



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 446

**OS EFEITOS DA SUBIDA DO NÍVEL DO MAR SOBRE OS
MANGUEZAIS DO LITORAL SUL DA BAHIA DURANTE O
HOLOCENO**

Proposta apresentada por:

NEUZA ARAÚJO FONTES

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen - IG/UFPA

**BELÉM
2015**

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

Fontes, Neuza Araújo, 1988-

Os efeitos da subida do nível do mar sobre os manguezais do litoral sul da Bahia durante o Holoceno / Neuza Araújo Fontes. – 2015.

xv, 66 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, 2015.

1. Climatologia - Bahia. 2. Palinologia - Holoceno. 3. Nível do mar - Bahia. 4. Vegetação e clima – Bahia. I. Título.

CDD 22. ed. 551.698142



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímicas

**OS EFEITOS DA SUBIDA DO NÍVEL DO MAR SOBRE OS
MANGUEZAIS DO LITORAL SUL DA BAHIA DURANTE O
HOLOCENO**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

NEUZA ARAÚJO FONTES

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

Data de Aprovação: 25 / 03 / 2015

Banca examinadora:

Dr. MARCELO CANCELA LISBOA COHEN
(Orientador-UFPA)

Dr. LUIZ CARLOS RUIZ PESSENDA
(Membro-CENA/USP)

Dr. JOSÉ AUGUSTO MARTINS CORRÊA
(Membro-UFPA)

À minha família com muito amor,
Em especial: Nilma Limeira, Neuza Limeira Araújo e Nilce Limeira

AGRADECIMENTOS

Expresso aqui meu total agradecimento a Deus, por toda força e proteção que tem me concedido durante todos os dias da minha vida e, à minha família, por todo apoio.

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen (UFPA) pela paciência em transferir seu o conhecimento científico e social, por todas as discussões e sugestões, além dos incentivos diários para a composição deste e dos futuros trabalhos.

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

À Dr. Susy Eli Marques Gouveia pelas agradáveis conversas, contribuições feitas e apoio ao longo destes dois anos de trabalho.

Aos amigos e professores do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, Dr. José Augusto Martins Corrêa e Dr. Marlon França pelos sinceros conselhos e apoio.

Aos amigos e profissionais do Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC), da Universidade Federal do Pará, MSc. Yuri Friaes (PPGG/UFPA), MSc. Igor C. C. Alves (PPGG/UFPA), pela amizade, dedicação, sugestões e auxílio no trabalho de campo e laboratório. À Mayra Nina, a qual eu tive o prazer de conhecer e ter como companheira nos estudos desenvolvidos neste mestrado. Ao Wilson Rocha pela paciência e apoio na disciplina de Sensoriamento Remoto. À Cleida Freitas pela eficiência profissional nos assuntos do PPGG/UFPA.

Aos profissionais do Laboratório de ^{14}C (CENA/USP), MSc. Antônio Álvaro Buso Junior, MSc. Mariah I. Francisquini, MSc. Flávio L. Lorente, Thiago Barros, Liz Mary, Letícia Prado, Andrews Delbaje, por todo apoio nas atividades de campo e laboratório para a construção deste trabalho.

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

Ao CNPq pelo apoio financeiro e concessão da bolsa de estudos (Processo 132138/2013-1) nesta pesquisa.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo financiamento do projeto de pesquisa (00995-7/2011).

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

Ao Laboratório e Oceanografia Química (LOQ-UFPA) e ao Laboratório de Dinâmica Costeira da Universidade Federal do Pará (LADIC-UFPA).

À Reserva Natural Vale (Linhares – ES), pelo acolhimento e suporte durante as atividades de campo no Espírito Santo.

Agradeço ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Ambientes Marinhos Tropicais - INCT-AmbTropic (CNPq Processo 565054/2010-4).

Agradeço também aos amigos do Museu Emílio Goeldi que me ensinaram muito ao longo do meu desenvolvimento acadêmico e viraram uma família para mim.

Agradeço novamente de forma especial à toda minha família, que tanto amo, por todo apoio e carinho durante a construção deste trabalho. À minha amada Camila Freire, à minha mãe Nilma Limeira, aos meus amigos queridos que fazem os dias serem mais divertidos. Os amo.

Muito obrigada!

“E conhecereis a verdade e a verdade vos libertará”

(João 8:32)

RESUMO

O trabalho atual integra dados palinológicos, sedimentológicos e geomorfológicos com datações por Carbono-14, assim como valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N da matéria orgânica sedimentar para identificar o impacto das mudanças do nível do mar e do clima durante o Holoceno sobre os manguezais do Rio Jucuruçu, próximo a cidade de Prado, no estado da Bahia. Um testemunho de sedimento com 4,5 m de profundidade amostrado de um vale fluvial, 23 km distante da atual linha de costa, apresentou idade de 7450 cal AP na sua base. Os dados revelam duas importantes fases caracterizadas pela 1) presença de um estuário com planícies de maré colonizadas por manguezais, e matéria orgânica sedimentar proveniente principalmente de plâncton de águas salobras durante o Holoceno inicial e médio. 2) Na segunda fase os manguezais desapareceram e as ervas e palmeiras expandiram no local de estudo. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N apontam um aumento na contribuição de plantas terrestres C_3 . Tais fases identificadas nesse estudo estão compatíveis com o aumento do nível relativo do mar do Holoceno inicial e médio, assim como com sua subsequente descida no Holoceno tardio. Além disso, influência dos padrões climáticos propostos para o Holoceno podem ser identificados ao longo do testemunho estudado. Provavelmente, mudanças no ambiente deposicional e na vegetação dominante no local de estudo foram causadas pela ação combinada das mudanças no nível relativo do mar e aporte de águas fluviais. Segundo o modelo proposto nesse estudo, durante o Holoceno inicial e médio ocorreu um aumento do nível relativo do mar que causou uma incursão marinha ao longo do vale fluvial estudado. O período seco do Holoceno inicial e médio gerou uma diminuição na descarga fluvial e contribuiu para a transgressão marinha. Entretanto, durante o Holoceno tardio ocorreu uma queda no nível relativo do mar juntamente com um clima mais úmido. Isso favoreceu uma regressão marinha e, conseqüentemente, os manguezais abandonaram o interior do vale fluvial e se refugiaram nas planícies de maré das lagunas próximas a atual linha de costa. A evolução geomorfológica e da vegetação descrita neste trabalho 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.

ABSTRACT

This work integrates the palinological, sedimentological and geomorphological data with radiocarbon dating, as well as $\delta^{13}\text{C}$ and C/N from the sedimentary organic matter to identify the impact of changes in sea level and climate during the Holocene in Jucuruçu River's mangroves, near the city of Prado, South Bahia. A sediment core with 4.5 m depth was sampled from a fluvial valley, 23 km away from the modern coastline. The base of sediment core presents age of 7450 cal yrs BP. The data reveal two important phases characterized by 1) an estuarine system with tidal flats colonized by mangroves. Its sedimentary organic matter is mainly sourced from estuarine algae during the early and middle Holocene; and 2) in the second phase, the mangroves shrank and herbaceous vegetation expanded. The $\delta^{13}\text{C}$ and C/N values show an increase in contribution of terrestrial C_3 plants. These phases identified in this study are in agreement with the relative sea-level (RSL) rise during the early and middle Holocene, and its subsequent fall during the late Holocene. In addition, the influence of weather patterns proposed for Holocene may be identified throughout the studied sediment core. Probably, changes in depositional environment and dominant vegetation at the study site were caused by the combined action of changes in RSL and fluvial discharge. According to the model proposed in this work, during the early and middle Holocene occurred a RSL rise that caused a marine incursion along the studied fluvial valley. The dry period occurred during the early and middle Holocene produced a decrease in the fluvial discharge and contributed to this marine transgression. However, during the late Holocene occurred a RSL fall and a wet period. It favored the marine regression and consequently, the mangroves migrated to tidal flats attached to the edge of lagoons near the modern coastline. The geomorphologic and vegetation evolution is in agreement with the mid-Holocene RSL maximum above present RSL and subsequent fall to the present time.

Keywords: climate; Holocene; relative sea-level; South of Bahia; vegetation.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1. Localização da área de estudo (modificado do mapa geológico do estado da Bahia, CPRM 2008). Destacado em vermelho o ponto de coleta do testemunho PR 07. _____ 3
- Figura 2. A) Área de coleta do PR 07 com representações da geomorfologia local. B) Fotografia do ponto de coleta caracterizado por campo herbáceo com presença de palmeiras. C) Tradutor Russo. Equipamento utilizado para a testemunhagem. _____ 5
- Figura 3. Testemunho armazenado em tubos e filme PVC para evitar contaminações. _____ 6
- Figura 4. Fotografia do testemunho à esquerda, e a radiografia do mesmo à direita, podendo ser visualizadas suas estruturas sedimentares. _____ 7
- Figura 5. Microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 plus com câmera acoplada. _____ 11
- Figura 6. Valores isotópicos do carbono característicos dos ciclos fotossintéticos (C₃, C₄ e CAM) e porcentagem de distribuição natural, de acordo com Boutton 1996 (Retirado de França 2010). _____ 13
- Figura 7. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e marinha (modificado de Lamb et al. 2006, Meyers 2003, Wilson et al. 2005). _____ 14
- Figura 8. Formação natural do ^{14}C na alta atmosfera, em seguida sua incorporação pelos seres vivos (vegetais e posteriormente animais) e o decaimento radioativo após a morte destes (Modificado de França 2010). _____ 16
- Figure 9. A) Location of study area (modified by Geological Map of Bahia State, CPRM, 2006). B) Vegetation Map and Geomorphological feature of study area. C) Sampling site of the studied core highlighted in red. D) Topographic profile of the study site. _____ 26
- Figure 10. Summarized results for the studied core, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups and geochemical variables. Pollen data are presented in the pollen diagrams as percentages of the total pollen sum. _____ 36
- Figure 11. Pollen diagram, with percentages of the most frequent pollen taxa, samples age, zones and cluster analysis. _____ 37
- Figure 12. Diagram illustrating the relationship between $\delta^{13}\text{C}$ and C/N for the different sedimentary facies (Mangrove/herbaceous tidal flat and fluvial plain), with interpretation according to data presented by Lamb et al. (2006), Meyers (2003) and Wilson et al. (2005). 40

Figure 13. Model of the geomorphology and vegetation development with successive phase of sediment accumulation according to the relative sea-level and climate changes during the Holocene. _____ 44

Table 1. Sediment samples selected for radiocarbon dating with code site, laboratory number, depth, material, ^{14}C yr BP and calibrated (cal) ages and median of cal ages. ----- 32

Table 2. Summary of facies association with sedimentary characteristics, predominance of pollen groups and geochemical data.----- 33

LISTA DE ABREVIATURAS

AMS	Accelerator Mass Spectrometer – Espectrômetro de Massa Acoplado ao Acelerador
BP	Before Present – Antes do Presente
Cal yr BP	Calibrated age Before Present – Idade calibrada Antes do Presente
Cal AP	Idade calibrada em anos Antes do Presente
CAM	Crassulacean acid metabolismo
CENA	Centro de Energia Nuclear da Agricultura
COD	Carbono Orgânico Dissolvido
COP	Carbono Orgânico Particulado
Ctotal	Carbono total
LADIC	Laboratório de Dinâmica Costeira
LACUFF	Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense
LOQ	Laboratório de Oceanografia Química
NRM	Nível Relativo do Mar
Ntotal	Nitrogênio total
PND	Parque Nacional do Descobrimento
RSL	Relative Sea-Level – Nível Relativo do Mar
TOC	Total Organic Carbon – Carbono Orgânico Total
TON	Total Organic Nitrogen – Nitrogênio Orgânico Total
UGAMS	Centro de Estudos Aplicados a Isótopos da Universidade da Georgia
UFPA	Universidade Federal do Pará
USP	Universidade de São Paulo

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	x
LISTA DE ABREVIATURAS	xii
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 ÁREA DE ESTUDO	2
1.3 OBJETIVOS	3
1.3.1 Geral	3
1.3.2 Específicos	3
CAPÍTULO 2 - MATERIAS E MÉTODOS	5
2.1 CAMPO	5
2.2 ACONDICIONAMENTO DAS AMOSTRAS	5
2.3 DATAÇÃO POR CARBONO-14 (TÉCNICA AMS)	6
2.4 DESCRIÇÃO DE FÁCIES E DETERMINAÇÃO GRANULOMÉTRICA DO SEDIMENTO	6
2.5 PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO PARA ANÁLISE DO $\delta^{13}\text{C}$ E C TOTAL	7
2.6 PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTOS PARA ANÁLISES DO N TOTAL	8
2.7 MÉTODOS PALINOLÓGICOS	8
2.7.1 Processamento das amostras	8
2.7.2 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)	9
2.7.3 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF) concentrado	9

2.7.4 Tratamento com Ácido Acético Glacial (C₂H₄O₂)	10
2.7.5 Tratamento com Acetólise	10
2.7.6 Montagem de lâminas para a microscopia	10
2.7.7 Análise Microscópica e Confeção de Gráficos Polínicos	11
CAPÍTULO 3 - ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO	12
3.1 FERRAMENTAS UTILIZADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS	12
3.1.1 δ¹³C da matéria orgânica sedimentar e da vegetação	12
3.1.2 C/N	13
3.1.3 Datação ¹⁴C	14
3.1.4 Palinologia	16
3.2 MUDANÇAS NO NÍVEL RELATIVO DO MAR E A DINÂMICA DOS MANGUEZAIS	17
3.3 MUDANÇAS CLIMÁTICAS DURANTE O HOLOCENO	18
3.4 DINÂMICA DOS MANGUEZAIS DA REGIÃO NORDESTE/SUDESTE BRASILEIRA DURANTE O HOLOCENO	19
CAPÍTULO 4 - THE IMPACTS OF THE HIGH SEA LEVEL STAND AND CLIMATIC CHANGES IN THE HOLOCENE ON SOUTHERN BAHIA LITTORAL- NORTHEASTERN BRAZIL	20
Abstract	22
Introduction	23
Modern settings	24
<i>Study area and geological setting</i>	25
<i>Climate</i>	26
<i>Vegetation</i>	27
Materials and methods	27
<i>Field work and sampling processing</i>	27
<i>Facies description</i>	28
<i>Palynological analysis</i>	28
<i>Isotopic and chemical analysis</i>	29

<i>Radiocarbon dating</i>	30
Results	30
<i>Geomorphology and vegetation</i>	30
<i>Radiocarbon date and sedimentation rates</i>	31
<i>Facies, pollen description and isotopes values from sediment core</i>	32
<i>Facies association A (Estuarine/Tidal channel)</i>	33
<i>Facies association B (Mangrove/herbaceous tidal flat)</i>	33
<i>Facies association C (Fluvial plain)</i>	34
Interpretation and discussion	38
<i>Early Holocene: Estuarine/tidal channel</i>	38
<i>Early and Mid Holocene: Mangrove/herbaceous tidal flat</i>	38
<i>Late Holocene: Fluvial plain</i>	40
<i>Holocene sea-level changes</i>	40
<i>Holocene climatic changes</i>	42
Conclusion	45
Acknowledgements	45
Bibliography	46
CAPÍTULO 5 – CONSIDERAÇÕES FINAIS	58
REFERÊNCIAS	59

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O manguezal é um ecossistema costeiro de transição entre os ambientes terrestre e marinho, característico de regiões tropicais e subtropicais e sujeito ao regime das marés. Ocorre em planícies lamosas de regiões costeiras abrigadas como estuários, baías e lagunas. Segundo Walsh (1974), o melhor grau de desenvolvimento do manguezal dependeria de quatro requisitos: temperaturas tropicais, com temperatura média do mês mais frio superior a 20 °C (entretanto, a amplitude térmica anual não deve exceder a 5 °C); substratos predominantemente lamosos (silte e argila); áreas abrigadas, livres da ação de ondas e marés fortes; presença de água salobra/salgada, pois as plantas de mangue são halófitas facultativas e dependem desse requisito para competir com as glicófitas que não toleram a salinidade.

Então, a área coberta por manguezais é influenciada por uma gama de fatores inter-relacionados. Esses envolvem desde adaptações bioquímicas da vegetação aos estresses ambientais até os processos físicos e químicos do litoral associados a descarga fluvial de sedimentos e de água doce (Lara & Cohen 2006, Cohen *et al.* 2012), ação das correntes costeiras, marés, e topografia que determinam os ambientes deposicionais mais favoráveis para a implantação e sobrevivência dos manguezais (Hutchings & Saenger 1987, Wolanski *et al.* 1990, Semeniuk 1994). Portanto, a vegetação do mangue possui adaptações fisiológicas e morfológicas especiais que lhe permite crescer em ambientes de inter-marés (Blasco *et al.* 1996, Cahoon & Lynch 1997, Alongi 2008, Sanders *et al.* 2012). Como tais variáveis físicas e químicas são modificadas de acordo com flutuações no nível do mar, mudanças no clima e atividade tectônica, a distribuição global dos manguezais foi alterada ao longo da história geológica e humana. Assim, este ecossistema tem sido usado como indicador das mudanças na costa e flutuações no nível relativo do mar (Blasco *et al.* 1996).

Ao longo da costa brasileira, os manguezais são encontrados a partir do extremo norte do Rio Oiapoque (04° 20'N) até Laguna (28° 30'S) no litoral sul (Schaeffer-Novelli *et al.* 2000). Na costa sudeste e sul, os manguezais estão restritos a micromáres (alcance da maré abaixo de 2 m), em baías, lagoas e “inlets” estuarinos (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990), que são fortemente controladas pelo clima e características oceanográficas (Soares *et al.* 2012). No nordeste e norte, os manguezais são extremamente irregulares, ocorrendo em baías, lagunas e estuários (Souza-Filho *et al.* 2006), com variações de meso a macromaré (alcance da maré de 2 a 4 m, e de 4 a 6 m, respectivamente).

Cerca de 85% dos manguezais brasileiros ocorrem ao longo de 1800 km do litoral norte nos Estados do Amapá, Pará e Maranhão, que juntos contêm 10.713 km² destes ecossistemas (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990, Vannucci 1999), e detém uma das maiores áreas de manguezais do mundo (Kjerfve & Lacerda 1993). A continuidade deste litoral de manguezal é interrompida pela zona influenciada pela descarga do rio Amazonas, onde a vegetação de várzea domina (Cohen *et al.* 2008, 2012).

