



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 504

**DETECÇÃO DE MUDANÇAS PALEOAMBIENTAIS NO
LITORAL DO RIO GRANDE DO NORTE (RN) DURANTE O
HOLOCENO MEDIO E SUPERIOR**

Dissertação apresentada por:

EDSON JOSÉ LOUZADA BATISTA

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

**BELÉM
2017**

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

Batista, Edson José Louzada, 1992-

Detecção de mudanças paleoambientais no litoral do Rio Grande do Norte (RN) durante o Holoceno médio e superior / Edson José Louzada Batista. – 2017.

xiv, 54 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Marlon Carlos França

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2017.

1. Geologia estratigráfica - Holocênico. 2. Fácies (Geologia) - Rio Grande Norte. 3. Palinologia - Rio Grande Norte. 4. Isótopos estáveis. 5. Nível do mar- Rio Grande Norte. I. Título.

CDD 22. ed. 551.7098117



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

**DETECÇÃO DE MUDANÇAS PALEOAMBIENTAIS NO
LITORAL DO RIO GRANDE DO NORTE (RN) DURANTE
O HOLOCENO MEDIO E SUPERIOR**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:

EDSON JOSÉ LOUZADA BATISTA

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

Data de Aprovação: 16/08/2017

Banca Examinadora:

Prof. Marlon Carlos França
(Orientador – IFPA)

Prof. Marcelo Cancela Lisboa Cohen
(Membro – UFPA)

Prof.ª Kita Chaves Damasio Macario
(Membro – UFF)

*Dedico a todos os profissionais engajados no
Estudo e compreensão do meio ambiente*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por toda e força e conforto nos momentos mais difíceis desta caminhada, chamada vida.

Ao meu Orientador Prof. Dr. Marlon Carlos França pela confiança e oportunidade oferecida de realizar este trabalho, sem falar na paciência sempre estando presente na orientação para o desenvolvimento desta pesquisa, além dos ensinamentos responsáveis por me tornar um profissional e um ser humano cada vez melhor por meio do seu conhecimento, meu eterno obrigado.

Ao Professor Dr. Marcelo Cohen pela ajuda e sempre atenção para com os equipamentos utilizados neste trabalho.

Aos meus colegas de grupo de pesquisa pelo apoio, conselhos e ajuda na estruturação deste trabalho e companhia durante este curso.

Aos meus familiares que sempre foram os principais incentivadores e responsáveis pela minha formação pessoal e profissional em especial a minha Mãe Ana Carla, por toda confiança e apoio durante toda a minha vida.

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

À CAPES pela concessão da bolsa de estudos para a realização desta pesquisa.

Ao IFPA pela utilização dos laboratórios e equipamentos necessários ao desenvolvimento da pesquisa.

Ao Laboratório C-14 do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP), coordenado pelo Prof. Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda.

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

A todos os que de maneira direta ou indireta contribuíram para a realização deste trabalho, meu eterno obrigado.

RESUMO

Durante o Holoceno a dinâmica da vegetação nativa no litoral nordeste do estado do Rio Grande do Norte (RN) foi caracterizada por fases de estabelecimento, expansão e contração de manguezais. A dinâmica dessa vegetação está relacionada principalmente com a dinâmica sedimentar e com as variações no nível relativo do mar (NRM) registradas para esse período. Durante o último milênio processos inerentes principalmente à dinâmica sedimentar dessa planície costeira controlou a dinâmica da vegetação ao longo de perfis estratigráficos formados por sequências de canais ativos, seguidos pelo seu respectivo abandono. Portanto, com base em análises granulométricas, estruturas sedimentares, dados polínicos, dados isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$), razão C/N e datação ^{14}C da matéria orgânica sedimentar de dois testemunhos (NAT 6 e NAT 8) coletados em uma planície de maré, propõe-se um modelo para a evolução paleoambiental desde o Holoceno médio ao superior (~7 mil anos AP ao moderno), descrito em quatro associações de fácies sedimentares: (A) estuário/canal ativo, representada por depósitos arenosos maciços (fácies Sm) e deposições de lama; (B) canal abandonado, representada pelas fácies de acamamento heterolítico *wavy* (fácies Hw), acamamento heterolítico lenticular (fácies Hl) e pequenos intervalos com areia maciça (fácies Sm); (C) canal ativo, correspondentes a depósitos arenosos maciços (fácies Sm); e (D) planície de maré vegetada (manguezais/campos herbáceos e palmeiras), representada pelos depósitos de argila com acamamento heterolítico lenticular (fácies Hl). Neste contexto, variações de curta escala de tempo (milênio/século) na relação entre manguezais e demais vegetações associadas nessa região não necessariamente estão ligadas às variações no NRM ou mesmo às mudanças climáticas (processos alocíclicos), pois os 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: Associação de fácies. Holoceno. Isótopos estáveis. Palinologia. Nível relativo do mar.

ABSTRACT

The vegetation dynamics during the Holocene on the coastal region of Rio Grande do Norte (RN) was characterized by mangrove establishment, expansion and contraction. The dynamics of this vegetation is mainly related to the sedimentary dynamics and to the relative sea level change (RSL) recorded for this period. During the last millennium, sedimentary process controlled the vegetation dynamics along stratigraphic profiles formed by sequences of active tidal channels, followed by abandonment. Therefore, based on grain size, sedimentary structures, pollen data, isotopic data ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$), C/N ratio and ^{14}C dating of the sedimentary organic matter of two cores (NAT 6 and NAT 8) sampled in the tidal plain, shows a paleoenvironmental model since mid- to late-Holocene (~7 k yr BP to modern), described by four facies associations: (A) estuary/channel, represented by massive sandy deposits (facies Sm) and mud deposition; (B) abandoned channel, represented by the wavy heterolithic bedding (facies Hw), lenticular heterolytic bedding (facies H1) and small intervals with massive sand (facies Sm); (C) active channel, corresponding to massive sandy deposits (facies Sm); and (D) low marsh (mangroves/herbaceous plain and palms), represented by clay deposits with lenticular heterolithic bedding (facies H1). In this context, short-time (millennium/century) changes between mangroves and other associated vegetation in this region are not necessarily related to RSL or to the climatic changes (allocyclic process), but to the sedimentary dynamics (autocyclic process) must have controlled mainly the pollen assembly along the stratigraphic profiles studied.

Keywords: Facies association. Holocene. Palynology. Relative sea level. Stable isotopes.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 -	Mapa de localização e acesso para a área de coleta dos testemunhos NAT6 e NAT8.	4
Figura 2 -	Classificação climática simplificada do estado do RN.	5
Figura 3 -	Mapa simplificado do arcabouço geológico do estado do Rio Grande do Norte, com destaque para a área de estudo.	6
Figura 4 -	Mapa simplificado da geologia da área de estudo, com destaque para os depósitos presentes.	8
Figura 5 -	Mapa simplificado da geomorfologia da área de estudo.	9
Figura 6 -	Padrão de relevo (A), mapa simplificado dos domínios presentes (B), com detalhe da área de estudo (C).	10
Figura 7 -	Quadro simplificado delimitando a área de estudo : (1) manguezal, (2) campo de dunas, (3) vegetação herbácea, (4) palmeiras.	11
Figura 8 -	Quadro esquemático com o detalhe da área de coleta dos testemunhos, (A) manguezal, (B) contato mangue campo herbáceo e local da coleta do NAT 6 e 8, (C) trado usado para a coleta dos testemunhos.	12
Figura 9 -	Valores isotópicos do carbono característicos dos ciclos fotossintéticos (C ₃ , C ₄ e CAM) e porcentagem de distribuição natural, de acordo com Boutton 1996.	21
Figura 10 -	Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e marinha.	22
Figura 11 -	Distribuição dos manguezais no globo ao longo de seis regiões biogeográficas, sua distribuição está associada com a isoterma de 20°C durante o inverno. No verão a duas isotermas migram no sentido dos pólos. Estas também influenciam as correntes marinhas.	25
Figura 12 -	Mapa com a distribuição dos manguezais ao longo de toda a costa litorânea brasileira.	26

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 13 - Resultado esquemático para o testemunho NAT 6, 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 de pólen. Fonte: Autor 34
- Figura 14 - Resultado esquemático para o testemunho NAT 8, 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 de pólen. Fonte:Autor 39
- Figura 15 - Resultado esquemático para o testemunho NAT 8, 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: Autor 40
- Figura 16 - Flutuações do nível do mar para o litoral nordeste brasileiro. Fonte: Bezerra et al. (2003). 41
- Figura 17 - Diagrama ilustrando a relação entre as taxas de $\delta^{13}C$ e C/N para as diferentes fácies sedimentares referentes ao testemunho NAT 6, de acordo com Lamb et al. (2006), Meyers (2003) e Wilson et al. (2005). 44
- Figura 18 - Diagrama ilustrando a relação entre as taxas de $\delta^{13}C$ e C/N para as diferentes fácies sedimentares referentes ao testemunho NAT 8, de acordo com Lamb et al. (2006), Meyers (2003) e Wilson et al. (2005). 44
- Figura 19 - Proposta do modelo evolutivo do ambiente deposicional e da paleovegetação da área de estudo. Fonte: Autor 45

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Datações dos níveis amostrados dos testemunhos NAT 6 e NAT 8.....	30
Tabela 2 - Sumário da associação de fácies referentes ao testemunho NAT 6 com suas respectivas características sedimentares, polínicas e geoquímicas.....	31
Tabela 3 - Sumário da associação de fácies referentes ao testemunho NAT 8 com suas características sedimentares, grãos de pólen predominantes e dados geoquímicos.....	35

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

CENA -	Centro de Energia Nuclear na Agricultura
CPRM -	Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais
IBAMA -	Instituto Brasileiro de Meio Ambiente e Recursos Naturais
IBGE -	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INPE -	Instituto de Pesquisas Espaciais
LOQ -	Laboratório de Oceanografia Química
NRM -	Nível Relativo do Mar
RN -	Rio Grande do Norte
VPDB -	Vienna Pee Dee Belemnite
UFPA -	Universidade Federal do Pará
UFF-	Universidade Federal Fluminense
USP -	Universidade de São Paulo
ZCAS -	Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	ix
LISTA DE TABELAS	x
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	xi
CAPITULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1 OBJETIVOS.....	3
1.1.1 Geral	3
1.1.2 Específicos	3
CAPÍTULO 2 ÁREA DE ESTUDO	4
2.1 CLIMA	4
2.2 GEOLOGIA	5
2.2.1 Depósitos Fluvio-Lagunares (N34Fic)	6
2.2.2 Depósitos eólicos litorâneos (N34ELP)	7
2.2.3 Depósitos Aluvionares (N4a)	7
2.3 GEOMORFOLOGIA	8
2.3.1 Planície Costeira	9
2.4 VEGETAÇÃO.....	11
CAPITULO 3 MATERIAIS E MÉTODOS	12
3.1 CAMPO E ARMAZENAMENTO DAS AMOSTRAS.....	12
3.2 PROCESSAMENTO DE IMAGENS E FOTOGRAFIAS AÉREAS.....	13
3.3 DATAÇÃO POR C-14.....	13
3.4 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA E ESTRATIGRÁFICA	14
3.5 ANÁLISES ELEMENTARES E ISOTÓPICAS	14
3.6 ANÁLISE POLÍNICA	15
3.6.1 Processamento das amostras	15
3.6.1.1 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)	16
3.6.1.2 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF)	16
3.6.1.3 Tratamento com Ácido Acético Glacial (C ₂ H ₄ O ₂).....	17

3.6.1.4 Tratamento com Acetólise (H_2SO_4 e $C_4H_6O_3$)	17
3.6.1.5 Montagem de lâminas para a microscopia	17
3.6.1.6 Análise microscópica e confecção de gráficos polínicos	18
CAPITULO 4 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO: FERRAMENTAS UTILIZADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS	19
4.1 PALINOLOGIA	19
4.2 ISÓTOPOS ESTÁVEIS ($\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$)	20
4.3 RAZÃO C/N.....	22
4.4 DATAÇÃO ^{14}C	23
4.5 MANGUEZAL.....	24
4.6 NIVEL RELATIVO DO MAR (NRM) E A DINÂMICA DOS MANGUEZAIS NO LITORAL BRASILEIRO DURANTE O HOLOCENO.....	26
4.7 MUDANÇAS CLIMÁTICAS DURANTE O HOLOCENO.....	28
CAPITULO 5 RESULTADOS	30
5.1 DATAÇÃO ^{14}C E TAXA DE SEDIMENTAÇÃO.....	30
5.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	30
5.3 TESTEMUNHO NAT 6 (~7000 ANOS CAL AP).....	31
5.3.1 Associação de fácies A: Estuário/Canal de entrada ativo.....	32
5.3.2 Associação de Fácies B: Canal abandonado	32
5.3.3 Associação de Fácies D: Planície de maré vegetada	33
5.4 TESTEMUNHO NAT 8 (~5100 ANOS CAL AP).....	35
5.4.1 Associação de Fácies A (Estuário/Canal de entrada ativo).....	36
5.4.2 Associação de Fácies B (Canal abandonado)	36
5.4.3 Associação de Fácies C (Canal de maré ativo).....	37
5.4.4 Associação de Fácies D (Planície de maré vegetada).....	37
CAPITULO 6 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÃO DOS DADOS	41
6.1 FASE I: ATÉ ~7000 ANOS CAL AP	41
6.2 FASE II: ENTRE 7000 E 5100 ANOS CAL AP	42
6.3 FASE III: ENTRE 5100 E 3640 ANOS CAL AP.....	42
6.4 FASE IV: ENTRE 3640 E 2500 ANOS CAL AP.....	43
6.5 FASE V: 2.500 ANOS CAL AP AO MODERNO	43
CAPITULO 7 CONCLUSÃO	46
REFERÊNCIAS	47

CAPITULO 1 INTRODUÇÃO

Estudos paleoambientais costeiros no nordeste do Brasil utilizando dados sedimentológicos, biológicos (conchas de moluscos, vermitídios e corais) e datação ^{14}C têm revelado flutuações do nível relativo do mar - NRM (Dominguez *et al.* 1983, Suguio *et al.* 1985, Martin *et al.* 1996, Bezerra *et al.* 2003, Boski *et al.* 2015), as quais tem alterado a paisagem e modificado os ecossistemas costeiros durante o Holoceno (Buso *et al.* 2013, Cohen *et al.* 2014, Lorente *et al.* 2014, França *et al.* 2016, Fontes *et al.* 2017).

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). Considerando o litoral nordeste, sudeste e sul do Brasil, estudos voltados para a reconstituição paleoambiental indicam que a dinâmica dos manguezais durante o Holoceno (Barreto *et al.* 2007, Vidotto, 2008, Cohen *et al.* 2014, França *et al.* 2015) foi controlada principalmente pelas variações no NRM (Angulo *et al.* 2006, Angulo & Lessa 1997, Pirazolli 1986, Mesquita & Harari 1983, Muehe & Neves 1995) e dinâmica sedimentar (Amaral *et al.* 2006, Moraes 2016).

Os manguezais são ecossistemas costeiros, de transição entre os ambientes terrestres e marinhos, característicos de regiões tropicais e subtropicais, sujeitos ao regime das marés (Pereira 1998), ocupando cerca de 140 mil km² de zona costeira (Spalding *et al.* 2010, Giri *et al.* 2011), responsáveis pela manutenção e suporte da cadeia alimentar e a elevada produtividade na biodiversidade marinha e terrestre (Masselink & Gehrels 2014). No Brasil, eles ocorrem desde o Cabo Orange (AP), região norte, até Laguna (SC), na região sul, representados principalmente pela ocorrência de *Rhizophora mangle* L., *Avicennia germinans* L., *Avicennia schaueriana* Stapf e Leech, *Laguncularia racemosa* L. e *Conocarpus erectus* L. (Cintrón & Schaeffer-Novelli 1992; Kjerfve & Lacerda 1993).

Assim, em função da localização desses ecossistemas, eles estiveram em constante interação com os oceanos e os fatores continentais durante Holoceno (Gornitz 1991, Blasco *et al.* 1996, Sun & Li 1999, Behling *et al.* 2001, Alongi 2008, Berger *et al.* 2008, Cohen *et al.* 2008, Gilman *et al.* 2008). Dessa forma, são altamente susceptíveis

às alterações climáticas e às oscilações do NRM (Fromard *et al.* 2004, Versteegh *et al.* 2004, Alongi, 2008, Berger *et al.* 2008).

Estudos paleoambientais, em regiões próximas à linha do Equador, demonstraram que o aumento do NRM durante o Holoceno médio resultou em alterações na distribuição da vegetação litorânea, por exemplo na planície costeira da Guiana Francesa entre aproximadamente 9000 e 5000 anos AP, a subida do NRM resultou na dominância dos grãos de pólen de *Rhizophora*, que indicou uma expansão dos manguezais (Tissot & Marius 1992). Neste mesmo período (~7000 anos AP) foi identificada também no litoral venezuelano a substituição de espécies típicas de um ambiente mais seco, por espécies de mangue (Rull *et al.* 1999). No litoral norte brasileiro os manguezais iniciaram seu desenvolvimento próximo da região de Curuçá entre aproximadamente 7000 e 5000 anos AP (Behling 2001), marcando um período de estabilização do NRM.

