



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 481

**PROCESSOS AUTOCÍCLICOS E ALOCÍCLICOS AFETANDO
OS REGISTROS DA PALEOFLORA DA FOZ DO RIO
JUCURUÇU, LITORAL SUL DA BAHIA, DURANTE OS
ÚLTIMOS 1000 ANOS**

Dissertação apresentada por:

CAIO ALVES DE MORAES

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

**BELÉM
2016**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP) Sistema
de Bibliotecas da UFPA

Moraes, Caio Alves de, 1990-

Processos autocíclicos e alocíclicos afetando os registros da paleoflora da foz do rio Jucuruçu, litoral sul da Bahia, durante os últimos 1000 anos / Caio Alves de Moraes. - 2016.

Orientador: Marcelo Cancela Lisboa Cohen.

Dissertação (Mestrado) - Universidade

Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2016.

1. Palinologia – Bahia. 2. Carbono – Isótopos. 3. Nitrogênio - Isótopos. 4. Climatologia. 5. Geologia estratigráfica - Holoceno. I. Título.

CDD 22. ed. 571.8452098142



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

**PROCESSOS AUTOCÍCLICOS E ALOCÍCLICOS AFETANDO
OS REGISTROS DA PALEOFLORA DA FOZ DO RIO
JUCURUÇU, LITORAL SUL DA BAHIA, DURANTE OS
ÚLTIMOS 1000 ANOS**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

CAIO ALVES DE MORAES

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

Data de Aprovação: 07 / 06 / 2016

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen
Orientador-UFPA


Prof. Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda
Membro-USP


Prof. Dr. Nils Edvin Asp Neto
Membro-UFPA

Dedicado ao meu pai Orlando Moraes, à minha mãe Vera Regina e ao meu irmão Cauê Alves.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por todos os momentos de vitórias e conquistas que vem sendo proporcionado ao longo da minha vida.

Ao meu Orientador Prof. Marcelo Cohen pela grande oportunidade oferecida de realizar este trabalho, sempre estando presente na orientação para o desenvolvimento desta pesquisa, além dos ensinamentos responsáveis por me tornar um profissional cada vez melhor por meio do seu conhecimento.

Ao Prof. Marlon França pelo grande apoio no desenvolvimento deste trabalho, contribuindo sempre com boas sugestões e discussões, além de grande ajuda em trabalhos laboratoriais.

Em especial aos meus pais que sempre foram os principais incentivadores e responsáveis pela minha formação pessoal e profissional.

Aos amigos do Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC) que estiveram me apoiando durante os anos de desenvolvimento desta dissertação. Em especial a Neuza Fontes e ao Walmir Lima que ajudaram tanto nos momentos de dificuldades nas atividades de pesquisa, quanto nos momentos de descontração.

Ao Prof. Luiz Pessenda por todo o apoio e conhecimento compartilhado durante as atividades de campo, e laboratoriais realizadas no CENA.

À todos os profissionais do Laboratório ^{14}C no Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA-USP), que ajudaram no desenvolvimento deste trabalho, em especial a Mariah Francisquini, Flávio Lorente e Liz Mary pelo apoio nas atividades laboratoriais e de campo.

Aos amigos e colegas que fizeram parte do meu dia-a-dia na Sala 5 do PPGG, em especial ao John Afonso, que sempre estiveram apoiando por meio de conselhos e dicas, além do companheirismo ao longo destes anos.

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

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

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG-UFGA) pela disponibilidade de salas de estudo e laboratórios.

RESUMO

Durante o Holoceno a história da vegetação no litoral sul da Bahia é caracterizada por fases de estabelecimento, expansão e contração de manguezais. Essa dinâmica da vegetação está relacionada principalmente às mudanças climáticas e às variações no nível relativo do mar. Entretanto, pontualmente e em escalas de tempo menores, por exemplo, durante os últimos 1000 anos, outros processos inerentes à dinâmica sedimentar do ambiente deposicional em questão, chamados processos autocíclicos, estão controlando a assembleia polínica ao longo de perfis estratigráficos formados por sequências de canais ativos seguidos pelo seu abandono. Com base na análise do tamanho das partículas de sedimentos, estruturas sedimentares, grãos de pólen, isótopos ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, C/N) e datação ^{14}C de matéria orgânica sedimentar de dois testemunhos (PR-11 e PR-12) amostrados de um meandro abandonado e de uma planície de maré inseridos na foz de um vale fluvial próximo do litoral da cidade de Prado, no estado da Bahia, propõe-se um modelo para a evolução do canal de maré estudado juntamente com a vegetação de seu entorno. O testemunho de sedimento PR-11, com 1,48 metros de profundidade foi amostrado dentro de uma zona de manguezal, com idade máxima de 678 cal anos AP. O PR-12 foi coletado em uma zona de várzea distante aproximadamente 2,7 km da linha de costa atual com 1,92 metros de profundidade e idade máxima de 680 cal anos AP. Os dados revelam duas associações de fácies ao longo desses testemunhos: (A) Canal de maré, representada por depósitos arenosos maciços (fácies Sm), areia com estratificação cruzada (Scs) e acamamento heterolítico *flaser* (Hf); e (B) Planície de maré, representada pelas fácies acamamento heterolítico *wavy* (Hw), acamamento heterolítico lenticular (Hl) e um pequeno intervalo (5 cm) com areia maciça (Sm) e lama maciça (Mm). Os dados polínicos dos dois testemunhos sedimentares mostram que na associação de fácies (A), referentes à base dos perfis estratigráficos, há ausência de grãos de pólen de manguezais que pode ser consequência da intensa atividade do canal retrabalhando sedimentos de sua margem e depositando os sedimentos juntamente com os grãos de pólen oriundos de unidades de vegetação não necessariamente das proximidades do local de estudo. Já para o topo da sucessão, na associação de fácies (B), é possível identificar a implantação e expansão dos manguezais na recém formada planície de maré (PR-11) ou lago (PR-12). No caso do PR-12 este momento pode ser marcado pelo abandono do canal que resultou na formação de um lago com intenso acúmulo de lama, onde a interação descarga fluvial/maré diminuiu e propiciou o preenchimento com material sedimentar mais fino e de mais alto potencial de preservação orgânica que forneceu condições para o desenvolvimento dos manguezais e preservação

polínica. No caso do PR-11, a migração natural do canal de maré causou o desenvolvimento de uma planície de maré que favoreceu a expansão do manguezal nesse local. Esses ambientes deposicionais, favoráveis à formação dos manguezais, podem ser parciais ou completamente modificados pela dinâmica natural dos canais de maré e canais estuarinos que estão sob influência das variações do aporte fluvial sedimentar na costa e dos processos de deriva litorânea ao longo da costa associados à ação das marés, ondas e correntes. Esses resultados foram comparados com os dados de um testemunho amostrado 23 km a montante do Rio Jucuruçu que também indicou a presença de manguezais sobre planície de maré com matéria orgânica estuarina durante o Holoceno inicial e médio, seguido de vegetação herbácea sobre uma planície fluvial com matéria orgânica oriunda de água doce durante o Holoceno tardio (Fontes, 2015). Nesse caso as flutuações do nível do mar e mudanças climáticas foram as principais forças controladoras da dinâmica dos pântanos na foz desse rio durante o Holoceno, assim caracterizando um processo halocíclico. Entretanto, considerando as sequências estratigráficas dos testemunhos analisados nesse trabalho de mestrado (PR-11 e PR-12), tais sucessões sedimentares associadas às mudanças na vegetação e fonte da matéria orgânica estão relacionadas aos processos naturais de preenchimento das depressões costeiras, marcados principalmente por fácies de canais ativos, canais abandonados e planícies de maré. Portanto, variações de curta escala de tempo na relação entre manguezais e demais vegetações associadas aos litorais não necessariamente estão diretamente ligadas às variações de nível do mar ou mesmo às mudanças climáticas (processos halocíclicos). Por outro lado, processos inerentes à dinâmica sedimentar do ambiente deposicional (processos autocíclicos) devem ter controlado principalmente a assembleia polínica ao longo dos perfis estratigráficos estudados.

Palavras-chave: Isótopos de C e N. Clima. Holoceno. Palinologia. Nível relativo do mar.

ABSTRACT

The vegetation holocenic history along the southern Bahia littoral is characterized by establishment, expansion and contraction phases of mangroves. This vegetation dynamics is mainly associated to climate change and to relative sea level oscillations. However, punctually and in a smaller time scales, for example, during the last 1000 years, other processes inherent to the sedimentary dynamics of depositional environment, termed autocyclic processes, are controlling the pollen assembly along stratigraphic profiles formed by active channels followed by its abandonment. Based on sedimentary features, pollen grains, isotopes ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ C/N) and radiocarbon dating of sedimentary organic matter from two cores (PR-11 and PR-12) sampled from an abandoned meander and a tidal flat in the mouth of the Jucuruçu river, is proposed a model for evolution of a tidal channel surrounded by wetlands. The core PR-11, with 1.48 meters depth, was sampled from a mangrove zone, with a maximum age of 678 cal yr BP. The PR-12 was collected from a *várzea* vegetation, approximately 2.7 km from the current shoreline with 1.92 meters depth and, maximum age of 680 cal yr BP. The data present two facies associations: (A) Tidal channel, represented by massive sand deposits (facies Sm); cross-stratified sand (Scs) and facies flaser heterolithic bedding (Hf) and (B) Tidal plain, represented by facies wavy heterolithic bedding (Hw), lenticular heterolithic bedding (Hl), massive mud (Mm) and massive sand (Sm). The pollen data reveals that the facies association (A) presents absence of pollen grains of mangroves. It may have been caused by an intense activity of sediments reworking of channel margins and sediment deposition with pollen grains sourced from vegetation units not necessarily from the study site. In the top of the studied succession, in association facies (B), is possible to identify the establishment and expansion of mangroves in the newly formed tidal flat (PR-11) or lake (PR-12). Regarding the core PR-12, it is marked by channel abandonment. The reduced interaction between fluvial discharge and tidal waves have caused the infilling of mud sediments, and a highest potential for organic matter preservation. It provided conditions for the mangrove development and pollen preservation. In the case of PR-11, the tidal channel migration have caused the development of a tidal flat, which have favored the mangrove expansion. These depositional environments, favorable to the formation of mangroves, can be partially or completely modified by the natural dynamics of tidal channels and estuarine channels, which are under the influence of changes of sedimentary fluvial contribution on the shore and littoral drift processes along the coast associated with tides, waves and currents. These results were compared with some data from one core sampled 23 km upstream of

Jucuruçu River that also indicated the presence of mangroves on tidal flat with estuarine organic matter during the early and middle Holocene, followed by herbaceous vegetation on a fluvial plain with organic matter sourced from freshwater during the late Holocene (Fontes, 2015). In this case, the sea level fluctuations and climate change were the main driving forces controlling the wetlands dynamics at the mouth of this river during the Holocene, characterizing an allocyclic process. However, considering the stratigraphic sequences of the analyzed cores in this master's work (PR-11 and PR-12), such sedimentary sequences associated with changes in vegetation and sources of organic matter are related to the infilling processes of coastal depressions, mainly marked by active channels, abandoned channels and tidal flats. Therefore, in a small time scale of coastal vegetation changes are not necessarily directly associated with sea-level and climate change (allocyclic processes). On the other hand, processes associated to the sedimentary dynamics of the depositional environment (autocyclic processes) must have controlled pollen assembly along the studied stratigraphic profiles.

Keywords: C and N isotopes. Climate. Holocene. Palynology. Relative sea-level.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Mapa de localização da área de estudo.....	5
Figura 2- (A) Local de amostragem do testemunho PR-12; (B) Local de amostragem do testemunho PR-11; (C) Sedimento após ser coletado com auxílio de trado russo; (D) Visão geral da área de manguezal referente ao ponto PR-11; (E) Retirada de amostras de sedimento utilizando trado-russo; (F) Trado-Russo.	8
Figura 3- Detalhamento das estruturas sedimentares por meio de raios x. A) testemunho PR-11; B) testemunho PR-12.	10
Figura 4- Valores isotópicos do carbono característicos dos ciclos fotossintéticos (C3, C4 e CAM) e porcentagem de distribuição natural, de acordo com Boutton 1996.....	17
Figura 5- Valores de $\delta^{13}C$ e C/N das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e marinha.....	18
Figura 6- Curva de decaimento radioativo do ^{14}C	19
Figura 7- Estágios de abandono de meandros por atalho de corredeira.....	22
Figura 8- Distribuição dos manguezais pelas regiões costeiras ao longo do globo terrestre....	23
Figura 9- Curvas esquemáticas médias das variações do nível relativo do mar na porção central do litoral brasileiro de 7000 anos até hoje.	27
Figura 10- Resultado esquemático para o testemunho PR-11, com variações em função da profundidade do testemunho mostrando os perfis cronológicos e litológicos com suas respectivas fácies sedimentares, assim como os grupos polínicos. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos pólen.	33
Figura 11- Resultado esquemático para o testemunho PR-11, com variações em função da profundidade do testemunho mostrando os perfis cronológicos e litológicos com suas respectivas fácies sedimentares, dados isotópicos, assim como os grupos polínicos. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos pólen.....	34
Figura 12- Resultado esquemático para o testemunho PR-12, com variações em função da profundidade do testemunho mostrando os perfis cronológicos e litológicos com	

suas respectivas fácies sedimentares, assim como os grupos polínicos. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos pólen.	38
Figura 13- Resultado resumido para o testemunho PR-12, com variações em função da profundidade do testemunho mostrando os perfis cronológicos e litológicos com suas respectivas fácies sedimentares, dados isotópicos, assim como os grupos polínicos. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos pólen.....	39
Figura 14- Modelo de desenvolvimento geomorfológico e vegetação com sucessivas fases de acúmulo sedimentar ao longo do Rio Jucuruçu de acordo com as flutuações no nível relativo do mar e mudanças climáticas durante o Holoceno.	41
Figura 15- Margem de variação do nível relativo do mar para a costa leste brasileira baseada em amostras de vermitídeos (Angulo <i>et al.</i> , 2006) e níveis de mar indicados por sedimentos de manguezais do litoral da Bahia.	42
Figura 16- Diagrama ilustrando a relação entre as taxas de $\delta^{13}C$ e C/N para as diferentes fácies sedimentares referentes ao testemunho PR-11	45
Figura 17- Diagrama ilustrando a relação entre as taxas de $\delta^{13}C$ e C/N para as diferentes fácies sedimentares referentes ao testemunho PR-12	45
Figura 18- Modelo deposicional da evolução geomorfológica e da vegetação relacionadas às sucessivas fases da migração lateral do canal de maré.	46

LISTA DE ABREVIATURAS

AMS	<i>Accelerator Mass Spectrometer</i> - Espectrômetro de Massa acoplado a um acelerador de partículas
Cal AP	Idade calibrada em anos Antes do Presente
CAM	<i>Crassulacean acid metabolism</i>
CENA	Centro de Energia Nuclear na Agricultura
C-total	Carbono total
LACUFF	Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense
LADIC	Laboratório de Dinâmica Costeira
LOQ	Laboratório de Oceanografia Química
NRM	Nível Relativo do Mar
N-total	Nitrogênio total
UGAMS	Centro de Estudos Aplicados a Isótopos da Universidade da Georgia
UFPA	Universidade Federal do Pará
USP	Universidade de São Paulo
VPDB	Viena Pee Dee Belemnite
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	APRESENTAÇÃO	1
1.2	OBJETIVOS	3
1.2.1	Geral	3
1.2.2	Específicos	3
2	ÁREAS DE ESTUDO	4
2.1	CLIMA	4
2.2	GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA	5
2.3	VEGETAÇÃO	6
3	MATERIAIS E MÉTODOS	7
3.1	CAMPO	7
3.2	PROCESSAMENTO DE IMAGENS E FOTOGRAFIAS AÉREAS	7
3.3	ACONDICIONAMENTO DAS AMOSTRAS	7
3.4	DATAÇÃO POR CARBONO 14	8
3.5	ANÁLISE GRANULOMÉTRICA E ESTRATIGRÁFICA	9
3.6	ANÁLISES QUÍMICAS E ISOTÓPICAS	10
3.7	MÉTODOS PALINOLÓGICOS	11
3.7.1	Processamento das amostras	11
3.7.2	Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)	12
3.7.3	Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF)	12
3.7.4	Tratamento com Ácido Acético Glacial (C₂H₄O₂)	13
3.7.5	Tratamento com Acetólise (H₂SO₄ e C₄H₆O₃)	13
3.7.6	Montagem de lâminas para a microscopia	13
3.7.7	Análise Microscópica e Confeção de Gráficos Polínicos	14
4	ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO	15
4.1	FERRAMENTAS UTILIZADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS 15	
4.1.1	Palinologia	15

4.1.2	Ciclos fotossintéticos C₃, C₄ e CAM	16
4.1.3	C/N	17
4.1.4	Datação ¹⁴C	18
4.2	CANAIS ABANDONADOS	20
4.3	MANGUEZAL	22
4.1	NIVEL RELATIVO DO MAR (NRM) E A DINÂMICA DOS MANGUEZAIS NO LITORAL BRASILEIRO DURANTE O HOLOCENO	24
4.2	MUDANÇAS CLIMÁTICAS DURANTE O HOLOCENO	27
5	RESULTADOS	29
5.1	GEOMORFOLOGIA E VEGETAÇÃO	29
5.2	DATAÇÃO ¹⁴C E TAXA DE SEDIMENTAÇÃO	30
5.3	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES E DESCRIÇÃO POLÍNICA DO PR-11	30
5.3.1	Associação de Fácies A (Canal de Maré)	31
5.3.2	Associação de Fácies B (Planície de Maré)	32
5.4	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES E DESCRIÇÃO POLÍNICA DO PR-12	35
5.4.1	Associação de Fácies A (Canal de Maré)	36
5.4.2	Associação de Fácies B (Planície de Maré/Lago)	36
6	INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÕES	40
7	CONCLUSÃO	47
	REFERÊNCIAS	49

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A distribuição global dos manguezais tem flutuado ao longo da história geológica e humana. A área coberta por manguezais é influenciada por uma interação complexa envolvendo gradientes de frequência de inundação de maré, disponibilidade de nutrientes e as concentrações de sais nos sedimentos em todas as áreas de intermarés (Hutchings & Saenger, 1987; Wolanski *et al.*, 1990). Os manguezais dependem também de uma gama de fatores inter-relacionados, tais como tipos de substratos, ação das ondas e correntes na costa, e a descarga de sedimentos e de água doce fluvial, os quais influenciam a ocorrência e a sobrevivência dos manguezais (Semeniuk, 1994).

Considerando o litoral brasileiro, cerca de 85% dos manguezais ocorrem ao longo de 1800 km desde os Estados do Amapá, Pará e Maranhão, que juntos contêm 10.713 km² destes ecossistemas (Schaeffer-Novelli, 1990; Vannucci, 1999; Nascimento *et al.*, 2013) e detém uma das maiores áreas de manguezais do mundo (Kjerve & Lacerda, 1993). A continuidade deste litoral de manguezal é interrompida pela zona influenciada pela descarga do Rio Amazonas, onde a vegetação de várzea domina (Cohen *et al.*, 2012).

Durante o Holoceno, a história da vegetação na costa brasileira é caracterizada por fases de estabelecimento, expansão e contração de manguezais (Behling *et al.*, 2001; Cohen *et al.*, 2005a, 2005b; Cohen *et al.*, 2008, 2009; Vedel *et al.*, 2006; Smith *et al.*, 2011; Guimarães *et al.*, 2012; Cohen *et al.*, 2014; Buso Jr *et al.*, 2013; França *et al.*, 2013). Essa dinâmica no litoral norte brasileiro foi controlada principalmente pelas variações no clima e nível do mar, que levaram à formação de um litoral com influência marinha, submetido à salinidade da maré entre 30‰ e 7‰ e dominado por manguezais e pântanos salinos. A zona afetada pelas águas do Amazonas define o litoral sob influência fluvial, com salinidade inferior a 7‰, caracterizada por vegetação herbácea e de várzea (Cohen *et al.*, 2012).

Consequentemente, durante o período seco do Holoceno inferior e médio, a descarga do Amazonas foi severamente reduzida (Toledo & Bush, 2007, 2008; Amarasekera *et al.*, 1997). Isso afetou os gradientes de salinidade ao longo da costa influenciada pelo Rio Amazonas. Este processo, junto com o aumento pós-glacial do nível do mar acentuado pela subsidência tectônica, causaram uma expansão das áreas ocupadas por manguezais. Durante o Holoceno tardio, um aumento na descarga fluvial resultou em uma redução nas áreas ocupadas por manguezais próximas às descargas de grandes rios (Cohen *et al.*, 2012).

Considerando o litoral nordeste, sudeste e sul do Brasil, estudos voltados para a reconstituição paleoambiental indicam que a dinâmica dos manguezais durante o Holoceno (Amaral *et al.*, 2006; Barreto *et al.*, 2007; Vidotto, 2008; Cohen *et al.*, 2014; França *et al.*, 2015) foi controlada principalmente pelas variações no nível relativo do mar (ex. Angulo *et al.*, 2006; Angulo & Lessa, 1997; Pirazolli, 1986; Mesquita & Harari, 1983; Muehe & Neves, 1995). Entretanto, recentes trabalhos indicam que mudanças na descarga fluvial com sedimentos arenosos aportados para o sistema costeiro durante o Holoceno teve também significativo impacto no desenvolvimento dos manguezais ao longo do litoral sudeste brasileiro (Cohen *et al.*, 2014; França *et al.*, 2013; 2015). Esses últimos trabalhos destacam que as mudanças nos sistemas deposicionais costeiros e na vegetação do litoral norte do estado do Espírito Santo foram causadas pela ação combinada das oscilações do nível relativo do mar e das mudanças no suprimento de sedimentos durante o Holoceno (França *et al.*, 2013; Cohen *et al.*, 2014).

Portanto, mudanças climáticas e variações no nível do mar têm um significativo impacto na distribuição dos manguezais, e tais forçantes são consideradas processos alocíclicos, pois seus registros são desencadeados por mecanismos externos à bacia sedimentar. Entretanto, outros processos inerentes à dinâmica sedimentar do ambiente deposicional em questão, chamados processos autocíclicos, podem também estar controlando principalmente a assembleia polínica ao longo de um perfil estratigráfico. Por exemplo, a moderna bacia hidrográfica do Rio Jucuruçu apresenta muitos meandros abandonados. Tais feições geomorfológicas são causadas pela migração lateral dos canais que resulta na sua avulsão e na formação de lagos (Toonen *et al.*, 2012). Tais ambientes são excelentes acumuladores de silte e argila que apresentam excelentes condições para a preservação de grãos de pólen (Bos *et al.*, 2008; Cohen *et al.*, 2014; Kasse *et al.*, 2005). Por outro lado, durante a fase do canal ativo, com acúmulo principalmente de partículas sedimentares da fração arenosa, os grãos de pólen não são preservados devido a maior permeabilidade da areia que favorece a remoção dos grãos de pólen e/ou sua oxidação.