Assim, principalmente os fatores climáticos e hidrológicos têm controlado as unidades geobotânicas da região costeira amazônica, levando à formação do litoral com influência marinha, submetido à salinidade da maré entre 30‰ e 7‰ (sudeste e noroeste da costa) e dominados por manguezais e pântanos salinos, e um setor fluvial (perto da descarga do Rio Amazonas), com salinidade inferior a 7‰ (Monteiro 2009), caracterizada por vegetação herbácea e de várzea (Cohen *et al.* 2012).

Estudos recentes apresentam consistentes informações sobre a dinâmica dos manguezais no litoral do estado do Pará e Amapá, associadas às variações do nível do mar durante o Holoceno (Behling *et al.* 2001, Behling *et al.* 2004, Cohen & Lara 2003, Cohen *et al.* 2005a, Lara & Cohen 2009, Cohen *et al.* 2009, Guimarães *et al.* 2010, Smith *et al.* 2011, 2012). Esta região é caracterizada por apresentar uma descarga fluvial do Amazonas e demais rios da região que pode funcionar como amortecedor das variações eustáticas do nível do mar (Mörner 1999, Cohen *et al.* 2005b). Além disso, as variações na descarga fluvial fruto de alterações na quantidade de chuva na região, podem também afetar a salinidade das águas das marés que inundam as planícies de lama.

O litoral sudeste e nordeste brasileiro possui ainda relativamente poucos estudos voltados para os impactos das flutuações do nível do mar na distribuição dos manguezais (Amaral *et al.* 2006, Barreto *et al.* 2007, Barth *et al.* 2010). Além disso, raros trabalhos tratam da influência das mudanças climáticas pretéritas na descarga dos rios da região, e conseqüentemente na distribuição da vegetação ou das distintas fitofisionomias inundadas pela maré de água salgada (manguezal e campos herbáceos) e “doce” (várzea).

1.2 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo compreende um vale fluvial no sul da Bahia, próximo ao município de Prado (Figura 1), com depósitos quaternários que encontram-se em cima de um platô de idade Mioceno da Formação Barreiras, cuja superfície é ligeiramente inclinada para o oceano. O local

é caracterizado pela presença de muitos vales com planícies de inundação fluvial e de maré, com acúmulo de sedimentos do Quaternário (Martin *et al.* 1996).

Estes depósitos foram originados entre 123 mil e 5100 anos AP através da formação de paleolagunas relacionados ao último período de alto nível do mar e por depósitos aluviais, pântanos costeiros e manguezais do Holoceno. De acordo com Martin *et al.* (1996), o modelo evolutivo válido para este setor da costa é bastante similar ao estabelecido para outros litorais brasileiros.

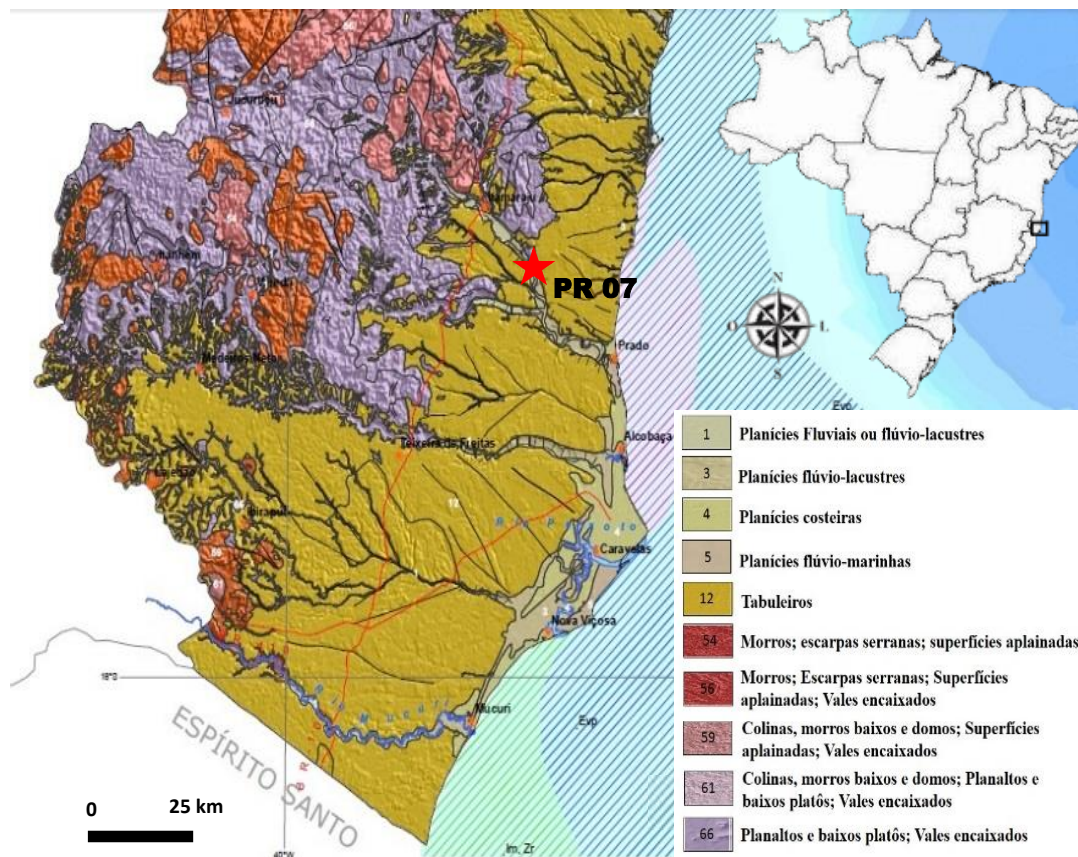


Figura 1. Localização da área de estudo (modificado do mapa geológico do estado da Bahia, CPRM 2008). Destacado em vermelho o ponto de coleta do testemunho PR 07.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Geral

Investigar o impacto das flutuações do nível do mar e mudanças no clima sobre a distribuição espacial dos manguezais do litoral sul da Bahia durante o Holoceno.

1.3.2 Específicos

- Identificar paleoambientes deposicionais;
- Caracterizar a paleovegetação;

- Determinar a cronologia dos eventos e associa-los às mudanças no nível relativo do mar e do clima conhecidas durante o Holoceno.

CAPÍTULO 2 - MATERIAS E MÉTODOS

2.1 CAMPO

O trabalho de campo foi realizado no período de 20 à 27 de Setembro de 2013. Um testemunho (PR 07) de 4,5m de profundidade ($17^{\circ} 08' 47.7''$ S / $39^{\circ} 25' 19.21''$ O). Foi coletado em uma turfeira presente em um vale fluvial distante aproximadamente 23 km da linha de costa, nas proximidades do município de Prado, sul da Bahia. Esses ambientes redutores apresentam uma espessa camada de lama apropriada para preservar grãos de pólen. O método de coleta seguiu Cohen (2003) através da utilização do Trado Russo (Figura 2B). Foram realizados também levantamento descritivo das principais unidades geobotânicas, caracterizadas basicamente pela presença de ervas e algumas palmeiras (Figura 2.A) e registros fotográficos da floresta, assim como medidas de GPS do ponto amostrado.

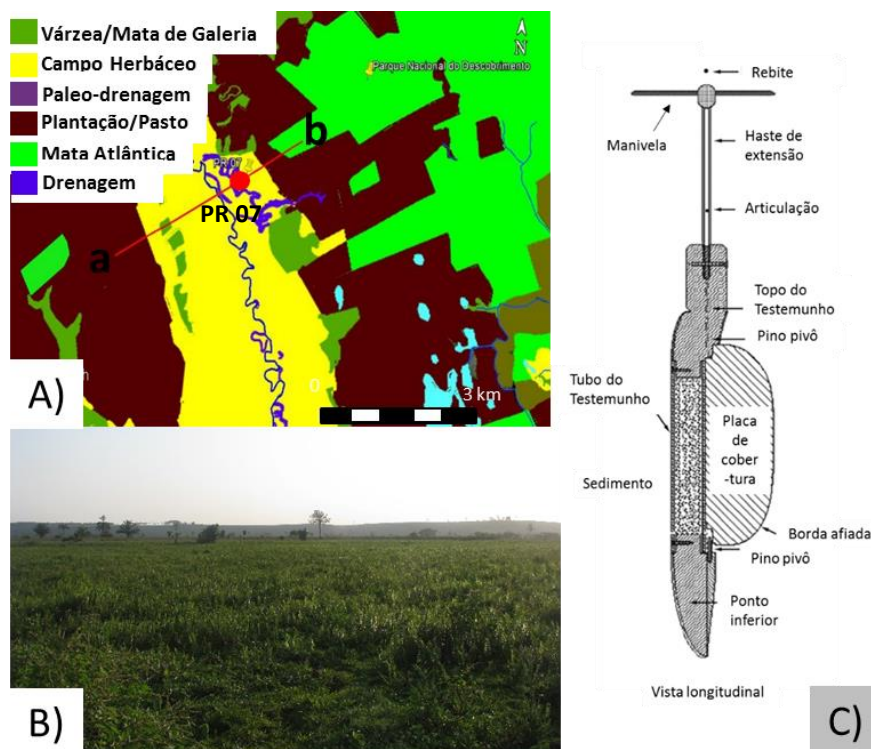


Figura 2. A) Área de coleta do PR 07 com representações da geomorfologia local. B) Fotografia do ponto de coleta caracterizado por campo herbáceo com presença de palmeiras. C) Trado-Russo. Equipamento utilizado para a testemunhagem.

2.2 ACONDICIONAMENTO DAS AMOSTRAS

O testemunho de sedimento coletado foi armazenado em tubos e envolto por filme de PVC (Figura 3), em seguida conduzidos a um freezer com temperatura em torno de 4°C , com o objetivo de evitar o crescimento de fungos e bactérias no material. Esses organismos podem

metabolizar compostos de carbono dos sedimentos e trocar CO_2 com a atmosfera, contaminando as amostras com carbono recente (Colinvaux *et al.* 1999), comprometendo futuras datações por C-14.



Figura 3. Testemunho armazenado em tubos e filme PVC para evitar contaminações.

2.3 DATAÇÃO POR CARBONO 14 (TÉCNICA AMS)

As amostras de sedimento foram fisicamente tratadas através de remoção de raízes e fragmentos vegetais com o auxílio de uma lupa. O material residual foi quimicamente tratado com HCl a 2% na temperatura 60 °C durante 4 horas. Logo após, as amostras foram lavadas com água destilada até obter o pH neutro, e secas (50 °C), a fim de remover eventuais frações orgânicas mais jovens e carbonatos. A matéria orgânica sedimentar foi datada através de um Espectrômetro de Massa acoplado a um acelerador de partículas (AMS) no Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LACUFF) e no Centro de Estudos Aplicados a Isótopos da Universidade da Georgia (UGAMS). As idades ^{14}C estão apresentadas em idade convencional (anos A.P.) e idade calibrada (cal. anos A.P.) ($\pm 2\sigma$), de acordo com Reimer *et al.* (2009).

2.4 DESCRIÇÃO DE FÁCIES E DETERMINAÇÃO GRANULOMÉTRICA DO SEDIMENTO

Foram realizadas radiografias do testemunho PR 07 com o intuito de observar possíveis estruturas sedimentares no mesmo. Como visualizado na figura 4, sem a radiografia não seria possível identificar tais estruturas. Para a determinação granulométrica o material sedimentar

amostrado em intervalos de 10cm foi lavado com água destilada/deionizada e Peróxido de Hidrogênio (H₂O₂) para remoção da matéria orgânica. Em seguida, o material foi desagregado através de ultrassom e agitador mecânico. Posteriormente, o tamanho dos grãos foi obtido por meio de um analisador de partículas à laser (Laser Diffraction, SALD 2101-Shimadzu). As classificações seguiram um diagrama triangular de Sheppard baseado nos percentuais de areia (0,0625 - 2 mm), silte (3,1 - 3,9 μm) e argila (0,24 - 2 μm), definidos por Wentworth (1922). Os gráficos foram obtidos com a utilização do software SYSGRAN 3.0 (Camargo 2006).

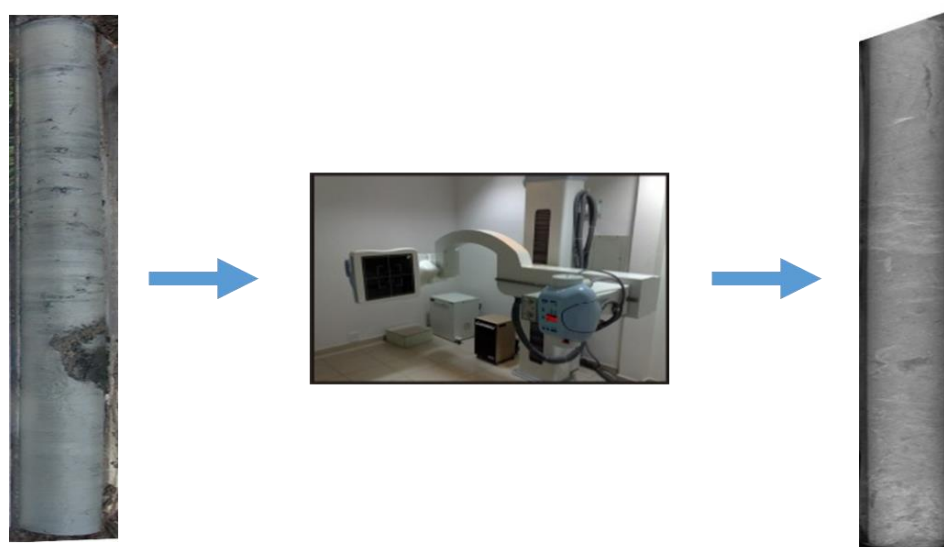


Figura 4. Fotografia do testemunho à esquerda, e a radiografia do mesmo à direita, podendo ser visualizadas suas estruturas sedimentares.

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

O testemunho foi transportado até o Laboratório C-14 do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP), onde foi iniciado o procedimento de coleta das amostras (Pessenda *et al.* 1996, Saia 2006) em um intervalo de 5 cm de profundidade (aproximadamente 10 g). No Laboratório foram adicionadas às amostras HCl a 0,01M, para facilitar a retirada de alguns contaminantes, como raízes e folhas, através da flutuação e peneiramento. Após o peneiramento, aguardou-se que o material em suspensão fosse decantado, para em seguida descartar a solução de ácido clorídrico sobrenadante e levar as amostras para secar em uma estufa a 50°C por aproximadamente 24 horas. Em seguida as amostras foram pulverizadas com o auxílio de um almofariz de porcelana e armazenadas em frascos plásticos. Posteriormente cada amostra foi acondicionada em cápsulas de estanho (12 mm x 5 mm) e pesadas em uma

balança analítica (Sartorius BP 211D, precisão 0,0001). Para as amostras mais arenosas, utilizando-se cerca de 70 mg e entre 20 e 30 mg para os sedimentos mais argilosos. Em seguida o material foi enviado ao Laboratório de Isótopos Estáveis (CENA/USP) para obter os valores de $\delta^{13}\text{C}$ 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.

2.6 PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTOS PARA ANÁLISES DO N TOTAL

As amostras de sedimentos do testemunho coletado (PR 07) para análise do N_{total} seguiram o mesmo protocolo de pré-tratamento relatado para análise de carbono, porém a massa encaminhada ao Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP foi de aproximadamente 60 mg (Saia 2006).

2.7 MÉTODOS PALINOLÓGICOS

2.7.1 Processamento das amostras

As amostras retiradas para análise palinológica apresentavam uma grande concentração de matéria orgânica, areia, silte e argila. A complexidade desta etapa da análise é percebida pelo montante do material que foi descartado até que o resultado final fosse somente o pólen. Isso ocorre devido à resistência apresentada ao processo químico pela parede celular dos palinomorfos. Contudo, devido algumas partículas orgânicas e inorgânicas serem quimicamente muito similares ao pólen, esses ataques químicos não produziram um material constituído somente de pólen.

Foi retirado 1 cm^3 de sedimento com a utilização de um medidor de volume feito de aço inoxidável onde o material foi colocado dentro da cavidade cilíndrica e depois retirado por um êmbolo produzindo assim pastilhas de sedimentos. Essa etapa foi repetida ao longo de todo o testemunho em intervalos de 12 cm.

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

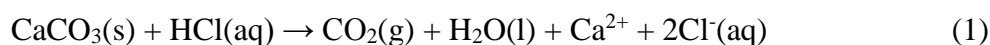
Na contagem final, a razão de esporos marcadores de *Lycopodium* e de pólen contados permite o cálculo da concentração polínica original. Cada tablete é constituído por aproximadamente 10.600 esporos de *Lycopodium*.

Após o término da adição dos esporos foi realizado o tratamento ácido, sendo constituído das seguintes etapas.

2.7.2 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)

Esta etapa do tratamento consiste na remoção do carbonato (CO_3) presente no material sedimentar e dissolução da matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*, através da adição de HCl a 10%.

A reação que ocorre é a seguinte:



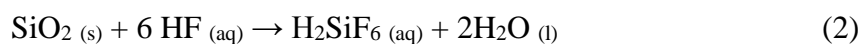
Este processo é seguido por mistura das amostras com a utilização de um bastão-misturador (feito de teflon) para cada tubo de ensaio, evitando assim a contaminação da amostra. Em seguida, o material foi conduzido à centrífuga onde permaneceu por 5 minutos a 2.500 rotações para decantação.

O líquido residual foi retirado e o material lavado com água destilada até que o decantado ficou claro. Novamente o material retornou à centrífuga com água destilada e em seguida, o líquido residual foi retirado dos tubos, para a segunda etapa do tratamento.

2.7.3 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF) concentrado

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

A reação que ocorre é a seguinte:



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

2.7.4 Tratamento com Ácido Acético Glacial (C₂H₄O₂)

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

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

2.7.5 Tratamento com Acetólise

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

2.7.6 Montagem de lâminas para a microscopia

Na montagem das lâminas para análise microscópica foram utilizadas lâminas, lamínulas glicerina, pipetas, bastões de teflon, e esmalte incolor.

Com o auxílio de pipetas, algumas gotas do material armazenado nos tubos de Evergreen foram retiradas e colocadas nas lâminas previamente identificadas. Em seguida, uma pequena quantidade de glicerina foi adicionada. Esta lâmina foi aquecida até o completo derretimento da glicerina, uma vez que a mesma serve como fixadora do material contido na

lâmina. Bastões de teflon serviram para misturar o material amostrado com a glicerina, e em seguida as lamínulas foram assentadas sobre as lâminas.

