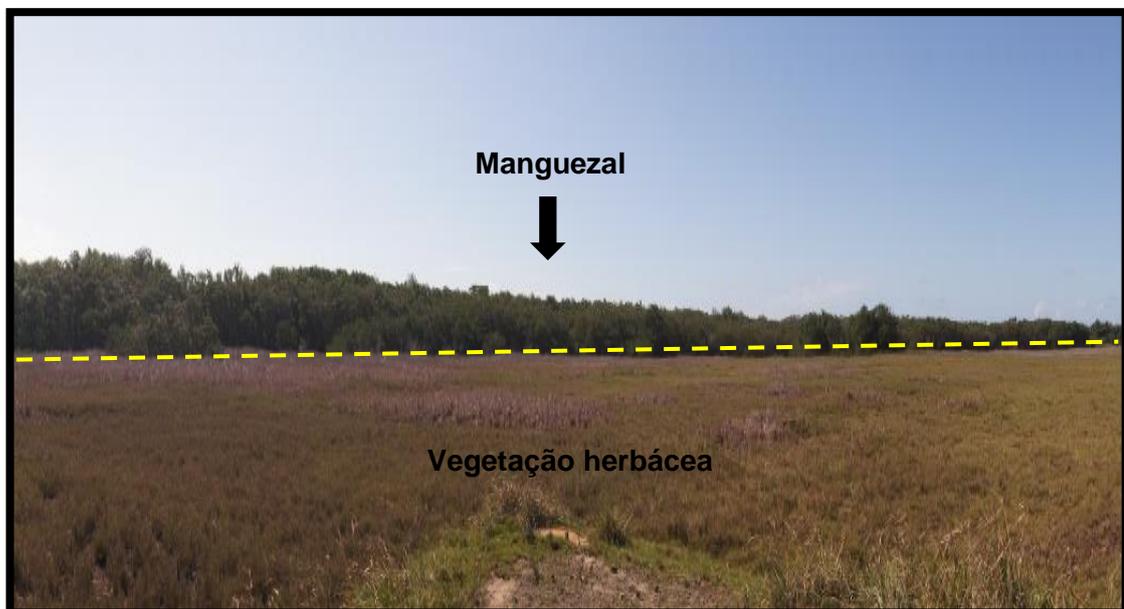


Figura 23- Área de coleta mostrando campo herbáceo e manguezal. Fonte: França (2016).

5 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES

Os dados palinológicos e sedimentológicos obtidos dos testemunhos analisados sugerem dois principais estágios de desenvolvimento da vegetação costeira: (1) antes de ~ 2.250 anos cal AP, quando o nível relativo do mar estava acima da posição atual, possibilitando o estabelecimento dos manguezais; e (2) nos últimos ~2.250 anos cal AP, que revela uma retração dos manguezais e aumento da vegetação herbácea, provavelmente devido ao aumento da descarga de água doce e entrada de sedimentos fluviais na planície costeira, configurando um processo de diminuição da influência marinha, possivelmente resultado da diminuição do nível relativo do mar, que pode ter favorecido a progradação da linha de costa.

Dentro da grande representatividade de árvores e arbustos, *Cecropia* e *Myrtaceae* foram as mais encontradas. *Myrtaceae* está entre as famílias mais ricas da vegetação de restinga (Pereira & Araujo 2000), aparentemente adaptadas a solos com baixa fertilidade (Asthon 1988). No Brasil, elas apresentam seu centro de diversidade na Mata Atlântica com 642 espécies, e estão entre as dez famílias de angiospermas com maior riqueza (Sobral *et al.* 2014). Altas porcentagens de árvores e arbustos verificadas ao longo do testemunho, sugerem influxo de grãos de pólen proveniente do planalto costeiro. Os tabuleiros costeiros do Estado do Espírito Santo apresentam alta diversidade de famílias como *Myrtaceae*, *Sapotaceae*, *Euphorbiaceae*, *Bignoniaceae* e *Fabaceae* (Peixoto & Gentry 1990), concordando com a maioria das famílias encontradas na área de estudo.

Considerando o grupo das ervas, o aumento de algumas famílias em direção ao topo dos testemunhos pode indicar um acréscimo da umidade local. Os grãos mais representativos estiveram entre *Poaceae*, *Solanaceae* e *Cyperaceae*. A família *Cyperaceae* ocorre em áreas abertas alagadas e são consideradas indicadoras de umidade, enquanto que *Poaceae* inclui espécies aquáticas e terrestres, podendo ocorrer tanto em vegetação aberta como em florestas (Lorente *et al.* 2017). A família *Solanaceae* apresenta cerca de 150 gêneros e 3000 espécies, as quais possuem distribuição cosmopolita e estão concentradas na região neotropical (Barth & Duarte 2008).

Entre os esporos, a família *Polypodiaceae* foi predominante em todas as zonas, enquanto *Pteridaceae* foi observada apenas nos últimos 100 cm em direção ao topo do testemunho URU2, com baixa representatividade. Elevadas porcentagens de esporos indicam condições úmidas e/ou transporte aquoso, os quais fazem parte do grupo das Pteridófitas (Tyson 1995, Meyer *et al.* 2005).

A diminuição expressiva dos grãos de manguezal e de foraminíferos na zona U2-B, além do aumento de plantas aquáticas, Poaceae e Cyperaceae na zona U2-B e subzona U1-B2, dos testemunhos URU2 e URU1, respectivamente, sugerem maior influência fluvial, devido aos maiores índices pluviométricos do Holoceno tardio.

Pesquisas apontam que na América do Sul, durante o Holoceno inicial e médio, houve um déficit de água (Prado *et al.* 2013), enquanto que do Holoceno médio ao tardio, as condições climáticas se tornaram mais úmidas (Freitas *et al.* 2001, Pessenda *et al.* 2004, Barberi *et al.* 2000). Em um estudo conduzido no Sul da Bacia Amazônica, Freitas *et al.* (2001) inferiram um clima seco entre 9000 e 3000 anos AP, comprovado pelo estabelecimento e expansão da vegetação de savana, e um clima úmido após 3000 anos AP, sinalizado pela ocorrência de espécies arbóreas. Pessenda *et al.* (2004) ao estudarem a dinâmica da vegetação em Barreirinhas (MA), interpretaram que entre 9000 e 3000 anos AP ocorreu expansão da vegetação de savana como resultado do déficit de água, e posterior colonização da vegetação arbórea, a partir de 3000 anos AP. No planalto da região central do Brasil, Barberi *et al.* (2000) apontaram um aumento na umidade após 7000 anos AP, evidenciado pela abundância de grãos de pólen e esporos. Vale ressaltar que na região sudeste do Brasil, mais precisamente entre o norte do Espírito Santo e sul da Bahia, alguns trabalhos apontaram tendência diferente aos estudos anteriormente mencionados, visto que a vegetação arbórea não sofreu retração nos últimos 17.000 anos cal AP, sugerindo condições mínimas e constantes de umidade durante esse período, para manter áreas com florestas (Grazziotin *et al.* 2006, Prance 1982).

Diferenças na umidade durante o Holoceno em diferentes regiões do Brasil, pode ser explicada pelo posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e pelo padrão de insolação (Cruz *et al.* 2009).

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) são bandas de nebulosidade localizadas no sentido NO-SE do território brasileiro, sendo formada pelos sistemas frontais estacionários sobre o sul e sudeste do Brasil (Oliveira 1986, Kousky 1988, Kodama 1992, Quadros 1994, Liebman *et al.* 1999, Carvalho *et al.* 2004). O transporte de calor e umidade do oceano Atlântico para o interior do Brasil realizado pelos ventos de nordeste em confluência com os Jatos de Baixo Nível (JBN), os quais transportam calor e umidade da região amazônica para a região sudeste do continente sul americano, influenciam a Zona de Convergência do Atlântico Sul (Reboita *et al.* 2009). Segundo esses mesmos autores, a ZCAS é extremamente importante para a estação chuvosa do sudeste brasileiro.

Por outro lado, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), está inserida: i) na confluência dos ventos alíseos vindas de nordeste e sudeste; ii) em zona de máxima convergência de massa; iii) zonas com máximas temperaturas da superfície do mar (TSM) e iv) alta concentração de nuvens convectivas (Ferreira 1996). A localização da ZCIT apresenta variação sazonal e longitudinal, deslocando-se sobre o Atlântico de 14°N, entre agosto e setembro, a 2°S, entre março e abril (Carvalho & Oyama 2013). Além disso, a sua posição média está situada um pouco ao norte do equador (Philander *et al.* 1996) atuando diretamente no volume de chuvas da região norte do Brasil (Reboita *et al.* 2009).

