



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 534

**DINÂMICA DOS MANGUEZAIS NO LITORAL NORTE DO
ESPÍRITO SANTO DURANTE O HOLOCENO TARDIO**

Dissertação apresentada por:

FERNANDO AUGUSTO BORGES DA SILVA

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

BELÉM
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

SILVA, FERNANDO AUGUSTO BORGES
DINÂMICA DOS MANGUEZAIS NO LITORAL NORTE DO ESPÍRITO SANTO DURANTE O
HOLOCENO TARDIO / FERNANDO AUGUSTO BORGES SILVA. — 2018
xiii, 74 f. : il. color

Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), Instituto de
Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2018.
Orientação: Prof. Dr. MARLON CARLOS FRANÇA

1. HOLOCENO . 2. ISOTOPOS ESTÁVEIS . 3. MANGUEZAIS . 4. NÍVEL RELATIVO DO MAR. 5.
ESPÍRITO SANTO . I. FRANÇA , MARLON CARLOS, *orient.* II. Título

CDD 558.152



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

**DINÂMICA DOS MANGUEZAIS NO LITORAL NORTE DO
ESPÍRITO SANTO DURANTE O HOLOCENO TARDIO**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:
FERNANDO AUGUSTO BORGES DA SILVA**

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA.**

Data de Aprovação: 01 / 07 / 2018

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Marlon Carlos França
(Orientador-UFPA)

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

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

À minha família

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por sempre me dar forças nos momentos mais difíceis que surgiram ao longo dessa jornada, especialmente nos meses finais, onde tudo se intensificou e mesmo assim consegui conforto, paz e serenidade para enfrentar as adversidades. São nos momentos mais escuros e sombrios que é possível sentir com mais intensidade a presença do senhor em nossas vidas, e sem a qual nada é possível.

A minha mãe, Maria das Graças pelo apoio incondicional, dedicação e paciência durante toda a vida, almejando sempre o melhor para os seus filhos. Obrigado principalmente por ter me mostrado como a simplicidade, humildade e alegria tem o poder de transformar o mundo a nossa volta e que cada um é responsável pelo próprio destino. “Tuas lágrimas serão minhas também, mas teus braços serão sempre o meu conforto”.

À Universidade Federal do Pará e ao professor Marcelo Cancela Lisboa Cohen pelo apoio a esta pesquisa por meio da infraestrutura fornecida do Laboratório de Oceanografia Química (LOQ) para a realização das análises granulométricas e do Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC) para a realização de contagem polínica.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica pela oportunidade de agregar conhecimento e contribuir com esta pesquisa para a comunidade científica. À Cleida Freitas por todas as risadas, disposição em ajudar, responsabilidade cordialidade e abraços doces, muito obrigado.

Ao meu orientador Dr. Marlon Carlos França (IFPA), o maior exemplo de responsabilidade e comprometimento que tive, uma pessoa com muita luz, que me ajudou durante todo o processo, e de muitas formas, principalmente no meu desenvolvimento como ser humano. Obrigado por ter me dado a grande oportunidade de trabalhar ao seu lado, e ter se importado. O senhor será sempre querido por ser um profissional honorável e uma pessoa além de qualquer expectativa. Com ele pude aprender algo que se traduz na fala do Professor e filósofo Mário Sergio Cortella: “Faça o melhor na condição que você tem, enquanto você não tem condições melhores para fazer melhor ainda”. Obrigado professor Marlon, do fundo do coração.

Ao professor Luiz Carlos Ruiz Pessenda pelo curso especial ministrado aqui em Belém, o qual foi de grande contribuição para o desenvolvimento desta pesquisa e pela parceria com o Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP) que auxiliou nas

datações de ^{14}C . Além de todo apoio nas atividades de laboratório, atividades de campo e financeiro por meio dos projetos de pesquisa desenvolvidos no litoral do Espírito Santo com o financiamento do CNPq (405060/2013-0) e da FAPESP (03615-5/2007 e 00995-7/11).

À professora Kita Macario, coordenadora do Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LAC-UFF) pela parceria e no auxílio de datações de ^{14}C .

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ) pelo apoio financeiro ao projeto intitulado "Efeitos das mudanças climáticas sobre a distribuição dos manguezais do sul do Brasil" (445111/2014-3) sob a coordenação de Dr. Marlon Carlos França que engloba esta pesquisa e pela concessão da bolsa de estudos (131813/2016-1).

À minha grande amiga, Neuza Araújo Fontes Freire e à sua esposa Camila Ferreira Araújo Freire, por serem quem são em minha vida. Vocês são o maior exemplo de que família as vezes não tem a ver com laços de sangue. Obrigado pelas inúmeras conversas, pelos inúmeros conselhos, a boa vontade, algumas taças de vinho e experiências gastronômicas incríveis. Muitas vezes vocês foram minha válvula de escape com apenas um abraço. À vocês, todo o carinho do mundo.

Aos amigos que conquistei durante o desenvolvimento desta pesquisa, em especial: Jaine Freitas, Patrícia Rodrigues, Ruben Neto, Ellery Silva, Flávio Semblano e Allana Azevedo. Vocês se tornaram amigos muito queridos e agradeço a Deus por ter mandado vocês.

RESUMO

O presente trabalho tem por finalidade identificar a dinâmica dos manguezais no litoral norte do Espírito Santo, próximo ao município de São Mateus (ES), durante o Holoceno tardio, a partir da identificação de paleoambientes deposicionais e paleoflora; caracterização das fontes de matéria orgânica sedimentar e determinação cronológica dos eventos na área estudada. Para isso foram coletados dois testemunhos de sedimento (MBN e LI-34), para realizar uma análise integrada dos dados palinológicos, sedimentológicos e geoquímicos ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, razão C:N e C:S), sincronizados com sete datações ^{14}C . Os perfis sedimentares, foram extraídos de manguezais localizados às margens dos rios São Mateus e Barra Seca com a utilização de um *trado russo*. Os depósitos possuem a idade de ~2662 anos cal AP, e são marcados pela presença de laminações cruzadas (facies Sc), depósitos heterolíticos lenticulares (facies Hl), areia com laminação paralela (facies Sp), depósitos heterolíticos *wavy* (facies Hw), depósitos heterolíticos *flaser* (facies Hf e Sf), areia maciça (facies Sm), areia com laminações paralelas (facies Smh) e lama com laminações paralelas (facies Ml), além da presença de conchas e fragmentos vegetais. Os dados obtidos permitiram a identificação de três associações de fácies ao longo dos testemunhos: a primeira (A) consiste em uma barra em pontal estuarina (~2662 até ~2215 anos cal AP), a segunda (B) consiste em uma planície de maré lamosa colonizada por ervas e manguezais, desde pelo menos ~2215 anos cal AP até o período moderno, e por fim a terceira (C) é caracterizada como um canal estuarino distal – inlet, com idade de aproximadamente 1337 anos cal AP. Os resultados isotópicos e elementares de C e N indicaram mistura de plantas vasculares de ciclo fotossintético C_3 e C_4 , próximo às porções mais basais, com subsequente predomínio de plantas C_3 em direção ao topo dos testemunhos, além da presença de matéria orgânica de origem aquática marinha/estuarina. A razão C:N indicou oscilações entre a influência aquática e terrestre, corroborando os valores da razão C:S (0,02-5,18), os quais revelam também mistura de matéria orgânica com influência marinha (aquática) e terrestre. Os resultados polínicos revelaram que o manguezal nesta região está presente desde pelo menos ~2662 anos cal AP, no entanto, observou-se mudanças na sua biodiversidade, pois atualmente esse ecossistema é colonizado principalmente pelo gênero *Laguncularia* na região da foz do rio Barra Seca, diferente de períodos anteriores, onde houve o pleno desenvolvimento dos gêneros *Rhizophora* e *Avicennia*. Por outro lado, na foz do rio São Mateus, o manguezal iniciou sua colonização com o gênero *Rhizophora* e,

após com a presença de *Avicennia*. Assim, com o presente estudo, é possível inferir que não houve variações climáticas significativas na região, entretanto, a estabilização do nível relativo do mar durante o Holoceno tardio, bem como a dinâmica sedimentar pode estar controlando o processo de expansão/contração desses manguezais.

Palavras-chave: Holoceno. Isótopos estáveis. Manguezais. Nível relativo do mar. Espírito Santo (ES).

ABSTRACT

This work aims to identify the mangrove dynamics in the North coast of Espírito Santo State, close to São Mateus (ES), during the Late-Holocene, using the depositional identification of paleoenvironments and the paleoflora, further a characterization of the sources of sedimentary organic matter and chronological determination of the events in the study area. In order to perform an integrated analysis of the palynological, C-14 data, sedimentological and geochemical data ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, C:N and C:S ratio), two sediment cores (MBN and LI-34) were sampled with a peat core sampler. The sedimentary profiles were extracted from mangroves close to the mouth of São Mateus and Barra Seca rivers. The deposits age was around ~2662 cal yr BP, characterized by sand cross laminations (facies Sc), lenticular heterolithic deposits (facies Hl), sand with parallel lamination (facies Sp), wavy heterolytic deposits (facies Hw), flaser heterolithic deposits (facies Hf and Sf), massive sand (facies Sm), sand parallel laminations (facies Smh facies), and mud with parallel laminations (facies Ml), with shells and vegetal fragments. The first facies association (A) consists of an estuarine point bar (~2662 and ~2215 cal yr BP), the second (B) consists of a tidal flat with mangrove/herbs vegetation, since at least ~2215 cal yr BP, and finally the third (C) such as an inlet, a typical distal estuarine channel (~1337 cal yr BP). The geochemical results indicate a mixture of C₃ and C₄ plants, near the basal portions, with a subsequent predominance of C₃ plants towards the top of the samples, besides the presence of organic matter of marine/estuarine. The C:N ratio indicates an oscillation between the aquatic and terrestrial influences, corroborating the values of the C:S ratio (0.02-5.18), which also revealed a mixture of organic matter with marine/aquatic and terrestrial influence. The pollen results showed that the mangrove in this region has been present for at least 2662 cal yr BP, however, changes in its biodiversity have been observed, since currently this ecosystem is colonized mainly by the genus *Laguncularia* in the region of the mouth of the Barra Seca river, different from previous periods, where there was full development of *Rhizophora* and *Avicennia* trees. However, on the mouth of São Mateus river, the genus *Rhizophora* beginning the mangrove and after *Avicennia*. Thus, through of this study, it is possible to infer that there were no significant climatic oscillations in this region, however, the stabilization of the relative sea-level during the late-Holocene, as well as the sedimentary dynamics may be controlling the expansion/contraction process of these mangroves.

Keywords: Holocene; Mangrove; Relative Sea Level-RSL; Stable Isotopes; Espirito santo (ES)

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1	Áreas de estudo no litoral norte do Espírito Santo: a) formação Barreiras e planície costeira do rio Doce; b) modelo de elevação (imagem SRTM); c) localização do testemunho LI-34 (Google Earth); d) localização do testemunho MBN (Google Earth); e) contato entre o manguezal e a vegetação de campo na foz do rio São Mateus; f) contato entre o manguezal e a vegetação de campo na foz do rio Barra Seca; g) manguezal (<i>Rhizophora</i> e <i>Laguncularia</i>).....	4
Figura 2	Mapa Hidrológico do Estado do Espírito Santo, adaptado de SEMMA (1980). Fonte: Modificado de Albino <i>et al.</i> (2006).....	7
Figura 3	Depósitos quaternários da planície costeira do rio Doce.....	9
Figura 4	Mapa da cobertura vegetal do Espírito Santo (Garbin <i>et al.</i> 2017, IBGE 2004, Lorente 2015). A) Tipos de vegetação; B) Localização do testemunho MBN, com destaque para o verde escuro, que é a vegetação de manguezal; C) Campos herbáceos em terrenos alagados; D) Manguezal.....	10
Figura 5	Formação natural do ^{14}C na alta atmosfera, em seguida a incorporação nos seres vivos (vegetais e animais) e o decaimento radioativo após a morte destes.....	11
Figura 6	Valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ característicos para plantas (C_3 , C_4 e CAM) e porcentagem de distribuição natural. Fonte: Boutton (1996), adaptado de França (2010).....	14
Figura 7	Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C:N das fontes de matéria orgânica sedimentar em ecossistemas costeiros. COP (carbono orgânico particulado), COD (carbono orgânico dissolvido). Fonte: Lamb <i>et al.</i> , 2006.....	17
Figura 8	Padrão morfológico esquematizado do grão de pólen. Fonte: Anatomia Vegetal, Apezzato-da-Glória, B. & Carmelo-Guerreiro, S. M. 2006. P. 365.....	18
Figura 9	a) Trado-Russo; b) coleta do testemunho MBN com a utilização do Trado-Russo; c) área de coleta no manguezal, colonizado por <i>Laguncularia racemosa</i> e <i>Rhizophora mangle</i> ; d) área de transição do manguezal com a vegetação herbácea e arbustiva (restinga).....	27

Figura 10	Abertura do testemunho armazenado em tubo e filme PVC para evitar contaminação.....	28
Figura 11	Fotografia e radiografia de uma seção testemunho MBN nos mesmos intervalos para a observação de suas estruturas sedimentares.....	29
Figura 12	Study area: a) Miocene Barreiras Formation, Pleistocene and Holocene deposits, and the Doce River delta; b) topographic profile obtained from the digital elevation model – SRTM, illustrating a large area slightly more depressed on the Doce River delta plain; c) satellite image with beach ridges, LI-34 location, herbaceous plain, and mangroves developed in the Holocene (Google Earth); d) satellite image, MBN location, herbaceous plain, and mangroves developed in the Holocene (Google Earth); e) and f) the contact between mangrove and herbaceous vegetation; g) the mangrove ecosystem (<i>Rhizophora</i> and <i>Laguncularia</i>).....	38
Figura 13	Summary of the MBN sediment core, sedimentary features, pollen data and geochemical results	46
Figure 14a	Pollen diagram record for the MBN core with percentages of the ecological groups and zones.....	47
Figure 14b	Pollen diagram record MBN with percentages of the most frequent pollen taxa, and zones.....	48
Figure 15	Summary results for sediment core (LI-34): variation as a function of core depth showing chronological and lithological profile with sedimentary features and facies, pollen analysis with ecological groups and organic geochemical variables. Pollen data are presented in pollen diagrams as percentages of the total pollen sum.....	49
Figure 16	Pollen diagram record LI-34 with percentages of the most frequent pollen taxa, samples age, zones and cluster analysis.....	51
Figure 17	Diagram illustrating the relationship between $\delta^{13}\text{C}$ and C:N ratio for the different sedimentary facies (estuarine point bar; tidal flat with C3 and C4 plants, and distal estuarine channel/inlet), with interpretation according to data presented by Lamb <i>et al.</i> (2006), Meyers (2003) and Wilson <i>et al.</i> (2005).....	53

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Médias mensais de precipitação e temperatura para o período de 1992 a 2002, obtidas de dados da Reserva da Vale (Buso Junior 2010).....	5
Tabela 2	Unidades geomorfológicas da área de amostras do Espírito Santo.....	6
Tabela 3	Cobertura vegetal da área de amostragem do Espírito Santo.....	10
Table 4	Sediment samples selected for Radiocarbon dating and results from MBN and LI-34 core (Doce River coastal plain) with cody site, laboratory number, depth, material, ages ^{14}C yr BP conventional, calibrated and median (using Calib 6.0; Reimer <i>et al.</i> 2013).....	43
Table 5	Species from the Doce River coastal plain and their $\delta^{13}\text{C}$ value.....	44

LISTA DE ABREVIACOES

AMS	<i>Accelerator Mass Spectrometer</i> – Espectrômetro de Massa Acoplado ao Acelerador
Cal AP	Idade calibrada em anos Antes do Presente
Cal yr BP	<i>Calibrated years Before Present</i> – Anos calibrados Antes do Presente
CENA	Centro de Energia Nuclear na Agricultura
IFPA	Instituto Federal do Pará
LADIC	Laboratório de Dinâmica Costeira
LOQ	Laboratório de Oceanografia Química
NRM	Nível Relativo do Mar
RSL	Relative Sea Level – Nível Relativo do Mar
UFPA	Universidade Federal do Pará
UGAMS	Centro de Estudos Aplicados a Isótopos da Universidade da Georgia
USP	Universidade de São Paulo
VPDB	Vienna Pee Dee Belemnite

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	x
LISTA DE TABELAS	xii
LISTA DE ABREVIACÕES	xiii
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	3
2.1 GERAL	3
2.2 ESPECÍFICOS	3
3 AREA DE ESTUDO	4
3.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	4
3.2 CLIMA.....	5
3.3 OCEANOGRAFIA COSTEIRA	5
3.4 ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS	6
3.4.1 Geomorfologia costeira do Espírito Santo	6
3.4.2 Depósitos Quaternários da Planície do rio Doce	8
3.5 VEGETAÇÃO MODERNA.....	9
4 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO	11
4.1 FERRAMENTAS UTILIZADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS	11
4.1.1 Datação de ¹⁴C	11
4.1.2 Razão isotópica ¹³C/¹²C	13
4.1.3 Ciclos fotossintéticos e fracionamento de isótopos de carbono pelas plantas	13
4.1.4 Razão isotópica ¹⁵N/¹⁴N	15
4.1.5 Razão C:N da matéria orgânica	16
4.1.6 Palinologia	17
4.2 DINÂMICA DOS MANGUEZAIS NO LITORAL BRASILEIRO DURANTE	

O HOLOCENO	19
4.2.1 Norte	19
4.2.2 Nordeste	20
4.2.3 Sul e Sudeste	21
4.3 FLUTUAÇÕES DO NIVEL DO MAR NO LITORAL BRASILEIRO DURANTE O HOLOCENO	21
4.4 REGISTRO DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS DURANTE O HOLOCENO	23
4.5 EVOLUÇÃO DA PLANICIE COSTEIRA DO RIO DOCE DURANTE O QUATERNÁRIO	25
5 MATERIAIS E MÉTODOS	27
5.1 CAMPO.....	27
5.2 ACONDICIONAMENTO DAS AMOSTRAS.....	28
5.3 DATAÇÃO ¹⁴ C.....	28
5.4 ANÁLISE SEDIMENTAR	29
5.5 PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO PARA ANALISE DE $\delta^{13}\text{C}$ E C-TOTAL	29
5.6 PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS DE PLANTAS PARA ANALISES DE $\delta^{13}\text{C}$	30
5.7 PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTOS PARA ANALISES DE $\delta^{15}\text{N}$ DO N-TOTAL.....	30
5.8 ANALISE PARA ENXOFRE TOTAL.....	31
5.9 MÉTODO PALINOLÓGICO.....	31
5.9.1 Tratamento com Ácido clorídrico HCl (concentrado)	31
5.9.2 Tratamento com Ácido Fluorídrico HF (concentrado)	32
5.9.3 Tratamento com Ácido Acético Glacial C₂H₄O₂	32
5.9.4 Tratamento com Acetólise	32
5.9.5 Preparação de lâminas para análise	32

6 LATE HOLOCENE MANGROVE DYNAMICS AND COASTAL ENVIRONMENTAL CHANGES CONTROLLED BY THE SEA LEVEL FLUCTUATIONS AND SEDIMENTARY PROCESS, SOUTHEASTERN BRAZIL

7 A SUBSTITUIÇÃO INTERESPECÍFICA NOS MANGUEZAIS DO DELTA DO RIO DOCE.....	58
8 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	60
REFERÊNCIAS	61

1 INTRODUÇÃO

Os manguezais constituem um ecossistema costeiro de transição entre ambientes terrestres e marinhos, que ocupam globalmente a área de aproximadamente 137.760 km² em regiões costeiras tropicais e subtropicais (Giri *et al.* 2011). Esses ecossistemas são considerados os mais produtivos do planeta (Kathiresan 2002, Kathiresan & Bingham 2001). Além disso, são altamente sensíveis a alterações naturais e antrópicas, tendo elevada produtividade primária e abrigando várias espécies vegetais e animais (Coelho Júnior 2000).

O desenvolvimento dos manguezais está associado a alguns requisitos fundamentais, como a temperatura (Blasco *et al.* 1996). Normalmente, estão localizados em regiões onde a média do mês mais frio deve ser superior a 20°C. O substrato deve ser constituído basicamente por silte e argila, em áreas abrigadas de ondas e marés fortes (Walsh 1974). Segundo Moraes *et al.* (2016), processos autogênicos e alogênicos podem afetar diretamente o desenvolvimento dos manguezais, pois ocasionam mudanças na hidrodinâmica, bem como na regulação de processos biológicos locais, produzindo alterações locais e regionais que se diferenciam ao longo do tempo.

A distribuição desses ecossistemas tem apresentado modificações ao longo do Holoceno (Cohen *et al.* 2012; França *et al.* 2016; Ribeiro *et al.* 2017; Fontes *et al.* 2017; Moraes *et al.* 2017). Na região norte brasileira os manguezais têm apresentado mudanças em sua dinâmica devido às flutuações do nível relativo do mar e às mudanças climáticas (França *et al.*, 2012; Guimarães *et al.* 2013; Cohen *et al.* 2015; Smith *et al.* 2011). Na região nordeste e sudeste, esses ecossistemas têm apresentado alterações, devido principalmente às flutuações do nível relativo do mar e à dinâmica de sedimentos (Amaral *et al.* 2006; França *et al.* 2016; Moraes *et al.* 2017). Considerando a região sul brasileira, os manguezais têm apresentado mudanças em sua distribuição em função das condições climáticas dessa região (Soares *et al.* 2012).

Assim, os manguezais têm demonstrado grande importância como indicadores paleoecológicos, pois oferecem informações em relação a sua variabilidade natural, que considera a evolução de aspectos bióticos e abióticos (Blasco *et al.* 1996; Morrisey *et al.* 2010). Além disso, existem outros pontos que podem interferir no melhor desenvolvimento e estabelecimento dos manguezais, pois a dinâmica costeira é

associada a fatores climáticos, influência de maré, aporte de sedimentos e produtividade primária.

No litoral brasileiro, os manguezais atualmente ocupam uma área de aproximadamente 13 mil Km². Eles podem ser encontrados desde o Cabo Orange-AP (região norte) até o litoral de Laguna, no Estado de Santa Catarina (sul do Brasil). Estes dados referenciam o Brasil como o segundo maior detentor de áreas de manguezais no mundo (Spalding *et al.* 2010). No litoral norte do Estado do Espírito Santo, esses ecossistemas estão restritos à foz do rio Barra Seca e do rio São Mateus (Bernini *et al.* 2006; França *et al.* 2016).

Os conhecimentos adquiridos em função do estudo sistemático dessas áreas levam ao reconhecimento da importância de sua preservação, e acentuam seu valor como fonte de dados, que possibilitam reconstituir o seu passado de formação a partir dos ambientes deposicionais associados. Dentro desse contexto, se encontram os manguezais da foz dos rios Barra Nova e São Mateus, localizados próximo ao município de São Mateus (ES).

A partir dessa perspectiva, o presente trabalho estudou a dinâmica da vegetação costeira (palinologia), mudanças no aporte de matéria orgânica ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, razão C:N e razão C:S) e alterações na dinâmica sedimentar (associação de facies) na foz dos rios Barra Seca e São Mateus durante o Holoceno tardio, para colaborar diretamente com o avanço dos estudos de reconstituição paleoambiental na zona costeira brasileira.

2 OBJETIVOS

2.1 GERAL

O presente trabalho teve como objetivo principal a identificação de alterações paleoambientais nos manguezais da costa norte do Espírito Santo durante o Holoceno tardio, identificando a influência da dinâmica do nível relativo do mar e da dinâmica sedimentar no desenvolvimento desses ecossistemas.

2.2 ESPECÍFICOS

- Identificar a paleovegetação;
- Identificar as feições sedimentares dos testemunhos MBN e LI-34;
- Caracterizar as variações da disponibilidade relativa de plantas de ciclo fotossintético C₃ e C₄;
- Identificar alterações no aporte de matéria orgânica (aquática/terrestre);
- Determinar a cronologia dos eventos por meio de datação ¹⁴C.

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na região norte do Espírito Santo. Os pontos de amostragem estão localizados em áreas de manguezal na foz dos rios Barra Seca e São Mateus (Figura 1). O perfil sedimentar denominado MBN está localizado na coordenada geográfica S 18°58'31.3" e W 039°44'36.0", na foz do rio Barra Seca. O perfil sedimentar coletado na foz do rio São Mateus foi denominado LI-34 e está localizado na coordenada geográfica S 18° 36' 27.4" e W 39° 44' 40.4".