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

2.7.7 Análise Microscópica e Confeção de Gráficos Polínicos

A fase de identificação e contagem dos grãos de pólen das lâminas foi executada em um microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 plus com câmera acoplada, o qual é conectado ao computador (Figura 5). As microimagens foram processadas através do Software AxioVision, e os grãos de pólen catalogados foram armazenados em um banco de dados.

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



Figura 5. Microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 plus com câmera acoplada.

CAPÍTULO 3 - ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO

3.1 FERRAMENTAS UTILIZADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS

3.1.1 $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica sedimentar e da vegetação

Os isótopos estáveis encontram-se em proporções distintas na atmosfera, hidrosfera, litosfera e biosfera, onde o ^{12}C , mais abundante, representa 98,89% de todo o carbono encontrado na natureza, enquanto o ^{13}C representa apenas 1,11% (Boutton 1991). Pessenda *et al.* (2005) destaca que na década de 1970, foi aceito e demonstrado que a razão entre estes isótopos ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) nas plantas diferem consideravelmente. Portanto, esta razão poderia ser utilizada para distinguir os diferentes tipos de ciclos fotossintéticos C_3 (majoritariamente composto por árvores) e C_4 (gramíneas), onde as plantas C_3 apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais empobrecido em relação as plantas C_4 (Bender 1971, Smith & Epstein 1971), e assim pode-se inferir mudanças na vegetação e clima em tempos pretéritos. Os resultados dessa razão são expressos pela unidade relativa δ , como mostra a equação determinada em relação ao padrão internacional VPDB (molusco fóssil *Belemnitella americana* da Formação Peedee da Carolina do Sul, USA), sendo o desvio padrão de 0,1‰ para a matéria orgânica. Amostras empobrecidas em ^{13}C quando comparadas com padrão foram relacionadas a valores negativos de “ δ ” e amostras enriquecidas, a valores positivos.

$$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}) = [(R_{\text{amostra}} - R_{\text{VPDB}})/R_{\text{VPDB}}] \times 1000 \quad (3)$$

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

Valores de $\delta^{13}\text{C}$ vêm sendo calibrados para os diferentes ecossistemas. Aproximadamente 85% das espécies de plantas terrestres possuem os mecanismos de fotossíntese C_3 e são dominantes na maioria dos ecossistemas, desde as florestas boreais até os trópicos. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ das plantas C_3 variam de -32 a -22‰, com uma média de -27‰. Plantas com mecanismo de fotossíntese C_4 , os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam de -9 a -17‰, com uma média de -13‰. As plantas C_4 compreendem cerca de 5% de todas as espécies e ocorrem em 18 famílias, metade das quais são espécies de gramíneas tropicais e subtropicais que cobrem extensas áreas de savanas, campos e pântanos salgados. As espécies CAM, geralmente suculentas, estão distribuídas em 30 famílias, tais como Crassulaceae, Euphorbiaceae,

Orchidaceae, Bromeliaceae e Cactaceae. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -10 a -28‰ são encontrados em espécies CAM. Os valores isotópicos foram comparáveis aos de plantas C_3 e C_4 (Boutton 1996), como podemos visualizar na Figura 6.

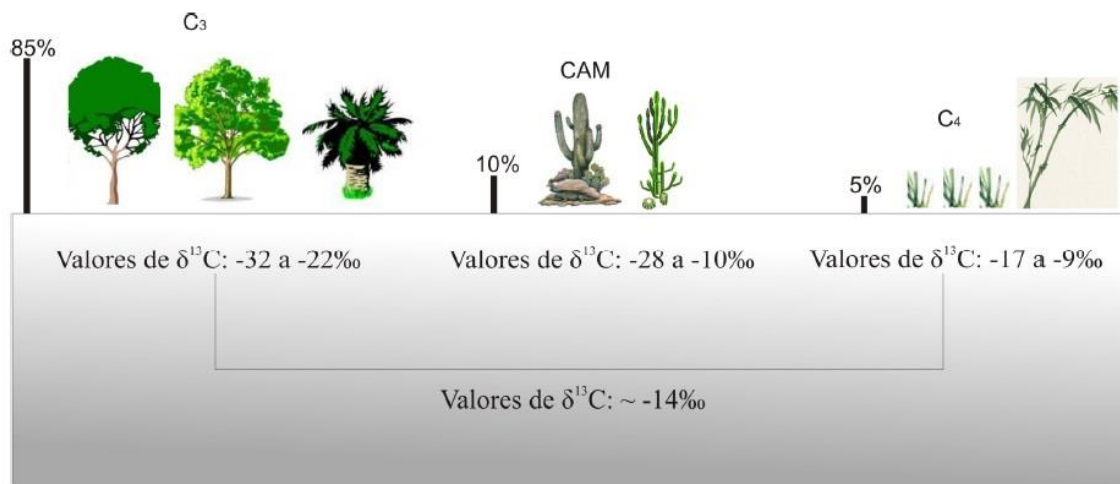


Figura 6. Valores isotópicos do carbono característicos dos ciclos fotossintéticos (C_3 , C_4 e CAM) e porcentagem de distribuição natural, de acordo com Boutton 1996 (Retirado de França 2010).

O fracionamento isotópico pode naturalmente ocorrer, por exemplo, durante a decomposição da matéria orgânica do solo, o que irá gerar uma variação do $\delta^{13}\text{C}$ na ordem de 2 a 3‰. No entanto, este fracionamento não impede que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ possam ser utilizados para registrar mudanças no tipo de vegetação desenvolvida em uma região, pois os sinais isotópicos de plantas C_3 e C_4 não se sobrepõem, eles se diferenciam em média de até 14 unidades de delta (Pessenda *et al.* 1998a).

3.1.2 C/N

O C/N é utilizada em diversos estudos para reconstituição de paleoambientes em diversas partes do mundo (Meyers & Ishiwatari 1993, Meyers 1997, Dean 1999, Meyers & Teranes 2001). A matéria orgânica contida nos sedimentos apresenta informações, que nos auxiliam na reconstituição de condições ambientais pretéritas (Meyers 2003), bem como o impacto das mudanças climáticas sobre os ecossistemas costeiros. Deste modo, o C/N da matéria orgânica dos sedimentos é utilizada para distinguir suas duas principais origens, sendo fitoplanctônica, com razões entre 4 e 10, e/ou terrestre vasculares, com razões maiores ou igual a 20 (Meyers

1994). Além disso, esses dados também podem ser comparados com os dados isotópicos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) para distinguir a origem do material sedimentar (Lamb et al. 2006; Meyers 2003, Wilson *et al.* 2005) como pode ser visualizado na Figura 7. Meyers (1994) demonstrou que a influência de origem marinha ou continental sobre o ambiente costeiro é revelada devido o material biológico de origem marinha ser mais enriquecido em nitrogênio quando comparado com material terrestre. Sendo assim, a interação continente-oceano na zona costeira também pode ser traçada pelo C/N da matéria orgânica acumulada nos sedimentos superficiais, e com isso, determinar a evolução da influência relativa da matéria orgânica marinha ou terrestre.

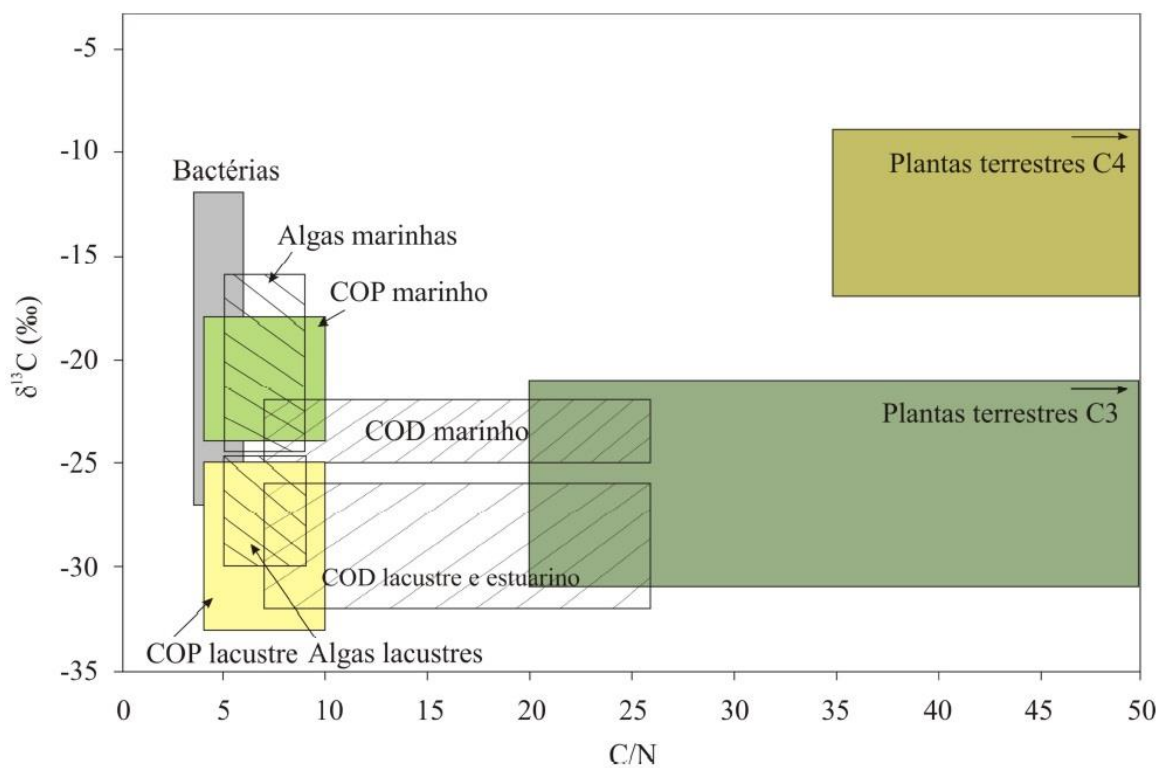


Figura 7. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e marinha (modificado de Lamb *et al.* 2006, Meyers 2003, Wilson *et al.* 2005).

3.1.3 Datação ^{14}C

O ^{14}C é formado constantemente na alta atmosfera, através da interação de nêutrons (provenientes de colisões de raios cósmicos, principalmente partículas α , de alta energia) com isótopo estável de ^{14}N (Libby 1955). Após a formação do ^{14}C , este é oxidado a $^{14}\text{CO}_2$ e entra no ciclo global do carbono (Figura 8). O $^{14}\text{CO}_2$ também é dissolvido na água e está disponível para peixes, plâncton, corais, etc. Assim, todos os animais e vegetais apresentam ^{14}C

incorporado em sua matéria orgânica/inorgânica. Com a morte dos organismos, a assimilação do ^{14}C é cessada, então, este isótopo começa a desintegrar-se com meia vida de 5.730 anos + 30 anos, emitindo uma partícula β^- e transformando-se novamente em ^{14}N . Sendo assim, a idade da amostra pode ser determinada em razão da atividade residual da mesma, diminuindo exponencialmente com o aumento do tempo em que a amostra parou de assimilar ^{14}C , como mostra a Equação 4:

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (4)$$

A = atividade da amostra

A_0 = atividade inicial (padrão ácido oxálico)

λ = constante de desintegração

t = tempo (idade da amostra)

A atividade do material a ser analisado pode ser determinada através de um espectrômetro de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo (Pessenda & Camargo 1991), determinando sua idade (Equação 5):

$$t = -8033 \ln A/A_0 \quad (5)$$

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

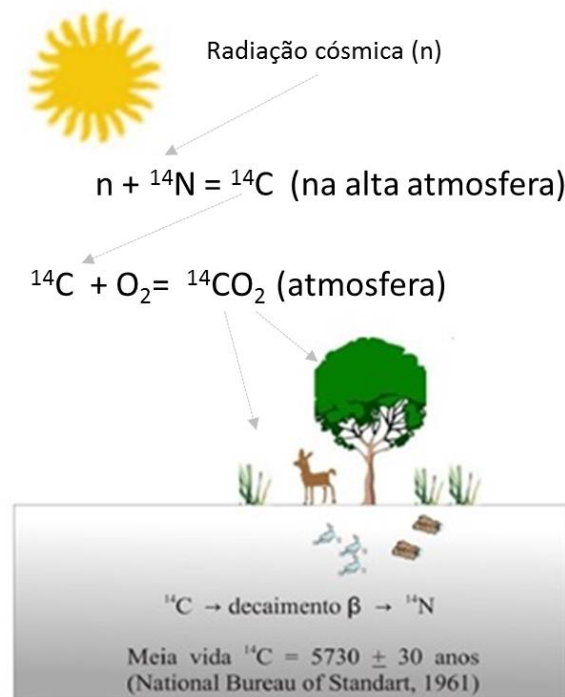


Figura 8. Formação natural do ^{14}C na alta atmosfera, em seguida sua incorporação pelos seres vivos (vegetais e posteriormente animais) e o decaimento radioativo após a morte destes (Modificado de França 2010).

3.1.4 Palinologia

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

Estudos palinológicos desenvolvidos na costa norte brasileira (Behling 2001, Behling & Costa 1997, 2001, Behling *et al.* 2001, 2004, Cohen *et al.*, 2005a, b, Guimarães 2008, Senna 2002, Vedel *et al.* 2006) indicam significativas mudanças na vegetação durante o Holoceno. Substituições da floresta de Terra Firme e Restinga por Campo Salino (Behling & Costa 2001), Manguezal por Campo Salino (Behling *et al.* 2001, Cohen *et al.* 2005b), Floresta Pluvial Amazônica Costeira e Restinga por Manguezal (Behling *et al.* 2004), Campo Inundável por Manguezal e Campo Inundável para Várzea (Guimarães 2008, Guimarães *et al.* 2010), bem

como à substituição das espécies dominantes em um mesmo ecossistema: Manguezal dominado por *Avicennia* substituído pela dominância de *Rhizophora* (Vedel *et al.* 2006), Manguezal *Rhizophora* dominante passando a *Avicennia* dominante (Senna 2002), Manguezal misto de *Rhizophora* e *Avicennia* para dominado por *Rhizophora* e posteriormente por *Avicennia* e Campo Salgado com predomínio de Poaceae substituído pela dominância de Cyperaceae (Behling *et al.* 2001), têm sido interpretadas como respostas às alterações na salinidade da água intersticial que podem ser resultado das flutuações no NRM e/ou mudanças nas taxas de precipitação.

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

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

Investigações no norte do Brasil, utilizando dados palinológicos, sedimentológicos e geoquímicos revelaram que a história da vegetação durante o Holoceno ao longo do litoral é caracterizada por fases de estabelecimento e expansão/contração de manguezais (p.ex. Behling *et al.* 2001, Cohen *et al.* 2005a, 2005b, 2008, 2009, Vedel *et al.* 2006, Smith *et al.* 2011, Guimarães *et al.* 2012). Estas fases têm sido interpretadas como mudanças na relação do nível relativo do mar e/ou na descarga fluvial, já que a atual distribuição dos manguezais no litoral é controlada principalmente pela topografia do substrato e pela descarga de água doce (Cohen & Lara 2003, Cohen *et al.* 2005a, 2005b, Lara & Cohen 2006, 2009). Variações nas taxas de chuvas das regiões hidrográficas amazônicas (p.ex. Van der Hammen 1974, Absy *et al.* 1991, Desjardins *et al.* 1996, Ledru 2001, Behling & Costa 2000, Pessenda *et al.* 2001) têm controlado a descarga fluvial do Amazonas, que exhibe a mais alta vazão do mundo com $6.300 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$ (Eisma *et al.* 1991, Maslin & Burns 2000, Latrubesse & Franzinelli 2002).

Conseqüentemente, durante o período seco do Holoceno inferior e médio, o fluxo do rio Amazonas pode ter sido severamente reduzido (Toledo & Bush 2007, 2008, Amarasekera *et al.* 1997). Assim, mudanças significativas na vazão de água do rio ao longo do litoral seriam

esperadas, e isso teria afetado os gradientes de salinidade ao longo da costa influenciada pelo rio Amazonas. Este processo conduziria às mudanças na distribuição dos manguezais (vegetação de água salobra) e várzea/vegetação herbácea (vegetação de água doce) no litoral norte do Brasil.

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

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

3.3 MUDANÇAS CLIMÁTICAS DURANTE O HOLOCENO

Estudos prévios (ex. Prado *et al.* 2013) sugerem um cenário de déficit de água no Holoceno médio comparado ao Holoceno tardio na América do Sul. Baixa insolação de verão durante o Holoceno médio causou a redução de contrastes de temperaturas entre o continente e oceano, e consequentemente enfraqueceu o sistema monção de circulação da América do Sul. Este cenário é representado por uma diminuição da precipitação na Zona de Convergência do Atlântico Sul, condições mais salgadas ao longo das margens continentais da América do Sul, e níveis menores de água nos lagos. Adicionalmente, outros estudos paleoambientais no Brasil indicam condições climáticas relativamente mais secas durante o Holoceno inicial em regiões do centro (Ferraz-Vicentini 1993, Ferraz-Vicentini & Salgado-Labouriau 1996, Barberi *et al.* 2000), sudeste (Ledru 1993, Ledru *et al.* 1996, Behling 1995, Behling & Lichte 1997, Behling *et al.* 1998, Pessenda *et al.* 2009), e sul (Roth & Lorscheitter 1993, Neves & Lorscheitter 1995,

Lorscheitter & Mattoso 1995, Behling 1995, Behling & Lichte 1997; Stevaux 1994, 2000). Do Holoceno médio ao tardio o clima foi marcado por condições mais úmidas (Ledru *et al.* 1993, 1998, 2009, Salgado-Labouriau 1997, Salgado-Labouriau *et al.* 1998, Pessenda *et al.* 2004, 2009). Durante este período, uma maior quantidade de chuvas gerou um aumento na descarga de rios e intensificou as condições continentais.

Neste contexto, flutuações climáticas (Molodkov & Bolikhovskaya 2002), as quais influenciaram nos níveis de chuva (exs. Absy *et al.* 1991, Pessenda *et al.* 1998a, b, 2001, 2004, Behling & Costa 2000, Freitas *et al.* 2001, Maslin & Burns 2001), e conseqüentemente causou mudanças nas descargas fluviais e nos gradientes de salinidade estuarinos (Lara & Cohen 2006) afetaram a dinâmica dos manguezais (Cohen *et al.* 2012).

