



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 524

**RESPOSTA DOS MANGUEZAIS DO SUL DA BAHIA ÀS
MUDANÇAS CLIMÁTICAS E FLUTUAÇÕES DO NÍVEL DO
MAR DURANTE O HOLOCENO: INTEGRAÇÃO DE DADOS
POLÍNICOS E ISOTÓPICOS COM MODELOS DE
ELEVAÇÃO DIGITAL**

Dissertação apresentada por:

BEATRIZ LUNA FIGUEIREDO

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

BELÉM
2018

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Figueiredo, Beatriz Luna, 1994-

Resposta dos manguezais do Sul da Bahia às mudanças climáticas e flutuações do nível do mar durante o holoceno : integração de dados polínicos e isotópicos com modelos de elevação digital / Beatriz Luna Figueiredo. – 2018.

xii, 78 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Marcelo Cancela Lisboa Cohen

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2018.

1. Nível do mar. 2. Mudanças costeiras. 3. Ecologia dos manguezais - Bahia. 4. Mudanças climáticas - Bahia. 5. Geologia estratigráfica - Holocênico. I. Título.

CDD 22. ed. 551.458

Elaborada por
Maria do Socorro Albuquerque
CRB-2/ 871



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

**RESPOSTA DOS MANGUEZAIS DO SUL DA BAHIA ÀS
MUDANÇAS CLIMÁTICAS E FLUTUAÇÕES DO NÍVEL
DO MAR DURANTE O HOLOCENO: INTEGRAÇÃO DE
DADOS POLÍNICOS E ISOTÓPICOS COM MODELOS DE
ELEVAÇÃO DIGITAL**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:

BEATRIZ LUNA FIGUEIREDO

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

Data de Aprovação: 05 / 04 / 2018

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Coelho
Orientador - UFPA

Prof. Dr. Paulo César Fonseca Gianini
Membro - USP

Prof. Dr. Marlon Carlos França
Membro - IFPA

À minha família com muito amor.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus e a Nossa Senhora por trilharem o meu caminho e por cada conquista realizada.

Expresso aqui meu total respeito e admiração ao meu Orientador Prof. Dr. Marcelo Cohen e meu agradecimento por seus ensinamentos, atenção, dedicação, disponibilidade, paciência e profissionalismo.

Ao Prof. Dr. Marlon França pela sua disponibilidade, dedicação, pelo conhecimento transmitido e por todas as contribuições a mim e ao trabalho.

Aos amigos do PPGG e da Sala de estudos 6 por todos os bons momentos.

À minha grande amiga Erika Ferreira Rodrigues pela amizade, companheirismo, conselhos e por todo apoio para o desenvolvimento desta dissertação.

Em especial aos meus pais e irmãos por serem meus maiores exemplos de vida e referências de esforço, luta e vitória.

Ao Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC).

Ao Laboratório de Oceanografia (LOC).

Ao Laboratório de Sedimentologia e Minerais pesados.

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

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

Ao CNPq pela concessão da bolsa de estudos para a realização desta pesquisa.

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

Muito obrigada!

*“Mas em todas estas coisas somos mais do que vencedores,
por aquele que nos amou”
(Romanos 8:37)*

RESUMO

O objetivo deste trabalho foi avaliar a extensão do impacto do nível de mar alto do Holoceno médio e sua subsequente descida no Holoceno tardio, assim como a influência das mudanças climáticas sobre os manguezais e unidades de vegetação associadas ao longo do vale fluvial do Rio Jucuruçu no sul do estado da Bahia, nordeste do Brasil. Isto foi feito integrando dados topográficos, geomorfológicos, sedimentológicos, palinológicos e isotópicos de uma sequência de testemunhos de sedimentos ao longo deste vale fluvial. Foi dado destaque para o testemunho PR8 com 7,5 m de profundidade amostrado de uma planície de inundação, 37 km distante da atual linha de costa, à montante do Rio Jucuruçu. Os dados revelam três importantes associações de fácies caracterizadas pela: 1) presença de um canal fluvial-estuarino, onde, neste momento, os vales dos rios ficam incisos e preenchidos por depósitos fluviais, conforme registrado pela base do PR8 (760-700 cm) e PR7 (460 – 800 cm), que se caracterizam por sequências de sedimentos arenosos exibindo granodecrescência ascendente; 2) presença de um estuário com planícies de maré colonizadas por manguezais e ervas durante o Holoceno inicial e médio. 3) A terceira fase é caracterizada por uma planície de inundação fluvial com o desaparecimento de manguezais e expansão de ervas e palmeiras ao longo do vale fluvial estudado. O testemunho PR8, amostrado a partir de uma planície fluvial a cerca de 6.8 ± 0.8 m acima do atual nível relativo do mar (NRM), revela uma influência estuarina com a presença de pólen de mangue (5-40%,) entre 700 cm (~7400 anos cal AP) e 450 cm de profundidade (~5800 anos cal AP). O PR8 indicou ausência de pólen de mangue durante os últimos 5800 anos. Além disso, a influência dos padrões climáticos propostos para o Holoceno pode ser identificada ao longo do testemunho estudado. Provavelmente, as mudanças na vegetação e na matéria orgânica sedimentar identificadas no PR8 e demais testemunhos analisados foram causadas pelos efeitos combinados das flutuações do NRM, com um nível alto em cerca de 5350 anos cal AP e 3.25 ± 0.8 m, e mudanças na descarga fluvial. A evolução geomorfológica e da vegetação descrita para o PR8, assim como para outros testemunhos estudados ao longo do vale do Rio Jucuruçu e posicionados topograficamente mais baixos (PR7 - 5 m, PR10 – 1.5, PR11 – 0.5 m e PR12 – 0.5 m acima do NRM) está compatível com uma subida contínua do nível de mar acima do atual até o Holoceno médio, seguida de uma queda até os dias atuais.

Palavras-chave: Nível relativo do mar. Mudanças climáticas. Vegetação. Holoceno. Sul da Bahia.

ABSTRACT

The objective of this work is to evaluate the extent of the impact of relative sea-level (RSL) rise during the early and middle Holocene and its subsequent fall during the late Holocene, as well as the influence of climate changes on mangrove and associated vegetation units along the Jucuruçu river valley in the southern state of Bahia, Northeast Brazil. This work integrates topographical, geomorphological, sedimentological, palynological and isotopic data of sediment cores sampled along this fluvial valley. The core PR8 with 7.5 m depth, positioned 37 km distant from the modern coastline, upstream of the Jucuruçu river, was used as reference to integrate the other cores. The data reveal three important facies associations characterized by: 1) Presence of an estuarine channel, when the river valleys were incised and filled with fluvial deposits, as recorded by the PR8 (760-700 cm) and PR7 (460 – 800 cm), which are characterized by fining upward sandy successions; 2) presence of an estuarine channel with tidal flats occupied by mangroves and herbaceous vegetation during the early and middle Holocene; 3) the third phase is characterized by a fluvial flood plain with expansion of palms and herbaceous vegetation. During this phase, mangroves migrated to the mouth of the Jucuruçu river. PR8, sampled from a flood plain at about 6.8 ± 0.8 m above the current RSL, reveals an estuarine influence with the presence of mangrove pollen (5-40%) between 700 cm (~ 7400 cal yr BP) and 450 cm depth (~ 5800 cal yr BP). The PR8 indicated absence of mangrove pollen during the last 5800 years. In addition, the influence of the climatic patterns proposed for the Holocene can be identified throughout the studied cores. Probably, the combined effects of SRL fluctuations caused the changes in vegetation and sedimentary organic matter identified in PR8 and other cores analyzed, with a highest RSL at about 5350 cal yr BP and 3.25 ± 0.8 m, and changes in fluvial discharge. The geomorphological and vegetation evolution described for PR8, as well as for other cores along the Jucuruçu valley and positioned topographically lower (PR7 - 5 m, PR10 – 1.5, PR11 – 0.5 m and PR12 – 0.5 m above RSL) are compatible with the Holocene RSL curves for the northeastern Brazilian littoral.

Keywords: Relative sea-level. Climate change. Vegetation. Holocene. South of Bahia.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Localização da área de estudo com detalhamento da bacia de drenagem e dados topográficos.	4
Figura 2- Exemplos de grãos de pólen de vegetação arbórea e herbácea.....	11
Figura 3- Exemplos de grãos de pólen de palmeiras e manguezais.	11
Figura 4- Valores isotópicos do carbono característicos dos ciclos fotossintéticos (C3, C4 e CAM) e porcentagem de distribuição natural (dados extraídos de Boutton 1996).....	16
Figura 5- Valores de $\delta^{13}C$ e C/N das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e marinha.....	17
Figure 1- Location of the study area, drainage basins, topographic data and sampling sites along the Jucuruçu valley.	28
Figure 2- Topographic data of the cores PR8, PR7, PR10 and PR12.	34
Figure 3- Summarized results for core PR8 with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen. Pollen data are presented in the pollen diagrams as percentages of the total pollen sum.	41
Figure 4- Pollen diagram of core PR8 with percentages of the most frequent pollen taxa of Herbs, Trees and Shrubs, core depth, and facies association.	42
Figure 5- Pollen diagram of core PR8 with percentages of the most frequent pollen taxa of mangroves, palms and ferns, sample ages, core depth, facies association, sedimentations rates and cluster analyses.....	43
Figure 6- Model of estuarine dynamics influencing the mangrove establishment.....	48
Figure 7- Sea-level envelope for the eastern Brazilian coast based on vermetid samples (Angulo <i>et al.</i> 2006) and Holocene paleo-sea-level reconstructions for the southern Bahia littoral based on mangrove sediments.	53

LISTA DE ABREVIATURAS

AMS - *Accelerator Mass Spectrometer* - Espectrômetro de Massa acoplado a um acelerador de partículas

Cal AP - Idade calibrada em anos Antes do Presente

CAM - Crassulacean acid metabolism

CENA - Centro de Energia Nuclear na Agricultura

C-total - Carbono total

LACUFF - Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense

LADIC - Laboratório de Dinâmica Costeira

LOQ - Laboratório de Oceanografia Química

NRM - Nível Relativo do Mar

N-total - Nitrogênio total

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

UFPA - Universidade Federal do Pará

USP - Universidade de São Paulo

VPDB - Viena Pee Dee Belemnite

ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPIÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	ix
LISTA DE ABREVIATURAS	x
1 INTRODUÇÃO	13
1.1 OBJETIVOS	14
1.1.1 Geral	14
1.1.2 Específicos	14
2 DESCRIÇÃO E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	1
2.1 CLIMA	1
2.2 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA	1
2.3 VEGETAÇÃO	3
3 MATERIAL E MÉTODOS	6
3.1 AMOSTRAGEM	6
3.2 DATAÇÃO POR CARBONO 14 (TÉCNICA AMS)	6
3.3 DESCRIÇÃO DAS FÁCEIS E ANÁLISE GRANULOMÉTRICA	7
3.4 PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS PARA ANÁLISE DO $\delta^{13}\text{C}$, C e N TOTAL ...	7
3.5 ANÁLISE PALINOLÓGICA	8
3.5.1 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)	8
3.5.2 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF) concentrado	9
3.5.3 Tratamento com Ácido Acético Glacial ($\text{C}_2\text{H}_4\text{O}_2$)	9
3.5.4 Tratamento com Acetólise	9
3.6 CONFEÇÃO DE LÂMINAS E ANÁLISES MICROSCÓPICAS	10
4 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO	12
4.1 FERRAMENTAS UTILIZADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS	12
4.1.1 Palinologia	12
4.1.2 Ciclos fotossintéticos C3, C4 e CAM	12
4.1.2.1 Ciclo C3 (Ciclo de Calvin)	13
4.1.2.2 Ciclo C4 (Hatch-Slack)	13
4.1.2.3 CAM (Crassulacean acid metabolism)	13
4.1.3 Composição isotópica do carbono ($\delta^{13}\text{C}$) resultante dos ciclos fotossintéticos	14
4.1.4 $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica sedimentar e vegetação	15
4.1.5 C/N	16

4.1.6	Datação C-14	17
4.1.7	Manguezais	18
4.1.8	Mudanças no nível relativo do mar (NRM) e a dinâmica dos manguezais durante o Holoceno.....	19
4.1.9	Mudanças climáticas durante o Holoceno	20
5	IMPACTS OF SEA-LEVEL AND CLIMATE CHANGES ON MANGROVES FROM SOUTHERN BAHIA- NORTHEASTERN BRAZIL DURING THE HOLOCENE: A COMBINATION OF POLLEN, ISOTOPE AND DIGITAL ELEVATION MODEL ANALYZES	23
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	69
	REFERÊNCIAS	70

1 INTRODUÇÃO

O manguezal representa uma interface entre as comunidades terrestres e marinhas, que recebe uma entrada diária de água do mar e de água doce, sedimentos e nutrientes (FAO 2007). Esse ecossistema ocupa uma fração significativa do litoral brasileiro, estendendo-se do extremo norte no Oiapoque, estado do Amapá, até seu limite sul em Laguna, Santa Catarina (Schaeffer-Novelli *et al.* 2000 & Maia *et al.* 2005). A preservação dessas florestas é importante para a prevenção da erosão costeira e intrusão de água salgada (Malik *et al.* 2017).

Por se tratar de um ecossistema costeiro, as florestas de mangue são especialmente vulneráveis às condições de mudança no clima e nível do mar, devido a sua localização na margem continente-oceano (Kjerfve *et al.* 1997). Os impactos das variações climáticas sobre os manguezais podem ser evidenciados através da diminuição ou aumento da área ocupada por essas florestas e modificação na cadeia alimentar (Richieri 2007). Além disso, as flutuações do nível relativo do mar podem causar mudanças significativas nesses ambientes, uma vez que o desenvolvimento dos manguezais é controlado pela interação terra-mar, e sua expansão é determinada pela topografia, sedimentos e geoquímica (Alongi 2002). O nível do mar e/ou descarga fluvial tem um efeito importante nos manguezais, causando modificações na sua distribuição de acordo com as mudanças na salinidade da água da maré e frequência de inundação da maré sobre o substrato onde os manguezais se desenvolvem (Cohen *et al.* 2005a, b, Lara & Cohen 2006, 2009, Cohen *et al.* 2009, 2012, Bezerra *et al.* 2013, Pascoalini *et al.* 2014).

Durante os últimos 100 anos, tanto o nível do mar quanto a temperatura média da superfície terrestre, têm subido. Conforme medidas instrumentais desses últimos anos, a temperatura média da Terra aumentou 0,6°C neste intervalo de tempo e foi comprovada a subida do nível do mar em média de 0,3 metros (Suguio 2008).

No que refere ao Holoceno, existem várias evidências de subida e descida do nível do mar, tanto no litoral brasileiro quanto em outras partes do mundo (Dias *et al.* 2009 & Buso Jr. 2010). Com o aumento do nível do mar, provavelmente ocorrerá um deslocamento da zona ocupada por mangue para setores topograficamente mais elevados (Cohen *et al.* 2005a, 2009, 2012). Outros impactos específicos de transgressão marinha podem incluir aumentos nos riscos de inundações, erosão do litoral, e intrusões salinas (Kjerfve & Lacerda 1993).

Atualmente a gama de ferramentas utilizadas nos estudos paleoambientais é bem diversa, tais como a interpretação da geomorfologia, a análise de grãos de pólen e esporos preservados

nos sedimentos, análises isotópicas e elementares da matéria orgânica do solo (Buso Jr. 2010). Esses indicadores são fundamentais na determinação de paleoníveis marinhos e também se pode estabelecer uma detalhada cronologia e inferir mudanças paleoclimáticas (Cohen *et al.* 2012).

Para a costa do nordeste brasileiro as reconstituições paleoambientais com base na análise do pólen são escassas e a resposta dos ecossistemas de mangue às variações do nível do mar e clima ainda são pouco estudadas. Este trabalho tem como objetivo principal a reconstituição da história da expansão e contração dos manguezais do litoral sul do estado da Bahia, durante o nível de mar alto do Holoceno médio, seguido da descida do nível do mar durante o Holoceno médio/tardio, com base na integração de dados estratigráficos, considerando o tamanho das partículas de sedimentos e estruturas sedimentares, assim como registros do conteúdo polínico, dados isotópicos e datação ^{14}C de matéria orgânica sedimentar.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Geral

Identificar a extensão do impacto do nível de mar alto do Holoceno médio e mudanças climáticas sobre os manguezais e unidades de vegetação associadas ao longo do litoral sul da Bahia.

1.1.2 Específicos

- Identificar paleoambientes deposicionais;
- Caracterizar a paleovegetação;
- Determinar a cronologia dos eventos e associá-los às mudanças no nível relativo do mar e do clima conhecidas durante o Holoceno;
- Comparar com dados da paleovegetação extraídos de testemunhos posicionados topograficamente mais baixos ao longo da planície de inundação do Rio Jucuruçu;
- Propor uma curva de variação do nível relativo do mar para o litoral sul da Bahia desde o Holoceno médio.

2 DESCRIÇÃO E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está inserida no interior de uma planície de inundação do Rio Jucuruçu, sul da Bahia, no município de Prado (Figura 1).

2.1 CLIMA

O clima é tropical, do tipo Af (Köppen), com precipitação anual média de 1.359,2 milímetros, sendo fevereiro o mês menos chuvoso e novembro o mais chuvoso, possui uma temperatura média anual em torno de 24,5 °C (Martorano *et al.* 2003). De acordo com Carvalho *et al.* (2004), o regime de chuvas é regido pela posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e da posição da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

2.2 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

As rochas mais antigas do estado da Bahia são dos Éons Arqueano e Proterozoico, sua idade varia entre 4.5-2.5 bilhões de anos, e 2.5 a 542 milhões de anos, respectivamente, as quais estão distribuídas pelas regiões central e oriental do estado. Na faixa costeira ocorrem depósitos representados por arenitos, argilitos e alguns níveis com seixos semi consolidados atribuídos à denominada Formação Barreiras (CPRM 2010). Os Tabuleiros Costeiros e a Planície Costeira representam os dois grandes domínios geológico/geomorfológicos presentes no extremo sul da Bahia. Nessa região, encontram-se ecossistemas extremamente frágeis como manguezais, brejos, restingas, dentre outros (Andrade & Dominguez 2002). O município de Prado pertence ao domínio geológico de sedimentos cenozoicos pouco a moderadamente consolidados, associados a tabuleiros (CPRM 2010).

De acordo com dados topográficos obtidos através de teodolito e aerofotogrametria, o local de amostragem do PR8 está posicionado 6,8 m acima do nível médio do mar, e está localizado em frente ao "Parque Nacional do Descobrimento" (PND) próximo à cidade de Prado, sul da Bahia - Brasil e ~ 20 km a oeste do litoral real. O vale fluvial do Rio Jucuruçu escava a Formação Barreiras e forma terraços Holocênicos (Fontes 2015).

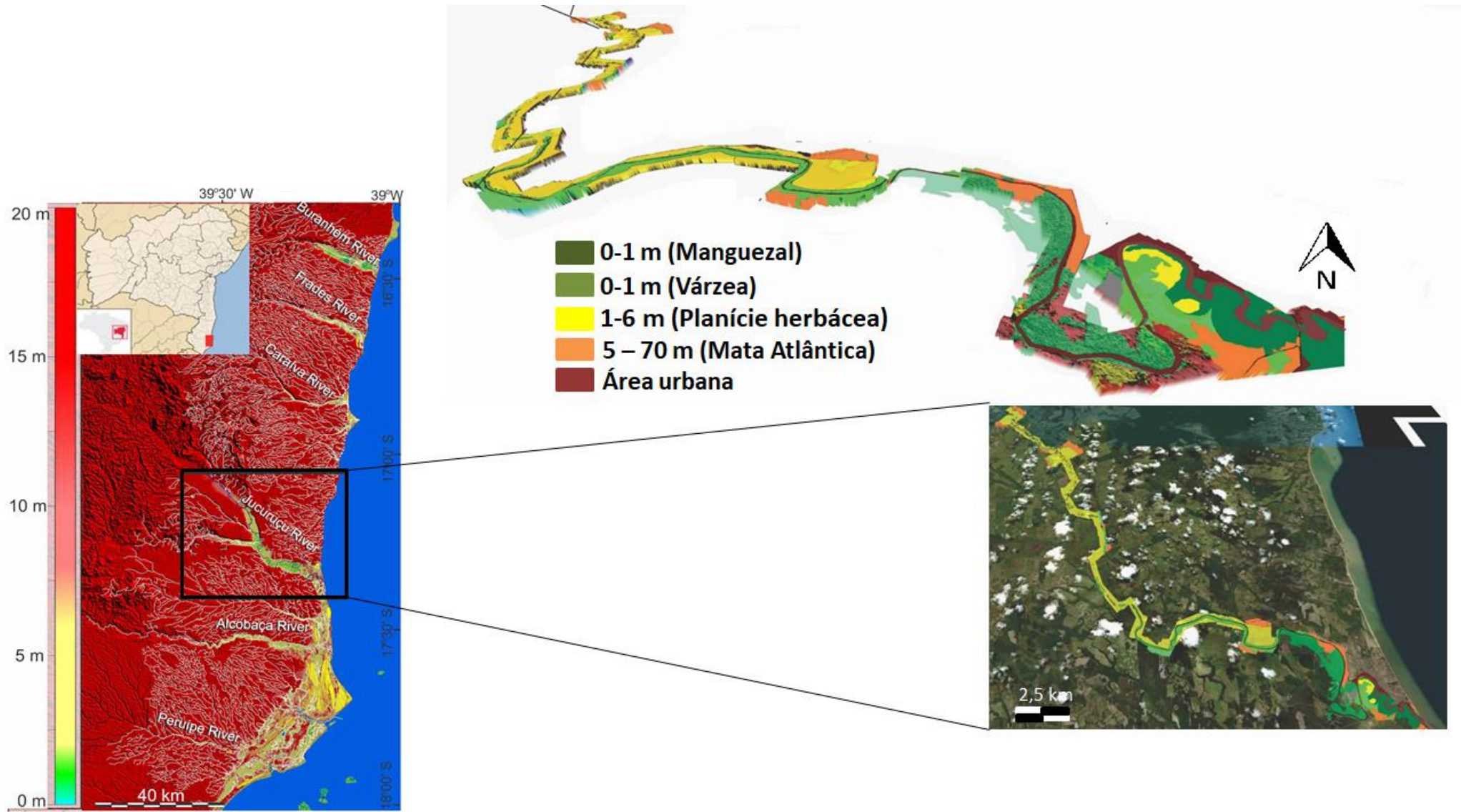


Figura 1- Localização da área de estudo com detalhamento da bacia de drenagem e dados topográficos.

2.3 VEGETAÇÃO

A região está sob os domínios da Mata Atlântica, embora da costa para o interior, quatro formações florestais distintas estão representadas: a Floresta Ombrófila Densa, a Floresta de Restinga, a Floresta Mesófila e a Floresta de Cipó (Jardim 2003). No município de Prado, a distribuição de espécies arbóreas mais encontradas inclui as famílias de Cesalpiniaceae, Moraceae, Mimosaceae, Arecaceae, Sapotaceae, Melastomataceae, Lauraceae, Annonaceae, Fabaceae, Anacardiaceae, Lecythidaceae, Malpighiaceae, entre outras menos expressivas (Lima *et al.* 2002). A floresta de mangue ocorre como franja ao longo das lagoas, canais e rios, caracterizada por *Rhizophora*, *Laguncularia* e *Avicennia*. A vegetação herbácea domina o local de amostragem, representada por Cyperaceae e Poaceae com algumas árvores e arbustos e palmeiras na borda da planície (Fontes 2015).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 AMOSTRAGEM

O testemunho (PR8) de 7.5m de profundidade (17°5'48.73"S / 39°28'38.91"O) foi amostrado com o auxílio de um Trado Russo em uma planície de inundação do Rio Jucuruçu, próximo ao município de Prado, sul da Bahia. Por se tratar de um ambiente redutor com alto teor de matéria orgânica, esses ambientes são adequados para a preservação dos grãos de pólen.

O testemunho de sedimento coletado foi armazenado em tubos e envolto por filme de PVC, em seguida conduzido a um freezer com temperatura em torno de 4°C, com o objetivo de evitar o crescimento de fungos e bactérias no material, pois esses organismos podem metabolizar compostos de carbono dos sedimentos e trocar CO₂ com a atmosfera, contaminando as amostras com carbono recente (Colinvaux *et al.* 1999), podendo comprometer futuras datações por C-14.

3.2 DATAÇÃO POR CARBONO 14 (TÉCNICA AMS)

A datação por ¹⁴C da matéria orgânica dos solos (MOS) estabelece a cronologia dos eventos (Pessenda *et al.* 1996b, 2004a, b, Gouveia *et al.* 2002).

A amostragem foi fisicamente tratada através de remoção de fragmentos de raízes e restos de partículas orgânicas, com auxílio de uma lupa. O material residual foi quimicamente tratado com HCl a 2% a 60°C durante 4 horas, posteriormente, lavado com água destilada até se obter o pH neutro, e seco a temperatura de 50°C, para remoção de carbonatos, ácido fúlvico e eventuais frações orgânicas mais jovens (Pessenda *et al.* 1996b).

A matéria orgânica sedimentar foi datada através de um Espectrômetro de Massas acoplado a um acelerador de partículas (AMS), que é utilizada para amostras com concentração inferior a 0,1g de carbono, no Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LACUFF) e no Centro de Estudos Aplicados a Isótopos da Universidade da Geórgia (UGAMS). As idades ¹⁴C foram apresentadas, de acordo com Reimer *et al.* (2013) em idade convencional (anos AP) e idade calibrada (cal anos AP) ($\pm 2\sigma$).