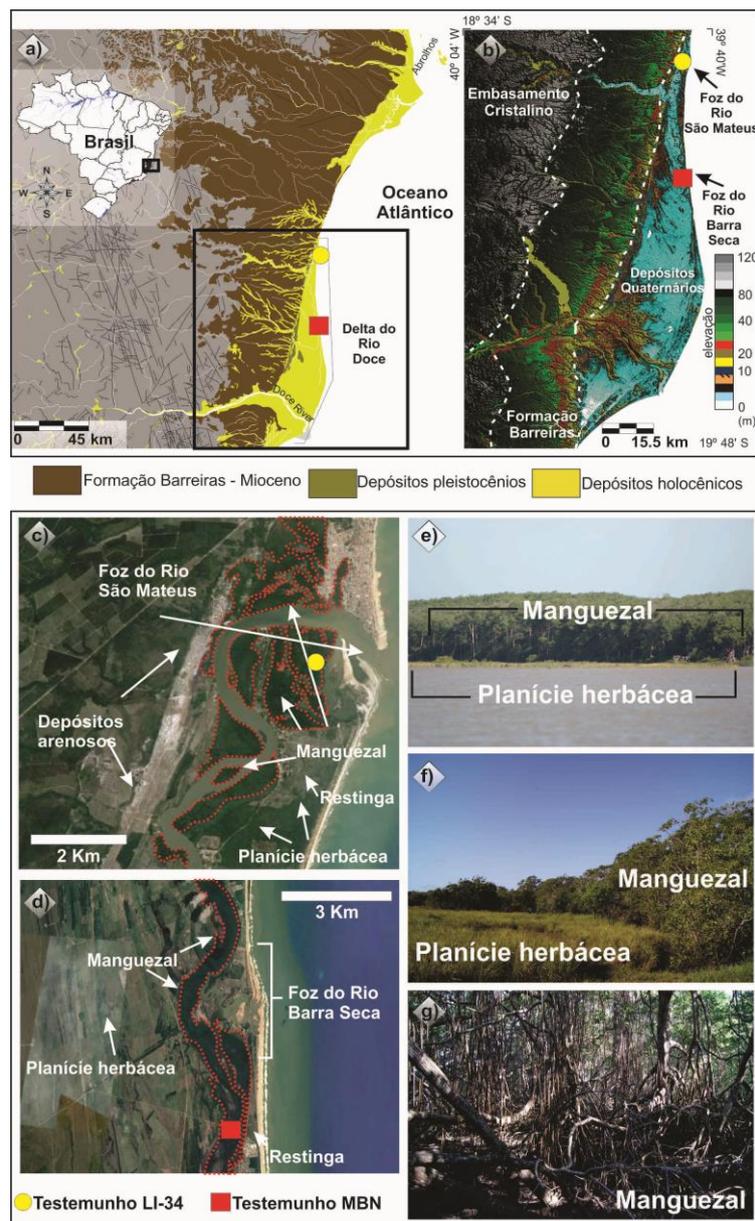


Figura 1 – Áreas de estudo no litoral norte do Espírito Santo: a) formação Barreiras e planície costeira do rio Doce; b) modelo de elevação (imagem SRTM); c) localização do testemunho LI-34 (Google Earth); d) localização do testemunho MBN (Google Earth); e) contato entre o manguezal e a vegetação de campo na foz do rio São Mateus; f) contato entre o manguezal e a vegetação de campo na foz do rio Barra Seca; g) manguezal (*Rhizophora* e *Laguncularia*).

3.2 CLIMA

O clima da região é classificado como Aw, segundo a classificação de Köppen (Peixoto et al., 1995), por ser quente e úmido, com média anual de precipitação de 1190 mm e temperatura variando entre 20,6°C (julho-agosto) e 26,2°C (janeiro-fevereiro). A estação seca ocorre durante os meses de maio a setembro, com precipitações mínimas totais de 256 mm e temperatura média de 21,3°C. Os meses mais quentes, com temperaturas médias de 25,2°C são entre outubro e fevereiro, quando ocorre maior precipitação na região, somando valores em torno de 711 mm.

Tabela 1 – Médias mensais de precipitação e temperatura para o período de 1992 a 2002, obtidas de dados da Reserva da Vale (Buso Junior, 2010).

Fator	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Annual
P (mm)	116	51	139	85	55	40	52	36	73	83	266	195	1190
T (°C)	26,2	26,2	25,7	24,5	22,5	21,0	20,6	20,6	22,1	23,6	24,5	25,7	23,6

P (mm): índice pluviométrico em milímetros.

T (°C): temperatura em graus Célsius.

3.3 OCEANOGRAFIA COSTEIRA

Eventos costeiros de curta escala temporal e espacial são relevantes para a análise de eventos erosivos ou de progradação, os quais possuem também interação com o clima e ação das ondas (Oliveira 2006), descarga fluvial, maré, correntes oceânicas e costeiras (Harari 1996). A região de estudo apresenta episódios de chuvas tropicais de verão (Tabela 1), com estação seca durante o outono e inverno e precipitações frontais de descargas atribuídas às massas polares. Os ventos de maior frequência e intensidade são provenientes dos quadrantes NE-ENE (ventos alísios) e SE (frentes frias). As ondas, por outro lado, são provenientes dos setores NE-E e SE-E, com predominância de NE-E (Bandeira *et al.* 1975), e são geradas pelos dois sistemas de ventos da região. De modo geral, o litoral do Espírito Santo apresenta tendência a retrogradação, com exceção das desembocaduras fluviais (Albino *et al.* 2006). As planícies costeiras apresentam pouco desenvolvimento (Martin *et al.* 1997).

As áreas de estudo são influenciadas por micro-marés, semi-diurnas, com amplitude inferior a 2 m e salinidade entre 9 e 34‰ (Bernini *et al.* 2006; Freitas *et al.* 2010).

3.4 ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS

A geologia da área de estudo é composta por rochas metamórficas e ígneas do pré-cambriano, sedimentos terciários do Grupo Barreiras e depósitos quaternários pleistocênicos e holocênicos (Tabela 2). O Grupo Barreiras constitui os tabuleiros costeiros do norte do Espírito Santo. Sua origem é atribuída ao Terciário superior, pela sedimentação em ambiente continental de material clástico originário de rochas metamórficas e ígneas pré-cambrianas localizadas ao oeste (IBGE 1987). Os depósitos quaternários da área podem ser classificados em dois grupos: marinhos e continentais, sendo possível observar terraços arenosos pleistocênicos, que são encontrados afastados vários quilômetros da atual linha de costa, sendo relacionados com o final da penúltima transgressão marinha. São encontrados também os terraços arenosos holocênicos, que ocupam grande parte da planície costeira quaternária e estão a cerca de quatro metros acima do nível do mar atual na região (IBGE 1987). A planície sedimentar quaternária encontra-se pouco desenvolvida, no litoral capixaba, com evolução geológica associada às flutuações do nível relativo do mar e disponibilidade de sedimentos fluviais (Albino *et al.* 2006).

Tabela 2 – Unidades geomorfológicas da área de amostras do Espírito Santo.

Unidades geomorfológicas	Características	Autores
Área montanhosa	Representada por rochas pré-cambrianas cristalino, com uma rede de drenagem dendrítica retangular multidirecional	IBGE (1987)
Área de planalto	Composto pela Formação Barreiras, constituída por arenitos, conglomerados e argilitos atribuídos principalmente a depósitos fluviais e aluviais do Neógeno	Arai (2006); Dominguez (2009)
Planície costeira	Sedimentos marinhos e continentais com um suave declínio em direção ao nível de mar atual.	Martin e Suguio (1992)
Plataforma continental	Região mais interna da área de estudo.	Asmus <i>et al.</i> (1971)

3.4.1 Geomorfologia costeira do Espírito Santo

Albino *et al* (2006) apud Martin *et al.* (1996,1997) apresentam a distribuição e o contato entre os elementos da geologia local, por subdivisão fisiográfica da costa do Espírito Santo, em cinco setores, a partir da delimitação das 12 bacias hidrográficas que desembocam no litoral, com o objetivo de demonstrar a maior relevância da contribuição dos rios Doce e São Mateus para a geomorfologia costeira (Figura 2).

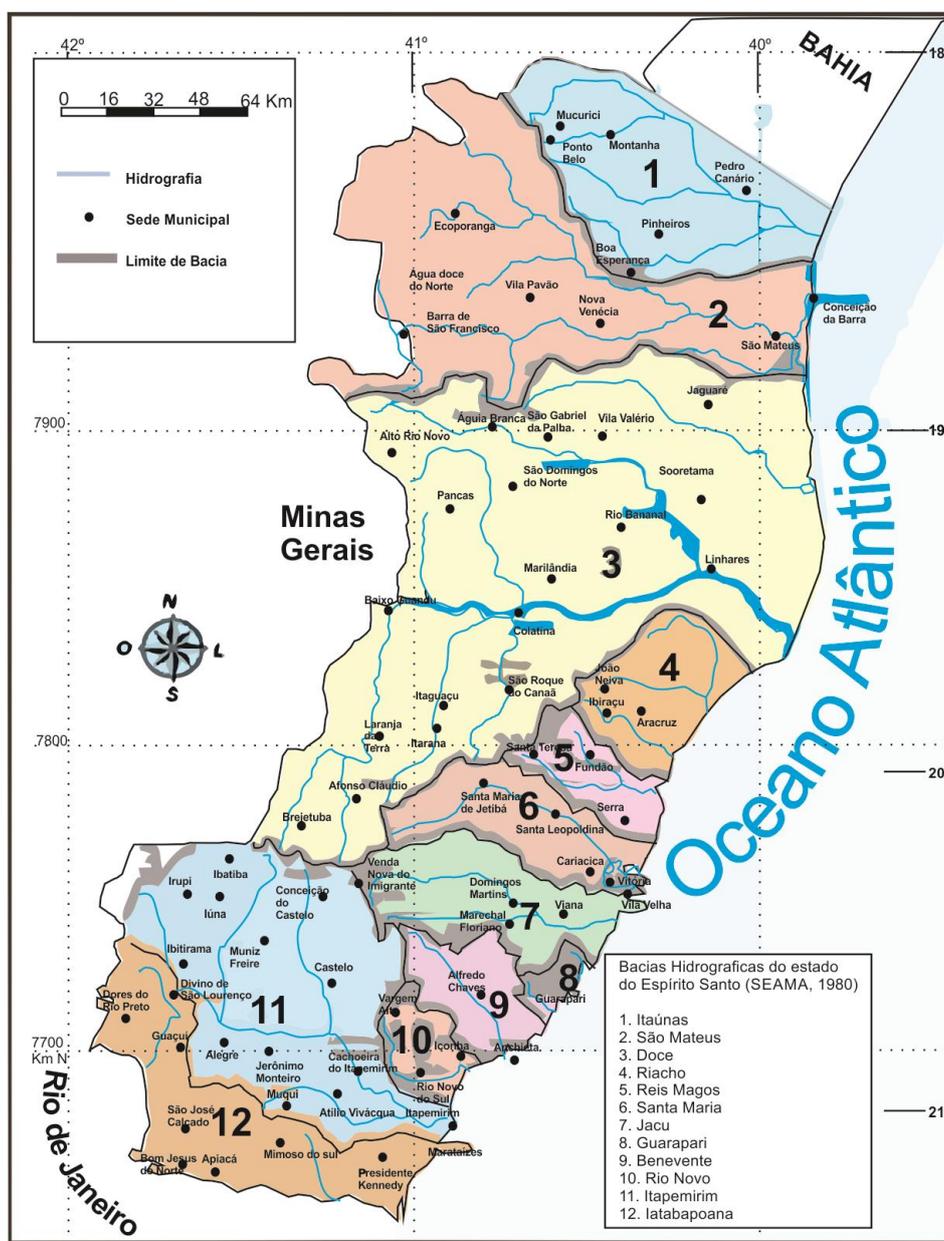


Figura 2 – Mapa Hidrológico do Estado do Espírito Santo, adaptado de SEMMA (1980). Fonte: Modificado de Albino *et al.* (2006)

O Setor 1 corresponde a área litorânea entre o sul da Bahia e o Estado do Espírito Santo. Abrange a parte inferior das falésias da Formação barreiras e é relativo a desembocadura dos rios Itaúnas e São Mateus.

O Setor 2 é apontado como o setor com desenvolvimento acentuado dos depósitos quaternários. Equivalente a planície costeira do rio Doce, entre Conceição da Barra e Barra do Riacho.

O Setor 3 foi classificado como o setor com menor desenvolvimento de depósitos quaternários. Está localizado entre Barra do Riacho e a Ponta de Tubarão (Baía do Espírito Santo), e apresenta pontos de contato entre as falésias da Formação Barreiras com a praia.

O Setor 4 trata do setor litorâneo entre Baía do Espírito Santo e a desembocadura do rio Itapemirim. É constituído por rochas cristalinas do pré-cambriano em contato com sedimentos quaternários, permeados por afloramentos da Formação Barreiras. Este trecho apresenta litoral bastante recortado onde existem condições suficientes de deposição, que favorecem o desenvolvimento das planícies costeiras.

O Setor 5 compreende a área da foz do rio Itapemirim à margem norte da desembocadura do rio Itabapoana. Seus limites incluem falésias vivas da Formação Barreiras precedidas por falésias vivas de praias estreitas com baixa inclinação. Apresenta extensa planície quaternária no vale fluvial do rio Itabapoana.

3.4.2 Depósitos Quaternários da Planície do rio Doce

Outro trabalho apresentado por Suguio *et al.* (1982) identificam a distribuição dos depósitos quaternários da planície do rio Doce como sendo constituídos por depósitos litorâneos (terraços pleistocênicos e Holocênicos), depósitos lagunares e depósitos fluviais (com presença de paleocanais) (Figura 3).

Os terraços pleistocênicos são formados ao sopé das escarpas mortas da Formação Barreiras. Trata-se de uma faixa homogênea com largura máxima de 4km compreendendo a área próxima ao município de São Mateus (norte da planície costeira); os terraços holocênicos são formados por ilhas arenosas, separadas por zonas baixas e pantanosas, e faixas contínuas na margem oceânica entremeada na desembocadura dos rios São Mateus, Ipiranga e Doce.

Os depósitos lagunares são descritos como uma área situada entre os terraços pleistocênicos, sedimentos da Formação Barreiras e cordões holocênicos frontais.

Constitui uma área pantanosa, com presença de turfeiras e argilo-solos, onde se encontram conchas de moluscos marinhos e lagunares.

Os depósitos fluviais encontram-se na porção central da planície costeira, nas imediações do curso atual do rio Doce, com presença de paleocanais em condições de menor energia do que o canal atual e presença de sedimentos argilosos que preservam conchas de moluscos.

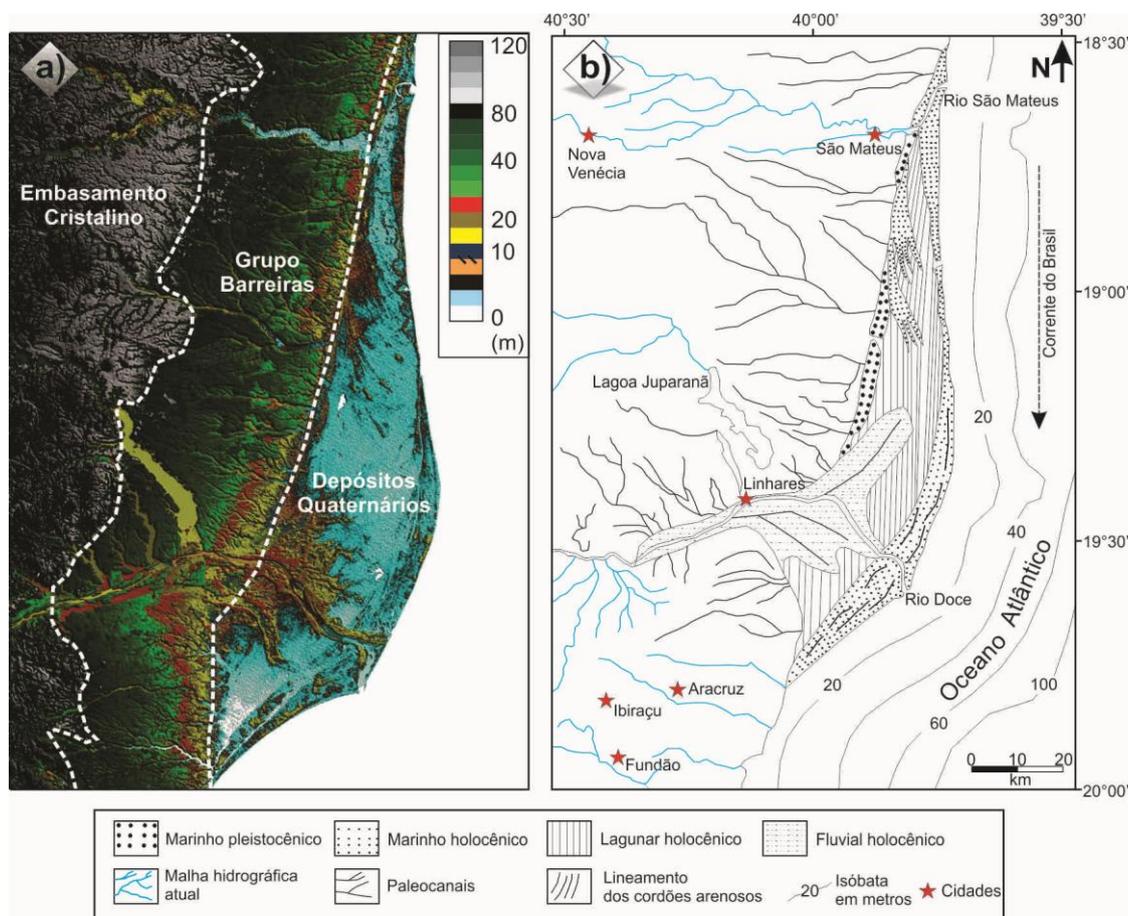


Figura 3 – Depósitos quaternários da planície costeira do rio Doce.

3.5 VEGETAÇÃO MODERNA

A cobertura vegetal (Figura 4 e Tabela 3) de modo geral da região nordeste do Espírito Santo é representada principalmente pela Floresta Ombrófila Densa das Terras Baixas e pelas Formações Pioneiras de fisionomia herbácea com influência fluvio-marinha. A vegetação é composta principalmente pelos seguintes gêneros de maior representatividade: (a) Fabaceae; (b) Myrtaceae; (c) Sapotaceae; (d) Bignoniaceae; (e) Lauraceae; (f) Hippocrateaceae; (g) Euphorbiaceae; (h) Annonaceae e (i) Apocynaceae (Peixoto & Gentry 1990).

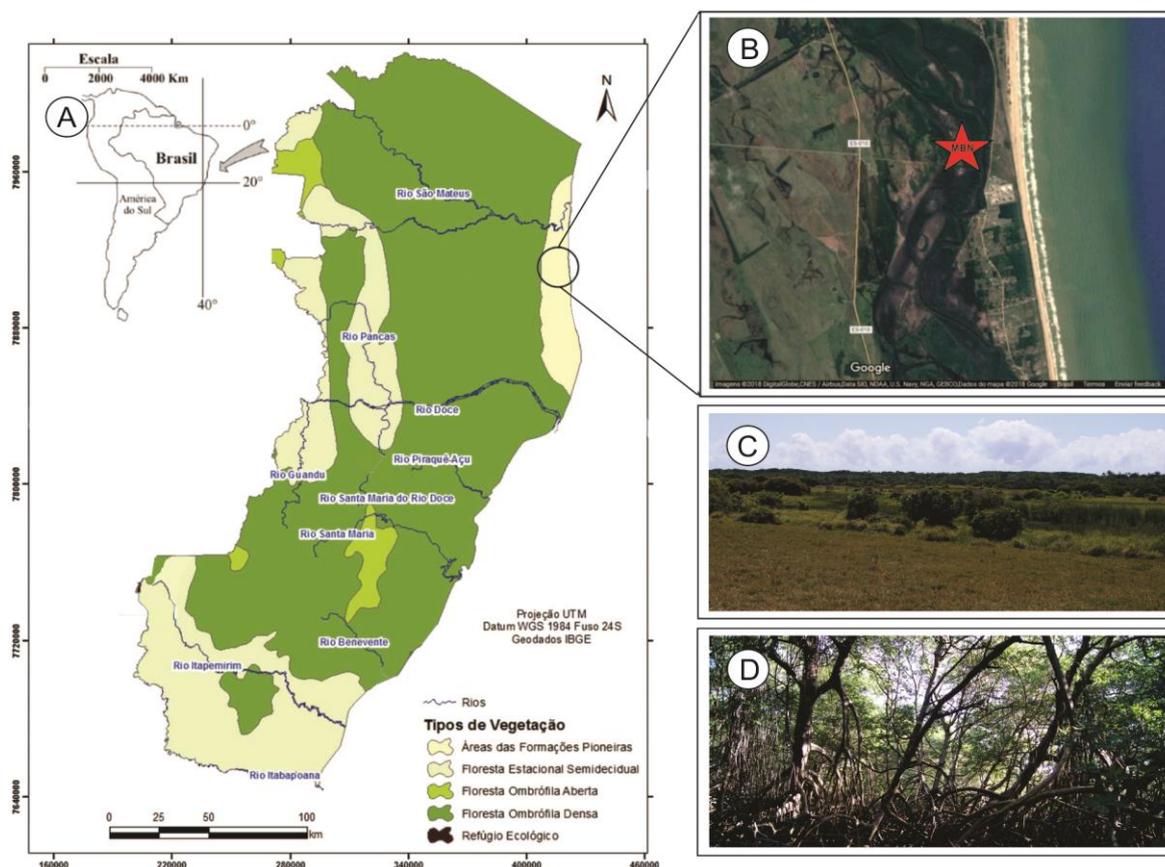


Tabela 3 – Cobertura vegetal da área de amostragem do Espírito Santo

Coberturas vegetais	Características
Floresta Ombrófila Densa	Também conhecida como floresta de tabuleiro (IBGE 1987), os estratos arbóreos são formados por macro-fanerófitos de até 40 m de altura, com submata aberta.
Restinga	Formação vegetal intercalada por nano e micro-fanerófitos, ocorrendo na região localizada ao norte de Linhares – ES, ocupando manchas de solos arenosos (IBGE 1987).
Formações pioneiras com influência marinha	São áreas próximas ao litoral, sobre solos arenosos de origem quaternária, apresentam fisionomias arbóreas, arbustivas e herbáceas (IBGE 1987)
Formações pioneiras com influência fluvio-marinha	Em algumas dessas áreas ocorrem os manguezais, onde podem ser observadas espécies arbóreas típicas, como: <i>Rhizophora mangle</i> , <i>Laguncularia recemosa</i> e <i>Avicennia germinans</i> . Nesta formação é possível observar também extensões herbáceas representadas pelos gêneros <i>Thypha</i> sp., <i>Cyperus</i> sp. E <i>Montrichardia</i> sp.

4 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO

4.1 FERRAMENTAS UTILIZADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS

4.1.1 Datação C¹⁴

Isótopos radioativos são elementos químicos com núcleos instáveis (muito energéticos), que sofrem desintegração radioativa espontânea ou artificial, causando a formação de um elemento energeticamente estável (Figura 5), e a emissão de partículas (α , β) ou ondas eletromagnéticas (Feltre 2004; Boni & Goldani 2007).

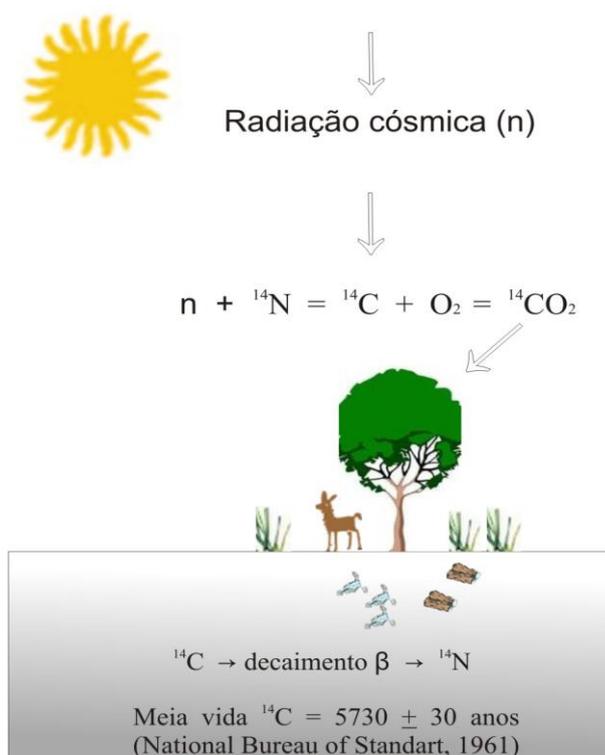


Figura 5 – Formação natural do ¹⁴C na alta atmosfera, em seguida a incorporação nos seres vivos (vegetais e animais) e o decaimento radioativo após a morte destes.

Dentre os métodos utilizados na reconstituição paleoambiental, pode-se destacar a importância das datações ¹⁴C como ferramenta auxiliar na identificação da idade geológica para os estudos da paleovegetação e de paleoclimas, permitindo estabelecer a cronologia dos eventos, ajudando na interpretação dos paleoambientes.

Na alta atmosfera é formado o isótopo radioativo do átomo de carbono (¹⁴C) pela interação de nêutrons, provenientes dos raios cósmicos, com átomos de N¹⁴ (7

prótons e 7 nêutrons). Esse elemento, por ser instável, possui um decaimento radioativo de aproximadamente 5730 anos (± 30 anos) (Libby 1949).

O ^{14}C vem sendo utilizado como meio para datação desde os anos de 1950 em determinações cronológicas de eventos ocorridos até aproximadamente 50.000 anos passados, em estudos diversos (Pessenda *et al.* 1991, 1996, 1997). Esse isótopo é produzido constantemente na atmosfera, passando posteriormente por processo de oxidação. Uma vez oxidado, ele é convertido para compostos orgânicos e entra no ciclo global de carbono, juntamente a isotopos estáveis, sendo assimilado por organismos vivos. O processo da fotossíntese associado à cadeia alimentar, constitui a principal via de acesso para o ^{14}C . Como a taxa de produção de ^{14}C é relativamente constante, sabe-se que a razão $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ presente nos seres vivos é muito próxima a do estoque atmosférico (Broecker 2003; Nave 2016). O ^{14}C é incorporado constantemente pelos seres vivos, cessando apenas no momento de sua morte. A datação é realizada quantificando o ^{14}C residual da matéria orgânica com base no período de meia-vida. A idade da amostra pode ser determinada em razão da atividade residual desta, diminuindo exponencialmente com o aumento do tempo em que a amostra parou de assimilar ^{14}C , como mostra a Equação 1:

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (1)$$

A = atividade da amostra

A_0 = atividade inicial (padrão ácido oxálico)

λ = constante de desintegração

t = tempo (idade da amostra)

A atividade do material a ser analisado pode ser determinada através de um espectrômetro de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo (Pessenda & Camargo, 1991), determinando sua idade (Equação 2):

$$t = -8,033 \ln A/A_0 \quad (2)$$

4.1.2 Razão isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}$)

A assimilação de ^{13}C e ^{12}C ocorre de modo distinto devido a fatores físicos, químicos e biológicos, que influenciam o fracionamento isotópico (Pessenda *et al.* 1991, 1996, 1997). É possível observar pequenas variações isotópicas entre a vegetação e a matéria orgânica presente no solo. A concentração de ^{13}C varia entre o material mais enriquecido para o menos enriquecido na faixa de 2%. Para determinar o fracionamento isotópico é realizada a análise da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ em amostras gasosas por um espectrômetro de massas, e suas razões são expressas em delta (δ), descrito de acordo com a equação abaixo (Equação 3):

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \frac{R_{\text{amostra}} - R_{\text{padrão}}}{R_{\text{padrão}}} \times 1000 \quad (3)$$

Onde $R = \text{C}^{13}/\text{C}^{12}$.