Desta forma, lagos e planícies de inundação apresentam condições adequadas para o acúmulo e preservação de grãos de pólen oriundos da vegetação da época em que os sedimentos foram depositados. Sedimentos lacustres preservam grãos de pólen da vegetação do seu entorno e a representatividade espacial do sinal polínico lacustre depende dos ventos e da rede de drenagem que alimenta o lago. A proporção do sinal polínico fornecido por cada vegetação é dependente da distância (ex. Davis, 2000; Xu *et al.*, 2012). Além disso, vegetações abertas tem uma maior proporção de grãos de pólen transportados pelo vento,

porém considerando as florestas fechadas, os sedimentos devem registrar uma menor representação espacial da vegetação, refletindo principalmente as do seu entorno (Weng *et al.*, 2004b; Gosling *et al.*, 2009).

Muitos trabalhos desenvolvidos no litoral do Brasil ainda carecem de uma discussão abrangente do efeito dos processos autocíclicos nos registros polínicos e demais indicadores da paleoflora. Neste contexto, com base na análise do tamanho das partículas de sedimentos, estruturas sedimentares, grãos de pólen e datação ^{14}C de matéria orgânica sedimentar de dois testemunhos amostrados de meandros abandonados inseridos na foz de um vale fluvial próximo do litoral da cidade de Prado-Bahia pretende-se propor um modelo para a interpretação da assembleia polínica ao longo de perfis estratigráficos formados por sequências de abandono de canais de maré. Resultados de pesquisas desse tipo têm o potencial para subsidiar estudos voltados para a análise de tendências de implantação, expansão e contração de manguezais de acordo com a fase de evolução de canais de maré.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Geral

Identificar principalmente os efeitos dos processos autocíclicos na assembleia polínica de perfis estratigráficos amostrados em planícies de maré.

1.2.2 Específicos

- ✓ Identificar os paleoambientes deposicionais;
- ✓ Identificar a paleovegetação;
- ✓ Identificar a origem da matéria orgânica sedimentar;
- ✓ Determinar a cronologia dos eventos por meio de datações ^{14}C ;

2 ÁREAS DE ESTUDO

A área de estudo está localizada próxima da cidade de Prado, litoral sul do estado da Bahia, nordeste do Brasil (Figura 1). O local é caracterizado pela presença de depósitos quaternários que se encontram sobre os depósitos da Formação Barreiras. Além disso, há presença de vales com planície de inundações fluviais e de maré, com acúmulo de sedimentos do Quaternário (Martin *et al.* 1996).

2.1 CLIMA

A região é caracterizada por um clima tropical quente e úmido, com precipitação média anual de 1400 milímetros (Peixoto & Gentry, 1990), que está concentrada no verão, entre novembro e janeiro. A temporada seca (outono-inverno) ocorre entre maio e setembro e é regulada pela posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Carvalho *et al.* 2004). A área de estudo está inteiramente localizada na zona dos ventos do Atlântico Sul (NE-E-SE) que está relacionado com uma célula de alta pressão local e o avanço periódico da Frente Polar Atlântica durante o outono e inverno, que gera ventos SSE (Dominguez *et al.* 1992; Martin *et al.* 1998). A temperatura média varia entre 20° e 26°C.

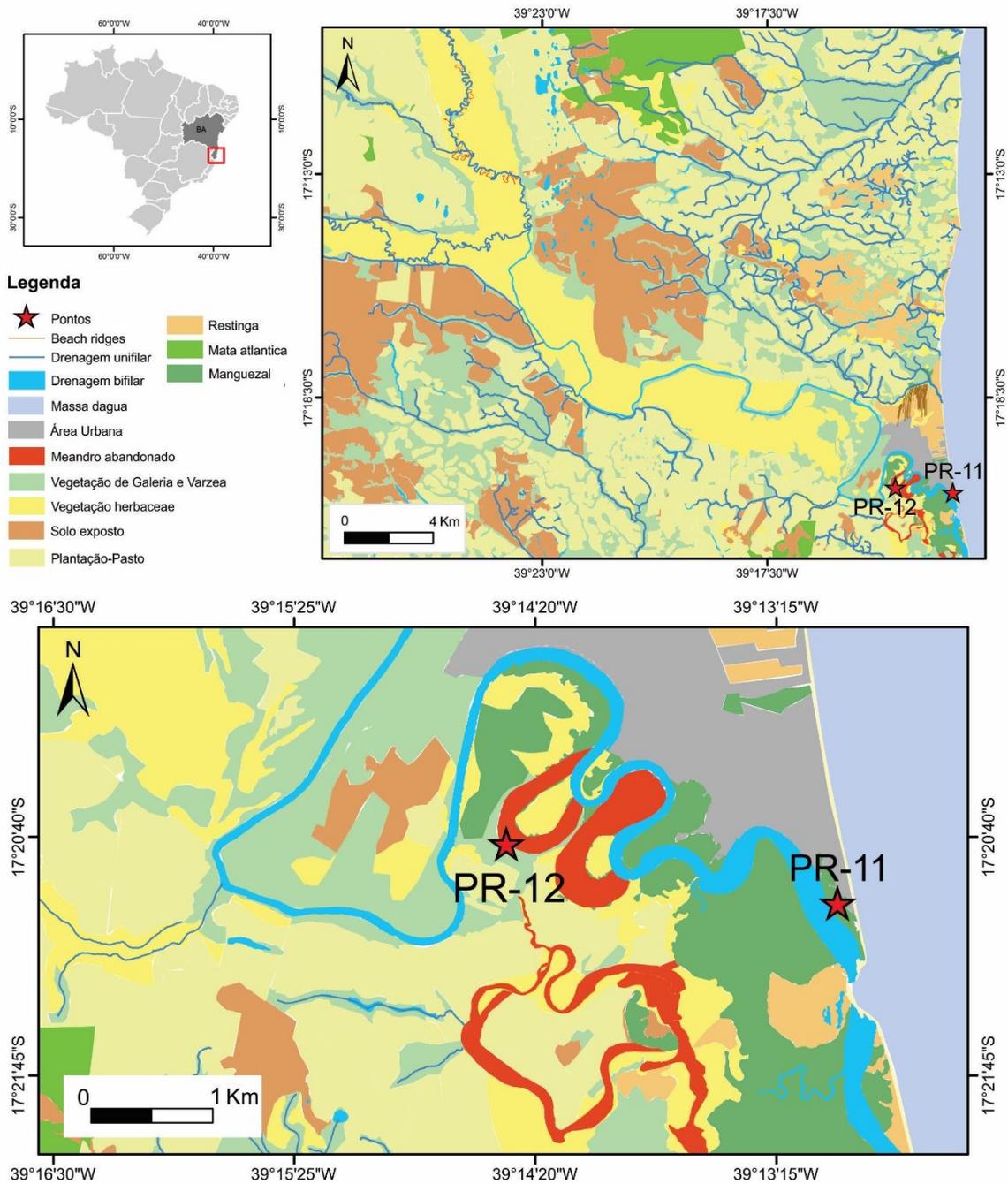


Figura 1- Mapa de localização da área de estudo.
Fonte: Do autor

2.2 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

Três unidades geomorfológicas são reconhecidas na área: (1) uma área montanhosa, representada por rochas cristalinas pré-cambrianas, com uma 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, mas possivelmente incluindo depósitos marinhos

que se originaram a partir de um onlap costeiro associado a transgressões no Neógeno (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).

O vale fluvial presente na área de estudo, por onde ocorre o Rio Jucuruçu, exhibe orientação NW-SE, elevações entre 3.5 e 7 m acima do nível médio do mar. O planalto apresenta redes de paleocanais de comprimento que variam de 2 a 20 km. Os canais abandonados são retos e meandrantos, e estes mantem a forma e concavidade típica do canal original, resultando na formação de pequenos lagos. A avulsão deve ter sido o principal processo responsável pelo total ou parcial abandono de alguns canais devido a rápida acumulação de areia.

2.3 VEGETAÇÃO

A vegetação moderna é composta principalmente de floresta tropical. As famílias mais representativas são Fabaceae, Myrtaceae, Sapotaceae, Bignoniaceae, Lauraceae, Hippocrateaceae, Euphorbiaceae, Annonaceae e Apocynaceae (Peixoto & Gentry, 1990). Uma planície herbácea representada principalmente por Cyperaceae e Poaceae com algumas árvores e arbustos ocorre nas margens da porção proximal da planície do delta. Uma transição gradual ocorre em direção à porção distal da planície do delta perto da linha de costa, que é dominada por vegetação de restinga sobre as planícies de areia e dunas. Esta vegetação consiste de arbustos e ervas. Palmeiras, orquídeas e bromélias também estão presentes ao longo da costa. A vegetação de restinga na área de estudo é representada principalmente pelas *taxa* Convolvulaceae, *Hancornia speciosa* (Apocynaceae), *Chrysobalanus icaco* (Chrysobalanaceae), *Hirtella Americana* (Chrysobalanaceae), *Cereus fernambucensis* (Cactaceae), *Anacardium occidentale* (Anacardiaceae) e *Byrsonima crassifolia* (Malpighiaceae). O Manguezal é representado por *Rhizophora* e *Avicennia* e é restrito à margem das lagoas. A vegetação no entorno de algumas lagoas da região compreende *Tabebuia cassinoides*, *Alchornea triplinervia* e *Cecropia sp.*, e plantas emersas, submersas e flutuantes como *Typha sp.*, Cyperaceae, Poaceae, *Salvinia sp.*, *Cabomba sp.*, *Utricularia sp.* e *Tonina sp.*

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 CAMPO

O trabalho de campo foi realizado durante a estação seca em setembro de 2014. Foi realizada a coleta de sedimentos através de Trado Russo, seguindo o método de Cohen (2003), onde foram retirados dois testemunhos próximos à linha de costa: PR-11 (S 17° 20' 58.13" / W 39° 12' 58.49") com 1,48 metros de profundidade e PR-12 (S 17° 20' 41.97" / W 39° 14' 27.87") com 1,92 metros de profundidade. O PR-11 foi coletado aproximadamente 150 metros de distância da linha de costa, localizado dentro da zona de manguezal, enquanto o testemunho PR-12 foi coletado dentro da zona de várzea distante cerca de 2,73 km da linha de costa (Figura 2).

3.2 PROCESSAMENTO DE IMAGENS E FOTOGRAFIAS AÉREAS

Imagens LANDSAT obtidas através do *software Google Earth Pro* foram utilizadas para individualizar as unidades geomorfológicas, geológicas e de espécies vegetais do litoral do sul da Bahia. Para auxiliar a confecção das imagens foram utilizados também os softwares *Global Mapper 12* e *ArcGIS 10.2*.

3.3 ACONDICIONAMENTO DAS AMOSTRAS

Os testemunhos de sedimento foram coletados e armazenados em tubos de 50 cm e envoltos por filme PVC para evitar a contaminação durante o campo e o transporte até o laboratório. Estas amostras foram transportadas para o Laboratório de Oceanografia Química (LOQ) da Universidade Federal do Pará (UFPA) onde foram conduzidas a um freezer com temperatura média de 4°C, com a finalidade de evitar o crescimento de fungos e bactérias que poderiam contaminar as amostras. Estes microrganismos são capazes de metabolizar compostos de carbono presente nos sedimentos e trocar CO₂ com a atmosfera, contaminando as amostras com carbono recente (Colinvaux *et al.* 1999) o que virá comprometer as datações por C-14.

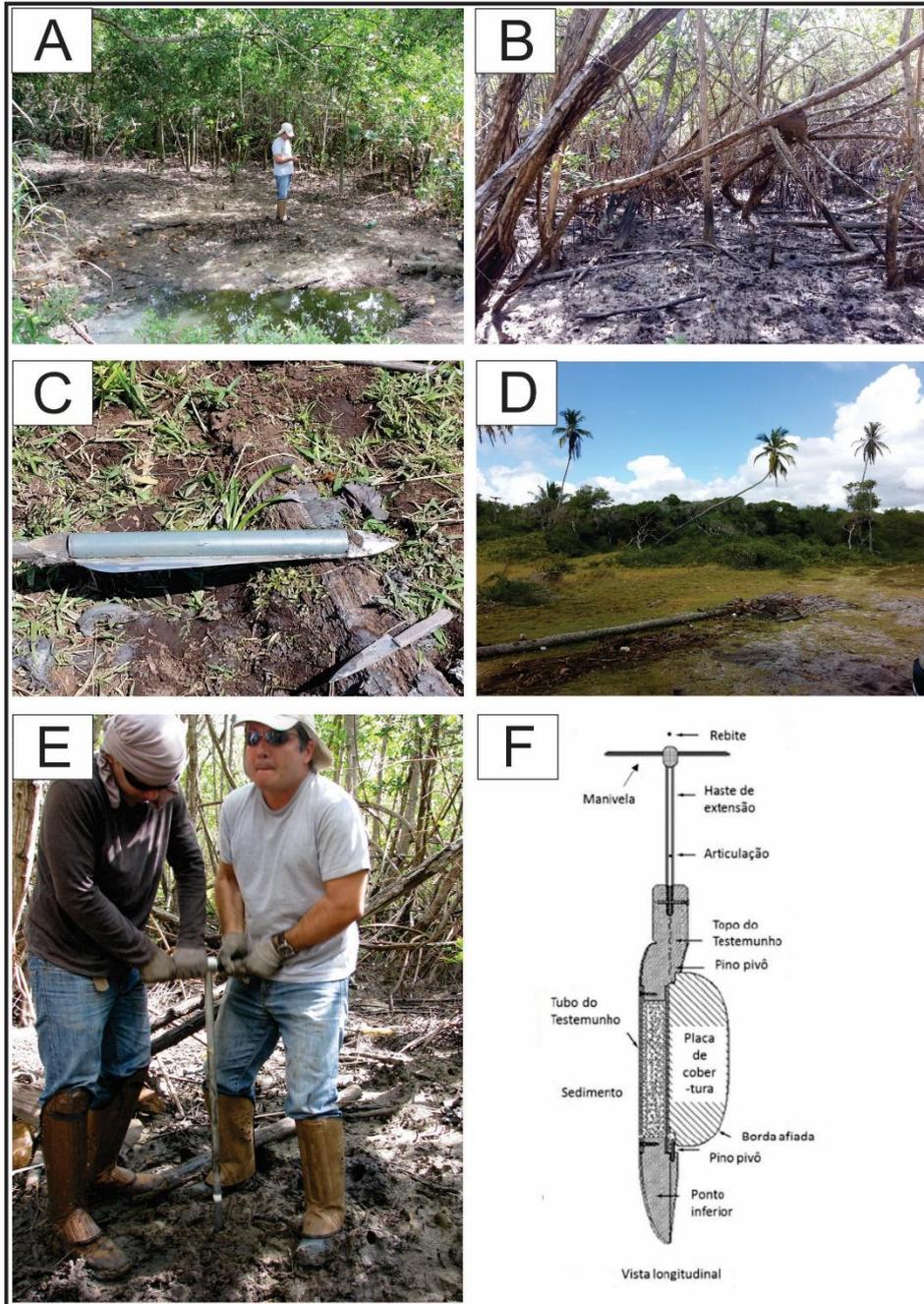


Figura 2- (A) Local de amostragem do testemunho PR-12; (B) Local de amostragem do testemunho PR-11; (C) Sedimento após ser coletado com auxílio de trado russo; (D) Visão geral da área de manguezal referente ao ponto PR-11; (E) Retirada de amostras de sedimento utilizando trado-russo; (F) Trado-Russo.
Fonte: Do autor

3.4 DATAÇÃO POR CARBONO 14

Para evitar contaminação por fragmentos de conchas, raízes, sementes, entre outros (Goh, 2006), as amostras de sedimentos foram fisicamente limpidas com auxílio de uma lupa. A matéria orgânica foi quimicamente tratada para a remoção da fração orgânica mais jovem (Ácidos fúlvicos e húmicos), e para eliminar os carbonatos adsorvidos as amostras foram colocadas em 2% de HCl a 60°C durante 4 horas, seguindo de uma lavagem com água

destilada para neutralizar o pH. Em seguida as amostras foram secadas a 50° C (Pessenda *et al.* 2010, 2012). A matéria orgânica sedimentar foi analisada por um Espectrômetro de Massa acoplado a um acelerador de partículas (AMS) no Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LACUFF) e no Centro de Estudos Aplicados a Isótopos da Universidade da Georgia (UGAMS). As idades ^{14}C estão representadas em idade convencional (anos AP) e idade calibrada (cal anos AP) ($\pm 2\sigma$) (Reimer *et al.* 2009).

3.5 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA E ESTRATIGRÁFICA

Antes mesmo de serem removidos os filmes PVC dos dois testemunhos (PR-11 e PR-12), estes foram radiografados para melhor observação e descrição das estruturas sedimentares encontradas nestes (Reineck & Singh, 1973) (Figura 3). A análise granulométrica do material sedimentar foi realizada no Laboratório de Oceanografia Química/UFPA, onde estes foram amostrado em intervalos de 5 cm. Em seguida, estas amostras foram lavadas com água destilada e Peróxido de Hidrogênio (H_2O_2) para a remoção da matéria orgânica. Após este processo, o material foi desagregado no ultrassom e agitador mecânico (França *et al.* 2013). Para a determinação do tamanho dos grãos, foi utilizado o Analisador de Partículas à Laser SHIMADZU SALD 2201. O gráfico para obtenção do tamanho dos grãos foi obtido utilizando o software SYSGRAN 3.0 (Camargo, 2006). A distribuição do tamanho dos grãos seguiu a proposta de Wentworth (1922), separando em areia (2-0.0625 mm), silte (62.5-3.9 μm) e argila (3.9-0.12 μm). Já a análise de fácies incluíram a descrição de cor (Munsell Color, 2009), litologia, textura e estrutura (Harper, 1984; Walker, 1992).

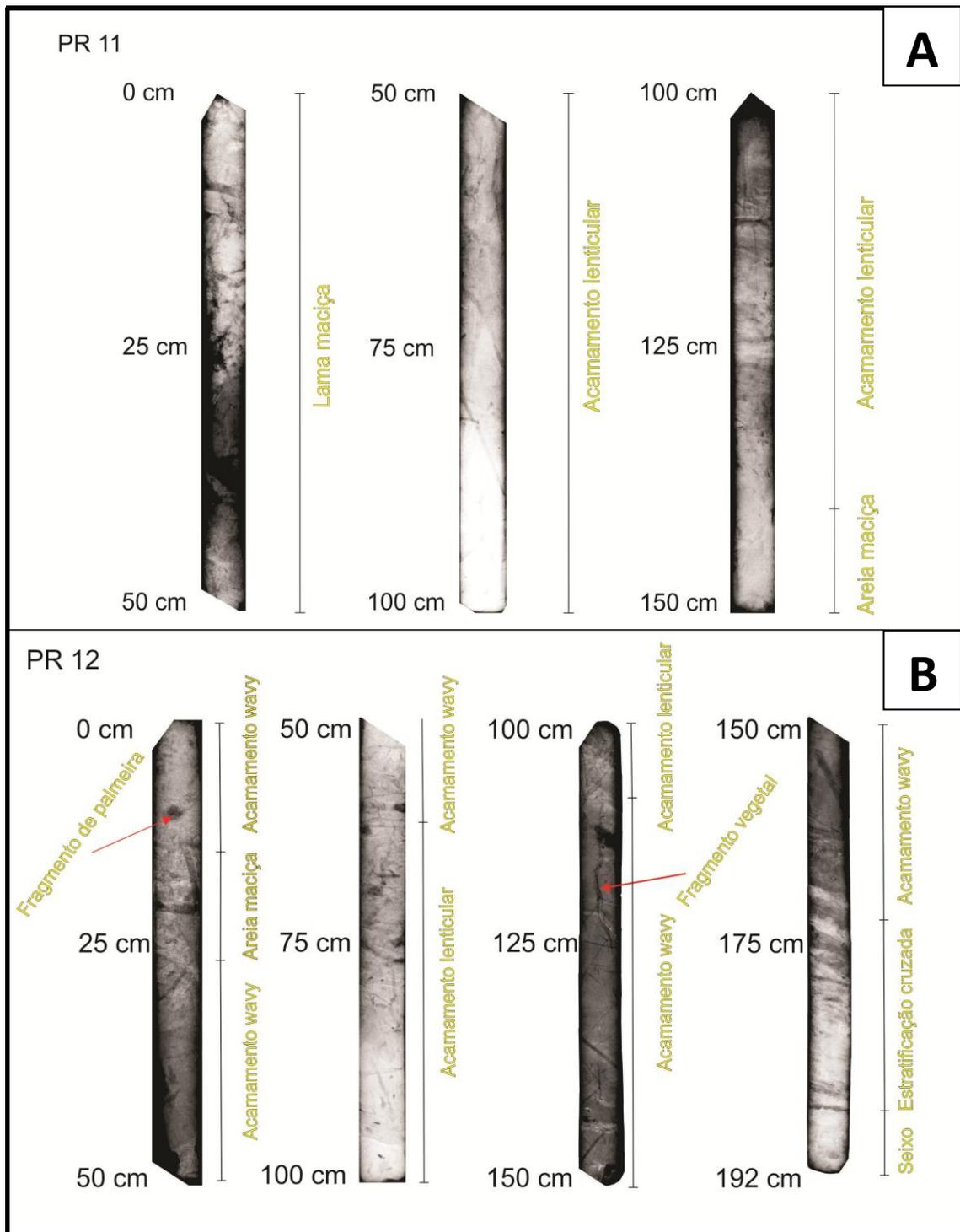


Figura 3- Detalhamento das estruturas sedimentares por meio de raios x. A) testemunho PR-11; B) testemunho PR-12.

Fonte: Do autor

3.6 ANÁLISES QUÍMICAS E ISOTÓPICAS

Foram coletadas amostras de sedimentos em intervalo de 5 cm ao longo dos testemunhos, as quais foram levadas para o Laboratório C-14 do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP) para realização dos procedimentos necessários. No laboratório

as amostras de sedimento foram separadas em recipientes unitários e colocadas para secar em estufa (Tecnal- TE-394/2) à 45°C por aproximadamente 24 horas para remoção de água. Após as amostras estarem secas, foram retirados os fragmentos vegetais atuais para não interferir nos resultados, e então estas foram levadas ao almofariz para serem pulverizadas e guardadas em *ependorfs*. 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). Para as amostras com a finalidade de determinar o $\delta^{13}\text{C}$ e C-total foram utilizadas em média de 10 a 20 mg, já para a determinação do $\delta^{15}\text{N}$ e N-total foram utilizadas em média de 50 à 60 mg. Posteriormente o material foi enviado ao Laboratório de Isótopos Estáveis (CENA/USP) para obtenção dos resultados. Neste laboratório as amostras foram analisadas em Espectrômetro de Massas ANCA SL 2020, da *Europe Scientific*, que contém um analisador elementar acoplado.