Com relação ao padrão de insolação para a região sudeste do Brasil, Buso-Júnior *et al.* (2013a) afirmaram que durante do Holoceno médio houve o aumento da insolação de verão no Hemisfério Sul, favorecendo a contínua permanência de condições úmidas na região norte do Espírito Santo. Ainda segundo esses autores, o atual clima sazonal foi estabelecido após 4000 anos AP em decorrência da migração da ZCIT para o sul.

Nesse sentido, o aumento da precipitação intensificou a influência fluvial na área de estudo, ocasionando queda da salinidade. Assim, é plausível que a redução nesse parâmetro tenha contribuído para a retração dos manguezais, já que a partir da zona U2-B foi verificado declínio expressivo na quantidade de grãos de *Rhizophora*, e em menor grau de *Laguncularia*. A Salinidade é um componente físico-químico essencial para a sobrevivência dos manguezais (Snedaker 1982, Alongi *et al.* 2000, Clark *et al.* 1998). O gênero *Rhizophora* ocorre onde a água salobra ou doce são mais comuns, geralmente em sedimentos menos salinos e em áreas mais baixas, enquanto o gênero *Avicennia* coloniza regiões onde a salinidade da água intersticial atinge alto níveis (Sherman *et al.* 1998, 2003). O gênero *Laguncularia*, sabe-se que coloniza locais onde a salinidade da água intersticial é baixa (Jiménez 1985 b).

Esse mesmo comportamento foi observado no estudo recente de França *et al.* (2015) em uma área a montante da planície deltaica do rio Doce. Nele, os autores observaram uma substituição dos manguezais por vegetação arbórea e herbácea, devido ao aumento das chuvas durante o Holoceno tardio, que promoveu progressiva redução da salinidade. Na região nordeste do Brasil, Fontes *et al.* (2017) notaram que do Holoceno inicial ao médio, a influência marinha foi maior no Rio Jucuruçu (BA), o que permitiu o estabelecimento dos manguezais em uma área de vale fluvial a 23 Km da costa, sendo posteriormente substituídos por vegetação herbácea no Holoceno tardio, devido ao aumento da descarga fluvial e diminuição da influência marinha.

Outra hipótese para a diminuição na quantidade de grãos de manguezais está relacionada com o aumento da entrada de sedimentos arenosos, provenientes da descarga

fluvial. Em um estudo realizado na planície deltaica do rio doce, Cohen *et al.* (2014) constataram diminuição da área de manguezal e expansão da vegetação herbácea no Holoceno superior, em razão da grande entrada de areia pelos rios. De acordo com França *et al.* (2015), suficiente fornecimento de sedimento para a planície costeira do rio Doce a partir do Holoceno tardio, proporcionou o preenchimento do espaço de acomodação, configurando uma regressão marinha. O mesmo padrão pode estar ocorrendo na área de estudo dos testemunhos URU1 e URU2, pois a porcentagem de grãos herbáceos subiu de 38% para 42%, nas subzonas U2-B1 e U2-B2, respectivamente. Ademais, o diagrama de Sheppard mostrou que na zona correspondente a diminuição dos grãos de manguezais a composição de areia-siltica foi predominante. Vale ressaltar, que o testemunho URU2 está inserido em um amplo paleocanal, podendo ser um indicativo de que o fluxo anterior dos rios era maior. De acordo com Gouldie (2004) paleocanais fornecem informações importantes a respeito do fluxo fluvial pretérito.

O regime fluvial nas proximidades da área de estudo, é caracterizado por períodos de altos débitos devido às chuvas de verão, e períodos de baixos débitos nos meses de inverno. No entanto, em razão das precipitações relacionadas às advecções polares, o rio Doce conserva altas descargas em Colatina e Linhares (Martin *et al.* 1993). Em um estudo realizado por Bandeira *et al.* (1975), foi verificado descarga diária máxima de 1.975 m³/s em março e mínima de 426 m³/s no mês de outubro. Ainda segundo esses autores, a média mensal máxima atingiu 1.121 m³ em março e mínima de 479 m³/s em outubro. No levantamento recente feito por Gil (2017) no corredor fluvial do baixo curso do rio Doce, foram registradas aumento das vazões máximas anuais do rio Doce, entre os anos de 1983 a 2013. Esses dados sugerem, de certo modo, um indicativo da forte influência fluvial na área de estudo para os últimos anos, em conformidade com o aumento das chuvas durante o Holoceno tardio.

A redução da salinidade pôde ser inferida também pelo quase desaparecimento de foraminíferos, a partir de ~1877 anos cal AP. Esses microrganismos vivem principalmente em meio marinho, alguns em ambientes mixoalinos e raros em água doce (Siemensma *et al.* 2017). São bastantes suscetíveis às variações físico-químicas da água (e.g. Salinidade e temperatura) e batimétricas, sendo considerados bons indicadores de mudanças paleoambientais (Petró 2018). No estudo recente feito por Azevedo *et al.* (2019), os autores apontaram ausência de foraminíferos no período seco, devido à baixa salinidade no sistema estuarino do rio Jequitinhonha (BA). Para Luz *et al.* (2019) em um trabalho conduzido na Lagoa Comprida (RJ) durante o Holoceno médio, os autores verificaram que os elementos marinhos, como foraminíferos, os quais predominavam na base do testemunho da lagoa, desapareceram do registro a cerca de 25 anos após sua sedimentação, o que evidência uma interrupção da

influência marinha ou redução da salinidade. A sobrevivência desses organismos fica comprometida em ambientes de reduzida salinidade, até mesmo para aquelas espécies mais resistentes (Gómes & Bernal 2013).

O aumento na porcentagem dos grãos de vegetação aquática de água doce *Typha angustifolia* e Alismataceae, na zona U2-B e subzona U1-B2, admite ainda mais a hipótese de diminuição da influência marinha e aumento do aporte fluvial. O gênero *Typha* é favorecido em *wetlands* (terras úmidas) protegidos por barreiras arenosas, uma vez que esse tipo de vegetação se enraíza mais superficialmente do que outras espécies emergentes, sendo afetadas pelo aumento do nível da água em pântanos costeiros, não tolerando a ação de ondas e maior hidrodinâmica (Minc 1997, Gathman *et al.* 2005). Assim, é razoável sugerir que o aumento dessas macrófitas em direção à superfície da área de estudo pode estar relacionado com a construção de cordões arenosos, que ocorreu simultaneamente à diminuição do nível relativo do mar e aumento do suprimento de sedimentos pelos rios, a partir do Holoceno tardio.

Além disso, o estabelecimento de *Typha* pode ser também um indicativo de mudanças ambientais iniciada pelo homem, como por exemplo: hidrologia alterada e aumento do nível de nutrientes (Woo & Zedler 2002, Kercher & Zedler 2004, Herrick & Wolf 2005, Boers *et al.* 2007, Boers & Zedler 2008). Estudos apontam que na América do Norte a invasão de *Typha* ocorreu de maneira pronunciada em regiões de *wetlands* com níveis elevados de distúrbios antropogênicos (Boers & Zedler 2008, Herrick & Wolf 2005, Trebitz & Taylor 2007, Vaccaro *et al.* 2009). A habilidade dessas macrófitas em colonizar áreas antropizadas se deve a maior capacidade de aeração das raízes, o que permite aumentar o Eh e desintoxicar fitotoxinas reduzidas bioquimicamente (Chabbi *et al.* 2000). A hipótese de alteração antropogênica é corroborada pelo aumento simultâneo dos grãos de *Cecropia*, também em direção ao topo do testemunho, os quais podem indicar perturbações florestais de caráter antrópico ou natural (Lorente *et al.* 2017).

No grupo das palmeiras, a Arecaceae foi encontrada quase que exclusivamente na profundidade entre 400 a 150 cm, que corresponde a idades entre ~2350 e ~2251 anos cal AP. A família Arecaceae apresenta maior número de espécie em clima quente e úmido, podendo se adaptar a uma variedade de clima e solo (Bondar 1964, Henderson *et al.* 1995, Lorenzi *et al.* 2010). A diminuição brusca desses grãos no intervalo U2-B, pode ser consequência de uma provável perturbação, como um incêndio natural.

Esta hipótese é sustentada pela identificação de carvão nas profundidades 2,73 e 2,33 m, entre ~2430 e ~2350 anos cal AP, período que corresponde aproximadamente, a transição do período seco para o úmido. Diante disso, a partir da profundidade 2,33 m a porcentagem de

grãos de palmeiras decaiu pronunciadamente, indicando possível relação com queimadas naturais, já que o fogo tem a capacidade de influenciar processos hidrológicos, geoquímicos e ecológicos (Cochrane & Barber 2009). Em um estudo sobre os efeitos do fogo experimental na ecologia de *Arecaceae* na Amazônia ocidental, Liesenfeld (2014) concluiu que um dos principais efeitos do fogo sobre a população de algumas espécies de *Arecaceae*, foi a não tolerância a este evento e, portanto, podendo haver diminuição populacional de certas espécies em borda de floresta aberta que sofreram a ação do fogo de superfície. Nesse contexto, é provável que a redução expressiva nos grãos de *Arecaceae* a partir da zona U2-B, esteja associada a eventos de queimadas nas adjacências da planície de maré, que ocorreu provavelmente em um período mais quente e seco.