Os valores de “R” indicam a proporção de $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$ de uma amostra em relação ao padrão do molusco fóssil *Belemnitella Americana* da formação Pee Dee, da Carolina do Sul, USA (VPDB). As razões estabelecidas apresentam informação a respeito da presença de plantas de ciclos fotossintéticos C_3 e C_4 (Jong & Mook 1980). Essa avaliação é importante, pois permite realizar inferências sobre a contribuição dos tipos de vegetação nos ecossistemas e sua dinâmica com o passar do tempo.

4.1.3 Ciclos fotossintéticos e fracionamento de isótopos de carbono pelas plantas

As plantas terrestres apresentam características distintas no que diz respeito a utilização do CO_2 atmosférico assimilado. Sendo assim, é possível dividi-las em três grupos: plantas de ciclo fotossintético C_3 , C_4 e CAM (ou metabolismo ácido das crassuláceas). A diferenciação destas plantas é feita pela observação das características fisiológicas e bioquímicas, que apontam para mecanismos de adaptação distintos, indicando mudanças ambientais significativas (Buso Júnior 2010).

A razão isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ indica a presença de plantas de ciclo fotossintético C_3 ou C_4 na matéria orgânica do solo, apontando para sua contribuição em relação a produtividade primária em ecossistemas pretéritos, assim, razões isotópicas entre -17 e -9‰ ($\delta^{13}\text{C}$) indicam a maior representatividade de plantas de ciclo fotossintético C_4 ,

enquanto que razões entre -32 e -22‰ (Figura 6), indicam plantas de ciclo fotossintético C₃ (Boutton 1991; Martinelli *et al.* 2009).

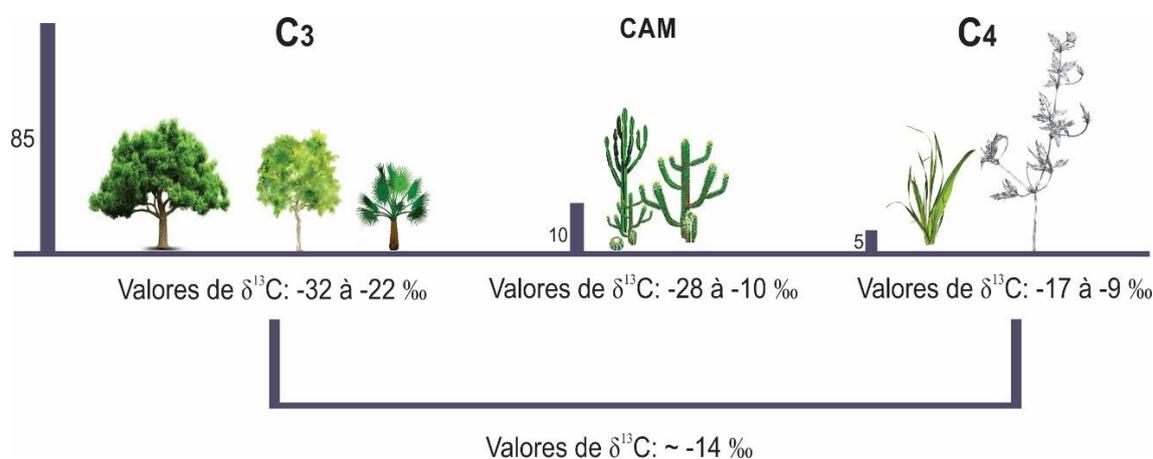


Figura 6 – Valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ característicos para plantas (C₃, C₄ e CAM) e porcentagem de distribuição natural. Fonte: Boutton (1996), adaptado de França (2010).

As plantas de ciclo C₃ correspondem tipicamente à vegetação arbórea, com exceção de algumas espécies de gramíneas que se desenvolvem em regiões úmidas, como pode ser observado na Ilha de Marajó (Francisquini *et al.* 2014). Esse tipo de vegetação corresponde a 95% das espécies terrestres, assimilando praticamente todo o CO₂ e o metabolizando a um composto intermediário com três átomos de carbono fosfoglicerato (3-PGA), que será alongado a uma cadeia mais extensa, com seis átomos de carbono (frutose-6-fosfato). Esta molécula é um açúcar que será utilizado com as finalidades de produzir amido e reiniciar o ciclo de carboxilação pela perda de uma molécula de CO₂ (descarboxilação).

As plantas de ciclo fotossintético C₄ são, predominantemente gramíneas de região tropical e subtropical, todavia constituem também vegetações de savana, pântanos, manguezais e pastagens, sendo também as mais cultivadas pelo homem (Ehleringer *et al.* 1991, Osmond *et al.* 1982). Esse tipo de vegetação corresponde a 5% das espécies existentes, sendo responsáveis por cerca de 30% da fotossíntese do planeta (Lloyd 1994). Elas reduzem o CO₂ a ácido aspártico e málico (composto com 4 átomos de carbono-via Hatch-Slack) utilizando a enzima fosfoenolpiruvato carboxilase (PEP-case) (Raven *et al.*, 1996).

As plantas C₄ possuem valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais enriquecidos (-17 a -9‰), com média de -13‰ (Boutton 1991). Outro aspecto observado é que o sítio de atuação do Rubisco permite uma baixa taxa de fotorespiração e alta metabolização de CO₂, gerando

elevada eficiência fotossintética (Raven *et al.* 1996). Dentre as diferenças existentes entre os ciclos fotossintéticos destaca-se que as plantas de ciclo C₄ utilizam via Hatch-Slack associada ao ciclo de Calvin, enquanto as de ciclo fotossintético C₃ utilizam apenas o ciclo de Calvin. Além disso, as condições ambientais para o desenvolvimento de plantas C₃ e C₄ são diferentes. Plantas que utilizam a via Hatch-Slack são adaptadas a climas mais secos, enquanto que as que utilizam apenas o ciclo de Calvin se desenvolvem em ambientes mais úmidos. Esses pontos contribuem para que não haja sobreposição do sinal isotópico, o que torna o estudo de $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica relevante para a interpretação de alterações pretéritas na vegetação (Vidotto *et al.* 2007, Saia *et al.* 2008; Pessenda *et al.* 2004a,b, 2009, 2010, 2012; Francisquine *et al.* 2014).

Além das plantas C₃ e C₄, existe também a classificação denominada CAM (Metabolismo ácido das Crassuláceas). Para a síntese de carboidratos, essas plantas são extremamente eficiente em ambientes áridos, pois aumenta a eficácia no que diz respeito ao consumo de água, visto que apresenta aberturas estomáticas para a absorção de CO₂ durante a noite (Raven *et al.* 1996). Neste período é utilizado a PEP-Carboxilase (via C₄) como catalizador para a produção de Ácido Isocítrico e Málico, que são metabolizados via Rubisco à gás carbônico na presença de luz (Raven *et al.* 1996). Esse tipo de vegetação é representada por 30 famílias, com destaque para *Crassulaceae*, *Euphorbiaceae*, *Orchidaceae*, *Bromeliaceae*, *Cactaceae* (Raven *et al.* 1996). Os valores para $\delta^{13}\text{C}$ variam entre -28‰ a -10‰ (O’Leary 1988; Boutton 1991; Freitas *et al.* 2001; Sanaiotti *et al.* 2002). Como é possível observar seus valores são intermediários entre plantas C₃ e C₄, o que gera certa dificuldade quanto a sua caracterização em estudos paleoecológicos.

4.1.4 Razão isotópica $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ($\delta^{15}\text{N}$)

Os isótopos estáveis de nitrogênio são menos utilizados em estudos paleoambientais pelo fato de que o nitrogênio está associado a um ciclo complexo de processos biogeoquímicos (nitrificação, denitrificação, amonificação, assimilação de nutrientes, etc.) sofrendo constantes modificações em seu sinal isotópico (Owens, 1987), além de possuir menor abundância fracional de ^{15}N na biosfera em relação ao ^{13}C . Entretanto, a disponibilidade de carbono é menor em meio aquático quando comparado ao nitrogênio dissolvido, portanto, os isótopos de nitrogênio (^{15}N e ^{14}N)

podem ser utilizados com maior eficiência para determinar a origem da matéria orgânica aquática (ambiente marinho ou água doce).

Assim, o $\delta^{15}\text{N}$ pode ser utilizado para determinar a origem da matéria orgânica proveniente nos ecossistemas aquáticos, pois se encontram disponível para algas e fitoplâncton na forma de nitrogênio inorgânico dissolvido (Boutton 1996; Talbot & Johannessen 1992). Os resultados de $\delta^{15}\text{N}$ podem variar entre 7 e 10‰ para organismos aquáticos, sinal bem maior quando comparado aos terrestres, com valores próximos de 1‰ (Meyers & Ishiwatari, 1993).

4.1.5 Razão C:N da matéria orgânica

A matéria orgânica de origem terrestre pode ser diferenciada daquela proveniente de algas utilizando a razão C:N (Lamb *et al.* 2006). Sabe-se que organismos com estrutura celulósica (plantas vasculares) apresentam razões superiores a 20, e que matéria orgânica proveniente da decomposição de algas possuem valores entre 4 e 10 (Meyers 1994). Isso se torna possível devido a diferenças morfofisiológicas existentes entre esses grupos. Plantas vasculares apresentam parede celulósica e baixa concentração de nitrogênio por meio de fixação biológica, enquanto que algas não possuem estruturas revestidas por celulose e apresentam alta fixação de nitrogênio (Meyers 1997; Wilson *et al.* 2005). Os resultados obtidos da razão C:N em associação com os dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ permitem a distinção da origem da matéria orgânica (aquática ou terrestre) (Wilson *et al.* 2005), conforme figura abaixo (Figura 7).

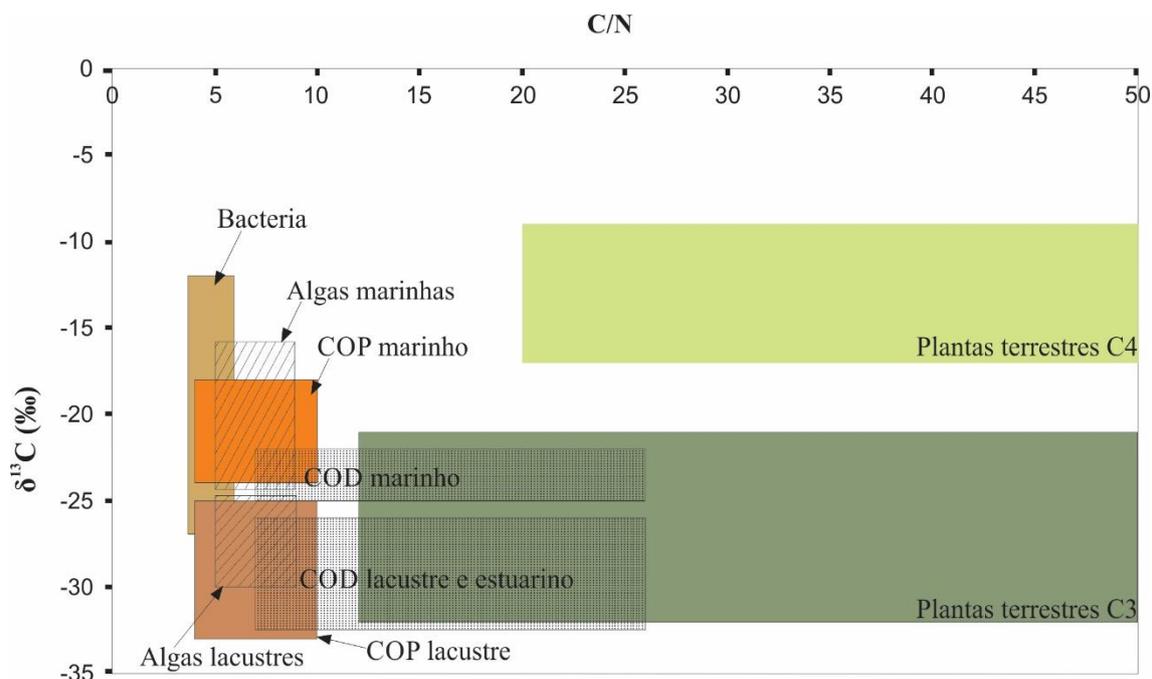


Figura 7 – Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C:N das fontes de matéria orgânica sedimentar em ecossistemas costeiros. COP (carbono orgânico particulado), COD (carbono orgânico dissolvido). Fonte: *Lamb et al.* 2006.

4.1.6 Palinologia

A palinologia é o estudo dos grãos de pólen e esporos modernos ou pretéritos (Bradley 1999). Esse estudo consiste em um processo que envolve aspectos quantitativos e qualitativos, visando a identificação dos grãos a partir de características morfológicas, como: 1) estruturas; 2) dimensões; 3) ornamentação e 4) aberturas (Salgado-labouriau 1984; Tyson 1995), permitindo que os indivíduos sejam classificados em diferentes *taxa* (Salgado-labouriau 1984). Essa metodologia pode ser aplicada como uma excelente ferramenta aos estudos paleoambientais, pois considera o fato de que os grãos de pólen e esporos, que podem ser preservados na matéria orgânica, durante o Quaternário, não sofreram extinção, sendo passíveis de comparação com espécies atuais (Barberi 2000).

A matéria orgânica sedimentar tende a preservar fósseis. Eles apontam para o desenvolvimento ecológico e prováveis mudanças ambientais com o decorrer do tempo, em diversas áreas (Salgado-Labouriau 2007; Roberts 2011). Dentre esses fósseis se destacam os grãos de pólen. O pólen é o gametófito masculino (microgametófito), característicos do táxon das fanerógamas (spermatophyta), que constituem vegetais com presença de sistema reprodutor diferenciado (flores), estruturas bem definidas (raiz, caule e folhas) e presença de vasos condutores de seiva (floema e xilema). Esses grãos

constituem uma fonte segura de informações a respeito de sua origem vegetacional, transporte e dispersão no ambiente (Blasco 1984; Traverse 1994).

A alta taxa de preservação de grãos de pólen é atribuída a presença de um envoltório externo chamado de exina. Ele é formado por um polímero chamado de esporopolenina, uma substância elástica de grande resistência a ataques químicos, altas temperaturas (evita a desidratação) e agentes decompositores de matéria orgânica, sendo produzido em células do tapete e dos andropóros (células diploides e haploides), que surgem no fim do processo de meiose (Raven, *et al.* 2007). A morfologia de um grão de pólen segue o esquema de acordo com a Figura 8:

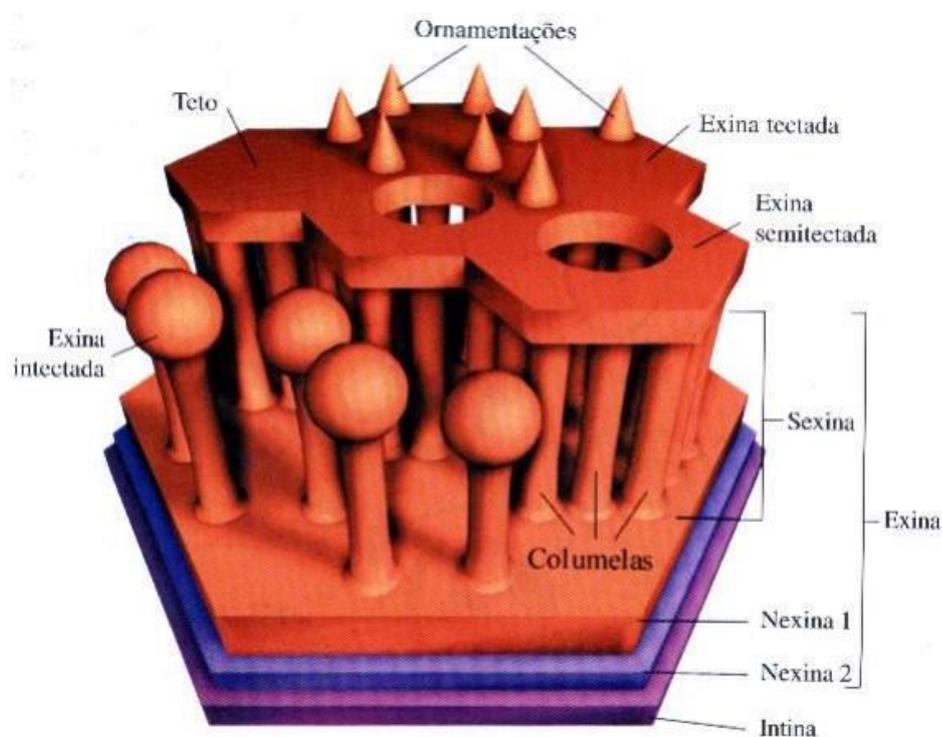


Figura 8 – Padrão morfológico esquematizado do grão de pólen. Fonte: Anatomia Vegetal, Apezato-da-Glória, B. & Carmelo-Guerreiro, S. M. 2006. P. 365.

A parede do pólen é constituída por duas camadas distintas. A mais interna é a intina, formada basicamente por celulose, e a mais externa é a exina. Esta segunda se divide em duas outras camadas, que são a nexina e a sexina. A nexina é a parte mais interna e uniforme da exina, formada por duas camadas (nexina I e nexina II); a sexina constitui a parte mais externa, com formas variadas, onde é possível observar a estrutura e ornamentação do grão de pólen.

O esporo é a unidade de dispersão formada por via assexuada (células haploides de pteridófitas e briófitas geradas por plantas diploides). Ele constitui o

estágio independente do seu ciclo de vida, onde gametas (masculino e feminino) são produzidos por mitose. Ao se unirem dão origem ao zigoto, que se desenvolve e forma o esporófito diploide (planta adulta das pteridófitas) (Coulinvaux *et al.* 1999).

Assim, os dados polínicos associados aos dados isotópicos e elementares de carbono e nitrogênio (razão C:N, $\delta^{15}\text{N}$ e $\delta^{13}\text{C}$) podem ser considerados ferramentas de alta aplicabilidade em estudos paleoambientais, permitindo analisar assembleias fósseis, principalmente do Quaternário, e suas respostas às evoluções ambientais, a nível local e regional, na escala temporal (Hooghiemstra 1984).

4.2 A DINÂMICA DOS MANGUEZAIS NO LITORAL BRASILEIRO DURANTE O HOLOCENO

Os manguezais da costa brasileira encontram-se distribuídos em uma área de aproximadamente 13 mil km² e são encontrados de 04°30'N a 28°S sob uma grande variabilidade de condições ambientais (Spalding *et al.* 2010). Essas condições são fatores limitantes ao seu desenvolvimento e estão associadas a influência da maré, aporte de água doce e sedimentos, disponibilidade de nutrientes, temperatura adequada, alta pluviosidade, além do fator biótico ligado a disponibilidade de espécies nas diferentes regiões (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990).

As florestas de manguezal que disfrutaram de condições ideais, principalmente na região norte brasileira, apresentam exuberância e estrutura que pode alcançar até 40 m de altura (*Rhizophora*). Em contrapartida, no limite latitudinal sul do Brasil é possível encontrar indivíduos que não ultrapassam 1,5 m de altura (*Laguncularia*), com feições arbustivas (mangue branco) (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990).

Com o objetivo de facilitar o processo de interpretação da dinâmica dos manguezais na costa do Brasil, são citados alguns trabalhos que evidenciam esses processos nas diversas regiões do país.

4.2.1 Norte

Cohen *et al.* (2012) realizou um estudo no litoral norte brasileiro tomando como base 72 datações de ¹⁴C realizadas em 34 testemunhos sedimentares. O trabalho permitiu identificar que os manguezais, durante o Holoceno inicial e médio, se estabeleceram nesta região e foram controlados pelo aumento do nível do mar pós-glacial. Aspecto favorecido pela subsidência tectônica. Porém o litoral nas imediações

do rio Amazonas, durante o Holoceno tardio, sofreu aumento expressivo da influência fluvial provocada, provavelmente, pelo aumento da descarga de água doce com consequente diminuição da salinidade na Ilha de Marajó e parte do litoral do Amapá (Macapá). Isso provocou mudanças no aporte de matéria orgânica do sedimento (MOS). Assim, foi possível identificar aporte MOS marinha alterado para água doce, no qual foi possível observar a substituição do manguezal (água marinha/salobra) por vegetação de várzea (água doce). As mudanças na descarga do rio Amazonas foram associadas a períodos mais húmidos registrados na região durante o Holoceno tardio.

4.2.2 Nordeste

Ribeiro *et al.* (2017), tomando por base dados geomorfológicos, análise vegetacional por sensoriamento remoto, dados sedimentares, dados isotópicos e análise polínica de quatro testemunhos sedimentares, demonstraram que os manguezais ao longo do rio Ceará Mirim sofreram, em seu desenvolvimento, influência estuarina desde pelo menos ~6.920 anos cal A.P., após o aumento do nível do mar pós-glacial, se mantendo estável entre o Holoceno médio e tardio. A dinâmica dos manguezais nessa região foi associada a processos autogênicos (migração do canal de maré) o que minimizou a influência de nível de mar.

Fontes *et al.* (2015) realizaram um estudo com o testemunho sedimentar (PR07), no litoral sul da Bahia. Nesse estudo, a matéria orgânica sedimentar foi típica de ambiente estuarino entre ~7.400 e ~5.350 anos cal. A.P. (Holoceno médio), com a presença de manguezais no vale do rio Jucuruçu, os quais se desenvolveram até cerca de 30 km à montante. Porém, entre ~5.350 até o presente (Holoceno tardio) houve retração da vegetação de manguezal, com expansão de vegetação herbácea, fenômeno provocado provavelmente por fatores alogênicos como a diminuição do nível relativo marinho (NRM) e clima relativamente mais úmido, que favoreceram o maior aporte de água doce. Esses fatores levaram à migração dos manguezais do vale para as bordas das lagunas próxima à costa atual. Em complemento a esses dados Moraes *et al.* (2016) realizaram a análise integrada do testemunho sedimentar PR07 com os testemunhos PR12 e PR13, da foz do rio Jucuruçu, constatando que processos alogênicos e autogênicos controlaram a dinâmica dos manguezais durante o Holoceno nessa região. As análises dos testemunhos PR12 e PR13, apontam que ao longo dos últimos 600 anos houve mudanças na fonte de MOS.

4.2.3 Sul e Sudeste

Amaral *et al.* (2006) analisaram um testemunho sedimentar coletado no manguezal de Itanhaém e sugeriram uma evolução que considera a presença do manguezal na região desde 1.300 anos cal. A.P. com provável restrição a áreas dentro de um sistema estuarino-lagunar, e posterior expansão em torno da localização central por volta de 1.000 anos cal. A.P. Nesse estudo, foi possível identificar que o manguezal teve seu desenvolvimento atribuído a fatores autogênicos associados à dinâmica da sedimentação no sistema paleoestuarino-lagunar. Porém condições mais apropriadas surgiram quando o sistema passou a ser preenchido com sedimentos pelíticos, após o fechamento parcial das entradas do rio, levando ao aumento da planície de intermaré.

Soares *et al.* (2012), em um trabalho desenvolvido no limite sul dos manguezais brasileiros, laguna (SC), evidenciaram que os manguezais são controlados por fatores alogênicos, determinados por aspectos como clima e características oceanográficas (temperatura média do ar, temperatura da água do mar, ocorrência de geadas e correntes em direção ao litoral), o que afeta a capacidade reprodutiva, dispersão e desenvolvimento estrutural das espécies de mangue.

4.3 FLUTUAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NO LITORAL BRASILEIRO DURANTE O HOLOCENO

As flutuações do nível relativo do mar (NRM) resultam de variações reais do nível do mar (eustasia) e dos continentes (tectonismo e isostasia) (Suguio *et al.* 1985). Alguns estudos realizados no litoral brasileiro, com base em análises geológicas (depósitos arenosos), biológicas (vermitídeos e conchas de ostras) e pré-históricas (sambaquis), apontam para um aumento no nível do mar pós-glacial, evidenciando sua importância na evolução das planícies costeiras brasileiras (Suguio *et al.* 1985, Angulo *et al.* 2006, Bittencourt *et al.* 1979 e Martin *et al.* 1996). Sabe-se que houve eventos de transgressão marinha, na costa, como a *Transgressão Antiga* (Bittencourt *et al.* 1979) e a *Transgressão Cananéia* (Suguio & Martin 1978) atribuídos a um período que remete até aproximadamente ~120.000 anos A.P. Entretanto, é possível destacar eventos transgressivos recentes, que remetam aos últimos ~7.000 anos A.P., com elevação do nível do mar entre quatro a cinco metros acima do atual em meados de ~5.100 anos A.P. (Suguio *et al.* 1985). Esses eventos geraram mudanças deposicionais e alterações na distribuição dos manguezais (Scheel-Ybert 2000; Cohen *et al.* 2005a, 2005b; Smith *et*

al. 2012). Os manguezais possuem alta sensibilidade às flutuações do nível do mar (Woodroffe 1982, Cohen & Lara 2003).