3.7 MÉTODOS PALINOLÓGICOS

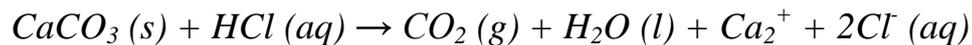
3.7.1 Processamento das amostras

O processamento das amostras para análise palinológica foi realizado no Laboratório de Dinâmica Costeira da Universidade Federal do Pará (LADIC/UFGPA), seguindo o protocolo descrito por Colinvaux *et al.* (1999). A amostragem para este procedimento ocorreu em um intervalo de 5 cm ao longo do testemunho, onde 0,5 cm³ de sedimento foram amostrados através de um medidor de volume feito de aço inoxidável, onde o sedimento é colocado dentro da cavidade cilíndrica e depois retirado por embolo produzindo assim uma pastilha de sedimento.

Posteriormente as pastilhas foram postas em tubos de polipropileno de 12 ml, que foram devidamente marcados com a estação e a profundidade na qual foi feita a retirada das pastilhas. Em seguida foi adicionado em cada um dos tubos um tablete de marcador exótico, esporo de *Lycopodium* (Stockmarr, 1971), para o cálculo da concentração de pólen (grãos/cm³) e a razão da acumulação de pólen (grãos/cm²/ano). Para contagem final a razão de esporos marcadores de *Lycopodium* e de pólen permite o cálculo da concentração polínica original. Pois cada tablete é constituído por 10.637 esporos de *Lycopodium*. Com o termino da preparação das amostras ocorreu o tratamento ácido seguindo as seguintes etapas:

3.7.2 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)

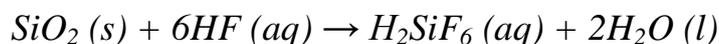
Esta etapa do tratamento tem por finalidade a remoção do carbonato (CO_3) presente no material sedimentar e a dissolução da matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*, através da adição de HCl a 10%, ocorrendo a seguinte reação:



Com o auxílio de um bastão feito de teflon, foi realizada a mistura das amostras em cada tubo de ensaio, evitando assim a contaminação das amostras, e em seguida o material foi conduzido à uma centrífuga onde permaneceu por 5 minutos a uma rotação de 3500 rotações por minuto (rpm). O líquido residual é retirado e o material lavado com água destilada até que o sobrenadante se torne incolor. Em seguida o material foi encaminhado para a segunda etapa do tratamento.

3.7.3 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF)

Nesta etapa foi adicionado HF às amostras em quantidade suficiente para reagir com o sedimento, permanecendo em repouso por 24 horas, com a capela de exaustão de gases ligada devido à alta toxicidade dos gases liberados por este ácido. Este procedimento foi adotado devido às elevadas quantidades de sílica que foram encontradas no sedimento, ocorrendo a seguinte reação:



Após o primeiro período de adição do HF, o material foi lavado novamente com água destilada e levado para centrífuga para a separação do sobrenadante, para que posteriormente seja adicionado HF e deixado em repouso por mais 24 horas, e lavado com água destilada para preparação da terceira etapa do tratamento.

3.7.4 Tratamento com Ácido Acético Glacial ($C_2H_4O_2$)

Esta etapa possui grande importância, pois na próxima etapa será adicionado o ácido sulfúrico (H_2SO_4). O $C_2H_4O_2$ reage com a amostra retirando a água presente. Esta reação é importante para que não ocorra desperdício de H_2SO_4 através da reação com água presente nas paredes do tubo de ensaio ou no sedimento umedecido.

Por isso foi adicionado $C_2H_4O_2$ às amostras, seguindo 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.

3.7.5 Tratamento com Acetólise (H_2SO_4 e $C_4H_6O_3$)

Esta etapa do procedimento químico tem por objetivo remover a celulose e polissacarídeos presentes nas amostras através da oxidação.

Segundo Erdtman (1960), a acetólise é obtida através da mistura de nove partes de $C_4H_6O_3$, primeiramente, por volume para uma parte de H_2SO_4 concentrado. Em seguida é adicionado cerca de 10 ml da solução às amostras. Os tubos de ensaio são submetidos ao aquecimento em banho-maria, sendo constantemente misturados por um período que varia de 10 a 20 minutos até que o completo escurecimento do líquido contido nos tubos. Após este procedimento é realizada a centrifugação, retirada do líquido residual e lavagem, durante duas vezes, em seguida o material é lavado com álcool absoluto (C_2H_5OH), sendo deixado nos tubos cerca de 5 ml para facilitar a transferência da amostra dos tubos de ensaio para os frascos plásticos.

3.7.6 Montagem de lâminas para a microscopia

Para análise microscópica foram utilizadas lâminas *Bioslide* 25,4 x 76,2 mm, lamínulas 22 x 22 mm, glicerina, pipetas, bastões de teflon e esmalte base de unha. Com o auxílio de pipetas, algumas gotas do material coletado foram retiradas e depositadas nas lâminas, devidamente marcadas de acordo com a profundidade e o testemunho no qual foi feita a retirada das pastilhas de sedimento. Em seguida, uma pequena quantidade de glicerina foi adicionada à lâmina. Os bastões de teflon serviram para misturar o material coletado, com a glicerina. Em seguida uma lamínula foi colocada sobre a lâmina selando as margens com esmalte base de unha, para preservar o material da umidade do ar e das concentrações de oxigênio, o que provocaria o ressecamento e oxidação da amostra.

3.7.7 Análise Microscópica e Confeção de Gráficos Polínicos

A identificação e contagem dos grãos de pólen das lâminas foi realizada em um microscópio *Carl Zeiss Axioskop 2 Plus* conectado ao computador por meio de uma microcâmara. Com o auxílio 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). Em cada lamina foi realizada contagem de no mínimo 300 grãos de pólen em cada amostra. A soma total não incluiu os esporos marcadores, esporos de fungos, algas e micro foraminíferos. Por final os dados da contagem polínica foram introduzidos no programa *TiliaGraph* para confecção dos diagramas e análise estatística (Grimm, 1987).

4 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO

4.1 FERRAMENTAS UTILIZADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS

4.1.1 Palinologia

As análises palinológicas estão entre os métodos mais aplicáveis aos estudos paleoclimáticos do Quaternário, principalmente quando estão acompanhadas de datações absolutas pelo método de radiocarbono, dados isotópicos e elementares de C e N. Por meio de análise dos *taxa* modernos e suas relações ecológicas, é possível fazer comparações com assembleias fósseis permitindo avaliar as mudanças ocorridas ao longo do tempo, principalmente as assembleias referentes ao Quaternário, já que estas não tiveram extinções significativas de suas espécies vegetais durante este período (Hooghiemstra, 1984). Além disso, quando a técnica está associada ao Quaternário, é possível detectar os processos vegetais pretéritos como migração, expansão, retração e consolidação das associações fossilíferas, visto que seus elementos são compatíveis com os atuais (Salgado-Labouriau, 2007).

Segundo Bradley (1999), a reconstituição paleoambiental e paleoclimática por meio de métodos palinológicos é possibilitada por quatro atributos básicos dos grãos de pólen: (i) determinação da família, gênero e algumas vezes espécie vegetal, através das características morfológicas dos grãos de pólen; (ii) produção em grande quantidade e alta capacidade de dispersão pelo vento, água, inseto ou animais; (iii) são extremamente resistentes à degradação em alguns ambientes sedimentares; (iv) refletem a vegetação no tempo da deposição do pólen.

Na costa norte brasileira foram desenvolvidos estudos palinológicos (Behling, 2001; Behling & Costa, 2001; Behling *et al.*, 2001, 2004; Cohen *et al.*, 2005a, b; Vedel *et al.* 2006) que indicam significativas mudanças na vegetação durante o Holoceno. Substituições da floresta de Terra Firme e Restinga por Campo Salino (Behling & Costa 2001), Manguezal por Campo Salino (Behling *et al.*, 2001; Cohen *et al.*, 2005b), Floresta Pluvial Amazônica Costeira e Restinga por Manguezal (Behling *et al.* 2004), Campo Inundável por Manguezal e Campo Inundável para Várzea (Guimarães *et al.* 2010), bem como à substituição das espécies dominantes em um mesmo ecossistema: Manguezal dominado por *Avicennia* substituído pela dominância de *Rhizophora* (Vedel *et al.*, 2006), Manguezal *Rhizophora* dominante passando a *Avicennia* dominante (Senna, 2002), Manguezal misto de *Rhizophora* e *Avicennia* para dominado por *Rhizophora* e posteriormente por *Avicennia* e Campo Salgado com predomínio de *Poaceae* substituído pela dominância de *Cyperaceae* (Behling *et al.*, 2001), têm sido

interpretadas como respostas às alterações na salinidade da água intersticial que podem ser resultado das flutuações no NRM e/ou mudanças nas taxas de precipitação.

4.1.2 Ciclos fotossintéticos C₃, C₄ e CAM

A conversão de CO₂ atmosférico em compostos orgânicos ocorre pelo processo bioquímico da fotossíntese. Este processo ocorre em duas etapas: i) etapa dependente da luz, quando a energia luminosa, absorvida por pigmentos fotossintetizantes tais como a clorofila, é convertida em energia química; ii) etapa não dependente da luz, quando a energia química da etapa anterior é utilizada para redução do carbono e ligação deste a uma molécula orgânica (Raven *et al.*, 1996). A classificação das plantas em C₃, C₄ e CAM é decorrente das características fisiológicas e bioquímicas da etapa não dependente da luz.

Essas diferenças fisiológicas existentes entre as plantas C₃, C₄ e CAM são consequências de adaptações às condições ambientais de onde estas vegetações se encontram, as quais causam implicações ecológicas diferenciadas.

Há ocorrência de dois isótopos de carbono na natureza, ¹²C e ¹³C. Destes, 98,89% são representados por ¹²C, enquanto apenas 1,11% ocorrem na forma de ¹³C (Boutton, 1996). A razão entre estes isótopos (¹³C/¹²C) nas plantas diferem consideravelmente (Pessenda *et al.*, 2005). Portanto, esta razão poderia ser utilizada para distinguir os diferentes tipos de ciclos fotossintéticos C₃ (composto principalmente por árvores) e C₄ (gramíneas), onde as plantas C₃ apresentam valores de δ¹³C mais empobrecido em relação às plantas C₄ (Bender, 1971), e assim podem-se inferir mudanças na vegetação e clima em tempos pretéritos.

Bender (1971) dividiu as plantas vasculares em dois grupos de acordo com a composição isotópica do carbono de sua matéria-orgânica: i) plantas de ciclo fotossintético C₃, cujo δ¹³C normalmente está entre -32‰ e -22‰; ii) plantas de ciclo fotossintético C₄, com δ¹³C entre -20‰ e -10‰. Por outro lado, as plantas CAM podem apresentar valores de δ¹³C muito variáveis. As espécies que possuem o metabolismo CAM obrigatório apresentam valores de δ¹³C comparáveis aos das plantas C₄, enquanto que aquelas espécies que apresentam metabolismo CAM facultativo possuem valores de δ¹³C entre -28‰ e -10‰, indistinguíveis daqueles encontrados nas plantas C₃ ou C₄ (Boutton, 1996).

Quando analisadas em espectrômetro de massa, a composição isotópica de carbono (δ¹³C) das amostras são medidas em comparação com a composição isotópica do padrão Vienna Pee Dee Belemnite – PDB, um molusco fóssil. A razão molar ¹³C/¹²C do padrão VPDB é igual a 0,01124 (Farquhar *et al.*, 1989). A composição isotópica de uma amostra (amostra) em comparação com o padrão VPDB é dada pela equação 1:

$$\delta_{\text{amostra}} = \frac{R_{\text{amostra}} - R_{\text{PDB}}}{R_{\text{PDB}}} = \frac{R_{\text{amostra}}}{R_{\text{PDB}}} - 1 \quad (1)$$

Assim, δ_{amostra} indica o desvio da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ da amostra (R_{amostra}) em relação à razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ do padrão VPDB (R_{PDB}).

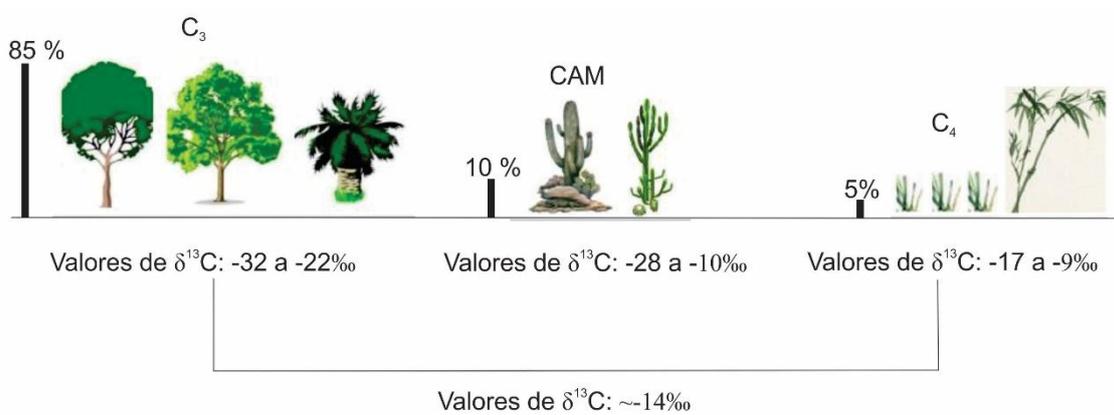


Figura 4- Valores isotópicos do carbono característicos dos ciclos fotossintéticos (C₃, C₄ e CAM) e porcentagem de distribuição natural, de acordo com Boutton 1996. Fonte: Modificado de França, 2010.

4.1.3 C/N

A composição elementar e isotópica do carbono e nitrogênio são importantes ferramentas para os estudos de reconstituição paleoambiental, já que são capazes de determinar a origem da matéria-orgânica preservada nos sedimentos, a qual pode representar diversas fontes, tais como fitoplâncton marinho ou de água doce, e plantas vasculares C₃ e C₄ (Wilson *et al.*, 2005a). O C/N da matéria orgânica dos sedimentos é utilizado para distinguir suas duas principais origens, sendo fitoplanctônica, com razões entre 4 e 10, e/ou terrestres vasculares, com 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).

A influência de origem marinha ou continental sobre o ambiente costeiro é revelada devido ao material biológico de origem marinha ser mais enriquecido em nitrogênio quando comparado com material terrestre (Meyers, 1994). Portanto, a interação continente-oceano na zona costeira também pode ser traçada pelo C/N da matéria orgânica acumulada nos

sedimentos superficiais, e com isso, determinar a evolução da influência relativa da matéria orgânica marinha ou terrestre.

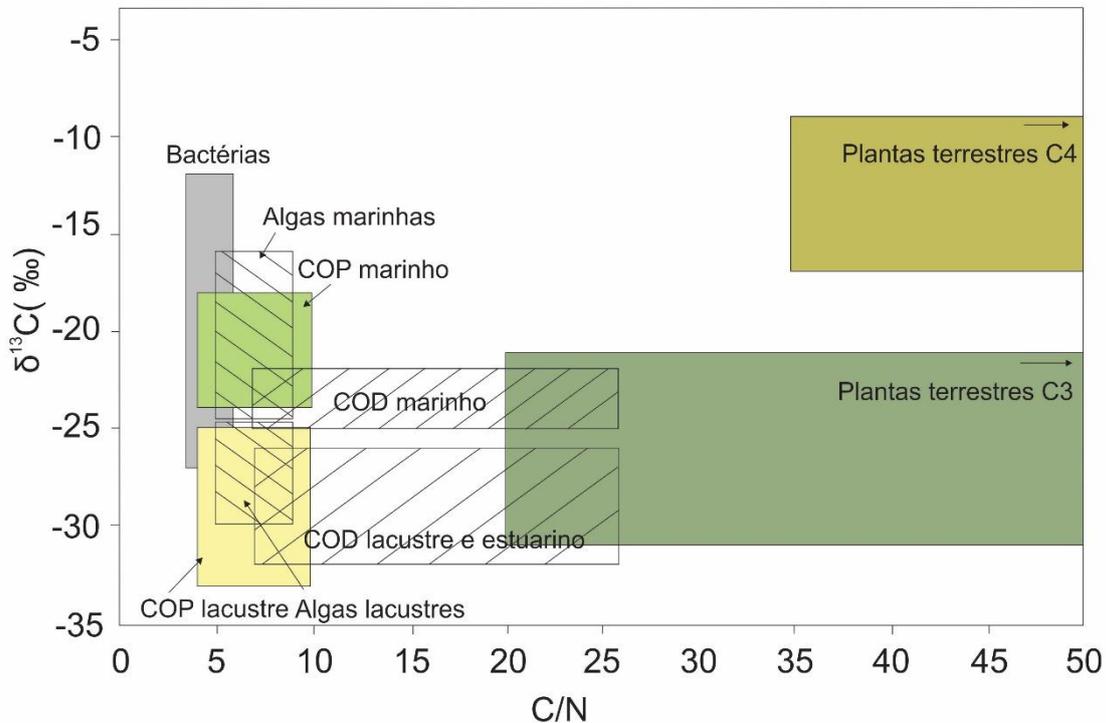
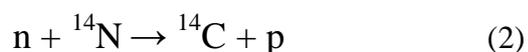


Figura 5- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e marinha
Fonte: Modificado de Lamb *et al.*, 2006; Meyers, 2003; Wilson *et al.*, 2005.

4.1.4 Datação ^{14}C

A datação por meio de ^{14}C foi desenvolvida pelo pesquisador Willard Frank Libby, da Universidade da Califórnia, em 1949 (Libby *et al.*, 1949). Este método tem por base a contínua produção do isótopo radioativo ^{14}C na alta atmosfera consequente da colisão de um nêutron, originado da ação de raios cósmicos, com um átomo de ^{14}N . Essa colisão faz com que o ^{14}N perca um próton e ganhe um nêutron, convertendo-se em ^{14}C (Equação 2) (Broecker, 2003). O ^{14}C é então oxidado a $^{14}\text{CO}_2$ e entra no ciclo global do carbono, juntamente com os isótopos estáveis desse elemento, ^{12}C e ^{13}C .



As plantas assimilam ^{14}C durante a fotossíntese e os animais incorporam este isótopo ao longo da cadeia alimentar, fazendo com que todos os seres terrestres vivos mantêm sua

entrada de ^{14}C durante a vida. Enquanto as plantas e os animais se mantêm vivos, há incorporação constante dos diferentes isótopos de carbono aos seus tecidos, mantendo a relação $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$. Após a morte do organismo a incorporação do carbono é cessada, fazendo com que ocorra a desintegração radioativa do ^{14}C , o que resulta ao longo do tempo, na redução do conteúdo de ^{14}C na matéria orgânica restante (Broecker, 2003). Então, este isótopo começa a desintegrar-se com meia vida de 5.730 anos + 30 anos, emitindo uma partícula β^- e transformando-se novamente em ^{14}N . Assim, a idade da amostra pode ser determinada em razão da atividade residual da mesma, diminuindo exponencialmente com o aumento do tempo em que a amostra parou de assimilar ^{14}C (imagem 6).

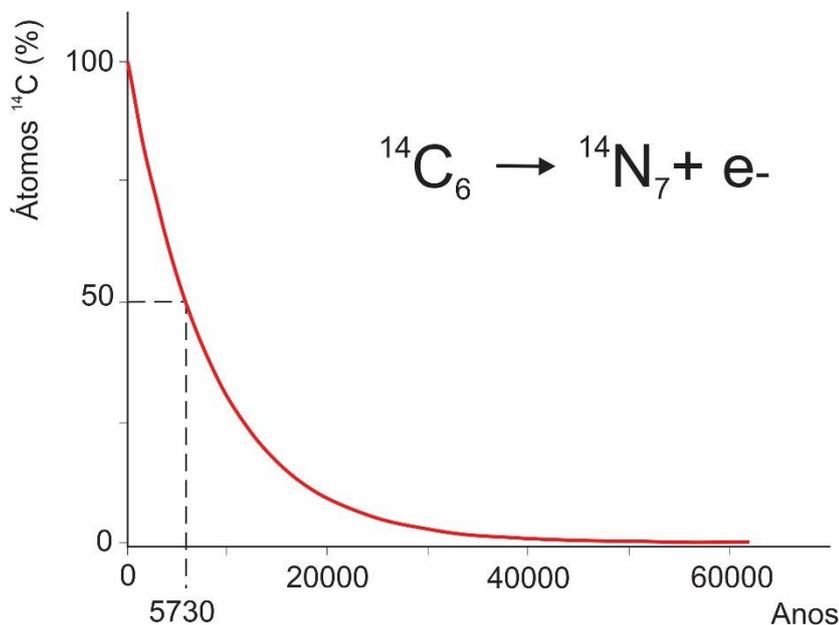


Figura 6- Curva de decaimento radioativo do ^{14}C .
Fonte: Modificado de Libby *et al.*, 1949.

A idade ^{14}C é baseada primariamente assumindo a constância da concentração do ^{14}C , relacionado ao ^{12}C , no passado. Entretanto, observaram-se variações na razão $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ do dióxido de carbono na atmosfera devido a variações no campo magnético terrestre, e na atividade solar. Então foram iniciados trabalhos para calibração das idades obtidas pelas datações ^{14}C com os anos do calendário. Uma forma de comparação descoberta foi datando-se amostras de anéis de crescimento de árvores por dendrocronologia. Essa calibração é aplicada a amostras de origem terrestre, cuja fonte de CO_2 é a atmosfera (Reimer *et al.*, 2004).

Como consequência dos testes nucleares realizados pelos Estados Unidos e União Soviética a partir dos anos de 1950 e 1960, houve um aumento significativo nas

concentrações de ^{14}C na atmosfera. Em janeiro de 1963 a concentração de ^{14}C na atmosfera havia dobrado em relação ao período anterior aos testes nucleares (Broecker, 2003). Em decorrência da alteração na relação $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ causada pelo ^{14}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}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).

A correção por fracionamento isotópico é outro aspecto importante a ser considerado na determinação da idade ^{14}C convencional. Ao absorverem o CO_2 atmosférico para realizar o processo de fotossíntese, as plantas o fazem de forma discriminatória em relação aos isótopos ^{12}C e ^{13}C , que introduz erros no cálculo da idade ^{14}C . O cálculo deste fracionamento é feito empregando-se a equação a seguir, sendo o resultado expresso na unidade $\delta^{13}\text{C}$ (Equação 3).

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

O valor de $\delta^{13}\text{C}$ é expresso por mil (‰) e representa a proporção da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de uma amostra em relação à do padrão PDB (Belemnitella Americana da Formação Pee Dee). Amostras orgânicas ou inorgânicas que se encontram incorporadas ao ciclo global do carbono, devem ser corrigidas para -25‰.