3.3 DESCRIÇÃO DAS FÁCEIS E ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

As radiografias realizadas para o testemunho tiveram como objetivo identificar possíveis estruturas sedimentares no mesmo. Para a determinação granulométrica o testemunho foi amostrado em intervalos de 10 cm para lavagem com água destilada/deionizada e Peróxido de Hidrogênio (H_2O_2) com intuito de remover a matéria orgânica. Em seguida, o material foi desagregado através de ultrassom e agitador mecânico (França 2010). O tamanho dos grãos foi obtido por meio de um analisador de partículas a laser (Laser Diffraction, SALD 2101-Shimadzu). A classificação do tamanho dos grãos seguiu a proposta de Wentworth (1922), baseado nos percentuais de areia (2-0.0625 mm), silte (62.5-3.9 μm) e argila (<3.9 μm). O tratamento dos resultados foi realizado através do software SYSGRAN 3.0 (Camargo 2006). A análise de fácies incluiu a descrição de cor (Munsell Color 2009), litologia, textura e estrutura (Harper 1984 & Walker 1992).

3.4 PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS PARA ANÁLISE DO $\delta^{13}C$, C e N TOTAL

Amostras do testemunho foram transportadas até o Laboratório C-14 do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP), para o procedimento de coleta das amostras (Pessenda *et al.* 1996b & Saia 2006) em um intervalo de 5 cm de profundidade (aproximadamente 10 g). O método consiste na adição HCl a 0,01M às amostras para retirada de alguns contaminantes, como raízes e folhas, através da flutuação e peneiramento. Após o peneiramento, aguardou-se a decantação para em seguida descartar a solução de ácido clorídrico sobrenadante, as amostras foram levadas para secar em uma estufa a 50°C por aproximadamente 24 horas. Em seguida, foram pulverizadas com o auxílio de um almofariz de porcelana e armazenadas em frascos plásticos. Após esse processo, 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, utilizou-se cerca de 70 mg e para os sedimentos mais argilosos de 20 a 30 mg. O material foi enviado ao Laboratório de Isótopos Estáveis (CENA/USP) para obter os valores de $\Delta^{13}C$ e C total. Neste laboratório as amostras foram analisadas em um Espectrômetro de Massas ANCA SL 2020, da Europe Scientific, que contém um analisador elementar acoplado.

Para análise do N total, as amostras de sedimentos do testemunho PR8 seguiram o mesmo protocolo de pré-tratamento relatado a cima, porém a massa encaminhada ao Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP foi de aproximadamente 60 mg (Saia 2006).

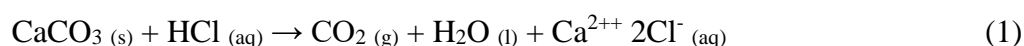
3.5 ANÁLISE PALINOLÓGICA

O tratamento das amostras para análise palinológica foi realizado no Laboratório de Sedimentologia da Universidade Federal do Pará seguindo o protocolo descrito por Colinvaux *et al.* (1999). A primeira etapa consiste na retirada de 1 cm³ de sedimento ao longo de todo o testemunho em intervalos de 10 cm com a utilização de um medidor de volume feito de aço inoxidável e colocado dentro de uma cavidade cilíndrica e depois retirado por um êmbolo, de modo a produzir pastilhas de sedimentos, as quais foram colocadas em tubos de centrífuga. Esses tubos são obrigatoriamente de polipropileno que é insolúvel ao ataque ácido. Juntamente com as pastilhas de sedimentos foram adicionados tabletes de marcadores exóticos, esporos de *Lycopodium* (Stockmarr 1971), para o cálculo da concentração de pólen (grãos/cm³) e a razão da acumulação de pólen (grãos/cm²/ano).

A concentração polínica é baseada na razão de esporos marcadores de *Lycopodium* e de pólen da amostra, pois cada tablete é constituído por 10.637 esporos de *Lycopodium*. O procedimento adotado para o tratamento químico compreende os seguintes passos:

3.5.1 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)

As amostras foram colocadas em recipiente com HCl a 10% para a remoção de carbonato (CO₃) presente no material sedimentar e dissolução da matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*, vale ressaltar que este processo provoca uma reação efervescente, portanto, deve-se esperar cessar da efervescência para adicionar o restante de HCl. A reação que ocorre é a seguinte:



Este procedimento é seguido por mistura das amostras com a utilização de um bastão feito de teflon para cada tubo de ensaio, evitando assim a contaminação da amostra e em seguida o material foi conduzido a uma centrífuga onde permaneceu por 10 minutos a uma rotação de 3500 rotações por minuto (rpm). O líquido residual é retirado e o material lavado com água

destilada e retornado à centrifuga até se obter um sobrenadante incolor.

3.5.2 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF) concentrado

Adiciona-se HF concentrado nas amostras, as quais são deixadas em repouso por 24h, com capela de exaustão de gases ligada devido à alta toxicidade dos gases liberados por este ácido. Esse processo é empregado para a dissolução de sílica que é encontrado no sedimento, onde ocorre a seguinte reação:



Finalizando o período estimado, o material segue para lavagem, centrifugação, retirada do líquido residual, adição de HF e repouso por mais 24 horas, no qual, após este tempo realiza-se nova lavagem, centrifugação, retirada do líquido residual, e preparação para a terceira etapa do tratamento.

3.5.3 Tratamento com Ácido Acético Glacial (C₂H₄O₂)

O C₂H₄O₂ reage com a amostra retirando a água nela presente. Esta reação é essencial para que não ocorra desperdício de ácido sulfúrico através da reação com a água presente nas paredes do tubo de ensaio ou no sedimento umedecido. Assim, foi adicionado C₂H₄O₂ à amostra, seguido de mistura, centrifugação, e retirada do líquido residual, por um período de 15 minutos nos tubos de ensaio.

3.5.4 Tratamento com Acetólise

Esta etapa do procedimento químico tem por objetivo remover a celulose e polissacarídeos presentes nas amostras através da oxidação, afim de facilitar a observação dos grãos de pólen. A solução atuante nesta etapa é obtida através da mistura de nove partes de anidrido acético (CH₃COCH₃), para uma parte de ácido sulfúrico concentrado (H₂SO₄). (Erdtman 1960). Cerca de 10 ml desta solução foi adicionada às amostras. Os tubos de ensaios foram submetidos a aquecimento em banho-maria, sendo constantemente misturados por um período que varia de 10 a 20 minutos até que o líquido contido nos tubos fique escuro. Após esse processo foi realizada a centrifugação, retirada do líquido residual e duas lavagens, sendo

deixado nos tubos cerca de 5 ml de água com intenção de facilitar a transferência das amostras dos tubos de ensaio para tubos de Evergreen.

3.6 CONFECÇÃO DE LÂMINAS E ANÁLISES MICROSCÓPICAS

Foram utilizadas lâminas Bioslide 25,4 x 76,2 mm, lamínulas 22 x 22 mm, glicerina, pipetas, bastões de teflon e esmalte incolor. A montagem foi feita colocando uma gota de glicerina na lâmina com o auxílio de um bastão e uma pequena porção da amostra contida nos tubos de Evergreen, de modo a misturá-las. A lamínula foi colocada sobre a lâmina, utilizou-se esmalte incolor (o mesmo utilizado para unhas) para selar as margens, com a finalidade de preservar o material contido da umidade do ar, evitando a formação de bolhas de ar. Por último, as lâminas foram identificadas e acondicionadas em um estojo específico no Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC).

A fase de identificação e contagem dos grãos de pólen das lâminas foi executada em um microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 Plus conectado ao computador por meio de uma micro câmera. Com o auxílio do software AxioVision, as microimagens foram processadas e os grãos de pólen catalogados e armazenados em um banco de dados. Em cada lâmina foram contados em média de 200 a 300 grãos de pólen (Figuras 2 e 3).

Os dados da contagem dos grãos de pólen foram introduzidos no programa TiliaGraph para confecção dos diagramas e análise estatística (Grimm 1987).

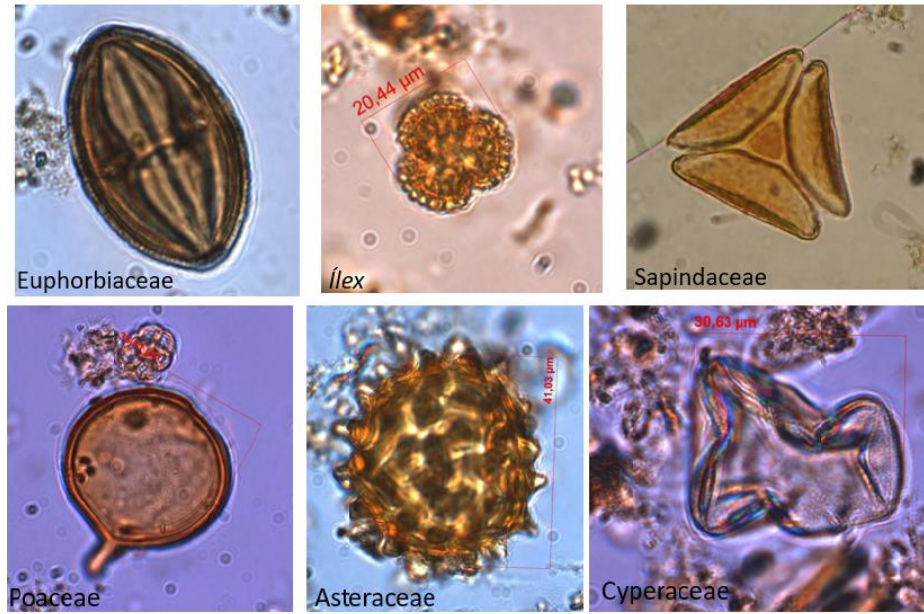


Figura 2- Exemplos de grãos de pólen de vegetação arbórea e herbácea.

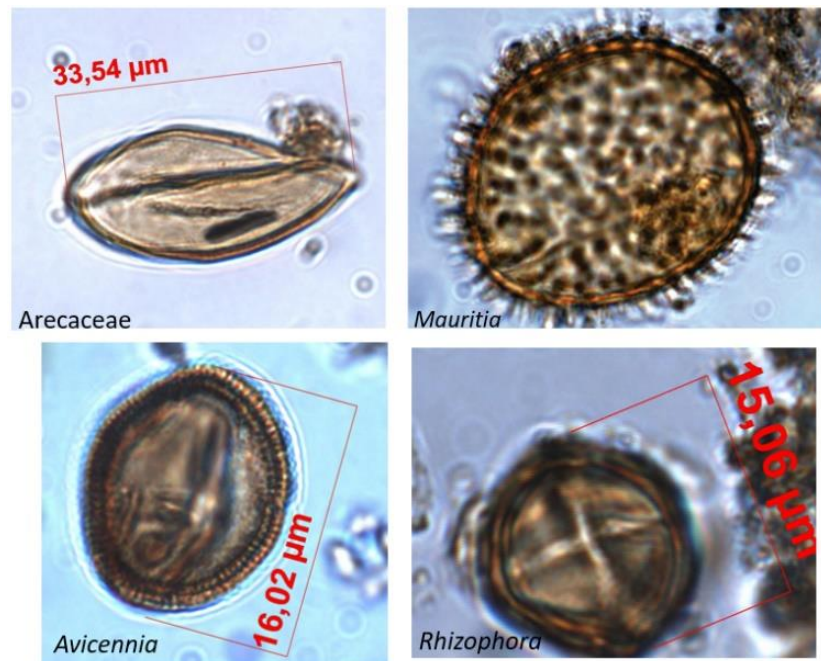


Figura 3- Exemplos de grãos de pólen de palmeiras e manguezais.

4 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO

4.1 FERRAMENTAS UTILIZADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS

4.1.1 Palinologia

O conhecimento dos ecossistemas pretéritos por meio do estudo estratigráfico dos fósseis contidos em sedimentos fornece subsídios à compreensão da evolução ecológica de uma região e de suas possíveis mudanças (Pessenda *et al.* 2015). Os grãos de pólen são um bom fóssil-guia para a reconstituição de migrações e sucessões ambientais, possibilitando detectar mudanças na vegetação e no clima ao decorrer do tempo (Salgado-Labouriau 1961, 1973, Pessenda *et al.* 2015).

O pólen se deposita na superfície, em locais favoráveis à sedimentação onde as condições de oxidação são muito baixas, tais como, pântanos, turfeiras, terrenos alagadiços e depressões. Esses ambientes redutores são propícios para a preservação do pólen, o qual vai se depositando em camadas sucessivas. Com o acúmulo dessas camadas, os depósitos vão se estratificando e se acumulando por milênios ao longo do tempo geológico (Salgado-Labouriau 1973 & Pessenda *et al.* 2015).

As condições anaeróbicas dos sedimentos de mangue permitem a obtenção de um registro polínico de seu desenvolvimento ao longo do tempo geológico.

A caracterização do grão de pólen é feita por tipo polínico dentro de cada família, pode-se determinar o gênero e algumas vezes a espécie vegetal. Outros atributos referentes aos grãos de pólen incluem sua produção em grande quantidade e alta capacidade de dispersão pelo vento, água ou animais. Além disso, refletem a flora no tempo da deposição do pólen e possuem características morfológicas próprias como formas, dimensões, ornamentações e aberturas, que permitem sua classificação em grupos taxonômicos distintos (Salgado-Labouriau 1973).

4.1.2 Ciclos fotossintéticos C3, C4 e CAM

As diferenças fisiológicas existentes entre as plantas C3, C4 e CAM correspondem às adaptações a condições ambientais distintas, assim como em relação à composição isotópica de carbono da matéria orgânica vegetal (Pessenda *et al.* 2015).

Os tipos fotossintéticos C3 e C4 apresentam moléculas de 3 e 4 carbonos, respectivamente, que são os primeiros produtos estáveis da fotossíntese nessas rotas. O tipo

CAM é assim chamado em alusão à família Crassulaceae, na qual o fenômeno foi descoberto (Gurevitch *et al.* 2009).

A classificação das plantas em C3, C4 e CAM se refere às características fisiológicas e bioquímicas da etapa fotossintética não dependente de luz (Pessenda *et al.* 2015). A seguir são descritos, resumidamente, os ciclos fotossintéticos C3, C4 e CAM, além de suas implicações ecológicas e as composições isotópicas de carbono relacionadas a tais ciclos.

4.1.2.1 Ciclo C3 (Ciclo de Calvin)

No ciclo de Calvin da fotossíntese C3 o CO₂ é ligado a uma molécula de cinco carbonos, RuBP (ribulose bifosfato), formando um composto de seis carbonos que instantaneamente se separa em duas moléculas de três carbonos (fosfoglicerato, 3PGA). A captura inicial do CO₂ é realizada pela enzima RuBP carboxilase/oxigenase - também conhecida como Rubisco (Gurevitch *et al.* 2009).

Todas as plantas utilizam o ciclo de Calvin para fixação do carbono, no entanto, as plantas que utilizam apenas esse ciclo são denominadas C3.

4.1.2.2 Ciclo C4 (Hatch-Slack)

Assim como a fotossíntese C3, a C4 depende basicamente do ciclo da Calvin para converter CO₂ em carboidratos, porém, tem-se a adição de outra etapa utilizada para a captura inicial de CO₂ que é catalisada pela enzima PEP Carboxilase. Desse modo, de acordo com Gurevitch *et al.* (2009), uma molécula de três carbonos, PEP (fosfoenolpiruvato), é ligada ao CO₂, formando um ácido de quatro carbonos, OAA (oxaloacetato).

Devido ao fato de as plantas C4 terem evoluído inicialmente nas regiões tropicais, elas são especialmente adaptadas a condições ambientais caracterizadas por altas intensidades luminosas, temperaturas elevadas e à seca quando comparadas com as plantas C3. Além disso, o custo energético das plantas C4 para a fixação de CO₂ é maior do que nas plantas C3 (Raven *et al.* 1996).

Cerca de vinte famílias de angiospermas apresentam espécies C4, entre elas Poaceae e Cyperaceae, famílias que apresentam tanto espécies C3 quanto C4 (Pessenda *et al.* 2015).

4.1.2.3 CAM (Crassulacean acid metabolism)

As plantas CAM, tais quais as plantas C4, utilizam tanto a via C4 quanto a via C3 (Raven *et al.* 1996). As plantas CAM se diferem no sentido de que suas células fotossintetizantes

possuem a capacidade de fixar CO₂ durante a noite via PEP carboxilase. Com a presença de luz ocorre a refixação do carbono pela Rubisco (Raven *et al.* 1996).

As plantas CAM são melhores adaptadas a condições muito áridas e economizam água através do fechamento dos estômatos durante o dia, entretanto, esse processo acarreta a redução da sua capacidade de absorver e fixar o CO₂ da atmosfera e crescimento lento (Raven *et al.* 1996).

4.1.3 Composição isotópica do carbono ($\delta^{13}\text{C}$) resultante dos ciclos fotossintéticos

A composição isotópica de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) é analisada por meio de um espectrômetro de massas, que mede o desvio da composição isotópica de um padrão a partir de um molusco fóssil da formação Viena Pee Dee Belemnite – PDB, para o qual a razão molar $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ é igual a 0,01124 (Farquhar *et al.* 1989).

De acordo com Pessenda *et al.* (2015), a composição isotópica de uma amostra ($\delta_{amostra}$) em comparação com o padrão VPDB é dada pela equação 3:

$$\delta^{13}\text{C}_{PDB}(\text{‰}) = \left(\frac{R_{amostra} - R_{PDB}}{R_{PDB}} \right) \times 1.000 \quad (3)$$

Assim, $\delta_{amostra}$ indica o desvio da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ da amostra (Ramostra) em relação à razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ do padrão VPDB (RPDB). Por envolver números geralmente pequenos, é costume na literatura multiplicar o resultado obtido na equação 3 por mil.

Para Bender (1971), as plantas vasculares são divididas em dois grupos de vias fotossintéticas diferentes, de acordo com os valores de ^{13}C na sua matéria orgânica: (i) Plantas de ciclo fotossintético C3, com $\delta^{13}\text{C}$ está em um intervalo de -22 a -33‰ e (ii) plantas de ciclo fotossintético C4, com $\delta^{13}\text{C}$ entre -10 a -20‰. Além disso, muitas plantas das famílias que mostram o metabolismo ácido crassuláceo também mostram um enriquecimento em isótopo de carbono.

O carbono tem dois isótopos que ocorrem naturalmente na natureza, a maior parte do carbono é ^{12}C (98,9%), com 1.1% sendo ^{13}C (Boutton 1996 & Farquhar *et al.* 1989). A razão entre esses isótopos ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) nas plantas diferem consideravelmente (Pessenda *et al.* 2005). A proporção da composição isotópica da amostra é comparada com a composição isotópica do padrão internacional VPDB (Viena Pee Dee Belemnite – um molusco fóssil da Formação Pee Dee), no qual a razão molar $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ do padrão VPDB é igual a 0,01124 (Farquhar *et al.* 1989).

4.1.4 $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica sedimentar e vegetação

Os índices isotópicos de carbono estável ($\delta^{13}\text{C}$) e elementares de C/N são utilizados na reconstituição paleoambiental e permitem a identificação da proveniência da matéria orgânica em ambientes marinhos, estuarinos, lacustres e continentais (Meyers & Eadie 1993, Andrews *et al.* 1998, Meyers & Teranes 2001). Desse modo, tais indicadores podem ser aplicados com sucesso no campo da reconstrução do nível relativo do mar (Wilson *et al.* 2005), nas mudanças na vegetação e clima em tempos pretéritos.

Os índices isotópicos de carbono são úteis para distinguir entre fontes vegetais marinhas e continentais da matéria orgânica sedimentar e para identificar a matéria orgânica dos diferentes tipos de plantas terrestres (Meyers 1994). A razão entre esses isótopos ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) nas plantas difere consideravelmente (Pessenda *et al.* 2005). A proporção da composição isotópica da amostra é comparada com a composição isotópica do padrão internacional VPDB (Viena Pee Dee Belemnite – um molusco fóssil), no qual a razão molar $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ do padrão VPDB é igual a 0,01124 (Farquhar *et al.* 1989).

Tal razão é utilizada para distinguir os tipos de ciclos fotossintéticos C3 (representado principalmente por árvores) ou C4 (gramíneas), onde as plantas C3 apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais empobrecido em relação às plantas C4 (Bender 1971). Como os valores isotópicos não são modificados com o tempo se tornam bons instrumentos de estudo da paleovegetação (Cerling *et al.* 1989).

As plantas C3 típicas de vegetação arbórea apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando em torno de -32 a -20‰, com uma média de -27‰. Já para plantas C4, representadas por espécies vegetais herbáceas, os valores variam de -17‰ a -9‰, com uma média de -13‰, (Figura 4) (Boutton 1991). As plantas CAM apresentam valores $\delta^{13}\text{C}$ muito variáveis, pois, as espécies que possuem o metabolismo CAM obrigatório apresentam valores $\delta^{13}\text{C}$ equivalentes aos das plantas C4, enquanto que as espécies de metabolismo CAM facultativo possuem valores $\delta^{13}\text{C}$ indistinguíveis daqueles encontrados nas plantas C3 ou C4 (Boutton 1996).

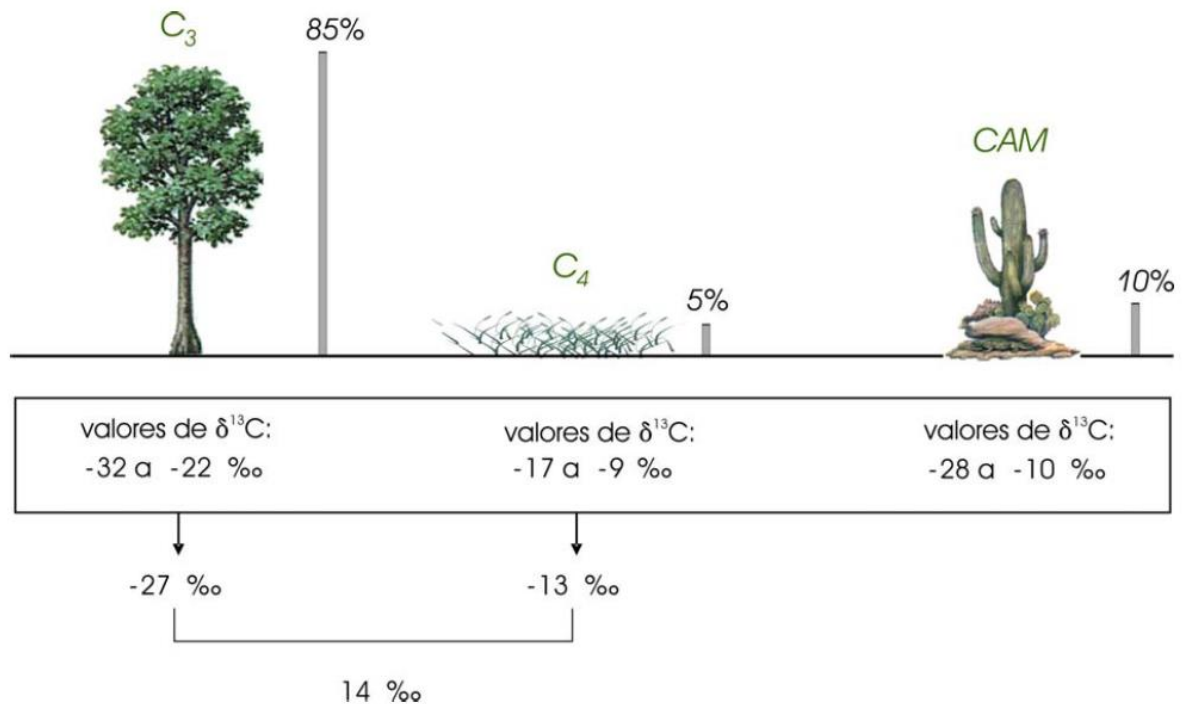


Figura 4- Valores isotópicos do carbono característicos dos ciclos fotossintéticos (C₃, C₄ e CAM) e porcentagem de distribuição natural (dados extraídos de Boutton 1996).

4.1.5 C/N

A razão elementar C/N é utilizada para distinguir entre as origens fitoplanctônicas e/ou terrestres da matéria orgânica sedimentar. As algas tipicamente possuem razões C/N entre 4 e 10, enquanto que as plantas terrestres vasculares têm razões maiores ou igual a 20. Esta distinção decorre da ausência de celulose nas algas e sua abundância em plantas vasculares (Meyers 1994). A composição elementar C/N e isótopos de carbono da matriz orgânica de todas as classes de plantas podem ser usadas em conjunto para distinguir entre matéria orgânica de algas de água doce, algas marinhas, plantas C₃ continentais e plantas C₄ continentais, portanto é possível determinar a origem do material sedimentar, seja de origem marinha ou terrestre (Meyers 1994 & Wilson *et al.* 2005), como pode ser observado na Figura 5. Podem ocorrer alguns erros nos valores de δ¹³C e C/N que provavelmente representam variações naturais em composições bioquímicas, modificações diagenéticas ou evidências de mudanças paleoambientais (Meyers 2003).