Neste contexto, durante períodos de mudança do NRM ocorrem alterações na distribuição relativa da vegetação costeira, por exemplo: na relação manguezal/campo salino (Behling *et al.*, 2001; Cohen *et al.*, 2005), floresta pluvial amazônica costeira e restinga/manguezal (Behling *et al.*, 2004), campos inundáveis/manguezal e campos inundáveis/várzea (Guimarães *et al.*, 2010), além de alterações das espécies dominantes em um mesmo ecossistema: manguezal dominado por *Avicennia* substituído pela dominância de *Rhizophora* (Vedel *et al.* 2006), manguezal colonizado por *Rhizophora* e *Avicennia*, passando a ser dominado por *Rhizophora* ou campo salgado com predomínio de Poaceae e Cyperaceae (Behling *et al.* 2001).

Portanto, buscando compreender e complementar a história paleoambiental da zona costeira brasileira em relação às flutuações do NRM e a dinâmica da vegetação durante o Holoceno, este trabalho apresenta a integração de dados físicos (granulometria e estruturas sedimentares), biogeoquímicos ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$, relação C/N na matéria orgânica), palinológicos e datação ^{14}C extraídos a partir de dois testemunhos coletados em uma planície costeira da região leste do Rio Grande do Norte (RN).

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Geral

Detectar mudanças espaciais nos manguezais da costa leste do Rio Grande Norte para evidenciar e caracterizar o comportamento e as alterações sofridas por essa área durante o Holoceno médio e superior.

1.1.2 Específicos

- Identificar possíveis áreas de retração e/ou expansão dos manguezais;
- 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 .

CAPÍTULO 2 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na região nordeste do Brasil, no estado do Rio Grande do Norte (RN), inserida no contexto geográfico da costa litorânea nordeste, distante aproximadamente 15 Km de Natal (capital estadual), podendo ser acessada pela BR-101 ou RN-304. Os testemunhos sedimentares coletados foram denominados NAT 6 ($5^{\circ}41'3.03''S$, $35^{\circ}14'30.67''O$) e NAT 8 ($5^{\circ}40'20.09''S$, $35^{\circ}14'2.87''O$), como está apresentado na Figura 1.

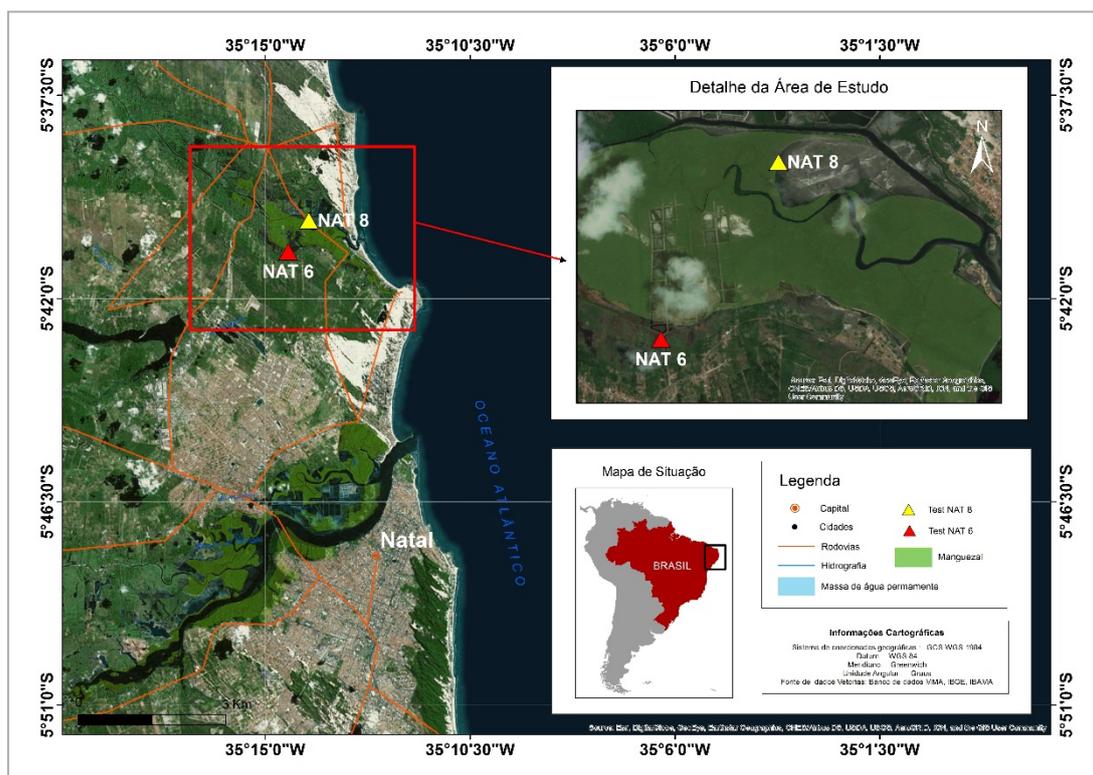


Figura 1 - Mapa de localização e acesso para a área de coleta dos testemunhos NAT6 e NAT8.
Fonte: Modificado da base de dados geográficos IBGE, MMA e IBAMA (2015)

2.1 CLIMA

Segundo Nimer 1977, o clima do Rio Grande do Norte é classificado em três domínios: o tropical quente e úmido, o subúmido e o semiárido. O primeiro predomina no litoral, com temperaturas médias de $24^{\circ}C$ e taxa pluviométrica variando de 1000 a 1500 mm por ano, sendo mais intensas nos meses de março e junho, com chuvas no inverno e secas no verão, a área estudado está situado neste domínio climático (Figura 2). O segundo caracteriza-se pelas chuvas de outono, presente apenas na extremidade

ocidental do estado, com elevadas temperaturas e chuvas mais abundantes em relação ao semiárido, cujas chuvas costumam ter uma pluviosidade acima dos 600 mm. O terceiro, que domina o resto da área do estado, caracteriza-se pelos longos períodos de seca, com temperaturas que chegam a ultrapassar os 26°C (no interior), chuvas escassas e irregulares, com pluviosidade abaixo de 600 mm anuais, além da nebulosidade baixa.

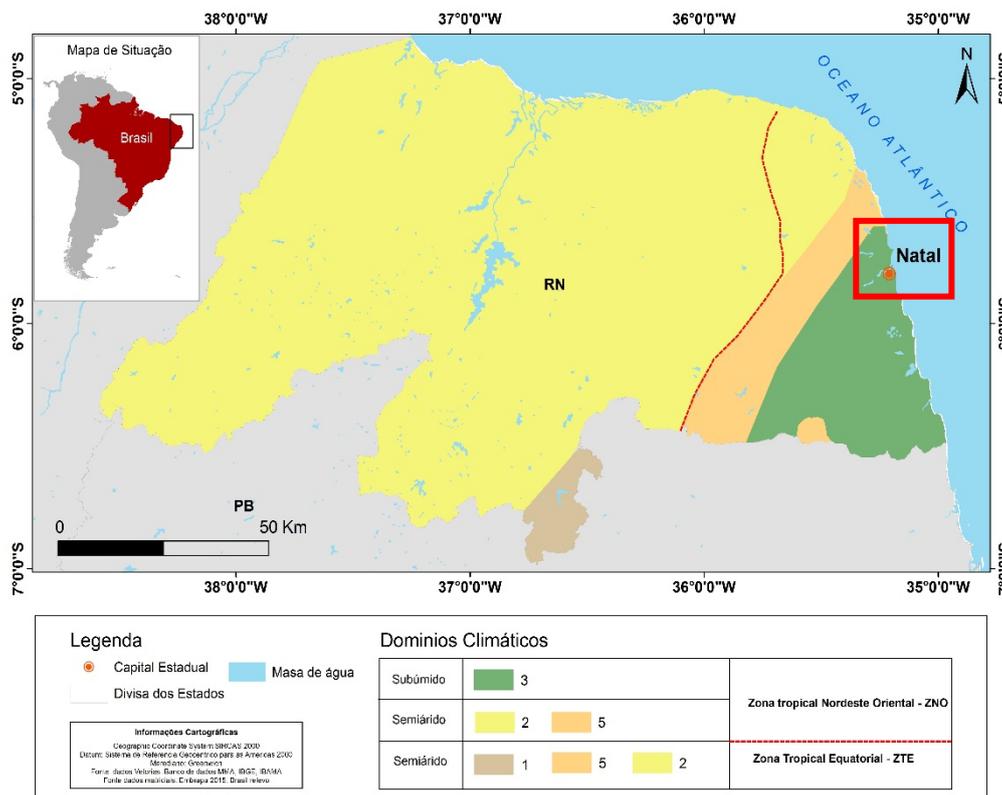


Figura 2 - Classificação climática simplificada do estado do RN.
 Fonte: Modificado de Nimer (1977)

2.2 GEOLOGIA

A geologia do Rio Grande do Norte pode ser caracterizada a partir de três grandes grupos de rochas: o primeiro, e mais antigo, é representado por unidades pré-cambrianas (3,45 bilhões de anos até 542 milhões de anos); o segundo constitui unidades do Cretáceo (145 a 65 milhões de anos), representadas pelas rochas sedimentares da Bacia Potiguar e vulcânicas associadas; o terceiro, de idade mais jovem, constituído pelas coberturas sedimentares cenozóicas (65 milhões de anos até o recente), conforme Figura 3.

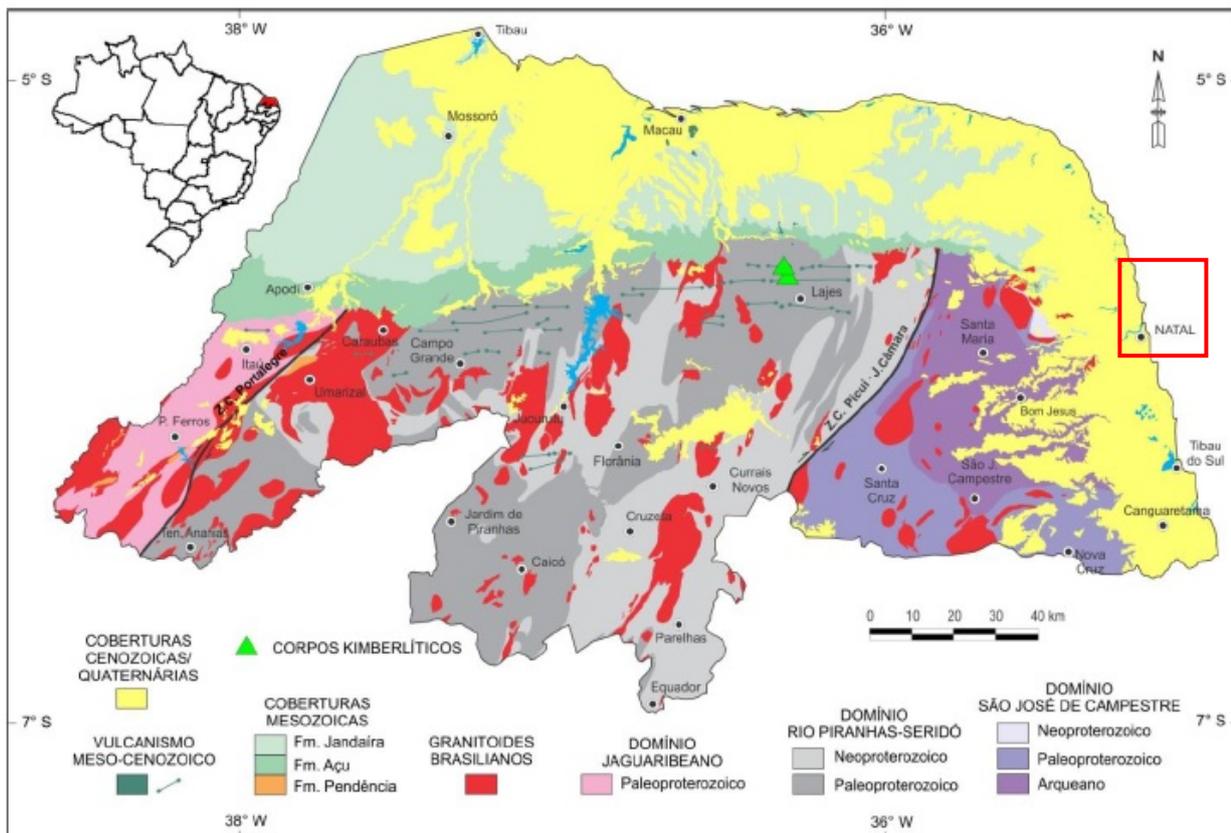


Figura 3 - Mapa simplificado do arcabouço geológico do estado do Rio Grande do Norte, com destaque para a área de estudo.

Fonte: CPRM (2010)

A área de estudo é constituída por depósitos aluvionares holocênicos divididos em três unidades: i) Depósitos Fluvio-Lagunares, ii) Depósitos Eólicos Litorâneos e iii) Depósitos Aluvionares, predominando os primeiros tipos de depósitos na área de coleta dos testemunhos sedimentares, conforme indica a Figura 4, (CPRM 2010).

2.2.1 Depósitos Fluvio-Lagunares (N34Fic)

São constituídos por depósitos de barra em pontal, originários do regime meandrante dos rios, formados de areia fina a média intercalada com pelitos; depósitos de transbordamento constituídos por planície de inundação ocasionada pelas cheias, com grande aporte de material siltico-argiloso; e depósitos lacustres, com deposição sob baixa energia, resultando em fácies mais argilosas. Associados aos sedimentos de fundo de lagoas são encontrados os depósitos de diatomita e argilas brancas (CPRM 2010).

2.2.2 Depósitos eólicos litorâneos (N34ELP)

Esses depósitos são constituídos por areias esbranquiçadas de granulação fina a média, bem selecionadas, maduras, com estruturas de *grainfall* e estratificações cruzadas de baixo ângulo, formando dunas tipo barcana, barcanoide e parabólica. Estas originam-se por processos eólicos de tração, saltação e suspensão subaérea, representando as fácies de dunas e interdunas de planície costeira, são recobertas por dunas móveis. Em aerofotos e em imagens de satélite (LandSat 7), as primeiras se diferenciam das dunas móveis por apresentarem relevo rebaixado, descontinuidade das estruturas típicas das dunas, muitas vezes apresentando áreas com total obliteração dessas feições sedimentológicas, e pelo recobrimento por vegetação. Barreto et al. (2004) utilizaram três critérios para caracterização das paleodunas ou dunas inativas: morfológicos, sedimentológicos e biológicos.

Os critérios morfológicos incluem a possível modificação dos ângulos de inclinação de barlavento e sotavento, a presença de ravinas e leques de areia, o grau de dissecação e a tendência para redução da altura da duna e obliteração das formas deposicionais originais. Os critérios sedimentológicos baseiam-se na presença de siltes e argilas pedogenéticas e no grau de seleção da areia. Os critérios biológicos, por sua vez, envolvem a presença e a densidade da cobertura vegetal (CPRM 2010).

2.2.3 Depósitos Aluvionares (N4a)

Ocorrem ao longo dos vales dos principais rios que drenam o Rio Grande do Norte. São constituídos por sedimentos arenosos e argilo-arenosos, com níveis irregulares de cascalhos, formando os depósitos de canal, de barras de canal e da planície de inundação dos cursos médios dos rios. Originam-se por processos de tração subaquosa, compreendendo fácies de canal e barras de canal fluvial. Os depósitos de canal constituem-se nos principais jazimentos de areia em volume de reservas para uso na construção civil, enquanto nos depósitos de planície encontram-se as argilas vermelhas e, subordinadamente, as argilas brancas (CPRM 2010).

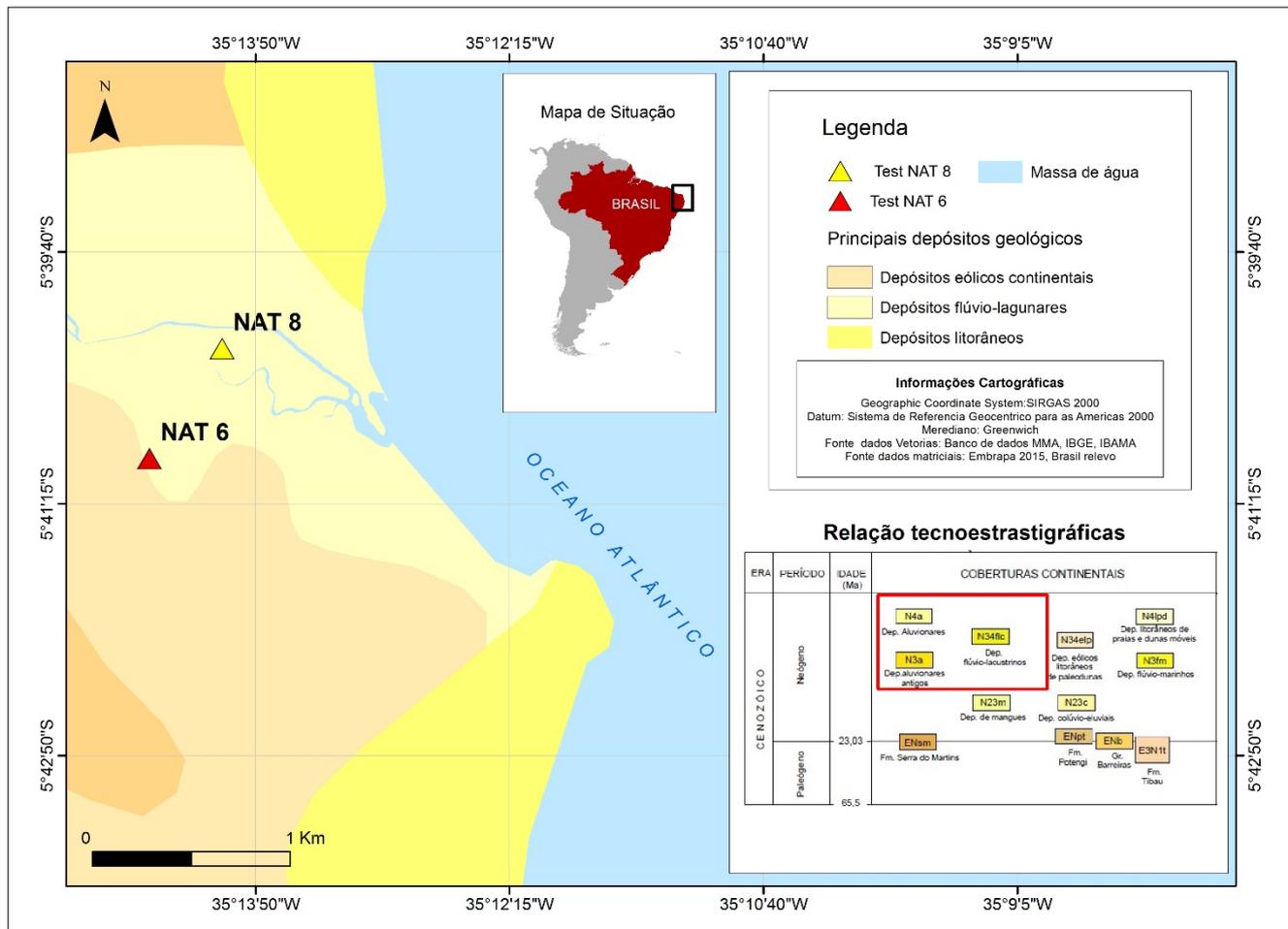


Figura 4 - Mapa simplificado da geologia da área de estudo, com destaque para os depósitos presentes.