4.2 CANAIS ABANDONADOS

Os canais abandonados são resultados de processos de migração lateral do canal. Os tipos mais comuns de canais abandonados no curso fluvial inferior são (i) lagoas marginais (*oxbow lakes*), formadas por estrangulamento do meandro (*meandre bend neck*) ou atalho de corredeira (*chute cutoff*) (Fisk, 1947; Lewis & Lewin, 1983; Erskine et al, 1992; Hooke, 1995; Micheli & Larsen, 2011.) e (ii) canais abandonados sobre múltipla quantidade de meandros, deixados inativos devido a avulsão a montante (Smith *et al.*, 1989)

O momento do abandono do canal por estrangulamento de meandro é marcado geralmente por três estágios: (i) iniciação do estrangulamento (*cutoff initiation*)- o desencadeamento do estrangulamento quando a maior parte da descarga do rio se desvia do meandro e começa a fluir ao longo do novo canal ativo (Lewis e Lewin, 1983; Hooke, 1995); (ii) formação de barra plugue (*plug bar formation*)- sedimentação no canal responsável pela redução da descarga (e condições energéticas) que progressivamente causam o bloqueio das

entradas superiores e inferiores, levando o desvio de descarga e promovendo a captura das cargas de solo e de suspensão (Fisk, 1947; Constantine *et al.*, 2010); (iii) Estágio de desconexão (*disconnected stage*)- a descarga não é mais carregada regularmente através da depressão do canal. O canal é “desconectado” da rede de canais de rios ativos, e o canal é transformado em um lago de planície de inundação que recebe agora apenas sedimentos suspensos durante os períodos de inundação (Imagem 7).

Na sua maioria os paleocanais de planícies de inundação do Holoceno não marcam o encerramento dos sistemas fluviais, mas sim o início de um novo canal em uma parte vizinha ao vale, onde houve mudança de itinerário, sendo assim o canal é apenas uma ramificação local do sistema fluvial (Toonen *et al.* 2012). Portanto, a correlação sedimentar pode ser feita por razões de proximidade, onde os registros sedimentares clásticos acumulados durante o preenchimento do canal estão correlacionados com a atividade contínua do rio em sua nova posição, especialmente durante as inundações (Toonen *et al.* 2012).

O momento do abandono do canal pode ser identificado através de uma datação da base dos depósitos lamosos, acumulados durante a fase de abandono, e depositados sobre os sedimentos arenosos acumulados durante a fase ativa do canal (Törnqvist *et al.*, 1996; Erkens *et al.*, 2011). Os canais abandonados, em processo de preenchimento por matéria orgânica sedimentar, geralmente são encontrados próximos de rios contemporâneos, fornecendo informações sobre a paleovegetação da planície de inundação (Kasse *et al.*, 2005; Salvador *et al.*, 2005; Bos *et al.*, 2008; Lechner, 2009). A depressão formada funciona como uma armadilha para sedimentos finos durante os períodos de inundação. Tais sedimentos apresentam grande potencial de preservação polínica e de matéria orgânica (Allen, 1965; Lewis & Lewin, 1983; Baker, 1987; Walling & Hu, 1998; Middelkoop & Asselman, 1998; Macklin & Lewin, 2003). Portanto, sequências sedimentares envolvendo a dinâmica de canais são apropriadas para a reconstituição da vegetação presente no entorno do canal abandonado e na planície de inundação fluvial (Bos *et al.*, 2008; Kasse *et al.*, 2005; Lechner, 2009; Parker *et al.*, 2008).

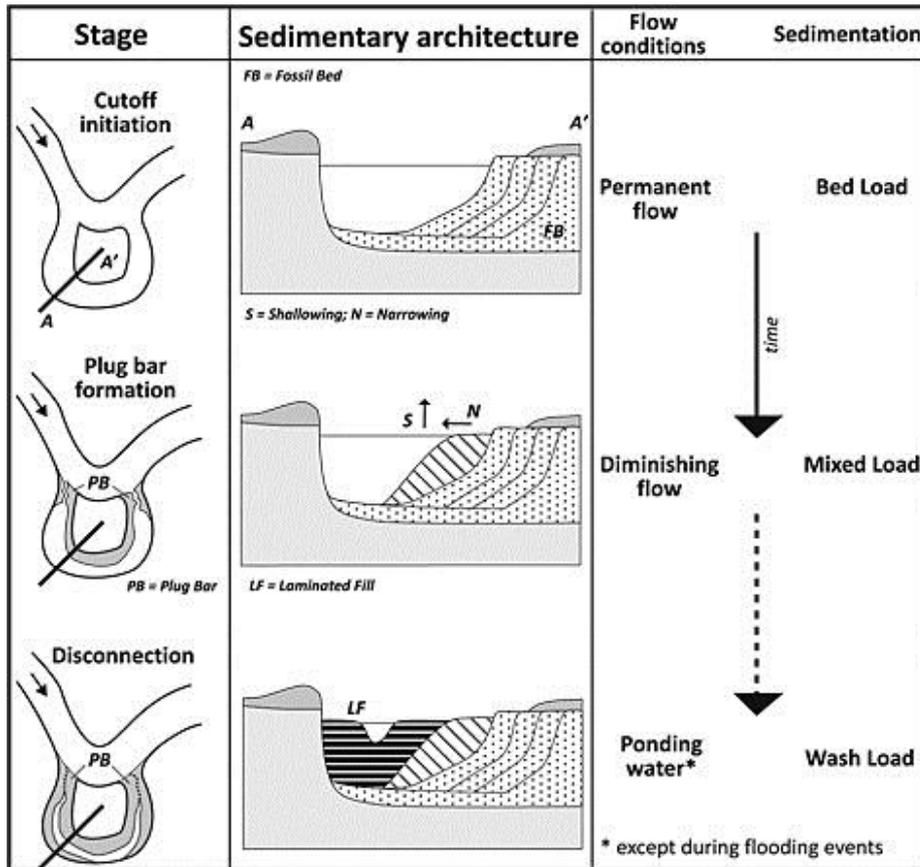


Figura 7- Estágios de abandono de meandros por atalho de corredeira.
Fonte: Toonen *et al.* 2012.

4.3 MANGUEZAL

O manguezal é um ecossistema costeiro de transição entre os ambientes terrestre e marinho, sujeito a influência constante das marés e característico de regiões tropicais e subtropicais (Lamparelli, 1999). Seu substrato é composto de sedimentos lamosos e ricos em matéria orgânica. Neste tipo de substrato há desenvolvimento de flora típica, representada por uma associação de árvores e arbustos (*ex Rhizophora mangle, Avicennia sp.*), adaptada a variações de salinidade e a baixos teores de oxigênio (Suguio, 1998). Os manguezais ocorrem em regiões abrigadas e apresentam condições propícias para alimentação, proteção e reprodução de muitas espécies de animais, sendo considerado importante transformador de nutrientes em matéria orgânica (Schaeffer-Noveli, 1991). O termo manguezal é utilizado para designar o ecossistema (flora e fauna associadas), enquanto o termo mangue é utilizado somente para nomear as espécies vegetais que compõe este ecossistema.

O desenvolvimento dos manguezais está condicionado a diferentes fatores ambientais que variam em intensidade e periodicidade (Schaeffer-Noveli *et al.*, 1990). As principais variáveis, além da energia solar, que definem o grau de desenvolvimento dos manguezais são: aporte de sedimentos, aporte de água doce, amplitude de marés, nutrientes, temperatura,

energia do mar e precipitação pluvial. As feições fisiográficas da região costeira, tais como relevo, também são de suma importância para o desenvolvimento do bosque de mangue. O balanço de todos estes componentes é que determinará a tipologia dos manguezais. O crescimento dos bosques de mangue é o resultado da melhor combinação entre estas variáveis (Schaeffer-Noveli, 1991).

Os manguezais estão distribuídos na faixa tropical – subtropical, entre o trópico de Câncer (23° lat. N) e o trópico de Capricórnio (23° lat. S), ocorrendo também por vezes em latitudes mais altas, porém, com menor desenvolvimento estrutural, isto é, árvores de menor porte, menor biomassa no ecossistema, etc. (Cintrón & Schaeffer-Noveli, 1983) (Figura 8). No Brasil os manguezais ocorrem desde 4°30'N até 28°30'S, sob uma grande diversidade de condições ambientais (Schaeffer-Novelli *et al.*, 1990). Como consequência dessa ampla dispersão geográfica e da diversidade de condições ambientais, os manguezais brasileiros apresentam diferentes características estruturais. Exemplo disso é na região norte, onde as condições ambientais são ótimas para seu desenvolvimento, com isso a *Rhizophora* pode apresentar indivíduos de até 40 metros de altura, enquanto no sul do país o gênero pode estar presente na forma de arbustos de 1,5 metros de altura (Schaeffer-Novelli *et al.*, 1990).

Ao longo do território brasileiro há ocorrência de apenas quatro gêneros e sete espécies de diversidade de manguezais. Os principais gêneros são *Rhizophora*, *Laguncularia* e *Avicennia*, os quais apresentam espécies arbustivas e arbóreas. Segundo Schaeffer-Novelli *et al.* (1990), os três principais gêneros arbóreos possuem o seguinte padrão de distribuição: *Rhizophora* na maioria das vezes ocupa áreas com maior influência das marés, locais geralmente baixos, com maior frequência e duração das inundações; *Avicennia* e *Laguncularia* colonizam áreas mais elevadas, com menor frequência e duração das inundações pelas marés, sendo que a *Laguncularia* pode ser mais frequente em áreas de sedimentação mais recente.



Figura 8- Distribuição dos manguezais pelas regiões costeiras ao longo do globo terrestre. Fonte: Giri *et al.* (2011).

4.1 NÍVEL RELATIVO DO MAR (NRM) E A DINÂMICA DOS MANGUEZAIS NO LITORAL BRASILEIRO DURANTE O HOLOCENO

Estudos das variações do nível do mar durante o Holoceno na costa leste e sul do Brasil (Angulo & Lessa, 1998; Pirazolli, 1986; Mesquita & Harari, 1983; Silva & Neves, 1991; Muehe & Neves, 1995) sugerem diferenças nas curvas de nível do mar (Suguio *et al.*, 1985; Martin *et al.*, 1988; Tomazelli, 1990; Angulo *et al.*, 1999) baseado em diversos indicadores (ex: conchas, terraços marinhos e vermitídeos). Segundo tais curvas, há 7000 anos o nível de mar se encontrava igual ao atual, porém este se elevou até cerca de 5100 anos atrás, quando foi atingido um máximo transgressivo entre 4 e 5 metros acima do nível atual (Suguio *et al.*, 1985). Entretanto, tais curvas apresentam padrões diferentes para o Holoceno médio e tardio. O primeiro proposto por Suguio *et al.* (1985a), sugere queda do nível relativo do mar durante os últimos 5100 anos antes do presente (AP) com duas oscilações. Porém, Angulo *et al.* (2006) apresentaram uma curva de nível de mar com uma descida contínua ao longo dos últimos 5100 anos AP e portanto, discordam sobre os baixos níveis de mar entre 4100-3800 anos AP e 3000-2700 anos AP (Figura 9). Uma terceira curva proposta por Tomazelli (1990), sugere um aumento do nível relativo do mar nos últimos 1000 anos.

Tais curvas de variações do nível relativo do mar são baseadas principalmente em evidências sedimentológicas (depósitos arenosos), biológicas (vermitídeos e conchas de ostras) e pré-históricas (sambaquis) (Suguio *et al.*, 1985; Martin *et al.*, 2003; Angulo *et al.*, 2006). No caso dos sistemas de manguezais, que no Brasil se estendem desde a costa norte até o limite sul do estado de Santa Catarina, sua contribuição é interpretada como reflexo das mudanças das variáveis que controlam a geomorfologia costeira (Blasco *et al.*, 1996; Lara & Cohen, 2009). De fato, o desenvolvimento da vegetação de manguezal é regulado pela interação continente-oceano e suas expansões são determinados pela topografia do nível relativo do mar (Woodroffe, 1982; Gornitz, 1991; Cohen & Lara, 2003).

Em uma escala de tempo de 10 mil anos, as variações no nível do mar e as mudanças na descarga fluvial, que são controladas pelo clima, são os principais agentes modificadores da distribuição dos manguezais ao longo das costas (ex. Cohen *et al.*, 2005; Cohen *et al.*, 2008; Lara & Cohen, 2009; Cohen *et al.*, 2009; Krauss *et al.*, 2008; Tomlinson, 1986; Semeniuk, 1994; Schaeffer-Novelli *et al.*, 1990; Kao *et al.*, 2004; Stevens *et al.*, 2006; Stuart *et al.*, 2007). O aumento no nível relativo do mar pode resultar na retração dos manguezais próximo à costa e na sua migração em direção ao continente como resultado do aumento na frequência de inundação (Hanson & Maul, 1989). Similarmente, a vegetação continental, posicionada nas planícies de lama topograficamente mais elevadas, sofre um ajuste nos seus

limites, pois os manguezais migram para locais mais altos e invadem essas áreas (Cohen & Lara, 2003).

Situação similar aconteceu 18,000 anos antes do presente (AP), uma vez que o nível do mar estava ao redor de 120 metros abaixo do atual (Shackleton & Opdyke, 1973). Desde essa época as temperaturas têm aumentado juntamente com o nível do mar que deve ter estabilizado em seu atual nível entre 8 e 5 mil anos AP. Mudanças no nível do mar durante os últimos 5 mil anos permanecem objeto de discussão (Woodroffe *et al.*, 1986, 1987; Cohen *et al.*, 2005a, 2005b; Angulo *et al.*, 2006).

Na costa paraense, as primeiras ocorrências de manguezal nos depósitos de sedimento evidenciam o início da estabilização do nível do mar durante o Holoceno com algumas fases de expansão e contração das áreas de manguezais (Behling & Costa, 2001; Behling *et al.*, 2001; Cohen *et al.*, 2005a and 2005b; Cohen *et al.*, 2008; Cohen *et al.*, 2009). Assim, os manguezais começaram a se desenvolver próximo ao Lago de Curuçá entre 7250 e 5600 14C anos AP (Behling, 2001) e próximo ao Lago Crispim entre 7550 e 6620 14C anos AP (Behling & Costa, 2001). Na Península de Bragança, depois do aumento no nível do mar pós-glacial, o nível do mar estabilizou pelo menos há 5100 14C anos AP no seu atual nível (Behling *et al.*, 2001; Cohen *et al.*, 2005b). Na Ilha do Marajó, o estabelecimento da vegetação de manguezal ocorreu ao redor de 2880 anos AP calibrados. (Behling *et al.* 2004). A estabilização do nível do mar, provavelmente, desencadeou a expansão das florestas de manguezais holocênicas no litoral paraense.

A integração de dados palinológicos, sedimentológicos e geoquímicos permitiram melhor caracterizar as fases de estabelecimento e expansão/contração dos manguezais durante o Holoceno ao longo do litoral norte brasileiro (Behling *et al.* 2001; Cohen *et al.* 2005a, 2005b, 2008, 2009; Vedel *et al.* 2006; Smith *et al.* 2011; Guimarães *et al.* 2012). Estas fases têm sido interpretadas como mudanças na relação do nível relativo do mar e/ou na descarga fluvial, já que a atual distribuição dos manguezais no litoral é controlada principalmente pela topografia do substrato e pela descarga de água doce (Cohen & Lara 2003; Cohen *et al.* 2005a, 2005b; Lara & Cohen 2006, 2009). Durante o período seco do Holoceno inferior e médio, o fluxo do rio Amazonas pode ter sido severamente reduzido (Toledo & Bush, 2007; 2008; Amarasekera *et al.*, 1997). Com isso, a vazão de água do rio ao longo do litoral seria esperada, e isso teria afetado os gradientes de salinidade ao longo da costa influenciada pelo rio Amazonas. Este processo conduziria às mudanças na distribuição dos manguezais (vegetação de água salobra) e várzea/vegetação herbácea (vegetação de água doce) no litoral norte do Brasil. No litoral dos estados do Amapá e do Pará, alguns setores apresentam fases

de expansão e contração nas áreas de manguezais, devido às mudanças do nível relativo do mar (Cohen & Lara, 2003; Cohen *et al.*, 2009; Guimarães *et al.*, 2013a, 2013b). Exemplo disso é na península de Bragança, no Estado do Pará, que em aproximados 5120 anos AP, houve o desenvolvimento da vegetação de manguezal em um ponto elevado a aproximadamente 2,7 m acima do nível do mar atual, o qual hoje é composto por pântano salino, sugerindo que o nível de mar durante Holoceno médio era levemente mais alto do que hoje (Behling *et al.*, 2001). Já considerando a recente elevação do nível relativo do mar, o litoral marinho mostra o deslocamento dos manguezais em direção ao continente sobre as áreas topograficamente altas dominadas por vegetação herbácea (Cohen & Lara, 2003; Cohen *et al.*, 2009).

Ao longo do litoral nordeste, sudeste e sul do Brasil, a dinâmica dos manguezais durante o Holoceno (Dominguez *et al.* 1990; Amaral *et al.* 2006; Ferrazzo *et al.* 2008; Vidotto, 2008; Buso Junior 2010; Soares *et al.* 2012; França 2013) deve ter sido controlada principalmente pelas variações no nível relativo do mar, identificadas em trabalhos como Angulo *et al.* (2006), Pirazolli (1986), Silva & Neves (1991), Muehe & Neves (1995). No caso da costa sul da Bahia, durante o Holoceno inferior e médio, houve um aumento progressivo no nível relativo do mar, com consequente incursão marinha formando um sistema estuarino de planícies de maré as quais foram colonizadas por manguezais. Já durante o Holoceno tardio (últimos ~550 cal anos AP), o nível relativo do mar caiu, e os manguezais encolheram, ficando restritos somente as planícies de maré associadas a lagoas próximas a linha costeira atual (Fontes, 2015).

Durante o Holoceno inicial e médio ao longo do litoral sudeste brasileiro, o sistema costeiro foi colonizado por vegetação de manguezal como consequência da influência marinha causada pela elevação do NRM (Buso Junior *et al.*, 2013; França *et al.*, 2013). Já entre ~5250 e ~1355 cal anos AP, houve rebaixamento do NRM, que ocasionou o estabelecimento de lagos no lugar de antigos estuários, fazendo com que os manguezais fossem largamente substituídos por outras vegetações arbóreas e herbáceas (França *et al.*, 2015). No litoral do Espírito Santo, houve a elevação do nível relativo do mar após o período glacial (Cohen *et al.*, 2004; França *et al.*, 2013; Buso Junior *et al.*, 2013), o qual causou incursão marinha, invadindo baías e amplos vales, favorecendo a evolução de um estuário com uma ampla planície de maré dominada por manguezais durante o Holoceno inicial e médio. Posteriormente, o manguezal da região foi extinto, sendo substituído por vegetação predominantemente herbácea, possivelmente devido à regressão marinha ocorrida no Holoceno

superior, juntamente com o aporte de sedimento e água doce proveniente dos rios (França *et al.*, 2015).

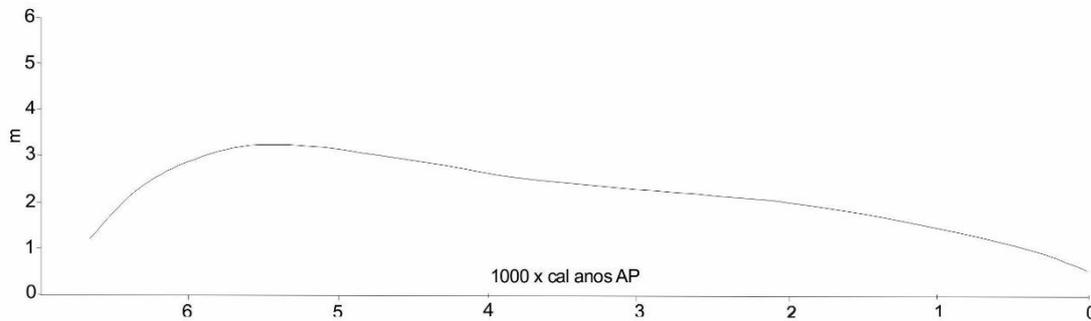


Figura 9- Curvas esquemáticas médias das variações do nível relativo do mar na porção central do litoral brasileiro de 7000 anos até hoje.

Fonte: Modificado de Angulo *et al.* (2006).

4.2 MUDANÇAS CLIMÁTICAS DURANTE O HOLOCENO

Na América do Sul, estudos prévios mostraram que durante o Holoceno inferior havia um déficit de água em comparação ao Holoceno superior (ex. Prado *et al.* 2013). A baixa insolação de verão durante o Holoceno médio causou a redução de contrastes de temperaturas entre o continente e o oceano, enfraquecendo o sistema de monção de circulação da América do Sul. Este cenário é representado por uma diminuição da precipitação na Zona de Convergência do Atlântico Sul, condições mais salgadas ao longo das margens continentais da América do Sul, e níveis menores de água nos lagos.

Alguns autores (Van der Hammen, 1991; Absy *et al.*, 1991; Servant *et al.*, 1993) identificaram significantes mudanças climáticas na América do Sul durante o Quaternário tardio. Estes estudos sugerem que no norte do continente o clima era mais frio e seco antes de 10.000 anos AP; entre 10.000-8000 anos AP. o clima era úmido, similar ao atual; entre 6000-4000 anos AP. o clima estava mais frio e seco; e a partir de 4000 anos AP o clima já se encontrava similar ao atual (Markgraf & Bradbury, 1982).

No Brasil, estudos paleoambientais indicam condições climáticas relativamente mais secas durante o Holoceno inferior em regiões do centro (Ferraz-Vicentini & Salgado-Labouriau 1996; Barberi *et al.* 2000), sudeste (Ledru, 1993; Ledru *et al.* 1996; Behling, 1995; Behling & Lichte, 1997; Behling *et al.* 1998; Pessenda *et al.* 2009), e sul (Roth & Lorscheitter 1993; Neves & Lorscheitter, 1995; Lorscheitter & Mattoso 1995; Behling, 1995; Behling & Lichte, 1997). Do Holoceno médio ao superior o clima foi marcado por condições mais úmidas (Ledru *et al.*, 1993; Salgado-Labouriau, 1997; Salgado-Labouriau *et al.*, 1998, Pessenda *et al.*, 2009). Durante este período, uma maior quantidade de chuvas gerou um

aumento na descarga de rios e intensificou as condições continentais. Neste contexto, flutuações climáticas (Molodkov & Bolikhovskaya, 2002), as quais influenciaram nos níveis de chuva (ex. Absy *et al.*, 1991; Behling & Costa, 2000; Pessenda *et al.*, 2001), e consequentemente causou mudanças nas descargas fluviais e nos gradientes de salinidade estuarinos (Lara & Cohen, 2006) afetaram a dinâmica dos manguezais (Cohen *et al.*, 2012).

Cruz *et al.* (2006a) em seu estudo utilizando isótopos de carbono e oxigênio em espeleotemas no Estado de Santa Catarina, sul do Brasil, encontrou evidências dos mais frequentes e intensos episódios de clima frio ao longo do Holoceno inicial. Durante este tempo, as correntes de ar polares forneceram umidade suficiente que permitiram manter a floresta tropical na região.