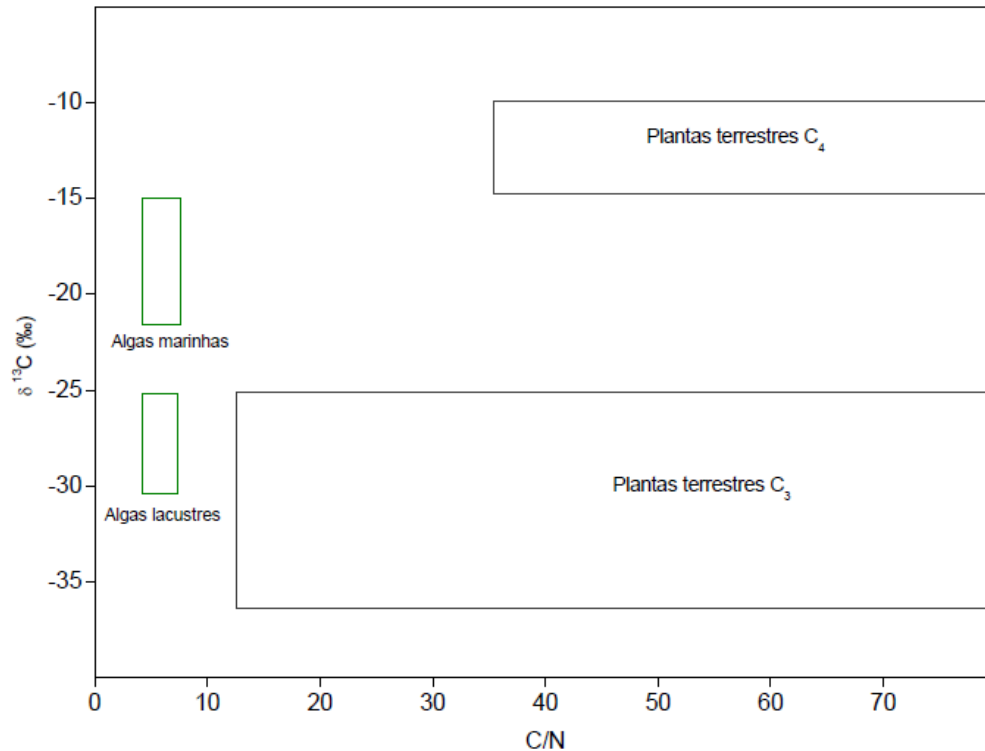


Figura 5- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e marinha. Fonte: Vidotto, 2008 (modificado de Meyers 2003 & Wilson *et al.* 2005).

4.1.6 Datação C-14

A primeira evidência para a existência do radiocarbono (carbono 14, ^{14}C) foi obtida em 1934 por F.N.D. Kurie na universidade de Yale (EUA). No início dos anos 50, W.F. Libby desenvolveu a datação por radiocarbono, o qual recebeu o Prêmio Nobel de Química de 1960 por essa pesquisa (Key 2001).

O carbono tem três isótopos que ocorrem naturalmente, dos quais, dois são estáveis (^{12}C , ^{13}C) e um (^{14}C) que é instável ou radioativo (Taylor 1987). A produção natural de ^{14}C é um efeito secundário de um bombardeio de raio cósmico na alta atmosfera. Após ser produzido, é oxidado para formar $^{14}\text{CO}_2$. Nesta forma, o ^{14}C é distribuído por toda a atmosfera terrestre, sendo a maior parte absorvida pelos oceanos e uma pequena porcentagem se torna parte da biosfera terrestre (Taylor 1987).

Os processos metabólicos mantêm o conteúdo de ^{14}C dos organismos vivos em equilíbrio com o ^{14}C atmosférico. Uma vez que os processos metabólicos cessam – como, por exemplo, a morte de um animal ou planta - a quantidade de ^{14}C começará a diminuir por decaimento radioativo com uma meia-vida de cerca de 5700. Logo, a idade de radiocarbono de uma determinada amostra baseia-se numa medição do teor residual de ^{14}C (Taylor 1987).

As idades não calibradas obtidas pela datação ^{14}C são expressas pela unidade anos antes do presente – AP, sendo “P” o ano de 1950, enquanto que as respectivas idades calibradas são expressas pela unidade anos calendário antes do presente – anos cal. AP (Pessenda *et al.* 2015).

4.1.7 Manguezais

Manguezais são ecossistemas altamente produtivos constituídos por um pequeno grupo de árvores e arbustos que se adaptaram para sobreviver na interface entre terra e mar. Eles são hospedeiros de um rico e complexo conjunto de espécies associadas e, por sua vez, proporcionam serviços consideráveis às comunidades humanas, tanto local quanto globalmente (Spalding *et al.* 1997).

Florestas de mangue têm amplas tolerâncias ambientais, adaptando seu crescimento em diferentes ambientes, porém, são bem desenvolvidas em clima tropical, onde a temperatura mais fria do inverno é acima de 20°C e as temperaturas são relativamente constantes ao longo do ano (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990, Kjerfve & Lacerda 1993). O substrato desse ecossistema é constituído por sedimentos lodosos, ricos em matéria orgânica, e a vegetação é adaptada a condições ambientais extremas, como as variações de salinidade e baixos teores de oxigênio (Suguio 1998), além disso, apresenta plantas tolerantes à alta salinidade, anóxia e inundação constante de água (Vannucci 2001).

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

No Brasil os manguezais ocorrem desde o extremo norte (Rio Oiapoque - 04°30'N) até Laguna, em Santa Catarina (28°30'S), sob uma vasta gama de condições ambientais (Schaeffer-Novelli 1989), onde ocorrem apenas seis espécies de mangue: *Rhizophora mangle*, *Rhizophora racemosa*, *Rhizophora harrisonii*, *Avicennia germinans*, *Avicennia schaueriana* e *Laguncularia racemosa* (Kjerfve & Lacerda 1993).

Os três principais gêneros arbóreos possuem o seguinte padrão de distribuição: *Rhizophora* responde muito bem a fatores tais como oscilação no nível da água, drenagem e salinidade do sedimento, portanto ocupa áreas com maior influência das marés, locais geralmente mais baixos, com maior frequência e duração das inundações. *Avicennia* e *Laguncularia* em geral colonizam áreas mais elevadas, com menor frequência e duração das inundações pelas marés, com condições de salinidade da água intersticial mais baixas (Jiménez

1985 & Schaeffer-Novelli *et al.* 1990).

Em ambientes com condições limitantes a estrutura da floresta de mangue é reduzida, embora as mesmas espécies possam estar presentes. Por exemplo, no seu limite latitudinal do sul do Brasil o mangue vermelho (*Rhizophora mangle*) alcança apenas 1,5 m de altura, no entanto, sob condições ideais o mesmo atinge medidas superiores a 40 m (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990).

4.1.8 Mudanças no nível relativo do mar (NRM) e a dinâmica dos manguezais durante o Holoceno

A construção de curvas de nível relativo do mar através de paleoindicadores se mostrou uma ferramenta eficaz para a compreensão da história evolutiva das regiões costeiras durante o Quaternário. Tais indicadores utilizados na costa brasileira incluem as conchas de ostras, sambaquis, vermetídeos, fragmentos de madeira, depósitos arenosos e detritos vegetais (Suguio *et al.* 1985, Martin *et al.* 2003, Angulo *et al.* 2006). Dentre estes, os vermetídeos possuem vários atributos que os tornam ideais para a reconstituição de paleoníveis marinhos, pois proporcionam a estimativa mais confiável da sua idade e elevação do antigo nível do mar (Angulo *et al.* 1999, Angulo *et al.* 2006).

Tais curvas apresentam padrões diferentes para o Holoceno médio e tardio na costa leste e sul do Brasil. Suguio *et al.* (1985), sugerem que o nível do mar se elevou entre 4 e 5 metros acima do nível atual até cerca de 5100 anos AP, com sua subsequente descida. Angulo *et al.* (2002) indicaram que a altura máxima do nível do mar no Holoceno ocorreu entre 5.370 e 4.630 anos AP, e Angulo *et al.* (2006) apresentaram uma curva de nível de mar com uma descida contínua ao longo dos últimos 5100 anos. Tomazelli (1990), propôs um aumento do nível relativo do mar nos últimos 1000 anos para o Rio Grande do Sul, sul do Brasil, entretanto, tal curva foi questionada por Angulo & Giannini (1996). De acordo com Angulo *et al.* (1999) a elevação máxima do NRM para essa região foi possivelmente menor do que a observada na maior parte da costa leste brasileira.

Estudos realizados no litoral norte brasileiro com a utilização de registros isotópicos, palinológicos e sedimentológicos revelaram que a história da vegetação durante o Holoceno ao longo do litoral é caracterizada pelas fases: (a) de estabelecimento do manguezal como resultado da incursão marinha causada pelo aumento do nível do mar pós-glacial, e (b) de contração do manguezal associada à descarga fluvial do Rio Amazonas (Behling *et al.* 2001, Cohen & Lara 2003, Cohen *et al.* 2005a, b, 2008, 2009, 2012, Lara & Cohen 2009). A retração

dos manguezais em direção ao continente é resultado do aumento no nível relativo do mar (Hanson & Maul 1989). No entanto, mudanças na morfologia do litoral desta região foram relacionadas à subsidência tectônica, que poderiam ter modificado o NRM com um potencial impacto na distribuição de manguezal durante o Holoceno (Rossetti *et al.* 2007, 2012, Cohen *et al.* 2012).

Ao longo da costa nordeste, sudeste e sul do Brasil, a dinâmica dos manguezais deve ter sido controlada principalmente pelas variações do nível relativo do mar durante o Holoceno (Buso Jr. *et al.* 2013, Soares *et al.* 2012, França *et al.* 2013, 2016, Fontes *et al.* 2017). Em relação ao litoral sul da Bahia, de acordo Fontes *et al.* (2017), durante o Holoceno inferior e médio houve um aumento progressivo no NRM com consequente incursão marinha formando um sistema estuarino de planícies de maré, as quais foram colonizadas por manguezais. Durante o Holoceno tardio, os manguezais ficaram restritos às planícies de maré conectadas à borda das lagoas próximo à linha de costa atual, como resultado da queda do NRM combinado com o aumento da precipitação.

As oscilações do NRM, bem como as mudanças climáticas, têm produzido alterações nos ecossistemas costeiros ao longo do litoral brasileiro (Cohen *et al.* 2005a, b, Behling *et al.* 2007, Lara & Cohen 2009, França *et al.* 2012, Buso Jr. *et al.* 2013). Em relação aos manguezais, como estes respondem a fatores ambientais de mudanças nas descargas fluviais, nos gradientes de nutriente e salinidade estuarinos e aporte de sedimentos, tornam-se mais suscetíveis às mudanças climáticas e às flutuações do nível do mar (Krauss *et al.* 2008, Alongi 2008, Stevens *et al.* 2006, Lara & Cohen 2006), o que afeta diretamente a dinâmica desses ecossistemas (Cohen *et al.* 2012).

4.1.9 Mudanças climáticas durante o Holoceno

A história climática do Holoceno não mudou drasticamente em comparação com as mudanças climáticas glaciais-interglaciais (Steig 1999 & Wanner *et al.* 2008). No entanto, a transição de condições glaciais para interglaciais é marcada por mudanças consideráveis na vegetação (Adams *et al.* 1990) controladas por variações paleoclimáticas (Servant *et al.* 1993).

As ferramentas utilizadas nos estudos paleoclimáticos incluem a interpretação geomorfológica, análises de grãos de pólen e esporos preservados em sedimentos, análises isotópicas e elementares da matéria-orgânica do solo, fósseis e carvão vegetal (Bigarella & Andrade-Lima 1982, Ledru 1993, Behling *et al.* 1998, Pessenda *et al.* 1996a, 2004b, 2009), dentre outras. Os dados obtidos em tais análises devem ser relacionados a uma cronologia, como

por exemplo a datação com base no ^{14}C (Teixeira *et al.* 2009).

Pesquisas sobre o paleoclima na América do Sul indicaram um clima úmido durante o Holoceno inicial, o que favoreceu o desenvolvimento de florestas. Por volta de 6000/4000 anos AP ocorreu uma regressão das florestas ocasionada por um clima mais frio e seco (Van der Hammen 1991, Absy *et al.* 1991, Servant *et al.* 1993, Salgado-Labouriau *et al.* 1997, Behling & Hooghiemstra 2000). A partir de 4000 anos AP o clima se encontrava similar ao atual (Markgraf & Bradbury 1982). Esse padrão foi interpretado como uma migração da Zona de Convergência Intertropical para o norte, devido a mudanças de insolação (Dias *et al.* 2009). Prado *et al.* (2013) indicaram um cenário de déficit hídrico na América do Sul durante o Holoceno médio em comparação ao Holoceno tardio.

Na região amazônica durante o período inicial do Holoceno a distribuição de savana foi muito maior do que durante o período do Holoceno tardio, documentando condições climáticas mais secas e menores taxas anuais de chuvas. O clima foi marcado por um período mais úmido durante o Holoceno superior, similar ao atual (Behling & Hooghiemstra 2000, Behling *et al.* 2001, Behling 2002).

Estudos paleoambientais em regiões do sul, sudeste e centro do Brasil indicaram um período relativamente mais seco e mais quente durante o Holoceno inicial e médio. Em contrapartida, o Holoceno tardio foi caracterizado por condições climáticas mais úmidas com regime hídrico crescente até o presente (Behling 2002, Turcq *et al.* 2002, Pessenda *et al.* 2004a, Ledru *et al.* 2007, Pessenda *et al.* 2009, 2010, Cohen *et al.* 2012). Com exceção da região de Salitre, estado de Minas Gerais, onde foram registradas condições frias e úmidas entre 10000 e 7000 anos AP (Ledru *et al.* 1998).

Behling (2002), em uma síntese das regiões Sul e Sudeste brasileiras, indicou a presença de clima seco durante o período inicial do Holoceno. A mudança para as condições climáticas mais úmidas começou em torno de 6000/5000 anos AP na região Sudeste e, posteriormente, cerca de 3000 anos AP na região Sul, favorecendo a expansão da floresta Semidecídua e de Araucárias, respectivamente. O Holoceno tardio, por volta de 1000/1500 anos AP, foi caracterizado com um clima muito mais úmido, sem período significativo de seca.

Pessenda *et al.* (2004b, 2009), com base em análises de isótopos de carbono da matéria orgânica do solo, relataram que durante o Holoceno inferior ao médio a região sudeste brasileira esteve sob um clima mais seco que o atual, associado a maior contribuição de matéria orgânica originada de plantas C4. Condições climáticas mais quentes e úmidas foram observadas do Holoceno médio ao superior, devido à expansão da vegetação florestal. Provavelmente, essas condições foram influenciadas por um aumento da insolação de verão no Hemisfério Sul

(Martin *et al.* 1997). Ledru *et al.* (1998) sugerem que a ZCIT se localizava mais ao norte durante o início do Holoceno, ocasionando uma redução na precipitação. Após 4500 anos cal AP, com o deslocamento da ITCZ mais ao sul, o clima passou a ser mais quente e úmido.

Cruz Jr. (2003) & Cruz Jr. *et al.* (2006) através de dados de espeleotemas no estado de Santa Catarina, sul do Brasil, obtiveram evidências de condições úmidas ao longo do Holoceno inicial, associadas à expansão de mata atlântica nas áreas próximas à costa indicadas por registros polínicos na região. Durante este tempo, as correntes de massas de ar polares sob o Hemisfério Sul forneceram umidade suficiente que permitiram manter a floresta tropical na região.

Com relação à região nordeste do Brasil, análises paleoclimáticas com base em palinologia têm inferido clima menos úmido que o atual entre o Holoceno inicial e médio. Do Holoceno médio até o presente a tendência foi de clima mais úmido, semelhantes ao atual (Ledru 1993, Ledru *et al.* 1998, Behling *et al.* 2000). No entanto, pólen e espeleotemas mostram resultados diferentes de padrões climáticos durante o Holoceno médio para o nordeste do Brasil (Ledru *et al.* 2006 & Cruz Jr. *et al.* 2009).

Por meio de análises palinológicas, Oliveira *et al.* (1999) interpretaram que o clima na Bahia, nordeste do Brasil, no final do Pleistoceno apresentava maior umidade, e durante o Holoceno inicial e médio houve uma tendência de redução de umidade. A partir de 4000 anos AP foram inferidas condições climáticas bem menos úmidas, com o desenvolvimento da atual vegetação de caatinga. Behling *et al.* (2000), inferiram clima semiárido para o nordeste do Brasil durante o Holoceno inferior.

Registros isotópicos de carbono e carvão nos solos da região Nordeste do Brasil foram analisados por Pessenda *et al.* (2010), os quais constataram condições climáticas mais secas do Holoceno inicial ao médio, associado à presença de fragmentos de carvão no solo e ao desenvolvimento de savanas. De 3000/2000 anos AP até o presente, os registros de isótopos de carbono sugerem uma fase mais úmida combinado à expansão da vegetação arbórea. Essa dinâmica da vegetação é semelhante à observada em algumas áreas da região Amazônica, onde a expansão de savana é evidenciada sob condições climáticas quentes e menos úmidas durante o Holoceno inicial/médio.

5 IMPACTS OF SEA-LEVEL AND CLIMATE CHANGES ON MANGROVES FROM SOUTHERN BAHIA- NORTHEASTERN BRAZIL DURING THE HOLOCENE: A COMBINATION OF POLLEN, ISOTOPE AND DIGITAL ELEVATION MODEL ANALYZES

Beatriz L. Figueiredo^a, Marcelo C. L. Cohen^{a*}, Nedra N. Oliveira^a, Neuza A. Fontes^a, Marlon C. França^b; Luiz C. R. Pessenda^c

a Graduate Program of Geology and Geochemistry, Federal University of Pará. Rua Augusto Corrêa, 01 - Guamá. CEP 66075-110, Belém (PA), Brazil.

b Federal Institute of Pará, Av. Alm. Barroso, 1155, Marco, 66090-020, Belém (PA), Brazil.

c University of São Paulo, CENA/14C Laboratory, Av. Centenário 303, 13400-000, Piracicaba, São Paulo, Brazil.

*Corresponding author: Marcelo Cancela Lisboa Cohen

Federal University of Pará - Brazil

Rua Augusto Corrêa, 01 - Guamá. CEP 66075-110, Belém (PA), Brazil.

Tel.: +55 91 3201-7988

E-mail address: mcohen80@hotmail.com

Abstract

The recent sea level rise and climate changes will cause significant alterations in geomorphology and coastal wetlands. The robustness of projections of these driving forces impacts on mangroves depending on data volume about the wetlands dynamics according to sea level and climate changes during the last millennium. In order to contribute to the mangrove dynamics analysis during the Holocene, this work presents an integration of drainage basins analyzes, based on satellite images from southern Bahia-Northeastern Brazil, with a digital elevation model, based on drone images, sedimentary features, pollen and geochemical ($\delta^{13}\text{C}$, C/N, $\delta^{15}\text{N}$) analyzes obtained from cores sampled along 37 km of the Jucuruçu river. The data indicate that tidal flats along the fluvial valleys from southern Bahia was dominated by mangroves at least ~37 km upriver during the Mid-Holocene. It was caused by a combination of relative sea level rise (RSL) and climate changes. During the early and middle Holocene, the climate was relatively dryer and the post-glacial sea level rise caused flooding along the studied fluvial valleys. The RSL at about 7400 cal yr BP was between -1.4 ± 0.8 and $+1 \pm 0.8$ m, and at about 5350 cal yr BP was recorded a maximal RSL of $+3.25 \pm 0.8$ m. During this phase the marine incursion was favored by the lower fluvial discharge, causing an expansion of estuarine influence and the replacement of freshwater vegetation by mangroves on tidal flats. During the middle and late Holocene occurred a RSL fall and the climate becomes wetter. The combination of these forces drove to an increase of fluvial discharge and a reduction of tidal water salinity along the fluvial valleys. The estuarine influence migrated downstream, and mangroves were replaced by freshwater vegetation on flood plain. Today, mangroves occur as fringes along tidal channels on the mouth of the Jucuruçu river estuary. The combination of satellite, drone images supported by interpolated dense points cloud and theodolite data, with inter-proxy data obtained from stratigraphic sequences proved to be an efficient and innovative process for evaluating the impacts of sea level and climate changes during the Holocene.

Introduction

The sea level changes during the late Quaternary is the primary driving force for most geomorphological processes acting along the coastal plains (Suguio *et al.* 1985, Martin *et al.* 1997, Masselink *et al.* 2014). In addition, mangroves are strongly influenced by the relative sea level variations, because they occupy intertidal zones and their expansion is determined by topography in relation to sea level (e.g., Woodroffe and Grindrod 1991, Woodroffe 1995, Schaeffer-Novelli *et al.* 2002, Cohen and Lara 2003, Stevens *et al.* 2006, Krauss *et al.* 2014). Regarding the Last Glacial Maximum, eustatic sea-level fall eroded river valleys along the coastal zone and inner shelf and mangroves migrated seaward (Fontes *et al.* 2017). The post-glacial sea-level rise drowned the fluvial valleys and it favored the development of estuaries during the early and mid-Holocene with relevant impacts on fluvial systems upstream (e.g. Cooper *et al.* 2012, Cohen *et al.* 2012, Maselli *et al.* 2014, Mourelle *et al.* 2015, Fontes *et al.* 2017). Mangroves are known to show rapid responses to hydrological, geomorphic and climatic changes (Schaeffer-Novelli *et al.* 2002). A relative sea level rise, associated to climatic conditions, can result in an expansion of mangrove into topographically higher sectors (Schaeffer-Novelli *et al.* 2002, Cohen *et al.* 2008). In this context, marine transgression and regressions have affected the mangrove distribution (Woodroffe 1982, Hutchings and Saenger 1987, Wolanski *et al.* 1990, Semeniuk 1994, Alongi 2002).

Observations of higher than present Holocene sea levels are well documented in the Southern Hemisphere, as can be found in South Africa (e.g., Ramsay 1995), Australia (e.g., Lambeck and Nakada 1990, Sloss *et al.* 2005, Lewis *et al.* 2008), and South America (e.g., Suguio *et al.* 1985, Angulo and Lessa 1997, Martin *et al.* 2003, Angulo *et al.* 2006).

In Australia, a rising sea level invaded the rather shallow and broad valleys towards the end of the postglacial transgression (Chappell and Polach 1991). Mangrove facies composed of organic muds and containing mangrove pollen commonly overlies previous valley floors, recording the inundation of the valley by the rising sea-level around 7000-8000 yr BP. Transgressive basal sediments pass upwards into mangrove facies showing that these macrotidal estuaries became areas of vertical accretion under widespread mangrove forests, which have been termed the “big swamp”, throughout the last 8 m or more of the sea-level rise (Woodroffe 1987). Regarding the African mangroves, similar mangrove response to RSL changes occurred on Makoba Bay (Northern Zanzibar Island, Eastern Tanzania), where a rapid sea level rise caused landward mangrove migration at early Holocene, while a lower sea level after mid-Holocene caused a seaward mangrove migration (Punwong 2013). Along the Asian littoral, a rapid post-

LGM sea-level rise between 14.000 and 7.000 pushed the coastline and mangrove front about 100 Km inland in Ganges-Brahmaputra (Sarkar *et al.* 2009, Allison *et al.* 2003). In Bay of Bengal, mangrove dominated deltas Sundarban shifted their position due to the responses of sea level rise (Pramanik 2016).

Considering the eastern South American littoral, multi-proxy analysis from the Río de la Plata estuary indicated that salt marsh vegetation developed along the estuary between 8000 and 5100 cal yr BP, as the sea level rose and reached the Holocene sea-level highstand. Brackish marshes along the estuary between 5100 and 2900 cal yr BP reflect the late Holocene sea-level fall and associated increased input of freshwater. Present-day marshes behind the sand bar characterize the last 1000 cal yr BP (Mourelle *et al.* 2015).

Studies about the sea-level changes during the Holocene on the east Brazilian coastline reveal that the sea-level exceeded the present one between 7800 and 6600 cal yr BP, reaching 2-5 m above the present level at about 5500 cal yr BP (Martin *et al.* 2003, Bezerra *et al.* 2003, Angulo *et al.* 2006, Caldas *et al.* 2006). During the late Holocene, the RSL decreased (Angulo *et al.* 2006). Regarding the northeastern Brazilian coast, the RSL in Rio Grande do Norte would have approached its present position around 6500 cal yr BP (Bezerra *et al.* 2003). Caldas *et al.* (2006) proposed a middle Holocene 0 m RSL at 6700 cal yr BP, followed by 1.3 m of RSL highstand at 5900 cal yr BP and subsequent drop to present values. Several publications proposed that coastal systems evolved according to Holocene sea-level variations (Suguoio and Martin 1987, Dominguez *et al.* 1987, Martin *et al.* 1993, 1996, Bittencourt *et al.* 2007, Hein *et al.* 2014). For instance, most part of littoral of the State of Espírito Santo, southeast Brazil, exhibits morphologic features caused by relative sea-level changes (Rossetti *et al.* 2015). Progradation and retrogradation of this coast during the late Pleistocene and Holocene produced beach ridges and deltaic deposits. The post-glacial sea level rise reactivated estuaries previously abandoned over the Barreiras Formation in the continental area. These estuarine sedimentary deposits indicates brackish conditions up to the mid-Holocene, when these water bodies gradually became completely continental-influenced during the late Holocene (Castro *et al.* 2013, Buso Jr. 2013, França *et al.* 2013, 2015, Cohen *et al.* 2014, Rossetti *et al.* 2015).