3.4 DINÂMICA DOS MANGUEZAIS DA REGIÃO NORDESTE/SUDESTE BRASILEIRA DURANTE O HOLOCENO

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

Trabalhos mais recentes como Cohen *et al.* (2014), França *et al.* (2013) e Buso Junior *et al.* (2013) indicam que a elevação do nível relativo do mar pós-glacial na costa do Espírito Santo (estado que faz divisa com o sul da Bahia) causou uma incursão marinha, a qual invadiu baías e amplos vales, favorecendo a evolução de um estuário com uma ampla planície de maré dominada por manguezais durante o Holoceno Inicial e Médio. Posteriormente, os manguezais se extinguíram da região, a qual foi dominada por uma vegetação herbácea, possivelmente devido a regressão marinha ocorrida no Holoceno Tardio, juntamente com o aporte de sedimento e água doce proveniente dos rios.

Atualmente não existem trabalhos deste tipo para o sul da Bahia. Portanto, neste contexto e baseado na integração de registros de pólen, dados isotópicos e elementares de C e N, e a datação ^{14}C de matéria orgânica provenientes de sedimentos coletados em um vale fluvial ao Sul da Bahia, esse trabalho de mestrado se propõe a contribuir para a caracterização da evolução dos manguezais durante o Holoceno, de acordo com as flutuações no nível relativo do mar e mudanças climáticas.

CAPÍTULO 4 - THE IMPACTS OF THE HIGH SEA LEVEL STAND AND CLIMATIC CHANGES IN THE HOLOCENE ON SOUTHERN BAHIA LITTORAL-NORTHEASTERN BRAZIL

Artigo submetido a revista CATENA em 23/03/2015. A mesma enviou uma carta de recebimento da submissão do artigo em 25/03/2015.

> From: catena-eo@elsevier.com

> To: mcohen80@hotmail.com; mcohen@ufpa.br

> Date: Wed, 25 Mar 2015 10:56:34 +0000

> Subject: CATENA4086 - Notice of manuscript number

>

> Dear Prof. Cohen,

>

> Your submission entitled "The impacts of the high sea level stand and climatic changes in the Middle Holocene on the southern Bahia littoral - Northeastern Brazil" has been assigned the following manuscript number: CATENA4086.

>

> You will be able to check on the progress of your paper by logging on <http://ees.elsevier.com/catena/> as Author.

>

> Thank you for submitting your work to this journal.

>

> Kind regards,

>

> Administrative Support Agent

> Administrative Support Agent [24-Feb-11]

> Catena

**The impacts of the high sea level stand and climatic changes in the Middle Holocene on
the southern Bahia littoral - Northeastern Brazil**

Neuza Araújo Fontes^a, Marcelo C. L. Cohen^{a*}, Igor Charles C. Alves^a, Luiz C.R. Pessenda^b, Mariah Izar Francisquini^b; Marlon Carlos França^c; José Albertino Bendassolli^d; Kita Macario^e

^a Graduate Program of Geology and Geochemistry, Federal University of Pará. Av. Perimentral 2651, Terra Firme, 66077-530, Belém (PA), Brazil.

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

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

^d University of São Paulo, CENA/Stable Isotopes Laboratory, Av. Centenário 303, 13400-000, Piracicaba, São Paulo

^e LAC-UFF AMS Laboratory-Fluminense Federal University, Physics Department, Niteroi, Rio de Janeiro, 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 present work integrates geomorphological, sedimentological, and palynological data with radiocarbon dating, as well as $\delta^{13}\text{C}$, and C/N from sedimentary organic matter in order to identify the impact of sea level and climatic changes during the Holocene on mangroves from the Jucuruçu River, near the city of Prado-Bahia, northeastern Brazil. One sediment core sampled from a fluvial valley, 23 km distant from the coastline, indicates the presence of an estuarine system with tidal flats colonized by mangroves, and its sedimentary organic matter sourced from estuarine organic matter between ~7450 and ~5500 cal yr BP. During the past ~5500 cal yr BP, the mangroves shrank and herbaceous vegetation expanded (terrestrial C_3 plants). Probably, it was caused by the combined action of changes in the Relative Sea Level (RSL) and freshwater supply. During the early and middle Holocene took place a RSL rise that caused a marine incursion along the studied fluvial valley. The dry period, occurred during the early and middle Holocene, generated a decrease in the fluvial discharge and contributed to this marine transgression. However, during the late Holocene occurred a RSL fall and a wet period. It favored the marine regression and consequently, the mangroves migrated to tidal flats attached to the edge of lagoons near the modern coastline. The geomorphologic and vegetation evolution is in agreement with the mid-Holocene RSL maximum above present RSL and subsequent fall to the present time.

Keywords: carbon and nitrogen isotopes; C/N, Holocene; mangrove; palynology

Introduction

Studies about the sea-level changes during the Holocene in the eastern Brazilian littoral reveal that the sea-level exceeded the present one between 7800 and 6600 cal yrs BP, reaching 2-5 m above the present level at about 5500 cal BP (Martin et al., 2003; Angulo et al., 2006). During the late Holocene, the RSL decreased (Angulo et al., 2006).

The RSL fluctuations has been the main driving force to the establishment of coastal systems. During the Last Glacial Maximum, eustatic sea-level fall induced excavation of river valleys along the coastal zone and inner shelf. The post-glacial sea-level rise drowned the fluvial valleys and it favored the development of estuaries during the early and mid-Holocene (Swift, 1975). Noteworthy is the fact that the estuaries responses to sea-level fluctuations are affected by tidal range, nearshore wave, climate and fluvial river discharge (Cohen et al., 2014).

In contrast, the late Holocene RSL fall and the continuous river sediment supply result in shoreline progradation, and it may generate a delta (Suter, 1994). Under this condition, lagoons and bays become emergent and beach ridge plains rapidly prograde, resulting in regressive sand sheets (Martin and Suguio, 1992).

The RSL fluctuations cause significant changes in coastal environments and consequently in the wetlands, since the evolutionary development of mangroves is controlled by land-ocean interaction, and their expansion is determined by topography, sediment geochemistry (Alongi, 2002), as well as current energy conditions (Woodroffe, 1982). Besides, this vegetation have reacted clearly to climate change, as the mangroves respond to environmental factors such as water salinity, nutrients and input of sediment and freshwater (Krauss et al., 2008; Stevens et al., 2006; Stuart et al., 2007). This ecosystem is highly adaptive, with plants tolerant to extreme environmental conditions such as high salinity, anoxia and constant water inundation (Vannucci, 2001). This adaptability has allowed mangroves to

withstand environmental changes throughout the Holocene (Monacci et al., 2009), and become a marker of great importance for scientific analysis of coastal change (Blasco et al., 1996).

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), with meso- and macrotidal ranges (tidal range of 2 to 4 m and 4 to 6 m, respectively). On the southeastern and southern coast, mangroves are restricted to microtidal (tidal range below 2 m) occurring 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 Junior, 2010; Buso Junior et al., 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. In this work we present a study about mangrove development on an old fluvial valley near the southern littoral of Bahia's State, northeastern Brazil, during the Holocene, recorded by sedimentary features, pollen data, isotope analysis and radiocarbon dating.

Modern settings

Study area and geological setting

Three geomorphological units may be recognized in the study region: (1) a mountainous province, made up of Precambrian rocks, with a multidirectional rectangular dendritic drainage net; (2) a tableland area composed of Barreiras Formation constituted by sandstones, conglomerates and mudstones attributed mainly to Neogene fluvial and alluvial fan deposits, but possibly including deposits originating from a coastal overlap associated with Neogene marine transgressions (Arai, 2006; Dominguez et al., 2009). Its surface presents a slightly sloping to the ocean, and is characterized by the presence of many wide valleys with flat bottoms, resulting from Quaternary deposition (Martin et al., 1996); and (3) a coastal plain area, with fluvial, transitional and shallow marine sediments, which were deposited during RSL changes (Martin and Suguio, 1992).

The studied fluvial valley exhibit NW-SE orientations, elevations between 3.5 and 7 m. The plateau presents lengths of 2 to 20 km paleochannel network. The abandoned channels are straight to meandering, and they maintain the shape and typical concavity of the original channel, resulting in the formation of small lakes (Fig. 9c). Avulsion may have been responsible for the partial or complete abandonment of several channels due to rapid sand accumulation.

According to SRTM data, the sampling site is positioned 6.5 m above the mean sea-level, and located in front of the “Parque Nacional do Descobrimento” (PND) near the city of Prado, southern Bahia – Brazil, and ~20 km west from the actual coastline (Fig. 9). It is in a fluvial valley, where occurs the Jucuruçu River that shows a mostly W-E trending straight pattern. This river flows on Barreiras Formation into the coastal plain through a low valley with Holocene terraces.

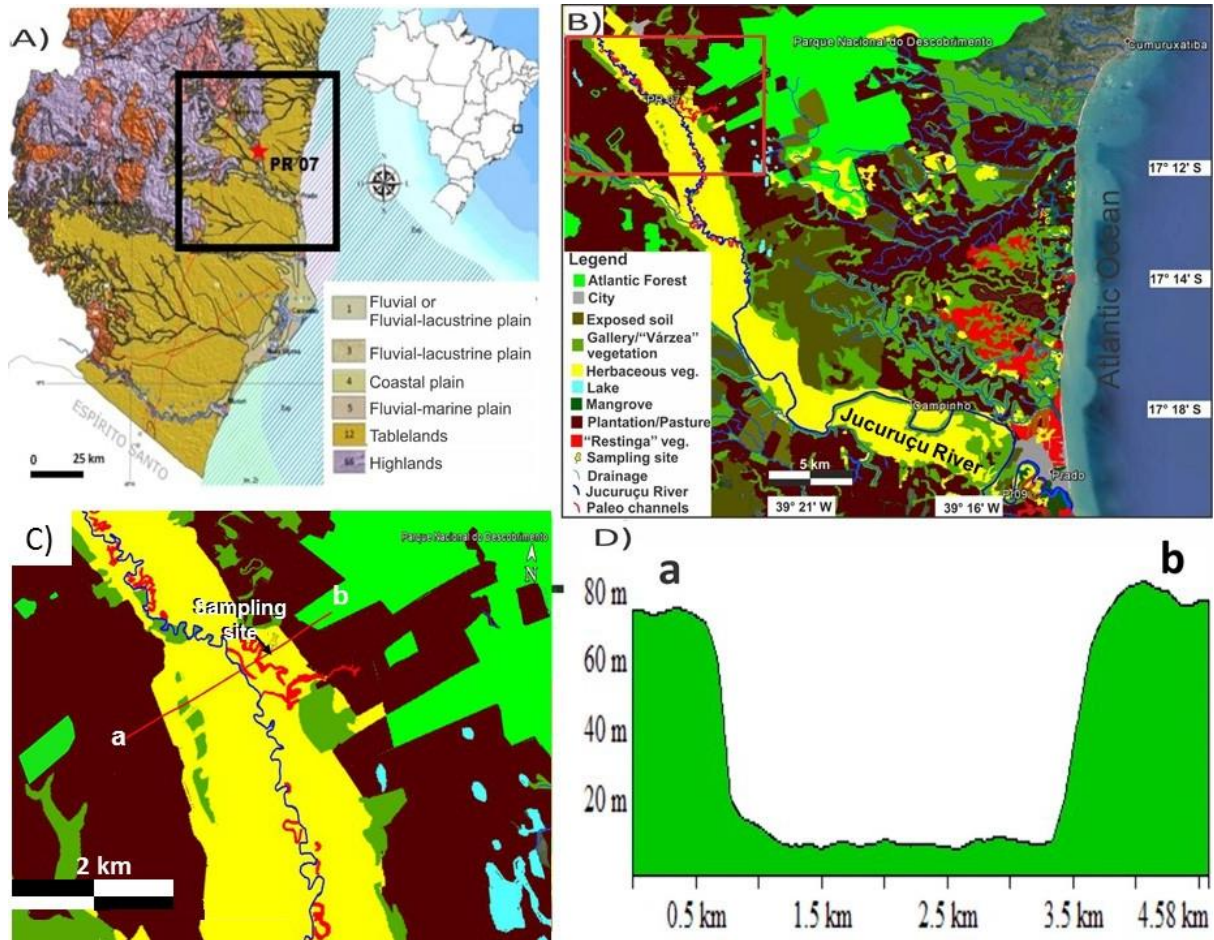


Figure 9. A) Location of study area (modified by Geological Map of Bahia State, CPRM, 2006). B) Vegetation Map and Geomorphological feature of study area. C) Sampling site of the studied core highlighted in red. D) Topographic profile of the study site.

Climate

The region is characterized by a warm and humid tropical climate with annual precipitation averaging 1350 mm, occurring every month of the year, and an annual average temperature about 24,5°C (Martorano et al., 2003). The rain is controlled by the position of the Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ) and the position of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) (Carvalho et al., 2004). The area is entirely located within the South Atlantic trade winds belt (NE-E-SE) that is related to a local high-pressure cell and the periodic advance of the Atlantic Polar Front during the autumn and winter, generating SSE winds (Dominguez et al., 1992,

Martin et al., 1998). The rainy season occurs between the months of October and December with a drier period at February. The average temperature ranges between 21° and 28° C.

Vegetation

The region (PND) is composed mainly of tropical rainforest (Atlantic forest), where the most representative plant families are Fabaceae, Annonaceae, Myrtaceae, Sapotaceae, Mimosaceae, Moraceae, Melastomataceae, Arecaceae, Bignoniaceae, Lauraceae, Malpighiaceae, Lecythidaceae, Anacardiaceae, Euphorbiaceae, and Apocynaceae (Peixoto and Gentry, 1990; Lima et al., 2002). In the sandy coastal plain, palm trees as well as orchids and bromeliads that grow on the trunks and branches of larger trees characterize vegetation. *Ipomoea pes-caprae*, *Hancornia speciosa*, *Chrysobalanus icaco*, *Hirtella americana* and *Cereus fernambucensis* are also found. The coastal plain is characterized by forest pioneering freshwater species such as *Hypolytrum sp.*, *Panicum sp.* and also brackish/marine water species such as *Polygala cyparissias*, *Remiria maritima*, *Typha sp.*, *Cyperus sp.*, *Montrichardia sp.*, *Tapirira guianensis* and *Symphonia globulifera*. The mangrove forest occurs as fringe along the lagoons, channels and rivers, characterized by *Rhizophora*, *Laguncularia* and *Avicennia*. Herbaceous vegetation dominates the sampling site, represented by Cyperaceae and Poaceae with some trees and shrubs and palms on edge of the plain.

Materials and methods

Field work and sampling processing

A LANDSAT image acquired on July 2011 was obtained from INPE (National Institute of Space Research, Brazil). A three-colour band composition (RGB 543) image was created and processed using the SPRING 3.6.03 image processing system to discriminate geological

features. Topographic data were derived from SRTM-90 data, downloaded from USGS Seamless Data Distribution System. Image interpretation of elevation data was carried out using software Global Mapper 12.

The fieldwork was carried out in September 2013. The sediment core PR 07 (4.5 m) (S 17° 08' 47.7"/ W 39° 25' 19.21") was taken from a fluvial plain colonized by herbaceous vegetation using a Russian Sampler (Cohen, 2003). It is located approximately 0.5 km from Jucuruçu River and 23 km from the current southeastern wave-dominated coast (Dominguez et al., 2009). The geographical position of the core was determined by GPS (Reference Datum: SAD69).

Facies description

The core was X-rayed in order to identify internal sedimentary structures. Grain size was determined by laser diffraction using a Laser Particle Size SHIMADZU SALD 2101 in the Laboratory of Chemical Oceanography/UFGA. Prior to identify the grain size, approximately 0.5 g of each sample was immersed in H₂O₂ to remove organic matter and residual sediments were disaggregated by ultrasound (França et al., 2013). The grain-size scale of Wentworth (1922) was used in this work with sand (2-0.0625 µm), silt (62.5-3.9 µm) and clay fraction (3.9-0.12 µm). Following the methods of Harper (1984) and Walker (1992), facies analysis included description of color (Munsell Color, 2009), lithology, texture and structure. The sedimentary facies were codified following Miall (1978).

Palynological analysis

For pollen analysis, 1.0 cm³ samples were taken at 12 cm intervals down core, for a total of 39 samples. All samples were prepared using standard pollen analytical techniques including

acetolysis (Faegri and Iversen, 1989). Sample residues were mounted on slides in a glycerin gelatin medium. Pollen and spores were identified by comparison with reference collections of about 4000 Brazilian forest taxa and various pollen keys (Salgado-Laboriau, 1973; Absy, 1975; Markgraf and D'Antoni, 1978; Roubik and Moreno, 1991; Colinvaux et al., 1999) based on the reference collection of the Laboratory of Coastal Dynamics – Federal University of Pará and ¹⁴C Laboratory of the Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA/USP). A minimum of 300 pollen grains were counted for each sample. The total pollen sum excludes fern spores, algae, and foraminiferal tests. Pollen and spore data were presented in pollen diagrams as percentages of the total pollen sum. The *taxa* were grouped according to source: mangroves, trees and shrubs, palms, herbs and aquatics pollen (ferns). The software TILIA and TILIAGRAF were used for calculation and to plot the pollen diagram (Grimm, 1990). CONISS was used for cluster analysis of pollen *taxa*, permitting the zonation of the pollen diagram (Grimm, 1987).

Isotopic and chemical analysis

A total of 91 samples (6-50 mg) were collected at 5 cm intervals from the sediment core. Sediments were treated with 4% HCl to eliminate carbonate, washed with distilled water until the pH reached 6, dried at 50°C, and finally homogenized. These samples were analyzed for total organic carbon and nitrogen, carried out at the Stable Isotope Laboratory of the Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA/USP). The results were expressed as a percentage of dry weight, with analytical precision of 0.09% (TOC) and 0.07% (TON), respectively. The ¹³C results are expressed as δ¹³C with respect to VPDB standard and atmospheric air, using the following notation:

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

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

Radiocarbon dating

Based on stratigraphic discontinuities that suggest changes in the tidal inundation regime, six bulk samples (10 g each) were selected for radiocarbon analysis. In order to avoid natural contamination by shell fragments, roots, seeds, etc. (e.g. Goh, 2006), the sediment samples were physically cleaned under the stereomicroscope. The 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 hours, followed by a rinse with distilled water to neutralize the pH. The samples were dried at 50 °C. A detailed description of the chemical treatment for sediment samples can be found in Pessenda et al. (2009, 2010, 2012). A chronologic framework for the sedimentary sequence was provided by liquid scintillation counting/benzene synthesis radiocarbon dating at the ^{14}C Laboratory of CENA/USP and by accelerator mass spectrometer (AMS) at 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., 2009). The dates are reported in the text as the median of the range of calibrated ages (Table 1).

