UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
CENTRO DE ENERGIA NUCLEAR NA AGRICULTURA

FLÁVIO LIMA LORENTE

Caracterização paleoambiental de depósitos quaternários da costa norte do estado do Espírito Santo (ES – Brasil): uma abordagem interdisciplinar

PIRACICABA
2015

FLÁVIO LIMA LORENTE

Caracterização paleoambiental de depósitos quaternários da costa norte do estado do Espírito Santo (ES – Brasil): uma abordagem interdisciplinar

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

Área de Concentração: Energia Nuclear na Agricultura e no Ambiente

Orientador: Prof. Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda

PIRACICABA

2015

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

Lorente, Flávio Lima

Caracterização paleoambiental de depósitos quaternários da costa norte do estado do Espírito Santo (ES – Brasil): uma abordagem interdisciplinar / Flávio Lima Lorente; orientador Luiz Carlos Ruiz Pessenda. - - Piracicaba, 2015.

213 p.: il.

Tese (Doutorado – 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. Dinâmica sedimentar 3. Ecossistemas costeiros 4. Holoceno 5. Isótopos estáveis 6. Nível do mar 7. Paleoambientes 8. Pólen I. Título

CDU 551.794 : 902.67

Á minha família pelo amor incondicional, incentivo e apoio incansável durante esses anos de lutas e sonhos.

AGRADECIMENTOS

A Deus por tudo que sou e por tudo que tenho, e aos amigos da espiritualidade amiga pelas intuições ao longo de minha trajetória terrena.

Aos meus pais, Selma e Celso, e a meu irmão Bruno. Meu suporte e minha base. Agradeço pelo amor incondicional de todos os dias.

Aos meus tios (as) e primos (as) pelo apoio e paciência, principalmente quando tentava explicar com o que eu realmente trabalho.

Ao meu orientador Prof. Dr. Luiz Pessenda pela dedicação, paciência, apoio e entusiasmo durante todo o desenvolvimento do meu doutorado.

A Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP pela concessão da bolsa de doutorado regular (Processo 2010/52606-1) e pelo apoio financeiro através do Projeto Temático "Estudos paleoambientais interdisciplinares na costa do Espírito Santo".

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq pela concessão da bolsa de doutorado sanduíche através do programa "Ciência sem Fronteiras" (Processo 245572/2012-0), e pelo apoio financeiro através do Projeto Universal "Clima e vegetação desde o Pleistoceno tardio no nordeste do Espírito Santo".

Ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA) e à Universidade de São Paulo (USP) pela disponibilização da infraestrutura e recursos necessários para o desenvolvimento dessa tese.

Ao Programa de Pós-graduação do CENA-USP, membros da comissão e a todos os funcionários. Um agradecimento especial à Neuda Fernandes, Daiane Vieira, Fábio Oliveira e Marília Henyei (Biblioteca) pela competência e pelo auxílio prestado sempre que precisei.

Ao professor Dr. José Bendassolli (CENA) e aos técnicos Hugo e Miguel pelas análises isotópicas e elementares de C e N; a professora Marisa Piccolo (CENA) e ao técnico Guilherme pelas análises de S.

Aos amigos que fiz no Laboratório C14: Alvaro Buso, Mariah Francisquini, Marcos Borotti, Liz Bueno, Thiago Campos, Janaína Silva, Darciléia Castro, Letícia Prado, Raissa Almeida,

Lucas Domingues, Bianca Minink e Fernanda Torquetti. Agradeço pela convivência quase diária, aprendizado e por deixarem meus dias muito mais felizes.

I would like to express my deepest gratitude to Professor Francisca Oboh-Ikuenobe (MS&T – USA) for hosting me in her lab and for giving me the opportunity to carry out this research under her supervision. My thanks also go to Carlos Sanchez and to Robert Haselwander who have helped me during the months that I have spent in the USA.

Aos professores Dr. Marcelo Cohen (UFPA), Dr. Paulo Giannini (USP), Dra. Dilce Rossetti (INPE), Dr. Jolimar Schiavo (UEMS), Dra. Márcia Calegari (UNIOESTE), Dra. Karin Meyer (UFMG), Dr. Paulo de Oliveira (USP), Dr. Marlon França (IFPA), Dra. Milene Fornari (UNESP), Dra. Ximena Villagran (USP), Dra. Marisa Piccolo (CENA) e Dr. José Bendassolli (CENA) pelas discussões e ensinamentos fundamentais para a minha formação profissional.

Aos professores Dr. Luiz Pessenda (CENA), Dr. Marcelo Cohen (UFPA), Dra. Karin Meyer (UFMG), Dra. Rosemarie Rohn (UNESP), Dr. Francisco Cruz (USP), Dra. Sônia de Oliveira (USP), Dra. Teresa Cristina Magro (ESALQ), Dr. Luiz Martinelli (CENA), Dr. João Batista (ESALQ) e Dr. Marcos Sorrentino (ESALQ) pelos ensinamentos compartilhados durante as disciplinas que cursei.

Aos professores Dra. Maria Judite Garcia (USP), Dra. Fresia Ricardi Branco (UNICAMP) e Dr. José Bendassolli (CENA) pelas críticas e sugestões durante a minha qualificação.

Aos funcionários da Reserva Natural Vale - Linhares pelo apoio fundamental durante os trabalhos de campo, e ao Geovane Siqueira pelas identificações botânicas.

Aos amigos que fiz no EUA durante o doutorado sanduíche - Jeniffer Rosa, Henrique Silva, Fábio do Vale, Mário Canossi, Carolina Blois, Alinie Rossi, Brenno Brito, João Vidigal, Douglas Teixeira - e tantos outros que ajudaram a amenizar a saudade de casa.

Aos amigos que fiz em Piracicaba, aos amigos da graduação, aos amigos do mestrado e aos amigos de longa data, que mesmo distantes fisicamente, sempre estiveram presentes na minha vida. Embora não os tenha listado aqui, meus mais sinceros agradecimentos.

"A natureza não faz nada em vão"

Aristóteles

RESUMO

LORENTE, F. L. **Caracterização paleoambiental de depósitos quaternários da costa norte do estado do Espírito Santo (ES – Brasil)**: uma abordagem interdisciplinar. 2015. 213 p. Tese (Doutorado) - Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2015.

Um estudo interdisciplinar foi realizado no litoral norte do estado do Espírito Santo, com o intuito de compreender as mudanças ambientais que ocorreram durante o Holoceno na região. Para isso, foi feita a integração dos resultados obtidos pela análise de bioindicadores (palinofácies, fitólitos e palinologia), granulometria, geoquímica isotópica (carbono orgânico total - COT, nitrogênio total - NT, enxofre total - ST, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$, C/N e C/S) e datações ^{14}C. Os depósitos sedimentares estudados são referentes a três lagoas (Lagoa do Macuco, Lagoa Bonita e Lagoa Canto Grande) e a um testemunho coletado na planície deltaica do rio Doce (Li01). Valores isotópicos e elementares sugerem que a matéria orgânica sedimentar foi originada de fontes diversas, tais como plantas terrestres, em sua maioria plantas C_3, e fitoplâncton marinho e/ou de água doce. A partir da integração dos resultados obtidos foi inferido que entre ~7.500 anos cal AP e ~4.000 anos cal AP houve a formação de um sistema estuarino-lagunar em decorrência do aumento do nível relativo do mar. Espécies de manguezal, restinga e da Mata de Tabuleiros colonizavam a região. Com a regressão marinha a partir de ~4.000 anos cal AP o estuário e a vegetação de manguezal deslocaram em direção ao mar. A bacia estuarina se tornou gradualmente abandonada e foi progressivamente fechada como resultado da progradação do delta do rio Doce e do maior aporte fluvial. A evolução da Lagoa do Macuco e da Lagoa Bonita esteve diretamente relacionada com as mudanças do nível relativo do mar, enquanto a Lagoa Canto Grande foi formada em decorrência de mudanças no aporte fluvial e no nível de base. Os dados palinológicos não mostraram mudanças significativas na vegetação, e inferiu-se que provavelmente o clima foi predominantemente quente e úmido ao longo do Holoceno. A análise de palinofácies, em conjunto com as demais análises, se mostrou uma importante ferramenta na caracterização paleoambiental de depósitos lacustres que evoluíram sob a influência de eventos de transgressão e regressão marinha.

Palavras-chave: Holoceno. Rio Doce. Palinofácies. Isótopos estáveis do C e N. Dinâmica marinha e climática.

ABSTRACT

LORENTE, F. L. **Paleoenvironmental characterization of Quaternary deposits of the north coast of the Espírito Santo state (ES - Brazil)**: an interdisciplinary approach. 2015. 213 p. Tese (Doutorado) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2015.

An interdisciplinary study was carried out in the north coast of the state of the Espírito Santo in order to understand the environmental changes that occurred during the Holocene in the region. The results were obtained from microfossil analyses (palynofacies, phytoliths and palynology), particle size, isotope geochemistry (total organic carbon - TOC, total nitrogen - TN, total sulfur - TS, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$, C/N and C/S), and radiocarbon dating. The sedimentary deposits studied were obtained from three lakes (Lake Macuco, Lake Bonita and Lake Canto Grande) and one core was sampled in the deltaic plain of Doce River (Li01). Isotopic and elemental values suggest that the sedimentary organic matter was derived from different sources, such as land plants (mostly C_3 plants), and marine and/or freshwater phytoplankton. The multidisciplinary data was used to infer the formation of a lagoon-estuarine system between ~ 7,500 cal years BP and ~ 4,000 cal years BP due to increase in relative sea level. Mangrove, "Restinga" and Atlantic rainforest vegetation occupied the region. As a consequence of marine regression after ~4,000 years BP, the estuary and mangrove vegetation shifted seaward. The estuarine basin was gradually abandoned and closed off as a result of progradation of the Doce River delta and higher fluvial input. The evolution of Lake Macuco and Lake Bonita was directly related to the changes in relative sea level, while Lake Canto Grande formed as a result of changes in the river input and to the base level. No significant changes in vegetation were observed in the palynological data, and it is likely that the climate was predominantly warm and humid during the Holocene. Palynofacies analysis, in combination with other analyses, proved invaluable as an important tool for paleoenvironmental characterization of lacustrine deposits that evolved under the influence of marine transgression and regression events.

Key words: Holocene. Doce River. Palynofacies. Stable C and N isotopes. Marine and climatic dynamics.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Curva de decaimento radioativo do ^{14}C 25
Figura 2 – Intervalos dos valores isotópicos de $\delta^{13}C$ nos diferentes ciclos fotossintéticos (C_3, C_4 e CAM) 28
Figura 3 – Mapa de localização dos depósitos sedimentares estudados 43
Figura 4 – Mapa da cobertura vegetal do estado do Espírito Santo 44
Figura 5 – Mapa geológico simplificado da planície costeira do rio Doce 53
Figura 6 – Primeiro modelo da evolução geológica da planície costeira do rio Doce, estado do Espírito Santo 56
Figura 7 – Características geomorfológicas da planície costeira do rio Doce 58
Figura 8 – Tipos de amostragem. 62
Figura 9 – Procedimentos para extração dos microfósseis silicosos (frústulas de diatomáceas, espículas de esponjas e fitólitos) 67
Figura 10 – Procedimento palinológico não-oxidativo 68
Figura 11 – Procedimento palinológico para amostras do Quaternário 69
Figura 12 – Estratigrafia do perfil sedimentar Li01 79
Figura 13 – Idades ^{14}C, estratigrafia, valores de carbono orgânico total (COT), $\delta^{13}C$, nitrogênio total (N-total), $\delta^{15}N$ e C/N do perfil Li01 82
Figura 14 – Alguns dos principais morfotipos de fitólitos identificados no perfil Li01 83
Figura 15 – A. Diagrama de porcentagem dos principais morfotipos de fitólitos recuperados do perfil sedimentar. B. Diagrama de porcentagem dos grupos de fitólitos identificados e índices fitolíticos. 84
Figura 16 – Análise de componentes principais para os morfotipos de fitólitos do perfil sedimentar Li01. 86
Figura 17 – Estratigrafia, granulometria do testemunho MAC-A e diagrama de Shepard mostrando a distribuição das amostras sedimentares. 93
Figura 18 - Idades ^{14}C, estratigrafia, valores de carbono orgânico total (COT), $\delta^{13}C$, nitrogênio total (NT), $\delta^{15}N$ e C/N da Lagoa do Macuco 95
Figura 19 - A. Valores de $\delta^{13}C$ x C/N da matéria orgânica sedimentar da Lagoa do Macuco. B. Valores de $\delta^{15}N$ x $\delta^{13}C$ da matéria orgânica sedimentar da Lagoa do Macuco. 96
Figura 20 - Diagrama de porcentagem dos principais componentes da matéria orgânica particulada da Lagoa do Macuco. 98

Figura 21 - Frequências relativas dos componentes da matéria orgânica particulada e valores isotópicos e elementares do testemunho MAC-A. 102
Figura 22 - Modelo da reconstituição paleoambiental da Lagoa do Macuco durante o Holoceno 111
Figura 23 - Estratigrafia, granulometria do testemunho LCG-B e diagrama de Shepard mostrando a distribuição das amostras sedimentares.....113
Figura 24 - Idades ^{14}C, estratigrafia, valores de carbono orgânico total (COT), $\delta^{13}C$, nitrogênio total (NT), $\delta^{15}N$ e C/N da Lagoa Canto Grande 115
Figura 25 - A. Valores de $\delta^{13}C$ x C/N da matéria orgânica sedimentar da Lagoa Canto Grande. B. Valores de $\delta^{15}N$ x $\delta^{13}C$ da matéria orgânica sedimentar da Lagoa Canto Grande. 116
Figura 26 - Diagrama de porcentagem dos principais componentes da matéria orgânica particulada da Lagoa Canto Grande. 118
Figura 27 – Frequências relativas dos componentes da matéria orgânica particulada e valores isotópicos e elementares do testemunho LCG-B. 122
Figura 28 – Modelo da reconstituição paleoambiental da Lagoa Canto Grande durante o Holoceno. 130
Figura 29 - Estratigrafia, granulometria do testemunho LB-B e diagrama de Shepard mostrando a distribuição das amostras sedimentares.....132
Figura 30 - Idades ^{14}C, estratigrafia, valores de carbono orgânico total (COT), $\delta^{13}C$, nitrogênio total (NT), $\delta^{15}N$ e C/N da Lagoa Bonita.....135
Figura 31 - A. Valores de $\delta^{13}C$ x C/N da matéria orgânica sedimentar da Lagoa Bonita. B. Valores de $\delta^{15}N$ x $\delta^{13}C$ da matéria orgânica sedimentar da Lagoa Bonita. 136
Figura 32 - Valores de S x COT da matéria orgânica sedimentar da Lagoa Bonita. 137
Figura 33 – Diagrama de porcentagem dos principais componentes da matéria orgânica particulada da Lagoa Bonita. 139
Figura 34 – Diagrama palinológico de porcentagem da Lagoa Bonita. 144
Figura 35 – Diagrama palinológico de porcentagem da Lagoa Bonita. 145
Figura 36 - Frequências relativas dos componentes da matéria orgânica particulada e valores isotópicos e elementares do testemunho LB-B. 150
Figura 37 – Modelo da reconstituição paleoambiental da Lagoa Bonita durante o Holoceno 161

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Médias mensais de precipitação e temperatura para o período de 1992 a 2002, obtidas de dados da RNCV 47

Tabela 2 – Solos mapeados na Reserva Natural Vale (RNV) e na Reserva Biológica de Sooretama (Rebio Sooretama) 48

Tabela 3 – Depósitos sedimentares quaternários mapeados para o litoral do estado do Espírito Santo 52

Tabela 4 – Relação dos testemunhos sedimentares amostrados 59

Tabela 5 – Principais grupos da matéria orgânica particulada, identificados neste trabalho e suas subdivisões 73-74