For example, along the northern Brazilian littoral, climatic and hydrological factors have controlled the wetlands distribution leading to the formation of a littoral dominated by mangroves and salt-marshes, under influence of a tidal water salinity between 30‰ and 7‰; and a sector characterized by várzea (swamp seasonally and permanently inundated by freshwater) and herbaceous vegetation, close to the Amazon river mouth, with tidal water salinity below 7‰. Inter-proxy analyses reveal that marine influence and mangrove vegetation was wider than today

on the mouth of Amazon river during the early and middle Holocene, forming a continuous mangrove belt along the northern Brazilian Amazon littoral. The establishment of this mangrove strip is a direct consequence of the marine incursion caused by post-glacial sea-level rise possibly associated with tectonic subsidence. In the late Holocene, in areas influenced by the Amazon river discharge, the mangroves were replaced by freshwater vegetation. Likely, the fragmentation of this continuous mangrove line during the late Holocene was caused by the increase of river freshwater discharge associated to the change from dry into wet climates in the late Holocene (Cohen and Lara 2003, Behling *et al.* 2004, Cohen *et al.* 2014). This caused a significant decrease of tidal water salinity in areas near the mouth of Amazon river. These changes in the Amazon discharge are probably associated with dry and wet periods in the northern Amazon region during the Holocene (Cohen *et al.* 2012). This climatic dynamic is similar to that observed for the northeast region, where it was inferred drier climatic conditions during the early/ middle Holocene and wet periods during late Holocene (Pessenda *et al.* 2004b, 2010).

Along the Brazilian coast, mangroves are found from the extreme northern Brazilian coast in the Oiapoque river (04°20'N) to Laguna (28°30'S) in the southern coast (Schaeffer-Novelli *et al.* 2000). In northern Brazil the mangroves are extremely irregular and jagged, occurring throughout bays and estuaries (Souza Filho *et al.* 2006). On the southeastern and southern coast, mangroves occur in bays, lagoons or estuarine inlets (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990), which are strongly controlled by climate and oceanographic characteristics (Soares *et al.* 2012).

Investigations in northern Brazil utilizing sedimentological, palynological and geochemical data revealed displacement of the mangrove ecosystem during the Holocene. This shift is attributed to climate, river discharge and RSL changes (Behling *et al.* 2004, Cohen *et al.* 2005a and b, 2008, 2009, Lara and Cohen 2009, Smith *et al.* 2011, 2012, Guimarães *et al.* 2012, França *et al.* 2012). However, in southeastern Brazil, the mangrove dynamics are mainly related to RSL changes (Buso Jr. 2013, Cohen *et al.* 2014) and sediment transport (Amaral *et al.* 2006). For the northeastern Brazilian coast, environmental reconstructions based on pollen analysis are still scarce, and the response of mangrove ecosystems to Holocene sea-level changes remains poorly understood.

However, recent studies have proposed climate and sea level changes based on mangrove dynamics during the Holocene to the Southern Bahia Littoral. According to Fontes *et al.* (2017) on one core located 23 km inland from the current coast revealed changes in vegetation and sedimentary organic matter along floodplains of the Jucuruçu river-Southern Bahia. Such changes were caused by the combined effects of the RSL fluctuations, with a highstand at about 5350 cal yr BP of 2.7 ± 1.35 m, and changes in fluvial discharge. However, another study based

on two cores located ~2.7 and 0.15 km from the current shoreline presents the mangrove establishment according to the RSL stabilization during the last thousand years (Moraes *et al.* 2017). The present work integrates new topographic, geomorphologic and stratigraphic data with previously published pollen and isotope data (Fontes *et al.* 2017, Moraes *et al.* 2017) to propose a Holocene sea level curve and a model to the response of mangroves along drainage basins from southern Bahia littoral (Figure 1) to changes in sea level and climate during the Holocene.

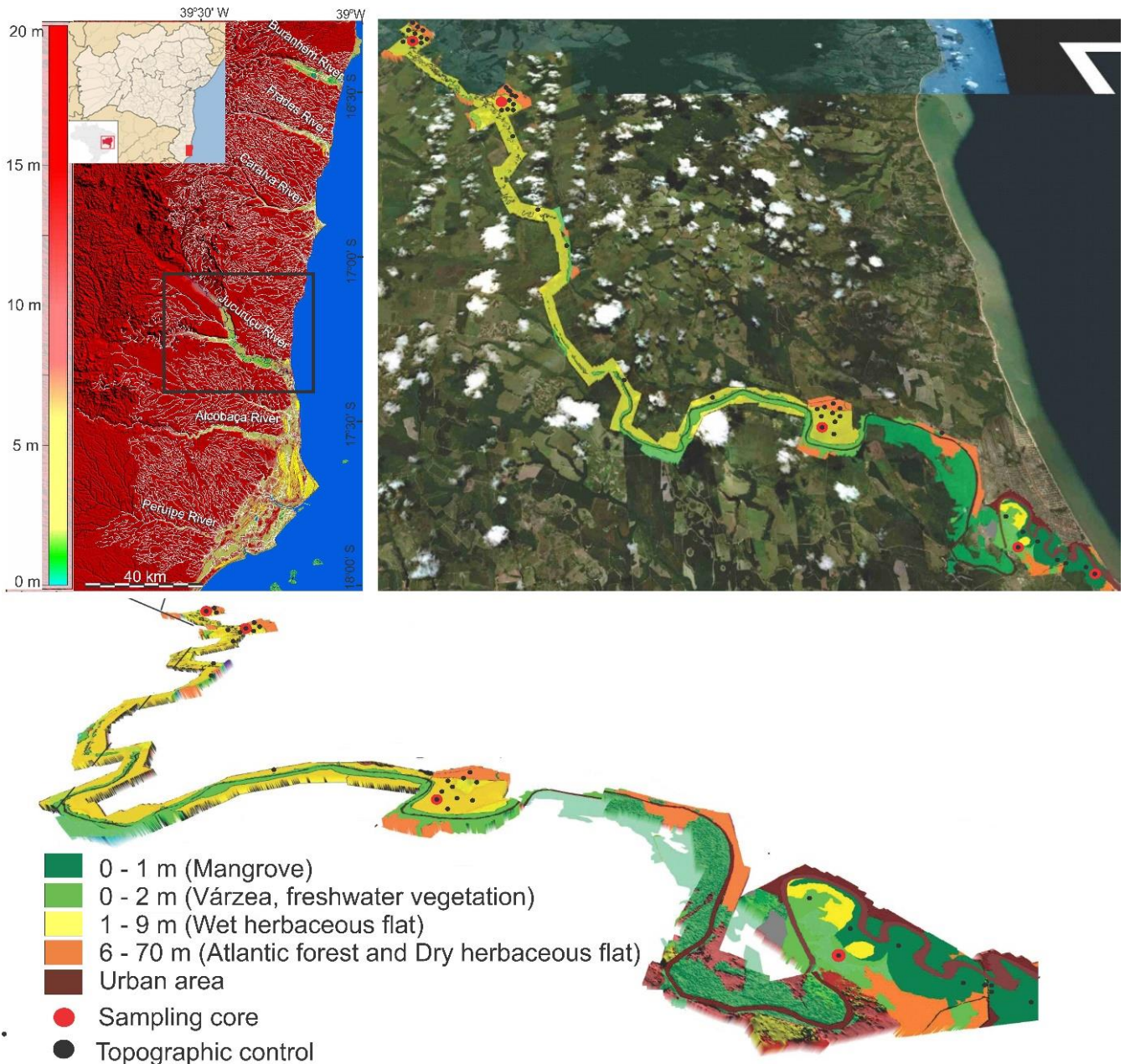


Figure 1- Location of the study area, drainage basins, topographic data and sampling sites along the Jucuruçu valley.

Materials and methods

Remote sensing

The topographic data were derived from Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), downloaded from the United States Geological Survey (USGS) (<http://srtm.usgs.gov/data/obtainingdata.html>), and a Digital Elevation Model (DEM) based on drone images and theodolite. Image interpretation of elevation data was made possible by the use of the software Global Mapper. Color schemes were organized to present strong hue transitions near the depth units boundaries to efficiently highlight the morphologic features of interest to this work. More than one hundred and fifty topographical reference sites were selected using theodolite, model CST Berger DGT10, along the Jucuruçu valley for field validation of the satellite images and drone pictures and for more detailed evaluation of changes in vegetation cover.

LANDSAT images were obtained from the National Institute of Space Research, Brazil (INPE). A three-color band composition (RGB 543) image was created and processed using the SPRING 3.6.03 and Global Mapper image processing system to discriminate different vegetation classes and geomorphological features of interest.

Acquisition of drone images and processing

High spatial resolution (precision of 0.03 m) images of the study area were obtained using a Drone Phantom 4 DJI. The images were acquired with a FC 330 digital 4K/12MP camera positioned on a motion compensated gimbal and calibrated by the DJI Assistant 2 Software. The drone surveying was carried out using the DJI Ground Station Pro Software installed in an Ipad Air tablet with predefined missions implemented autonomously with 90° camera angle, 90% frontal and 65% lateral overlay and 100 m altitude. Synthetic color images (2015, CNES/ASTRIUM) accessible by Google Earth (Yu and Gong, 2011) were used as orientation to delimit the drone surveying. A total of 58 missions and 18.892 images were developed, with each mission covering ~0.48 sq. km (15-18 minutes) to allow scan 27 sq. km. The individual missions required 10 to 15% overlap to ensure data quality. Ideally, the drone should take off from a same home-point, because the elevation of the home-point is used as topographical reference for the missions. In this case was necessary different home-points due to the size of the study area. In order to correct the topographical differences between home-points, topographic references (road) in the dense point clouds were used to level the different groups of dense point cloud along

the Jucuruçu river by the Global Mapper Software.

The drone images were processed using the Agisoft PhotoScan. This software performs photogrammetric processing of digital images and generates 3D spatial data and orthomosaics with high level of accuracy (www.gissoft.com) (Fig. 2). The developed orthomosaic image of 2017 was used to identify vegetation units and morphological features. Processing included the generation of point cloud and of digital models.

3D point cloud

Primary image orientation was implemented by the PhotoScan software to evaluate internal and external camera parameters of each image. The product was a sparse point cloud created from 18892 images (4 - 5 Mbs each image), where is specified the accuracy of the process (lowest, low, medium, high or highest). This software allows set the reference system using the coordinates of ground controlling points (GCPs) based on GPS and loaded from an external file. PhotoScan estimates internal and external camera orientation parameters during photo alignment (http://www.agisoft.com/pdf/photoscan-pro_1_4_en.pdf). This estimation is performed using image data alone. The accuracy of the final estimates depends on many factors, chiefly the overlap between neighboring photos and the shape of the object surface. These errors can lead to the non-linear deformation of the final model. Therefore, GCPs were used to improve image positioning and internal camera parameters to offset the non-linear model deformation.

Sparse points from the cloud was filtered as follows: a) removal of points with poor localization to avoid high reprojection error in order to increase the accuracy of the subsequent optimization step; b) reconstruction of points with high uncertainty from nearby photos with small baseline to avoid noise in the point cloud; c) removal of unreliable points of poor accuracy from the cloud; and d) filtering of points with poor projection due to their bigger size (for further details of these processing, see www.agisoft.com/pdf/photoscan-pro_1_4_en.pdf).

In order to obtain a 3D reconstruction based on a point cloud with spacing points from 3 to 5 cm, a dense point cloud was executed in high resolution. Then, 35 check points were measured during a field trip with an electronic theodolite and GPS to evaluate the accuracy of the 3D dense point cloud. A quantitative analysis based on vertical divergences between theodolite check points and the 3D dense point clouds was obtained using the following equation:

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

Where, Z_{dif} = the vertical differences, Z_{3D} = the Z value of the 3D dense point cloud, Z_{grd} = the Z value of theodolite check point. The Z_{dif} values ranged from -5 to +100 cm. The

lowest and highest divergences between the Z3D and Zgrd were obtained in the central part and along the edge of the mapped area, respectively. They probably reflect the decreasing trend of overlapping points from the middle to the edge of the study area. Then, the dense cloud presented more reliable points in the middle than in the edge of the 3D model. The central sector of the 3D model, ~100 m away from the edge, presented a vertical margin of error of ± 5 cm. However, considering that theodolite data have an error of ± 10 cm, a vertical margin of error of ± 10 cm was admitted for the 3D models. Without a GCP, the margin of error of the 3D models using only photogrammetry was of ± 50 cm. The final digital terrain model was calibrated using the Zdif values. Sequences of 3D models using theodolite check points may reduce the margin of error of terrain elevation. In addition, the higher the density of the point cloud, the lower the vertical margin of error. However, due to the large dimension, increasing the density of the point cloud in the study area would result in the processing of a high volume of data that would be unsuitable using the available computer resources. For instance, a Laptop Intel Core i7-7700 (Quad-Core, 6MB), 32GB DDR4; 512GB SSD + 5TB, NVIDIA GTX 1060 was used to analyze an area of 27 sq. km.

Digital models

Following the development of the dense point cloud, we carried out an automatic GCP classification. The dense point cloud was separated into cells, and the points in each cell were identified. Triangulation of these points provided the first approximation of the digital terrain model (DTM). Then, new points were added to the GCP class, following the criteria: they occurred within a certain distance from the terrain model; and the angle between the terrain model and a line connecting the new points with a GCP was less than a certain angle (www.agisoft.com/pdf/photoscan-pro_1_4_en.pdf). This procedure allowed evaluate the topographic surface below the vegetation cover. The GCPs below the mangrove vegetation, collected with hydrotopographic devices (see section Topographic data), improved the topographical precision of the ground point classification. After this classification, the polygonal mesh model and then digital surface model (DSM) were generated based only on the ground point class. To build the Vegetation Height Model (VHM) we used the equation:

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

The resulting models were exported to the Global Mapper Software to analyze the terrain, including volume and area calculation according to topography intervals, optimize cuts and fills, generate topographic contours, and delineate the watershed.

Validation

Topographic and environmental data were collected for validation of the interpretations provided by the spatial analysis and 3D models. Topographic data were obtained using an electronic theodolite and hydrotopographic devices. Visual observation and photographic documentation were used to determine the main geobotanical units.

Topographic data

An electronic theodolite, model CST Berger DGT10, and a gauge of 4 m were used to measure the surface elevation of flood plain occupied by herbaceous flats and plateau occupied mainly by Atlantic Forest. Coordinates and topographic data of 117 points were used as GCPs to calibrate the DEM obtained by photogrammetry. The planimetric and altimetric accuracy of the GCPs were in the order of ± 50 and ± 10 cm, respectively. This margin of error was obtained by returning to the IBGE geodesic landmarks at the end of each theodolite survey to close the polygon.

The altimetry of the mangrove substrates was determined using hydrotopographic devices (gauges) installed at 20 points on tidal flats, which allowed to measure the maximum high-tide elevations. Tidal levels at individual points were referred and regulated by the GCP obtained with the electronic theodolite. Based on the vial interval of the hydrotopographic devices, the margin of error was ± 2 cm. All topographic data were referenced to the IBGE geodesic landmark. (8059062 - 17°17'53"S/39°16'19"W, 8059062 - 17°20'56"S/39°13'40"W, 3273F - 17°17'55"S/39°17'34"W, 3272U - 17°08'12"S/39°25'14"W, 8059055 - 17°04'58"S/39°28'45"W) (<http://www.bdg.ibge.gov.br/bdg/pdf/relatorio.asp?L1=99506>).

Vegetation height

The vegetation height (VH) was calculated along the mangrove/herbaceous flat boundary using an electronic theodolite (CST Berger DGT10) and a tape, and the data were applied in the following equation:

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

Where, α and β are measured angles, AB= horizontal distance (Korning and Thomsen

1994). These data were used to validate the vegetation height model obtained by photogrammetry.

Sediment sampling processing

The fieldwork was carried out in September 2013, August 2014 and 2015, and July 2017. Sediment cores PR7 (S 17°08'47.7", W 39°25'19.21"), PR8 (S 17°5'48.73", W 39°28'38.91"), PR10 (S 17°18'17.43", W 39°17'47.74"), PR11 (S 17°20'58.13", W 39°12'58.49") and PR12 (S 17°20'41.97", W 39°14'27.87") were taken from flood plains colonized by herbaceous vegetation and tidal flats occupied by mangrove, using a Russian Sampler. According to Digital Elevation Model and theodolite data, the cores PR8, PR7, PR10, PR11 and PR12 are located 6.8 ± 0.1 m, 5.0 ± 0.1 m, 1.5 ± 0.1 m, 0.5 m and 0.5 m above the present RSL, respectively. Visual observations and photographic documentation were used to determine the main vegetation units (Fig. 2).

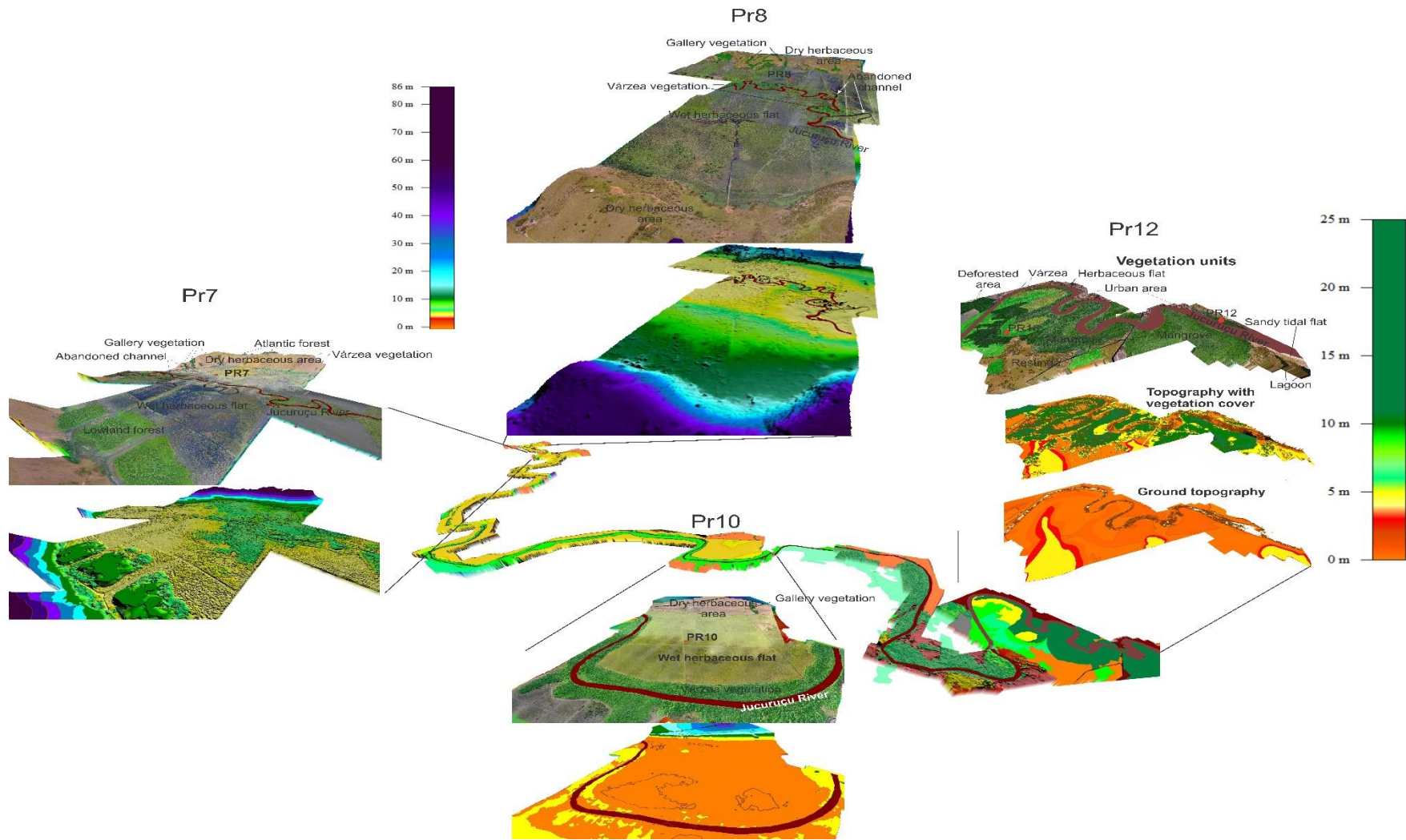


Figure 2- Topographic data of the cores PR8, PR7, PR10 and PR12.

Facies description

The core radiography was performed to identify internal sedimentary structures. Samples (0.5 g each) were selected at 5 cm intervals and immersed in H₂O₂ to remove organic matter and residual sediments were disaggregated by ultrasound (França 2010). The grain size analysis determined by laser diffraction using a Laser Particle Size SHIMADZU SALD 2101 in the Laboratory of Chemical Oceanography/UFGA. In this work was used scale of Wentworth (1922) with sand (2–0.0625 mm), silt (62.5–3.9 µm) and clay fraction (3.9–0.06 µm). Following the methods Walker (1992), facies analysis included description of color (Munsell Color 2009), lithology, texture and structure. The sedimentary facies were codified following Miall (1978). Sediment particles were identified only above 0.12 µm and macroscopic analysis of surface sediments was also carried out, recording size, sorting and rounding of sandy sediments.

Palynological analysis

For pollen analysis, 1.0 cm³ samples of the cores were taken at 10-cm and 5-cm intervals. 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 various pollen keys (e.g. Roubik and Moreno 1991), based on the reference collection of the Laboratory of Coastal Dynamics, (LADIC-UFGA) and the ¹⁴C Laboratory of the Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA/USP). A minimum of 300 terrestrial pollen grains were counted for each sample. Pollen and spore data were presented in pollen diagrams as percentages of the total terrestrial pollen sum. The taxa were grouped according to source: mangrove, tree and shrub, palms, herbs and ferns. The software TILIA and TILIAGRAF were used for calculation and to plot the pollen diagram (Grimm 1990). CONISS is a program for stratigraphically constrained cluster analysis by incremental sum of squares and was used for cluster analysis of pollen taxa, permitting the zonation of the pollen diagram (Grimm 1987).

Isotopic and elemental analysis

This analysis was made for the cores PR7, PR10, PR11 and PR12, where were collected at 5 cm intervals from the studied sediment cores. Sediments were treated with 4% hydrochloric

acid (HCl) to eliminate carbonate, added distilled water until the pH reached 6, dried at 50°C and finally homogenized. The samples were analyzed for total organic carbon (TOC) and total nitrogen (TN) at the Stable Isotope Laboratory of the CENA/USP. The results were expressed as a percentage of dry weight, with analytical precision of 0.09% (TOC) and 0.07% (TN), respectively.

The ^{13}C and ^{15}N results are expressed as $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ with respect to VPDB standard (Pessenda *et al.* 2004a). The origin of sedimentary material is determined by $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ and C/N composition (Boutton 1996, Meyers 1994, Wilson *et al.* 2005), as follows: the C3 terrestrial plants shows $\delta^{13}\text{C}$ values between -32‰ to -21‰ and C/N ratio > 12 , while C4 plants have $\delta^{13}\text{C}$ values ranging from -17‰ to -9‰ and C/N ratio > 20 . Freshwater algae have $\delta^{13}\text{C}$ values between -25‰ to -30‰ and marine algae around -24‰ to -16‰ . Peterson and Howarth (1987) used $\delta^{15}\text{N}$ values to differentiate organic matter from algae ($+8.5\text{‰}$) and C3 land plants ($+0.5\text{‰}$).

Radiocarbon dating

Based on color, lithology, and/or texture discontinuities, 23 bulk samples for the cores PR8, PR7, PR10, PR11 and PR12 (10 g each) were selected for ^{14}C analysis (Table 1). In order to avoid natural contamination by shell fragments, roots, seeds, etc, the sediment samples were physically cleaned under the stereomicroscope. The laboratory standard pre-treatment for sediment samples are described by Pessenda *et al.* (2012). Organic matter was chemically treated to remove the presence of a younger organic fraction (fulvic and/or humic acids) and to eliminate adsorbed carbonates by placing the samples in 2% HCl at 60°C for 4 h, followed by a rinse with distilled water to neutralize the pH. The samples were dried at 50°C.

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 6.0 (Reimer *et al.* 2013). The dates are reported in the text as the median of the range of calibrated ages (Table 1).

Table 1- Sediment samples selected for radiocarbon dating

Depth (cm)	Laboratory code	¹⁴ C age years, BP	Calibrated (cal yr BP 2σ)	Mean	Author
PR8 50	UGAMS 21566	Modern	Modern	Modern	Unpublished data
PR8 150	UGAMS 21567	2230 ± 20	2148 – 2311	2250	Unpublished data
PR8 250	UGAMS 21568	3090 ± 25	3168 – 3355	3250	Unpublished data
PR8 350	UGAMS 21569	3690 ± 25	3875 – 4014	3900	Unpublished data
PR8 450	UGAMS 21570	5090 ± 25	5714 – 5905	5800	Unpublished data
PR8 550	UGAMS 21571	5910 ± 25	6628 – 6757	6700	Unpublished data
PR8 650	UGAMS 21572	6490 ± 25	7304 – 7429	7400	Unpublished data
PR7 534	UGAMS 20331	2380 ±20	2314–2436	2400	Fontes <i>et al.</i> 2017
PR7 107	UGAMS 20332	3550 ±20	3822–3900	3861	Fontes <i>et al.</i> 2017
PR7 171	UGAMS 20333	4760 ±20	5325–5411	5350	Fontes <i>et al.</i> 2017
PR7 213	UGAMS 20334	5550 ±25	6274–6355	6300	Fontes <i>et al.</i> 2017
PR7 393	LACUF 140149	6488 ±100	7168–7517	7350	Fontes <i>et al.</i> 2017
PR7 448	LACUF 140004	6536 ±38	7311–7487	7400	Fontes <i>et al.</i> 2017
PR7 515	LACUFF160047	6.799 ± 69	7563 – 7788	7775	Unpublished data
PR7 536	LACUFF160051	6.988 ± 107	7621 – 7999	7810	Unpublished data
PR10 62	LACUFF	3966 ± 27	4400 – 4454	4430	Unpublished data
PR10 128	UGAMS 21201	6100 ± 30	6793 – 7003	6900	Unpublished data
PR10 290	UGAMS 21202	6280 ± 25	7150 – 7255	7200	Unpublished data
PR10 520	UGAMS 21203	6240 ± 30	6991 – 7181	7100	Unpublished data
PR11 65	UGAMS 21205	690 ±20	648–678	660	Moraes <i>et al.</i> 2017
PR12 35	UGAMS 21207	Modern	Modern	Modern	Moraes <i>et al.</i> 2017
PR12 84	UGAMS 21208	350 ± 20	316–399	350	Moraes <i>et al.</i> 2017
PR12 173	UGAMS 21209	730 ± 25	655–701	680	Moraes <i>et al.</i> 2017

Results

Drainage Patterns

The drainage of study area, located in extreme south of state of Bahia, is represented by six main drainage basins, corresponding to rivers Jucuruçu, Itanhaém (or Alcobaça), Peruípe, Caraíva, Frades and Buranhem (Fig. 1). The Jucuruçu, Alcobaça, Peruípe and Buranhem rivers

spring in Minas Gerais state, while Caraíva and Frades spring in Bahia state. The hydrographic basin group is formed by rivers of small flow and reduced drainage, with areas smaller than 10,000 km². The drainage basins are exorheic and the dominant drainage patterns are dendritic and parallel (Fig. 1). The dendritic drainage pattern is characterized by irregular branching in all directions with tributaries joining the main stream at all angles. The striking characteristics of these basins are drainage anomalies, which consist mainly of rapid changes in the course of rivers, with 90° inflections. Considering the main course of those rivers, they present straight course slightly sinuous along the downstream sector, in contrast with the meandering pattern along the upstream.

