



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

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N°507**

**A RESPOSTA DOS MANGUEZAIS DE UM ESTUÁRIO DO  
SUL DA BAHIA SOB INFLUÊNCIA DAS MUDANÇAS DO  
CLIMA, FLUTUAÇÕES DO NÍVEL DO MAR E DINÂMICA DOS  
CANAIS DURANTE O HOLOCENO**

**Dissertação apresentada por:**

**NÊDRA NUNES OLIVEIRA**

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

---

**BELÉM  
2017**

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

---

Oliveira, Nêdra Nunes, 1988-

A Resposta dos manguezais de um estuário do sul da Bahia sob influência das mudanças do clima, flutuações do nível do mar e dinâmica dos canais durante o Holoceno / Nêdra Nunes Oliveira. – 2017.

xi, 69 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, 2017.

1. Geologia estratigráfica – Holocênico. 2. Nível do mar - Bahia. 3. Mangues florestais - Bahia. I. Título.

CDD 22. ed. 551.793

---



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


**A RESPOSTA DOS MANGUEZAIS DE UM ESTUÁRIO DO  
SUL DA BAHIA SOB INFLUÊNCIA DAS MUDANÇAS DO  
CLIMA, FLUTUAÇÕES DO NÍVEL DO MAR E DINÂMICA DOS  
CANAIS DURANTE O HOLOCENO**

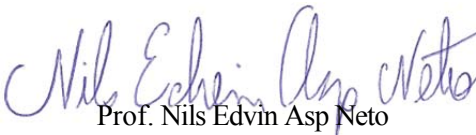
**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR**  
**NÊDRA NUNES OLIVEIRA**

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

**Data de Aprovação: 09/06/2017**

**Banca Examinadora:**

  
Prof. Marcelo Cancela Lisboa Cohen  
Orientador-UFPA

  
Prof. Nils Edvin Asp Neto  
Membro-UFPA

  
Prof. Luiz Carlos Ruiz Pessenda  
Membro-USP

A meus pais: Antonio Oliveira e Edileuza Oliveira

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pelo dom da vida e inspiração concedida a meus pais em me conduzir nos primeiros passos.

Ao meu orientador Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen (UFPA) por sua paciência e dedicação em transmitir seus conhecimentos, contribuindo para minha formação profissional e pessoal.

Aos professores do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG/UFPA), que sabidamente transmitiram ensinamentos de uma carreira profissional, compreendendo e contextualizando didaticamente cada momento da caminhada. A todo o corpo docente e técnico do IG/UFPA e Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará (PPGG/UFPA), pela presteza dos serviços e apoio acadêmico.

Aos meus amigos do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG/UFPA), que me apoiaram nesta caminhada acadêmica tanto nas atividades de pesquisa quanto nos momentos de descontração.

A CAPES e CNPq pelo apoio financeiro e concessão da bolsa de estudos para realização desta pesquisa.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG/UFPA) infraestrutura disponibilizada.

Ao Centro de Energia Nuclear Aplicado à Agricultura (CENA-USP).

Ao Laboratório Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LAC-UFF).

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

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

A meus pais Edileuza Oliveira e Antonio Oliveira por todo apoio e incentivo ao longo de minha vida, e a todos os amigos que direta ou indiretamente contribuem para uma agradável jornada de vida.

Obrigada!

## RESUMO

O presente trabalho integra dados palinológicos, sedimentológicos, geomorfológicos e datações por Carbono-14, bem como valores de  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  e C/N da matéria orgânica sedimentar obtidos a partir de um testemunho amostrado ~8 km da atual linha de costa, no vale do Rio Jucuruçu, próximo a cidade de Prado, litoral sul da Bahia. Com base nesses dados e outros preliminarmente publicados foi possível detalhar os efeitos das mudanças climáticas e Nível Relativo do Mar (NRM) nos manguezais desse rio durante o Holoceno. Duas fases foram identificadas ao longo do testemunho estudado e correlacionadas com outros dois testemunhos: A primeira fase, compreendida no Holoceno médio (7200 - <6950 anos cal AP), se desenvolveu em uma planície de maré, colonizada por manguezais com uma transição de matéria orgânica de origem de plantas terrestre C3 na base para matéria orgânica marinha no topo desta fase. A segunda fase é marcada pelo desenvolvimento de uma planície fluvial, com expansão da vegetação herbácea e samambaias em detrimento dos manguezais. A matéria orgânica sedimentar nessa fase tende para uma origem fluvial. A integração dos dados paleoambientais revela uma significativa subida no NRM que causou uma incursão marinha no interior do vale desse rio e permitiu o estabelecimento de manguezais sob uma forte influência estuarina até aproximadamente 23 km a montante do Rio Jucuruçu durante o Holoceno médio. A descida do NRM no Holoceno médio e tardio causou uma gradual substituição dos manguezais por vegetação amplamente dominada por ervas e samambaias, assim como uma predominância de plâncton de água doce à montante do rio, enquanto os manguezais e as algas adaptadas às condições marinhas se refugiaram na foz do Rio Jucuruçu. Tal padrão de migração dos manguezais foi provavelmente favorecido por uma diminuição da descarga fluvial durante o Holoceno inicial e médio e pelo seu aumento no Holoceno tardio. Deve ser destacado que durante os últimos mil anos a distribuição dos manguezais no local de estudo foi controlada pela dinâmica natural dos canais de maré. Portanto, nesse estudo foi possível identificar e descrever os efeitos de processos alogênicos (causados por mudanças no clima e nível do mar) e autogênicos (regulados por exemplo pela dinâmica dos canais).

Palavras-chave: Holoceno, nível relativo do mar, Bahia, manguezal

## ABSTRACT

This work integrates palynology, sedimentology, geomorphology and radiocarbon dating, as well as  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ , and C/N from sedimentary organic matter obtained by the description of a core (5,20 m deep) sampled ~8 km from current coastline, 2m above sea-level at Jucuruçu River valley, near the city of Prado, south coast Bahia-Brazil. Based on this core and previously published works, the effects of climate and Relative Sea-level (RSL) changes on Jucuruçu's mangroves during the Holocene were detailed. Along the studied core two phases were identified and correlated with others sediment cores. The first phase occurred in part of the middle Holocene (7200 - <6950 cal yr BP), developed on a tidal flat colonized by mangrove. It presents a transition from C3 terrestrial plants to marine organic matter upward this phase. On second phase, a fluvial plain developed followed by a mangrove shrinkage and, herbaceous and ferns expansion. At this phase, the biogeochemical data revealed an increased trend to organic matter sourced from freshwater. The integration of palaeoenvironmental data reveals an important RSL rise, which caused a marine incursion inside this river valley and allowed mangroves establishment under a strong estuarine influence, this incursion reached ~23 km upstream during the middle Holocene. The RSL fall at the middle and late Holocene caused a gradual mangrove replacement by mainly herbaceous vegetation associated to freshwater plankton predominance up river, while mangroves and marine algae migrated to the Jucuruçu river mouth. A decrease fluvial discharge during early and middle Holocene most likely favored this mangrove migration pattern and estuarine/marine organic matter spreading upstream. In contrast, probably the mangrove establishment at river mouth up present days was favored by an increase fluvial discharge at late Holocene. Noteworthy is the fact that tidal channels dynamics have controlled mangrove distribution last thousand years. Therefore, this study allowed to identify and to describe the effects of allogenic (caused by climate and RSL change) and autogenic processes (conducted, for example, by channels dynamic).

**KEYWORDS:** palynology, Holocene, climate change, tidal flat

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Localização da área de estudo .....	6
Figura 2. Radiografias do testemunho PR10 com identificação das fácies Sedimentares .....	10
Figura 3. Leitura de lâmina em Microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 plus com câmera acoplada .....	15
Figura 4. $\delta^{13}C$ em diferentes grupos de plantas. Fonte: Alves et al., 2006 .....	18
Figura 5. Valores de $\delta^{13}C$ e C/N das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e marinha (modificado de Lamb et al. 2006, Meyers 2003, Wilson et al., 2005. Retirado de Fontes 2015 .....	19
Figura 6. Location study area .....	29
Figura 7 Chronological and lithological profiles with sedimentary facies and, pollen groups and geochemical variables. Pollen data are presented in the pollen diagrams as percentages of the total pollen sum .....	35
Figura 8. Pollen diagram, with percentages of the most frequent pollen taxa, samples age, zones and cluster analysis .....	36
Figura 9. Diagram illustrating the relationship between $\delta^{13}C$ and C/N for the different sedimentary facies (Mangrove/herbaceous tidal flat and fluvial plain).....	39
Figura 10. Diagram illustrating the relationship between $\delta^{13}C$ and C/N for the different sedimentary facies (Mangrove/herbaceous tidal flat and fluvial plain).....	41



## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.1. APRESENTAÇÃO .....	1
<b>2. OBJETIVOS</b> .....	4
2.1 GERAL .....	4
2.2 .ESPECIFICO .....	4
<b>3. ÁREA DE ESTUDO</b> .....	5
3.1. LOCALIZAÇÃO .....	5
3.2. GEOLOGIA .....	7
3.3. VEGETAÇÃO .....	7
3.4. CLIMA .....	8
<b>4. MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	9
4.1. CAMPO .....	9
4.2. ACONDICIONAMENTO DAS AMOSTRAS .....	9
4.3. DATAÇÃO POR CARBONO 14 (MÉTODO AMS) .....	9
4.4. DESCRIÇÃO DE FÁCIES E DETERMINAÇÃO GRANULOMÉTRICA DO SEDIMENTO .....	10
4.5. PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS PARA ANÁLISE DO $\delta^{13}\text{C}$ E C-TOTAL, E $\delta^{15}\text{N}$ E N-TOTAL .....	11
4.6. MÉTODOS PALINOLÓGICOS .....	11
<b>4.6.1. Processamento das amostras</b> .....	11
<b>4.6.2. Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)</b> .....	12
<b>4.6.3. Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF) concentrado</b> .....	13
<b>4.6.4 Tratamento com Ácido Acético Glacial (C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub>)</b> .....	13
<b>4.6.5. Tratamento com Acetólise</b> .....	13
<b>4.6.6. Montagem de lâminas para a microscopia</b> .....	14
<b>4.6.7. Análise Microscópica e Confeção de Gráficos Polínicos</b> .....	14

<b>5. ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO</b> .....	15
5.1. FERRAMENTAS UTILIZADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS.....	15
5.1.1. Palinologia.....	15
5.1.2. Ciclo fotossintético C3, C4 e CAM.....	16
5.1.3. C/N	19
5.1.4. Datação <sup>14</sup> C .....	20
5.1.5. Mudanças climáticas durante o Holoceno.....	21
5.1.6. Mudanças no nível do mar e dinâmica dos manguezais durante o Holoceno.....	22
<b>6. INFLUENCE OF SEA-LEVEL AND CLIMATE CHANGES TO MANGROVE DYNAMICS DURING THE HOLOCENE AT SOUTHERN BAHIA, BRAZIL</b> .....	23
<b>Abstract</b> .....	24
<b>Introduction</b> .....	25
<i>Study area</i> .....	28
<b>Materials and methods</b> .....	29
<i>Field work and sample processing</i> .....	29
<i>Stratigraphic analysis</i> .....	29
<i>Palynological analysis</i> .....	30
<i>Isotopic and Chemical analysis</i> .....	30
<i>Radiocarbon rates</i> .....	31
<b>Results</b> .....	32
<i>Radiocarbon dates and sedimentation rates</i> .....	32
<i>Facies, Pollen Description, and Isotope Values from Sediment Core</i> .....	32
<i>Facies Association A (Tidal Flat)</i> .....	33
<i>Facies Association B (Fluvial Plain)</i> .....	34
<b>Interpretation</b> .....	37
<i>Early-Middle Holocene</i> .....	37
<i>Middle-Late Holocene</i> .....	38
<i>Allogenic process</i> .....	39

<i>Vegetation and RSL changes</i> .....	39
<i>Vegetation and climate change</i> .....	41
<i>Autogenic process</i> .....	43
<i>Vegetation and channel dynamics</i> .....	43
<b>Conclusion</b> .....	44
<b>Acknowledgements</b> .....	44
<b>References</b> .....	45
<b>7. CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	57
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	58

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1. APRESENTAÇÃO

Os manguezais são ecossistemas complexos e resistentes, que ocorrem em ambientes de clima tropical, dominados por espécies vegetais adaptadas aos substratos periodicamente inundados por maré e com grandes variações de salinidade (Schaeffer-Novelli, 1999). Esses pântanos desempenham funções importantes, tais como filtração de água, redução de inundações, proteção para infraestrutura e sequestro de carbono (Hansen & Sato, 2012; Costanza et al., 1997). A longo prazo, o carbono é armazenado principalmente em subsuperfície como solo rico em carbono e eventualmente, sob as condições adequadas, como turfa. Os manguezais estão entre os ecossistemas mais ricos em carbono nos trópicos, e apesar de representarem <1% da área total de florestas tropicais, o sequestro de carbono dos manguezais alcança 3% do total feito por florestas temperadas e tropicais, estas, apresentando taxa de sequestro de carbono superior ao global (Alongi, 2012).

Os manguezais têm seu desenvolvimento e evolução controlados pela interação do continente e oceano, assim como sua expansão determinada pela topografia, geoquímica dos sedimentos (Alongi, 2002) e as condições de energia (Woodroffe, 1982). Assim, é notável a resposta dessa vegetação à mudança climática, bem como aos fatores ambientais como a salinidade da água, disponibilidade de nutrientes, e aporte de sedimentos e água doce (Krauss et al., 2008; Stevens et al., 2006; Stuart et al., 2007).

Ao longo do tempo geológico ocorreram mudanças no ambiente e no clima. Durante o Último Máximo Glacial com a descida do nível eustático do mar a erosão de vales fluviais foi intensificada, pois os sistemas fluviais escavaram o substrato e modelaram a rede de drenagem atual. Por outro lado, a subida do NRM causou o afogamento desses vales fluviais, o que favoreceu o desenvolvimento de estuários durante o Holoceno médio e tardio (Swift, 1975).

Durante o Holoceno, o litoral sudeste e nordeste brasileiro sofreu mudanças no nível relativo do mar (NRM), excedendo o nível atual entre 7800 e 6600 cal anos AP, atingindo 2-5 m acima do nível atual por volta de 5500 cal anos A.P. (Martin et al., 2003; Angulo et al., 2006). O NRM baixou desde o Holoceno médio (Angulo et al., 2006), entretanto,

segundo Martin et al., (1980), em torno de 3.900 anos AP o NRM passou por um mínimo, durante o qual ele deve ter sido próximo ou ligeiramente inferior ao nível atual. Tais acontecimentos provocaram modificações na morfologia, vegetação e sedimentação naquele setor da costa brasileira. As flutuações do NRM durante o Holoceno foi o principal fator que conduziu à formação do sistema costeiro (Fontes, 2015), contudo, não se pode excluir a influência das marés, ação das ondas, clima e descargas fluviais nesses ambientes (Cohen et al., 2014; Fontes et al., 2017), bem como o tipo de substrato que somado à esses fatores, terá influência na configuração geomorfológica do sistema que compreende tais áreas (Cohen et al., 2012). Para os manguezais, a temperatura e frequência de inundação das marés têm tido uma influência significativa na expansão ou contração desses ambientes durante o Holoceno (França et al., 2013).

No Brasil os manguezais ocorrem em quase toda a costa, de norte ao sul (Schaeffer-Novelli et al., 2000), sendo extremamente irregulares e com reentrâncias no norte, ocorrendo ao longo de baías e estuários (Souza Filho et al., 2006) e dominados por meso e macro marés. No sul e sudeste os manguezais estão restritos às micro-marés, ocorrendo em baías, lagunas ou entradas de estuário (Schaeffer-Novelli et al., 1990) os quais são fortemente controlados pelo clima e características oceanográficas (Soares et al. , 2012).

No norte do Brasil, as investigações, envolvendo análises de sedimentos, palinologia e geoquímica, revelaram deslocamentos dos manguezais durante o Holoceno. Tal mudança é atribuída às mudanças no clima, descarga de rios e nível relativo do mar (Behling et al., 2004; Cohen et al., 2005a e b, 2008, 2009, 2012; Lara & Cohen, 2009; Smith et al., 2011, 2012; Guimarães et al., 2012; França et al., 2012). Porém, no sudeste, a dinâmica dos manguezais é relacionada à mudança no nível relativo do mar (Buso Junior, 2010; Buso Junior et al., 2013; Cohen et al., 2014) e aporte sedimentar (Amaral et al., 2006).

No nordeste brasileiro ainda são escassas as informações a respeito da reconstituição paleoambiental a partir de análises palinológicas. Além disso, as respostas dos manguezais às mudanças no nível do mar durante o Holoceno ainda são pouco entendidas para aquela área (Fontes, 2015).

Visando contribuir para o entendimento da dinâmica da vegetação de manguezal na área nordeste da costa brasileira, o presente trabalho propõe demonstrar a dinâmica dessa vegetação em resposta às mudanças climáticas e nível relativo do mar, baseado em dados

estratigráficos, isotópicos e palinológicos, associados à datação de testemunho amostrado no vale do rio Jucuruçu a aproximadamente 8 km da linha de costa atual, correlacionando os resultados a trabalhos anteriores, afim de se obter o refinamento dos resultados e aprimoramento de modelos sobre a resposta dos manguezais às mudanças do nível do mar e clima durante o Holoceno.

## **2. OBJETIVOS**

### **2.1. GERAL**

Investigar a distribuição dos manguezais e vegetações associadas ao longo do estuário da costa sul da Bahia de acordo com as variações climáticas e flutuações do nível do mar durante o Holoceno.

### **2.2. ESPECIFICO**

Determinar o paleoambiente, a paleovegetação, e elaborar um modelo de distribuição do manguezal no litoral sul da Bahia durante o Holoceno.

### **3. ÁREA DE ESTUDO**

#### **3.1. LOCALIZAÇÃO**

A área de estudo está localizada no litoral sul do estado da Bahia (Figura 1), no vale do Rio Jucuruçu, nas proximidades da cidade de Prado, ~8 km distante da atual linha de costa, possui elevação de ~2 m e é atualmente colonizada por gramíneas.

Ocorre em grande parte sedimentos Cenozóicos pouco a moderadamente consolidados, atribuídos à denominada Formação Barreiras (Silva, 2008; CPRM, 2010). No domínio fluvio-lacustre ocorre predominantemente argila, com intercalações finas de areia. Ambiente marinho costeiro com predomínio de sedimentos arenosos, e ambiente misto marinho/continental com intercalações irregulares de sedimentos arenosos, argilosos em geral ricos em matéria orgânica (mangues e brejos) (CPRM, 2006).



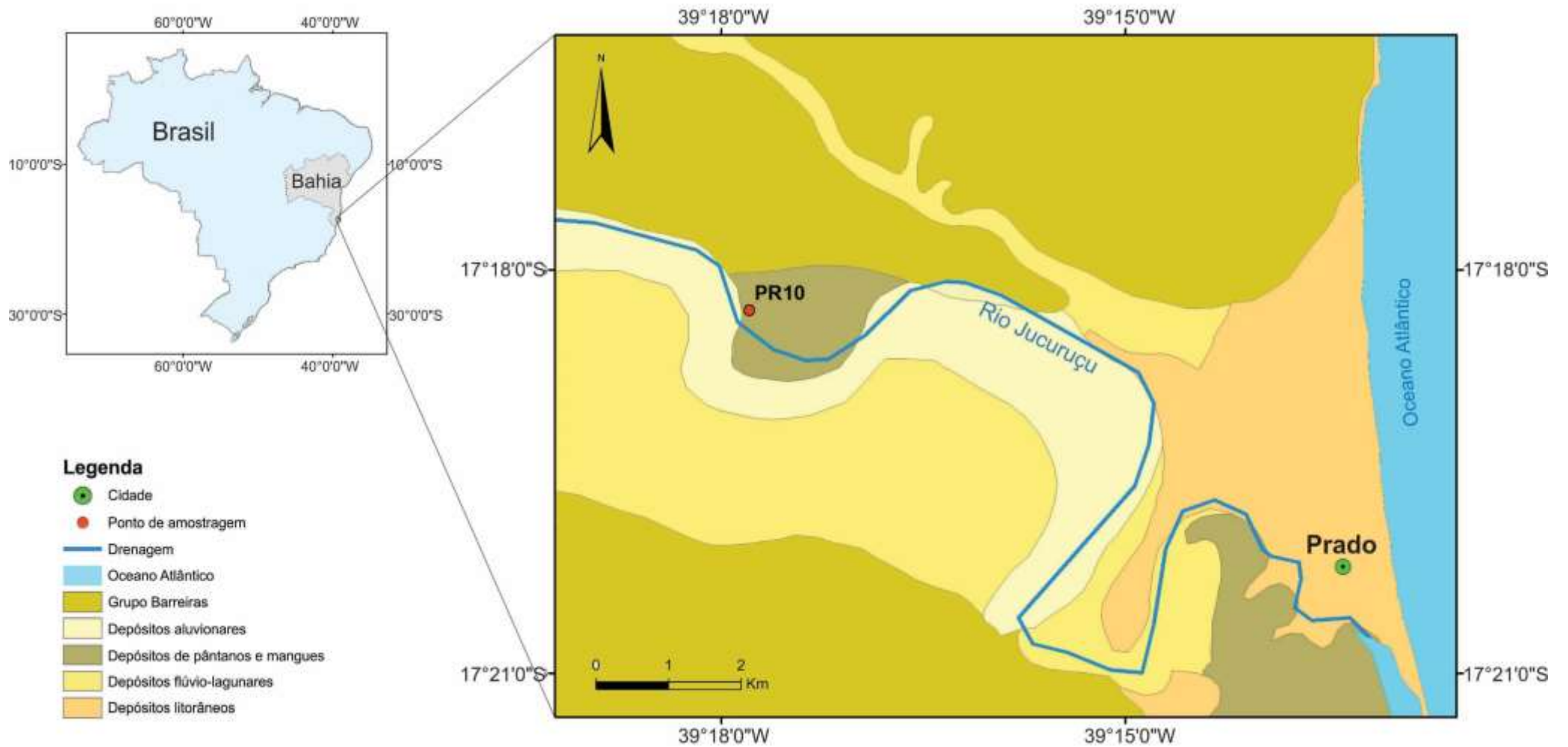


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo

### 3.2. GEOLOGIA

O Estado da Bahia está quase que totalmente situado sobre o Cráton do São Francisco e, em parte, sobre a borda de algumas faixas de dobramentos do ciclo geocronológico Brasileiro (500-700 milhões de anos) (Martin et al., 1980).