As pesquisas em relação ao NRM, durante o Holoceno superior, apresentam algumas divergências. Suguio *et al.* (1985a) propuseram que houve uma elevação do NRM em períodos e amplitudes distintas ao longo do litoral. Todavia, Angulo *et al.* (2006) concluem uma curva de nível de mar com descida contínua desde ~5.100 anos A.P. assumindo como contraponto a margem de erro dos indicadores utilizados, que pressupõem maior amplitude do que as diferenças apresentadas. Ambos concordam com uma elevação na faixa de dois metros para o sul do estado de Santa Catarina, como uma divergência regional, o que estaria de acordo com o modelo proposto por Milne *et al.* (2005) para a costa sul-americana, que sugere uma elevação máxima em 7.000 anos A.P. com amplitude, entre Pernambuco e Santa Catarina, variando de 4-2,5 m. Tomazelli (1990) ainda indica um aumento no NRM nos últimos 1.000 anos A.P.

Os sistemas de manguezais são fortes indicadores de mudanças na geomorfologia costeira (Blasco *et al.* 1996, Lara & Cohen 2009). Alterações na descarga fluvial, que são controladas pelo clima, associadas à variação de NRM atuam como os principais agentes reguladores na dinâmica desses manguezais ao longo do litoral brasileiro (Cohen *et al.* 2009a, Tomlinson 1986, Schaeffer-Novelli *et al.* 1990, Krauss *et al.* 2008, Kao *et al.* 2004, Stuart *et al.* 2007), que podem resultar na migração desses ecossistemas (Hanson & Maul 1989). Assim, os manguezais podem alterar os limites da vegetação continental/costeira (Cohen & Lara 2003).

Os registros apresentados a partir da integração de dados palinológicos, sedimentológicos e geoquímicos levam ao desenvolvimento de modelos paleoclimáticos mais precisos em relação ao estabelecimento e expansão/contração dos manguezais durante o Holoceno (Behling *et al.* 2001; Cohen *et al.* 2005a, 2005b, 2008, 2009; Vedel *et al.* 2006; Smith *et al.* 2011; Guimarães *et al.* 2012). Baseado nisso, sabe-se que nas regiões Nordeste, Sudeste e Sul, os manguezais foram fortemente influenciados durante o Holoceno (Dominguez *et al.* 1990; Amaral *et al.* 2006; Ferrazzo *et al.* 2008; Vidotto, 2008; Buso Junior 2010; Soares *et al.* 2012; França 2013) por variações do NRM (Angulo *et al.* 2006; Pirazolli 1986; Silva & Neves 1991; Muehe & Neves 1995). No litoral sul da Bahia, Fontes (2015) descreveu um aumento progressivo da influência marinha durante o Holoceno inferior-médio, possibilitando a formação de um sistema estuarino de planícies de maré, com colonização por espécies de manguezal.

No litoral Norte do Espírito Santo, Suguio *et al.* (1985) indicaram a presença de um sistema lagunar nas desembocaduras dos principais cursos d'água, evoluindo para lagoas e pântanos de água doce, com a retração marinha subsequente. Este ambiente é marcado pela presença de espécies de manguezal, com MOS proveniente de plantas de ciclo C₄ e influência marinha entre ~8.050 e ~7.115 anos AP (Pessenda *et al.* 2015). Esse evento ocorreu possivelmente devido à subida do nível do mar durante o Holoceno médio, que provocou mudanças na distribuição dos manguezais dessa região (França *et al.* 2015).

No litoral Sudeste a elevação do NRM favoreceu a colonização do sistema costeiro por espécies de manguezal, durante o Holoceno inicial e médio (Buso Junior *et al.* 2013, França *et al.* 2013). Todavia, a diminuição do NRM, entre ~5.250 e ~1.355 anos AP, favoreceu o estabelecimento de lagos em áreas onde eram presentes estuários antigos, ocasionando a substituição de espécies de manguezal por vegetação arbórea e herbácea (França *et al.* 2015).

4.4 REGISTROS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS DURANTE O HOLOCENO

Os estudos abordados pela paleoclimatologia, revelam que os últimos ~6.000 anos cal. AP é considerado um período com dados valiosos a respeito de eventos relacionados a incidência de raios solares sobre a superfície terrestre. Prado *et al.* (2013) indica que no Hemisfério Sul, a insolação de verão foi menor durante o Holoceno médio quando comparada com Holoceno superior, sendo que ocorre uma inversão de perspectiva quando analisado o Hemisfério Norte. Associa-se a esse panorama o enfraquecimento do sistema de monção de circulação na América do Sul, que ocorreu devido a redução das diferenças de temperatura entre o continente e o oceano, levando a uma redução na quantidade de chuvas na Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Isso, por sua vez, elevou a salinidade nas margens continentais da América do Sul e provocou a redução do nível de água em lagos (Fontes 2015).

No Brasil, quando comparados ao Holoceno inicial, o período subsequente é considerado relativamente mais úmido (Ledru *et al.* 1993, 1998, 2009, Salgado-Labouriau 1997, Salgado-Labouriau *et al.* 1998, Pessenda *et al.* 2004, 2009), o que gerou uma elevação na quantidade de chuvas (exs. Absy *et al.* 1991, Pessenda *et al.* 1998a, b, 2001, 2004, Behling & Costa 2000, Freitas *et al.* 2001, Maslin & Burns 2000). Nesse ponto, as condições costeiras foram intensificadas pelo aumento da pluviosidade,

alterando os gradientes de salinidade, fator condicionante ao desenvolvimento dos manguezais (Cohen *et al.* 2012). Trabalhos como de Cohen *et al.* (2014), França *et al.* (2013) e Buso Junior *et al.* (2013) abordam a evolução dos manguezais na costa do Espírito Santo como resultado das flutuações de NRM e mudanças climáticas. Dentro desta perspectiva, é possível apontar a dinâmica dos manguezais como importante indicador paleoclimático.

Estudos geomorfológicos e palinológicos realizados por Servant *et al.* (1989) e Ledru (1993) na região sudeste do país, revelam a existência de períodos mais secos que o atual durante o Holoceno, com redução da cobertura vegetal, em aproximadamente ~9.000 anos AP, no vale do Rio Doce (MG) e ~ 4.000 anos AP na região de Salitre (MG). As regiões de Piracicaba, Jaguariúna e Londrina foram identificadas por Pessenda *et al.* (2004b) com clima mais seco que o atual, entre o Holoceno inferior e médio, com base na análise da matéria orgânica do solo, que apresentou a contribuição de plantas C₄. Resultado semelhante pode ser observado por Pessenda *et al.* (2009) para a região de Curucutu (SP). Entretanto, a partir do Holoceno médio houve o desenvolvimento de plantas C₃ na região, o que indicou condições mais quentes e úmidas. Na região de Cratera de Colônia (SP), Ledru *et al.* (2009) concluem um clima com umidade sazonal entre ~9.000 e ~6.000 anos cal AP e expansão florestal; mais seco entre ~6.200 e ~3.700 anos cal. AP e mais úmido de ~3.500 até o presente. No estado de Santa Catarina, Cruz *et al.* (2006a) apresenta evidências de episódios de clima frio ao longo do Holoceno inicial, resultantes de massas de ar polares.

Para Ledru *et al.* (1998) o sudeste brasileiro é marcado, a partir de ~12.000 anos cal AP, por expansão/retração da cobertura vegetal, associada a períodos mais secos/úmidos ao longo do tempo. Atualmente, os autores indicam clima mais úmido que em período anterior, com acentuada sazonalidade devido ao deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que se encontrava mais ao norte, no Holoceno inferior, alterando a precipitação, ainda que permitisse o tráfego de massas polares com umidade e temperaturas amenas para regiões tropicais. Todavia, após ~4.500 anos cal AP, com o deslocamento da ITCZ mais ao sul, o clima passa a ser mais úmido e mais quente.

4.5 EVOLUÇÃO DA PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO DOCE DURANTE O QUATERNÁRIO

O nível relativo marinho foi um dos principais fatores que contribuiu para a sedimentação e delimitação das planícies costeiras no Brasil. Os eventos transgressivos e regressivos, podem tomar como indicio os terraços arenosos marinhos que foram depositados no período que compreende o pleistoceno e holoceno (quaternário) (contexto da região norte do Estado do Espírito Santo) (Buso Junior *et al.* 2013a; Castro *et al.* 2013; França *et al.* 2013 e 2015, Cohen *et al.* 2014).

Os estudos realizados na costa norte do Espírito Santo, levando em conta a análise sedimentar e geoquímica, possibilitaram a identificação de eventos transgressivos marcantes e distintos. O primeiro ocorreu em meados de ~120.000 anos A.P. e o segundo em torno de ~7.000 anos A.P. onde observou-se, no mais recente, que a linha de costa da região esteve submersa até aproximadamente 5.100 anos A.P., com posterior emersão e episódios de submersão de intervalos com curta duração (Martin *et al.* 1996). Angulo *et al.* (2006) propõem regressão marinha neste período, entretanto apresenta nível relativo marinho acima do atual entre 4 -1 m. levando em conta estes eventos, foi possível notar a ocorrência de variações morfológicas nos sistemas fluviais em intervalos de tempo bem definidos ao longo do perfil estabelecido para a região, assim como alterações do sistema por processos que compreendem o desenvolvimento da bacia, podendo ser controladas Pela tectônica local, NRM e mudanças climáticas.

Suguio *et al.* (1982), indica que o período a partir de 5.100 anos A.P. corresponde a quinta, dentre seis fases descritas em relação a evolução da planície do rio Doce durante o Quaternário. Nesta fase, houve uma diminuição no nível relativo marinho ocasionando a formação de cordões arenosos às ilhas-barreiras. Neste contexto, o rio Doce começou a formar um delta com muitos distributários denominados “pé de pássaro” (entre 6.500 à 4.000 anos A.P.). Posteriormente, na sexta fase, as flutuações seguidas de fases transgressivas formaram novas gerações de cordões arenosos, com variações das áreas lagunares.

A diminuição do nível relativo do mar que havia contribuído para a formação de um sistema lagunar na desembocadura dos principais cursos d’água, desapareceu favorecendo o surgimento de um sistema lacustre. Através de dados obtidos por sensoriamento remoto, na costa norte do Estado do Espírito Santo, Polizel & Rossetti (2014) observaram o deslocamento do rio doce e seus tributários, resultando na

formação de vários paleocanais ao longo da planície deltaica do rio Doce, além do retrabalhamento de depósitos e cordões litorâneos formados durante a progradação deltaica bem como a alternância de fases progradacionais, com fases transgressivas, registradas pelos depósitos fluvio-marinho/lagunares/marinhos rasos. Martin *et al.* (1996) e Suguio *et al.* (1982) indicam que atualmente a área que corresponde ao centro da planície do rio Doce é constituída por cordões arenosos e planícies herbáceas com sedimento finos e arenosos, com espécies indicativas de manguezal ocupando regiões de maior influência marinha próximo às cidades de São Mateus e Barra nova.

Toonen *et al.* (2012) explica que os paleocanais formados durante o holoceno são resultantes de um processo onde não ocorre o encerramento do fluxo fluvial, mas sim um deslocamento local, com o início de um novo canal ativo. O processo mencionado torna-se altamente relevante, tendo em vista que o preenchimento do paleocanal é realizado por sedimentos que chegam a partir do canal ativo, em períodos de inundação, sendo assim possível estabelecer correlação entre o paleocanal e o canal ativo. Isto pode levar a obtenção de registros da atividade contínua do rio em sua nova posição, especialmente durante as inundações, contexto no qual é desenvolvido o presente trabalho.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 CAMPO

Os testemunhos sedimentares denominados MBN (Manguezal Barra Nova) e LI-34, possuem profundidades de 4,95 e 4 m, respectivamente. Estão localizados sob as coordenadas S 18°58'31.3" / W 039°44'36.0" e S 18°36'27.4" / W 39°44'40.4", coletados com a utilização de um *trado russo* (Figura 9, Cohen, 2003). A coleta dos testemunhos foi realizada em áreas de manguezal, na foz rios São Mateus e Barra Seca, respectivamente. No manguezal do testemunho MBN é marcante a presença de *Laguncularia racemosa* e *Rhizophora mangle* (próximo ao canal de maré), enquanto que, no manguezal do testemunho LI-34 é marcante a presença de *Rhizophora mangle*.

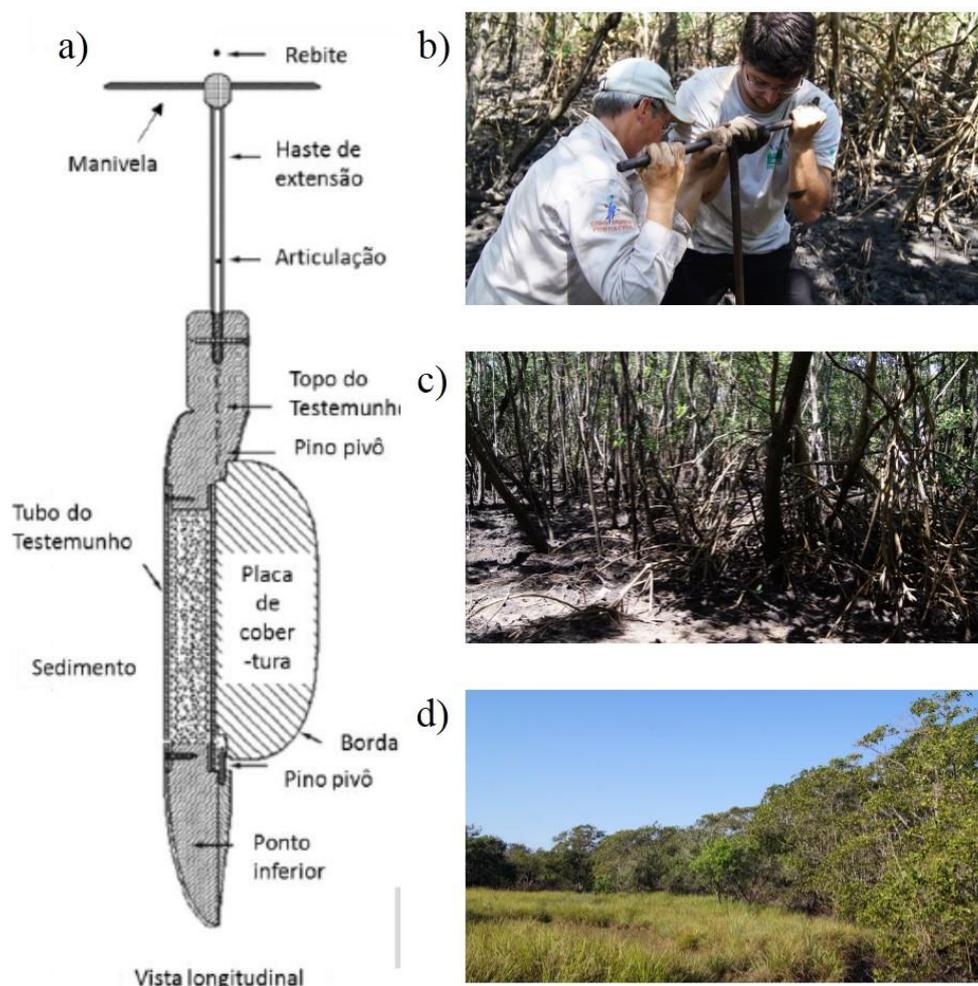


Figura 9 – a) *Trado russo*; b) coleta do testemunho MBN com a utilização do Trado-Russo; c) área de coleta no manguezal, colonizado por *Laguncularia racemosa* e *Rhizophora mangle*; d) área de transição do manguezal com a vegetação herbácea e arbustiva (restinga).

5.2 ACONDICIONAMENTO DAS AMOSTRAS

Os testemunhos foram acondicionados em tubos de PVC e selados com papel filme (Figura 10). As amostras foram armazenadas em ambiente refrigerado com temperatura em torno de 4° C, buscando evitar a proliferação de microrganismos, que metabolizam o carbono, realizando trocas com a atmosfera e contaminando as amostras com carbono recente, o que leva a obtenção de dados imprecisos durante a datação de ^{14}C (Colinvaux *et al.* 1999).



Figura 10 – Abertura do testemunho armazenado em tubo e filme PVC para evitar contaminação.

5.3 DATAÇÃO ^{14}C

Os procedimentos para datação foram realizados no Laboratório C-14 do CENA/USP e na Universidade Federal Fluminense (LACUFF). Inicialmente, as amostras foram limpas, removendo raízes e outros fragmentos vegetais recentes, com o auxílio de um estereomicroscópio (lupa), para evitar contaminação da matéria orgânica pretérita. Para o tratamento químico do material residual, foi utilizado HCl 2% durante 4 horas, visando a remoção de carbono inorgânico. Após isso, as amostras foram lavadas com água destilada até atingir o pH neutro (7). Em seguida o material foi levado à uma estufa para desidratação sob a temperatura de 50°C (Pessenda *et al.*, 2015). Para a datação da matéria orgânica presente no sedimento as amostras foram enviadas à Universidade Federal Fluminense, onde foram datadas utilizando o método AMS (Accelerator Mass Spectrometry). As idades são relatadas de modo convencional (anos AP) e idade calibrada (anos cal. AP) ($\pm 2\sigma$) de acordo com Reimer *et al.* (2013). Para a calibração foi utilizado o Calib 7.1 (<http://calib.org>) e a curva IntCal13.

5.4 ANÁLISE SEDIMENTAR

Foram realizadas radiografias (Raios X) dos testemunhos (Figura 11), para melhorar a observação e descrição das estruturas sedimentares encontradas (Posamentier & Walker, 2006). A descrição de fácies incluiu, descrição de cor (Munsell Color, 2009), litologia, textura e estrutura (Posamentier & Walker, 2006). Após a descrição de fácies, foi realizada a análise granulométrica do material sedimentar. O tamanho dos grãos foi obtido por meio de um analisador de partículas a *Laser* (Laser Diffraction, SALD 2101-SHIMADZU). As amostras para esse procedimento foram coletadas em intervalos de 5 cm e logo após lavadas com H₂O₂ (peróxido de hidrogênio) e água deionizada para remoção da matéria orgânica. As classificações seguiram o diagrama triangular de Sheppard (Suguio, 1973) baseado nos percentuais de areia, silte e argila, seguindo a classificação de Wentworth (Wentworth, 1922). Os dados granulométricos foram processados no *Software* SYSGRAN (Camargo, 2006). As análises foram realizadas no Laboratório de Oceanografia Química-UFPA.



Figura 11 – Fotografia e radiografia de uma seção testemunho MBN nos mesmos intervalos para observação de suas estruturas sedimentares.

5.5 PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO PARA ANÁLISE DO $\delta^{13}\text{C}$ e C-TOTAL

Os testemunhos foram transportados até o Laboratório C-14 do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP), onde foi iniciado o procedimento de coleta das sub-amostras (Pessenda *et al.* 1996, Saia 2006) em intervalos de 5 cm de profundidade (aproximadamente 10 g). No laboratório foram adicionadas às amostras HCl a 0,01M, para a remoção de carbono inorgânico e retirada de alguns contaminantes, como raízes e folhas, através da flutuação e respectivo peneiramento. Após o

peneiramento, aguardou-se que o material em suspensão fosse decantado, para em seguida descartar a solução de ácido clorídrico sobrenadante e realizar a correção do pH (neutro). Em seguida as amostras foram transferidas para uma estufa, objetivando a secagem em 50°C por aproximadamente 24 horas. Em seguida as amostras foram pulverizadas com o auxílio de um almofariz de porcelana e armazenadas em frascos plásticos. Após esse procedimento, cada amostra foi acondicionada em cápsulas de estanho (12 mm x 5 mm) e pesadas em uma balança analítica (Sartorius BP 211D, precisão 0,0001). Para as amostras mais arenosas, utilizando-se cerca de 70 mg e entre 20 e 30 mg para os sedimentos mais argilosos. Em seguida o material foi enviado ao Laboratório de Isótopos Estáveis (CENA/USP) para obtenção dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C-total. Nesse laboratório as amostras foram analisadas em um Espectrômetro de Massas ANCA SL 2020, da Europe Scientific, que contém um analisador elementar acoplado.

5.6 PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS DE PLANTAS PARA ANÁLISES DE $\delta^{13}\text{C}$

As amostras de plantas coletadas em campo foram acondicionadas em sacos plásticos e identificadas. Em laboratório essas amostras foram lavadas com água destilada para remoção de contaminantes (poeira, solo, insetos, etc). Em seguida, elas foram dispostas separadamente em recipientes de alumínio com a identificação e secas em estufa (50°C) durante por 24 horas. Após este procedimento, as amostras foram moídas em moinho e acondicionadas em frascos plásticos de acordo com sua identificação (Pessenda *et al.* 1996; Vidotto 2003).

Na sequência, as amostras foram acondicionadas em cápsulas de estanho (8mm x 5mm) e pesadas (~1 mg) em uma balança analítica (Sartorius BP 211D, precisão 0,00001), para que fossem encaminhadas ao Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP, e efetuadas as leituras no Espectrômetro de Massas.

5.7 PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTOS PARA ANÁLISES DE $\delta^{15}\text{N}$ DO N-TOTAL

As amostras de sedimentos para análise de $\delta^{15}\text{N}$ e do N-total seguiram o mesmo protocolo de pré-tratamento relatado para análise de carbono, porém a massa encaminhada ao Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP foi de aproximadamente 60 mg (Saia 2006).

5.8 ANÁLISE PARA ENXOFRE TOTAL

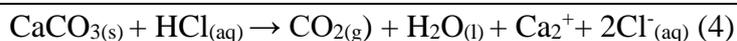
As amostras de sedimentos para análise de enxofre total seguiram o mesmo protocolo de pré-tratamento relatado para análise de carbono e nitrogênio, porém a massa encaminhada ao Laboratório de Ciclagem de Nutrientes do CENA/USP foi de aproximadamente 10 mg. As amostras foram analisadas em um Analisador de Enxofre SC 144DR-LECO. Os padrões para essas análises foram de 0,031% (solo seco) e de 0,028 a 0,034%.

5.9 MÉTODO PALINOLÓGICO

A etapa inicial do processamento das amostras para o estudo polínico, consiste na produção de pastilhas de sedimento com 1 cm³ a partir da utilização de um cilindro com embolo móvel, confeccionado em aço inoxidável, e o tratamento químico (Colinvaux *et al.* 1999). A coleta do material foi realizada ao longo de todo o testemunho com espaçamento regular de 10 cm. As pastilhas confeccionadas foram colocadas em tubos de centrífuga de polipropileno e adicionado aos tubos, tabletes de marcadores exóticos, esporos de *Lycopodium* (Stockmarr, 1971), para o cálculo da concentração de pólen (grãos/cm³) e a razão da acumulação de pólen (grãos/cm²/ano). A concentração polínica original é dada pela razão entre os marcadores exótico (*Lycopodium*) – cada tablete é constituído por 10.600 esporos.

5.9.1 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)

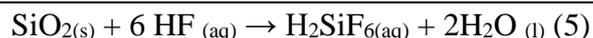
Nesta fase do tratamento pretende-se retirar o carbonato (CO₃) presente no material, além de promover a dissolução da matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*, a partir da adição de HCl 10%, conforme reação abaixo:



Em seguida as amostras são misturadas com o auxílio de um bastão de teflon para cada tubo de ensaio, com a finalidade de evitar a contaminação do material. As amostras são levadas à centrífuga durante 5 minutos na rotação de 2500 rpm, com o objetivo de promover a decantação do material em suspensão. Os resíduos do processo são devidamente descartados e as amostras lavadas com água destilada.

5.9.2 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF) concentrado

O excesso de sílica presente no material sedimentar pode representar um problema considerável por obscurecer os grãos de pólen. Portanto, promove-se a reação da sílica presente com HF, conforme equação abaixo, mantendo a amostra em repouso pelo período de 24 h em uma capela de exaustão de gases, devido ao nível elevado de gases tóxicos liberados durante o processo.



Após o período estabelecido, as amostras seguem para a centrifugação, lavagem e descarte do líquido residual.

5.9.3 Tratamento com Ácido Acético Glacial (C₂H₄O₂)

Este procedimento se configura como uma fase importante do tratamento das amostras, pois evita que ocorra o desperdício de ácido sulfúrico por intermédio de reação indesejada com a água na parede dos tubos de ensaio ou com o próprio sedimento umedecido, na próxima etapa, com a utilização da acetólise. O ácido acético glacial tem a função de retirar a água presente na amostra. Com isso, é adicionado ácido acético glacial às amostras. O material é misturado, centrifugado e separado de seu resíduo, após a centrifugação.

5.9.4 Tratamento com Acetólise

Esta fase retira a celulose e os polissacarídeos das amostras por meio de oxidação. A solução facilitadora é composta de 9 partes de anidrido acético para 1 parte de ácido sulfúrico (Erdtman, 1960). Os tubos de ensaios foram submetidos ao aquecimento em banho-maria, sendo constantemente misturados por um período que irá variar de 10 a 20 minutos até que o líquido se torne escuro.

5.9.5 Preparação de lâminas para análise

Nos preparativos para a análise microscópica, foram utilizadas lâminas *Bioslide* 25,4 x 76,2 mm, lamínulas 22 x 22 mm, glicerina, pipetas, bastões de teflon e esmalte base de unha. A identificação e contagem dos grãos de pólen foram realizadas com o auxílio de um microscópio *Carl Zeiss Axioskop 2 Plus* conectado ao computador

por meio de uma micro-câmera. Com o auxílio do *software Axio Vision* as microimagens foram processadas, e os grãos de pólen catalogados e armazenados em um banco de dados. Os dados da contagem dos grãos de pólen foram introduzidos no programa TiliaGraph para a confecção dos diagramas e análise estatística (Grimm, 1987).

6 LATE HOLOCENE MANGROVE DYNAMICS AND COASTAL ENVIRONMENTAL CHANGES CONTROLLED BY THE SEA-LEVEL FLUCTUATIONS AND SEDIMENTARY PROCESS, SOUTHEASTERN BRAZIL

Fernando A. Borges da Silva^a, Marlon C. França^{a,b*}, Marcelo C. L. Cohen^a, Luiz C.R. Pessenda^c, Francis E. Mayle^d, Neuza A. Fontes^a, Flávio L. Lorente^c, Antônio Álvaro Buso Junior^c; Geovane S. Siqueira^e; Marisa de C. Piccolo^c José A. Bendassolli^c, Kita Macario^f

^a Federal University of Pará, Graduate Program of Geology and Geochemistry, Belém, PA, Brazil.