The Peruípe river integrates the towns of Caravelas, Nova Viçosa, Ibirapuã, Lagedão and part of the Mucuri. It reaches the coastal plain of Caravelas and presents dendritic characteristics upstream and meandering downstream.

The Itanhém river, also called Alcobaça river, presents hydrographic network covering the towns of Alcobaça, Teixeira de Freitas, Medeiros Neto and Itanhém. This river presents meander channels that becomes rectilinear along some sectors.

The town of Porto Seguro (State of Bahia) covers the low-middle course of the drainage basins of Caraíva, Frades and Buranhém rivers. These basins exhibit a drainage pattern preferably parallel to the main stream, and dendritic for the second-order tributaries courses.

These basins are drained from west to east with some sinuosity and asymmetry. The longest tributaries of Caraíva river has a rectilinear course due to a faults system. The Frades and Buranhém rivers presents a divergent drainage system, probably due to structural control of low courses of these rivers. Drainage anomalies, represented by frequent deviations of right angle course and compressed meanders, probably, are associated with the lithology, faults and fractures, topography, width and depth of fluvial valleys, evidencing strong structural control in some sectors of these rivers.

The Jucuruçu river basin exhibits a representative drainage pattern for the other rivers in the study region. It presents a low-angle of inclination (1/4500 m), where its tidal flats, mainly occupied by mangroves, occur near the sea level at <1 m above mean sea level, and flood plains, occupied by herbaceous vegetation, present elevations between 1 and 8 meters above mean sea level. The tableland spreads at about 70 m above mean sea level. Lakes on fluvial valley are developed by abandonment of channels. The upstream, near the town of Jucuruçu, and downstream sectors present strong sinuosity, while its middle sector exhibits a rectilinear channel. The study sites (PR8, PR7, PR10, PR11 and PR12) are located along the fluvial valley of the Jucuruçu river.

Vegetation

The plateaus are occupied by a mixture of Atlantic Forest, plantation/pasture and bare ground, while the floodplains are dominated by herbaceous vegetation (Cyperaceae and Poaceae) (Figs. 2). Gallery vegetation grows along the scarps, mainly comprising Arecaceae (Fig. 2). Downstream, sandy silt and muddy sediments spread over the floodplain, which is partially covered by “várzea” vegetation (seasonal swamp lands), while the tidal flats are occupied by mangroves (Fig. 2). The limit between freshwater and mangrove vegetation is not clearly fixed because the transition between these vegetation units reflects a salinity gradient, whereby the vegetation mainly characterized by Arecaceae (freshwater vegetation) occurs upstream, as evidenced along the sites PR10, PR7 and PR8 (Fig. 2).

Mangroves occur as fringe along estuarine and tidal channels. This vegetation unit was recorded only in the sites PR11 and PR12 and it covers ~8 km² (Fig. 2). Mangroves develop along the barrier and coastal lagoon system between the study site and Espírito Santo littoral zone. They are characterized by *Rhizophora*, *Laguncularia* and *Avicennia*, occupying areas between 0.3 and 1.0 m above the mean sea-level. Coastal sand barriers occur parallel to the shore and are sometimes separated from the mainland by lagoons. This geomorphological unit is colonized by “restinga” vegetation, which is mainly dominated by palm trees, as well as *Ipomoea pes-caprae*, *Hancornia speciosa*, *Chrysobalanus icaco*, *Hirtella americana*, *Cereus fernambucensis* and *Anacardium occidentale*.

Radiocarbon date and sedimentation rates

The radiocarbon dates are in the Table 1. Sedimentation rates were based on the relationship between depth and time intervals. The estimated sedimentary rates for sediment core PR8 are 1.4 mm/yr (650–550 cm), 1.1 mm/yr (550–450 cm), 0.5 mm/yr (450–350 cm), 1.4 mm/yr (350–250 cm), 1 mm/yr (250–150 cm) and 0.7 mm/yr (150–0 cm) (Fig. 3), while for the core PR10 are 5.4 mm/yr (290–128 cm) and 0.2 mm/yr (128–0 cm). The age depths 290 and 520 cm of the core PR10 present partial age inversions that may reflect a rapid filling of the tidal flat. In addition, it may be attributed to younger carbon contamination, that may be caused by invasion of roots, infiltration of organic compositions dissolved in water, influence of microorganisms, and of soil fauna (Pessenda *et al.* 2001). The sedimentation rates for the PR7 are 11 mm/yr (449–394 cm),

1.7 mm/yr (394-214 cm), 0.5 mm/yr (214-172 cm), 0.4 mm/yr (172-109 cm), 0.4 mm/yr (109-54 cm) and 0.2 mm/yr (54-0 cm). These rates are within the same order of magnitude as the vertical accretion interval of 0.1 and 11mm yr⁻¹ from mangrove forests reported by other authors (Behling *et al.* 2001, Cohen *et al.* 2008, 2009).

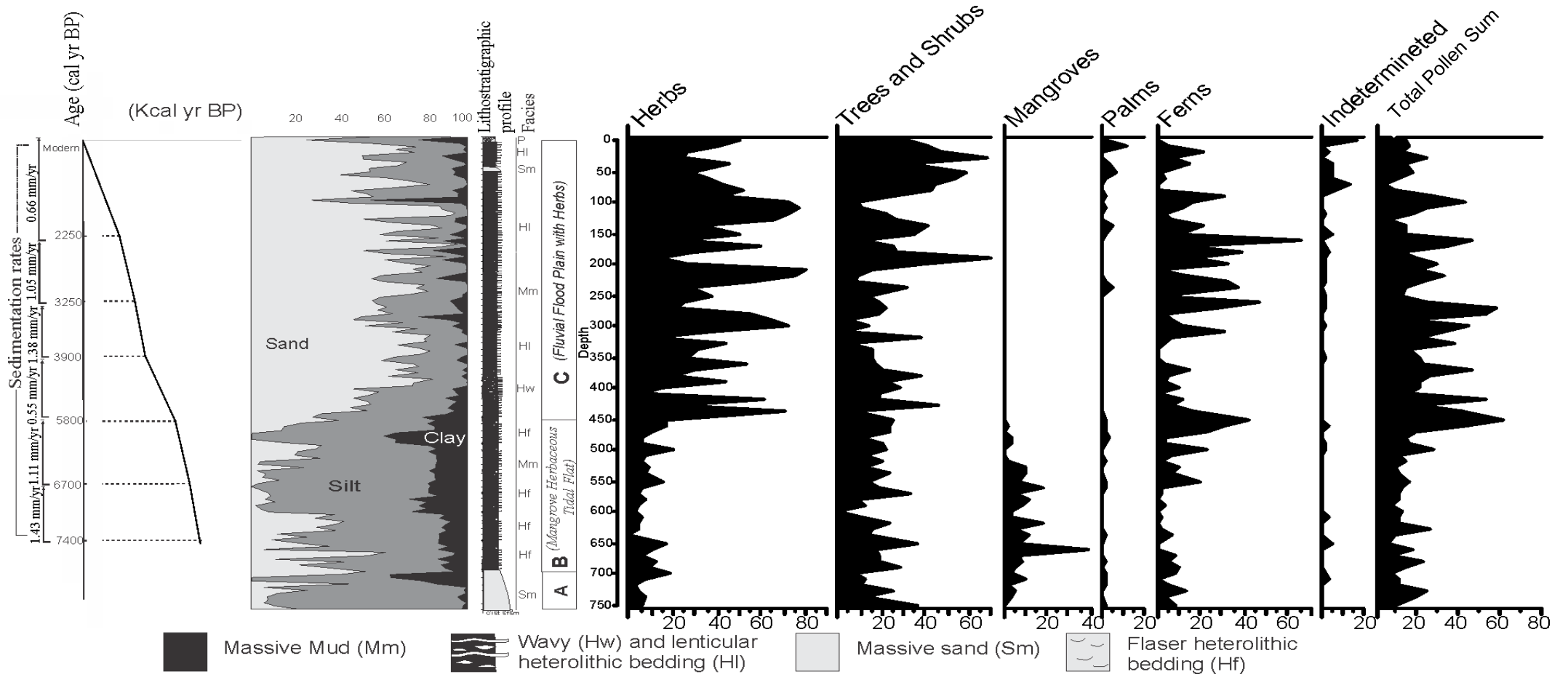


Figure 3- Summarized results for core PR8 with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen. Pollen data are presented in the pollen diagrams as percentages of the total pollen sum.

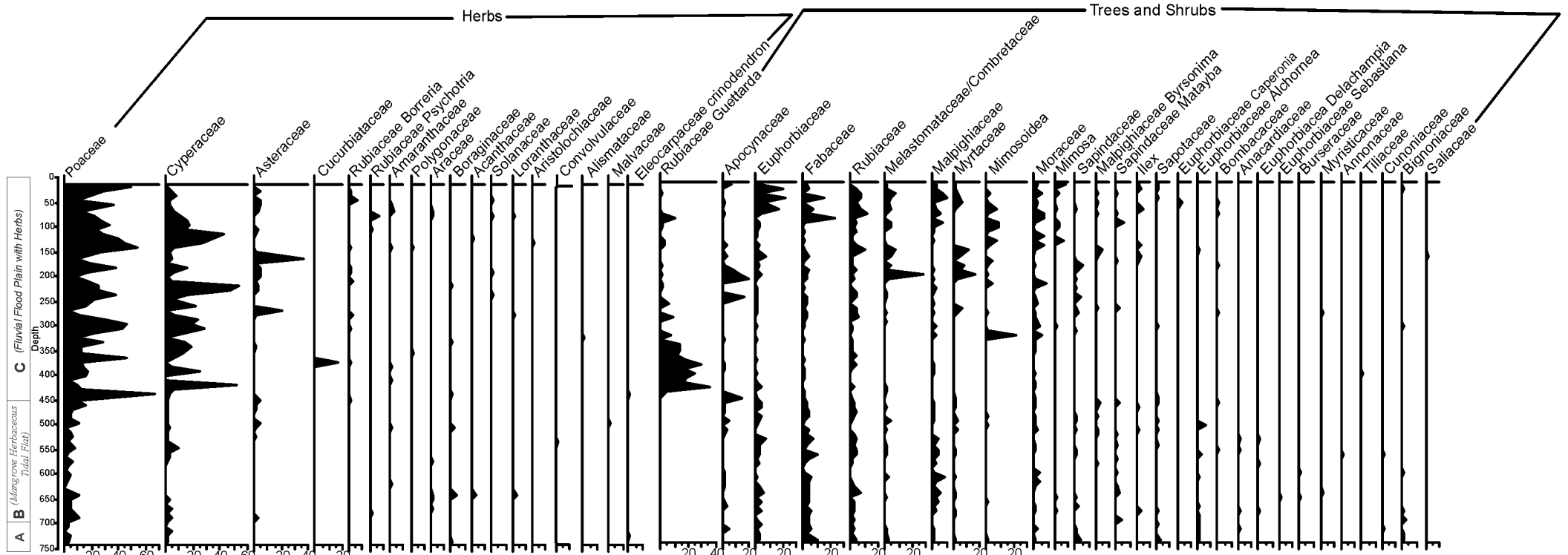


Figure 4- Pollen diagram of core PR8 with percentages of the most frequent pollen taxa of Herbs, Trees and Shrubs, core depth, and facies association.

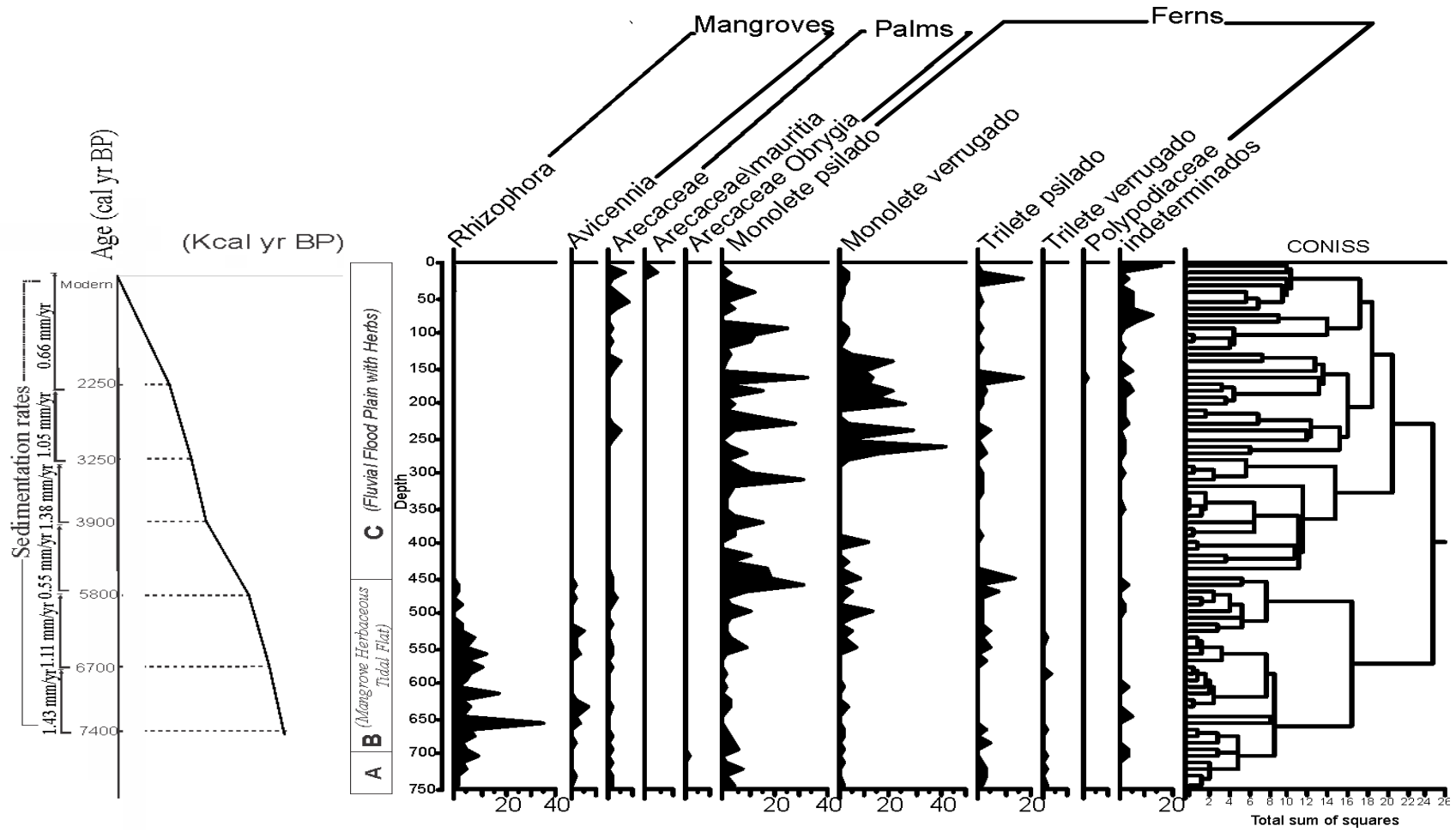


Figure 5- Pollen diagram of core PR8 with percentages of the most frequent pollen taxa of mangroves, palms and ferns, sample ages, core depth, facies association, sedimentations rates and cluster analyses.

Facies and pollen description

The cores present sedimentary successions that include massive sand and mud, wavy/lenticular/flaser heterolithic, inclined heterolithic bedding and peat deposits. The sedimentary, pollen and isotope analyses allowed the identification of three facies associations, described below (Table 2).

Table 2- Summary of facies association of the cores PR8, PR7, PR10, PR11 and PR12 with sedimentary characteristics, predominance of pollen groups and geochemical data.

Facies association	Facies description	Pollen predominance	Geochemical data	Interpretation
A – PR8, PR7, PR11 and PR12	Massive sands (Sm) Flaser heterolithic (Hf), Massive mud sediments (Mm), Massive sands (Sm),	Trees and shrubs, herbs and mangroves	No data	Estuarine Channel
B – PR8, PR7, PR10, PR11 and PR12	Lenticular heterolithic bedding (Hl), heterolithic wavy (Hw) and Inclined heterolithic bedding (Hi). Shell fragments	Trees and shrubs, mangroves, herbs, palms and ferns	$\delta^{13}\text{C} = -28$ to -15‰ $\delta^{15}\text{N} = 10$ to 3 C/N = ~ 50 to ~ 10	Mangrove Herbaceous Tidal Flat
C – PR8, PR7 and PR10	Laminar heterolithic (Hl), massive sand (Sm), massive muds (Mm), wavy heterolithic deposits (Hw), massive organic dark gray mud (Mom) with roots, root marks, leaves and peat	Herbs, trees and shrubs, palms and ferns	$\delta^{13}\text{C} = -28$ to -25‰ $\delta^{15}\text{N} = 3$ to 5 C/N = 22-159	Fluvial Flood Plain with Herbs

Estuarine channel – Facies association A

This facies association corresponds to the sedimentary unit between 750 and 700 cm depth, and 800 and 460 cm depth in the core PR8 (Figs. 4 and 5) and PR7, respectively, accumulated during the early Holocene (> 7400 cal yr BP). It presents fining upward sandy succession, which are based by sharp and erosional discontinuity surfaces mantled by coarse-grained sands or gravel. The pollen assemblages of this association recorded in the PR8 are characterized by Poaceae (0–12%), Cyperaceae (0–5%), Apocynaceae (0–6%), Euphorbiaceae (2–4%), Fabaceae (2–10%), Rubiaceae (1–3%) and *Rhizophora* (2–6%). Pollen of Arecaeae occurs between 0–2%.

Mangrove/herbaceous Tidal Flat – Facies Association B

The mangrove/herbaceous tidal flat occurs along the interval 700–450 cm (~7700–5800 cal yr BP), 460–175 cm (7400–5350 cal yr BP), and 520–40 cm (7200 - ~4000 cal yr BP) depth of the cores PR8, PR7 and PR10, respectively. In addition, this facies association has been accumulated during the last 680 cal yr BP in the cores PR11 and PR12. This unit consists of massive mud sediments (facies Mm), massive sands (facies Sm), flaser heterolithic (facies Hf), wavy (facies Hw) and inclined heterolithic bedding (facies Hi). Shell fragments are present in the PR10.

The pollen assemblage is characterized by four ecological groups, defined by the presence of tree and shrubs (5–100%) mainly represented by Moraceae/Urticaceae (0–39%), Apocynaceae (0–15%), Euphorbiaceae (0–16%), Fabaceae (0–17%), Rubiaceae (0–35%), Melastomataceae/Combretaceae (0–4%), Malpighiaceae (0–37%), Myrtaceae (0–4%), Aizoaceae (0–34%) and Sapotaceae (0–20%). Herbaceous pollen percentages oscillate between 5 and 100%, mainly characterized by Poaceae (7–86%), Cyperaceae (0–42%), Amaranthaceae (0–15%), Loranthaceae (0–12%), Asteraceae (0–8%). Pollen of mangrove taxa (0–40%) also occur within this facies association represented by *Rhizophora* (3–35%), *Avicennia* (0–15%) and *Laguncularia* (0–20%). Palms group are evidenced by Arecaeae (0–25%) and *Maurítia* (0–12%) (Fig. 4 and 5).

The $\delta^{13}\text{C}$ of sedimentary organic matter was determined for the cores PR7, PR10, PR11 and PR12, and the values are between -24 and -26‰, -26 and -23‰, -27 and -11‰, and -26 to –

24‰, respectively. The C/N values oscillate between ~7 and ~67, ~50 and ~10, ~15 and ~41‰ and ~11 to ~22 for the cores PR7, PR10 and PR12. The $\delta^{15}\text{N}$ values revealed an upward decreased trend from 10‰ to 3‰, 6‰ to 2‰ and 11‰ to 1‰ for the cores PR10, PR11 and PR12.

Flood plain with herbs – Facies Association C

Facies association C is represented by sedimentary unit between 450 and 0 cm, 175 and 0 cm, and 40 and 0 cm depths, accumulated during the last 5800, 5350 and 4000 cal yr BP in the cores PR8, PR7 and PR10, respectively. It is characterized by laminar heterolithic (Hl), massive sand (Sm), wavy heterolithic deposits (Hw), massive organic dark gray mud (facies Mom) with roots, root marks, leaves and peat.

The palynological record is marked by herbs pollen (Fig. 4), characterized by Poaceae (5–67%), Cyperaceae (0–53%), Asteraceae (0–36%), Curcubitaceae (0–16%), and *Borreria* (0–6%). Trees and shrubs are represented by Rubiaceae (0–29%), Fabaceae (0–24%), Malpighiaceae (0–10%), Euphorbiaceae (0–22%), Apocynaceae (0–20%), Melastomataceae/Combretaceae (0–29%), Myrtaceae (0–17%), Mimosoidea (0–23%), Moraceae (0–9%), *Mimosa* (0–8%) and Sapindaceae (0–5%). The *Guettarda* pollen (0–36%), present only PR8, is a shrub of neotropical distribution (Lima *et al.* 2010), occurring in northeastern Brazilian littoral (Pereira and Barbosa 2004). In addition, the core PR10 presents few mangrove pollen represented by *Rhizophora* (0–3%). The palms group is evidenced by Arecaceae occurs between 0 and 8%.

The isotope and elemental data of the facies association C of the cores PR7 and PR10, showed significant differences compared to Mangrove/herbaceous tidal flat. These cores presented $\delta^{13}\text{C}$ values between –26 and –28‰, and –27 and –25‰, respectively. C/N values oscillate between ~22 and ~159 (PR7) and around 11 (PR10). The $\delta^{15}\text{N}$ presents values between 3 and 5 for the core PR10.

Interpretation and discussion

Early Holocene: Fluvial-estuarine channels

The southern littoral of the State of Bahia is characterized by a sequence of fluvial valleys, where near their mouths occur the transition between várzea over flood plains and

mangrove on tidal flats. Considering the topographic, vegetation and geomorphological homogeneity along this littoral, probably the interpretations on mangrove dynamics based on the stratigraphic profiles along the Jucuruçu river Valley should be representative for the three fluvial valleys (Caraiva, Frades and Buranhem river) to the north of the Jucuruçu river. Considering these similarities, likely the increased topographic gradient, caused by the decline of ca. 120 m in sea level during the Late Glacial Maximum, cut deeply into river beds. At this time, river valleys become incised, and they were filled with fluvial deposits (Fig. 6), as recorded by base of the core PR7 (800 – 460 cm) and PR8 (760-700), which are characterized by fining upward sandy succession, separated by sharp and erosional discontinuity surfaces mantled by coarse-grained sands or gravel. The pollen accumulated in these intervals may be resulted of reworked sediment depending on the tidal channel dynamics (Cohen *et al.* 2014), then interpretations based on pollen content must be avoided, since it will not represent the vegetation from the time the sediments were accumulated. Probably, during this phase occurred a coastal progradation, because part of fluvial sediments of these rivers were accumulated on internal marine platform, characterizing deltaic systems, as described along the Linhares littoral (Cohen *et al.* 2014), 250 km away from the study area. In this work, the term deltaic system is used to described regressive deposits that record a seaward migration or progradation of the shoreline (Bhattacharya 1978).