O trabalho de Ybert *et al.* (2003) baseados em análises antracológicas, mostrou que o clima no Holoceno inicial no Estado de São Paulo foi seco, onde havia a presença de uma vegetação aberta de cerrado (savana) cobrindo a maior parte desta área. Já a partir de 3500/3000 ^{14}C anos AP o clima foi mais úmido, similar ao atual, o qual houve a substituição da savana pela vegetação florestal em toda área de estudo.

Durante o Holoceno médio (~7000 até ~4000 cal AP), na região de Linhares no Estado do Espírito Santo, o crescimento da insolação de verão no hemisfério sul levou ao aumento das monções de verão, que em conjunto com a contínua frequência de correntes de convecção ar polares, causaram o período mais úmido, provavelmente sem as estações de seca. O clima sazonal moderno foi estabelecido desde ~4000 cal AP, na região de Linhares, quando a insolação de verão alcançou valores similares aos dos dias atuais (Buso Jr. *et al.*, 2013).

5 RESULTADOS

5.1 GEOMORFOLOGIA E VEGETAÇÃO

A área de estudo é marcada pela presença de um vale fluvial de direção NW-SE por onde passa o rio Jucuruçu, sendo este o principal canal fluvial responsável pelo aporte sedimentar da área. Este rio transporta material sedimentar desde as áreas montanhosas cristalinas pré-cambrianas e dos planaltos Neógenos da Formação Barreiras até a linha de costa. O padrão de distribuição do rio Jucuruçu varia ao longo do seu percurso, onde na porção a montante este se encontra como canal meandrante de alta sinuosidade, com a presença de feições de meandros abandonados ao longo do vale, as quais estão correlacionadas à migração do canal ao longo do percurso. Já mais a jusante é possível observar um padrão de canal reto levemente sinuoso. A foz deste rio exhibe novamente um padrão sinuoso com alguns meandros abandonados.

A rede de drenagem da área é caracterizada principalmente pelo padrão dentrítico, com fluxo preferencialmente na direção SE. Pelo fato do material ser predominantemente síltico arenoso, os quais apresentam menor resistência à erosão fluvial, a rede de drenagem encontra-se em alta densidade ao longo da área de estudo.

Na região é possível observar grande diversidade vegetal correlacionadas principalmente às variações geomorfológicas da área, porém muitas vezes a atuação antrópica também influencia nesta distribuição. As regiões de planaltos são ocupadas principalmente pela vegetação remanescente da floresta atlântica (~100 km²), zonas de plantação e pasto (~420 km²) e áreas de solo exposto (~116 km²). Ao longo das escarpas por onde ocorre o fluxo da drenagem há presença marcante de palmeiras, cobrindo uma área de cerca de 170 km². A planície fluvial é composta principalmente pela presença de areias mal selecionadas onde a vegetação herbácea é dominante ocupando uma área de (~130 km²). A região da desembocadura do rio Jucuruçu é onde ocorre o contato entre a água doce carregada pelo rio e a água salgada decorrente do oceano. Esta zona é caracterizada pela presença de sedimentos lamosos, o que propicia a instalação de vegetação de várzea (sazonalmente pântano e permanentemente inundado por água doce), e de manguezais. A vegetação de manguezal ocorre em uma área que cobre aproximadamente 8 km² próximo a linha de costa, ao longo da margem do sistema de cordões arenosos e laguna costeira. A vegetação de restinga são árvores e ervas que ocorrem sobre os cordões arenosos e em dunas próximos a linha de costa cobrindo uma área de aproximadamente 16 km², sendo dominada principalmente por Cyperaceae, Poaceae, Malpighiaceae, Anacardiaceae e Arecaeae. Esta vegetação encontra-se

associada geomorfologicamente aos cordões litorâneos que ocorrem paralelamente à linha de costa.

5.2 DATAÇÃO ^{14}C E TAXA DE SEDIMENTAÇÃO

As datações realizadas por meio de ^{14}C mostraram que houve inversão de idade com uma diferença de 100 anos no PR-11 (Tabela 1), impossibilitando assim o cálculo da taxa de sedimentação ocorrida neste testemunho. Essa inversão pode ser atribuída à elevada taxa de sedimentação entre os dois níveis datados associados a alguma contaminação por matéria orgânica mais jovem de níveis superiores via bioturbação. Por outro lado, o testemunho PR-12 não apresentou inversão de idades e as taxas de sedimentação foram baseadas na relação entre intervalos de profundidade (mm) e o nível datado. As taxas de sedimentação calculadas são 2.73 mm/ano (171-84 cm) e 2.1 mm/ano (84-35 cm). Embora as taxas não sejam lineares com as camadas datadas, elas são de mesma ordem de magnitude do intervalo de acreção vertical de 0.1 a 11 mm anos⁻¹ das florestas de manguezais relatadas por outros autores (Cahonn & Lynch, 1997; Behling *et al.* 2004; Cohen *et al.* 2005a; 2008; 2009; Guimarães *et al.* 2010; Vedel *et al.* 2006).

Tabela 1- Datações dos níveis amostrados dos testemunhos PR11 e PR12.

Laboratório (UGAMS)	Amostra/ Profundidade (cm)	^{14}C age years, BP	Calibrado (cal anos AP)	Média (cal anos AP)
21204	PR11 / 70 cm	modern	modern	modern
21205	PR 11 / 95 cm	690±20	648 - 678	660
21206	PR11 / 140cm	540±20	519 - 557	540
21207	PR12 / 35 cm	modern	modern	modern
21208	PR 12 / 84cm	350±20	316 - 399	360
21209	PR 12 / 173 cm	730±25	655 - 701	680

5.3 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES E DESCRIÇÃO POLÍNICA DO PR-11

Este perfil é caracterizado principalmente pela presença de lama de coloração que varia de marrom acinzentado, preto acinzentado e cinza oliva. A sua granulometria predomina na fase do silte. A areia é de coloração cinza oliva com granulometria variando de fina a grossa. As estruturas presentes são de depósitos maciços, e os acamamentos heterolíticos, onde a areia e a lama são encontradas intercaladas de acordo com a ação da maré (Figura 10). A bioturbação é bem marcante com a presença de fragmentos e marcas de raízes e conchas.

Ao longo do perfil é possível observar um decréscimo no tamanho dos grãos para o topo, caracterizando tal sucessão como granodécrescente ascendente. Analisando suas estruturas sedimentares e associando aos registros palinológicos e variações isotópicas, foi possível definir duas associações de fácies: (A) Canal de maré e (B) Planície de maré (Tabela 2, Figura 11).

Tabela 2- Sumário da associação de fácies referentes ao testemunho PR-11 com suas características sedimentares, grãos de pólen predominantes e dados geoquímicos.

Associação de fácies	Descrição de fácies	Predominância de pólen	Dados geoquímicos	Interpretação
A	Areia maciça (fácies Sm) de granulometria de média a grossa, acamamento heterolítico <i>flaser</i> (HI) de coloração cinza oliva, com presença de fragmentos vegetais.	Sem dados	$\delta^{13}\text{C} = -20,88$ a $-15,24\text{‰}$ $\delta^{15}\text{N} = 6,87$ a $6,99\text{‰}$ C-total= $0,27$ a $0,31\%$ N-total= $0,01\%$ C/N= 27 a 31	Canal de maré
B	Acamamento heterolítico lenticular (HI) e lama maciça (Mm) de coloração marrom acinzentado. Presença de fragmentos e marcas de raízes.	Ervas, manguezais, árvores e arbustos e palmeiras	$\delta^{13}\text{C} = -27,37$ a $-10,63\text{‰}$ $\delta^{15}\text{N} = 2,03$ a $5,91\text{‰}$ C-total= $0,41$ a $6,79\%$ N-total= $0,01$ a $0,47\%$ C/N= 15,19 a 41	Planície de maré

5.3.1 Associação de Fácies A (Canal de Maré)

A associação de fácies A ocorre na base do perfil sedimentar com idade, provavelmente maior que 680 cal anos AP. Esta consiste principalmente em depósitos arenosos maciços (fácies Sm) de granulometria de média a grossa e acamamento heterolítico *flaser* (HI) de coloração cinza oliva, e com presença de fragmentos vegetais. Nesta associação de fácies não foi possível encontrar a presença de grãos de pólen, provavelmente devido às difíceis condições de preservação destes na areia.

Os dados geoquímicos para esta associação de fácies são caracterizados por valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre $-20,88$ a $-15,24\text{‰}$ (média -18‰), registros de $\delta^{15}\text{N}$ variando de $6,87$ a $6,99\text{‰}$

(média 6,85‰), C-total entre 0,27 e 0,31% (média 0,58%), valor de N-total com 0,01% e C/N variando de 27 a 31 (média 29) (Figura 11).

5.3.2 Associação de Fácies B (Planície de Maré)

Esta associação de fácies corresponde ao intervalo de profundidade que vai de 145 cm até 0 cm, com sedimentos acumulados desde 678 anos AP. Este depósito consiste de acamamento heterolítico lenticular (HI) e lama maciça (Mm). A bioturbação é caracterizada por fragmentos e marcas de raízes.

A assembléia polínica é caracterizada pela presença de quatro grupos ecológicos (Figura 10) definidos pela presença de ervas (23-82%) representada principalmente por grãos de Cyperaceae (10-66%), Poaceae (2-52%), Asteraceae (0-11%) e Borreria (0-2%). Os grãos de pólen de árvores e arbustos ocorrem em concentrações que variam de 2 a 44% principalmente caracterizados por Mimosa (0-34%), Sapotaceae (0-15%), Fabaceae (0-12%), Malpighiaceae (0-10%), Apocynaceae (0-10%), Didymopanax (0-10%), Rubiaceae (0-9%), Euphorbiaceae (0-8%). Melastomataceae/Combretaceae (0-5%), Anacardiaceae (0-5%) e Moraceae (0-5%). A associação referente ao manguezal (0-29%) é representada por grãos de *Rhizophora* (0-26%) e *Avicennia* (0-8%). A Arecaceae ocorre entre 0-23%.

Para a associação de fácies B os resultados geoquímicos mostraram valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -27,37 e -10,63‰ (média -22,3‰), o $\delta^{15}\text{N}$ variou de 2,03 a 5,91‰ (média 3,6‰), registros de C-total apresentou variação de 0,41 a 6,79% (média 4,2%), o N-total mostrou variação de 0,01 a 0,47% (média 0,2%), e o C/N variou de 15,19 a 41 (média 21,1) (Figura 11).

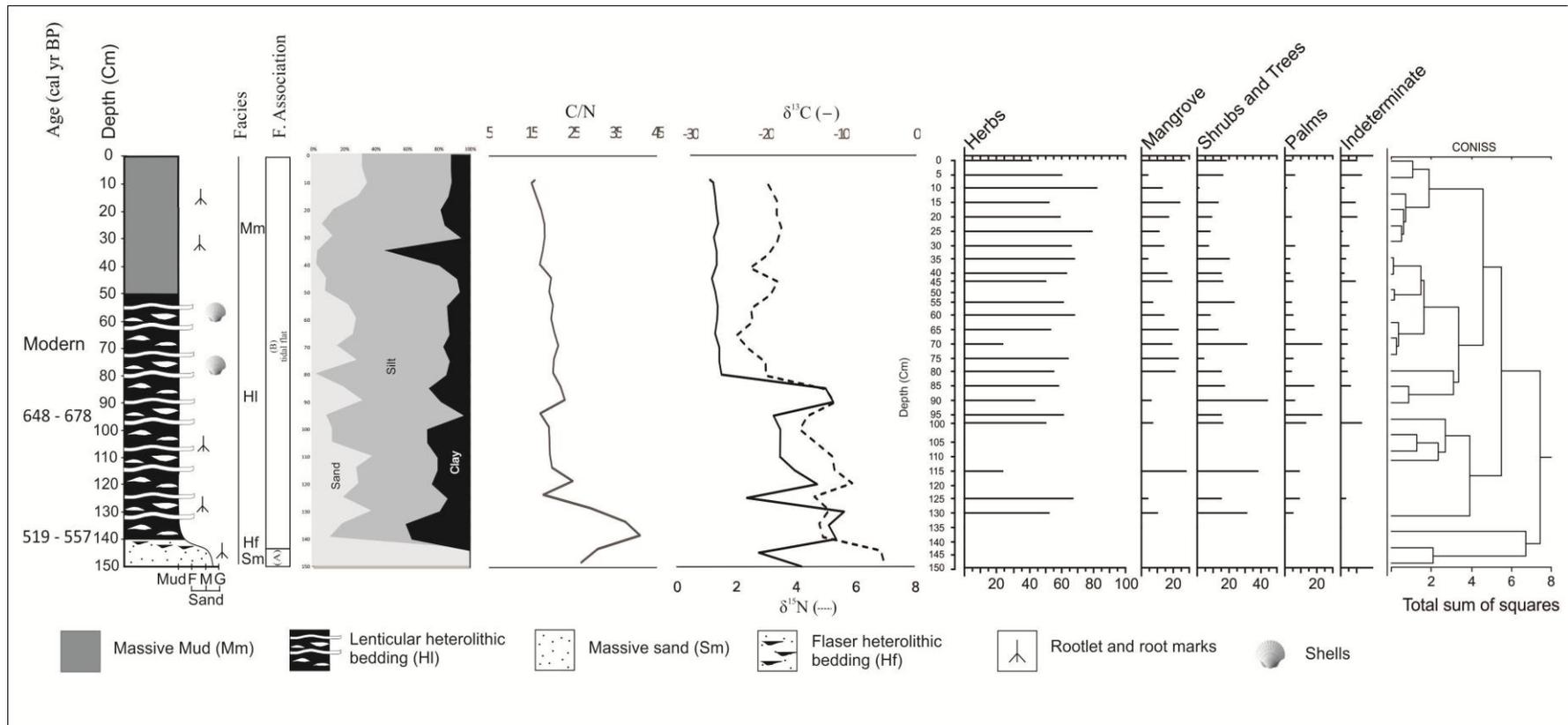


Figura 11- Resultado esquemático para o testemunho PR-11, com variações em função da profundidade do testemunho mostrando os perfis cronológicos e litológicos com suas respectivas fácies sedimentares, dados isotópicos, assim como os grupos polínicos. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos pólen.

Fonte: Do autor.

5.4 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES E DESCRIÇÃO POLÍNICA DO PR-12

A sucessão sedimentar do PR-12 é definida por silte, argila e areia de coloração preto acinzentado, marrom acinzentado, cinza e preto a amarronzado. Estes depósitos são caracterizados pela presença de areias e lamas maciças e acamamentos heterolíticos lenticulares, *wavy* e *flaser*. Ao longo da sucessão sedimentar é comum a presença de matéria orgânica e bioturbações como marcas e fragmentos de raízes, e resquícios de plantas. Comparando as estruturas sedimentares com a assembleia polínica e dados isotópicos, foi possível distinguir as mesmas associações de fácies do perfil PR-11: (A) Canal de maré e (B) Planície de maré (Tabela 3, Figura 13).

Tabela 3- Sumário da associação de fácies referentes ao testemunho PR-12 com suas características sedimentares, grãos de pólen predominantes e dados geoquímicos.

Associação de fácies	Descrição de fácies	Predominância de pólen	Dados geoquímicos	Interpretação
A	Areia média a grossa com presença de grãos de seixo na base com estratificação cruzada (Scs) e areia fina a média intercaladas com pacotes de lama formando acamamento heterolítico <i>flaser</i> (Hf).	Árvores, arbustos e ervas	$\delta^{13}\text{C} = -27,74$ a $-26,22\text{‰}$ $\delta^{15}\text{N} = 7,22$ a $11,8\text{‰}$ C-total= 0,19 a 0,9% N-total= 0,016 a 0,049% C/N= 15 a 18,36	Canal de maré
B	Acamamento heterolítico <i>wavy</i> (Hw). Acamamento heterolítico lenticular (HI) de coloração verde oliva acinzentado. Pequeno intervalo (5 cm) com areia maciça (Sm). Lama maciça (Mm) de coloração preto acinzentado. Bioturbação caracterizada por fragmentos vegetais, marcas de raízes e resquícios de plantas.	Árvores e arbustos, ervas, manguezais e palmeiras	$\delta^{13}\text{C} = -27,58$ a $-23,96\text{‰}$ $\delta^{15}\text{N} = 0,97$ a $10,68\text{‰}$ C-total= 2,08 a $15,49\text{‰}$ N-total= 0,14 a 1,14% C/N= 11,42 a 21,89	Planície de maré/Lago

5.4.1 Associação de Fácies A (Canal de Maré)

A associação de fácies A corresponde ao intervalo entre 175 e 192 cm, possuindo idade mais antiga do que 680 anos AP. Estes depósitos são caracterizados pela presença de areia de granulometria variando de fina a grossa, com a presença de grãos de seixo na base. As fácies identificadas são de areia com estratificação cruzada (Scs) e acamamento heterolítico *flaser* (Hf) (Figura 12).

A análise polínica desta associação de fácies é marcada pela ausência de manguezais e palmeiras. Os grãos de pólen de árvores e arbustos ocorrem em percentagens que variam de 50 a 67% e são representados principalmente por Malpighiaceae (0-42%), Aquifoliaceae (0-33%), *Illex* (0-33%), Euphorbiaceae (0-17%), Rubiaceae (0-17%) e Anacardiaceae (0-17%). As ervas são definidas por percentagens que variam de 25 a 33% sendo representadas principalmente por Cyperaceae (0-33%) e Poaceae (0-33%) (Figura 12).

Os dados isotópicos para esta associação de fácies exibem valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -27,74 e -26,22‰ (média -26,8‰), registros de $\delta^{15}\text{N}$ variando de 7,22 a 11,8‰ (média 9,36‰), C-total entre 0,19 e 0,9% (média 0,38%), registros de N-total mostrando valores de 0,016 a 0,049% (média 0,02%) e C/N entre 15 e 18,36 (média 20,1%) (Figura 13).

5.4.2 Associação de Fácies B (Planície de Maré/Lago)

A associação de fácies B corresponde ao depósito mais expressivo do PR-12, variando de 175 até 0 cm, com idade máxima de 680 anos AP, sendo constituída pelas fácies acamamento heterolítico *wavy* (Hw), acamamento heterolítico lenticular (Hl), e um pequeno intervalo (5 cm) com areia maciça (Sm). A bioturbação foi bastante marcante nesta sucessão sendo caracterizada por fragmentos vegetais, marcas de raízes e resquícios de plantas.

A assembleia polínica nesta associação de fácies foi definida em quatro grupos ecológicos definidos por árvores e arbustos (11-74%) constituídos principalmente pelos grãos de pólen de Malpighiaceae (0-17%), Fabaceae (0-20%), Euphorbiaceae (0-17%), Anacardiaceae (0-16%), Moraceae (0-12%), Rubiaceae (0-15%), Myrtaceae (0-10%), *Illex* (0-23%), Melastomataceae/Combretaceae (0-8%), Apocynaceae (0-11%), Mimosa (0-9%), Sapindaceae (0-6%), *Byrsonima* (0-8%) e *Didymopanax* (0-6%). As ervas variam de concentração de 14 a 73% e são caracterizadas principalmente pela presença

de Cyperaceae (0-41%), Poaceae (0-32%), *Borreria* (0-7%) e Amaranthaceae (0-5%). Os manguezais (0-40%) são representados principalmente por *Rhizophora* (0-18%) e *Avicennia* (0-25%). A Arecaceae ocorre entre 0-16% (Figura 12).

Os resultados geoquímicos para a associação de fácies B estão representados por valores de $\delta^{13}\text{C}$ que variam de -27,58 a -23,96‰ (média 25,7‰), registros de $\delta^{15}\text{N}$ entre 0,97 e 10,68‰ (média 3,8‰), C-total com valores variando de 2,08 a 15,49% (média 6,7%), N-total mostrando variações de 0,14 a 1,14% (média 0,35%) e C/N com valores de 11,42 a 21,89 (média 16,4) (Figura 13).

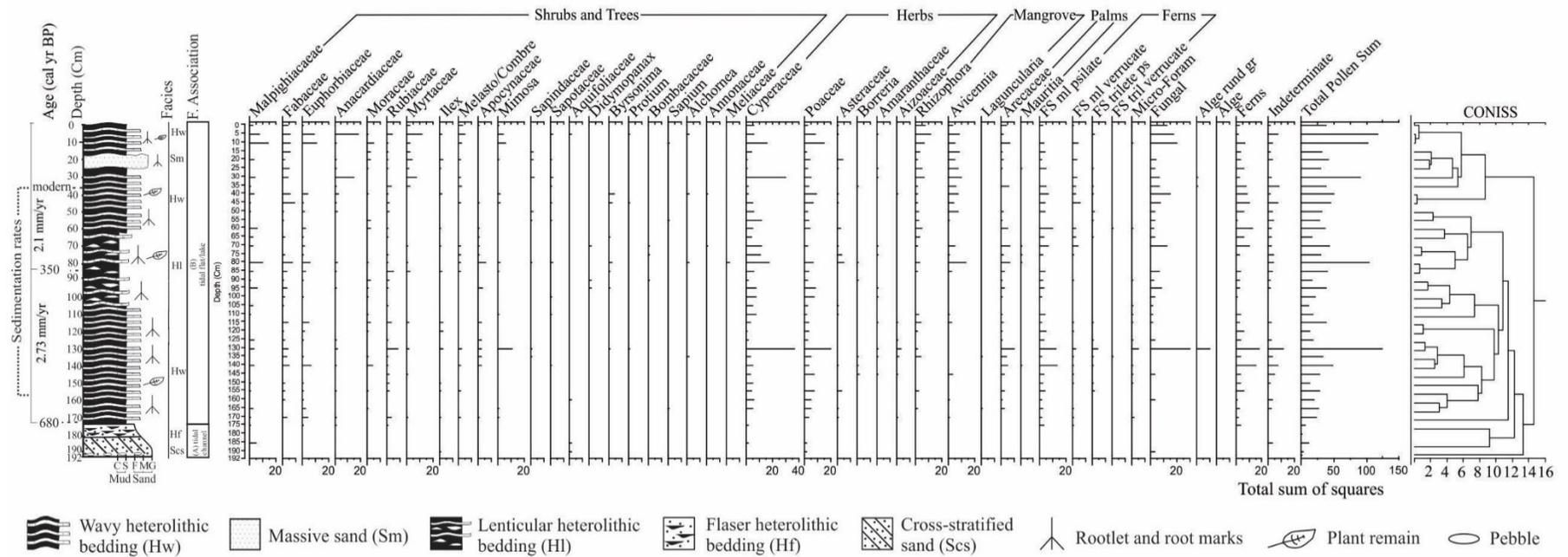


Figura 12- Resultado esquemático para o testemunho PR-12, com variações em função da profundidade do testemunho mostrando os perfis cronológicos e litológicos com suas respectivas fácies sedimentares, assim como os grupos polínicos. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos pólen.
Fonte: Do autor.