Results

Geomorphology and vegetation

A striking characteristic of the Jucuruçu river is its modern channel pattern, which is mostly straight to only slightly sinuous along the southeastern part of the analyzed fluvial valley, being in great contrast with the meandering pattern along the northwestern part (Fig. 9b). The lower

fluvial terraces are characterized by peat and sediments mainly consisting of material transported by rivers that originate in mountainous areas and Neogene tablelands (Fig. 1a). The tablelands are mainly occupied by Atlantic Forest (~100 km²), plantation/pasture (~420 km²) and exposed soil area (~116 km²) (Fig. 9b).

The sediments accumulated on fluvial plain are composed mainly of moderately sorted sands. Cyperaceae and Poaceae that characterizes the herbaceous vegetation dominate these terraces. It occupies ~130 km² of the study site (Fig. 9b). Along the scarps occurs the gallery vegetation, mainly represented by Arecaceae, covering ~170 km². Downstream, sandy silt and muddy sediments spread over the fluvial, occasionally occupied by “várzea” vegetation (swampland seasonally and permanently inundated by freshwater), and tidal plain generally colonized by mangroves (Fig. 9b). Residual and very poorly preserved mangrove vegetation, which covers ~8 km² close to marine influence, occurs also in the margin of the barrier and coastal lagoon system. Coastal sand barrier occurs parallel to the shore and sometimes are separated from the mainland by lagoons. Normally, this geomorphological unit is colonized by “restinga” vegetation (shrub and herb vegetation that occurs on sand plains and on dunes close to the shoreline, and is mainly dominated by Cyperaceae, Poaceae, Arecaceae, Anacardiaceae and Malpighiaceae). This vegetation unit in study area presents at about 16 km².

Radiocarbon date and sedimentation rates

The radiocarbon dates are shown in Table 1 and no age inversions were observed. The sedimentation rates were based on the ratio between the depth intervals (mm) and the time range. The calculated sedimentation rates are 11 mm/yr (449-394 cm), 1.7 mm/yr (394-214 cm), 0.5 mm/yr (214-172 cm), 0.38 mm/yr (172-109 cm), 0.38 mm/yr (109- 54 cm) and 0.22 mm/yr (54-0 cm). Although the rates are nonlinear between the dated layers, they are same magnitude order with the vertical accretion range of 0.1 to 11 mm yr⁻¹ of mangrove forests

reported by other authors (e.g. Cahoon and Lynch, 1997; Bird, 1980 and Spenceley, 1982; Behling et al., 2004; Cohen et al., 2005a; 2008; 2009; Guimarães et al., 2010; Vedel et al., 2006).

Table 1. Sediment samples selected for radiocarbon dating with code site, laboratory number, depth, material, ^{14}C yr BP and calibrated (cal) ages and median of cal ages.

Sample	Laboratory code	^{14}C yrs BP	^{14}C cal yr BP, 2 σ	Mean	Sedimentation Rate (mm/yr)
PR 07 52-54	UGAMS#20331	2380 \pm 20	2347 -2459	2400	0.22
PR 07 106-109	UGAMS#20332	3550 \pm 20	3822 - 3900	3861	0.38
PR 07 170-172	UGAMS#20333	4760 \pm 20	5469 - 5584	5520	0.38
PR 07 211-214	UGAMS#20334	5550 \pm 25	6297 - 6397	6350	0.5
PR07 392-394	LACUF 140149	6488 \pm 100	7244 - 7575	7400	1.71
PR07 446-449	LACUF 140004	6536 \pm 38	7415 - 7513	7450	11

Facies, pollen description and isotopes values from sediment core

The studied sediment core consists mostly of sand and muddy, greenish gray or dark brown sandy and clayey silts, and mud organic matter (peat) arranged into fining upward succession. In addition, these deposits are characterized by massive sand and mud, wavy and lenticular heterolithic bedding. Bioturbation characterized by plant remains, roots and root marks are locally present.

The textural analysis and sedimentary structures associated to the pollen records, combined with $\delta^{13}\text{C}$, and C/N values allowed the identification of three facies associations

related to a typical tidal and fluvial channel (Fig. 10 and Table 2). These include Estuarine/Tidal channel, Mangrove/herbaceous tidal flat and Fluvial plain.

Table 2. Summary of facies association with sedimentary characteristics, predominance of pollen groups and geochemical data.

Facies association	Facies description	Pollen predominance	Geochemical data	Interpretation
A	Fine to medium-grained sand (facies Sm).	No data	No data	Tidal channel
B	Massive mud (facies Ms) greenish gray, Heterolithic wave (facies Hw) and Lenticular heterolithic bedding (facies Hl) greenish gray with plant remain.	Trees and shrubs, mangroves, herbs and palms	$\delta^{13}\text{C} = -26.39$ to -24.04‰ TOC= 0.59 to 6.48 % TON= 0.04 to 0.14% C/N= 17.8 to 67.5	Mangrove/herbaceous tidal flat
C	Massive organic mud (facies Mom) dark gray.	Trees and shrubs, herbs, palms and ferns	$\delta^{13}\text{C} = -28.66$ to -26.05‰ TOC= 21.03 to 47.41 % TON= 0.3 to 1.15% C/N= 29.51 to 152	Fluvial plain (Peat)

Facies association A (Estuarine/Tidal channel)

Facies association A occurs in the base of the sediment core about 7450 cal yr BP (Fig. 10). It consists mainly of fine to medium-grained sands (facies Sm). Facies association A displayed low pollen concentration, which is probably due to its sandier nature relative to the other facies associations. $\delta^{13}\text{C}$, TOC and TON were not obtained for this association.

Facies association B (Mangrove herbaceous tidal flat)

This facies association corresponds to the depth interval from 4.5 to 1.8 m, and it was accumulated between 7450 and 5520 cal yr BP. These deposits consist of massive mud (facies

Mm), lenticular (Hl) and wavy heterolithic bedding (facies Hw). Bioturbation characterized by plant remains, roots and root marks are locally present (Fig. 10).

The pollen assembly is characterized by four ecological groups (Figs. 10 and 11), defined by the presence of tree and shrubs (40-65%) represented by Myrtaceae (2-10%), *Illex* (1-4%), Fabaceae (9-20%), Smilacaceae (0-10%), Moraceae/Urticaceae (0-15%), Rubiaceae (0-10%), Anacardiaceae (0-5%), Apocynaceae (1-5%), Euphorbiaceae (1-15%), Alchornea (2-10%), Bombacaceae (0-10%) and Malpighiaceae (1-5%). Herbs pollen percentage presented an increased trend from 5 to 50% mainly characterized by Cyperaceae (2–45%), Poaceae (0-14%), Asteraceae (0–5%) and *Borreria* (0–5%). Within this facies association mangroves pollen represented by *Rhizophora* (1–15%) and *Avicennia* (3–7%) were also observed. The Arecaceae occurs between 0–9%.

The $\delta^{13}\text{C}$ and C/N values oscillate between -24 and -26‰ (mean= -25‰), and 6 and 60 (mean=25), respectively.

Facies association C (Fluvial plain)

Facies association C was identified from 1.8 m to the top, and it was deposited during the last 5520 cal yr BP. This deposit consists of a massive organic dark gray mud (facies Mom) with roots, root marks and leaves (Fig. 10).

The palynological record is marked by the absence of mangrove pollen. The tree and shrubs had a slightly increased trend from 65 to 83%, and were mainly represented by Myrtaceae (4-34%), *Illex* (1-34%), Fabaceae (0-19%), Smilacaceae (2-15%), Moraceae/Urticaceae (0-4%), Rubiaceae (2-16%), Solanaceae (2-23%), Cunoniaceae (1-19%), Melastomataceae/Combretaceae (1-13%), Anacardiaceae (1-11%), Apocynaceae (1-9%), Bombacaceae (0-9%), Symplocaceae (0-9%), Euphorbiaceae (1-4%), Alchornea (0-3%), and Malpighiaceae (1-9%). Herbs pollen percentage presents a decreased trend from 27 to 7%

mainly characterized by Cyperaceae (3–16%), Asteraceae (1–16%), *Borreria* (1–6%) and Poaceae (0–3%). Arecaceae has an increased trend from 3 to 18%.

The isotope and elemental data showed different results relative to facies association B, where the $\delta^{13}\text{C}$ values exhibit decreased trend from -25 to -28‰ (mean= -27‰). The C/N values increased from 22 to 159 (mean= 90).

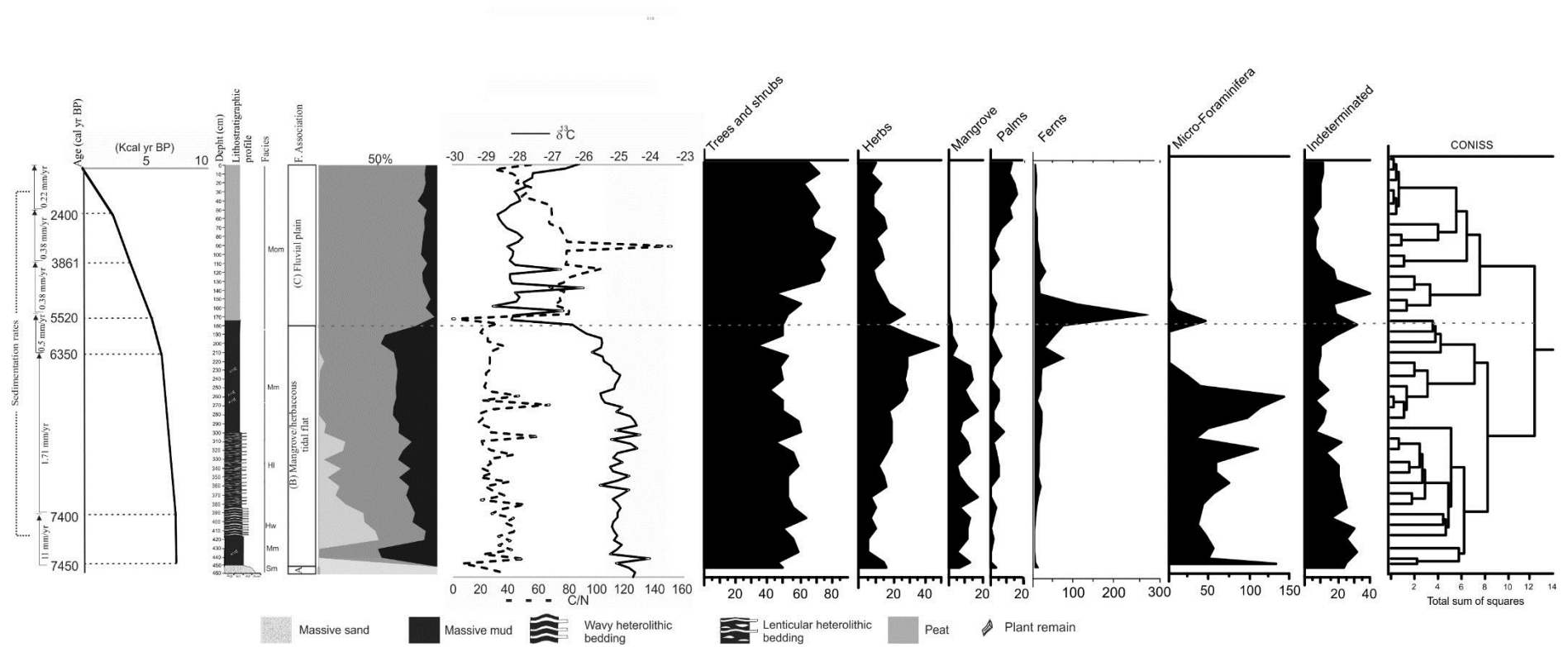


Figure 10. Summarized results for the studied core, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups and geochemical variables. Pollen data are presented in the pollen diagrams as percentages of the total pollen sum.

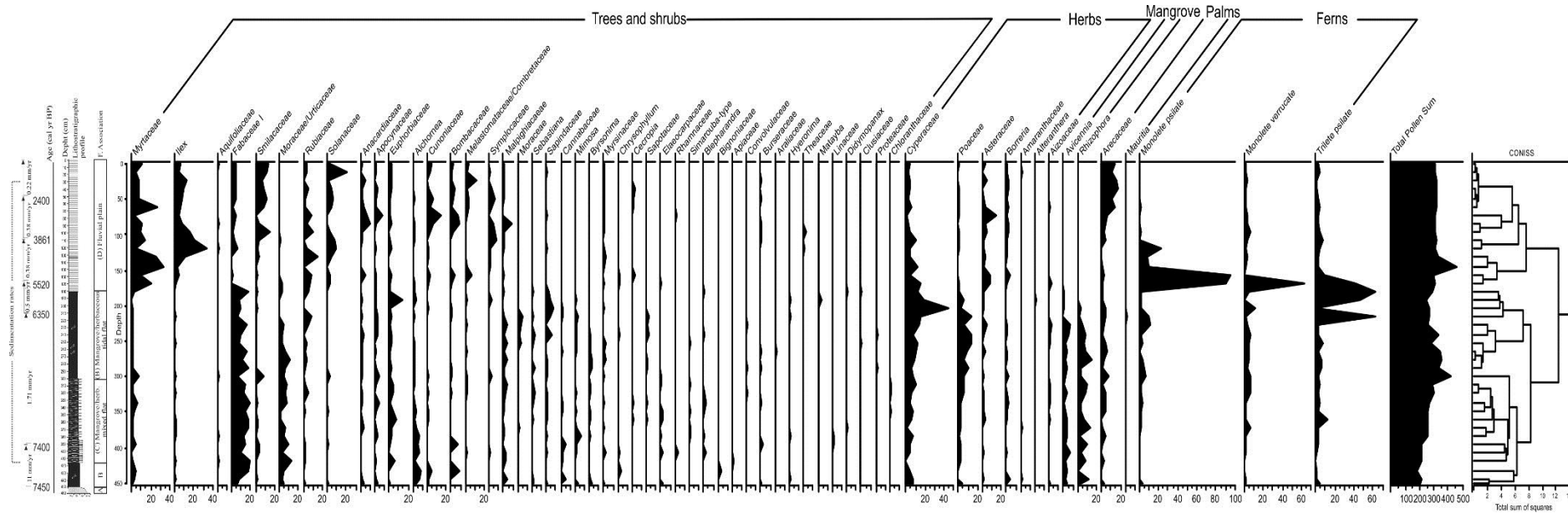


Figure 11. Pollen diagram, with percentages of the most frequent pollen taxa, samples age, zones and cluster analysis.

Interpretation and discussion

The integration of sedimentary facies, pollen data, geochemical records and radiocarbon dates allow reconstruct the depositional environments of the study site according to three phases for the last ~7450 cal yr BP, which evaluated according to RSL changes.

Early Holocene: Estuarine/tidal channel

Because of the increased gradient caused by the decline of ca. 120m in sea level during the Late Glacial Maximum, the rivers cut deeply into their beds. At this time, river valleys become incised, and may fill with fluvial deposits. Alternatively, the valleys may have remained essentially empty until the next transgression (Walker, 1992). The post-glacial sea-level rise caused significant geomorphological and vegetation changes along the 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. In addition, the marine transgression on the shelf and valleys favored tidal amplification and the development of tide-influenced or tide-dominated environments (Uehara et al., 2002), as recorded on base of studied core.

Early and Mid Holocene: Mangrove/herbaceous tidal flat

Probably, the fining-upward facies succession (Walker, 1992), and the mud accumulation of this phase are related to the abandonment of tidal channel. It is caused by channel shifting processes, such as meander cutoff and channel-belt avulsion (Toonen et al., 2012). Mud sediments under tidal influence filled the depressions of abandoned channels until the development of a tidal flat with its typical wavy and lenticular heterolithic bedding. The intertidal flats are generally bordered by estuarine/tidal channels in sheltered coastal environmental. Probably, the stabilization of the RSL followed by its fall built up an upward-

fining succession, with thick sand deposition succession at the base, including subtidal channel-filling facies, topped by intertidal muddy deposits. This intertidal flat may presents well-developed wavy bedding at the base, and lenticular bedding at the top, overlapped by wetlands deposits (Baidu, 2013).

The tidal flats provide suitable conditions for muddy accumulation and preservation of pollen grains sourced by vegetation from the time that sediment was deposited (Cohen et al., 2008). Then, the palynological record reveals the presence of mangrove vegetation and microforaminifera between 7450 and 5520 cal yr BP, indicating an estuarine and aquatic influence, respectively. In addition, the binary $\delta^{13}\text{C} \times \text{C/N}$ (Fig. 12) suggests estuarine organic matter accumulated during the mangrove phase. Mangroves, herbs and palms occupied the tidal flat in the margin of the estuarine/tidal channel, while the trees and shrubs occupied the plateau (Fig. 13). The relatively low mangrove pollen percentage (5-20%), which may indicate small or not-local mangrove areas in the study site, may be caused by the elevated pollen inflow of trees and shrubs from the plateau, since this vegetation, outside of the valley, are not influenced by the sea-level changes.

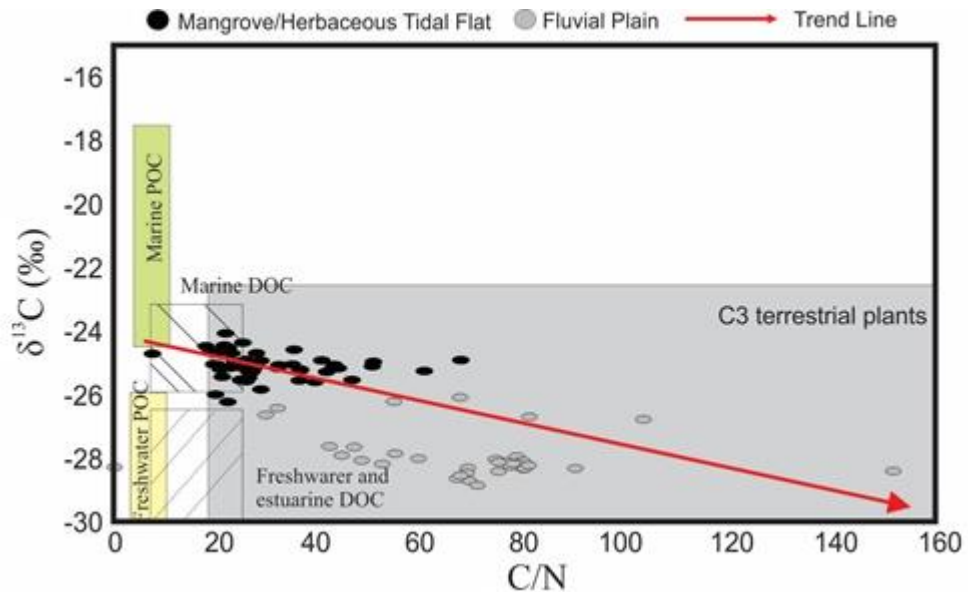


Figure 12. Diagram illustrating the relationship between $\delta^{13}\text{C}$ and C/N for the different sedimentary facies (Mangrove/herbaceous tidal flat and fluvial plain), with interpretation according to data presented by Lamb et al. (2006), Meyers (2003) and Wilson et al. (2005).