Na área ocorrem três regiões geomorfológicas: (1) uma área montanhosa, com rochas cristalinas pré-cambrianas e rede de drenagem multidirecional retangular dendrítica, (2) uma área de planalto composta pela Formação Barreiras, que consiste em arenitos, conglomerados, e argilitos atribuídos principalmente a depósitos fluviais e aluviais do Neógeno, possivelmente incluindo depósitos marinhos associados a transgressões nesse período (Arai, 2006; Dominguez, 2009), e (3) uma área de planície costeira, com sedimentos fluviais, transicionais e marinhos depositados durante as mudanças no nível do mar no Quaternário (Martin & Suguio, 1992).

Os sedimentos Cenozóicos pouco a moderadamente consolidados ocorrem sob a forma de amplos tabuleiros, expostas na zona litorânea e sujeitas a erosão e a solapamentos pela ação das ondas do mar. Nas áreas de interação oceano/continente, encontra-se material rico em matéria orgânica, proveniente dos mangues (CPRM, 2010).

### 3.3. VEGETAÇÃO

A área de estudo se encontra em meio a vegetação de Floresta Atlântica (Jardim, 2003, Thomas et al., 2009) com variações florísticas e fitofisionômicas (Oliveira-Filho & Fontes, 2000, Galindo-Leal & Câmara 2003) ocasionadas por geomorfologia e topografia, por exemplo. As formações herbácea-arbustivas ocorrem geralmente sobre solo arenoso e são circundadas por floresta de restinga ou floresta higrófila, campos nativos com formações herbaceae-arbustiva dominada por gramíneas, brejos onde ocorrem algumas espécies de Cyperaceae, e floresta de várzea, estas últimas associadas a vegetação sobre áreas inundáveis encontradas nas restingas ou em meio à floresta higrófila, muitas vezes associadas às nascentes e baixadas nas margens de rios (Jardim, 2003).

A região de Prado é caracterizada como floresta higrófila, em área de tabuleiros costeiros com altitude de cerca de 100m (JARDIM, 2003). Apresenta formações pioneiras

com influência marinha, fluvio-marinha e fluvial (vegetação de restinga, manguezal e aluvial) (IBGE, 1998; EMBRAPA, 2001).

#### 3.4. CLIMA

No Estado da Bahia o clima é tropical e os sistemas meteorológicos atuantes como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), o vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN), brisas terrestres, ondas de leste e sistemas frontais ou seus vestígios, são responsáveis pela precipitação (Tanajura et al., 2010). A atuação desses sistemas determina períodos chuvosos bem definidos nas sub-regiões do Estado (Nobre & Molion, 1988; Chaves, 1999; Chaves & Cavalcante, 2001; Molion & Bernardo, 2002). No extremo sul e semi-árido da Bahia, durante os meses de novembro a janeiro ocorre o principal período chuvoso, com máximo climatológico em dezembro (Kousky & Chu, 1978; Rao & Hada 1990). A precipitação nesse período é associada à penetração de sistemas frontais ou seus vestígios (Kousky, 1979). A variabilidade da precipitação da Amazônia faz com que nessa região a precipitação seja modulada. A posição da ZCAS, dos VCANs, as anomalias da temperatura da superfície do mar e variabilidade da alta subtropical do Atlântico Sul também contribuem para essa modulação na precipitação no estado da Bahia (Noglés-Paegle & Mo, 1997; Chaves & Cavalcanti, 2001; Chaves & Nobre 2004). Para praticamente todo o litoral baiano o principal período chuvoso é compreendido durante os meses de abril a junho, isso é explicado em grande parte pela interação de circulação de brisa terrestre com os ventos alísios predominantes de leste e sudeste (Tanajura et al., 2010).

## 4. MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1. CAMPO

O campo foi realizado nas proximidades da cidade de Prado, localizada no sudeste do estado da Bahia. O testemunho (PR10) foi amostrado utilizando-se um Trado Russo. O material coletado é proveniente do vale do Rio Jucuruçu, a aproximadamente 8 km da linha de costa, 2 m acima do nível do mar. O testemunho atingiu profundidade de 5,20m, localizado sob as coordenadas 17°18'17,43" S / 39°17'47,74" W.

### 4.2. ACONDICIONAMENTO DAS AMOSTRAS

O material amostrado foi segmentado a cada 50 centímetros e armazenado em tubos plásticos envoltos em filme de PVC, afim de evitar contaminação durante o transporte. O testemunho foi armazenado em um freezer à temperatura em torno de 4°C, com o objetivo de evitar o crescimento de fungos e bactérias no material, tais organismos podem metabolizar compostos de carbono dos sedimentos e trocar CO<sub>2</sub> com a atmosfera, contaminando as amostras com carbono recente (Colinvaux et al., 1999), comprometendo futuras datações do carbono-14.

### 4.3. DATAÇÃO POR CARBONO 14 (MÉTODO AMS)

As amostras de sedimento foram fisicamente tratadas através de remoção de raízes e fragmentos vegetais com uso do microscópio. O material residual foi quimicamente tratado com HCl a 2% na temperatura 60°C durante 4 horas, lavadas com água destilada até obter o pH neutro e secas à temperatura de 50° C, a fim de remover eventuais frações orgânicas mais jovens (ácidos fúlvicos e ácidos húmicos) e carbonatos. O método utilizado para datar a matéria orgânica sedimentar foi o AMS (Accelerator Mass Spectrometry) Espectrômetro de Massa acoplado a um acelerador de partículas, no Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense - UFF. As idades <sup>14</sup>C são apresentadas em idade convencional (anos A.P.) e idade calibrada (cal. anos A.P.) ( $\pm 2\sigma$ ), de acordo com Reimer et al.,(2004).

#### 4.4. DESCRIÇÃO DE FÁCIES E DETERMINAÇÃO GRANULOMÉTRICA DO SEDIMENTO

Visando o reconhecimento de possíveis estruturas sedimentares preservadas no material amostrado, foram feitas radiografias a cada 50 cm do testemunho PR10 (Figura 2). Para determinar a granulometria dos sedimentos o material amostrados foi lavado com água destilada/deionizada e  $H_2O_2$  para remoção da matéria orgânica, após esse procedimento, o material foi desagregado através de ultra-som e agitador mecânico (onde ficou por 12 horas). 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 (2 - 0,0625 mm), silte (3,1-3,9  $\mu\text{m}$ ) e argila (2 - 0,24  $\mu\text{m}$ ) (Wentworth, 1922). Os gráficos foram obtidos com a utilização do software SYSGRAN 3.0 (Camargo, 1999).

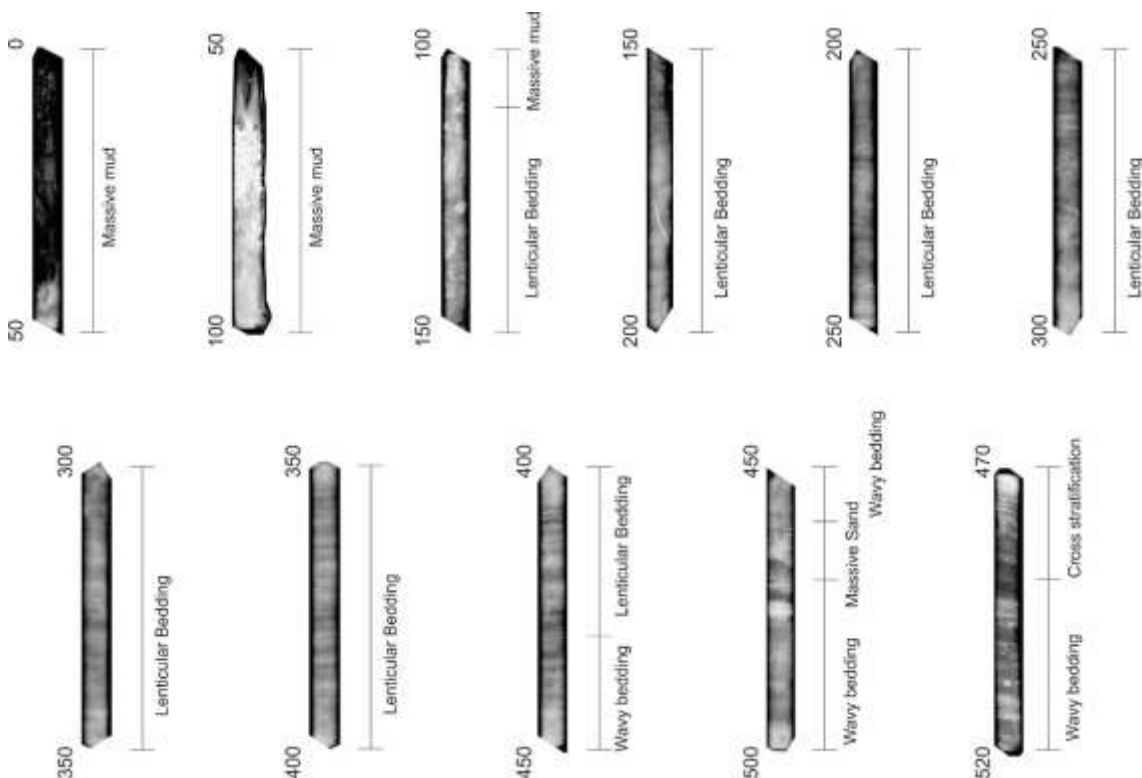


Figura 2: Radiografias do testemunho PR10 com identificação das fácies sedimentares (segmentado a cada 50 cm).

#### 4.5. PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS PARA ANÁLISE DO $\delta^{13}\text{C}$ E C-TOTAL, E $\delta^{15}\text{N}$ E N-TOTAL

Ao longo do testemunho, foram coletadas amostras sedimento a cada 5 cm, às quais foi adicionado HCl a 0,01M para facilitar a retirada de contaminantes como raízes e folhas, através da flutuação e peneiramento. Após esse procedimento, aguardou-se a decantação do material em suspensão, para descartar a solução de HCl sobrenadante e levar as amostras para serem secas em estufa à temperatura de 50°C por aproximadamente 24 horas. Após a secagem das amostras, estas foram pulverizadas com o auxílio de um almofariz de porcelana e armazenadas em *eppendorfs*. Em seguida cada amostra foi separada em cápsulas de estanho (12mm x 5mm) e pesadas em balança analítica (Sartorius BP 211D, de precisão 0,0001). O procedimento é o mesmo para C e N, diferenciando-se na pesagem, onde, para determinar o  $\delta^{13}\text{C}$  e C total, foi utilizado de 10 a 20 mg de material, e para a determinação do  $\delta^{15}\text{N}$  e N-total foi utilizado de 50 à 60 mg. Após esse procedimento o material foi enviado ao Laboratório de Isótopos Estáveis (CENA/USP) para obtenção dos resultados, onde as amostras foram analisadas em Espectrômetro de Massas ANCA SL 2020, da Europe Scientific, que contém um analisador elementar acoplado.

#### 4.6. MÉTODOS PALINOLÓGICOS

##### 4.6.1. Processamento das amostras

As amostras que foram 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 é descartado até que o resultado final seja somente o pólen, sendo possível devido à resistência apresentada ao processo químico pela parede celular dos palinomorfs. Contudo, devido algumas partículas orgânicas e inorgânicas serem quimicamente muito similares ao pólen, esses ataques químicos não produziram um material constituído somente de pólen. Assim, foi retirado 1 cm<sup>3</sup> 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. Tal processo foi repetido ao longo de todo o testemunho em intervalos de 5 cm.

As pastilhas de sedimentos retiradas do testemunho foram colocadas em tubos de centrífuga, devidamente marcados com a estação e a profundidade na qual foi feita a retirada de cada pastilha. 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<sup>3</sup>) e a razão da acumulação de pólen (grãos/cm<sup>2</sup>/ano).

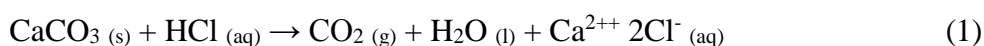
Na contagem final a razão de esporos marcadores de *Lycopodium* e de pólen contados permite o cálculo da concentração polínica original, pois cada tablete é constituído por 10.600 esporos de *Lycopodium*.

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

#### 4.6.2. Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)

Esta etapa do tratamento consiste na remoção do carbonato (CO<sub>3</sub>) 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 sobrenadante ficasse claro. O material retornou à centrífuga com água destilada e em seguida, o líquido residual foi retirado dos tubos, para a segunda etapa do tratamento.

#### 4.6.3. 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 nas amostras, que ficaram em repouso por 24h, com a capela de exaustão de gases ligada devido à alta toxicidade dos gases liberados por este ácido.

A reação que ocorre é a seguinte:



Terminado este período o material foi lavado, centrifugado, retirado o líquido residual, adicionado HF e deixado em repouso por mais 24h, onde após este tempo foi realizada nova lavagem, centrifugação, retirada do líquido residual, e preparação para a terceira etapa do tratamento.

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

Esta etapa é extremamente necessária, pois a quarta etapa envolve ácido sulfúrico. O C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub> 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.

Para isso, foi adicionado C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub> à amostra, seguido de mistura, centrifugação, e retirada do líquido residual, não sendo necessária a permanência do ácido por um período de tempo maior que 15 minutos nos tubos de ensaio.

#### 4.6.5. 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 10 ml desta solução foi adicionada às amostras. Os tubos de ensaios foram submetidos a aquecimento em banho-maria a aproximadamente 70°C, sendo agitados por um período que variou de



10 a 20 minutos, a fim de promover o contato do sedimento com a solução até que o líquido contido nos tubos ficasse escuro. Após esse processo foi realizada a centrifugação, retirada do líquido residual e duas lavagens, mantendo nos tubos cerca de 5 ml de água no intuito de facilitar a transferência das amostras dos tubos de ensaio para tubos de *Evergreen*.

#### **4.6.6. 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. A 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 junto à lâmina, com a finalidade de preservar o material contido da umidade do ar, que poderia provocar o ressecamento da amostra.

#### **4.6.7. 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, conectado ao computador (Figura 3). E através do Software AxioVision as microimagens foram processadas, e os grãos de pólen catalogados e armazenados em um banco de dados. Foram utilizados manuais para descrição morfológica e identificação do material polínico, tais como Roubik & Moreno, (1991), Herrera & Urrego (1996) e Colinvaux et al., (1999).

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



*Figura 3: Leitura de lâmina em Microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 plus com câmera acoplada.*

## **5. ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO**

### **5.1. FERRAMENTAS UTILIZADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS**

#### **5.1.1. Palinologia**

A palinologia é um recurso de grande importância na reconstrução da paleovegetação e do paleoambiente, por fazer uso de palinóforos (grãos de pólen e esporos) preservados em sedimento. O uso desta ferramenta traz consigo o benefício de se trabalhar com material resistente a ataques com ácido e a grande quantidade de material para estudo mesmo em pequenas amostragens. A identificação da família e por vezes o gênero ao qual o grão pertence permitem inferir a assembleia vegetal que ocupava a área estudada. Associando tal informação a outros recursos como datação, descrição estratigráfica, dados isotópicos e elementares C e N, é possível compor um modelo paleoambiental e suas prováveis respostas às mudanças ocorridas ao longo do tempo.

A sucessão vertical dos palinóforos no interior dos pacotes sedimentares permite um registro bastante confiável dos principais eventos paleoambientais ocorridos em uma região, num determinado espaço de tempo geológico (Neves, 1998).

Estudos palinológicos revelam ocorrência de palinóforos em depósitos sedimentares pré-Quaternário, entretanto as reconstituições paleovegetacionais são mais

precisas no intervalo do Pleistoceno e Holoceno, devido a semelhança da paleovegetação com a flora atual, permitindo que os táxons sejam identificados em nível mais específico, comparando-se os grão de pólen e esporos com os de plantas atuais (Plá Júnior et al., 2006).b

Behling, (2001), Behling & Costa (1997), Behling & Costa (2001), Behling et al., 2001, 2004, Cohen et al., 2005a, b, Guimarães, 2008, e Vedel et al., (2006), desenvolveram estudos palinológicos na costa norte brasileira, que indicam significativas mudanças na vegetação durante o Holoceno. Esses estudos apontam 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). Tais estudos indicam ainda a 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), essas substituições 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 (Fontes, 2015).

### **5.1.2. Ciclo fotossintético C3, C4 e CAM**

As plantas convertem o CO<sub>2</sub> atmosférico em compostos orgânicos através da fotossíntese e, são classificadas em três grupos principais de acordo com a maneira como fixam o CO<sub>2</sub>, são estes: C3, C4 e CAM

C3, é o grupo ao qual pertence a maioria das plantas, são as que fixam o carbono através do processo cíclico denominado Ciclo de Calvin-Benson ou Ciclo da Redução Fotossintética do Carbono. O produto originado dessa fixação é uma molécula com três carbonos, o ácido 3-fosfoglicérico, que concede ao grupo a denominação C3 (Kerbaudy, 2004). Estas plantas fixam o CO<sub>2</sub> da atmosfera através da enzima RUBISCO (Ribulose bifosfato carboxilase/oxigenase) (Roscoe et al., 2006), tipo de fixação largamente

utilizado por espécies vegetais habitantes de zonas tropicais húmidas (Hall & Coombs 1989, (Carvalho et al., 2009).

No grupo C4 existem mais de 1000 espécies de angiospermas, distribuídas em aproximadamente 11 famílias. Destas, a maioria são monocotiledôneas (gramíneas ciperáceas), milho, cana-de-açúcar, sorgo e 300 espécies de cotiledônias. As plantas C4, diferentes da C3, fixam CO<sub>2</sub> através da enzima PEP carboxilase (fosfoenolpiruvato carboxilase), são plantas de clima tropical, subtropical, semi-árido e desértico (Carvalho et al., 2009).

No grupo CAM, a fixação está diretamente ligada à economia potencial de água. São plantas habitantes de regiões desertificadas ou intensamente secas, Crassuláceae, Cactáceae, bromeliaceae, Agavaceae, Liliaceae, Euphorbiaceae e Orchidaceace, Abacaxi e Sisal (Hall & Coombs, 1989). Estima-se que 6% da flora aquática e 8% das espécies terrestres apresentem metabolismo tipo CAM (Keeley, 1998).