Fonte: Modificado da base dados geográficos do IBGE, MMA & IBAMA (2015)

2.3 GEOMORFOLOGIA

O Rio Grande do Norte apresenta uma grande variedade de formas de relevo, esculpidas em sedimentos da Bacia Potiguar e terrenos mais antigos do embasamento cristalino. A evolução do relevo do território potiguar foi condicionada por um conjunto de fatores que interferiram na geomorfogênese, tais como a estrutura geológica, a evolução morfoclimática e os processos atuais, resultando em diversificada variedade de paisagens. Os condicionantes tectonoestruturais estão marcados por terrenos das coberturas continentais cenozóicas, bacias sedimentares mesozóicas (notadamente a Bacia Potiguar e embasamento cristalino, subdividido nas unidades: Magmatismo Brasileiro, Domínio Jaguaribeano, Domínio Rio Piranhas-Seridó e Domínio São José do Campestre). Com base na análise dos produtos de sensoriamento remoto disponíveis, perfis de campo e estudos geomorfológicos regionais anteriores (IBGE 1995 & ROSS,

1985, 1997), o estado foi compartimentado em sete domínios geomorfológicos: Planície Costeira; Tabuleiros Costeiros; Vale do Rio Piranhas - Açu e Apodi; Baixo Platô da Bacia Potiguar; Depressão Sertaneja; Planaltos Residuais Sertanejos e; Planalto Borborema (Figura 5).

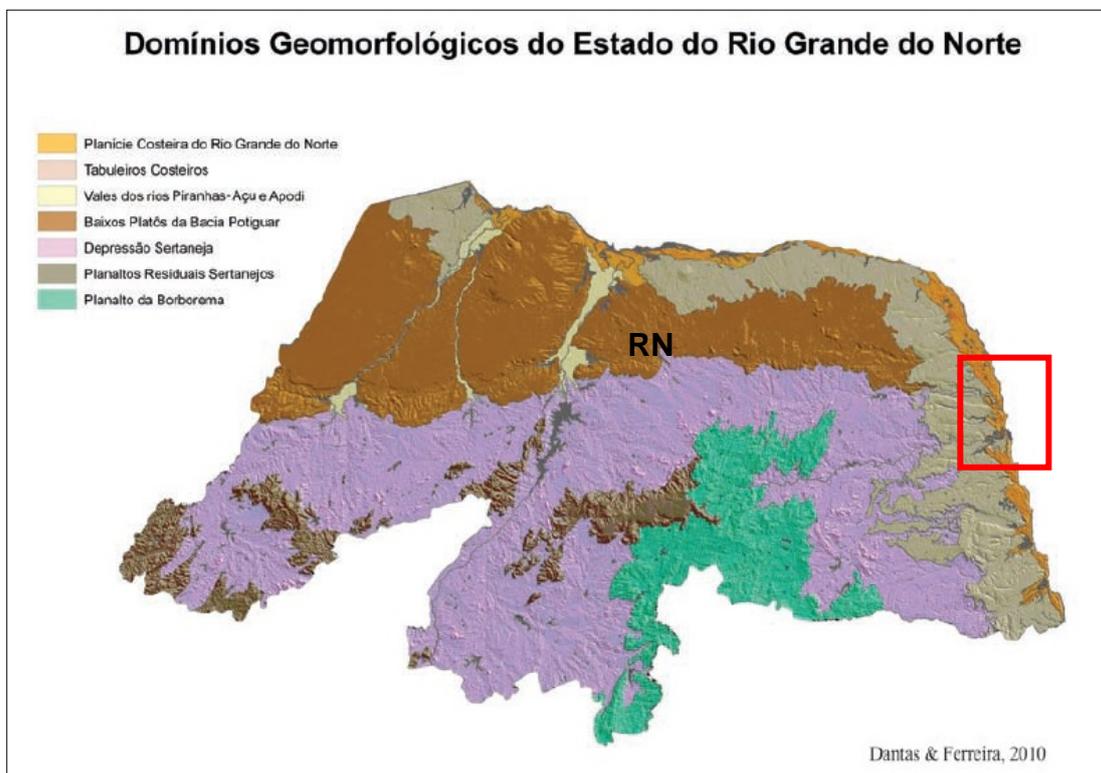


Figura 5 - Mapa simplificado da geomorfologia da área de estudo.
Fonte: Dantas & Ferreira (2010)

2.3.1 Planície Costeira

Abrange uma estreita área ao longo do litoral potiguar posicionada entre a linha de costa e os Tabuleiros Costeiros, em grande parte sustentada por rochas sedimentares pouco litificadas do Grupo Barreiras ou, em muito menor expressão, por rochas sedimentares das formações Tibau e Jandaíra. Por vezes, os tabuleiros estão diretamente colocados junto à linha de costa, formando falésias com desnivelamentos superiores a 20 m. Nesses trechos, localizados no litoral leste do estado, principalmente entre os municípios de Baía Formosa e Natal, as planícies costeiras são descontínuas. Esse domínio geomorfológico apresenta um diversificado conjunto de padrões de relevo deposicionais de origens eólica, fluvial e marinha, dentre os quais se destacam os Campos de Dunas (**R1f**) e Planícies Fluvio-marinhas (**R1d**), apresentando extensos

manguezais. A área de estudo está inserida no contexto deste domínio geomorfológico conforme indica a Figura 6 (CPRM 2010). Geomorfologicamente, a planície, os tabuleiros costeiros e os campos de dunas são os elementos de relevo predominantes em todo o litoral; com a planície fluvial, restringindo-se a desembocadura dos principais rios. Uma característica marcante deste litoral é a presença de linhas de recifes de arenito (*beachrocks*), aproximadamente paralelas à linha de costa, que alteram o padrão de arrebentação das ondas.

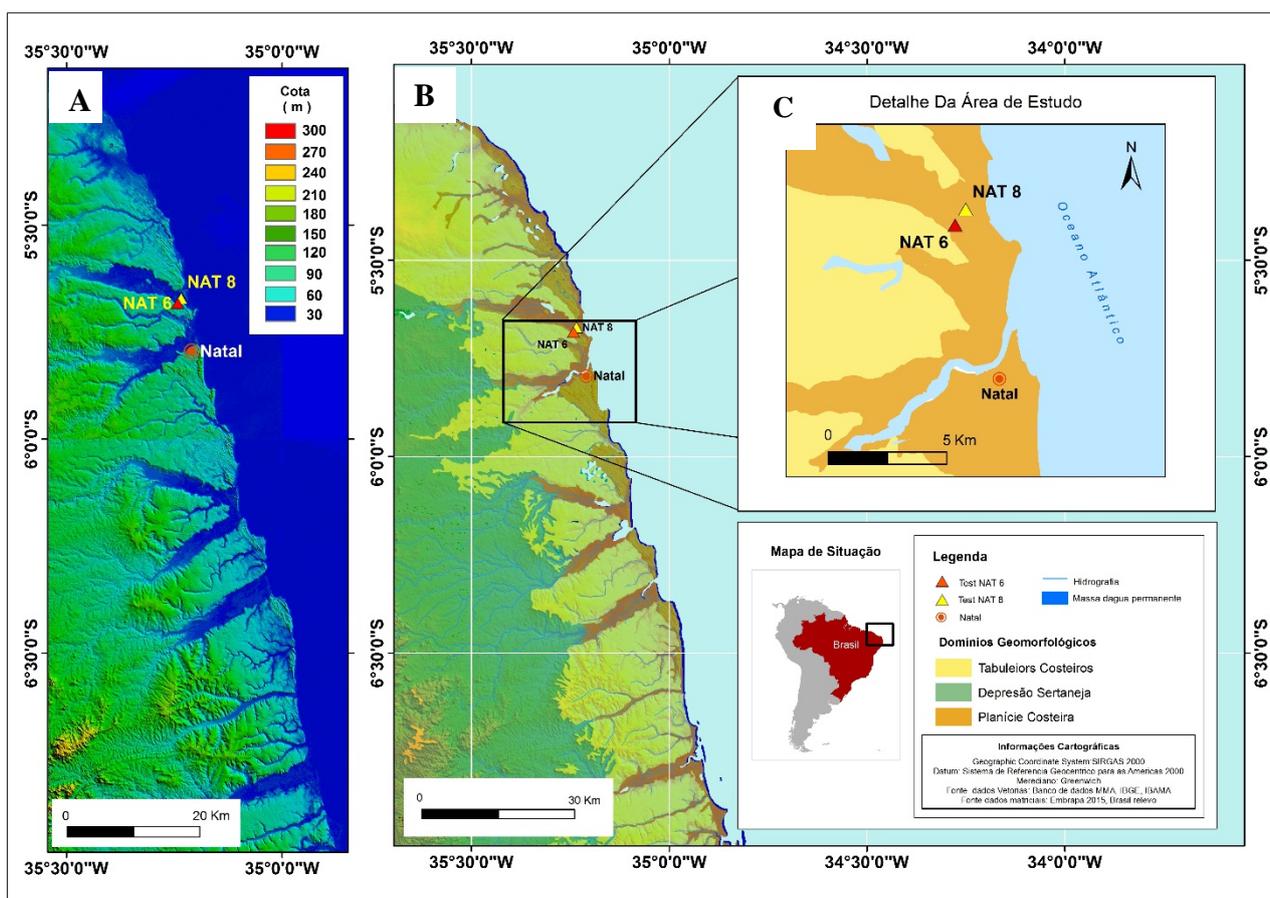


Figura 6 - Padrão de relevo (A), mapa simplificado dos domínios presentes (B), detalhe da área de estudo (C).
Fonte: Modificado da base dados geográficos do IBGE, MMA E IBAMA (2015)

2.4 VEGETAÇÃO

A vegetação do Rio Grande Norte é muito diversificada, produto das variações climáticas da região, destacando-se os tipos como a Caatinga, Floresta Subcaducifólia, Floresta Litorânea ou Mata Atlântica, Floresta Ciliar de Carnaúba, vegetação das praias e dunas e, por fim manguezais. Os manguezais são predominantes na área de estudo, localizados próximos à desembocadura dos rios, onde as águas das marés se misturam com as águas dos rios. Inserido no estuário do Rio Ceará-Mirim, o manguezal da área de estudo estende-se ao longo do manancial como uma franja, ora alongada, ora mais fina. As principais espécies da área são *Rhizophora mangle*, que compreende os solos pouco consolidados, sujeitos as inundações periódicas, a *Avicennia geminans*, *Avicennia shaureana*, *Langularia racemosa* e *Conocarpus erectus*, encontradas em solos mais consolidados e mais distantes do leito do rio, em áreas topograficamente mais elevadas. Além da vegetação de mangue também são encontradas *Acrostichum* (Samambaias) e vegetações associadas, como palmeiras e gramíneas (LIMA 2005).

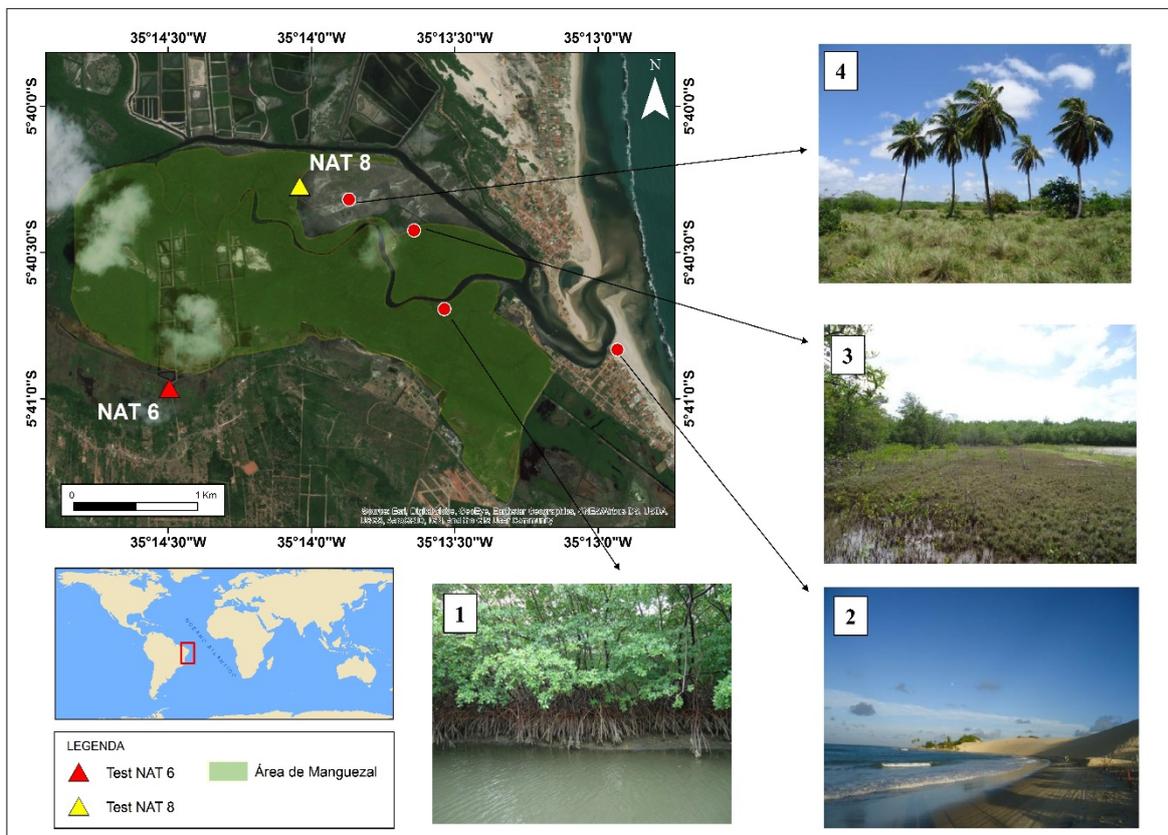


Figura 7 - Quadro simplificado delimitando a área de estudo: (1) manguezal, (2) campo de dunas, (3) vegetação herbácea, (4) palmeiras.

Fonte: Modificado da base de dados geográficos do IBGE (2015) e Google Earth (2016)

CAPITULO 3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 CAMPO E ARMAZENAMENTO DAS AMOSTRAS

Foi realizada uma atividade de campo em novembro de 2014, para a coleta dos testemunhos, denominados NAT6 ($5^{\circ}41'3.03''S$, $35^{\circ}14'30.67''O$ - 2 m de profundidade) e NAT 8 ($5^{\circ}40'20.09''S$, $35^{\circ}14'2.87''O$ - 3,5 m de profundidade). Os testemunhos foram coletados com a utilização de um *Amostrador Russo*, conforme descrição de Cohen (2003). O NAT 6 foi coletado a cerca de 3 km de distância da linha de costa, enquanto o testemunho NAT 8 foi coletado dentro da zona de manguezal mais expressiva da área de estudo à 1,8 km da linha de costa (Figura 8).