^b Federal Institute of Pará, Belém, PA, Brazil.

^c Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA), Piracicaba, SP, Brazil

^d University of Reading, United Kingdom

^e Vale Natural Reserve, Linhares, ES, Brazil

^f LAC-UFF AMS Laboratory-Fluminense Federal University, Physics Department, Niteroi, RJ, Brazil

*Corresponding author: Marlon Carlos França

Federal Institute of Pará - Brazil

Av. Almirante Barroso, 1155, Marco, CEP 66090-020, Belém (PA), Brazil.

Tel.: +55 91 3342 0595

E-mail address: marlon.franca@ifpa.edu.br

*Manuscrito em construção para submissão à CATENA Journal (ISSN: 0341-8162)

ABSTRACT

This work aims to identify the mangrove dynamics in the North coast of Espírito Santo State, close to São Mateus (ES), during the Late-Holocene, using the depositional identification of paleoenvironments and the paleoflora, further a characterization of the sources of sedimentary organic matter and chronological determination of the events in the study area. In order to perform an integrated analysis of the palynological, C-14 data, sedimentological and geochemical data ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, C:N and C:S ratio), two sediment cores (MBN and LI-34) were sampled with a peat core sampler. The sedimentary profiles were extracted from mangroves close to the mouth of São Mateus and Barra Seca rivers. The deposits age was around ~2662 cal yr BP, characterized by sand cross laminations (facies Sc), lenticular heterolithic deposits (facies Hl), sand with parallel lamination (facies Sp), wavy heterolytic deposits (facies Hw), flaser heterolithic deposits (facies Hf and Sf), massive sand (facies Sm), sand parallel laminations (facies Smh facies), and mud with parallel laminations (facies Ml), with shells and vegetal fragments. The first facies association (A) consists of an estuarine point bar (~2662 and ~2215 cal yr BP), the second (B) consists of a tidal flat with mangrove/herbs vegetation, since at least ~2215 cal yr BP, and finally the third (C) such as an inlet, a typical distal estuarine channel (~1337 cal yr BP). The geochemical results indicate a mixture of C₃ and C₄ plants, near the basal portions, with a subsequent predominance of C₃ plants towards the top of the samples, besides the presence of organic matter of marine/estuarine. The C:N ratio indicates an oscillation between the aquatic and terrestrial influences, corroborating the values of the C:S ratio (0.02-5.18), which also revealed a mixture of organic matter with marine/aquatic and terrestrial influence. The pollen results showed that the mangrove in this region has been present for at least 2662 cal yr BP, however, changes in its biodiversity have been observed, since currently this ecosystem is colonized mainly by the genus *Laguncularia* in the region of the mouth of the Barra Seca river, different from previous periods, where there was full development of *Rhizophora* and *Avicennia* trees. However, on the mouth of São Mateus river, the genus *Rhizophora* beginning the mangrove and after *Avicennia*. Thus, through of this study, it is possible to infer that there were no significant climatic oscillations in this region, however, the stabilization of the relative sea-level during the late-Holocene, as

well as the sedimentary dynamics may be controlling the expansion/contraction process of these mangroves.

Keywords: Holocene; Mangrove; Relative Sea Level-RSL; Sediments; Stable Isotopes.

Introduction

Mangroves are coastal ecosystems considered indicators of global and local changes (Blasco *et al.* 1996; Masselink *et al.* 2015) and have fluctuated throughout geological and human history (Monacci *et al.* 2009). The area covered by mangrove is influenced by complex interactions involving gradients of tidal flooding frequency, sedimentary features, nutrient availability and soil salt concentration across the intertidal area (Hutchings and Saenger 1987, Wolanski *et al.* 1990, Masselink and Gehrels 2015).

In many models, mangroves are considered to be in equilibrium with sea level, due to feedback process linked to the relationship between depth and accretion (Cahoon *et al.* 1997). As sea level rises, accretion increase, resulting in wetlands that keep pace with sea-level rises, conversely if relative sea-level falls (e.g. due to high rates of accretion), accretion declines, which also contributes to the equilibrium. Some of the most recent models of the effects of sea-level rise on wetlands include both physical and biological components that represent the strong influence of the vegetation on sedimentation processes in wetlands (Kirwan and Murray 2007).

Generally, mangroves are distributed parallel to the coast with some species dominating areas more exposed to the sea, and others occurring landward at higher elevations (Snedaker 1982). This zonation is a response of mangrove species mainly to tidal inundation frequency, nutrient availability, and porewater salinity in the intertidal zone (Hutchings and Saenger 1987).

This ecosystem expanded along of proximal sector of the Doce River delta, southeastern Brazil during the early-middle Holocene, followed a shrinkage and eventual disappearance during the late-Holocene (Buso Junior *et al.* 2013; França *et al.* 2013b) and colonized the currently coastal region since at least 900 yr BP, mainly due the Holocene sea-level fluctuations and the sedimentary features (França *et al.* 2016).

Investigations along the Brazilian littoral zone using sedimentological, palynological and isotope data have revealed evidence of expansion/contraction of mangroves during the Holocene (Amaral *et al.* 2006, Pessenda *et al.* 2008, Cohen *et al.* 2009, Smith *et al.* 2011, França *et al.* 2012, Guimarães *et al.* 2012, França *et al.* 2013a,b; França *et al.* 2016). Those mangrove variations have been attributed to the combination of post-glacial sea-level rise (Suguio *et al.* 1985, Martin *et al.* 1996, Angulo *et al.* 2008), tectonic subsidence (Rossetti *et al.* 2012) and changes in the rivers discharge as consequence of variations in rainfall (Bush and Colinvaux 1990, Bush *et al.*, 2007).

Therefore, the main goal of this investigation is to establish a relationship between the sea-level fluctuations, sedimentary depositional features and the mangrove dynamics on two coastal areas of the Doce River delta, southeastern Brazil. Thus, this work presents the integration of $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, total organic carbon (TOC), total nitrogen (N), C:N ratio, C:S ratio, facies analysis and pollen data, synchronized chronologically with seven samples of radiocarbon dating (^{14}C).

Modern settings

Study area and geological setting

The study site is located on two rivers mouths, Barra Seca river (sediment core MBN) and São Mateus river (sediment core LI-34; reviewed in this work; França *et al.* 2016), on the Doce River delta, State of Espírito Santo, southeastern Brazil (Figure 12). The Holocene sedimentary history in this sector is strongly controlled by the relative sea-level changes (RSL), fluvial supply and longshore transport. The formation of a barrier island/lagoonal system began about 7k yr BP (Suguio *et al.* 1982; Martin *et al.* 1996; Martin *et al.* 2003). The region is composed of a Miocene age plateau of Barreiras Formation continental deposits, whose surface is slightly sloping to the ocean. The area is characterized by the presence of many wide valleys with flat bottoms, resulting from Quaternary deposition of silty sediments (Martin *et al.* 1996). The study area is part of a larger area of tectonically stable Precambrian crystalline rocks. Four geomorphological units are recognized in the area: (1) a mountainous province, made up of Precambrian rocks, with a multidirectional rectangular dendritic drainage net; (2) a tableland area composed of Barreiras Formation constituted by sandstones,

conglomerates and mudstones attributed mainly to Neogene fluvial and alluvial fan deposits, but possibly including deposits originating from a coastal overlap associated with Neogene marine transgressions (Arai, 2006; Dominguez *et al.* 2009). The drainage catchment slopes gently down towards the sea; and (3) a coastal plain area, with fluvial, transitional and shallow marine sediments, which were deposited during RSL changes (Martin and Suguio, 1992) and (4) an inner continental shelf area (Asmus *et al.* 1971).

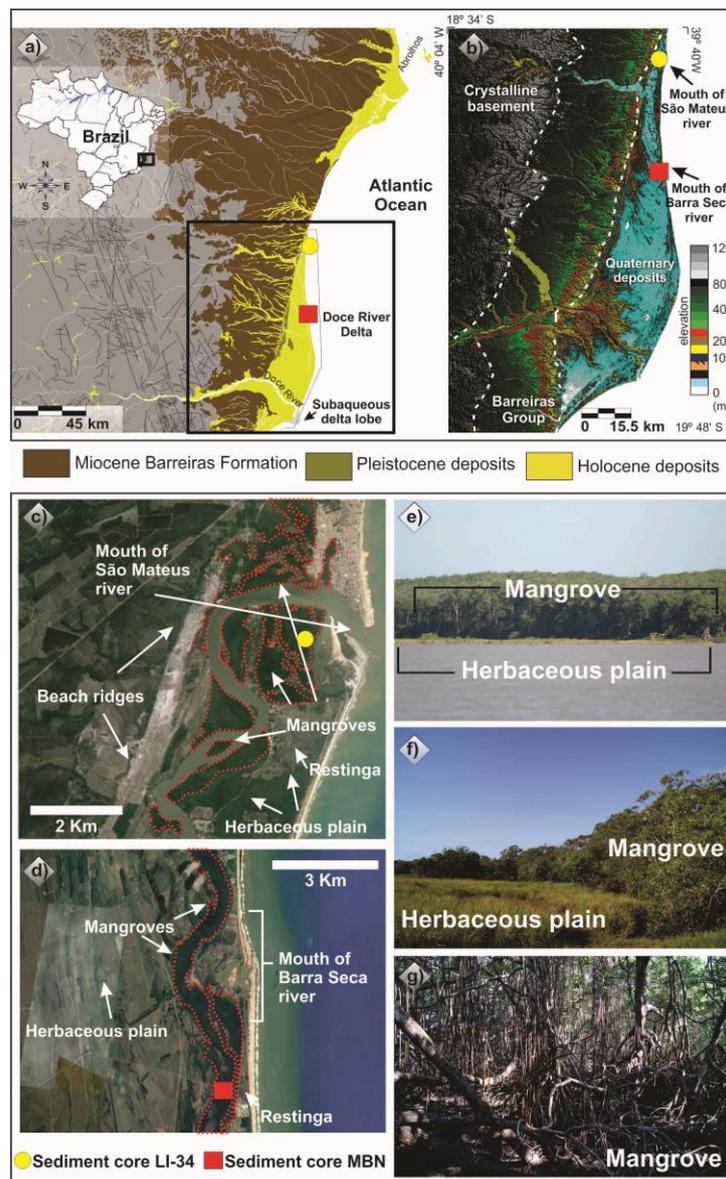


Figure 12 – Study area: a) Miocene Barreiras Formation, Pleistocene and Holocene deposits, and the Doce River delta; b) topographic profile obtained from the digital elevation model – SRTM, showing the differences between the topographic elevations of the Quaternary deposits, Barreiras Group and crystalline basement ; c) LI- 34 core location showing geomorphological features as beach ridges, , herbaceous plain, and mangrove vegetation developed in Holocene (Google Earth); d) MBN core location , , showing herbaceous plain, and mangrove developed in the Holocene (Google Earth); e) the

contact between mangrove and herbaceous vegetation in São Mateus river mouth; f) the contact between mangrove and herbaceous vegetation in Barra Seca river mouth; g) mangrove vegetation composed basically by *Rhizophora* e *Laguncularia* in MBN area .

Modern climate

The region is characterized by a warm and humid tropical climate (Peixoto *et al.* 1995), with annual precipitation averaging 1190 mm and average temperature ranges between 20° and 26° C. Precipitation generally occurs in the summer with a dry fall-winter season, controlled by the position of the Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ) and the position of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) (Carvalho *et al.* 2003). The area is entirely located within the South Atlantic trade winds belt (NE-E-SE) that is related to a local high-pressure cell and the periodic advance of the Atlantic Polar Front during the autumn and winter, generating SSE winds (Dominguez *et al.* 1992; Martin *et al.* 1998). The rainy season occurs between the months of November and January with a drier period between May and September.

Modern vegetation

Wetlands cover the largest part of area. The major part of the area is covered by 5-10 m tall, well developed mangrove vegetation. Important species are *Rhizophora mangle*, *Laguncularia racemosa* and *Avicennia germinans* is found in lying area such as channels, while *A. germinans* grows mainly on areas of greater elevation. The mangrove ecosystem is currently restricted to the northern littoral part of the Doce River delta (Bernini *et al.* 2006), including mouth of Barra Seca and São Mateus rivers. The sandy coastal plain is characterized by palm trees as well as orchids and bromeliads that grow on the trunks and branches of larger trees. *Ipomoea pes-caprae*, *Hancornia speciosa*, *Chrysobalanus icaco*, *Hirtella Americana* and *Cereus fernambucensis* are also found. Tropical rainforest occur naturally on the higher ground of the mainland, where the most representative plant families are Annonaceae, Fabaceae, Myrtaceae, Sapotaceae, Bignoniaceae, Lauraceae, Hippocrateaceae, Euphorbiaceae, and Apocynaceae (Peixoto and Gentry, 1990). The coastal plain between São Mateus river and Doce river also is characterized by forest pioneering freshwater species such as *Hypolytrum* sp., *Panicum* sp and also brackish/marine water species such as *Polygala cyparissias*, *Remiria*

maritima, *Typha* sp., *Cyperus* sp., *Montrichardia* sp., *Tapirira guianensis* and *Symphonia globulifera*. Herbaceous vegetation is also found on the sampling site, represented by Araceae, Cyperaceae and Poaceae with some trees and shrubs on edge of the plain.

Materials and methods

Field work and sampling processing

A LANDSAT image acquired on July 2011 was obtained from INPE (National Institute of Space Research, Brazil). A three-colour band composition (RGB 543) image was created and processed using the SPRING 3.6.03 image processing system to discriminate geological features. Topographic data were derived from SRTM-90 data, downloaded from USGS Seamless Data Distribution System (<http://srtm.usgs.gov/data/obtainingdata.html>). Imagem interpretation of elevation data was carried out using software Global Mapper 12. Imagens from Google Earth also used to observe geomorphological units.

The sediment cores MBN (4.95 m depth, S 18°58'31.3" / W 039°44'36.0" and 6 m elevation) and LI-34 (4 m depth, S 18° 36' 27.4"/ W 39° 44' 40.4" and 2 m elevation, reviewed in this work) were taken on mangrove floodplain mud (Figure 12), using a Russian Sampler (Cohen, 2003). This area is current southeastern wave-dominated coast and micro-tidal influence (Dominguez *et al.* 2009). The geographical position of the core was determined by GPS (Reference Datum: SAD69).

Facies description

The cores were submitted to X-ray in order to identify sedimentary structures and transported to Laboratory of Chemical Oceanography/UFGA, where the sediments grain size distribution analyzed by laser diffraction using a Laser Particle Size SHIMADZU SALD 2101 and the graphics were obtained using the Sysgran Program (Camargo, 1999). The sediment grain size distribution, following Wentworth (1922) with sand (2-0.0625 mm), silt (62.5-3.9 µm) and clay fraction (3.9-0.12 µm). Following the proposal of Harper (1984) and Walker (1992), facies analysis included description of color (Munsell Color, 2009), lithology, texture and structure. The sedimentary facies

ware codified following Miall (1978). The facies description for LI-34 sediment core (França *et al.* 2016) was reviewed in this work.

Palynological analysis

For pollen analysis 1.0 cm³ samples were taken at 10 cm intervals downcore. All samples were prepared using standard pollen analytical techniques including acetolysis (Faegri and Iversen, 1989). Sample residues were mounted on slides in a glycerin gelatin medium. Pollen and spores were identified by comparison with reference collections of about 4,000 Brazilian forest taxa and various pollen keys (Salgado-Laboriau, 1973; Absy, 1975; Markgraf and D'Antoni, 1978; Roubik and Moreno, 1991; Colinvaux *et al.* 1999) jointly with the reference collection of the Laboratory of Coastal Dynamics – Federal University of Pará and ¹⁴C Laboratory of the Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA/USP) to identify pollen grains and spores. A minimum of 300 pollen grains were counted for each sample. The total pollen sum excludes fern spores, algae, and foraminiferal tests. Pollen and spore data are presented in pollen diagrams as percentages of the total pollen sum. The taxa were grouped according to source: mangroves, trees and shrubs, palms and herbs and grasses pollen. The software TILIA and TILIAGRAPH were used for calculation and to plot the pollen diagram (Grimm, 1990). CONISS was used for cluster analysis of pollen taxa, permitting the zonation of the pollen diagram (Grimm, 1987).

Isotopic and chemical analysis

Samples (6-50 mg) were collected at 10 cm intervals from the sediment core. Sediments were treated with 2% HCl to eliminate carbonate, washed with distilled water until the pH reached 6, dried at 50°C, and finally homogenized. These samples were analyzed for total organic carbon, nitrogen and sulfur, carried out at the "Laboratório de Isótopos Estáveis" and "Laboratório de Ciclagem de Nutrientes" of the Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA/USP), analyzed in an ANCA SL2020 mass spectrometer and Sulfur Analyzer SC 144DR-LECO, respectively. The results are expressed as a percentage of dry weight, with analytical precision of 0.09% (TOC) and 0.07% (TN), respectively. The standard for Sulfur analysis was 0.031% (dry soil), from

0.028 to 0.034%. The ^{13}C and ^{15}N results are expressed as $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ with respect to VPDB standard and atmospheric air, using the following notation:

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

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

Where $R_{1\text{sample}}$ and $R_{2\text{standard}}$ are the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of the sample and standard, and $R_{3\text{sample}}$ and $R_{4\text{standard}}$ are the $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$, respectively. Analytical precision is $\pm 0.2\text{‰}$ (Pessenda *et al.* 2004). In order to describe and understand the source of organic matter were used the binary analysis between $\delta^{13}\text{C}$ vs. C/N (Lamb *et al.* 2006; Meyers, 2003; Wilson *et al.* 2005) and $\delta^{15}\text{N}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ (Fellerhoff *et al.* 2003; Peterson and Howarth, 1987), which shows greater results.

Surface samples sediment core were collected to verify the isotopic composition of modern organic matter to compare different isotopic signature between them. Leaves of the most representative trees of the study area were also sampled for isotopic $\delta^{13}\text{C}$ determination to define photosynthetic characteristics of regional vegetation. The application of carbon isotopes is based on the ^{13}C composition of C_3 (trees) and C_4 (grasses) plants and its preservation in SOM (sedimentary organic matter).

Radiocarbon dating

Based on stratigraphic discontinuities that suggest changes in the tidal inundation regime, seven bulk samples (10 g each) were selected for radiocarbon analysis. In order to avoid natural contamination by shell fragments, roots, seeds, etc., (e.g. Goh, 2006), the sediment samples were checked and physically cleaned under the stereomicroscope. The organic matter was chemically treated to remove the presence of a younger organic fraction and to eliminate adsorbed carbonates by placing the samples in 2% HCl at 60 °C for 4 hours, followed by a rinse with distilled water to neutralize the pH. The samples were dried at 50 °C. A detailed description of the chemical treatment for sediment samples can be found in Pessenda *et al.* (2010 and 2012). A chronologic framework for the sedimentary sequence was provided by conventional and accelerator

mass spectrometer (AMS) radiocarbon dating. Samples were analyzed at the ^{14}C Laboratory of CENA/USP, LACUFF (Fluminense Federal University) and at UGAMS (University of Georgia – Center for Applied Isotope Studies). Radiocarbon ages were normalized to a $\delta^{13}\text{C}$ of -25‰ VPDB and reported as calibrated years (cal yr BP) (2σ) using CALIB 7.1 (Stuiver *et al.* 2013 - <http://calib.org> – accessed 2018-5-22). The dates (Table 4) are reported in the text as the median of the range of calibrated ages based on IntCal13 (Reimer *et al.* 2013).

Results

Radiocarbon date

The dates, showed in Table 4, provide late-Holocene time control (range since ~2662 cal yr BP, MBN core) with age inversion observed between 1.5 and 0.5 m depth (LI-34 core), due to a bioturbation process, typically of mangrove ecosystem. From the cores, seven samples of 1 cm thickness were taken and dated by ^{14}C (Table 1). The dates also indicate that studied sediment deposits accumulated relatively continuously and are within the vertical accretion range of 0.45 to 20.07 mm/yr to the mangrove forest and tidal flat setting (e.g. Cahoon and Lynch, 1997; Bird, 1980; Spenceley, 1982; Behling *et al.* 2004; Cohen *et al.* 2005a; Cohen *et al.* 2008; Cohen *et al.* 2009; Guimarães *et al.* 2010; Vedel *et al.* 2006; Buso Jr. *et al.* 2013; Lorente *et al.* 2013; França *et al.* 2013b; França *et al.* 2016).

Table 4 – Sediment samples selected for Radiocarbon dating and results from MBN and LI-34 core (Doce River coastal plain) with cody site, laboratory number, depth, material, ages ^{14}C yr BP conventional, calibrated and median (using Calib 6.0; Reimer *et al.* 2013).

Core	Cody site and laboratory number	Depth (m)	Material	Ages (^{14}C yr BP, 1σ)	Ages (cal yr BP, 2σ deviation)	Median of age range (cal yr BP)	Reference
LI-34	LACUFF13021	0.60-0.64	Bulk sed.	338 ± 43	307-409	358	França <i>et al.</i> 2016
LI-34	LACUFF13022	1.35-1.40	Bulk sed.	195 ± 37	105-114	110	França <i>et al.</i> 2016
LI-34	UGAMS15848	2.60-2.63	Bulk sed.	1200 ± 25	1210-1227	1219	França <i>et al.</i> 2016
LI-34	UGAMS15849	3.72-3.75	Bulk sed.	1440 ± 25	1299-1375	1337	França <i>et al.</i> 2016
MBN	UGAMS21210	0.97-0.99	Bulk sed.	2160 ± 20	2067-2081	2074	This work
MBN	UGAMS21211	3.80-3.82	Bulk sed.	2300 ± 20	2214-2216	2215	This work
MBN	UGAMS21212	4.77-4.79	Bulk sed.	2500 ± 20	2659-2664	2662	This work

$\delta^{13}\text{C}$ values of modern vegetation

Thirty-two species of the most representative vegetation were collected at the study sites. The $\delta^{13}\text{C}$ values range between -30.10‰ and -11.48‰ and indicate a predominance of C₃ plants (Table 5). The contribution of C₄ plants to the $\delta^{13}\text{C}$ signal is restricted to the Poaceae (*Paspalum* and *Sporobolus virginicus*). Some species were characterized as CAM such as Cactaceae (*Cereus fernambucensis*) and Clusiaceae (*Clusia nemorosa*).

Table 5 – Species from the Doce River coastal plain and their $\delta^{13}\text{C}$ value.

Vegetation units	Division or Family	Species/genus	Growth form	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB)
Lake	Asparagaceae	Unidentified	Herb	-26.03
	Cannaceae	<i>Canna glauca</i>	Herb	-26.55
	Cyperaceae	<i>Eleocharis</i>	Herb	-27.08
	Fabaceae	<i>Dalbergia ecastaphyllum</i>	Shrub	-28.71
		<i>Senna sp.</i>	Shrub	-29.31
	Malpighiaceae	<i>Stigmaphyllon ciliatum</i>	Liana	-27.57
	Nymphaeaceae	<i>Nymphaea ampla</i>	Herb	-28.52
	Poaceae	<i>Paspalum</i>	Herb	-11.48
		Unidentified	Herb	-12.56
Mangrove	Thyphaceae	<i>Typha domingensis</i>	Herb	-29.39
	Combretaceae	<i>Laguncularia racemosa</i>	Tree	-27.39
		<i>Laguncularia racemosa</i>	Tree	-27.68
	Rhizophoraceae	<i>Rhizophora mangle</i>	Tree	-28.30
		<i>Rhizophora mangle</i>	Tree	-28.46
Restinga	Anacardiaceae	<i>Schinus terebinthifolia</i>	Shrub	-28.07
	Asteraceae	Unidentified	Herb	-26.42
	Boraginaceae	<i>Varronia curassavica</i>	Shrub	-30.10
	Cactaceae	<i>Cereus fernambucensis</i>	Shrub	-13.73
		<i>Cereus fernambucensis</i>	Shrub	-13.54
	Clusiaceae	<i>Clusia nemorosa</i>	Shrub	-15.42
		<i>Clusia nemorosa</i>	Shrub	-15.39
	Convolvulaceae	<i>Ipomoea imperati</i>	Herb	-24.74
		<i>Ipomoea pes-caprae</i>	Herb	-26.48
		<i>Ipomoea pes-caprae</i>	Herb	-26.53
	Fabaceae	<i>Stylosanthes guianensis</i>	Herb	-26.50
	Goodeniaceae	<i>Scaevola plumieri</i>	Shrub	-25.49
		<i>Scaevola plumieri</i>	Shrub	-24.97
	Myrtaceae	<i>Eugenia vernicosa</i>	Tree	-30.15
	<i>Eugenia vernicosa</i>	Tree	-29.99	
Nyctaginaceae	<i>Guapira pernambucensis</i>	Shrub	-27.45	
Poaceae	<i>Sporobolus virginicus</i>	Herb	-13.20	
Polygonaceae	<i>Coccoloba alnifolia</i>	Shrub	-28.04	

Facies, pollen description and isotopes values of the sediment cores

The sediment cores present mostly greenish gray or dark brown muddy and sandy silt sediments with a decrease in the sediment grain size upward. The cores are characterized by massive sand (facies Sm), sand with cross-lamination (facies Sc), parallel lamination sand (facies Sp), lenticular heterolithic bedding (facies Hl), wavy heterolithic bedding (facies Hw), flaser heterolithic bedding (facies Hf), parallel laminated mud (facies Mp) with convolute lamination. Additionally are present some bioturbation structures characterized by benthic tubes, plant remain, shells, root and root marks. The texture analysis and sedimentary description structures, associated with pollen records, isotopic data ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$), C:N and C:S values, allowed define three facies association that represent a typical tidal flat setting (Figure 13 and Figure 15), characterized by estuarine point bar (facies association A), tidal flat with mangrove/herbs vegetation (facies association B) and estuarine channel (facies association C).