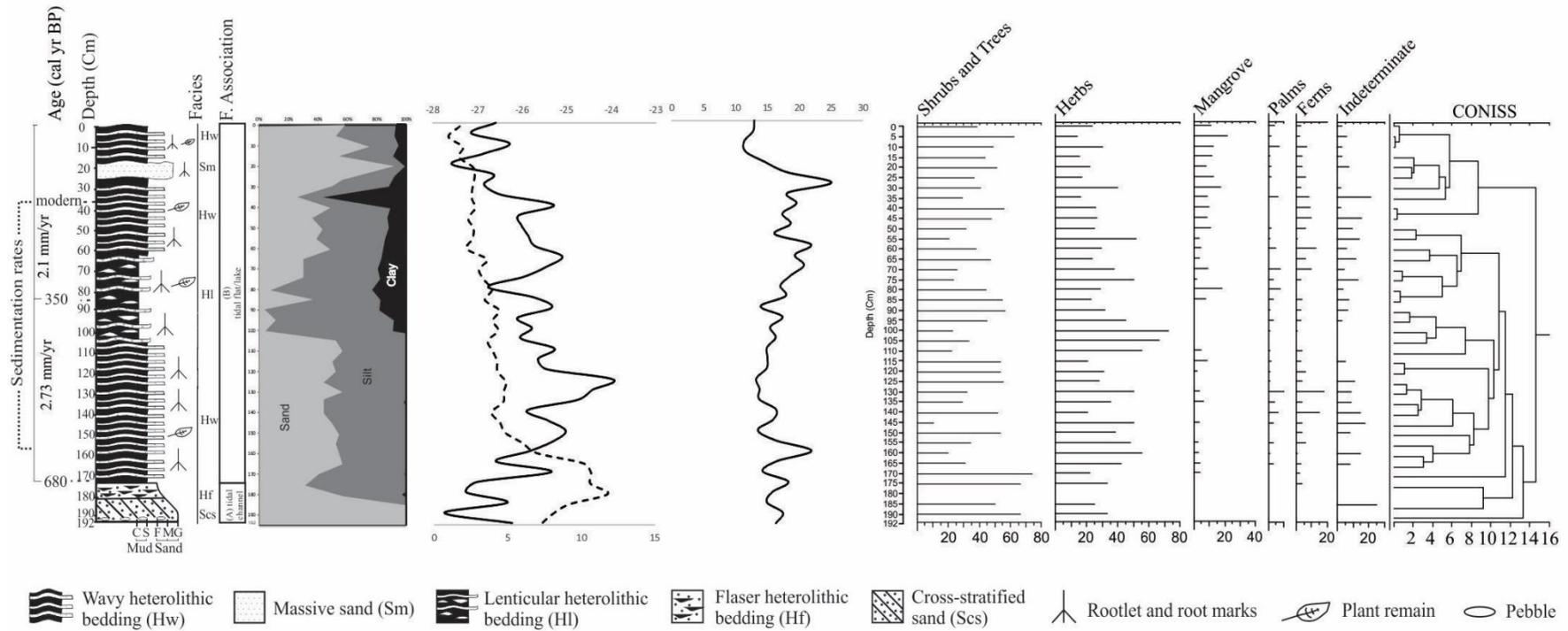


Figura 13- Resultado resumido para o testemunho PR-12, com variações em função da profundidade do testemunho mostrando os perfis cronológicos e litológicos com suas respectivas fácies sedimentares, dados isotópicos, assim como os grupos polínicos. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos pólen.
Fonte: Do autor

6 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÕES

Dados geomorfológicos, sedimentológicos, palinológicos e isotópicos da matéria orgânica sedimentar obtidos de uma coluna de sedimentos do vale fluvial do rio Jucuruçu, aproximadamente 23 km da linha de costa, revelam que entre ~7450 e ~5500 cal anos AP o sistema deposicional dominante era estuarino com planícies de maré colonizadas por manguezais (Fontes, 2015). Durante os últimos ~5500 cal anos AP, os manguezais encolheram enquanto a vegetação terrestre herbácea expandiu. Estas mudanças ambientais significam um aumento progressivo no nível relativo do mar (NRM), causando uma incursão marinha à montante do vale do rio Jucuruçu durante o Holoceno inicial e médio (Figuras 14 e 15). Esta incursão marinha foi intensificada por um clima seco durante o Holoceno inicial e médio, o qual reduziu a descarga fluvial. Por outro lado, durante o Holoceno tardio, o NRM caiu e a precipitação pluvial aumentou, favorecendo a regressão marinha que restringiu os manguezais nas planícies de maré associadas às lagoas próximas da linha de costa atual (Fontes, 2015).

Considerando esta escala de tempo (Holoceno), a situação geomorfológica (planície fluvial) e posição topográfica deste testemunho (5,12 m acima do nível médio do mar) estas mudanças no ambiente e na vegetação podem ser atribuídas aos processos alocíclicos. Este testemunho apresenta crescimento gradual em grãos de pólen de manguezais ao longo de quase 3 m de planície de maré acumulada durante um intervalo de 2000 anos (7500 – 5500 cal anos AP). Durante os últimos 5500 cal anos AP, simultaneamente a planície de maré ocupada por manguezal (vegetação de água salobra/salgada) mudou para uma planície fluvial ocupada por ervas adaptadas à água doce, e os isótopos indicam também uma mudança de matéria orgânica estuarina para matéria orgânica de água doce. Neste caso, o ambiente sedimentar durante os últimos 7500 cal anos AP foi uma planície de maré seguida por uma planície fluvial caracterizada principalmente por mudanças no tipo de vegetação e na fonte de matéria orgânica que corrobora com as curvas de variação de nível relativo do mar durante o Holoceno para a costa nordeste brasileira (Figuras 14 e 15). Nesse contexto, o ambiente deposicional em questão, uma planície de inundação influenciada por água salobra e doce, não apresenta uma alteração que possa ser atribuída aos processos intrínsecos ao sistema deposicional, o qual possa ser usado para justificar a completa alteração nos tipos de pântanos e na fonte da matéria orgânica sedimentar. Então, processos

alocíclicos (nível do mar e mudanças climáticas) devem ter causado tais mudanças na vegetação e na fonte da matéria orgânica.

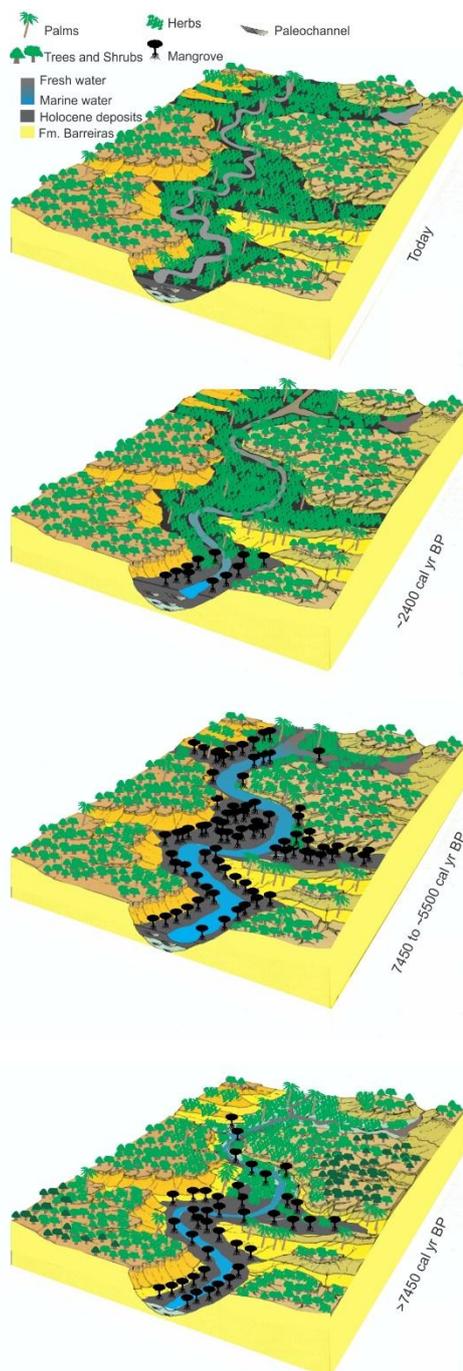


Figura 14- Modelo de desenvolvimento geomorfológico e vegetação com sucessivas fases de acúmulo sedimentar ao longo do Rio Jucuruçu de acordo com as flutuações no nível relativo do mar e mudanças climáticas durante o Holoceno.

Fonte: Fontes, 2015.

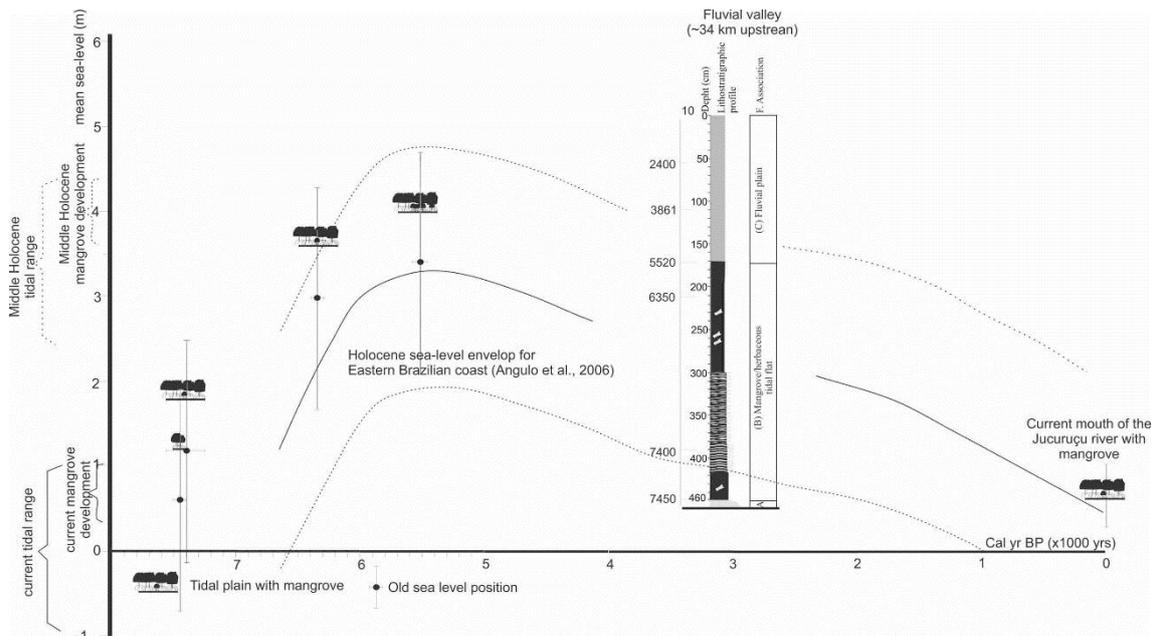


Figura 15- Margem de variação do nível relativo do mar para a costa leste brasileira baseada em amostras de vermitídeos (Angulo *et al.*, 2006) e níveis de mar indicados por sedimentos de manguezais do litoral da Bahia. Fonte: Fontes *et al.*, in press.

Por outro lado, os dados desse trabalho de mestrado, que relatam as mudanças no ambiente nos últimos ~700 cal anos AP, indicam a estabilização do manguezal depois da transição de canal de maré para uma planície de maré e mais tarde o abandono do canal com a diminuição da densidade de árvores de manguezal em favor da vegetação de várzea (Figura 18). O testemunho PR-11 mostra o domínio de ervas terrestres C4 na parte inferior da associação de fácies planície de maré (~600 cal anos AP) seguida por plantas C3 representadas principalmente por árvores de manguezais e alguma influência de *taxa* de floresta Atlântica, provavelmente, ao redor do manguezal encontrado atualmente no local de amostragem (Figuras 11 e 16). Similarmente, o PR-12 exhibe o estabelecimento do manguezal no começo da planície de maré há 680 cal anos AP sob forte influência de árvores e arbustos da floresta Atlântica e algumas ervas (Figura 13). A matéria orgânica sedimentar é derivada de plantas terrestres C3 e algas estuarinas (Figura 17). Considerando a geomorfologia moderna da área de estudo e os processos ativos de deposição sedimentar, segundo a dinâmica do canal que possui muitos canais abandonados, além de acúmulo de sedimentos e erosão de planícies de maré colonizadas por manguezais (Figura 1), provavelmente, os testemunhos estudados apresentam um estabelecimento de vegetação de manguezal controlada pela dinâmica do canal da área estudada.

De acordo com este processo, a deposição sedimentar durante a fase de canal ativo (Figuras 11, 13 e 18) apresenta conteúdo polínico e de matéria orgânica como produto de material retrabalhado da erosão de margem de canal. Então, as interpretações sobre a paleovegetação baseada no conteúdo polínico e na fonte da matéria orgânica acumulada durante a associação de fácies de canal ativo devem ser consideradas com cautela. Geralmente, a migração lateral do canal causa erosão nas margens côncavas e sedimentação nas margens convexas.

Considerando a formação da planície de inundação na margem convexa, este ambiente tem sido capaz de acumular lama e desenvolver manguezais sob influência de maré. Os grãos de pólen e a matéria orgânica acumulada ao longo desta sucessão sedimentar são capazes de fornecer dados confiáveis sobre a reconstituição da paleoflora, porque o conteúdo polínico e a matéria orgânica depositada na planície de maré/inundação são derivados das plantas que viviam neste local durante o acúmulo dos sedimentos. Portanto, o desenvolvimento dos manguezais na planície de maré desde 680 cal anos AP na desembocadura do rio Jucuruçu, provavelmente está associado à migração lateral dos canais de maré seguido do estabelecimento da planície de maré que favorece o acúmulo de sedimentos finos e posterior estabelecimentos dos manguezais.

Em alguns casos, dependendo da capacidade com que o canal tem em meandrar através da erosão das suas margens acompanhado de deposição na margem oposta via ação hidráulica, que vai definir o grau de sinuosidade do canal, pode haver o abandono do canal. Após alguns anos, segundo o trabalho em questão na faixa de séculos, o meandro se torna tão curvado que eventualmente as margens de erosão opostas se encontram causando a segmentação do meandro e formação do chamado “*Oxbow lake*” (Lewis & Lewin, 1983; Hooke, 1995). Nessa situação pode haver a diminuição da influência das águas da maré em um determinado setor da margem do novo lago. Esse processo pode causar a substituição das árvores de manguezais, adaptadas às águas salobra/salgadas, por vegetação de várzea, típica de água doce. Provavelmente, esse caso ocorreu no local de amostragem do PR-12. Apesar do perfil polínico ainda apresentar grãos de pólen de manguezal até a superfície (Figura 12), atualmente este local é ocupado por vegetação de várzea principalmente representado por árvores das famílias Araceae e Arecaceae. Provavelmente, o abandono do manguezal, devido à preponderância das novas condições físico-química das águas do setor do PR-12 que tem favorecido à várzea, ocorreu nos últimos anos (10 anos?). Esse intervalo de tempo

não foi suficiente para gerar um acúmulo de sedimentos com conteúdo polínico suficiente para registrar a implantação da várzea sucedendo o manguezal.

Entretanto, nem todos os registros de mudanças na vegetação na escala de tempo de 1000 anos devem ser necessariamente atribuídos aos processos autocíclicos. Por exemplo, um estudo envolvendo sedimentologia, geoquímica, palinologia, isótopos C e N e datação por carbono-14 em um testemunho de sedimento de uma planície herbácea não inundada atualmente pela maré no litoral do Amapá, próximo à desembocadura do rio Amazonas, indicou uma transição de influência marinha para terrestre a cerca de 400 cal anos AP. De acordo com este trabalho, houve ocorrência de manguezais sobre planícies de maré lamosas com influência marinha entre >5610-5470 e 470-310 cal anos AP. A ausência de vegetação de manguezal nos últimos 470-310 cal anos AP foi seguida pela transição de matéria orgânica estuarina para plantas terrestre C3. Também, os dados geoquímicos indicam a redução da influência de água marinha durante este último intervalo de tempo (Cohen *et al.*, 2015).

Neste caso, considerando a hipótese do abandono do canal de maré, que podem levar ao desaparecimento dos manguezais devido a sua substituição por vegetação de água doce na margem do canal, o estudo realizado nas proximidades da ilha do Marajó mostrou que quando os canais são totalmente abandonados e preenchidos por sedimentos, a superfície do canal é ocupada primeiramente por savanas e por último por floresta de terra firme (Rossetti *et al.*, 2010). Entretanto, o local de amostragem não apresenta morfologia alongada e sinuosa acima do nível do mar alto que possa sugerir o abandono do canal.

O mapa geomorfológico sugere que o local da amostragem, posicionado sobre uma superfície topograficamente elevada não influenciada pelas marés modernas, foi uma ampla planície de maré. Provavelmente, a substituição do manguezal pela vegetação de água doce em superfícies topograficamente altas e o deslocamento dos manguezais para superfícies topograficamente mais baixas foram causados pela descida do nível relativo do mar que pode estar associado às condições relativamente mais secas com menos chuvas durante a segunda parte do último milênio. Então, processos alocíclicos causaram as mudanças na vegetação durante os últimos 500 cal anos AP no litoral do Amapá (Cohen *et al.*, 2015).

Desta forma, como sugerido por este trabalho, estudos sobre a paleovegetação requerem uma ampla análise envolvendo vários indicadores ambientais para embasar suas conclusões, onde é fundamental a identificação da vegetação moderna e unidades

geomorfológicas, além das análises estratigráficas com registros de características sedimentares, assembleia polínica, análise isotópica e elementar.

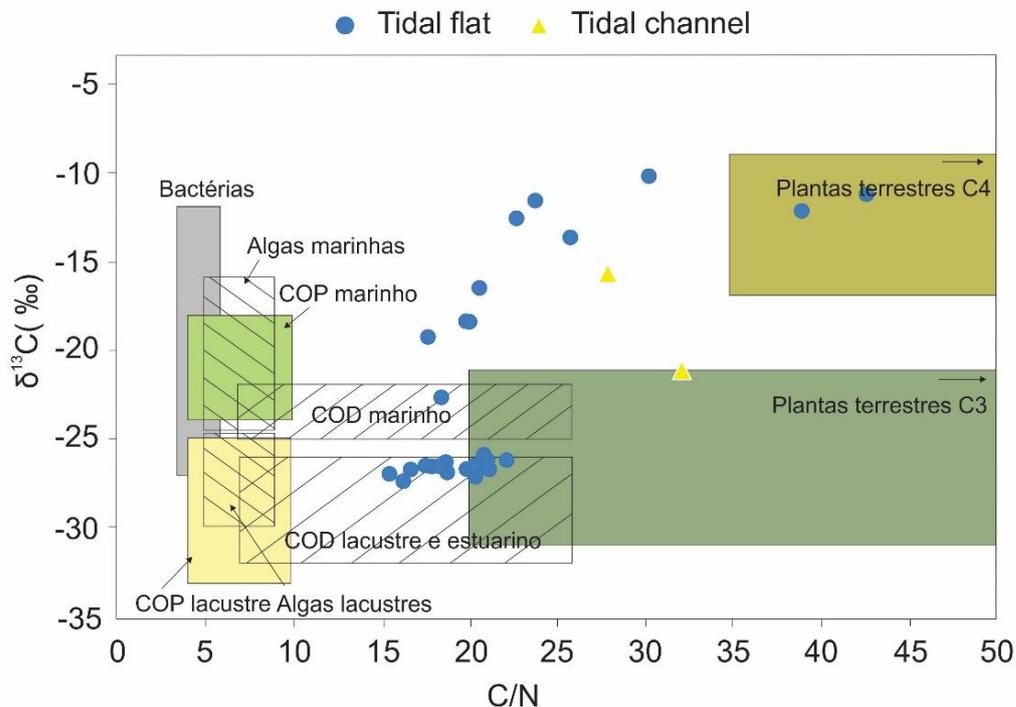


Figura 16- Diagrama ilustrando a relação entre as taxas de $\delta^{13}C$ e C/N para as diferentes facies sedimentares referentes ao testemunho PR-11.

Fonte: Modificado de Lamb *et al.* (2006), Meyers (2003) e Wilson *et al.* (2005).

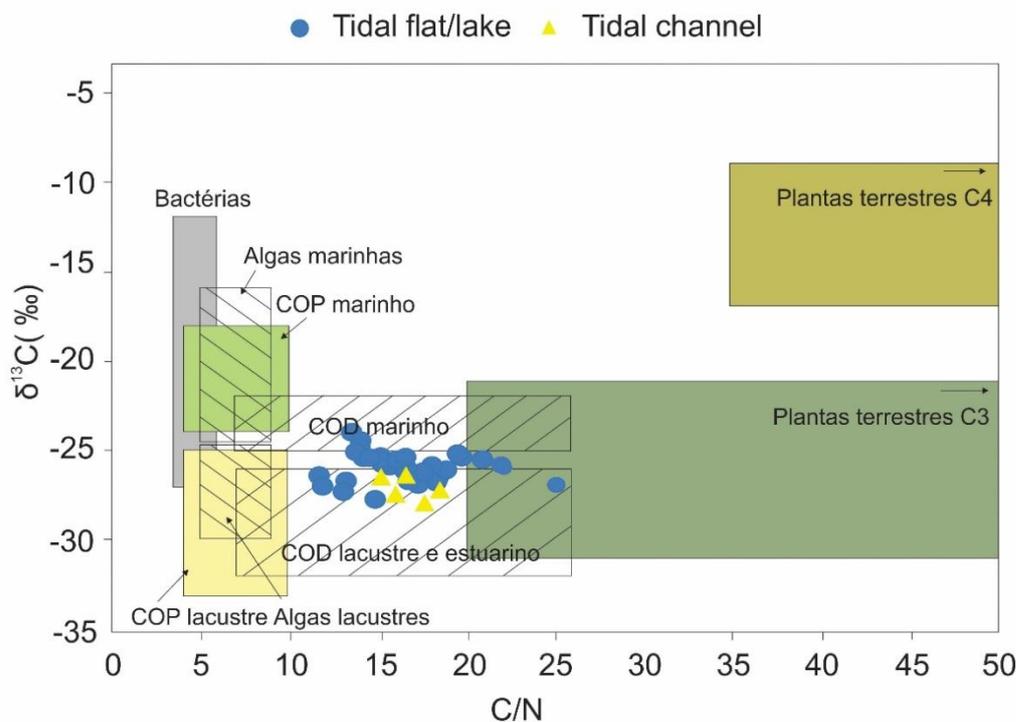


Figura 17- Diagrama ilustrando a relação entre as taxas de $\delta^{13}C$ e C/N para as diferentes facies sedimentares referentes ao testemunho PR-12.

Fonte: Modificado de Lamb *et al.* (2006), Meyers (2003) e Wilson *et al.* (2005).