Late Holocene: Fluvial plain

The massive mud enriched in organic matter presents an increased trend of trees, shrubs and palms pollen. This phase is characterized by mangrove extinctions, with an increased influence of C_3 terrestrial plants over a fluvial plain during the late Holocene. The transition from the facies association B to C is marked also by the expansion of ferns that indicated a decrease of salinity water. The disruption of the mangrove ecosystem during this period indicates unfavorable conditions for mangrove development, which may have been due to decreased pore water salinity. This salinity decrease would have allowed the colonization of herbs, trees, shrubs, palms and ferns in the study site (Fig. 13). Probably, this last phase is a consequence of the combined action of RSL fall and increase of fluvial discharge, the latter influenced by rainfall on the drainage basin.

Holocene sea-level changes

The data suggest mangrove vegetation and estuarine organic matter on a tidal plain developed along a fluvial valley between ~7450 and 5520 cal yr BP. This phase was followed by a decrease in mangrove habitat and an expansion of C3 terrestrial plants represented by herbs and palms. These results indicate that during the late Holocene occurred a RSL fall, and it caused a forced regression of the southeastern Brazilian shoreline that drove delta progradations (Cohen, et al., 2014). Then, along the fluvial valleys, the succession shifted from estuarine to a more fluvial dominated stratigraphy with decreasing marine and tidal influence.

Considering the RSL changes, references to the high stand along eastern coast of Brazil can be found in several publications, including Suguio et al. (1985), Dominguez et al. (1990), Angulo and Suguio (1995), Angulo and Lessa (1997), Angulo et al. (1999), Souza et al. (2001), Bezerra et al. (2003), Martin et al. (2003) and Angulo et al. (2006). Martin et al. (2003) and Angulo et al. (2006), who showed that RSL exceeded the present level around 7700 cal yr BP and 6800 cal yr BP, reconstructed the RSL curve during the Holocene, along the northeastern Brazil.

Regarding the topographic level of the sampling site, about 6.5 m above the mean sea-level, the lower part of the facies association mangrove/herbaceous tidal flat (B), with 4.5 m depth, presented a marine influence along that fluvial valley 35 km away from its current mouth. Then, considering the current tidal range of 2 m (Directorate of Hydrography and Navigation, 2014) to the study site, the mean sea-level at about 7400 cal yr BP along the littoral of Prado-BA was at least on the modern mean sea-level. During the mangrove phase (~7450 and ~5520 cal yr BP) the sedimentation rates (11 – 0.5 mm/yr) were higher than the herbaceous plain phase (0.38 – 0.22 mm/yr) deposited during the past ~5520 cal yr BP (Figs. 10). Probably, it is related to the post-glacial sea-level rise that reached a maximum level in the mid Holocene, when more space was created to accommodate new sediments, while during the late-Holocene occurred RSL fall with the decrease in accommodation space.

The upper part of the facies association B, which occurs 175 cm depth, suggests a relative sea-level rise of about 2.8 m compared to the base of this facies association. Then, these data support a relative sea level above the modern sea level during the middle Holocene.

Along the coast of southeastern Brazil, higher RSL led to the formation of numerous lagoons (Sallun et al., 2012), and estuaries (Buso Jr., 2010, Buso Jr. et al., 2013, Cohen et al., 2014). These data corroborate to the development of an estuarine system along the studied fluvial valley during the early and mid-Holocene with tidal flats colonized by mangrove. It caused a marine incursion along the studied fluvial valley, and allowed the mangrove expansion and deposition of estuarine organic matter upriver. During the last 5520 cal yr BP there was a retraction and consequent extinction of mangroves and expansion of herbs vegetation followed by an increase in the contribution of terrestrial C3 plants characterizing a regressive phase. During this period, a fluvial plain was established, and an herbaceous vegetation dominated the environment.

Holocene climatic changes

The transition from marine to fluvial influence, at about 5500 cal yr BP, may be mainly attributed to the action of RSL fall and additionally to the wetter climatic conditions that might have increased the sediment and freshwater supplied to the coastal system. It contributed to the retraction of mangroves from the studied river valley to the littoral (Fig. 9b). A previous study (i.e., Prado et al., 2013) suggested an early to mid-Holocene water deficit scenario in eastern South America compared to the late Holocene. Paleoenvironmental studies in Brazil indicate relatively drier climatic conditions during the early Holocene in central (Ferraz-Vicentini, 1993; Ferraz-Vicentini and Salgado-Labouriau, 1996; Barberi et al., 2000), southeastern (Ledru, 1993; Ledru et al., 1996; Behling, 1995a; Behling and Lichte, 1997; Behling et al., 1998; Gouveia et al. 2002; Pessenda et al., 2004a, 2009) and southern regions (Roth and Lorscheitter,

1993; Neves and Lorscheitter, 1995; Lorscheitter and Mattoso, 1995; Behling, 1995b; Behling and Lichte, 1997; Stevaux, 1994, 2000, Pessenda et al. 2004a). The middle to late Holocene climate was marked by wetter conditions (Ledru et al., 1993, 1998, 2009; Salgado-Labouriau 1997; Salgado-Labouriau et al., 1998; Gouveia et al., 2002; Pessenda et al., 2004a, 2009). During this period, higher rainfall generated increased river discharges and more intensified continental conditions.

Therefore, climate changes (Molodkov and Bolikhovskaya, 2002), which influenced the rainfall (e.g. Absy et al., 1991; Pessenda et al., 1998a, 1998b, 2001, 2004b; Behling and Costa, 2000; Freitas et al., 2001; Maslin and Burns, 2001), and consequently caused changes in fluvial discharge and estuarine salinity gradients (Lara and Cohen, 2006) affected the mangrove dynamics (Cohen et al., 2012). During a humid climate in the studied fluvial valley, the greater discharge of the rivers promoted the progressive reduction of water salinity that favors the development of freshwater vegetation followed by retreat of mangroves. After the shrink of mangroves along the fluvial valley, they remained on tidal flat attached to the edge of lagoons near the modern coastline (Figs. 9b and 13a). Probably, this is caused by the sea level fall (Suguio et al., 1985; Martin et al., 2003; Angulo et al., 2006), associated to a wet period (Salgado-Labouriau et al., 1997; Ledru et al., 1998).

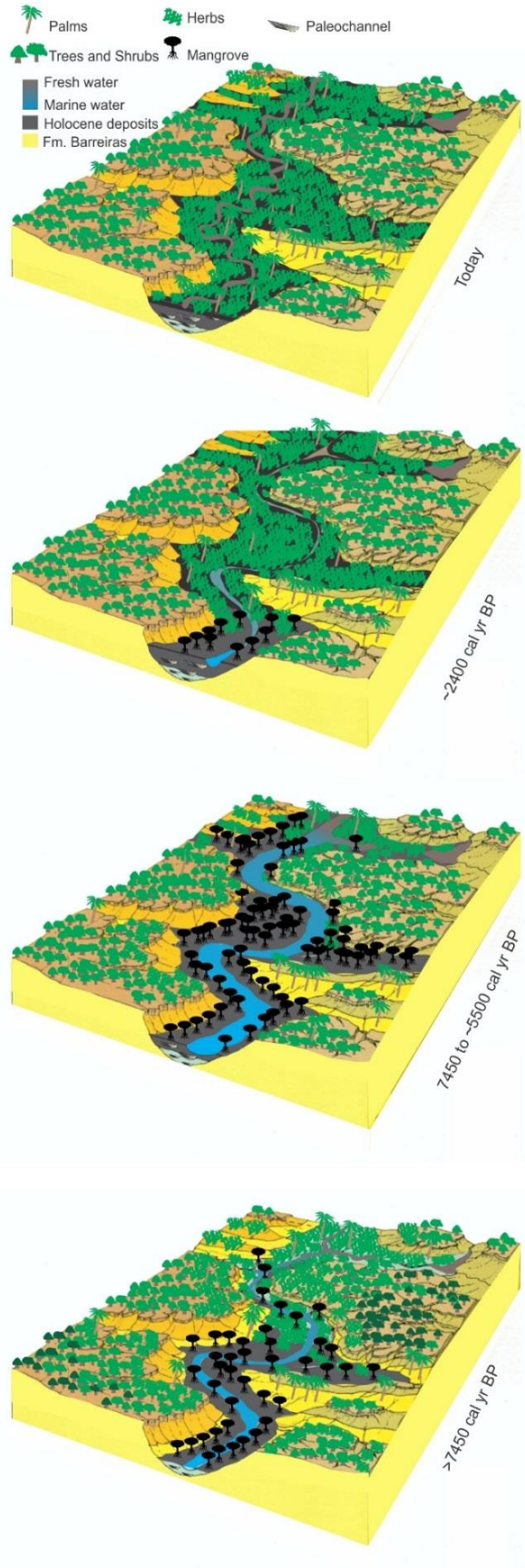


Figure 13. Model of the geomorphology and vegetation development with successive phase of sediment accumulation according to the relative sea-level and climate changes during the Holocene.

Conclusion

This study indicates the presence of an estuarine system with tidal flats colonized by mangroves, and its sedimentary organic matter sourced from estuarine organic matter between ~7450 and ~5500 cal yr BP. During the past 5500 cal yr BP, the mangroves shrank and herbaceous vegetation expanded (terrestrial C₃ plants). Probably, it was caused by the combined action of changes in RSL and freshwater supply. During the early and middle Holocene occurred a RSL rise that caused a marine incursion along the studied fluvial valley. The dry period, occurred during the early and middle Holocene, produced a decrease in the fluvial discharge and contributed to this marine transgression. However, during the late Holocene occurred a RSL fall and a wet period. It favored the marine regression and consequently, the mangroves migrated to tidal flats attached to the edge of lagoons near the modern coastline. The geomorphologic and vegetation evolution is in agreement with the mid-Holocene RSL maximum above present RSL and subsequent fall to the present time, as proposed by Angulo et al. (2006).

Acknowledgements

We would like to thank the members of the Laboratory of Coastal Dynamics (LADIC-UFPA), Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA-USP), Vale Nature Reserve (Linhares, ES) and the students from the Laboratory of Chemical-Oceanography (UFPA). This study was financed by FAPESP (03615-5/2007 and 00995-7/11), CNPq (470210/2012-5 and 405060/2013-0) and by National Institute on Science and Technology in Tropical Marine Environments - INCT-AmbTropic (CNPq Process 565054/2010-4).

Bibliography

- Absy, M.L., 1975. Polen e esporos do Quaternário de Santos (Brasil). *Hoehnea* 5, 1-26.
- Absy, M.L, Clief, A., Fournier, M., Martin, L., Servant, M., Sifeddine, A., Ferreira, da Silva M., Soubiès, F., Suguio, K.T., Van Der Hamment, T., 1991. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 312 (Série II), 673–678.
- Alongi, D.M., 2002. Present state and future of the world's mangrove forests. *Environmental Conservation* 29, 331-349.
- Amaral, P.G.C., Ledru, M.P., Branco, F.R., Giannini, P.C.F., 2006. Late Holocene development of a mangrove ecosystem in southeastern Brazil (Itanhaém, state of São Paulo). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241, 608–620.
- Angulo, R.J., Suguio, K., 1995. Re-evaluation of the Holocene sea-level maxima for the State of Paraná, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 113, 385–393.
- Angulo, R.J., Lessa, G.C., 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology* 140, 141–166.
- Angulo, R.J., Giannini, P.C.F., Suguio, K., Pessenda, L.C.R., 1999. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna – Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermitid ^{14}C ages. *Marine Geology* 159, 323–339.
- Angulo, R.J., Lessa, G.C., Souza, M.C., 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews* 25, 486–506.
- Arai, M., 2006. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. *Geologia USP Série Científica* 6, 1–6.
- Baidu, F., 2013. Classifications, sedimentary features and facies associations of tidal flats. *Journal of Palaeogeography* 2(1), 66-80.
- Barberi, M., Salgado-Labouriau, M.L., Suguio, K., 2000. Paleovegetation and paleoclimate of “Vereda de Águas Emendadas”, central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 13, 241 – 254.

- Behling, H., 1995a. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. *J. Paleolimnol.* 14 (3), 253 – 268.
- Behling, H., 1995b. Investigations into the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and climate in Santa Catarina (S Brazil). *Veg. Hist. Archaeobot.* 4 (3), 127 – 152.
- Behling, H., Lichte, M., 1997. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical Southeastern Brazil. *Quat. Res.* 48, 348-358.
- Behling, H., Costa, M.L., 2000. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuanã region, eastern Amazon Basin. *Quat Res* 53: 369–377.
- Behling, H., Lichte, M., Miklos A.W., 1998. Evidence of a forest free landscape under dry and cold climatic conditions during the last glacial maximum in the Botucatu region (São Paulo State), Southeast Brazil. *Quaternary of South America And Antarctic Peninsula* 11, 99-110.
- Behling, H., Cohen, M.C.L., Lara, R.J., 2004. Late Holocene mangrove dynamics of the Marajó Island in northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany* 13, 73–80.
- Bezerra, F.H.R., Barreto, A.M.F., Suguio, K., 2003. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology* 196, 73–89.
- Blasco, F., Saenger, P., Janodet, E., 1996. Mangrove as indicators of coastal change. *Catena* 27, 167–178.
- 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. Dissertação de Mestrado Programa de Pós-Graduação em Ciências, Universidade de São Paulo, Piracicaba – SP (190 pp.).
- Buso Junior, A.A., Pessenda, L.C.R., de Oliveira, P.E., Giannini, P.C.F., Cohen, M.C.L., Volkmer-Ribeiro, C., Oliveira, S.M.B., Favaro, D.I.T., Rossetti, D.F., Lorente, F.L., Borotti Filho, M.A., Schiavo, J.A., Bendassolli, J.A., Siqueira, G.S., 2013. From an estuary to a freshwater lake: a paleo-estuary evolution in the context of Holocene sea-level fluctuations, southeastern Brazil. *Radiocarbon* 55, 1735-1746.
- 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.

- Cahoon D.R, Lynch J.C., 1997. Vertical accretion and shallow subsidence in a mangrove forest of southwestern Florida, USA. *Mangroves and Salt Marshes* 1, 173-186.
- Cohen, M.C.L., 2003. Past and current mangrove dynamics on the Bragança península, northern Brasil. Bremen: Universität Bremen. Zentrum für Marine Tropenökologie. Dissertation (Doktorgrades) Universität Bremen (110pp.).
- Cohen, M.C.L., Souza Filho, P.W., Lara, R.L., Behling, H. Angulo, R., 2005a. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management* 13, 433–443.
- Cohen, M.C.L., Behling, H., Lara, R.J., 2005b. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: the relative sea-level and the little Ice Age. *Review Palaeobotany Palynology* 136, 93–108.
- Cohen, M.C.L., Lara, R.J., Smith, C.B., Angélica, R.S., Dias, B.S., Pequeno, T., 2008. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years. *Catena* 76, 70–77.
- Cohen, M.C.L., Lara, R.J., Smith, C.B., Matos, H.R.S., Vedel, V., 2009. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany* 18, 425–439.
- Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., Behling, H., 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.
- Cohen, M. C. L.; França, M.C.; Rossetti, D.F.; Pessenda, L.C.R.; Giannini, P.C.F.; Lorente, F.L.; Buso Junior, A.A.; Castro, D.; Macario, K., 2014 . Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 415c, 48-58.
- Colinvaux, P., De Oliveira, P.E., Patiño, J.E.M., 1999. *Amazon Pollen Manual and Atlas*. Harwood Academic Publishers, Dordrecht (332p.).
- CPRM – Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais 2006. Brasília (DF). Mapa Geodiversidade do estado da Bahia, escala 1:1.000.000.
- Directorate of Hydrography and Navigation, 2014. Tide table. Porto De Ilhéus – Malhado - BA.

- Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., Leão, Z.M.A.N., Azevedo, A.E.G., 1990. Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências* 20, 208–215.
- Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., Martin L., 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. *Sedimentary Geology* 80, 213– 232.
- Dominguez, J.M.L., Andrade, A.C.S., Almeida, A.B., Bittencourt, A.C.S.P., 2009. The Holocene Barrier Strandplains of the State of Bahia. In: Dillenburg S., and Hesp, P. (Eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer, Berlin, Germany, pp. 253–288.
- Faegri, K., Iversen, J., 1989. *Textbook of Pollen Analysis*, 4th ed. John Wiley and Sons, Chichester, (328 pp.).
- Ferraz-Vicentini, K.R., 1993. Análise palinológica de uma vereda em Cromínia, GO. *Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília* (136pp.).
- Ferraz-Vicentini, K.R., Salgado-Labouriau, M.L., 1996. Palynological analysis of a palm swamp in Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(3/4):207-219.
- França, M.C., 2010. Mudanças na vegetação do litoral Leste da Ilha de Marajó durante o Holoceno Superior. *Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará* (111pp.).
- França, M.C., Francisquini, M.I., Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., Rossetti, D.F., Guimarães, J.T.F., Smith, C.B., 2012. The last mangroves of Marajó Island – Eastern Amazon: impact of climate and/or relative sea-level changes. *Review of Paleobotany and Palynology* 187, 50-65.
- Freitas, H.A., Pessenda, L.C.R., Aravena, R., Gouveia, S.E.M., Ribeiro, A.S., Boulet, R., 2001. Late Quaternary climate change in southern Amazon inferred from 17,000 year vegetation dynamic record from soil organic matter, using $\delta^{13}\text{C}$ and ^{14}C dating. *Quaternary Research* 55 (1), 39–46.
- Goh, K.M., 2006. Removal of contaminants to improve the reliability of Radiocarbon dates of peats. *Journal of Soil Science* 29, 340–349.