Facies association A (estuarine point bar)

The facies association A only occurs in the MBN core between ~2662 and ~2215 cal yr BP (Figure 13). It mainly consists of lenticular heterolithic bedding (facies Hl) with basal sand cross-lamination (facies Sc) and parallel sand lamination (facies Sp). Close to the top of this facies association occurs inclined wavy and flaser heterolithic bedding, facies Hw and facies Hf, respectively with mud and organic matter deposition, which record a product of point-bar lateral accretion within a meandering creek with high suspended load draining tidal mudflats (Thomas *et al.* 1987). Upward thinning sand beds, abundant clay laminae to developing a tidal flat tendency with rippled sand fining upward to mud (Walker and James, 1992).

The pollen record is mainly represented by an increase of herbs ecological group (Figure 14a,b), such as Poaceae (15-60%), Cyperaceae (5-15%), Mimosa (2-5%), Asteraceae (2-4%), Borreria (<2%) and Convolvulaceae (<2%). Other ecological groups present a decrease. Trees and Shurs were mainly characterized by Fabaceae (2-24%), Euphorbiaceae (5-15%), Rubiaceae (5-10%), Apocynaceae (3-7%), Moraceae (2-7%) and Alchornea (~10%) close to the top of this facies association. Palms were mainly characterized by Areceae (5-55%). Ferns were between 2 and 35%. Furthermore,

mangroves were identified between 5 and 16%, mainly characterized by *Rhizophora* (3-6%), *Laguncularia* (5-16%) and *Avicennia* (<5%), respectively.

The $\delta^{13}\text{C}$ and C/N values oscillated between -27‰ and -17‰ ($\bar{x} = -23\text{‰}$), and 12 and 114 ($\bar{x} = 34$) along the 490 and 380 cm interval, respectively (Figure 13). The $\delta^{15}\text{N}$ record shows values between 2.8‰ and 9.3‰ ($\bar{x} = 6.2\text{‰}$). The C:S ratio results were between 0.38 and 5.18 ($\bar{x} = 2$).

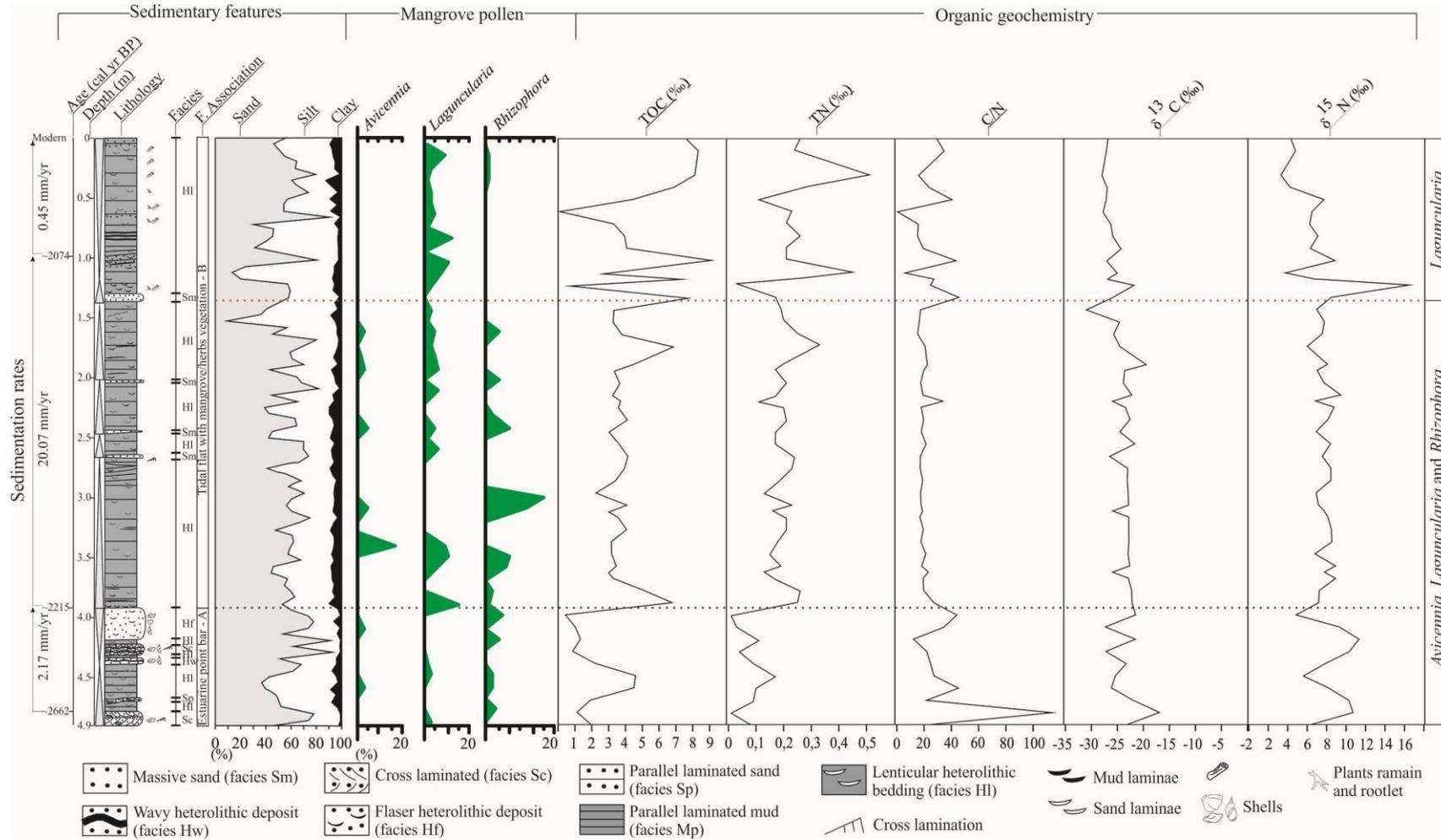


Figure 13 – Summary of the MBN sediment core, showing sedimentary features, pollen data and geochemical results.

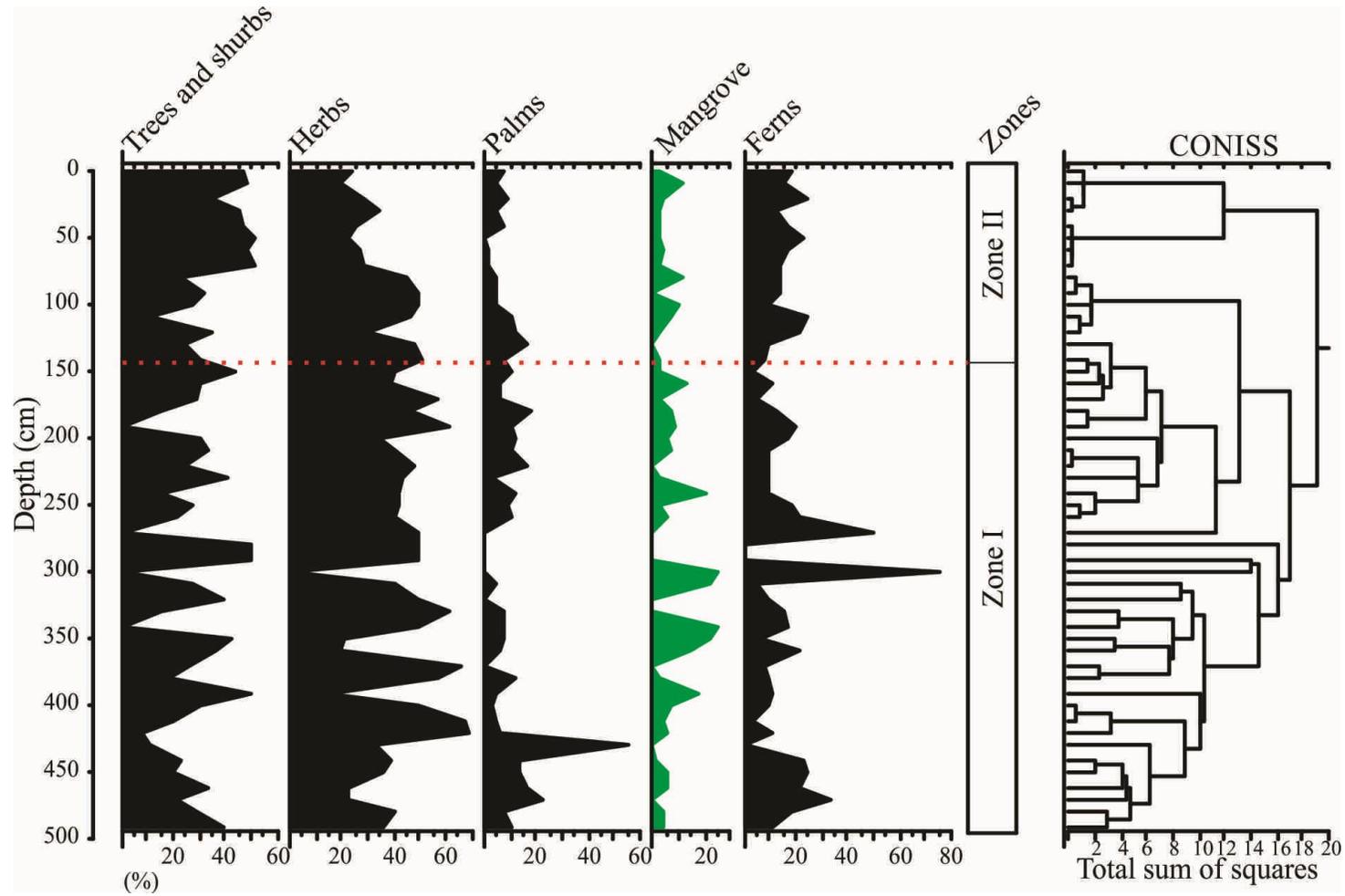


Figure 14a – Pollen diagram record for the MBN core with percentages of the ecological groups and zones.

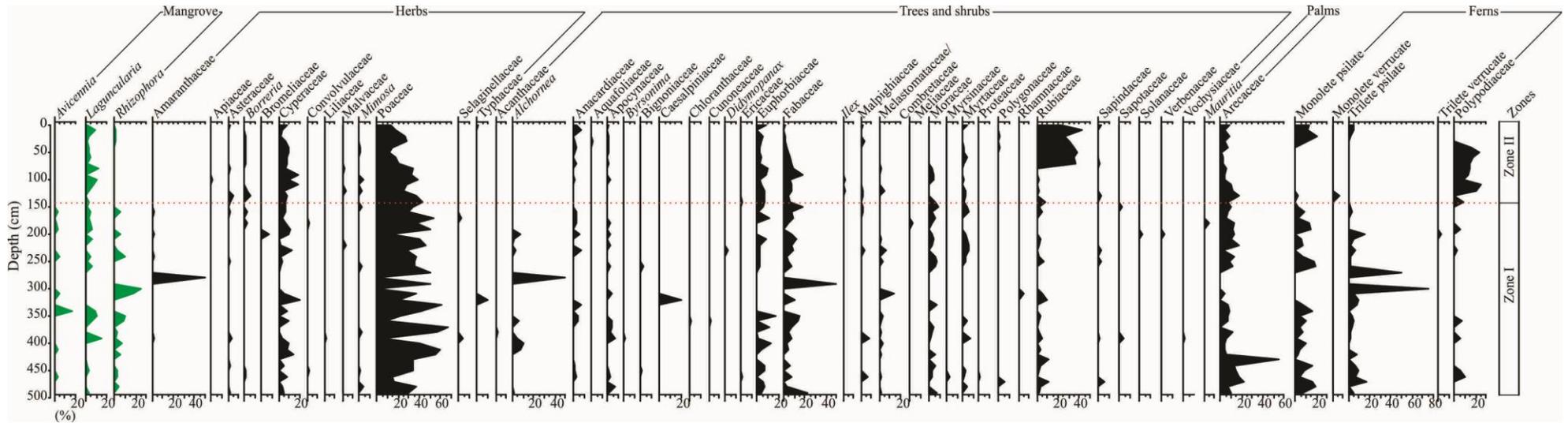


Figure 14b – Pollen diagram record MBN core with percentages of the most frequent pollen taxa, and zones.

Facies association B (tidal flat with mangrove/herbs vegetation)

This association was identified in core MBN from 370 cm depth to the surface (~2215 cal yr BP; Figure 13) and LI-34 from 370 cm depth to the surface (~1337 cal yr BP; Figure 15). The association facies B presents mainly mud with fine sand and very fine with lenticular heterolithic bedding (facies Hl), massive sand deposits (facies Sm), flaser bedding (facies Sf) and cross-lamination sand (facies Sc) and parallel laminated mud bedding (facies SMh). Additionally this deposit also consists of benthic tubes, shells fragments, root and root marks.

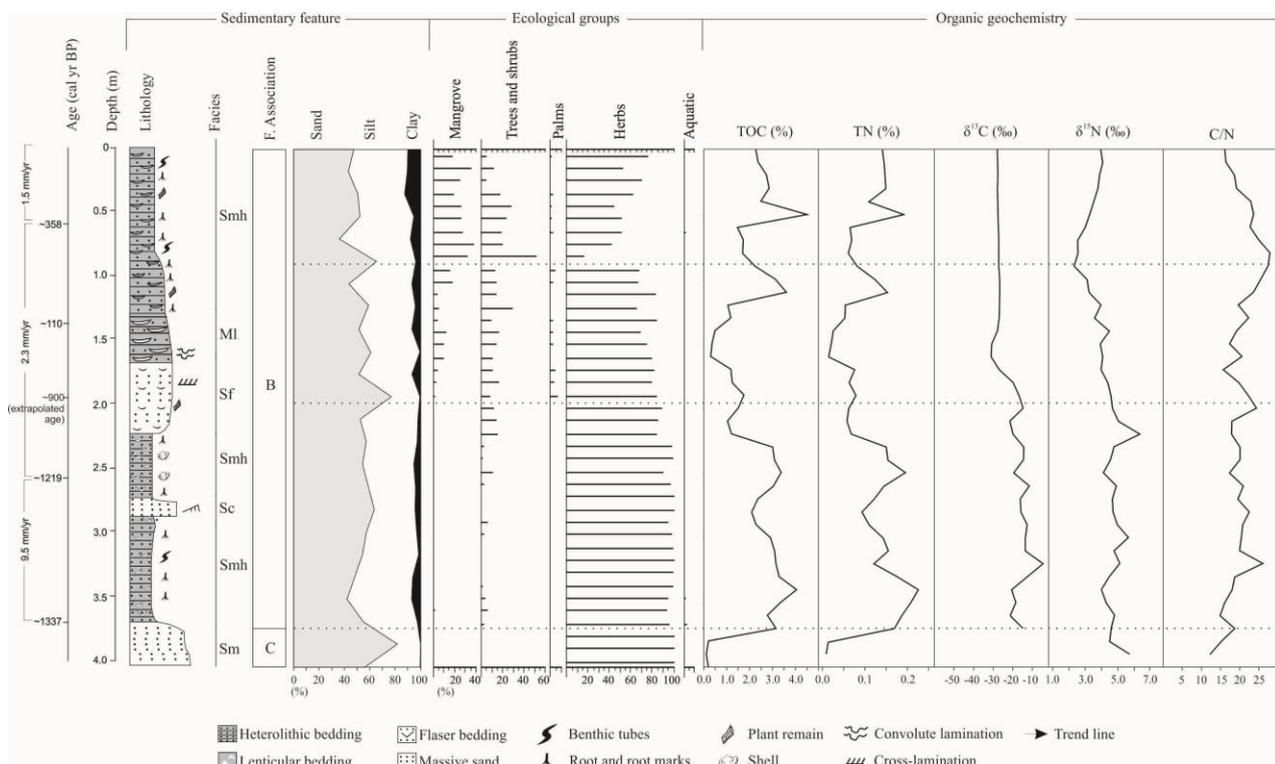


Figure 15 – Summary results for sediment core (LI-34): variation as a function of core depth showing chronological and lithological profile with sedimentary features and facies, pollen analysis with ecological groups and organic geochemical variables. Pollen data are presented in pollen diagrams as percentages of the total pollen sum.

The pollen assemblages of association B are initially dominated by herbaceous pollen, with presence of trees, shrubs and palms, further of mangrove presence, respectively (Figure 14a,b and Figure 16). The high presence of herbaceous pollen is characterized by Poaceae (7-70%), Cyperaceae (5-30%), Amaranthaceae (3-50%), *Borreria* (2-15%), Asteraceae (2-10%), *Sauvagesia* (4-8%), *Coccocycoselum/Declieuxia* (2-8%), *Smilax* (2-7%), Malvaceae (2-6%) followed by *Apium*, *Caperonia*, *Xyris* and

Zornia with low percentage (<4%). While tree and shrubs is mainly characterized by *Alchornea* (5-50%), Fabaceae (2-50%), Rubiaceae (2-45%), Euphorbiaceae (5-20%), Urticaceae/Moraceae (2-15%), Melastomataceae/Combretaceae (2-15%), *Mimosa* (2-8%), Malpighiaceae (5-7%), Apocynaceae (2-6%), *Cecropia* (2-6%), Myrtaceae (2-6%), Anacardiaceae (2-5%), followed by Croton, Meliaceae, and Sapindaceae with low percentage (<5%). Additionally, Aquatic pollen was identified, characterized by Utricularia (2-3%), and palms represented by Arecaceae (2-55%). The mangroves are characterized by *Avicennia*, *Laguncularia* and *Rhizophora* (MBN core; 4-25%), and *Avicennia* and *Rhizophora* (LI-34 core; 5-37%). Considering the sediment core MBN occurred a mangrove intra-species variation with a disappear of *Avicennia* and *Rhizophora* close to 150 cm, between ~2215 and ~2074 cal yr BP, and presence only *Laguncularia* until the surface since at least ~2662 cal yr BP, with a final low presence of *Rhizophora* (Figure 14b), apparently on the edge of the canal. On the other hand, the sediment core LI-34 shows *Rhizophora* since at least 900 yr BP (200 cm), and respectively *Avicennia* after 150 cm until the surface (Figure 16).

The $\delta^{13}\text{C}$ values exhibits values between -31‰ and -4‰ ($\bar{x} = -23.1\text{‰}$), with notorius enriched values during herbaceous high concentrations (LI-34; 370-180 cm depth), between 1337 cal yr BP until at least 900 yr BP. The $\delta^{15}\text{N}$ record shows values between 1.3‰ and 14.5‰ ($\bar{x} = 4.8\text{‰}$). The C:N ratio values were between 0.52 and 45.5 ($\bar{x} = 20.8$), and C:S ratio values (MBN core) were between 0.02 and 3.65 ($\bar{x} = 2.05$).

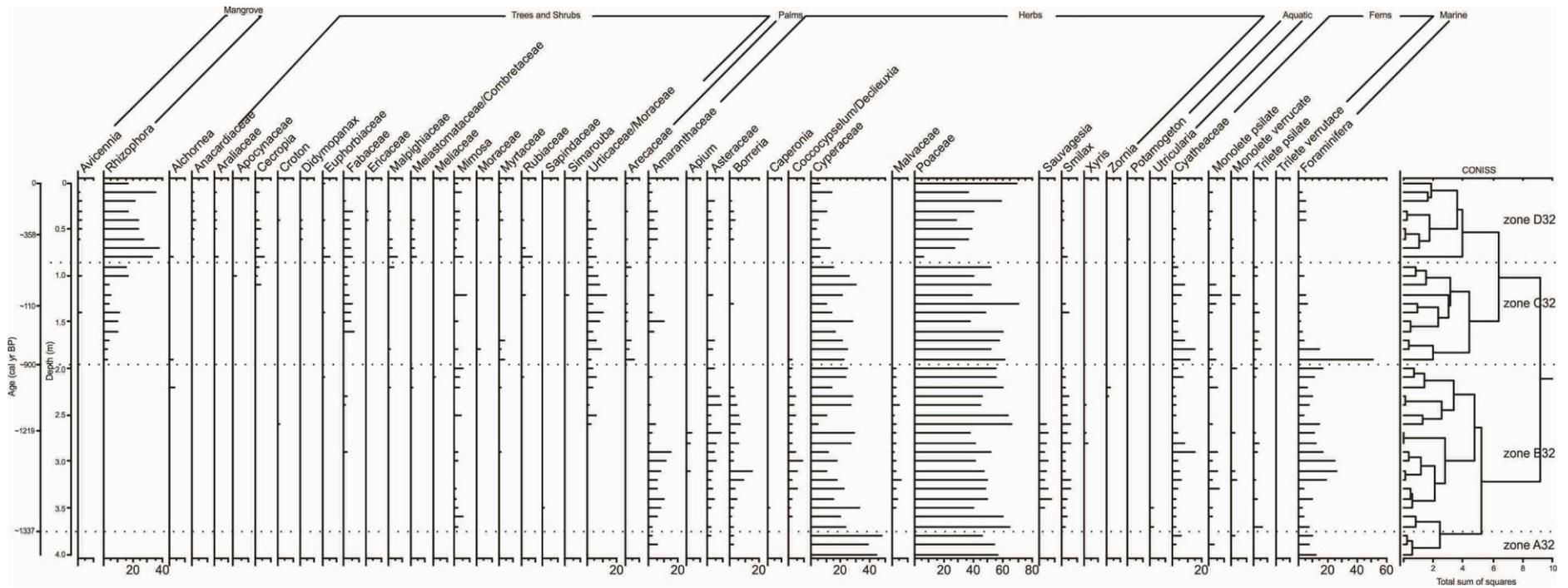


Figure 16 – Pollen diagram record LI-34 with percentages of the most frequent pollen taxa, samples age, zones and cluster analysis.

Facies association C (distal estuarine channel – inlet)

The facies association C occurs only in the base of the LI-34 sediment core until ~1337 cal yr BP (Figure 15), close to the mouth of the São Mateus river, apparently inlet between the estuary and the Atlantic Ocean, marking the inlet. It consists of massive sand packet (facies Sm) with fine to medium-grained sediments and shell fragments are present.

Based on the cluster analysis (Figure 16), this pollen record is represented to zone A32 (4.0-3.7 m, 3 samples). This zone is marked by dominance of herbs and grasses pollen (Fig. 3), mainly by Poaceae (45-55%), following by Cyperaceae (40-50%), Amaranthaceae (3-5%), Astereceae and Borreria (~3%).

The $\delta^{13}\text{C}$ values were between -32 and -28‰. The $\delta^{15}\text{N}$ results were from 4.4 to 5.7‰. The TOC results are relatively low (0.1-0.2%) at the bottom of the core, similarly to nitrogen (~0.01%). The C/N ratio results were between 12 and 15 (Figure 15).

Interpretation and discussion

The extracted data allowed a mangrove paleoenvironmental reconstruction during last ~2662 cal yr BP, suggesting three phases of development possibly linked to the relative sea level (RSL) and to the sedimentary features, due to the combined action of RSL fall and sedimentary supply during the late Holocene. The first phase between ~2662 and ~2215 cal yr BP, is mainly characterized by the beginning of mangrove on the point bar facies association. The second phase between ~2215 and ~2074 cal yr BP is marked by the development of mangrove colonized by *Avicennia*, *Laguncularia* and *Rhizophora* with respectively disappear of *Avicennia* and *Rhizophora* before ~2074 cal yr BP, 150 cm depth of the MBN sediment core. The third phase, since at least ~2074 cal yr BP is marked by *Laguncularia* development with apparently tidal plain stable conditions in the mouth of Barra Seca river and only beginning of mangrove in the mouth of São Mateus river after ~900 yr BP with *Rhizophora* initially, followed by *Avicennia*.

Phase 1 (~2662 to ~2215 cal yr BP)

This phase was marked by a sand and mud packet, followed by parallel laminated mud/sand with bioturbation structures. It was indicative of high and low

energy flow. These characteristics are consistent with alternating periods of erosion and deposition, as a type of channel successions (Allen 1982, McLaurin and Steel 2007).

The integration of sedimentary facies, pollen results, geochemical records and radiocarbon dates allowed the identification of the landscape with point bar mainly colonized on the edge by herbaceous plants and a mangrove characterized by *Avicennia*, *Laguncularia* and *Rhizophora* since at least ~2662 cal yr BP, behind of the late-Holocene beach ridges. It was resulted from combined action of sea-level drop registered since at least 5.5K cal yr BP (Angulo *et al.* 2006), associated with sedimentary supply together with the drainage basin (França *et al.* 2016), and channels migration. During this phase is possible to distinguish the organic matter source using $\delta^{13}\text{C}$ values and C:N ratio (Figure 17). Therefore, the organic matter was product of the mixing between C3 terrestrial plants and marine dissolved organic carbon-COD influence, confirming the greater marine influence in tidal channels and estuarine zones during ~2662 to ~2215 cal yr BP (Angulo *et al.* 2006).