Diante dos dados apresentados, há uma notável sucessão ecológica na área de estudo, com substituição da planície de maré colonizada por vegetação de mangue, por planície de maré colonizada por vegetação herbácea. Essa sucessão, é consequência de uma possível progradação da linha de costa a partir do Holoceno tardio, como demonstrado por estudos pretéritos (França *et al.* 2015, França *et al.* 2013, Cohen *et al.* 2014, Bandeira *et al.* 1975, Martin *et al.* 1993, Suguio *et al.* 1982).

Suguio *et al.* (1982) afirmaram que para a construção da planície costeira do rio Doce, as variações eustáticas realizaram papel relevante. Os autores puderam verificar a existência de dois grupos de terraços arenosos, os quais estão associados aos dois últimos eventos transgressivos (120.000 e 5.000 anos A.P.). Nesse modelo houve a identificação de uma peleolaguna, onde teria se formado o delta. Além disso, os autores afirmaram que a construção da planície quaternária do rio Doce foi o resultado das transgressões e regressões marinhas, e que a carga sedimentar carreada pelo rio Doce, não é suficiente para explicar a superfície de progradação holocênica, apesar desses sedimentos serem transportados atualmente pelo rio Doce em direção ao mar.

No modelo abordado por Martin *et al.* (1993), os autores também consideram a presença de uma paleolaguna na fase inicial da construção deltaica. Nessa fase, os sedimentos do rio Doce eram capturados dentro da laguna, que resultou na formação de um delta intralagunar dominado por processos fluviais. Quando o rio Doce passou a fluir diretamente no oceano, houve a construção da segunda geração dos terraços holocênicos, juntamente com os materiais transportados pela deriva litorânea. A partir do subestágio G-9, é que o material transportado pelo rio Doce foi distribuído nas duas margens do delta.

Além disso, esse estudo está de acordo com a curvas proposta para o sudeste do Brasil, as quais consideram que o nível relativo marinho apresentou declínio durante o Holoceno tardio (Angulo *et al.* 2006, Martin *et al.* 2003, Suguio *et al.* 1985).

6 CONCLUSÃO

Com base nos dados sedimentológicos e palinológicos apresentados, a vegetação de manguezal já havia se instalado na planície costeira há mais de 2350 anos cal AP, sendo colonizado por *Rhizophora* e *Laguncularia*. De acordo com curvas do nível relativo do mar para a região sudeste do Brasil, desde 2350 anos cal AP o nível marinho está em queda, como proposto por Angulo *et al.* (2006). No início de 2350 anos cal AP o clima era relativamente mais seco, marcando a transição do Holoceno médio para o tardio, sendo caracterizado pelo domínio marinho/estuarino com presença da vegetação de mangue.

A partir de ~2251 anos cal AP ocorreu o aumento da umidade local, com maior influência de água doce, corroborada pelo aumento de grupos vegetais herbáceos, esporos e vegetação aquática, simultaneamente a redução do grupo de manguezais. O aumento nas chuvas proporcionou o acréscimo na vazão dos rios, evidenciado pelo volume dos paleocanais na planície, com sucessivo preenchimento do espaço de acomodação.

Diante do acréscimo de sedimento, a planície costeira pode estar experimentando um processo de substituição na vegetação de bosque de manguezal, para planície de maré colonizada por vegetação herbácea, como evidenciado pelos dados palinológicos, pois ocorreu o estabelecimento do gênero *Typha*, que teve considerável aumento a partir de 1020 anos cal AP.

REFERÊNCIAS

- Absy ML. 1991. *Mise en evidence de quatre phases d'ouverture de la foret dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60 000 dernieres annees. Premiere comparaison avec d'autres regions tropicales*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série II.
- Albino J. 1999. *Processos de sedimentação atual e morfodinâmica das praias de Bicanga a Povoação, ES*. PhD Thesis em Geologia Sedimentar, Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, 189 p.
- Alongi D.M., Tirendi F., Clough B.F. 2000. Below-ground decomposition of organic matter in forests of the mangrove *Rhizophora stylosa* and *Avicennia amrina* along the arid coast of Western Austrália. *Aquatic Botany*, **68**: 97-122.
- Alongi D.M., 2008. Mangrove forests: resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. *Estuarine. Coastal and Shelf Science*, **76**: 1-13.
- Alongi D.M., 2012. Carbon sequestration in mangrove forests. *Carbon Management*, **3**: 313–322.
- Alongi D.M. 2014. Carbon cycling and storage in mangrove forests. *Annual Review of Marine Science*, **6**: 195–219.
- Angulo R.J. & Lessa G.C. 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, **140**: 141-166.
- Angulo R.J., Lessa G.C., Souza M.C. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sealevel fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, **25**: 486– 506.
- Arai M. 2006. A grande elevação eustática do mioceno e sua influência na origem do grupo barreiras. *Geol. USP, Sér. cient.* [online]. **6** (2):1-6. ISSN 1519-874X.
- Ashton P. S. 1988. Systematics and ecology of rain forest trees. *Taxon*, **37**(3):622-629.
- Augustinus P. 1995. Geomorphology and Sedimentology of Mangroves. In: Perillo (Editor). *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*. Development in Sedimentology, Elsevier Science. 333–357.
- Azevedo I.H.S., Moraes S.S., Queiroz A.F.S., Silva A.C.M., Escobar N.F.C., Gonzaga F.C. 2019. Estudo de caracterização geoquímica e das associações de foraminíferos parálidos do sistema estuarino do rio Jequitinhonha, litoral sul da Bahia. *Geochimica Brasiliensis* **33**(2): 143-164.
- Baneira Jr. A.N., Petri S., Suguio K. 1975. *Projeto Rio Doce* (Relatório Final). Rio de Janeiro, Petrobrás, CENPES..
- Barberi M, Salgado-Labouriau ML, Suguio K. 2000. Paleovegetation and paleoclimate of “Vereda de Águas Emendadas”, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**: 241–254.
- Barrell J. 1912. Criteria for the recognition of ancient delta deposits. *Geol. Soc Amer. Bull.*, **23**: 377-446.
- Barth O.M., Duarte S. G. 2008. Morfologia polínica de espécies arbóreas de Solanaceae do Estado de Santa Catarina, Brasil. *Hoehnea*, **35** (3): 379-386.

- Behling H., 1996. First report on new evidence for the occurrence of *Podocarpus* and possible human presence at the mouth of the Amazon during the Lateglacial. *Vegetation History and Archaeobotany*, **5**: 241-246.
- Behling H., 2001. Late Quaternary environmental changes in the Lagoa da Curuca region (eastern Amazonia) and evidence of *Podocarpus* in the Amazon lowland. *Vegetation History and Archaeobotany*, **10**:175-183.
- Behling H., Cohen M.C.L., Laraa R. J. 2001. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in north-eastern Pará, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **167**: 225-242.
- Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2004. Late Holocene mangrove dynamics of the Marajó Island in northern Brazil. *Vegetation history and Archaeobotany*, **13**: 73-80.
- Berger U., Rivera-Monroy V.H., Doyle T. W., Dahdouh-Guebas F., Duke N. C., Fontalvo-Herazo M.L., Hildenbrandt H., Koedam N., Mehlig U., Piou C., Twilley R. 2008. Advances and limitations of individual-based models to analyze and predict dynamics of mangroves forests: a review. *Aquatic Botany*, **89**: 260-274
- Bernini E. *et al.* 2006. Composição química do sedimento e de folhas das espécies do manguezal do estuário do Rio São Mateus, Espírito Santo, Brasil. *Revista Brasileira de Botânica*, **29**: 689–699.
- Bhattacharya. J.P. & Walker R.G. 1992. Deltas. In: *Facies models: Response to sea level change* (Eds Walker, R. G. & James, N.P.). Geological Association of Canadá, St Johns, Newfoundland; 157-178.
- Bigarella J. J., Andrade G. O. 1964. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos Cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). Instituto de Ciências da Terra, Universidade do Recife: Recife, *Arq Inst Cien Terra* **2**: 2-14.
- Bittencourt A.C.S.P., Alktin. L., Vilas Roas G.S., Flexor J.M. 1979. Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia (Brazil). In: K. Suguio, R.R. Farchild, L. Martin e J. M. Flexor (eds.). International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, São Paulo, *Proceedings...* p. 232-253.
- Blasco F., Saenger P., Janodet E., 1996. Mangrove indicators of coastal change. *Catena*, **27**:167-178.
- Boers AM, Veltman RLD, Zedler JB. 2007. *Typha x glauca* dominance and extended hydroperiod constrain restoration of wetland diversity. *Ecological Engineering*, **29**:232–244.
- Boers AM, Zedler JB. 2008. Stabilized water levels and *Typha* invasiveness. *Wetlands* **28**:676–685.
- Bondar G. 1964. *Palmeiras do Brasil*. Instituto de Botânica de São Paulo, São Paulo. 159p.
- Bowman D., Balch, J., Artaxo P., Bond W., Carlson J.M. 2009. Fire in the Earth system. *Science*, **324** (5926): 481–484.
- Bowen R. 1991. *Isotopes and climates*. New York, Elsevier Applied Science, 483 p.
- Boutton T.W. 1991. Stable carbon isotopes ratios of natural materials. II. Atmospheric, terrestrial, marine and freshwater environmental. In: COLEMAN, D.C.; FRY, B. (Ed.). *Carbon isotopes techniques*. New York: Academic Press, p.155-171.