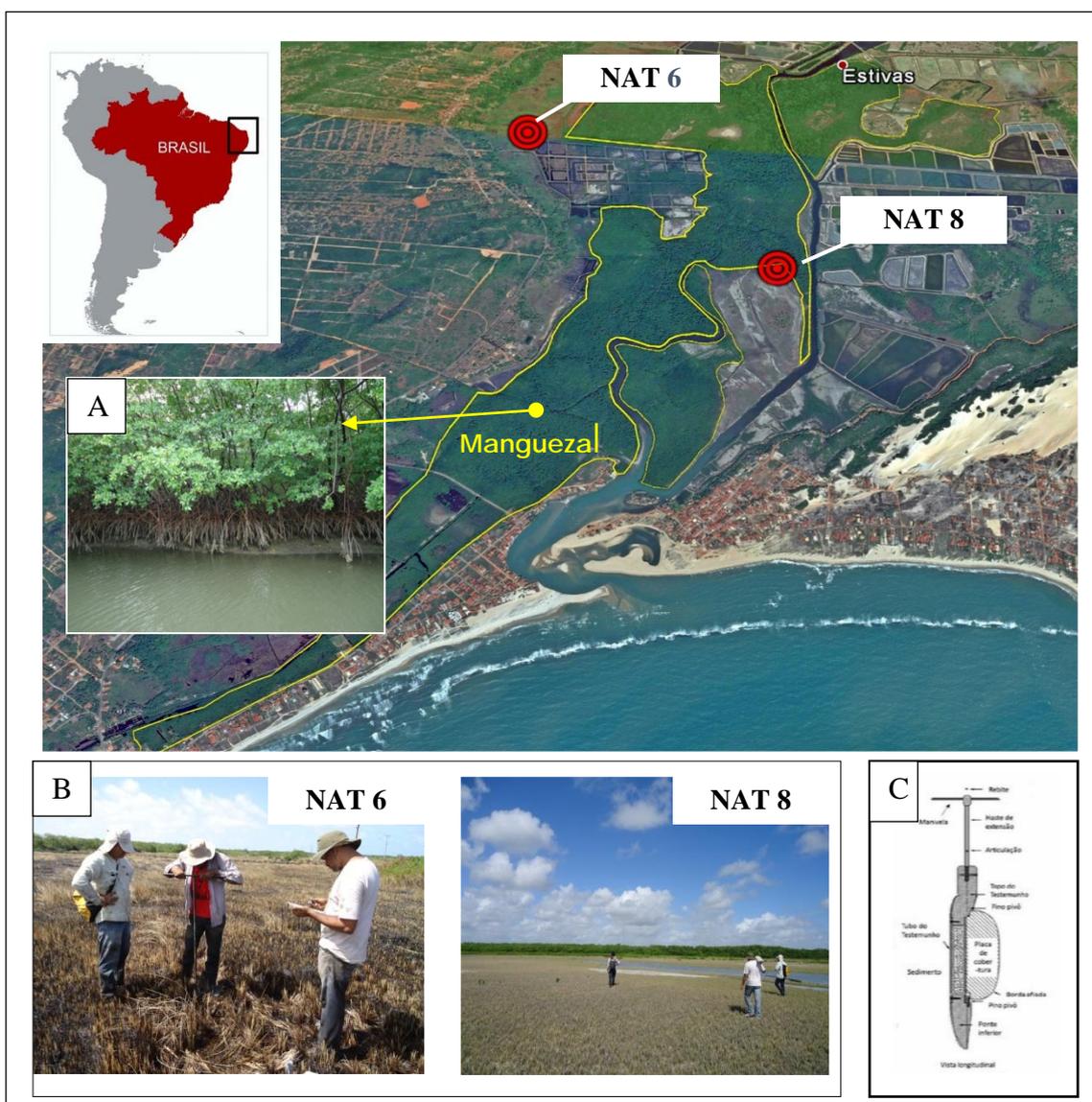


Figura 8 - Quadro esquemático com o detalhe da área de coleta dos testemunhos, (A) manguezal, (B) contato mangue campo herbáceo e local da coleta do NAT 6 e 8, (C) trado usado para a coleta dos testemunhos.

Fonte: Modificado da base de dados geográficos do IABAMA, IBGE (2015) e Google Earth (2016)

Os testemunhos 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 dióxido de carbono com a atmosfera, contaminando as amostras com carbono recente (Colinvaux *et al.* 1999), podendo comprometer as datações por ^{14}C .

3.2 PROCESSAMENTO DE IMAGENS E FOTOGRAFIAS AÉREAS

Arquivos matriciais como as imagens LANDSAT 8 obtidas no banco de dados *online* do Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE) e imagens SRTM adquiridas no banco de dados da Embrapa (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária), assim como dados vetoriais do site do IBAMA (Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis) e do IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) foram utilizadas para individualizar as unidades geomorfológicas, geológicas e de espécies vegetais do litoral nordeste do Rio Grande do Norte. Para auxiliar a confecção das imagens e dos mapas foram utilizados também os softwares *Global Mapper 12* e *ArcGIS 10.3*.

3.3 DATAÇÃO POR C-14

No intuito de evitar contaminação por fragmentos de conchas, raízes, sementes, entre outros (Goh 2006), as amostras de sedimentos foram limpas fisicamente 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 50°C durante 4 horas, seguindo de uma lavagem com água deionizada para neutralizar o pH. Em seguida as amostras foram secas a 50° C (Pessenda *et al.* 2012), para evitar a perda de carbono da amostra. Esse tratamento inicial foi realizado no Laboratório C-14 do Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo (CENA/USP). A matéria orgânica

sedimentar foi analisada por um Espectrômetro de Massas acoplado a um acelerador de partículas (AMS) no Centro de Estudos Aplicados a Isótopos da Universidade da Geórgia (UGAMS). As idades ^{14}C forneceram o controle temporal para os eventos identificados ao longo dos perfis estratigráficos. Além disso, tais dados permitiram também avaliar o grau de perturbação dos depósitos sedimentares estudados, provocado, por exemplo, por bioturbação e/ou retrabalhamento de material. As idades ^{14}C estão representadas em idade convencional (anos AP) e idade calibrada (anos cal AP) ($\pm 2\sigma$) (Reimer *et al.* 2009).

3.4 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA E ESTRATIGRÁFICA

Os testemunhos NAT6 e NAT8 foram radiografados para melhor observação e descrição das estruturas sedimentares encontradas nestes (Reineck & Singh 1973). A análise granulométrica do material sedimentar foi realizada no Laboratório de Oceanografia Química/UFPA, onde estes foram amostrados 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 incluiu a descrição de cor (Munsell Color 2009), litologia, textura e estrutura (Harper 1984 & Walker 1992).

3.5 ANÁLISES ELEMENTARES E ISOTÓPICAS

As amostras de sedimentos foram coletadas seguindo a orientação das associações de fácies observadas nos testemunhos. Foi realizado o pré-tratamento com a utilização de HCl 10%, centrifugação e respectiva secagem em estufa à 45°C por aproximadamente 24 horas para a remoção de água. Após a secagem, 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,

no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) no instituto de Geociências da UFPA as amostras foram separadas 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 foi utilizado em média 20 mg de cada amostra. Para a determinação do $\delta^{15}\text{N}$ e N-total foi utilizado em média de 50 mg de cada amostra. 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.

Para a definição do $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$, foram utilizadas as seguintes equações:

$$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}) = \frac{[(R_{\text{amostra}} - R_{\text{PDB}})/R_{\text{PDB}}] \times 1000}{1}$$

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

$$\delta^{15}\text{N}(\text{‰}) = \frac{[(R_{\text{amostra}} - R_{\text{ar}})/R_{\text{ar}}] \times 1000}{1}$$

Onde $R = {}^{15}\text{N}/{}^{14}\text{N}$ para a razão isotópica do nitrogênio.

3.6 ANÁLISE POLÍNICA

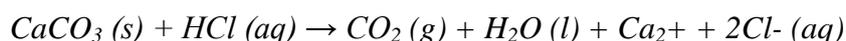
3.6.1 Processamento das amostras

O processamento das amostras para as análises polínicas foi realizado nos Laboratórios de Geologia Sedimentar e Oceanografia Química da Universidade Federal do Pará (UFPA), seguindo o protocolo descrito por Colinvaux *et al.* (1999). A amostragem para este procedimento ocorreu em um intervalo de 5 cm ao longo dos testemunhos (NAT6 e NAT8), onde $0,5 \text{ cm}^3$ de sedimento foi amostrado com a utilização 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 nomenclatura do testemunho e a profundidade na qual foi feita a retirada da sub-amostra. 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. Pois cada tablete é constituído por 10.637 esporos de *Lycopodium*. Com o termino da preparação das amostras foi realizado o tratamento ácido de acordo com as seguintes etapas:

3.6.1.1 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)

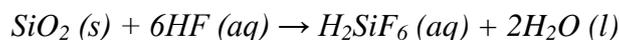
Esta etapa do tratamento tem por finalidade a remoção do carbonato (CO₃) presente no material sedimentar e a dissolução da matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*, através da adição de HCl a 10%, ocorrendo a seguinte reação:



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 centrifugado por 5 minutos a uma rotação de 3.500 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.

3.6.1.2 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF)

Nesta etapa foi adicionado HF às amostras em quantidade suficiente para reagir com o sedimento (cerca de 10 ml), 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 silicatos que foram encontrados nos sedimentos, 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 posterior adição de HF e deixado em repouso por mais 24 horas, e lavado com água destilada para preparação da terceira etapa do tratamento.

3.6.1.3 Tratamento com Ácido Acético Glacial ($C_2H_4O_2$)

Esta etapa possui grande importância, pois visa a retirada de água da amostra. 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, que será utilizado na etapa posterior. 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.

3.6.1.4 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 (*eppendorf*).

3.6.1.5 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.

3.6.1.6 Análise microscópica e confecção de gráficos polínicos

Nos Laboratórios de Dinâmica Costeira e Inclusões Fluidas da UFPA foi realizada a etapa de identificação e contagem dos grãos de pólen das lâminas utilizando um microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 *Plus* conectado ao computador por meio de uma câmera fotográfica. Com o auxílio do *software* AxioVision as microimagens foram processadas, e os grãos de pólen catalogados e armazenados em um banco de dados. Foram usados 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).

CAPITULO 4 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO: FERRAMENTAS UTILIZADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS

4.1 PALINOLOGIA

A palinologia envolve o estudo de grãos de pólen produzidos pelas fanerógamas, esporos de criptógamas e outros materiais biológicos, resistentes ao tratamento com ácidos fortes (ex: HCl, H₂SO₄ e HF), os quais estão presentes em meios que propiciam sua conservação. Para esse estudo é necessário que os grãos apresentem grande diversidade morfológica, estabilidade físico-química da membrana externa e preservação eficiente de seus caracteres morfológicos externos (Salgado-Labouriau 2007). Para a análise polínica é essencial o conhecimento da morfologia dos grãos de pólen e esporos. Eles apresentam em sua constituição uma parede celular, a mais interna, denominada intina (basicamente de celulose) e a mais externa, a exina, constituída de esporopolenina, um composto orgânico com relativa elasticidade e grande resistência ao ataque de agentes redutores, possibilitando sua conservação no ambiente, como: lagoas e turfeiras. Além disso, os grãos apresentam também morfologia específica, com tamanho, estrutura, ornamentações e aberturas que permitem identificar o grupo taxonômico ao qual pertencem.

Os estudos polínicos estão entre os métodos mais aplicáveis aos estudos paleoclimáticas do Quaternário, principalmente quando estão acompanhadas de datações, dados isotópicos e elementares de C e N. Por meio da análise dos taxa modernos e suas relações ecológicas, 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), principalmente as assembléias referentes ao Quaternário, já que estas não tiveram extinções significativas de suas espécies vegetais durante este período (Hooghiemstra 1984).

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, insetos ou outros 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 polínicos (ex: Behling 2001, Behling & Costa 2001; Behling *et al.* 2001, 2004; Cohen *et al.* 2005a, b; Vedel *et al.* 2006), que indicaram 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). Esses dados têm sido interpretados como respostas às alterações na salinidade da água intersticial que podem ser resultado das flutuações no NRM e/ou mudanças nas taxas de precipitação.

4.2 ISÓTOPOS ESTÁVEIS ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$)

O CO_2 presente na atmosfera é convertido para compostos orgânicos pelo processo bioquímico da fotossíntese. Este processo ocorre em duas etapas: 1º etapa dependente da luz, quando a energia luminosa, absorvida por pigmentos fotossintetizantes tais como a clorofila, é convertida em energia química; 2º 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 C_3 , C_4 e CAM é decorrente das características fisiológicas e bioquímicas da etapa não dependente da luz.

As diferenças fisiológicas existentes entre as plantas C_3 , C_4 e CAM são consequências de adaptações às condições ambientais de onde estas vegetações se encontram, as quais causam implicações ecológicas diferenciadas. Na natureza existem dois isótopos de carbono estáveis, sendo ^{12}C e ^{13}C , correspondem a cerca de 98,89% e

1,11%, respectivamente (Boutton 1996). A razão entre esses isótopos ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) nas plantas diferem consideravelmente (Pessenda *et al.* 2005). Portanto, esta razão pode ser utilizada para distinguir os tipos de ciclos fotossintéticos C_3 (composto principalmente por árvores) e C_4 (gramíneas), onde as plantas C_3 apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais empobrecido em relação às plantas C_4 (Bender 1971), e assim pode-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 C_3 , cujo $\delta^{13}\text{C}$ normalmente está entre -32‰ e -22‰; ii) plantas de ciclo fotossintético C_4 , com $\delta^{13}\text{C}$ entre -17‰ e -9‰. Por outro lado, as plantas CAM podem apresentar valores de $\delta^{13}\text{C}$ muito variáveis. As espécies que possuem o metabolismo CAM obrigatório, apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ comparáveis aos das plantas C_4 , enquanto que aquelas espécies que apresentam metabolismo CAM facultativo possuem valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -28‰ e -10‰ (Figura 9), indistinguíveis daqueles encontrados nas plantas C_3 ou C_4 , (Boutton 1996).

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

$$\delta \text{ Amostra} = \frac{\text{Ramostra}-\text{RPDB}}{\text{RPDB}} = \frac{\text{Ramostra}-1}{\text{RPDB}} \quad (1)$$

Assim, o δ da amostra indica o desvio da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ da amostra (R amostra) m relação à razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ do padrão VPDB (RPDB).

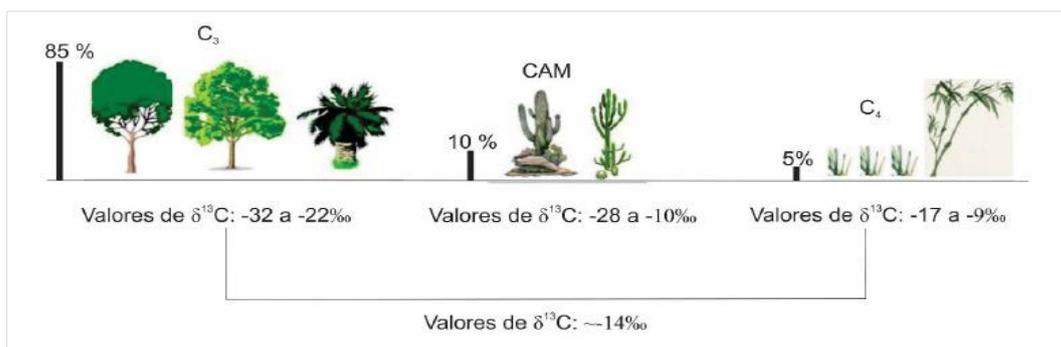


Figura 9 -Valores isotópicos do carbono característicos dos ciclos fotossintéticos (C_3 , C_4 e CAM) e porcentagem de distribuição natural, de acordo com Boutton 1996.

Fonte: Modificado de França (2010)

4.3 RAZÃO C/N

A composição elementar associada ao $\delta^{13}\text{C}$ é uma importante ferramenta para a reconstituição paleoambiental (razão C/N), uma vez que esses resultados 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 C_3 e C_4 (Wilson *et al.* 2005a). A razão C/N da matéria orgânica dos sedimentos é utilizada para distinguir suas duas principais origens, sendo fitoplanctônica, com razões entre 4 e 10, e/ou terrestres (plantas 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 10).

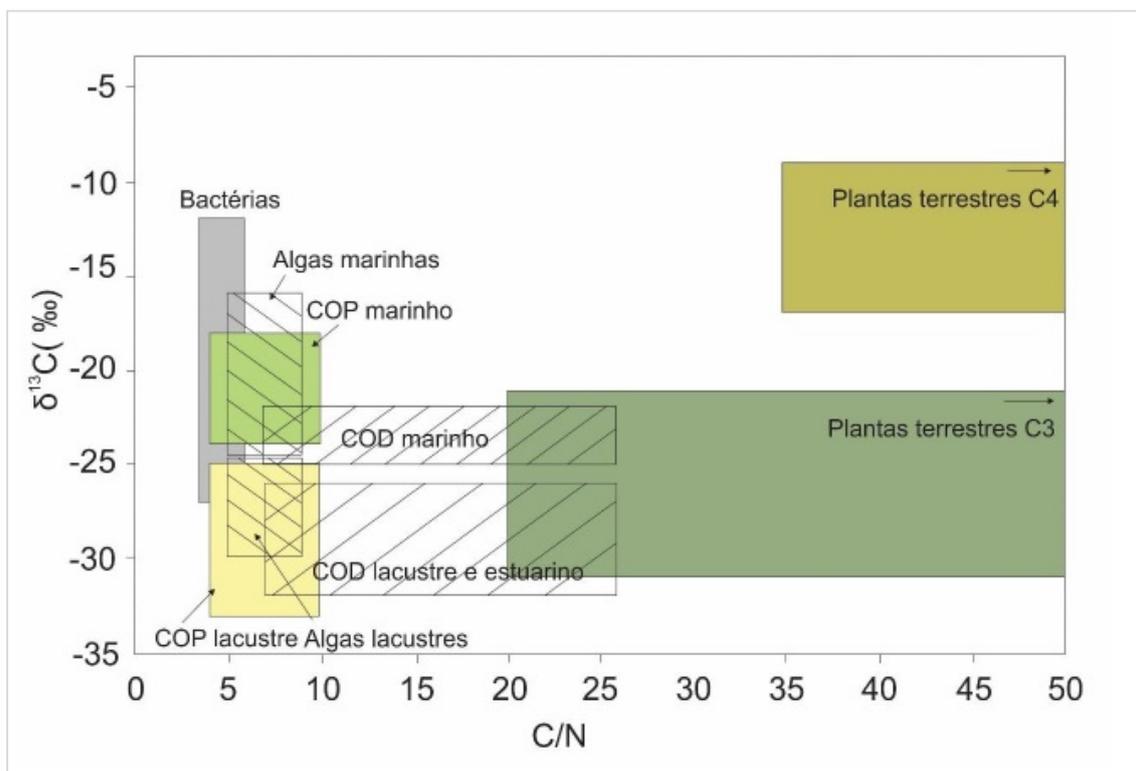


Figura 10 - Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e marinha. Fonte: Modificado de Lamb *et al.* 2006, Meyers 2003 & Wilson *et al.* 2005

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 o material terrestre (Meyers 1994). Portanto, a interação continente-oceano na zona costeira também pode ser traçada pela razão C/N

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

4.4 DATAÇÃO ^{14}C

O ^{14}C é formado constantemente na alta atmosfera, através da interação de nêutrons provenientes de colisões de raios cósmicos, principalmente partículas α , de alta energia com isótopo estável de ^{14}N (Libby 1955). Após a formação do ^{14}C , este é oxidado a $^{14}\text{CO}_2$ e entra no ciclo global do carbono. O $^{14}\text{CO}_2$ também é dissolvido na água e está disponível para peixes, plâncton, corais, etc. Assim, todos os animais e vegetais apresentam ^{14}C incorporado em sua matéria orgânica/inorgânica. Com a morte dos organismos, a assimilação do ^{14}C é cessada, então, este isótopo começa a desintegrar-se com meia vida de 5.730 anos \pm 30 anos, emitindo uma partícula β^- e transformando-se novamente em ^{14}N . Sendo assim, a idade da amostra pode ser determinada em razão da atividade residual da mesma, diminuindo exponencialmente com o aumento do tempo em que a amostra parou de assimilar ^{14}C , como mostra a Equação 2:

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (2)$$

A = atividade da amostra

A_0 = atividade inicial (padrão ácido oxálico)

λ = constante de desintegração

t = tempo (idade da amostra)

A atividade do material a ser analisado pode ser determinada através de um espectrômetro de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo (Pessenda & Camargo, 1991), determinando sua idade (Equação 3):

$$t = -8033 \ln A/A_0 \quad (3)$$

Essa metodologia tem sido a principal ferramenta para a determinação cronológica de episódios ocorridos até aproximadamente 50.000 anos passados

(correspondendo ao Pleistoceno Superior e Holoceno), sendo, portanto, de grande interesse arqueológico, geológico, paleontológico e oceanográfico.