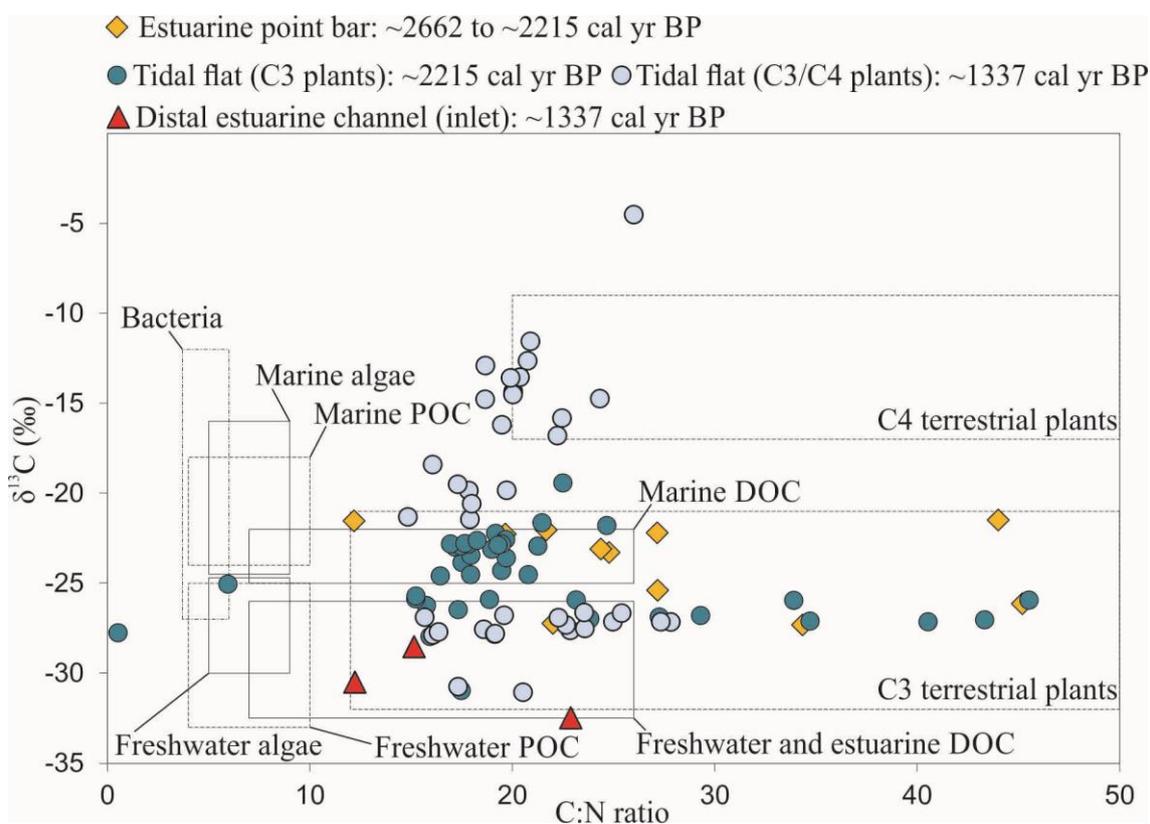


Figure 17 - Diagram illustrating the relationship between $\delta^{13}\text{C}$ and C:N ratio for the different sedimentary facies (estuarine point bar; tidal flat with C₃ and C₄ plants, and distal estuarine channel/inlet), with interpretation according to data presented by Lamb *et al.* (2006); Meyers (2003) and Wilson *et al.* (2005).

Phase 2 (~2215 and ~2074 cal yr BP)

This phase is marked by a transition between a point bar and the beginning of tidal flat initially colonized by herbaceous plants during ~2215 and ~2074 cal yr BP, with a mangrove succession, marked by relatively favorable conditions to mangrove development, with wave low-energy and low-current, sufficiently low to allow maintenance and growth of plants, characterized by *Avicennia*, *Rhizophora* and *Laguncularia*, however still with oscillation energy resulting on cross-lamination sand, inducing the migration of small sand ripples (Reineck and Singh, 1980). These results are also consistent with sedimentary feature mainly due to an increase of clay and silt sediments at the top of this phase, indicating low energy and high accumulation with sedimentation rates around 20 mm/yr, allowing a mangrove tidal flat facies association development with parallel laminated mud/sand deposit and bioturbation structures.

During this phase is possible to define an C_3 plants organic matter influence (-32‰ to -21‰; Deines, 1980), and still aquatic marine influence (Figure 17) with mean C:N ratio values around 19 (Figure 13; 380-150 cm depth MBN core). The $\delta^{15}N$ values between 4 and 7.4‰ ($\bar{x} = 5.8‰$) suggest an increase of mixture between terrestrial plants and aquatic organic matter (~5‰, Sukigara and Saino, 2005). The values of carbon and nitrogen are increasing (Figure 13), probably due to a mangrove increasing tendency.

During the final of this phase occurs a disappearance of *Avicennia* and *Rhizophora* around 2074 cal yr BP, and only presence of *Laguncularia*, probably due to a channel migration and the sea-level drop.

Phase 3 (since at least ~2074 cal yr BP)

This phase is marked by favorable conditions to mangrove development on the tidal flat close to the mouth of the Barra Seca river with *Laguncularia* genus (MBN core), since at least 2074 cal yr BP. The sediment was characterized by lenticular heterolithic bedding (facies HI) and a tendency of sand deposition toward to the top with plants remain and rootlet. Considering the region of the mouth São Mateus river mouth (LI-34 core) this phase was marked by sand deposition, typically characterized by a distal estuarine channel, such as the inlet between the Atlantic ocean and the river until at least 1337 cal yr BP, with mainly herbaceous plants on the edge of the estuarine region. However, due to the sea level drop (Angulo *et al.*, 2006) associated to the

favorable conditions to the low-energy, which consequently was favorable to the beginning of mangrove around 900 yr BP (extrapolated age), characterized by *Rhizophora* and *Avicennia*, respectively.

The tidal flat close to the mouth of the Barra Seca river was characterized by C₃ terrestrial plants and a mixture between freshwater/estuarine dissolved organic carbon (DOC), probably due to marine influence and mangrove colonization. On the tidal flat of the São Mateus river, the organic matter source was initially characterized by also freshwater and estuarine DOC (~1337 cal yr BP). However, after this period the organic matter source was characterized by C₄ terrestrial plants and during the 900 yr BP by C₃ terrestrial plants, and freshwater and estuarine DOC with the development of the mangrove ecosystem currently.

Mangrove dynamics, RSL and sedimentary process on the Doce River Delta

The data of this work suggest a beginning of mangrove since at least ~2662 cal yr BP on the tidal flat behind of the currently beach ridges, which has been linked with the RSL drop and with the sedimentary process. During the mid-Holocene, tidal flats positioned on topographically high terrains along the edge of a lagoon sheltered by beach ridges also were occupied by mangroves (França *et al.* 2013). However, during the last ~6350 cal yr BP, the RSL fall and the higher discharge of fluvial sediment would have promoted a coastal progradation (França *et al.* 2016).

Therefore, according to the radiocarbon chronology data from other investigations about mangroves dynamics of the Doce River Delta it has been linked to the combined action of RSL fall and sedimentary supply during the mid- to late-Holocene (Buso-Junior *et al.* 2013a; França *et al.* 2013; Lorente *et al.* 2013), because during this period the mangrove ecosystem was in topographically higher positions between 5 and 10 m, migrating to the current study area after ~2662 and ~900 cal yr BP, due to the sea-level drop and the low energy which resulted flaser laminated heterolithic, lenticular heterolithic muddy silt and parallel laminated mud/sand with a mangrove presence.

After ~400 cal yr BP to the present occurs a muddy sedimentation with parallel laminated mud/sand biotubated, probably due to a low energy of sediment transport which allowed a development of mangrove ecosystem with a freshwater/marine and

terrestrial organic matter influence, according to the diagram binary of $\delta^{13}\text{C}$ vs. C:N ratio (Figures 15 and 17).

According to Martin *et al.* (2003), during the late Holocene has been showed a fast rise occurred around 3700 cal yr BP with a maximum of 3.5 ± 0.5 m above the present sea level RSL, followed by a steady and slow decrease between ~3500 and ~2800 cal yr BP. At ~2800 cal yr BP, sea level fell quickly, falling below the current level by ~2600 cal yr BP. Around 2300 cal yr BP, RSL began to rise, reaching 2.3 ± 0.5 m above the present level by 2100 cal yr BP. After 2100 cal yr BP RSL fell steadily to its current position, with subsequent fall to the present time as also proposed by Angulo *et al.* (2006).

Along the coast of southeastern Brazil, the RSL fluctuations led to the formation of numerous lagoons (Sallun *et al.* 2012) colonized by mangrove (França *et al.* 2013). In this context, this information is relevant to this work because the sedimentary features reveal a facies association typically of point bar and distal estuarine channel (inlet), followed by low energy flow and a more sheltered region of wave action colonized by mangrove, typically of the tidal plain system depositional (Thom, 1982; Woodroffe, 1992; Masselink and Gehrels, 2015), probably due to a RSL fall according to Martin *et al.* (2003) and Angulo *et al.* (2006).

Therefore, changes in the RSL and sedimentary supply during the Holocene are important processes that influenced not only the relative position of the shoreline, but also the characteristics of coastal stratigraphic systems and vegetation dynamics (Barth *et al.* 2006; Buso Jr. *et al.* 2013; Cohen *et al.* 2005a,b, 2012; França *et al.* 2012, 2013a,b; Guimarães *et al.* 2012; Pessenda *et al.* 2012; Scheel-Ybert, 2000; Smith *et al.* 2012). Probably, during the last millennium, the RSL changes along the southeastern Brazilian littoral must be the main driving force controlling the sediment dynamic and the mangrove ecosystem distribution.

Mangrove interspecific replacement

Conclusions

The data of this work shows the response of the coastal ecosystem to environmental change during the late-Holocene, introducing changes in the sediment dynamics and the type of vegetation, as well as organic matter influence that may be

related to the sea-level fluctuations and to the sedimentary process. The sedimentary process was a response to the changes in the energy flow in this ecosystem. Thus, during ~2662 and ~1337 cal yr BP occurs an indicative of high and low energy flow, while the fining upward record, probably due to a marine action. After ~2074 cal yr BP and 900 yr BP occurs the development of environment with pulses of energy with muddy sediments and further development of the mangrove. Therefore, the geomorphologic and vegetation evolution is in agreement with the subsequent RSL fall during the late Holocene to the present time.

Acknowledgements

We would like to thank the members of the Laboratory of Coastal Dynamics (LADIC-UFGA), Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA-USP), Vale Natural Reserve (Linhares, ES) and the students from Laboratory of Chemical-Oceanography (UFGA) for their support. This study was financed by FAPESP (03615-5/2007 and 00995-7/11).

7 A SUBSTITUIÇÃO INTERESPEFÍCICA NOS MANGUEZAIS DO DELTA DO RIO DOCE

A grande variabilidade de condições de um sistema ecológico constitui fatores determinantes no processo de colonização e distribuição espacial de áreas de manguezal. Os manguezais são altamente resistentes aos fatores físico-químicos, que podem levar a morte de espécies terrestres (Tomlinson, 1986). Essa resistência está associada a evolução de mecanismos morfofisiológicos e bioquímicos, que podem facilitar sua germinação e desenvolvimento, permitindo uma elevada taxa de produtividade (Barr *et al.* 2009; Poop *et al.* 1985; Naidoo *et al.* 2002; 2011). Destaca-se, em relação aos mecanismos de resistência, uma elevada tolerância a salinidade.

A elevada salinidade do ambiente, é fator pré-determinante ao desenvolvimento de manguezais, visto que estes se estabelecem em regiões de intermaré, onde a concentração salina é elevada (Libes, 2009). Entretanto, a vegetação de mangue apresenta respostas distintas a variação da salinidade. Isso quer dizer que algumas espécies e gêneros são mais resistentes a variação da salinidade do que outros, por exemplo, quando comparamos os gêneros *Avicennia* e *Rhizophora*, sendo este último mais sensível ao aumento da salinidade. Essa diferença pode ser observada até mesmo entre diferentes espécies do mesmo gênero, à exemplo a espécie *Rhizophora apiculata* Blume sendo mais sensível que *Rhizophora stylosa* Griff (Ball *et al.* 1997).

A resistência ao estresse causado pela variação de salinidade pode ser associada ao fluxo hidrodinâmico. Em períodos de escassez, o tecido vegetal das espécies de mangue permite uma melhor gestão hídrica no interior das células. Entretanto, pode haver o acúmulo de íons pelo aumento da salinidade ocasionando o estresse pela formação de compostos oxidativos (Prisco, Gomes Filho, 2010; Tomlinson, 1986). Este quadro afeta a fotossíntese do organismo e, indiretamente, o incremento de biomassa, além de dificultar o desempenho de organelas essenciais ao crescimento e reprodução dos indivíduos, efeito este que pode ser observado em alguns gêneros de *Avicennia* (Naidoo, *et al.* 2011). Em contrapartida, o aumento da salinidade pode ser determinante para a maior produção de clorofila **a** e **b** em *Laguncularia racemosa* (Sobrado, 2005), conferindo-lhe maior resistência a condições adversas e elevando seu potencial de colonização. É importante ressaltar que *Laguncularia e*

Avicennia são adaptadas, diferentemente de *Rhizophora*, a condições de hipersalinidade, sendo que a *Avicennia*, em termos de reprodução, necessita de condições salinas, em período restrito, mais brandas para a germinação do que demanda a *Laguncularia* (Oliveira & Andrade, submetido a), o que torna esta última mais apta ao desenvolvimento em meio a heterogeneidade de condições espaciais e temporais de disponibilidade de água e salinidade, ou seja, sua maior plasticidade (Oliveira, 2005, Tomlinson, 1986). Esses aspectos ligados ao desenvolvimento da *Laguncularia racemosa* permitem que a mesma se introduza em um sistema como uma espécie pioneira. Neste sistema, a mesma atuará como facilitadora no processo de colonização por outras espécies de mangue por este gênero possuir papéis ecológicos como manutenção da umidade e redução da temperatura do solo (Oliveira, 2005).

A partir da análise geoquímica dos sedimentos coletados, granulometria, datação de C^{14} e considerações supracitadas, observou-se que durante o final da segunda fase há o desaparecimento de *Avicennia* e *Rhizophora* por volta de 2074 anos cal. A.P., restando apenas a presença de *Laguncularia* na área próxima a desembocadura do rio Barra Seca. Infere-se que isto ocorreu, possivelmente em função da migração do canal e à queda do nível do mar. Com o deslocamento do fluxo fluvial, mudanças no aporte continental geraram sucessivas alterações na salinidade na área estudada desestabilizando assim o sistema. Segundo Kathiresan e Thangam (1990), flutuações na salinidade do ambiente possui um efeito mais relevantes que uma hipersalinidade constante. Uma vez que o bosque de mangue esteja estabelecido, sucessivas modificações na salinidade podem levar a morte de indivíduos adultos por possuir menor plasticidade que as plântulas. Este efeito foi observado em situações onde houve alterações na dinâmica de inundação provocadas por mudanças na desembocadura de um rio (Tognella *et al.* 2007). É possível perceber no perfil sedimentar que o sistema estudado apresentou alta energia em diversos períodos, devido a presença de laminações de areia desde a base em direção ao topo do testemunho, possivelmente gerando flutuações na salinidade do ambiente. Estas variações teriam gerado o desaparecimento dos gêneros de *Avicennia* e *Rhizophora* da região próxima a desembocadura do rio Barra Seca. No entanto, representantes do gênero *Laguncularia*, por ser a espécie pioneira do mangue, de grande plasticidade, sobreviveu a estas perturbações na salinidade do meio. Na porção superior do testemunho MBN, referente a fase 3, não foram observados pulsos de deposição arenosa, o que indica uma possível estabilização

no sistema, o que juntamente com a descida do nível do mar, e uma maior influência continental diminuiu a salinidade do ambiente, e permitiu o reaparecimento de indivíduos do gênero *Rhizophora*.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho reuniu dados referentes a sedimentologia, dados isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$), elementares da razão C:N e C:S, palinologia, somados a datação de ^{14}C , análises geomorfológicas e caracterização de vegetação baseadas em sensoriamento remoto. Os testemunhos sedimentares estudados foram coletados dentro dos manguezais da foz dos rios Barra Nova e São Mateus, localizados na planície costeira do rio Doce, próximos à cidade de São Mateus.

A integração dos dados obtidos proporcionou a interpretação paleoambiental de um sistema estuarino com influência fluvio-marina dentro de um contexto de descida/estabilização do nível do mar, associado a um aporte de matéria orgânica típica de uma mistura entre aquático e terrestre, assim como marinho e estuarino.

Os manguezais estão presentes nessa região desde pelo menos ~2662 anos cal AP, período que coincide com o modelo de descida de NRM estabelecido por Angulo *et al.* (2006). Assim, o contexto de descida do NRM associado com mudanças definidas por processos internos ao sistema, forneceu condições ideais para o estabelecimento e respectiva expansão dos manguezais na região. Além disso, existem evidências sedimentares suficientes que sugerem o desenvolvimento de um sistema controlado também por processos autogênicos de sucessão e migração de canal, ideia está reforçada pela presença de peleocanais existentes na na foz do rio Barra Seca, assim como de processos alogênicos, controlados pelas flutuações do nível relativo do mar.

REFERÊNCIAS

- Absy M.L., Cleef A., Fournier M., Martin L., Servant M., Sifeddine A., Silva M. F. da, Soubies F., Suguio K., Turcq B., Van Der Hammen T.H., 1991. Mise en evidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60,000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **312** (Serie II): 673–678.
- Albino J., Girard I. G., Gascimento K. A. 2006. *Espirito Santo: erosão e progradação do litoral Brasileiro*. Brasília, DF, MMA, p. 229-264.
- Amaral P.G.C., Ledru M.P., Branco F.R., Giannini P.C.F. 2006. Late Holocene development of a mangrove ecosystem in southeastern Brazil (Itanhaém, state of São Paulo). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **241**(3): 608–620.
- Angulo R.J., Lessa G.C., Souza M.C. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level 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.* **6**, 1–6.
- Asmus H. E., Gomes J. B., Pereira A. C. B. 1971. Integração geológica regional da Bacia do Espírito Santo *In*: SBG, 25º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, v. 3, p. 235-254.
- Barberi M., Salgado-Labouriau M.L., Suguio K., 2000. Paleovegetation and Paleoclimate of "Vereda de Água Emendadas", central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Amsterdam, **13**: 241-254.
- Barth O.M., São-Thiago L.E.U., Barros M.A. 2006. Paleoenvironment interpretation of a 1,760 years B.P. old sediment in a mangrove area of the Bay of Guanabara, using pollen analysis - *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **78** (2): 227-229.
- Bandeira Jr. A N., Petri S. e Suguio K. 1975. Projeto rio Doce (Relatório Final). CENPES/ Petrobrás (203 p.)
- Behling H, da Costa M.L. 2000. Holocene Environmental Changes from the Rio Curuá Record in the Caxiuanã Region, Eastern Amazon Basin. *Quaternary Research* **53**:369–377.
- Behling H., Costa M.L. 2001. Holocene Vegetation and Coastal Environmental Changes from Lago Crispim in Northeastern Pará State, Northern Brazil. *Rev. Palaeobot. Palynol.* **114**:145-155.
- Behling H., Cohen M.L, Lara R. 2004. Late holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany* **13**: 73–80.
- Bernini E.S.M.A., Carmo T.M., Cuzzuol G.R.F. 2006. Composição química do sedimento e de folhas das espécies do manguezal do estuário do rio São Mateus, Espírito Santo, Brasil. *Rev Bras Bot.* v. **29**: 686- 699.

- Bittencourt A.C.S.P., Martin L., Vilas-Boas G.S., Flexor J.M. 1979. Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia (Brazil) - SBG, *Simpósio Internacional sobre Evolução Costeira no Quaternário*, Atas, p. 232 – 253.
- Blasco F. 1984. Mangrove evolution and palinology. *In: Snedaker S.C. & Snedaker J.G. (Eds). The mangrove ecosystem: research methods*. United Kingdom, UNESCO, p. 36-49.
- Blasco F., Saenger P., Janodet E., 1996. Mangrove as indicators of coastal change. *Catena* **27**: 167–178.
- Boutton T.W. 1991. Stable carbon isotopes ratios of natural materials. II. Atmospheric, terrestrial, marine and freshwater environmental. - Coleman, D.C.; Fry, B. (Ed.). *Carbon isotopes techniques*. New York, Academic Press. p.155-171.
- Boutton T. W. 1996. Stable carbon isotope ratios of soils organic matter and their use indicators of vegetation and climate change. *In: Boutton T.W., Yamasaki S.I. (ed.). Mass spectrometry of soils*. New York, Marcel Dekker. p. 47-82.
- Bradley & S., 1999. *Paleoclimatology reconstruction climates of the Quaternary. Harcourt*". San Diego (USA), Academic Press. p. 613.
- Broecker W.S. 2003. Radiocarbon. - Turekian K. K.; Holland H. D. (Ed.). *Treatise on geochemistry*. San Diego. *Elsevier*. v. **4**, p. 245-260.
- Buso Jr., A.A., 2010. *Dinâmica ambiental holocênica (vegetação, clima e nível relativo marinho) baseada em estudos interdisciplinares de alta resolução, no litoral norte do estado do Espírito Santo*. Piracicaba (USP). p. 190.
- Buso JR A.A, Pessenda L.C.R., Oliveira P.E.O., Giannini P.C.F., Cohen M.C.L., Ribeiro C.V., Oliveira S.M.B., Favaro D.I.T., Rossetti D.F., Lorente F.L., Borotti Filho M.A., Schiavo J.A., Bendassolli J.A., França M.C., Guimaraes J.T.F., Siqueira G.S. 2013a. Late Pleistocene and Holocene Vegetation, Climate Dynamics, and Amazonian taxa in the Atlantic Rainforest of Linhares, Southeastern Brazil. *Radiocarbon*, v. **55**, p.1747-1762.
- Bush M.B., Colinvaux P.A., 1990. A long record of climatic and vegetation change in lowland Panamá. *Journal of Vegetation Science*, Uppsala, v. **1**, p. 105-118.
- Cahoon D.R, Lynch J.C. 1997. Vertical accretion and shallow subsidence in a mangrove forest of southwestern Florida, U.S.A. *Mangroves and Salt Marshes* **1**:173–186.
- Camargo M.G. 2006. SYSGRAN para Windows: Sistema de análises granulométricas. www.cem.ufpr.br (acessado 25.04.2018)
- Carvalho P.E.R. 2003. *Espécies arbóreas brasileiras*. Brasília, DF: Embrapa, v. **1**. 1039p.
- 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*, **28**:455–466.

- Coulinvaux P., De Oliveira P.E. & Patiño J.E.M. 1999. Amazon Pollen Manual and Atlas/Manual e Atlas Palinológico da Amazônia. Amsterdam, *Harwood Academic Publishers*, 332 p.
- Coelho L.G., Barth O.M., Chaves H.A.F. 2000. Palynological records of environmental changes in Guaratiba mangrove area, Southeast Brazil, in the last 6,000 years B.P. *Pesquisas em Geociências*, **29**(1):71–79.
- Cohen M.C.L., Lara R.J. 2003. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazônia: application of GIS and remote sensing techniques. *Wetlands Ecology and Management*, **11**:223-231.
- Cohen M.C.L., Souza Filho P.W., Lara R.L., Behling H., Angulo R., 2005a. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management* **13**: 433–443.
- Cohen M.C.L., Behling H., Lara R.J., 2005b. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: the relative sea-level and the little Ice Age. *Review Palaeobotany Palynology* **136**: 93–108.
- Cohen M.C.L., Lara R.J., Smith C.B., Angélica R.S., Dias B.S., Pequeno T. 2008. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years. *Catena* **76**: 70-77.
- Cohen M.C.L., Behling H., Lara R.J., Smith C.B., Matos H.R.S., Vedel V. 2009a. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany*, p. 10-20.
- Cohen M. C. L., Guimarães J. T. F., França M., Lara R. J. Behling, H. 2009b. Tannin as an indicator of paleomangrove in sediment cores from Amapá, Northern Brazil. *Wetlan. Ecol. and Manag.*, v. **17**, p. 145-155.
- Cohen M. C. L., Pessenda L.C.R., Behling H., Rossett I D.F., França M.C., Guimarães J.T.F., Friaes Y.S., Smith C.B. 2012. Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. *Quat. Scn. Rev.*, **55**: 50-58.
- Cohen M.C.L., França M.C., Rossetti D.F., Pessenda L.C.R., Giannini P.C.F., Lorente F.L., Buso Jr. A.A., Castro D., Macário K., 2014. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. *Palaeogeogr.. Palaeoclimatol.. Palaeoecol.* **415c**. 48–58.
- Cruz Jr F.W., Burns S.J., Karmann I., Sharp W.D., Vuille M., Ferrari J.A. 2006a. A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the late pleistocene. *Quat. Scn. Rev.* **25** (21– 22): 2749–2761.
- De Boni L.A.B., Goldani E., 2007. Introdução Classica à Química. *Grupo Tchê Química*. Rio de Janeiro. Consultoria educacional LTDA.

Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., Leão Z.M.A.N., Azevedo A.E.G., 1990. Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências* **20**, 208–215.

Dominguez J.M.L., 2009. The Coastal Zone of Brazil, in: Dillenburg, S. R., Hesp, P. A. (Eds.), *Geology and geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 17–51.

Ehleringer J.R.; Sage R.F.; Flanagan L.B.; Pearcy R.W. 1991. Climate change and the evolution of C4 photosynthesis. *Trends in Ecology and Evolution*, v.6, p.95-99.

Erdtman G. 1960. The acetolysis method. A revised description. *Svensk Bot. Tidskr.*, **54**: 561–564.

Fægri K., Inversen J., 1989. *Textbook of Pollen analysis*. New York: John Wiley, p. 486.

Ferrazzo M., Bauermann S.G., Leipnitz I.I. 2008. Palinomorfos não polínicos provenientes de depósitos quaternários do delta do Rio Doce, Espírito Santo, Brasil. Parte 1. *Gaea – Journal of Geoscience*, São Leopoldo, v.4,n.2,p. 78-87.

Feltre R., 2004. *Química Geral*. Vol. 2. 6ª ed. Moderna. São Paulo.

Fellerhoff C., Voss M., Wantzen K.M., 2003. Stable carbon and nitrogen isotope signatures of decomposing tropical macrophytes. *Aquat. Ecol.* **37**, 361–375.

Fontes N.A., 2015. Os efeitos da subida do nível do mar sobre os manguezais do litoral sul da Bahia durante o Holoceno. *Geol. And Geoqui.* PPGG - UFPA (Tese). p. 80.