- Bouillon S., Dahdouh-Guebas F., Rao A.V.V.S., Koedam N., Dehairs F., 2003. Sources of organic carbon in mangrove sediments: variability and possible ecological implications. *Hydrobiologia*, **495**, 33-39.
- Bradley R. S. 1999. Paleoclimatology reconstructing climates of the Quaternary, 2 ed. *International Geophysics series*, **68**: 631 p.
- Broecker W.S. 2003. Radiocarbon. In: Turekian, K.K.; Holland, H.D. (Ed.). *Treatise on geochemistry*. 1. ed. San Diego: Elsevier, 2003. 4: 245-260.
- Bucha V. 1970. Influence of the earth's magnetic field on radiocarbon dating. In: OLSSON, *Radiocarbon variations and absolute chronology*. I.U. (Ed.). Stockholm: Almqvist and Wiksell, p.501-510.
- Buso Junior A. A. 2010. *Dinâmica ambiental holocênica (vegetação, clima e nível relativo do mar) baseada em estudos interdisciplinares de alta resolução, no litoral norte do estado do Espírito Santo*. MS Dissertation, Programa de Pós-graduação em Ciências, Piracicaba – SP, Universidade de São Paulo, 190 p.
- Buso J. A. A., et al. 2013 (a). From an estuary to a freshwater lake: A paleo-estuary evolution in the context of Holocene sea-level fluctuation, SE Brazil. *International Radiocarbon Conference*, **55**: 1735-1746.
- Buso A., Pessenda L. C. R., Oliveira P.E, Cohen M. C. L., Giannini P. C. F., Schiavo J. A., Rossetti D. F., Volkmer-Ribeiro C., Lorente F. L. 2013 (b). Late Pleistocene and Holocene Vegetation, Climate Dynamics, and Amazonian taxa in the Atlantic Rainforest of Linhares, Southeastern Brazil. *Radiocarbon*, **55**: 1747-1762.
- Camargo M. G. 1999. SYSGRAN for Windows: granulometric analyses system. Pontal do sul.
- Carter R.W.G. 1986. The morphodynamics of beach ridge formation. Magilligan, Northern Ireland. *Marine Geology*, **73**: 191–214.
- Carvalho I. S. 2011. Paleontologia: microfósseis paleo-invertebrados, **2** (2), Editora Interciência.
- Carvalho L.M.V., Jones C., Liebmann B. 2004. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, **17**: 88–108.
- Carter R.W.G. *et al.* 1989. Barrier and lagoon coast evolution under differing relative sea-level regimes: examples from Ireland and Nova Scotia. *Marine Geology*, **88**: 221-242.
- Castro D. F., Rossetti D. F., Cohen M. C. L., Pessenda L. C. R., Lorente F. L. 2013. The growth of the Doce River Delta in northeastern Brazil indicated by sedimentary facies and diatoms. *Diatom Research, Bristol*, **28** (4): 455-466.
- Cecil CB. 2013. An overview and interpretation of autocyclic and allocyclic processes and the accumulation of strata during the Pennsylvanian–Permian transition in the central Appalachian Basin, USA. *International Journal of Coal Geology*, **119**: 21–31.
- Chabbi A., McKee K.L. & Mendelssohn I.A. 2000. Fate oxygen losses from *Typha domingensis* (Typhaceae) and *Cladium jamaicense* (Cyperaceae) and consequences for root metabolism. *American Journal of Botany*, **87**: 1081–1090.
- Chmura G. J, Anisfeld S. C., Cahoon D.R., Lynch J.C., 2003. Global carbon sequestration in tidal, saline wetland soils. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **17** (4), 1111.

- Clark D.A., Clark D.B., Sandoval R., Castro M.V. 1995. Edaphic and human effects on landscape-scale distributions of tropical rain-forest palms. *Ecology* **76**: 2581-2594.
- Clark M.W., McConchie D.M., Lewis D.W.; Saenger P.1998. Redox stratification and heavy metal partitioning in Avicennia dominated mangrove sediments: a geochemical model. *Chem Geol* **149**: 147-171.
- Clough B.F. 1982. Mangrove Ecosystems in Australia - Structure, Function and Management. ANU Press.
- Cochrane M. A. & Barber C. P. 2009. Climate change, human land use and future fires in the Amazon. *Global Change Biology*, **15** (3): 601-612.
- Cohen M. C.L., Lara R. J. 2003. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazonia: Application of GIS and remote sensing techniques. *Wetlands ecology and Management*, **11**: 223-231.
- Cohen M.C.L., Lara R.J., Szlafsztein C.F., Dittmar T. 2004. Mangrove inundation and nutrient dynamics under a GIS perspective. *Wetlands Ecology and Management*, **12**, 81-86.
- Cohen M.C.L., Behling H., Lara R.J. 2005a. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: the relative sea-level and the little Ice Age. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **136**: 93-108.
- Cohen M.C.L., Souza Filho, P.W., Lara R. I., Behling H., Ângulo, R., 2005b. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brasil). *Wetlands ecology and Management*, **13**: 433-443.
- Cohen M.C.L., Lara R.J., Smith C.B., Angélica R.S., Dias B.S., Pequeno T., 2008. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 anos. *Catena* **76**: 70-77.
- 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. *Vegetation History and Archaeobotany*, **18**: 425-439.
- Cohen M. C. L., Pessenda L.C.R., Behling H, Rosseti D. F., França M. C., Guimarães J. T. F., Friaes Y. S., Smith C. B. 2012. Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. *Quaternary Science Reviews*, **55**: 50-58.
- Cohen M.C.L., França M.C., Rosseti D.F., Giannini, P.C.F ; Lorente F. L., Junior A. A. B., 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.
- Cohen M.L., Alves Igor Charles Castor, FRANÇA M. Cs, Pessenda, L.C.R. ; Rossetti, D. F . 2015. Relative sea-level and climatic changes in the Amazon littoral during the last 500 years. *Catena* (Cremlingen), **133**: 441-451.
- Cohen, M.L., França, M. C., Pessenda L.C.R. . Impacts of Climate and Sea-level Changes on Mangroves from Brazilian Littoral in a Millennial, Secular, and Decadal Time Scale. *The International Journal of Climate Change: Impacts and Responses*, v. 8, p. 53-64, 2016.
- Cohen, M.L.C., Souza, A. V., Rossetti, D. F., Pessenda, L.C.R., França, M. C . 2018. Decadal-scale dynamics of an Amazonian mangrove caused by climate and sea level changes: inferences

from spatial-temporal analysis and Digital Elevation Models. *Earth surface processes and landforms*, **43**: 1-13.

Colinvaux P.A., Oliveira P.E., Patiño J.E.M. 1999. *Amazon Pollen Manual and Atlas – Manual e Atlas Palinológico da Amazônia*. Amsterdam: Hardwood Academic. 332p.

CONCREMAT EIA. 2017. Estudo de Impacto Ambiental Atividade de Produção e Escoamento de Gás Natural e Petróleo do Campo de Camarupim, Bacia do Espírito Santo. Relatório PT-3.5.8.018- RT-MA-003.

Corrêa, F. F., Pereira, M. P., Madail, R. H., Santos, B. R., Barbosa, S., Castro, E. M., Pereira, F.J. 2017. Anatomical traits related to stress in high density populations of *Typha angustifolia* L. (Typhaceae). *Braz. J. Biol.*, **77** (1), 52-59.