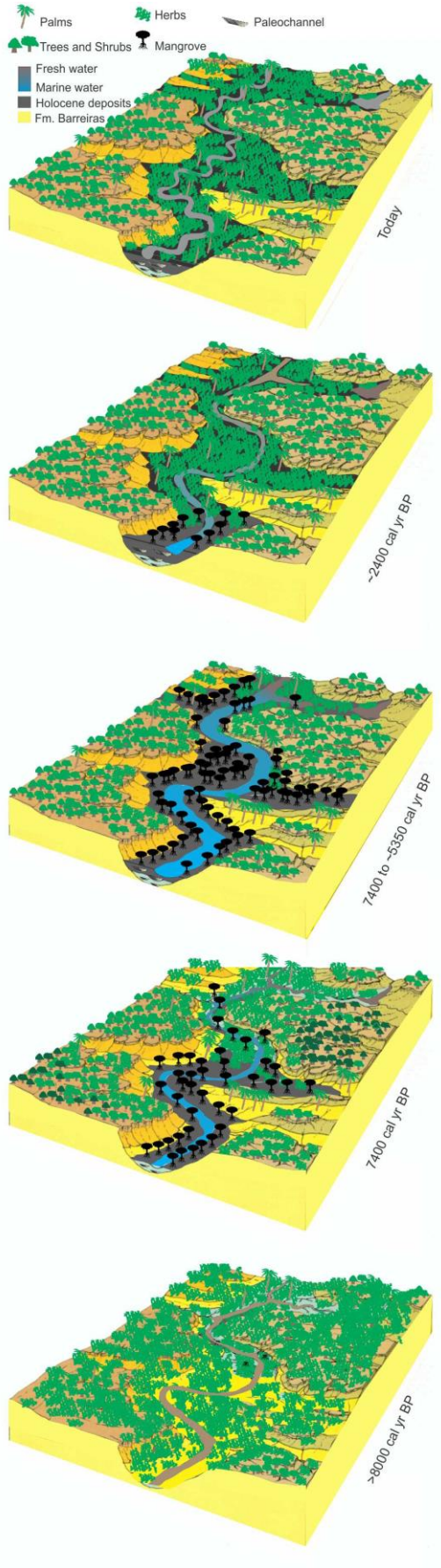


Figure 6- Model of estuarine dynamics influencing the mangrove establishment.

Early and Mid-Holocene: Mangrove/herbaceous tidal flat

The post-glacial sea-level rise caused significant geomorphological and vegetation changes along this littoral during the Holocene. Continued sea-level rise caused a marine incursion with erosion of coastline and invasion of embayment and broad valleys that generated estuarine and tidal channels. The marine transgression on valleys favored tidal amplification and the development of tide-influenced or tide-dominated environments, as recorded by the cores PR8 (700-450 cm), PR7 (450-175 cm) and PR10 (520- 40 cm), which revealed massive or parallel-laminated and alternation with sand to form heterolithic beddings.

These deposits occur into a concave-up morphology and according to the stratigraphic and palynological interpretation, this sector represents an abandonment of a tidal channel. Currently along the valley of the Jucuruçu river occurs many abandoned channels. These abandonment results from channel shifting processes, including meander cutoff and channel-belt avulsion (Toonen *et al.* 2012). The concavity of some abandoned channels, products of the avulsion process, may result in formation of lakes (Cohen *et al.* 2014). Mud sediments under tidal influence filled the depressions of the abandoned channels up to development of a tidal flat with its typical wavy and lenticular heterolithic beddings.

The tide flats have favorable conditions for the accumulation of mud, enabling better preservation of the pollen grain from the time that sediment was deposited (Cohen 2003, Cohen *et al.* 2008). Estuaries are one of the dominant depositional coastal systems under influence of a RSL rise (Swift 1975). The response of estuaries to sea-level changes is affected by tidal range, nearshore wave climate and river inflow, as well as by the nature and supply of sediments (Cohen *et al.* 2014). The mangrove pollen indicates an estuarine influence in the PR8 (~7500 – 5800 cal yr BP), PR7 (7400 – 5350 cal yr BP) and PR10 (7200 – 4400 cal yr BP). The percentage of mangrove pollen in the core PR8, PR7 and PR10 varied between 5-40%, 5-20% and 0-35%, respectively. These relatively low mangrove pollen percentages may indicate small or non-local mangrove areas in the study site during that time (Fig. 6). However, probably these low pollen percentages were caused by the elevated pollen inflow of trees and shrubs (Atlantic Forest) from the plateau nearby. Obviously, vegetation outside the river valley, due to higher topography, is not influenced by RSL changes.

The $\delta^{13}\text{C}$ values of cores PR7 and PR10 oscillate between -24 to -26‰ and -26 to -23‰, while the C/N ranged from ~67 to ~7 and ~50 to ~10, respectively. The relation $\delta^{13}\text{C}$ and C/N revealed an upward increase trend in the contribution of estuarine organic matter and a decrease influence of terrestrial plants. Probably, it was caused by the RSL rise during the early and

middle Holocene, which it expanded the estuarine algae influence and the establishment and expansion of mangroves on tidal flats.

Late Holocene: Fluvial floodplain with herbs

This phase records the transition mangrove to herbaceous pollen and ferns (Fig. 6), as well as an increased contribution of organic matter sourced from freshwater algae. It is characterized by disappearance of mangroves in the PR8, PR7 and PR10 at about 5800, 5350 and 4400 cal yr BP, respectively, as well as, its seaward migration, followed by mangrove establishment on the mouth of the Jucuruçu river as recorded by the cores PR11 and PR12 at about 660 and 680 cal yr BP, respectively. Nowadays, mangrove trees have been developed at the mouth of the Jucuruçu river since at least the last 680 cal yr BP. The PR8, PR7 and PR10, topographically positioned along the highest sectors of the Jucuruçu river floodplain, showed an expansion of ferns grains on transition from tidal flat to fluvial plain, which indicate a decrease in tidal water salinity, consequence of the combined action of RSL fall and increase in fluvial discharge. This time sequence to the mangrove/herbaceous transition is consistent with a downstream mangrove migration according to the interaction RSL fall and increase in rainfall (Fontes *et al.* 2017).

The isotope and elemental data showed significant changes relative to the facies association B. The late Holocene, mainly represented along the facies association C, is characterized by changes in vegetation and in the source of organic matter, when occurs an expansion trend of ferns and herbs. The $\delta^{13}\text{C}$ values presented a decrease trend from -25 to -27‰ and from -26 to -28‰ for the cores PR7 and PR10, respectively. The C/N exhibited values at about 11 for the core PR10, while PR7 presented an increased trend from 22 to 159. These values suggests a decrease of estuarine influence during the late Holocene, when the RSL fell. It caused the shrank of mangrove areas and expansion of ferns and herbaceous floodplain (Fig. 6). The presence of ferns indicates predominantly humid climatic stability, as a decrease in tidal water salinity, consequence of the combined action of RSL fall and increase in fluvial discharge.

The PR10 is in an intermediated position between the PR7 (upriver) and PR11 (downriver). The PR10 core is positioned ~8 km from the modern coastline with an elevation of about 1.5 m above the present sea-level occupied mainly by herbaceous vegetation. However, mangrove pollen, represented by *Avicennia* (<8%) and *Rhizophora* (<3%), have been recorded along the fluvial floodplain with herbs, probably, due to wind and tidal transport. Considering the core PR8 and PR7, sampled upriver and ~37 km (6.8 m above the modern RSL, here used

the mangroves of the study area as reference level) and ~23 km (5 m above the modern RSL) away from the modern mangroves, they did not record mangrove pollen over the last 5800 and 5300 cal yr BP. This mangrove pollen absence along these time intervals have been caused by the expressive distance from modern mangroves that decrease the contribution of mangrove pollen by wind and tidal influence on the PR8 and PR7 sites.

Vegetation and RSL changes

Between ~7400 cal yr BP (PR8, 6.8 m above the modern RSL) and ~4430 cal yr BP (PR10, 1.5 m above the modern RSL) mangroves occurred along 37 km of tidal flats of the Jucuruçu river. Probably, this mangrove dynamic was caused by the early Holocene RSL rise that drowned this valley and increased the marine influence. During the early-middle Holocene, floodplains changed to tidal flats, and freshwater vegetation became brackish water wetland as the sea level has raised causing a marine incursion along the Jucuruçu river valley. This process has favored the development of an estuary, which is confirmed by $\delta^{13}\text{C}$ and C/N values. During the middle-late Holocene, RSL fell and it inverted this process, causing a downriver migration of the estuarine salinity gradients, replacing mangrove by herbaceous vegetation and downward translation of the shoreline. Probably, the impacts of the RSL changes were not only restricted to Jucuruçu river, but also to northern sector, where occurs the Caraiva, Frades and Buranhém rivers. The late Holocene RSL fall caused a forced regression of the northeastern Brazilian shoreline, that in turn drove delta progradations in many sectors of Espírito Santo Littoral (Cohen *et al.* 2014). Subsequently, along the fluvial valleys, a pattern of facies succession can be observed, whereby estuarine sediments give way to a more fluviially dominated stratigraphy as marine and tidal influence decreases. Once this new situation was established, the mangroves demanded refuge at the mouth of the Jucuruçu river. Two cores sampled from a mangrove (some meters away from the coastline) and from a várzea forest (located ~2.7 km from the current shoreline) indicated that modern mangroves have developed on the mouth of the Jucuruçu river since ~550 cal yr BP and ~680 cal yr BP, respectively (Moraes *et al.* 2017).

Based on modern mangrove distribution from northern Brazil and from the Jucuruçu river, which occur between 1 and 2.4 m, and 0.3 and 1 m above the mean sea-level, respectively (Cohen *et al.* 2005b, Fontes *et al.* 2017), is possible analyze sediments deposited beneath mangrove vegetation to propose a robust record of RSL change (Cohen *et al.* 2005b, Woodroffe, 1981). In the study site, we have used as reference to the Relative Sea Level (RSL) the mean topographic distribution of the modern mangroves (0.65 ± 0.35 m above the mean sea-level).

The topographic level of the sampling sites PR8, PR7, PR10, PR11 and PR12 are about 6.8 ± 0.1 m, 5.0 ± 0.1 m, 1.5 ± 0.1 m, 0.5 m and 0.5 m above the present RSL, respectively (Fig. 7). The lower part of the facies association mangrove/herbaceous tidal flat (B), at 7 m depth in the PR8 (~7400 cal yr BP, 0.3 ± 0.1 m above the RSL), 4.5 m depth in the PR7 (~7400 cal yr BP, 0.6 ± 0.1 m above the RSL) and 5.2 m depth in the PR10 (~7200 cal yr BP, 3.8 ± 0.1 m below the RSL) signifies a maximal marine influence along the fluvial valley 37 km upstream from its current mouth (Fig. 7). The date 7150 – 7255 cal yr BP was obtained from the base of PR10 (520 cm) with inclined heterolithic stratification (Hi). It indicates a lateral progradation instead a vertical accretion, necessary condition to consider the mangrove muddy layers as indicator of paleo-sea-level. Then, this sample was not considered in the Holocene sea level analysis. The date 7150 – 7255 cal yr BP (290 cm) obtained from sedimentary organic matter with laminar heterolithic bedding (Hl) was considered in this analysis (Fig. 7).

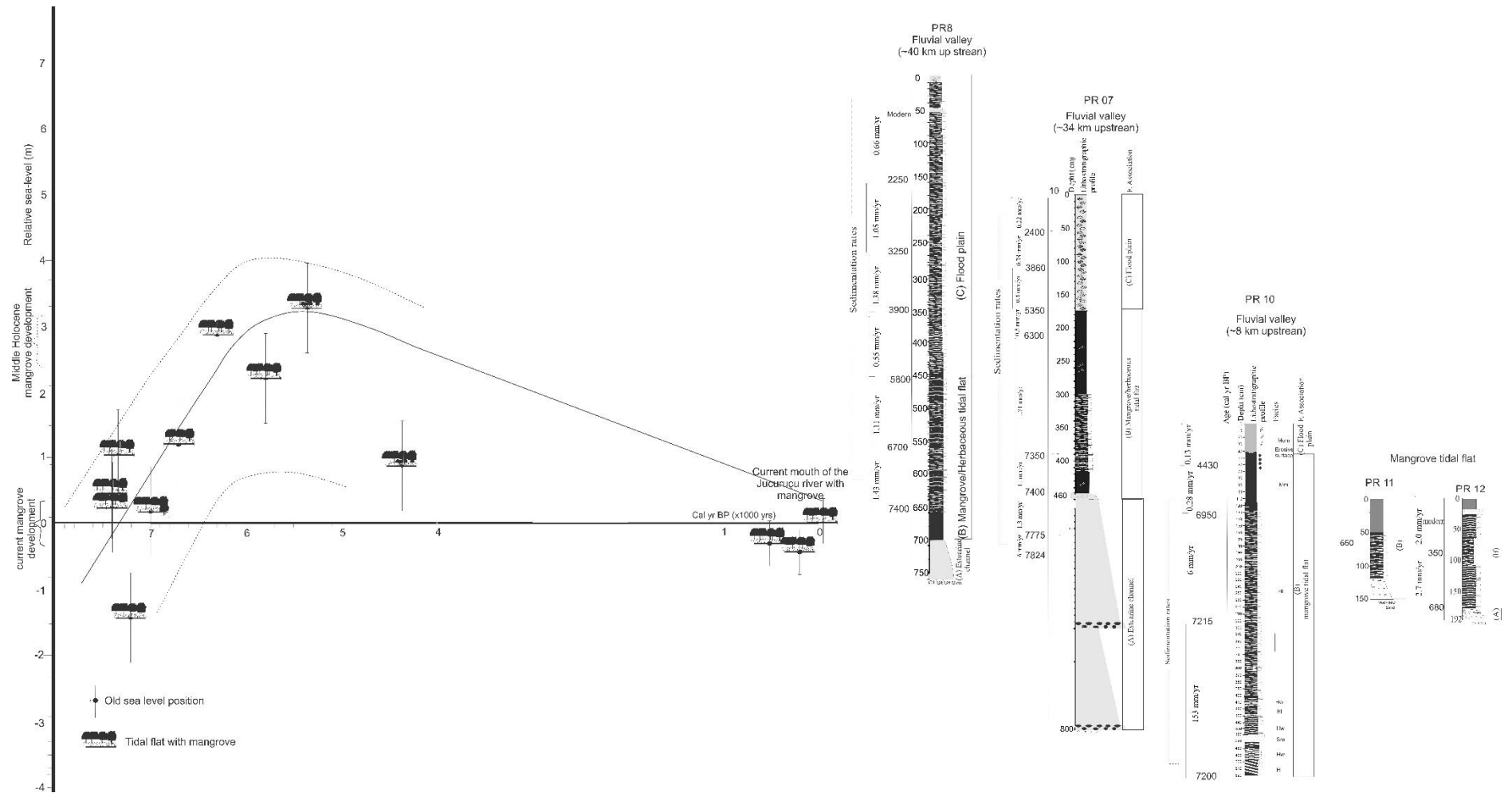


Figure 7- Sea-level envelope for the eastern Brazilian coast based on vermetid samples (Angulo *et al.* 2006) and Holocene paleo-sea-level reconstructions for the southern Bahia littoral based on mangrove sediments.

Regarding the modern mangrove distribution zone between 0.3 and 1 m (± 0.70) above the mean sea-level in the study area, and the margin of error of the topographic surveying based on photogrammetry and theodolite data of 0.1 m, we infer that the RSL at about 7400 cal yr BP along the littoral zone of Prado-BA was between -1.4 ± 0.8 and $+1 \pm 0.8$ m (Fig. 7). The upper level of the facies association B, 175 cm depth (PR7, 3.25 m above the RSL), indicates a maximal RSL of 3.25 ± 0.8 m at about 5350 cal yr BP.

During the mangrove phase (~ 7400 to ~ 4430 cal yr BP), sedimentation rates were substantially higher ($11 - 0.5$ mm/yr) than in the succeeding herbaceous-plain phase ($0.18 - 1.38$ mm/yr) deposited since ~ 5800 , ~ 5350 , ~ 4430 cal yr BP in the PR8, PR7 and PR10, respectively (Fig. 7). Probably, it is related to the rapid post-glacial sea-level rise that peaked in the mid-Holocene, when more space was created to accommodate new sediments. RSL subsequently fell during the late Holocene with decrease or absence in sediment accommodation space.

This interpretation is consistent with the RSL changes proposed to northeastern and southeastern Brazil, where after the post-glacial sea-level rise, RSL reached the current level between 6600 and 7800 cal yr BP, with different proposal of middle Holocene highstand (1-5 m above the modern level) at about 5500 cal BP (Martin *et al.* 2003, Angulo *et al.* 2006). França *et al.* (2016) attributed the transition from herbaceous tidal flats to mangrove on State of Espírito Santo, southeastern Brazil, to the adjustment of new limits of the RSL on topographically higher terrains previously occupied by herbaceous vegetation.

Vegetation and climate change

Mangrove dynamics may be attributed to RSL fluctuations, but the climate may induce important wetlands changes. Changes in rainfall regime over the drainage basin of the Jucuruçu and adjacent drainage basins may have caused significant changes in water and sediment supply, as well as in estuarine salinity gradients. Then, the transition tidal flats occupied by mangrove to flood plain with herbaceous vegetation during the middle and late Holocene may have been caused by an increase of fluvial discharge.

Considering the sea level fall and an increase of fluvial discharge acting together during the late Holocene, these driving forces would be in phase promoting the displacement of mangroves from up to downriver. However, mangroves disappeared from the PR8 site (37 km upstream) at about 5800 cal yr BP during the RSL rise that reached a highstand of 3.25 ± 0.8 m at about 5350 cal yr BP. The RSL rise favored the mangrove presence in the PR7 (23 km distant

of the coast) up to 5350 cal yr BP, but the increase of fluvial discharge contributed to replace mangrove by herbaceous vegetation upstream sectors, such as in the PR8. Then, this temporal difference in the transition from estuarine to freshwater influence in the PR8 and PR7 is probably a consequence of increased fluvial discharge since at least 5800 cal yr BP during the RSL rise. Therefore, despite of the RSL rise, which favors the increase of tidal water salinity along the fluvial valley and, then upstream mangrove expansion, the increase of fluvial discharge drove the decrease of water salinity.

Paleoecological studies in South America indicate deficit humid conditions prevailed during the Mid-Holocene (Lamy *et al.* 2001, Fritz *et al.* 2001). Paleoenvironmental reconstruction during the Holocene based on pollen records from the coastline of Brazil indicated a drier climatic in the early and middle Holocene. While the late Holocene period is characterized by a very humid climate with an increasing rainfall towards the present (Behling 1996, Behling 1998, Pessenda *et al.* 2004a and 2004b, Ledru *et al.* 2007, Wanner *et al.* 2008, Pessenda *et al.* 2009). The relatively wettest Holocene period occurs in the present millennium for south and southeast Brazil and is likely to be characteristic of the climatic history for the entire Brazilian east coast (Behling 1995a and 1995b, Behling 2002).

In northeastern Brazil, study of vegetation dynamics associated to carbon isotope and charcoal distribution in soils records was related a humid climate, where arboreal vegetation was dominant during ~11800 cal yr BP to ~10000 cal yr BP. Between ~10000 and ~4500–3200 cal yr BP was indicated a less humid/drier climatic phase with a woody savannah expansion. Forest development from approximately 3200–2000 cal yr BP to the present suggests an increase in humidity (Pessenda *et al.* 2010). This vegetation dynamic is similar to that observed in the northern Brazil (Freitas *et al.* 2001, Cohen *et al.* 2012) and south and southeast Brazil (Behling 2002, Turcq *et al.* 2002) indicating a drier and warmer period in early/middle Holocene.

Fontes *et al.* (2017) interpreted the transition from fluvial to estuarine influence due to a RSL rise and a drier climatic condition during the early-middle Holocene, which caused a decrease in fluvial discharge and sediment supply to the coastal system, thereby contributing to a marine transgression in the south of Bahia. However, the mid-late Holocene occurred a RSL fall associated with an increase of rainfall that caused a transition from estuarine to fluvial influence along the studied fluvial valley.

Conclusion

The integration of drainage basins analyzes from southern Bahia with a digital elevation model, sedimentary features, pollen and isotope analyzes obtained from cores sampled along 37 km of the Jucuruçu river indicate that tidal flats along the fluvial valleys from southern Bahia-Northeastern Brazil was dominated by mangroves at least ~37 km upriver during the Mid-Holocene. It was caused by a combination of RSL and Climate changes. During the early and middle Holocene, the climate was relatively dryer and the post-glacial sea level rise caused flooding along the studied fluvial valleys. The RSL at about 7400 cal yr BP at least along the littoral zone of Prado-Bahia was between -1.4 ± 0.8 and $+1 \pm 0.8$ m, and at about 5350 cal yr BP was recorded a maximal RSL of $+3.25 \pm 0.8$ m. During this phase the marine incursion was favored by the lower fluvial discharge, causing an expansion of estuarine influence and the replacement of freshwater vegetation by mangroves on tidal flats.

During the middle and late Holocene occurred a RSL fall and the climate becomes wetter. The combination of these forces drove to an increase of fluvial discharge and a reduction of tidal water salinity along the fluvial valleys. The estuarine influence migrated downstream, and mangroves were replaced by freshwater vegetation on flood plain. Today, mangroves occur as fringes along tidal channels on the mouth of the Jucuruçu river estuary.

The combination of satellite, drone images supported by interpolated dense points cloud and theodolite data, with inter-proxy data obtained from stratigraphic sequences proved to be an efficient and innovative process for evaluating the impacts of sea level and climate changes during the Holocene.

References

- Alongi DM. 2002. Present state and future of the world's mangrove forests. *Environmental Conservation*, **29**: 331–349. DOI: 10.1017/S0376892902000231)
- Allison MA, Khan SR, Goodbred Jr SL, Kuehl SA. 2003. Stratigraphic evolution of the late Holocene Ganges-Brahmaputra lower delta plain. *Sedimentary Geology*, **155**: 317–342. DOI: 10.1016/S0037-0738(02)00185-9. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0037073802001859> (Accessed 17 December 2016).

Amaral PGC, Ledru MP, Branco FR, Giannini PCF. 2006. Late Holocene development of a mangrove ecosystem in southeastern Brazil (Itanhaém, state of São Paulo). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **241**: 608–620. DOI: 10.1016/j.palaeo.2006.04.010. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018206002987> (Accessed 17 December 2016).

Angulo R.J, Lessa G. 1997. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia region. *Mar. Geol.*, **140**: 141-166. [online] Available from: <https://repositorio.ufba.br/ri/bitstream/ri/5145/1/s2.0-S0025322797000157-main.pdf> (Accessed 17 December 2016).

Angulo RJ, Lessa GC, De Souza MC. 2006. A critical review of mid- to late- Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, **25**: 486-506. DOI: 10.1016/j.quascirev.2005.03.008. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379105000843> (Accessed 17 December 2016).

Behling H. 1995a. Investigations into the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and climate in Santa Catarina (S Brazil). *Veg. Hist. Archaeobot.*, **4**: 127-152. DOI: 10.1007/BF00203932. [online] Available from: <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00203932> (Accessed 17 December 2016).

Behling H. 1995b. A high-resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: Vegetation, climate and fire history. *J. Paleolimnol.*, **14**: 253-268. DOI: 10.1007/BF00682427. [online] Available from: <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00682427> (Accessed 17 December 2016).

Behling H. 1996. First report on new evidence for the occurrence of Podocarpus and possible human presence at the mouth of the Amazon during the Late-glacial. *Veg. Hist. Archaeobot.*, **5**: 241-246. DOI: 10.1007/BF00217501. [online] Available from: <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00217501> (Accessed 17 December 2016).

Behling H, Hooghiemstra H. 1998. Late Quaternary palaeoecology and palaeoclimatology from pollen records of the savannas of the Llanos Orientales in Colombia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **139**: 251-267. [online] Available from: http://www.bdigital.unal.edu.co/7124/1/Late_Quaternary_palaeoecology_and_palaeoclimatology.pdf (Accessed 17 December 2016).

Behling H, Cohen MCL, Lara RJ, 2001. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in north-eastern Pará, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **167**: 225–242. DOI: 10.1016/S0031-0182(00)00239-X. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S003101820000239X> (Accessed 17 December 2016).

Behling H. 2002. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **177**: 19-27. DOI: 10.1016/S0031-0182(01)00349-2. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018201003492> (Accessed 17 December 2016).

Behling H, Cohen ML, Lara R. 2004. Late Holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany*, **13**: 73–80. DOI: 10.1007/s00334-004-0031-1. [online] Available from: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00334-004-0031-1> (Accessed 17 December 2016).

Bezerra FHR, Barreto AMF, Suguio K. 2003. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology*, **196**: 73–89. DOI: 10.1016/S0025-3227(03)00044-6. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0025322703000446> (Accessed 17 December 2016).

Bhattacharya J. 1978. Deltas and estuaries. In: *Sedimentology*. Encyclopedia of Earth Science. Springer. DOI: <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-3609-5>

Bittencourt ACSP, Domingues JML, Martin L, Silva IR, Medeiros KOP. 2007. Past and current sediment dispersion pattern estimates through numerical modeling of wave climate: an example of the Holocene delta of the Doce River, Espírito Santo, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**: 333–341. DOI: 10.1590/S0001-37652007000200014. [online] Available from: http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0001-37652007000200014 (Accessed 17 December 2016).

Boutton TW. 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, 1996.p. 47-82.

Buso Junior A. A. 2013. From an Estuary to a Freshwater Lake: A Paleo-Estuary Evolution in the Context of Holocene Sea-Level Fluctuations, Southeastern Brazil. *Radiocarbon*, **55**: 1735–1746. [online] Available from: <https://journals.uair.arizona.edu/index.php/radiocarbon/article/view/16210> (Accessed 9 March 2016).

Caldas LH de O, Oliveira Jr JG, Medeiros WE, Stattegger K, Vital H. 2006. Geometry and evolution of Holocene transgressive and regressive barriers on the semi-arid coast of NE Brazil. *Geo-Marine Letters*, **26**: 249–263. DOI: 10.1007/s00367-006-0034-2. [online] Available from: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00367-006-0034-2> (Accessed 9 March 2016).

Castro DF, Rossetti D de F, Cohen MCL, Pessenda LCR, Lorente FL. 2013. The growth of the Doce River Delta in northeastern Brazil indicated by sedimentary facies and diatoms. *Diatom Research*, **28**: 455–466. DOI: 10.1080/0269249X.2013.841100. [online] Available from: <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/0269249X.2013.841100> (Accessed 17 December 2016).