Tabela 6 – Datações ^{14}C de amostras sedimentares do testemunho Li01 81

Tabela 7 - Datações ^{14}C de amostras sedimentares da Lagoa do Macuco 94

Tabela 8 - Datações ^{14}C de amostras sedimentares da Lagoa Canto Grande 114

Tabela 9 - Datações ^{14}C de amostras sedimentares da Lagoa Bonita 133

Tabela 10 – Composição isotópica da vegetação de entorno da Lagoa Bonita 134

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO 21
2. OBJETIVOS 23
2.1. Objetivo geral 23
2.2. Objetivos específicos 23
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA 24
3.1. Análises Isotópicas 24
3.1.1. Datação 14C 24
3.1.2. Isótopos estáveis e razões elementares em estudos paleoambientais: δ13C, δ15N, C/N e C/S 26
3.2. Fitólitos 29
3.2.1. Análise de fitólitos 29
3.2.2. Análise de fitólitos no Quaternário do Brasil 31
3.3. Palinofácies 34
3.3.1. Análise de palinofácies 34
3.3.2. Análise de palinofácies no Quaternário do Brasil 35
3.4. Palinologia 39
3.4.1. Análise palinológica 39
3.4.2. Estudos palinológicos quaternários em áreas da costa leste brasileira 40
4. ÁREA DE ESTUDO 42
4.1. Localização e acesso 42
5. ASPECTOS FÍSICOS 42
5.1. Vegetação 42
5.1.1. Floresta Ombrófila Densa das Terras Baixas 45
5.1.2. Formações Pioneiras 45
5.1.3. Savana Parque 46
5.2. Aspectos climáticos 47
5.3. Solos 47
6. CONTEXTO GEOLÓGICO 49
6.1. Bacia do Espírito Santo – Origem e evolução tectono-sedimentar 49
6.2. Bacia do Espírito Santo – Litoestratigrafia 50
6.3. Evolução da planície costeira do rio Doce no Quaternário 54

7. CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO 57
7.1. Fisiografia 57
8. MATERIAL E MÉTODOS 59
8.1. Amostragem 59
8.1.1. Plantas 59
8.1.2. Sedimentos 59
8.1.2.1. Planície deltaica do rio doce 60
8.1.2.2. Depósitos sedimentares lacustres 60
8.2. Análise granulométrica 61
8.3. Datação 14C 63
8.4. Análise elementar (C, N e S) e isotópica (δ13C e δ15N) 63
8.5. Processamento das amostras 64
8.5.1. Fitólitos 64
8.5.2. Palinofácies 65
8.5.3. Palinologia 66
8.6. Análise Qualitativa e Quantitativa 66
8.6.1. Fitólitos 70
8.6.2. Palinofácies 71
8.6.3. Palinologia 75
9. RESULTADOS E DISCUSSÃO 78
9.1. Perfil sedimentar Li01 78
9.1.1. Estratigrafia 78
9.1.2. Datação 14C 80
9.1.3. Análise elementar e isotópica de C e N (COT, NT, δ13C e δ15N) 81
9.1.4. Análise de fitólitos e interpretação paleoambiental 83
9.2. Lagoa do Macuco (MAC-A) 92
9.2.1. Estratigrafia e granulometria 92
9.2.2. Datações 14C 93
9.2.3. Análise elementar (C e N) e isotópica (δ13C e δ15N) da matéria orgânica sedimentar 94
9.2.4. Análise de agrupamentos da matéria orgânica particulada 97
9.2.5. Evolução do ambiente deposicional 101
9.3. Lagoa Canto Grande (LCG-B) 112
9.3.1. Estratigrafia e granulometria 112

9.3.2. Datações 14C 112
9.3.3. Análise elementar (C e N) e isotópica (δ13C e δ15N) da matéria orgânica sedimentar 114
9.3.4. Caracterização dos agrupamentos da matéria orgânica particulada 117
9.3.5. Evolução do ambiente deposicional 121
9.4. Lagoa Bonita (LB-B) 131
9.4.1. Estratigrafia e granulometria 131
9.4.2. Datações 14C 132
9.4.3. Composição isotópica da vegetação 133
9.4.4. Análise elementar (C, N e S) e isotópica (δ13C e δ15N) da matéria orgânica sedimentar 134
9.4.5. Caracterização dos agrupamentos da matéria orgânica particulada 138
9.4.6. Identificação dos palinomorfos 142
9.4.7. Análise palinológica 143
9.4.8. Evolução do ambiente deposicional 149
9.4.9. Dinâmica da vegetação e do clima no sudeste do Brasil durante o Holoceno e o registro polínico da Lagoa Bonita 160
10. CONCLUSÕES 163
10.1. Conclusões gerais 163
10.2. Conclusões específicas para cada depósito sedimentar estudado 164
10.2.1. Li01 164
10.2.2. Lagoa do Macuco 164
10.2.3. Lagoa Canto Grande 165
10.2.4. Lagoa Bonita 166
REFERÊNCIAS 167
ANEXOS 189

1. INTRODUÇÃO

Para uma melhor compreensão dos ambientes durante o Quaternário é importante considerar não somente as paisagens, mas a inter-relação entre o ambiente físico e os organismos que nele habitam (SALGADO-LABOURIAU, 2007). Os últimos 15.000 anos antes do presente (AP), que abrangem o final do Pleistoceno e o Holoceno, constituem o intervalo de tempo com o maior número de informações paleoecológicas, sendo que estas em sua maioria são baseadas em análises realizadas por métodos físicos, químicos, geológicos e também biológicos, como o estudo dos macro e microfósseis (SALGADO-LABOURIAU, 1994). No entanto, ainda são raros os estudos de reconstituição paleoambiental que integram esses diferentes métodos, muitas vezes gerando interpretações contrastantes para uma mesma região.

Estudos que visam à reconstituição paleoambiental representam uma importante fonte de dados para a compreensão das mudanças ambientais que ocorreram ao longo do tempo geológico, principalmente durante o Quaternário. Eventos de larga escala, tais como mudanças climáticas e na vegetação, bem como a evolução costeira, delimitada por eventos de transgressão e regressão marinha, podem ser inferidos através da caracterização das assembléias dos microfósseis registradas nos sedimentos (PESSENDA et al., 2009; 2012; BUSO JUNIOR 2013a; 2013b; FRANÇA et al., 2013; COHEN et al., 2014).

As oscilações climáticas que caracterizaram o Quaternário, não somente modificaram ciclicamente a temperatura, como também os padrões de vento, de precipitação e a umidade relativa do ar na atmosfera, tendo reflexos significativos no relevo e na cobertura vegetal dos continentes (SALGADO-LABOURIAU, 2007). Além disso, o nível do mar sofreu flutuações após a deglaciação que ocorreu no Hemisfério Norte, principalmente após o Último Máximo Glacial - UMG (~18.000 anos AP). Essas flutuações no nível relativo do mar e o transporte longitudinal de areia, associados com mudanças paleoclimáticas, controlaram a construção das planícies costeiras no Brasil (SUGUIO, 2010), tais como a planície costeira do estado do Espírito Santo (SUGUIO et al., 1982; 1985; DOMINGUEZ et al., 1983; MARTIN; SUGUIO, 1992; MARTIN et al., 1993; MARTIN et al., 1996; POLIZEL; ROSSETTI, 2014).

A costa norte do Espírito Santo apresenta depósitos sedimentares quaternários pouco estudados no que se refere às mudanças paleoambientais. Estudos de reconstituição paleoambiental vêm sendo realizados na região desde a década de 70, no entanto, em sua maioria se restringem ao uso de dados sedimentológicos e geológicos (SUGUIO et al., 1982; 1985; MARTIN et al., 1993; DESSART, 2009) ou apenas de microfósseis (BEHLING et al., 2002; FERRAZZO, 2008), e muitas vezes com baixa resolução de datações ^{14}C.

Embora as investigações a cerca da história do clima, da vegetação e das mudanças ambientais ocorridas ao longo do Quaternário tardio no norte do Espírito Santo tenham se intensificado nesses últimos anos, os estudos usando um enfoque interdisciplinar ainda são escassos (NASCIMENTO, 2012; BUSO JUNIOR et al., 2013a; 2013b; FRANÇA et al., 2013; CASTRO et al.; 2013; COHEN et al., 2014; FRANÇA et al., 2015). Nesse contexto, a integração de diferentes bioindicadores, isótopos estáveis de C e N, e datações ^{14}C, como realizada nesta tese, tem grande potencial em gerar dados para a melhor compreensão das mudanças ambientais que ocorreram ao longo do tempo na região, além de que poderá servir de suporte para o entendimento da evolução dos sistemas deposicionais em áreas costeiras.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo geral

O objetivo principal deste trabalho foi o estudo da evolução ambiental de depósitos sedimentares holocênicos da costa norte do estado do Espírito Santo (ES), com ênfase na caracterização da matéria orgânica particulada, na análise de bioindicadores, isotópica, granulométrica, e na alta resolução pelas datações ^{14}C.

2.2. Objetivos específicos

- ✓ Estudar e estabelecer metodologias para as análises de palinofácies e fitólitos no Laboratório ^{14}C do CENA-USP;
- ✓ Identificar os palinomorfos e a matéria orgânica particulada de amostras sedimentares lacustres e caracterizar o ambiente deposicional durante o Holoceno;
- ✓ Utilizar dados elementares (C, N, S, C/N e C/S) e isotópicos ($\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$) para caracterizar possível influência marinha e seu alcance espacial e temporal na região de estudo, bem como a origem da matéria orgânica sedimentar;
- ✓ Correlacionar as mudanças paleoambientais observadas com as datações ^{14}C em alta resolução;
- ✓ Obter, através da caracterização morfológica dos fitólitos, informações paleoambientais e paleoecológicas de um testemunho sedimentar da planície deltaica do rio Doce;
- ✓ Correlacionar os dados obtidos neste trabalho com as análises da dinâmica da vegetação e mudanças climáticas provenientes de trabalhos prévios na região costeira do estado do Espírito Santo e outras regiões brasileiras.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A fundamentação teórica apresenta a parte conceitual dos bioindicadores e das análises isotópicas realizadas nessa tese, e que é fundamental para a intepretação dos resultados. Também são apresentados alguns resultados obtidos em trabalhos que se referem ao uso da análise de palinofácies e da caracterização das assembléias fitolíticas em sedimentos quaternários no Brasil, bem como trabalhos que utilizaram a palinologia em regiões da costa leste brasileira. A cronologia em anos antes do presente (AP) ou anos calibrados antes do presente (anos cal AP) segue como apresentada nos trabalhos originais.

3.1. Análises Isotópicas

3.1.1. Datação ^{14}C

Os isótopos estáveis de H, C, N, O e S ocorrem naturalmente na atmosfera, hidrosfera, litosfera e biosfera. Eles são átomos de um mesmo elemento, mas com diferentes massas (BARRIE; PROSSER, 1996). Os isótopos mais "leves", ou seja, aqueles com menor massa atômica (^{12}C, ^{14}N, ^{32}S) são mais abundantes na natureza, enquanto que os que possuem maior massa atômica, tais como ^{13}C, ^{15}N e ^{35}S, são mais raros (BOUTTON, 1996; MARTINELLI et al., 2009).

Ocorrem na natureza três isótopos de carbono, dois estáveis (^{12}C e ^{13}C) e um radioativo (^{14}C). O isótopo radioativo ^{14}C é formado continuamente na alta atmosfera quando raios cósmicos constituídos de alta energia atingem a Terra e se chocam com gases da estratosfera, dividindo-se em prótons e nêutrons (LIBBY, 1995). Uma vez formado na atmosfera o ^{14}C é oxidado a $^{14}CO_2$ e entra no ciclo global do carbono, juntamente com os isótopos estáveis desse elemento, ^{12}C e ^{13}C. Nesse ciclo, o carbono é incorporado aos organismos vivos pela fotossíntese e pela cadeia alimentar. Enquanto a planta ou o animal vive, continuamente incorporam os diferentes isótopos de carbono aos seus tecidos, mantendo a sua relação $^{14}C/^{12}C$ (BROECKER, 2003).

Quando o equilíbrio é rompido, isto é, quando o organismo morre, ocorre apenas a desintegração radioativa do ^{14}C que decai em taxa constante (Figura 1). Esta desintegração se faz por emissão da partícula β^-, ou de um elétron, formando assim o ^{14}N estável (PESSENDA et al., 2005). A meia-vida (tempo necessário para que a atividade se reduza à metade) do ^{14}C foi determinada com precisão pelo *National Bureau of Standard* como sendo de 5.730 ± 30 anos. Dessa forma, o método de datação por meio do ^{14}C fundamenta-se na mensuração da quantidade do isótopo radioativo restante em materiais de origem orgânica que em algum momento do passado incorporavam o carbono atmosférico (OKUNO et al., 1989).

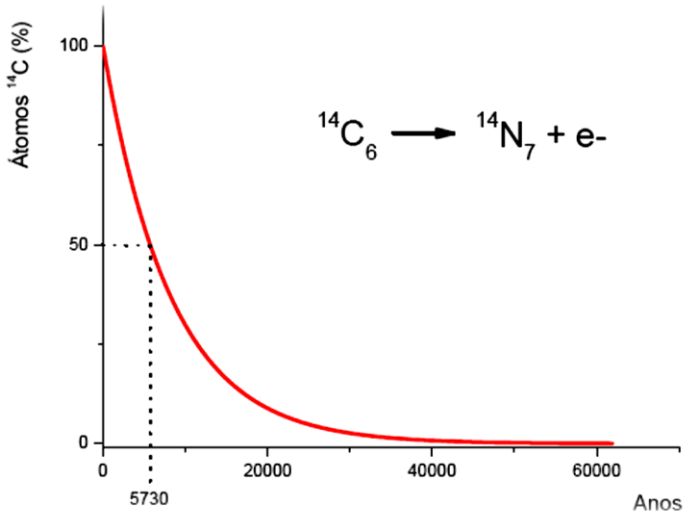


Figura 1 - Curva de decaimento radioativo do ^{14}C (modificado de BUSO JUNIOR, 2010)

A idade ^{14}C é baseada primariamente assumindo a constância da concentração do ^{14}C (relacionado ao ^{12}C) no passado. No entanto, observaram-se variações na razão $^{14}C/^{12}C$ do dióxido de carbono na atmosfera devido a variações no campo magnético terrestre, na intensidade da atividade solar e às alterações geoquímicas nos reservatórios naturais de ^{14}C e na troca entre eles (PESSENDA et al., 2005). Tais variações foram determinadas datando-se principalmente amostras de anéis de crescimento de árvores tanto no Hemisfério Norte (OLSSON, 1980), como em áreas tropicais (LISI et al., 2001).

A detecção da atividade do ^{14}C em amostras de origem ambiental pode ser realizada por três técnicas analíticas: Espectrometria de Cintilação Líquida de Baixo Nível de Radiação de Fundo, método utilizado no Laboratório ^{14}C do CENA-USP (PESSENDA; CAMARGO, 1991), Contador Proporcional Gasoso (CPG), e Acelerador de Partículas Acoplado a um Espectrômetro de Massa (*AMS – Accelerator Mass Spectrometry*), que recentemente foi implantado no Brasil pela Universidade Federal Fluminense (MACARIO et al., 2013). Estas

técnicas permitem determinar a idade de materiais, tais como carbonatos, matéria orgânica do solo e de sedimentos, madeiras, carvões, ossos, dentre outros, em até aproximadamente 60.000 anos AP (antes do presente), sendo presente o ano de 1.950 (PESSENDA et al., 2005).

A datação ^{14}C de amostras de origem orgânica é considerada uma importante ferramenta em estudos de reconstituição paleoambiental, e tem sido amplamente utilizada no Brasil para datações da fração humina do solo (GOUVEIA et al., 1997; PESSENDA et al., 2001) e da matéria orgânica sedimentar (PESSENDA et al., 2009; BUSO JUNIOR 2013a; 2013b; COHEN et al., 2012), em estudos oceanográficos (FERRAZ et al., 2004), paleontológicos (HUBBE et al., 2013) e arqueológicos (SCHEEL-YBERT, 1999; GIANNINI et al., 2010). Apesar da ampla utilização da datação ^{14}C em amostras do Quaternário, pouco se tem descrito para os depósitos sedimentares no Espírito Santo (FRANÇA et al., 2013; BUSO JUNIOR et al., 2013a; 2013b; CASTRO et al., 2013; COHEN et al., 2014; FRANÇA et al., 2015), e por essa razão as datações obtidas para os perfis sedimentares apresentados nesta tese possibilitam a correlação com os estudos prévios para se melhor compreender a evolução ambiental na região.

3.1.2. Isótopos estáveis e razões elementares em estudos paleoambientais: $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$, C/N e C/S

O uso de isótopos estáveis em estudos ambientais baseia-se no fato de que a composição isotópica passa por variações nos diversos compartimentos de um ecossistema, sendo expressa pela relação entre o isótopo raro e o isótopo mais abundante. A determinação da composição isotópica dos compostos orgânicos é realizada através de um espectrômetro de massas, que no caso dos isótopos de carbono analisa a razão $^{13}C/^{12}C$ da amostra com a razão dos isótopos de carbono de um padrão internacional, como o molusco fóssil *Belemnitella americana*, encontrado na Formação Peedee (BOUTTON, 1996; MARTINELLI et al., 2009).

Demonstrou-se que durante o processo de fotossíntese ocorre a discriminação isotópica nas plantas com relação ao $^{13}CO_2$ (SMITH; EPSTEIN, 1971). Esta discriminação isotópica deve-se às propriedades bioquímicas das enzimas que fixam o carbono atmosférico e o converte em matéria orgânica, e ao processo de difusão que controla a entrada de CO_2 nas folhas. Dessa forma, a extensão dessa discriminação é variável pela existência de três tipos diferentes de ciclos fotossintéticos (C_3, C_4 e CAM) entre as plantas terrestres (BOUTTON, 1996).