- 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.
- Grimm, E.C., 1990. TILIA and TILIAGRAPH: PC spreadsheet and graphic software for pollen data. *INQUA Subcommittee on Data-Handling Methods. Newsletter* 4:5–7.
- Guimarães, J.T.F., Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., França, M.C., Smith, C.B., Nogueira, A.C.R., 2012. Mid- and late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon River. *The Holocene* 22, 359–370.
- Harper, C.W., 1984. Improved methods of facies sequence analysis, In: Walker, R.G. (Ed.), *Facies Models*, 2nd ed. Geological Association of Canada, Ontario, Canada, pp. 11–13.
- Krauss, K.W., C.E. Lovelock, K.L. McKee, L. Lopez-Hoffman, S.M. Ewe & W.P. Sousa, 2008. Environmental drivers in mangrove establishment and early development: a review. *Aquatic Botany* 89(2): 105-127.
- Lamb A.L., Wilson G.P., Leng M.J., 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews* 75, 29–57.
- Lara, J.R., Cohen, M.C.L., 2006. Sediment porewater salinity, inundation frequency and mangrove vegetation height in Bragança, North Brazil: an ecohydrologybased empirical model. *Wetlands Ecology and Management* 4, 49-358.
- Lara, R.J., Cohen, M.C.L., 2009. Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia. *Climatic Change* 94, 399–408.
- Ledru, M.P., 1993. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. *Quaternary Research* 39, 90–98.

- Ledru M.P., Cocherie A., Barbosa J.S.F., Johan V., Onstott T. 1993. Âge du métamorphisme granulitique dans le Craton du São Francisco (Brésil). implications sur la nature de l'Orogène Transmazonien. C. R. Acad Sci Paris 211:120-125.
- Ledru, M.P.; Braga, P.I.S; Soubiès, F.; Martin, L.; Suguio, K. & Turcq, B., 1996. The last 50,000 years in neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 123:239-259.
- Ledru, M.P., Salgado-Labouriau, M.L., Lorscheitter, M.L., 1998. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 yr BP. *Review of Palaeobotany and Palynology* 99, 131–142.
- Ledru, M.P., Mourguiart, P., Riccomini, C., 2009. Related changes in biodiversity, insolation and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 271, 140–152.
- Lima, J.A.S., Chagas, C.S., Manzatto, C.V., Assis, D.S.; Perez, D.V., Pereira, N.R., Cunha, T.J.F., Tosto, S.G., 2002. Distribuição de espécies arbóreas em fragmentos de vegetação natural no município de Prado - extremo sul da Bahia. Rio de Janeiro, EMBRAPA, Circular Técnica 17, 4p.
- Lorscheitter, M.L., Mattoso, I.J., 1995. Reconstituição paleoambiental da região dos Campos Gerais, Paraná, através da palinologia de sedimentos da Lagoa Dourada. In: *Anais do V Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA)*. Niterói, RJ, Brasil. pp. 18-21.
- Markgraf, V., D'Antoni, H.L., 1978. *Pollen flora of Argentina: Modern spore and pollen types of Pteridophyta, Gymnospermae, and Angiospermae*. University of Arizona Press, Tucson (208 pp.).
- Martin, L., Suguio, K., 1992. Variation of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in beach-ridge plains associated with river mouths: example from the central Brazilian coast. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 99, 119–140.
- Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M., Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., 1996. Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazil Coast: consequences on coastal plain construction. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 68, 303–354.

- Martin L., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., 1998. Climatic control on coastal erosion during a sea-level fall episode. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 70, 249–266.
- Martin, L., Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research* 19, 101–124.
- Martorano, L.G., Coutinho S. C., Assis D. S., 2003. Aspectos climáticos da região do Prado – BA. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 6 p. (Agroclima. Comunicado Técnico, 13) URL: http://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/CNPS/11566/1/comtec13_2003_prado.pdf
- Maslin, M.A., Burns, J.S., 2001. Reconstruction of the Amazon basin effective moisture availability over the past 14,000 years. *Science* 290, 2.285–2.290.
- Meyers, P.A., 2003. Application of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry* 34, 261–289.
- Miall, A.D., 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.
- Molodkov, A., Bolikhovskaya, N., 2002. Eustatic sea-level and climate changes over the last 600 ka as derived from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and pollen evidence in Northern Eurasia. *Sediment. Geol.* 150, 185–201.
- Monacci, N.M., Meier-Gruenhagen, U., Finney, B.P., Behling, H., Wooller, M.J., 2009. Mangrove ecosystem changes during the Holocene at Spanish Lookout Cay, Belize. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 280, 37–46.
- Munsell Color, 2009. *Munsell Soil Color Charts, New Revised Edition*. Macbeth Division of Kollmorgen Instruments, New Windsor, NY.
- Neves, P.C.P., Lorscheitter, M.L., 1995. Upper Quaternary palaeoenvironments in the Northern Coastal Plain of Rio Grande do Sul, Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 9, 39–67.

- Peixoto, A.L., Gentry, A., 1990. Diversidade e composição florística da mata de tabuleiros na Reserva Florestal de Linhares (Espírito Santo, Brasil). *Revista Brasileira de Botânica* 13, 19–25.
- Pessenda, L.C.R., Gomes, B.M., Aravena, R., Ribeiro, A.S., Boulet, R., Gouveia, S.E.M., 1998a. The carbon isotope record in soils along a forest-cerrado ecosystem transect: implications for vegetation changes in the Rondônia State, southwestern Brazilian Amazon region. *The Holocene* 8, 599–603.
- Pessenda, L.C.R., Gouveia, S.E.M., Aravena, R., Gomes B.M., Boulet, R., Ribeiro, A.S., 1998b. ^{14}C dating and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest-savanna boundary areas in the southern Brazilian Amazon region. *Radiocarbon* 40(2), 1013-1022.
- Pessenda, L.C.R., Gouveia, S.E.M., Aravena, R., 2001. Radiocarbon dating of total soil organic matter and humin fraction and its comparison with ^{14}C ages of fossil charcoal. *Radiocarbon* 43(2B), 595–601.
- 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., Oliveira, P.E., Mofatto, M., Medeiros V.B., Garcia, R.J.F., Aravena, R., Bendassoli, J.A., Leite A.Z., Saad, A.R., Etchebehere, M.L., 2009. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 ^{14}C 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 (3), 717 – 729.
- Pessenda, L.C.R., Vidotto, E., De Oliveira, P.E. Buso Junior, A.A., Cohen, M.C.L., Rossetti, D.F., Ricardi-Branco, F., 2012. Late Quaternary vegetation and coastal environmental

- changes at Ilha do Cardoso mangrove record, southeastern Brazil. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 363–364, 57–68.
- 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.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G. Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., Van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0– 50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111–1150.
- Roth, L., Lorscheitter, M.L., 1993. Palynology of a bog in Parque Nacional de Aparados da Serra, East Plateau of Rio Grande do Sul, Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 8, 39–69.
- Roubik, D.W., Moreno, J.E., 1991. Pollen and spores of Barro Colorado Island. Missouri Botanical Garden Press, St. Louis 270 (Monographs in Systematic Botany, v.36).
- Salgado-Labouriau, M.L., 1973. Contribuição à palinologia dos cerrados. Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro (273 pp.).
- Salgado-Labouriau, M.L., 1997. Late Quaternary Vegetation and Climate Changes in Cerrado and Palm Swamp from Central Brasil. *Palaeo* 128, 215–226.
- Salgado-Labouriau, M.L., Casseti, V., Ferraz-Vicentini, K.R., Martin, L., Soubiés, F., Suguio, K., Turcq, B., 1997. Late Quaternary vegetational and climatic changes in cerrado and palm swamp from Central Brazil. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 128, 215–226.
- Salgado-Labouriau, M.L., Barberi, M., Ferraz-Vicentini, K. R., Parizzi, M.G., 1998. A Dry Climate Event During the late Quaternary of Tropical Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology* 99, 115–129.
- Sallun, A.E.M., Filho, W.S., Suguio, K., Babinski, M., Gioia, S.M.C.L., Harlow, B.A., Duleba, W., Oliveira, P.E., Garcia, V.J., Weber, C.Z., Christofolletti, S.R., Santos, C.S., Medeiros, V.B., Silva, J.B., Santiago-Hussein, M.C., Fernandes, R.S., 2012. Geochemical evidence of

- the 8.2 ka event and other Holocene environmental changes recorded in paleolagoon sediments southeastern Brazil. *Quaternary Research* 77, 31–43.
- Schaeffer-Novelli, Y., Cintrón, G.M., Adaime, R.R., 1990. Variability of mangroves ecosystems along Brazilian coast. *Estuaries* 13, 204–218.
- Schaeffer-Novelli, Y., Cintrón, G., Soares, M.L.G., Tognella-de-Rosa, M.M.P., 2000. Brazilian mangroves. *Aquatic Ecosystem Health and Management* 3, 561–570.
- Smith, C.B., Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., França, M., Guimarães, J.T.F., Rossetti, D.F., 2011. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. *Review of Palaeobotany and Palynology* 168, 21–30.
- Smith, C.B., Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., França, M.C., Guimarães, J.T.F., 2012. Holocenic proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake Arari-Northern Brazil. *Catena* 90, 26–38.
- 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.
- Souza, M.C., Angulo, R.J., Pessenda, L.C.R., 2001. Evolução paleogeográfica da planície costeira de Itapoá, litoral norte de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências* 31, 223–230.
- Souza-Filho, P.W.M., Martins, E.S.F., Costa, F.R., 2006. Using mangroves as a geological indicator of coastal changes in the Bragança macrotidal flat, Brazilian Amazon: A remote sensing data approach. *Ocean and Coastal Management* 49, 462–475.
- Spenceley, A.P., 1982. Sedimentation patterns in a mangal on Magnetic Island near Townsville, North Queensland, Australia. *Singapore Journal of Tropical Geography* 3, 100–107.
- Stevaux, J.C., 1994. The Upper ParanaH River (Brazil): geomorphology sedimentology and paleoclimatology. *Quaternary International* 21, 143–161.
- Stevaux, J.C., 2000. Climatic events during the late Pleistocene and Holocene in the upper Paraná River: correlation with NE Argentina and south-central Brazil. *Quaternary International* 72, 73–85.

- 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. *Wetlands Ecology and Management* 14, 435–444.
- Stuart, S.A, Choat, B., Martin, K.C., Holbrook, N.M., Ball, M.C., 2007. The role of freezing in setting the latitudinal limits of mangrove forests. *New Phytologist* 173, 576–583.
- Suguio, K., Martin, L., Bittencourt, A.C.S.P., Dominguez, J.M.L., Flexor, J.M., Azevedo A.E.G., 1985. Flutuações do Nível do Mar durante o Quaternário Superior ao longo do Litoral Brasileiro e suas Implicações na Sedimentação Costeira. *Revista Brasileira de Geociência* 15, 273–286.
- Suter, J.R., 1994. Deltaic coasts. In: Carter, R.W.G., Woodroffe, C.D. (Eds.), *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 87–120.
- Swift, D.J.P., 1975. Barrier island genesis: evidence from the central Atlantic Shelf, eastern USA. *Sediment. Geol.* 14, 1–43.
- Toonen, W.H.J., Kleinhan, M.G., Cohen, K.M., 2012. Sedimentary architecture of abandoned channel fills. *Earth Surface Processes and Landforms* 37, 459–472.
- Uehara, K., Saito, Y., Hori, K., 2002. Paleotidal regime in the Changjiang (Yangtze) Estuary, the East China Sea, and the Yellow Sea at 6 ka and 10 ka estimated from a numerical model. *Mar Geol* 183, 179–192.
- Vannucci, M., 2001. What is so special about mangroves? *Brazilian Journal of Biology* 61 (4), 599–603.
- Vedel V., Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2006. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in Taperebal, northeastern Pará State, northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany* 15, 115–123.
- 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*. Geological Association of Canada, Ontario, Canada, pp. 1–14.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology* 30, 377–392.

Wilson G.P., 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.

Woodroffe, C.D., 1982. Geomorphology and development of mangrove swamps, Grand Cayman Island, West Indies. *Bulletin of Marine Science* 32, 381–398.

CAPÍTULO 5 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os trabalhos de campo e análises realizadas no âmbito deste trabalho de mestrado permitiu descrever perfis estratigráficos quanto a sua granulometria, estruturas, conteúdo polínico, isótopos e datações por C-14. Os dados indicaram uma sequência de camadas formada por areia na base que grada para lama no topo e finaliza com um depósito de turfa, caracterizando um ciclo de granodecrescência ascendente. Esse padrão estratigráfico é consistente com sucessões estratigráficas desenvolvidas de acordo com a dinâmica flúvio/estuarina. O vale fluvial estudado apresenta feições morfológicas relevantes para o estudo em questão, tais como pequenos lagos e meandros inativos produtos da dinâmica natural dos canais das planícies de inundação fluvial. Tais lagos, planícies de inundação de maré e de rios, que funcionam como armadilhas para sedimentos, possuem alto potencial de preservação de grãos de pólen. Esses ambientes deposicionais apresentam condições adequadas para o acúmulo de lama e preservação de grãos de pólen oriundos da vegetação da época em que o sedimento foi depositado. A representatividade espacial do sinal polínico de amostras coletadas de sedimentos lacustres depende da intensidade dos ventos e da extensão da bacia de drenagem do lago estudado.

Portanto, as análises ao longo do perfil estudado permitiram revelar a presença de um sistema estuarino com planícies de inundação colonizadas por manguezais, e matéria orgânica sedimentar proveniente de um estuário durante o Holoceno inicial e médio. Durante o Holoceno tardio, os manguezais encolheram e a vegetação herbácea expandiu (Plantas terrestres do tipo C₃). Provavelmente, isto foi causado pela ação combinada de mudanças no nível relativo do mar e no suprimento de água doce para a região. Durante o Holoceno inicial e médio, houve um aumento no nível relativo do mar, o qual causou uma incursão marinha ao longo do vale fluvial estudado. O clima seco durante este período produziu uma diminuição na descarga fluvial e contribuiu para a transgressão marinha. No entanto, durante o Holoceno tardio houve a descida no nível relativo e um período úmido, os quais favoreceram a regressão marinha e conseqüentemente os manguezais migraram para as planícies de maré nas bordas das lagunas próximo à costa atual. A evolução geomorfológica e da vegetação estão de acordo com os valores de nível relativo do mar máximo acima do presente e sua subsequente descida aos níveis atuais, de acordo com Angulo *et al.* (2006).

REFERÊNCIAS

- Absy M.L., Cleef A., Fournier M., Martin L., Servant M., Sifeddine A., Ferreira da Silva M., Soubies F., Suguio K., Turcq B., Van Der Hammen T.H. 1991. Mise en evidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60,000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, **312**:673 - 678.
- Alongi D.M. 2008. Mangrove forests: Resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **76**:1–13.
- Amaral P.G.C., Ledru M.P., Branco F.R., Giannini P.C.F. 2006. Late Holocene development of a mangrove ecosystem in southeastern Brazil (Itanhaém, state of São Paulo). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **241**:608–620.
- Amaral P.G.C., Giannini P.C.F., Sylvestre F., Pessenda L.C.R. 2012. Paleoenvironmental reconstruction of a Late Quaternary lagoon system in southern Brazil (Jaguaruna Region, Santa Catarina State) based on multi-proxy analysis. *Journal of Quaternary Science*, **27**:181–191.
- Amarasekera K.N., Lee R.F., Williams E.R., Eltahir E.A.B. 1997. ENSO and the natural variability in the flow of tropical rivers. *Journal of Hydrology*, **200**:24 - 39.
- Angulo R.J. & Suguio K. 1995. Re-evaluation of the Holocene sea-level maxima for the State of Paraná, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **113**:385–393.
- Angulo R.J. & Lessa G.C. 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, **140**:141-166.
- Angulo R.J., Giannini P.C.F., Suguio K., Pessenda L.C.R. 1999. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna–Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermitid ¹⁴C ages. *Marine Geology*, **159**:323–339.
- Angulo R.J., Lessa G.C., Souza M.C. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, **25**: 486–506.
- Barberi M., Salgado-Labouriau M.L., Suguio K. 2000. Paleovegetation and paleoclimate of “Vereda de Águas Emendadas”, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **13**:241 – 254.
- Barreto C.F., Barth O.M., Luz C.F.P., Coelho L.G., Vilela C.G. 2006. Distribuição diferencial de palinóforos na Baía de Guanabara, Rio de Janeiro, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*. **9**(1):15-24.
- Barreto C.F., Luz C.F.P., Baptista-Neto J.A., Vilela C.G., Barth O.M. 2007. Palynological analysis of a sediment core obtained in Guanabara Bay, Rio de Janeiro, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**(2):223-234.
- Barth O.M. 2003. A Palinologia como Ferramenta no Diagnóstico e Monitoramento Ambiental da Baía de Guanabara e Regiões Adjacentes, Rio de Janeiro, Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, **26**:52 – 59.
- Barth O.M., São-Thiago L.E.U., Barros, M.A. 2006. Paleoenvironment interpretation of a 1,760 years B.P. old sediment in a mangrove area of the Bay of Guanabara, using pollen analysis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **78**(2):227-229.
- Barth O.M., Coelho L.G., Santos D.S. 2010. Análises Palinológicas inferindo variações ambientais em área de Mangue da Baía de Sepetiba, Estado do Rio de Janeiro. *Revista de Gestão Costeira Integrada*, **8**:1-6.
- Behling H., 1995. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. *Journal of Paleolimnology*, **14** (3):253 – 268.

- Behling H. & Costa M. L. 1997. Studies on Holocene tropical vegetation, mangrove and coasts environments in the state of Maranhão, NE Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **10**(7):93-118.
- Behling H. & Lichte M., 1997. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical Southeastern Brazil. *Quaternary Research*, **48**:348-358.
- Behling H. & Costa M.L. 2000. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuana region, eastern Amazon Basin. *Quaternary Research*, **53**: 369 - 377.
- Behling H., 2001. Late Quaternary environmental changes in the Lagoa da Curuça region (eastern Amazonia, Brazil) and evidence of Podocarpus in the Amazon lowland. *Vegetation History and Archaeobotany*, **10**:175–183.
- Behling H., Lichte M., Miklos A. W. 1998. Evidence of a forest free landscape under dry and cold climatic conditions during the last glacial maximum in the Botucatu region (São Paulo State), Southeast Brazil. *Quaternary of South America And Antarctic Peninsula*, **11**: 99-110.
- Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2001. Studies on Holocene mangrove ecosystem development and dynamics of the Bragança Peninsula in northeastern Pará, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **167**:225-242.
- Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2004. Late Holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, Northern Brazil. *Vegetation History and Archeobotany*, **13**:73 - 80.
- Bender M.M., 1971. Variations in the $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. *Phytochemistry* **10**:1239-1244.
- Bezerra F.H.R., Barreto A.M.F., Suguio K. 2003. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology*, **196**: 73–89.
- Bittencourt A.C.S.P., Martin L., Vilas-Boas G.S., Flexor J.M. 1979. Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia (Brazil). In: SBG, Simpósio Internacional sobre Evolução Costeira no Quaternário, *Atas*, p. 232 – 253.
- Blasco F., Saenger P., Janodet E. 1996. Mangroves as indicators of coastal change. *Catena*, **27**:167-178.
- Boutton T.W. 1991. Stable carbon isotope ratios of natural materials: I. Sample preparation and mass spectrometric analysis. In: D.C. Coleman & B. FRY (eds.). *Carbon isotope techniques*. Academic Press, Inc., p.: 155-171.
- Boutton, T.W., 1996. Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change. In: T.W. Boutton & S.I. Yamasaki (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. Dissertação de Mestrado, Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, 190 p.
- Buso Junior, A.A., Pessenda, L.C.R., de Oliveira, P.E., Giannini, P.C.F., Cohen, M.C.L., Volkmer-Ribeiro, C., Oliveira, S.M.B., Favaro, D.I.T., Rossetti, D.F., Lorente, F.L., Borotti Filho, M.A., Schiavo, J.A., Bendassolli, J.A., Siqueira, G.S. 2013. From an estuary to a freshwater lake: a paleo-estuary evolution in the context of Holocene sea-level fluctuations, southeastern Brazil. *Radiocarbon*, **55**:1735-1746.
- Cahoon D.R., & Lynch J.C. 1997. Vertical accretion and shallow subsidence in a mangrove forest of southwestern Florida, USA. *Mangroves and Salt Marshes*, **1**:173-186.