Cruz, F. W., Vuille, M., Burns, S. J., Wang X., Cheng H., Werner M., Edwards R. L., Karmann, I., Auler A.S., Nguyen H. 2009. Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. *Nature Geoscience*, London, **2**: 210-214.

Day, T. 2008. *Ecosystem Oceans*. ed. rev. New York: Facts on files, 318 p.

Dittmar T., Hertkom N., Kattner G., Lara RJ. 2006. Mangroves, a major source of dissolved organic carbon to the oceans *Glob. Biogeochem. Cycles* 20.

Dominguez J. M. L., Bittencourt A. C. da S. P., Martin L. 1981. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, **11** (4): 227-237.

Dominguez J. M. L., Bittencourt A. C. S. P., Martin L. 1983. Papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, **13** (2): 98-105.

Dominguez J.M.L. 1987. *Quaternary sea-level changes and the depositional architecture of beach-ridge strandplains along the coast of Brazil*. Dissertation (Doctor of Philosophy (Ph.D.) Marine Geology and Geophysics, University of Miami, Miami, (288 pp.).

Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., Martin L. 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: Roles of sea-level history, trade winds and climate. *Sedimentary Geology*, **80**: 213–232.

Dominguez & Araújo. 2008. *Formação Barreiras: O registro de um onlap costeiro durante o Mioceno*. 44º Congresso Brasileiro de Geologia.

Donato D. C. *et al.* 2011. Mangroves among the most carbon-rich forests in the tropics. *Nature Geoscience*, **4**: 293–297.

Dugan P.J. 1992. Conservación de humedales: un análisis de temas de actualidad y acciones necesarias. IUCN, 100 p., Gland, Suíça,

Dyer K. R. 1997. *Estuaries: A Physical Introduction*. 2nd. Baffins Lane, Chichester, England, John Wiley & Sons Ltd, 140p.

Dyakowska J. 1936. Researches on the rapidity of the falling down of pollen of some trees. *Bulletin International de V Academic Polonaise des Sciences et des Lettres*, B1 155-168.

Elliott T. 1986. Deltas. In: *Sedimentary Environments and facies* (Ed. Reading H.G.). Blackwell Scientific Publications, Oxford; 113-154.

- Erdtman G. 1960. The acetolysis method. A revised description. *Svensk Bot. Tidskr.*, 54: 561-564.
- Ervin G.N.; Wetzel R.G. 2003. An ecological perspective of allelochemical interference in land–water interface communities. *Plant Soil*, **256**:13–28.
- Farquhar G.D.; Ehleringer J.R.; Hubick K.T. 1989. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. *Ann. Review of Plant Phys. and Plant Mol. Biology*, **40**: 503-537.
- FERMISA MINERAÇÃO SA. 1999. Relatório de Impacto Ambiental do Projeto de Extração de calcário de algas na plataforma continental do Espírito Santo. Relatório Técnico.
- Ferraz-vicentini KR, Salgado-Labouriau ML. 1996. Palynological analysis of a palm swamp in Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **9**: 207–219.
- Ferreira A. G., Borghetti F. 2004. *Germinação: do básico ao aplicado*. Porto Alegre: Artmed, 323p.
- Fisher W. L.1969. *Facies characterization of Gulf coast basin delta system, with some Holocene analogues*. Transactions of Gulf Coast Association of Geol. Soc., **19**.
- Fontes N. A., Moraes C. A., Cohen M. C. L., Alves S., Charles I., França M. C., Pessenda L. C. R., Francisquini M. I., Bendassolli J. A., Macario Kita, 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**: 215-230.
- Fragoso M.R., 2004: *Um Modelo Numérico da Circulação Oceânica para as Bacias Leste e Sudeste do Brasil*. PhD Thesis in Universidade Federal do Estado do Rio de Janeiro, COPPE. 173p.
- França R. L., Del Rey A. C., Tagliari C. V., Brandão J. R., Fontanelli P. R. 2007. Bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15** (2): 501-509, 2007.
- França M.C., Francisquini M.I., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Rossetti D.F., Guimarães J.T.F., Smith C.B., 2012. The last mangroves of Marajó Island – Eastern Amazon: Impact of climate and/or relative sea-level changes. *Review of Paleobotany and Palinology* **187**, 50-65.
- França Marlon C., Cohen Marcelo C.L., Pessenda Luiz C.R., Rossetti, Dilce F., Lorente, F. L., Buso Junior, A. Á., Guimarães, José T.F., Friaes, Y., Macario, K. 2013. Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. *Catena (Cremlingen)*, **110**: 59-69.
- França M., Alves I. C. C., Castro D., Cohen M. C. L., Rossetti D. F., Pessenda L.C.R., Lorente F. L., Fontes N. A., Buso 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 (Cremlingen)*, **128**: 155-166.
- França M., Alves Igor Charles Castor, Cohen, M.L., Rossetti D. F., Pessenda, L.C.R., Giannini P. C. A., Lorenti F. L., Buso A. A., Bendassolli J. A., Macario K. 2016 . Millennial to secular time-scale impacts of climate and sea-level changes on mangroves from the Doce River delta, Southeastern Brazil. *Holocene (Sevenoaks)*, **26**: 1733-1749.
- Freitas HA, Pessenda LCR, Aravena R, Gouveia SEM, de Souza RA, Boulet R. 2001. Late Quaternary vegetation dynamics in the southern Amazon Basin Inferred from carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research*, **55**: 39–46.

- Fujimoto K., Imaya A., Tabuchi R., Kuramoto S., Utsugi H., Murofushi T. 1999. Below-ground carbon storage of Micronesian mangrove forests. *Ecol. Res.* **14**, 409-413.
- Galloway W. E. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: BROUSSARD, M. L. (ed.) *Deltas, Models of Exploration*. Houston Geological Society, Houston, 87-98, 1975.
- Gathman J.P., Albert D.A., Burton T.M. 2005. Rapid plant community response to a water level peak in northern Lake Huron coastal wetlands. *Journal of Great Lakes Research* **31**:160–170.
- Giannini P.C.F., Sawakuchi A.O., Martinho C.T., Tatum S.H. 2007. Eolian depositional episodes controlled by late Quaternary relative sea level changes on the Imbituba Laguna coast (southern Brazil). *Marine Geology* **237**: 143-168.
- Gil A.P. 2017. Alterações no corredor fluvial do baixo curso do rio Doce em 1987 e 2011 – Linhares, Es. Monografia (Universidade Federal do Espírito Santo), Vitória, 91 p.
- Gilman E. L., Ellison J., Duke N. C., Fild C. 2008. Threats to mangroves from climate change and adaptation options: a review. *Aquatic Botany* **89**: 237-250.
- Giri, C. *et al.* Status and distribution of mangrove forests of the world using earth observation satellite data. *Global Ecology and Biogeography*, **20**: 154–159, 2011
- Gomes B. L. 2008. *Mapeamento da linha de costa do litoral de Aracruz – ES.: Técnicas e aplicações*. Monografia (Graduação) – Universidade Federal do Espírito Santo.
- Gómez E., Bernal G. 2013. Influence of the environmental characteristics of mangrove forests on recent benthic foraminífera in the Gulf of Urabá, Colombian Caribbean, *Ciências Marinas*, **39** (1): 69-82.
- Gornitz V. 1991. Global coastal hazards from future sea level rise. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **89**: 379-398.
- Gornitz V. 1995. Sea-level RSC: a review of recent past and near future trends. *Earth Surf. Proc. Land.* **20**: 7–20.
- Goudie A.S. 2004. Encyclopedia of Geomorphology. International Association of Geomorphologists, Taylor & Francis Group, **1**:1202p.
- Grazziotin F. G., Monzel M., Echeverrigaray S., Bonatto, S. L. 2006. Phylogeography of the Bothrops jararaca complex (Serpentes: Viperidae): past fragmentation and island colonization in the Brazilian Atlantic Forest. *Molecular Ecology*, Oxford, **15**: 3969-3982.
- Grimm EC. 1987. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of squares. *Computer and Geosciences*, **13**: 13-35. DOI: 10.1016/0098-3004(87)90022-7. (online) Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0098300487900227>> Acesso em março de 2018.
- Guerra A. J. T.; Cunha, S. B. 1995. *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2 ed., 472p.
- Guimarães José T.F., Cohen Marcelo C.L., França Marlon C., Lara Rúben J., Behling H. 2010. Model of wetland development of the Amapá coast during the late Holocene. *Anais da Academia Brasileira de Ciências (Impresso)*, **82**: 451-465.

