

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
CENTRO DE ENERGIA NUCLEAR NA AGRICULTURA**

MARCOS ANTONIO BOROTTI FILHO

**Evolução dos manguezais do norte da Ilha do Cardoso
(Cananéia –SP), desde o Pleistoceno tardio**

**Piracicaba
2013**

MARCOS ANTONIO BOROTTI FILHO

**Evolução dos manguezais do norte da Ilha do Cardoso
(Cananéia –SP), desde o Pleistoceno tardio**

Dissertação apresentada ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Ciências

Área de concentração: Energia Nuclear na Agricultura e no Ambiente

Orientador: Prof. Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda

**Piracicaba
2013**

AUTORIZO A DIVULGAÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Seção Técnica de Biblioteca - CENA/USP

Borotti Filho, Marcos Antonio

Evolução dos manguezais do norte da Ilha do Cardoso (Cananéia – SP), desde o Pleistoceno tardio / Marcos Antonio Borotti Filho; orientador Luiz Carlos Ruiz Pessenda. - - Piracicaba, 2013.

137 f.: il.

Dissertação (Mestrado – Programa de Pós-Graduação em Ciências. Área de Concentração: Energia Nuclear na Agricultura e no Ambiente) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo.

1. Carbono 14 2. Datação 3. Dinâmica sedimentar 4. Ecossistemas de mangue (Mata Atlântica) 5. Granulometria 6. Isótopos estáveis 7. Pólen

I. Título

CDU 56 : 581 (815.6)

DEDICATÓRIA

Aos meus pais, Marcos e Eleonora, cujo apoio, incentivo e compreensão foram fundamentais para a concretização deste objetivo. Ao meu irmão Pedro, por estar sempre presente quando precisei.

AGRADECIMENTOS

Agradeço às pessoas que, direta ou indiretamente, me apoiaram na execução deste trabalho:

Aos meus pais, Marcos e Eleonora, que sempre me apoiaram e me incentivaram em minhas decisões.

Ao Prof. Luiz Pessenda, pela oportunidade e apoio.

Aos meus amigos do Laboratório ^{14}C : Álvaro Buso, Jaime Passarini, Mariah Correia, Flávio Lorente, Liz Mary Bueno, Thiago Barrios, Susy Gouveia, Aline Briques, Fernanda Torquetti, Janaina Silva e Victor Botteon.

Ao Prof. Marcelo Cohen (UFPA) pelo apoio nos trabalhos de campo, análises e discussões.

Aos Prof. Paulo Giannini (IG-USP) e Carlos Guedes (UNISANTOS) pelas sugestões.

Ao Prof. Michel Mahiques (IO-USP) pelo apoio à realização do trabalho de campo, por meio da disponibilização da estrutura do Instituto Oceanográfico em Cananéia.

À prof. Kita Macário (UFF) pela realização das datações ^{14}C via AMS.

Aos meus amigos de décadas: Julio, João Paulo, Vinicius, Gustavo, Henrique, Diego, Bruno e Fábio.

Ao meu amigo Adelino de Santi (Sandi) pela intensa amizade e companheirismo.

À minha amiga Gabriela Geerdink (Gérbera), que mesmo morando em outro país, ainda encontra tempo para fazer visitas-surpresa.

Ao meu amigo Rafael Barone, sem o qual minha história em Piracicaba teria sido diferente.

A republica Na T-Iha, especialmente Inguia, K-roço, Murxo, Spirro, Furunko e Stufa.

RESUMO

BOROTTI FILHO, M. A. A **Evolução dos manguezais do norte da Ilha do Cardoso (Cananéia –SP), desde o Pleistoceno tardio**. 2013. 137 f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2013.

Para o presente trabalho, três testemunhos foram amostrados nos manguezais João Cardoso (JC), Ipaneminha (IPA) e Perequê (PE), localizados na face norte da Ilha do Cardoso. Estudo interdisciplinar envolvendo descrições faciológica, análise granulométrica, datação ^{14}C , análises isotópicas e elementares de C e N e palinologia foram realizados com o objetivo de descrever a evolução sedimentar e da vegetação, com inferências climáticas. Entre 250 a 166 cm, o testemunho JC é composto de areia média creme-acinzentada base gradando para areia muito-fina cinza, com idades de 33.000 (198cm) e 29.400 anos cal. A.P. (166cm), carbono orgânico total (COT) de 0,044 a 0,633%, nitrogênio total (NT) de 0,002 a 0,017%, C/N de 7 a 30, $\delta^{13}\text{C}$ de -18,49 a -24,46‰ e $\delta^{15}\text{N}$ de 2,48 a 8,13‰), indicativos de matéria orgânica terrestre de plantas C3 e C4 e algas/fitoplâncton. A palinologia mostra predomínio de elementos arbóreos dos táxons *Alchornea*, *Drymis*, *Ilex*, *Myrsine*, *Myrtaceae*, *Podocarpus* e *Weinmannia* (até 10%, cada) e esporos de *Cyathea* e *Polypodiaceae* (30%), característico de clima frio e úmido. De 166 a 70 cm a fácies apresenta areia média com estratificação cruzada plano-paralela marcada por areia/argila cinza escura, indicando ambiente praiado de inframaré. Esta camada representa um hiato de ~27.000 anos cal. A.P. de sedimentação original, provavelmente erodidos durante transgressão Santos. Os testemunhos IPA e PE apresentam camada semelhante, iniciando na base (170 e 140cm, respectivamente), até aprox. 60 cm. A 163 cm no testemunho IPA foi obtida idade de ~2200 anos AP e ausência de palinomorfos. Sobre a camada da areia, nos três testemunhos, depositam-se sedimentos arenosos/argilosos bioturbados, com abundantes fragmentos/raízes vegetais e conchas. A partir de ~850 anos cal. A.P. (testemunho IPA - 50cm), a variação nos valores elementares e isotópicos de C e N indicam a substituição do predomínio de M.O. fitoplanctônica para M.O. de plantas C3, ainda com influência do fitoplâncton (COT: 0,15 a 12,8%; NT: 0,01 a 0,48%; $\delta^{13}\text{C}$: - 21,00 até - 29,00‰; $\delta^{15}\text{N}$: 8,00 a 3,40‰). A palinologia mostra um padrão semelhante nos três testemunhos. Os táxons *Alchornea*, *Arecaceae*, *Fabaceae*, *Hedyosmum*, *Myrsine*, *Myrtaceae*, *Podocarpus*, *Sloanea*, *Weinmannia* são os mais representativos entre os arbóreos (até 10%). Esporos de *Cyathea* e *Polypodium* e grãos de pólen de *Poaceae* e *Cyperaceae* correspondem a aprox. 30% da soma total, pouco variando. Estes valores indicam a presença das formações da Floresta Atlântica e da Restinga na região durante todo o período. O táxon *Rhizophora* sofre aumento neste período de 5 para até 22% nos dias atuais. Infere-se presença de manguezal na região e seu subsequente estabelecimento no local. Palinoforaminíferos e dinocistos são abundantes (até 15%) na base da camada, diminuindo em frequência para o topo (4%). Estes dados mostram uma progressiva diminuição na influência marinha, evoluindo de ambientes intermaré para ambiente de supamaré, devido à redução do nível marinho local durante o Holoceno tardio. Estes dados contribuem para o entendimento da evolução paleoambiental no litoral sul do Estado de São Paulo desde o Pleistoceno Tardio.

Palavras-chave: . Carbono 14 2. Datação 3. Dinâmica sedimentar 4. Ecossistemas de mangue (Mata Atlântica) 5. Granulometria 6. Isótopos estáveis 7. Pólen.

ABSTRACT

BOROTTI FILHO, M. A. **The evolution of mangroves in the northern face of Cardoso Island (Cananéia – SP) since the Late Pleistocene.** 2013. 137 f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2013.

For the present work, three cores were sampled on the “João Cardoso (JC)”, “Ipaneminha (IPA)” and “Perequê (PE)” mangroves, located at the northern face of the Cardoso Island. An interdisciplinary study involving facies, radiocarbon dating, elementary and isotopic carbon and nitrogen, granulometric and palynological analysis were carried with the objective of describing the vegetation and sedimentary evolution, with climatic inferences. Between 250 and 166 cm, the JC core is primarily constituted by grayish medium sand progressing to very fine sand, with ages of ~33.000 (198cm) and ~29.450 (166) cal yr AP. Total Organic Carbon (TOC) of 0,044% to 0,633%, Total Nitrogen (NT) of 0,001 to 0,017%, C/N ratios of 7 to 30, $\delta^{13}\text{C}$ of -18,49 to -24,46‰ and $\delta^{15}\text{N}$ of 2,48 to 8,13‰ indicates mixture of C3 and C4 terrestrial plants and phytoplanktonic sources. Palynology shows predominance of the arboreal elements *Alchornea*, *Drymis*, *Ilex*, *Myrsine*, Myrtaceae, *Podocarpus* e *Weinmannia* (up to 10% of total, each), *Cyathea* and *Polypodium* spores (up to 20%), characteristic of humid and cold climate. From 166 to 70 cm the facies show plane-parallel cross-bedded stratification marked by dark gray medium sand, indicating an inter-tidal environment. This layer represents a hiatus of ca. ~27.000 yr of original sedimentation, probably eroded on the Santos marine transgression. Cores IPA and PE present similar facies at their bases (170 and 140 cm, respectively) up to near 60 cm. At 163 cm, the IPA core shows age of ~2.000 cal yr AP, and no palynomorphs. On top of this sandy facies are layers of sandy/silty/clayey bioturbated sediments, with an abundance of root, shells and plant debris. Since ~850 cal yr AP, the isotopic and elementary values show a gradual substitution of the phytoplanktonic source of the sedimentary organic matter to a terrestrial C3 plant source on the three cores. Palynology also shows a similar pattern between the three records?, with *Alchornea*, *Arecaceae*, *Fabaceae*, *Hedyosmum*, *Myrsine*, *Myrtaceae*, *Podocarpus*, *Sloanea*, *Weinmannia* taxons the most well represented between the trees, with *Cyathea* e *Polypodium*, *Poaceae* e *Cyperaceae* with up to 30% of the total. These are characteristic of the Pluvial and sandbank forests. *Rhizophora* show an increase in this period from 5 to 22%, indicating the establishment and evolution of the mangrove vegetation on the area since ~850 cal yr AP. Palynoforaminifera and dinocyst show a diminishing pattern (from 15 to 4%) through this period, indicating a progressive decrease of the marine influence at the area, evolving an intertidal to a supratidal zone, following a decrease of local sea level during the late Holocene. This data contributes to a better understanding of the late Pleistocene environment evolution in the southeastern Brazilian coast.

Keywords: 1. Carbon-14 2. Radiocarbon dating 3. Sedimentary dynamics 4. Mangrove ecosystems 5. Granulometry 6. Stable Isotopes 7. Polen

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Curva de Decaimento radioativo do ^{14}C	19
Figura 2 - Localização da região em estudo	32
Figura 3 - Esboço geológico do sistema Cananéia-Iguape	34
Figura 4 - Estágios da evolução costeira do sistema estuarino Cananéia-Iguape	37
Figura 5 - Variações do nível marinho no Brasil durante o Holoceno	39
Figura 6 - Estruturação da cobertura vegetal das regiões litorâneas	44
Figura 7 - Localização dos testemunhos amostrados na Ilha do Cardoso.....	49
Figura 8 - Testemunho coletado com auxílio do trado russo	50
Figura 9 - Abertura dos testemunhos	51
Figura 10 - Resumo da estrutura sedimentar do testemunho JC	64
Figura 11 - Distribuição granulométrica do testemunho JC	70
Figura 12 - Granulometria e hidrodinâmica do testemunho JC	71
Figura 13 - Perfil sedimentar e descrição resumida das fácies do testemunho IPA	74
Figura 14 - Distribuição granulométrica do testemunho IPA	75
Figura 15 - Granulometria e hidrodinâmica do testemunho IPA	76
Figura 16 - Descrição faciológica do testemunho PE	77
Figura 17 - Raio-X do testemunho PE	78
Figura 18 - Composição de imagens (Google Earth/Satélite CBERS – Banda 5) da região de coleta dos testemunhos	79
Figura 19 - Granulometria do testemunho PE	80
Figura 20 - Valores isotópicos e elementares para o testemunho João Cardoso	86
Figura 21 - A. $\delta^{13}\text{C}$ x C/N. B. $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{15}\text{N}$. Testemunho JC	87
Figura 22 - Valores isotópicos e elementares de carbono e nitrogênio para o testemunho IPA	91
Figura 23 - $\delta^{13}\text{C}$ x C/N (acima) e $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{15}\text{N}$ (abaixo) para o testemunho IPA	92
Figura 24 - Valores isotópicos, elementares e razão C/N para o testemunho PE	96
Figura 25 - $\delta^{13}\text{C}$ x C/N para o testemunho PE	97
Figura 26 - Diagrama polínico (porcentagens) resumido do testemunho JC	102
Figura 27 - Diagrama resumido das concentrações dos grupos polínicos do testemunho JC	103
Figura 28 - Diagrama de porcentagens dos principais grupos do testemunho IPA	106
Figura 29 - Diagrama resumido de concentração dos principais tipos polínicos do testemunho IPA	107
Figura 30 - Diagrama polínico simplificado (porcentagens) para o testemunho PE	110
Figura 31 - Diagrama polínico simplificado (concentrações) para o testemunho PE	111

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Coordenadas geográficas dos pontos de amostragem.....	51
Tabela 2 - Protocolo de pré-tratamento para análise granulométrica à laser	52
Tabela 3 - Amostras selecionadas para datação ¹⁴ C	54
Tabela 4 - Pré-tratamento químico para datação ¹⁴ C	55
Tabela 5 - Datações ¹⁴ C do Testemunho JC	61
Tabela 6 - Datações ¹⁴ C para o testemunho IPA	62
Tabela 7 - Datações ¹⁴ C para o testemunho PE	65
Tabela 8 - Descrição detalhada das fácies do testemunho JC	67
Tabela 9 - Classificação e distribuição do tamanho das partículas, em porcentagens, do sedimento do testemunho JC	67
Tabela10 - Descrição de fácies do testemunho IPA	72
Tabela 11 - Análises isotópicas e elementares (C e N) da matéria orgânica do testemunho JC	81
Tabela 12 - Análises isotópicas e elementares (C e N) da matéria orgânica do testemunho IPA	88
Tabela 13 - Valores isotópicos para o testemunho PE	93

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	17
2 REVISÃO DA LITERATURA	18
2.1 Datação ^{14}C	18
2.2 Os ciclos fotossintéticos, isótopos estáveis de C e N da matéria orgânica e suas implicações paleoambientais.....	21
2.2.1 $\delta^{13}\text{C}$	23
2.2.2 Isótopos estáveis de Nitrogênio e os estudos paleoambientais.....	24
2.2.3 $\delta^{15}\text{N}$	24
2.2.4 Razão C/N.....	25
2.3 A análise de bioindicadores como <i>proxies</i> de mudanças paleoambientais	25
2.3.1 Palinologia.....	25
2.3.2. Estudos de reconstrução paleoambiental na região sudeste do Brasil.....	26
2.4 O sistema estuarino Cananéia-Iguape.....	31
2.4.1 Geologia e geomorfologia.....	33
2.4.1.1 Sismicidade do Sistema Cananéia-Iguape.....	33
2.4.1.2 Origem geológica do sistema Cananéia-Iguape.....	34
2.5 Variações no nível marinho no sudeste brasileiro desde o Pleistoceno tardio.....	38
3 OBJETIVOS	40
4 ÁREA DE ESTUDO	41
4.1 O Parque Estadual da Ilha do Cardoso.....	41
4.1.2. Clima.....	41
4.1.3. Vegetação.....	42
5 METODOLOGIA	48
5.1 Coleta dos testemunhos.....	48
5.2 Abertura, caracterização do testemunho e amostragem.....	51
5.2.1 Abertura.....	51
5.2.2 Descrição faciológica.....	52
5.2.3 Imagens por raio-X.....	52
5.2.4 Granulometria da fração mineral.....	52
5.3 Datação ^{14}C	53
5.4 Análises Isotópicas e elementares da matéria orgânica.....	56
5.5 Análise de bioindicadores.....	57
5.5.1 Grãos de pólen, esporos, dinocistos e palinoforaminíferos.....	57

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO	60
6.1 Trabalho de campo para verificação de sistema de falhas no relevo e sua possível ligação com a neotectônica e a sedimentação local.....	60
6.2 Datações ¹⁴ C.....	60
6.2.1 João Cardoso.....	60
6.2.2 Ipaneminha.....	61
6.2.3 Perequê.....	62
6.3 Estrutura Sedimentar.....	63
6.3.1 João Cardoso.....	63
6.3.1.1 Descrição Faciológica.....	63
6.3.1.2 Granulometria.....	67
6.3.2. Ipaneminha.....	72
6.3.2.1 Descrição faciológica.....	72
6.3.2.2 Granulometria.....	74
6.3.3 Perequê.....	77
6.3.3.1 Raio-X.....	78
6.3.3.2 Descrição faciológica.....	79
6.3.3.3 Granulometria.....	80
6.4 Análises isotópicas e elementares (C e N) da matéria orgânica.....	81
6.4.1 João Cardoso.....	81
6.4.2 Ipaneminha.....	88
6.4.3 Perequê.....	93
6.5 Palinologia.....	97
6.5.1 João Cardoso.....	97
6.5.2 Ipaneminha.....	104
6.5.3 Perequê.....	108
7 CONCLUSÕES	112
REFERÊNCIAS	112
ANEXOS	122

1. INTRODUÇÃO

Estudos de reconstrução paleoambiental utilizam métodos e técnicas de diversas áreas do conhecimento para se obter informações do registro sedimentar que possibilitem a reconstituição da evolução do ambiente e da paisagem pretéritos, principalmente das mudanças climáticas e seus impactos nas populações vegetais. Estas podem servir para a identificação de padrões de resposta que serão utilizados como base para modelos e previsões de mudanças futuras. Estes estudos utilizam proxies, ou seja, indicadores preservados no registro sedimentar para identificar eventos de mudança e estabelecer sua cronologia. Envolvem, portanto, uma gama de ferramentas, tais como a datação por ^{14}C e análises isotópicas e elementares de elementos leves (C, N, S, O e H) da matéria orgânica de solos e sedimentos; palinologia e sedimentologia.

No Brasil, diversos trabalhos têm sido realizados desde a década de 90, elucidando um panorama geral da evolução da vegetação, permitindo que se faça inferências climáticas desde os últimos 40.000 anos, período que corresponde ao Pleistoceno Tardio e Holoceno. Outro tipo de estudo importante nesta área diz respeito à evolução de ambientes costeiros e mudanças no nível marinho durante a última transgressão. Autores como Martin et al. (2003) e Angulo, Lessa e Souza (2006) têm apresentado conclusões divergentes quanto à existência de flutuações de alta frequência, seu início e máximo.

Os manguezais, vegetação naturalmente localizada em ambientes costeiros (faixas litorâneas intermarés), possuem exigências ambientais extremamente peculiares. Suas três espécies principais apresentam zonação de acordo com gradiente de salinidade, ocupando áreas bastante restritas. Por estas características, se tornam excelentes indicadores de variação da linha de costa (ELLISON, 2008; WOODROFFE et al., 2005; COHEN, 2005).

Diante do exposto pretende-se, utilizando os métodos e técnicas citados, estudar a evolução dos manguezais da Ilha do Cardoso, litoral sul do estado de São Paulo com ênfase às mudanças de vegetação e dinâmica marinha holocênica e a partir destas, inferir sobre as mudanças climáticas na região.

2. REVISÃO DA LITERATURA

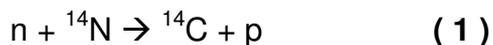
Nesta seção serão enfocados e discutidos os métodos e técnicas analíticas empregados no presente estudo serão apresentados conceitos sobre o método de datação por ^{14}C , a determinação do tipo de cobertura vegetal (arbórea, arbustiva ou fitoplanctônica) através da análise isotópica de C e N da matéria orgânica e da palinologia, em estudos realizados no Brasil.

Também serão apresentadas as características da paisagem (geologia, clima e vegetação) que tornam o litoral sul do Estado de São Paulo uma região interessante para a obtenção de registros da evolução da paisagem.

2.1. A datação ^{14}C

Proposto inicialmente por Willard F. Libby (1949), da Universidade da Califórnia, este método parte do princípio que o decaimento do isótopo radioativo ^{14}C pode ser associado com a idade do material ao qual pertence, contada a partir de sua morte. Para tanto, o método se vale dos seguintes conceitos.

O isótopo radioativo ^{14}C é formado na alta atmosfera através da colisão de uma partícula cósmica, mais precisamente um nêutron, com o núcleo de um átomo de ^{14}N . Esta colisão arranca um próton do ^{14}N e lhe dá um nêutron, formando o ^{14}C . A equação (1) resume este processo:



O átomo de ^{14}C resultante é radioativo e decai emitindo uma partícula beta (e^-) a partir de um nêutron que se converte novamente em próton, dando origem a um átomo de ^{14}N . A meia vida radioativa do ^{14}C é de 5730 ± 30 anos, com a seguinte curva de decaimento (Figura 1).

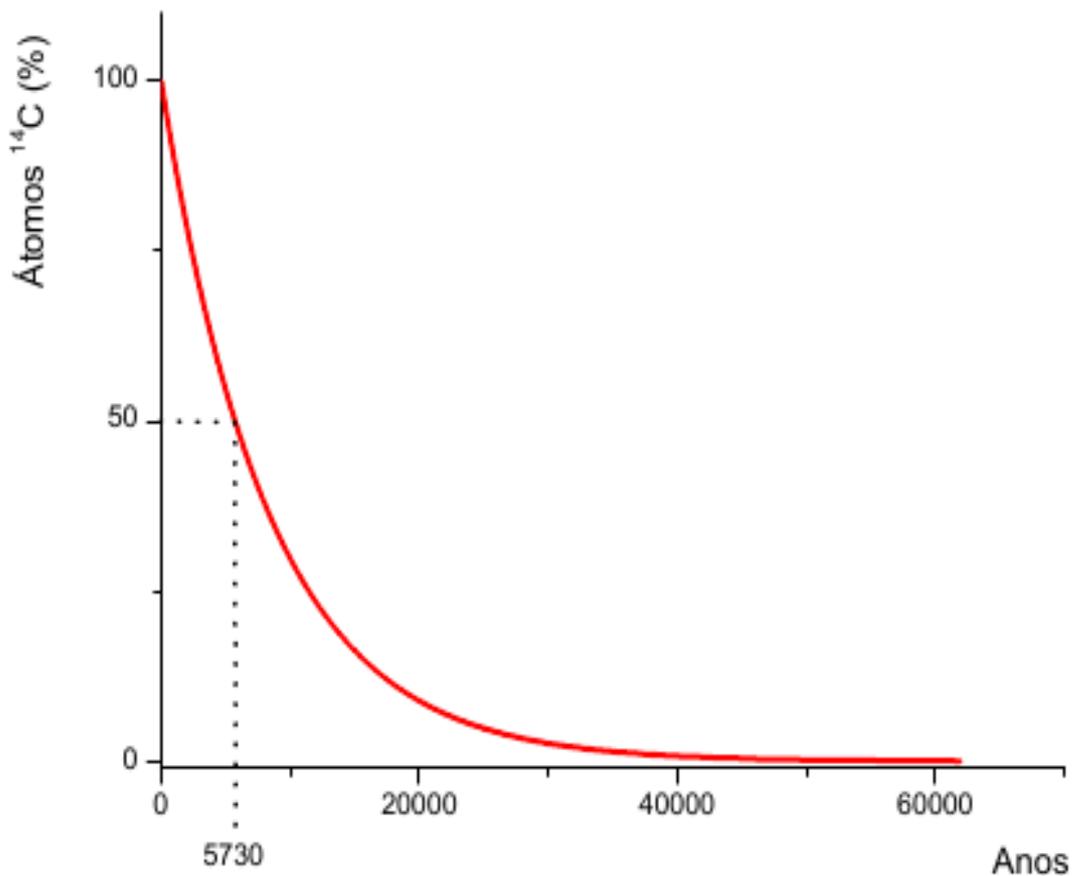


Figura 1 - Curva de decaimento radioativo do ^{14}C

Uma vez formado na alta atmosfera, o ^{14}C é oxidado, formando CO_2 . Este entra para a cadeia alimentar ao ser utilizado pelos organismos fotossintetizantes. Convenciona-se que a taxa de produção do ^{14}C atmosférico é constante, portanto a proporção do isótopo radioativo ($^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$) se mantém estável através da cadeia alimentar, e ao longo do tempo. Os organismos vivos, portanto, mantêm sempre a mesma concentração de ^{14}C durante toda a sua vida. Ao morrerem, no entanto, essa absorção cessa. (BROECKER, 2003). A partir desse momento a proporção $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ começa a diminuir, em função do decaimento radioativo. O cálculo da atividade radioativa de restos orgânicos permite estabelecer o tempo decorrido desde sua morte, revelando, efetivamente, sua idade. (OKUNO; CALDAS; CHOW, 1986 – equação 2).

$$N = N_0[2^{-(t/T_{1/2})}] \quad (2)$$

Na qual:

N = número de átomos na amostra.

N_0 = número de átomos no instante $t=0$.

t = intervalo de tempo decorrido.

$T_{1/2}$ = meia-vida do ^{14}C .

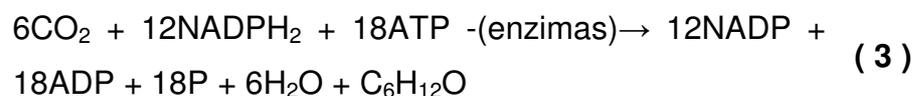
A medição da quantidade de ^{14}C em uma amostra pode ser realizada por via direta, ou indireta. A primeira, a cintilação líquida, utiliza reações fotoquímicas para medir a atividade radioativa dos átomos restantes na amostra. Portanto, quanto menor a atividade radioativa detectada, menor a quantidade de ^{14}C presente. Recentemente, com o desenvolvimento do método AMS – Accelerator Mass Spectrometry tornou-se possível medir diretamente a quantidade de átomos de ^{14}C de uma amostra, diminuindo a margem de erro e quantidade de amostra necessária para a análise em comparação com o método da cintilação líquida.

Presumia-se que a taxa de formação de ^{14}C na atmosfera seria constante ao longo do tempo (STUIVER; POLACH, 1977). No entanto, de Vries (1958) detectou anomalias em relação as datações obtidas e as reais idades de calendário das amostras. Vários fatores podem contribuir para essa discrepância: variação na intensidade dos raios cósmicos e conseqüentemente na taxa de formação do ^{14}C na alta atmosfera. Diversos substratos atuam como reservatórios de ^{14}C , tais como o oceano (através diferenças no fluxo de carbono através das correntes oceânicas e o ciclo global do carbono), sedimentos, e rochas sedimentares (BROECKER, 2003). Fez-se necessário então o desenvolvimento de processos de calibração dos resultados obtidos. Uma das fontes de comparação de idades ^{14}C com anos de calendário é a dendrocronologia, ou seja, a contagem dos anéis de crescimento de árvores de clima sazonal. Este método é aplicado principalmente em amostras de origem terrestre, cuja fonte de CO_2 é a atmosfera. Para a calibração de amostras sob algum efeito de reservatório, faz-se necessária a comparação do resultado obtido com curvas de calibração obtidas através da datação de microfósseis planctônicos, espeleotemas e corais (REIMER et al., 2009). As idades não

calibradas são expressas pela unidade anos antes do presente – anos AP – enquanto as idades calibradas são expressas pela unidade “anos de calendário antes do presente” – anos AP cal. O presente, neste caso, é definido como 1950. A escolha desta data deve-se ao fato de que a relação $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ foi alterada durante os repetidos testes nucleares realizados pelos Estados Unidos e União Soviética, passando a ser bem maior do que no período anterior aos testes (BROECKER, 2003).

2.2. Os ciclos fotossintéticos, isótopos estáveis de C e N da matéria orgânica e suas implicações ecológicas

Como visto anteriormente, a fotossíntese é o processo responsável pela conversão do CO_2 atmosférico em compostos orgânicos. Fisiologicamente, é dividida em duas etapas: a primeira, a “fase clara” ou fotoquímica aproveita a energia luminosa, utilizada por fitocromos que promovem? A fosforilação de moléculas de adenosina difosfato dando origem à adenosina trifosfato. Nesta fase a energia luminosa é efetivamente convertida em energia química. A segunda fase, conhecida como “fase escura” ou química, ocorre a redução do CO_2 absorvido até glicose (RAVEN et al., 1996), seguindo a seguinte reação geral (equação 3):



Existem, no entanto, diferenças morfológicas e bioquímicas no processo da fotossíntese, em função de adaptações a diferentes condições ambientais que permitem sua diferenciação em três grupos: plantas do ciclo C3, C4 e CAM (RAVEN et al., 2003).

No ciclo C3 (Ciclo de Calvin) a fixação do CO₂ em esqueletos orgânicos é mediada pela enzima Ribulose-bis-fostato (RuBisCO). Este representa o ciclo universal de fixação de carbono, utilizado por todas as plantas. As plantas que o utilizam exclusivamente pertencem ao que é denominado ciclo fotossintético C3. No entanto, existem grupos que realizam etapas e processos adicionais para a fixação do CO₂. Estes são conhecidos como C4 e CAM (*Crassulaceam Acid Metabolism*). As plantas C4 possuem um ciclo adicional de reações em conjunto com o ciclo de Calvin, denominado de “via Hatch-Slack”, na qual utilizam a enzima PEP-Carboxilase. Entre as angiospermas, as famílias que mais possuem representantes neste grupo são *Cyperaceae* e *Poaceae*. Plantas do ciclo fotossintético CAM, assim como as C4, fazem utilização das duas vias de reação mencionadas anteriormente. No entanto, ocorre uma separação entre as duas fases. À noite, sob ausência de luz ocorre a fixação de CO₂ pela PEP-Carboxilase, este então é convertido em ácido málico. Sob iluminação, no dia seguinte, se processa o ciclo de Calvin. Entre as angiospermas os táxons que possuem maior número de representantes são as cactáceas e bromeliáceas (RAVEN et al., 2003).

A enzima RuBisCO, além de reduzir o CO₂, também permite facilmente sua re-oxidação pelo O₂, através do processo de fotorrespiração. Sua eficiência na conversão de energia, portanto, é baixa. As plantas do ciclo C4 apresentam modificações morfológicas que permitem uma alta concentração de CO₂ no seu entorno, melhorando a eficiência do processo. Além disso, a enzima PEP-Carboxilase não é inibida pelo O₂, aumentando ainda mais a eficiência da conversão energética, além de permitir a abertura dos estômatos por um tempo menor. Ecologicamente, estes fatores conferem vantagem destas em relação às plantas do ciclo C3, principalmente em ambientes úmidos e de alta luminosidade. As plantas CAM não apresentam vantagem energética, mas, por sua “fase clara” ocorrer à noite, apresentam melhor eficiência na retenção de água, permitindo seu desenvolvimento em climas mais secos.

Em termos físico-químicos, estes diferentes processos de absorção e conversão de CO₂ em moléculas orgânicas, tendem a discriminar mais ou menos em relação ao isótopo estável do carbono, ¹³C. Este fato é a base teórica da análise isotópica de carbono da matéria orgânica, discutido a seguir.

2.2.1. $\delta^{13}\text{C}$

Os átomos de ^{12}C e ^{13}C são isótopos estáveis do carbono, ocorrendo natureza em proporções de 98,89% e 1,11%, respectivamente.

A determinação da composição isotópica de compostos orgânicos é realizada através de espectrometria de massas, que compara a razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ do material analisado com a de um padrão internacional (VPDB – Molusco fóssil da formação PEE DEE) (FARQUHAR; EHLERINGER; HUBICK, 1989) e é expressa através da unidade δ da seguinte maneira (equação 4):

$$\delta_{amostra}(\text{‰}) = \left(\frac{R_{amostra}}{R_{PDB}} - 1 \right) \times 1000 \quad (4)$$

Portanto, o $\delta_{amostra}$, nos fornece a diferença da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ da amostra em relação ao padrão. Amostras enriquecidas em ^{13}C em relação ao padrão apresentam valores de δ positivos, enquanto amostras empobrecidas apresentam valores negativos.

Pelas suas diferenças fisiológicas, as plantas C3 e C4 apresentam valores isotópicos muito distintos. Na primeira, os valores ocupam intervalo entre -33‰ e -22‰. Nas plantas C4, este intervalo encontra-se entre -17‰ e -9‰. As plantas CAM são indistinguíveis das outras duas, por apresentar metabolismo variável. Esta diferença entre os dois grupos se reflete na matéria orgânica depositada nos solos e sedimentos e pode ser analisada, permitindo a sua diferenciação e o estabelecimento de sua origem.

2.2.2. Isótopos estáveis do Nitrogênio e os estudos paleoambientais

Nos organismos vivos, o nitrogênio ocorre em abundância, sendo um dos principais átomos constituintes dos ácidos nucleicos e proteínas. Plantas não vasculares possuem uma proporção de nitrogênio maior em sua estrutura do que as plantas vasculares, uma vez que a lignina e a celulose, moléculas predominantes nas plantas vasculares, não possuem nitrogênio em sua estrutura molecular. (TALBOT; JOHANNESSEN, 1992). Sendo assim, o nitrogênio os valores elementares são uma ferramenta importante no auxílio da determinação das fontes da matéria orgânica de origem aquática (HERCZWEG et al., 2001).

2.2.3. $\delta^{15}\text{N}$

A razão isotópica do $\delta^{15}\text{N}$ é obtida a partir da razão $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ das fontes de nitrogênio disponíveis para as plantas nos ambientes terrestres e aquáticos. Esta diferença é preservada nos tecidos e serve como indicador das fontes da matéria orgânica. A razão δ tem como padrão o N_2 atmosférico e é calculada da mesma maneira que para o carbono 13, substituindo-se o R_{pdb} pelo R_{N_2} (equação 4). Os valores médios do $\delta^{15}\text{N}$ para as algas é de $\sim 8,5\%$, enquanto que para as plantas terrestres os valor é de $\sim 0,5\%$ (PESSENDA et al., 1987; MEYERS, 2003).