Na natureza existem dois isótopos do C que são estáveis e se encontram em suas devidas proporções. O <sup>12</sup>C é o mais leve e apresenta a maior proporção em relação ao total de C na natureza (98,89%), e o <sup>13</sup>C conta com apenas 1,11% do total (Alves et al., 2005). Tais proporções se mantêm relativamente estáveis em qualquer resíduo orgânico. Com o advento de espectrômetros de massas mais sensíveis, tornou-se possível perceber que, quando o C passa de um estado físico-químico para outro, ocorre uma discriminação entre os dois isótopos, ou seja, um isótopo muda de estado preferencialmente, ou mais rapidamente, em relação ao outro. Isso faz com que ocorra uma variação na casa dos milhares na proporção <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C. As análises da composição isotópica de C são feitas medindo-se a relação de <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C das amostras em relação a um padrão internacional, e o resultado é expresso em termos de diferença de δ<sup>13</sup>C em relação ao padrão. A diferença de δ<sup>13</sup>C nos diferentes tipos de planta é apresentado na Figura 4. O padrão internacional para o carbono é uma rocha calcária encontrada em uma formação geológica denominada Pee Dee, na Carolina do Norte, EUA, cuja abreviação é PDB (Pee Dee Belemnite), e tem uma relação molar de <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C (R) de 0,01124. Os desvios em relação ao padrão são conhecidos como unidades δ (letra grega delta minúscula), e como são valores muito pequenos convencionou-se expressá-los em partes por mil (‰)(Alves et al., 2005). A composição isotópica das plantas em relação ao padrão PDB é determinada pela equação:

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

Em que R é a relação molar  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ . Como a relação molar  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  das plantas é inferior à do PDB, o  $\delta^{13}\text{C}_{PDB}$  das plantas é negativo. Usando-se essa terminologia, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  do  $\text{CO}_2$  atmosférico situam-se em torno de  $-7 \text{‰} \delta^{13}\text{C}_{PDB}$ , e as plantas têm valores variando de  $-11$  a  $-35 \text{‰} \delta^{13}\text{C}_{PDB}$  (Farquhar et al., 1989).

Segundo Alves et al., (2005), as maiores diferenças na composição isotópica de C nos tecidos vegetais são observadas entre as plantas dos grupos C3 e as do grupo C4. Sendo que as plantas do ciclo C3 (ou de Calvin) fixam o  $\text{CO}_2$  atmosférico através da enzima RUBISCO e as do grupo C4 fixam  $\text{CO}_2$  através da enzima PEP, como já mencionado. A PEP carboxilase apresenta baixo  $K_m$  pelo  $\text{CO}_2$ , ou seja, alta afinidade pelo gás (Magalhães, 1985). Como a RUBISCO apresenta uma menor afinidade pelo  $\text{CO}_2$ , essa enzima discrimina o isótopo pesado de carbono,  $^{13}\text{C}$ , em relação ao isótopo leve,  $^{12}\text{C}$ , muito mais do que a PEP carboxilase. Assim, o acúmulo do isótopo pesado de carbono  $^{13}\text{C}$  é menor em plantas de ciclo C3. Smith & Epstein (1971) relataram essa discriminação para diversos tipos de plantas. Essa diferença no acúmulo do isótopo pesado do C entre os grupos plantas de ciclo C3 e C4, permite identificar a predominância de cada grupo através da análise isotópica.

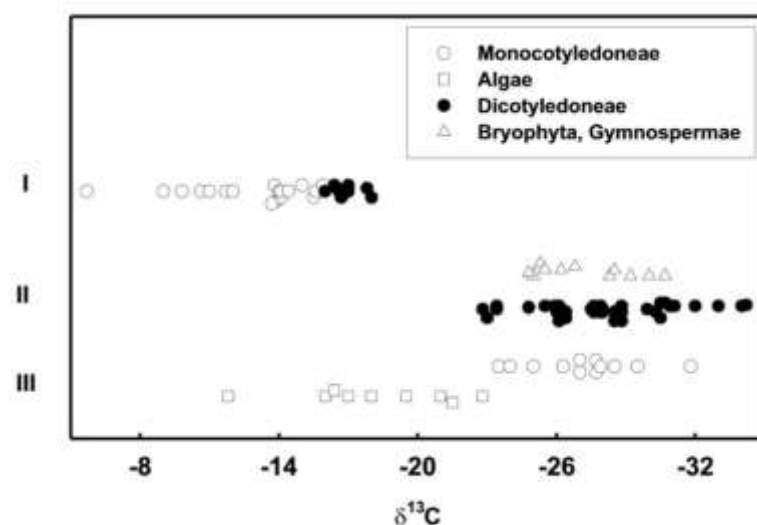


Figura 4:  $\delta^{13}\text{C}$  em diferentes grupos de planta. Fonte: Alves et al., 2005

### 5.1.3. C/N

A razão C/N é bastante utilizada na reconstrução paleoambiental (Meyers & Teranes, 2001) para elucidar a fonte e o destino da matéria orgânica em estuários, regiões costeiras e margem continental (Hu et al. 2006; Cowie et al. 2009; Walinsky et al., 2009; Baumgart et al., 2010). O C/N da matéria orgânica contida nos sedimentos é utilizada para distinguir suas duas principais origens: fitoplantônica ou terrestre. A razão C/N originada de fitoplâncton apresenta razões entre 4 e 10, e/ou terrestres vasculares apresentam razões maiores ou igual a 20 (Meyers, 1994). Quando comparados com os dados isotópicos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) é possível distinguir a origem do material sedimentar (Meyers, 2003; Wilson et al., 2005) (Figura 5).

É possível determinar a origem da influência (marinha ou continental) sobre o ambiente costeiro devido ao material biológico de origem marinha apresentar maior enriquecimento em nitrogênio quando comparado ao material terrestre. O C/N da matéria orgânica acumulada nos sedimentos superficiais também permite traçar a interação continente-oceano na zona costeira, e com isso, determinar a evolução da influência relativa da matéria orgânica marinha ou terrestre (Meyers, 1994).

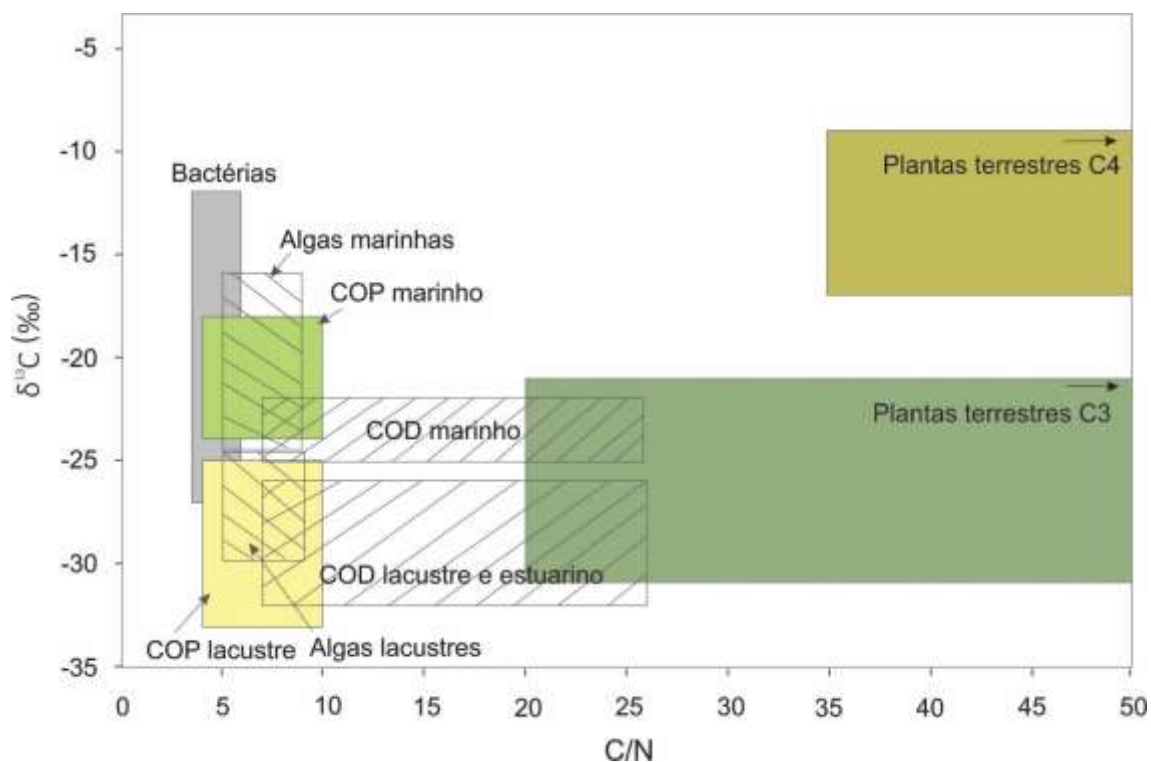


Figura 5: Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e C/N das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e marinha (modificado de Lamb et al. 2006, Meyers 2003, Wilson et al. 2005. Retirado de Fontes 2015).

#### 5.1.4. Datação $^{14}\text{C}$

Em estudos de reconstrução paleoambiental os isótopos do carbono  $\delta^{13}\text{C}$  e  $^{14}\text{C}$  têm sido aplicados para diversas regiões do Brasil, contudo, poucos estudos se referem às paleovegetações e paleoclimas presentes no nordeste brasileiro durante o Pleistoceno tardio e Holoceno (Gouveia et al., 2005).

O método de datação por carbono 14 ( $^{14}\text{C}$ ) foi descoberto nos anos 40 pelo pesquisador americano Willard Frank Libby mostrando que, com a passagem do tempo, o  $^{14}\text{C}$  desintegra segundo uma velocidade determinada, que pode ser medida (Pezzo, 2002). O método de datação baseia-se na produção do  $^{14}\text{C}$ , nas camadas mais altas da atmosfera terrestre. Os raios cósmicos de alta energia colidem com átomos gasosos, emitindo nêutrons livres. Esses nêutrons colidem, por sua vez, com átomos de nitrogênio-14 ( $^{14}\text{N}$ ), muito comum na atmosfera terrestre (Pezzo, 2002), produzindo o  $^{14}\text{C}$  (Broecker, 2003). Esse  $^{14}\text{C}$  logo se combina com o oxigênio do ar, formando uma molécula de gás carbônico ( $\text{CO}_2$ ), que é absorvida pelos seres vivos (Farias, 2002).

Pelo processo de fotossíntese, o  $\text{CO}_2$  atmosférico é absorvido pelas plantas, sendo a fonte principal de  $^{12}\text{C}$ . O  $^{14}\text{C}$  também é absorvido, porém em quantidades pequenas, na mesma taxa em que é produzido na atmosfera. Ao respirar e se alimentar das plantas, os animais também absorvem o  $^{14}\text{C}$ .

Foi demonstrado que a concentração de  $^{14}\text{C}$  em um ser vivo é constante e igual à que existe em equilíbrio na atmosfera. A última fase do ciclo do  $^{14}\text{C}$  corresponde ao seu desaparecimento. O  $^{14}\text{C}$  gradualmente emite radiação  $\beta^-$  e se transforma em  $^{14}\text{N}$ , que não é radioativo ( $^{14}\text{C} \rightarrow ^{14}\text{N} + \beta^-$ , processo esse chamado de decaimento) (Pezzo, 2002). Ao morrer o organismo cessa a absorção do  $^{14}\text{C}$ , resultando ao longo do tempo na redução do conteúdo de  $^{14}\text{C}$  na matéria orgânica restante (Kotz & Treichel Jr., 1999; Broecker, 2003) enquanto que a quantidade de  $^{12}\text{C}$ , por outro lado, permanece constante (Francisco et al., 2011).

O  $^{14}\text{C}$  se desintegra segundo uma velocidade muito lenta e constante. O tempo necessário para desintegrar a metade da quantidade de um isótopo radioativo qualquer é conhecido como a sua meia-vida. Para o  $^{14}\text{C}$ , a meia-vida é de 5.710 anos, com uma margem de erro de 40 anos (Pezzo, 2002). Assim, determina-se a idade da amostra em razão da atividade residual da mesma, diminuindo exponencialmente com o aumento do tempo em que a amostra parou de assimilar  $^{14}\text{C}$ .

Uma fórmula usada para calcular a idade de uma amostra usando a datação por carbono 14 é:

$$t = [\ln (N_f/N_o) / (-0,693) ] \times t_{1/2}$$

Em que  $\ln$  é o logaritmo neperiano,  $N_f/N_o$  é a porcentagem de carbono 14 na amostra comparada com a quantidade em tecidos vivos e  $t_{1/2}$  é a meia-vida do carbono 14 (~5.700 anos) (Francisco et al., 2011).

A idade radiocarbono de uma amostra fóssil pode ser obtida comparando-se a radioatividade  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  desta amostra com a radioatividade específica de um padrão de referência. O padrão utilizado é de 1950 e o resultado é apresentado em “anos antes do presente” (BP, before present), isto é, “antes do ano 1950” (Scheel-Ybert, 1999). Contudo, Estados Unidos e União Soviética realizaram teste nucleares a partir dos anos de 1950 e 1960, causando um aumento significativo nas concentrações de  $^{14}\text{C}$  na atmosfera. Em janeiro de 1963 a concentração de  $^{14}\text{C}$  na atmosfera havia dobrado em relação ao período anterior aos testes nucleares (Broecker, 2003). Devido a alteração na relação  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  causada pelo  $^{14}\text{C}$  de origem antrópica, as idades obtidas pelas datações ao carbono radioativo consideram o ano de 1950 como o presente. As idades não calibradas obtidas pela datação ao  $^{14}\text{C}$  são expressas pela unidade anos antes do presente (anos AP), enquanto que as respectivas idades calibradas são expressas pela unidade anos calendário antes do presente (cal. AP).

### **5.1.5. Mudanças climáticas durante o Holoceno**

Durante o Holoceno Inferior, foi demonstrado que havia um déficit de água (ex. Prado et al., 2013) e os estudos paleoambientais indicam condições de clima mais seco em comparação ao Holoceno médio e superior em regiões do centro (Ferraz-Vicentini & Salgado-Labouriau, 1996; Barberi et al., 2000), sudeste (Behling et al., 1998, Pessenda et al., 2009) e sul (Behling, 1995, Behling, H. & Lichte 1997; Stevaux, 1994; Stevaux, 2000). 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, teria sido causada pela baixa insolação de verão durante o Holoceno médio, motivando a redução de contrastes de temperaturas entre o continente e oceano, enfraquecendo o sistema monção de circulação da América do Sul. Do



Holoceno médio ao superior, as condições climáticas eram mais úmidas (Ledru et al., 1993, 1998, 2009, Pessenda et al., 2004, 2009, Gonçalves, 2016) e a alta pluviosidade gerou um aumento nas descargas fluviais (França et al., 2015).

Nesse contexto, flutuações climáticas (Molodkov & Bolikhovskaya 2002), influenciaram nos níveis de chuva (ex. Absy et al., 1991; Behling & Costa, 2000; Pessenda et al., 2001), e por consequência causaram mudanças nas descargas fluviais e nos gradientes de salinidade estuarinos (Lara & Cohen, 2006) afetando a dinâmica dos manguezais (Cohen et al., 2012).

#### **5.1.6. Mudanças no nível do mar e dinâmica dos manguezais durante o Holoceno**

Ao longo do litoral brasileiro as variações no nível relativo do mar ocasionaram mudanças no sistema deposicional desses ambientes (Cohen et al., 2005a, 2005b, 2008; França et al. 2013, 2015) além de influenciar na expansão e contração dos manguezais durante o Holoceno (Behling et al., 2001; Cohen et al., 2011; Amaral et al., 2012; Guimarães et al. 2012; França et al., 2013). O nível relativo do mar ultrapassou o atual entre 7000 e 5000 cal anos A.P., alcançando ~4m acima do atual em Pernambuco e Rio de Janeiro (Angulo et al., 2006) e conduzindo uma incursão marinha que favoreceu o desenvolvimento de estuários (Swift, 1975). A subida do NRM conduziu a migração do manguezal de áreas costeiras para áreas mais adentro do continente, ao longo de vales inundados, e pode ter ocasionado mudanças e/ou perda na diversidade biológica do ecossistema manguezal, devido a alterações nos períodos de inundação decorrente da mudança de área de influência da maré, bem como pela zonation que ocorre nas florestas de manguezal (Bezerra et al., 2013) A elevação do nível médio do mar é considerada a de maior impacto potencial sobre os manguezais (Gilman et al., 2008), pois implica em alterações na zona entremarés, na frequência de inundação e na dinâmica sedimentar (Nobre et al., 2012). Com a descida do NRM durante o Holoceno médio e tardio (Martin et al., 1980; Angulo et al 2006) a vegetação herbácea substituiu o manguezal que se deteve a áreas costeiras. No litoral sul da Bahia os manguezais se estabeleceram em área costeira há pelo menos 600cal anos AP (Moraes et al., in press).

## **6. Influence of sea-level and climate changes to mangrove dynamics during the Holocene at Southern Bahia, Brazil**

Nedra Nunes Oliveira<sup>a</sup>, Neuza A. Fontes<sup>a</sup>, Marcelo C. L. Cohen<sup>a\*</sup>, Marlon Carlos França<sup>b</sup>;  
Luiz C.R. Pessenda<sup>c</sup>

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

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

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

\*Corresponding author: Marcelo Cancela Lisboa Cohen

Federal University of Pará - Brazil

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

Tel.: +55 91 3201-7988

E-mail address: mcohen80@hotmail.com

**Abstract**

Integration of new and previously published sedimentological, geochemical ( $\delta^{13}\text{C}$ , C/N,  $\delta^{15}\text{N}$ ) and pollen analysis along three sediment cores from the Jucuruçu River valley, Bahia State, northern Brazil, revealed changes in vegetation caused by relative sea level (RSL) and climate changes during the Holocene. The core PR10, sampled from a fluvial plain at about 2 m above the RSL and ~8 km upstream from coastline, revealed two main phases of marine and fluvial influence. During the middle Holocene developed tidal flats colonized by mangroves and sedimentary organic matter sourced from C3 and C4 terrestrial plants. During the late Holocene the mangroves were replaced by ferns and herbaceous vegetation. Regarding the cores PR07, PR10 and PR11, distant 23 km, 8 km and 0,15 km from current coastline, respectively, allogenic processes (climate and sea-level changes) controlled the wetlands dynamics during the Holocene. However, after the sea-level establishment during the last thousand years, the mangrove distribution was controlled by tidal channels dynamics according to channel migration and oxbow lake development, autogenic factors.

**KEYWORDS:** sea level, climate changes, Holocene, mangrove, palynology, stable analysis.

## Introduction

During the Last Glacial Maximum, eustatic sea-level fall eroded 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 with relevant impacts on fluvial systems upstream (e.g COOPER et al., 2012; MASELLI et al., 2014; MOURELLE et al., 2015).

In Australia, a rising sea level invaded the rather shallow and broad valleys towards the end of the postglacial transgression (CHAPPELL & POLACH, 1991). Mangrove facies composed of organic muds and containing mangrove pollen commonly overlies previous valley floors, recording the inundation of the valley by the rising sea-level around 7000-8000 yrs BP. Transgressive basal sediments pass upwards into mangrove facies showing that these macrotidal estuaries became areas of vertical accretion under widespread mangrove forests, which have been termed the “big swamp”, throughout the last 8 m or more of the sea-level rise (WOODROFFE, 1987).

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

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; BEZERRA et al., 2003; ANGULO et al., 2006; CALDAS et al., 2006). During the late Holocene, the RSL decreased (ANGULO et al., 2006). Regarding the northeastern Brazilian coast, the RSL in Rio Grande do Norte would have approached its present position around 6500 cal. yr BP (BEZERRA et al., 2003). CALDAS et al., (2006) proposed a middle Holocene 0 m RSL at 6700 cal. yr BP, followed by 1.3 m of RSL highstand at 5900 cal. yr BP and subsequent drop to present values. Several publications proposed that coastal systems evolved according to Holocene sea-level variations (MARTIN et al., 1993; 1996; BITTENCOURT et al., 2007; DOMINGUEZ et al., 1983;

1987; 1996; MARTIN & SUGUIO, 1987; HEIN et al., 2014). For instance, most part of littoral of the State of Espírito Santo exhibits morphologic features caused by relative sea-level changes (ROSSETTI et al., 2015). Progradation and retrogradation of this coast during the late Pleistocene and Holocene produced beach ridges and deltaic deposits. The post-glacial sea level rise reactivated estuaries previously abandoned over the Barreiras Formation in the continental area. These estuarine sedimentary deposits indicates brackish conditions up to the mid-Holocene, when these water bodies gradually became completely continental-influenced during the late Holocene (CASTRO et al., 2013; BUSO JUNIOR, 2013; FRANÇA et al., 2013; 2015; COHEN et al., 2014; ROSSETTI et al., 2015).

In this context, marine transgression and regressions have affected the mangrove distribution, because it is influenced by tidal flooding frequency, nutrient availability and sediment salt concentration along the intertidal zone (WOODROFFE, 1982; HUTCHINGS & SAENGER, 1987; WOLANSKI et al., 1990; SEMENIUK, 1994; ALONGI, 2002). In addition, this vegetation have reacted clearly to climate change, as the mangroves respond to environmental factors such as water salinity and input of sediment and freshwater (KRAUSS et al., 2008; STEVENS et al., 2006; STUART et al., 2007). For instance, along the northern Brazilian littoral, climatic and hydrological factors have controlled the wetlands distribution leading to the formation of a littoral dominated by mangroves and salt-marshes, under influence of a tidal water salinity between 30‰ and 7‰; and a sector characterized by *várzea* and herbaceous vegetation, close to the Amazon River mouth, with tidal water salinity below 7‰. Inter-proxy analyses reveal that marine influence and mangrove vegetation were wider than today on the mouth of Amazon River during the early and middle Holocene, forming a continuous mangrove belt along the northern Brazilian Amazon littoral. The establishment of this mangrove strip is a direct consequence of the marine incursion caused by post-glacial sea-level rise possibly associated with tectonic subsidence. In the late Holocene, in areas influenced by the Amazon River discharge, the mangroves were replaced by freshwater vegetation. Likely, the fragmentation of this continuous mangrove line during the late Holocene was caused by the increase of river freshwater discharge associated to the change from dry into wet climates in the late Holocene. This caused a significant decrease of tidal water salinity in areas near the mouth of Amazon River. These changes in the Amazon discharge are probably associated with dry and wet periods in the northern Amazon region during the Holocene (COHEN et al., 2012).