- Guimaraes J. T. F., Cohen, M. C. L., Pessenda, L. C. R., Franca, M. C., Smith, C. B., Nogueira A. C. R.. 2012. Mid- and late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon River. *Holocene (Sevenoaks)*, **22**: 359-370.
- Guimarães J. T. F., Cohen M. C. L., França M. C., Silva A. K. T. , Rodrigues S. F. S. 2013. Mineralogical and geochemical influences on sediment color of Amazon wetlands analyzed by visible spectrophotometry. *Acta Amazonica*, **43**: 331-342.
- Henderson A., Galeano G., Bernal R. 1995. *Field guide to the palms of the Americas*. Princeton University Press, New Jersey. 363p.
- Herrick B., Wolf A. 2005. Invasive plant species in diked vs. undiked Great Lakes wetlands. *Journal of Great Lakes Research* **31**:277–287.
- Herz R. 1987. A regional program on coastal monitoring and management of mangrove in Brazil. In: SYMPOSIUM ON COASTAL AND OCEAN MANAGEMENT. New York. Proceedings Seattle, ASMCE, **5** (2): 2262- 2268.
- Hogart P.J. 1999. *The biology of mangroves*. Oxford University Press, New York
- Hoyt J. H. 1967. Barrier island formation. *Geological Society of America Bulletin*, **78**: 1125-1136.
- Hutchings P., Saenger P. 1987. *Ecology of Mangroves*. Queensland University Press, 388 p.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. 1987. *Carta do Brasil*. Folha SE-24 Rio Doce: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 548 p. (Projeto RADAMBRASIL).
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2014. Climate change 2013: the scientific basis. In: Solomon, S., et al. (Eds), Contribution of working group to the fifth Assessment Report of the intergovernmental Panel on climate change. Cambridge Univ. Press, New York.
- Iversen J.; Troels-Smith J. 1950. *Polenmor-fologiske Definitionen und Typen*. Danm. Geol. Unders., Ser. 4, **3**(1):1–54.
- Jarchow M. E., Cool B. J. Allelopathy as a mechanism for the invasion of *Typha angustifolia*. *Palnt Ecol*, DOI 10.1007/s11258-009-9573-8.
- Jiménez J. A. 1985a. *Laguncularia racemosa* (L.) Gaertn. f., White mangrove. In: *Silvicultural Manual*. Chapter 3. U.S. Forest Service.
- Jiménez J.A. 1985b. *Rhizophora mangle* (L.) Red mangrove. Rhizophoraceae. *Mangrove family*. Unesco, SO-ITF-SM, 2-7p.
- Johnson D.W. 1919. *Shore processes and shoreline development*. New York: John Wiley & Sons, 584p.
- Jong A.F.M. de, Mook W.G. 1980. Medium-term atmospheric 14C variations. *Radiocarbon*, **22**: 267-272.
- José S. de A. 2005. *Modelagens magnetotelúrica e sísmica na Bacia do Espírito Santo*. MS Dissertation em Engenharia de Reservatório e de Exploração, Universidade Estadual do Norte Fluminense, Macaé, 54 p.
- Kercher S.M., Zedler J.B. 2004. Multiple disturbances accelerate invasion of reed canary grass (*Phalaris arundinacea* L.) in a mesocosm study. *Oecologia*, **138**: 455–464.

- Kousky V. E. 1988. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **n. 3**: 217-231.
- Kodama Y.M. 1992. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ), Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **70**: 813–835.
- Kristensen E., Bouillon S., Dittmar T., Marchand C. 2008. Organic carbon dynamics in mangrove ecosystems: a review. *Aquat. Bot.*, **89**: 201 – 219.
- Lamb A.I., Wilson G.P., Leng M.J. 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using ¹³C and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, **75**: 29-57.
- Lara RJ, Cohen MCL. 2006. Sediment porewater salinity, inundation frequency and mangrove vegetation height in Bragança, north Brazil: an ecohydrology-based empirical model. *Wetlands Ecology and Management*, **14**: 349–358.
- Lara R. J., Szlafstein C. F., Cohen M. C. L. 2001. Coastal management: Some studies of the Past and present of the Bragança Region (Pará, Brazil) - Madam Project. *International Journal of Environmental Creation*, Hokkaido, **4** (2):132-139.
- Lara R.J., Cohen M.C.L., 2009. Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia. *Climatic Change*, **94**: 399-408.
- Ledru, M.P. 1993. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. *Quaternary Research*, **39**: 90–98.
- Libby W. F., Anderson E. C., Arnold J.R. 1949. Age determination by radiocarbon content: *Worldwide assay of natural radiocarbon Science*, Washington, **109** (2827): 227-228.
- Liebmann B., Kilads G. N., Marengo J. A., Ambrizzi T., Glick J. D. 1999. Submonthly convective variability over South America and South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, **12**: 1877-1891.
- Liesenfeld M.V.A. 2014. *Efeitos do fogo de superfície experimental na ecologia de palmeiras (Arecaceae) de sub-bosque em uma floresta na Amazônia ocidental*. PhD Thesis, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, 234 p.
- Lorente F. L., Pessenda L.C.R., Calegari M. R., Cohen M.L., Rossetti D. F., Giannini P. C. F., Buso A. A., Castro D., França M., Bendassolli J. A., Macario K. 2015. Fitólitos como indicadores de mudanças ambientais durante o Holoceno na costa norte do estado do Espírito Santo (Brasil). *Quaternary and Environmental Geosciences*, **6**: 26-40.
- Lorente F.L. 2015. *Caracterização paleoambiental de depósitos quaternário da costa norte do estado do Espírito Santo (ES – Brasil): uma abordagem interdisciplinar*. Tese (Doutorado em Ciências) – Universidade de São Paulo, Piracicaba, (213 pp.).
- Lorente *et al.* 2015. Fitólitos como indicadores de mudanças ambientais durante o Holoceno na costa norte do estado do Espírito Santo (Brasil). *Quaternary and Environmental Geosciences*, **6** (1): 26-40.
- Lorente F.L., Buso A.A., Oliveira P.E., Pessenda L.C.R. 2017. *Atlas Palinológico: Laboratorio 14C - Cena-USP. Piracicaba-SP: FEALQ* 333 p.
- Lorenzi H., Noblick L.R., Kahn F., Ferreira E. 2010. *Flora brasileira: Arecaceae (Palmeiras)*. Instituto Plantarum, Nova Odessa. 382 p.

- Luz C.F.P., Barros M.A.B., Misumi S.Y., Lebrão C., Barth O.M. 2019. Microfósseis não polínicos como indicadores de mudanças ambientais no Holoceno médio da Lagoa Comprida, Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Hoehnea*, **46** (1): e782018.
- Martin I., Bittencourt A. C. S. P., Dominguez J. M. L. 1986. Neotectonic movements on a passive continental margin. Salvador region, Brazil. *Neotectonics – An International journal of Crustal Dynamics*, **1**: 87-103.
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M. 1993. As flutuações de nível do mar durante o Quaternário superior e a evolução geológica de “deltas” brasileiros. *Boletim IG, Instituto de Geociências, USP, Publicação Especial*, **15**: 1-186.
- Martin L., Suguio K., Flexor JM et al. 1996. *Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazil Coast: Consequences on coastal plain construction*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **68**: 303–354.
- Martin L, Dominguez JML and Bittencourt ACSP. 1998. Climatic control on coastal erosion during a sea-level fall episode. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **70**: 249–266.
- Martin L., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P. 2003. Fluctuating Holocene Sea Levels in Eastern and Southeastern Brazil: Evidence from Multiple Fossil and Geometric Indicators. *Journal of Coastal Research*, **19**: 101–124.
- Matsui N. 1998. Estimated stocks of organic carbon in Mangrove roots and sediments in Hinchinbrook channel. *Aust. Mangroves Salt Marshes*, **3**: 243-249.
- Medeiros A. R. M. 1990. *Alelopatia: importância e suas aplicações*. Horti Sul, Pelotas, **1** (3): 27-32.
- Menghini R. P. 2004. *Ecologia de manguezais: grau de perturbação e processos regenerativos em bosques de mangue da ilha barnabé, baixada santista*. Dissertação de mestrado, Universidade de São Paulo, (115 pp.)
- Meyer K. E. B., Mendonça Filho J. G., Ashraf A. R., Souza P. A. de Reichhart, K. 2005. Análise de palinofácies em sedimentos holocênicos da Lagoa dos Quadros, Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, Rio de Janeiro, **8** (1): 57-72.
- Michalet R., Brooker R.W., Cavieres L.A., Kikvidze *et al.* 2006. Do biotic interactions shape both sides of the hump-back model of species richness in plant communities? *Ecol Lett* **9**:767–773. doi:10.1111/j.1461-0248.2006.00935.
- Milani E. J., Brandão J. A. S. L., Zalán P. V., Gamboa L. A. P. 2001. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Brazilian Journal of Geophysics*, Rio de Janeiro, **18** (3): 351-396.
- Minc L. 1997. Great Lakes coastal wetlands: an overview of controlling abiotic factors, regional distribution, and species composition. *Michigan Natural Features Inventory*, Lansing, Report 12.
- Mohriak W. U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: CPRM, 87-94 p.
- 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**: 185–201.