As plantas com ciclo C_3 (Ciclo de Calvin), que compreendem árvores e algumas espécies de gramíneas (Poaceae), reduzem o CO_2 em fosfoglicerato por meio da enzima Ribulose-1,5-bifosfato carboxilase/oxigenase (Rubisco), e apresentam valores do $\delta^{13}C$ entre -32‰ e -22‰, com uma média de -27‰ (Figura 2). Aproximadamente 85% de todas as espécies de plantas possuem o padrão fotossintético C_3 e são dominantes na maioria dos ecossistemas, ocorrendo desde as regiões boreais até os trópicos (BOUTTON, 1996; PESSENDA et al., 2005). As plantas C_4, ao contrário, utilizam a via Hatch-Slack em conjunto com o Ciclo de Calvin, utilizando a enzima PEP-carboxilase na redução e na fixação do carbono em moléculas orgânicas. Os valores de $\delta^{13}C$ de plantas do tipo C_4 (Via Hatch-Slack) variam entre -9,0‰ e -17‰, com média de -13‰ (Figura 2), e são encontrados em sua maioria em gramíneas. As plantas C_4 são controladas principalmente pela temperatura, precipitação, disponibilidade de umidade e por baixas concentrações de CO_2, o que as tornam mais eficientes no processo de fotossíntese (BOUTTON, 1996). O padrão de cada tipo de fotossíntese é significantemente influenciado pelas condições climáticas, e a distribuição das plantas delimitada pelos padrões ambientais (EHLERINER et al., 1997). Como os intervalos dos valores isotópicos entre as plantas C_3 e C_4 não se sobrepõem e devido ao fato de possuírem preferências ecológicas distintas, a análise de $\delta^{13}C$ de solos e sedimentos é fundamental no estudo das modificações da vegetação ao longo do tempo, tais como as verificadas por Martinelli et al. (1996), Vidotto et al. (2007), Saia et al. (2008), Pessenda et al. (2004a,b, 2009, 2010, 2012) e Francisquini et al. (2014) em diferentes regiões do Brasil.

E por fim, as plantas CAM (Metabolismo do Ácido das Crassuláceas) utilizam tanto a via C_3 quanto a via C_4. Estas plantas são capazes de fixar o CO_2 durante a noite usando parte da via C_4 (PEP-carboxilase), para durante o dia refixarem o CO_2 por meio da Rubisco. São plantas adaptadas a condições de aridez, como as cactáceas, e possuem valores de $\delta^{13}C$ intermediários entre os grupos C_3 e C_4, variando de -28‰ a -10‰ (Figura 2; BOUTTON, 1996), e por isso se torna mais difícil a caracterização destas plantas em estudos paleoambientais.

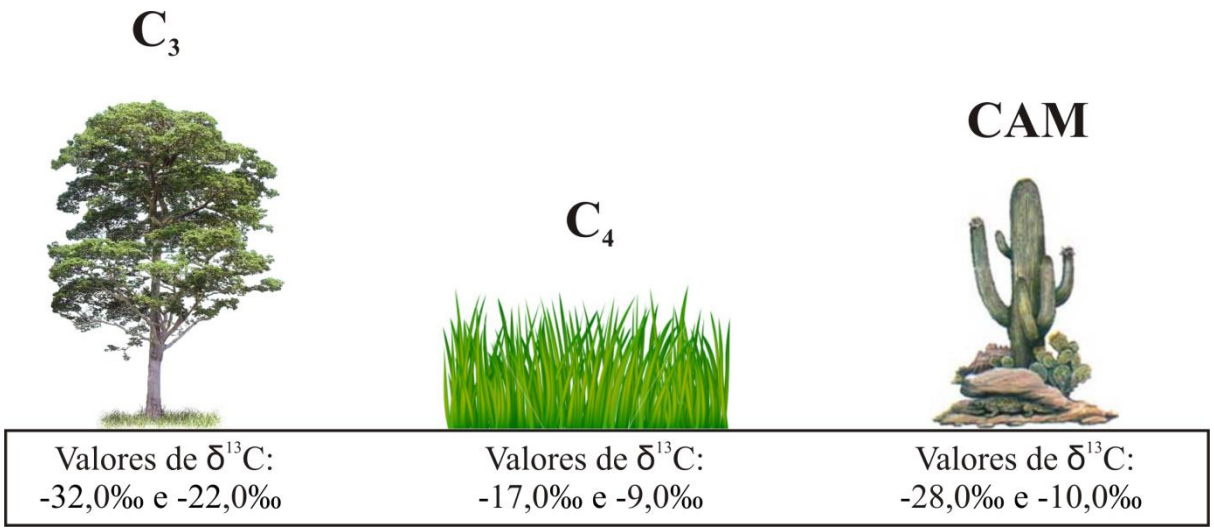


Figura 2 - Intervalos dos valores isotópicos de $\delta^{13}C$ nos diferentes ciclos fotossintéticos (C_3, C_4 e CAM)

Os isótopos estáveis do nitrogênio (^{14}N e ^{15}N) são menos utilizados em estudos paleoambientais do que os isótopos do carbono, devido a fatores como a menor abundância fracional de ^{15}N do que ^{13}C na biosfera, e principalmente pela complexidade do ciclo do nitrogênio no meio ambiente (TALBOT; JOHANNESSEN, 1992; BOUTTON, 1996). O nitrogênio inorgânico dissolvido, o qual constitui a principal fonte para o fitoplâncton tanto marinho quanto de água-doce, tende a ser enriquecido em ^{15}N entre 7‰ e 10‰ quando comparado com a fonte de nitrogênio disponibilizado para as plantas terrestres pela fixação biológica (próximo a 1‰). Essa diferença de $\delta^{15}N$ entre o fitoplâncton marinho e/ou de água doce e as plantas terrestres pode ser preservada nos sedimentos (MEYERS; ISHIWATARI, 1993), e tem sido usada em estudos visando à reconstituição paleoambiental e a caracterização das fontes da matéria orgânica sedimentar (OWENS; LAW, 1989; CLOERN et al., 2002).

A razão entre C e N (C/N) determinada a partir das análises elementares da matéria orgânica tem sido amplamente utilizada para distinguir a origem da matéria orgânica sedimentar em lagos e turfeiras (TALBOT; JOHANNESSEN, 1992; MEYERS; LALLIER-VERGÈS, 1999; PESSENDA et al., 2009; BUSO JUNIOR et al., 2013b; MOREIRA et al., 2013), bem como em estuários e manguezais (THORNTON; MCMANUS, 1994; WILSON et al., 2005; ALLEN et al., 2007; PESSENDA et al., 2012). A matéria orgânica proveniente de algas, que são ricas em proteínas e sem estruturas celulósicas, possui em geral valores de C/N entre 4 e 10, enquanto que as plantas terrestres dão origem a matéria orgânica com valores de C/N iguais ou maiores que 20 (MEYERS, 1994; 2003). Em combinação com os dados

isotópicos do carbono, C/N obtida a partir da análise elementar da matéria orgânica pode também ser usada para distinguir entre os diferentes tipos de matéria orgânica de origem marinha e terrestre (WILSON et al., 2005; ALLEN et al., 2007; CASTRO et al., 2010).

A razão entre C e S (C/S) pode ser utilizada para se distinguir sedimentos de origem marinha ou de água doce. É possível essa razão ser calculada levando - se em consideração a quantidade de sulfato dissolvido disponível e a formação de pirita nas amostras. Sedimentos orgânicos que apresentam valores de C/S maiores que 10 indicam a influência de água doce, enquanto que valores de C/S entre 0,5 e 5 correspondem a amostras com influência marinha (BERNER; RAISWELL, 1984). A análise de C/S em estudos de reconstituição paleoambiental tem sido utilizada principalmente em conjunto com outras análises, tais como a palinológica e a de palinofácies (MEYER et al., 2005a; MENDONÇA-FILHO et al., 2010; GADENS-MARCON et al., 2014a; 2014b; 2014c), e tem se mostrado eficiente na caracterização da influência marinha nos ambientes deposicionais.

3.2. Fitólitos

3.2.1. Análise de fitólitos

Os fitólitos (silicofitólitos ou opala fitobiogênica) são partículas de sílica amorfa que se acumulam no entorno ou dentro das células dos tecidos vegetais, geralmente com dimensões variando da fração areia muito fina, de 0,05 a 0,10 mm, e silte, entre 0,002 e 0,05 mm (ROVNER, 1971; THORN, 2004). Resultam de um processo de biomineralização com controle biológico, ou seja, por mediação da matriz orgânica. As plantas constroem uma estrutura ou molde onde se introduzem os íons e ali são precipitados e cristalizados (PIPERNO, 2006).

A sílica é absorvida do solo através do sistema radicular das plantas, primeiro na forma de ácido monosilícico (H_4SiO_4), polimerizando-se seguidamente no vegetal para gel e finalmente em fitólitos (ESPTEIN, 1994). Dois mecanismos são conhecidos no processo de absorção do ácido monosilícico pelas plantas: o transporte ativo, no qual o H_4SiO_4 é absorvido por processos metabólicos controlados pela planta, com a raiz tendo o papel de bomba ativa de reconhecimento de sílica, e o transporte passivo, no qual a raiz absorve não somente o H_4SiO_4 juntamente com a água, mas como outros elementos presentes em solução (PIPERNO, 2006).

Uma vez que o ácido monosilícico entra nos tecidos das plantas, ocorre o processo de polimerização e formação de depósitos de dióxido de sílica (SiO_2), sendo comum três focos de deposição da sílica nos tecidos vegetais: (1) na parede celular das células vegetais com a silicificação da membrana, (2) através de preenchimentos do lúmen das células, e (3) nos espaços intracelulares do córtex (PIPERNO, 1988).

O grau de desenvolvimento dos fitólitos nas plantas depende de vários fatores. Variáveis como o clima, o meio ambiente onde a planta cresce e se desenvolve, a natureza e a disponibilidade de água no solo, bem como características específicas das plantas como idade e afinidade taxonômica devem ser levadas em consideração (PIPERNO, 2006). Dessa forma, a produção de fitólitos nos tecidos das plantas é influenciada principalmente por fatores genéticos e ambientais.

A produção dos fitólitos foi desenvolvida pelas plantas como estratégia evolutiva, assumindo função estrutural, fisiológica e de proteção. As funções estruturais estão relacionadas ao aumento da rigidez dos tecidos vegetais, maximizando a interceptação da energia solar e a produção de energia. Já as funções fisiológicas referem-se à interação da sílica em processos envolvidos no crescimento da planta, como a capacidade do SiO_2 em neutralizar cátions e ânions nocivos, como o alumínio. E por fim, as funções de proteção envolvem o aumento da resistência das plantas a herbívoros e fungos patogênicos, sendo considerada a principal função dos fitólitos (PIPERNO, 2006).

Em geral, os fitólitos ocorrem em todos os tipos de plantas e seus diferentes órgãos e estruturas, desde raízes a troncos e inflorescências (PIPERNO, 2006). A produção de fitólitos, no entanto, é múltipla e redundante. Uma mesma planta pode produzir diferentes morfotipos (multiplicidade), e o mesmo morfotipo pode ser produzido em diferentes tecidos da planta e por diferentes plantas (redundância), que podem ou não ter afinidade taxonômica (COE, 2009).

As principais plantas produtoras de fitólitos são as Poaceae (TWISS et al., 1969). No entanto, outras famílias de monocotiledôneas (e.g. Arecaceae, Bromeliaceae, Cyperaceae, Musaceae), dicotiledôneas (e.g. Acanthaceae, Bignoniaceae, Euphorbiaceae, Cucurbitaceae, Moraceae) e pteridófitas, como Cyatheaceae e Selaginellaceae, são produtoras e acumuladoras de sílica (RUNGE, 1999; PIPERNO, 2006). Espécies vegetais de interesse arqueológico como arroz (*Oryza* sp.), milho (*Zea mays*), banana (*Musa* sp.) abóbora (*Cucurbita* sp.), feijão (*Phaseolus vulgaris*) e cabaça (*Lagenaria* sp.) também são produtoras de fitólitos, sendo de extrema importância em estudos pré-históricos (PIPERNO, 1985; BOZARTH, 1987; PIPERNO, 1991; BALL, 2006).

Uma vez que alguns morfotipos fitolíticos são específicos de determinadas famílias, quando preservados em solos e/ou sedimentos, podem ser identificadas as plantas que os produziram (CALEGARI, 2008). Dessa forma, o conjunto de fitólitos, ou assembléia fitolítica, permite caracterizar uma formação vegetal, representando um importante conjunto de dados para estudos que visam à reconstrução paleoambiental.

Os fitólitos encontram-se frequentemente dispersos nos sedimentos, aos quais são liberados das plantas após sua decomposição. Estas partículas apresentam alta durabilidade ao longo do tempo, e desta forma, podem fornecer dados paleoambientais, tais como a densidade da cobertura arbórea que ocupava determinada região, possível distinção entre gramíneas C_3 e C_4, além de verificar ações humanas pretéritas, como práticas agrícolas e domesticação de vegetais (PIPERNO; PEARSALL, 1998; LU; LIU, 2003).

3.2.2. Análise de fitólitos no Quaternário do Brasil

Nas últimas décadas, diversos estudos referentes às mudanças da vegetação e clima pretéritos vêm sendo desenvolvidos com base nas assembléias fitolíticas recuperadas a partir de solos e sedimentos. No entanto, se restringem em sua maioria ao Hemisfério Norte (FREDLUND; TIESZEN, 1994, 1997a; 1997b; KELLY, 1998; CARTER; LIAN, 2000; HORROCKS et al., 2000; BLINNIKOV et al., 2002; STRÖMBERG et al., 2007) e ao continente Africano (ALEXANDRE et al., 1997; BARBONI et al., 1999; 2007; SCOTT, 2002).

Na América Central e no continente sul-americano, as análises fitolíticas referem-se principalmente no que tange a estudos sobre a origem da agricultura e a domesticação de espécies vegetais (PIPERNO et al., 1985; PIPERNO, 1985; PIPERNO, 1990; PIPERNO, 1991; PEARSALL et al., 2003; PIPERNO; JONES, 2003; PIPERNO; STOTHERT, 2003; TAPIA et al., 2003; LANE et al., 2004; TROMBOLD; ISRADE-ALCANTARA, 2005).

No Brasil, os primeiros trabalhos relacionados aos fitólitos foram de caráter morfológico referente às espécies de gramíneas do bioma Cerrado (SENDULSKY; LABOURIAU, 1966; CAMPOS; LABOURIAU, 1969; SILVA; LABOURIAU, 1970; SÖNDAHL; LABOURIAU, 1970). No entanto, somente nas últimas duas décadas foram registrados estudos de reconstituição paleoambiental durante o Quaternário do Brasil que utilizam os fitólitos como bioindicadores (ALEXANDRE et al., 1999; BORBA-ROSCHEL et al., 2006; CALEGARI, 2008; COE, 2009; CALEGARI et al., 2013; COE et al., 2013;

COE et al., 2014). Embora os fitólitos sejam importantes indicadores paleoambientais, as publicações sobre esse bioindicador no Brasil são ainda escassas e com dados incipientes, fazendo-se necessários novos estudos.

Mudanças na vegetação e no clima durante o Holoceno Tardio foram registradas por Alexandre et al. (1999), com base na análise de fitólitos e isótopos de carbono em latossolos de Salitre (MG). Entre 6.630 ± 60 anos AP e 5.840 ± 50 anos AP, foi verificado uma vegetação dominada por gramíneas C_4, com baixa densidade de elementos arbóreos e arbustivos, provavelmente devido ao clima quente e seco, já descrito para a região em trabalhos prévios. As condições de maior umidade, com o desenvolvimento de árvores e arbustos, sugerindo a mudança de campo para Cerrado, foram observadas no intervalo entre 3.360 ± 90 anos AP e 600 ± 40 anos AP. Segundo os autores, um episódio de seca ocorreu entre este período, semelhante e/ou comparável ao "Período Quente Medieval" descrito para Patagônia e Califórnia. Após cerca de 600 anos AP, houve o retorno de condições favoráveis ao crescimento da vegetação, com aumento de elementos arbóreos e arbustivos, e menos plantas C_4, indicando uma vegetação de floresta e Cerrado.