- Camargo M.G. 2006. SYSGRAN para Windows: Sistema de análises granulométricas. Disponível em: www.cem.ufpr.br.
- Coelho L.G., Barth O.M., Chaves H.A.F. 2002. Palynological records of environmental changes in Guaratiba mangrove area, Southeast Brazil, in the last 6,000 years B.P. *Pesquisas em Geociências*, **29**(1):71–79.
- Cohen M.C.L., 2003. Past and current mangrove dynamics on the Bragança península, northern Brasil. Dissertation (Doktorgrades), Zentrum für Marine Tropenökologie, Universität Bremen, 110p.
- Cohen M.C.L. & Lara R.J. 2003. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazônia: application of GIS and remote sensing techniques. *Wetlands Ecology and Management*, **11**:223-231.
- Cohen M.C.L., Souza Filho P.W., Lara R.L., Behling H., Angulo R. 2005a. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management*, **13**: 433–443.
- Cohen M.C.L., Behling H., Lara R. 2005b. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **136**:93-108.
- Cohen M.C.L., Lara R.J., Smith C.B., Angélica R.S., Dias B.S., Pequeno T. 2008. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years. *Catena*, **76**:70–77.
- Cohen M.C.L., Behling H., Lara R.J., Smith C.B., Matos H.R.S., Vedel V. 2009. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany*, **18**:425 - 439.
- Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Behling H., 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.
- Cohen M.C.L.; França M.C., Rossetti D.F., Pessenda L.C.R., Giannini P.C.F., Lorente F.L., Buso Junior A.A., Castro D., Macario K. 2014 . Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **415c**:48-58.
- Colinvaux P., De Oliveira P.E., Patiño J.E.M. (Eds.) 1999. *Amazon Pollen Manual and Atlas*. Harwood Academic Publishers, Dordrecht, 332 pp.
- CPRM – Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais 2006. Brasília (DF). Mapa Geodiversidade do estado da Bahia, escala 1:1.000.000.
- Dean W. 1999. The carbon cycle and biogeochemical dynamics in lake sediments. *Journal of Paleolimnology*, **21**:375-393.
- Desjardins T., Filho A.C., Mariotti A., Chauvel A., Girardin C. 1996. Changes of the forest savanna boundary in Brazilian Amazonia during the Holocene as revealed by soil organic carbon isotope ratios. *Oecologia*, **108**:749 - 756.
- Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., Leão Z.M.A.N, Azevedo A.E.G. 1990. Geologia do Quaternário costeiro do Estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências*, **20**:208-215.
- Eisma D., Augustinus P.G.E.F., Alexander C. 1991. Recent and subrecent changes in the dispersal of Amazon mud. *Netherlands Journal of Sea Research*, **28**:181 - 192.
- Erdtman G. 1960. The acetolysis method. A revised description. *Svensk Bot. Tidskr.*, **54**:561–564.
- Ferraz-Vicentini K.R. 1993. Análise palinológica de uma vereda em Cromínia, GO. Dissertação de Mestrado, Instituto de Ciências Biológicas, Universidade de Brasília. 136 p.

- Ferraz-Vicentini K.R. & Salgado-Labouriau M.L. 1996. Palynological analysis of a palm swamp in Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **9**(3/4):207-219.
- Ferrazzo M., Bauermann S.G., Leipnitz I.I. 2008. Palinomorfos não polínicos provenientes de depósitos quaternários do delta do rio Doce, Espírito Santo, Brasil. Parte 1. *Journal of Geoscience*, **4**(2): 78 – 87.
- França M.C. 2010. Mudanças na vegetação do litoral Leste da Ilha de Marajó durante o Holoceno Superior. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 111 p.
- França M.C., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Rossetti D.F., Lorente F.L., Buso Junior, A.A., Guimarães J.T.F., Friaes Y., Macário K. 2013. Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. *Catena*, **110**:59 – 69.
- Freitas, H.A., Pessenda, L.C.R., Aravena, R., Gouveia, S.E.M., Ribeiro, A.S., Boulet, R., 2001. Late Quaternary climate change in southern Amazon inferred from 17,000 year vegetation dynamic record from soil organic matter, using $\delta^{13}\text{C}$ and ^{14}C dating. *Quaternary Research*, **55**(1):39–46.
- Grimm E.C. 1987. CONISS: A FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares, *Computers & Geoscience*, **13**:13-35.
- Guimarães J.T.F. 2008. A dinâmica das florestas alagadas durante o Holoceno no litoral de Calçoene, Amapá. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 83p.
- Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., França M.C., Lara R.J., Behling H. 2010. Model of wetland development of the Amapá coast during the late Holocene. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **82**:451–465.
- Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., França M.C., Smith C.B., Nogueira A.C.R. 2012. Mid- and late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon River. *The Holocene*, **22**:359–370.
- Hooghiemstra H. 1984. Vegetational and climatic history of the High Plain of Bogotá, Columbia: a continuous record of the last 3, 5 million years. *Dissertation Botanicae*, **79**:1-368.
- Hutchings P. & Saenger P. (Eds.) 1987. *Ecology of Mangroves*. University of Queensland Press, Brisbane, 388 pp.
- Kjerfve B. & Lacerda L.D. 1993. Mangroves of Brazil. In: L.D. Lacerda (eds.) *Conservation and sustainable utilization of mangrove forests in Latin America and Africa Regions. Part I: Latin America*. Mangrove Ecosystem Technical Report, 2, ITTO/ISME, p.: 245-272.
- Lamb A.L., Wilson G.P., Leng M.J., 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, **75**:29–57.
- Lara R. J. & Cohen M.C.L. 2006. Sediment porewater salinity and mangrove vegetation height in Bragança, North Brazil: an ecohydrology-based empirical model. *Wetlands Ecology and Management*, **14**(4):349-358.
- Lara R.J. & Cohen M.C.L. 2009. Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia. *Climatic Change*, **94**:399–408.
- Latrubesse E.M. & Franzinelli E. 2002. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology*, **44**:241-257.
- Laut L.L.M., Koutsoukos E.A.M., Rodrigues M.A.C. 2006. Review of mangrove foraminifera from the Guaratiba tidal plain, Rio de Janeiro, SE Brazil, collected in the early 70's. *Anuário do Instituto de Geociências*, **29**:427–428.

- Ledru P., Cocherie A., Barbosa J.S.F., Johan V., Onstott T. 1993. Âge du métamorphisme granulitique dans le Craton du São Francisco (Brésil). implications sur la nature de l'Orogène Transmazonien. *C. R. Acad Sci Paris*, **211**:120-125.
- Ledru M.P., Braga P.I.S, Soubiès F., Martin L., Suguio K., Turcq B. 1996. The last 50,000 years in neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **123**:239-259.
- Ledru M-P., Salgado-Labouriau M.L., Lorscheitter M.L. 1998. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 yr BP. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **99**:131–142.
- Ledru M.P. 2001. Late Holocene rainforest disturbance in French Guiana. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **115**:161-176.
- Ledru M-P., Mourguiart P., Riccomini C. 2009. Related changes in biodiversity, insolation and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **271**:140–152.
- Libby W.F. (Eds.) 1955. *Radiocarbon dating*. University of Chicago Press, Chicago, 175 pp.
- Lorscheitter M.L. & Mattoso I.J. 1995. Reconstituição paleoambiental da região dos Campos Gerais, Paraná, através da palinologia de sedimentos da Lagoa Dourada. In: ABEQUA, Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 5, *Anais*, p. 18-21.
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M., Azevedo A.E.G. 1988. *Mapa geológico do Quaternário Costeiro dos estados do Paraná e Santa Catarina*. Brasília, DNPM, Série Geologia nº 28/Geologia Básica nº 18, 40p.
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P. 1996. Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazil Coast: consequences on coastal plain construction. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68**:303–354.
- Martin L., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P. 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research*, **19**:101–124.
- Maslin M.A. & Burns S.J. 2001. Reconstruction of the Amazon Basin effective moisture availability over the past 14,000 years. *Science*, **290**:2285-2287.
- Medeiros V.B. 2010. Estação Ecológica Juréia-Itatins (SP) e as Flutuações de Níveis Marinhos abaixo do atual no Holoceno: Palinologia e Paleoclima. Dissertação de Mestrado, Centro de Pós-Graduação Pesquisa e Extensão, Universidade de Guarulhos, 146 p.
- Meyers P.A. 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chem. Geol.*, **144**:289-302.
- Meyers P.A., 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Org Geochem.*, **27**:213-250.
- Meyers P.A. & Ishiwatari R. 1993. Lacustrine organic geochemistry: an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Org Geochem.*, **20**:867-900.
- Meyers P.A. & Teranes J.L. 2001. Sediment organic matter. In: W.M. Last & J.P. Smol (eds.) *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments - Volume 2: Physical and Geochemical Methods*, The Netherlands: Kluwer Academic Publishers, p.: 239-269.

- Meyers P.A. 2003. Application of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, **34**:261-289.
- Molodkov A. & Bolikhovskaya N. 2002. Eustatic sea-level and climate changes over the last 600 ka as derived from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and pollen evidence in Northern Eurasia. *Sediment. Geol.*, **150**:185-201.
- Monteiro S.M. 2009. Dinâmica dos parâmetros abióticos na zona de mistura do estuário do rio Paracauari e Ilha de Marajó (PA). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 135p.
- Mörner N. A. 1999. Sea level and climate: rapid regressions at local warm phases. *Quaternary International*, **60**:75-82.
- Muehe D. & Neves C.F. 1995. The implications of Sea-level Rise on the Brazilian Coast: A Preliminary Assessment. *Journal of Coastal Research*, **14**:54-78.
- Neves P.C.P. & Lorscheitter M.L., 1995. Upper Quaternary palaeoenvironments in the Northern Coastal Plain of Rio Grande do Sul, Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **9**:39-67.
- Pessenda L.C.R. & Camargo P.B. 1991. Datação radiocarbônica de amostras de interesse arqueológico e geológico por espectrometria de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo. *Química Nova*, **14**(2):98-103.
- Pessenda, L.C.R., Aravena, R., Melfi, A.J., Boulet, R., 1996. 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., Gomes B.M., Aravena R., Ribeiro A.S., Boulet R., Gouveia S.E.M. 1998a. The carbon isotope record in soils along a forest-cerrado ecosystem transect: implications for vegetation changes in the Rondônia State, southwestern Brazilian Amazon region. *The Holocene*, **8**:599-603.
- Pessenda L.C.R., Gouveia S.E.M., Aravena R., Gomes B.M., Boulet R., Ribeiro A.S. 1998b. ¹⁴C dating and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest-savanna boundary areas in the southern Brazilian Amazon region. *Radiocarbon*, **40**(2):1013-1022.
- Pessenda L.C.R., Boulet R., Aravena R., Rosolen V., Gouveia S.E.M., Ribeiro A.S., Lamotte M. 2001. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. *The Holocene*, **11**:250 - 254.
- Pessenda L.C.R., Ribeiro A.S., Gouveia S.E.M., Aravena R., Boulet R., Bendassoli J.A. 2004. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research*, **62**: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**(6):814-822.
- Pessenda L.C.R., Oliveira P.E., Mofatto M., Medeiros V.B., Garcia R.J.F., Aravena R., Bendassoli J.A., Leite A.Z., Saad A.R., Etchebehere M.L. 2009. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 ¹⁴C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. *Quaternary Research*, **71**:437-452.
- Pirazzoli P.A. 1986. Secular trends of relative sea level (RSL) changes indicated by tide-gauge records. *Journal of Coastal Research*, Special Issue, 1:1-26.
- 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.

- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., McCormac F.G., Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., Van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0– 50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**:1111–1150.
- Roth L. & Lorscheitter M.L. 1993. Palynology of a bog in Parque Nacional de Aparados da Serra, East Plateau of Rio Grande do Sul, Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **8**:39-69.
- 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). Tese de doutorado, Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, .
- Salgado-Labouriau M.L. 1997. Late Quaternary Vegetation and Climate Changes in Cerrado and Palm Swamp from Central Brasil. *Palaeo*, **128**: 215-226.
- Salgado-Labouriau M.L. 1997. Late Quaternary paleoclimate in the savannas of South America. *Journal of Quaternary Science*, **12**:371–379.
- Salgado-Labouriau M.L., Barberi M., Ferraz-Vicentini K. R., Parizzi M.G. 1998. A Dry Climate Event During the late Quaternary of Tropical Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **99**:115-129.
- Sanders C.J., Smoak J.M., Waters M.N., Sanders L.M., Bradini N., Patchineelam S.R. 2012. Organic matter content and particle size modifications in mangrove sediments as responses to sea-level rise. *Marine Environmental Research*, **77**: 150–155.
- Schaeffer-Novelli Y., Cintrón G.M., Adaime R.R. 1990. Variability of mangroves ecosystems along Brazilian coast. *Estuaries*, **13**(2): 204–218.
- Schaeffer-Novelli Y., Cintrón G., Soares M.L.G., Tognella-de-Rosa M.M.P. 2000. Brazilian mangroves. *Aquatic Ecosystem Health and Management*, **3**: 561–570.
- Scheel-Ybert R. 2000. Vegetation stability in the Southeastern Brazilian coastal area from 5500 to 1400 14C yr BP deduced from charcoal analysis. *Review of Paleobotany and Palynology*, **110**:111–138.
- Semeniuk V. 1994. Predicting the effect of sea-level rise on mangroves in northwestern Australia. *Journal of Coastal Research*, **10**:1050–1076.
- Senna C.S.F. 2002. Mudanças da paleovegetação e dos paleoambientes holocenos da planície costeira da região nordeste do Estado do Pará, entre as Baías de Marapanim e Maracanã. Tese de Doutorado, Universidade do Amazonas/Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, 115 p.
- Silva G.N. & Neves C.F. 1991. Variação do nível médio do mar na Ilha Fiscal entre 1965-1986. In: ABRH, IX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos e V Simpósio Brasileiro de Hidráulica e Recursos Hídricos, 3, *Anais* p. 568 – 577.
- Smith B.N. & Epstein S. 1971. Two categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios for higher plants. *Plant Physio.*, **47**:380-384.
- Smith C.B., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., França M., Guimarães J.T.F., Rossetti D.F. 2011. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **168**:21–30.
- Smith C.B., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., França M.C., Guimarães J.T.F. 2012. Holocenic proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake ArariNorthern Brazil. *Catena*, **90**:26–38.

- Soares M.L.G., Estrada G.C.D., Fernandez V., Tognella M.M.P. 2012. Southern limit of the Western South Atlantic mangroves: assessment of the potential effects of global warming from a biogeographical perspective. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **101**:44–53.
- Souza-Filho P.W.M., Martins E.S.F., Costa F.R. 2006. Using mangroves as a geological indicator of coastal changes in the Bragança macrotidal flat, Brazilian Amazon: a remote sensing data approach. *Ocean and Coastal Management*, **49**:462–475.
- Stevaux J.C. 1994. The Upper Parana River (Brazil): geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. *Quaternary International*, **21**:143–161.
- Stevaux J.C. 2000. Climatic events during the late Pleistocene and Holocene in the upper Paraná River: correlation with NE Argentina and south-central Brazil. *Quaternary International*, **72**:73–85.
- Stockmarr J. 1971. Tablets with Spores used in Absolute Pollen Analysis. *Pollen et Spores*, **13**:615–621.
- Sugio K., Martin L., Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Flexor J.M., Azevedo A.E.G. 1985. Flutuações do Nível do Mar durante o Quaternário Superior ao longo do Litoral Brasileiro e suas Implicações na Sedimentação Costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**(4):273-286.
- Toledo M.B. & Bush M.B. 2007. A mid-Holocene environmental change in Amazonian savannas. *Journal of Biogeography*, **34**:1313 - 1326.
- Toledo M.B. & Bush M. 2008. Vegetation and hydrology changes in Eastern Amazonia inferred from pollen record. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **80**:191 - 203.
- Tomazelli L.J. 1990. Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, com ênfase no sistema eólico. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 270 p.
- Van der Hammen T. 1974. The Pleistocene changes of vegetation and climate in tropical South America. *Journal of Biogeography*, **1**:3 - 26.
- Vannucci M. (Eds.) 1999. *Os manguezais e nós: Uma síntese de percepções*. ESDUP, São Paulo, 233 pp.
- Vedel V., Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2006. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in Taperebal, northeastern Pará State, northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany*, **15**:115–123.
- Vidotto E. 2008. Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Parque Estadual da Ilha do Cardoso-SP durante o Quaternário tardio. Tese de Doutorado. Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, 199 p.
- Walsh G.E. 1974. Mangroves: a review. In: R.J. Reimold & W.H. Queen (eds.). *Ecology of Halophytes*. New York Academic Press, p.: 51 – 174.
- 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.
- Wolanski E., Mazda Y., King B. and Gay S. 1990. Dynamics, flushing and trapping in Hinchinbrook channel, a giant mangrove swamp, Australia. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, **31**(5): 555-579.
- Ybert J.P., Bissa W.M., Kutner M. 2001. Relative sea level variations and climatic evolution in Southeastern and Southern Brazil during the Late Holocene. *Pesquisas em Geociências*, **28**: 75 – 83.