- Moraes C. A., Fontes N. A., Cohen M. C.L., França M. C., Pessenda L.C.R., Rossetti D. F., Francisquini M. I., Bendassolli, J. A., Macario K. 2017. Late Holocene mangrove dynamics dominated by autogenic processes. *Earth surface processes and Landforms*, **42**, 2013-2023 p.
- Morgan J. P. (Ed.). 1970. *Deltaic sedimentation: modern and ancient*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, **5**: 1-312.
- Mori S. A., Boom B. M., Prance G. T. 1981. Distribution patterns and conservation of eastern Brazilian coastal forest tree species. *Brittonia*, New York, **33** (2): 233-245.
- Moura-Lima E.N., Sousa M. O. L., Bezerra F. H. R., Aquino M. R., Vieira M. M., Lima-Filho, F. P. Fonseca, V. P., Amaral R. F. 2010. Sedimentação e deformação tectônica cenozoicas na porção central da Bacia Potiguar. *Geol. USP, Sér. cient.*. 10 (1): 15-28. ISSN 1519-874X.
- Muehe, D., Valentini E., 1998. *O litoral do Estado do Rio de Janeiro: Uma Caracterização Físico-Ambiental*. FEMAR Fundação de Estudos do mar. Secretaria de Estado de Meio Ambiente do Estado do Rio de Janeiro – SEMA 95p.
- Nascimento, T. de C. 2012. *Reconstituição da história quaternária da Mata Atlântica na região centro-norte do estado do Espírito Santo*. MS Dissertation, (Mestrado em Análise Geoambiental) – Universidade de Guarulhos, Guarulhos, 294 p.
- Nichols G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. 2 ed. In Wiley-Blackwell (ed.), 419p.
- Oliveira A. S. 1986. *Interações entre Sistemas Frontais na América do Sul e Convecção na Amazônia*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE-4008-TDL/239, (134 pp).
- Olsson I.U. 1980. 14C in extractives from wood. *Radiocarbon*, **22**: 515-524.
- Orton G.J. & Reading H.G. 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, **40**: 475-512.
- Peixoto A. L., Gentry A. 1990. Diversidade e composição florística da mata de tabuleiros na Reserva Florestal de Linhares (Espírito Santo, Brasil). *Revista Brasileira de Botânica*, **13**:19–25.
- Pereira O. J., Araujo D. S. D. 2000. Análise florística das restingas dos Estados do Espírito Santo e Rio de Janeiro, p. 25-63. In: Esteves, F. A. & Lacerda, L. D. (Eds.). *Ecologia de restingas e Lagoas Costeiras*. Macaé: NUPEM/UFRJ. 147 P.
- Pessenda L. C. R., Lisi C.S., Gouveia S.E.M. 1998. Datação por ¹⁴C. In: PESSENDA, L.C.R. Laboratório de C-14. *Técnicas e Aplicações Paleoambientais. (Série didática)*. 1 ed. Piracicaba: CPG/CENA, 2:5-7.
- Pessenda L.C.R., Ribeiro A.D.S., Gouveia S.E.M., Aravena R., Boulet R., Bendassolli J.A. 2004. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research* **62**: 183–193.
- Pessenda L.C.R. *et al.* 2005. Holocene paleoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotope records. *The Holocene*, Thousand oaks, **15** (6): 814-822.
- Pessenda L.C.R., Saia S.E.M.G., Gouveia S.E.M., Ledru M.P., Siffedine A., Amaral P.G.C., Bendassolli J.A., 2010. Last millennium environmental changes and climate inferences in the Southeastern Atlantic Forest, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **82** (3), 717 – 729.

- Pessenda L.C.R., Vidotto E., De Oliveira P.E., Buso Junior A.A., Cohen M.C.L., Rossetti D.F., Ricardi-Branco F. 2012. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove record, southeastern Brazil. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* **363–364**: 57–68.
- Pessenda L. C. R. *et al.* 2015. *Estudos interdisciplinares na Reconstrução Milenar da Dinâmica Climática, da vegetação e marinha do Brasil*. Serie didática, nº 2. Piracicaba, São Paulo.
- Pétreo S.M. 2018. *Introdução ao estudo dos foraminíferos*. IGEO/UFRGS, Porto Alegre, 53 f.
- Pinet P. R. *Invitation to oceanography*. 5 th ed. [S.l.]: Jones and Bartlett Publishers, 2009. 626 p.
- Polizel S. P., Rossetti D. F. 2014. Caracterização morfológica do delta do rio Doce (ES) com base em análise multissensor. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, São Paulo, **15**: 311-326.
- Posamentier H.W.; Allen G.P., James D.P., Tesson M. 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **76**: 1687–1709.
- Prance G. T. 1982. A review of the phytogeographic evidences for the Pleistocene climate changes in the neotropics. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, St. Louis, **69** (3): 594-624.
- Punwong P., Marchant R., Selby K. 2013. Holocene mangrove dynamics from Unguja Ukuu, Zanzibar. *Quaternary International*, **298**: 4 – 19.
- Punt W., Blackmore S., Nilsson S., Le Thomas, A. 1994. *Glossary of Pollen and Spore Terminology*. LPP Foundation. Utrecht. Series No. 1.
- Quadro M. F. de L. 1994. Estudo de Episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul ZCAS sobre a América do Sul. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE.
- Reboita M.S., Gan M.A., Rocha R. P., Ambrizzi T. 2009. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. *Revista brasileira de Meteorologia*, **25** (2), 185-204.
- Reimer P.J. *et al.* 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, New Haven, **46** (3):1029-1058.
- 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**: 1111-1150.
- Ribeiro S.R., Batista E.J.L.B., Cohen M.C.L., França M.C., Pessenda L.C.R., Fontes N. A., Alves I.C.C., Bendassolli J.A. 2018. Allogenic and autogenic effects on mangrove dynamics from the Ceará Mirim River, north eastern Brazil, during the middle and late Holocene. *Earth surface processes and landforms*, **43**: 1622–1635.
- Rizzini, C. T. *Tratado de fitogeografia do Brasil*. Rio de Janeiro. Âmbito Cultural, 1997. 747 p.
- Rodrigues A. D. 2010. *Caracterização faciológica e estratigráfica dos sistemas mistos, siliciclásticos-carbonáticos do Grupo Barra Nova, Campo de Fazenda Santa Luzia, Bacia do*

- Espírito Santo*. Trabalho de Conclusão do Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, (133 pp).
- Rossetti D. F. Ambientes Costeiros. In: FLORENZANO, T. G. (Org). *Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais*. São Paulo: Oficina de Textos, 2008, p. 247 – 283.
- Rossetti D. F., Polizel S. P., Cohen M. C. L., Pessenda L. C. R. 2015. Late Pleistocene-Holocene evolution of the Doce River delta, southeastern Brazil: Implications for the understanding of wave-influenced deltas. *Marine Geology*, **367**: 171-190.
- Stout, J.D., Rafter T.A., Troughton J.H. 1975. *The possible significance of isotopic ratios in palaeoecology*. Quaternary Studies (SUGGATE, R.P., CRESS- W ELL, M .M ., Eds), Royal Society of New Zealand, Wellington, 279p.
- Saenger P. 1982. Morphological, anatomical and reproductive adaptations of Australian mangroves. In: B.F. Clough (Editor), *Mangrove ecosystems in Australia*. Australian National University Press, Canberra, 153-191 p.
- Saenger P., Hegerl E.J., Davie, J.D.S. 1983. Global Status of Mangrove Ecosystems. *Environmentalist*, 3(Suppl.): 1-88,
- Salgado-Labourial M.L. 2007. Critérios e técnicas para o Quaternário. São Paulo. 387p.
- Santos-Filho R. B. dos. 2009. *Estratigrafia de sequências no complexo vulcano-sedimentar de Abrolhos (Eoceno da Bacia do Espírito Santo, Brasil)*. MS Dissertation, (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, (105 pp).
- Shaeffer-novelli Y. 1987. Manguezais brasileiros: região sul-sudeste. In: Anais do simpósio sobre ecossistemas da costa sul e sudeste: síntese dos conhecimentos, Cananéia, São Paulo. ACIESP, Cananéia, São Paulo, **1**: 78.
- Schaeffer-Novelli Y., Cintrón Molero G., Rothleder Adaime R., Camargo T.M.D. 1990. Variability of mangrove ecosystems along the Brazilian coast. *Estuaries* 13, 204 a 218.
- Schaeffer-Novelli Y. 1995. Manguezal: Ecossistema entre a terra e o mar. São Paulo.
- Schaeffer-Novelli Y. 2002. Manguezal: ecossistema que ultrapassa suas próprias fronteiras. In: Congresso Nacional.
- Shaeffer-Novelli Y. 2009. *Atlas dos manguezais do Brasil*. Ministério do Meio Ambiente, Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade, 179 p.
- Scheel-Ybert, R. 2000. Vegetation stability in the Southeastern Brazilian coastal área from 5500 to 1400 ¹⁴C yr BP deduced from charcoal analysis. *Review of Paleobotany and Palynology*, **110**: 111-138.
- Sherman R.E., Fahey T.J., Howarth R.W. 1998. Soil-plant interactions in a neotropical mangrove forest: iron, phosphorus and sulfur dynamics. *Oecologia* **115**, 553-563.
- Sherman R.E., Fahey T.J., Martinez P. 2003. Spatial patterns of biomass and aboveground net primary productivity in a mangrove ecosystem in the Dominican Republic. *Ecossystems*, **6**, 384-398.
- Silva G. C., Nascimento M. T. 2001. Fitossociologia de um remanescente de mata sobre tabuleiros no norte do estado do Rio de Janeiro (Mata do Carvão). *Revista Brasileira de Botânica*, São Paulo, **24** (1): 51-62.