2.2.4. Razão C/N

O fitoplâncton também possui características isotópicas de ^{13}C e ^{15}N exclusivas, função do ambiente em que ocorrem. (MEYERS, 2003; WILSON et al., 1995). Plantas vasculares apresentam valores da razão C/N em torno de 20, ou mais, enquanto o material proveniente de fitoplancton apresenta valores entre 4 e 10. O nitrogênio orgânico dissolvido (disponível em ambientes aquáticos) tende a ser enriquecido em valores de até 10% quando comparado ao nitrogênio disponibilizado

pelas plantas terrestres pelos microorganismos fixadores, sendo, portanto, um excelente indicador de condições de umidade local. (MEYERS, 2003). Além dos valores isotópicos, a composição elementar de C e N também permite inferências precisas sobre a origem da matéria orgânica depositada nos sedimentos (MEYERS, 1994).

Porém, processos de decomposição da amostra podem causar alterações nos valores de C/N, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ da matéria orgânica sedimentar preservada causando sobreposições de valores, e dificultando a interpretação. Efeitos bioquímicos e escape de gases tendem a tornar a matéria orgânica sedimentar residual enriquecida em ^{13}C em relação à matéria viva (MACKO; ESTEP, 1984), assim como os diversos processos do ciclo do nitrogênio produzem fracionamento, resultando em valores de $\delta^{15}\text{N}$ enriquecidos (OWENS, 1897).

2.3. A análise de bioindicadores como *proxies* de mudanças ambientais

2.3.1. Palinologia

O termo palinologia refere-se ao estudo dos grãos de pólen de plantas (e suas aplicações práticas). Em um sentido mais amplo, refere-se aos estudos, classificação e descrição de estruturas microscópicas de origem orgânica, denominados palinomorfos (*paleinos* = “dispersar”, traduzido do grego), que englobam: esporos, grãos de pólen, algas, acritarcos, zoomorfos (dinoflagelados, foraminíferos, quitinozoários), fitoclastos e fragmentos vegetais amorfos. A palinologia baseia-se na premissa de que as estruturas encontradas no registro sedimentar estão representadas no presente (TRAVERSE, 1988), com morfologia específica para cada grupo taxonômico estudado. Além disso, a eficiente dispersão e a produção em abundância pelas plantas superiores garantam que este se seja um registro bem difundido e confiável. Palinomorfos agem aerodinamicamente e hidrodinamicamente como silte, estando presentes na maior parte dos sedimentos marinhos. Outros palinomorfos menos estudados, tais como foraminíferos, acritarcos (cistos de origem indeterminada) dinocistos, escolocodontes (peças bucais de

vermes marinhos) e esporos de fungos também representam fontes de informação importantes sobre a origem do sedimento no qual estão depositados (JANSONIUS; MCGREGOR, 1996). Relacionando-se a proporção de grãos de pólen com os outros tipos de palinórfos aqui citados, obtém-se um bom indicador da origem (terrígena ou marinha) dos sedimentos. Concentrações baixas de grãos de pólen corroídos (presumivelmente por oxidação), quando comparador com sequências de fácies sedimentares, podem representar sequências de deposição erosivas, podendo ser bons indicativos de sedimentos de origem transgressivas (grande concentração de palinórfos, valores da razão pólen/dinocistos rapidamente decrescentes em direção ao topo) ou regressivos (baixa concentração polínica, valores altos da razão pólen/dinocistos, palinórfos tafonomicamente alterados e mistura de origem da assembléia polínica (McCARTHY et al., 2003).

Portanto, o estudo dos palinórfos depositados no sedimento funciona como proxy para inferências sobre a dinâmica da vegetação de determinado local ao longo do tempo.

2.3.2. Estudos de Reconstrução Paleoambiental na Região Sudeste do Brasil

A seguir são relacionados as metodologias e resultados dos estudos de reconstrução paleoambiental sobre mudanças de vegetação e inferências ao clima, realizados no sudeste do Brasil, relacionados em ordem cronológica.

Absy e Suguio (1975) analisaram o conteúdo polínico de quatro testemunhos (de 25 a 50 metros de profundidade) coletados na Baixada Santista, São Paulo. Os testemunhos não foram datados. Os autores verificaram quatro fases distintas na evolução da paisagem local: a primeira apresenta predomínio dos táxons *Ilex*, *Melastomataceae* e *Proteaceae*, interpretados como sendo provenientes de vegetação aberta, sob regimes climáticos mais secos. A segunda zona é marcada pelo aparecimento de grãos de pólen de *Rhizophora*, além de foraminíferos, provavelmente relacionados a subida do nível marinho durante o Holoceno. Logo após, na terceira zona, verifica-se o decréscimo das porcentagens dos táxons *Poaceae* e *Asteraceae*, e o aumento de táxons arbóreos e abundância de

foraminíferos. A última zona representa o declínio dos elementos de floresta e aumento dos táxons herbáceos, com diminuição dos foraminíferos, a que os autores atribuem à mudanças ambientais introduzidas pela influência antrópica.

Entre 39,900 até aprox. 14.300 anos AP, De Oliveira (1992) verificou, através do registro palinológico da Lagoa de Serra Negra (MG), condições climáticas mais frias e úmidas do que as atuais. Dentre os táxons mais representativos encontram-se *Araucaria*, *Podocarpus*, *Ericaceae* e *Ilex*, tipicamente associados às florestas tropicais de altitude. Estes táxons desapareceram a partir de 14.300 anos A.P., dando lugar a táxons de campo. Infere-se, a partir desta condição, aumento e na temperatura.

De Oliveira (1992) estudou a palinologia de um perfil sedimentar na Lagoa dos Olhos (MG), e verificou clima frio e semi-úmido entre 19.500 e 13.700 anos AP, inferido a partir de registros de elementos de Mata de Galeria, além de grandes quantidades de grãos de pólen de *Caryocar*, árvore característica do cerrado, e também de *Podocarpus*, reforçando a interpretação. A partir de 13.700, a ocorrência de partículas de carvão sugere a presença de paleoincêndios, e permitem a interpretação de um clima mais seco em relação ao anterior.

Na região de Salitre (MG), Ledru (1993) identificou na assembléia polínica predomínio de elementos herbáceos, inferindo-se clima mais seco. A presença de grãos de pólen de *Acaucaria*, *Ilex*, *Symplocos* e *Drymis*, que sugerem uma diminuição da temperatura na região durante o Pleistoceno tardio e início do Holoceno (entre 12.890 e 10350 anos AP). Além disso, dois eventos de retração da cobertura vegetal durante o Holoceno Superior (ca. 10500 anos A.P.) e durante o Holoceno Médio (ca. 4500 anos A.P.) são registrados. A autora infere a causa da retração florestal como sendo períodos de seca. Contudo, dados isotópicos da matéria orgânica do solo da mesma área, levantados por Pessenda et al. (1996), não verificaram retração da vegetação florestal (plantas do ciclo C3) mesmo durante os períodos mais secos acima citados.

Behling (1998) afirma, baseado na assembleia polínica, que a área de cerrado - que ocorre em substituição aos campos e matas de galeria durante o último período glacial - no Sudeste do Brasil foi bem maior durante o Holoceno Superior (~10.000 anos A.P) do que no final deste período. As ilhas de cerrado encontradas

hoje no meio da floresta estacional parecem indicar uma distribuição anterior do cerrado bem maior. Os registros mais antigos de pólen de cerrado na região ocorrem há cerca de 32.000 anos A.P. (LEDRU, 2002), indicando clima quente e úmido. Parizzi, Kohler e Salgado-Laboriau (1998) verificaram, através da análise isotópica de um perfil sedimentar em Lagoa Santa (MG), o aumento da umidade entre 5.300 e 3.400 anos AP, marcada pela substituição de um pântano por um corpo lacustre circundado por vegetação de Cerrado Arbóreo e Mata de Galeria, inferindo-se condições climáticas mais úmidas do que durante o Holoceno Inferior. Entre 3.000 e 1.800 anos A.P., foi observado aumento na concentração de grãos de pólen arbóreos e arbustivos originados da vegetação de Cerrado, sugerindo vegetação semelhante à atual.

Ainda na Lagoa Santa, estudo realizado por Salgado-Laboriau (2001) em um perfil sedimentar verificou registro polínico característico do bioma Cerrado entre 10.000 e 7.000 anos A.P.. Durante o Holoceno médio ocorreu uma transição entre clima seco e semi-úmido, caracterizado pela vegetação mais densa. A partir dos últimos 5.000 anos, o clima passa a ter condições semelhantes às atuais e a vegetação a ser composta por táxons de Cerrado Arbóreo, Floresta semidecídua e Veredas.

No sul e sudeste do Brasil, Behling (1998; 2007) e Behling et al. (2002; 2004 e 2007) caracterizaram que durante o Último Máximo Glacial, áreas de campo ocupavam as regiões onde ocorrem atualmente as formações florestais de Floresta de Araucária. Em Ponta Grossa (PR), análises palinológicas mostram a presença de vegetação de campos durante o período anterior ao Último Máximo Glacial.

Coelho, Barth e Chaves (2001) estudaram o conteúdo polínico de um manguezal na Baía de Sepetiba, Rio de Janeiro. Os autores selecionaram as amostras a serem analisadas de acordo com as variações na sedimentação apresentadas pelo testemunho. Foram caracterizadas quatro fases distintas: a primeira, entre 6.300 a 4.650 anos AP caracterizaria clima mais úmido do que o atual. A segunda, entre 4.560 e 1.350 apresentaria redução nas condições de umidade. A fase seguinte, a partir de 1.350 anos, representa o retorno de condições mais úmidas. Em todas as fases os autores verificam predomínio de taxa de Mata Atlântica, provenientes de transporte fluvial.

Gouveia et al. (1999; 2002) utilizando isótopos de carbono dos solos e avaliação de identificação de carbono do solo, inferiram sobre o padrão de vegetação e clima nas regiões de Anhembi, Jaguariúna e Botucatu, no estado de São Paulo; além de Pontes e Lacerda, no estado de Minas Gerais. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ pontos de Botucatu (-24,7 a -26,3‰), Anhembi (-22,3 a -24,3‰) e Pontes Lacerda (-23,5 a -27,3‰) indicam predomínio de plantas C3 durante todo o Holoceno. Padrão diferente foi observado para Jaguariúna. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ (-17,00 a -23,00‰) indicam presença significativa de plantas C4, indicando condições mais secas desde o Pleistoceno Tardio até o Holoceno. Alta frequência de paleoincêncios entre 6.000 e 3.000 anos AP foram inferidos através da alta concentração de fragmentos de carvão em todos os locais analisados.

Em Londrina (PR), Pessenda et al. (2004), através da análise isotópica do carbono dos solos verificaram o domínio de plantas C4 desde o Pleistoceno tardio, podendo-se inferir clima mais seco do que o atual.

Oxisolos coletados em Salitre (MG) permitiram a Pessenda et al. (2004) verificar, a partir do $\delta^{13}\text{C}$ e fragmentos de carvão, o domínio de plantas C3 com forte influência de plantas C4 durante o Holoceno. Com base em assembléias polínicas distintas pelo Brasil, Ledru et al. (1998) verificaram desde o Pleistoceno Superior em Salitre/MG, três períodos de mudanças na vegetação. O primeiro (12.000 e 8.000 anos A.P.) foi marcado pela retração da cobertura florestal (com exceção da região de Salitre/MG). Posteriormente, até 4.500 anos AP, foi inferido clima mais úmido com recuperação da cobertura florestal. Por último, de 4.500 anos até o presente, os autores verificaram a intensificação da umidade verificada anteriormente, atribuída por eles às mudanças nos padrões de circulação climáticas causadas pelo deslocamento da Zona de Convergência Intertropical em direção ao sul, até maiores latitudes, barrando frentes polares.

Pessenda et al. (2009), em estudo interdisciplinar na Reserva de Curucutu, localizado na Serra do Mar próximo à cidade de Mongaguá e cerca de 800 metros de altitude, apresentam dados isotópicos de Carbono e registros palinológicos a fim de medir o impacto da glaciação na vegetação nativa na Serra do Mar, atualmente composta por vegetação florestal e de campos de altitude, em região de Mata Atlântica. Os resultados obtidos mostram que entre 28.000 anos AP e

aproximadamente 22.000 anos AP ocorre presença de florestas subtropicais de coníferas (*Araucaria*), indicativos de condições climáticas úmidas e frias. Estes dados são corroborados por dados de carbono isotópico que sugerem a presença de plantas do ciclo fotossintético C3 no período. De 19.450 a 19.000 anos AP, percebe-se um aumento na sedimentação, associado a esporos de algas, o que mostra um aumento na umidade local no período. Os autores também atentam para um hiato de aproximadamente 4000 anos, de 19.000 a 15.000 anos AP, que atribuem a um processo erosivo. A partir desse ponto, fica registrada a progressão do clima e vegetação às condições atuais.

Oliveira et al. (2009) analisaram elementos principais (Fe, Mg, K, P, Ti) e traços (As, Br, Co, Cr, Cs, Hf, Rb, Sb, Sc, Ta, Th e U) de um testemunho sedimentar lacustre de ambiente cárstico localizado no Parque Estadual do Vale do Rio Ribeira (SP). Os resultados obtidos permitiram inferências climáticas para os últimos 1030 anos AP. Entre 1030 e 730 anos AP, o solo dos arredores estava coberto por uma densa floresta pluvial e protegido da erosão, indicando clima quente e úmido. Entre 730 e 360 anos AP, o aumento da sazonalidade e frequência das chuvas levaram ao aumento da erosão nos perfis de solo, com condições mais úmidas inferidas entre 490 e 360 anos AP. A partir deste momento, infere-se a diminuição da precipitação e na erosão, refletida na diminuição dos elementos geogênicos

Estudo realizado no Parque Estadual Turístico do Alto do Ribeira (PETAR) por Pessenda et al. (2010) apresenta dados paleoambientais baseados na composição isotópica e elemental ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, TOC e N) e nos registros polínicos obtidos de um testemunho sedimentar lacustre. Valores de porcentagem de pólen arbóreo entre 40 e 80%, $\delta^{13}\text{C}$ entre -23,0 e -30,0‰, $\delta^{15}\text{N}$ de ~4,0‰ indicam vegetação florestal com influência fitoplanctônica como origens da matéria orgânica dos sedimentos durante o último milênio.

Pessenda et al. (2012), em estudo que utilizou análises elementares e isotópicas da matéria orgânica, palinologia e diatomáceas de um testemunho de manguezal no litoral sul do Estado de São Paulo (Ilha do Cardoso, Cananéia – SP) verificou predomínio de plantas C3 durante o período entre > 40.000 anos cal. AP até ~23.000 anos cal. AP. A análise polínica neste intervalo revelou a presença dos gêneros *Ilex*, *Alchornea*, *Weinmannia*, *Myrsine*, *Symplocos*, *Drymis* e *Podocarpus*,

indicando a presença da floresta ombrófila no local atualmente ocupado pelo manguezal. Entre ~23.000 anos cal. AP até ~2200 anos cal AP um hiato sedimentar foi verificado, relacionado pelos autores a processos erosivos decorrentes da última transgressão marinha. A partir de ~2200 anos AP os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ tornam-se mais enriquecidos. Juntamente com valores baixos de razão C/N (~2 a ~27) e a presença de diatomáceas marinhas, indicam o retorno da linha de costa a sua posição atual, juntamente com o estabelecimento e desenvolvimento do manguezal no local.

2.4. O sistema estuarino Cananéia-Iguape

O sistema Cananéia-Iguape localiza-se no extremo sul do litoral do estado de São Paulo (Figura 2), na divisa com o estado do Paraná, na latitude de 25°S. O sistema faz parte da bacia hidrográfica do rio Ribeira do Iguape (maior rio paulista que flui diretamente para o oceano) e recebe parte de sua drenagem. Este sistema desempenhou papel importante na evolução da paisagem local durante o Quaternário. (SUGUIO; TESSLER, 1992). Sua planície costeira é extensão dos complexos cristalinos da Serra do Mar, avançando oceano adentro, estendendo-se por cerca de 2.500 km² (SUGUIO; TESSLER, 1992). Depósitos Plestocênicos e Holocênicos jazem sobre este sistema, juntos formando quatro ilhas principais: Ilha do Cardoso, Cananéia, Ilha Comprida e Iguape).

O padrão hidrodinâmico do estuário é influenciado pelas correntes de maré regionais, assim como pela descarga de água-doce dos afluentes regionais (TESSLER; SOUZA, 1998).

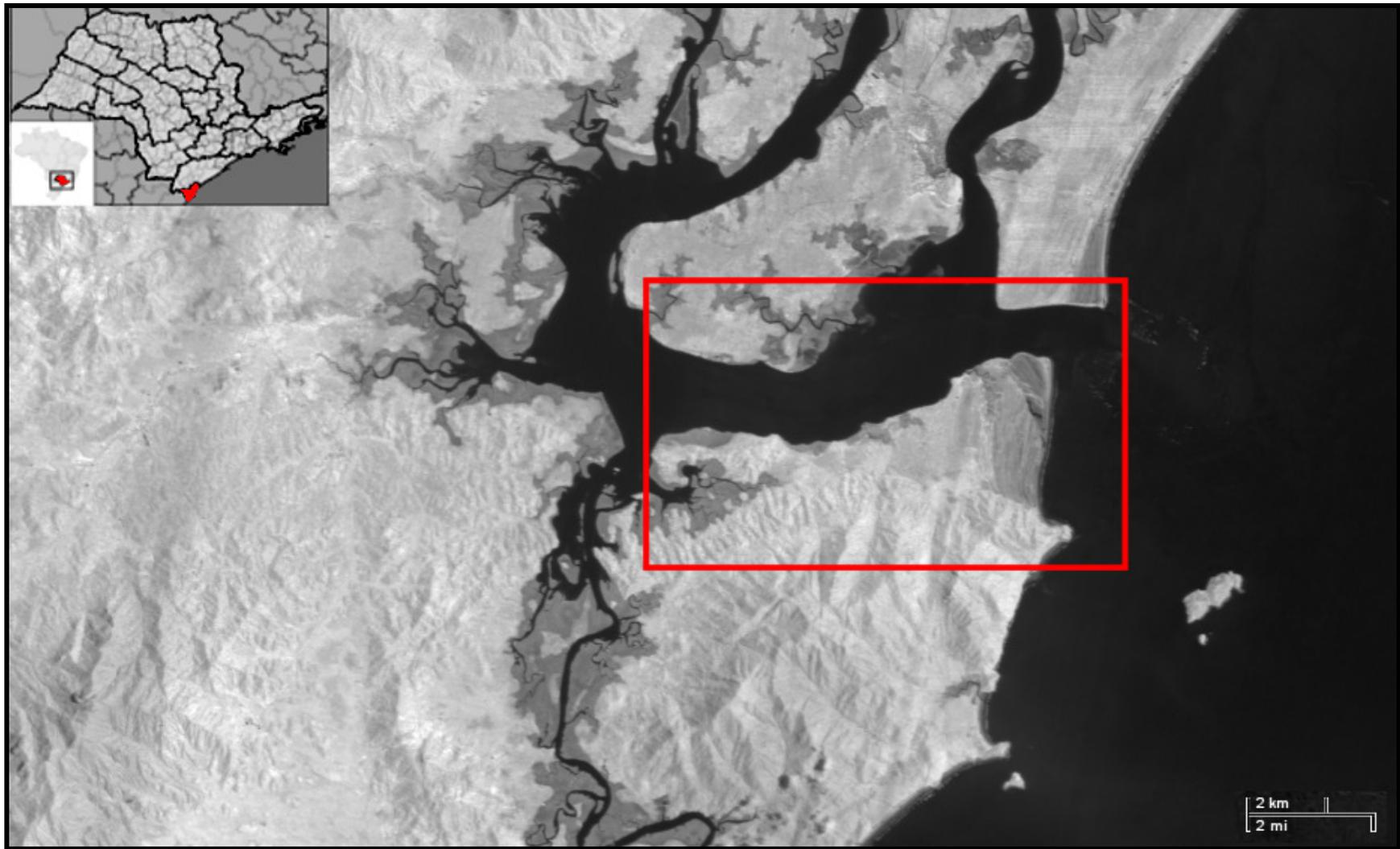


Figura 2 - Localização da região em estudo

2.4.1. Geologia e Geomorfologia

2.4.1.1. Sismicidade do Sistema Cananéia-Iguape

Historicamente, o Brasil é considerado como um país sismicamente estável, pois se encontra no interior de uma placa tectônica, longe de regiões de limítrofes. Suas feições foram moldadas principalmente pela erosão. No entanto desde meados do século passado, estudos vêm sendo realizados e cada vez mais evidências de atividades tectônicas tem sido recuperadas. As margens continentais do Atlântico apresentam comportamentos sedimentares que podem ser atribuídos à emersão, em sua extensão sul-sudeste, e à submersão, em sua extensão leste-nordeste. Em escala regional, desenvolveram-se falhas que condicionaram movimentos opostos de soerguimento da Serra do Mar e subsidência da Bacia de Santos (ALMEIDA; CARNEIRO; 1998). Martin e Suguio (1975) admitem, em função destas observações, intensa movimentação tectônica desde o Pleistoceno, com redução dessa atividade durante o Holoceno. Pressinotti e Pressinotti (1980) condicionam a evolução da Zona Sismogênica de Cananéia (IPT, 1989, detalhada adiante), na qual se insere a planície costeira, a abatimento de blocos. No mesmo sistema, Souza et al. (1996) a partir da análise de dados gravimétricos, relaciona a evolução tectônica regional à eventos Cenozóicos responsáveis pela formação do *rifte* continental do sudeste do Brasil. No estudo, os autores destacam três aspectos principais.

O primeiro, o “alto gravimétrico de Cananéia”, alinha-se na direção NW-SE e representaria o bloco emergente, dominado por um sistema de falhas. O segundo e terceiro, denominados “Baixo gravimétrico de Cananéia” e “baixo gravimétrico de Iguape” caracterizam-se por espessos depósitos sedimentares, representando basculamento do bloco de abatimento. Estas características permitiram aos autores propor a existência de um sistema de falhas na região. O registro de 3 sismos de alta intensidade na região (MIOTO, 1984), corroboram os estudos anteriores, e levaram à definição pelo IPT, em 1989, da Zona Sismogênica de Cananéia, admitindo-se movimentos tectônicos na porção sudeste do litoral brasileiro.

Riccomini (1995) identifica padrões de fraturamento no maciço alcalino do sistema Cananéia-Iguape, relacionando-os à tectônica regional, desenvolvida principalmente no Mesozóico/Cenozóico inferior e conclui que a região apresenta potencial para estudos sobre a tectônica

2.4.1.2. Origem Geológica do Sistema Cananéia-Iguape

A Bacia do rio Ribeira pertence geomorfologicamente à Província Costeira, que se limita com o Planalto Atlântico através de seus divisores, as Serras do Mar e de Paranapiacaba. Tanto em termos geomorfológicos como geológicos a Bacia do Ribeira pode ser dividida em dois grandes subdomínios: as baixadas litorâneas e barreiras, constituídas principalmente por sedimentos cenozóicos (SAWAKUCHI et al., 2008), e as serras costeiras, constituídas em geral por embasamentos de rochas cristalinas, e metassedimentos de idades cambrianas e mesozóicas, respectivamente (WEBER, 1998) (Figura 3).

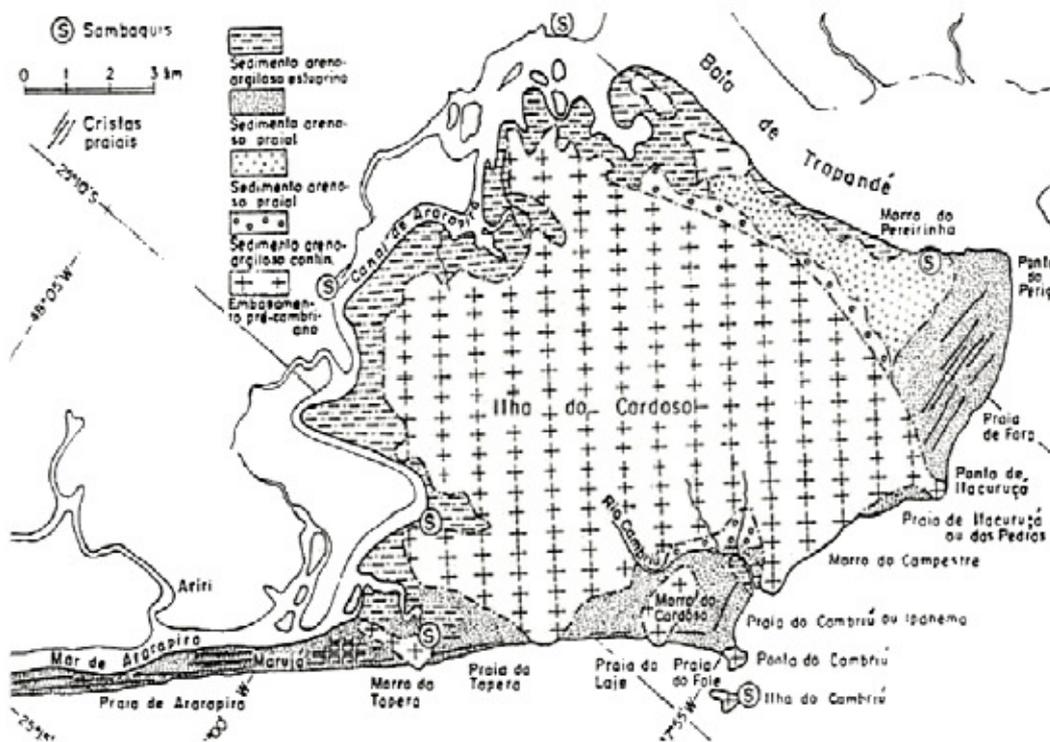


Figura 3 - Esboço geológico do sistema Cananéia-Iguape (SUGUIO, 1993)

A evolução geológica da Bacia do Ribeira do Iguape pode ser caracterizada em 3 grandes estágios (SPINELLI; GOMES, 2008):

1º. Estágio: Orogênico, com idades entre 650 e 540 Ma associados a deformações, magmatismo e metamorfismo, e que costumeiramente recebe o nome de Cinturão do Ribeira.

2º. Estágio: Com o resfriamento do Cinturão do Ribeira, a região passa a fazer parte do antigo supercontinente Gondwana, passando por um longo período de estabilidade tectônica, que durou até o mesozóico. Os últimos remanescentes dessa estrutura encontram-se no extremo oeste da Bacia, no estado do Paraná, com a deposição das Formações Furnas e Ponta-Grossa.

3º. Estágio: Ruptura do Gondwana, no mesozóico (entre o Jurássico e o Cretáceo), e conseqüente separação dos continentes Americano e Africano, representado por aglomerações de diques de rochas básicas com orientação NW, denominado alinhamento de Guapiara, e grandes corpos de rochas ígneas alcalinas, como os de Jacupiranga, Juquiá, e Pariquera-açu.

A estruturação geológica é dada pelos maciços cristalinos mais antigos. Nesse sistema, uma zona de cisalhamento com direção NE datando do início do período Paleozóico condiciona os principais compartimentos geológicos. Até mesmo unidades geológicas mais recentes como as ígneas mesozóicas e sedimentares cenozóicas mostram condicionamento por essas estruturas, reativadas em tempos mais modernos (CAMPANHA et al., 1995).

Desde o Pleistoceno tardio, a evolução geológica da região foi marcada por eventos de transgressão e regressão marinhas (MARTIN; SUGUIO, 1978), divididos em 5 estágios (Figura 4).

O primeiro estágio compreende o período do máximo do nível marinho Pleistocênico, há cerca de 120.000 anos. Este período é conhecido como Transgressão Cananéia, durante o qual o nível marinho era 8 metros mais alto do que o atual, atingindo o sopé da Serra do Mar. Como consequência, houve a sedimentação de areias-argilosas marinhas transgressivas sobre os sedimentos de

origem continental anteriormente depositados. O próximo estágio diz respeito à regressão que se seguiu após este período, responsável pelo depósito de cordões arenosos sobre as areias transgressivas. O terceiro estágio representa o máximo da regressão marinha Pleistocênica tardia, ocorrido há aproximadamente 17.000 anos A.P. O nível marinho nesta época estaria há cerca de 110 m abaixo do atual. Com o nível de base tão distante, passa a ocorrer a erosão dos depósitos transgressivos e de início de regressão locais, formando os vales incisos de planície costeira atuais. O quarto estágio é marcado um novo momento de transgressão marinha, com máximo de aproximadamente 5100 anos A.P., denominado Transgressão Santos. Neste período o mar adentra pela planície, em seus níveis mais baixos, formando extensas lagunas. Seu ambiente protegido permite o depósito de silte/argila e matéria orgânica. No entanto, a transgressão continua, promovendo o retrabalhamento/erosão das partes mais altas da formação Cananéia.

O quinto e último estágio, que culmina nos dias atuais, é representado pela formação de sistemas de cordões arenosos litorâneos regressivos em diferentes fases, devido às oscilações no nível relativo marinho (NRM) neste último período. Alguns autores, no entanto, discordam que tenham existido oscilações de alta frequência no NRM após a Transgressão Santos. (ANGULO; LESSA; SOUZA, 2006).

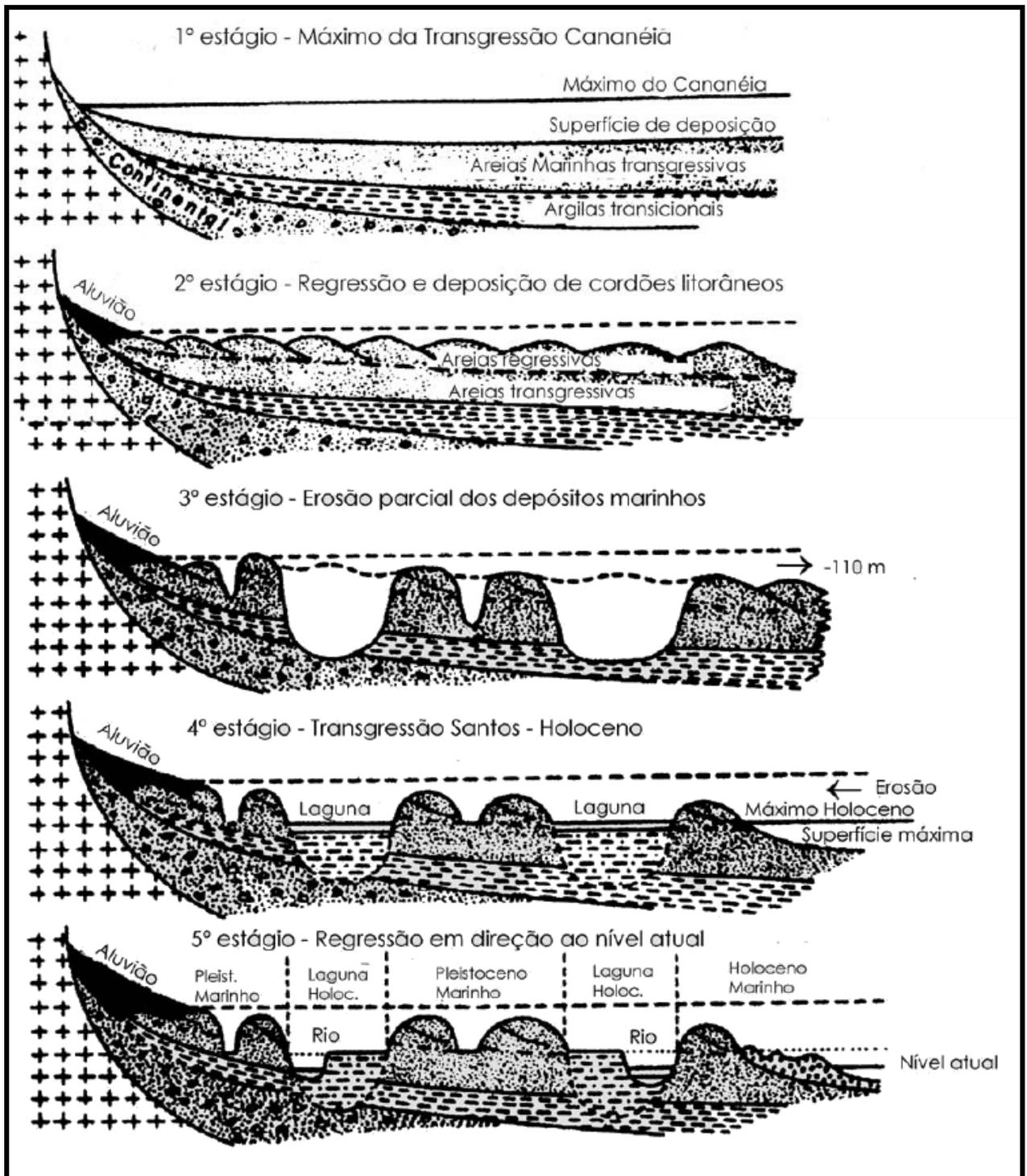


Figura 4 - Estágios da evolução do sistema estuarino Cananéia-Iguape, adaptado de Suguio e Martin (1979)

2.5. Variações no nível marinho no sudeste brasileiro desde o Pleistoceno tardio

Suguio et al. (1985), explicam que as variações no nível marinho são resultados de variações absolutas do nível marinho (“eustasia”) e de variações no nível dos continentes (“isostasia” e tectonismo). São três os fatores controladores do primeiro tipo: (i) glacio-eustasia, que são variações causadas pelo aprisionamento da água em forma de gelo sobre os continentes nos períodos glaciais (pode causar a subsidência da plataforma continental - isostasia). (ii) Tectono-eustasia, dada pela variação do volume das bacias oceânicas ocasionadas por movimentação das placas tectônicas. (iii) Geóide-eustasia: variações no formato das bacias oceânicas ocasionadas por perturbações no geóide terrestre (podem ser ocasionadas por diversos motivos. Os efeitos ocasionados por estas variações são percebidos em escala global. Já perturbações de escala regional podem ser causadas por três fenômenos distintos: (a) Isostasia, explicada acima; (b) tectonismo: movimentação intra-/inter-placas, afetando a conformação do substrato e (c) deformações do geóide continental.

Diversos autores já estudaram as flutuações no nível relativo marinho, suas causas e consequências, utilizando diversas evidências e dados *proxy*, tais como variações na sedimentação, posicionamento de organismos sésseis (vermetídeos, ostras) nos costões rochosos, dados arqueológicos (localização de sambaquis em relação à costa, entre outros. (SUGUIO et al., 1985; MARTIN et al., 2003; ANGULO; LESSA; SOUZA, 2006).