4.5 MANGUEZAL

Os manguezais são ecossistemas costeiros de transição entre os ambientes terrestres e marinhos, estando sujeitos ao regime das marés. São caracterizados por uma baixa diversidade de espécies arbóreas adaptadas à flutuação de salinidade e caracterizadas por colonizarem sedimentos predominantemente lodosos, com baixos teores de oxigênio (Schaeffer-Novelli 2002). Eles desempenham função prioritária na estabilidade da geomorfologia costeira, na conservação da biodiversidade, produção de matéria orgânica e manutenção de amplos recursos pesqueiros (Martins 2003).

A flora dos manguezais possui características específicas que tornam esses ecossistemas funcional e estruturalmente únicos. Características morfológicas e adaptações das árvores incluem raízes aéreas, dispersão de propágulos pelas correntes controladas pelas marés, rápido crescimento de copa, eficiente mecanismo de retenção de nutrientes, resistência à ambientes salinos, retentor de água e importante contribuinte no balanço de carbono (Alongi 2002). Em todo o mundo existem apenas 28 gêneros e cerca de 70 espécies de mangue (Polidoro *et al.* 2010), sendo 17 exclusivamente presentes nesse habitat. Isso reflete uma baixa diversidade genética devido às condições encontradas nos ambientes, que sofrem com as oscilações de marés, onde aparentemente existem menos oportunidades para diversificação e seleção de material genético. Dentre os 28 gêneros, *Rhizophora* L. é o que apresentar a maior dominância (Duke *et al.* 1998).

A presença de manguezais ao nível global restringe-se a zona intertropical entre as latitudes 30° N e 30° S (Spalding *et al.* 1997). São limitados pela isoterma de 20°C de temperatura da água do mar, que por sua vez é controlada pelas correntes marinhas e que pode oscilar entre o inverno e o verão (Figura 11). Há exceções expressivas da ocorrência de mangues fora dos limites subtropicais; nas Bermudas (32°20'N) e Japão (31°22'N), ao sul da Austrália (38°45'S), Nova Zelândia (38°03'S) e ao leste da costa do Sul da África (38°45'S). Dentro dos limites descritos, os manguezais apresentam distribuição mais restrita na costa oeste das Américas e da África quando comparadas com a costa leste destes continentes. No Oceano Pacífico as áreas de ocorrência dos

mangues são limitadas à oeste e estão ausentes em várias ilhas oceânicas (Spalding *et al.* 1997). Em escala global, os mangues são limitados, de maneira geral, pela temperatura, mas na escala regional, a área e a biomassa das florestas de mangue podem variar com relação às condições hidrológicas e oceanográficas, ou seja, em função das diversas condições climáticas e outras variáveis oceanográficas, os manguezais podem assumir características específicas aos diversos compartimentos geoambientais encontrados pelo mundo (LABOMAR UFC/ISME-BR 2005).

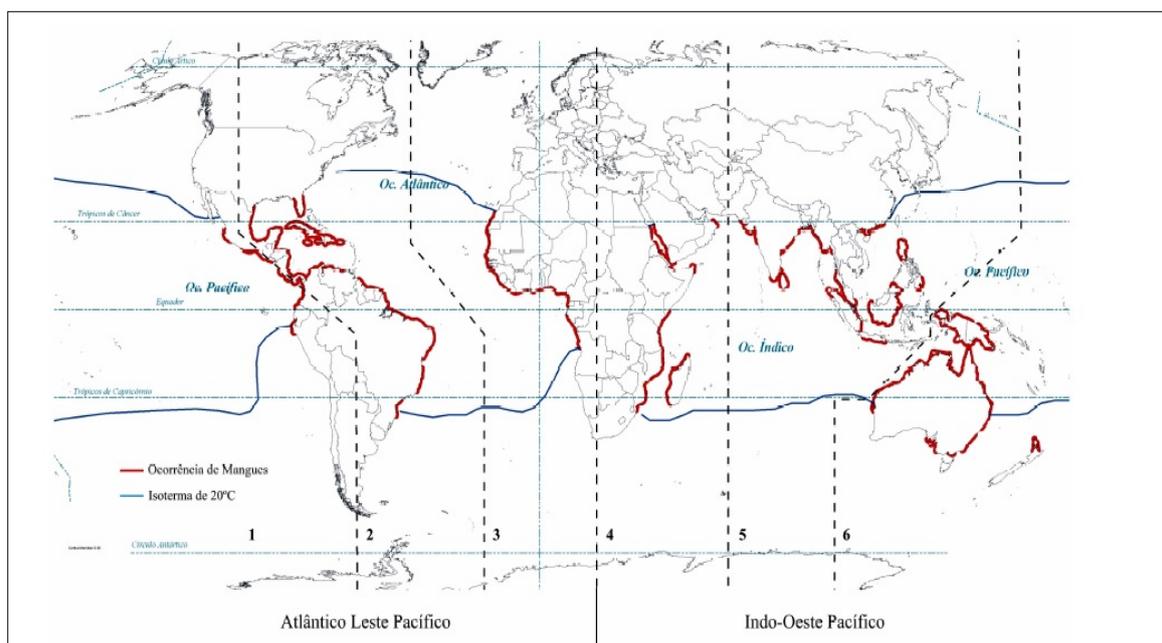


Figura 11 - Distribuição dos manguezais no globo ao longo de seis regiões biogeográficas, sua distribuição está associada com a isoterma de 20°C durante o inverno. No verão a duas isoterma migram no sentido dos pólos. Estas também influenciam as correntes marinhas.
Fonte: Adaptado de Spalding *et al.* (1997).

O Brasil ocupa a terceira posição em áreas de manguezal, com cerca de 962.683 hm^2 (Giri *et al.* 2011), em uma costa de aproximadamente 7637 km (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990). No litoral brasileiro, os manguezais podem ser encontrados desde o extremo norte, no Oiapoque (AP) (4°30'N), até o limite sul do Brasil, Laguna, em Santa Catarina (28°53'S) (Figura 12), apresentando desenvolvimento máximo estrutural nas proximidades da linha do Equador (LABOMAR UFC/ISME-BR 2005). Sendo seus principais fitotipos uma associação de espécies dos gêneros *Rhizophora*, *Avicennia*, *Lagunculária* e *Conocarpus*. Com certa frequência, também aparecem espécies do gênero *Hibiscus*, *Acrostichum* e *Spartina* (Herz 1991).

As florestas de manguezal do litoral nordeste do Brasil ocorrem como formações de franjas ribeirinhas e, em menor escala, ocupando bacias salinas na planície costeira. Florestas anãs de mangues são comuns em áreas de elevada salinidade. Cinco espécies de árvores de mangue foram registradas na região de estudo (zona costeira de Natal-RN): *Rhizophora mangle* L., *Avicennia schaueriana* Stapf. & Leech, *A. germinans* L., *Laguncularia racemosa* (L.) Gaertne *Conocarpus erectus* L. (Cintrón & Schaeffer-Novelli 1992; Kjerfve & Lacerda 1993).



Figura 12 - Mapa com a distribuição dos manguezais ao longo de toda a costa litorânea brasileira. Fonte: Modificado da base de dados geográficos do IBGE, MMA e IBAMA (2015)

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

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

al. 2012). Investigações no Norte do Brasil utilizando dados palinológicos, sedimentológicos e geoquímicos revelaram que a história da vegetação durante o Holoceno ao longo do litoral é caracterizada por fases de estabelecimento e expansão/contração de manguezais (Behling *et al.* 2001; Cohen *et al.* 2005a, b; 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,b; Lara & Cohen 2006, 2009). Variações nas taxas pluviométricas das regiões hidrográficas amazônicas (Van der Hammen, 1974; Absy *et al.* 1991; Desjardins *et al.* 1996; Ledru, 2001; Behling & Costa 2000; Pessenda *et al.* 2001) têm controlado a descarga fluvial do Amazonas, que exibe a mais alta vazão do mundo com $6.300 \text{ km}^3 \text{ ano}$, (Eisma *et al.* 1991; Maslin & Burns, 2000; Latrubesse & Franzinelli 2002).

Assim, 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). Portanto, mudanças significativas na vazão de água do rio ao longo do litoral seriam esperadas, e isso teria afetado os gradientes de salinidade ao longo da costa influenciada pelo rio Amazonas. Esse 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 nordeste, sudeste e sul do Brasil, a dinâmica dos manguezais durante o Holoceno (Dominguez *et al.* 1990; Behling & Costa 1997; Amaral *et al.* 2006; Barreto *et al.* 2006; Ferrazzo *et al.* 2008; Vidotto, 2008; Barth *et al.* 2010; Buso Junior 2010; Medeiros, 2010; Soares *et al.* 2012; França 2013) deve ter sido controlada principalmente pelas variações no nível relativo do mar, identificadas em trabalhos como Angulo *et al.* (2006), Pirazolli (1986), Silva & Neves (1991), Muehe & Neves (1995). Além disso, Amaral *et al.* (2006) identificou também a influência do aporte sedimentar na dinâmica dos manguezais no litoral do estado de São Paulo, próximo ao rio Itanhaém.

A curvas de variação do nível relativo do mar (Suguio *et al.* 1985; Martin *et al.* 1988; Tomazelli 1990; Angulo *et al.* 1999, 2006), baseadas em diversos indicadores (ex: conchas, terraços marinhos e vermitídeos), apresentam dois padrões distintos para o Holoceno. O primeiro proposto por Suguio *et al.* (1985) sugere queda do nível relativo

do mar durante os últimos 5100 anos AP (antes do presente) com duas oscilações. Porém, Angulo & Lessa (1997) discordam sobre os baixos níveis de mar entre 4100-3800 anos AP e 3000-2700 anos AP. A terceira curva proposta por Tomazelli (1990), sugere um aumento do nível relativo do mar nos últimos 1000 anos.

4.7 MUDANÇAS CLIMÁTICAS DURANTE O HOLOCENO

Estudos prévios na América do Sul, demonstram que durante o Holoceno inferior havia um déficit de água em comparação ao Holoceno superior (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 (ZCAS), condições mais salgadas ao longo das margens continentais da América do Sul, e níveis menores de água nos lagos. Alguns estudos identificaram mudanças climáticas significantes na América do Sul durante o Quaternário tardio (Van der Hammen, 1991; Absy *et al.* 1991; Servant *et al.* 1993). Estes estudos sugerem que no norte do continente o clima era relativamente 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).

Estudos paleoambientais no Brasil, 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 (Absy *et al.* 1991; Behling & Costa 2000; Pessenda *et al.* 2001), e conseqüentemente causou mudanças nas descargas fluviais e nos gradientes de salinidade estuarinos (Lara & Cohen 2006) afetaram a dinâmica dos

manguezais (Cohen *et al.* 2012). Cruz *et al.* (2006), utilizando isótopos de carbono e oxigênio em espeleotemas em Santa Catarina, 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) baseado em análises antropológicas, mostrou que o clima no Holoceno inicial em 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 anos AP o clima foi mais úmido, similar ao atual, o qual houve a substituição da savana pela vegetação florestal em toda a região.

Durante o Holoceno médio (~7000 até ~4000 cal AP), na região de Linhares, no Espírito Santo, o aumento 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 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).

CAPITULO 5 RESULTADOS

5.1 DATAÇÃO ^{14}C E TAXA DE SEDIMENTAÇÃO

A partir das datações realizadas nos testemunhos NAT 6 e NAT 8 foi possível definir as taxas de sedimentação de cada um dos testemunhos estudados. Para o testemunho NAT 6 a taxa de sedimentação foi de 0,25 mm/ano (175 - 0 cm) e o NAT 8 apresentou o valor de 0,48 mm/ano (265 - 0 cm). A Tabela 1 evidencia os valores das idades datadas para cada intervalo de profundidade dos testemunhos analisados.

Tabela 1: Datações dos níveis amostrados dos testemunhos NAT 6 e NAT 8.

Código da amostra	Testemunho e profundidade	Material	$\delta^{13}\text{C}$	Idade (anos AP)	Idade calibrada (anos cal AP)
UGAMS21218	NAT6 (171 - 175 cm)	Matéria orgânica sedimentar	-29,0	6110 \pm 25	6894-7029
UGAMS21219	NAT8 (243 - 247 cm)	Matéria orgânica sedimentar	-29,1	4520 \pm 25	5053-5190

5.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

Os testemunhos são caracterizados principalmente pela presença de lama de coloração que varia de marrom acinzentado, preto acinzentado a cinza oliva. A granulometria predominante é o silte. A areia é de coloração cinza com granulometria variando de média a grossa. As estruturas presentes são de depósitos maciços, e os acamamentos heterolíticos do tipo *Wavy* e *Lenticular* onde a areia e a lama são encontradas intercaladas de acordo com a ação da maré. A bioturbação é bem marcante com a presença de fragmentos e marcas de raízes e conchas. É possível observar nesses materiais o decréscimo no tamanho dos grãos em direção ao topo, caracterizando tal sucessão como granodecrescente ascendente. Analisando suas estruturas sedimentares e associando aos registros palinológicos e variações isotópicas, foi possível definir quatro associações de fácies: (A) Estuário/canal ativo, (B) Canal abandonado, (C) Canal ativo e (D) Planície de maré vegetada.

5.3 TESTEMUNHO NAT 6 (~7000 ANOS CAL AP)

Analisando suas estruturas sedimentares e associando aos registros palinológicos e variações isotópicas, foi possível definir três associações de fácies: (A) Estuário/canal ativo, (B) Canal abandonado e (D) Planície de maré mista (Tabela 2).

Tabela 2: Sumário da associação de fácies referentes ao testemunho NAT 6 com suas respectivas características sedimentares, polínicas e geoquímicas.

Associação de Fácies	Descrição de Fácies	Predominância de pólen	Dados geoquímicos	Interpretação
A	Areia maciça (fácies Sm) de granulometria média a grossa de coloração cinza.	Não detectado	C total =0,1 a 0,3% N total = 0,2 a 0,3% C/N =0,1 a 47 $\delta^{13}\text{C}$ =-27 a -27,06 ‰ $\delta^{15}\text{N}$ =4 a 5,4‰	Estuário/canal ativo
B	Areia cinza de granulometria fina a média intercalada com lama de coloração cinza Acamamento heterolítico do tipo <i>Wavy</i> (Hw), e <i>heterolítico lenticular</i> (Hl) coloração verde oliva acinzentado com intervalos de aproximadamente 5 cm Bioturbação caracterizada por fragmentos vegetais e marcas de raízes.	Árvores e arbustos, ervas, manguezais e palmeiras	C total =2 a 4% N total = 0,1 a 0,19% C/N =27 a 60 $\delta^{13}\text{C}$ =-27,03 a -26 ‰ $\delta^{15}\text{N}$ =4,5 a 5,5‰	Canal abandonado
D	Areia cinza de granulometria fina a média intercalada com lama de coloração cinza Apresenta Acamamento <i>heterolítico lenticular</i> (Hl), com intervalos de aproximadamente 5 cm Bioturbação caracterizada por fragmentos vegetais e marcas de raízes e resquícios de plantas.	Árvores e arbustos, ervas, manguezais e palmeiras	C total =6 a 14,05% N total = 0,1 a 0,6% C/N =30 a 80 $\delta^{13}\text{C}$ =-28,04 a -25 ‰ $\delta^{15}\text{N}$ =0 a 8‰	Planície de maré vegetada

5.3.1 Associação de fácies A: Estuário/Canal de entrada ativo

A associação de fácies A corresponde ao intervalo entre 200 e 175 cm, possuindo idade anterior a cerca de 7 mil anos cal AP. Estes depósitos são caracterizados pela presença de areia de granulometria variando de forma homogênea de fina a grossa, caracterizando uma estrutura maciça (areia maciça - fácies Sm), conforme Figura 13a.