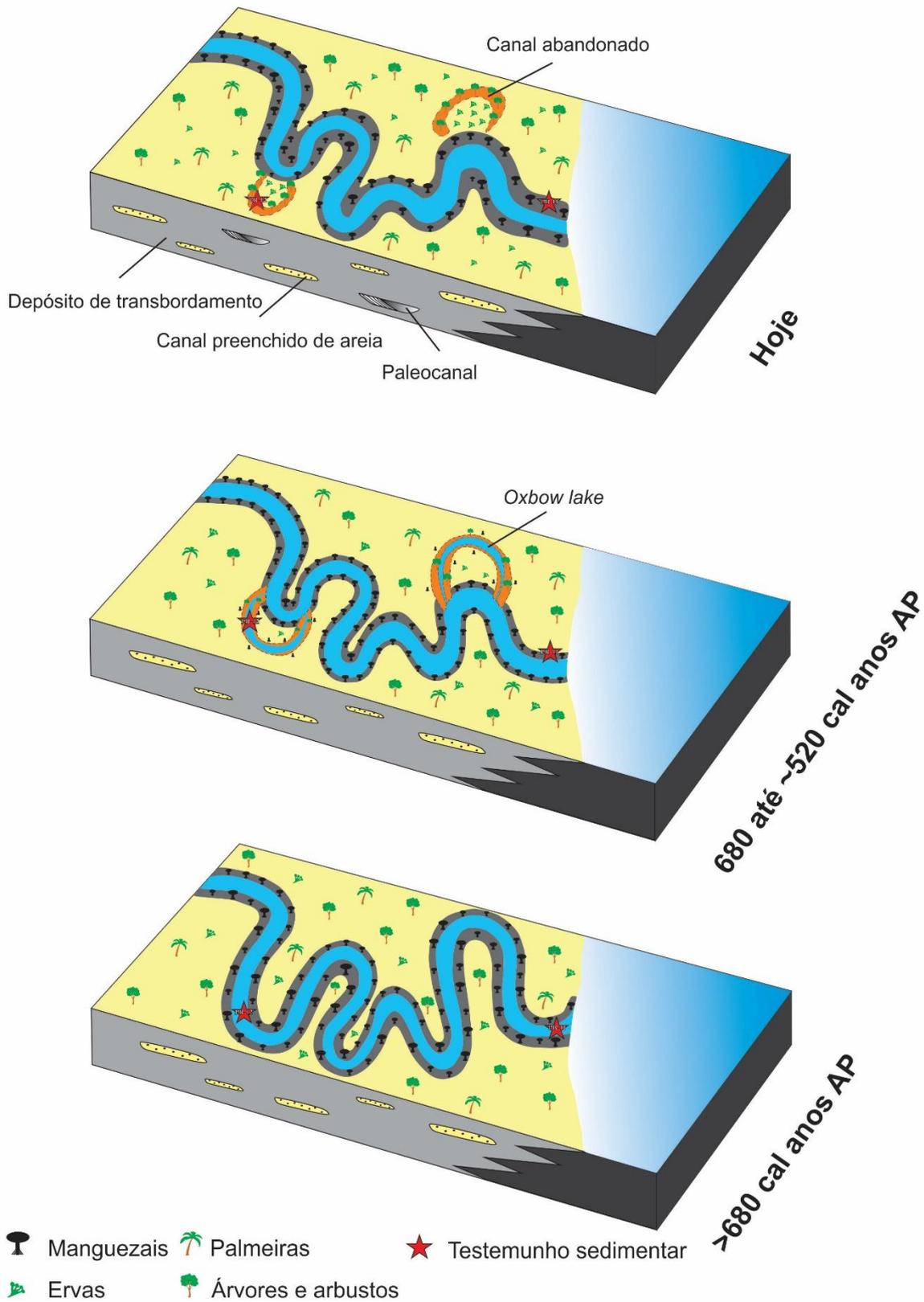


Figura 18- Modelo deposicional da evolução geomorfológica e da vegetação relacionadas às sucessivas fases da migração lateral do canal de maré.

Fonte: Do autor

7 CONCLUSÃO

Dados de isótopos ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, C/N), palinologia, tamanho das partículas de sedimentos, estruturas sedimentares e datação ^{14}C da matéria orgânica sedimentar, obtidos a partir de dois testemunhos sedimentares na foz do rio Jucuruçu, próximos a cidade de Prado, litoral sul da Bahia, sugerem que o estabelecimento dos manguezais nos pontos de estudo ocorreram sobre planícies de maré durante os últimos ~680 cal anos AP. Essa informação não significa que os manguezais não estavam presentes na foz desse rio antes de 680 cal anos AP. Provavelmente, esses manguezais têm estado ocupando outras planícies de maré na foz desse rio desde o estabelecimento do nível relativo do mar próximo do atual há 1000 anos AP. Considerando os últimos 10 mil anos, a história dos manguezais ao longo do Rio Jucuruçu foi caracterizada por fases de estabelecimento, expansão e contração. Essa dinâmica da vegetação durante o Holoceno está relacionada principalmente às mudanças climáticas e às variações no nível relativo do mar descrito no trabalho de Fontes (2015). Entretanto, pontualmente e em escalas de tempo menores, por exemplo, durante os últimos 1000 anos, outros processos inerentes à dinâmica sedimentar do ambiente deposicional em questão, chamados processos autocíclicos, estão controlando a assembleia polínica ao longo de perfis estratigráficos formados por sequências de canais ativos seguidos por planícies de maré e eventualmente pelo seu abandono. Os dados polínicos dos dois testemunhos analisados nesse trabalho de mestrado mostram que na associação de fácies Canal de Maré, referentes à base dos perfis estratigráficos, há ausência de grãos de pólen de manguezais que pode ser consequência da intensa atividade do canal retrabalhando sedimentos de sua margem e depositando-os juntamente com os grãos de pólen oriundos de unidades de vegetação não necessariamente das proximidades do local de estudo. Já para o topo da sucessão, na associação de fácies Planície de Maré, é possível identificar a implantação e expansão dos manguezais na recém formada planície de maré (PR-11) ou lago (PR-12). No caso do PR-12 este momento pode ser marcado pelo abandono do canal que resultou na formação de um lago com intenso acúmulo de lama, onde a interação descarga fluvial/maré diminuiu e propiciou o preenchimento com material sedimentar mais fino e de mais alto potencial de preservação orgânica que forneceu condições para o desenvolvimento dos manguezais e posteriormente a sua substituição por várzea. No caso do PR-11, a migração natural do canal de maré causou o desenvolvimento de uma planície de maré que favoreceu a expansão do manguezal

nesse local. Esses ambientes deposicionais, favoráveis à formação dos manguezais, podem ser parciais ou completamente modificados pela dinâmica natural dos canais de maré que estão sob influência das variações do aporte fluvial sedimentar na costa e dos processos de deriva litorânea ao longo da costa associados à ação das marés, ondas e correntes. A comparação desses resultados com os dados de outro testemunho amostrado 23 km a montante do Rio Jucuruçu, que acumulou sedimentos desde o Holoceno inicial (Fontes, 2015), indica que as flutuações do nível do mar e mudanças climáticas foram as principais forças controladoras da dinâmica dos pântanos na foz desse rio durante o Holoceno, assim caracterizando um processo halocíclico. Entretanto, considerando as sequências estratigráficas dos testemunhos analisados nesse trabalho de mestrado (PR-11 e PR-12), tais sucessões sedimentares associadas às mudanças na vegetação e fonte da matéria orgânica estão relacionadas aos processos naturais de preenchimento das depressões costeiras, marcados principalmente por fácies de canais ativos, canais abandonados e planícies de maré. Portanto, variações de curta escala de tempo na relação entre manguezais e demais vegetações associadas aos litorais não necessariamente estão diretamente ligadas às variações de nível do mar ou mesmo às mudanças climáticas (processos halocíclicos). Por outro lado, processos inerentes à dinâmica sedimentar do ambiente deposicional (processos autocíclicos) devem ter controlado principalmente a assembleia polínica ao longo dos perfis estratigráficos estudados.

REFERÊNCIAS

- Absy M.L., Cleef A., Fournier M., Martin L., Servant M., Sifeddine A., Silva M.F., Soubie's F., Suguio K., Turcq B., Van der Hammen T., 1991. *Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60,000 dernières années*. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 312 (II), 673–678.
- Allen J.R.L. 1965. *A review of the origin and character of recent alluvial sediments*. Sedimentology 5: 89–191.
- Allison M.A., Nittrouer C.A., Faria L.E.C., Silveira O.F., Mendes A.C. 1993. *Recent Amazon River sedimentation along the Amapá Coast, Brazil*. Simpósio AmasSeds 93 Abstracts, Niteroi, Brazil, p. 3.
- Amaral P.G.C., Ledru M.P., Branco F.R., Giannini P.C.F., 2006. *Late Holocene development of a mangrove ecosystem in southeastern Brazil (Itanhaém, state of São Paulo)*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 241:608–620.
- Amarasekera K.N., Lee, R.F., Williams, E.R., Eltahir, E.A.B. 1997. *ENSO and the natural variability in the flow of tropical rivers*. Journal of Hydrology 200, 24–39.
- Angulo R.J., Lessa G. 1997. *The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananeia regions*. Marine Geology 140: 141-166.
- Angulo R.J., Lessa G. 1998. *The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananeia regions*. Marine Geology 140, 141-166.
- Angulo R.J., Giannini P.C.F., Suguio K., Pessenda L.C.R., 1999. *Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna – Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermitid ^{14}C ages*. Marine Geology 159, 323–339.
- Angulo R.J., Lessa G.C., Souza M.C., 2006. *A critical review of mid- to late-Holocene sealevel fluctuations on the eastern Brazilian coastline*. Quaternary. Science. Review. 25, 486–506.
- Arai M., 2006. *A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras*. Geologia USP Série Científica 6, 1-6.
- Asmus H.E., Gomes, J.B., Pereira, A.C.B., 1971. *Integração geológica regional da bacia do Espírito Santo - Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia, v.3: 235-254, São Paulo*.
- Bacoccoli G. 1971. *Os deltas marinhos holocênicos brasileiros: uma tentativa de classificação*. But. TLirn. LCrrrohrh 14:5-38.
- Baker VR. 1987. *Paleoflood hydrology and extraordinary flood events*. Journal of Hydrology 96: 79–99.

- Bandeira JR., A.N.; Petri, S.; Suguio, K. *Projeto Rio Doce (Relatório Final)* – Petrobrás, CENPES, Rio de Janeiro, 1975.
- Barberi M., Salgado-Labouriau, M.L., Suguio, K., 2000. *Paleovegetation and paleoclimate of “Vereda de Águas Emendadas”, central Brazil*. J. S. Am. Earth Sci. 13, 241–254.
- Barreto C.F., Luz C.F.P., Baptista-Neto J.A., Vilela C.G., Barth O.M., 2007. *Palynological analysis of a sediment core obtained in Guanabara Bay, Rio de Janeiro, Brazil*. Anais da Academia Brasileira de Ciências 79(2): 223-234.
- Batarbee R.W. *Diatom analysis*. In: BERGLUND, B.E. *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. Chichester: John Wiley, 1986. p. 527-570.
- Behling H., 1995. *A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history*. Journal of Paleolimnology. 14, 253–268.
- Behling H., Lichte, M., 1997. *Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical Southeastern Brazil*. Quaternary. Research. 48, 348–358.
- Behling H., Hooghiemstra H., Negret A.J., 1998a. *Holocene history of the Choco rain forest from Laguna Piusbi, southern Pacific lowlands of Colombia*. Quaternary. Research. 50 (3), 300–308.
- Behling H., Costa M.L., 2000. *Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuana region, eastern Amazon Basin*. Quaternary Research 53, 369–377.
- Behling, H., Costa, M.L. 2001. *Holocene Vegetation and Coastal Environmental Changes from Lago Crispim in Northeastern Pará State, Northern Brazil*. Rev. Palaeobot. Palynol. 114:145-155.
- Behling, H., Cohen, M.C.L., Lara, R.J. 2001. *Studies on Holocene mangrove ecosystem development and dynamics of the Bragança Peninsula in northeastern Pará, Brazil*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 167:225-242.
- Behling H., Cohen M.C.L., Lara, R.J. 2004. *Late Holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, Northern Brazil*. Vegetation History and Archeobotany, 13:73-80.
- Bender M.M. 1971. *Variation in the $^{13}C/^{12}C$ ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation*. Phytochemistry, Oxford, v. 10, p. 1239-1244.
- Boaventura F. M. C., Narita, C. 1974. *Geomorfologia. Folha Na/NB.22-Macapá*. In : *Projeto Radam, Levantamento de Recursos Naturais, v.6. Rio de Janeiro, MME/DNPM*. pp. II/1- II/27.
- Blasco F., Saenger P., Janodet, E. 1996. *Mangrove as indicators of coastal change*. Catena 27, 167–178.
- Bradley R.S. 1999. *Paleoclimatology reconstruction climates of the Quaternary*. Harcourt/ Academic Press, San Diego, USA, 613 pp.

Brandão R. L. *Regiões Costeiras. In: Silva, Cassio Roberto da. Geodiversidade do Brasil: conhecer o passado, para entender o presente e prever o futuro / editor: Cassio Roberto da Silva. Rio de Janeiro: CPRM, 2008. 264 p.: il: 28 cm.*

Broecker W.S. *Radiocarbon. In: Turekian, K.K.; Holland, H.D. (Ed.). Treatise on geochemistry. 1. ed. San Diego: Elsevier, 2003. v.4,p. 245-260.*

Bos J.A.A, Dambeck R, Kalis AJ, Schweizer A, Theimeyer H. 2008. *Palaeoenvironmental changes and vegetation history of the Upper Rhine Graben (southwestern Germany) since the Lateglacial. Netherlands Journal of Geosciences 87: 67–90.*

Boutton T. W. *Stable carbon isotope ratios of soils organic matter and their use indicators of vegetation and climate change. In: Boutton, T.W.; Yamasaki, S.I. (Ed.). Mass spectrometry of soils. New York: Marcel Dekker, 1996.p. 47-82.*

Buso Junior A.A., 2010. *Dinâmica ambiental holocênica (vegetação, clima e nível relativo marinho) baseada em estudos interdisciplinares de alta resolução, no litoral norte do estado do Espírito Santo. Dissertação de Mestrado Programa de Pós-Graduação em Ciências, Universidade de São Paulo, Piracicaba – SP (190 pp.).*

Buso JR, A.A, Pessenda L.C.R., Oliveira P.E.O., Giannini P.C.F., Cohen M. C. L., Ribeiro C.V., Oliveira S.M.B., Favaro D.I.T., Rossetti D.F., Lorente F.L., Borotti Filho M.A., Schiavo J.A., Bendassolli J.A., França M.C., Guimaraes J.T.F., Siqueira G.S. 2013a. *Late Pleistocene and Holocene Vegetation, Climate Dynamics, and Amazonian taxa in the Atlantic Rainforest of Linhares, Southeastern Brazil. Radiocarbon, v. 55, p. 1747-1762.*

Buso JR, A.A, Pessenda L.C.R., Oliveira P.E.O., Giannini P.C.F., Cohen M. C. L., Ribeiro C.V., Oliveira S.M.B., Favaro D.I.T., Rossetti D.F., Lorente F.L., Borotti Filho M.A., Schiavo J.A., Bendassolli J.A., França M.C., Guimaraes J.T.F., Siqueira G.S. 2013b. *From an Estuary to a Freshwater Lake: A Paleo-Estuary Evolution in the Context of Holocene Sea-Level Fluctuations, Southeastern Brazil. Radiocarbon, v. 55, p. 1735-1746.*

Cahoon D.R, Lynch J.C., 1997. *Vertical accretion and shallow subsidence in a mangrove forest of southwestern Florida, USA. Mangroves and Salt Marshes 1, 173-186.*

Camargo M.G. 2006. *SYSGRAN para Windows: Sistema de análises granulométricas. Disponível em: www.cem.ufpr.br.*

Carvalho L.M.V., C. Jones, B. Liebmann. 2004. *The South Atlantic Convergence Zone: persistence, intensity, form, extreme precipitation and relationships with intraseasonal activity. J. Climate, v. 17, p. 88-108.*

Citron, G., Schaeffer-Novelli, Y. 1983. *Introduction a la ecologia del manglar. UNESCO-ROSTLAC, Montevideo, 109 pp.*

Cohen M.C.L., Lara R.J. 2003. *Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazônia: application of GIS and remote sensing techniques. Wetlands Ecology and Management, 11:223-231.*

- Cohen M.C.L., Behling H., Lara R. 2005a. *Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age*. Review of Palaeobotany and Palynology, 136: 93-108.
- Cohen M.C.L., Souza Filho P.W., Lara R.L., Behling H., Angulo R., 2005b. *A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil)*. Wetlands Ecol. Manag. 13, 433–443
- Cohen M.C.L., Lara R.J., Smith C.B., Angélica R.S., Dias B.S., Pequeno T., 2008. *Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years*. Catena 76, 70-77.
- Cohen M.C.L., Behling H., Lara R.J., Smith C.B., Matos H.R.S., Vedel V. 2009a. *Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene*. Vegetation History and Archaeobotany, p. 10-20.
- Cohen M. C. L., Guimarães J. T. F., França M., Lara R. J., Behling H. 2009b. *Tannin as an indicator of paleomangrove in sediment cores from Amapá, Northern Brazil*. Wetlands Ecology and Management, v. 17, p. 145-155.
- Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Behling H., Rossetti D.F., França M.C., Guimarães J.T.F., Friaes Y.S., Smith C.B., 2012. *Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt*. Quaternary Science Reviews 55, 50–58.
- Cohen M.C.L., França M.C., Rossetti D.F., Pessenda L.C.R., Giannini P.C.F., Lorente F.L., Buso Junior A.A., Castro D., Macário K., 2014. *Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil*. Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. 415c, 48–58.
- Cohen M.C.L., Alves I.C.C, França M.C., Pessenda L.C.R. *Relative sea-level and climatic changes in the Amazon littoral during the last 500 years*. Catena v.133, p. 441-451. 2015.
- Colinvaux P.A., Oliveira P.E., Patiño J.E.M. 1999. *Amazon Pollen Manual and Atlas – Manual e Atlas Palinológico da Amazônia*. Amsterdam: Hardwood Academic. 332p.
- Constantine J.A, Dunne T, Piégay H, Kondolf GM. 2010. *Controls on the alluviation of oxbow lakes by bed-material load along the Sacramento River, California*. Sedimentology 57: 389–407.
- Costa Neto S.V., Senna C., Coutinho R. S. 2006. *Vegetação das Áreas Sucuriju e Região dos Lagos, no Amapá*. In: Salustiano Vilar da Costa Neto. (Org.). Inventário biológico das áreas do Sucuriju e Região dos Lagos no Estado do Amapá. 1ed.Macapá: Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do estado do Amapá, v. 1, p. 41-79.
- Cruz Jr F.W., Burns S.J., Karmann I., Sharp W.D., Vuille M., Ferrari J.A., 2006. *A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene*. Quaternary Science Reviews 25 (21–22), 2749–2761.
- Davis M.B., 2000. *Palynology after Y2K — Understanding the source area of pollen in sediments*. Annu. Rev. Earth Planet. Sci 28, 1–18.

- Desjardins T., Filho A.C., Mariotto A., Chauvel A., Girardin C., 1996. *Changes of the Forest-savannah boundary in Brazilian Amazonia during the Holocene as revealed by soil organic carbon isotope ratios*. *Ecologia* 108, 749–756.
- Dittmar T., Lara R.J., Kattner G., 2001. *River or mangrove? Tracing major organic matter sources in tropical Brazilian coastal waters*. *Marine Chemistry* 73: 253–271.
- 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: Nummedal, D.; Pilkey, O. H.; Howards, J. D. (Eds). *Sea-level fluctuation and coastal evolution*, Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 41, p. 115-127.
- Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., Leão Z.M.A.N., Azevedo A.E.G., 1990. *Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco*. *Revista Brasileira de Geociências* 20, 208–215.
- Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., Martin L. 1992. *Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate*. *Sedimentary Geology* 80, 213-232.
- Dominguez J.M.L. 2009. *The Coastal Zone of Brazil*, in: Dillenburg, S. R., Hesp, P. A. (Eds.), *Geology and geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 17-51.
- Eisma D., Augustinus P.G.E.F., Alexander C. 1991. *Recent and subrecent changes in the dispersal of Amazon mud*. *Netherlands Journal of Sea Research* 28, 181–192.
- Emery, K.O., Aubrey, D.G., 1991. *Sea Levels, Land Levels, and Tide Gauges*. Springer Verlag, New York.
- Erdtman G. 1960. *The acetolysis method: in a revised description*. *Sv. Bot. Tidskr. Lund*, v.54, n.4, p.561-564.
- Erkens G, Hoffmann T, Gerlach R, Klostermann J. 2011. *Complex fluvial response to Lateglacial and Holocene allogenic forcing in the Lower Rhine Valley (Germany)*. *Quaternary Science Reviews* 30: 611–627. DOI. 10.1016/j.quascirev.2010.11.019
- Erskine W, McFadden C, Bishop P. 1992. *Alluvial cutoffs as indicators of former channel conditions*. *Earth Surface Processes and Landforms* 17: 23–37.
- 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-Vincentini K.R., Salgado-Labouriau M.L. 1996. *Palynological analysis of a palm swamp in Central Brazil*. *Journal of South American Earth Sciences* 9(3/4), 207–19.
- Ferrazzo M. Bauermann S.G. Leipnitz I.I. *Palinórfos não polínicos provenientes de depósitos quaternários do delta do Rio Doce, Espírito Santo, Brasil. Parte 1*. *Gaea – Journal of Geoscience*, São Leopoldo, v.4,n.2,p. 78-87, 2008.
- Figueira R. C. L., Tessler M. G., Mahiques M. M., Fukumoto M. M. 2007. *Is there a technique for the determination of sedimentation rates based on calcium carbonate*

content? *A comparative study on the southeastern Brazilian shelf*. Soils and Foundations, v. 47, p. 649-656.

Fisk H.N. 1947. *Fine grained alluvial deposits and their effect on Mississippi River activity, Volumes 1 & 2*. Mississippi River Commission: Vicksburg, MS.

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 (80 pp.).

Fontes N.A., Cohen, M.C.L., Alves, I.C.C., Moraes, C.A., Pessenda, L.C.R., Francisquini, M.I., França, M.C., Bendassolli, J.A., Macario, K., Mayle, F. *no prelo. The impacts of the Middle Holocene high sea-level stand and climatic changes upon the littoral zone of southern Bahia - Northeastern Brazil*. Catena.

França M.C. *Mudanças na vegetação do litoral leste da Ilha de Marajó durante o Holoceno Superior*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 111p. 2010.

França M.C. *et al. Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil*. Catena (Cremlingen), 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.

Fromard F., Vega C., Proisy C., 2004. *Half a century of dynamic coastal change affecting mangrove shorelines of French Guiana. A case study based on remote sensing data analyses and field surveys*. Marine Geology 208: 265–280.

Giri C. *et al. Status and distribution of mangrove forests of the world using earth observation satellite data*. Glob. Ecol. Biogeogr. 20, 154-159. 2011.

Goh K.M., 2006. *Removal of contaminants to improve the reliability of Radiocarbon dates of peats*. Journal of Soil Science 29, 340–349.