A assembléia fitolítica de um testemunho sedimentar de turfeira, datado na base em 27.500 ± 900 anos AP, foi estudado por Borba-Roschel et al. (2006) em Uberaba (MG). Os autores verificaram o predomínio dos morfotipos fitolíticos *Bulliform* e *Elongate*, que são característicos de gramíneas, mas que não permitem à identificação de subfamílias e consequentemente a distinção entre plantas C_3 e C_4. Os fitólitos apresentaram-se corroídos na base do testemunho, enquanto que em direção ao topo, foram registradas pequenas quantidades dos morfotipos *Globular echinate*, cuja origem se refere às plantas da família Arecaceae, e *Globular granulate*, típicos de dicotiledôneas, corroborando com a presença das palmeiras *Mauritia flexuosa* (Arecaceae) e de espécies da vegetação atual de Cerrado na área de estudo. No entanto, não foram apresentados dados paleoclimáticos e da paleovegetação.

As análises dos resultados isotópicos e fitolíticos de um perfil de solo em Guarapuava (PR) sugeriram mudanças na vegetação associadas às variações climáticas durante o Holoceno. A assembléia fitolítica, composta principalmente por morfotipos de Panicoideae e Cloridoideae, e os valores empobrecidos de $\delta^{13}C$, caracterizaram uma vegetação composta por plantas C_3, associada a um clima mais quente e úmido que o atual. No Holoceno Médio, a vegetação apresentou maior contribuição de plantas C_4 (Poaceae), com redução de fitólitos de dicotiledôneas e de Araucariaceae, caracterizando uma vegetação aberta e condições climáticas de menor umidade. O empobrecimento isotópico e o predomínio de plantas C_3 marcou a expansão da Floresta Tropical com elementos de Floresta Subtropical Mista

(Araucária) durante o Holoceno Superior, com clima úmido semelhante ao atual (CALEGARI, 2008).

Em Salinas (MG), Calegari (2008) verificou que durante o Holoceno Inferior e Médio a vegetação na região era composta por plantas C_3 e C_4, com vegetação semelhante ao Cerrado associada ao clima mais seco que o atual. Os valores empobrecidos de $\delta^{13}C$ e o predomínio de fitólitos de dicotiledôneas indicaram o aumento da densidade arbórea na região a partir do Holoceno Superior. A vegetação tornou-se semelhante ao Cerrado *Sensu stricto* em condições de maior umidade.

Em um perfil de Latossolo húmico na região de Machado (MG), Calegari et al. (2013) estudaram a dinâmica da vegetação e as mudanças climáticas durante o Holoceno com base na análise de fitólitos e $\delta^{13}C$ da matéria orgânica. Os autores inferiram que durante o intervalo de tempo entre 12.131 ± 428 anos AP e 6.103 ± 113 anos AP, a vegetação da região era composta por uma savana aberta com a ocorrência também de algumas plantas C_3, o que sugere um clima mais seco que o atual. Por volta de 6.000 anos AP a umidade aumentou na região, o que constata a presença de morfotipos de fitólitos de araucárias (*Crater-shaped*) e palmeiras (G*lobular echinate*) juntamente com fitólitos de gramíneas. No horizonte do solo referente à vegetação moderna foi observado um ecótono entre a Floresta Tropical Subperenifólia e o Cerrado, com a presença de fragmentos de carvão (180 ± 36 anos AP), além de fitólitos carbonizados, indicando incêndios na região.

Na região de Búzio (RJ) e Cabo Frio (RJ), a análise de fitólitos de três perfis de solos mostrou pequenas mudanças na densidade da cobertura arbórea desde o final do Pleistoceno. No intervalo entre 13.000 anos cal AP e 6.000 anos cal AP, houve um aumento da cobertura arbórea, fato evidenciado pelo alto índice D/P (razão entre fitólitos de dicotiledôneas e gramíneas) e valores empobrecidos de $\delta^{13}C$. De 6.000 anos cal AP a 1.500 anos cal AP, a tendência registrada foi da diminuição da densidade arbórea, com baixos valores de D/P e enriquecimento do $\delta^{13}C$, o que caracteriza a abertura da vegetação existente na região. A partir de 1.500 anos cal AP o sinal fitolítico não registrou variações ambientais. A vegetação da área de estudo desde o final do Pleistoceno foi semelhante e/ou comparável a Floresta Xeromórfica existente atualmente na região (COE, 2009; COE et al., 2013).

Coe et al. (2014) analisaram as assembléias fitolíticas em perfis de solos da bacia do rio São João (RJ), e verificaram o aumento na representatividade de fitólitos de dicotiledôneas e uma diminuição nos fitólitos do tipo *Bulliform* até pelo menos 6.000 anos cal AP, o que reflete uma vegetação densa e condições climáticas de maior umidade.

A partir de 3.000 anos cal AP a vegetação era aberta, com poucas árvores e aumento de gramíneas C_4, sugerindo que as condições climáticas eram mais secas na região do que no Holoceno Inferior e Médio.

Neste estudo, os fitólitos foram utilizados com o intuito de ajudar na reconstrução da história das paisagens no litoral norte do estado do Espírito Santo (ES), e também relacionar os dados obtidos a partir das assembléias fitolíticas com os resultados descritos em trabalhos prévios na região, nos quais dados isotópicos, polínicos e de demais bioindicadores foram utilizados para inferir mudanças climáticas e no nível relativo marinho.

3.3. Palinofácies

3.3.1. Análise de Palinofácies

O conceito de palinofácies foi introduzido por Combaz (1964) para descrever a assembléia total de constituintes da matéria orgânica contida em sedimentos após a remoção da matriz sedimentar mineral. Posteriormente, o conceito de palinofácies foi ampliado por Tyson (1995), tendo o definido como “um corpo de rocha sedimentar contendo um conjunto distinto de matéria orgânica palinológica, que reflita condições ambientais específicas ou que possa ser associado com as características das rochas potencialmente geradoras de hidrocarbonetos”.

A presença de componentes de origem orgânica nos sedimentos e/ou rochas reúne um conjunto de fatores que atuam na tríade produção-acumulação-preservação da matéria orgânica ao longo do tempo geológico. Esses fatores resultam em uma complexa associação entre a origem, o transporte e a deposição de partículas orgânicas (TRAVERSE, 1994).

Em linhas gerais, a análise de palinofácies constitui-se na caracterização qualitativa e quantitativa da matéria orgânica particulada contida nos sedimentos e/ou rochas. Esta técnica visa à identificação dos componentes particulados individuais, a determinação de suas proporções relativas e absolutas, incluindo suas dimensões e seu estado de preservação (TYSON, 1995).

Numa abordagem geral, ao se considerar os trabalhos de definição conceitual (TRAVERSE, 1994; TYSON, 1995; MENDONÇA FILHO, 1999), a matéria orgânica particulada que resta após o processamento palinológico padrão (HF, HCl) é referente a três grupos: palinomorfos (esporos, grãos de pólen, algas de água doce, dinoflagelados, palinoforaminíferos), fitoclastos (opacos e não opacos) e matéria orgânica amorfa (MOA).

A caracterização dos componentes orgânicos particulados contribui para o entendimento dos processos ambientais que controlam a produção da matéria orgânica na biosfera, sua dispersão e deposição nos diferentes ambientes, bem como dos fatores físicos e biogeoquímicos que atuam durante a sua incorporação na geosfera (TYSON, 1995). Essa caracterização, o mais detalhada possível, possibilita identificar caracteres relacionados ao estado de preservação, transporte e origem biológica dos componentes orgânicos particulados, além de permitir inferências sobre as condições ambientais nos registros sedimentares (MEYER et al., 2010; SILVA et al., 2010).

Através dos dados de palinofácies é possível gerar uma análise mais detalhada e sutil das variações do ambiente sedimentar, da matéria orgânica geradora e do seu estado de preservação. A coleta sistemática de dados quantitativos nas palinofácies, associada às informações taxonômicas, permite melhores inferências paleoecológicas e uma mais acurada resolução em termos paleoambientais (MENDONÇA FILHO et al., 2002).

A aplicação da técnica de palinofácies na caracterização de paleoambientes consiste na utilização de parâmetros obtidos a partir da análise qualitativa e quantitativa da matéria orgânica particulada. Esses parâmetros representam tendências de dispersão de seus componentes, controlados por fatores ambientais, tais como: processos deposicionais, hidrodinâmica, influxo fluvial, variações do nível relativo do mar, entre outros. Em linhas gerais, fornecem informações a respeito do aporte fluvial, condições desóxicas-anóxicas a óxicas, influência marinha e tendências eutróficas ou oligotróficas do corpo lagunar (MEYER et al., 2005b).

De acordo com Menezes et al. (2008), uma das grandes vantagens da aplicação da análise de palinofácies é o seu caráter interdisciplinar, o qual associa palinologia, sedimentologia e estratigrafia, além da possibilidade de ser utilizada em diversos estudos relacionados a outras áreas da Geociências. Neste contexto, os dados obtidos através da análise de palinofácies são de valiosa importância para a caracterização dos depósitos sedimentares da área de estudo, principalmente quando comparados e associados aos resultados de outras análises, como a palinológica e a isotópica.

3.3.2. Análises de Palinofácies no Quaternário do Brasil

Neste tópico, pretende-se realizar uma breve revisão das análises de palinofácies desenvolvidas em depósitos quaternários no Brasil, tanto marinhos (MENEZES; MENDONÇA FILHO, 2004; LAPLACE et al., 2010) quanto costeiros e/ou continentais

(MEYER, 2005b; MEDEANIC; SILVA, 2010; SILVA et al., 2010; SOUZA, 2010; MEYER et al., 2010; GADENS-MARCON, 2014a; 2014b; 2014c). Embora a análise de palinofácies seja uma abordagem utilizada para o Quaternário brasileiro, as publicações sobre o tema ainda são escassas, sendo necessárias novas pesquisas de modo a caracterizar o uso deste método, demonstrando seu potencial em reconstruções paleoambientais.

Menezes e Mendonça Filho (2004), com base no estudo de palinofácies de uma seção sedimentar quaternária do talude continental superior da Bacia de Campos, verificaram que as variações no suprimento de material orgânico estavam relacionadas às oscilações do nível relativo do mar, como reflexo das mudanças climáticas ocorridas nos últimos 150.000 anos AP. Estas mudanças também teriam ocasionado variações no aporte de partículas orgânicas bem como no regime de oxigênio da área estudada.

A passagem Pleistoceno/Holoceno, correspondente ao Intervalo Vb (11.000 anos AP – Recente) descrito por Menezes e Mendonça Filho (2004), é marcada pela subida do nível relativo do mar, sendo também caracterizada pela queda na média percentual de fitoclastos, presença de um número maior de componentes marinhos (dinoflagelados) e o aumento da MOA e do COT (Carbono Orgânico Total). Com o nível relativo do mar maior, ocorreu um aumento da bioprodutividade do fitoplâncton marinho e na produção de material orgânico amorfo devido à atividade microbiológica.

A análise de palinofácies da porção inferior do talude da Bacia de Campos mostrou que os grupos dos fitoclastos e dos palinomorfos foram predominantes, enquanto a MOA foi registrada com pequeno percentual. Cerca de nove paleoambientes com palinofácies distintas foram caracterizados, além do registro de pequenos ciclos de rebaixamento e de elevação do nível relativo do mar. Os ciclos de rebaixamento ficaram evidenciados pelos paleoambientes de plataforma óxica heterolítica proximal e de bacia marginal disóxica-anóxica, enquanto os ciclos de elevação foram caracterizados pelos paleoambientes de plataforma óxica distal dominada por lama e plataforma distal disóxica-anóxica (LAPLACE et al., 2010).

Em estudo realizado por Meyer et al. (2005b) na Lagoa dos Quadros, planície costeira do Rio Grande do Sul, a análise de palinofácies possibilitou a identificação de três intervalos (1A, 1B e 2) que correspondem a diferentes ambientes deposicionais na evolução holocênica do corpo lagunar. Segundo esses autores, o intervalo 1A, datado em 6.700 ± 40 anos AP, foi caracterizado por uma palinofácies com predomínio de MOA, fitoclastos opacos e não opacos, estando associada ao Sistema Lagunar em Fase Transgressiva, enquanto no intervalo 1B, a palinofácies correspondeu ao predomínio de fitoclastos opacos, MOA e fitoclastos não opacos, representando o Sistema Lagunar e o Máximo Transgressivo Lagunar.

O intervalo 2, datado em 4.870 ± 40 anos AP, com predomínio de MOA e *Botryococcus braunii,* caracterizou o Sistema Lagunar em Fase Regressiva. O aumento nos percentuais de grãos de pólen e esporos em direção ao topo refletiu condições semelhantes às atuais do lago costeiro.

O estudo de palinofácies realizado por Medeanic e Silva (2010) na turfeira de Águas Claras (RS), mostrou que durante o Pleistoceno Tardio, o clima na região era mais seco do que o atual. Essa condição climática é inferida com base na escassez de palinomorfos não-polínicos e no predomínio de MOA, e sugere que houve a degradação da matéria orgânica contida nos sedimentos. Para o Holoceno, as autoras mostram a ocorrência de oscilações climáticas e mudanças nos padrões de umidade, de acordo com evidências de palinomorfos não-polínicos, proporção de algas/fungos e diferentes tipos de matéria orgânica.

Com base na análise de palinofácies da Lagoa Preta, região sudeste do estado de Minas Gerais, Silva et al. (2010) caracterizaram os componentes orgânicos particulados e a correlação entre as variações de seus percentuais. Neste estudo, os autores identificaram uma palinofácies com predomínio de MOA, fitoclastos não-opacos, esporos de fungos e fitoclastos opacos como elementos subordinados. A análise de palinofácies permitiu concluir que a Lagoa Preta apresentava condições anóxicas-disóxicas, com lâmina d'água de pouca profundidade devido à ausência significativa das algas *Botryococcus braunii* e *Pediastrum* sp., e que provavelmente esteve em processo de assoreamento desde sua formação (6.620 ± 110 anos AP).

Souza (2010) analisou as palinofácies de um perfil sedimentar de Cabo Frio (RJ) e caracterizou o ambiente deposicional como uma paleolaguna com mangues associados no intervalo de tempo entre 6.447 anos cal AP e 5.124 anos cal AP. Segundo a autora, a região esteve influenciada pela subida do nível relativo marinho, fato evidenciado pelo registro nos sedimentos de cistos de dinoflagelados e palinoforaminíferos, além da presença de fragmentos vegetais de *Laguncularia racemosa* (Combretaceae). Entre 5.124 e 4.106 anos cal AP, os componentes marinhos ocorreram pontualmente, o grupo de fitoclastos e palinomorfos continentais aumentaram em contraste com a queda da matéria orgânica amorfa (MOA). Neste período ocorreu o ressecamento de todo o complexo lagunar, com o início da colmatação da paleolaguna anteriormente identificada. E por fim, o intervalo entre 3.334 e 3.088 anos cal AP foi caracterizado pela baixa ocorrência de MOA e pela presença de elementos estritamente continentais, sendo possível inferir na transformação da paleolaguna em um terreno encharcado (SOUZA, 2010).

A matéria orgânica particulada recuperada das fácies identificadas nos perfis estratigráficos dos depósitos fluviais quaternários do Ribeirão da Mata (MG) refletiu o ambiente deposicional das paleoplanícies de inundação. Entre 7.258 e 5.529 anos AP, a palinofácies A mostrou que a MOA foi o componente mais significativo, com os fitoclastos opacos bioestruturados e fitoclastos não-opacos como elementos subordinados, caracterizando a região com lâmina d'água mais profunda e condições disóxicas-anóxicas da paleoplanície de inundação. A palinofácies B, referente à planície de inundação depositada há aproximadamente 5.529 anos AP, mostrou o predomínio de fitoclastos não-opacos estriados, representando as áreas de borda da planície de inundação com componentes advindos da vegetação paludal (MEYER et al., 2010).

Gadens-Marcon et al. (2014a; 2014b) analisaram os componentes da matéria orgânica particulada de uma área brejosa em Ametista do Sul (RS), e verificaram mudanças no padrão de umidade ao longo dos últimos 8.050 anos cal AP para a região. Segundo os autores, flutuações na coluna d'água, inferidas pela frequência relativa de *Botryococcus braunii* e outras algas, bem como eventos de maior precipitação entre 7.963 e 7.260 anos AP, comparados com os eventos "Bond", tiveram papel preponderante na formação do brejo estudado.

Em Iraí (RS), Gadens-Marcon et al. (2014c) realizaram a análise de palinofácies de uma área brejosa e registraram variações na coluna d´água entre 10.770 anos cal AP e o presente, com base principalmente na frequência de algas no registro sedimentar. Durante o Holoceno Inferior, o ambiente deposicional era influenciado pelo lençol freático estável, e com consequente formação de um ambiente estagnado, anóxico e com condições favoráveis de preservação da matéria orgânica. No que diz respeito à parte superior do testemunho analisado, e que corresponde a amostras mais recentes, uma maior influência fluvial relacionada a eventos de inundações foi inferida. No entanto, segundo os autores, a umidade local não foi suficiente para permitir o desenvolvimento de significante biomassa algálica.