Chappell J, Polach H. 1991. Post-glacial sea-level rise from a coral record at Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Nature*, **349**: 147–149. DOI: 10.1038/349147a0. [online] Available from: <https://www.nature.com/articles/349147a0> (Accessed 17 December 2016).

Cohen MCL. 2003. *Past and Current Mangrove Dynamics on the Bragança peninsula, Northern Brasil*. Universität Bremen. Zentrum für Marine Tropenökologie, Bremen 110 (Dissertation Doktorgrades) Universität Bremen.

Cohen MCL, Lara RJ. 2003. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazônia: Application of GIS and remote sensing techniques. *Wetlands Ecology and Management*, **11**: 223–231. DOI: 10.1023/A:1025007331075 [online] Available from: <http://link.springer.com/article/10.1023/A%3A1025007331075> (Accessed 17 December 2016)

Cohen MCL, Behling H, Lara RJ. 2005a. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **136**: 93–108. [online] Available from: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034666705000643> (Accessed 16 December 2016).

Cohen MCL, Souza Filho PWM, Lara RJ, Behling H, Angulo RJ. 2005b. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management*, **13**: 433–443. DOI: 10.1007/s11273-004-0413-2. [online] Available from: <https://link.springer.com/article/10.1007/s11273-004-0413-2> (Accessed 16 December 2016).

Cohen MCL, Lara RJ, Smith CB, Angélica RS, Dias BS, Pequeno T. 2008. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years. *Catena*, **76**: 70–77. DOI: 10.1016/j.catena.2008.09.009. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816208001471> (Accessed 16 December 2016).

Cohen MCL, Behling H, Lara RJ, Smith CB, Matos HRS, Vedel V. 2009. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany*, **18**: 425–439. DOI: 10.1007/s00334-008-0208-0. [online] Available from: <http://link.springer.com/10.1007/s00334-008-0208-0> (Accessed 16 December 2016).

Cohen MCL, Pessenda LCR, Behling H, de Fátima Rossetti D, França MC, Guimarães JTF, Friaes Y, Smith CB. 2012. Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. *Quaternary Science Reviews*, **55**: 50–58. [online] Available from: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379112003320> (Accessed 17 December 2013).

Cohen MCL, França MC, Rossetti DF, Pessenda LCR, Giannini PCF, Lorente FL, Buso JA, Castro D, Macario K. 2014. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **415**: 48–58. DOI: 10.1016/j.palaeo.2013.12.001. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018213005312> (Accessed 10 January 2017).

Cohen MCL, Pessenda LCR, Smith CB, Guimarães JTF, França MC. 2014. Amazonian Mangroves During the Late Pleistocene and Holocene. In Ismar de Souza Carvalho, Maria Judite Garcia, Cecília Cunha Lana OS (eds.). *Paleontologia: Cenários de Vida – Paleoclimas*. Interciência: Rio de Janeiro. 387–402.

Cooper JAG, Green AN, Wright CI. 2012. Evolution of an incised valley coastal plain estuary under low sediment supply: a “give-up” estuary. *Sedimentology*, **59**: 899–916. DOI: 10.1111/j.1365-3091.2011.01284.x. [online] Available from: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-3091.2011.01284.x/abstract> (Accessed 10 January 2017).

Dominguez JML, Martin L, Bittencourt ACSP. 1987. Sea-level history and Quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plains along the eastsoutheast Brazilian coast: a summary. In: Nummedal D., Pilkey O.H., Howards J.D. (eds). *Sea-level fluctuation and coastal evolution. Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, **41**: 115–127. [online] Available from: http://archives.datapages.com/data/sepm_sp/SP41/Sea-Level_History_and_Quaternary.htm (Accessed 10 January 2017).

Faegri K, Iversen J. 1989. *Textbook of Pollen Analysis*, 4th ed. John Wiley and Sons, Chichester 328.

Fontes NA, Moraes CA, Cohen MCL, Alves ICC, França MC, Pessenda LCR, Francisquini MI, Bendassolli JA, Macario K, Mayle F. 2017. The impacts of the middle Holocene high sea-level stand and climatic changes on Mangroves of the Jucuruçu River, southern Bahia – northeastern Brazil. *Radiocarbon*, **59**: 215–230. DOI: 10.1017/RDC.2017.6. [online] Available from: <https://www.cambridge.org/core/journals/radiocarbon/article/div-classtitlethe-impacts-of-the-middle-holocene-high-sea-level-stand-and-climatic-changes-on-mangroves-of-the-jucurucu-river-southern-bahia-northeastern-brazil/div/715C600616C681F210224F8BB375D047> (Accessed 10 January 2018).

França MC. 2010. *Mudanças na vegetação do litoral Leste da Ilha de Marajó durante o Holoceno Superior*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 111p.

França MC, Francisquini MI, Cohen MCL, Pessenda LCR, Rossetti DF, Guimarães JTF, Smith CB. 2012. The last mangroves of Marajó Island — Eastern Amazon: impact of climate and/or relative sea-level changes. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **187**: 50–65. [online] Available from: <http://apostilas.cena.usp.br/moodle/pessenda/periodicos/internacionais/Fran%C3%83%C2%A7aetal.2012ReviewPalaeopalyno.pdf> (Accessed 10 January 2018).

França MC, Cohen MCL, Pessenda LCR, Rossetti D de F, Lorente FL, Buso Junior AA, Guimarães JTF, Friaes Y, Macario K. 2013. Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. *Catena*, **110**: 9–69. DOI: 10.1016/j.catena.2013.06.011. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816213001501> (Accessed 10 January 2018).

França MC, Alves ICC, Castro DF, Cohen MCL, Rossetti D de F, Pessenda LCR, Lorente FL, Fontes NA, Buso Junior AA, Giannini PCF, Francisquini MI. 2015. A multi-proxy evidence for the transition from estuarine mangroves to deltaic freshwater marshes, Southeastern Brazil, due to climatic and sea level changes during the late Holocene. *Catena*, **128**: 155–166. DOI: 10.1016/j.catena.2015.02.005. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816215000478> (Accessed 10 February 2017).

França MC, Alves ICC, Cohen MCL, Rossetti DF, Pessenda LCR, Giannini PCF, Lorente FL, Buso AA, Bendassolli JA, Macario, K. 2016. Millennial to secular time-scale impacts of climate and sea-level changes on mangroves from the Doce River delta, Southeastern Brazil. *The Holocene*, **26**: 1733–1749. DOI: 10.1177/0959683616645938. [online] Available from: http://apostilas.cena.usp.br/moodle/pessenda/periodicos/internacionais/Franca_et_al_2016.pdf (Accessed 10 February 2017).

Freitas HA, Pessenda LCR, Aravena R, Gouveia SEM, Ribeiro AS, Boulet R. 2001. Late quaternary vegetation dynamics in the Southern Amazon Basin inferred from carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research*, **55**: 39-46. DOI: 10.1006/qres.2000.2192. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0033589400921926> (Accessed 18 December 2016).

Fritz SL, Metcalfe SE, Dean W. 2001. Holocene climate patterns in the Americas inferred from paleolimnological records. In: *Interhemispheric Climate Linkage*. 241-263. DOI: 10.1016/B978-012472670-3/50018-5. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780124726703500185> (Accessed 18 December 2016).

Guimarães JTF, Cohen MCL, Pessenda LCR, França MC, Smith CB, Nogueira ACR. 2012. Mid- and late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon River. *The Holocene*, **22**: 359-370. [online] Available from: <http://journals.sagepub.com/doi/abs/10.1177/0959683611423693> (Accessed 18 December 2016).

Grimm EC. 1987. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of squares. *Computer and Geosciences*, **13**: 13–35. DOI: 10.1016/0098-3004(87)90022-7. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0098300487900227> (Accessed 18 December 2016).

Grimm EC. 1990. TILIA and TILIAGRAPH: PC spreadsheet and graphic software for pollen data. *INQUA Subcommission on Data-handling Methods Newsletter*, **4**: 5–7.

Hein CJ, Fitzgerald DM, Buynevich IV, Heteren SV, Kelley JT. 2014. Evolution of paraglacial coasts in response to changes in fluvial sediment supply. *Geological Society*, **388**: 247–280. DOI: 10.1144/SP388.15. [online] Available from: <http://sp.lyellcollection.org/content/388/1/247> (Accessed 18 December 2016).

Hutchings P, Saenger P. 1987. **Ecology of Mangroves**. University of Queensland Press, New York.

Korning J, Thomsen K. 1994. A new method for measuring tree height in tropical rain forest. *Journal of Vegetation Science*, **5**:139-140. DOI: 10.2307/3235647. [online] Available from: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.2307/3235647/full> (Accessed 03 December 2016).

Krauss K.W, McKee K.L, Lovelock CE, Cahoon DR, Saintilan N, Reef R, Chen L. 2014. How mangrove forests adjust to rising sea level. *New Phytol*, **202**: 19–34. DOI: 10.1111/nph.12605. [online] Available from: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/nph.12605/full> (Accessed 18 December 2016).

- Lambeck K, Nakada M. 1990. Late Pleistocene and Holocene sea-level change along the Australian coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **89**: 143–176. DOI: 10.1016/0031-0182(90)90056-D. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/003101829090056D> (Accessed 18 December 2016).
- Lamy F, Hebbeln D, Rohl U, Wefer G. 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters*, **185**: 369–382. DOI: 10.1016/S0012-821X(00)00381-2. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X00003812> (Accessed 18 December 2016).
- Lara RJ, Cohen MCL. 2009. Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia. *Climatic Change*, **94**: 399–408. DOI: 10.1007/s10584-008-9507-9.
- Ledru MP, Salatino MLF, Ceccantini G, Salatino A, Pinheiro F, Pintaud JC. 2007. Regional assessment of the impact of climatic change on the distribution of a tropical conifer in the lowlands of South America. *Diversity and Distributions*, **13**: 761–771. DOI: 10.1111/j.1472-4642.2007.00389.x. [online] Available from: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1472-4642.2007.00389.x/abstract> (Accessed 18 December 2016).
- Lewis SE, Wüst RA, Webster JM, Shields G. A. 2008. Mid-late Holocene sea-level variability in eastern Australia. *Terra Nova*, **20**: 74–81. DOI: 10.1111/j.1365-3121.2007.00789.x. [online] Available from: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-3121.2007.00789.x/full> (Accessed 18 December 2016).
- Lima LF, Lima PB, de Almeida Jr EB, Zickel CS. 2010. Morfologia de frutos, sementes e plântulas de *Guettarda platypoda* DC. (Rubiaceae). *Biota Neotropica*, **10**: 155. [online] Available from: <http://www.scielo.br/pdf/bn/v10n1/a15v10n1> (Accessed 28 December 2017).
- Martin L, Suguio K, Flexor JM. 1993. As flutuações de nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de “deltas” brasileiros. *Boletim IG-USP*, **15**: 1-186. DOI: 10.11606/issn.2317-8078.v0i15p01-186. [online] Available from: <http://www.revistas.usp.br/bigsp/article/view/54868> (Accessed 17 December 2017).
- Martin L, Suguio K, Flexor JM, Domingues JML, Bittencourt ACSP. 1996. Quaternary Sea-level History and Variation in Dynamics along the Central Brazilian Coast: Consequences on Coastal Plain Construction. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68**: 303-354. [online] Available from: http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_7/b_fdi_51-52/010014988.pdf (Accessed 17 December 2017).
- Martin L, Bertaux J, Correge T, Ledru MP, Mourguiart P, Sifeddine A, Soubies 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. *Quaternary Research*, **47**: 117-122. DOI: 10.1006/qres.1996.1866.

Martin L, Dominguez JML, Bittencourt ACSP. 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research*, **19**: 101-124. [online] Available from: https://www.jstor.org/stable/4299151?seq=1#page_thumbnails_tab_contents (Accessed 17 December 2017).

Maselli V, Trincardi F, Asioli A, Ceregato A, Rizzetto F, Taviani M. 2014. Delta growth and river valleys: the influence of climate and sea level changes on the South Adriatic shelf (Mediterranean Sea). *Quaternary Science Reviews*, **99**: 146–163. DOI: 10.1016/j.quascirev.2014.06.014. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379114002431> (Accessed 17 December 2017).

Masselink G, Hughes M, Knight J. 2014. **Introduction to Coastal Processes and Geomorphology**. Routledge, New York, USA.

Meyers PA. 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, **114**: 289–302. DOI: 10.1016/0009-2541(94)90059-0. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0009254194900590> (Accessed 17 December 2017).

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

Moraes CA, Fontes NA, Cohen MCL, França MC, Pessenda LCR, Rossetti DF, Francisquini MI, Bendassolli JA, Macario K. 2017. Late Holocene mangrove dynamics dominated by autogenic processes. *Earth Surf. Process. Landforms*, **42**: 2013-2023. DOI: 10.1002/esp.4167. [online] Available from: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.4167/full> (Accessed 17 December 2017).

Mourelle D, Prieto AR, Perez L, García-Rodriguez F, Borel CM. 2015. Mid and late Holocene multiproxy analysis of environmental changes linked to sea-level fluctuation and climate variability of the Río de la Plata estuary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **421**: 75–88. DOI: 10.1016/j.palaeo.2015.01.006. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018215000073> (Accessed 17 December 2017).

Munsell Color. 2009. **Munsell Soil Color Charts**, New Revised Edition. Macbeth Division of Kollmorgen Instruments, New Windsor, NY.

Pereira MS, Barbosa MRV. 2004. A família Rubiaceae na Reserva Biológica Guaribas, Paraíba, Brasil: subfamílias Antirheoideae, Cinchonoideae e Ixoroideae. *Acta Bot. Bras.*, **18**: 305-318. DOI: 10.1590/S0102-33062004000200010. [online] Available from: http://www.scielo.br/scielo.php?pid=S0102-33062004000200010&script=sci_abstract&tlng=pt (Accessed 19 December 2017).

Pessenda LCR, Boulet R, Aravena R, Rosolen V, Gouveia SEM, Ribeiro AS, 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. [online] Available from: <http://journals.sagepub.com/doi/abs/10.1191/095968301668898509> (Accessed 17 December 2016).

Pessenda LCR, Ribeiro AS, Gouveia SEM, Aravena R, Boulet R, Bendassoli JA, 2004a. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research*, **62**: 183–193. DOI: 10.1016/j.yqres.2004.06.003 . [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0033589404000778> (Accessed 17 December 2016).

Pessenda, L.C.R., Gouveia, S.E.M., Aravena, R., Boulet, R., Valencia, E.P.E., 2004b. Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. *Quaternary International*, **114**: 35–43. [online] Available from: <http://apostilas.cena.usp.br/moodle/pessenda/periodicos/internacionais/Pessenda%20et%20al.,%202004.pdf> (Accessed 17 December 2016).

Pessenda LCR, Oliveira PE de, Mofatto M, Medeiro VB, Garcia RJF, Aravena R, Bendassoli JA, Leite AZ, Saad AR, Etchebehere ML. 2009. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 14C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. *Quatern. Res.*, **71**: 437–452. DOI: 10.1016/j.yqres.2009.01.008. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0033589409000131> (Accessed 17 December 2016).

Pessenda LCR, Saia SEMG, Gouveia SEM, Ledru MP, Siffedine A, Amaral PGC, Bendassoli JÁ. 2010. Last millennium environmental changes and climate inferences in the Southeastern Atlantic Forest, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **82**: 717–729. DOI: 10.1590/S0001-37652010000300019. [online] Available from: http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0001-37652010000300019 (Accessed 17 December 2016).

Pessenda LCR, Vidotto E, Oliveira PE de, Buso AA, Cohen MCL, Rossetti D, de F, Ricardi-Branco F, Bendassoli JA. 2012. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **363**: 57–68. DOI: 10.1016/j.palaeo.2012.08.014. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018212004890> (Accessed 17 December 2016).

Peterson BJ, Howarth RW. 1987. Sulfur, carbon, and nitrogen isotopes used to trace organic matter flow in the salt-marsh estuaries of Sapelo Island, Georgia. *Limnology and Oceanography*, **32**: 1195–1213. DOI: 10.4319/lo.1987.32.6.1195. [online] Available from: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.4319/lo.1987.32.6.1195/full> (Accessed 11 January 2016).

Pramanik MK. 2016. Assessment of the Impacts of Sea Level Rise on Mangrove Dynamics in the Indian Part of Sundarbans Using Geospatial Techniques. *Journal of Biodiversity, Bioprospecting and Development*, **3**: 1–10. DOI: 10.4172/2376-0214.1000155.

Punwong P. 2013. *Holocene mangrove dynamics and sea level changes: records from the Tanzanian coast*. PhD thesis, University of York, York, England.

Ramsay PJ. 1995. 9000 years of sea-level change along the Southern African coastline. *Quaternary International*, **31**: 71-75. DOI: 10.1016/1040-6182(95)00040-P. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/104061829500040P> (Accessed 10 January 2016).

Reimer PJ, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG, Bronk Ramsey C, Buck CE, Cheng H, Edwards RL, Friedrich M, Grootes PM, Guilderson TP, Hafliðason H, Hajdas I, Hatté C, Heaton TJ, Hoffman DL, Hogg AG, Hughen KA, Kaiser KF, Kromer B, Manning SW, Niu M, Reimer RW, Richards DA, Scott EM, Southon JR, Staff RA, Turney CSM, van der Plicht J. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**: 1869–1887. DOI: 10.2458/azu_js_rc.55.16947

Rossetti D de F, Polizel SP, Cohen MCL, Pessenda LCR. 2015. Late Pleistocene–Holocene evolution of the Doce River delta, southeastern Brazil: Implications for the understanding of wave-influenced deltas. *Marine Geology*, **367**: 171–190. DOI: 10.1016/j.margeo.2015.05.012. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002532271500122X> (Accessed 11 January 2016).

Roubik DW, Moreno JE. 1991. **Pollen and spores of Barro Colorado Island**. Missouri Botanical Garden Press, St. Louis 270, Monographs in Systematic Botany, v.36.

Sarkar A, Sengupta S, McArthur JM, Ravenscroft P, Bera MK, Bhushan R, Samanta A, Agrawal S. 2009. Evolution of Ganges–Brahmaputra western delta plain: clues from sedimentology and carbon isotope. *Quaternary Science Reviews*, **28**: 2564–2581. DOI: 10.1016/j.quascirev.2009.05.016. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379109001723> (Accessed 11 January 2016).

Schaeffer-Novelli Y, Cintron-Molero G, Adaime RR, Camargo TM. 1990. Variability of the mangrove ecosystem along the Brazilian coast. *Estuaries*, **13**: 204–218. DOI: 10.2307/1351590. [online] Available from: <https://link.springer.com/article/10.2307/1351590> (Accessed 10 January 2016).

Schaeffer-Novelli Y, Cintron-Molero G, Soares MLG, De Rosa T. 2000. Brazilian mangroves. *Aquatic Ecosystem Health & Management*, **3**: 561–570. DOI: 10.1016/S1463-4988(00)00052-X. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S146349880000052X> (Accessed 10 January 2016).

Schaeffer-Novelli Y, Cintron-Molero G, Soares MLG. 2002. Chapter Nine Mangroves as indicators of sea level change in the muddy coasts of the world. *In: Proceedings in Marine Science*. Elsevier 4: 245–262. DOI: 10.1016/S1568-2692(02)80083-3 [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1568269202800833> (Accessed 10 January 2016).

Semeniuk V. 1994. Predicting the Effect of Sea-Level Rise on Mangroves in Northwestern Australia. *Journal of Coastal Research*, **10**: 1050–1076. [online] Available from: http://www.jstor.org/stable/4298296?seq=1#page_scan_tab_contents (Accessed 10 January 2016).

Sloss CR, Jones BG, Murray-Wallace CV. 2005. Holocene sea level change and the evolution of a barrier estuary: a case study, Lake Illawarra, NSW, Australia. *Journal of Coastal Research*, **21**: 943–959. DOI: 10.2112/03-0110.1. [online] Available from: <http://www.bioone.org/doi/abs/10.2112/03-0110.1> (Accessed 10 January 2016).

Smith CB, Cohen MCL, Pessenda LCR, França M, Guimarães JTF, Rossetti DF, 2011. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **168**: 21–30. DOI: 10.1016/j.revpalbo.2011.09.008. . [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034666711001400> (Accessed 10 January 2016).

Smith CB, Cohen MCL, Pessenda LCR, França MC, Guimarães JTF. 2012. Holocenic proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake Arari- Northern Brazil. *Catena*, **90**: 26–38. [online] Available from: <http://apostilas.cena.usp.br/moodle/pessenda/periodicos/internacionais/smithetal2012.pDf> (Accessed 18 December 2016).

Soares MLG, Estrada GCD, Fernandez V, Tognella MMPT. 2012. Southern limit of the Western South Atlantic mangroves: Assessment of the potential effects of global warming from a biogeographical perspective. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **101**: 44–53. DOI: 10.1016/j.ecss.2012.02.018. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771412000558> (Accessed 18 December 2016).

Souza Filho PWM, Martins E. D. S. F, Da Costa FR. 2006. Using mangroves as a geological indicator of coastal changes in the Bragança macrotidal flat, Brazilian Amazon: A remote sensing data approach. *Ocean & Coastal Management*, **49**: 462–475. DOI: 10.1016/j.ocecoaman.2006.04.005. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0964569106000639> (Accessed 18 December 2016).

Stevens PW, Fox SL, Montague CL. 2006. The interplay between mangroves and saltmarshes at the transition between temperate and subtropical climate in Florida. *Wetl. Ecol. Manag.*, **14**: 435–444. DOI: 10.1007/s11273-006-. [online] Available from: <https://link.springer.com/article/10.1007/s11273-006-0006-3> (Accessed 17 December 2013).

Suguio K, Martin L, Bittencourt ACSP, Domingues JML, Flexor J, Azevedo AEG de. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**: 273–286. [online] Available from: http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_5/b_fdi_18-19/23617.pdf (Accessed 17 December 2013).

Suguio K, Martin L. 1987. Classificação de costas e evolução geológica das planícies litorâneas Quaternárias do sudeste e sul do Brasil. *Anais do Simpósio sobre ecossistemas da costa sul e sudeste brasileira: síntese dos conhecimentos*, Cananéia, São Paulo, ACIESP, **1**: 1–28.

Swift DJP. 1975. Barrier island genesis: evidence from the central Atlantic Shelf, eastern USA. *Sediment. Geol.*, **14**: 1–43. DOI: 10.1016/0037-0738(75)90015-9. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0037073875900159> (Accessed 03 November 2016).

Toonen WHJ, Kleinhans MG, Cohen KM. 2012. Sedimentary architecture of abandoned channel fills. *Earth Surface Processes and Landforms*, **37**: 459–472. DOI: 10.1002/esp.3189. [online] Available from: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.3189/abstract> (Accessed 03 November 2016).

Turcq B, Cordeiro RC, Albuquerque ALS, Sifeddine A, Simoes Filho FFL, Souza AG, Abrao JJ, Oliveira FBL, Silva AO, Capitaneo JA. 2002. Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. *Sedimentary Geology*, **148**: 319 – 342. DOI: 10.1016/S0037-0738(01)00224-X. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S003707380100224X> (Accessed 29 November 2016).

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

Wanner H, Beer J, Butikofer J, Crowley TJ, Cubasch U, Fluckiger J, Goosse H, Grosjean M, Joos F, Kaplan JO, Kuttel M, Muller SA, Prentice IC, Solomina O, Stocker TF, Tarasov P, Wagner M, Widmann M. 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, **27**: 1791–1828. DOI: 10.1016/j.quascirev.2008.06.013. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379108001479> (Accessed 03 November 2016).

Wentworth CK. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30**: 377–392. [online] Available from: https://www.jstor.org/stable/30063207?seq=1#page_scan_tab_contents (Accessed 03 December 2016).

Wilson GP, Lamb AL, Leng MJ, Gonzalez S, Huddart D. 2005. $\delta^{13}\text{C}$ and C/N as potential coastal palaeoenvironmental indicators in the Mersey Estuary, UK. *Quaternary Science Reviews*, **24**: 2015–2029. DOI: 10.1016/j.quascirev.2004.11.014. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379105001290> (Accessed 03 November 2016).

Wolanski E, Mazda Y, King B, Gay S. 1990. Dynamics, flushing and trapping in Hinchinbrook Channel, a giant mangrove swamp, Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **31**: 555–579. DOI: 10.1016/0272-7714(90)90013-H. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/027277149090013H> (Accessed 03 November 2016).

Woodroffe CD. 1981. Mangrove swamp stratigraphy and Holocene transgression, Grand Cayman Island, West India. *Marine Geology*, **41**: 271–294. DOI: 10.1016/0025-3227(81)90085-2. [online] Available from: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0025322781900852> (Accessed 17 December 2016).

Woodroffe CD. 1982. Geomorphology and Development of Mangrove Swamps, Grand Cayman Island, West Indies. *Bulletin of Marine Science*, **32**: 381–398. [online] Available from: <http://www.ingentaconnect.com/contentone/umrsmas/bullmar/1982/00000032/00000002/art0001?crawler=true> (Accessed 17 December 2016).

Woodroffe CD. 1987. Pacific island mangroves: distribution and environmental settings. *Pacific Science*, **41**: 166–185. DOI: 10125/1031. [online] Available from: <https://pdfs.semanticscholar.org/73c9/569c1a9579f310a3a5f87688236f9cbc8f18.pdf> (Accessed 17 December 2016).

Woodroffe CD, Grindrod J. 1991. Mangrove biogeography: the role of Quaternary environmental and sea-level change. *Journal of Biogeography*, **18**: 479–492. DOI: 10.2307/2845685. [online] Available from: http://www.jstor.org/stable/2845685?seq=1#page_scan_tab_contents (Accessed 17 December 2016).