Para região sudeste, os estudos citados indicam que durante o Holoceno, a primeira ocorrência de nível marinho superior ao atual foi entre 7.800 e 6.700 anos A.P. calibrados. O máximo holocênico, denominado Transgressão Santos, teria ocorrido por volta de 5100 anos cal A.P. e, a partir de então, o nível marinho teria descido até ao nível atual. No entanto, um ponto discordante entre os trabalhos citados seria a existência ou não de grandes oscilações de alta frequência ocorridas durante este período. Angulo, Lessa e Souza (2006) discordam da visão de Suguio e Martin (data) de que estas oscilações (Figura 5) teriam de fato ocorrido.

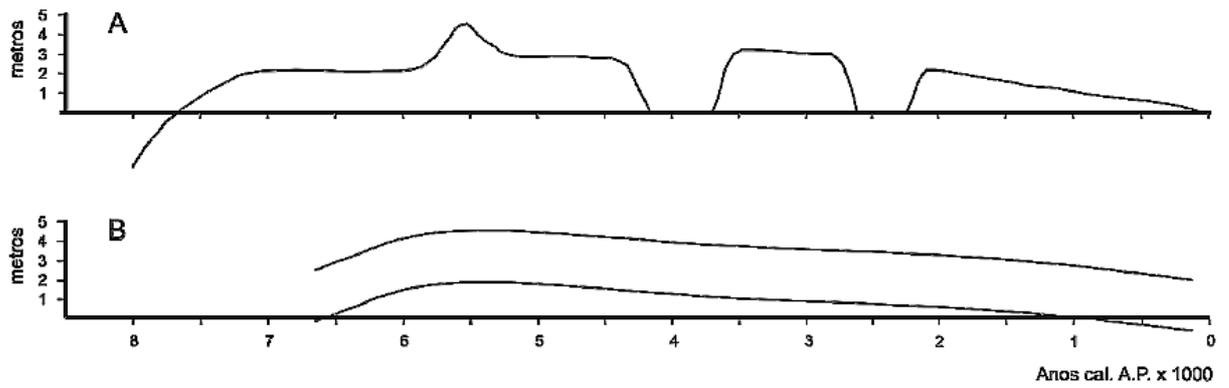


Figura 5 - Variações do nível marinho durante o Holoceno segundo: A. Martin et al. (2003); B. Angulo, Lessa e Souza, 2006

Mais estudos relacionando a assembléia de micro-fósseis em sistemas litorâneos à variações do nível marinho serão discutidos adiante.

3. OBJETIVOS

Com base no panorama paleoambiental abordado na revisão bibliográfica, relacionados às variações na cobertura vegetal na região Sudeste, decorrentes de mudanças climáticas e variação do nível marinho desde o Pleistoceno tardio, pretende-se:

- (a) Estudar o estabelecimento e evolução dos manguezais da Ilha do Cardoso durante o Holoceno;
- (b) Associar suas variações à dinâmica costeira regional desde o Holoceno médio;
- (c) Inferir sobre mudanças climáticas durante os períodos;
- (d) Avaliar possíveis indícios de neotectônica a controlar a sedimentação local.

Para isso, serão verificados em três testemunhos sedimentares coletados em manguezais da Ilha do Cardoso, o que se segue:

- (a) Litoestratigrafia e descrição faciológica, visando à descrição dos processos sedimentares locais;
- (b) Determinação da composição isotópica e elementar do carbono e nitrogênio da matéria orgânica;
- (c) Datação ^{14}C da matéria orgânica, para estabelecimento da cronologia dos eventos;
- (d) Análise de bioindicadores, visando a reconstrução da dinâmica das formações vegetais locais;
- (e) Trabalho de campo investigativo buscando evidências de atividade neotectônica na região.

4. ÁREA DE ESTUDO

4.1. O Parque Estadual da Ilha do Cardoso (PEIC)

O Parque Estadual da Ilha do Cardoso está localizado no litoral sul do Estado de São Paulo, na divisa com o Estado do Paraná. Situa-se entre as coordenadas 48o05'42" W, 25o03'05" e 48o53'48", 25o18'18" (Figura 2). Foi criado pelo Decreto nº 40.319 de 03/07/1962, e abrange uma área de 15.100 ha.

Todo o lado oeste da Ilha do Cardoso integra-se ao sistema estuarino-lagunar Cananéia-Iguape. A Ilha do Cardoso está situada no extremo sul do estado de São Paulo, no município de Cananéia, considerada ilha costeira, limita-se ao norte com a Baía de Trapandé, a leste e a sul com o Oceano Atlântico, Barra e Mar do Ararapira e a Oeste com o Canal do Ararapira. O Parque Estadual da Ilha do Cardoso abrange um dos mais significativos e complexos remanescentes de ecossistemas de Floresta Atlântica do Brasil, que proporcionam uma variedade extraordinária de ambientes e uma alta diversidade biológica. (SÃO PAULO, 1998).

4.1.2. Clima

O clima da região, segundo a classificação de Köppen, é do tipo Cfa: quente e úmido, sem período de estiagem. A temperatura média do mês mais quente é superior a 22°C e do mês mais frio inferior a 18°C. A média anual situa-se entre 20 e 22 °C, com amplitude anual baixa.

4.1.3. Vegetação

É comumente aceito que o clima é o principal fator determinante quanto à cobertura vegetal de determinado local.

Além da importância desses fatores na composição vegetal, ao considerarmos o meio terrestre, devemos pensar nas condições físicas do ambiente e incluir fatores climáticos, edáficos e topográficos, entre outros, como igualmente importantes na determinação da vegetação. As interações entre espécies, que incluem predação, competição, facilitação e outras, também tem peso se uma dada espécie poderá persistir em um local. No caso específico da Ilha do Cardoso, por esta situar-se na planície costeira, apresenta em sua composição ecossistemas característicos de sua localização e clima, influenciados também pelas diferenças na morfologia do relevo encontradas na ilha. Entre os ecossistemas presentes, destaca-se a Mata Atlântica, presente nos morros com embasamento geológico mais antigo, e mais longe da linha de praia, as Restingas nos sedimentos exteriores do cenozóico, e os Manguezais, que ocupam as áreas de sedimentação quaternárias nas planícies intermarés. A seguir será abordada uma visão geral sobre cada ecossistema presente na área de estudo.

Vegetação de dunas: ocorre principalmente a nordeste, nas praias da Barra de Cananéia e a sudeste, na Vila de Maruja. De modo geral não difere daquelas que ocorrem em outros locais da costa brasileira, caracterizada pelo hábito rastejante e grande espaçamento entre indivíduos, representados principalmente pelas famílias Poaceae (gênero *Spartina*) e Amaranthaceae.

Mata Atlântica: a Mata Atlântica é um bioma que ocorre paralelamente à costa brasileira, originalmente desde o Rio Grande do Norte até o Rio Grande do Sul. Devido à sua grande extensão Norte-Sul, que cobrindo aproximadamente 4000 km, com proximadamente 1,2 milhões de km² originalmente território adentro pelo país, este se mostra um verdadeiro mosaico de ecossistemas, cobrindo

diversas condições geológicas, geomorfológicas e climáticas (MANTOVANI, 1998). É denominada Floresta Ombrófila Densa, de acordo com a classificação de Veloso et al. (1991). Esta subdivide-se em 4 classificações, baseado na altitude: i) Floresta Ombrófila Densa de Terras Baixas – 5 a 50m; ii) Floresta Ombrófila Densa Submontana – 50 a 500 metros; iii) Floresta Ombrófila Densa Montana – 500 a 1.200m; iv) Floresta Ombrófila Densa Altimontana – acima de 1.200 metros – a vegetação deixa de ser propriamente arbórea, podendo ser classificada como campos de altitude.

Estudo florístico e fitossociológico realizado por Mello e Mantovanni (1994) em um trecho de Floresta Ombrófila Densa na Ilha do Cardoso amostrou em 2510 indivíduos uma vasta riqueza de táxons com 157 espécies, dentre as quais 109 gêneros e 47 famílias, destacando-se as famílias Myrtaceae, com 463 espécies; Leguminosae, com 251 e Rubiaceae, com 160. No levantamento do projeto Parcelas Permanentes do Programa Biota – FAPESP, na Floresta Ombrófila Densa, as famílias mais importantes em relação a números de espécies foram Myrtaceae (133 spp), Fabaceae (47 spp.), Rubiaceae (49 spp.) e Lauraceae (49 spp.). Em relação a números de indivíduos, as famílias mais importantes foram: Arecaceae, Rubiaceae, Myrtaceae, Sapotaceae e Lauraceae. Os autores também verificaram que devido à interferência humana (derrubada da mata / exploração de madeira) a família Arecaceae tende a ser substituída em número de indivíduos pela família Cyatheaceae. (JOLY et al., 2012).

Existem duas linhas teóricas concorrentes que tentam explicar essa diversidade. Uma delas, a linha histórica, procura explicar a atual biodiversidade como simples resultado dos processos de especiação e extinção entre as espécies que ocupam um determinado local. A outra linha, composta pelas teorias do equilíbrio da biodiversidade, vê a riqueza como resultado de processos biológicos e condições ambientais atuais. Assim, áreas com grande diversidade biológica se devem a grande diversidade de nichos disponíveis, maior especialização de nichos entre as espécies ou abundância de recursos-chave (RICKLEFS, 2003).

Floresta de Restinga: de acordo com Suguio e Tessler (1984), o termo Restinga (Figura 6) foi usado ao longo do tempo para caracterizar vários tipos de depósitos litorâneos, feições geomorfológicas costeiras e vegetação, que se caracteriza como arbórea-arbustiva, com árvores de no máximo 20 metros de altura. Na Ilha do Cardoso essa vegetação cobre a parte arenosa mais interior adjacente à vegetação de dunas. De acordo com Sampaio (2003), as famílias mais representativas em números de espécies são: Myrtaceae, 25 espécies; Lauraceae, 13 espécies; Arecaceae, Euphorbiaceae e Myrsinaceae, com cinco espécies cada.

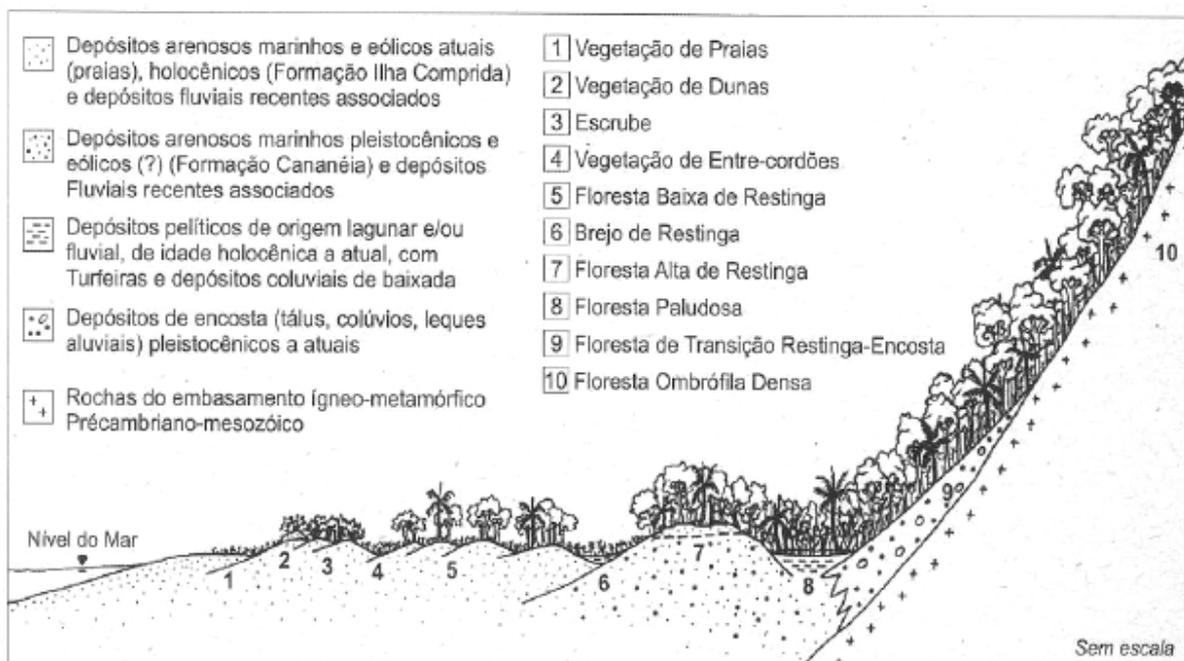


Figura 6 - Estruturação da cobertura vegetal de regiões litorâneas

Manguezal: este pode ser descrito como um sistema altamente especializado devido às condições peculiares nas quais se desenvolve, podendo ser comparado a um pântano tropical adaptado à água salgada ou salobra. A comunidade vegetal do manguezal é diferente de qualquer outra, apresentando um número reduzido de táxons, todos especializados. Distribui-se principalmente nas zonas costeiras de latitudes intertropicais (entre 23°S e 23°N), verificando-se ocorrências esporádicas fora destas latitudes, porém com características de subdesenvolvimento como

menor porte arbóreo e biomassa total. No Brasil, três gêneros e sete espécies compõem a cobertura vegetal de manguezal: *Avicennia germinans* L., *Avicennia schaueriana* Stapf & Leechman ex Moldenke, *Conocarpus erectus* L., *Laguncularia racemosa* C.F. Gaertn., *Rhizophora harrisonii* Leechman, *Rhizophora mangle* L., e *Rhizophora racemosa* G. Essas sete espécies representam três famílias (Acanthaceae, Combretaceae e Rhizophoraceae, respectivamente) (CINTRON; SCHAEFFER-NOVELLI, 1983).

O desenvolvimento dos manguezais está condicionado a diferentes fatores ambientais que variam em intensidade e periodicidade (SCHAEFFER-NOVELLI et al., 1990), como insolação, amplitude de marés, aporte de água doce e sedimentos, temperatura, nutrientes precipitação, e aporte fluvial. Além destas variáveis as feições fisiográficas (topografia) da região costeira desempenham papel fundamental na configuração do manguezal. Schaeffer-Novelli (1990; 1991) afirma que o desenvolvimento de um manguezal é resultado do balanço positivo entre estes fatores.

O padrão de zonação das três principais espécies que ocorrem dentro de um manguezal (*Rhizophora mangle*, *Avicennia schaueriana* e *Laguncularia racemosa*) está condicionado às características das suas adaptações ao ambiente salino no qual crescem. A *Rhizophora mangle* coloniza áreas próximas à praia, ainda sobre forte influência das marés. Suas raízes permitem uma excelente fixação ao substrato arenoso. Mais adentro, sob menor influência das marés e em áreas mais elevadas, ocorre a *Avicennia schaueriana*. Ao fundo dos manguezais, encontra-se a *Laguncularia racemosa*, espécie que apresenta maior resistência à salinidade, muito maior neste do que nas áreas próximas ao mar, devido ao acúmulo via evaporação.

Estudos na região equatorial (BEHLING; COHEN; LARA, 2001; URREGO, 2009) verificaram porcentagens de até 90% para a *Rhizophora*, enquanto *Avicennia* e *Laguncularia* corresponderiam a 2 e 5%, no máximo. Concentrações de *Rhizophora* até 60% corresponderiam a estádios sucessionais menos avançados.

No Brasil, esta vegetação ocorre desde o estado do Maranhão até o litoral de Santa Catarina ocupando, portanto, áreas com condições ambientais bastante distintas. No norte do país, os manguezais ocorrem em zonas litorâneas dominadas por maré e, sob condições adequadas, os indivíduos do gênero *Rhizophora* podem

alcançar até 40 metros de altura. No Sul/sudeste do país, com diferentes condições hidrodinâmicas e climáticas, seus indivíduos não passam de arbustos com cerca de 2 metros de altura (SCHAEFFER-NOVELLI et al., 1990).

Na Ilha do Cardoso, o manguezal não foge ao padrão comum no Brasil, apresentando vegetação composta pelas espécies supracitadas, sobre o embasamento lodoso presente na foz dos rios. Os manguezais do sistema Cananéia-Iguape dominam praticamente todas as margens do sistema, compreendendo uma área aproximada de 72km². Estudo realizado por Coelho Junior (1998) em bosques de manguezais na Ilha do Cardoso, mostrou que a *Rhizophora mangle* apresenta domínio tanto sobre praticamente toda a extensão dos bosques de franja, como sobre os bosques de bacia. Schaeffer-Novelli et al. (1990) descreve os bosques dos manguezais do sistema Cananéia-Iguape como sendo dominados principalmente por *Rhizophora mangle*, na região da franja e *Avicennia schaueriana*, nos bosques de bacia. Os autores ressaltam, no entanto, que a *Avicennia schaueriana* apresenta somente 2% da densidade relativa ao total de indivíduos, nas regiões onde ocorre. Peria et al. (1990) destacam o domínio de *Rhizophora mangle* nos bosques dos manguezais do Sítio grande e Perequê. Menezes et al. (1994), verificam o predomínio de *Laguncularia racemosa* nas áreas mais internas.

Laguncularia racemosa associada à *Spartina alterniflora* caracterizariam região de manguezal em fase de progradação (DIAS-BRITO; ZANINETTI, 1979). Estes autores classificam os manguezais nessas condições como “imaturos”. Bosques de manguezal sofrendo erosão apresentariam três fases de evolução, ainda segundo estes mesmos autores: a primeira caracteriza-se pela ocupação da franja por *Laguncularia racemosa*, seguida por *Rhizophora mangle* e *Avicennia schaueriana* em direção ao fundo e sem a colonização por *Spartina alterniflora*. Em seguida, o bosque de franja se torna ocupado por *Rhizophora mangle*. No último estágio, apenas *Avicennia schaueriana* resistiu à perda do substrato e continua ocupando o manguezal.

Ellison (2008) e Engelhart et al. (2007) consideram os manguezais como vegetações muito favoráveis aos estudos de reconstrução paleoambiental com ênfase à dinâmica costeira. A vegetação densa e estabilizadora do substrato, que cria condições para a preservação da matéria orgânica, seu posicionamento na zona

intermarés e zonação apresentada por suas espécies forneceriam indicadores precisos de seu posicionamento ao longo do tempo, revelando detalhes sobre a evolução litorânea de determinada região. A autora argumenta em favor da utilização da concentração relativa (porcentagem) dos táxons de manguezal para o estabelecimento de sua posição pretérita. Valores superiores a 45% do total indicariam a presença no manguezal no local atual. Amaral et al. (2006) verificam valores de até 20% para os táxons de manguezal no sedimento atual no sul do estado de São Paulo (Itanhaém) sendo o resto compreendido por polén alóctone originário das formações de restinga e mata atlântica locais. Woodroffe et al. (2005) e Mahiques et al. (2005) argumentam em favor da utilização de foraminíferos endêmicos de habitats salobros (manguezais) como proxies do nível marinho pretérito. Ybert et al. (data) baseado na assembléia polínica, inferiram o nível relativo marinho para o sul do estado de São Paulo como tendo estado entre 1,2 a 2 metros acima do atual, no período entre 4900 e 3470 anos A.P. Cohen et al. (2005) puderam fazer inferências a respeito do nível marinho a partir do registro polínico em sedimentos de manguezal.

5. Metodologia

As hipóteses apresentadas neste trabalho serão avaliadas mediante quatro metodologias principais: (i) descrição faciológica dos testemunhos, (ii) datação ^{14}C da matéria orgânica (M.O.) dos sedimentos, (iii) análises elementares e isotópicas (C e N) da M.O. e (iv) análise de bioindicadores. Todas as análises são realizadas em testemunhos sedimentares coletados em manguezais no litoral sul do Estado de São Paulo.

5.1. Coleta dos Testemunhos

Foram coletados três testemunhos sedimentares de três manguezais diferentes situados na face norte da Ilha do Cardoso, defronte à baía de Trapandé (Figura 7). Estes são os manguezais dos rios João Cardoso, Ipaneminha e Perequê. Este último foi inicialmente descrito em campo e posteriormente, em laboratório com base nas feições observáveis através do raio-X (Figura 17), pelo Prof. Dr. Marcelo C.L. Cohen, da Universidade Federal do Pará.

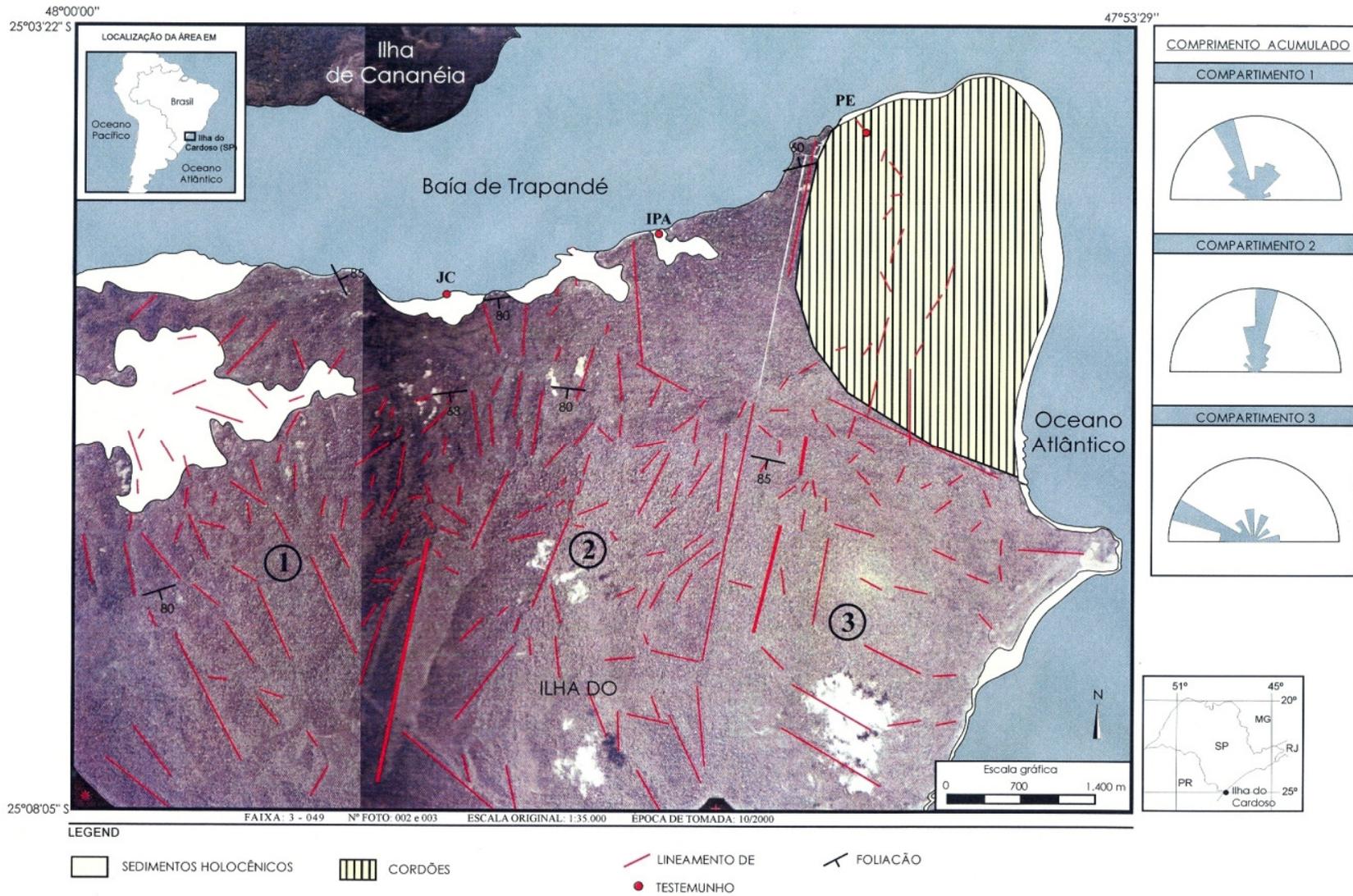


Figura 7 - Localização dos testemunhos amostrados na Ilha do Cardoso e mapa de lineamentos

Os dois primeiros (JC e IPA) foram coletados em trabalho de campo no ano de 2008 com o auxílio de um vibrotestemunhador, que se trata de um amostrador formado por um tubo de alumínio ligado a um motor, que ao ser acionado transmite vibração ao tubo, facilitando a penetração no substrato (MARTIN; FLEXOR; SUGUIO, 1995). O testemunho do rio Perequê foi coletado sob orientação do Prof. Dr. Marcelo Cohen, da UFPA e obtido com o auxílio de um trado russo, que consiste em uma lâmina e envoltório semicircular que o ser girado no momento da amostragem envolve e protege o material coletado (Figura 8).

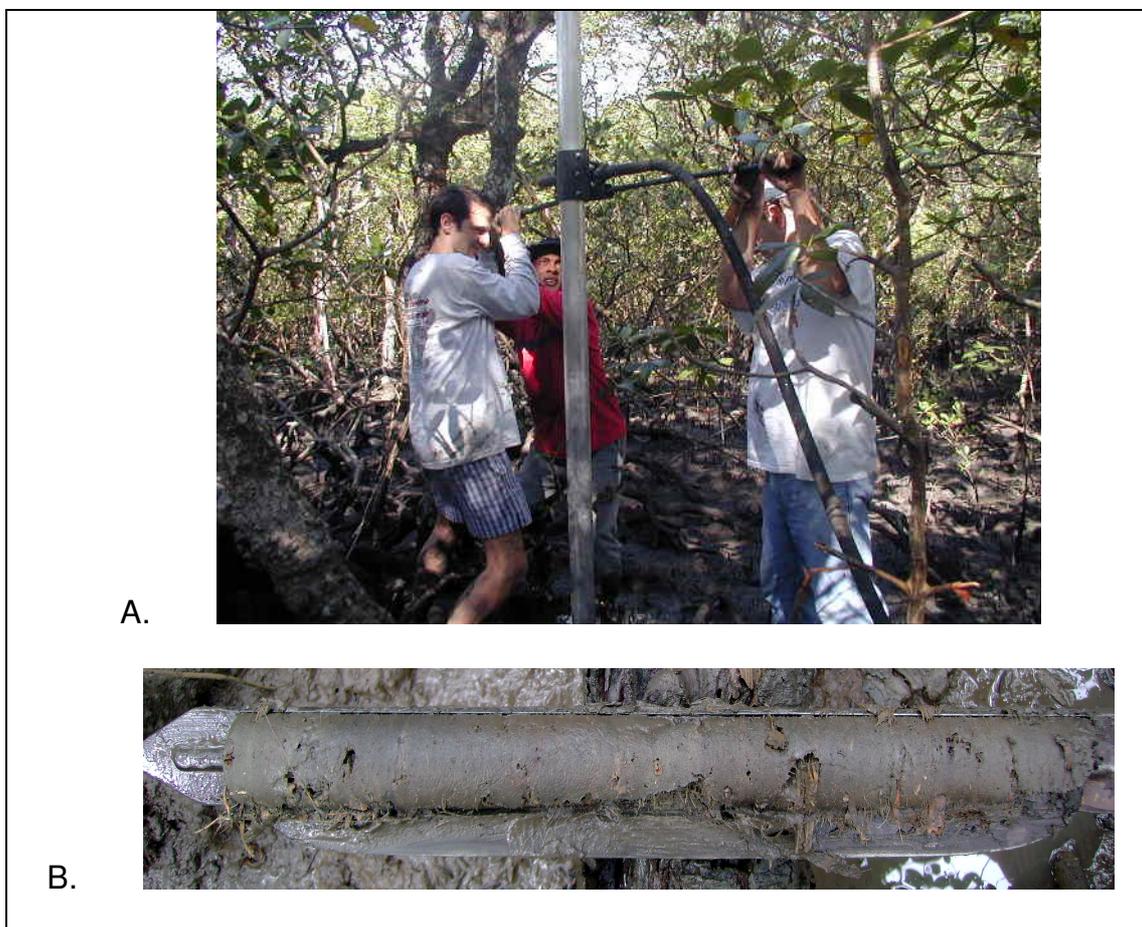


Figura 8 - Coleta dos testemunhos coletados com o auxílio de:
A. Vibrotestemunhador **B.** trado russo

Na Tabela 1 são apresentadas as coordenadas geográficas dos pontos de coleta.

Tabela 1 - Coordenadas geográficas dos pontos coletados

Latitude e Longitude dos pontos de coleta			
Ponto de coleta	Latitude	Longitude	Elevação
IPA	25° 04' 38,58" S	47° 56' 22,17" W	1m
JC	25° 05' 02.76" S	47° 57' 46,31" W	1m
PE	25° 04' 01,20" S	47° 54' 58,40 " W	1m

5.2. Abertura, Caracterização do Testemunho e Amostragem

5.2.1. Abertura

Os testemunhos foram mantidos em câmara fria até o momento da amostragem, visando sua preservação. No Laboratório C-14 os testemunhos foram abertos com o auxílio de uma serra circular e separados em duas metades, longitudinalmente, buscando a preservação das feições faciológicas (Figura 9).



Figura 9 - Abertura dos testemunhos

5.2.2. Descrição faciológica

A descrição das fácies dos testemunhos JC e IPA foi realizada concomitante à abertura dos mesmos, pela Prof. Dr. Dilce Rossetti, do INPE. Com as metades ainda intactas foram realizadas as identificações e descrições detalhadas do perfil sedimentar, fácies, dimensões, coloração, presença de estruturas biológicas e bioturbações, textura e conteúdo fossilífero. O testemunho PE foi analisado e descrito no momento da coleta pelo Prof. Dr. Marcelo Cohen, e foi posteriormente submetido a análises de imagens por raio-X.

5.2.3. Imagens por Raio-X

O raio-x do testemunho PE foi realizado na Clínica “CPA Radiologia – Unidade II” sob orientação do técnico Maurício. As imagens de raio-x revelam a microestrutura sedimentar do testemunho, a qual não é possível observar a olho-nu.

5.2.4. Granulometria da Fração Mineral

As análises granulométricas foram realizadas nos testemunhos JC e IPA pelo equipamento Shimadzu SALD-2101 no Laboratório de Dinâmica Costeira da UFPA. O testemunho PE foi analisado no Laboratório ^{14}C com o equipamento Shimadzu SALD-2201. Após testes iniciais o seguinte protocolo de pré-tratamento foi estabelecido (Tabela 2). Os resultados serão classificados baseados na escala de Wentworth (1922), assim como parâmetros do ambiente sedimentar, analisados pelos métodos de Folk e Ward (1957) e Pejrup (1988). Este último foi proposto para avaliar o efeito da hidrodinâmica na deposição de sedimentos estuarinos, e baseia-se na proporção de argila para estabelecer zonas energéticas. As análises e gráficos foram feitas através do programa Sysgran.

Tabela 2 - Protocolo de pré-tratamento de amostras de sedimentos para análise granulométrica a laser

Passos	Função
1. Peneiramento das amostras – malha de 1mm	Eliminação de partículas superiores a 1mm (limite de tamanho analisado pelo aparelho)
2. Digestão de 5 cm ³ de amostra com H ₂ O ₂ a quente (80°C) até que não haja sinais de reação (formação de CO ₂)	Eliminação da matéria orgânica do sedimento
3. Centrifugação e descarte do sobrenadante (3000 rpm, 3 min.)	Remoção do reagente e de resíduos orgânicos
4. Mergulho em solução de HCl 4% por 2 minutos	Eliminação de carbonatos de origem mineral e biogênica
5. Centrifugação e descarte do sobrenadante	Remoção de resíduos orgânicos/ carbonáticos
6. Duas lavagens do material com água desionizada (centrifugação e descarte)	Remoção total dos reagentes e subprodutos das reações
8. No momento da análise, submeter as amostras ao aparelho de ultra-som por pelo menos 10 min	Desagregação de flocos de argila

O objetivo principal do pré-tratamento das amostras para análise granulométrica a laser é a eliminação total da matéria orgânica, que age em suspensão como a fração silte/argila, deslocando a distribuição granulométrica para estas frações. No entanto, a matéria orgânica pode ter origem autoctone, mascarando os processos energéticos de deposição de sedimentos. Os carbonatos, tanto de origem mineral como biogênica podem trazer desvios à distribuição do tamanho de partículas, e devem ser eliminados.

5.3. Datação ¹⁴C

Ao todo foram selecionadas 11 amostras para datação da matéria orgânica sedimentar e concha dos três testemunhos. As amostras selecionadas são apresentadas na Tabela 3.

Tabela 3 - Amostras selecionadas para datação ^{14}C

Amostras selecionadas para datação ^{14}C		
Código	Profundidade (cm)	Material
JC 20-25	20 a 25	Sedimento
JC 46-50	46 a 50	Sedimento
JC 64-70	64 a 70	Conchas
JC 198-202	198 a 202	Sedimento
JC 250-252	250 a 252	Sedimento
IPA 47-50	47 a 50	Sedimento
IPA 137-142	137 a 142	Sedimento
IPA 162-163	162 a 163	Sedimento
PE 38-42	38 a 42	Sedimento
PE 68-72	68 a 72	Sedimento
PE 112-116	112 a 116	Sedimento

As amostras foram selecionadas considerando os contatos de fácies. O pré-tratamento químico das amostras foi adaptado de acordo com a quantidade de matéria orgânica da amostra, com base no método estabelecido por Pessenda et al. (2008) (Tabela 4).

Tabela 4 - Pré-tratamento químico para datação ^{14}C

Pré-tratamento Químico (Hidrólise) de Amostras para Datação C-14			
Amostra	HCl (% vol.) Solução)	Temperatura (C) (°C)	Tempo (h)
JC 20-25	4	60	4
JC 46-50	4	60	4
JC 64-70	Remoção física e química de contaminantes		
JC 164-168	4	60	4
JC 198-202	4	60	4
IPA 47-50	4	60	4
IPA 137-142	2	60	4
IPA 162-163	2	60	2
PE 38-42	2	60	4
PE 68-72	2	60	4
PE 112-116	2	60	4

Anteriormente ao tratamento químico todas as amostras foram submetidas à remoção manual de contaminantes (restos vegetais, raízes etc). Também foi realizado um pré-tratamento que consiste na submersão do material em uma solução de HCl 0,01M a fim de se obter a flutuação do material contaminante orgânico que não pode ser removido por meio de separação visual. A amostra de concha (JC 64-70) passou por um processo de pré-tratamento diferenciado das demais. Este consiste na remoção de física (raspagem) de contaminantes, seguido de tratamento químico em solução HCl visando a remoção de carbonatos secundários. As análises foram realizadas no Center for Applied Isotope Studies, University of Georgia - EUA, através do método AMS e pelo Laboratório ^{14}C – CENA/USP, via síntese de benzeno-cintilação líquida com os resultados em anos AP (Antes do Presente, sendo Presente o ano de 1950) e precisão de 1σ (PESSENDA; CAMARGO, 1991) e em idade calibrada (2σ), com base no trabalho de Reimer et al. (2009). Os resultados calibrados apresentados nas Tabelas 4, 5 e 6 referem-se à média dos intervalos correspondentes e os números entre parênteses às probabilidades estatísticas.