Pouco se conhece sobre a caracterização dos parâmetros de palinofácies em depósitos lacustres de áreas costeiras brasileiras que evoluíram sob a influência das variações do nível relativo do mar. Dessa forma, estudos de palinofácies em sedimentos lacustres, como os recuperados no litoral norte do estado do Espírito Santo (ES), são de extrema importância quando integrados a dados isotópicos (C e N) e a dados paleoecológicos obtidos pela caracterização dos bioindicadores presentes nos sedimentos.

3.4. Palinologia

3.4.1. Análise palinológica

O termo palinologia foi criado por Hyde e Williams (1944), usando como raiz a palavra grega “paluno” (pó fino, farinha fina), para designar o estudo morfológico de grãos de pólen e esporos (SALGADO-LABOURIAU, 2007). No entanto, atualmente a palinologia estuda não somente os grãos de pólen e esporos produzidos pelas plantas, mas como também qualquer microfóssil orgânico (e.g. fungos, algas) recuperado nas lâminas palinológicas a partir de sedimentos e/ou rochas sedimentares (TRAVERSE, 2007). Esses microfósseis referem-se a resíduos orgânicos, constituídos de esporopolenina, quitina ou pseudoquitina, e que podem manter-se íntegras por milhares de anos, resistentes à pressão, temperatura, umidade, e até a ação microbiana, contudo são vulneráveis como toda substância orgânica à oxidação (SALGADO-LABOURIAU, 1994; BARTH-SCHATZMAYR; BARROS, 2011).

Desde o início do Pleistoceno a flora é muito semelhante em termos taxonômicos à flora atual. Por isso, o estudo dos grãos de pólen e dos esporos depositados em sedimentos quaternários possibilita seus posicionamentos detalhados, e suas correlações com os táxons atuais. Uma grande quantidade de grãos de pólen e esporos produzidos pelas plantas é liberada e flutua no ar durante algum tempo, e quando depositados em ambientes sedimentares favoráveis a sua preservação, tendem a refletir as mudanças no clima e vegetação pretéritos em uma determinada região (SALGADO-LABOURIAU, 1994; BAUERMANN et al., 2002).

Os estudos palinológicos representam importante fonte de dados para a compreensão das condições ambientais ao longo do tempo. Estudos palinológicos em sedimentos quaternários têm resultado em muitas informações sobre a migração das plantas, composição da vegetação, e flutuações climáticas durante o Quaternário. A vegetação é sensível às mudanças de umidade e de temperatura, e por isso a palinologia de sedimentos quaternários pode ser um importante parâmetro para a reconstituição de ecossistemas passados, tais como estuários, turfeiras e lagos (SALGADO-LABOURIAU, 1994; LORENTE, 2010).

3.4.2. Estudos palinológicos quaternários em áreas da costa leste brasileira

Neste item foi realizada uma compilação de alguns trabalhos publicados para a costa leste do Brasil, utilizando-se a palinologia como uma das principais análises realizadas. Pouco se tem publicado sobre estudos palinológicos do Quaternário na costa brasileira, sendo que a maioria dos trabalhos resume-se aos estados do Rio Grande do Sul (CORDEIRO; LORSCHEITTER, 1994; MACEDO et al., 2007), Santa Catarina (AMARAL et al., 2012; CANCELLI, 2012) e Rio de Janeiro (LUZ et al., 2006; 2011). Dessa forma, novos resultados palinológicos em lagoas costeiras, como os disponíveis nesta tese, são importantes por aumentar o conjunto de dados paleoambientais disponíveis para o Quaternário costeiro no Brasil.

Cordeiro e Lorscheitter (1994) estudaram a palinologia da Lagoa dos Patos (RS), e verificaram a influência marinha no ambiente deposicional entre 5.170 e 4.000 anos AP. A ocorrência de elementos marinhos, tais como cistos de dinoflagelados (*Operculodinium centrocarpum* e *Spiniferites mirabilis*) e palinoforaminíferos, foi utilizada para se inferir sobre o evento transgressivo durante o Holoceno. Como consequência da transgressão, as áreas de entorno da laguna foram ocupadas por plantas halófitas e xerófitas, como Poaceae e Amaranthus-Chenopodiaceae. Após a transgressão, há cerca de 4.000 anos AP, houve o aumento da densidade florestal, com o predomínio de táxons florestais como Urticaceae, Myrtaceae, *Mimosa* sp., Anacardiaceae, *Celtis* sp. e Loranthaceae. Segundos os autores, a umidade foi mantida após a transgressão, e temperaturas mais altas foram estabelecidas.

A palinologia da Lagoa Campelo (RJ), localizada na margem esquerda da foz do rio Paraíba do Sul, evidenciou que há cerca de 2.800 anos AP o nível do mar estava mais baixo do que o atual e uma turfeira com vegetação predominantemente composta por Poaceae, Cyperaceae, *Selaginella* sp., *Cabomba* sp., *Polygonum* sp., *Sagittaria* sp., Scrophulariaceae, Typhaceae, Araceae e *Borreria* sp. se desenvolveu na região. Além dos táxons herbáceos identificados, tipos polínicos de plantas higrófilas e pioneiras (e.g. *Alchornea* sp., *Cecropia* sp., Loranthaceae e *Piper* sp.) na sucessão vegetal se desenvolveram na mata do entorno da lagoa. A turfeira se estabeleceu na área de estudo até por volta de 2.320 anos AP, sendo que após este período o registro sedimentar foi perdido (LUZ et al., 2006).

No município de Passinhos, planície costeira do estado do Rio Grande do Sul, Macedo et al. (2007) estudaram a palinologia de uma turfeira e mostraram que um lago raso e mixohalino, e vegetação composta por táxons de formações campestres, se desenvolveram há aproximadamente 10.600 anos AP no local. Segundo os autores, entre 6.000 e 3.000 anos AP

houve um aumento nos elementos arbustivos, refletindo assim no aumento da umidade e da temperatura durante o máximo transgressivo do Holoceno. A diversidade de elementos da Floresta Ombrófila Densa (e.g. *Ilex* sp., Melastomataceae, Moraceae/Urticaceae, *Myrsine* sp., Myrtaceae) se ampliou apenas após os últimos 1.000 anos, e formações de mata de restinga paludosas se estabeleceram na região.

Luz et al. (2011) realizaram a análise palinológica da Lagoa de Cima, litoral norte do estado do Rio de Janeiro, e verificaram períodos de estabelecimento de áreas com predomínio de elementos herbáceos, em substituição a floresta higrófila durante o Holoceno. No entanto, segundo os autores a floresta higrófila permaneceu na área de estudo desde a formação da lagoa, há cerca de 6.500 anos AP, apresentando períodos de maior e menor densidade. As mudanças ambientais observadas, de acordo com Luz et al. (2011), foram ocasionadas pelas oscilações do nível relativo marinho, que também refletiram no represamento do rio Paraíba do Sul e na drenagem da planície.

A análise palinológica da Lagoa do Sombrio (SC) indicou a ocorrência de três fases (laguna, transicional-turfeira, floresta) nos últimos 7.900 anos. Estas fases mostraram em linhas gerais a influência marinha no ambiente deposicional entre 7.796 anos cal AP e 3.800 anos cal AP, caracterizada pela presença de palinoforaminíferos e acritarcas, e o estabelecimento das condições de umidade e expansão da vegetação (Arecaceae, *Ilex* sp., *Matayba* sp., Melastomataceae-Combretaceae, Meliaceae, Myrtaceae, *Myrsine* sp.) arbórea somente após o Holoceno Médio (CANCELLI, 2012).

Em um estudo multidisciplinar na região de Jaguaruna, estado de Santa Catarina, Amaral et al. (2012) integraram resultados isotópicos (C e N), granulométricos e de microfósseis (palinologia e diatomáceas) e propuseram um modelo de evolução paleoambiental para a região durante os últimos 5.000 anos cal AP. Com base nos resultados obtidos a partir de três testemunhos analisados (Lagoa Figueirinha, Vale Riachinho e Vale do rio Sangão), os autores propuseram que o sistema lagunar era mais extenso do que nos dias atuais, e que as mudanças observadas na vegetação indicaram a progradação dos ecossistemas costeiros, mas sem influência climática.

4. ÁREA DE ESTUDO

4.1. Localização e acesso

Os depósitos sedimentares estudados encontram-se no litoral norte do estado do Espírito Santo (ES), mais especificamente no município de Linhares (Figura 3). A planície costeira do norte capixaba está localizada entre o baixo curso do rio Mucuri, próximo à divisa dos estados da Bahia com o Espírito Santo (18°10'S e 40°10'W) até a bacia do rio Piraquê-açú (20°00'S e 40°25'W), próximo à Baía de Vitória (TEIXEIRA, 2002).

O município de Linhares, localizado entre as coordenadas 19°23'48"S e 40°04'20"W, é limitado pelos municípios de São Mateus, Jaguaré e Sooretama ao norte, Aracruz ao sul, Rio Bananal, Marilândia, Colatina e João Neiva ao oeste, e pelo Oceano Atlântico ao leste. Linhares está localizada a 135 km da capital Vitória, e possui uma área de 3.502 km^2, sendo considerada a cidade com maior extensão territorial do estado capixaba, além de ser conhecida pelo extenso litoral e pela ocorrência de áreas com vegetação de Floresta Atlântica preservada, como na Reserva Natural da Companhia Vale (RNCV). O acesso, a partir de Piracicaba (SP), se faz pelas rodovias SP-304, SP-348, SP-070, SP-060, BR-116 e BR-101 até o município de Linhares, perfazendo um total com cerca de 1.250 km.

5. ASPECTOS FÍSICOS

5.1. Vegetação

De acordo com IBGE (1987), de modo geral, a vegetação da região norte do estado do Espírito Santo (ES) é constituída pela Floresta Ombrófila Densa das Terras Baixas e pelas Formações Pioneiras (Figura 4).

Embora não esteja representado no mapa da vegetação elaborado pelo IBGE (2004), em decorrência da escala, na região são também encontradas áreas de Savana Parque formando "ilhas" em meio a Floresta Ombrófila Densa das Terras Baixas.

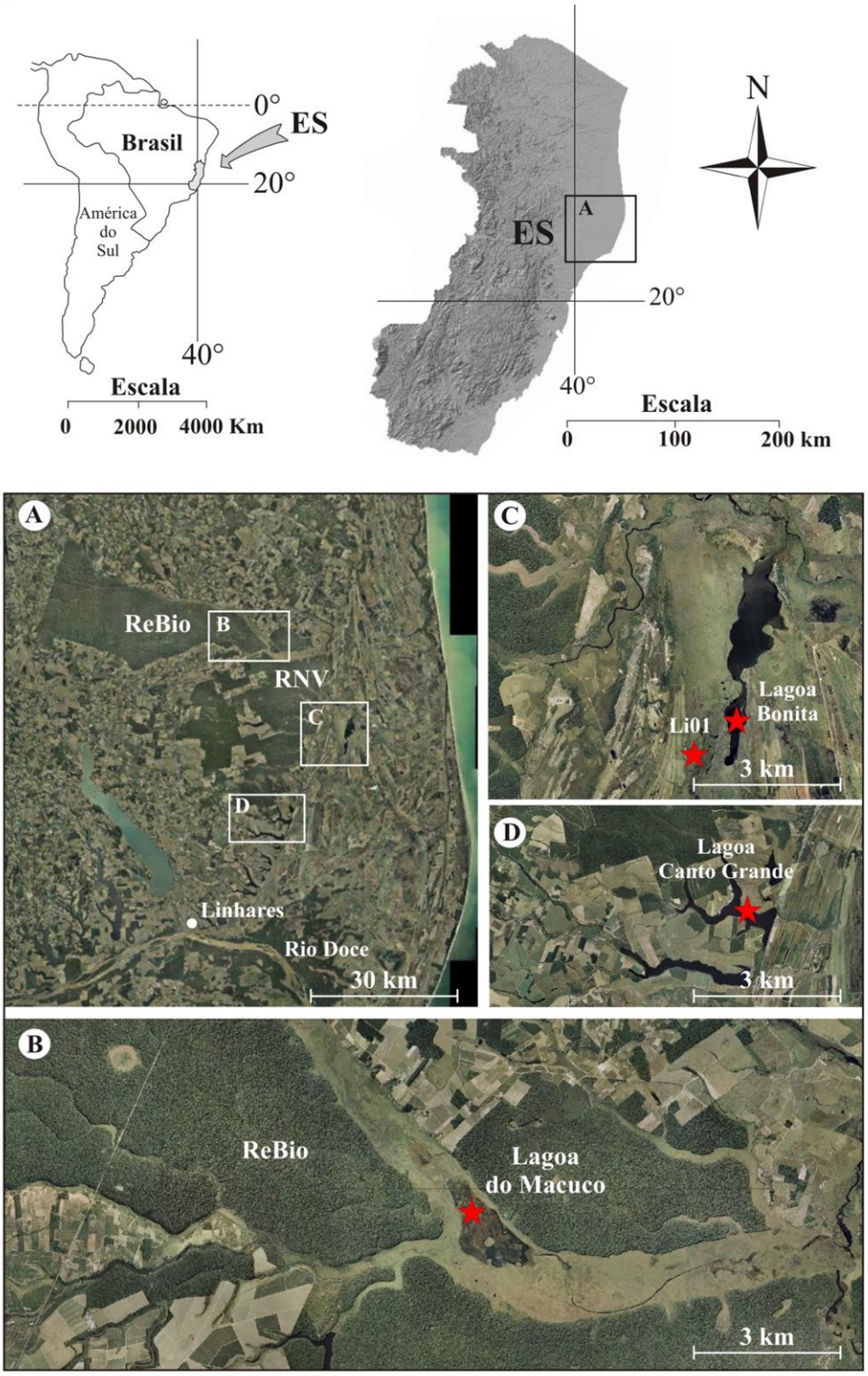


Figura 3 - Mapa de localização dos depósitos sedimentares estudados (modificado de GEOBASES, 2014). **A.** Região norte do estado do Espírito Santo. RNV: Reserva Natural Vale. ReBio: Reserva Biológica de Sooretama. **B.** Localização da Lagoa do Macuco. **C.** Localização da Lagoa Bonita e do testemunho Li01. **D.** Localização da Lagoa Canto Grande

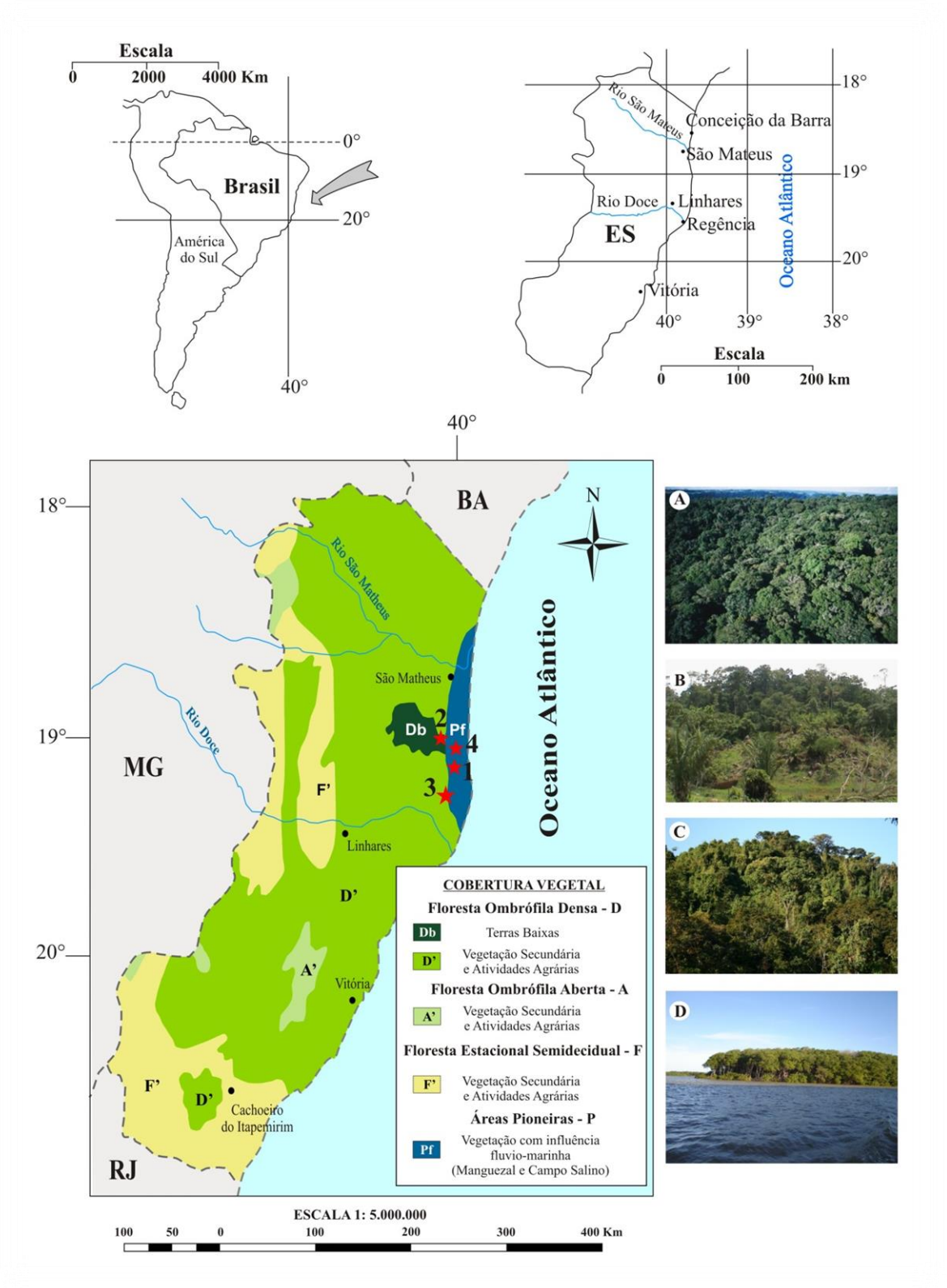


Figura 4 - Mapa da cobertura vegetal do estado do Espírito Santo (modificado de IBGE, 2004). **A.** Floresta Ombrófila Densa. **B.** Floresta Ombrófila Aberta. **C.** Floresta Estacional Semidecidual. **D.** Áreas Pioneiras (Manguezal). As estrelas indicam os depósitos sedimentares estudados. **1.** Li01. **2.** Lagoa do Macuco. **3.** Lagoa Canto Grande. **4.** Lagoa Bonita

A quase totalidade da área de estudo encontra-se destituída de sua vegetação natural, decorrente de práticas agrícolas ao longo dos anos. Cabe ressaltar a importância da Reserva Natural da Companhia Vale e da Reserva Biológica de Sooretama neste contexto, na preservação de áreas com vegetação de Floresta Atlântica nativa, protegendo assim, o meio ambiente.