A análise polínica desta associação de fácies é marcada pela baixa quantidade de grãos de pólen e esporos, insuficiente para uma análise estatística. Os dados isotópicos para esta associação de fácies exibiram o valor médio de $\delta^{13}\text{C}$ em torno de -27,03‰, registros de $\delta^{15}\text{N}$ variando de 4 a 5,4‰ (média 4,7‰), C-total entre 0,1 e 0,3% (média 0,2%), registros de N-total mostrando valores de 0,2 a 0,3% (média 0,25%) e razão C/N entre 0,1 e 47 (média 23,55), conforme Figura 13b.

5.3.2 Associação de Fácies B: Canal abandonado

A associação de fácies B corresponde ao intervalo 175 até 135 cm aproximadamente, variando de ~5350 até idade máxima de ~7000 anos cal AP, sendo constituída por fácies de acamamento heterolítico do tipo *Wavy* (Hw) e acamamento heterolítico lenticular (Hl). A bioturbação é marcante nesta sucessão, sendo caracterizada por fragmentos vegetais e marcas de raízes e resquícios de plantas.

A assembléia polínica nesta associação de fácies foi definida em quatro grupos ecológicos, como: i) manguezais, que apresentaram uma concentração variando de 17 a 35%, representados em grande parte por *Rhizophora* (0-26%); ii) ervas, que apresentaram concentração de 14 a 73% e, são caracterizadas principalmente pela presença de *Cyperaceae* (7-20%), *Poaceae* (8-21%), *Mimosa* (1-7%), *Asteraceae* (6-25%), *Borreria* (5-27%) e *Amaranthaceae* (5-10%); iii) árvores e arbustos, que apresentaram porcentagens entre 13 a 27% na concentração polínica, constituídos principalmente pelos grãos de pólen de *Melastomataceae/Combretaceae* (3-5%), *Ilex* (0,9-1%), *Moraceae* (0-9%), *Anacardiaceae* (0-4%), *Myrtaceae* (0,1-0,2%), *Malpighiaceae* (1-5%), *Fabaceae* (2-10%), *Didymopanax* (0-4%), *Rubiaceae* (2-4%) e *Euphorbiaceae* (0-17%); e iv) palmeiras grupo constituído de *Arecaceae* (1-5%), representam uma concentração entre 4 a 9%, (Figura 13a).

Os dados isotópicos para esta associação de fácies exibem valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -27,03 e -26‰ (média -26,51‰), registros de $\delta^{15}\text{N}$ variando de 4,5 a 5,5‰ (média 5‰), C-total entre 2 e 4% (média 3%), registros de N-total mostrando valores de 0,1 a 0,19% (média 0,14%) e razão C/N entre 27 e 60 (média 43,5) (Figura 13b).

5.3.3 Associação de Fácies D: Planície de maré vegetada

A associação de fácies D corresponde ao intervalo 135 até 0cm aproximadamente, com idade máxima de 5350 anos cal AP ao presente, sendo constituída predominantemente por fácies de acamamento heterolítico do tipo lenticular (HI). A bioturbação é marcante nesta sucessão, sendo caracterizada por fragmentos vegetais e marcas de raízes.

A assembléia polínica nesta associação de fácies apresentou quatro grupos ecológicos definidos, sendo estes manguezais, com concentração variando de 6 a 50%, representados por *Rhizophora* (0-50%); ervas, que apresentaram concentrações de 27 a 74% e, são caracterizadas principalmente pela presença de *Cyperaceae* (6-43%), *Poaceae* (7-58%), *Mimosa* (4-11%), *Asteraceae* (1-12%), *Borreria* (0,9-5%) e *Amaranthaceae* (1-7%); árvores e arbustos, que apresentaram concentrações variando de 20 a 50%, constituídos principalmente por grãos de pólen de *Melastomataceae/Combretaceae* (1-8%), *Ilex* (1-2%), *Moraceae* (1-6%), *Anacardiaceae* (1-8%), *Myrtaceae* (1-5%), *Malpighiaceae* (0,9-14%), *Fabaceae* (3-16%), *Didymopanax* (0-3%), *Rubiaceae* (1-5%) e *Euphorbiaceae* (2-11%). As palmeiras constituídas por *Arecaceae* (1-5%), representaram cerca de 1 a 8% (Figura 13a).

Os dados isotópicos para esta associação de fácies exibem valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -28,04 e -25‰ (média -26,52‰), registros de $\delta^{15}\text{N}$ variando de 0 a 8‰ (média 4‰), C-total entre 6 e 14,05% (média 10,02%), registros de N-total mostrando valores de 0,1 a 0,6% (média 0,35%) e C/N entre 30 e 80 (média 55) (Figura 13b).

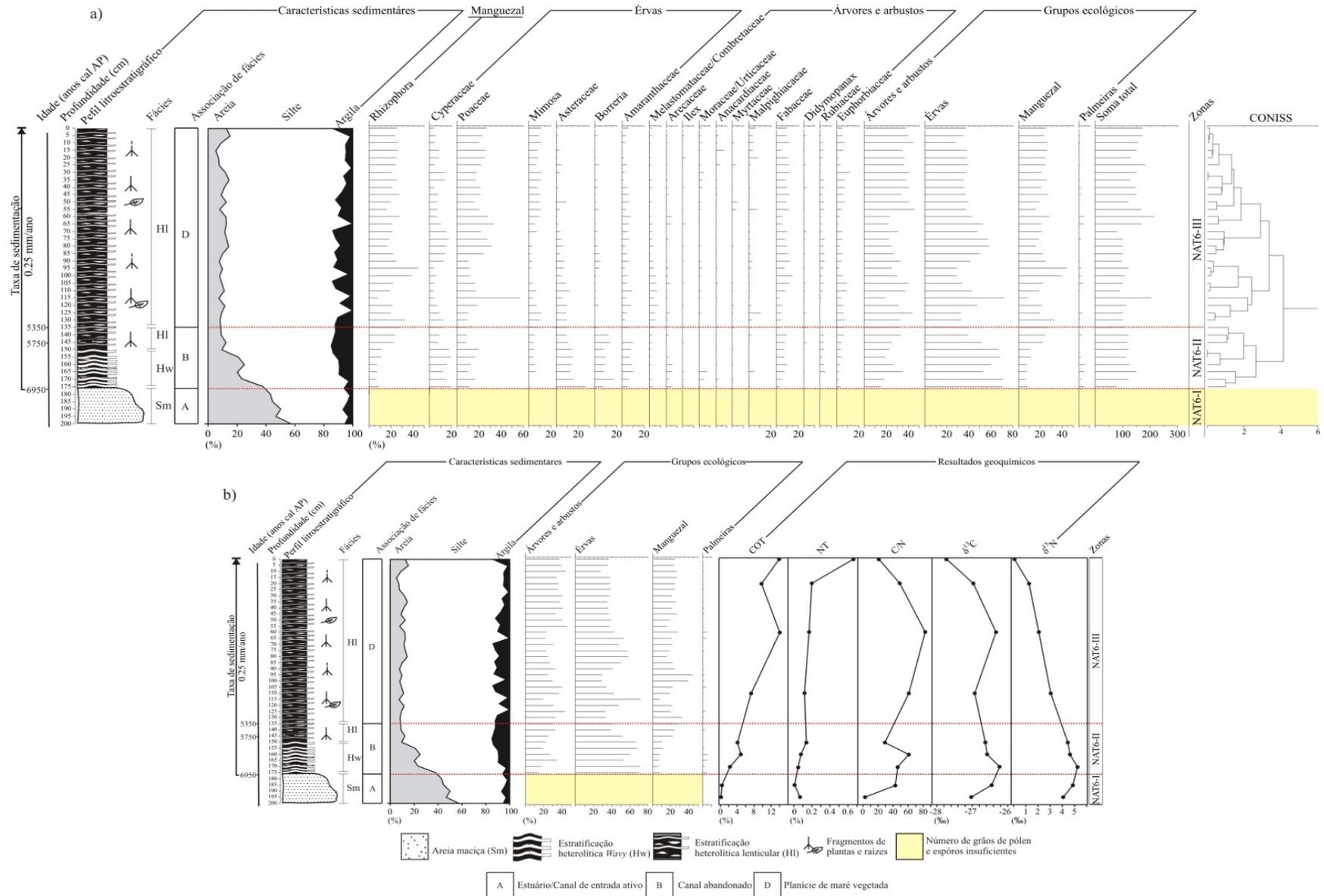


Figura 13 - Resultado esquemático para o testemunho NAT 6, com variações em função da profundidade do testemunho mostrando os perfis cronológicos e litológicos com suas respectivas fácies sedimentares, dados isotópicos, assim como os grupos polínicos. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos de pólen.

Fonte: Autor

5.4 TESTEMUNHO NAT 8 (~5100 ANOS CAL AP)

A sucessão sedimentar do NAT 8 é definida por silte, argila e areia de coloração preto acinzentado, cinza e preto a amarronzado. Estes depósitos são caracterizados pela presença de areias maciças, argilas e acamamentos heterolíticos lenticulares do tipo *wavy* e *flaser*. Ao longo da sucessão sedimentar é comum a presença de matéria orgânica e bioturbações como marcas e fragmentos de raízes, resquícios de plantas e conchas. Comparando as estruturas sedimentares com a assembléia polínica e dados isotópicos, foi possível definir associações de fácies semelhantes à do perfil NAT 6, vistos anteriormente. Para o perfil NAT 8 foram definidas quatro associações, muitas das quais apresentam características comuns entre si, com apenas variações nos dados geoquímicos e polínicos (Tabela 3).

Tabela 3: Sumário da associação de fácies referentes ao testemunho NAT 8 com suas características sedimentares, grãos de pólen predominantes e dados geoquímicos.

Associação de fácies	Descrição da fácies	Predominância de Pólen	Dados geoquímicos	Interpretação
A	Areia maciça (fácies Sm) de granulometria média a grossa de coloração cinza, a bioturbação marcada pela presença de conchas	Número de grãos de pólen e esporos insuficiente para análise estatística	C total = 0,09% N total = 0,04% C/N = 2,25 $\delta^{13}\text{C}$ = -26,36 ‰ $\delta^{15}\text{N}$ = 3,42 ‰	Estuário/canal de entrada ativo
B	Areia cinza de granulometria fina a média intercalada com lama de coloração cinza, Acamamento heterolítico do tipo <i>Wavy</i> (Hw), Bioturbação caracterizada por fragmentos vegetais e marcas de raízes, resquícios de plantas e conchas	Árvores, arbustos, ervas e manguezais	C total = 0,05 a 2,04% N total = 0,003 a 0,09% C/N = 16,67 a 24,00 $\delta^{13}\text{C}$ = -26,5 a -25,49‰ $\delta^{15}\text{N}$ = 1,97 a 6,24‰	Canal abandonado
C	Areia maciça (fácies Sm) de granulometria média a grossa de coloração cinza, a bioturbação marcada pela presença de conchas.	Árvores, arbustos, ervas, manguezais e palmeiras	C total = 0,25 a 0,51% N total = 0,01 a 0,02% C/N = 25 a 25,5 $\delta^{13}\text{C}$ = -25,94 a -25,32‰ $\delta^{15}\text{N}$ = 4,3 a 4,49‰	Canal de maré ativo
D	Areia cinza de granulometria fina a média intercalada com lama de coloração cinza Apresenta Acamamento <i>Heterolítico Lenticular</i> (HI), com intervalos de aproximadamente 5 cm Bioturbação caracterizada por fragmentos vegetais e marcas de raízes e resquícios de plantas	Árvores, arbustos, ervas e manguezais	C total = 2,74 a 2,88% N total = 0,13 a 0,16% C/N = 18 a 21,08 $\delta^{13}\text{C}$ = -26,61 a -26,48 ‰ $\delta^{15}\text{N}$ = 3,7 a 4,87‰	Planície de maré vegetada

5.4.1 Associação de Fácies A (Estuário/Canal de entrada ativo)

A associação de fácies A corresponde ao intervalo entre 350 e 270 cm, possuindo idade máxima até cerca de 5500 anos cal AP. Estes depósitos são caracterizados pela presença de areia de granulometria variando de média a grossa. As fácies identificadas são de areia maciça (facies Sm), com bioturbação marcada pela presença de conchas (Figuras 14).

A análise polínica desta associação de fácies é marcada pela baixa concentração de grãos de pólen e esporos, o que inviabilizou uma análise estatística. Os dados isotópicos para esta associação de fácies exibem valores de $\delta^{13}\text{C}$ (-26,36‰), de $\delta^{15}\text{N}$ (3,42‰), de C-total (0,09%), de N-total (0,04%) e de C/N (2,25) (Figura 15).

5.4.2 Associação de Fácies B (Canal abandonado)

A associação de fácies B corresponde aos intervalos 265 até 250, 180 até 175 e 125 até 65 cm de profundidade, com idade entre o intervalo de ~5500 a ~5100, em torno de 3640 e de ~2500 a ~1250 anos cal AP, sendo constituída pelas fácies de acamamento heterolítico do tipo *Wavy* (Hw). A bioturbação é ausente nestas porções do perfil.

A assembleia polínica nesta associação de fácies foi definida em quatro grupos ecológicos. Os manguezais com concentrações variando de 0 a 2%, são representados por *Rhizophora* (0-3%); ervas apresentam concentrações de 26 a 35% e são caracterizadas principalmente pela presença de *Cyperaceae* (5-6%), *Poaceae* (11-15%), *Mimosa* (8-16%), *Asteraceae* (5-10%), *Borreria* (1-4%) e *Amaranthaceae* (0-3%); árvores e arbustos representam concentrações entre 50 e 58%, constituídos principalmente pelos grãos de pólen de *Melastomataceae/Combretaceae* (1-4%), *Ilex* (2-4%), *Moraceae* (0-9%), *Anacardiaceae* (6-10%), *Myrtaceae* (2-4%), *Malpighiaceae* (3-5%), *Fabaceae* (3-10%), *Didymopanax* (1-3%), *Rubiaceae* (1-4%) e *Euphorbiaceae* (4-10%); as palmeiras foram representadas principalmente por *Arecaceae* (0-7%), mostraram uma concentrações entre 1 e 5%.(Figura 14).

Os dados isotópicos para esta associação de fácies exibem valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -26,5 a -25,49‰, os registros de $\delta^{15}\text{N}$ foram entre 1,97 e 6,24‰, C-total entre 0,05 e 2,04%, os registros de N-total com valores de 0,003 a 0,09% e a razão C/N com valores entre 16,67 e 24,00.

5.4.3 Associação de Fácies C (Canal de maré ativo)

A associação de fácies C corresponde aos intervalos entre 250-180 cm e 175-125 cm, possuindo idade máxima de até ~5100 anos cal AP (Figuras 14 e 15). Estes depósitos são caracterizados pela presença de areia de granulometria variando de média a grossa. As fácies identificadas são de areia maciça (Sm), a bioturbação é marcada pela presença de conchas.

A assembleia polínica nesta associação de fácies foi definida em quatro grupos ecológicos. Os manguezais com concentrações variando de 0 a 7%, são representados por *Rhizophora*; as ervas apresentam concentrações de 27 a 40% e são caracterizadas principalmente pela presença de *Cyperaceae* (5-11%), *Poaceae* (11-20%), *Mimosa* (15-16%), *Asteraceae* (5-6%), *Borreria* (0-1%) e *Amaranthaceae* (1-5%); as árvores e arbustos apresentaram concentrações de 45 a 65%, constituídos principalmente pelos grãos de pólen de *Melastomataceae/Combretaceae* (1-3%), *Ilex* (0-3%), *Anacardiaceae* (1-6%), *Myrtaceae* (0-1%), *Malpighiaceae* (5-6%), *Fabaceae* (4-8%), *Didymopanax* (1-2%), *Rubiaceae* (1-2%) e *Euphorbiaceae* (6-9%); as palmeiras constituídas predominantemente por *Arecaceae* (0-1%) apresentaram concentrações entre 0 e 1%.

Os dados isotópicos para esta associação de fácies exibem valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -25,94 e -25,32‰, os registros de $\delta^{15}\text{N}$ apresentaram valores de 4,3 a 4,49‰, os valores de C-total foram entre 0,25 e 0,51%, os registros de N-total apresentaram valores de 0,01 a 0,02% e os resultados da razão C/N foram entre 25 e 25,5.

5.4.4 Associação de Fácies D (Planície de maré vegetada)

A associação de fácies D corresponde ao intervalo de 60 até 0cm, com idade máxima de ~1250 anos cal AP, sendo constituída predominantemente pelas fácies de acamamento heterolítico do tipo lenticular (HI), intercalado com porções de área em pequenos intervalos de ~5 cm. A bioturbação é bastante marcante nesta sucessão, sendo caracterizada por fragmentos vegetais e marcas de raízes. A assembleia polínica nesta associação de fácies foi definida em quatro grupos ecológicos. Os manguezais apresentaram concentrações que variaram de 1 a 3%, são representados por *Rhizophora*; as ervas apresentam concentração de 25 a 45% e são caracterizadas principalmente pela presença de *Cyperaceae* (6-15%), *Poaceae* (5-26%), *Mimosa* (7-45%), *Asteraceae* (2-11%), *Borreria* (1-6%) e *Amaranthaceae* (1-6%); as árvores e arbustos apresentaram concentrações entre 40 a 66%, constituídos principalmente pelos grãos de pólen de *Melastomataceae/Combretaceae* (0-6%), *Anacardiaceae* (1-8%),

Myrtaceae (1-3%), Malpighiaceae (1-19%), Fabaceae (5-20%), Rubiaceae (1-7%), Euphorbiaceae (4-16%) e *Alchornea* (0-3%); as Palmeiras apresentaram concentrações entre 1 e 6% (Figura 14).