5.4. Análises Isotópicas e Elementares da Matéria Orgânica

O pré-tratamento das amostras baseou-se em protocolos descritos em Pessenda et al. (1996) e Saia et al. (2008) e foi feito da seguinte maneira: fragmentos vegetais e raízes foram primeiramente separadas mecanicamente com auxílio de uma pinça. Ao material restante foi adicionada solução de HCl 0,01M, visando a separação por densidade do material vegetal ainda presente na amostra. O material então livre de fragmentos vegetais e raízes foi submetido à secagem em estufa à 50°C. Em seguida este foi pesado em balança analítica (até 30 mg para Carbono e até 80 mg para Nitrogênio) e embalado em cápsulas de estanho.

As análises isotópicas e elementares de carbono e nitrogênio foram realizadas através de espectrometria de massas, no Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP. Foi utilizado um espectrômetro ANCA GSL. Os resultados das análises isotópicas são expressos pela unidade relativa “ δ ”, determinada em relação aos padrões internacionais VPDB para o carbono, e ar atmosférico, para o nitrogênio, com precisão de $\pm 0,02$ por mil. Com o emprego das equações 4 e 5, se obtém os valores isotópicos para C e N, respectivamente :

$$\delta^{13}C (\text{‰}) = \frac{R_{amostra} - R_{VPDB}}{R_{VPDB}} \times 1000 \quad (4)$$

Onde $R = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$ para a razão isotópica do Carbono, e

$$\delta^{15}N (\text{‰}) = \frac{R_{amostra} - R_{ar}}{R_{ar}} \times 1000 \quad (5)$$

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

As análises elementares consistem na mensuração do conteúdo total de carbono orgânico (COT) e nitrogênio (NT), expressos em porcentagem a partir do peso seco da amostra. Através dos valores de porcentagem para o COT e NT é possível o cálculo da razão C/N para as amostras de sedimento. A precisão das medidas foi de $\pm 0,2\%$.

5.5. Análise de bioindicadores

As amostras para análise palinológica e de diatomáceas foram coletadas no momento da abertura dos testemunhos. Foram coletados 1 cm^3 de amostra a cada 2cm, para todos os testemunhos. O material foi acondicionado em frascos de acrílico e guardado na geladeira até o momento do tratamento químico, descrito a seguir.

5.5.1. Grãos de pólen, esporos, dinocistos e palinoforaminíferos

O método utilizado para o tratamento polínico foi baseado em Colinvaux, De Oliveira e Patiño (1999). Este tem por objetivo a concentração e marcação da parede dos palinomorfos através de método físico-químico. A cada amostra foi adicionado um marcador exótico (*Lycopodium clavatum* – adquirido do Departamento de Geologia, Universidade de Lund, Suécia), conforme metodologia estabelecida por Benninghoff (1962) para cálculo da concentração absoluta de palinomorfos por unidade de volume e perdas pelo tratamento. A seguir, o tratamento palinológico será detalhado.

Inicialmente, as amostras foram peneiradas através de malha de $250 \mu\text{m}$ para remoção do material sedimentar e em seguida transferido para tubos de centrífuga de 15 ml, onde se darão todos os passos do tratamento. Ao final de cada passo ocorre a centrifugação e eliminação da solução sobrenadante. Primeiramente, foi adicionada uma pastilha de *Lycopodium* (concentração: 18538 grãos/pastilha). Logo após foram adicionados 5 ml de solução de HCl 10% para dissolução das pastilhas e

do material sedimentar. O material foi então homogeneizado e centrifugado, e o sobrenadante descartado. Após lavagem com 10 ml de água desionizada (com centrifugação e descarte), iniciou-se o ataque químico à sílica do sedimento através da adição de solução de HF 48%, em banho aquecido a $\sim 90^{\circ}\text{C}$ durante trinta minutos, seguido de adição de solução de HCl 10% até completar o volume dos tubos. A função do HCl é a remoção da sílica coloidal e dos fluoretos de sílica formados durante o tratamento.

Em seguida, o material foi submetido à solução de KOH 5% em banho aquecido a 90°C . Este passo tem por função a remoção dos ácidos húmicos do sedimento. Em seguida o material foi acrescido de HAc (Ácido Acético Glacial; 100%), como preparação do meio (desidratação) para a adição da solução de acetólise (altamente reativa com a água). Após este passo, foi realizada a acetólise do material (solução de nove partes de $(\text{CH}_3\text{CO}_2)_2\text{O}$ 100% e uma parte de H_2SO_4 36%) em banho aquecido a 90°C por cerca de 30 min. A acetólise tem como função a eliminação de fragmentos orgânicos e a coloração da parede polínica, acentuando o contraste entre as feições. A seguir, as amostras passaram por mais um a etapa de HAc, lavagem do material com água desionizada, e finalmente desidratadas com etanol absoluto. Às amostras, em seguida, foram adicionadas algumas gotas de glicerina bidestilada, que servem como meio de preservação e suspensão dos grãos de pólen durante a montagem das lâminas.

As lâminas foram montadas delimitando-se o espaço ocupado pelo resíduo com parafina, em seguida adiciona-se uma gota do material tratado, que será recoberto com a lamínula. As lâminas são posteriormente seladas com esmalte incolor para unhas, que impede o vazamento.

A leitura dos palinomorfos foi realizada através de um microscópio marca Carl Zeiss, modelo Axioskop 40, dotado de sistema de aquisição e processamento de imagens digital. O aumento utilizado foi de 1000x (objetiva Achroplan 100x) O conteúdo polínico das lâminas foi identificado com base na literatura sobre o assunto e também, principalmente, com base na palinoteca do Laboratório ^{14}C , que conta com mais de 3500 espécies de Mata Atlântica e Cerrado. Elementos que não puderam ser identificados foram agrupados como indeterminados. Foram contadas ao menos três lâminas de microscopia para cada camada analisada. Foram

contados todos os grãos de pólen, esporos, dinocistos e palinoforaminíferos encontrados nas lâminas, e também o esporo marcador até se atingir um mínimo de 200 grãos arbóreos.

A para a análise estatística e confecção dos diagramas polínicos (concentração relativa (%), concentração absoluta (grãos/cm³) e taxa de influxo (acumulação) polínica (DAVIS; DEEVEY JUNIOR, 1964) de cada testemunho foi utilizado o software Tilia 1.7.16 para Windows. A delimitação das zonas polínicas foi realizada com base na análise estatística CONISS (Stratigraphically constrained cluster analysis – Análise de agrupamentos estratigraficamente forçada), com base em todos os táxons encontrados, exceto os tipos indeterminados.

6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A seguir são apresentados os resultados obtidos nas análises realizadas nos três testemunhos, acompanhadas de discussões sobre seus significados paleoambientais. Os dados são agrupados para cada testemunho. Associações entre os resultados são realizadas na medida em que elas tornem aparentes. A integração dos dados e interpretações paleoambientais é realizada ao final da seção.

6.1 Trabalho de campo para verificação de sistema de falhas no relevo e sua possível ligação com a neotectônica e a sedimentação local

Previsto no início do trabalho, tais atividades de campo seriam apoiadas por um geólogo especializado na área, mas não foram realizadas por motivo de indisponibilidade de agenda do profissional.

6.2. Datações ^{14}C

6.2.1. João Cardoso

Apresentam-se na Tabela 5 os resultados das datações ^{14}C realizadas no testemunho sedimentar JC.

Tabela 5 - Datações ^{14}C do Testemunho JC

Código Lab. ^{14}C	Código da Amostra	Profundidade (cm)	Material	Idade ^{14}C (anos AP)	Idade Calibrada (anos cal. A.P.)
UGAMS#10557	JC 20 – 25	20 – 25	Matéria orgânica*	460 ± 25	~515 (1.0)
UGAMS#10558	JC 46 – 50	46 – 50	Matéria orgânica	950 ± 25	~850 (0.72)
****	JC 64 – 70	64 – 70	Conchas	1690 ± 25	~1240 (1.0)**
UGAMS10559	JC 164 – 168	164 – 168	Matéria orgânica	24650 ± 25	~29.485 (1.0)
****	JC 198 – 202	198 - 202	Matéria orgânica	28610 ± 90	~33.000 (1.0)

* Matéria Orgânica

** Calculada com base no reservatório “Marine09” (REIMER et al., 2009)

Verifica-se que os resultados obtidos se encontram desde ~33000 anos calibrados (cal) AP a ~200 cm de profundidade até ~515 anos cal A.P. a ~25 cm . Não se observou neste testemunho nenhuma inversão de idades.

6.2.2. Ipaneminha

No testemunho IPA foram realizadas 3 datações, que constam na tabela a seguir.

Tabela 6 - Datações ^{14}C para o testemunho IPA

Código Lab. ^{14}C	Código da Amostra	Profundidade (cm)	Material	Idade ^{14}C (anos AP)	Idade Calibrada (anos cal. AP)
UGAMS#10575	IPA 47 - 50	47 - 50	Matéria orgânica	850 ± 25	~755 (0,99)
UGAMS#10576	IPA 137 - 142	137 - 142	Matéria orgânica	1460 ± 25	~1350 (1)
****	IPA 162 - 163	162 - 163	Matéria orgânica	2220 ± 25	~2220 (0,8)

As idades obtidas colocam o testemunho IPA, assim como o a parte superior do testemunho JC, no Holoceno superior (< ~2200 anos cal. A.P.); não foram observadas inversões de idade neste testemunho. Estas idades são semelhantes a resultados obtidos por Amaral et al. (2006) e Pessenda et al. (2012), em testemunhos de manguezais no litoral sul do Estado de São Paulo, contextualizando o desenvolvimento da paisagem regional a condições ambientais semelhantes.

6.2.3. Perequê

As amostras do testemunho PE foram preparadas no Lab. ^{14}C e analisadas no laboratório AMS da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Foram selecionadas e datadas 3 amostras, cujos resultados estão expressos a seguir.

Tabela 7 - datações ^{14}C para o testemunho PE

Código da Amostra	Profundidade (cm)	Material	Idade ^{14}C (anos A.P.)	Idade Calibrada (anos cal. A.P.)
PE 38 - 42	38 - 42	Matéria orgânica	102,3*	moderna **
PE 68 - 72	68 - 72	Matéria orgânica	103,20*	moderna **
PE 112 - 116	112 - 116	Matéria orgânica	655 ± 44	615 (0,5)

* Resultado expresso em porcentagem de carbono moderno (p.c.m.)

** Resultado expresso em idade de calendário.

O testemunho PE apresentou particularidades nos resultados de suas datações. O testemunho é mais novo do que os testemunhos JC e IPA, e apresenta idade moderna (> 100 p.c.m.) aproximadamente na metade do seu comprimento (70cm). É importante salientar que a partir deste intervalo o testemunho encontra-se intensamente bioturbado, como será verificado adiante na imagem de raios-X. Portanto, deve-se exercer cautela ao fazer inferências sobre as condições

ambientais nesta época. Uma hipótese para a bioturbação, além da alta atividade biológica inerente à existência de animais de hábitos fossoriais nos manguezais, é que este é um manguezal de tamanho restrito e utilizado para turismo, regularmente.

6.3. Estrutura Sedimentar

Nesta seção são apresentadas as descrições faciológicas realizadas após a abertura dos testemunhos, assim como a distribuição granulométrica nos sedimentos. Os resultados são apresentados para cada testemunho, em forma de tabelas e gráficos, e posteriormente discutidos.

6.3.1. João Cardoso

6.3.1.1. Descrição Faciológica

Foram identificadas e fotografadas 7 fácies principais. Suas descrições e significados paleoambientais são expostas a seguir (Figura 10 e Tabela 8).

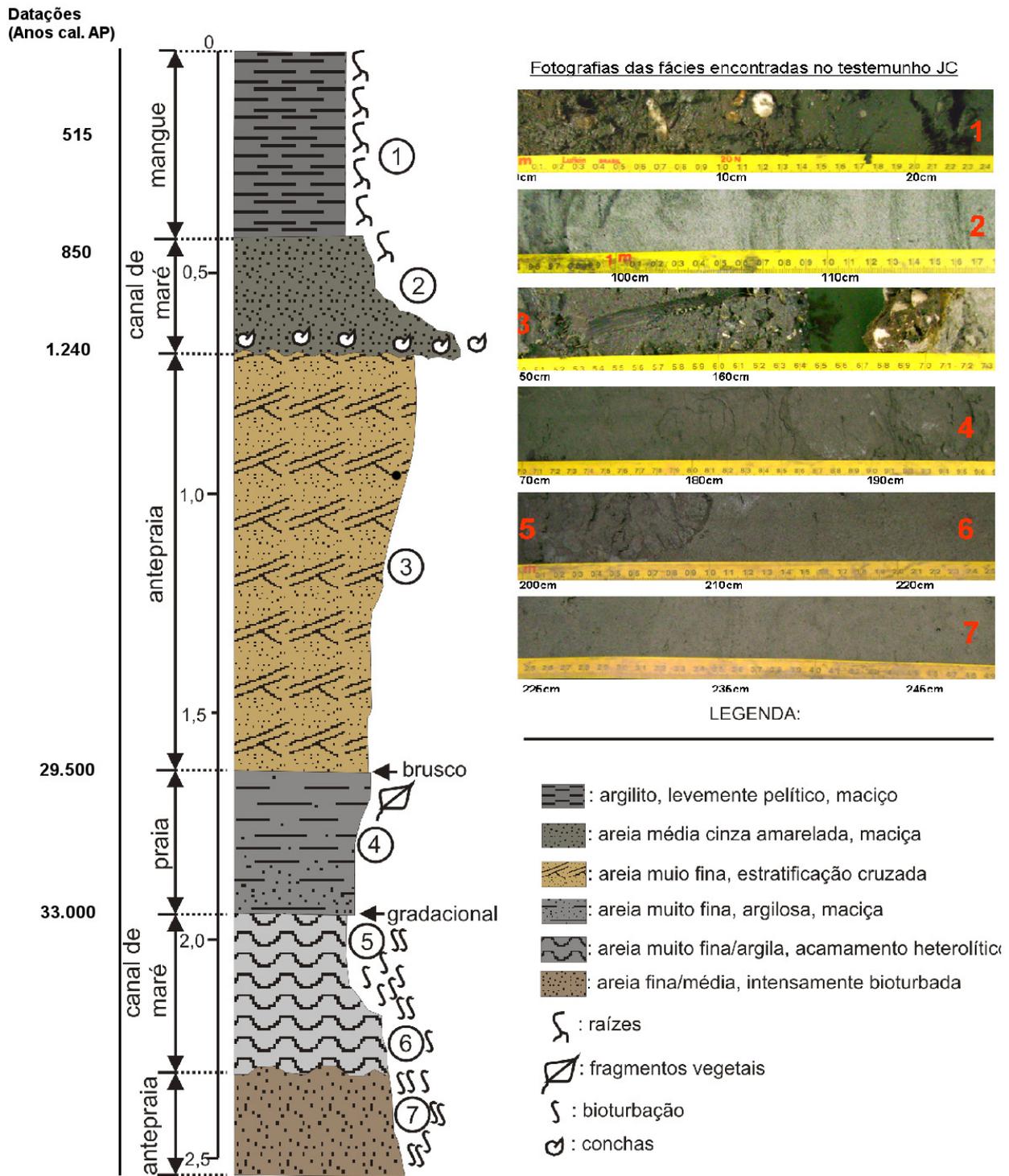


Figura 10 – Estrutura sedimentar do testemunho JC.

Tabela 8 - Descrição detalhada das fácies do testemunho JC

Intervalo	Profundidade (cm)	Descrição
1	40 - 0	Argilito levemente pelítico em direção ao topo. Cinza Escuro. Maciço. Raízes abundantes.
2	70 - 40	Areia média com granulos de quartzo dispersos concentrados na base. Cinza amarelada a cinza escuro. Grande concentração de conchas de moluscos ocupando 10cm da base. Maciço. Areia fina tende para argila em direção ao topo. Contato basal erosivo brusco.
3	164 - 70	Areia muito fina gradando para areia média bem selecionada, em direção ao topo. Estratificação cruzada plano-paralela à cruzada truncante de baixo angulo. Planos de estratificação marcados localmente por areia/argila cinza escura. Traços fósseis dispersos, verticais, arredondados (~5mm). Contato basal brusco.
4	192 - 164	Areia muito fina argilosa cinza escura gradando para areia fina/muito fina em direção ao topo. Granocrescencia ascendente. Contato basal gradacional.
5 e 6	225 - 192	Areia fina/muito fina na base, cinza clara, incipientemente laminada e bioturbada, que grada para cima até depósitos de areia/argila com acamamento heterolítico tipo wavy, bioturbado.
7	252 - 225	Areia creme-acinzentada; fina/média na base e fina em direção ao topo. Intensamente bioturbada.

De 250 a 225 cm (fácies 7) observa-se a presença de areia creme-acinzentada, com baixo conteúdo da matéria orgânica e presença de bioturbação. O baixo nível eustático marinho desta época exclui a possibilidade de ambiente litorâneo. Na camada de 225 a 192 cm (fácies 6 e 5) observa-se areia fina/muito fina, maciça, cinza clara bioturbada, com laminação incipiente, gradando no topo para acamamento heterolítico tipo *wavy*. As laminações de argila e a estruturação do tipo *wavy* (ondulada) implicam que tanto areia como argila estavam disponíveis no ambiente, havendo alternância de períodos de maior e menor energia, em processos oscilatórios (CASTRO et al., 2001).

Entre 166 e 70 cm, o padrão de estratificação representa um novo estágio na evolução regional. Este depósito apresenta contato basal brusco com base erosiva e ondulada, indicando a dissociação desde sistema com o anterior. A estrutura de estratificação cruzada truncante com planos marcados por filmes de argila cinza escura indicam ambiente no qual há alternância de períodos de maior energia tracionante (ação de correntes ou ondas), nos quais haveria deposição areia, seguidos por momentos de calmaria na qual a argila, anteriormente suspensa, se depositaria principalmente nas calhas, ou cobrindo completamente as camadas arenosas. Este tipo de sedimentação sugere a transição para um ambiente litorâneo de supra-maré, em um momento de subida do nível marinho. (Associado ao fato da camada imediatamente superior (70 a 0 cm) apresentar datação de ~1.240 anos A.P., pode-se inferir que a camada representa a erosão e substituição do material originalmente depositado por novos sedimentos, originários da última transgressão marinha (Transgressão Santos). A preservação da matéria orgânica e de microfósseis neste tipo de ambiente com exposição intermitente à agentes oxidantes é muito prejudicada. Esta condição é observada nesta camada, e será discutida adiante.

De 70 a 0 cm o conteúdo de matéria orgânica aumenta, com fragmentos de raízes abundantes e aglomeração de conchas na base, a 70 cm, que pode indicar ambiente de sedimentação relativamente calmo. Estudos sobre a dinâmica energética em estuários costumam citar que esta seria a parte central da bacia estuarina, onde ocorre o contato entre as águas fluviais e marítimas. Em estuários dominados por ondas, esta região tende a ser de baixíssima dinâmica energética, permitindo a deposição de sedimentos de granulometria mais fina e acúmulo de

material oriundo das bordas do estuário (BOYD; DALRYMPLE; ZAITLIN, 2006; ROSSETTI et al., 2002)

6.3.1.2. Granulometria

A seguir são apresentados os resultados das análises granulométricas a laser (Tabela 9 e Figura 11).

Tabela 9 - Classificação e distribuição do tamanho das partículas, em porcentagens, do sedimento do testemunho JC

Profundidade (cm)	Classificação	Seleção	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
0	Silte médio	Pobrememente selecionado	16,74	71,42	11,84
10	Silte fino	Pobrememente selecionado	11,52	71,33	17,15
20	Silte fino	Pobrememente selecionado	2,732	78,63	18,64
30	Silte fino	Pobrememente selecionado	3,71	80,99	15,3
40	Silte fino	Pobrememente selecionado	3,348	80,82	15,83
50	Silte fino	Pobrememente selecionado	2,624	85,91	11,47
60	Areia média	Moderadamente selecionado	100	0	0
70	Areia média	Moderadamente selecionado	96,09	3,908	0
80	Areia média	Bem selecionado	100	0	0
90	Areia média	Bem selecionado	100	0	0
100	Areia média	Bem selecionado	100	0	0
110	Areia média	Bem selecionado	100	0	0
120	Areia média	Bem selecionado	100	0	0
130	Areia média	Bem selecionado	100	0	0
140	Areia média	Bem selecionado	100	0	0
150	Areia média	Muito bem selecionado	100	0	0

160	Areia média	Muito bem selecionado	100	0	0
170	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	81,06	18,94	0
180	Areia fina	Pobremente selecionado	93	4,101	2,894
190	Areia média	Moderadamente selecionado	100	0	0
200	Areia média	Moderadamente selecionado	100	0	0
210	Areia média	Moderadamente selecionado	100	0	0
220	Areia fina	Pobremente selecionado	90,73	9,267	0
230	Areia média	Bem selecionado	100	0	0
240	Areia média	Bem selecionado	100	0	0
250	Areia média	Bem selecionado	100	0	0

De 250 a 170 cm (~33.000 a ~29.000 anos cal AP) o sedimento é classificado de acordo com Folk e Ward (1958) como areia-média tendendo para areia muito fina. Esta camada apresenta granodecrescência ascendente, com porcentagens de areia variando de 100% para 81,06% a 170 cm. A fração silte/argila ocorre a partir de 180 cm. O grau de seleção varia de bem selecionado até pobremente selecionado indicando a diminuição da dinâmica energética no local ao longo do período. Para Soares e Rossetti (2005), ambientes aquáticos que passam por um processo de rebaixamento da coluna d'água tem o aporte de areia (assoreamento) facilitado, assim como a matéria orgânica depositada passa por um processo de oxidação. Estes conceitos ajudam a explicar as condições locais à época. No entanto, estes valores mostram uma discrepância em relação à classificação textural visual e tátil realizada no momento da abertura do testemunho. O que inicialmente foi descrito como a fração silte/argila, muito provavelmente era composto pela matéria orgânica, eliminada totalmente na etapa de pré-tratamento com H₂O₂. A coloração do material tratado também parece indicar esta tendência, passando de cinza claro para amarelo claro/branco após o tratamento. Entre 160 até 70 cm (intervalo não datado), o testemunho é composto por 100% de areia média, com grau de seleção muito bom. Este valor associado ao coeficiente de assimetria, marcadamente positivo, contribui para determinar o regime de deposição como

dominado por ondas, e concorda com a classificação estratigráfica e com estudos prévios realizados na área por Guedes et al. (2011), que encontraram nos sedimentos da Ilha Comprida proporções de areia fina de até ~84%, e areia muito fina de ~14%, variando entre bem/muito bem selecionadas e grau de assimetria positivo, indicativo de deposição por ondas. Ambientes de hidrodinâmica alta promovem a retirada e impedem a deposição de frações mais finas. A partir dos 70 cm (1240 anos cal. A.P.), a coloração do material passa a ser muito mais escura do que nas camadas inferiores, indicando aumento da proporção de matéria orgânica. O sedimento é classificado como silte fino. A fração silte é dominante, apresentando diminuição de 85,91% a 50 cm até 71,42% até o topo. Para o mesmo intervalo, os valores de areia aumentam de 2,62 para 16,74%, enquanto os valores de argila alcançam 11,47% a 50 cm, chegando até a 18,64% à 20 cm e diminuindo novamente até 11,84% no topo. O grau de seleção varia de moderadamente selecionadas para pobremente selecionados a partir de 50 cm.

De acordo com a análise proposta por Pejrup em 1988 (Figura 12), a tendência geral do baixo conteúdo de silte/argila deve-se a principalmente à hidrodinâmica local, e não somente ao aspecto associado à localização do ponto de amostragem no estuário (quanto mais próximo a canais de maré, mais argila), e indica deposição em ambiente dominado por ondas, com hidrodinâmica alta. O aumento no conteúdo de silte/argila pode estar associado à mudança no regime de sedimentação, que pode ser causado pelo aumento do aporte fluvial ou por um nível marinho em descida. Esta diferença no conteúdo de argila mostra, em linhas gerais, a diminuição da energia total e mudança no regime de fluxo da área (Figura 12) para um ambiente protegido da ação de ondas, mas ainda sob influência das marés, permitindo o estabelecimento do manguezal. Este, por sua vez, funcionaria como um estabilizador da hidrodinâmica local, protegendo ainda mais o ambiente da ação de ondas, facilitando a deposição dos sedimentos mais finos e matéria orgânica, acentuando a tendência anterior que permitiu sua instalação. (VAN SANTEN et al., 2006).

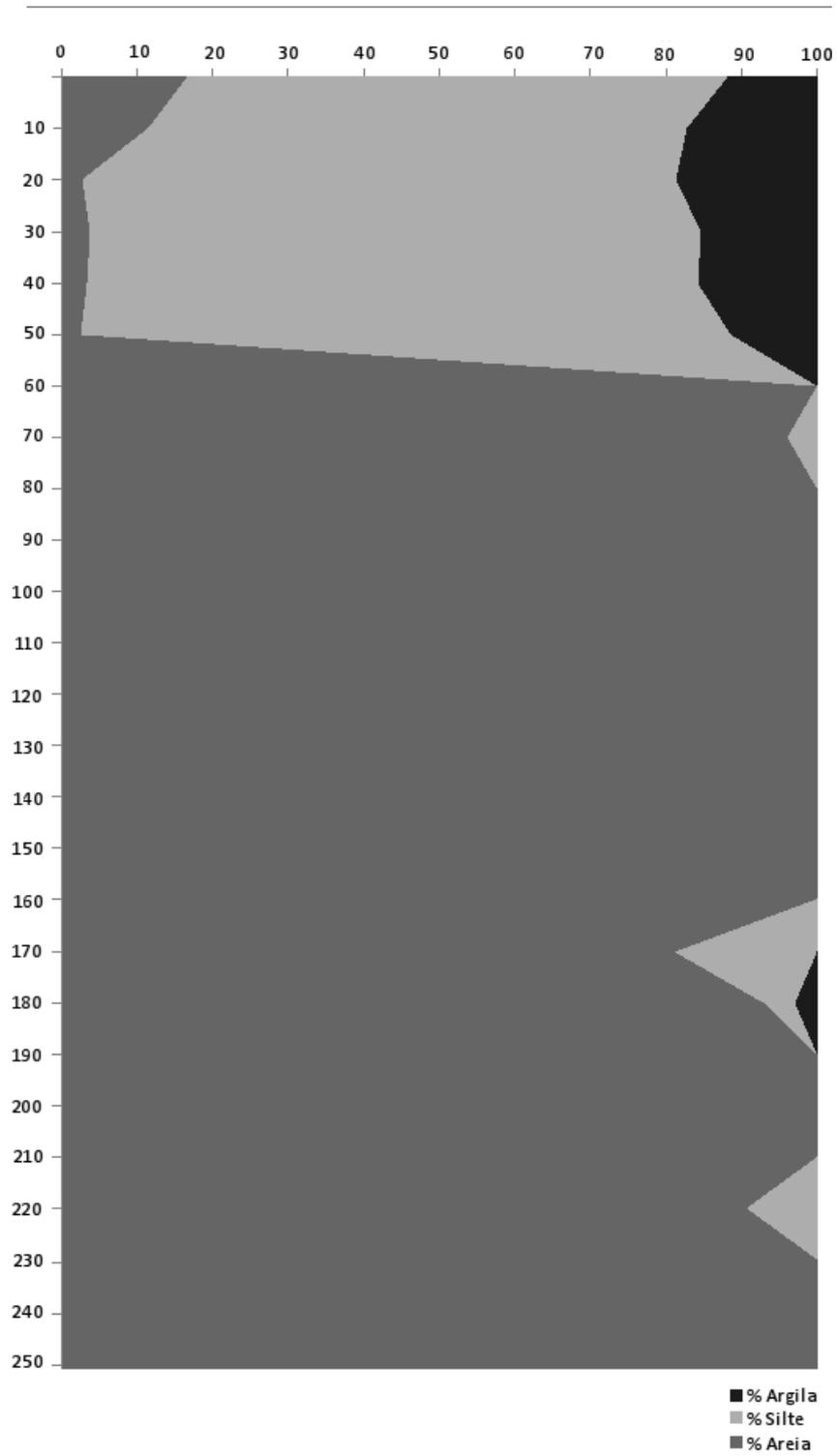


Figura 11 - Distribuição granulométrica do testemunho JC

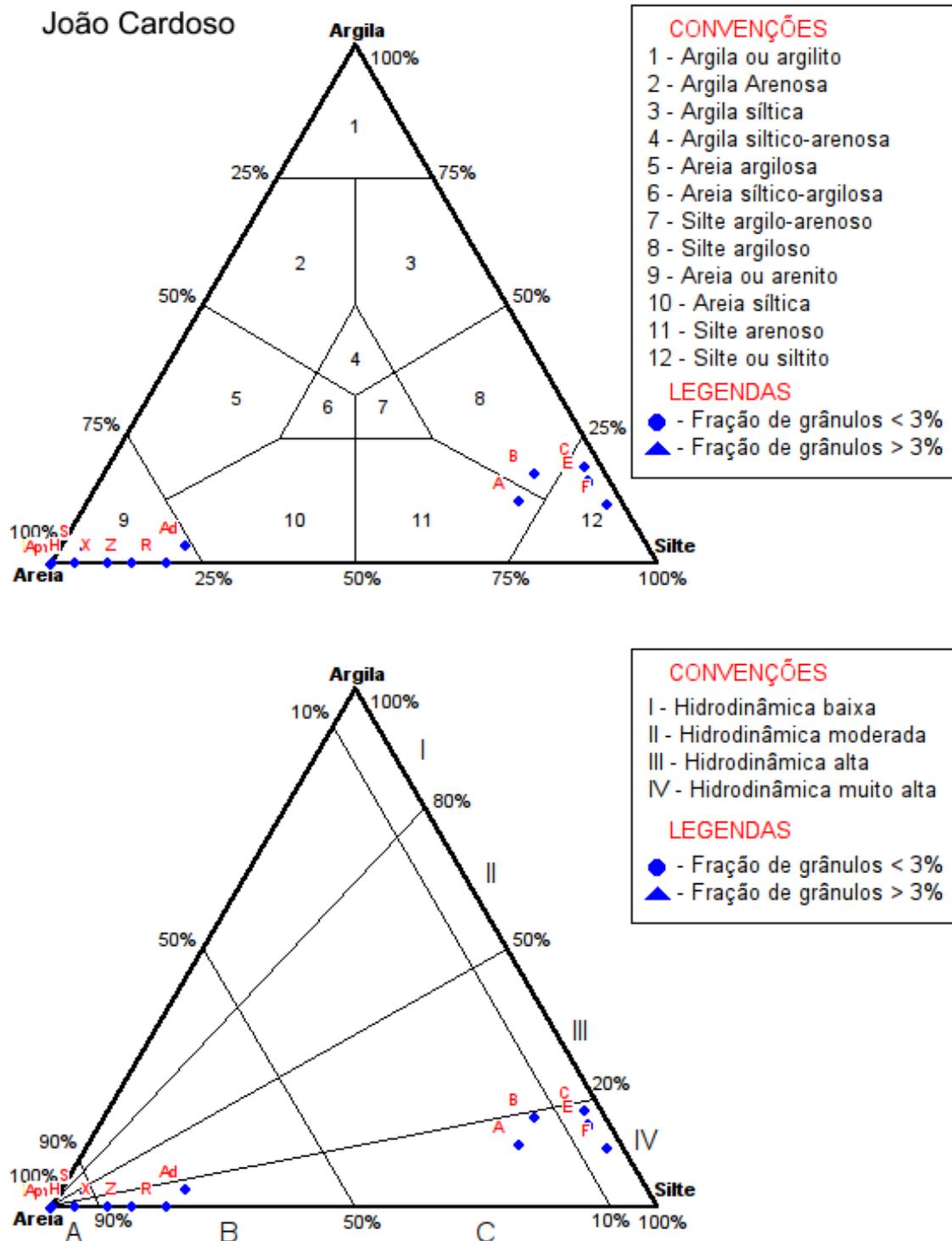


Figura 12 - Granulometria do testemunho JC. **A.** Distribuição granulométrica (Sheppard, 1954). **B.** Hidrodinâmica (Pejrup, 1988). Seções de I a IV refletem condições de energia crescentes

6.3.2. Ipaneminha

6.3.2.1. Descrição faciológica

Na Tabela 10 e Figura 13 são apresentadas as sete fácies determinadas.

Tabela 10 - descrição de fácies do testemunho IPA

Intervalo	Profundidade (cm)	Descrição
1	15 - 0	Areia muito fina/argilosa, marrom amarelada, maciça e bioturbada.
2	45 - 15	Argila cinza escura, maciça com lentes de areia branca/amarela fina e bem selecionada. Bioturbada. Fragmentos vegetais carbonizados dispersos.
3	55 - 45	Concentração de restos vegetais/carvão. Recobertos por fragmentos oriundos deste mesmo horizonte. Raízes dispersas.
4	75 - 55	Gradação de areia fina/média na base até camada argilosa no topo. Acamamento heterolítico tipo wavy. Grada para baixo até estratificação cruzada. Contato basal gradacional.
5	150 - 75	Pacote com estratificação cruzada heterolítica. Base com domínio de argila cinza escura em camadas horizontais que tornam mais inclinadas progressivamente para o topo. Ao mesmo tempo as camadas de areia se tornam mais volumosas com presença de "mud couplets". Fragmentos de carvão/restos vegetais carbonizados dispersos.
6	160 - 150	Areia marrom amarelada fina/muito fina com fragmentos de carvão até areia muito fina/argila cinza. Forte cheiro de enxofre.
7	170 - 160	Areia média/fina cinza clara a amarelo-creme. Fragmentos de argila e filmes descontínuos horizontalmente.

A descrição faciológica para o testemunho IPA é semelhante aos últimos 160 cm do testemunho JC (representando os últimos ~1460 anos cal A.P). O testemunho apresenta de 170 a 160 cm, fácies composta por areia média cinza clara à amarelada creme, fragmentos e filmes de argila descontínuos. Esta fácies, com filmes de argila descontínuos, representa ambiente de sedimentação de energia periodicamente variável. As duas fácies seguintes, que compreendem o intervalo entre 150 a 55 cm (~1600 a ~750 anos cal. AP), apresentam pacote predominantemente arenoso com estratificação cruzada heterolítica, com predomínio de argila cinza na base, com gradação para areia fina, com pacotes cada vez mais espessos e inclinados. Esta situação é comum a ambiente intermarés em processo de regressão marinha ou sob progradação por acréscimo de sedimentos em ambientes cujo nível marinho é estável. Este fato é marcado pela progressiva inclinação e aumento do volume de pacote de areia, o que parece ser uma intensificação do processo de sedimentação do intervalo anterior.