5.1.1. Floresta Ombrófila Densa das Terras Baixas

A Floresta Ombrófila Densa das Terras Baixas, também conhecida como Floresta (Mata) dos Tabuleiros, ocorre sobre os terrenos cenozóicos com depósitos arenosos e argilo-arenosos da Formação Barreiras ao longo do litoral, não atingindo altitudes superiores a 200 metros (IBGE, 1987). A vegetação sobre os tabuleiros distingue-se das outras formações de Floresta Atlântica *lato sensu* devido ao fato de que suas espécies estão distribuídas de acordo com um gradiente climático, no sentido litoral-interior, enquanto nas demais formações as espécies se distribuem em um gradiente climático/topográfico (SILVA; NASCIMENTO, 2001). Em um levantamento florístico realizado na RNCV, Peixoto e Gentry (1990) encontraram grande riqueza de espécies das famílias Fabaceae, Annonaceae, Sapotaceae Rubiaceae, Euphorbiaceae, Bignoniaceae e Myrtaceae, além da alta densidade de árvores e lianas com diâmetro maior que 10 cm, característica pouco comum em florestas neotropicais.

5.1.2. Formações Pioneiras

As áreas das formações pioneiras compreendem uma faixa de largura variável, praticamente contínua ao longo do litoral, cobrindo os terrenos holocênicos na região. Estas formações possuem diversas fisionomias que são dependentes das condições ambientais, podendo ter influência marinha, fluviomarinha ou fluvial (IBGE, 1987).

As formações pioneiras com influência marinha, ou restingas, ocorrem próximo ao litoral, sobre solos arenosos, e apresentando fisionomias arbóreas, arbustivas e herbáceas. Podem ocorrer em áreas próximas aos tabuleiros costeiros, onde sua composição florística é relativamente simples, com predomínio de cajueiro (*Anacardium occidentale*), araçá (*Psidium* sp.), pau-de-remo (*Styrax* sp.) e algumas espécies de floresta com capacidade de adaptação às condições ambientais locais, como o pau-de-pombo (*Tapirira guianensis*) e o louro (*Nectandra* sp.). Sobre os cordões litorâneos, a densidade da vegetação é variável e sempre

arbustiva, tendo as plantas salsa-de-praia (*Impomoea pés-caprae*), mangabeira (*Hancornia speciosa*) e guaru (*Chrysobalanus icaco*) como freqüentes. E por fim, as áreas próximas ao mar são revestidas por plantas psamófilas, com as espécies *Polygala cyparissias* (pinheiro-da-praia) e *Remiria maritima* (cipó-da-praia) como representativas (IBGE, 1987).

Ao longo da planície costeira quaternária na região, em áreas sob influência das marés e em contato com solos que ocupam os estuários dos rios, são descritas as formações pioneiras com influência fluviomarinha. Nestas áreas podem ocorrer os manguezais, com espécies arbóreas típicas (*Rhizophora mangle*, *Laguncularia racemosa* e *Avicennia germinans*). Ocorrem também na região áreas salobras onde houve o represamento da água marinha pelos terraços dos rios. Estas áreas alagadas salobras são cobertas inteiramente por uma vegetação herbácea representada por gêneros como *Typha* sp., *Cyperus* sp. e *Montrichardia* sp. (IBGE, 1987).

As formações pioneiras com influência fluvial ocorrem em áreas de planície aluvial, ocupando extensas faixas ao longo dos rios. O solo encharcado é possivelmente o fator limitante para o desenvolvimento das espécies lenhosas, e dessa forma, estas áreas são cobertas principalmente por gramíneas e ciperáceas (IBGE, 1987).

5.1.3. Savana Parque

A Savana aparece em meio à vegetação de Floresta Ombrófila Densa, ocupando os terrenos cenozóicos. Na área de estudo é marcada por dois tipos de vegetação que recobrem solos arenosos, denominados localmente como “mussununga” e “nativo”.

A vegetação de “mussununga” identifica-se pela dominância de *Tabebuia cassinoides*, apresentando aspecto de “floresta ripária”. O solo recoberto por esta vegetação possui a função hidrológica, recebendo a água das chuvas precipitadas e formando as nascentes dos principais córregos afluentes. Já o “nativo” é caracterizado por vegetação de caméfitas pioneiras, sendo comum a presença de plantas lenhosas de porte reduzido como *Esterhazya splendida* e *Marcetia* sp. De modo geral, esses dois tipos de vegetação correspondem a diferentes estágios sucessionais da Savana Parque (IBGE, 1987; TEIXEIRA, 2002).

5.2. Aspectos climáticos

O clima para a região, segundo a classificação de Köppen (1948), é do tipo Aw, ou seja, tropical úmido, com inverno seco e verão chuvoso. No entanto, a estação seca pode ser alterada por precipitações frontais de descargas em decorrência ao ar polar. Os ventos que predominam são dos quadrantes NE, que sopram na maior parte do ano e dos SE, relacionados com as frentes frias que atingem a região (TEIXEIRA, 2002).

Com base em dados obtidos da estação meteorológica existente na RNCV, entre os anos de 1992 e 2002, a época do ano de menor precipitação ocorreu entre os meses de Maio a Agosto. A precipitação média ao longo deste período foi em torno de 1.200 mm e a temperatura média anual de aproximadamente 23°C, como apresentado na tabela a seguir:

Tabela 1 – Médias mensais de precipitação e temperatura para o período de 1992 a 2002, obtidas de dados da RNCV

	J	**F**	**M**	**A**	**M**	**J**	**J**	**A**	**S**	**O**	**N**	**D**	**Ano**
P (mm)	116	51	139	85	55	40	52	36	73	83	266	195	1.190
T (°C)	26,2	26,2	25,7	24,5	22,5	21,0	20,6	20,6	22,1	23,6	24,5	25,7	23,6

Fonte: Buso Junior (2010)

5.3. Solos

Em um estudo realizado na Reserva Natural da Companhia Vale e na Reserva Biológica de Sooretama, Santos et al. (2004) realizou diversas análises químicas, físicas e morfológicas dos tipos de solos ocorrentes na região, classificando-os de acordo com as normas utilizadas pela Embrapa.

As características morfológicas dos solos descritos também foram correlacionadas com o relevo, vegetação, clima e material originário. Os tipos de solos mapeados na região encontram-se resumidamente na Tabela 2.

Tabela 2 - Solos mapeados na Reserva Natural Vale (RNV) e na Reserva Biológica de Sooretama (Rebio Sooretama).

Latossolos
Latossolo Vermelho Distrófico argissólico A moderado textura argilosa fase floresta tropical subperenifólia/subcaducifólia relevo suave ondulado e ondulado.
Argissolos
Argissolo Amarelo Distrófico típico A moderado textura arenosa/média/argilosa fase floresta tropical subperenifólia/subcaducifólia relevo plano e suave ondulado.
Argissolo Amarelo Distrófico típico A moderado textura média/argilosa fase floresta tropical subperenifólia/subcaducifólia relevo ondulado.
Argissolo Amarelo Distrófico típico A moderado textura média/argilosa fase floresta tropical subperenifólia/subcaducifólia relevo forte ondulado.
Argissolo Amarelo Distrófico típico A moderado textura arenosa/média fase tropical subperenifólia/subcaducifólia relevo plano.
Gleissolos
Gleissolo Indiscriminado + Organossolo textura indiscriminada fase campo tropical higrófilo de várzea relevo plano de várzea.
Gleissolos Indiscriminados + Organossolos textura indiscriminada fase campo tropical higrófilo de várzea ou floresta tropical higrófila de várzea relevo plano de várzea.
Espodossolos
Espodossolo Ferrocárbico Órtico dúrico A proeminente fase floresta tropical subperenifólia de restinga relevo plano.
Espodossolo Ferrocárbico Órtico dúrico A proeminente fase campo tropical de restinga relevo plano.
Espodossolo Ferrocárbico Órtico dúrico A proeminente fase campo tropical higrófilo de várzea relevo plano de várzea.
Espodossolo Ferrocárbico Órtico espessarênico A moderado fase floresta tropical subperenifólia/subcaducifólia relevo plano.
Neossolos
Neossolo Quartzarênico fase floresta tropical subperenifólia de restinga relevo plano.

Fonte: Santos et al. (2004).

6. CONTEXTO GEOLÓGICO

6.1. Bacia do Espírito Santo – Origem e evolução tectono-sedimentar

A Bacia do Espírito Santo está situada na região costeira (20.000 km^2) e na plataforma continental (200.000 km^2). É uma bacia que se estende sob a planície costeira atual, plataforma e talude continental do leste do Brasil, mais especificamente no estado do Espírito Santo. Está delimitada a sul com a Bacia de Campos, através do Alto de Vitória, e a norte com a Bacia de Mucuri. É uma bacia marginal cuja evolução tectônica e sedimentar está relacionada à separação do *Gondwana* (Neocomiano) e à abertura do oceano Atlântico Sul com a separação das placas Sul-americana e Africana (LISBOA, 2006; FRANÇA et al., 2007).

A origem da Bacia do Espírito Santo pode ser dividida em três estágios:

(1) *Estágio Rift ou Continental* (144 a 120 milhões de anos), que foi marcado pela intensa atividade tectônica e pela ocorrência de falhamentos, onde predominava um ambiente lacustre com contribuição fluvial e aluvial nas bordas dos falhamentos, e deposição de coquinas e carbonatos nos altos estruturais (FRANÇA et al., 2007);

(2) *Estágio Transicional* (115 a 111 milhões de anos), onde teve início a deposição de sedimentos clásticos grossos em um ambiente flúvio-estuarino e folhelhos de laguna com influência marinha progressiva (SANTOS FILHO, 2009);

(3) *Estágio Marinho* (111 milhões de anos até o presente), que é caracterizado por um grande ciclo de deposição que teve início no Albiano, com a ruptura total dos continentes, e prolonga-se até os dias de hoje. Este estágio pode ser dividido na fase de plataforma rasa correspondente ao Grupo Barra Nova, na fase transgressiva com a instalação dos *paleocanyons* de Regência e Fazenda Cedro, e a fase Regressiva iniciada no Eoceno Médio, correspondente às formações Urucutuca, Caravelas e Rio Doce (JOSÉ, 2005; SANTOS FILHO, 2009).

6.2. Bacia do Espírito Santo - Litoestratigrafia

Embora a área de estudo esteja relacionada aos depósitos sedimentares quaternários, a descrição do contexto estratigráfico da Bacia do Espírito Santo se faz necessária para melhor compreender os eventos deposicionais ao longo do tempo e que delimitaram a atual estrutura organizacional da bacia.

O embasamento da Bacia do Espírito Santo está localizado a sudeste do Cráton do São Francisco e faz parte da Faixa Araçuaí, integrando o setor norte da Província da Mantiqueira. É constituído por rochas que foram total ou parcialmente retrabalhadas nos ciclos Transamazônico e Brasiliano, correspondendo a uma complexa associação de rochas ígneas e metamórficas, como magmatitos, granulitos e gnaisses (JOSE, 2005; FRANÇA et al., 2007).

As rochas que preenchem a bacia estão reunidas em três grupos (Grupo Nativo, Grupo Barra Nova e Grupo Espírito Santo) com limites discordantes, e correspondem aos sedimentos que foram depositados desde o Mesozóico. Os grupos por sua vez, são subdivididos em formações que delimitam as diferentes seqüências deposicionais durante a evolução tectono-sedimentar da Bacia do Espírito Santo, com seqüências continentais e marinhas.

O Grupo Nativo corresponde aos sedimentos mais antigos da Bacia do Espírito Santo, depositados a partir do Cretáceo Inferior, e pode ser dividido nas formações Cricaré (Valanginiano) e Mariricu (Aptiano). A Formação Cricaré se caracteriza pelo predomínio de arenitos e conglomerados intercalados com rochas vulcânicas da Formação Cabiúnas, além de camadas de folhelhos, carbonatos e margas. O ambiente predominante durante esta seqüência era lacustre, com sistemas de leque aluvial e fluvial nas bordas dos falhamentos. A Formação Mariricu é caracterizada por depósitos mais novos que se assentaram discordantemente sobre os sedimentos da Formação Cricaré, sendo constituídos por arenitos e conglomerados intercalados por folhelhos e níveis evaporíticos (JOSE, 2005; FRANÇA et al., 2007).

O Grupo Barra Nova é composto pela Formação São Mateus, com predomínio de arenitos, e Formação Regência, com calcários de alta a baixa energia. A deposição dos sedimentos correspondentes a este grupo iniciou-se em um ambiente de mar epicontinental, com a deposição dos estratos condicionada pelas variações relativas do nível do mar. A litologia é caracterizada por arenitos, siltitos, folhelhos, calcarenitos, calcilutitos e calcissiltitos (FRANÇA et al., 2007).

O Grupo Espírito Santo apresenta uma maior distribuição em comparação às outras grandes unidades litoestratigráficas da bacia, sendo dividido nas formações Urucutuca, Caravelas e Rio Doce, com as idades dos sedimentos variando desde o Cenomaniano até o Recente (JOSE, 2005). Este grupo é formado por uma sequência de plataforma continental progradacional, constituída por uma fácies arenosa proximal, correspondente a Formação Rio Doce, intercalada com carbonatos da Formação Caravelas. Junto ao talude e à bacia profunda, o conjunto torna-se pelítico, que corresponde à Formação Urucutuca (MILANI et al., 2001).

A Formação Urucutuca retrata uma efetiva retrogradação da linha de costa que teria se iniciado no Cenomaniano e se estendido até o final do Paleoceno. É uma formação essencialmente constituída por folhelhos, com arenitos e conglomerados derivados de fluxos turbidíticos associados. A Formação Caravelas é constituída predominantemente por calcarenitos bioclásticos (algas vermelhas, foraminíferos, briozoários e corais) e calcilutitos plataformais, depositados em plataformas carbonáticas e com idade atribuída ao Paleógeno, baseada na bioestratigrafia de foraminíferos bentônicos. E por fim, a Formação Rio Doce é parte integrante do sistema deposicional clástico-carbonático, com depósitos predominantemente arenosos gerados por sistemas fluviais e leques costeiros (JOSE, 2005; SANTOS FILHO, 2009; RODRIGUES, 2010).