Os dados isotópicos para esta associação de fácies exibem valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -26,61 e -26,48‰, registros de $\delta^{15}\text{N}$ entre 3,7 e 4,87‰, C-total entre 2,74 e 2,88%, registros de N-total entre 0,13 e 0,16% e razão C/N entre 18 e 21,0.

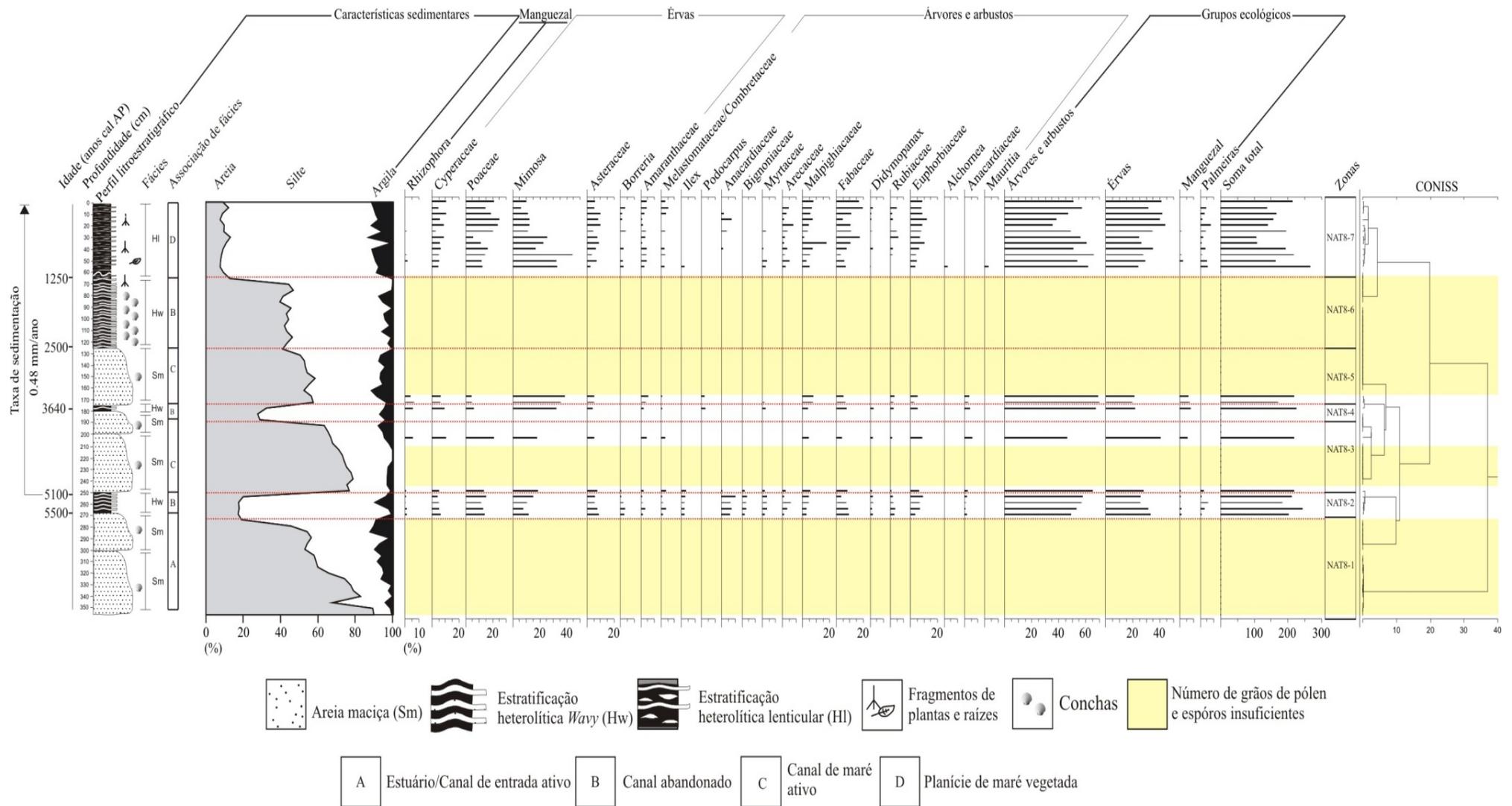


Figura 14 - Resultado esquemático para o testemunho NAT 8, com variações em função da profundidade do testemunho mostrando os perfis cronológicos e litológicos com suas respectivas fácies sedimentares, dados isotópicos, assim como os grupos polínicos. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos de pólen.

Fonte: Autor

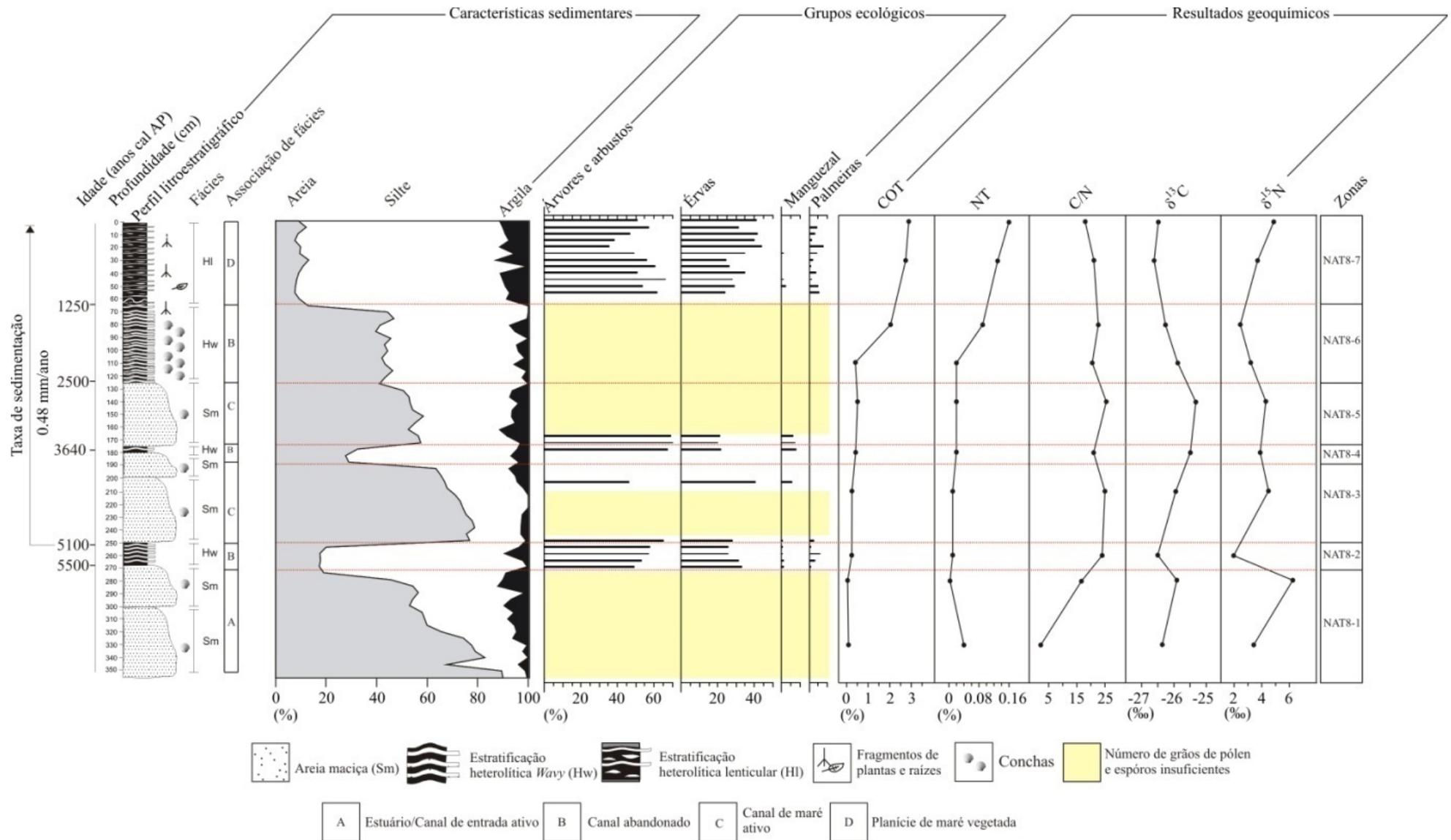


Figura 15 - Resultado esquemático para o testemunho NAT 8, com variações em função da profundidade do testemunho mostrando os perfis cronológicos e litológicos com suas respectivas fácies sedimentares, dados isotópicos, assim como os grupos polínicos. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos pólen.

Fonte: Autor

CAPITULO 6 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÃO DOS DADOS

A integração dos dados geomorfológicos, sedimentológicos, palinológicos e isotópicos da matéria orgânica sedimentar dos testemunhos NAT 6 e NAT 8 permitiu a reconstituição paleoambiental desde o Holoceno médio ao superior (~7000 anos cal AP ao moderno), descrito em cinco fases. Relacionadas com as oscilações do NRM e a dinâmica sedimentar na zona costeira da foz do rio Ceará-Mirim (RN).

6.1 FASE I: ATÉ ~7000 ANOS CAL AP

A primeira fase é marcada por um sistema deposicional estuarino até cerca de 7 mil anos cal AP, Fácies A, que possivelmente em função da elevada hidrodinâmica não preservou o registro polínico. Este estuário estaria em consonância com o nível de mar alto do Holoceno médio, indicando a incursão marinha sobre o continente, assim como foi proposto nos trabalhos de Bezerra *et al.* (2003) & Boski *et al.* (2015), e de acordo com a Figura 16, que demonstra a elevação máxima do NRM para este período. Para este período, os dados geoquímicos do testemunho NAT 6 ($C/N= 0,1$ a 47 , $\delta^{13}C= -27$ a $-27,06$ ‰) indicaram que a origem da matéria orgânica sedimentar da área de estudo seria de água doce a estuarina com o predomínio de plantas do tipo C_3 neste ambiente.

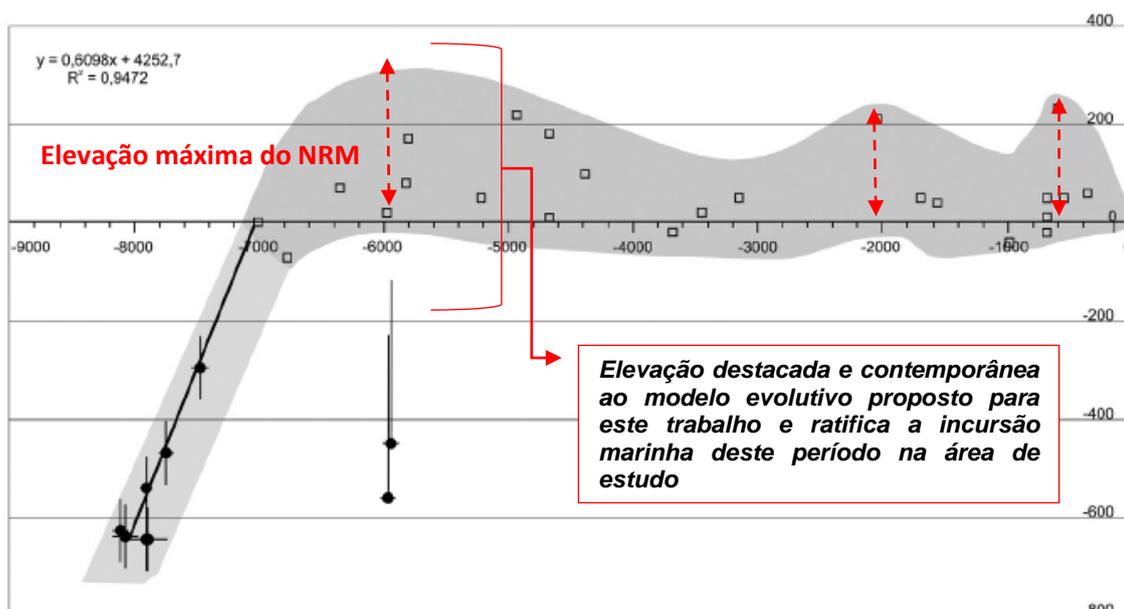


Figura 16 - Flutuações do nível do mar para o litoral nordeste brasileiro.
 Fonte: Bezerra *et al.* (2003).

6.2 FASE II: ENTRE 7000 E 5100 ANOS CAL AP

Durante o período de 7000 a 5100 anos cal AP ocorreu uma estabilização do nível do mar (Figura 16), que possivelmente favoreceu uma deposição de sedimentos mais finos (lamosos) através da ação das ondas e marés, que permitiram a deposição da associação de fácies B (Figuras 13, 14 e 15), marcando a presença de canais abandonados nas margens do sistema estuarino até aproximadamente 5100 anos cal AP. Essa deposição de sedimentos mais finos junto com a diminuição do nível do mar neste período, possivelmente favoreceu a colonização de árvores e arbustos, bem como vegetações herbáceas, que se expandiram. Os manguezais iniciaram o processo de colonização da planície de maré deste ambiente deposicional enquanto as palmeiras ainda eram um grupo com crescimento incipiente. Os dados geoquímicos dos dois testemunhos NAT 6 (C/N= 27 a 60, $\delta^{13}\text{C}$ = -27,03 a -26, ‰) e NAT 8 (C/N= 20 a 23, $\delta^{13}\text{C}$ = -27,7 a -27,5 ‰) corroboram para essa interpretação pois os valores indicam o predomínio de plantas do tipo C_3 para este período (Figura 17).

6.3 FASE III: ENTRE 5100 E 3640 ANOS CAL AP

A partir de 5100 cal AP até aproximadamente 3640 anos cal AP houve o registro de uma regressão marinha (Bezerra *et al.* 2003; Angulo *et al.* 2006), que resultou em uma diminuição do nível relativo do mar, ocorrendo a formação de canais de maré com deposição arenosa marcante, resultando na associação de Fácies C, como pode ser observado no testemunho NAT 8. No testemunho NAT 6, é possível observar que a partir de 5350 anos cal AP houve a formação e estabelecimento de uma planície de maré colonizada por manguezal. Em um curto intervalo entre 180 e 175 cm de profundidade, por volta de 3640 anos cal AP, ocorreu fase de canal abandonado no testemunho NAT 8, onde ocorreu a colonização do manguezal. Este período reuniu as condições ambientais mais favoráveis para a expansão dos grupos ecológicos detectados nos testemunhos, tanto árvores e arbustos assim como a vegetação herbácea apresentaram crescimento expressivo alternando com períodos de retração. Os manguezais expandiram consideravelmente, seguido de uma estabilização deste grupo, já as palmeiras apresentaram um crescimento pouco expressivo (Figura 13 e 14). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ = -28,04 a -25 ‰, C/N=30 a 80 do NAT 6 e do NAT 8 (C/N= 17 a 25 $\delta^{13}\text{C}$ = -27,7 a -26,5 ‰) reforçam esta proposição, evidenciando a predominância de

plantas do tipo C_3 (Figura 17 e 18), além disso, estes valores indicam que a fonte da matéria orgânica deste período seria de origem fluvial a estuarina, além do que é marcante a presença de conchas marinhas (principalmente no NAT 8), enquanto que no NAT 6 as marcas de raízes e restos de vegetações ratificam a expansão e predominância dos manguezais e outros grupos ecológicos (árvores, ervas e palmeiras).

6.4 FASE IV: ENTRE 3640 E 2500 ANOS CAL AP

Entre 3640 e 2500 anos cal AP ocorreu a reativação dos canais de maré com o aumento da hidrodinâmica marinha, possivelmente resultado de uma nova incursão marinha, como apresentado no modelo de Bezerra *et al.* (2003) e Boski *et al.* (2015). Após 2500 anos cal AP ocorreu o abandono dos canais ativados durante a fase de incursão marinha, resultado da diminuição do nível relativo do mar, ocorrendo a formação da associação de fácies B e D respectivamente. Este período marca a formação do ambiente similar ao estágio atual (Figura 19), pois as condições ambientais (nível do mar e clima) já seriam mais próximas das condições atuais. Neste período os dados geoquímicos dos testemunhos NAT 6 e NAT 8, indicaram mais uma vez a dominância de plantas terrestres do tipo C_3 no ambiente.

6.5 FASE V: 2.500 ANOS CAL AP AO MODERNO

Este período marca a formação do ambiente similar ao estágio atual (Figura 19), pois as condições ambientais (nível do mar e clima) já seriam mais próximas das condições atuais. Neste período os dados geoquímicos dos testemunhos NAT 6 e NAT 8 indicaram mais uma vez a dominância de plantas terrestres do tipo C_3 no ambiente.