JC, aparentemente é composto somente por matéria orgânica. Este fato, no entanto, não prejudica a interpretação do sistema deposicional. Neste caso, a matéria orgânica cumpre o papel do sedimento mais fino do gradiente granulométrico. A análise de Perjup (1988) mostra energia hidrodinâmica alta com domínio em todo o período, indicando ambiente de sedimentação no qual há o domínio de ondas.

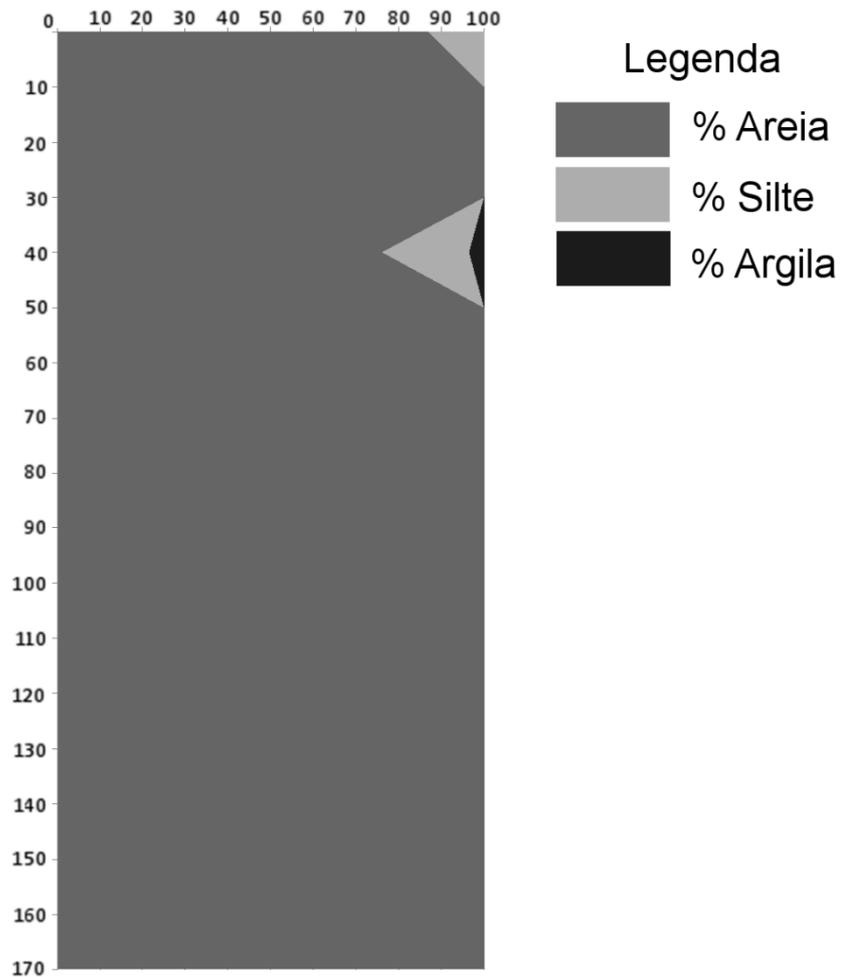


Figura 14 - Distribuição granulométrica do testemunho IPA

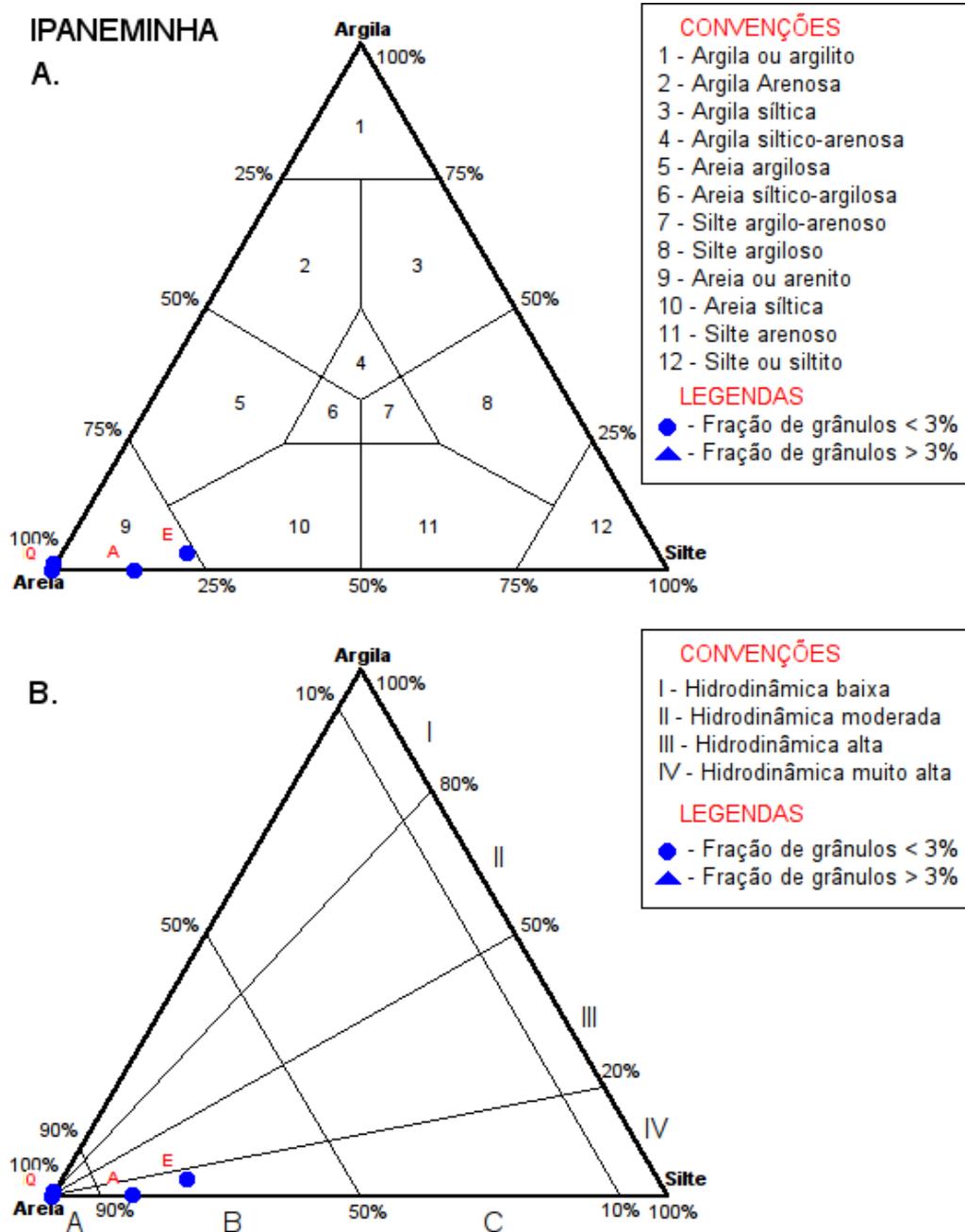


Figura 15 - Granulometria do testemunho IPA. **A.** Distribuição granulométrica (Sheppard, 1954). **B.** Hidrodinâmica (Pejrup, 1988). Seções de I a IV refletem condições crescentes de energia hidrodinâmica

6.3.3. Perequê

Por ter sido coletado com um trado russo, o testemunho PE foi obtido em três partes separadas. A tradagem avançou até alcançar uma camada maciça de areia, que não pode ser ultrapassada devido às limitações do equipamento.

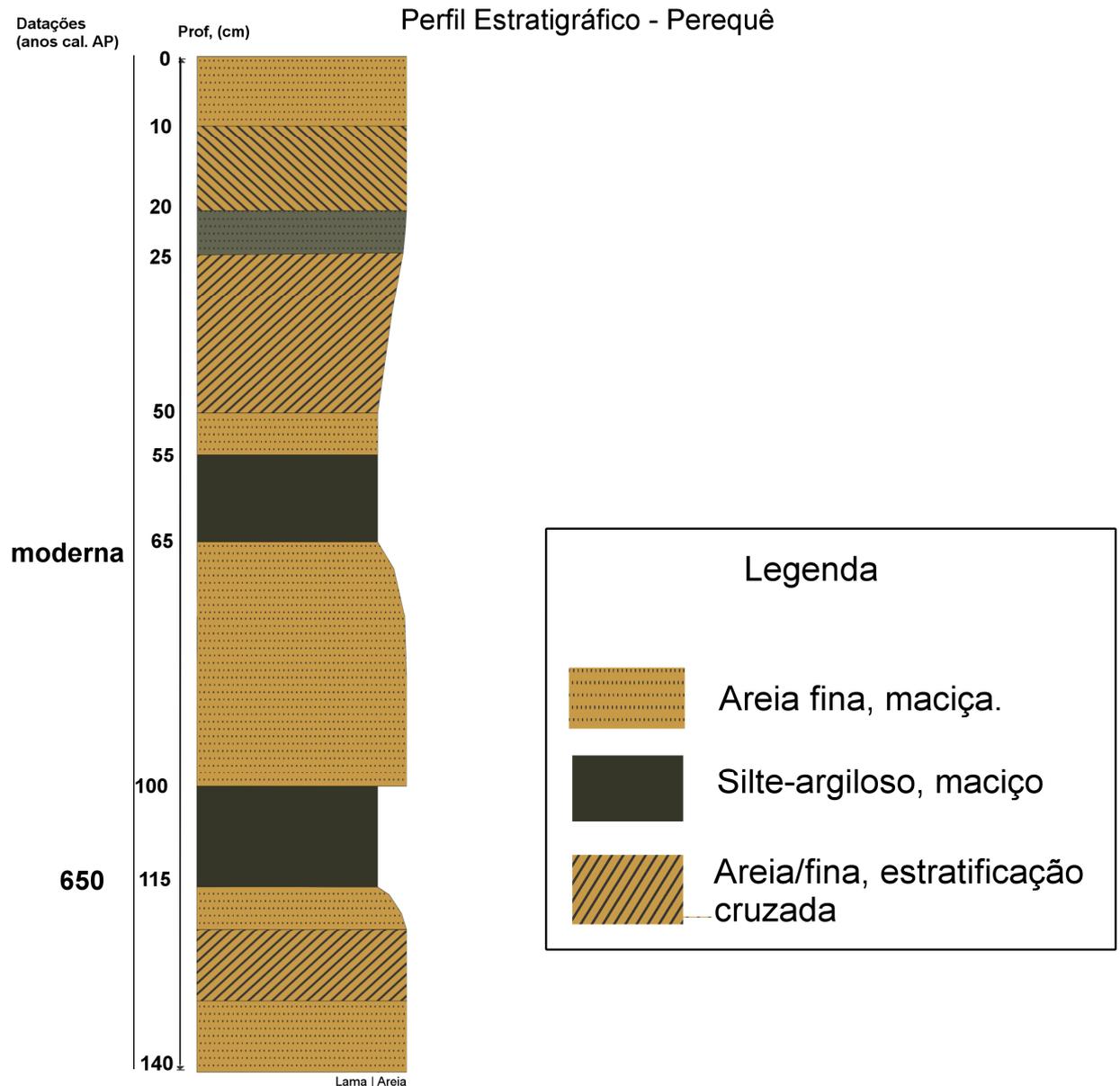


Figura 16 - Descrição faciológica do testemunho PE

6.3.3.1. Raios-X

O testemunho PE foi analisado por raio-x (Figura 17) antes de ser sub-amostrado. A análise revelou estruturas sedimentares invisíveis a olho nu. A descrição litofaciológica foi baseada nas imagens obtidas nesta análise. A seguir serão exibidas as imagens de raio-x tratadas digitalmente, para realçar a estruturação sedimentar.

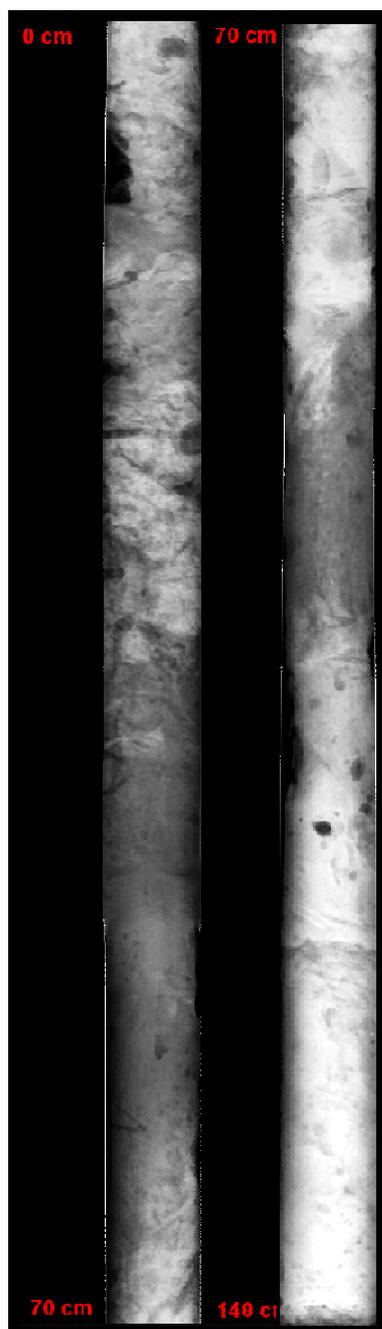


Figura 17 - Raio-X do testemunho PE

6.3.3.2. Descrição faciológica

Macroscopicamente, o testemunho PE aparenta homogeneidade. A textura ao tato é predominantemente arenosa, com coloração homogênea cinza escura/amarronzada. Abundância de raízes e fragmentos vegetais. De acordo com a imagem de raios-X, foi possível a identificação de fácies principais, ocorrendo ao longo do testemunho mais de uma vez. A primeira, de 140 a 120 cm (> 650 anos cal. AP) é composta de areia fina maciça, gradando para cima até estratificação cruzada. Em 120 (~650 anos AP) cm, ocorre fácies siltica/argilosa maciça; e de 100 a 65 cm (~650 a 0 anos cal. AP), areia maciça. Sobre esta camada há a ocorrência de outra camada argilo-siltosa, até aproximadamente 55 cm. De 55 a 10 cm (idade moderna) encontra-se uma camada arenosa com estratificação cruzada. Seu ângulo de acamamento varia até o topo, se tornando oposto à base da camada. A ocorrência de fácies arenosas maciças e de estratificação cruzada com fácies siltico-argilosas maciças indica variação no fluxo terrígeno de sedimentos em relação à fonte marinha. A variação do ângulo de acamamento dentro de uma mesma fácies pode ser tomada como influenciada pela inversão da corrente de maré no local. Este fato parece ser evidenciado a partir de fotografias aéreas da região, que mostram truncamento e mudança de direção dos cordões depositados localmente (Figura 18).

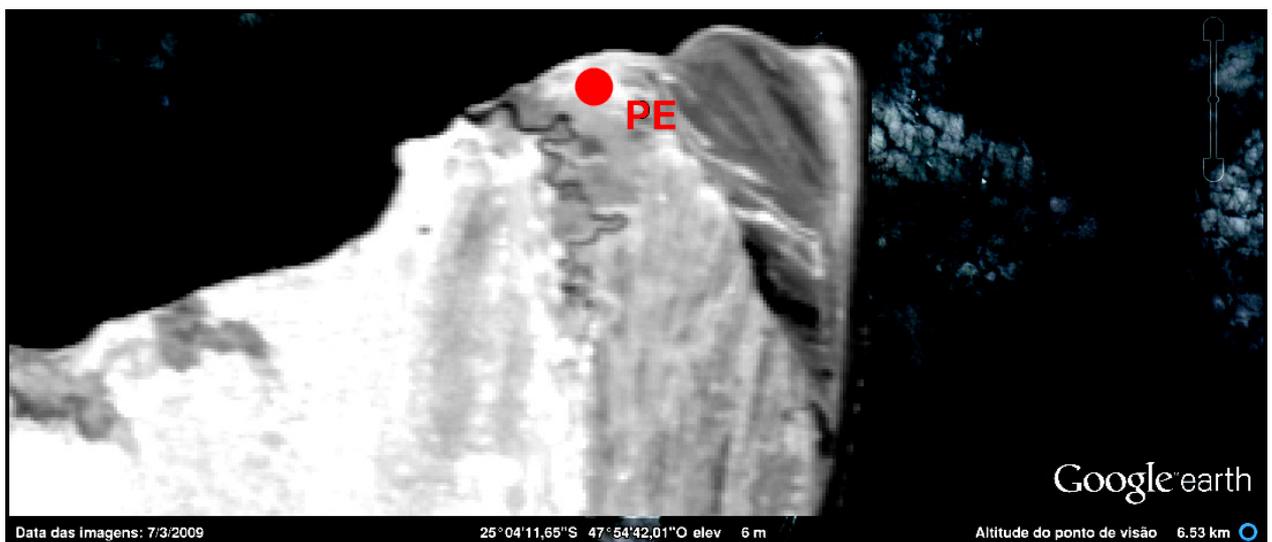


Figura 18 - Composição de imagens (Google Earth/Satélite CBERS – Banda 5) da região de coleta do testemunho

6.3.3.3. Granulometria

A granulometria variou de areia, na base, para predomínio de silte à argila, no topo, concordando com a descrição textural baseada nas fácies observadas (Figura 19).

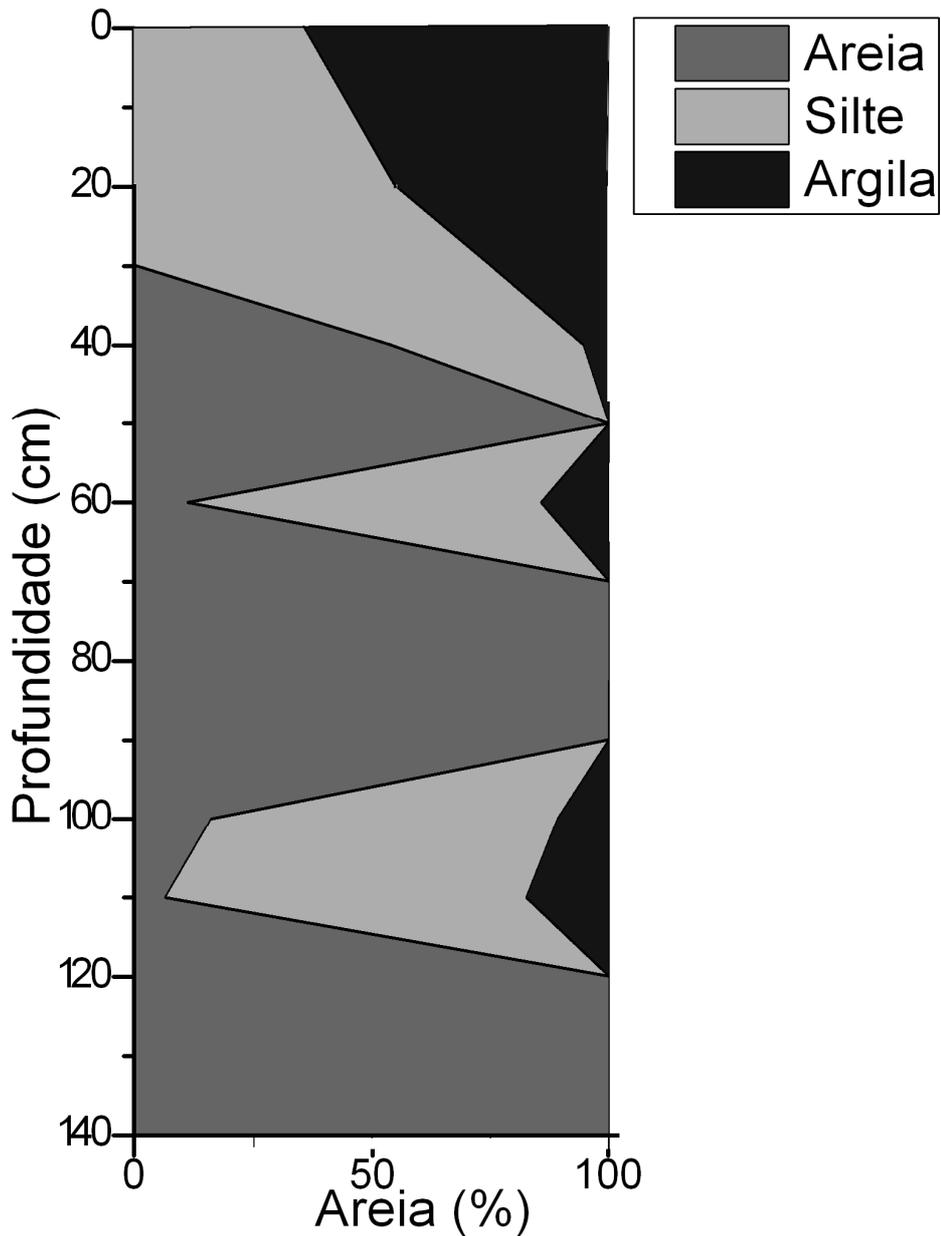


Figura 19 - Granulometria do testemunho PE

Assim como o testemunho JC, a análise granulométrica revelou condições diversas de sedimentação local. As condições hidrodinâmicas diminuem de intensidade a partir da profundidade de 60 cm, permitindo a deposição do material de granulometria mais fina, que passa a dominar o intervalo a partir dos 40 cm.

Pela deposição de frações finas e médias no local, entende-se que a hidrodinâmica deste período não é suficiente para remobilizar este sedimento, proporcionando condições para o estabelecimento do manguezal na área. Este, por sua vez, acentua a tendência de estabilização local.

6.4. Análises isotópicas e elementares (C e N) da matéria orgânica

6.4.1. João Cardoso

Na Tabela 11 e Figuras 20 e 21 são apresentados os resultados das análises isotópicas e elementares de C e N.

Tabela 11 - Análises isotópicas e elementares (C e N) da matéria orgânica do testemunho JC

Profundidade (cm)	C _{org} total (%)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	N total (%)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	C/N
2	8,719	-26,19	0,482	3,54	18,09
4	7,342	-26,19	0,435	3,57	16,88
6	7,765	-29,19	0,432	3,89	17,97
8	6,909	-26,11	0,357	3,94	19,35
10	6,521	-25,74	0,369	4,11	17,67
12	6,445	-26,07	0,341	3,77	18,90
14	12,229	-27,95	0,450	4,15	27,17
16	9,738	-26,13	0,398	4,33	24,46
18	6,057	-25,05	0,318	4,59	19,04
20	-----	-----	-----	-----	-----
22	-----	-----	-----	-----	-----
24	-----	-----	-----	-----	-----
26	4,641	-23,72	0,312	4,83	14,87
28	5,226	-23,52	0,321	4,55	16,28
30	2,654	-23,54	0,356	4,51	7,45
32	4,593	-23,54	0,302	4,82	15,20
34	3,891	-23,14	0,251	5,16	15,50
36	2,141	-22,57	0,126	5,37	16,99
38	3,392	-22,89	0,218	5,22	15,55

Profundidade (cm)	C _{org} total (%)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	N total (%)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	C/N
40	0,733	-21,41	0,068	5,76	10,77
42	0,939	-21,76	0,072	5,43	13,04
44	0,962	-21,68	0,064	5,04	15,03
46	1,172	-22,2	0,055	5,01	21,30
48	----	----	----	----	----
50	----	----	----	----	----
52	0,455	-20,8	0,044	6,16	10,34
54	2,151	-23,73	0,073	5,66	29,46
56	2,065	-23,73	0,120	6,29	17,20
58	5,618	-25,79	0,040	7,02	140,45
60	----	----	----	----	----
62	----	----	----	----	----
64	----	----	----	----	----
66	----	----	----	----	----
70	0,152	-23,62	0,010	5,09	15,20
72	0,087	-24,43	0,010	4,65	8,70
74	0,058	-25,41	0,004	6,01	14,50
76	0,047	-25,40	0,003	4,55	15,66
78	0,038	-25,27	0,007	4,22	5,43
80	0,043	-25,07	0,003	3,67	14,33
82	0,051	-24,64	0,004	6,46	12,75
84	0,055	-25,00	0,005	4,02	11,00
86	0,033	-25,49	0,002	5,29	16,50
88	0,032	-24,25	0,002	5,83	16,00
90	0,049	-25,25	0,004	6,06	12,25
92	0,076	-25,41	0,005	4,37	15,20
94	0,076	-25,17	0,004	4,84	19,00
96	0,107	-25,42	0,006	3,91	17,83
98	0,053	-24,73	0,003	6,39	17,66
100	0,051	-25,09	0,003	5,7	17,00
102	0,049	-26,20	0,003	7,87	16,33
104	0,052	-25,51	0,002	4,2	26,00
106	0,055	-25,95	0,004	6,29	13,75
108	0,044	-25,19	0,004	7,18	11,00
110	0,033	-23,71	0,002	7,77	16,50
112	0,036	-25,31	0,004	4,38	9,00
114	0,047	-26,22	0,003	5,7	15,66
116	0,043	-24,54	0,005	5,65	8,60
118	0,044	-24,83	0,006	4,98	7,33
120	0,044	-25,74	0,008	4	5,50
122	0,035	-25,91	0,005	5,19	7,00
124	0,041	-24,59	0,005	4,9	8,20
126	0,043	-25,58	0,003	6,1	14,33
128	0,034	-25,22	0,003	7,98	11,33
130	0,040	-24,53	0,003	7,03	13,33
132	0,058	-25,41	0,007	4,33	8,28
134	0,043	-24,94	0,004	6,6	10,75
136	0,032	-25,03	0,004	6,89	8,00
138	0,031	-26,02	0,004	4,98	7,75
140	0,039	-25,39	0,002	6,07	19,50
142	0,034	-25,99	0,002	3,8	17,00
144	0,038	-25,90	0,002	3,48	19,00

Profundidade (cm)	C _{org} total (%)	δ ¹³ C (‰)	N total (%)	δ ¹⁵ N (‰)	C/N
146	0,065	-26,22	0,004	5,28	16,25
148	0,055	-25,08	0,003	8,7	18,33
150	0,044	-25,32	0,001	8,94	44,00
152	0,040	-25,25	0,004	7,54	10,00
154	0,038	-24,54	0,003	7,67	12,66
156	0,032	-25,30	0,002	7,49	16,00
160	0,031	-24,63	0,004	6,02	7,75
162	0,047	-26,10	0,003	9,26	15,66
164	0,066	-25,22	0,003	6,83	22,00
166	0.2	-21.72	0.01	11.12	20,00
168	0.2	-22.56	0.01	8.94	20,00
170	0.34	-24.46	0.01	8.13	34,00
172	0.21	-24.04	0.01	8.14	21,00
174	0.63	-25.58	0.01	7.57	63,00
176	0.23	-23.18	0.01	7.55	23,00
178	0.34	-24.74	0.01	5.51	34,00
180	0.21	-22.58	0.01	7.78	21,00
182	0.28	-22.95	0.01	6.31	28,00
184	0.27	-22.85	0.01	7.08	27,00
186	0.16	-21.37	0.02	5.78	8,00
188	0.3	-22.32	0.02	5.95	15,00
190	0.38	-24.15	0.02	6.01	19,00
192	0.55	-24.91	0.02	4.78	27.50
194	0.48	-23.87	0.02	6.29	24,00
196	0.3	-23.65	0.01	5.36	30,00
198	0.3	-23.11	0.02	4.33	15,00
200	0.3	-22.86	0.02	5.38	15,00
202	0.26	-23.54	0.02	4.36	13,00
204	0.16	-20.77	0.01	5.48	16,00
206	0.15	-20.96	0.01	4.2	15,00
208	0.15	-20.77	0.01	5.05	15,00
210	0.15	-21.15	0.02	3.49	7.50
212	0.31	-25.53	0.01	4.18	31,00
214	0.17	-20.94	0.01	5.78	17,00
216	0.14	-22.7	0.01	3.95	14,00
218	0.15	-22.68	0.01	5.61	15,00
220	0.15	-21.3	0.01	3.83	15,00
222	0.12	-21.58	0.01	4.97	12,00
224	0.11	-20.79	0.01	5.18	11,00
226	0.12	-21.38	0.01	4.7	12,00
228	0.09	-22.29	0.01	5.71	9,00
230	0.11	-23.93	0.01	3.25	11,00
232	0.08	-20.13	0.01	8.53	8,00
234	0.05	-24.47	0.01	6.16	5,00
236	0.04	-21.88	0.01	5.19	4,00
238	0.05	-22.08	0.01	2.48	5,00
240	0.04	-22.26	0.01	4.39	4,00
242	0.04	-21.68	0	8.13	---
244	0.12	-24.78	0.01	5.1	12,00
246	0.04	-18.32	0	5.15	---
248	0.2	-21.72	0.01	11.12	20,00

As análises isotópicas e elementares do testemunho JC mostram padrão condizente com a cronologia dos testemunhos e com a descrição faciológica. De 250 a 198 cm (> 33.000 anos cal. AP) os valores de Carbono Orgânico Total encontram-se muito baixos, variando de 0,004 a 0,031%, atingindo valor máximo de 0,31% à 212 cm. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam de -24,78 até -20,77‰ (média: -22,13‰). Os valores de nitrogênio elementar também são extremamente baixos, aumentando de 0,0% a 248 cm até 0,02% a 198 cm (média: 0,09%). O $\delta^{15}\text{N}$ varia de +2,48‰ a +11,28‰. A razão C/N apresenta mínimo de 4,0 e máximo de 15, com a maioria dos valores situando-se (média: 12,74) no intervalo entre 0 e 20 cm. Estes valores, associados à descrição faciológica e granulometria, permitem inferir preliminarmente a presença de ambiente composto por plantas terrestres do tipo fotossintético C3 e provável presença de plantas C4, mas com influência fitoplanctônica com variações periódicas de umidade, provavelmente uma planície fluvial, verificada nas fácies pelo intervalo com acamamento tipo wavy, típico de ambiente periodicamente inundável.

Entre ~33.000 e ~29.450 anos cal. AP. (198 a 166 cm), os valores de Carbono Orgânico Total ainda são muito baixos, variando entre 0,2 e 0,55% (média: 0,31%). Valores de Nitrogênio Total nesta camada apresentam aumento em relação à camada inferior, variando entre 0,01 a 0,02% (média: 0,012%). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são mais empobrecidos em relação ao período anterior, variando entre -21,37‰ e -25,58‰ (média: -23,51‰); valores de $\delta^{15}\text{N}$ variam entre 2,53‰ e 5,24‰ (média 4,26‰) e indicam mistura de matéria orgânica terrestre e fitoplanctônica. A razão C/N aumenta, variando entre de 15,63 e 52,75 (média: 23,97) e quando associada aos valores isotópicos indica maior influência de matéria orgânica de plantas C3 terrestres. O material sedimentar passa a ser mais arenoso do que na camada anterior e perde a estratificação, mostrando ambiente de sedimentação mais energético e mais homogêneo, permitindo o melhor desenvolvimento da cobertura arbórea durante este período.

Entre 166 e 68 cm (intervalo sem datação), os valores de Carbono Orgânico Total (0,031% a 0,366%; média 0,062%) e Nitrogênio Total (0,001% a 0,024%) são muito baixos, e foram necessárias duas análises para obtenção de valores confiáveis. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ (-23,32‰ a -26,22‰; média: -25,13), $\delta^{15}\text{N}$ (3,48‰ a 11,12‰; média 5,97‰) e C/N de 5,5 e 28,8, com média de 14,53, indicam matéria orgânica de plantas C3 terrestres com maior influência do fitoplâncton do que o

período anterior. Os resultados faciológicos indicam ambiente submetido a variações energéticas periódicas, sugerindo períodos de maior e menor remobilização associados à granulometria e aos resultados isotópicos e elementares, sugerem um ambiente deposicional de antepraia, conseqüência da transgressão Santos (~5.100 anos AP).

Entre 70 cm e 50 cm (~1240 e 850 anos cal A.P) os valores de Carbono Orgânico Total (0,152 a 5,61%; média: 1,172%) e Nitrogênio Total (0,01 a 0,12%; média: 0,052) indicam melhores condições de preservação/acúmulo da matéria orgânica do que os períodos anteriores. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ (-20,8‰ a -25,79‰; média: -23,33‰) e $\delta^{15}\text{N}$ (5,01‰ a 7,02‰; média: 5,80), associados a C/N (8,7 a 29,46; média: 18,1) indicam ambiente com fonte predominante de matéria orgânica fitoplanctônica e de origem marinha, com influência de plantas C3. De 850 anos AP até os dias atuais verifica-se uma tendência progressiva de empobrecimento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (-21,41‰ a -29,19‰; média: -24,42‰) e $\delta^{15}\text{N}$ (5,76‰ a 3,54‰; média: 4,57‰), assim como o aumento dos valores de Carbono Orgânico Total (0,733% a 12,22%; média: 5,10%); Nitrogênio Total (0,055% a 0,482%, média: 0,28%) e C/N médio de 17,8 e mostram uma mistura de matéria orgânica fitoplanctônica com maior influência de plantas C3 (valores até ~-29,‰) nos sedimentos. Os resultados faciológicos e granulométricos indicam ambiente progressivamente menos energético, protegido da ação das ondas. Associados aos resultados das análises isotópicas e elementares mostram a redução da influência marinha no local. A integração e interpretação dos resultados das análises estratigráficas, elementares e isotópicas concordam com o estabelecimento do manguezal verificado pela palinologia, e também com Marchand et al. (2003) cujo trabalho descreve que estágios primários no desenvolvimento dos manguezais apresentam origem algal da matéria orgânica dos sedimentos, passando a ser cada vez mais influenciados pela matéria orgânica continental a medida em que estes se desenvolvem.

A comparação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ com a razão C/N (MEYERS, 2003; WILSON et al., 1995) e com o $\delta^{15}\text{N}$ (PESSENDA et al., 1987) em gráficos (Figura 18) destacando o alcance dos valores isotópicos de diversas fontes de matéria orgânica ilustra de forma clara a tendência de mudança sobre a influência das fontes de matéria orgânica no sedimento.