Woodroffe CD. 1995. Response of tide-dominated mangrove shorelines in northern Australia to anticipated sea-level rise. *Earth Surf. Process. Landf.*, **20**: 65–85. DOI: 10.1002/esp.3290200107. [online] Available from: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.3290200107/full> (Accessed 16 January 2017).

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A integração de mapas topográficos, geomorfológicos, e de vegetação elaborados por meio de aerofotogrametria (drone), imagens de satélite, teodolito e dados SRTM, permitiu analisar os atuais ambientes deposicionais e unidades de vegetação ao longo de um vale fluvial e comparar a uma sequência de perfis estratigráficos com informações sobre suas feições sedimentares, conteúdo polínico e dados isotópicos da matéria orgânica sedimentar. Esse estudo revelou de forma detalhada a resposta dos manguezais às flutuações do nível do mar e mudanças do clima durante o Holoceno. Uma das informações mais relevantes desse estudo é a curva de nível do mar com base em 12 níveis estratigráficos depositados sob condições de acreção vertical em uma planície de maré com matéria orgânica sedimentar de origem estuarina e ocupada predominantemente por árvores de mangue. Datações C-14 permitiram posicionar temporalmente tais níveis, enquanto dados de teodolito ajustaram verticalmente essa sequência de paleoníveis de mar. A proposta de uma curva de nível de mar com subida desde 7400 anos cal AP e um nível de mar alto em torno de 3.25 ± 0.8 m acima do atual nível relativo do mar por volta de 5350 anos cal AP, seguido de uma descida até os dias atuais somente foi possível através da integração de várias técnicas que aportaram uma sequência de dados com informações que convergiram para as conclusões apresentadas nessa dissertação.

Portanto, a combinação de ferramentas voltadas para o sensoriamento remoto para análise em micro-escala (<10 cm) através da elaboração de nuvens de pontos de uma superfície integradas às análises de subsuperfície por meio de tradicionais técnicas (palinologia e geoquímica isotópica) amplamente reconhecidas na literatura científica provou ser uma eficiente e inovadora ferramenta para complementar a avaliação dos impactos das mudanças do clima e nível do mar nos paleoambientes, assim como subsidiar os modelos que projetam o destino dos pântanos costeiros diante das mudanças do clima e aumento do nível do mar esperadas para as próximas décadas.

REFERÊNCIAS

- Absy M.L., Cleef A., Fournier M., Martin L., Servant M., Sifeddine A., Silva M.F., Soubie's F., Suguio K., Turcq B., Van der Hammen T. 1991. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60,000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris*, **312**: 673–678.
- Alongi D.M. 2002. Present state and future of the world's mangrove forests. *Environmental Conservation*, **29**: 331-349.
- Alongi D.M. 2008. Mangrove forests: resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **76**: 1-13.
- Adams J.M., Faure H., Faure-Denard L., McGlade J.M., Woodward F.I. 1990. Increases in terrestrial carbon storage from the Last Glacial Maximum to the present. *Nature*, **345**: 711-714.
- Andrade A.C.S., Dominguez J.M.L. 2002. Informações Geológico-Geomorfológicas como Subsídios à Análise Ambiental: o Exemplo da Planície Costeira de Caravelas – Bahia. *Boletim Paranaense de Geociências*, **51**: 9–17. Disponível em: <<https://repositorio.ufba.br/ri/bitstream/ri/2499/1/4167-8928-1-PB.pdf>>. Acesso em: Mar. 2016.
- Andrews J.E., Greenway A.M., Dennis P.F. 1998. Combined carbon isotope and C/N ratios as indicators of source and fate of organic matter in a poorly flushed, tropical estuary: Hunts Bay, Kingston Harbour, Jamaica. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **46**: 743–756.
- Angulo R.J. & Giannini P.C.F. 1996. Variação do nível relativo do mar nos últimos dois mil anos na Região Sul do Brasil: uma discussão. *Bol. Paranaense de Geoc.*, **44**: 67–75.
- Angulo R.J., Giannini P.C.F., Suguio K., Pessenda L.C.R. 1999. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna–Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. *Marine Geology*, **159**: 323–339.
- Angulo R.J., Pessenda L.C.R., Souza M.C. de. 2002. O significado das datações ao ¹⁴C na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras quaternárias do litoral paraense. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: 95–106.
- Angulo R.J., Lessa G.C., Souza M.C. de. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, **25**: 486–506.
- Bender M.M. 1971. Variations in the ¹²C/¹³C ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. *Phytochemistry*, **10**:1239-1244.
- Behling H. 2002. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **177**: 19-27.
- Behling H., Hooghiemstra H., Negret A.J. 1998. Holocene history of the Choco rain forest from Laguna Piusbi, southern Pacific lowlands of Colombia. *Quaternary Research*, **50**: 300–308.

- Behling H., Arz H.W., Patzold J., Wefer G. 2000. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. *Quaternary Science Reviews*, **19**: 981-994.
- Behling H. & Hooghiemstra, H. 2000. Holocene Amazon rain forest - savanna dynamics and climatic implications: high resolution pollen record Laguna Loma Linda in eastern Colombia. *Journal of Quaternary Sciences*, **15**: 687-695.
- Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2001. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in north-eastern Pará, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **167**: 225–242.
- Behling H., Pillar V.D., Müller S.C., Overbeck G.E. 2007. Late-Holocene fire history in a forest-grassland mosaic in southern Brasil: implications for conservation. *Applied Vegetation Science*, **10**: 81–90.
- Bezerra D.S., Amaral S., Kampel M. 2013. Impactos da elevação do nível médio do mar sobre o ecossistema manguezal: a contribuição do sensoriamento remoto e modelos computacionais. *Ciência e Natura*, **35**: 152-162.
- Bigarella J.J., Andrade-Lima D. 1982. Paleoenvironmental changes in Brazil. In: Ab'Sáber A. N. & Prance G. T. *Biological diversification in the tropics*. New York, Columbia University Press, p. 27–40.
- Boutton T.W. 1991. Stable carbon isotope ratios of natural materials: I. Sample preparation and mass spectrometric analysis. In: Coleman D.C., Fry B. (Eds.). *Carbon isotope techniques*. San Diego, Academic Press, Inc., 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., Yamasak S.I. (Eds.). *Mass spectrometry of soils*. New York, Marcel Dekker, p. 47-82.
- Buso Junior A.A. 2010. *Dinâmica ambiental holocênica (vegetação, clima e nível relativo marinho) baseada em estudos interdisciplinares de alta resolução, no litoral norte do estado do Espírito Santo*. MS Dissertation, Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, São Paulo, 190p.
- Buso Junior A. A. 2013. From an Estuary to a Freshwater Lake: A Paleo-Estuary Evolution in the Context of Holocene Sea-Level Fluctuations, Southeastern Brazil. *Radiocarbon*, **55**: 1735–1746.
- Camargo M.G. 2006. *SYSGRAN para Windows: sistema de análises granulométricas*. Disponível em: <<http://www.cem.ufpr.br>>. Acesso em: Fev. 2016.
- Carvalho L.M.V., Jones C., Liebmann B. 2004. The South Atlantic convergence zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, **17**: 88–108.
- Cerling T.E., Ouade J., Wang Y., Bowman J.R. 1989. Carbon isotopes in soils and paleo sols as ecology and paleoecology indicators. *Nature*, **341**: 138-139.

- Cohen M.C.L. & Lara R.J. 2003. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazonia: application of GIS and remote sensing techniques. *Wetlands Ecology and Management*, **11**: 223-231.
- Cohen M.C.L., Behling H., Lara R.J. 2005a. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **136**: 93–108. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034666705000643>>. Acesso em: abr. 2016.
- Cohen M.C.L., Souza Filho, P.W., Lara, R.L., Behling, H., Angulo, R. 2005b. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management*, **13**: 433–443. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s11273-004-0413-2>>. Acesso em: Jun. 2016.
- Cohen M.C.L., Behling H., Lara, R.J., Smith C.B., Matos H.R.S., Vedel V. 2009. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany*, **18**: 425–439. DOI: 0.1007/s00334-008-0208-0. Disponível em: < <https://link.springer.com/article/10.1007/s00334-008-0208-0> > Acesso em: Jun. 2016.
- Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Behling H., Rossetti D.F., França M.C., Guimarães J.T.F., Friaes, Y.S., Smith C.B. 2012. Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. *Quaternary Science Reviews*, **55**: 50–58. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379112003320>>. Acesso em: Ago. 2016.
- Colinvaux P., Oliveria P.E. de, Moreno P.J.E. 1999. *Amazon pollen manual and atlas*. Dordrecht, Harwood Academic Publishers, 332 p.
- Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM). 2010. Geodiversidade do estado da Bahia. Salvador. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/media/Geodiversidade_BA.pdf>. Acesso em: Mar. 2016.
- Cruz Jr F.W. 2003. *Estudo paleoclimático e paleoambiental a partir de registros geoquímicos quaternários em espeleotemas das regiões de Iporanga (SP) e Botuverá (SC)*. Ph.D Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 172p.
- Cruz Jr F.W., Burns S.J., Karmann I., Sharp W.D., Vuille M., Ferrari J.A. 2006. A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, **25**: 2749–2761.
- Cruz Jr F.W., Vuille M., Burns S.J., Wang X., Chang H., Werner M.R., Lawrence E., Karmann I., Auler A., Nguyen H. 2009. Orbitally driven east-west anti-phasing of South American precipitation. *Nature Geoscience*, **2**: 210–214.
- Dias F.F., Castro J.W.A., Seoane J.C.S., Camargo L.H.R. 2009. Indicadores de mudanças climáticas e de variações do nível do mar na costa do Rio de Janeiro: Aquecimento ou Resfriamento? *Observatorium: Revista Eletrônica de Geografia*, **1**: 21-32.

- Dias P.L.S., Turcq B., Dias M.A.F.S., Braconnot P., Jorgetti T. 2009. Mid-holocene climate of tropical South America: a model-data approach. *In: Vimeux F., Sylvestre F., Khodri M. (Eds.) Past climate variability in South America and Surrounding regions*. Springer, Dordrecht. p. 259–281.
- Erdtman G. 1960. The acetolysis method: A revised description. *Sven Bot Tidskr*, **54**:561–564.
- Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO). 2007. *The world's Mangroves 1980–2005*. Rome, FAO Forestry Paper.
- Farquhar G.D., Ehleringer J.R., Hubick K.T. 1989. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. *Annual review of plant biology*, **40**: 503-537.
- França M.C. 2010. *Mudanças na vegetação do litoral Leste da ilha de Marajó durante o Holoceno Superior*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em geologia e geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 111p.
- França M.C., Francisquini M.I., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Rossetti D.F., Guimarães J.T.F., Smith C.B. 2012. The last mangroves of Marajó Island — Eastern Amazon: Impact of climate and/or relative sea-level changes. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **187**: 50–65. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034666712002205>>. Acesso em: Set. 2016.
- França M.C., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Rossetti D. de F., Lorente F.L., Buso Junior A.A., Guimarães J.T.F., Friaes Y., Macario K. 2013. Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. *Catena*, **110**: 9–69.
- França M.C., Alves I.C.C., Cohen M.C., Rossetti D.F., Pessenda L.C., Giannini P.C., Macario K. 2016. Millennial to secular time-scale impacts of climate and sea-level changes on mangroves from the Doce River delta, Southeastern Brazil. *The Holocene*, **26**: 1733-1749.
- Fontes N.A. 2015. *Os efeitos da subida do nível do mar sobre os manguezais do litoral Sul da Bahia durante o Holoceno*. MS Dissertation, Programa de Pós-graduação em geologia e geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 80p.
- Fontes N.A., Moraes C.A., Cohen M.C.L., Alves I.C.C., França M.C., Pessenda L.C.R., Francisquini M.I., Bendassolli J.A., Macario K., Mayle F. 2017. The impacts of the middle Holocene high sea-level stand and climatic changes on Mangroves of the Jucuruçu River, southern Bahia – northeastern Brazil. *Radiocarbon*, **59**: 215–230.
- Gouveia S.E.M., Pessenda L.C.R., Aravena R., Boulet R., Scheel-Ybert R., Bendassoli J.A., Ribeiro A.S., Freitas H.A. 2002. Carbon isotopes in charcoal and soils in studies of paleovegetation and climate changes during the late Pleistocene and the Holocene in the southeast and centerwest regions of Brazil. *Global and Planetary Change*, **33**: 95-106.
- Grimm E.C. 1987. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of squares. *Computer and Geosciences*, **13**: 13–35.
- Gurevitch J., Scheiner S.M., Fox G.A. 2009. *Ecologia vegetal*. Porto Alegre, Artmed. 592p.

- Hanson K. & Maul G.A. 1989. Analysis of the historical meteorological record at Key West, Florida (1851-1986) for evidence of trace gas induced climate change. *In: Maul G.A. (Eds.). Implication of climatic changes in the wider Caribbean region.* UNEP/IOC Regional Task Team Report, p. 63-71.
- Harper C.W. 1984. *Improved methods of facies sequence analysis.* *In: Walker R.G. (Eds.). Facies models.* 2nd ed. Ontario, Canada, Geological Association of Canada, p. 11-13.
- Jardim J.G. 2003. Uma caracterização parcial da vegetação na região sul da Bahia, Brasil. *In: Prado P.I., Landau E.C., Moura R.T., Pinto L.P.S., Fonseca G.A.B., Alger K. (Orgs.). Corredor de biodiversidade da Mata Atlântica do Sul da Bahia.* IESB, 1CD-ROM.
- Jiménez J.A. 1985. *Laguncularia racemosa* (L.) Gaertn. f., white mangrove. U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Southern Forest Experiment Station. 64 pp
- Key R.M. 2001. Ocean process tracers: radiocarbon. *In: Steele J., Thorp S., Turekian K. (Eds.) Encyclopedia of ocean sciences.* Academic, San Diego, Calif. p. 2338-2353.
- Kjerfve B. & Lacerda L.D. 1993. Mangroves of Brazil. *In: Lacerda, L.D. (Eds.) Conservation and Sustainable Utilization of Mangrove Forests in Latin America and Africa Regions.* Part I. Latin America. ITTO/ISME, Okinawa. p. 245-272.
- Kjerfve B., Lacerda L.D.D., Diop E.H.M. 1997. *Mangrove ecosystem studies in Latin America and Africa.* Paris, UNESCO, 349p.
- Krauss K.W., Lovelock C.E., McKee K.L., López-Hoffman L., Ewe S.M. & Sousa W.P. 2008. Environmental drivers in mangrove establishment and early development: a review. *Aquatic Botany*, **89**: 105-127.
- Lara J.R., Cohen M.C.L. 2006. Sediment porewater salinity, inundation frequency and mangrove vegetation height in Bragança, North Brazil: an ecohydrology-based empirical model. *Wetlands Ecology and Management*, **14**: 349-358. DOI: 10.1007/s11273-005-4991-4. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s11273-005-4991-4>>. Acesso em: Fev. 2017.
- Lara R.J. & Cohen M.C.L., 2009. Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia. *Climatic Change*, **94**: 399-408. DOI: 10.1007/s10584-008-9507-9. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s10584-008-9507-9>> Acesso em: Fev. 2017.
- Ledru M.P. 1993. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. *Quaternary Research*, **39**: 90-98.
- 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*, **99**: 131-142.
- Ledru M.P., Ceccantini G., Gouveia S.E.M., López-Sáez J.A., Pessenda L.C.R., Ribeiro A.S. 2006. Millennial-scale climatic and vegetation changes in a northern Cerrado (Northeast, Brazil) since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, **25**: 1110-1126.

- Ledru M.P., Salatino M.L.F., Ceccantini G., Salatino A., Pinheiro F., Pintaud J.C. 2007. Regional assessment of the impact of climatic change on the distribution of a tropical conifer in the lowlands of South America. *Diversity and Distributions*, **13**: 761-771.
- Lima J.A.S., Chagas C.S., Assis D.S., Pérez D.V., Pereira N.R., Cunha T.J.F., Tôsto S. G. 2002. *Distribuição de espécies arbóreas em fragmentos de vegetação natural no município de Prado-extremo sul da Bahia*. Rio de Janeiro, Embrapa Solos-Circular Técnica (INFOTECA-E).
- Maia L.P., Lacerda L.D., Monteiro L.H.U., Souza G.M. 2005. *Estudo das áreas de manguezais do nordeste do Brasil-Avaliação das áreas de manguezais dos Estados do Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco*. Fortaleza, Universidade Federal do Ceará, Instituto de Ciências do Mar, **60**. Disponível em <<http://abccam.com.br/wp-content/uploads/2013/12/Estudo-das-Areas-de-Manguezais-do-Nordeste-do-Brasil-2005.pdf>>. Acesso em: fev. 2017.
- Malik A., Mertz O., Fensholt R. 2017. Mangrove forest decline: consequences for livelihoods and environment in South Sulawesi. *Regional Environmental Change*, **17**: 157-169.
- Martin L., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P. 2003. Fluctuating Holocene Sea Levels in Eastern and Southeastern Brazil: Evidence from Multiple Fossil and Geometric Indicators. *Journal of Coastal Research*, **19**: 101–124.
- 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 8,800 cal yr B.P. *Quaternary Research*, **47**: 117-122.
- Markgraf V. & Bradbury J.P. 1982. Holocene climatic history of South America. *Striae*, **16**: 40–45.
- Martorano L.G., Coutinho S.C., Assis D.S. 2003. Aspectos climáticos da região do Prado – BA. *Embrapa Solos-Comunicado Técnico (INFOTECA-E)*. Disponível em: <http://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/CNPS/11566/1/comtec13_2003_prado.pdf>. Acesso em: Mar. 2016.
- Meyers P.A. 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, **114**: 289-302.
- Meyers P.A. & Eadie B.J. 1993. Sources, degradation and recycling of organic matter associated with sinking panicles in Lake Michigan. *Org. Geochem.*, **20**: 47-56.
- Meyers P.A. & Teranes J.L. 2002. Sediment organic matter. In: Smol John P., Birks H. J., Last William M. (Eds.). *Tracking environmental change using lake sediments*. Dordrecht, Springer Science & Business Media, v.3, p. 239-269.
- Meyers P.A. 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, **34**: 261–289.
- Oliveira P.E. de, Barreto A.M.F., Suguio K. 1999. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **152**: 319-337.

- Pascoalini S.S., Lopes D.M.S., Falqueto A.R., Tognella M.M.P. 2014. Abordagem ecofisiológica dos manguezais: uma revisão. *Biotemas*, **27**: 1–11.
- 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*, **38**: 191–201.
- Pessenda L.C.R., Valencia E.P.E., Martinelli L.A. 1996b. ¹⁴C measurements in tropical soil developed on basic rocks. *Radiocarbon*, **38**: 203–208.
- Pessenda L.C.R., Gouveia S.E.M., Aravena R., Boulet R., Valencia E.P.E. 2004a. Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. *Quaternary International*, **114**: 35-43.
- Pessenda L.C.R., Ribeiro A.S., Gouveia S.E.M., Aravena R., Boulet R., Bendassoli J.A. 2004b. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research*, **62**:183–193.
- Pessenda L.C.R., Ledru M.P., Gouveia S.E.M., Aravena R., Ribeiro A.S., Bendassoli J.A., Boulet R. 2005. Holocene palaeoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotopes records. *Holocene*, **15**: 814-822.
- Pessenda L.C.R., Oliveira P.E. de, Mofatto M., Medeiros V.B., Garcia R.J.F., Aravena R., Bendassoli J.A., Leite A.Z., Saad A.R., Etchebehere M.L. 2009. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 ¹⁴C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. *Quaternary Research*, **71**: 437–452.
- Pessenda L.C.R., Saia S.E.M.G., Gouveia S.E.M., Ledru M.P., Siffedine A., Amaral P.G.C., Bendassoli J.A. 2010. Last millennium environmental changes and climate inferences in the Southeastern Atlantic Forest, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **82**: 717 – 729.
- Pessenda L.C.R., Buso Junior A.A., Gouveia S.E.M., Lorente F. de L., Francisquini M.I. 2015. Estudos interdisciplinares na reconstrução milenar da dinâmica climática, da vegetação e marinha no Brasil. *Rev. Piracicaba*, **2**: 153. Disponível em: <<http://apostilas.cena.usp.br/moodle/pessenda/livro/Livro%20Didatico%20%202a.%20edicao.pdf>>. Acesso em: Mar. 2016.
- 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.E. 1996. *Biologia vegetal*. 5 ed. Rio de Janeiro, Guanabara Koogan, 738p.
- Reimer PJ, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG, Bronk Ramsey C, Buck CE, Cheng H, Edwards RL, Friedrich M, Grootes PM, Guilderson TP, Haflidason H, Hajdas I, Hatté C, Heaton TJ, Hoffman DL, Hogg AG, Hughen KA, Kaiser KF, Kromer B, Manning SW, Niu M, Reimer RW, Richards DA, Scott EM, Southon JR, Staff RA, Turney CSM, van der Plicht J. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**: 1869–1887.

- Richieri S.M.M. 2007. Avaliação do impacto das mudanças climáticas globais nos mangues tropicais. *Revista Brasileira de Ciências Ambientais*, **6**: 14-20.
- Rossetti D.F., Goes A.M., Valeriano M.M., Miranda M.C.C., 2007. Quaternary tectonics in a passive margin: Marajó Island, northern Brazil. *Journal of Quaternary Science*, **22**: 1– 15.
- Rossetti D.F., Souza L.S.B., Prado R., Elis V.R. 2012. Neotectonics in the northern equatorial Brazilian margin. *Journal of South American Earth Sciences*, **37**: 175–190.
- 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)*. Ph.D Thesis, Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, São Paulo, 137p.
- Salgado-Labouriau M.L. 1961. Palinologia: fundamentos, técnicas e algumas perspectivas. *Revista Brasileira de Geografia*, **23**: 695-717.
- Salgado-Labouriau M.L. 1973. *Contribuição à palinologia dos cerrados*. Rio de Janeiro, Acad. Bras. Ciências, 273p.
- Salgado-Labouriau M.L. 1997. Late Quaternary palaeoclimate in the savannas of South America. *Journal of Quaternary Science*, **12**: 371–379.
- Schaeffer-Novelli Y. 1989. Perfil dos ecossistemas litorâneos brasileiros, com especial ênfase sobre o ecossistema manguezal. *Publicação Especial Instituto Oceanográfico*, **7**: 1–16.
- Schaeffer-Novelli Y., Cintron-Molero G., Adaime Rr., Camargo T.M. 1990. Variability of mangrove ecosystems along the Brazilian coast. *Estuaries*, **13**: 204–218.
- Schaeffer-Novelli Y., Cintrón-Molero G., Soares M. L. G., De-Rosa, T. 2000. Brazilian mangroves. *Aquatic Ecosystem Health and Management*, **3**: 561–570.
- Servant M., Maley J., Turcq B., Absy M. L., Brenac P., Fournier M., Ledru M.P. 1993. Tropical forest changes during the late Quaternary in African and South American lowlands. *Global Planet. Changes*, **7**: 35–47.
- Spalding M., Blasco F., Field C. 1997. *World mangrove atlas*. Okinawa, Japan. The International Society for Mangrove Ecosystems, 178p.
- 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. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **101**: 44–53.
- Steig E.J. 1999. Mid-Holocene climate change. *Science*, **286**: 1485-87.
- Stockmarr J. 1971. Tablets spores used in absolute pollen analysis. *Pollen and Spores*, **13**: 616–621.
- Suguio K., Martin L., Bittencourt A.C.S.P., Domingues J.M.L., Flexor J., Azevedo A.E.G. de. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**: 273-286.

- Suguio K. 1998. *Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins*. Brasil. [S.l.; s.n], 1222p.
- Suguio K. 2008. *Mudanças ambientais da terra*. São Paulo, Instituto Geológico de São Paulo. 339p.
- Stevens P.W., Fox S.L., Montague C.L. 2006. The interplay between mangroves and saltmarshes at the transition between temperate and subtropical climate in Florida. *Wetl. Ecol. Manag*, **14**: 435-444.
- Taylor R.E. 1987. *Radiocarbon dating: an archaeological perspective*. Academic Press, California. Disponível em: <<https://www.amazon.com/Radiocarbon-Dating-Royal-Ervin-Taylor/dp/0126848602>>. Acesso em: Mar.2017.
- Teixeira W., Fairchild T.R., Toledo M.C., Taioli F. 2009. *Decifrando a terra*. São Paulo, Companhia Editora Nacional. 303 p.
- 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, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 270 p.
- Turcq B., Cordeiro R.C., Albuquerque A.L.S., Sifeddine A., Simoes Filho F.F.L., Souza A.G., Abrao J.J., Oliveira F.B.L., Silva A.O., Capitaneo J.A. 2002. Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. *Sedimentary Geology*, **148**: 319 – 342.
- Van Der Hammen T. 1991. Palaeoecology of the Neotropics: an overview of the state of affairs. *Boletim IG-USP*, **8**: 35–55.
- Vannucci M. 2001. What is so special about mangroves? *Brazilian Journal of Biology*, **61**: 599–603.
- Vidotto E. 2008. *Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Parque estadual da ilha do Cardoso-SP durante o Quaternário tardio*. Ph.D Thesis. Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, São Paulo, 199 p.
- Walker R.G. 1992. Facies, 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, 1–14.
- Wanner H., Beer J., Butikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Fluckiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Kuttel M., Muller S.A., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., Widmann, M.. 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, **27**: 1791–1828.
- Wentworth C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30**: 377–392.
- Wilson G.P., Lamb A.L., Leng M.J., Gonzalez S., Huddart D. 2005. $\delta^{13}\text{C}$ and C/N as potential coastal palaeoenvironmental indicators in the Mersey Estuary, UK. *Quaternary Science Reviews*, **24**: 2015–2029.