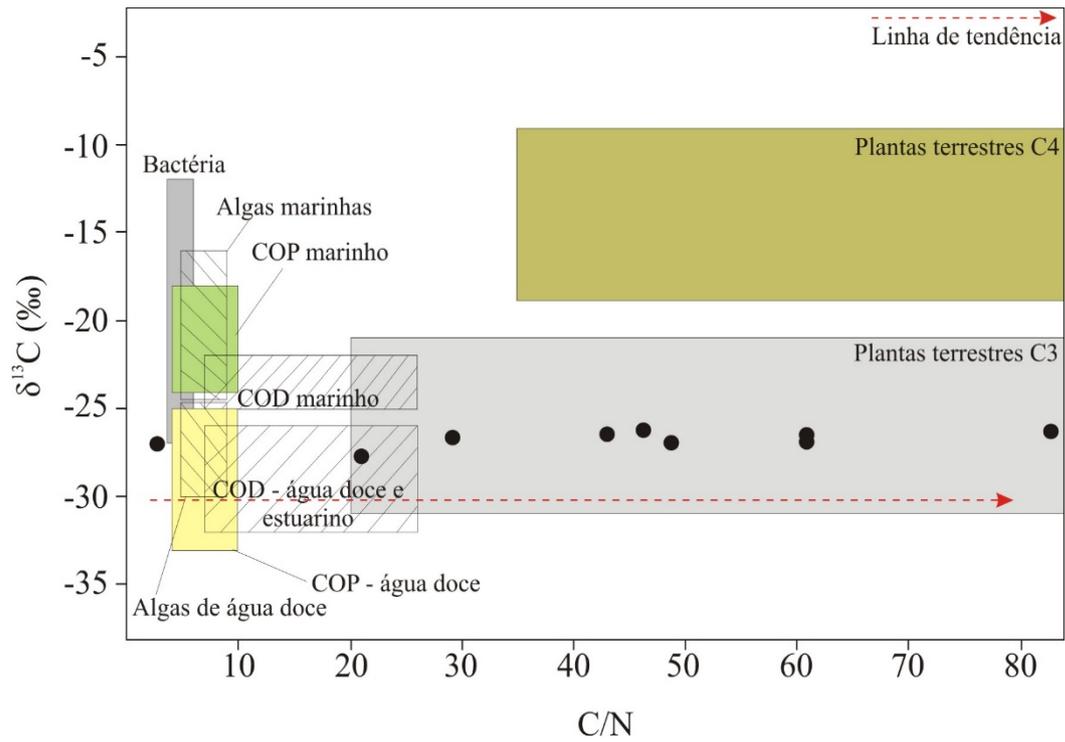


Figura 17 - Diagrama ilustrando a relação entre as taxas de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N para as diferentes fácies sedimentares referentes ao testemunho NAT 6, de acordo com Lamb et al. (2006), Meyers (2003) & Wilson et al. (2005).

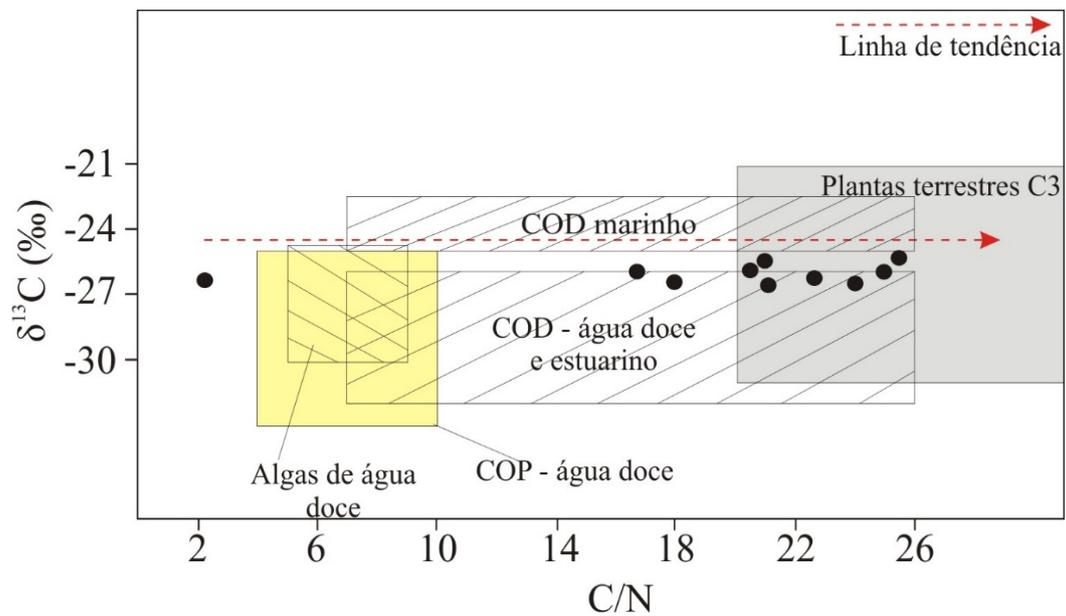


Figura 18 - Diagrama ilustrando a relação entre as taxas de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N para as diferentes fácies sedimentares referentes ao testemunho NAT 8, de acordo com Lamb et al. (2006), Meyers (2003) & Wilson et al. (2005).

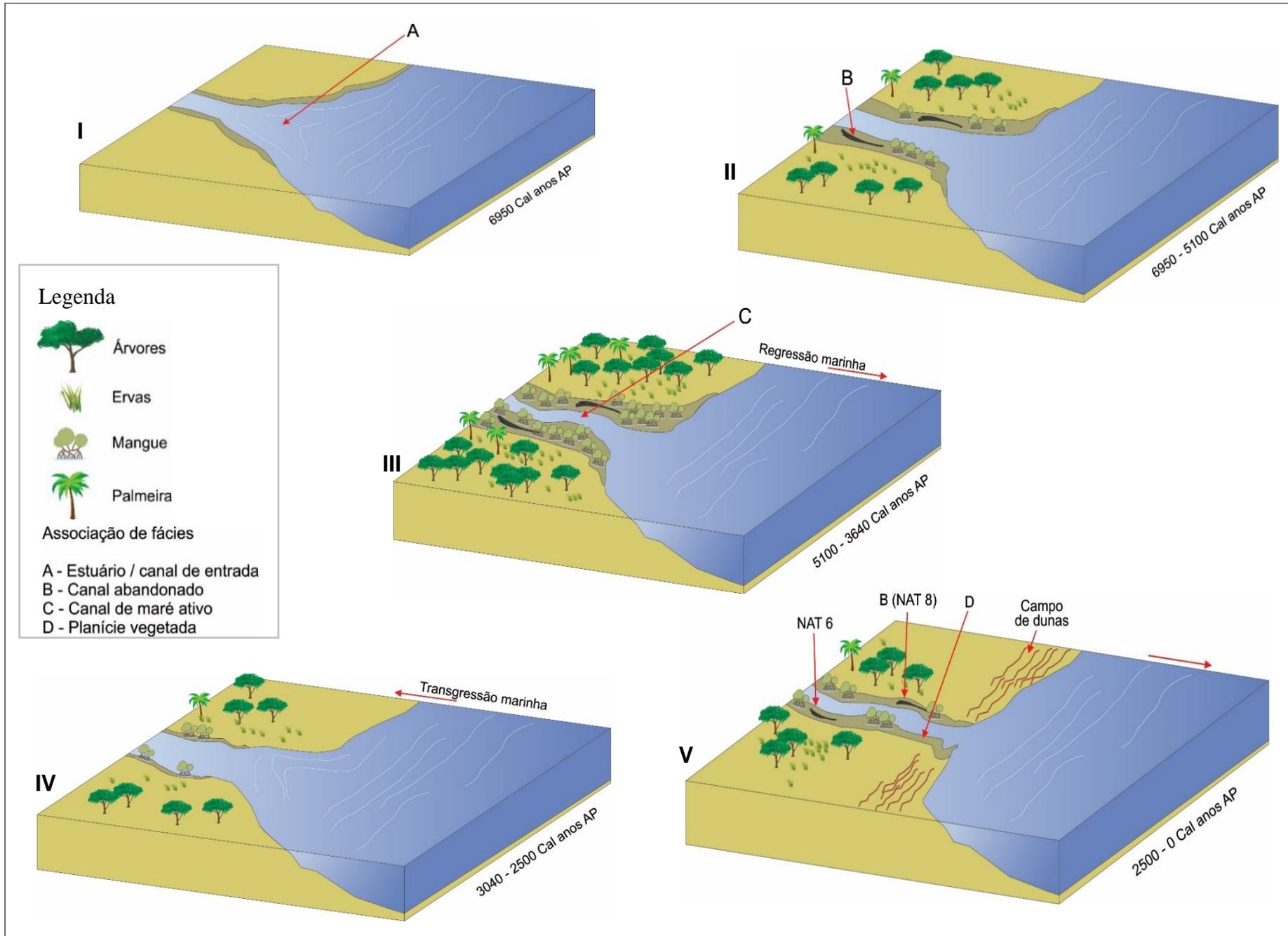


Figura 19 - Proposta do modelo evolutivo do ambiente deposicional e da paleovegetação da área de estudo.

Fonte: Autor

CAPITULO 7 CONCLUSÃO

A análise dos dados isotópicos e elementares ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, C/N), palinológicos, sedimentológicos e cronológicos (datações ^{14}C) da matéria orgânica sedimentar, obtidos a partir de dois testemunhos sedimentares (NAT 6 e NAT 8), na região costeira leste do Rio Grande do Norte, sugere que os manguezais iniciaram sua colonização entre ~6000 e ~5500 anos cal AP, com pleno estabelecimento em torno de 3640 cal AP anos, alternando-se com períodos de retração por volta 3040 a 2500.

Neste contexto, a dinâmica da vegetação durante o Holoceno pode ser relacionada com as variações do 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, como a migração do canal podem ter influenciado a dinâmica da área, que 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 no presente trabalho revelam que na associação de fácies estuário/canais ativos, referentes à base dos perfis estratigráficos, há ausência de grãos de pólen de manguezais, que pode ser consequência da intensa atividade hidrodinâmica do canal, retrabalhando sedimentos de sua margem e não necessariamente aos processos alocíclicos, mas sim autocíclicos.

Portanto, as sequências estratigráficas dos testemunhos analisados no presente trabalho, durante o último milênio, revelam que as sucessões sedimentares associadas às mudanças da vegetação e fonte da matéria orgânica estão relacionadas principalmente aos processos naturais de preenchimento de regiões costeiras, marcados por fácies de canais ativos, canais abandonados e planícies de maré.

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.
- Alongi D.M. 2002. Present state and future of the world's mangrove forests. *Environmental Conservation*, **29**: 331-349
- 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.
- Angulo R.J. & Lessa G. 1997. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranagua and Cananea 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 5.500 years in southern Brazil Laguna–Imbituba region, Santa Catarina State based on vermetid ¹⁴C ages. *Marine Geology*, **159** (1): 323-339.
- 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.
- 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. 2004. Análise palinológica de amostras de sedimentos superficiais e de um testemunho de sondagem da Baía de Guanabara, Estado do Rio de Janeiro. 120p. *Dissertação (Mestrado)*, Universidade Federal do Rio de Janeiro, realizada no Instituto de Geociências – Programa de PósGraduação em Geologia
- 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.
- Baker V.R. 1987. Paleoflood hydrology and extraordinary flood events. *Journal of Hydrology* **96**: 79–99.
- Bezerra, F.H.R., Barreto, A.M.F e Suguio, K., (2003). Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology*, **196**(1-2), 73-89.
- Bittencourt, A.C. S.P.; L. Martin; G.S. Vilas Boas and J-M Flexor 1979 Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia, Brazil. International Symposium of Coastal Evolution in the Quaternary (Suguio K., T. R. Fairchild., L. Martin and J-M. Flexor, editores), *Proceedings*, São Paulo, p. 232-253.

Bittencourt, A.C. S.P.; L. Martin; G.S. Vilas Boas and J-M Flexor 1979 Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia, Brazil. International Symposium of Coastal Evolution in the Quaternary (Suguio K., T. R. Fairchild., L. Martin and J-M. Flexor, editores), *Proceedings*, São Paulo, p. 232-253.

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.

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. Variation in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. *Phytochemistry, Oxford*, v. 10, p. 1239-1244, 1971.

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 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.

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

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

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., Angelica, R.S., Dias, B.S., Pequeno, T., 2008. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil during the last 1000 years. *Catena* 76, 70–77.

Cohen, M.C.L., Lara, R.J., Smith, C.B., Angélica, R.S., Dias, B.S., Pequeno, T., 2008. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years. *Catena* 76, 70-77.

Cohen, M.C.L. & Lara, R.J. 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., 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.

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.

CPRM - Companhia de pesquisa e recursos minerais. 2010 - Disponível em: www.cprm.br.

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.

Dominguez, J.M.L. - 1983 - Evolução quaternária da planície costeira associada à foz do Rio Jequitinhonha (BA): Influência das variações do nível do mar e da deriva litorânea de sedimentos. Salvador, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia). 73 p.

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.

Duke, N. C.; Ball, M. C.; Ellison, J. C. Factors influencing in mangroves biodiversity and distributional gradients. *Global Ecology and Biogeography Letters*, v. 7, p. 27-47, 1998.

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.

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. and 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.

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.

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

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.

Guimarães, José Tasso Felix ; Cohen, M. C. L. ; França, Marlon Carlos ; Lara, Rubén José ; Behling, Hermann. 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.

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.

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.

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.
- Herz, R. 1991. Manguezais do Brasil. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 227 p.
- Labomar UFC - Universidade federal do Ceará .instituto de ciências do mar. - Luis Parente Maia . Dr. Luiz Drude de Lacerda, Msc. Leonardo Hislei Uchôa Monteiro Bch. Guilherme Marques e Souza- 2005. Estudo das áreas de manguezais do nordeste do brasil.
- Lara, JR.; and 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.
- 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.
- Libby, Willard F., *Radiocarbon dating*, 2d ed., University of Chicago Press, 1955
- Lima, Paulo Gerson de, Ecosistema de manguezal. In: Uma prática de educação ambiental para alunos do 3º grau no manguezal do rio Ceará-Mirim/Extremoz. 2005. 118f. Dissertação (mestrado), Universidade do Rio Grande do Norte, Natal. 2005.
- 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., 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.
- Markgraf, V. and Bradbury, J.P. 1982: Holocene climatic history of South America. *Striae* **16**, 40–45.
- Masselink, G. E Van heteren, S. (2014) Response of wave-dominated and mixed-energy barriers to storms. *Marine Geology*, Volume 352, 321–347. 2014.
- Mesquita, A.R. de & 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.

- Muehe, D. & Neves, C. F. 1995. The implication of sea level rise on the Brazilian coast: a preliminary assessment. *Journal of Coastal Research*, SI: 14, 54-78.
- Munsell Color, 2009. Munsell Soil Color Charts. New Revised edition. *Macbeth Division of Kollmorgen Instruments*, New Windsor, NY.
- 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.
- 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.; 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.
- Pereira, S. D. 1998. Influência da variação relativa do nível do mar no manguezal de Guaratiba – Baía de Sepetiba – RJ. *Tese de Doutorado*. Centro de Geologia Costeira e Oceânica. UFRGS. 133 p
- Polioro et al., 2010. The loss os species: mangrove extinction risk and geographic areas of global concern. *PLoS*, **5** (4): 1-10.
- Prado, L.F., Wainer, I., Chiessi, C.M., Ledru, M.-P., Turcq, B., 2013. A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America. *Climate of the Past* **9**, 2117-2133.
- Raven, P.H.; Evert, R. F.; Eichhorn, S. *Biologia vegetal*. Rio de Janeiro: *Guanabara Koogan*, 1996, 728 p.
- 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*. *Spring-Verlag*. p551.
- 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. *Missori Botanical Garden*. 1991. 268p.
- Rull, V.; Vegas-Vilarrubia, T. & Espinoza, N. P. 1999. Palynological record f an early-mid Holocene mangrove in eastern Venezuela: Implications for sea-level rise and disturbance history. *Journal of Coastal Research*, v.**15** (2): 496-504.

- Salgado-Labourial M.L. Critérios e técnicas para o Quaternário. *São Paulo*. 387p. 2007.
- 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.
- 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. et al. Brazil mangroves. *Aquatic Ecosystem Health and Management*, v. 3, n. 4, p. 561-570, 2000.
- Schaeffer-Novelli, Y.; Cintrón-molero, G. Soares, M. L. G. Mangroves as indicators of sea-level change in the muddy coasts of the world. In: WANG, Y.; HEALY, T. (eds.), *Muddy coasts*. London: Elsevier, 2002. p. 245- 262.
- Spalding, M.D., Blasco, F. & Field, C.D. 1997. World Mangrove Atlas. *The International Society for Mangrove Ecosystems*, Okinawa, Japão. 178 p.
- Spalding, M.; Kainuma, M.; Collins, L. World mangrove atlas. London, Washington D. C., 2010. 319 p. ISBN 978-1-84407-657-4.
- 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.
- Stockmarr, J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*, v.8, p.615-621.
- Tissot, C.; Marius, C. 1992. Holocene Evolution of the Mangrove Ecosystem in French Guiana: A Palynological Study. *Tropical Ecosystems: Ecology and Management*. New Delhi: Wiley Eastern Limited. 333 – 347.
- 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.
- 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.

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**(2):115–123.

Vidotto, E. 2008. *Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Parque Estadual da Ilha do Cardoso-SP* durante o Quaternário tardio. TS Doutorado, Centro de Energia nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo xvii, 199p.

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

Kjerfve, B. & Lacerda, L.A. 1993. Mangroves of Brazil. In: Lacerda, L.D. (ed.) *Conservation and Sustainable Utilization of Mangrove Forests in Latin America and Africa Regions*. Part I. Latin America. ITTO/ISME, Okinawa. p: 245-272.

Wilson G.P., Lamb A.L., Leng M.J., Gonzalez S., Huddart D., 2005. $\delta^{13}\text{C}$ and C/N as potential coastal palaeoenvironmental indicators in the Mersey Estuary, UK. *Quaternary Science Reviews* **24**(18): 2015–2029.