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

Investigations in northern Brazil utilizing sedimentological, palynological and geochemical data revealed displacement of the mangrove ecosystem during the Holocene. This shift is attributed to climate, river discharge and RSL changes (BEHLING et al., 2004; COHEN et al., 2005a and b, 2008, 2009; LARA & 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, 2013; COHEN et al., 2014) and sediment transport (AMARAL et al., 2006). For the northeastern Brazilian coast, environmental reconstructions based on pollen analysis are still scarce, and the response of mangrove ecosystems to Holocene sea-level changes remains poorly understood.

However, recent studies have proposed climate and sea level changes based on mangrove dynamics during the Holocene to the Southern Bahia Littoral. According to FONTES et al., (2017) on one core located 23 km inland from the current coast revealed changes in vegetation and sedimentary organic matter along floodplains of the Jucuruçu River-Southern Bahia. Such changes were caused by the combined effects of the RSL fluctuations, with a highstand at about 5350 cal yr BP of  $2.7 \pm 1.35$  m, and changes in fluvial discharge. However, another study based on two cores located ~2.7 and 0.15 km from the current shoreline presents the mangrove establishment according to the RSL stabilization during the last thousand years (MORAES et al., in press). The present work reveals new data of sedimentary features, pollen, isotope and radiocarbon dating of a core from a intermediated zone of the Jucuruçu River, 8 km from the current shoreline, and integrates with previously published data (FONTES et al., 2017; Moraes et al., in press) to propose a model to the response of mangroves along this fluvial valley to changes in sea level and climate during the Holocene.

### *Study area*

The study site is located in the Jucuruçu river valley (Figure 6), near the town of Prado, southern State of Bahia, Northeastern Brazil. It presents a mountainous province represented by Precambrian rocks, 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). Moreover, a coastal plain area is composed by fluvial, transitional and shallow marine sediments, which were deposited during RSL changes (MARTIN & SUGUIO, 1992). The tableland presents cliffs that are exposed to erosion by sea wave (CPRM, 2010). The Jucuruçu river valley exhibits mainly NW-SE orientation (CPRM, 2010).

The local geomorphology and topography cause floristic variation (OLIVEIRA-FILHO & FONTES, 2000, GALINDO LEAL, 2003), where over the tablelands occurs mainly the tropical rainforest (Atlantic Forest) (JARDIM, 2003; THOMAS et al., 2009). The study area presents primary vegetation and secondary vegetation on advanced regeneration stage. There are trees and herbaceous shrubs occurring generally on sandy soil, surrounded by hygrophilous forest and shrubs. Occurs also some *Cyperaceae* species on swamps and freshwater forest, frequently associated to lowland and river source (JARDIM, 2003). In areas under marine and fluvial influence occurs mangroves (IBGE, 1998, EMBRAPA, 2001).

Regarding the climate, the southern Bahia littoral is characterized by a warm and humid tropical climate with the main rainy period occurring between April and June (TANAJURA et al., 2010). This climate pattern is mainly dominated by the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) and Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ) (CARVALHO et al., 2004).

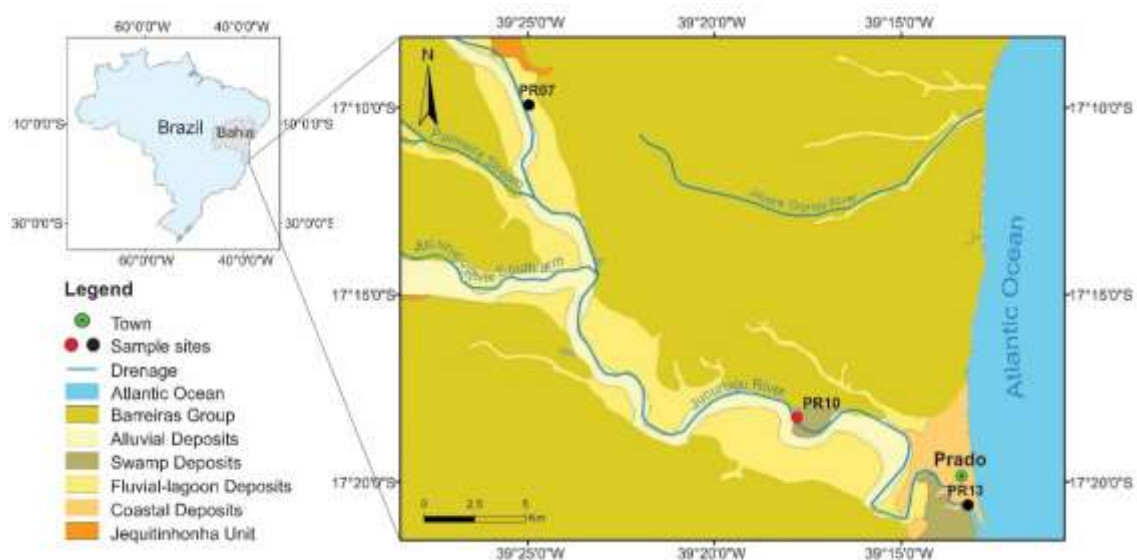


Figure 6: Location of the study area and sampling site

## Materials and methods

### *Field work and sample processing*

Near the town of Prado, approximately 8 km far from current coastline, under coordinates  $17^{\circ}18'17,43''$  S /  $39^{\circ}17'47,74''$  W, was sampled a core (PR-10), in Jucuruçu river valley, which reached 5.20 m depth. The sediment core was taken from a fluvial plain colonized by herbaceous vegetation using a Russian Sampler (COHEN, 2003). The geographical position of the core was determined by GPS (Reference Datum: SAD69).

### *Stratigraphic analysis*

The cores were submitted to x-rays in order to identify the sedimentary features. They were transported to the Laboratory of Chemical Oceanography, Federal University of Pará (UFPA), where sediment grain sizes were determined using a SHIMADZU SALD 2201 laser diffraction particle size analyzer, and the graphics were obtained using the Sysgran program (CAMARGO, 1999). The sediment grain size distribution follows the grain size scale of WENTWORTH, (1922), with sand (2–0.0625 mm), silt (62.5–3.9  $\mu$ m), and clay fractions (3.9–0.12  $\mu$ m). Following proposals of HARPER, (1984) and WALKER & JAMES, (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 cm<sup>3</sup> samples were taken at 5 cm intervals along the core PR-10. All samples were prepared using standard pollen analytical techniques including acetolysis (FAEGRI & 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 (ABSY, 1975; COLINVAUX et al., 1999; MARKGRAF & D'ANTONI, 1978; ROUBIK & MORENO, 1991; SALGADO-LABOURIAU, 1997), jointly with the reference collection of the Laboratory of Coastal Dynamics – UFPA 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 are presented in pollen diagrams as percentages of the total pollen sum. The taxa were grouped according to source: mangroves, trees and shrubs, palms, and herbs pollen. The software TILIA and TILIA- GRAPH were used for calculation and plotting of pollen diagrams (GRIMM, 1990).

#### *Isotopic and Chemical analysis*

Samples (6–50 mg) were collected at 10 cm intervals in core PR-10. Sediments were treated with 4% HCl to eliminate carbonates, washed with distilled water until the pH reached 6, dried at 50°C, and finally homogenized. These samples were analyzed for total organic carbon (TOC) and total nitrogen (TN), a process that was carried out at the Stable Isotope Laboratory of the CENA/USP. The results are expressed as percentages of dry weight, with analytical precision of 0.09% (TOC) and 0.07% (TN), respectively. The <sup>13</sup>C and <sup>15</sup>N results are expressed as  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$  with respect to Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) standard and atmospheric air, using the following notation:

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \left[ \left( \frac{R_1 \text{ samples}}{R_2 \text{ standard}} \right) - 1 \right] 1000$$

$$\delta^{15}\text{N} (\text{‰}) = \left[ \left( \frac{R_3 \text{ samples}}{R_4 \text{ standard}} \right) - 1 \right] 1000$$

Where R1sample and R2standard are the  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratio of the sample and standard, and R3sample and R4standard are the  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$  ratio of the sample and standard, respectively. Analytical precision is  $\pm 0.2\text{‰}$  (PESSENDA et al., 2004). The organic matter source dependent of the environment, with different  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ , and C/N compositions (e.g. LAMB et al., 2006), is as follows: The C3 terrestrial plants, mainly represented by trees and shrubs, shows  $\delta^{13}\text{C}$  values between  $-32\text{‰}$  and  $-21\text{‰}$  and C/N ratio  $> 12$ , while C4 plants, mainly represented by herbs, have  $\delta^{13}\text{C}$  values ranging from  $-17\text{‰}$  to  $-9\text{‰}$  and C/N ratio  $> 20$  (DEINES, 1980; MEYERS, 1997). Freshwater algae have  $\delta^{13}\text{C}$  values between  $-25\text{‰}$  and  $-30\text{‰}$  (MEYERS, 1997; (SCHIDLOWSKI et al., 1983) and marine algae around  $-24\text{‰}$  to  $-16\text{‰}$  (MEYERS, 1997). The plants of aquatic environments normally use dissolved inorganic nitrogen, which is isotopically enriched in  $^{15}\text{N}$  by 7–10‰ relative to atmospheric N (0‰); thus, terrestrial plants that use  $\text{N}_2$  derived from the atmosphere have  $\delta^{15}\text{N}$  values ranging from 0‰ to 2‰ (MEYERS, 2003; THORNTON & MCMANUS, 1994). The binary analysis between  $\delta^{13}\text{C}$  versus C/N was used to interpret sources of organic matter (LAMB et al., 2006; MEYERS, 2003; WILSON et al., 2005).

### *Radiocarbon rates*

Based on stratigraphic discontinuities that suggest changes in the tidal inundation regime, three bulk samples (10 g each) were selected for radiocarbon analysis. In order to avoid natural contamination by shell fragments, roots, seeds, and so on (e.g. GOH, 2006), the sediment samples were checked and physically cleaned under the stereomicroscope. The organic matter was chemically treated to remove younger organic fractions (i.e. fulvic and/or humic acids) and eliminate adsorbed carbonates. This was achieved by placing the samples in 2% HCl at  $60^\circ\text{C}$  for 4 h, followed by rinses with distilled water to neutralize the pH. The samples were dried at  $50^\circ\text{C}$ . A detailed description of the chemical treatment for sediment samples can be found in PESSENDA et al., (2010, 2012). Radiocarbon dating for the sedimentary succession was provided by accelerator mass spectrometry

(AMS). Samples were analyzed at the Radiocarbon Laboratory of the Universidade Federal Fluminense (LAC-UFF) and Center for Applied Isotope Studies, University of Georgia (UGAMS), which received the purified CO<sub>2</sub> in evacuated glass ampoules prepared at the 14C Laboratory of CENA/USP. Radiocarbon ages were normalized to a  $\delta^{13}\text{C}$  of  $-25\text{‰}$  VPDB and reported as calibrated years (calibrated years before the present;  $2\sigma$ ) 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

### *Radiocarbon dates and sedimentation rates*

The radiocarbon dates are shown in Table 1. The calculated sedimentation rates are 5.4 mm/yr (290-128 cm) and 0.18 mm/yr (128-0 cm). Although the rates are nonlinear between the dated layers, they fall within the same order of magnitude as the vertical accretion range of 0.1 to 11 mm yr<sup>-1</sup> for mangrove forests reported by other authors (BEHLING et al., 2001; COHEN et al., 2009). The age depths 290 and 520 cm present partial age inversions that may reflect a rapid filling of the tidal flat. In addition, it may be attributed to younger carbon contamination, that may be caused by invasion of roots, infiltration of organic compositions dissolved in water, influence of microorganisms, and of soil fauna (PESSENDA et al., 2001).

*Table 1: Sediment samples selected for radiocarbon dating with code site, laboratory number, depth, material, <sup>14</sup>C yr BP and calibrated (cal) ages and median of cal ages.*

Sample Depth (cm)	Laboratory code	<sup>14</sup> C yrs BP	<sup>14</sup> C cal yr BP, $2\sigma$	Mean
PR10 128	21201	6100 $\pm$ 30	6793 - 7003	6900
PR10 290	21202	6280 $\pm$ 25	7150 - 7255	7.200
PR10 520	21203	6240 $\pm$ 30	6991 - 7181	7.100

### *Facies, Pollen Description, and Isotope Values from Sediment Core*

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

related to a typical tidal and fluvial channel. These include 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	Massive sands (facies Sm), lenticular heterolithic bedding (facies Hl), heterolithic wavy (facies Hw) and inclined heterolithic bedding (facies Hi). Shell fragments	Trees and shrubs, mangrove and palms	$\delta^{13}\text{C} = -26$ to $-23\text{‰}$ $\delta^{15}\text{N} = 10$ to $3$ C/N = $\sim 50$ to $\sim 10$	Mangrove tidal flat
B	massive organic dark gray mud (facies Mom) with roots, root marks and leaves	Herbs, trees and shrubs, ferns	$\delta^{13}\text{C} = -27$ to $-25\text{‰}$ $\delta^{15}\text{N} = 3$ to $5$ C/N = around $11$	Fluvial plain (peat)

#### *Facies Association A (Tidal Flat)*

This facies association corresponds to the sedimentary unit between 5.2 and 0.4 m depth, dated to 7200 cal yr BP and  $\sim 6000$  cal yr BP (extrapolated). This deposit consists of massive sands (Sm) and lenticular (Hl), wavy (Hw) and inclined heterolithic bedding (facies Hi). Shell fragments are present in this interval.

The pollen assemblage is characterized by four ecological groups, defined by the presence of tree and shrubs (20-100%) mainly represented by Moraceae/Urticaceae (0-39%), Malpighiaceae (0-37%), Rubiaceae (0-35%), Aizoaceae (0-34%), Sapotaceae (0 - 20%), Fabaceae (0-17%) and Euphorbiaceae (0 - 16%). Herbaceous pollen percentages oscillate between 10 and 100%, mainly characterized by Poaceae (7-86%), Cyperaceae (0-42%), Amaranthaceae (0-15%), Loranthaceae (0 - 12%), Asteraceae (0 - 8%). Pollen of mangrove taxa (0-35%) also occur within this facies association represented by *Rhizophora* (0 - 29%), *Avicennia* (0 - 15%) and *Laguncularia* (0 - 20%). Palms group are evidenced by Arecaceae (0 - 25%) and *Mauritia* (0 - 12%). The  $\delta^{13}\text{C}$  values of

sedimentary organic matter range between -26 and -23‰. The  $\delta^{15}\text{N}$  values present an upward decrease trend from 10 to 3. The C/N values exhibit an upward decrease trend from ~50 to ~10 (Figure 7).

#### *Facies Association B (Fluvial Plain)*

Facies association B characterizes the sediment unit between 0.4 m depth and the core top, and was deposited during the last ~6000 cal yr BP. This deposit consists of a massive organic dark gray mud (facies Mom) with roots, root marks and leaves (Figure 7). Along this interval organic matter prevails with little mud. The palynological record in this facies is marked by almost absence of mangrove pollen, represented by *Avicennia* (0 - 8%) and *Rhizophora* (0 - 3%). Herbs pollen are characterized by Poaceae (5 - 88%), Cyperaceae (2 - 44%) and Asteraceae (0 - 5%); while trees and shrubs are represented by Rubiaceae (0 - 29%), Fabaceae (0 - 19%), Malpighiaceae (0 - 5%) and Euphorbiaceae (0 - 4%). *Areaceae* trees occur with <5%. (Figure 7 and 8). The isotope and elemental data from Facies Association B showed significant differences compared to FAA, where  $\delta^{13}\text{C}$  values present values between -27 and -25‰. The  $\delta^{15}\text{N}$  presents values between a 3 and 5, while the C/N reveal values around 11 (Figure 7).

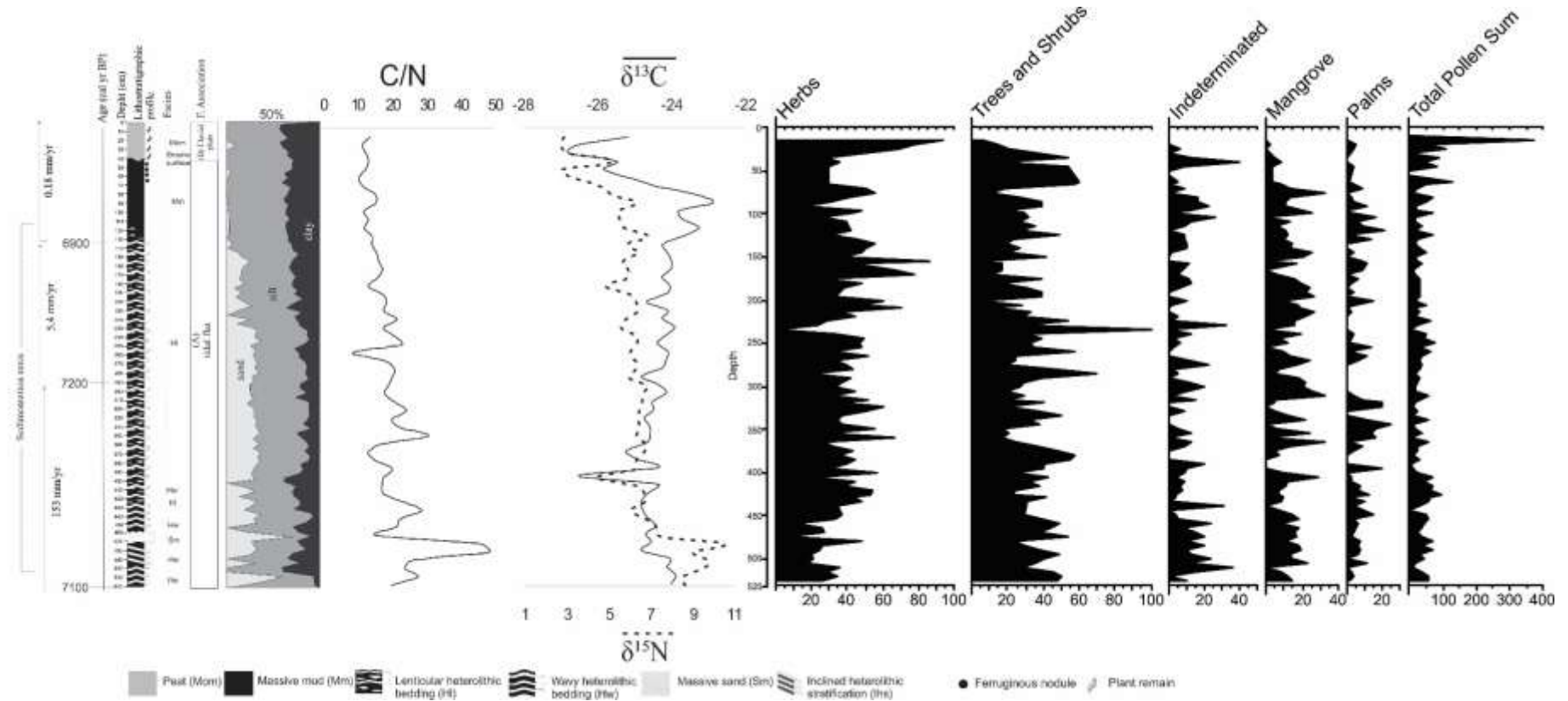


Figure 7: Chronological and lithological profiles with sedimentary facies and, pollen groups and geochemical variables. Pollen data are presented in the pollen diagrams as percentages of the total pollen sum.