Cabe ressaltar que durante o Cenozóico ocorreu um importante episódio magmático que definiu a Formação Abrolhos, tendo como resultado o rearranjo estrutural da bacia. Esta unidade corresponde a rochas vulcânicas e vulcanoclásticas que foram extrudidas durante o intervalo Paleoceno-Eoceno (MILANI et al., 2001). Esse evento ocasionou a formação do Banco de Abrolhos e sua continuidade a sul, a Cadeia Vitória-Trindade, constituída por bancos e montes submarinos (JOSE, 2005). Além desta formação de rochas ígneas, sedimentos da Formação Barreiras são encontrados na bacia. Esta formação ocupa uma área expressiva ao longo de toda a faixa costeira, constituída por conglomerados, argilitos e folhelhos, depositados em ambiente continental flúvio-aluvial (RODRIGUES, 2010).

Para o Quaternário, os sedimentos descritos para a bacia correspondem aos de planície, próximo à foz do rio São Matheus e do rio Doce, além dos cordões litorâneos ao longo da costa (FRANÇA et al., 2007). Os depósitos sedimentares acumulados durante as várias etapas da evolução quaternária são característicos de ambientes marinhos, fluviomarinhos, lagunares e eólicos (IBGE, 1987). Esses depósitos quaternários foram mapeados por Leite et al. (2004) ao longo do litoral norte do estado do Espírito Santo, estando relacionados na Tabela 3 e na Figura 5.

Tabela 3 - Depósitos sedimentares quaternários mapeados para o litoral do estado do Espírito Santo

Pleistoceno	
	Depósitos Detrito-Lateríticos: areias com níveis de argila e cascalho e crosta laterítica
	Alinhamentos de cordões litorâneos antigos: sedimentos arenosos e areno-argilosos costeiros.
	Depósitos aluvionares antigos: areia com intercalações de argila e cascalho e restos de matéria orgânica.
	Depósitos marinhos e continentais antigos: sedimentos arenosos marinhos e/ou lagunares.
	Depósitos Detrito-Lateríticos: areias com níveis de argila e cascalho e crosta.
	Depósitos colúvio-aluvionares antigos: sedimentos arenosos, areno-argilosos e conglomeráticos.
Holoceno	
	Depósitos litorâneos indiferenciados recentes: depósitos de praia marinhos e/ou lagunares, sedimentos arenosos.
	Coberturas detríticas indiferenciadas recentes: areia, cascalho e lama.
	Depósitos flúvio-lagunares recentes: areia e lama sobrejacentes a camadas de areia biodetrítica e/ou sedimento lamoso de fundo lagunar, e ocorrência de turfa, areia e cascalho.
	Depósitos aluvionares recentes: areia com intercalações de argila e cascalho e restos de matéria orgânica.
	Depósitos colúvio-aluvionares recentes: cascalho, areia e lama resultantes da ação de processos de fluxo gravitacionais e aluviais de transporte de material de alteração das vertentes.
	Alinhamentos de cordões litorâneos recentes: sedimentos arenosos a areno-argilosos costeiros.
	Depósitos de paleocanais recentes: depósitos residuais associados a paleocanais fluviais compostos por areia e cascalho.
	Depósitos de pântanos e mangues recentes: areia e silte ricos em matéria orgânica e turfa.

Fonte: Leite et al. (2004).

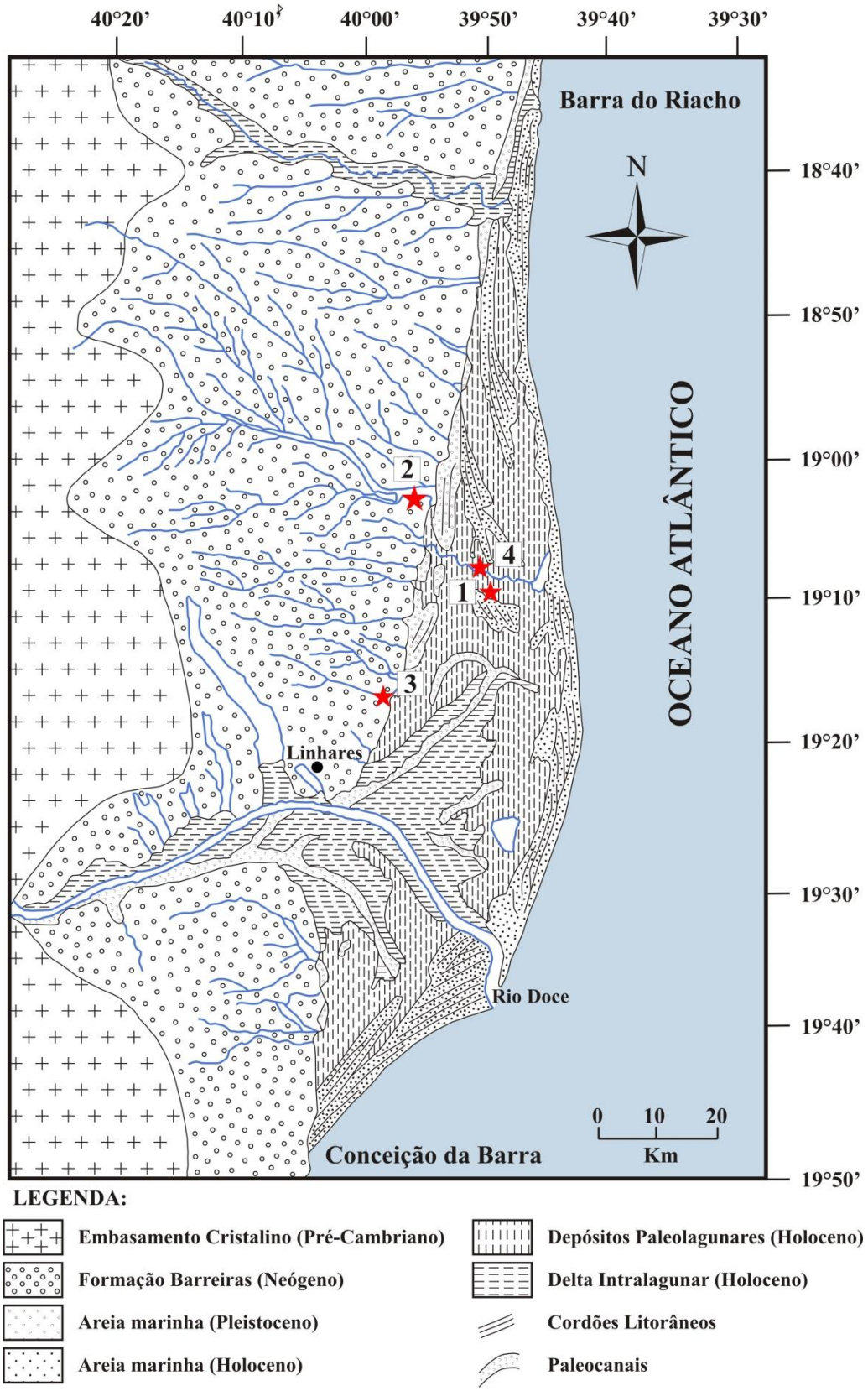


Figura 5 - Mapa geológico simplificado da planície costeira do rio Doce (modificado de MARTIN et al., 1996). As estrelas indicam os depósitos sedimentares estudados. **1.** Li01. **2.** Lagoa do Macuco. **3.** Lagoa Canto Grande. **4.** Lagoa Bonita

6.3. Evolução da planície costeira do rio Doce no Quaternário

As mudanças do nível do mar durante o Quaternário foram um dos principais fatores na sedimentação e delimitação das planícies costeiras no Brasil. Os terraços arenosos marinhos depositados durante o Pleistoceno e o Holoceno são evidências diretas dos eventos transgressivos e regressivos que ocorreram durante o Quaternário no litoral brasileiro, mais especificamente no contexto da região norte do estado do Espírito Santo. Ao longo dos últimos anos, as pesquisas paleoambientais utilizando isótopos estáveis, bioindicadores, vermitídeos e datações por ^{14}C, como as realizadas pelo grupo de pesquisa do Laboratório ^{14}C do CENA-USP, vêm registrando uma maior quantidade de dados sobre as mudanças do nível do mar bem como a evolução da costa na região (BUSO JUNIOR et al., 2013a; 2013b; CASTRO et al., 2013; FRANÇA et al., 2013; COHEN et al., 2014; POLIZEL; ROSSETTI, 2014; FRANÇA et al., 2015).

Dois eventos de subida do nível do mar (~ 120.000 e ~ 7.000 anos AP) foram registrados ao longo da planície costeira capixaba. O evento mais recente, correspondente ao Holoceno, é mais bem conhecido em resultado das datações ^{14}C realizadas, que permitiram delinear a curva do nível relativo do mar ao longo dos últimos 7.000 anos AP. Esses dados indicam que a linha de costa esteve submersa até por volta de 5.100 anos AP, e posteriormente em emersão, mas com episódios de submersão de curta duração (MARTIN et al., 1996).

O modelo geral primeiramente estabelecido para a evolução da planície costeira do rio Doce foi dividido em seis fases (Figura 6; SUGUIO et al., 1982). Na primeira fase, correspondente ao período de 120.000 anos AP, o nível do mar encontrava-se de 8 a 10 m acima do atual. Todos os vales entalhados na Formação Barreiras estavam afogados e o curso inferior do rio Doce formava um extenso estuário. A segunda fase se inicia com o episódio de regressão marinha. Pontais arenosos fecharam as entradas dos vales afogados, formando-se lagunas, e o estuário do rio Doce foi colmatado progressivamente. A partir de 18.000 anos AP, na terceira fase, os vales entalhados no terraço pleistocênico foram invadidos por lagunas e depósitos de areia foram formados sobre a plataforma continental.

Segundo Suguio et al. (1982), a última grande transgressão teve início a partir de 18.000 anos AP, e se estendeu até a quarta fase. Após a subida do nível relativo do mar, este permaneceu estacionário até cerca de 5.500 anos AP, atingindo nesta época o seu máximo de penetração no continente. A partir de 5.100 anos AP, correspondendo à quinta fase, o nível relativo marinho abaixou e cordões arenosos foram adicionados às ilhas-barreiras.

O rio Doce começou a construir um delta com muitos distributários, do tipo “pé-de-pássaro”. E por fim, na sexta fase, oscilações negativas seguidas de fases transgressivas formaram novas gerações de cordões arenosos e variações das áreas lagunares. Com o abaixamento do nível relativo do mar, o sistema lagunar praticamente desapareceu dando origem a um sistema lacustre.

Estudos recentes (POLIZEL; ROSSETTI, 2014) têm demonstrado que o delta do rio Doce pode ter evoluído como um delta de onda que progradou em mar aberto (ROSSETTI, 2015, informação verbal)[1], e não como um delta intralagunar que tinha sido anteriormente proposto por Suguio et al. (1982). De acordo com informação pessoal de Rossetti (2015)[2], a fase mais importante da progradação deltaica do rio Doce foi entre 45.775-49.391 anos cal AP e 29.678-29.226 anos cal AP, durante a última glaciação e quando o nível do mar estava abaixo do nível atual. Após essa fase, alternância entre fases transgressivas e de deposição estuarina-lagunar, com fases regressivas e de progradação deltaica, delimitaram a evolução do delta do rio Doce. Através de dados obtidos de sensoriamento remoto na costa norte do estado do Espírito Santo, Polizel e Rossetti (2014) verificaram que houve o deslocamento do rio Doce e de seus tributários, resultando assim em vários paleocanais ao longo da planície deltaica. Além disso, foi verificado o retrabalhamento de depósitos de cordões litorâneos formados durante a progradação deltaica, bem como a alternância de fases progradacionais com fases transgressivas, registradas pelos depósitos flúvio-estuarinos/lagunares/marinho rasos. Ainda segundo as autoras, a evolução do delta do rio Doce deve ter sido mais complexa do que a dos outros deltas de onda ao longo da costa do Brasil.

[1] Informação fornecida por Rossetti, em 2015. Manuscrito submetido.
[2] Informação fornecida por Rossetti, em 2015. Manuscrito submetido.

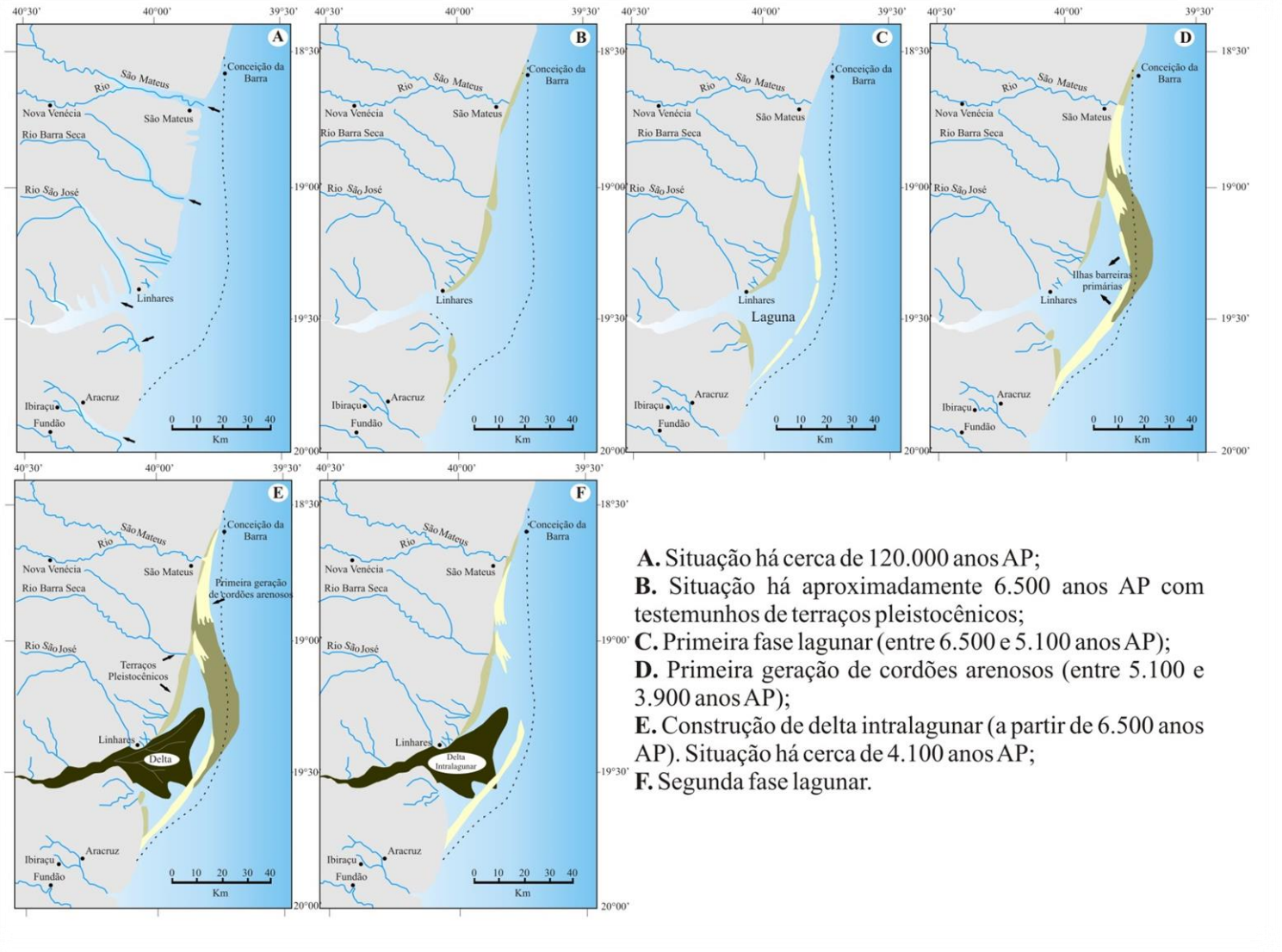


Figura 6 - Primeiro modelo da evolução geológica da planície costeira do rio Doce, estado do Espírito Santo (modificado de SUGUIO et al., 1982)

7. CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

7.1. Fisiografia

Do ponto de vista fisiográfico, o litoral norte do estado do Espírito Santo pode ser caracterizado através de três compartimentos geomorfológicos, que fornecem à região uma paisagem bem definida. A cadeia de montanhas com rochas pré-cambrianas na porção oeste, a planície de tabuleiros com terraços sobre depósitos da Formação Barreiras a leste da região serrana e a planície quaternária costeira nas áreas mais baixas ao longo do litoral delimitam a geomorfologia da região (Figura 7).

A região serrana está representada pelo complexo cristalino, sendo caracterizada por terrenos altos recobertos por vegetação florestal e drenados por uma rede hidrográfica dentrítica. Numerosos vales com aspecto de “ravinas mortas” são encontrados neste compartimento, indicando interrupção da erosão e fraco carreamento de sedimentos grosseiros para os cursos dos rios (SUGUIO et al., 1982).