Francisquini M.I.; Lima C.M.; Pessenda L.C.R.; Rossetti D.F.; França M.C.; Cohen M.C.L. 2014. Relation between carbon isotopes of plants and soil on Marajo Island, a large tropical island: implications for interpretation of modern and past vegetation dynamics in the Amazon region. *Paleogeogr., paleoclimatol. Paleoecol.*, Amsterdam, v.415,p.91-104.

França M.C., Francisquini M.I., Marcelo C.L.C., Pessenda L.C.R., Rossetti D.F., Guimaraes J.T.F., Smith C.B. 2012. The last mangroves in Marajó Island - Eastern Amazon: Climate and/or Relative Sea-Level Changes Impacts. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. **187**, p. 50-68.

França M.C., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Rossetti D.F., Lorente F.L., Buso-Junior A.A., Guimarães J.T.F., Friaes Y., 2013. Mangrove dynamics in response to sea-level changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. *Catena*.

França M.C., Alves I.C.C., Castro D.F., Cohen M.C.L., Rossetti D.F., Pessenda, L.C.R., Lorente F.L., Fontes N.A., Buso Jr. A.A., Giannini P.C.F., Francisquini M.I.da. 2015. 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, Elsevier*, 155- 166 p.

- França M.C., Alves I.C.C., Cohen M.C.L., Rosseti D.F., Pessenda L.C.R., Giannini P.C.F., Lorente F.L., Buso JR., 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)*, v. **26**, p. 1733-1749.
- Freitas H.A.; Pessenda L.C.R.; Aravena, R.; Gouveia S.E.M.; Ribeiro A.S.; Boulet R. 2001. Late Quaternary vegetation dynamics in the Southern Amazon Basin inferred from carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Res.*, **55**: 39-46.
- Garbin M.L., Saiter F.Z., Carrijo T.T. & Peixoto, A.L. 2017. Breve histórico e classificação da vegetação capixaba. *Rodriguésia* **68**: 1883-1894.
- Giri C., Long J., Tieszen L., 2011a. Mapping and monitoring Louisiana's mangroves in the aftermath of the 2010 Gulf of Mexico oil spill. *J. Coast. Res.* **27**, 1059e1064.
- Goh K.M. 2006. Removal of contaminants to improve the reliability of Radiocarbon dates of peats. *Journal of Soil Science* **29**, 340—349.
- Guimarães J.T.F, Cohen M.C.L, França M.C, Lara R.J, Behling H. 2010. Model of wetland development of the Amapá coast during the late Holocene. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **82**:451–465.
- Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., França 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)*, v. **22**, p. 359-370.
- Grimm E.C., 1987. CONISS: A Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & Geoscience*, **13**: 13-35.
- Grimm E.C. 1990. TILIA and TILIAGRAPH: PC spreadsheet and graphic software for pollen data. INQUA Subcommission on Data-Handling Methods. *Newsletter* **4**:5–7.
- Harari Z. 1996. Ground-penetrating radar (GPR) for imaging stratigraphic features and groundwater in sand dunes. *Journal of Applied Geophysics*, **36**(1): 43-52.
- Harper C.W., 1984. Improved methods of facies sequence analysis. In: Walker, R.G. (Ed.), *Facies Models*, 2nd ed. *Geological Association of Canada*, Ontario, Canada, pp. 11–13.
- Hanson K., Maul G. 1989. Analysis of the historical meteorological record at Key West, Florida (1851-1986) for evidence of trace gas induced climate change - Maul, G. (ed.) *Implication of climatic changes in the wider Caribbean Region. Unep/IOC regional task team report*, p. 63-71.
- Hooghiemstra H. 1984. Vegetational and climatic history of the High Plain of Bogotá, Columbia: a continuous record of the last 3, 5 million years. *Dissertation Botanicae*, **79**:1 368.
- Hutchings P. & Saenger P., 1987. *The Ecology of Mangroves*. *Queensland*: University of Queensland Press.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA. CARTA DO BRASIL. *Folha SE-24 Rio Doce: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra*. Rio de Janeiro:IBGE, 1987.548P (Projeto RADAMBRASIL).

Jong A.F.M., Mook W.G., 1980. Medium-term atmospheric ^{14}C variations, in Stuiver M and Kra R S, eds, Internatl ^{14}C conf, 10th, *Proc: Radiocarbon*, v **22**, no. 2, p 267-272.

Kathiresan K. & Bingham B.L. 2001. Biology of mangroves and mangrove ecosystems. *Advance. Mar. Biol.* **40**: 81-251.

Kathiresan K., 2002. Greening the blue mud. *Rev. Biol. Trop.* **50**: 869-874

Kirwan M.L. and A.B. Murray. 2007. A coupled geomorphic and ecological model of tidal marsh evolution. *PNAS.* **104**:15:6118-6122

Kopp R.E., Horton B.P., Kemp A.C., Tebaldi C., 2015. Past and future sea-level rise along the coast of North Carolina, USA - *ClimaticChange*.

Kao W.Y. Shih C.N., Tsai T.T., 2004. Sensitivity to chilling temperatures and distribution differ in the mangrove species *Kandelia candel* and *Avicennia marina*. *Tree Physiol*, v. **24** : 859-864.

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

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

Lamb A.L, Wilson G.P, Leng M.J. 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sealevel reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, **75**(1):.29–57.

Ledru M.P., 1993. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. *Quaternary Research* **39**, 90–98.

Ledru M.-P., Braga P.I.S., Soubiès F., Fournier M., Martin L., Suguio K., Turq B., 1996. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil) evolution of vegetation and climate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **123**, 239–257.

Ledru M.P., Salgado-Labouriau M.L., Lorscheitter M.L., 1998. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10.000 yr B.P. *Review of Palaeobotany and Palynology*, Amsterdam, **99**: 131-142.

Ledru. M.P., Mourgullxrt, P., Riccomini. C., 2009. Related changes in biodiversity, insolation and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial. *Palaeog., Palaeoclimatol. Palaeoecol.* Amsterdam. V. **271**. p. 140-152.

Libby W.F., Anderson E.C., Arnold J.R., 1949. Age determination by radiocarbon content: worldwide assay of natural radiocarbon. *Science*, Washington, DC, v. **109**, p. 227-228.

Lorente F.L., Pessenda L.C.R., Borotti filho M.A., Buso Junior A.A., Castro D.F., Calegari M.R., Cohen M.C.L., Rossetti D.F., Silva J.P., Bendassolli J. A., 2013. Análise fitolítica de um testemunho sedimentar quaternário da planície costeira do estado do Espírito Santo: resultados preliminares. Rio de Janeiro. 5° encontro latinoamericano de fitólitos.

Lloyd J.; Farquhar, G.D., 1994. ^{13}C discrimination during CO_2 assimilation by the terrestrial biosphere. *Oecologia*, v.99, p.201-215.

Markgraf V, D'Antoni HL. 1978. Pollen Flora of Argentina. University of Arizona Press: Tucson, AZ.

Masselink G., Gehrels R., 2015. Coastal Environments & Global Change. Copyright © 2014 John Wiley & Sons, Ltd.

Maslin M.A., Burns S.J., 2000. Reconstruction of the Amazon Basin effective moisture availability over the past 14,000 years. *Science* **290**, 2285–2287.

Martinelli L.A., Ometto J.P.H.B., Ferraz E.S., Victoria R.L., Camargo P.B., Moreira M.Z. 2009. Desvendando questões ambientais com isótopos estáveis. Oficina de texto, 144 p. (São Paulo).

Martin L., Suguio K., 1992. Variation of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in beach-ridge plains associated with river mouths: example from the central Brazilian coast. *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **99**, 119–140.

Martin L., Suguio K., Flexor J.M., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P. 1996. Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazil Coast: consequences on coastal plain construction. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68**:303–354.

Martin L., Bertaux J., Corrège T., Ledru M.P., Mourguiart P., Sifeddine A., Soubiès F., Wirmann D., Suguio K. Turcq B., 1997. Astronomical forcing of contrasting rainfall changes in tropical South America between 12,400 and 8800 cal yr B.P. Oxford. *Quaternary International*, v.47, p.117-122.

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. *JR of Coast. Resea.h*, v. **19**, p. 101-124.

Meyers P.A., 1994. Preservation of source identification of sedimentary organic matter during and after deposition. *Chemical Geology*, Amsterdam, v. **114**, p. 289-302.

Meyers P.A., Ishiwatari R., 1993. Lacustrine organic geochemistry – an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. Oxford. *Organic geochemistry*, v.20, n.7, p. 867-900.

Meyers P.A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry* **27**:213-250.

- Meyers P.A., 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. Amsterdam, *Organic Geochemistry*, v. **34**, p. 261-289.
- Miall A. D., 1978. Facies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Miall A. D. (Ed.) *Fluvial Sedimentology*. Calgary: *Canadian Society of Petroleum Geologists*, p. 597-604.hk
- Milne G.A., Bassett E., 2005. Modeling Holocene relative sea-level observations from the caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews* **24** (10-11), 1183-1202.
- Monacci N.M., Meier-Gruenhagen U., Finney B.P., Behling H., Wooller M.J., 2009. Mangrove ecosystem changes during the Holocene at Spanish Lookout Cay, Belize. *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **280**, 37–46.
- Moraes C.A. 2016. *Processos autocíclicos e alocíclicos afetando os registros da paleoflora da foz do Rio Jucuruçu, litoral sul da Bahia, durante os últimos 1000 anos*. MS Dissertation, Instituto de Geociências (UFPA), 63p.
- Morrisey D.J., Swales A., Dittmann S., Morrison M., Lovelock C., and Beard C., 2010. The ecology and management of temperate mangroves, in *Oceanogr Mar Biolo. CRC Press* **48**:43-160
- Muehe D. & Neves C. F. 1995. The implication of sea level rise on the Brazilian coast: a preliminary assessment. *Journal of Coastal Research*, **14**, 54-78.
- Munsell Color 2009. Munsell Soil Color Charts, New Revised Edition. Macbeth Division of Kollmorgen Instruments, New Windsor, NY.
- Nave C. R., 2016. HYPERSPHYSICS. Atlanta: Georgia State University, <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/hframe.html>. (Acesso em 09 março 2018).
- Oliveira D.C., 2006. *Modelos de Evolução e Colocação dos Granitos Paleoproterozóicos da Suíte Jamon, SE do Cráton Amazônico*. Instituto de Geociências (UFPA), pp.186.
- O'Leary 1988, Boutton 1991; Freitas *et al.* 2001; Sanaiotti *et al.* 2002 Owens, N.J.P. 1987. Natural variations in ¹⁵N in the Marine Environment. *Marin. Biolog.* **24**, 389-451.
- Osmond C.B., Winter K. & Ziegler, H. 1982. Functional significance of different pathways of CO₂ fixation in photosynthesis. In *Encyclopedia of plant physiology*, new series volume 12b physiological plant ecology II. Water relations and carbon assimilation, pp. 479–547. Berlin, Germany.
- Owens N.J.P., 1987. Natural variations in ¹⁵N in the marine environment. *Advances in Marine Biology*, London, v. **24**, p. 389-451.
- Pirazolli P.A. 1986. Secular trends of relative sea levels (RSL) changes indicated by tide-gauge records. *J. Coastal Res.* **1**: 1-26.

Peixoto A.L., Rosa M.M.T., Joels L.C.M., 1995. Diagramas de Perfil e de Cobertura de um Trecho da Floresta de Tabuleiro na Reserva Florestal de Linhares (Espírito Santo Brasil). *Acta Botânica Brasilica*, V.9, n.2, p.177-19.

Peixoto A.L. & Gentry A., 1990. Diversidade e composição florística da mata de tabuleiro na Reserva Florestal de Linhares (Espírito Santo, Brasil). *Revista Brasileira de Botânica*, **13**, 19-25.

Pessenda L.C.R.; Camargo P.B., 1991. Datação radiocarbônica de amostras de interesse arqueológico e geológico por espectrometria de cintilação líquida de baixa radiação de fundo. *Quím. Nov.*, v.14, n.2, p.98-103.

Pessenda L.C.R., Aravena R., Melfi A.J., Boulet R., 1996a. The use of carbon isotopes (C-13, C-14) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in central Brazil. *Radiocarbon*, New Haven, v.38, n.2, p.191-201.

Pessenda L.C.R., Gouveia S.e.m., Gomes B.M., Aravena R., Boulet R., Ribeiro A.S., 1997. Palaeovegetation dynamics in the western Amazon region identified by radiocarbon and stable carbon isotopes in soil organic matter. In: 16 International Radiocarbon Conference, Groningen. *Program and Information*, p. 150.

Pessenda L.C.R., Gouveia S.E.M., Aravena R., Gomes B.M., Boulet R., Ribeiro A.S. 1998. ¹⁴C dating and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest-savanna boundary areas in southern Brazilian Amazon region. *Radiocarbon* **40**:1013-1022.

Pessenda L.C.R., Boulet, R., Aravena R., Rosolen V., Gouveia S.E.M., Ribeiro A.S., Lamotte M., 2001. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. *The Holocene* **11**, 250-254.

Pessenda L. C. R.; Ribeiro, A. de S.; Gouveia, S. E. M., Aravena, R; Boule'i', R; Bendassolil J . A., 2004a. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas regions, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. *Quatern. Reser.*, Oxford, v. **62**, p. 183-193.

Pessenda L.C.R., Gouveia S.E.M., Aravena R., Boulet R., Valencia E.P.E. 2004 b. Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. *Quatern. Inter.*, Oxford v. **114**, p. 35-43.

Pessenda. L. C. R. *et al.* 2009. The evolution of a tropical rainforest landscape mosaic in southeastern Brazil since 28000 ¹⁴C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. *Quatern. Reser.*, San Diego. v. **71**. p. 437-452.

Pessenda L.C. R., Gouveia S.E.M., Ribeiro, A de S., DE Oliveira P.E., Aravena, R., 2010. Late Pleistocene and Holocene vegetation changes in northeastern Brazil determined from carbon isotopes and charcoal records in soils. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, Amsterdam v. **297**, p. 597-608.

Pessenda L.C.R, Vidotto, E., DE oliveira P. E., Buso JR, A.A., Cohen, M.C.L., Rossetti, D.,F., Ricardi-Branco, F., Bendassol, J.A., 2012. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastem Brazil- *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, Amsterdam v. **363**-364, p. 57-68.

Pessenda L. C. R., Buso Junior A. A., Cohen M. C. L., Calegari M., Schiavo J. A., França M. C., Lorente F. L., Giannini P. C. F., Oliveira P. E. DE, ROSSETTI D. F., Siqueira G. S., Francisquini M. I., Ribeiro C. V., Bendassolli J. A., Madella M.; Osterrieth M.;Cecchet F. A.; Felipe P. L. L.; Brustolin L. T.;Rasbold, G. G.; MONTEIRO, R. 2015. Estudos Paleoambientais Interdisciplinares: Dinâmica da Vegetação, do Ambiente Marinho e Inferências Climáticas Milenares a Atuais na Costa Norte do Espírito Santo, Brasil.Ciências e Ambiente, V. **49**, 42 – 48 p.

Peterson B.J., Howarth R.W., 1987. Sulfur, carbon, and nitrogen isotopes used to trace organic matter flow in the salt-marsh estuary of Sapelo Island, Georgia. *Limnol. Oceanogr.* **32**, 1195–1213.

Polizel S. P., Rossetti D. F. 2014. Caracterização morfológica do delta do rio Doce (ES) com base em análise multissensor. *Ver. Brasil. de Geomorf.* (São Paulo), v. **15**, n. 2, p. 311-326.

Posamentier H.W.; Walker R.G. 2006. Facies Models Revisited. *Special Publication*, Vol. **84**.

Prado L.F., Wainer I., Chiessi C.M., Ledru M.-P., Turcq B., 2013. A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America. *Climate of the Past.* **9**, 2117-2133.

Raven P.H.; Evert R.F., Eichhorn S., 1996. *Biologia Vegetal*. Rio de Janeiro: Guanabara Koogan, pp. 728.

Raven P.H., Evert R.F. & Eichhorn S.E. 2007. *Biologia Vegetal*. **7ª ed.**, Rio de Janeiro. Guanabara Koogan.

Reineck H.E.; Singh LE; 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. Berlin: Springer-Verlag, 551 p.

Reimer P. J., Bard E., Bayliss A., Beck J. W., Blackwell P. G., Bronk Ramsey C., 2013. Reimer, P. J. (Ed.) IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, **55**(4):1869-1887.

Ribeiro S.R., 2017. *Dinâmica dos manguezais do litoral de natal-rn de acordo com as mudanças no clima e nível do mar desde o Holoceno médio*. Instituto de Geociências (UFPA), pp. 90.

Roberts D., Boon R., Diederichs N., Douwes E., Govender N., Mcinnes A., Mclean C., O’Donoghue S., Spires M., 2011. Exploring ecosystem-based adaptation in Durban, South Africa: “learning-by-doing” at the local government coal face. *Environ. Urban.* **24**, 167–195

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

- Rossetti D.F., Ricardi-Branco F., Bendassolli J.A., 2012. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastern Brazil. *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **363**: 57–68.
- Sallun, A.E.M. Filho, W.S. Suguio K., Babinski M., Gioia S.M.C.L., Harlow B.A., Duleba W., Oliveira P.E., Garcia V.J., Weber C.Z., Christofolletti S.R., Santos C.S., Medeiros V.B., Silva J.B., Santiago-Hussein M.C., Fernandes R.S. 2012. Geochemical evidence of the 8.2 ka event and other Holocene environmental changes recorded in paleolagoon sediments southeastern Brazil. *Quaternary Research* **77**, 31–43.
- Saia S.E.M.G., 2006. *Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no quaternário tardio com base em estudo multi/interdisciplinar no vale do ribeira (sul do estado de são paulo)*, pp. 119 (CENA–USP).
- Saia S.E.M.G.; Pessenda L.C.R.; Gouveia S.E.M.; Aravena R.; Bendassolli J.A. 2008. Last glacial maximum (LGM) vegetation changes in the Atlantic Forest, southeastern Brazil. *Quater. Inter.*, Oxford v. **184**, p. 185-201.
- Salgado-Labouriau M.L., 1973. Contribuição à palinologia dos cerrados. Rio de Janeiro: *Academia Brasileira de Ciências*, p.273.
- Salgado-Labouriau M.L., 1984. Reconstrucción de los ambientes através de los granos de polen. *Investigation y Ciencia*, Barcelona, v. **96**, p. 6-7.
- Salgado-Labouriau M.L. 1994. História ecológica da Terra. São Paulo. *E. Bucher*, pp.307.
- Saigado-Iabouriau M.L. 2007. Critén'os e técnicas para o Quatemán'o. São Paulo: Edgard Blíchet, 387 p.
- Salgado-Labouriau M.L. 1997. Late Quaternary palaeoclimate in the savannas of South Americ. *Journ. of Quater. Scn.* **12**, 371–379.
- Salgado-Labouriau M.L., Barberi M., Ferraz Vicentini K., Parizzi M., 1998. A dry climatic event during the Late Quaternary of Tropical Brazil. *Rev. Palaeobot. Palynol.***99** (2), 115–129.
- Sanaiotti T.M.; Martinelli L.A.; Victoria R.L; Trumbore S.E. & Camargo P.B. 2002. Past vegetation changes in Amazon Savannas determined using carbon isotopes of soil organic matter, *Biotropica*, **34**:2-16.
- Scheel-Ybert R. 2000. Vegetation stability in the Southeastern Brazilian coastal area from 5500 to 1400 14C yr BP deduced from charcoal analysis. *Review of Paleobotany and Palynology*, **110**:111–138.
- Schaeffer-Novelli Y.; Cintrón-Molero G.; Adaime R.R. 1990. Variability of mangrove ecosystems along the brazilian coast. *Estuaries*, **13**(2): 201-218.
- Servant M. *et al.* 1989. Sécheresse holocène au Brésil (18-200 latitude Sud). Implications paléométéorologiques. *Comptes Rendus de Ia Academia de Science*, Pafis, v. **309**, sélie II, P. 153-156.

- Silva G.N, Neves C.F, 1991. Variação do nível médio do mar na ilha fiscal entre 1965-1986. In: *IX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos e 5º Simpósio Brasileiro de Hidráulica e Recursos Hídricos*. Rio de Janeiro. Brazilian Water Resources Association (ABRH). 1 CDROM.
- Smith C.B., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., França M.C., Guimarães J. T. F., Rossetti D.de F., Lara R. J., 2011. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. **168**, p. 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. Mangrove species zonation: why? 1982. In: Sen, D.N. & Rajpurohit, K.S. (eds.). Contributions to the ecology of halophytes: *Tasks for vegetation science*, vol. **2**. Springer, Netherlands. 111-125 pp.
- Soares M.L.G., Estrada G.C.D., Fernandez V., Tognella M.M.P., 2012. Southern limit of the Western South Atlantic mangroves: Assessment of the potential effects of global warming from a biogeographical perspective. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **101**(4):44–53.
- Spénceley A.P., 1982. Sedimentation patterns in & mangal on Magnetic Island, nr. Townsville, North Queensland, Australia. *Singapore Journal of Tropical Geography V.* **3**, 90-107.
- Spalding M.; Kainuma M.; Collins L., 2010. *World mangrove atlas*. London, Washington D. C. Earthscan, London. 319 pp.
- Stockmarr J. 1971. Tablets with Spores used in Absolute Pollen Analysis. *Pollen et Spores*, **13**: 615 – 621.
- Stuart S.A. Choat B., Martin K.C., Holbrook N.M., Ball, M.C. 2007. The role of freezing in setting the latitudinal limits of mangrove forests. *New Phytol.* **173**, 576–583.
- Stuiver M., Reimer P.J., and Reimer R.W., 2018. CALIB 7.1 [WWW program] at <http://calib.org>, accessed 2018-9-3
- Suguio K., 1973. *Introdução a sedimentologia*. São Paulo. Ed. Edgard Blucher. EDUSP, 317 p.
- Suguio K.; Martin L. 1978. Quaternary marine formations of the states of São Paulo and Southern Rio de Janeiro. In : International Sumposium On Coastal Evolution In The Quaternary, São Paulo, *Special Publication 1*, IGCP, Project **61**, 55p.
- Suguio K.; Martin L.; Dominguez J . M. L. 1982. Evolução da planície costeira de Rio Doce (ES) durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar. In: *Simpósio Do Quaternário Do Brasil, 4.*, 1982, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, p. 93-116.
- Suguio K., Martin L., Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Flexor J.M., Azevedo A.E.G. 1985. Flutuações do Nível do Mar durante o Quaternário Superior ao longo do

Litoral Brasileiro e suas Implicações na Sedimentação Costeira. *Rev. Brasil.de Geoc.* **15**, 273–286.

Sukigara C. e Saino T. 2005. Variações temporais de $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ em partículas orgânicas coletadas por uma armadilha de sedimentos em uma estação o de séries temporais ao largo da Baía de Tóquio, Pesquisade Plataforma Continental, **25**: 14, 1749-1767.

Talbot M.R.; Johannessen T. A. 1992. High resolution palaeoclimatic record for the last 27,500 years in tropical West African from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustre organic matter. *Earth and Planetary science letters*, Amsterdam, v.**110**, p. 23-37.

Thomas RG, Smith DG, Wood JM, Visser J, Calverley-Range EA, Koster EH. 1987. Inclined heterolithic stratification—terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology* **53**: 123–179.

Thomas W. W. *et al.* 1998. Plant endemism in two forests in southern Bahia, Brazil. *Biodiversity and Conservation, Malden*, v. **7**, p. 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, Ph.D. Thesis. Porto Alegre (UFRGS).

Tomlinson P.B. 1986. *The Botany of Mangroves*. Cambridge University Press, USA. pp. 413.

Toonen W.H.J., Kleinhans MG., Cohen, M.C.L. 2012. Sedimentary architecture of abandoned channel fills. *Earth Sumos Processes and Landfonns*. **37** (4): 459-472.

Traverse A. 1994. Sedimentation of palynomorphs and palynodebris: an introduction. In: Traverse, A. (Ed.). *Sedimentation of organic particles*. London: Cambridge university Press, p1-8

Tyson R.V., 1995. *Sedimentzuy organic matter: organic facies and palynofacies*. London: Chapman & Hall, pp.615.

Vedel V., Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2006. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in northern Brazil, inferences from the Taperebal core in northeastern Pará State. *Vegetation History and Archaeobotany* **15**, 115–123.

Vidotto E. *et al.* 2007. Dinâmica do ecótono floresta-campo no sul do estado do Amazonas no Holoceno, através de estudos isotópicos e fitossociológicos. *Acta Amazônica, Manaus*, v. **37**, n. 3, p. 385-400.

Vidotto E., 2008. Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Parque Estadual da Ilha do Cardoso – SP durante o Quaternário tardio. 2008. 199 p. Tese (CENA–USP).

Walsh G.E. 1974. Mangroves: a review. In: R.J. Reimold& W.H. Queen (eds.). *EcologyofHalophytes*. Academic Press, p. 51 - 174

Walker R.G. & James N.P. 1992. Facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R.G., James N.P. (Eds.). *Facies models - response to sea level change*. Ontario, Canada: Geological Association of Canada, p. 1 - 14.

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

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

Woodroffe C.D. 1982. Geomorphology and Development of Mangrove Swamps, Grand Cayman Island, West Indies. *Bulletin Marine Science* vol. **32**, no. 2, pp. 381-398.

Woodroffe C. 1992. Mangrove sediments and geomorphology. In: Robertson A.I. & Alongi D.M. (Eds) *Tropical Mangrove Ecosystems*. AGU, Washington, pp 7-41.

Wolanski E., Mazda Y., King B. and Gay S. 1990. Dynamics, flushing and trapping in Hinchinbrook channel, a giant mangrove swamp, Australia. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, **31**(5): 555-579.