- Silva S. F., Machado M. F. (Orgs). *Geodiversidade do estado do Espírito Santo*. Belo Horizonte: CPRM (2014). 119 p. olcker
- Siemensma F., Apothéloz-Perret-Gentil L., Holzmann M., Clauss S., Volcker E., Pawlowski J. 2017. Taxonomic revision of freshwater foraminifera with the description of two new agglutinated species and genera. *European Journal of Protistology*, **60**: 28-44, doi: 10.1016/j.ejop.2017.05.006.
- Smith C.B., Cohen M. C. L., Pessenda L.C.R., França M., Guimarães J.T.F., Rossetti D.F., Lara, R.J. 2011. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **168**: 21-30.
- 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.
- Snedaker S.C. 1982. Mangrove species zonation: Why? In: D.N. Sen and K.S. Rajpurohit (Editors), *Contributions to the Ecology of Halophytes, Tasks for Vegetation Science*. W. Junk, The Hague, **2**: 111-125
- Soares M.L.G., Estrada G.C.D., Fernandez V., Tognella M.M.P. 2012. Southern limit of the Western South Atlantic mangrives: assessment of the potential effects of global warming from a biogeographical perspective. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **101**: 44-53.
- Sobral M., Proença C., Souza M., Mazine F., Lucas E. 2014. Myrtaceae. - INCT. *Lista de espécies da flora do Brasil*. Jardim Botânico do Rio de Janeiro. Disponível em: <http://floradobrasil.jbrj.gov.br/2010/FB000171>. Acesso em: outubro de 2018
- Souza, C. R. G. et al. 2005. *Quaternário do Brasil*. Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 380p.
- Spalding M.D., Blasco F., Field C.D. 1997. *World Mangrove Atlas*. The International Society for Mangrove Ecosystems, Okinawa, Japão. 178 p.
- Srivastava J., Farooqui A. 2013. Late Holocene mangrove dynamics and coastal environmental changes in the northeastern Cauvery River Delta, India. *Quaternary International*, **298**: 45-56.
- Stockmar J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis, in absolute pollen analyses. *Pollen et spores*, **13**: 615-621.
- Sugiuo K., Martin L., Flexor J. M. 1980. Sea level fluctuations during the past 6000 years along the coast of the State of São Paulo, Brazil. In: Morner, N. A. (Ed.), *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. John Willy and Sons, 471-486 p.
- Sugiuo K., Martin L., Bittencourt A. C. S. P., Dominguez J. M. L., Flexor J.M. 1982. Evolução da planície costeira do Rio Doce (ES) durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar. In: *SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO DO BRASIL*, 4. Rio de Janeiro. Anais.Rio de Janeiro, 93-116p.
- Sugiuo K. et al. 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.
- Sugiuo K. 2003. *Geologia sedimentar*. Edgar Blucher (ed.), 400p.

- Suguio K. 2012. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais*. Editora Oficina de Textos. 407 p.
- Summerhaes C. P., Melo U., Barreto H. T. 1976. The influence of upwelling on suspended matter and shelf sediments off southeastern Brazil. *J. sediment. Petrol.*, **6**: 819-828.
- Sun X., Li X. 1999. A pollen record of the last 37 Ka in deep sea core 17940 from the northern slope of the South China Sea. *Marine Geology*, **156**, 227-244.
- Taylor R.E. 1987. Radiocarbon dating: an archaeological perspective. Academic Press, California. Disponível em: <<https://www.amazon.com/Radiocarbon-Dating-Royal-Ervin-Taylor/dp/0126848602>>. Acesso em: Maio 2018.
- Teubner JR., F.J. 1990. Carta de Parâmetros Oceanográficos. In: *Espírito Santo (Estado) SEAMA (Projeto Macrozoneamento Costeiro, setor V – Vitória); O meio Físico e Biológico – Memorial Descritivo*. Vitória, **01**: 136-159.
- Teixeira J. L. C. 2012. *A malha paralela no levantamento arqueológico regional: um estudo de caso na planície litorânea do norte capixaba – Brasil*. DM Dissertation (Mestrado em Arqueologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 146 p.
- Thom B.G. 1982. Mangrove ecology: a geomorphological perspective. In: B. F. Clough (Editor), *Mangrove ecosystems in Australia, structure, function and management*. A.N.U. Press, Canberra, 3-17 p.
- Thomas W. W., Carvalho A. M. V. de, Amorim A. M. A., Garrison J., Arbelaez, A. L. 1998. Plant endemism in two forests in Southern Bahia, Brazil. *Biodiversity and Conservation*, Heidelberg, **7**: 311-322.
- 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*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, (290 pp.)
- Tomczak, M. 1998. *Shelf and Coastal Oceanography*, Edição On-Line em <http://gaea.es.flinders.edu.au/~mattom/ShelfCoast>.
- Tomlinson P.B. 1986. *The Botany of Mangroves*. Cambridge University Press, 413 pp.
- Traverse A. (ed.) 1994. *Sedimentation of Organic Particles*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Trebitz A.S., Taylor D.L. 2007. Exotic and invasive aquatic plants in great lakes coastal wetlands: distribution and relation to watershed land use and plant richness and cover. *Journal of Great Lakes Research*, **33**:705–721.
- Troughton J.H., Stout J.D., Rafter T.A. 1974. *Long-term stability of plant communities*, Carnegie Institution of Washington Yearbook, 838p
- Tyson R. V. 1995. *Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies*. London: Chapman & Hall. 615 p.
- Walsh G. E. 1974. Mangroves: a review. In: REIMOLD, R. J.; QUEEN, W. H. (Eds.). *Ecology of Halophytes*. New York: Academic Press, 51-174 p.
- Woodroffe C.D., 1995. Response of tide-dominated mangrove shorelines in northern Australia to anticipated sea-level rise. *Earth surf. Process. Landf.*, **20**: 65-85.

- Woodroffe C.D., Chappell J.M.A., Thom B.G., Wallensky E. 1989. Depositional model of a macrotidal estuary and flood plain, South Alligator River, Northern Australia. *Sedimentology*, **36**: 737-756.
- Woodroffe C.D. 1995. Response of tide-dominated mangrove shorelines in northern Australia to anticipated sea-level rise. *Earth surf. Process. Landf.* **20**: 65-85.
- Woo I, Zedler J.B. 2002. Can nutrients alone shift a sedge meadow towards dominance by the invasive *Typha x glauca*? *Wetlands*, **22**:509–521.
- Wolanski E., Mazda Y., King B., Gay S. 1990. Dynamics, flushing and trapping in Hinchinbrook Channel, a giant mangrove swamp, Australia. *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, **31**: 555-579.
- Vaccaro L., Bedford B., Johnston C. 2009. Litter accumulation promotes dominance of invasive species of cattails (*Typha* spp.) in Lake Ontario wetlands. *Wetlands*, **29**:1036–1048.
- Vannucci M. 1999. *Os manguezais e nós: Uma síntese de percepções*. ESDUP, São Paulo, 233 pp.
- 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*, Berlin / Heidelberg, **15** (2): 115-123.
- 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, 123p.
- Vilas Boas G.S., Martin, L., Bittencourt A.C.S.P., Flexor J.M. 1979. Paleogeographic and paleoclimatic evolution during the Quaternary in the Northern half of the coast of the State of Bahia, Brazil. In: K. Suguio, R.R. Fairchild, L. Martin e J.M. Flexor (eds.), *Proceedings of the 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary*, São Paulo: 254-263