## Interpretation

### *Early-Middle Holocene*

The multi-proxy analysis suggests the development of a tidal flat occupied by mangroves with sedimentary organic matter sourced from C3 terrestrial plants between 7200 and <6950 cal yrs BP. During this time, mangroves, herbs, trees, shrubs and palms occupied the tidal flat, but, probably, a significant trees and shrubs pollen contribution occurred from adjacent plateau, positioned ~ 70 m higher than modern tidal flats. Marine algae on tidal flats must have contributed to the progressive increase of  $\delta^{13}\text{C}$  and decrease of C/N (Figure 7) values according to the RSL rise up to about 6000-5500 cal yr BP. The upward decrease of  $\delta^{15}\text{N}$  values may reveal a denitrification process into the anoxic mangrove sediments, where denitrification significantly favors light nitrogen isotopes over heavier ones (DÄHNKE & THAMDRUP, 2013). This facies association, characterized by tidal flats occupied by mangroves, occurs between 3.3 m below and 1.6 m above the relative sea-level. Similar facies association was identified along the PR7, between 0 and 2.75 m above the relative sea-level (7400 - 5350 cal yrs BP), 23 km away from the modern coastline (FONTES et al., 2017). This stratigraphic correlation shows upriver mangrove migration up to middle Holocene sea-level highstand. Following this marine incursion along the Jucuruçu River, probably, fluvial plains occupied by herbaceous vegetation adapted to freshwater was replaced by tidal flats dominated by mangroves. Considering that muddy sediments with mangrove pollen deposited on sandy sediments without pollen grains, the described stratigraphic transition, from fresh to brackish water vegetation, was not recorded by the studied cores probably due to erosion of flood plain during the RSL rise. Such situation was described to fluvial plains from New Zealand during Holocene sea-level rise due to high-energy wave attack (LECKIE, 1994). Alternatively, it may be caused by lateral migration of channels, as described by FISK, (1994) for the Mississippi River that during the late Holocene sea-level rise caused a meandering regime.

During the RSL rise occurred an instability on the balance between fluvial discharge and tidal waves along this fluvial valley. In this phase slopes of rivers and floodplains are reduced near shore due to backwater effects, and the width of valley increases due to drowning (BRIDGE, 2009). In addition, the sea-level rise reduces the tidal amplitude and ease landward tidal damping (GUO et al., 2014). Under these



situations, hydrodynamic and physical chemical conditions changed to favor the establishment of tidal flats with estuarine organic matter and mangroves.

### *Middle-Late Holocene*

The peat deposit records the transition mangrove to herbaceous pollen and ferns, as well as an increased contribution of organic matter sourced from freshwater algae. This phase is characterized by disappearance of mangroves in the study site and its migration to seaward, similarly identified by FONTES et al., (2017) in the core PR07, sampled ~23 km upriver away from the current shoreline (Figure 9). PR07 core showed an expansion of ferns grains on transition from tidal flat to fluvial plain, which indicate a decrease in tidal water salinity, consequence of the combined action of RSL fall and increase in fluvial discharge (FONTES et al., 2017). Nowadays, mangrove trees are positioned at the mouth of the Jucuruçu River since at least the last 660 cal yrs BP as recorded by the core PR13 (MORAES et al., in press). The PR10 is located in an intermediated position between the PR07 (upriver) and PR13 (downriver) (Figure 6 and 9). The PR10 core is positioned ~8 km from the modern coastline with an elevation of about 2 m above the present sea-level occupied mainly by herbaceous vegetation. However, mangrove pollen, represented by *Avicennia* (<8%) and *Rhizophora* (<3%), have been recorded along the Fluvial Plain Facies Association, probably, due to wind and tidal transport. Considering the core PR07, sampled upriver and ~23 km away from the modern mangroves, it did not record mangrove pollen over the last 5300 cal yrs BP (FONTES et al., 2017). This mangrove pollen absence along this time interval has been caused by the expressive distance from modern mangroves that decrease the contribution of mangrove pollen by wind and tidal influence to the PR07 site. Probably, the decrease of mangrove pollen percentage from Mangrove Tidal Flat to Herbaceous Fluvial Plain in the PR10 site are reflecting a downriver mangrove migration. In addition, the increased trend of ferns and herbs, associated to the decrease of  $\delta^{13}\text{C}$  values from -23 to ~-26‰ and C/N stable around 11 (Figures 7 and 8), suggest a decrease of marine influence during the Herbaceous Fluvial Plain phase (Figure 10).

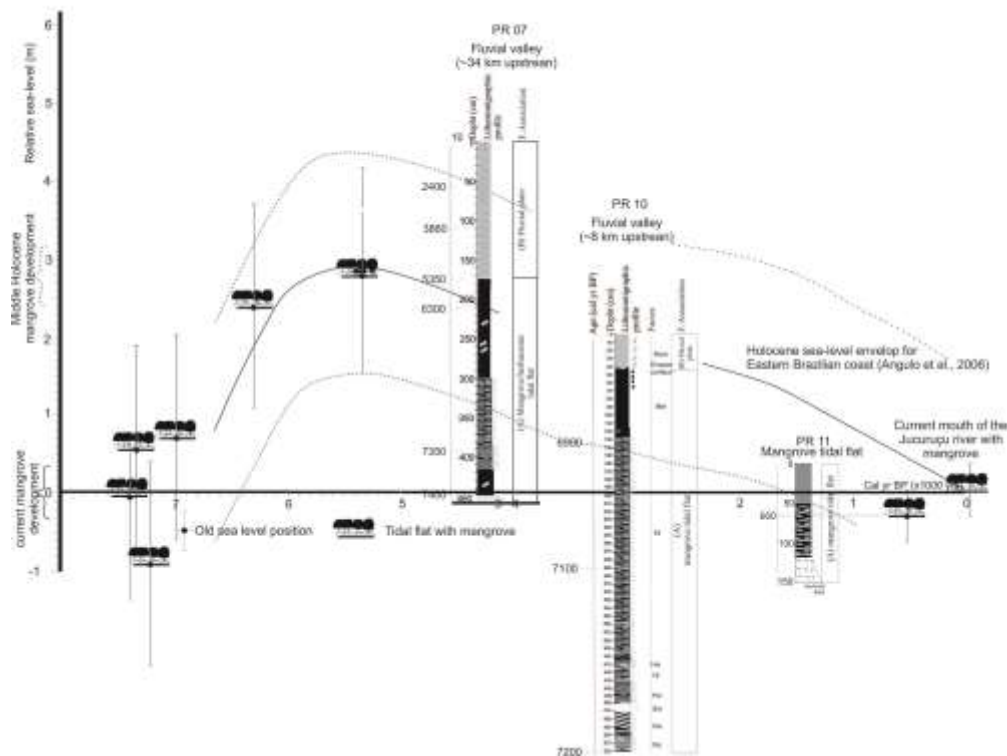


Figure 9: Relative sea level (RSL) indicated by mangrove sediments PR07, PR10 and PR13 correlated with RSL proposed by Angulo et al.,(2006), based on vermetid samples.

### *Allogenic process*

Allogenic processes include changes in energy and materials within a sedimentary system induced by processes external to the sedimentary system. These processes include eustatic, tectonic, and climatic changes (BEERBOWER, 1964). As previously presented, mangrove dynamics may be controlled by RSL, since this wetland occurs on tidal flats under influence of waves and currents near estuaries (WOODROFFE, 1987). However, the estuarine salinity gradients, under influence of fluvial discharge, may also drive the mangrove distribution along fluvial valleys (LARA & COHEN, 2006).

### *Vegetation and RSL changes*

Considering the mangrove presence on tidal flat along the Jucuruçu River between ~7200 to ~5500 cal yr BP and its downriver migration during the late Holocene, probably, the mangrove dynamics in this fluvial valley during the Holocene was caused by the RSL

rise that drowned this valley and increased the marine influence. Then, during the early-middle Holocene, floodplain changed to tidal flat and freshwater vegetation became brackishwater wetland as the sea level has raised causing a marine incursion along the Jucuruçu river valley. This process has favored the development of an estuary, which is confirmed by  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N values (Figure 10). During the middle-late Holocene, RSL fell and it inverted this process, causing a downriver migration of the estuarine salinity gradients, replacement of mangrove by herbaceous vegetation and downward translation of the shoreline. Once this new situation was established, the mangroves demanded refuge at the mouth of the Jucuruçu river.

This interpretation is consistent with the RSL changes proposed to northeastern and southeastern Brazil, where after the post-glacial sea-level rise, RSL reached the current level between 6600 and 7800 cal yr BP, with different proposal of middle Holocene highstand (1-5m above the modern level) at about 5500 cal BP (MARTIN et al., 2003; ANGULO et al., 2006). FRANÇA et al., (2016) attributed the transition from herbaceous tidal flats to mangrove on State of Espírito Santo, southeastern Brazil, to the adjustment of new limits of the RSL on topographically higher terrains previously occupied by herbaceous vegetation. Other similar mangrove response to RSL changes occurred on Makoba Bay (Northern Zanzibar Island, Eastern Tanzania), where a rapid sea level rise caused landward mangrove migration during the early Holocene (PUNWONG, 2013). In Ganges-Brahmaputra, a rapid post-LGM sea-level rise between 14.000 and 7.000 pushed the coastline and mangrove front about 100 km inland (SARKAR et al., 2009; ALLISON et al., 2003). In Bay of Bengal, mangrove dominated deltas Sundarban shifted their position due to the responses of sea level rise (PRAMANIK, 2016). PUNWONG, (2013) based on ratio of key mangrove taxa, inferred a lower sea level after mid-Holocene, resulting in seaward mangrove migration on Makoba Bay.

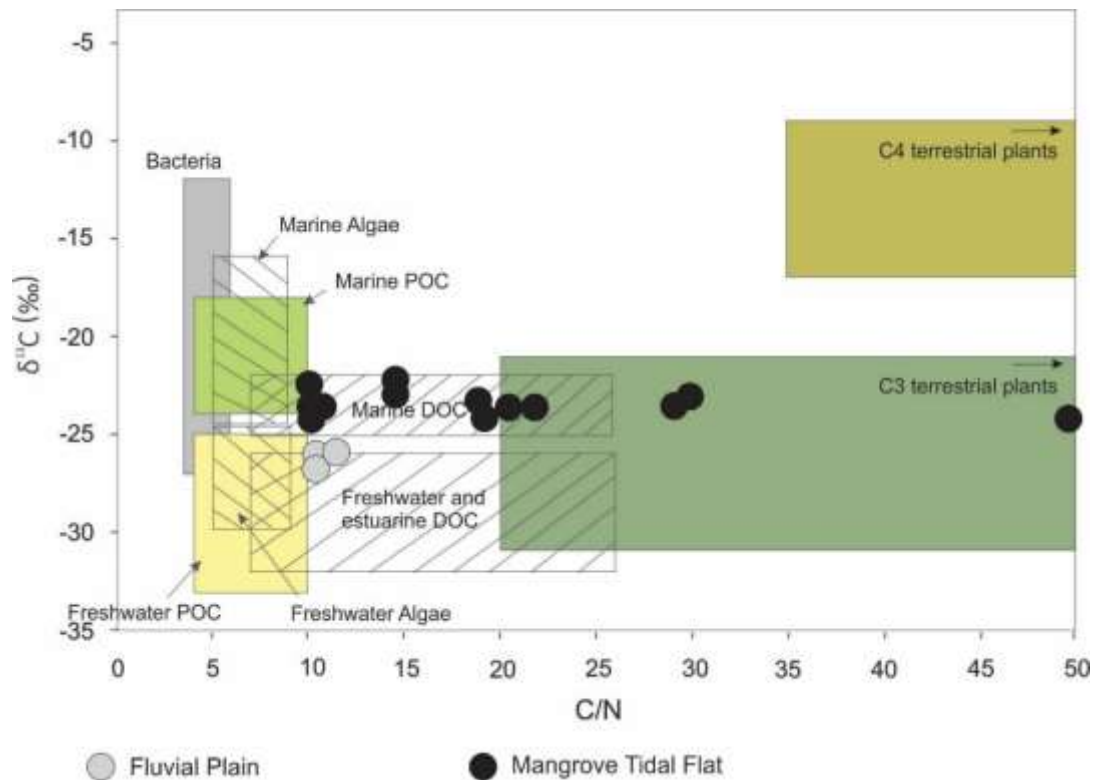


Figure 10: Diagram illustrating the relationship between  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N for the different sedimentary facies (Mangrove/herbaceous tidal flat and fluvial plain).

### *Vegetation and climate change*

The mangrove dynamics may be attributed to RSL fluctuations, but the climate may induce important wetlands changes. Changes in rainfall regime over the drainage basin of the Jucuruçu may have caused significant changes in water and sediment supply, as well as in estuarine salinity gradients. Then, the transition tidal flats occupied by mangrove to flood plain with herbaceous vegetation during the middle and late Holocene may have been caused by an increase of fluvial discharge. Considering the sea level fall and an increase of fluvial discharge acting together during the late Holocene, these driving forces would be in phase promoting the displacement of mangroves from up to downriver. COHEN et al., (2014) revealed that during late Holocene, at Doce River, the mangrove areas shrank, and marshes occupied by herbs expanded due increase in sediment supply and/or sea-level fall. Along the littoral under influence of the Amazon River, a significant increase in fluvial discharge fragmented the mangrove belt causing its replacement by *várzea* vegetation during Late Holocene (COHEN et al. 2012). According to SCHAEFFER-NOVELLI et al., (2016) freshwater dominated environments inevitably

exclude mangrove plants due to superior adaptation of freshwater plants to environments where salt is not limiting. In a study, accomplished between 1987 and 2014, was observed at the mouth of the Leichhardt River (Gulf of Carpentaria – Northern Australia) significant seaward expansion of mangroves after high fluvial discharge event. However, in Mornington Inlet (Gulf of Carpentaria – Northern Australia), an upriver intrusion of mangroves can be attributed in part to increased rainfall, which leads a persistent retention of freshwater on the landward margins and this creates conditions suitable for proliferation of mangrove forests (ASBRIDGE et al. 2016). ESLAMI-ANDARGOLI et al., (2009) reported landward mangrove expansion over salt marsh areas in Moreton Bay (eastern coast of Australia), between 1972 and 1990 (rainy years) and attributed that to the high supply of fluvial sediments, nutrients lower exposure to sulphates and reduce salinity, which could be responsible for this large expansion in wetter years. At the mouth of Amazon River mangrove vegetation retreated to a narrow area of northeastern Marajo Island. An increase in river discharge near Marajo Island during the late Holocene constitute a hypothesis for this isolation (GUIMARÃES et al., 2012; SMITH et al., 2012; FRANÇA et al., 2012).

In hypersaline zones, where the mangroves are under a saline stress, the evaporation during low tide, in environments under arid conditions, leads to high concentration of salt with crystals precipitation inside substrate and increased pore water salinity, in some cases resulting in unvegetated hypersaline tidal flats. Generally, an increase of rainfall and fluvial discharge drives to a landward mangrove expansion, because high supply of freshwater carry nutrients, decreases exposure to sulphates and reduces salinity, thus, creates favorable conditions for growth of mangrove forests. A landward mangrove expansion was related in Gulf of Carpentaria, Northern Australia (ASBRIDGE et al. 2016), Moreton Bay, Eastern Australia (ESLAMI-ANDARGOLI, et al., 2009), Fiji, South Pacific Ocean (ELLISON 2010). On the other hand, in zones of lower porewater salinities an increase of fresh water supply causes a mangrove shrank due to fresh water stress, which favors the replacement of mangroves for freshwater vegetation. Such situation was recorded at the Amazon River mouth, with a retreat of mangrove to a narrow area of northeastern Marajo Island, Northern Brazilian coast (GUIMARÃES et al., 2012; SMITH et al., 2012; FRANÇA et al., 2012) and by the present work, along Jucuruçu river valley, where an increase in fluvial discharge during

wetter period (late Holocene) favored the replacement of mangrove by freshwater vegetation due to a decrease in water salinity, causing a seaward mangrove migration.

#### *Autogenic process*

Autogenic processes are intrinsic to the depositional system (CECIL, 2013), involving the redistribution of energy and materials within a sedimentary system, and are of limited occurrence in time. They are related to the action of tides and storms, channel avulsion, delta switching, lateral migration of meandering fluvial point-bars and beach-barrier bars, etc.

#### *Vegetation and channel dynamics*

Channel meander dynamics in fluvial systems and many tidal systems result from erosion of concave banks (HOOD, 2010), causing losses of mangrove area, coupled with sediment deposition on convex bars, followed by mangrove establishment. In addition, the development of an oxbow lake may also affect the wetlands development, since this geomorphologic feature forms when a wide meander from the main stem of a river is cut off, creating a free-standing body of water (SWADES PAL, 2012). When it occurs along a tidal channel, the mangroves on tidal flats are replaced by a freshwater vegetation during the lake phase due to disconnection with the estuarine waters. According to Moraes et al., (in press), at the mouth of Jucuruçu River, lateral migration of a meander causes erosion of the outer channel margins and sedimentation in its inner margins influencing on the mangrove dynamics. In another sector of the Jucuruçu River mouth, an oxbow lake was established. The formation and infilling of oxbow lakes at the first phase of infill is strongly controlled by the diversion angle between the active channel and the abandoned channel. Oxbow lakes are eventually filled up with fine-grained overbank deposits and generally have a fining-upward trend (ISHII & HORI, 2016). Then, the stability of floodplains/tidal flats on the mouth of the Jucuruçu River acquired by lateral migration of a meander or oxbow lakes development favors mangrove expansion under brackish water influence. These process have affected the mangrove distribution during the last thousand years during a stable RSL. Therefore, probably, the change of time scale analysis from the Holocene to the last thousand years has weakened the influence of allogenic factors (Climate and RSL) (Moraes et al., in press).

## **Conclusion**

The integration of multi proxies analysis from PR10 and others previously published cores indicate that tidal flats along the Jucuruçu river valley was dominated by mangrove according to a estuarine salinity gradient at least 23 km upriver during the Mid-Holocene. Since middle Holocene the sea-level has fallen until reach the present one, causing a seaward mangrove migration. Probably, a wet period during the late Holocene contributed to an increase of fluvial discharge and a reduction of tidal water salinity. It favored an expansion of herbaceous vegetation on areas previously occupied by mangrove.

Regarding the cores PR07, PR10 and PR11, distant 23 km, 8 km and 0,15 km from current coastline, respectively, allogenic processes (climate and sea-level changes) controlled the wetlands dynamics during the Holocene. However, after the sea-level establishment during the last thousand years, the mangrove distribution was controlled by tidal channels dynamics according to channel migration and oxbow lake development, autogenic factors.

## **Acknowledgements**

We would like to thank the members of the Laboratory of Coastal Dynamics (LADIC-UFGA), Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA-USP), Laboratory of Chemical-Oceanography (UFGA), São Paulo Research Foundation (FAPESP) and National Council for Scientific and Technological Development (CNPq).

## References

- ABSY, M. L. Polen e esporos do Quaternário de Santos (Brasil). *Hoehnea* 5. v. 5, p. 1–26, 1975.
- 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. 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**, v. 312, n. (Série II), p. 673–678, 1991.
- ALLISON, M.A., KHAN, S.R., GOODBRED JR., S.L., KUEHL, S. A. Stratigraphic evolution of the late Holocene Ganges-Brahmaputra lower delta plain. **Sedimentary Geology**, v. 155, p. 317–342, 2003.
- ALONGI, D. M. Present state and future of the world 's mangrove forests. **Environmental Conservation**, v. 29, n. 3, p. 331–349, 2002.
- ALONGI, D. M. Carbon sequestration in mangrove forests. **Carbon Management**, v. 3, n. 3, p. 313–322, 2012.
- ALVES, B.; ZOTARELLI, L; JANTALIA, CP; BODDEY, RM; URQUIAGA, S. Emprego de isótopos estáveis para o estudo do carbono e do nitrogênio no sistema solo-planta. In: AQUINO, A. M.; ASSIS, R. L. (Eds.). In: **Processos biológicos no sistema solo-planta. Brasília, DF: Embrapa Informação Tecnológica**. [s.l: s.n.]. p. 343–368, 2005.
- AMARAL, P.G.C., GIANNINI P.C.F., SYLVESTRE, F., PESSENDA, L. C. R. 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**, v. 27, p. 181–191, 2012.
- AMARAL, P. G. C. DO et al. Late Holocene development of a mangrove ecosystem in southeastern Brazil (Itanhaém, state of São Paulo). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 241, n. 3–4, p. 608–620, 2006.
- ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C. DE. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, n. 5–6, p. 486–506, 2006.
- ARAI, M. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. **Geologia USP. Série Científica**, v. 6, n. 2, p. 01–06, out. 2006.
- ASBRIDGE, E. et al. Mangrove response to environmental change in Australia's Gulf of Carpentaria. **Ecology and Evolution**, v. 6, n. 11, p. 3523–3539, 2016.
- BARBERI, M., SALGADO-LABOURIAU, M.L., SUGUIO, K. Paleovegetation and paleoclimate of “Vereda de Águas Emendadas”, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 13, p. 241 – 254, 2000.
- BAUMGART, A. et al. Distribution and burial of organic carbon in sediments from the Indian Ocean upwelling region off Java and Sumatra, Indonesia. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 57, n. 3, p. 458–467, mar. 2010.
- BEERBOWER, J. R. Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. **Geol. Surv. Kansas Bull**, v. 169, n. 1, p. 31–42, 1964.
- BEHLING, H., HOOGHMISTRA, H., NEGRET, A. J. Holocene history of the Choco



- rain forest from Laguna Piusbi, southern Pacific lowlands of Colombia. **Quaternary Research**, v. 50, p. 300–308, 1998.
- BEHLING, H.; COHEN, M.C.L.; LARA, R. J. Studies on Holocene mangrove ecosystem development and dynamics of the Bragança Peninsula in northeastern Pará, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 167, p. 225–242, 2001.
- BEHLING, H.; COSTA, M. L. Studies on Holocene tropical vegetation, mangrove and coast environments in the state of Maranhão, NE Brazil. In: **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**. [s.l: s.n.]. v. 10p. 93–118, 1997.
- BEHLING, H. & COSTA, M. L. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuanã region, eastern Amazon Basin. **Quaternary Research**, v. 53, p. 369–377, 2000.
- BEHLING, H. & COSTA, M. L. Holocene Vegetation and Coastal Environmental Changes from Lago Crispim in Northeastern Pará State, Northern Brazil. **Rev. Palaeobot. Palynol.**, v. 114, p. 145–155, 2001.
- BEHLING, H. & LICHTER, M. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical Southeastern Brazil. **Quaternary Research**, v. 48, p. 348–358, 1997.
- BEHLING, H. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. **Journal of Paleolimnology**, v. 14, p. 253–268, 1995.
- BEHLING, H. 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**, v. 10, p. 175–183, 2001.
- BEHLING, H.; COHEN, M. L.; LARA, R. Late Holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, northern Brazil. **Vegetation History and Archaeobotany**, v. 13, n. 2, p. 73–80, 2004.
- BEZERRA, F. H. R.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. **Marine Geology**, v. 196, n. 1–2, p. 73–89, 2003.
- BEZERRA, D. S.; AMARAL, S.; KAMPEL, M. Impactos da elevação do nível médio do mar sobre o ecossistema manguezal: a contribuição do sensoriamento remoto e modelos computacionais. *Ciência e Natureza*, Santa Maria, v. 35 n. 2 Dez. 2013, p. 152–162.
- BITTENCOURT, A. C. S. P. et al. Past and current sediment dispersion pattern estimates through numerical modeling of wave climate: an example of the Holocene delta of the Doce River, Espírito Santo, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 79, n. 2, p. 333–341, jun. 2007.
- BRIDGE, J. S. Rivers and Floodplains: Forms, Process and Sedimentary Records. **Wiley, New York**, 2009.
- BROECKER, W. S. Radiocarbon In: Turekian, K.K.; Holland, H.D. Treatise on geochemistry. 1. ed. San Diego: Elsevier. v. 4, p. 245–260., 2003.
- 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. From an Estuary to a Freshwater Lake: A Paleo-Estuary Evolution in the Context of Holocene Sea-Level Fluctuations, Southeastern Brazil. **Radiocarbon**, v. 55, n. 3–4, 2013.