Análises Elementares e Isotópicas - João Cardoso

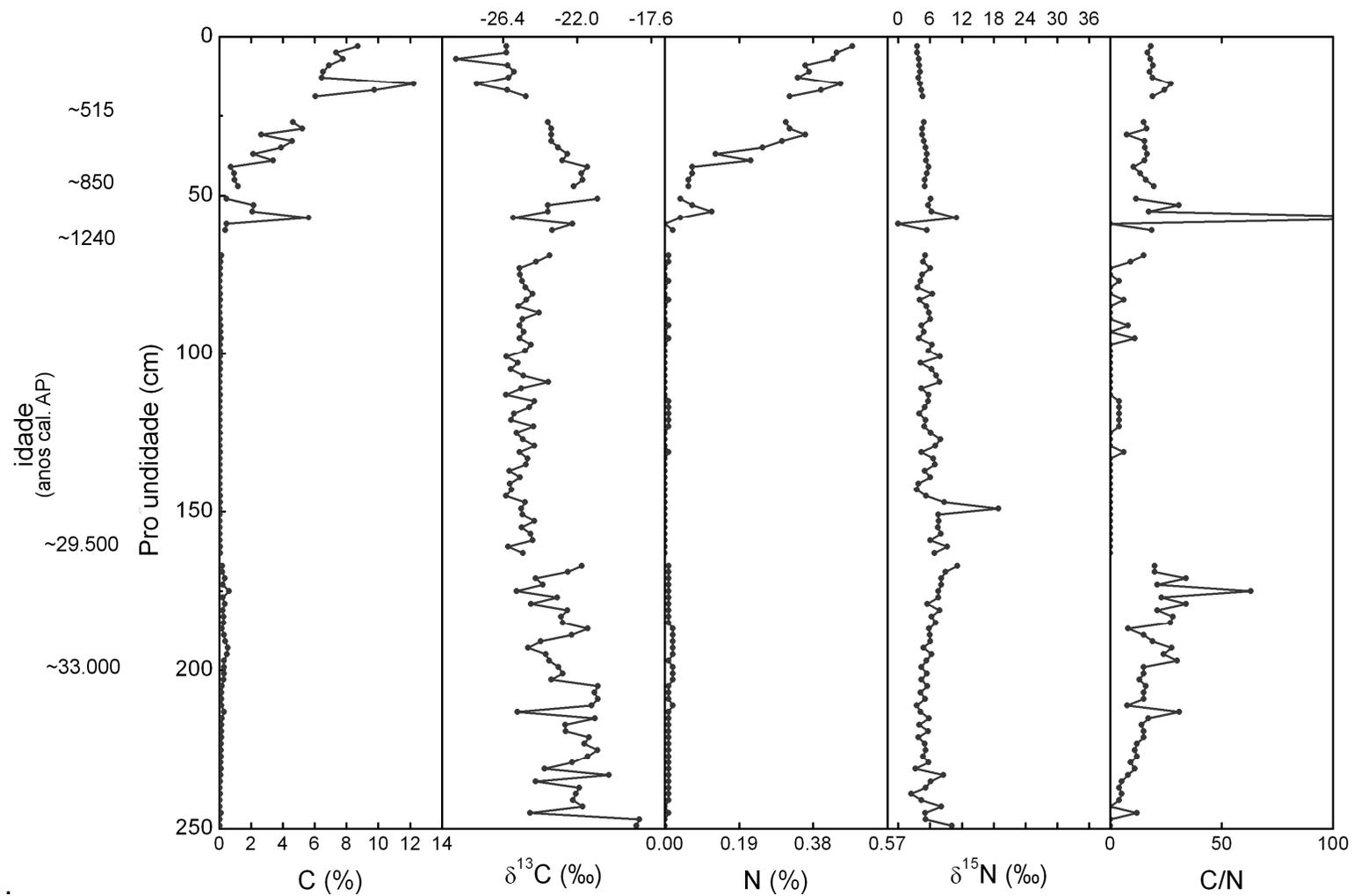


Figura 20 - Valores isotópicos e elementares para o testemunho João Cardoso

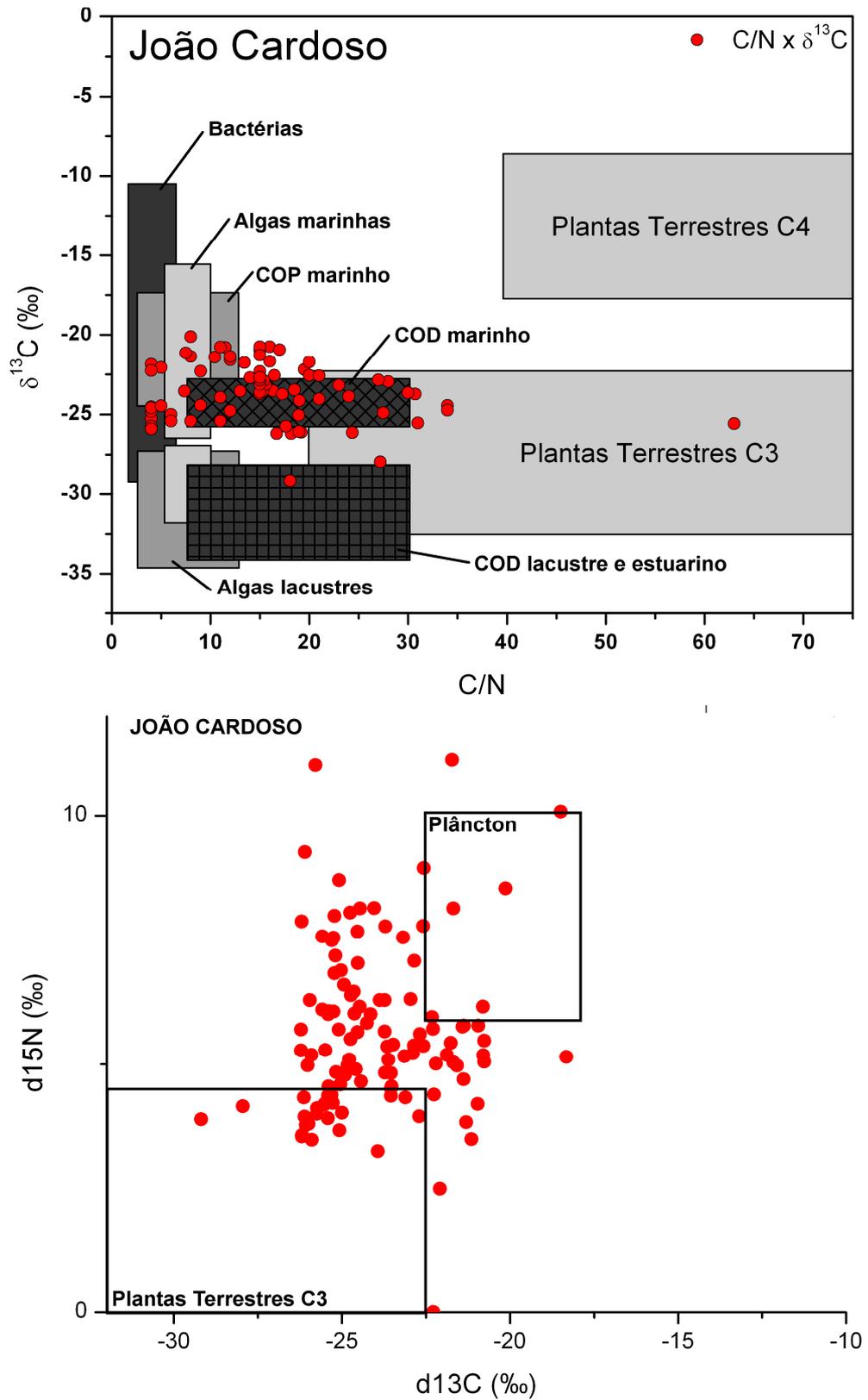


Figura 21 - A. $\delta^{13}\text{C}$ x C/N. B. $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{15}\text{N}$. Testemunho JC

6.4.2. Ipaneminha

Na Tabela 12 e Figuras 22 e 23 são apresentados os resultados das análises isotópicas e elementares da matéria orgânica do testemunho IPA.

Tabela 12 - Análises isotópicas e elementares (C e N) da matéria orgânica do testemunho IPA

Profundidade (cm)	C _{org} total (%)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	N total (%)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	C/N
0	3.17	-26.28	0.201	5.11	15.76
2	1.40	-26.05	0.099	6.16	14.12
4	1.36	-25.67	0.095	7.16	14.31
6	1.34	-25.57	0.071	7.73	18.81
8	0.90	-25.08	0.093	8.58	9.66
10	1.14	-26.07	0.08	9.91	14.28
16	2.51	-25.68	0.196	10.53	12.80
18	2.83	-25.96	0.181	11.56	15.60
20	1.44	-25.99	0.092	12.67	15.63
22	1.45	-25.83	----	----	----
24	1.78	-26.13	----	----	----
26	1.79	-25.45	----	----	----
28	0.86	-25.66	----	----	----
30	1.14	-25.70	----	----	----
32	1.91	-25.82	0.007	28.06	27.42
24	0.71	-25.42	0.13	25.88	5.47
36	0.69	-25.53	0.109	18.71	6.33
38	1.62	-25.28	0.062	17.73	26.06
40	2.60	-25.32	0.099	15.97	26.21
42	3.01	-25.13	0.126	14.34	23.88
44	2.02	-25.46	0.06	12.76	33.68
50	1.90	-25.10	0.038	11.01	49.94
52	0.34	-24.63	0.111	10.39	3.05
54	0.60	-24.81	0.147	8.7	4.08
56	0.66	-24.45	0.165	7.2	4.00
58	0.51	-24.99	0.105	4.28	4.82
64	0.27	-25.00	0.094	4.29	2.89
66	0.26	-24.83	0.025	4.55	10.36
68	0.17	-24.88	0.041	4.9	4.02
70	0.05	-23.12	0.048	4.73	1.02
72	0.05	-24.90	0.028	4.78	1.67
74	0.05	-23.43	0.019	4.36	2.68
76	0.10	-23.94	0.017	4.33	5.88

Profundidade (cm)	C _{org} total (%)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	N total (%)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	C/N
78	0.07	-22.77	0.012	3.57	6,00
80	0.07	-24.10	0.006	3.27	11.50
82	0.05	-22.64	0.005	3.9	9.20
84	0.06	-22.62	----	----	----
86	0.50	-25.29	0.007	3.83	71,00
88	0.09	-24.49	0.005	4.06	18.40
90	0.05	-22.36	0.007	5.49	6.71
92	0.05	-24.29	0.009	5.2	5.00
94	0.05	-22.93	0.005	5.12	10.00
96	0.05	-23.62	0.035	4.61	1.34
98	0.04	-21.70	0.006	3.12	6.50
100	0.03	-22.52	0.005	4.53	6.60
102	0.05	-21.97	----	----	----
104	0.06	-23.93			
106	0.04	-22.44	0.006	3.55	6.166
108	0.15	-24.59	0.034	4.99	4.50
114	0.35	-25.31	0.017	3.71	20.47
116	0.09	-24.84	----	----	----
118	0.16	-25.03	0.009	1.9	17.55
120	0.44	-25.15	0.036	1.95	12.22
122	0.23	-24.92	0.013	0.75	17.61
124	0.23	-25.29	0.012	3.76	19.41
126	0.24	-25.22	0.011	0.04	21.36
128	0.22	-24.98	0.016	0.62	13.87
130	0.56	-24.96	----	----	----
132	0.57	-25.15	0.038	2.32	15.10
134	0.47	-25.37	0.028	1.76	16.85
136	0.73	-25.45	0.038	1.79	19.23
142	0.11	-25.58	0.006	-3.53	19.00
144	1.30	-25.34	0.061	3.38	21.32
146	0.05	-23.96	----	----	----
148	0.04	-23.60	----	----	----
150	0.14	-25.60	0.005	3.36	28.80
152	0.14	-25.44	0.007	4.28	19.71
154	0.16	-25.45	0.006	3.62	27.16
156	0.16	-26.02	----	----	----
158	0.20	-25.73	0.008	3.84	25.50
160	0.21	-25.58	0.005	4.84	42.20
162	0.13	-25.68	----	----	----
164	0.08	-25.70	----	----	----
166	0.09	-25.48	0.006	4.78	15.00
168	0.12	-25.35	----	----	----

Os valores de Carbono Orgânico Total para o testemunho IPA apresentam aumento gradual da base em direção ao topo, variando entre 0,09% a 3,17%. Esta variação se associa com a litologia observada na descrição faciológica, que indica uma evolução da sedimentação de face de praia, sob influência da região intermarés, para o ambiente atual de manguezal, protegido da ação de ondas, que garante condições energeticamente mais brandas e permite a sedimentação de material mais fino (silte/argila e acúmulo de matéria orgânica). Valores de Nitrogênio total apresentam o mesmo padrão, variando de 0,006% até 0,201% e indicam um aumento no acúmulo da matéria orgânica da base para o topo. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ apresentam dois padrões distintos, como se segue, respectivamente: entre 2200 e ~750 (160 a 60 cm) anos AP, encontram-se em torno de ~ -25‰ até ~ -22,00‰, enquanto os valores de $\delta^{15}\text{N}$ encontram-se perto de 5‰. C/N, que no início do período encontra-se em torno de 25, diminui até aprox. 4. Estes valores permitem inferir a origem da matéria orgânica como sendo predominantemente de plantas C3 com influência fitoplanctônica, que aumenta até o final do período.

A partir de ~750 anos cal. AP (~60 cm) os valores de $\delta^{13}\text{C}$ tornam-se mais empobrecidos, variando até -26,28 ‰ no presente e $\delta^{15}\text{N}$ sofrem aumento considerável, atingindo máximo de ~25,00‰ decorrente dos processos de denitrificação (REF.), acarretando fracionamento pela perda da fração mais leve para a atmosfera, disponibilizando maior proporção de ^{15}N para ser incorporado pelo fitoplâncton. Os valores de C/N, no entanto, apresentam aumento considerável, de 5 até 49, e estabiliza-se em direção ao topo com valores de ~15. Estes valores assemelham-se ao testemunho JC, indicando a diminuição da contribuição da matéria orgânica fitoplanctônica para o sedimento, e o estabelecimento do predomínio da matéria orgânica derivada das espécies de manguezal no material depositado, ainda com influência fitoplanctônica.

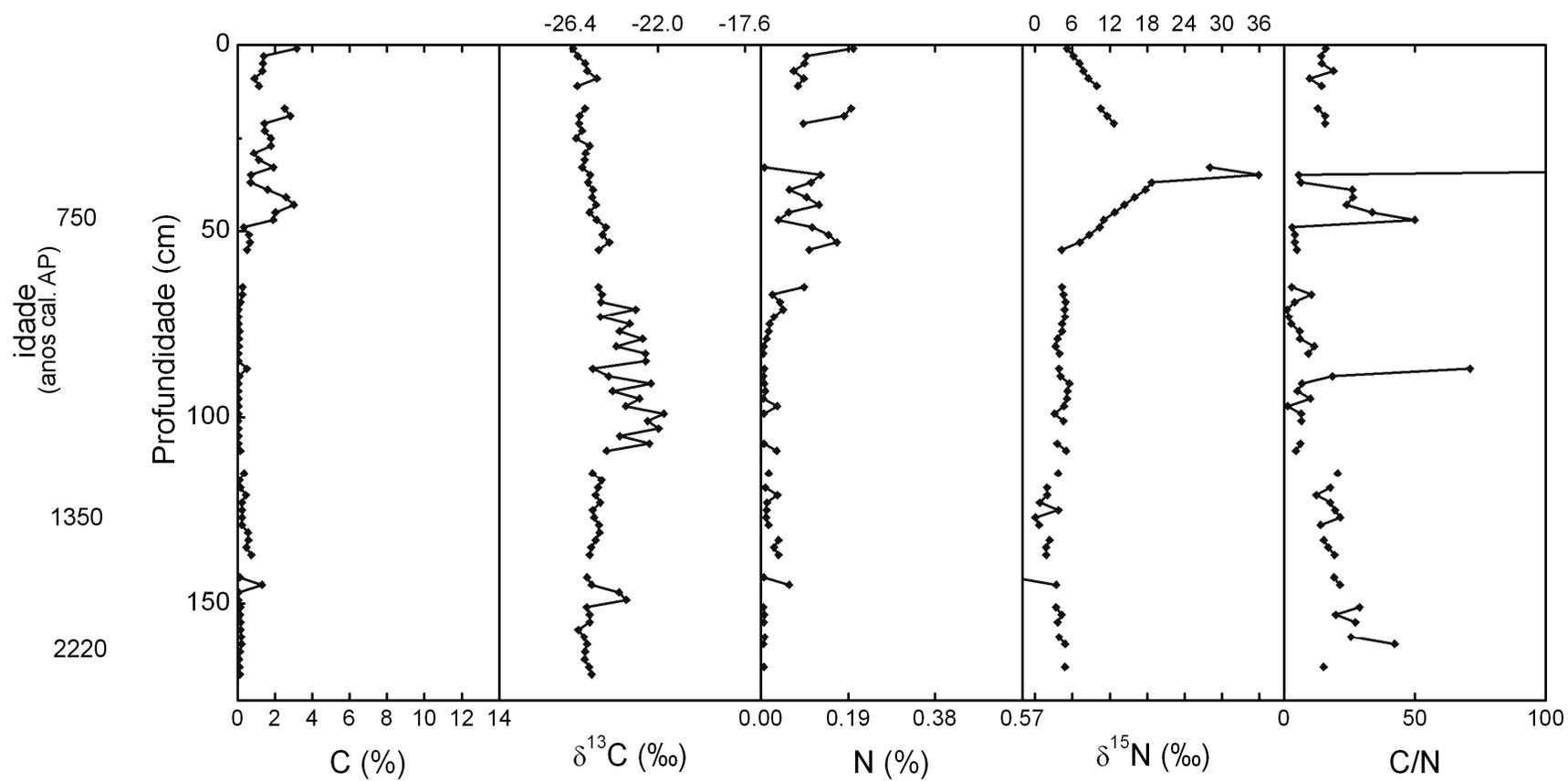


Figura 22 - Valores isotópicos e elementares de carbono e nitrogênio para o testemunho IPA

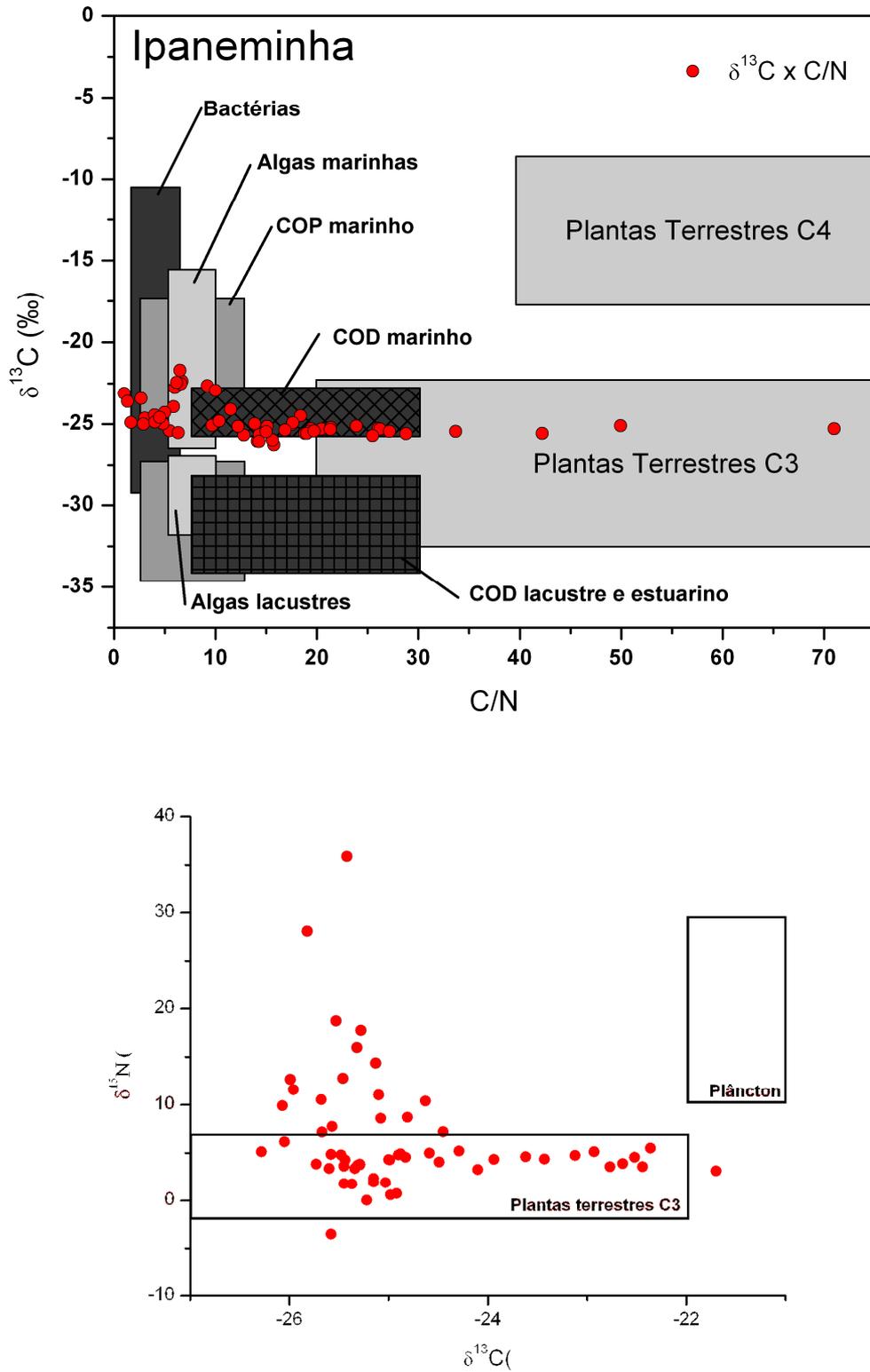


Figura 23 - $\delta^{13}\text{C} \times \text{C/N}$ (acima) e $\delta^{13}\text{C} \times \delta^{15}\text{N}$ (abaixo) para o testemunho IPA

6.4.3. Perequê

A seguir são apresentados os resultados das análises isotópicas e elementares do testemunho PE, assim como comparações entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N (Tabela 13, Figuras 24 e 25), para a identificação de fontes da matéria orgânica.

Tabela 13 - Valores isotópicos para o testemunho PE

Profundidade (cm)	C _{org} total (%)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	N total (%)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	C/N
0	0.348	-23.37	0.009	5.08	--
2	0.198	-22.56	0.008	4.54	18.16
4	0.335	-24.46	0.011	4.96	16.68
6	0.206	-24.04	0.008	4.64	18.06
8	0.633	-25.58	0.012	4.7	19.19
10	0.228	-23.18	0.009	4.4	17.62
12	0.337	-24.74			18.97
14	0.208	-22.58	0.01	4.24	27.17
16	0.277	-22.95	0.011	4.61	24.35
18	0.265	-22.85	0.01	5.07	18.93
20	0.159	-21.37	0.012	5.22	--
22	0.303	-22.32	0.014	4.64	--
24	0.384	-24.15	0.014	5.24	--
26	0.547	-24.91	0.017	3.98	14.96
28	0.478	-23.87	0.018	4.18	16.34
30	0.303	-23.65	0.017	4.02	7.361
32	0.299	-23.11	0.015	3.05	15.30
34	0.299	-22.86	0.014	3.39	15.56
36	0.258	-23.54	0.01	2.53	16.46
38	0.16	-20.77	0.01	3.83	15.40
40	0.149	-20.96	0.007	2.59	10.42
42	0.152	-20.77	0.007	3.13	13.42
44	0.146	-21.15	0.007	3.91	16.00
46	0.31	-25.53			19.50
48	0.172	-20.94	0.007	4.12	--
50	0.142	-22.7	0.004	4.5	11.50
52	0.151	-22.68	0.005	3.55	30.71
54	0.154	-21.3	0.006	3.19	17.25
56	0.124	-21.58	0.005	4.21	38.66
58	0.107	-20.79	0.004	5.43	24.75
60	0.123	-21.38	0.004	4.22	30.45

Profundidade (cm)	C _{org} total (%)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	N total (%)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	C/N
62	0.091	-22.29	0.003	5.47	25.75
64	0.113	-23.93			52.75
66	0.081	-20.13	0.003	5.43	25.33
68	0.047	-24.47	0.002	6.02	
70	0.044	-21.88	0.002	7.15	20.8
72	0.046	-22.08	0	4.8	25.18
74	0.042	-22.26	0.002	16.2	26.5
76	0.044	-21.68	0.002	5.87	13.25
78	0.116	-24.78	0		21.64
80	0.036	-18.32	0	14.53	27.42
82	0.031	-18.49	0	3.4	32.17
84	0.03	-25.49	0	5.29	26.55
86	0.03	-24.25	0	5.83	17.82
88	0.05	-25.25	0	6.06	19.93
90	0.08	-25.41	0.01	4.37	21.35
92	0.08	-25.17	0	4.84	25.80
94	0.11	-25.42	0.01	3.91	16.00
96	0.05	-24.73	0	6.39	21.28
98	0.05	-25.09	0	5.7	21.71
100	0.05	-26.2	0	7.87	20.85
102	0.05	-25.51	0	4.2	
104	0.06	-25.95	0	6.29	24.57
106	0.04	-25.19	0	7.18	35.50
108	0.03	-23.71	0	7.77	30.20
110	0.04	-25.31	0	4.38	25.66
112	0.05	-26.22	0	5.7	24.80
114	0.04	-24.54	0.01	5.65	26.75
116	0.04	-24.83	0.01	4.98	30.75
118	0.04	-25.74	0.01	4	30.33
120	0.04	-25.91	0.01	5.19	
122	0.04	-24.59	0.01	4.9	27.00
124	0.04	-25.58	0	6.1	23.50
126	0.03	-25.22	0	7.98	22.00
128	0.04	-24.53	0	7.03	46.00
130	0.06	-25.41	0.01	4.33	21.00
132	0.04	-24.94	0	6.6	22.00
134	0.03	-25.03	0	6.89	
136	0.03	-26.02	0	4.98	36.00
138	0.04	-25.39	0	6.07	31.00
140	0.03	-25.99	0	3.8	--

O testemunho PE apresenta baixos teores de Carbono Orgânico Total (Figura 24), com valores aumentando de 0,03 na base e 0,348 no topo (valor médio: 0,14%).

Os valores de nitrogênio também são muito baixos, apresentando a mesma tendência de aumento em direção ao topo, de ~ 0,0% a 0,09% em direção ao topo (média de 0,005%). Baseando-se nos valores de elementares de carbono e nitrogênio infere-se preliminarmente o domínio das plantas C3 continentais na origem da matéria orgânica.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ apresentam tendência de empobrecimento em direção ao topo, variando de -25,00‰ à 650 anos cal. AP (115 cm). até -21,00‰ no presente (60cm). Posteriormente a este intervalo, os valores de $\delta^{13}\text{C}$, apresentam uma tendência de empobrecimento, alcançando valor mínimo de 25,58‰ à 8cm e máximo de -20,79‰, com média de -22,79‰. Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ variam de 3,8‰ até ~14‰ (à 80cm, ~500 anos cal. AP – idade interpolada), com média de 6,08‰. A partir desde período, os valores de $\delta^{15}\text{N}$ apresentam tendência de empobrecimento, variando de 2,59‰ até 5,24‰. A razão C/N apresenta tendência geral de redução após os 60cm (idade moderna), com valores entre 16 e 52 (média: 26,00). Estes valores confirmam a tendência, verificada nos valores elementares de carbono e nitrogênio, substituição das plantas C3 pelo fitoplâncton como fonte principal de matéria orgânica dos sedimentos. A comparação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ com a razão C/N (Figura 25) reforça essa interpretação.

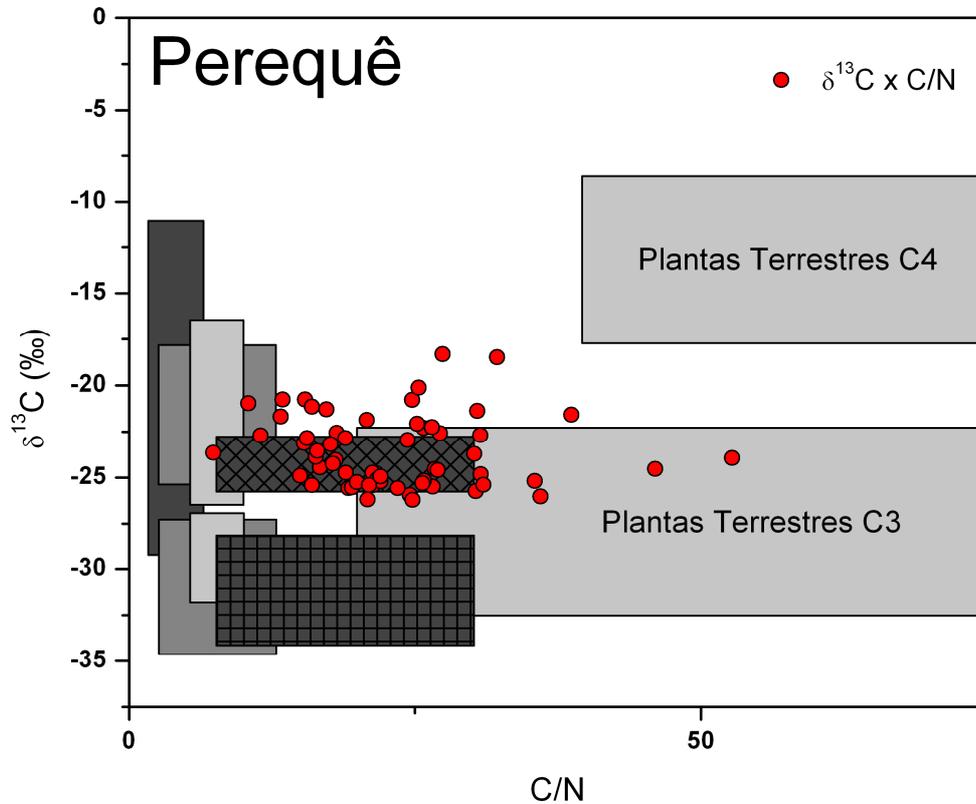


Figura 25 - $\delta^{13}\text{C}$ x C/N para o testemunho PE

6.5. Palinologia

6.5.1. João Cardoso

A análise palinológica do testemunho João Cardoso (Figuras 26 e 27) permitiu a identificação de 39 famílias, das quais 35 pertencem à divisão **Angiospermae**, 1 à divisão **Gimnospermae** (*Podocarpus*) e 3 à divisão **Pteridophyta**. Além destes, foram também contadas carapaças de foraminíferos e dinocistos, mas devido às más condições de preservação destes microfósseis no sedimento, não foi possível uma caracterização taxonômica detalhada.

A distribuição dos valores percentuais dos elementos mais representativos no registro polínico é agrupada de acordo com o que se segue: táxons arbóreos/arbustivos (pólen arbóreo), táxons de manguezal (pólen de manguezal), táxons herbáceos (pólen herbáceo), elementos aquáticos (pólen aquático), esporos (esporos), cistos de dinoflagelados (dinocistos) e carapaças de foraminíferos (palinoforaminíferos). A Figura 21 apresenta um resumo dos valores percentuais (concentração relativa) dos táxons polínicos baseados nesta convenção, seguido dos valores totais de cada grupo. Na Figura 22 são mostrados os valores de concentração absoluta (grãos/cm³) para cada camada analisada.

A partir destes resultados, o perfil sedimentar pode se dividido em cinco zonas distintas, cada uma representando um estágio na evolução da vegetação local. A primeira palinozona corresponde ao período com idade maior do que 33.000 anos A.P. (250 a 198 cm). Neste intervalo foi possível a observação de grãos de pólen arbóreos e herbáceos, mas devido ao péssimo estado de conservação, uma análise aprofundada não foi possível. A segunda palinozona equivale ao intervalo de 33.000 a 29.400 cal anos A.P. (198 a 166 cm). A terceira zona polínica equivale ao intervalo entre (166 a 70 cm – não datados). Nesta camada foi verificada a ausência de palinomorfos, resultado condizente com a estrutura sedimentar, que indica período de alagamento intermitente por correntes de maré em sistema de antepraia, o que impede a preservação do conteúdo biológico. A quinta polínica corresponde ao registro desde os últimos 1450 anos A.P. calibrados, e indica a instalação do manguezal na área, além de mostrar registros da floresta atlântica e da restinga locais. Esta zona é subdividida em três para melhor visualização da evolução da vegetação

Palinozona 5: 250 a 198 cm (> 33.000 anos A.P.): este intervalo caracteriza-se pela péssima condição de preservação dos palinomorfos. A litofácies indica ambiente periodicamente alagado, com intensa bioturbação em sedimentos arenosos laminados, condição muito pouco propícia à conservação polínica. Associando-se às fácies e análises isotópicas e elementares, este período pode ser caracterizado como úmido, mas sujeito a variações intermitentes da umidade (presumivelmente alagável, como mostrado pela fração areia com acamamento tipo wavy presente no intervalo).

Palinozona 4: 198 a 166 cm (33.000 a 29.450 anos AP): a palinozona 4 caracteriza-se por um sedimento arenoso maciço, com granodecrescência ascendente, com restos vegetais próximos ao topo. A maior concentração de matéria orgânica permitiu uma melhor preservação do conteúdo polínico. A concentração média dos grãos de pólen é de 320 grãos/cm³. Foi verificada a presença constante e dominância de táxons arbóreos (~70%), dentre os quais se destacam *Alchornea* (11%), *Ilex* (10,2%), Myrtaceae (8,3%), *Podocarpus* (9,9%), *Symplocos* (2,5%) e *Weinmannia* (6,7%). Esporos de Cyatheaceae e Polypodiaceae aparecem em altas concentrações (10,2 e 9,8%, respectivamente). Ausência de dinocistos e palinoforaminíferos. Estes resultados concordam com Pessenda et al. (2009; 2012) que indicam clima frio e úmido na região para este período. Clima úmido e frio para este período também foi detectado em outras regiões, tais como em Goiás (VICENTINI, 1993) e Minas Gerais (Ledru et al., 1996). Neste último foi inferido, a partir da presença de táxons como *Drymis*, *Araucaria* e *Podocarpus* um clima de alta umidade entre 40.000 e 27.000 anos AP, com máximo em torno de 35.000 anos A.P. O mecanismo climático pelo qual a umidade seria mantida nos trópicos durante o Último Máximo Glacial seria a diferença no gradiente de temperatura entre continente e oceano, afetando a intensidade da Monção de Verão Sul-Americana (South American Summer Monsoon - SASM), resultando no aumento do transporte de umidade pela Zona de Convergência do Atlântico-Sul (ZCAS), da Amazônia até o sudeste do país (CRUZ-JUNIOR et al., 2006; 2007). Este mecanismo apresenta variação antifásica em relação às variações climáticas no Hemisfério Norte (WANG et al., 2006).