Gornitz V. 1991. *Global coastal hazards from future sea level Rise*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (Global Planetary Change Section), 89:379-398.

Gosling W.D., Gosling, F.E. Mayle, N.J. Tate, T.J. Killeen, 2009. *Differentiation between Neotropical rainforest, dry forest, and savannah ecosystems by their modern pollen spectra and implications for the fossil pollen record* Rev. Palaeobot. Palynol., 153 (2009), pp. 70–85.

Grimm E.C. 1987. *Coniss: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of square*. Computer and Geosciences, v.13, p.13-35.

Guimarães J. T. F., Cohen M. C. L., França M. C., Lara R. J., Behling H. 2009. *Wetlands development Model from Amapá Littoral during the Holocene*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 1, p. 1-10

- Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., França M.C., Lara R.J., Behling H. 2010. *Model of Wetland development of the Amapá coast during the Late Holocene*. Anais da Academia Brasileira de Ciências (Impresso), v. 82, p. 451-465.
- Guimarães J. T. F., Cohen M. C. L., Pessenda L. C. R., Franca M. C., Smith C. B., Nogueira A. C. R. 2012. *Mid- and late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon River*. Holocene (Sevenoaks), v. 22, p. 359-370.
- Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., França M.C., Pessenda L.C.R., Behling H., 2013a. *Morphological and vegetation changes on tidal flats of the Amazon Coast during the last 5000 cal. yr. BP*. The Holocene 23, 528-543.
- Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., França M.C., Pessenda L.C.R., Souza E.J., Nogueira A.C.R., Alves R., 2013b. *Recent effects of tidal and hydro-meteorological changes on coastal plains near the mouth of the Amazon River*. Earth Surf. Process. Landf. 38, 1535-1549.
- Hanson K., Maul G. 1989. *Analysis of the historical meteorological record at Key West, Florida (1851-1986) for evidence of trace gas induced climate change*. in: Maul, G. (ed.) *Implication of climatic changes in the wider Caribbean Region*. Unep/IOC regional task team report, pp. 63-71.
- Harper C.W., 1984. *Improved methods of facies sequence analysis*, In: Walker, R.G. (Ed.), *Facies Models*, 2nd ed. Geological Association of Canada, Ontario, Canada, pp. 11-13.
- Herrera L.F., Urrego L.E. 1996. *Atlas de polen de las plantas útiles y cultivadas de la Amazonia colombiana*. Tropenbos Colombia, Bogotá. 462p.
- Hooghiemstra H. 1984. *Vegetational and climatic history of the High Plain of Bogotá, Columbia: a continuous record of the last 3, 5 million years*. Dissertation Botanicae, 79:1-368.
- Hooke JM. 1995. *River channel adjustment to meander cutoffs on the River Bollin and River Dane, northwest England*. Geomorphology 14: 235-253.
- Hutchings P., Saenger P. 1987. *Ecology of Mangroves*. Queensland University Press, 388 pp.
- Kao W.Y., Shih C.N., Tsai T.T., 2004. *Sensitivity to chilling temperatures and distribution differ in the mangrove species Kandelia candel and Avicennia marina*. Tree Physiol. 24, 859-864.
- Kasse C., Hoek W.Z., Boncke S.J.P., Konert M., W J.W.H., Cassee M.L., Van der Zee R.M. 2005. *Late Glacial fluvial response of the Niers-Rhine (western Germany) to climate and vegetation change*. Journal of Quaternary Science 20: 377-394.
- Kjerfve B., Lacerda L.D. 1993. *Mangroves of Brazil*. In: Lacerda, L.D. (ed.) *Mangrove ecosystems technical reports*, ITTO TS-13, 2:245-272.
- Köppen W (1936) *Das geographische System der Klimate*. In: Köppen W, Geiger R (eds) *Handbuch der Klimatologie*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, p 1-44

- Krauss K.W., Lovelock, C.E., McKee, K.L., López-Hoffman, L., Ewe, S.M.L., Sousa, W.P. 2008. *Environmental drivers in mangrove establishment and early development: A review*. *Aquatic Botany* 89, 105-127.
- Lamparelli C.C. (Coord). 1999. *Mapeamento dos ecossistemas costeiros do Estado de São Paulo*. Secr. Meio Ambiente, CETESB, São Paulo, 108 pp.
- Lara R.J., Dittmar T., 1999. *Nutrient dynamics in a mangrove creek North Brazil during the dry season*. *Mangroves Salt Marshes* 3, 185–195.
- Lara J.R., Cohen, MCL. 2006. *Sediment porewater salinity, inundation frequency and mangrove vegetation height in Bragança, North Brazil: An ecohydrology-based empirical model*. *Wetlands Ecology and Management* 14: 349–358.
- Lara, R.J., Cohen, M.C.L., 2009. *Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia*. *Climatic Change* 94, 399–408.
- Latrubesse E.M., Franzinelli E. 2002. *The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil*. *Geomorphology* 44: 241–257.
- Lechner A. 2009. *Palaeohydrologic conditions and geomorphic processes during the Postglacial in the Palatine Upper Rhine river floodplain*. *Zeitschrift für Geomorphologie* 53: 217–245.
- Ledru M.P., 1993. *Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil*. *Quaternary Research* 39, 90–98.
- Ledru M.P., Braga P.I.S., Soubiès F., Fournier M., Martin L., Suguio, K., Turq B., 1996. *The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil) evolution of vegetation and climate*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 123, 239–257.
- Ledru M.P. 2001. *Late Holocene rainforest disturbance in French Guiana*. *Review of Palaeobotany and Palynology* 115: 161–176.
- Lewis G.W, Lewin J. 1983. *Alluvial cutoffs in Wales and the Borderlands*. In *Modern and Ancient Fluvial Systems*, Collinson JD, Lewin J (eds), Special Publications 6. International Association of Sedimentologists: Gent; 145–154.
- Libby W.F., Anderson E.C., Arnold J.R. *Age determination by radiocarbon content: worldwide assay of natural radiocarbon Science*, Washington, v. 109, p. 227-228, 1949.
- Lorscheitter M.L., Mattoso I.J., 1995. *Reconstituição paleoambiental da região dos Campos Gerais, Paraná, através da palinologia de sedimentos da Lagoa Dourada*. Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário 5. UFF, Niterói (Niterói).
- Macklin M.G., Lewin J. 2003. *River sediments, great floods and centennial-scale Holocene climate change*. *Journal of Quaternary Science* 18: 101–105.
- Markgraf V. and Bradbury, J.P. 1982: *Holocene climatic history of South America*. *Striae* 16, 40–45.

Martin L., Suguio K., Flexor J.M., 1987. *Flutuações do nível relativo do mar no Quaternário e seu papel na sedimentação costeira: Exemplos brasileiros*. In: *Simpósio de Ecossistemas da Costa Sul Sudeste Brasileira*, vol. 1. Publicação CIESP, pp. 40-61.

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* 99, 119-140.

Martin L., Suguio K., Flexor J.M., Achanjo J.D., 1996. *Coastal Quaternary formations of the Southern part of the State of Espírito Santo (Brazil)*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 68 (3), 389-404.

Martin L., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., 1998. *Climatic control on coastal erosion during a sea-level fall episode*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 70, 249-266.

Martin L., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., 2003. *Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators*. *Journal of Coastal Research* 19, 101-124.

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

Mendes A.C. 1994. *Estudo sedimentológico e estratigráfico de sedimentos holocênicos na Costa do Amapá*. 269p. Dissertação – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Mesquita A.R., Harari J. 1983. *Tides and Tide auges of Cananéia and Ubatuba*. *Relat. int. Inst.oceanogr. Univ. S Paulo*, (11):1-14.

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., 2003. *Application of organic geochemistry paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes*. *Organic Geochemistry* 34, 261-289.

Micheli E.R., Larsen E.W. 2011. *River channel cutoff dynamics, Sacramento River, California, USA*. *River Research and Applications* 27: 328-344.

Middelkoop H., Asselman N.E.M. 1998. *Spatial variability of floodplain sedimentation at the event scale in the Rhine-Meuse Delta, the Netherlands*. *Earth Surface Processes and Landforms* 23: 561-573.

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.* 150 (1-2), 185-201.

Morais P.D, Morais J.D. 2000. *O Amapá em Perspectiva: uma abordagem histórico-geográfica*. Macapá, Editora Valcan. 200p

Mörner N.A. 1999. *Sea level and climate: rapid regressions at local warm phases*. *Quaternary International* 60, 75-82.

- MPEG-Museu Paraense Emílio Goeldi. 1998. *Caracterização da fitoecologia e da flora da zona de influência da hidrovia do Marajó, ilha do Marajó, Estado do Pará*. Relatório Técnico. Belém: MCT/CNPq/MPEG, 1998. 51 p.
- Muehe, D., Neves, C.F. 1995. The implications of Sea-level Rise on the Brazilian Coast: A Preliminary Assessment. *J. C. R.* 14, 54-78
- Munsell Color, 2009. *Munsell Soil Color Charts*. New Revised edition. Macbeth Division of Kollmorgen Instruments, New Windsor, NY.
- Nascimento, W.R., Souza-Filho, P.W.M., Proisy C., Lucas, R.M., Rosenqvist A. 2013. *Mapping changes in the largest continuous Amazonian mangrove belt using object-based classification of multisensor satellite imagery*. Estuarine, Coastal and Shelf Science (Print), v. 117, p. 83-93.
- Neves P.C.P., Lorscheitter M.L., 1995. *Upper Quaternary palaeoenvironments in the Northern coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil*. *Quat. S. Am. Antarct. Peninsula* 9 (1), 43–72.
- Otvos E.G., 2000. *Beach ridges - definitions and significance*. *Geomorphology* 32, 83-108.
- Parker A.G., Lucas A.S., Walden J, Goudie A.S, Robinson M.A., Allen T.G. 2008. *Late Holocene geoarchaeological investigation of the Middle Thames floodplain at Dorney, Buckinghamshire, UK: an evaluation of the Bronze Age, Iron Age, Roman and Saxon landscapes*. *Geomorphology* 101: 471–483.
- Peixoto, A.L., Gentry, A. 1990. *Diversidade e composição florística da mata de tabuleiro na Reserva Florestal de Linhares (Espírito Santo, Brasil)*. *Revista brasil. Bot.* 13:19-25.
- Pessenda L.C.R., Camargo P.B. 1991. *Datação radiocarbônica de amostras de interesse arqueológico e geológico por espectrometria de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo*. *Química Nova*, v.14(2), p.98-103.
- Pessenda L.C.R., Aravena R., Melfi A.J., Telles, E.C.C.; Boulet R., Valencia E.P.E., Tomazello M. 1996. *The use of carbon isotopes (C-13, C-14) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in Central Brazil*. *Radiocarbon*, v.38, n.2, p.191-201.
- Pessenda L.C.R., Boulet, R., Aravena R., Rosolen V., Gouveia S.E.M., Ribeiro A.S., Lamotte M., 2001. *Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest–savanna transition zone, Brazilian Amazon region*. *The Holocene* 11, 250–254.
- Pessenda L.C.R. *et al.* *Holocene paleoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotope records*. *The Holocene, Thousand Oaks*, v. 15, n. 6, p. 814-822, 2005.
- 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 Reserach*. 71, 437–452.

Pessenda L.C.R., Saia S.E.M.G., Gouveia S.E.M., Ledru M.P., Siffedine A., Amaral P.G.C., Bendassolli J.A., 2010. *Last millennium environmental changes and climate inferences in the Southeastern Atlantic Forest, Brazil*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 82 (3), 717 – 729.

Pessenda L.C.R., Vidotto E., De Oliveira P.E. Buso Junior A.A., Cohen M.C.L., Rossetti D.F., Ricardi-Branco F., 2012. *Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove record, southeastern Brazil*. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 363–364, 57–68.

Pirazolli P.A. 1986. *Secular trends of relative sea levels (RSL) changes indicated by tide-gauge records*. *J. Coastal Res.* 1: 1-26.

Polizel S.P., 2014. *Caracterização morfológica do delta do Rio Doce (Es) com base em análise multissensor*. Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto. 122 p.

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

Price M.L., Butler L.G. 1977. *Rapid visual estimation and spectrophotometric determination of tannin content of sorghum grain*. *Journal of Agricultural and Food Chemistry*, 25, 1268-1273.

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

Reimer P.J. et al. *INTCAL04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP*. *Radiocarbon*, New Haven, v. 46,n. 3, p. 1029-1058, 2004.

Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., McCormac F.G., Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., Van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. 2009. *IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0- 50,000 years cal BP*. *Radiocarbon* 51, 1111-1150.

Reineck H.E., Singh I.B. 1973. *Depositional Sedimentary Environments: With Reference to Terrigenous Clastics*. Springer-Verlag. p551.

Rossetti D.F., Almeida, S., Amaral, D.D., Lima, C.M., Pessenda, L.C.R., 2010. *Coexistence of forest and savanna in an Amazonian area from a geological perspective*. *J. Veg. Sci.* 21, 120-132.

Rossetti D. F., Bertani T.C., Zani H., Cremon E.H.; Hayakawa E. H. 2012. *Late Quaternary sedimentary dynamics in Western Amazonia: implications for the origin of savanna/forest contrasts*. *Geomorphology (Amsterdam)*, v. 177-17, p. 74-92.

Roth L., Lorscheitter, M.L., 1993. *Palynology of a bog in Parque Nacional de Aparados da Serra, East Plateau of Rio Grande do Sul, Brazil*. *Quat. S. Am. Antarct. Peninsula* 8 (1), 39–69.

- Roubik D.W., Moreno J.E. *Pollen and Spores of Barro Colorado Island*. Missouri Botanical Garden. 1991. 268p.
- Saito, R. T., Figueira, R. C. L., Tessler M. G., Cunha I. I. L. 2001. ^{210}Pb and ^{137}Cs geochronologies in the Cananeia-Iguape Estuary (São Paulo, Brazil). *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, v. 249, n. 1, p. 257-61.
- Salgado-Labouriau M.L., 1997. *Late Quaternary palaeoclimate in the savannas of South America*. *Journal of Quaternary Science* 12, 371–379.
- Salgado-Labouriau M.L., Barberi M., Ferraz Vicentini K., Parizzi M., 1998. *A dry climatic event during the Late Quaternary of Tropical Brazil*. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 99 (2), 115–129.
- Salgado-Labouriau M.L. *Critérios e técnicas para o Quaternário*. São Paulo. 387p. 2007.
- Salvador P.G., Berger J.F., Fontugne M., Gauthier E. 2005. *Etude des enregistrements sédimentaires Holocènes des paleomeandres du Rhône dans le secteur des Basses Terres (Ain, Isère, France)*. *Quaternaire* 16: 315–328.
- Santos V.F., Costa W.J.P., Silva, M.S., Silveira, O.F.M., Torres A.M., Silva A.Q., Martins M.H.A. 2004. *Geologia*. In: V.F dos Santos e Z.R. Figueira (orgs.). *Diagnóstico sócio-ambiental participativo do setor costeiro estuarino do Estado do Amapá*. MMA/GEA/IEPA. Macapá. meio-digital CD. p. 11-34. SBG, Simpósio Geologia da Amazônia., 3, Belem, Anais, 322-335.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D. 1973. *Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 and 106 year scale*. *Quaternary Research* 3, 39-55.
- Schaeffer-Novelli Y., Cintrón-Molero, G., Adaime, R.R. 1990. *Variability of mangrove ecosystems along the brazilian coast*. *Estuaries*, 13(2): 201-218.
- Schaeffer-Novelli Y. 1991. *Manguezais brasileiros*. *Livre Docência, Instituto Oceanográfico*. Universidade de São Paulo, São Paulo, 42 pp.
- Semeniuk V. 1994. *Predicting the effect of sea-level rise on mangroves in northwestern Australia*. *Journal of Coastal Research* 10: 1050–1076.
- Senna C.S.F. 2002. *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, 115p.
- Servant M., Mayley J., Turcq B., Absy M.L., Brenac P.; Fournier M.; and Ledru M.P. 1993: *Tropical forest changes during the late Quaternary in African and South American lowlands*. *Global and Planetary Change* 7, 25–40.
- Silva G.N., Neves C.F., 1991. *Variação do nível médio do mar na ilha fiscal entre 1965-1986*. *Anais IX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos e 5º Simpósio Brasileiro de Hidráulica e Recursos Hídricos, November 11- 14, 1991, Rio de Janeiro*. Brazilian Water Resources Association (ABRH), 3, pp. 568- 577.

- Silveira O.F.M. 1998. *A Planície costeira do Amapá: dinâmica de ambiente costeiro influenciado por grandes fontes fluviais quaternárias*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Belém, PA. 215pp
- Smith N.D., Cross T.A., Dufficy J.P., Clough S.R., 1989. *Anatomy of an avulsion*. *Sedimentology* 36: 1–23.
- Smith C.B., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., França M.C., Guimarães J.T.F. 2012. *Holocene proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake Arari-Amazon Region*. *Catena* (Cremlingen), v. 90, p. 26-38.
- Smith C.B., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., França M.C., Guimarães J. T. F., Rossetti D.de F., Lara R. J. *Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River*. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 168, p. 21-30, 2011.
- Stevens P.W., Fox S.L., Montague C.L., 2006. *The interplay between mangroves and saltmarshes at the transition between temperate and subtropical climate in Florida*. *Wetlands Ecol. Manage.* 14, 435–444.
- Stockmarr J. 1971. *Tablets with spores used in absolute pollen analysis*. *Pollen et Spores*, v.8, p.615-621.
- Stuart S.A., Choat B., Martin K.C., Holbrook N.M., Ball, M.C., 2007. *The role of freezing in setting the latitudinal limits of mangrove forests*. *New Phytol.* 173, 576–583.
- Soares M.L.G., Estrada G.C.D., Fernandez V., Tognella M.M.P., 2012. *Southern limit of the Western South Atlantic mangroves: Assessment of the potential effects of global warming from a biogeographical perspective*. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 101, 44–53.
- Suguio K., Martin L., Flexor J.M. 1980. *Sea-level fluctuations during the past 6,000 years along the coast of the State of São Paulo, Brazil*. In: *Mörner, N. A. (ed.), Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*, John Willey and Sons: 471-486.
- Suguio K., Martin L. 1981. *Significance of Quaternary sea-level fluctuations for delta construction along the Brazilian Coast*. *Geo-Marine Letters*, v.1, p. 181-185.
- Suguio K., Martin, L., Dominguez, J.M.L. 1982. *Evolução da planície costeira do Rio Doce (ES) durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar*. *Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil*: 93-116.
- Suguio K., Martin L., Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Flexor J.M., Azevedo A.E.G. 1985. *Flutuações do Nível do Mar durante o Quaternário Superior ao longo do Litoral Brasileiro e suas Implicações na Sedimentação Costeira*. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(4):273-286.
- Suguio K., Martin, L., Flexor, J. M. 1992. *Paleoshorelines and the sambaquis of Brazil*. In: *Johnson, L. L.; Stright, M. (Eds.), Paleoshorelines and Prehistory*. CRC Press, Boca Raton, p. 83-99
- Suguio K. *Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins*. Kenitiro Suguio. Rio de Janeiro: Betrand Brasil, 1998, p.222.
- Suguio K. *Geologia sedimentar*. São Paulo: Edgard Blucher, 2003. 400p.

- Toledo M.B. and Bush, M.B. 2007. *A mid-Holocene environmental change in Amazonian savannas*. *Journal of Biogeography* 34: 1313–1326.
- Toledo M.B. and Bush M. 2008. *Vegetation and hydrology changes in Eastern Amazonia inferred from pollen record*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **80**:191 - 203.
- Tomazelli L.J. 1990. *Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais Holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, com Ênfase no Sistema Eólico*, Ph.D. Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre
- Tomlinson P.B. 1986. *The Botany of Mangroves*. Cambridge University Press, USA. 413 pp.
- Toonen W.H.J., Kleinhans M.G., Cohen K.M. 2012. *Sedimentary architecture of abandoned channel fills*. *Earth Surface Processes and Landforms* 37, 459- 472.
- Törnqvist T.E, Kidder T.R, Autin W.J, van der Borg K., de Jong A.F.M, Klerks C.J.W, Snijders E.M.A, Storms J.E.A, van Dam R.L, Wiemann M.C. 1996. *A revised chronology for Mississippi River Subdeltas*. *Science* 273: 1693–1696.
- Van Der Hammen T. 1974. *The Pleistocene changes of vegetation and climate in tropical South America*. *Journal of Biogeography* 1: 3–26.
- Van Der Hammen T. 1991. *Palaeoecology of the Neotropics: an overview of the state of affairs*. *Boletim IG-USP, Publicação Especial* 8, 35–55.
- Vannucci M. 1999. *Os manguezais e nós: uma síntese de percepções*. São Paulo: Editora da USP, 1999. 233p.
- Vedel V., Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2006. *Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in northern Brazil, inferences from the Taperebal core in northeastern Pará State*. *Vegetation History and Archaeobotany* 15, 115–123.
- Vidotto E. 2008. *Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Parque Estadual da Ilha do Cardoso-SP durante o Quaternário tardio*. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação/Centro de Energia Nuclear na Agricultura. Universidade de São Paulo.
- Walker R.G. 1992. *Facies, facies models and modern stratigraphic concepts*. In: Walker R.G., James N.P. (Eds.). *Facies models - response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Ontario, Canada, pp. 1–14.
- Walling D.E. 1998. *The spatial variability of overbank sedimentation on river floodplains*. *Geomorphology* 24: 209–223.
- Weng C., Bush M.B., Silman M.R. 2004. *An analysis of modern pollen rain on an elevational gradient in southern Peru*. *Journal of Tropical Ecology*, 20, pp 113-124. doi:10.1017/S0266467403001068.
- Wentworth C.K. 1922. *A scale of grade and class terms for clastic sediments*. *Journal of Geology*, 30: 377-392.

Wilson G.P. *et al.* Variability of organic $\delta^{13}\text{C}$ and C/N in the Mersey Estuary, U.K. and its implications for sea-level reconstructions studies. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, London, v. 64, n. 4, p. 685-698, 2005a.

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

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

Xu Q., Tian F., Bunting M.J., Li Y., Ding W., Cao X., He Z., 2012. *Pollen source areas of lakes with inflowing rivers: modern pollen influx data from Lake Baiyangdian, China*. *Quat. Sci. Rev.* 37, 81–91.

Ybert, J.P. *et al.* *Environmental and sea-level variations on the southeastern Brazilian coast during Late Holocene with comments on prehistoric human occupation*. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, Amsterdam, v. 189, p.11-24, 2003.

Zoneamento Ecológico Econômico (ZEE). 1998. *Primeira aproximação do Zoneamento Econômico Ecológico do Amapá. Relatório Final (Versão Simplificada)*. Macapá: GEA/IEPA. 1998. 104 p.

Zoneamento Ecológico Econômico (ZEE). 2002. *Macrodiagnóstico do Estado do Amapá: primeira aproximação do ZEE*. Macapá: GEA/IEPA, 2002. 140 p.