BUSO JUNIOR, A. A. **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**, 2010.

BUSO JUNIOR, A. A. From an Estuary to a Freshwater Lake: A Paleo-Estuary Evolution in the Context of Holocene Sea-Level Fluctuations, Southeastern Brazil. **Radiocarbon**, v. 55, n. 3–4, 2013.

CAMARGO, M. G. Sysgran for windows: granulometric analyses system. **Curitiba: UFPR**, 1999.

CARLOS GALINDO LEAL, I. DE G. C. **The Atlantic Forest of South America: Biodiversity Status, Threats, and Outlook**. [s.l.: s.n.], 2003.

CARVALHO, J.L.N.; CERRI, C.E.P.; FEIGL, B.J.; PICCOLO, M.C.; GODINHO, V.P.; CERRI, C. C. Carbon sequestration in agricultural soils in the Cerrado region of the Brazilian Amazon. **Soil Tillage Research , Amsterdam**, v. 103, n. 2, p. 342–349, 2009.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88–108, jan. 2004.

CASTRO, D. F. et al. The growth of the Doce River Delta in northeastern Brazil indicated by sedimentary facies and diatoms. **Diatom Research**, v. 28, n. 4, p. 455–466, dez. 2013.

CECIL, C. B. An overview and interpretation of autocyclic and allocyclic processes and the accumulation of strata during the Pennsylvanian–Permian transition in the central Appalachian Basin, USA. **International Journal of Coal Geology**, v. 119, p. 21–31, nov. 2013.

CHAPPELL, J.; POLACH, H. Post-glacial sea-level rise from a coral record at Huon Peninsula, Papua New Guinea. **Nature**, v. 349, n. 6305, p. 147–149, 1991.

CHAVES, R.R., CAVALCANTI, I. F. A. Atmospheric circulation features associated with rainfall variability over southern Northeast Brazil. **Mon. Wea. Rev.**, v. 129, p. 2614–2626, 2001.

CHAVES, R.R., NOBRE, P. Interactions between the sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, **31**, L03204., 2004.

CHAVES, R. R. **Variabilidade da precipitação na região sul do Nordeste do Brasil e sua associação com padrões atmosféricos. Tese de M.Sc. São José dos Campos, INPE**. [s.l.: s.n.], 1999.

COHEN, M.C.L.; PESSENDA, L.C.R.; SMITH, C.B.; GUIMARÃES, J.T.F.; FRANÇA, M. C. The effects of climatic changes and sea-level rise on mangrove distribution from Northern Brazil during the Holocene. **XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA**, 2011.

COHEN, M. C. L. **Past and current mangrove dynamics on the Bragança Península, northern Brazil. Ph.D. Thesis**. [s.l.] University of Bremen, Center for Tropical Marine Ecology, Bremen, Germany, 2003.

COHEN, M. C. L., SOUZA FILHO, P. W. M., LARA, R. J., BEHLING, H., ANGULO, R. J. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). **Wetlands Ecology and Management**, v. 13, n. 4, p. 433–443, 2005.

COHEN, M. C. L.; BEHLING, H.; LARA, R. J. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 136, n. 1–2, p. 93–108, 2005.

COHEN, M. C. L., LARA, R. J., SMITH, C. B., ANGELICA, R. S., DIAS, B. S., PEQUENO, T. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years. **Catena**, v. 76, n. 1, p. 70–77, 2008.

COHEN, M. C. L., BEHLING, H., LARA, R. J., SMITH, C. B., MATOS, H. R. S., VEDEL, V. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. **Vegetation History and Archaeobotany**, v. 18, n. 6, p. 425–439, 2009.

COHEN, M. C. L., PESSENDA, L. C. R., BEHLING, H., ROSSETTI, D. F., FRANÇA, M. C., GUIMARÃES, J. T. F., FRIAES, Y., SMITH, C. B. Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. **Quaternary Science Reviews**, v. 55, p. 50–58, 2012.

COHEN, M. C. L., FRANÇA, M. C., ROSSETTI, D. F., PESSENDA, L. C. R., GIANINNI, P. C. F., LORENTE, F. L., BUSO JUNIOR, A. A., CASTRO, D., MACARIO, K. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 415, p. 48–58, 2014.

COLINVAUX P, D. O. P. AND P. J. **Amazon Pollen Manual and Atlas**. Dordrecht: **Harwood Academic Publishers**. [s.l: s.n.], 1999.

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

COOPER, J. A. G.; GREEN, A. N.; WRIGHT, C. I. Evolution of an incised valley coastal plain estuary under low sediment supply: a “give-up” estuary. **Sedimentology**, v. 59, n. 3, p. 899–916, abr. 2012.

COSTANZA, R.; D’ARGE, R.; DE GROOT, R.; FARBER, S.; GRASSO, M. The value of the world’s ecosystem services and natural capital. **Nature**, v. 387, p. 253–260, 1997.

COWIE, G. L. et al. Carbon and nitrogen elemental and stable isotopic compositions of surficial sediments from the Pakistan margin of the Arabian Sea. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 56, n. 6–7, p. 271–282, mar. 2009.

CPRM, C. DE P. E. R. M.-. **Mapa Geodiversidade do estado da Bahia, escala 1:1.000.000.**, 2006.

CPRM. **Geodiversidade do Estado da Bahia**. [s.l: s.n.], 2010.

DÄHNKE, K.; THAMDRUP, B. Nitrogen isotope dynamics and fractionation during sedimentary denitrification in Boknis Eck, Baltic Sea. **Biogeosciences**, v. 10, n. 5, p. 3079–3088, maio 2013.

DEINES, P. **The isotopic composition of reduced organic carbon**. In: **Fritz P and Fontes JC (eds) Handbook of Environmental Isotope Geochemistry**. Amsterdam: **Elsevier**, pp. [s.l: s.n.], 1980.

DOMINGUEZ, J.M.L.; LEÃO, Z.M.N. & LYRIO, R. S. Litoral Norte do Estado da Bahia: evolução costeira e problemas ambientais. **Cong. Bras. Geol., SBG-Núcleo BA/SE, Salvador**, p. 32p, 1996.

DOMINGUEZ, J. M. L. The Coastal Zone of Brazil. In: DILLENBURG, S. R., HESP, P.

A. (Ed.). . **Geology and geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Springer-Verlag, Berlin. [s.l: s.n.]. p. 17–51, 2009.

DOMINGUEZ, J. M. L. et al. The Holocene Barrier Strandplains of the State of Bahia. In: **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2009. p. 253–288.

DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Sea-level history and Quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plains along the east-southeast Brazilian coast: a summary. In: **Sea-Level Fluctuations and Coastal Evolution**. [s.l: s.n.]. p. 115–127, 1987.

ELLISON, J. C. Vulnerability of Fiji's mangroves and associated coral reefs to climate change. A review. p. 50, 2010.

EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Mapa de Vegetação Estado da Bahia, escala: 1:6.500.000. 2001.

ERDTMAN, G. The acetolysis method. A revised description. **Svensk Bot. Tidskr.**, v. 54, p. 561–564, 1960.

ESLAMI-ANDARGOLI L, DALE PER, S. N. A. C. J. Mangrove expansion and rainfall patterns in Moreton Bay, Southeast Queensland, Australia. **Estuar Coast Shelf Sci**, v. 85, p. 292–298, 2009.

FARIAS, R. F. A química do tempo: carbono 14. **Qnesc**, v. 16, p. 6–8, 2002.

FARQUHAR, G. D.; EHLERINGER, J.R.; HUBICK, K. T. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. **Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology, Palo Alto**, v. 40, p. 503–537, 1989.

FERRAZ-VICENTINI, K.R., SALGADO-LABOURIAU, M. L. Palynological analysis of a palm swamp in Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 9, n. 3/4, p. 207–219, 1996.

FISK, H. N. **Geological Investigation of the Alluvial Valley of the Lower Mississippi River**. Mississippi River Commission, Vicksburg, 1994.

FONTES, N. A. **Os efeitos da subida do nível do mar sobre os manguezais do litoral sul da Bahia durante o Holoceno**. Dissertação de Mestrado Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém - PA, 2015.

FONTES, N. A. et al. The Impacts of the Middle Holocene High Sea-Level Stand and Climatic Changes on Mangroves of the Jucuruçu River, Southern Bahia – Northeastern Brazil. **Radiocarbon**, p. 1–16, 2017.

FRANCA, M. C. et al. Millennial to secular time-scale impacts of climate and sea-level changes on mangroves from the Doce River delta, Southeastern Brazil. **The Holocene**, v. 26, n. 11, p. 1733–1749, 2016.

FRANÇA, M. C. et al. The last mangroves of Marajó Island - Eastern Amazon: Impact of climate and/or relative sea-level changes. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 187, p. 50–65, 2012.

FRANÇA, M. C. et al. Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. **Catena**, v. 110, p. 59–69, 2013.

FRANÇA, M. C. et al. A multi-proxy evidence for the transition from estuarine mangroves to deltaic freshwater marshes, Southeastern Brazil, due to climatic and sea-

- level changes during the late Holocene. **Catena**, v. 128, p. 155–166, 2015.
- FRANCISCO, J.A.S.; LIMA, A.A.; ARÇARI, D. P. **Datação por carbono – 14**, 2011.
- GOH, K. Removal of contaminants to improve the reliability of radiocarbon dates of peats. **Journal of Soil Science**, v. 29, p. 340–349, 2006.
- GOUVEIA, S. E. M. et al. Reconstrução Paleoambiental (Vegetação E Clima) No Nordeste Do Brasil Através Dos Isótopos Do Carbono Da Matéria Orgânica Dos Solos E Fragmentos De Carvão. **Abequa**, 2005.
- GRIMM, E. **No Title TILIA and TILIAGRAPH: PC spreadsheet and graphic software for pollen data**. [s.l: s.n.]. v. 4, 1990.
- GRIMM, E. C. Coniss: a Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of square. **Comput. Geoscie.**, v. 13, p. 13–35, 1987.
- GUIMARÃES, J. T. F. A dinâmica das florestas alagadas durante o Holoceno no litoral de Calçoene, Amapá. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará,. p. 83 p, 2008.
- GUIMARÃES, J. T. F. et al. Mid- and late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon River. **The Holocene**, v. 22, n. 3, p. 359–370, mar. 2012.
- GUIMARÃES J.T.F., COHEN M.C.L., FRANÇA M.C., LARA R.J., B. H. Model of wetland development of the Amapá coast during the late Holocene. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 82, p. 451–465, 2010.
- GUO, L.; VAN DER WEGEN, M.; ROELVINK, J. A. AND He, Q. The role of river flow and tidal asymmetry on 1-D estuarine morphodynamics. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, p. 20 p, 2014.
- HALL, D.O.; COOMBS, J. Técnicas de bioprodutividade e fotossíntese. **Fortaleza: Edições Universidade Federal do Ceará**, p. 290p, 1989.
- HANSEN, J. E.; SATO, M. Paleoclimate Implications for Human-Made Climate Change. In: **Climate Change**. Vienna: Springer Vienna, 2012. p. 21–47.
- HARPER, JR., C. W. **Facies Models Revisited.pdf**, 1984.
- HEIN, C. J. et al. Evolution of paraglacial coasts in response to changes in fluvial sediment supply. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 388, n. 1, p. 247–280, 2014.
- HENRIQUE DE OLIVEIRA CALDAS, L. et al. Geometry and evolution of Holocene transgressive and regressive barriers on the semi-arid coast of NE Brazil. **Geo-Marine Letters**, v. 26, n. 5, p. 249–263, 12 out. 2006.
- HERRERA, L.F.; URREGO, L. E. **Atlas de polen de las plantas útiles y cultivadas de la Amazonia colombiana**. Tropenbos Colombia, Bogotá: [s.n.], 1996.
- HOOD, W. G. Tidal channel meander formation by depositional rather than erosional processes: examples from the prograding Skagit River Delta (Washington, USA). **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, n. 3, p. 319–330, 15 mar. 2010.
- HU, J. et al. Distribution and sources of organic carbon, nitrogen and their isotopes in sediments of the subtropical Pearl River estuary and adjacent shelf, Southern China. **Marine Chemistry**, v. 98, n. 2–4, p. 274–285, fev. 2006.
- HUTCHINGS, P. & SAENGER, P. **Ecology of mangroves**. [s.l: s.n.], 1987.

- IBGE, I. B. DE E.-. Mapa de Vegetação Estado da Bahia, escala: 1:6.500.000. 1998.
- ISHII, Y.; HORI, K. Formation and infilling of oxbow lakes in the Ishikari lowland, northern Japan. **Quaternary International**, v. 397, p. 136–146, mar. 2016.
- IVERSEN, K. F. AND J. No Title **Textbook of pollen analysis**. [s.l: s.n.], 1989.
- JARDIM, J. G. Uma caracterização parcial da vegetação na região Sul da Bahia, Brasil. **Corredor de Biodiversidade da Mata Atlântica do sul da Bahia**, p. 1–200, 2003.
- JOSÉ MARIA L. DOMINGUEZ. ABÍLIO CARLOS S. P. BITTENCOURT E LOUIS MARTIN. O PAPEL DA DERIVA LITORÂNEA DE SEDIMENTOS ARENOSOS NA CONSTRUÇÃO DAS PLANÍCIES COSTEIRAS ASSOCIADAS ÀS DESEMBOCADURAS DOS RIOS SÃO FRANCISCO (SE-AL), JEQUITINHONHA (BA), DOCE (ES) E PARAÍBA DO SUL (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, p. 98–105, 1983.
- KEELEY, J. E. CAM photosynthesis in submerged aquatic plants. **Botanical Review**, v. 64, p. 121–175, 1998.
- KERBAUY, G. B. **Fisiologia Vegetal**. GUANABARA ed. [s.l: s.n.], 2004.
- KOTZ, J.C. E TREICHEL JR., P. Chemistry & chemical reactivity. **Nova Iorque: Saunders College Publishing**, 1999.
- KOUSKY, V. E., CHU, P. S. Flutuations in annual rainfall for northeast Brazil. **Journal Meteorological Society Japan**, v. 56, p. 457–465, 1978.
- KOUSKY, V. E. Frontal influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather on Review**, v. 107, p. 1140–1153., 1979.
- KRAUSS, K. W. et al. Environmental drivers in mangrove establishment and early development: A review. **Aquatic Botany**, v. 89, n. 2, p. 105–127, 2008.
- LAMB, A. L.; WILSON, G. P.; LENG, M. J. 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**, v. 75, n. 1–4, p. 29–57, mar. 2006.
- LARA, R.J., COHEN, M. C. L. Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia. **Climatic Change** **94**, p. 399–408, 2009.
- LARA, R. J.; COHEN, M. C. L. Sediment porewater salinity, inundation frequency and mangrove vegetation height in Bragança, North Brazil: an ecohydrology-based empirical model. **Wetlands Ecology and Management**, v. 14, n. 4, p. 349–358, ago. 2006.
- LECKIE, D. . Canterbury Plains, New Zealand — implications for sequence stratigraphic models. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 78, p. 1240–1256, 1994.
- LEDRU, M.P., MOURGUIART, P., RICCOMINI, C. Related changes in biodiversity, insolation and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 271, p. 140–152, 2009.
- LEDRU, M.P., SALGADO-LABOURIAU, M.L., LORSCHREITER, M. L. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 yr BP. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 99, p. 131–142, 1998.
- LEDRU M.P., COCHERIE A., BARBOSA J.S.F., JOHAN V., O. T. Âge du métamorphisme granulitique dans le Craton du São Francisco (Brésil). implications sur la nature de l’Orogène Transamazonien. **C. R. Acad Sci Paris**, v. 211, p. 120–125, 1993.
- MARKGRAF, V. AND D’ANTONI, H. L. Pollen Flora of Argentina. **Tucson, AZ:**

**University of Arizona Press**, 1978.

MARTIN, L., BITTENCOURT, A.C.S.P., VILAS BOAS, G.S., FLEXOR, J. M. Mapa geológico do quaternário costeiro do estado da bahia. 1980.

MARTIN, L. et al. Quaternary Sea-level History and Variation in Dynamics along the Central Brazilian Coast: Consequences on Coastal Plain Construction. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 68, n. 3, 1996.

MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Fluctuating holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: Evidence from multiple fossil and geometric indicators. **Journal of Coastal Research**, v. 19, n. 1, p. 101–124, 2003.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. Variation of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in beach-ridge plains associated with river mouths: example from the central Brazilian coast. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 99, n. 1–2, p. 119–140, nov. 1992.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. As flutuações de nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de “deltas” brasileiros. **Boletim IG-USP. Publicação Especial**, n. 15, p. 1, 1 maio 1993.

MARTIN L, S. K. **Classificação de costas e evolução geológica das planícies litorâneas quaternárias do sudeste e sul do Brasil**. ACIESP-SP (org) Simpósio sobre Ecossistemas da costa sul e sudeste brasileira. **Anais...**1987

MASELLI, V. et al. Delta growth and river valleys: the influence of climate and sea level changes on the South Adriatic shelf (Mediterranean Sea). **Quaternary Science Reviews**, v. 99, p. 146–163, set. 2014.

MEYERS, P.A. & TERANES, J. L. 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. In: [s.l: s.n.]. p. 239–269, 2001.

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

MEYERS, P. A. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. **Organic Geochemistry**, v. 27, n. 5–6, p. 213–250, nov. 1997.

MEYERS, P. A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. **Organic Geochemistry**, v. 34, n. 2, p. 261–289, fev. 2003.

MIALL, A. D. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. **Fluvial Sedimentology**, v. 5, p. 597–600, 1978.

MOLION, L.C.B., BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, p. 1–10, 2002.

MOLODKOV, A.N., BOLIKHOVSKAYA, N. S. 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.**, v. 150, n. (1–2), p. 185–201, 2002.

MOURELLE, D. et al. Mid and late Holocene multiproxy analysis of environmental changes linked to sea-level fluctuation and climate variability of the Río de la Plata estuary. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 421, p. 75–88, mar. 2015.