Palinozona 3 (166 a 70 cm – intervalo não datado): nesta camada observou-se a ausência de palinomorfos. Esta condição, assim como o baixo conteúdo de matéria orgânica, indica uma dissociação em relação ao ambiente anterior, e parece ser consequência do ambiente de sedimentação de zona intermarés, cuja alternância de períodos de inundações com períodos secos expõem o material orgânico a condições oxidantes intermitentemente. Este tipo de ambiente não é favorável à preservação de microfósseis de origem orgânica.

As palinozonas a seguir marcam o início do registro polínico dos táxons de manguezal, dinocistos e palinoforaminíferos, assim como a presença da floresta Atlântica e Restinga nas condições atuais, seguindo uma descida do nível marinho de cerca de 1 a 3 m, até os níveis atuais (MARTIN et al., 2003; ANGULO, LESSA; SOUZA, 2006). Entre os grãos de pólen arbóreo dominantes encontram-se os táxons *Alchornea* (~5 a 10%), *Arecaceae* (~10%), *Araliaceae* (~5% a 10%), *Euphorbiaceae* (~5%), *Fabaceae* (~5 a 10%), *Myrtaceae* (~5 a 10%), *Moraceae* (~2%) e *Weinmannia* (~5%). A concentração de elementos herbáceos chega a ~20% da soma polínica total (*Asteraceae*: ~5%, *Cyperaceae*: ~5% e *Poaceae*: ~10%) assim como os esporos (*Cyatheaceae*: ~10%; *Polypodiaceae*: ~10%). Dinocistos e dinoflagelados chegam a representar até 27,5% do total de palinomorfos no início deste intervalo.

A próxima zona é subdividida em dois estágios diferentes, de acordo com o conteúdo polínico e cronologia. A seguir são explicitados os conteúdos polínicos para cada uma das subzonas.

Subzona 2B (70 a 50 cm; 1440 a 850 cal anos A.P.): o início do período é marcado por uma concentração absoluta dos táxons arbóreo/arbustivos de 150 grãos/cm³ (62 %). Seus valores percentuais se mantêm relativamente estáveis, não demonstrando nenhuma tendência de retração ou expansão, levando-se em consideração a flora atual. Táxons herbáceos (1,8 %), esporos (20%) e indeterminados correspondem ao restante da assembléia polínica. A presença dos táxons *Rhizophora* (~5%), *Avicennia* (~1%) e *Laguncularia* (2%), indicam a presença de um manguezal nas adjacências do ponto em questão. (BEHLING; COHEN; LARA, 2001; ELLISON, 2008). Outro fato marcante é a alta concentração de palinoforaminífero/dinocistos, organismos predominantemente marinhos (TAYLOR; HOPPENRATH; SALDARRIAGA, 2008; CULVER, 1987, DOUGLAS, 1979). Dinoflagelados e palinoforaminíferos são encontrados em concentrações de 44 cistos/carapaças por cm³) correspondendo à 20,5% dos palinomorfos, diminuindo até 13% no final do período. Estas concentrações, associados à descrição litofaciológica, cronologia e a curvas do nível marinho (MARTIN et al., 2003; ANGULO, LESSA; SOUZA, 2006) demonstram nível marinho maior do que o atual entre 1450 e 850 anos A.P.

Subzona 2A (50 a 25cm; 850 à 515 anos A.P): neste período verifica-se a diminuição da representatividade dos dinocistos (8,7%) e palinoforaminíferos (5,2%) em relação ao total. Ao mesmo tempo, verifica-se um aumento na porcentagem de *Rhizophora* (~5 para ~10%) e *Avicennia* (0,5 para 1,5%). *Laguncularia* sofre diminuição neste período (~1%). Entre os esporos destaca-se o aparecimento do táxon *Achrostichum* (~2%), encontrado freqüentemente em associação com o manguezal (AMARAL et al., 2006). Cyperaceae apresenta diminuição (5 a 2%). Os táxons arbóreos continuam sem mudanças significativas em suas concentrações, indicando a manutenção dos ecossistemas de restinga e florestais.

Palinozona 1 (25 a 0cm; 515 anos A.P. até o presente): o aumento do táxon *Rhizophora* (até 20%) indica o estabelecimento do manguezal no local onde se encontra atualmente, enquanto a diminuição dos táxons arbóreos não representam a retração dos ambientes de restinga e floresta atlântica, mas são consequência do aumento da representatividade do manguezal no registro sedimentar.

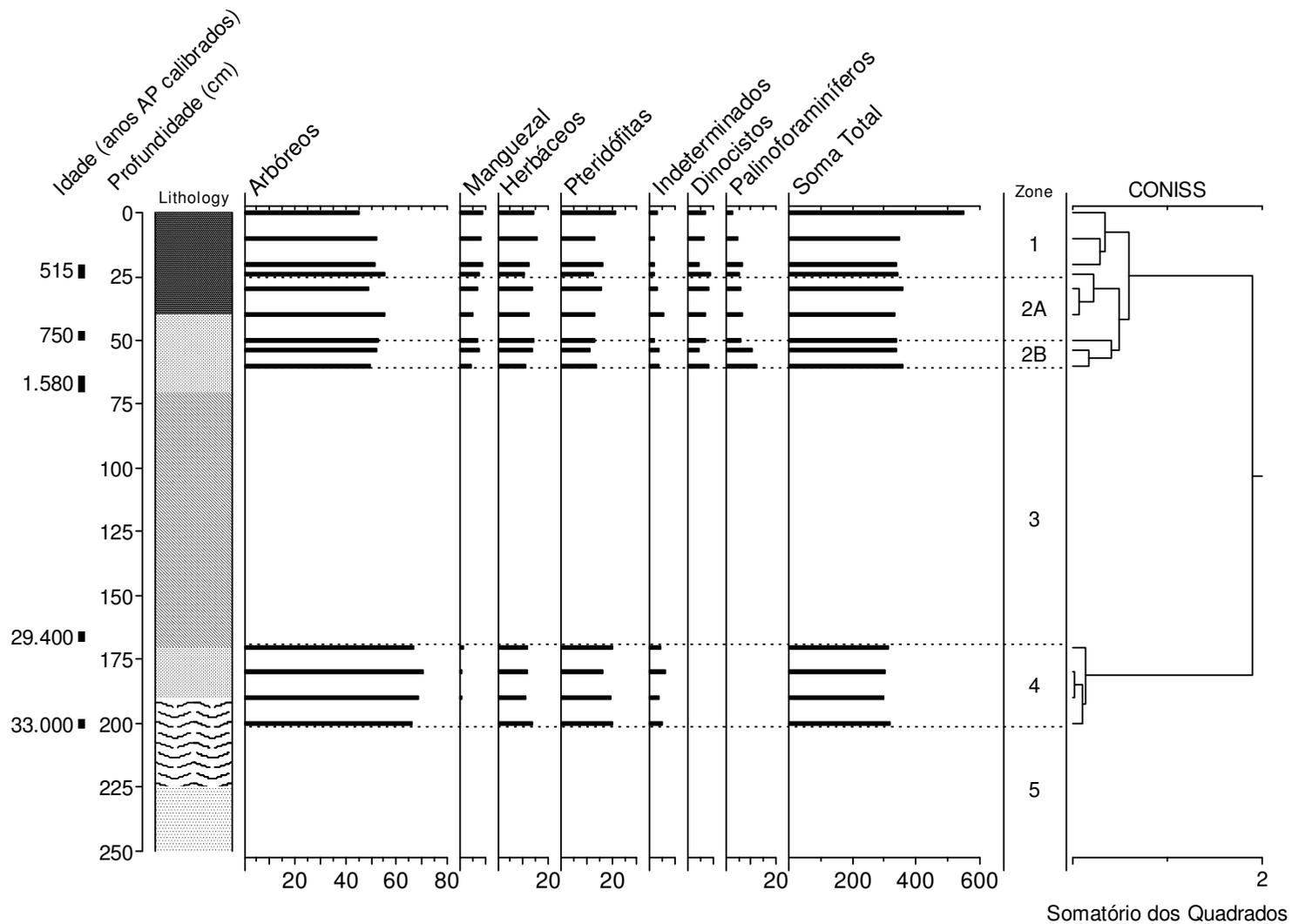


Figura 26 - Diagrama polínico (porcentagens) resumido do testemunho JC

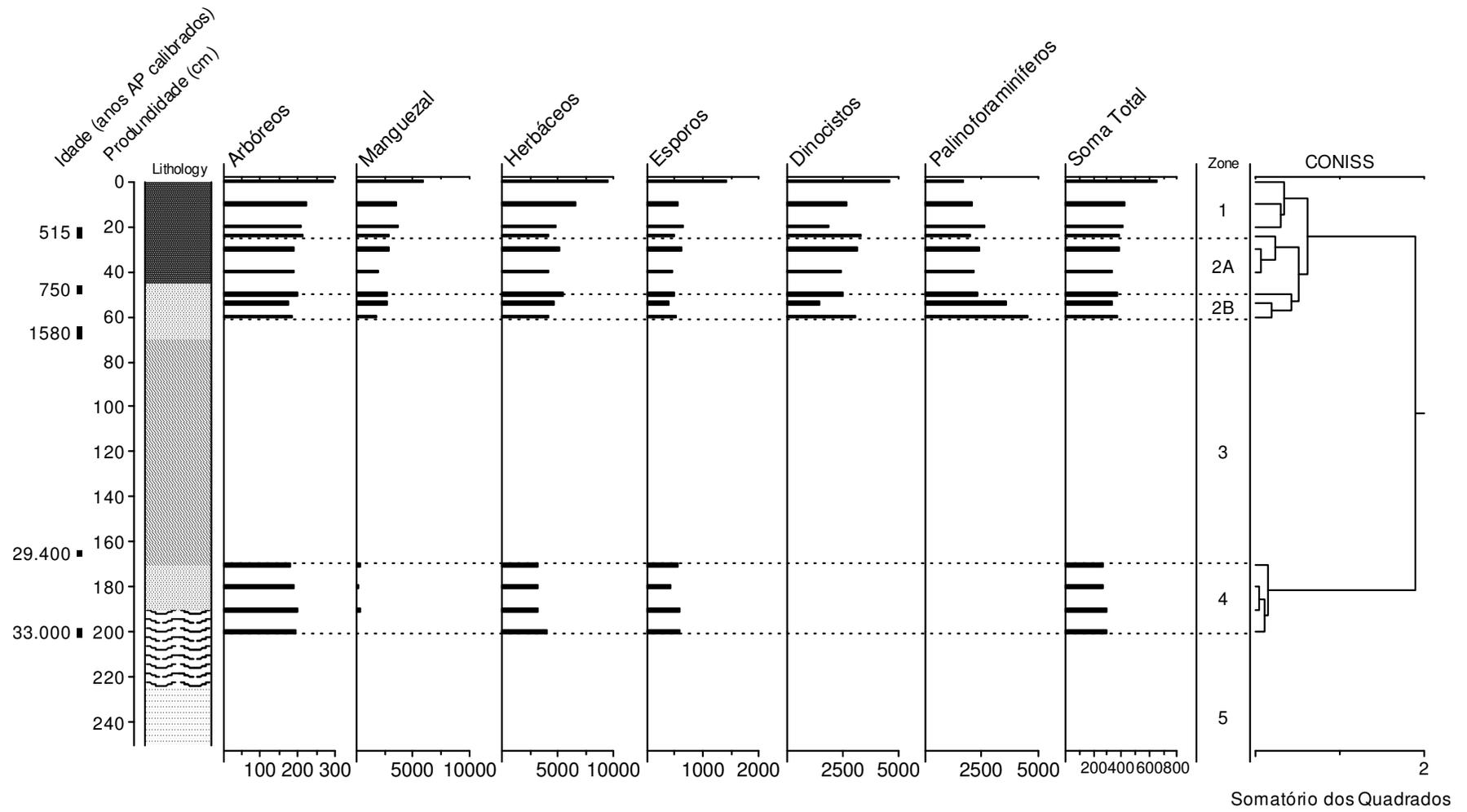


Figura 27 - Diagrama resumido das concentrações dos grupos polínicos do testemunho JC

6.5.2. Ipaneminha

No testemunho IPA foram adotados os mesmos critérios de identificação utilizados no testemunho JC. Foi possível a identificação de 51 táxons, sendo destes 43 arbóreos arbustivos, 5 herbáceos e 4 pteridófitas. Os táxons arbóreos principais aparecem nas mesmas porcentagens em relação ao testemunho JC e assim como neste, foram identificadas 4 palinozonas diferentes (Figuras 28 e 29).

Palinozona II (140 a 120 cm; ~1350 anos cal A.P.): o intervalo de 170 a 140 cm (~2220 anos A.P.) é composto principalmente de areia e não proporcionou a preservação de palinomorfos. Na palinozona II, verifica-se a presença dos táxons arbóreos *Alchornea*, *Arecaceae*, *Cecropia*, *Hedyosmum*, *Ilex*, *Mimosa*, *Moraceae*, *Myrsine*, *Myrtaceae* e *Sloanea* em porcentagens $\geq 5\%$. Os táxons herbáceos (*Poaceae* e *Cyperaceae*) representam aproximadamente 10% do total. Esporos de *Cyatheaceae* e *Polypodiaceae* alcançam um valor máximo de 25% do total. A presença de *Cecropia* parece indicar que provavelmente a floresta de restinga passava por processos de regeneração ou de expansão, com colonização de novas áreas.

Palinozona IB (60 a 40 cm; 1050 à 535 anos cal A.P. – idade interpolada): neste intervalo os valores percentuais dos táxons arbóreos apresentam-se estáveis com exceção de *Myrsine* e *Myrtaceae*, que apresentam queda (de 6,5 para 4,5% e 7,5 para 1,5%, respectivamente). Os táxons herbáceos e pteridófitas sofrem uma pronunciada diminuição em relação à palinozona I, enquanto as porcentagens de *Rhizophora* apresentam aumento pronunciado (de 5 até 17,5%) alcançando valor máximo no final do período (17,5%). Os táxons *Avicennia* e *Laguncularia* também apresentam aumento (até ~2%), voltando a diminuir (~0,5%) no final do período. Dinoflagelados e foraminíferos também sofrem uma marcada diminuição, indicando a uma menor influência marinha na área.

Palinozona IA (40 a 0 cm; 535 anos cal AP - presente): neste intervalo os valores de *Rhizophora* apresentam queda, passando de ~15% para ~8% indicando uma diminuição nas condições de salinidade, provavelmente em função do maior aporte de água doce no local. Uma provável explicação para esta variação seria o

meandramento do rio Ipaneminha para o local onde se encontra atualmente. Os valores percentuais dos principais táxons arbóreos sofrem aumento, com exceção do táxon Fabaceae, que apresenta diminuição neste período (~10% para 5%). Entre os esporos, Cyatheaceae (~4% até 10% do total) aumenta, enquanto Polypodiaceae (10% para aprox. 4%) diminui. O mesmo acontece em relação ao pólen de Poaceae e Cyperaceae. Estes valores parecem confirmar a diminuição da salinidade como condição para o maior aporte de palinórfos de origem florestal.

Os dinocistos apresentam uma tendência de recuperação (2 para 10%) enquanto os palinoforaminíferos passam pelo processo inverso (~2% ao final do período). Juntamente com os valores isotópicos, pode-se inferir o domínio da vegetação florestal no local, principalmente a restinga, reforçado pelo aparecimento (~1%) do táxon *Dodonea*, pioneiro na vegetação de restinga arborea/arbustiva em substratos arenosos, surgindo tanto após perturbações, quando acompanhando a vegetação herbácea em sedimentos recém depositados.

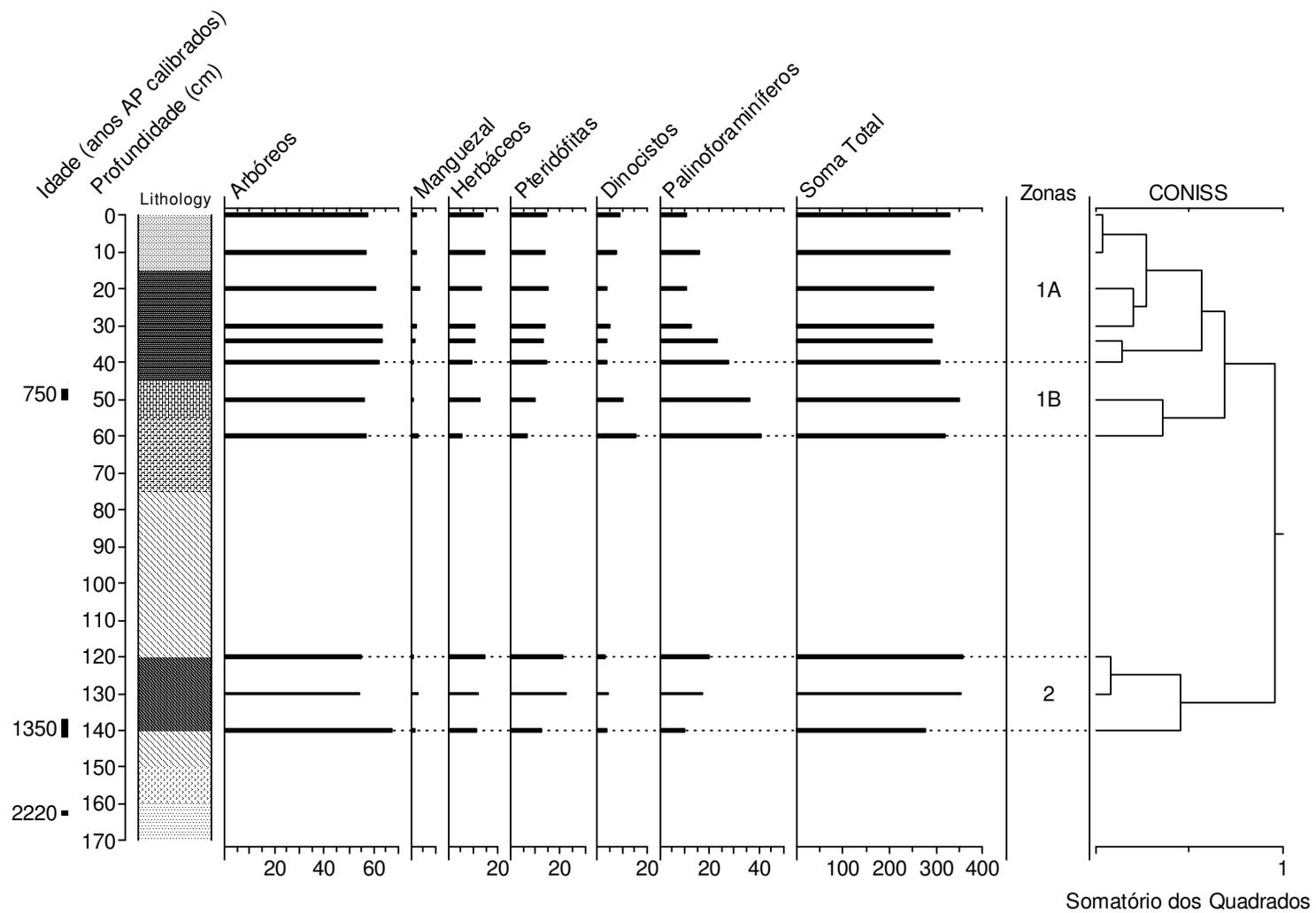


Figura 28 - Diagrama de porcentagens dos principais grupos do testemunho IPA

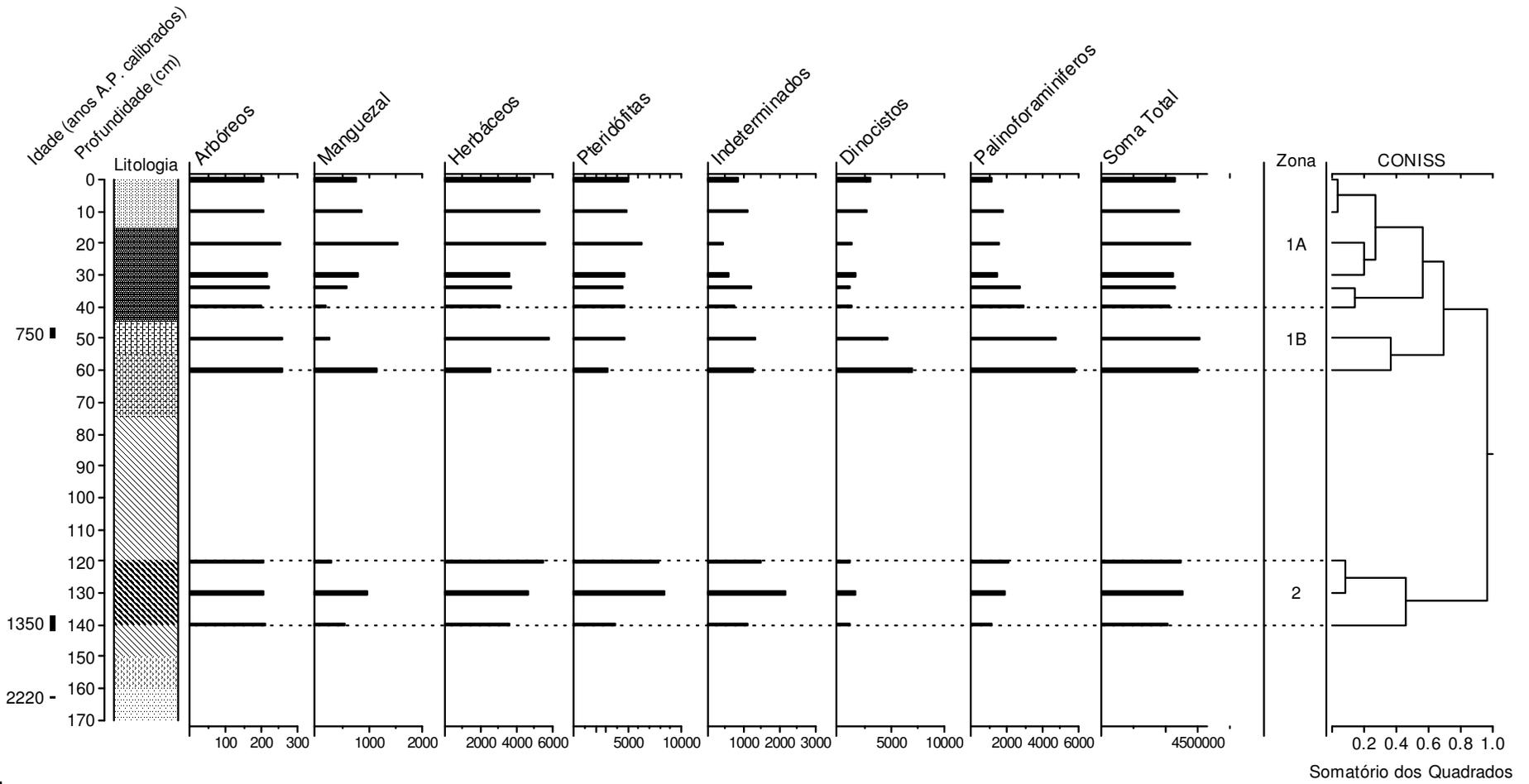


Figura 29 - Diagrama resumido de concentração dos principais tipos polínicos do testemunho IPA

6.5.3. Perequê

Para a palinologia do testemunho PE foram tratadas e analisadas 14 amostras, coletadas a cada 10cm. Entre a profundidade de 140 e 100 cm os palinomorfos encontram-se ausentes. Isto pode ser explicado pela fácies arenosa e de baixo conteúdo orgânico que compreende este intervalo. No restante do testemunho foram encontrados um total de 68 táxons vegetais, sendo que destes 59 são arbóreos, 7 herbáceos e 2 pteridófitas. Dentre os táxons arbóreos, 9 foram identificados até o nível de gênero. A seguir são apresentados os diagramas polínicos resumidos dos principais tipos polínicos detalhados quanto à concentração relativa (porcentagem) e a concentração absoluta (grãos/cm³) (Figuras 30 e 31). Em ambos os diagramas são delimitadas as zonas polínicas definidas através da análise estatística CONISS. Os diagramas completos são apresentados em forma de anexos.

Foram identificadas três zonas polínicas, de acordo com o conteúdo de palinomorfos, como segue:

Zona Polínica 3: ausência de palinomorfos, as fácies e granulometria indicam predomínio de areia, ambiente não propício para a preservação de palinomorfos.

Palinozona 2B (650 até o presente; 100 a 70cm) : neste intervalo há o predomínio de táxons arbóreos entre os palinomorfos. Táxons típicos de floresta atlântica e restinga encontram-se presentes, dentre os quais há o predomínio de *Arecaceae* (12 a 22%), *Alchornea*, *Mimosa* (15 a 22%), *Myrsine* (11 a 16%), *Myrtaceae* (12 a 20%) e *Podocarpus* (7 a 20%, passando para 4% ao final do intervalo). Os táxons de manguezal, especialmente *Rhizophora*, iniciam o intervalo com aproximadamente 40%, diminuindo até 16% ao final do intervalo. Entre os esporos encontra-se *Cythea* (20 a 40%), *Pylopodiaceae* (20 a 4%) e *Achrostichum* (~20% a 2%). Este último frequentemente se associa a manguezais. Palinoforaminíferos e dinocistos iniciam o período com aprox. 20% e diminui para 5% no final do intervalo. Em linhas gerais, os táxons de manguezal e microfósseis aquáticos apresentam queda acentuada, enquanto os táxons arbóreos apresentam discreto aumento. Uma hipótese para este impacto é o aumento da descarga fluvial

do rio Perequê, que pode ter meandrado e passado e desembocar no local onde se encontrava o manguezal. O acentuado aumento nos valores de concentração de táxons arbóreos parece apontar para um maior aporte de pólen proveniente da vegetação de entorno, provavelmente trazido via fluvial. Outra hipótese seria a colonização de sedimentos arenosos recém depositados primeiramente por vegetação de dunas (principalmente *Poaceae*), e posteriormente à estabilização do substrato por esta vegetação, ocorre o aparecimento da vegetação de restinga herbácea, evoluindo para restinga arbórea, sugerida pela presença do táxon *Dodonea*. Este agiria como táxon pioneiro e estabilizador de formações de restinga, proporcionando condições para o desenvolvimento de outras espécies.

Palinozona 2A (70 a 20 cm – idade moderna): apesar da idade moderna, a alta taxa de bioturbação dos sedimentos inspira cuidados na interpretação. Esta zona se inicia com valores de concentração baixíssimos para todas as categorias (valores variam de 20 a 150 grãos/cm³), seguido de uma posterior recuperação, muito pronunciada nos táxons de manguezais e herbáceos. Os táxons arbóreos variam de 60 até 45% ao final do período, enquanto os manguezais aumentam de 8 para 15%. Os táxons herbáceos sofrem aumento, chegando a 20%, mas recuam até 10% ao final do período. Os esporos permanecem estáveis, em torno de 15%.

Zona polínica 1 (20 a 0cm – idade moderna): Nesta zona as concentrações continuam baixíssimas, com média de 50 grão/cm³ para os táxons arbóreos, e ~20 grãos/cm³ para as demais categorias. Em relação às porcentagens os táxons arbóreos sofrem diminuição (60 para 40%) enquanto os táxons de manguezal aumentam (10 até 20%). A mesma tendência é apresentada pelos esporos e herbáceos, indicando o estabelecimento do manguezal como hoje se encontra no local.

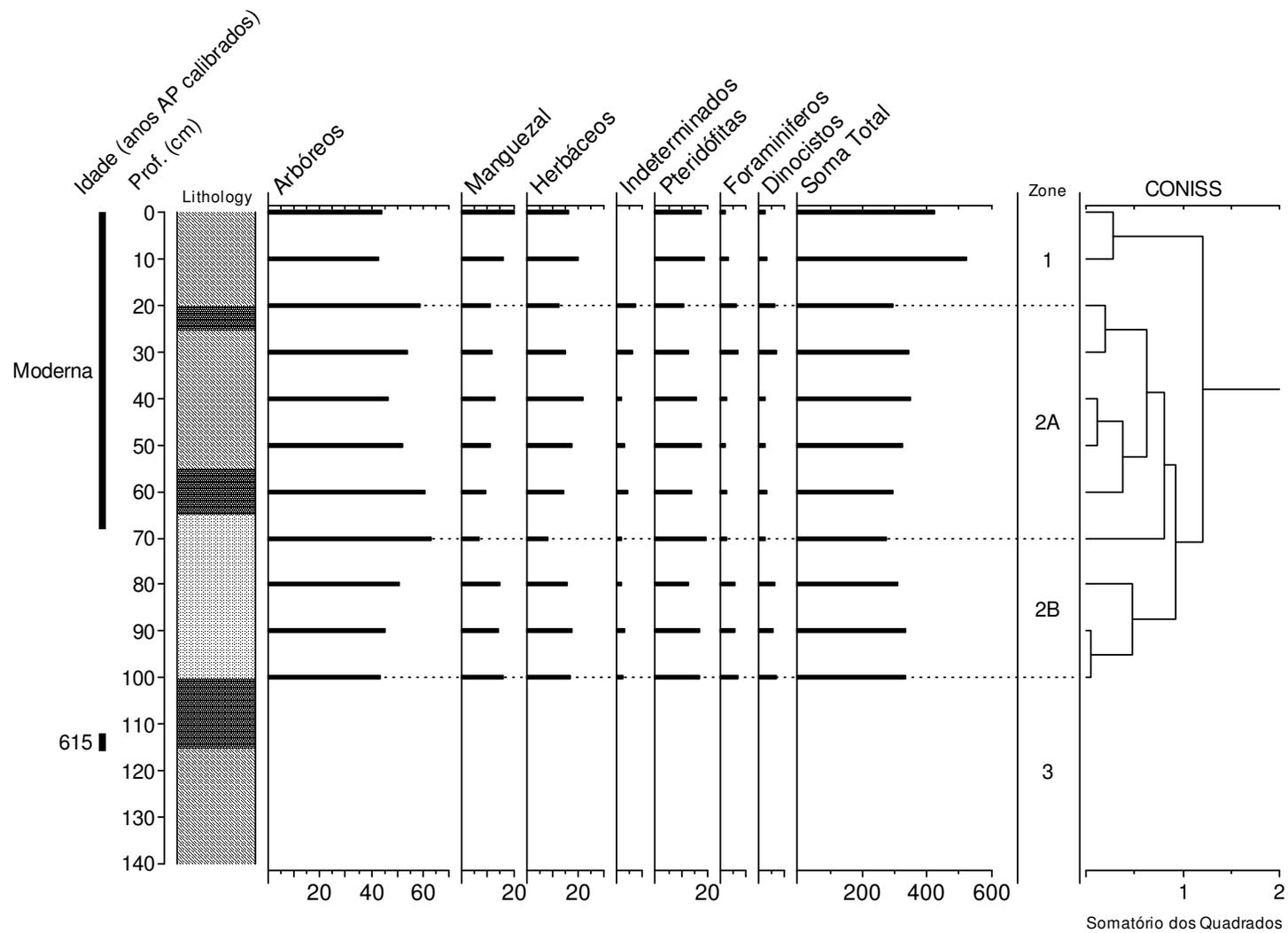


Figura 30 - Diagrama polínico simplificado (porcentagens) para o testemunho PE

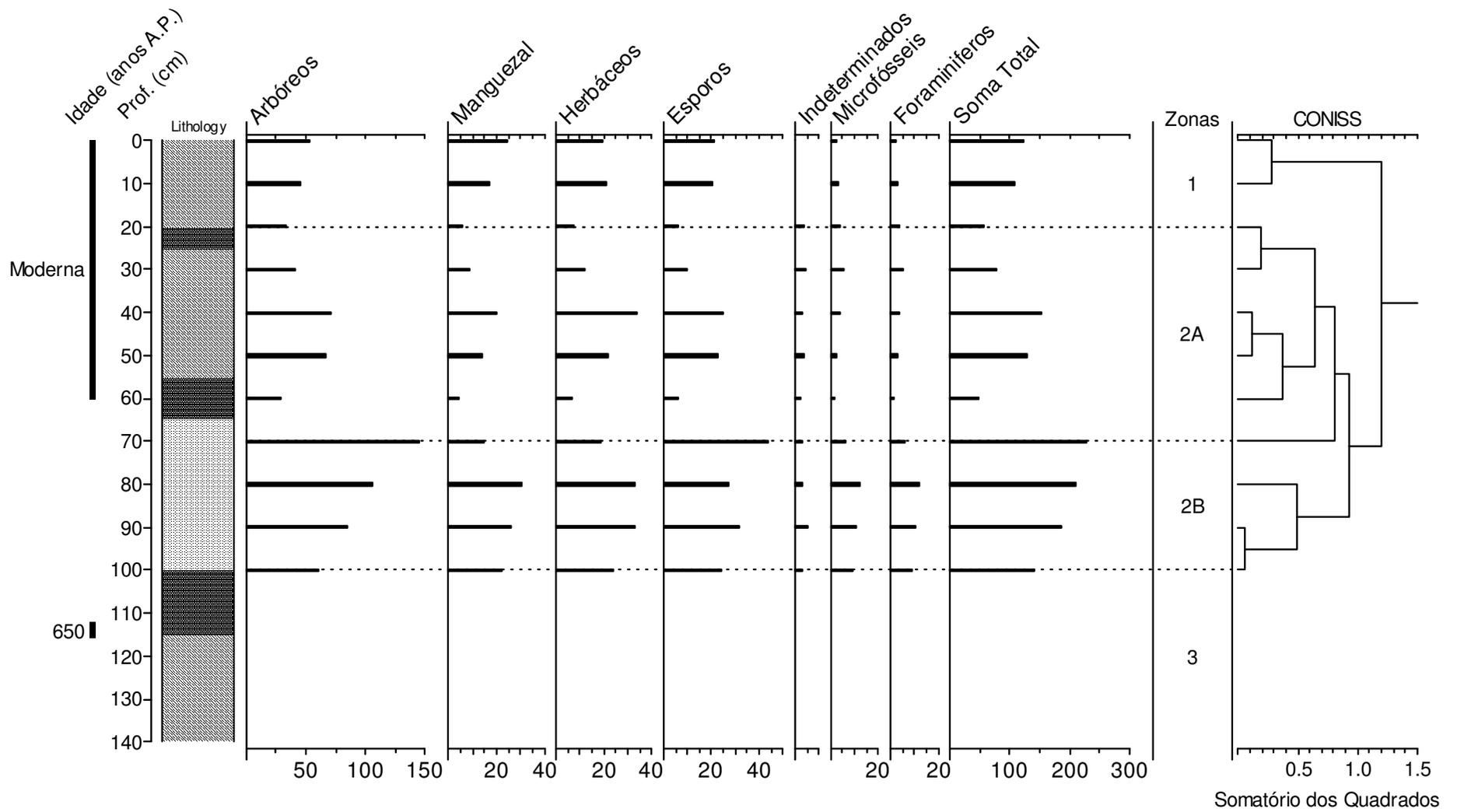


Figura 31 - Diagrama polínico simplificado (concentrações) para o testemunho PE

7. CONCLUSÕES

(a) As análises faciológicas e granulométricas mostram-se ferramentas importantes quando associadas às análises isotópicas, elementares e palinológicas na elucidação dos processos sedimentares e na evolução da paisagem de atuais ambientes costeiros;

(b) A partir dos resultados das análises elementares (C e N), isotópicas, ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$) e datações da matéria orgânica dos sedimentos, descrição faciológica e granulométrica dos sedimentos, e análise palinológica, concluiu-se que os manguezais estabeleceram-se na Ilha do Cardoso à pelo menos 2200 anos, com maior desenvolvimento a partir dos 850 anos A.P. A razão entre pólen e palinoforaminíferos/dinocistos, associada à descrição faciológica dos três testemunhos coletados permitem inferir maior influência marítima no local, provavelmente devido à um nível marinho maior do que o atual. Os manguezais desenvolveram-se sobre substratos arenosos depositados após o início transgressão Santos (~5100 anos A.P.), durante a qual ocorreu o nível máximo marinho holocênico. Sob estes cordões arenosos encontram-se registros de sedimentos depositados anteriormente ao Último Máximo Glacial, entre 33.000 e 29.450 anos A.P. Através da palinologia e análises isotópicas fica caracterizada a presença da floresta Ombrófila no local onde hoje se encontra o manguezal João Cardoso, a partir do que se infere a presença de um clima úmido e frio. Verifica-se também a influência de material fitoplanctônico nos sedimentos desta época e infere-se ambiente lacustre ou periodicamente pertencente à rede de drenagem local, afogada pelo aumento do nível marinho após o último máximo glacial. Estes resultados complementam o trabalho publicado por Pessenda et al. (2012);

(c) O registro polínico dos manguezais é fortemente influenciado por pólen alóctone. Durante o Holoceno Superior os três testemunhos analisados apresentam registros de grãos de pólen que podem ser atribuídos ao manguezal, à restinga e a floresta ombrófila, tornando possível o estudo da evolução destes três tipos de vegetação a partir do sedimento dos manguezais.