- NEVES, P. C. P. **Palinologia de sedimentos quaternários no estado do Rio Grande do Sul, Brasil: Guaíba e Capão do Leão.** [s.l.] Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1998.
- NOBRE, C. A., MOLION, L. C. B. **The Climatology of drought and drought prediction. The Impact of Variations on Agriculture, 2.** [s.l.: s.n.], 1988.
- NOGLÉS-PAEGLE, J., MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Mon. Wea. Rev.**, v. 125, p. 279–291, 1997.
- OLIVEIRA-FILHO, A. T.; FONTES, M. A. L. Patterns of Floristic Differentiation among Atlantic Forests in Southeastern Brazil and the Influence of Climate 1. **Biotropica**, v. 32, n. 4b, p. 793–810, dez. 2000.
- PESSENDA, L.C.R., BOULET, R., ARAVENA, R., ROSOLEN, V., GOUVEIA, S.E.M., RIBEIRO, A.S., LAMOTTE, M. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest–savanna transition zone, Brazilian Amazon region. **The Holocene**. v. 11, p. 250–254, 2001.
- PESSENDA, L.C.R., DE OLIVEIRA, P.E., MOFATTO, M., DE MEDEIROS, V.B., GARCIA, R.J.F., ARAVENA, R., BENDASSOLI, J.A., LEITE, A.Z., SAAD, A.R., ETCHEBEHERE, M. L. 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 Reserach**, v. 71, p. 437–452, 2009.
- PESSENDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M.; ARAVENA, R. Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. **Quaternary International**, v. 114, n. 1, p. 35–43, 2004.
- PESSENDA, L. C. R. et al. Last millennium environmental changes and climate inferences in the Southeastern Atlantic forest, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 82, n. 3, p. 717–729, set. 2010.
- PESSENDA, L. C. R. et al. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 363–364, p. 57–68, nov. 2012.
- PEZZO, M. **Datação por Carbono 14. Univerciência**, 2002.
- PLÁ JÚNIOR, M. A. et al. Grãos de Pólen - Usos e aplicações. **XVII Jornada Acadêmica da Biologia**, p. 24, 2006.
- PRADO, L.F., WAINER, I., CHIESSI, C.M., LEDRU, M.-P., TURCQ, B. A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America. **Climate of the Past**, v. 9, p. 2117–2133, 2013.
- PRAMANIK, M. K. Assessment of the Impacts of Sea Level Rise on Mangrove Dynamics in the Indian Part of Sundarbans Using Geospatial Techniques. **Journal of Biodiversity, Bioprospecting and Development**, v. 3, n. 1, p. 1–10, 2016.
- PUNWONG, P. Holocene mangrove dynamics and sea level changes : records from the Tanzanian coast. **Quaternary International**, v. 279–280, n. 2012, p. 388, 2013.
- RAO, V. B., HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the southern oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, p. 81–91, 1990.
- REIMER, P.J., BAILLIE, M.G.L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BERTRAND, C., BLACKWELL, P.G., BUCK, C.E., BURR, G., CUTLER, K.B., DAMON, P.E., EDWARDS, R.L., FAIRBANKS, R.G., FRIEDRICH, M., GUILDERTSON, T.P.,



- HUGHEN, K.A., KROMER, B., MCCORMAC, F.G., MA, C. E. INTCAL04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr B.P. **Radiocarbon**, v. 46, p. 1029–1058, 2004.
- REIMER, P. J. et al. INTCAL 09 and MARINE09 aadiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years Cal BP. **Radiocarbon**, v. 51, n. 4, p. 1111–1150, 2009.
- ROGER G. WALKER, NOEL P. JAMES, G. A. OF C.; CANADA, G. A. OF. **Facies Models: Response to Sea Level Change**. [s.l: s.n.], 1992.
- ROSCOE, R., MERCANTE, F.M., SALTON, J. C. **Dinâmica da matéria orgânica do solo em sistemas conservacionistas: modelagem matemática e métodos auxiliares, 2006. Dourados: Embrapa Agropecuária Oeste**. [s.l: s.n.].
- ROSSETTI, D. DE F. et al. Late Pleistocene–Holocene evolution of the Doce River delta, southeastern Brazil: Implications for the understanding of wave-influenced deltas. **Marine Geology**, v. 367, p. 171–190, set. 2015.
- ROUBIK, D.W. AND MORENO, J. E. Pollen and Spores of Barro Colorado Island. **St. Louis, MO: Missouri Botanical Garden.**, 1991.
- SALGADO-LABOURIAU, M. L. Late quaternary palaeoclimate in the savannas of South America. **Journal of Quaternary Science**, v. 12, n. 5, p. 371–379, set. 1997.
- SARKAR, A. et al. Evolution of Ganges-Brahmaputra western delta plain: Clues from sedimentology and carbon isotopes. **Quaternary Science Reviews**, v. 28, n. 25–26, p. 2564–2581, 2009.
- SCHAEFFER-NOVELLI, Y. et al. Variability of Mangrove Ecosystems along the Brazilian Coast. **Estuaries**, v. 13, n. 2, p. 204, jun. 1990.
- SCHAEFFER-NOVELLI, Y. Grupo de ecossistemas: manguezal, marisma e apicum. p. 119, 1999.
- SCHAEFFER-NOVELLI, Y. et al. Brazilian mangroves. **Aquatic Ecosystem Health & Management**, v. 3, n. 4, p. 561–570, jan. 2000.
- SCHAEFFER-NOVELLI, Y. et al. Climate changes in mangrove forests and salt marshes. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 64, n. Special Issue 2, p. 37–52, 2016.
- SCHEEL-YBERT, R. Considerações Sobre O Método De Datação Pelo Carbono-14 E Alguns Comentários Sobre a Datação De Sambaquis. **Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia, São Paulo.**, v. 9, p. 297–301, 1999.
- SCHIDLOWSKI, M.; HAYES, J. M; KAPLAN, I. R. Isotopic inferences of ancient biochemistries - Carbon, sulfur, hydrogen, and nitrogen. **NASA; United States**, p. 32 p, 1983.
- SEMENIUK, V. Predicting the Effect of Sea-Level Rise on Mangroves in Northwestern Australia. **Journal of Coastal Research**, v. 10, n. 4, p. 1050–1076, 1994.
- SENNA, C. S. F. **Changes paleobotany and palaeoenvironments Holocene coastal plain of the northeast region of the State of Pará between the bays Marapanim and Maracanã. Tese de Doutorado**. [s.l.] Universidade da Amazônia, Manaus-Amazonas, 2002.
- SILVA, I. R. Silva, I. R., 2008 Evolução Geológica do Estado da Bahia. In: CPRM – Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais 2010. Geodiversidade do estado da Bahia. In: **Geodiversidade do estado da Bahia**. [s.l: s.n.]. p. 15–25.
- SMITH, B. N. AND EPSTEIN, S. Two categories of  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratios for higher plants. **Plant Physiology, Rockville**, v. 47, p. 380–384, 1971.

- SMITH, C. B. et al. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 168, n. 1, p. 21–30, nov. 2011.
- SMITH, C. B. et al. Holocenic proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake Arari-Amazon Region. **CATENA**, v. 90, p. 26–38, mar. 2012.
- SOARES, M. L. G. et al. 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**, v. 101, p. 44–53, abr. 2012.
- SOUZA FILHO, P. W. M.; FARIAS MARTINS, E. DO S.; DA COSTA, F. R. Using mangroves as a geological indicator of coastal changes in the Bragança macrotidal flat, Brazilian Amazon: A remote sensing data approach. **Ocean & Coastal Management**, v. 49, n. 7–8, p. 462–475, jan. 2006.
- STEVAUX, J. C. The Upper ParanaH River (Brazil): geomorphology sedimentology and paleoclimatology. **Quaternary International**, v. 21, p. 143–161, 1994.
- STEVAUX, J. C. Climatic events during the late Pleistocene and Holocene in the upper Paraná River: correlation with NE Argentina and south-central Brazil. **Quaternary International**, v. 72, p. 73–85, 2000.
- STEVENS, P. W.; BLEWETT, D. A.; CASEY, J. P. Short-term effects of a low dissolved oxygen event on estuarine fish assemblages following the passage of hurricane Charley. **Estuaries and Coasts**, v. 29, n. 6, p. 997–1003, dez. 2006.
- STOCKMARR, J. Tablets with Spores used in Absolute Pollen Analysis. **Pollen et Spores**, v. 13, p. 615–621., 1971.
- STUART, S. A. et al. The role of freezing in setting the latitudinal limits of mangrove forests. **New Phytologist**, v. 173, n. 3, p. 576–583, fev. 2007.
- SWADES PAL, D. R. A Journey Toward Oxbow Lake Formation and Associated \nChange in Human Mosaic: Study on Kalindri River of Malda \nDistrict. **IOSR Journal Of Humanities And Social Science (JHSS)**, v. 5, n. 6, p. 32–39, 2012.
- SWIFT, D. J. . Barrier island genesis: evidence from the central Atlantic Shelf, eastern USA. **Sediment. Geol.**, v. 14, p. 1–43, 1975.
- TANAJURA, C. A. S.; GENZ, F.; DE ARAÚJO, H. A. Mudanças Climáticas E Recursos Hídricos Na Bahia : Validação Da Simulação Do Clima Presente Do Hadrm3P E Comparação Com Os Cenários a2 E B2 Para 2070-2100. **Revista Brasileira de Metereologia**, p. 345–358, 2010.
- THOMAS, W. W. et al. Composição florística e estrutura do componente arbóreo de uma área transicional de Floresta Atlântica no sul da Bahia, Brasil. **Revista Brasileira de Botânica**, v. 32, n. 1, p. 65–78, 2009.
- THORNTON, S. F.; MCMANUS, J. Application of Organic Carbon and Nitrogen Stable Isotope and C/N Ratios as Source Indicators of Organic Matter Provenance in Estuarine Systems: Evidence from the Tay Estuary, Scotland. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 38, n. 3, p. 219–233, mar. 1994.
- VEDEL V., BEHLING H., COHEN M.C.L., L. R. J. Holocene mangrove dynamics and sea- level changes in Taperebal, northeastern Pará State, northern Brazil. **Vegetation History and Archaeobotany**, v. 15, p. 115–123, 2006.
- WALINSKY, S. E., PRAHL, F. G., MIX, A. C., FINNEY, B. P., JAEGER, J. M. AND ROSEN, G. P. Distribution and composition of organic matter in surface sediments of coastal Southeast Alaska. **Continental Shelf Research**, v. 29, n. 13, p. 1565–79, 2009.

WENTWORTH, C. C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Geology**, v. 30, n. 5, p. 377–392, 1922a.

WILSON, G. P. et al.  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N as potential coastal palaeoenvironmental indicators in the Mersey Estuary, UK. **Quaternary Science Reviews**, v. 24, n. 18–19, p. 2015–2029, out. 2005.

WOLANSKI, E. et al. Dynamics, flushing and trapping in Hinchinbrook channel, a giant mangrove swamp, Australia. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 31, n. 5, p. 555–579, nov. 1990.

WOODROFFE, C. D. Geomorphology and Development of Mangrove Swamps, Grand Cayman Island, West Indies. **Bulletin of Marine Science**, v. 32, n. 2, p. 381–398, 1982.

WOODROFFE, C. D. Pacific island mangroves: distribution and environmental settings. **Pacific Science**, v. 41, n. 1–4, p. 166–185, 1987.

## 7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Por meio da amostragem do testemunho PR10, no vale do Rio Jucuruçu, litoral sul da Bahia, foram obtidos dados isotópicos ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ , C/N), palinológicos, feições sedimentares e datação C14 da matéria orgânica sedimentar, que permitiram caracterizar a existência de uma planície de maré há cerca de 7200cal anos AP, onde atualmente é o vale do Rio Jucuruçu. A sequência estratigráfica descrita para o testemunho amostrado apresenta na base camadas intercaladas de areia e argila, com acamamento inclinado e ondulado, bem como presença de fragmentos de conchas, indicando ambiente sob influência marinha, seguida de depósito maciço de argila com depósito de turfa no topo. A associação dos dados permitiu caracterizar um ambiente estuarino, com planície de maré colonizada por manguezal durante o Holoceno médio. A planície de maré e as raízes da vegetação de mangue propiciam o acúmulo de sedimentos de lama, eficiente na preservação dos grãos de pólen, estes, necessários à identificação da paleoflora. Na sequência, o material depositado é característico de planície fluvial, que se confirma na palinologia e resultados isotópicos.

Com base nos resultados obtidos ao longo do testemunho PR10, foi possível identificar um ambiente estuarino, com planície de maré colonizada por manguezal, cercada de ervas, árvores e arbustos durante o Holoceno médio. Do final do Holoceno médio ao Holoceno tardio, a vegetação de manguezal sofreu uma redução, enquanto a vegetação herbácea e as samambaias expandiam seu território. Tais mudanças condizem com as variações climáticas e no nível relativo do mar para a região. A redução e desaparecimento do manguezal ao longo do vale do Rio Jucuruçu ocorreu, provavelmente, devido ao aumento na precipitação do Holoceno médio ao tardio, associado à descida do NRM. A redução na salinidade da água tornou o ambiente impróprio para a vegetação de mangue, favorecendo a ocupação das ervas e samambaias sobre as planícies de inundação, levando os manguezais a se estabelecerem rio abaixo, mais próximo à linha de costa. Atualmente, os manguezais são encontrados apenas na foz do rio Jucuruçu, tendo se firmado há pelo menos ~600cal anos AP.

## REFERÊNCIAS

- Absy, M. L. 1975. Polen e esporos do Quaternário de Santos (Brasil). *Hoehnea* 5 (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 Hammet, 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**, 2 (312): 673–678.
- Allison, M.A., Khan, S.R., Goodbred JR., S.L., Kuehl, S. A. 2003. Stratigraphic evolution of the late Holocene Ganges-Brahmaputra lower delta plain. **Sedimentary Geology**, v. 155, p. 317–342,
- Alongi, D. M. 2002 Present state and future of the world's mangrove forests. **Environmental Conservation**, 29(3): 331-349.
- Alongi, D. M. 2012. Carbon sequestration in mangrove forests. **Carbon Management**, 3 (3) 313–322.
- Alves, B.; Zotarelli, L; Jantalia, CP; Boddey, RM; Urquiaga, S. 2005. Emprego de isótopos estáveis para o estudo do carbono e do nitrogênio no sistema solo-planta. In: AQUINO, A. M.; ASSIS, R. L. (Eds.). In: **Processos biológicos no sistema solo-planta. Brasília, DF: Embrapa Informação Tecnológica**. p. 343–368.
- 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**, v. 27, p. 181–191.
- Amaral, P. G. C. et al. 2006. Late Holocene development of a mangrove ecosystem in southeastern Brazil (Itanhaém, state of São Paulo). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 3–4(241): 608–620.
- Angulo, R. J.; Lessa, G. C.; Souza, M. C. DE. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, 5–6(25): 486–506.
- Arai, M. 2006. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. **Geologia USP. Série Científica**, 2(6): 01–06.
- Asbridge, E. et al. 2016. Mangrove response to environmental change in Australia's Gulf of Carpentaria. **Ecology and Evolution**, 11(6): 3523–3539.
- 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**, v. 13, p. 241 – 254.
- Baumgart, A. et al. 2010. Distribution and burial of organic carbon in sediments from the Indian Ocean upwelling region off Java and Sumatra, Indonesia. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, 3(57): 458–467.
- Beerbower, J. R. 1964. Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. **Geol. Surv. Kansas Bull**, 1(169), p. 31–42.
- Behling, H., Hooghiemstra, H., Negret, A. J. 1998. Holocene history of the Choco rain

- forest from Laguna Piusbi, southern Pacific lowlands of Colombia. **Quaternary Research**, v. 50, p. 300–308.
- 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**, v. 167, p. 225–242.
- Behling, H. & Costa, M. L. 1997. Studies on Holocene tropical vegetation, mangrove and coast environments in the state of Maranhão, NE Brazil. In: **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**. v. 10p. 93–118.
- Behling, H. & Costa, M. L. 2000. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuanã region, eastern Amazon Basin. **Quaternary Research**, v. 53, p. 369–377.
- Behling, H. & Costa, M. L. 2001. Holocene Vegetation and Coastal Environmental Changes from Lago Crispim in Northeastern Pará State, Northern Brazil. **Rev. Palaeobot. Palynol.**, v. 114, p. 145–155.
- Behling, H. & Lichte, M. 1997. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical Southeastern Brazil. **Quaternary Research**, v. 48, p. 348–358.
- Behling, H. 1995. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. **Journal of Paleolimnology**, v. 14, p. 253–26.
- 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**, v. 10, p. 175–183.
- Behling, H.; Cohen, M. L.; Lara, R. 2004. Late Holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, northern Brazil. **Vegetation History and Archaeobotany**, 2(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**, 1–2(196): 73–89.
- Bezerra, D. S., Amaral, S., Kampel, M. 2013. Impactos da elevação do nível médio do mar sobre o ecossistema manguezal: a contribuição do sensoriamento remoto e modelos computacionais. **Revista do Centro do Ciências Naturais e Exatas - UFSM** Ciência e Natura, Santa Maria, ISSN: 2179-460X, 2(35): 52-162.
- BITTENCOURT, A. C. S. P. et al. 2007. Past and current sediment dispersion pattern estimates through numerical modeling of wave climate: an example of the Holocene delta of the Doce River, Espírito Santo, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 2(79), p. 333–341.
- Bridge, J. S. 2009. Rivers and Floodplains: Forms, Process and Sedimentary Records. **Wiley, New York**.
- Broecker, W. S. 2003. Radiocarbon In: Turekian, K.K.; Holland, H.D. Treatise on geochemistry. 1. ed. San Diego: Elsevier. v. 4, p. 245–260.
- 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**, 3–4 (55).

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.**

Buso Junior, A. A. 2013. From an Estuary to a Freshwater Lake: A Paleo-Estuary Evolution in the Context of Holocene Sea-Level Fluctuations, Southeastern Brazil. **Radiocarbon**, 3–4 (55).

Camargo, M. G. 1999. Sysgran for windows: granulometric analyses system. **Curitiba: UFPR.**

Carlos Galindo Leal, I. DE G. C. 2003. **The Atlantic Forest of South America: Biodiversity Status, Threats, and Outlook.**

Carvalho, J.L.N.; Cerri, C.E.P.; Feigl, B.J.; Piccolo, M.C.; Godinho, V.P.; Cerri, C. C. 2009. Carbon sequestration in agricultural soils in the Cerrado region of the Brazilian Amazon. **Soil Tillage Research , Amsterdam**, 2(103): 342–349.

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**, 1(17): 88–108.

Castro, D. F. et al. 2013. The growth of the Doce River Delta in northeastern Brazil indicated by sedimentary facies and diatoms. **Diatom Research**, 4(28): 455–466.

Cecil, C. B. 2013. An overview and interpretation of autocyclic and allocyclic processes and the accumulation of strata during the Pennsylvanian–Permian transition in the central Appalachian Basin, USA. **International Journal of Coal Geology**, v. 119, p. 21–31.

Chappell, J.; Polach, H. 1991. Post-glacial sea-level rise from a coral record at Huon Peninsula, Papua New Guinea. **Nature**, 6305(349): 147–149.

Chaves, R.R., Cavalcanti, I. F. A. 2001. Atmospheric circulation features associated with rainfall variability over southern Northeast Brazil. **Mon. Wea. Rev.**, v. 129, p. 2614–2626.

Chaves, R.R., Nobre, P. 2004. Interactions between the sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, 31, L03204.

Chaves, R. R. 1999. **Variabilidade da precipitação na região sul do Nordeste do Brasil e sua associação com padrões atmosféricos.** MS Dissertation, INPE, São José dos Campos.

Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Smith C.B., Guimarães J.T.F., França M.C. 2011. The effects of climatic changes and sea-level rise on mangrove distribution from Northern Brazil during the Holocene. In: 13º Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA). Búzios, **Anais.**

Cohen, M. C. L., Souza Filho, P. W. M., Lara, R. J., Behling, H., Angulo, R. J. 2005. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). **Wetlands Ecology and Management**, 4(13):

433–443.

Cohen M.C.L. 2003. **Past and current mangrove dynamics on the Bragança Peninsula, northern Brazil**. Ph.D. Thesis, Center for Tropical Marine Ecology, University of Bremen, Bremen, Germany.

Cohen, M. C. L.; Behling, H.; Lara, R. J. 2005. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age. **Review of Palaeobotany and Palynology**, 1–2(136): 93–108.

Cohen, M. C. L., Lara, R. J., Smith, C. B., Angelica, R. S., Dias, B. S., Pequeno, T. 2008. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years. **Catena**, 1(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**, 6(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., Smith, C. B. 2012. Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. **Quaternary Science Reviews**, v. 55, p. 50–58.

Cohen, M. C. L., França, M. C., Rossetti, D. F., Pessenda, L. C. R., Gianinni, 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**, v. 415, p. 48–58.

Colinvaux P, D. O. P. and P. J. 1999. **Amazon Pollen Manual and Atlas**. Dordrecht: Harwood Academic Publishers.

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

Cooper, J. A. G.; Green, A. N.; Wright, C. I. 2012. Evolution of an incised valley coastal plain estuary under low sediment supply: a “give-up” estuary. **Sedimentology**, 3(59): 899–916.