REFERÊNCIAS

ABSY, M.L.; SUGUIO, K. Palynological content and significance of the drilled sediment samples from the Baixada Santista, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 47 (supl.), p. 287-290, 1975.

ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 28, n. 2, p. 135-150, 1998.

AMARAL, P.C.G.; LEDRU, M.-P.; BRANCO, F.R.; GIANNINI, P.C.F. Late Holocene development of a mangrove ecosystem in southeastern Brazil (Itanhaém, state of São Paulo). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 241, p. 608-620, 2006.

ANGULO, R.J.; LESSA, G.C.; SOUZA, M.C. A critical review of mid to late-Holocene sea level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 25, p. 486 – 506, 2006.

BARROS, F.; MELO, M.M.R.F.; CHIEA, S.A.C.; KIRIZAWA, M.; WANDERLEY, M.G.L.; MENAÇOLLI, S.L.J. **Flora fanerogâmica da Ilha do Cardoso**. São Paulo: Instituto de Botânica, 1991. v. 1.

BEHLING, H. Late Quaternary vegetation, climate and fire history from the tropical Araucaria forest and campos region from Serra Campos Gerais, Paraná State (Southern Brazil). **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v.97, p. 109-121, 1997.

BEHLING, H. Late Quaternary vegetation and climate changes in Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v. 99, p. 143-156, 1998.

BEHLING, H. Late Quaternary vegetation, fire and climate dynamics of Serra do Araçatuba in the Atlantic coastal mountains of Paraná state, southern Brazil. **Vegetation History Archaeobotany**, v. 16, p. 77 – 85, 2007.

BEHLING, H.; COHEN, M.C.L.; LARA, R.J. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in north-eastern Pará, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 167, p. 225–242, 2001.

BEHLING, H.; PILAR, V.P.; ORLOCI, L.; BAUERMANN, S.G. Late Quaternary Araucaria forest, grassland (campos), fire and climate dynamics, studies by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará do Sul core in southern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 203, p. 277–297, 2004.

BEHLING, K.; DUPONT, L.; SAFFORD, H.D.; WEFER, G. Late Quaternary vegetation and climate dynamics in the Serra da Bocaina, Southeastern Brazil. **Quaternary International**, Oxford, v. 61, p. 22-31, 2007.

BEHLING, J.; ARZ, H.W.; PATZOLD, J. WEFER, G. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in southeastern Brazil inferences from marine cores Geob 3229-2 and GeoB 3202-1. **Palaeogeography, Palaeolimatology, Palaeoecology**. V. 179, p.227-243, 2002.

BENNINGHOFF, W.S. Calculation of pollen and spores density in sediments by addition of exotic pollen samples in known quantities. **Pollen et Spores**, Paris, v. 5, p. 332-333, 1962.

BLASCO, F. Mangrove evolution and palynology. In: SNEDAKER, S.C.; SNEDAKER, J.G. **The mangrove ecosystem: research methods**. Paris: UNESCO, 1984. p. 36-49.

BOYD, R.; DALRYMPLE, R.W.; ZAITLIN, B.A. Estuarine and incide-valley facies model. In: POSAMENTIER, H.W.; WALKER, R.G. **Estuarine Facies Model – Revisited**. Tulsa, Oklahoma: Society for Sedimentary Geology, 2006. (SEPM Special Publication, 84).

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

CAMARGO, M.G. SysGran: um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 36, n. 2, p. 371-378, 2006.

CASTRO, J.C.; ROHN, R.; CASTRO, M.R.; TOLEDO, C.E.V. Camadas de tempestito grosso (coarse-grained storm beds): exemplos do Permiano na bacia do Paraná. **Revista Escola de Minas**, Ouro Preto, v. 54, n. 3, p. 179-184, 2001. Disponível em: http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0370-44672001000300003. Acesso em: 10 mar. 2013.

CINTRON, G.; SCHAEFFER-NOVELLI, Y. **Introduction a la ecologia del manglar**. Montevideo: UNESO-ROSTLAC, 109p., 1983.

COELHO, L.G.; BARTH, O.M.; CHAVES, H.A.F. Palynological records of environmental changes in Guaratiba mangrove areas, Southeastern Brazil, in the last 6.000 year B.P. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 8., Imbé, RS. **Resumos...** São Paulo: ABEQUA, 2001. p. 402-404.

COELHO-JUNIOR, C. **Manguezal, desenvolvimento estrutural da cobertura vegetal ao longo de gradientes de inundação – Cananéia, Estado de São Paulo, Brasil**. 1998. 108 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

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

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

COLINVAUX, P.; DE OLIVEIRA, P.E.; PATIÑO, J.E.M. **Amazon pollen manual and atlas**. Amsterdam: Harwood Academic Publishers, 1999. 332 p.

CRUZ JUNIOR, F.W.; BURNS, S.J.; KARMANN, I.; SHARP, W.D.; VUILLE, M. Reconstruction of regional atmospheric circulation features during Late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothemes. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 248, p. 495-507, 2006.

CRUZ JUNIOR, F.W.; BURNS, S.J.; JERCINOVIC, M.; SHARP, W.D.; KARMANN, I.; VUILLE, M. Evidence of rainfall variations in Southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a Late Pleistocene Stalagmite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, New York, v. 71, p. 2250-2263, 2007.

CULVER, S.J. Foraminifera. In: LIPPS, J.H.; BROADHEAD, T.W. **Fossil Prokaryotes and Protists**. Knoxville, TN: University of Tennessee, Department of Geological Sciences, 1987. p. 169-212. (Studies in Geology, 18).

DALRYMPLE, R.W.; ZAITLIN, B.A.; BOYD, R. Estuarine facies model: conceptual basis and stratigraphic implications. **Journal of sedimentary petrology**, Tulsa, v. 62, n. 6, p. 1130-1146, 1992.

DAVIS, M.B.; DEEVEY JUNIOR, E.S. Pollen accumulation rates: estimates from Late-glacial sediment of Rogers Lake. **Science**, Washington, DC, v. 145, n. 3638, p.1293-1295, 1964.

DE OLIVEIRA, P.E. **A palynological record of Late Quaternary vegetational and climate change in southeastern Brazil**. 1992. 242 p. Thesis (Ph.D.) - Ohio State University, Columbus, OH, 1992.

DEVRIES, H.L. Variation in concentration of radiocarbon with time and location on Earth. **Proceedings Koninlijke Nederlandse Akademie Wetenschappen**, v. 61, p.94-102, 1958.

DIAS-BRITO, D.; ZANINETTI, L. Étude geobotanique comparative de trois mangroves du littoral brésilien: Acupe (Bahia), Guaratiba (RJ) et Iguape (SP). **Notes du Lanoratoire de Paleontologia de L'Université de Genève**, v.4, n.6, 57-65, 1979.

DOUGLAS, R.G. Benthic foraminiferal ecology and paleoecology: a review of concepts and methods. In: LIPPS, J.H.; BERGER, W.H.; BUZAS, M.A.; DOUGLAS, R.G.; ROSS, C.A. **Foraminiferal ecology and paleoecology**. Tulsa, Oklahoma: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1979. p. 21-53. (Short Course, 6).

ELLISON, J.C. Long term retrospection on mangrove development using sediment cores and pollen analysis: A review. **Aquatic Botany**, Amsterdam, v. 89, p. 93-104, 2008.

ENGELHART, S.E.; HORTON, B.P.; ROBERTS, D.H.; BRYANT, C.L.; CORBETT, D.R. Mangrove pollen of Indonesia and its suitability as a sea-level indicator. **Marine Geology**, Amsterdam, v. 242, p. 65-81, 2007.

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.

GIANNINI, P.C.F. Evolução Quaternária da planície costeira de Itanhaém-Peruíbe (SP) segundo resultados granulométricos: um confronto de métodos de tratamento estatístico. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 28, p. 1-50, 1989.

GOUVEIA, S.E.M.; PESSENDA, L.C.R.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; SCHEEL-YBERT, R.; BENDASSOLLI, J.A.; RIBEIRO, A.S.; FREITAS, H.A. Carbon isotopes in charcoal and soils in studies of paleovegetation and climate changes during the late Pleistocene and the Holocene in the southeast and center west regions of Brazil. **Global and Planetary Change**, Amsterdam, v.33, p. 95 – 106, 2002.

GOUVEIA, S.E.M.; PESSENDA, L.C.R.; BOULET, R.; ARAVENA, R.; SCHEEL-YBERT, R. Isótopos do carbono dos carvões e da matéria orgânica do solo em estudos de mudança de vegetação e clima no Quaternário e da taxa de formação de solos do Estado de São Paulo. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 71, p. 4-11, 1999.

GRIMM, E.C. CONISS: A Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by methods of the incremental sum of squares. **Computers & Geosciences**, Amsterdam, v. 13, n. 1, p. 13–35, 1987.

HERCZEG, A.L.; SMITH, A.K., DIGHTON, J.C. A 120 year history of nutrient variations in Lake Alexandrina, South Australia C:N, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ in sediments. **Applied Geochemistry**, v. 16, p. 73-84, 2001.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. **Análise de risco sísmico do Estado de São Paulo**. Estabelecimento de medidas de proteção comunitária. Relatório IPT 20.573, São Paulo, 1989.

JOLY, C.A.; ASSIS, M.A.; BERNACCI, L.C.; TAMASHIRO, J.Y.; CAMPOS, M.C.R.; GOMES, J.A.M.A.; LACERDA, M.S.; SANTOS, F.A.M.; PEDRONI, F.; PEREIRA, L.S.; PADGURSCHI, M.C.G.; PRATA, E.M.B.; RAMOS, E.; TORRES, R.B.; ROCHELLE, A.; MARTINS, F.R.; ALVES, L.F.; VIEIRA, S.A.; MARTINELLI, L.A.; CAMARGO, P.B.; AIDAR, M.P.M.; EISENLOHR, P.V.; SIMÕES, E.; VILLANI, J.P.; BELINELLO, R. Floristic and phytosociology in permanent plots of the Atlantic Rainforest along an altitudinal gradient in southeastern Brazil. **Biota Neotropica**, Campinas, v. 12, n. 1, p. 123-145, 2012. Disponível em: <http://www.biotaneotropica.org.br/v12n1/en/abstract?article+bn01812012012>.

LEDRU, M.P. BRAGA, P.I.S.; SOUBIES, F.; FOURNIER, M.; MARTIN, L. SUGUIO, K. TURCQ, B. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil) evolution of vegetation and climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 123, p. 239-257., 1996.

LEDRU, M.-P. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. **Quaternary Research**, v. 39, p. 90-98, 1993.

LIBBY, W.F.; ANDERSON, E.C. ARNOLD, J.R. Age determination by radiocarbon content: worldwide assay of natural radiocarbon. **Science**, c. 109, p. 227-228, 1949.

MACKO, S.A.; ESTEP, M.L. Microbial alteration of stable nitrogen and carbon isotopic compositions of organic matter. **Organic Geochemistry**, v.6, p.787-790, 1984.

MAHIQUES, M.M.; BICEGO, M.C.; SILVEIRA, I.C.A.; SOUSA, S.H.M.; ANDRE, R.; FUKUMOTO, M.M. Modern sedimentation in the Cabo Frio upwelling system, Southeastern Brazilian Shelf. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 77, n.3, p. 535-548, 2005.

MANTOVANI, W. Dinâmica da floresta pluvial atlântica. In: SIMPÓSIO DE ECOSSISTEMAS BRASILEIROS, 4., 1998, São Paulo. **Anais...**, São Paulo: IF/USP, 1998. v. 2., p. 1-20.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. The state of São Paulo coastal marine geology – “The Ancient strand lines”. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 47 (supl.), p. 249-263, 1975.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. Excursion route along the coastline between the town of Cananéia (State of São Paulo) and Guaratiba outlet (State of Rio de Janeiro). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1978, São Paulo. **Proceedings...** São Paulo: Instituto de Geociências; Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. (Special Publication, 2).

MARTIN, L.; FLEXOR, J.-M.; SUGUIO, K. Vibrotestemunhador leve: construção, utilização e potencialidades. **Revista do Instituto de Geociências**, São Paulo, v. 16, p. 59-66, 1995.

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

MELLO, M.R.F.; MANTOVANI, W. Composição florística e estrutura de trecho de Mata Atlântica de encontra na Ilha do Cardoso (Cananéia, SP, Brasil). **Boletim do Instituto de Botânica**, São Paulo, v. 9, p. 107–158, 1994.

MENOR, E.A.; OLIVEIRA, S.M.B.; CORDEIRO, R.; FREITAS, A.M.M.; BOULET, R.; FILIZOLA, H.F. Interdisciplinary paleovegetation study in the Fernando de Noronha Island (Pernambuco State), northeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 80, n. 4, p. 677-691, 2008.

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

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

MIOTO, J.A. **Mapa de risco sísmico do sudeste brasileiro**. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas, 1984. (Série Monografias, 10).

OKUNO, E.; CALDAS, I.L.; CHOW, C. **Física para ciências biológicas e biomédicas**. São Paulo: Harbra, 1986. 43 p.

OLIVEIRA, S.M.B.; SAIA, S.E.M.G.; PESSEDA, L.C.R.; FAVARO, D.I.T. Lacustrine sediments provide geochemical evidence of environmental change during the last millenium in southeastern Brazil. **Chemie de Erde**, Amsterdam, v. 69, p. 395-405, 2009.

OWENS, N.J.P. Natural Variations in ^{15}N in the marine environment. **Advances in Marine Biology**, London, v. 24, p. 389-451, 1987.

PARIZZI, M.G.; KOHLER, H.C.; SALGADO-LABORIAU, M.L. Genesis and enviromental history of Lagoa Santa, southeastern Brazil. **The Holocene**, Thousand Oaks, v. 8, p. 311-321, 1998.

PEJRUP, M. The triangular diagram used for classification of Estuarine sediments: a new approach. In: BOER, P.L.; GELDER, A.; NIO, S.D. (Ed.). **Tide-influenced sedimentary environment and facies**. London: D. Reidel Publishing Company, 1988. p. 289–300.

PESSEDA, L.C.R.; CAMARGO, P.B. Datação radiocarbônica de amostras de interesse arqueológico e geológico por espectrometria de cintilação líquida de baixa radiação de fundo. **Química Nova**, v. 14, n.2, p.98-193, 1991.

PESSEDA, L.C.R. et al. The use of carbon isotopes (^{13}C , ^{14}C) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in central Brazil. **Radiocarbon**, v.38, n.2, p. 191-201, 1996a.

PESSEDA, L.C.R. et al. Natural radiocarbon measurements in Brazilian soils developed on basic rocks. **Radiocarbon**, v.28, n.2, p. 203-208, 1996b.

PESSEDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M. LEDRU, M.-P.; ARAVENA, R.; RICARDI-BRANCO, F.; BENDASSOLLI, J.A.; RIBEIRO, A.S.; SAIA, S.E.M.G.; SIFEDDINE, A.; PETERSON, B.J.; HOWARTH, R.W. Sulfur, carbon and nitrogen isotopes used to trace organic-matter flow in the salt-marsh estuaries of Sapelo Island, Georgia. **Limnology and Oceanography**, Grafton, v. 32, n. 6, p. 1195–1213, 2007.

PESSEDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; VALENCIA, E.P.E. Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from

fossil charcoal and soil carbon isotopes. **Quaternary International**, Oxford, v. 114, p. 35-43, 2004.

PESSENDA, LUIZ C.R. ; SAIA, SORAYA E.M.G. ; GOUVEIA, SUSY E.M. ; LEDRU, MARIE-PIERRE ; SIFEDDINE, ABDELFETTAH ; AMARAL, PAULA G.C. ; BENDASSOLLI, JOSÉ A. . Last millennium environmental changes and climate inferences in the Southeastern Atlantic forest, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** (Impresso), v. 82, p. 717-729, 2010.

PESSENDA, L.C.R.; DE OLIVEIRA, P.E.; MOFATTO, M.; DE MEDEIROS, V.B.; GARCIA, J.R.F.; ARAVENA, R.; BENDASSOLLI, J.A.; LEITE, A.Z.; SAAD, A.R.; ETCHEBEHERE, M.L. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 ¹⁴C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. **Quaternary Research**, San Diego, v. 71, p. 437–452, 2009.

PESSENDA, L.C.R.; VIDOTTO, E.; DE OLIVEIRA, P.E.; BUSO JUNIOR, A.A.; COHEN, M.C.L.; ROSSETTI, D.F.; RICARDI-BLANCO, F.; BENDASSOLLI, J.A. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 363–364, p. 57–68, 2012.

PRESSINOTTI, P.C.; PRECINOTTI, M.M.M. Contribuição à geologia dos arredores de Registro, SP. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 1, n. 2, p. 5-24, 1980.

RAVEN, P.H.; EVERT, R.F.; EICHORN, S. **Biologia Vegetal**. Rio de Janeiro: Ed. Guanabara-Koogan, 728p., 1996.

REIMER, P. Et al. Intcal09 and Marine09 Radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal bp. **Radiocarbon**, v.51, n. 4, p.1111-1150, 2009.

RICCOMINI, C. Padrões de fraturamentos do maciço alcalino de Cananéia, Estado de São Paulo: relações com a tectônica Mesozóico-Cenozóica do Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 25, n. 2, p. 79-84, 1995.

SAIA, S.E.M.G.; PESSENDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M.; ARAVENA, R.; BENDASSOLLI, J.A. Last Glacial Maximum vegetation changes in the Atlantic Forest, southeastern Brazil. **Quaternary International**, Oxford, v. 184, p. 195-201, 2008.

SAMPAIO, D. **Levantamento das espécies arbóreas de uma parcela permanente em floresta de restinga do Parque Estadual da Ilha do Cardoso, município de Cananéia/SP**. Dissertação (mestrado) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiróz” – Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2003.

SÃO PAULO (Estado). Secretaria do Meio Ambiente. **Plano de Gestão Ambiental – fase 1 do Parque Estadual Ilha do Cardoso**. São Paulo, 1998.

SAWAKUCHI, A.O.; KALCHGRUBER, R.; GIANNINI, P.C.F.; NASCIMENTO JUNIOR, D.R.; GUEDES, C.F.F.; UMISED, N.K. The development of blowout and

foredunes in the Ilha Comprida barrie (Southeastern Brazil): the influence of Late Holocene climate changes on coastal sedimentation. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 27, n. 21-22, p. 2076-2090, 2008.

SCHAEFFER-NOVELLI, Y. Variability of mangrove ecosystems along the Brazilian coast. **Estuaries**, Solomons Island, v. 13, n. 2, p. 204-218, 1991.

SHEPPARD, F.P. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. **Journal of Sedimentology and Petrology**, Tulsa, v. 24, p. 151–158, 1954.

SOARES, U.M.; ROSSETTI, E.L. Tectonismo e sedimentação na porção SW do Rifte Potiguar – Bacia Potiguar emersa. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 13, p. 149–166, 2005.

SPINELLI F.P. & GOMES C.B. A ocorrência alcalina de Cananéia, litoral sul do Estado de São Paulo: 1. Geologia e Geocronologia. *Geologia USP: Série Científica*, 8:53-64. 2008.

SUGUIO, K. TESSLER, M. Planícies de cordões litorâneos do Brasil: origem e nomenclatura. In; LACERDA, L.D.; ARAUJO, D.D.D.; CERQUEIRA, R. **Restingas: origens, estruturas e processos**. CEUF – Niterói, p.15-26, 1984

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.-M.; AZEVEDO, A.E.G. Flutuações do nível marinho no Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista brasileira de Geociências**, v. 56, p. 273-286, 1985.

SUGUIO, K.; TESSLER, M. Depósitos Quaternários da planície costeira de Cananéia-Iguape (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992. v. 1, p. 31.

STUIVER, M.; POLACH, H.A. Reporting of C-14 data. **Radiocarbon**, v. 19, n.3, p.355-363., 1977.

TAYLOR, F. J. R.; HOPPENRATH, M.; SALDARRIAGA, J.F. Dinoflagellate diversity and distribution. **Biodiversity and Conservation**, London, v. 17, p. 407-418, 2008.

TESSLER, M.; SOUZA, L.A.P. Dinâmica sedimentar e feições sedimentares identificadas na superfície de fundo do sistema Cananéia-Iguape, SP. **Revista Brasileira de Oceanografia**, São Paulo, v. 46, n.1, p. 69–83, 1998.

THORNTON, S.F.; McMANUS, J. Application of organic carbon and nitrogen stable isotope and C/N ratios as source indicators of organic matter provenance in estuarine systems: evidence from the Tay Estuary, Scotland. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, London, v. 38, p. 219–233, 1994.

VAN SANTEN, P.; AUGUSTINUS, P.G.E.F.; JANSSEN-STELDER, B.M.; QUARTEL, S. Sedimentation in an estuarine mangrove system. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 29, p. 566-575, 2007.

VELOSO, H. P.; RANGEL Fo, A. L. R. & LIMA, J. C. A. Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal. Rio de Janeiro. IBGE - DERMA. 124 p. 1991.

VICENTINI, K.P.C.F. **Análise palinológica de uma vereda em Cromínia (GO)**. Tese (doutorado) – Universidade de Brasília, 1993.

WANG, X.; AULER, A.S.; EDWARDS, R.E.; CHENG, H.; ITO, E.; SOLHEID, M. Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 25, p. 3391-3404, 2006.

WEBER, W. **Geologia e geocronologia da Ilha do Cardoso, Sudeste do Estado de São Paulo**. 1998. 87 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

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

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

WILSON, G.P.; LAMB, A.L.; LENG, M.J.; GONZALEZ, S.; HUDDART, H. Variability of organic $\delta^{13}\text{C}$ and C/N in the Mersey Estuary, U.K. and its implications for sea-level reconstruction studies. **Estuarine and Coastal and Shelf Science**, Amsterdam, v. 64 p. 344–354, 1995.

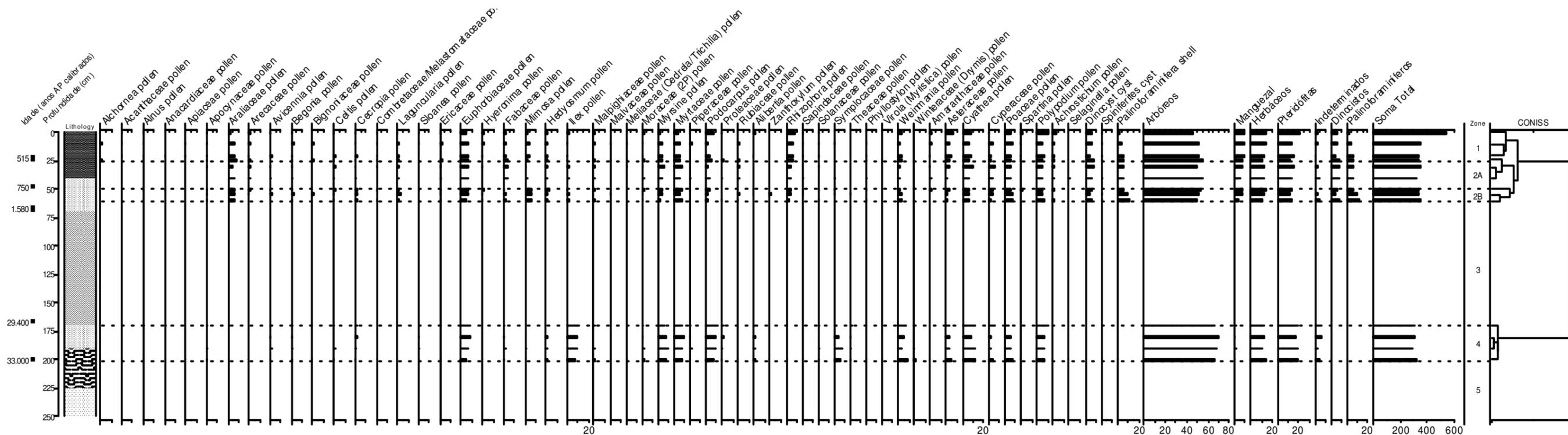
WOODROFFE, S.A.; HORTON, B.P.; LARCOMBE, P.; WHITTAKER, J.E. Intertidal mangrove foraminifera from the central Great Barrier Reef shelf, Australia: implications for sea-level reconstruction. **Journal of Foraminiferal Research**, Washington, DC, v. 35, 259–270, 2005.

ANEXOS

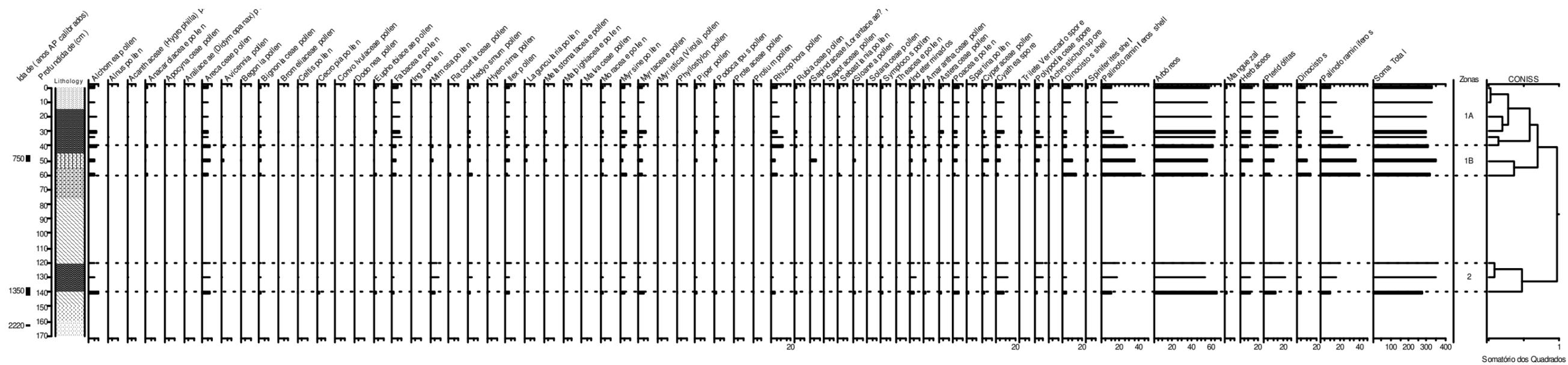
Anexo A - Fotografia do testemunho João Cardoso



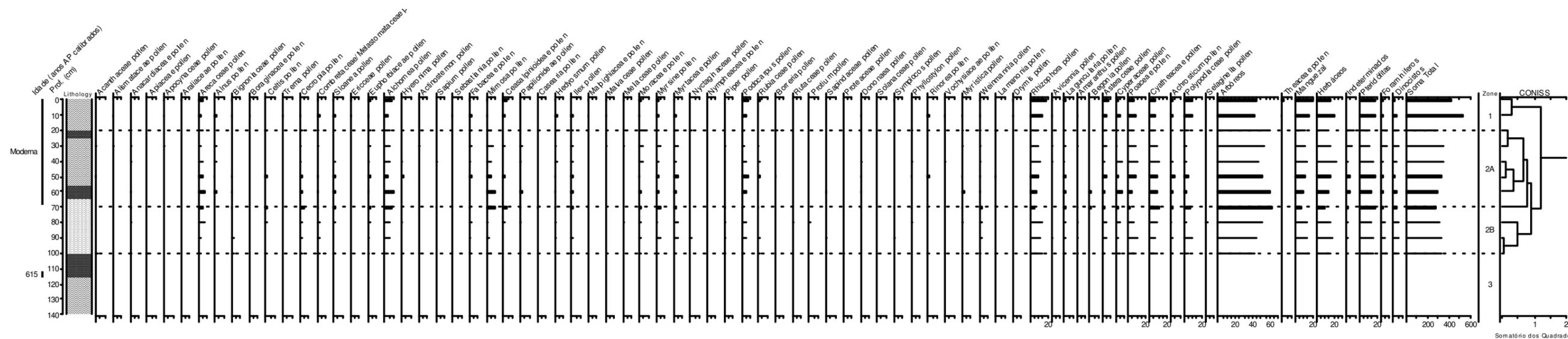
Anexo C - Diagrama polínico completo do testemunho João Cardoso



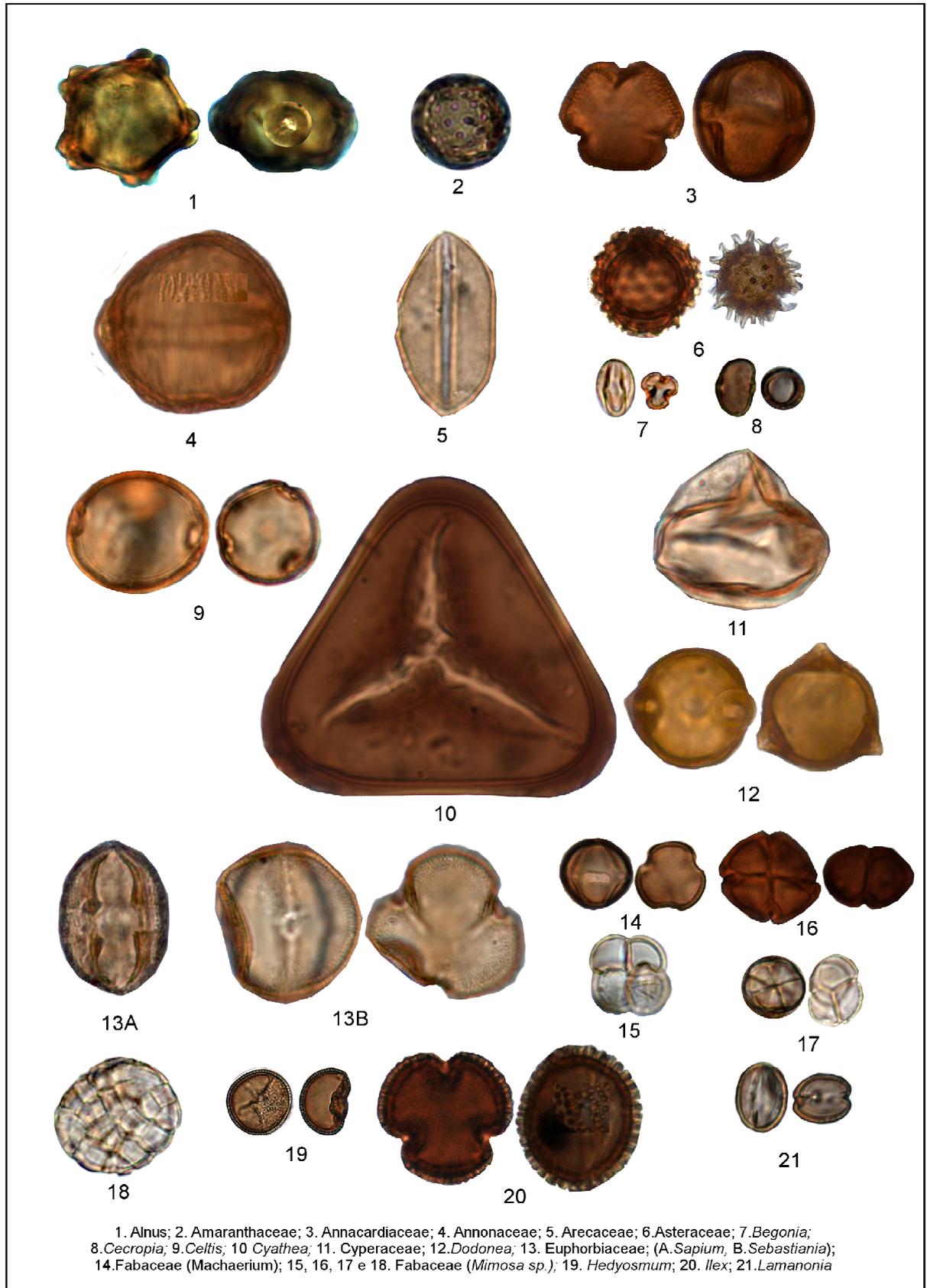
Anexo D - Diagrama polínico completo do testemunho IPA



Anexo E - Diagrama polínico completo para o testemunho PE



Anexo F - Palinomorfos – Prancha 1



Anexo G - Palinomorfos – Prancha 2