Costanza, R.; D’Arge, R.; de Groot, R.; Farber, S.; Grasso, M. 1997. The value of the world’s ecosystem services and natural capital. **Nature**, v. 387, p. 253–260.

Cowie, G. L. et al. 2009. Carbon and nitrogen elemental and stable isotopic compositions of surficial sediments from the Pakistan margin of the Arabian Sea. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, 6–7(56): 271–282.

CPRM, 2010. **Geodiversidade do Estado da Bahia, escala 1:250.000**.

CPRM, 2006. **Mapa Geodiversidade do estado da Bahia, escala 1:1.000.000**.

Dähnke, K.; Thamdrup, B. 2013. Nitrogen isotope dynamics and fractionation during sedimentary denitrification in Boknis Eck, Baltic Sea. **Biogeosciences**, 5(10): 3079–3088.

Deines, P. 1980. **The isotopic composition of reduced organic carbon**. In: Fritz P and Fontes JC (eds) **Handbook of Environmental Isotope Geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, pp.

Dominguez, J.M.L.; Leão, Z.M.N. & Lyrio, R. S. 1996. Litoral Norte do Estado da Bahia:



evolução costeira e problemas ambientais. **Cong. Bras. Geol., SBG-Núcleo BA/SE, Salvador**, p. 32.

Dominguez, J. M. L. 2009. The Coastal Zone of Brazil. In: DILLENBURG, S. R., HESP, P. A. (Ed.). . **Geology and geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil. Springer-Verlag, Berlin**. p. 17–51.

Dominguez, J. M. L. et al. 2009. The Holocene Barrier Strandplains of the State of Bahia. In: **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, p. 253–288.

Dominguez, J. M. L.; Martin, L.; Bittencourt, A. C. S. P. 1987. Sea-level history and Quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plains along the east-southeast Brazilian coast: a summary. In: **Sea-Level Fluctuations and Coastal Evolution**. p. 115–127.

Ellison, J. C. 2010. Vulnerability of Fiji's mangroves and associated coral reefs to climate change. A review. p. 50.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. 2001. **Mapa de vegetação estado da Bahia, escala: 1:6.500.000**. [S.l].

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

Eslami-Andargoli L, Dale Per, S. N. A. C. J. 2009. Mangrove expansion and rainfall patterns in Moreton Bay, Southeast Queensland, Australia. **Estuar Coast Shelf Sci**, v. 85, p. 292–298.

Farias, R. F. 2002. A química do tempo: carbono 14. **Qnesc**, v. 16, p. 6–8.

Farquhar, G. D.; Ehleringer, J.R.; Hubick, K. T. 1989. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. **Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology, Palo Alto**, v. 40, p. 503–537.

Ferraz-Vicentini, K.R., Salgado-Labouriau, M. L. 1996. Palynological analysis of a palm swamp in Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 3/4(9): 207–219.

Fisk, H. N. 1994. **Geological Investigation of the Alluvial Valley of the Lower Mississippi River. Mississippi River Commission, Vicksburg**.

Fontes, N. A. 2015. **Os efeitos da subida do nível do mar sobre os manguezais do litoral sul da Bahia durante o Holoceno**. Dissertação de Mestrado Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém - PA.

Fontes, N. A. et al. 2017. The Impacts of the Middle Holocene High Sea-Level Stand and Climatic Changes on Mangroves of the Jucuruçu River, Southern Bahia – Northeastern Brazil. **Radiocarbon**, p. 1–16.

Franca, M. C. et al. 2016. Millennial to secular time-scale impacts of climate and sea-level changes on mangroves from the Doce River delta, Southeastern Brazil. **The Holocene**, 11(26): 1733–1749.

França, M. C. et al. 2012. The last mangroves of Marajó Island - Eastern Amazon: Impact of climate and/or relative sea-level changes. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 187, p. 50–65.

- França, M. C. et al. 2013. Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. **Catena**, v. 110, p. 59–69.
- França, M. C. et al. 2015. A multi-proxy evidence for the transition from estuarine mangroves to deltaic freshwater marshes, Southeastern Brazil, due to climatic and sea-level changes during the late Holocene. **Catena**, v. 128, p. 155–166.
- Francisco, J.A.S.; Lima, A.A.; Arçari, D. P. 2011. **Datação por carbono – 14**.
- Gilman, E.L. et al. 2008. Threats to mangroves from climate change and adaptation options, *Aquat. Bot.*, 89, p. 237-250,. doi:10.1016/j. aquabot.2007.12.009.
- Goh, K. 2006. Removal of contaminants to improve the reliability of radiocarbon dates of peats. **Journal of Soil Science**, v. 29, p. 340–349.
- Gouveia, S. E. M. et al. 2005. Reconstrução Paleoambiental (Vegetação E Clima) No Nordeste Do Brasil Através Dos Isótopos Do Carbono Da Matéria Orgânica Dos Solos E Fragmentos De Carvão. (ABEQUA). Guarapari, **Anais**.
- Grimm, E. 1990. **No TitleTILIA and TILIAGRAPH: PC spreadsheet and graphic software for pollen data**. v. 4,
- Grimm, E. C. 1987. Coniss: a Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of square. **Comput. Geoscie.**, v. 13, p. 13–35.
- Guimarães, J. T. F. 2008. **A dinâmica das florestas alagadas durante o Holoceno no litoral de Calçoene, Amapá**. MS Dissertation, Programa de Pos-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará,. p. 83.
- Guimarães, J. T. F. et al. 2012. Mid- and late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon River. **The Holocene**, **3(22)**: 359–370.
- Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., França M.C., Lara R.J., B. H. 2010. Model of wetland development of the Amapá coast during the late Holocene. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 82, p. 451–465.
- Guo, L.; Van Der Wegen, M.; Roelvink, J. A. and He, Q. 2014. The role of river flow and tidal asymmetry on 1-D estuarine morphodynamics. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, p. 20 p.
- Hall, D.O.; Coombs, J. 1989. Técnicas de bioprodutividade e fotossíntese. **Fortaleza: Edições Universidade Federal do Ceará**, p. 290p.
- Hansen, J. E.; Sato, M. 2012. Paleoclimate Implications for Human-Made Climate Change. In: **Climate Change**. Vienna: Springer Vienna, p. 21–47.
- Harper, JR., C. W. 1984. **Facies Models Revisited**.
- Hein, C. J. et al. 2014. Evolution of paraglacial coasts in response to changes in fluvial sediment supply. **Geological Society, London, Special Publications**, **1(388)**: 247–280.
- Henrique de Oliveira Caldas, L. et al. 2006. Geometry and evolution of Holocene transgressive and regressive barriers on the semi-arid coast of NE Brazil. **Geo-Marine Letters**, **5(26)**: 249–263.

- Herrera, L.F.; Urrego, L. E. 1996. **Atlas de polen de las plantas útiles y cultivadas de la Amazonia colombiana**. Tropenbos Colombia, Bogotá.
- Hood, W. G. 2010. Tidal channel meander formation by depositional rather than erosional processes: examples from the prograding Skagit River Delta (Washington, USA). **Earth Surface Processes and Landforms**, 3(35): 319–330.
- Hu, J. et al. 2006. Distribution and sources of organic carbon, nitrogen and their isotopes in sediments of the subtropical Pearl River estuary and adjacent shelf, Southern China. **Marine Chemistry**, 2–4(98), p. 274–285.
- Hutchings, P. & Saenger, P. 1987. **Ecology of mangroves**.
- IBGE, I. B. DE E.-. 1998. **Mapa de Vegetação Estado da Bahia, escala: 1:6.500.000**.
- Ishii, Y.; Hori, K. 2016. Formation and infilling of oxbow lakes in the Ishikari lowland, northern Japan. **Quaternary International**, v. 397, p. 136–146..
- Iversen, K. F. and J. 1989. **No TitleTextbook of pollen analysis**.
- Jardim, J. G. 2003. Uma caracterização parcial da vegetação na região Sul da Bahia, Brasil. **Corredor de Biodiversidade da Mata Atlântica do sul da Bahia**, p. 1–200.
- José Maria L., Dominguez., A. Carlos S. P., Bittencourt e Louis Martin. 1983. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, p. 98–105.
- Keeley, J. E. 1998. CAM photosynthesis in submerged aquatic plants. **Botanical Review**, v. 64, p. 121–175.
- Kerbauy, G. B. 2004. **Fisiologia Vegetal**. Rio de Janeiro.
- Kotz, J.C. E Treichel Jr., P. 1999. Chemistry & chemical reactivity. **Nova Iorque: Saunders College Publishing**.
- Kousky, V. E., Chu, P. S. 1978. Flutuations in annual rainfall for northeast Brazil. **Journal Meteorological Society Japan**, v. 56, p. 457–465.
- Kousky, V. E. 1979. Frontal influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather on Review**, v. 107, p. 1140–1153.
- Krauss, K. W. et al. 2008. Environmental drivers in mangrove establishment and early development: A review. **Aquatic Botany**, 2(89): 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**, 1–4(75): 29–57.
- Lara, R.J., Cohen, M. C. L. 2009. Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia. **Climatic Change** 94, p. 399–408.
- Lara, R. J.; Cohen, M. C. L. 2006. Sediment porewater salinity, inundation frequency and mangrove vegetation height in Bragança, North Brazil: an ecohydrology-based empirical model. **Wetlands Ecology and Management**, 4(14): 349–358.
- Leckie, D. 1994. Canterbury Plains, New Zealand — implications for sequence stratigraphic models. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 78,

p. 1240–1256.

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**, v. 271, p. 140–152.

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**, v. 99, p. 131–142.

Ledru M.P., Cocherie A., Barbosa J.S.F., Johan V., O. 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**, v. 211, p. 120–125.

Markgraf, V. and D'Antoni, H. L. 1978. Pollen Flora of Argentina. **Tucson, AZ: University of Arizona Press.**

Martin, L., Bittencourt, A.C.S.P., Vilas Boas, G.S., Flexor, J. M. 1980. **Mapa geológico do quaternário costeiro do estado da bahia. escala: 1:250.000.**

Martin, L. et al. 1996. Quaternary Sea-level History and Variation in Dynamics along the Central Brazilian Coast: Consequences on Coastal Plain Construction. **Academia Brasileira de Ciencias. Anais.**

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**,1(19): 101–124.

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. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 1–2(99): 119–140.

Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J. M. 1993. As flutuações de nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de “deltas” brasileiros. **Boletim IG-USP. Publicação Especial**, 15, p. 1.

Martin L, S. K. 1987. **Classificação de costas e evolução geológica das planícies litorâneas quaternárias do sudeste e sul do Brasil.** ACIESP-SP (org) Simpósio sobre Ecossistemas da costa sul e sudeste brasileira. São Paulo, **Anais.**

Maselli, V. et al. 2014. Delta growth and river valleys: the influence of climate and sea level changes on the South Adriatic shelf (Mediterranean Sea). **Quaternary Science Reviews**, v. 99, p. 146–163.

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

Meyers, P. A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. **Organic Geochemistry**, 5–6(27): 213–250.

Meyers, P. A. 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological

reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. **Organic Geochemistry**, 2(34): 261–289.

Miall, A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. **Fluvial Sedimentology**, v. 5, p. 597–600.

Molion, L.C.B., Bernardo, S. O. 2002. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, p. 1–10.

Molodkov, A.N., Bolikhovskaya, N. S. 2002. Eustatic sea-level and climate changes over the last 600 ka as derived from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and pollen evidence in Northern Eurasia. **Sediment. Geol.**, 1–2 (150): 185–201.

Mourelle, D. et al. 2015. Mid and late Holocene multiproxy analysis of environmental changes linked to sea-level fluctuation and climate variability of the Río de la Plata estuary. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 421, p. 75–88.

Neves, P. C. P. 1998. **Palinologia de sedimentos quaternários no estado do Rio Grande do Sul, Brasil: Guaíba e Capão do Leão**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Nobre, C. A., Molion, L. C. B. 1988. **The Climatology of drought and drought prediction. The Impact of Variations on Agriculture, 2.**

Nobre, C. A., Reid, J., Veiga, A. P. S. 2012. Fundamentos científicos das mudanças climáticas. – São José dos Campos, SP: Rede Clima/INPE, 44 p.

Noglés-Paegle, J., MO, K. C. 1997. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Mon. Wea. Rev.**, v. 125, p. 279–291.

Oliveira-Filho, A. T.; Fontes, M. A. L. 2000. Patterns of Floristic Differentiation among Atlantic Forests in Southeastern Brazil and the Influence of Climate1. **Biotropica**, 4b (32): 793–810.

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*. v. 11, p. 250–254.

Pessenda, L.C.R., de Oliveira, P.E., Mofatto, M., de 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**, v. 71, p. 437–452.

Pessenda, L.C.R.; Gouveia, S.E.M.; Aravena, R. 2004. Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. **Quaternary International**, 1(114): 35–43.

Pessenda, L. C. R. et al. 2010. Last millennium environmental changes and climate inferences in the Southeastern Atlantic forest, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 3(82): 717–729.

Pessenda, L. C. R. et al. 2012. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 363–364, p. 57–68.

Pezzo, M. 2002. **Datação por Carbono 14. Univerciência.**

Plá júnior, M. A. et al. 2006. Grãos de Pólen - Usos e aplicações. **XVII Jornada Acadêmica da Biologia**, p. 24.

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**, v. 9, p. 2117–2133.

Pramanik, M. K. 2016. Assessment of the Impacts of Sea Level Rise on Mangrove Dynamics in the Indian Part of Sundarbans Using Geospatial Techniques. **Journal of Biodiversity, Bioprospecting and Development**, 1(3): 1–10.

Punwong, P. 2013. Holocene mangrove dynamics and sea level changes : records from the Tanzanian coast. **Quaternary International**, 2012 (279–280): 388.

Rao, V. B., Hada, K. 1990. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the southern oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, p. 81–91.

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., MA, C. E. 2004. INTCAL04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr B.P. **Radiocarbon**, v. 46, p. 1029–1058.

Reimer, P. J. et al. 2009. INTCAL 09 and MARINE 09 Radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years Cal BP. **Radiocarbon**, 4(51): 1111–1150.

Roger G. Walker, Noel P. James, G. A. OF C.; Canada, G. A. OF. 1992. **Facies Models: Response to Sea Level Change.**

Roscoe, R., Mercante, F.M., Salton, J. C. 2006. **Dinâmica da matéria orgânica do solo em sistemas conservacionistas: modelagem matemática e métodos auxiliares, Dourados: Embrapa Agropecuária Oeste.**

Rossetti, D. DE F. et al. 2015. Late Pleistocene–Holocene evolution of the Doce River delta, southeastern Brazil: Implications for the understanding of wave-influenced deltas. **Marine Geology**, v. 367, p. 171–190.

Roubik, D.W. and Moreno, J. E. 1991. Pollen and Spores of Barro Colorado Island. **St. Louis, MO: Missouri Botanical Garden.**

Salgado-Labouriau, M. L. 1997. Late quaternary palaeoclimate in the savannas of South America. **Journal of Quaternary Science**, 5(12): 371–379.

Sarkar, A. et al. 2009. Evolution of Ganges-Brahmaputra western delta plain: Clues from sedimentology and carbon isotopes. **Quaternary Science Reviews**, 25–26(28): 2564–2581.

Schaeffer-Novelli, Y. et al. 1990. Variability of Mangrove Ecosystems along the Brazilian Coast. **Estuaries**, 2(13): 204.

SCHAEFFER-NOVELLI, Y. Grupo de ecossistemas: manguezal, marisma e apicum. p. 119, 1999.

Schaeffer-Novelli, Y. et al. 2000. Brazilian mangroves. **Aquatic Ecosystem Health &**

**Management**, 4 (3): 561–570.

Schaeffer-Novelli, Y. et al. 2016. Climate changes in mangrove forests and salt marshes. **Brazilian Journal of Oceanography, Special Issue 2(64)**: 37–52.

Scheel-Ybert, R. 1999. Considerações Sobre O Método De Datação Pelo Carbono-14 E Alguns Comentários Sobre a Datação De Sambaquis. **Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia, São Paulo.**, v. 9, p. 297–301.

Schidlowski, M.; Hayes, J. M; Kaplan, I. R. 1983. Isotopic inferences of ancient biochemistries - Carbon, sulfur, hydrogen, and nitrogen. **NASA; United States**, p. 32.

Semeniuk, V. 1994. Predicting the Effect of Sea-Level Rise on Mangroves in Northwestern Australia. **Journal of Coastal Research**, 4 (10): 1050–1076.

Senna, C. S. F. 2002. **Changes paleobotany and palaeoenvironments Holocene coastal plain of the northeast region of the State of Pará between the bays Marapanim and Maracanã.** Tese de Doutorado, Universidade da Amazônia, Manaus-Amazonas.

Silva, I. R., 2008 Evolução Geológica do Estado da Bahia. In: CPRM – Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais 2010. Geodiversidade do estado da Bahia. In: de Carvalho, M., Ramos, M. A. B. **Geodiversidade do estado da Bahia**, p. 15–25.

Smith, B. N. and Epstein, S. 1971. Two categories of  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratios for higher plants. **Plant Physiology, Rockville**, v. 47, p. 380–384.

Smith, C. B. et al. 2011. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. **Review of Palaeobotany and Palynology**, 1 (168): 21–30.

Smith, C. B. et al. 2012. Holocenic proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake Arari-Amazon Region. **CATENA**, v. 90, p. 26–38.

Soares, M. L. G. et al. 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**, v. 101, p. 44–53.

Souza Filho, P. W. M.; Farias Martins, E.do S.; da 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 & Coastal Management**, 7–8 (49): 462–475.

Stevaux, J. C. 1994. The Upper ParanaH River (Brazil): geomorphology sedimentology and paleoclimatology. **Quaternary International**, p. 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**, p. 73–85.

Stevens, P. W.; Blewett, D. A.; Casey, J. P. 2006. Short-term effects of a low dissolved oxygen event on estuarine fish assemblages following the passage of hurricane Charley. **Estuaries and Coasts**, 6 (29): 997–1003.

Stockmarr, J. 1971. Tablets with Spores used in Absolute Pollen Analysis. **Pollen et Spores**, p. 615–621.

Stuart, S. A. et al. 2007. The role of freezing in setting the latitudinal limits of mangrove forests. **New Phytologist**, 3 (173): 576–583.

- Swades Pal, D. R. 2012. A Journey Toward Oxbow Lake Formation and Associated Change in Human Mosaic: Study on Kalindri River of Malda District. **IOSR Journal Of Humanities And Social Science (JHSS)**, 6 (5): 32–39.
- Swift, D. J. 1975. Barrier island genesis: evidence from the central Atlantic Shelf, eastern USA. **Sediment. Geol.**, v. 14, p. 1–43.
- Tanajura, C. A. S.; Genz, F.; de Araújo, H. A. 2010. Mudanças Climáticas E Recursos Hídricos Na Bahia : Validação Da Simulação Do Clima Presente Do Hadrm3P E Comparação Com Os Cenários a2 E B2 Para 2070-2100. **Revista Brasileira de Meteorologia**, p. 345–358,
- Thomas, W. W. et al. 2009. Composição florística e estrutura do componente arbóreo de uma área transicional de Floresta Atlântica no sul da Bahia, Brasil. **Revista Brasileira de Botânica**, 1 (32): 65–78.
- Thornton, S. F.; Mcmanus, J. 1994. Application of Organic Carbon and Nitrogen Stable Isotope and C/N Ratios as Source Indicators of Organic Matter Provenance in Estuarine Systems: Evidence from the Tay Estuary, Scotland. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, 3 (38): 219–233.
- Vedel V., Behling H., Cohen M.C.L., L. R. J. 2006. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in Taperebal, northeastern Pará State, northern Brazil. **Vegetation History and Archaeobotany**, p. 115–123.
- Walinsky, S. E., Prah, F. G., Mix, A. C., Finney, B. P., Jaeger, J. M. and Rosen, G. P. 2009. Distribution and composition of organic matter in surface sediments of coastal Southeast Alaska. **Continental Shelf Research**, 13 (29): 1565–79.
- Wentworth, C. C. K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Geology**, 5 (30): 377–392.
- WILSON, G. P. et al. 2005.  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N as potential coastal palaeoenvironmental indicators in the Mersey Estuary, UK. **Quaternary Science Reviews**, 18–19 (24): 2015–2029.
- Wolanski, E. et al. 1990. Dynamics, flushing and trapping in Hinchinbrook channel, a giant mangrove swamp, Australia. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, 5 (31): 555–579.
- Woodroffe, C. D. 1982. Geomorphology and Development of Mangrove Swamps, Grand Cayman Island, West Indies. **Bulletin of Marine Science**, 2 (32): 381–398.
- Woodroffe, C. D. 1987. Pacific island mangroves: distribution and environmental settings. **Pacific Science**, 1–4 (41): 166–185.