Os tabuleiros costeiros coincidem com os sedimentos cenozoicos da Formação Barreiras, sendo caracterizados por um relevo plano a ondulado com declividade de 1,2 m/km em direção ao mar. Os vales são frequentemente largos e colmatados por sedimentos quaternários, além dos rios, São Matheus, Doce e Mucuri seccionarem esta unidade apresentando um padrão de drenagem paralelo e subparalelo relacionado com controle tectônico (SUGUIO et al., 1982; IBGE, 1987).

A planície costeira quaternária compreende os depósitos sedimentares distribuídos ao longo da costa, englobando os modelados marinhos, flúvio-marinhos e eólicos que retratam diversas fases de evolução geomorfológica no decorrer do Quaternário, estando representados pelos complexos deltaicos, estuarinos e praiais (IBGE, 1987). Este compartimento apresenta uma forma semilunar crescente, atingindo cerca de 150 km de extensão no sentido N-S e até 55 km de largura na desembocadura do rio Doce. A planície costeira é drenada pelos cursos d’água da região, tendo os rios São Matheus e Doce papel fundamental na sedimentação quaternária (SUGUIO; MARTIN, 1981; SUGUIO et al., 1982).

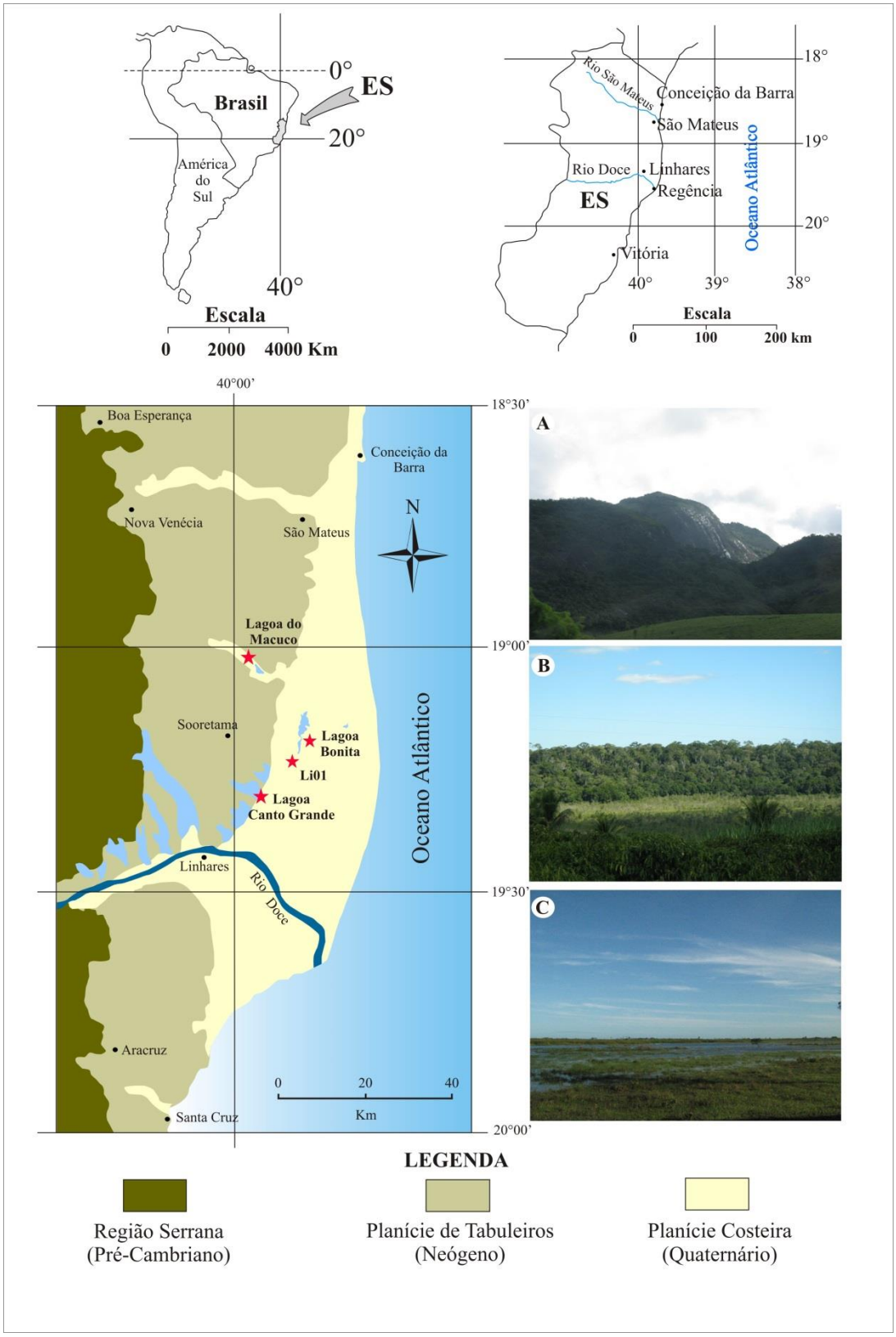


Figura 7 - Características geomorfológicas da planície costeira do rio Doce (modificado de SUGUIO et al., 1982). **A.** Região Serrana. **B.** Planície de Tabuleiros. **C.** Planície costeira. As estrelas indicam os depósitos sedimentares estudados

8. MATERIAL E MÉTODOS

8.1. Amostragem

8.1.1. Plantas

Com o intuito de verificar a composição isotópica foliar das plantas atuais, sempre que possível foi realizada a coleta da vegetação dominante no entorno dos pontos amostrados. As plantas foram identificadas pelo botânico da Reserva Natural Vale - Linhares, Geovane Siqueira, e transportadas para o Laboratório ^{14}C do CENA-USP, onde foram preparadas e enviadas para análise de $\delta^{13}C$. As plantas dominantes do entorno da área de coleta do Li01 e da Lagoa Canto Grande não foram coletadas devido aos processos de antropização e a falta de vegetação preservada. Os valores isotópicos das plantas do entorno da Lagoa do Macuco encontram-se descritos em Buso Junior (2010), e a composição isotópica das plantas dominantes no entorno da Lagoa Bonita estão descritas nesta tese.

8.1.2. Sedimentos

As amostras de sedimentos utilizadas neste estudo foram obtidas por meio da coleta de testemunhos em depósitos sedimentares localizados no litoral norte do estado do Espírito Santo (Tabela 4). Os procedimentos realizados para a obtenção dos testemunhos e para a coleta das amostras de sedimentos analisadas são descritos a seguir.

Tabela 4 - Relação dos testemunhos sedimentares amostrados.

Código	Nome	Coordenadas geográficas
Li01	Planície deltaica do rio Doce	19°10’53”S/39°51’55”W
MAC-A	Lagoa do Macuco	19°02’35”S/39°56’41”W
LCG-B	Lagoa Canto Grande	19°16’40”S/39°56’41”W
LB-B	Lagoa Bonita	19°09’33”S/39°50’58”W

8.1.2.1. Planície deltaica do rio Doce (Li01)

Na planície deltaica do rio Doce e próximo a Lagoa Bonita, as amostras sedimentares foram obtidas por meio do uso de uma sonda a percussão, modelo *COBRA mkl* (*COBRA Directional Drilling Ltd.*, Darlington, UK). Esta sonda é constituída basicamente por um motor, o tubo amostrador, um anel de aço e duas hastes que permitem a retirada manualmente do testemunho. À medida que o motor propulsiona o amostrador no solo, ocorre o preenchimento gradual do material a ser amostrado (Figura 8).

O furo de sondagem alcançou a profundidade de 12 metros, sendo que o testemunho coletado, denominado de Li01 (Tabela 4), foi devidamente fotografado, descrito quanto à faciologia e amostrado em campo. A descrição das fácies sedimentares foi realizada em campo pelos professores Dra. Dilce Rossetti (INPE-SP) e Dr. Marcelo Cohen (UFPA), sendo descritas características do testemunho, tais como estruturas sedimentares, textura, mineralogia, conteúdo fossilífero e arranjo arquitetural (MIALL, 1978; HARPER, 1984; WALKER, 1992).

Foram selecionadas 102 ao longo do testemunho visando registrar todas as variações faciológicas observadas. As amostras foram obtidas com o intuito de analisar os bioindicadores orgânicos, inorgânicos e isótopos de C e N. As amostras foram armazenadas em sacos plásticos, identificadas quanto à profundidade e código do testemunho, e acondicionadas em refrigeração no Laboratório ^{14}C do CENA-USP. Paralelamente a esta amostragem, foram separadas doze amostras para a datação ^{14}C e cinco amostras de sedimentos com ocorrência fossilífera. As conchas fósseis foram lavadas e fotografadas, com o intuito de identificá-las de modo a auxiliar nas interpretações paleoambientais. Os resultados palinológicos, sedimentares e a identificação das conchas estão publicados em Cohen et al. (2014).

8.1.2.2. Depósitos sedimentares lacustres

Para a coleta dos testemunhos lacustres (Tabela 4) foi utilizado um coletor de pistão (LIVINGSTONE, 1955) montado sobre plataforma flutuante (Figura 8). Este tipo de coletor tem como característica a presença de um tubo amostrador, um sistema de hastes, e de um conector para abaixá-las através da coluna d’água, permitindo assim, que as hastes propulsionem o tubo amostrador ao longo do pistão estacionário (COLINVAUX et al., 1999).

Os tubos coletores de alumínio, com cerca de um metro de comprimento e seis centímetros de diâmetro interno, foram vedados em suas extremidades e identificados, anotando a posição da base e do topo, assim como a profundidade e o código dos testemunhos. Após a realização da coleta, os testemunhos foram transportados para o Laboratório ^{14}C do CENA-USP, onde foram mantidos sob refrigeração a fim de evitar a contaminação e proliferação de fungos, sendo que esses alteram a composição original de carbono das amostras e podem influenciar nas datações pelo ^{14}C.

Os tubos de alumínio foram abertos longitudinalmente no Laboratório ^{14}C do CENA-USP com serra elétrica circular, e os sedimentos descritos quanto à granulometria, coloração e aspectos macroscópicos, tais como a presença de restos vegetais, como fragmentos de carvão, raízes e radículas de plantas. As amostras para as análises de palinofácies, granulométrica, isotópicas ($\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$) e elementares (COT, N total, S total) foram retiradas diretamente dos testemunhos em intervalos não superiores a 10 cm (YBERT et al., 1992), de modo que a análise fosse feita em todas as variações sedimentares.

8.2. Análise granulométrica

Para a análise granulométrica, as amostras foram tratadas com H_2O_2 para a eliminação da matéria orgânica, HCl para eliminar a fração carbonática, além da dispersão das partículas utilizando um ultrassom. A distribuição do tamanho dos grãos foi realizada através de um analisador de partículas por difração a laser SALD-2201 SHIMADZU, que é baseado na dispersão de luz monocromática, e os resultados foram convertidos em valores estatísticos obtidos pelo programa *SysGran* (CAMARGO, 1999). As partículas sedimentares foram separadas nas frações areia (2 – 0,0625 mm), silte (62,5 – 3,9 µm) e argila (3,9 – 0,12 µm), de acordo com Wentworth (1922), e cada amostra sedimentar foi plotada no diagrama de Shepard (SHEPARD, 1954).

Figura 8 - Tipos de amostragem. **A.** Amostragem com sonda a percussão, modelo *COBRA mkl*. **B.** Descrição e coleta das amostras em campo. **C-D.** Amostragem com coletor de pistão sobre plataforma flutuante. **E.** Amostragem na planície costeira. **F.** Fotografia atual da Lagoa do Macuco. **G.** Fotografia atual da Lagoa Bonita. **H.** Fotografia atual da Lagoa Canto Grande

8.3. Datação ^{14}C

Duas etapas foram necessárias durante o tratamento das amostras para a datação da matéria orgânica sedimentar. A primeira etapa consistiu na remoção manual de contaminantes (e.g. fragmentos vegetais, insetos, conchas carbonáticas, dentre outros) das amostras *in natura*. Quando necessário, foi adicionada às amostras uma solução de HCl 0,02M para que houvesse a flutuação dos pequenos restos vegetais ainda presentes, e dessa forma, evitar possíveis contaminações. Em seguida, as amostras foram submetidas à hidrólise com HCl 2-4% por 4 horas a 60-80°C em placa aquecedora. Tendo a hidrólise finalizada, sucessivas lavagens com água desionizada foram necessárias até o pH ficar neutro. Após as lavagens, as amostras foram levadas a estufa a 50°C para secagem, para então serem submetidas à combustão (600-700 °C) na linha de síntese do benzeno no Laboratório ^{14}C do CENA-USP.

As conchas carbonáticas foram lavadas com HCl 2%, secas em estufa a 50 °C, pulverizadas e encaminhadas para a linha da síntese de benzeno do Laboratório ^{14}C do CENA-USP para a obtenção do CO_2. O CO_2 resultante da queima das amostras orgânicas e da hidrólise ácida para as inorgânicas foi acondicionado em ampolas de vidro a vácuo e encaminhado para datação por AMS no Laboratório UGAMS da Universidade da Geórgia, Estados Unidos, e no Laboratório LAC-UFF da Universidade Federal Fluminense, Brasil. As idades são expressas em anos AP (anos antes do presente) e em anos cal AP (anos calibrados antes do presente), e as médias das idades calibradas foram utilizadas nas discussões. Devido ao fato de que a concentração de ^{14}C na atmosfera varia ao longo do tempo, as idades foram calibradas usando o programa *Calib 7.0* (STUIVER; REIMER, 1993), utilizando-se a base de dados *IntCal13* (REIMER et al., 2013).

8.4. Análise elementar (C, N e S) e isotópica ($\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$)

Fragmentos vegetais, tais como restos de folhas e raízes, foram removidos dos sedimentos para a análise elementar (C, N e S) e isotópica ($\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$) das amostras. Além disso, algumas amostras da Lagoa Bonita (LB-B) apresentaram enriquecimento nos valores de $\delta^{13}C$ devido à presença de carbonato nos sedimentos, e por isso todas as amostras foram tratadas com HCl 4% para a eliminação da fração carbonática, e lavadas até o pH se tornar em torno de 6. Cada amostra, tratada previamente com HCl ou não, foi colocada separadamente em recipiente de alumínio e levada para estufa a 50 °C durante 24 horas, sendo posteriormente macerada com auxílio de um pistilo e homogeneizada em almofariz de

porcelana. As amostras foram armazenadas em sacos plásticos e pesadas em balança de precisão de 10^{-5}g. Para a análise de $\delta^{13}C$ das plantas, as folhas foram previamente lavadas em água desionizada e levadas para estufa a 50 °C durante 24 horas. Em seguida, foram trituradas em moinho, homogeneizadas, armazenadas em frascos de acrílico e pesadas em balança de precisão de 10^{-5}g.

A pesagem dos sedimentos foi efetuada utilizando alíquotas duplicadas, sendo uma para a análise elementar e isotópica de C, e uma para a análise elementar e isotópica de N. Massas entre 1 e 50 mg para análises de C e entre 50 e 80 mg para análise de N foram utilizadas. Para a análise de $\delta^{13}C$ das plantas foram utilizadas massas entre 0,5 e 1 mg. As amostras foram pesadas em cápsulas de estanho, seladas e enviadas posteriormente para o Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA-USP. O equipamento utilizado foi um analisador elementar acoplado a um espectrômetro de massas ANCA SL2020 da *Europa Scientific*, com precisão de 0,1% e 0,02%, respectivamente.

Para a análise elementar de S, as amostras maceradas e homogeneizadas foram enviadas para o Laboratório de Ciclagem de Nutrientes do CENA-USP, onde foram pesadas (~100 mg) em recipientes de cerâmica e submetidas à combustão. A quantidade de S por peso seco da amostra foi obtida através de detecção infravermelha pelo equipamento SC 144DR-LECO.

Os resultados elementares (C, N e S) foram expressos em porcentagem por peso seco, e os isotópicos ($\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$) pela unidade relativa "δ", determinada em relação ao padrão internacional VPDB (*Belemnitella americana* da formação Peedee) para ^{13}C, e N_2 atmosférico para ^{15}N. A partir dos resultados elementares (C, N e S), foi possível calcular C/N e C/S para as amostras sedimentares. Todos os valores obtidos nos resultados elementares e isotópicos foram plotados em gráficos utilizando-se o programa estatístico *OriginPro 8*.

8.5. Processamento das amostras

8.5.1. Fitólitos

O procedimento utilizado para a recuperação dos microfósseis silicosos foi baseado na metodologia proposta por Battarbee (1986), que consiste no tratamento das amostras com peróxido de hidrogênio (H_2O_2) para a oxidação da matéria orgânica e com ácido clorídrico (HCl) para a eliminação de carbonatos. Esse procedimento pode ser utilizado para a recuperação de fitólitos, diatomáceas e espículas de esponjas, no entanto, neste estudo foram

utilizados apenas os fitólitos. As etapas do processamento químico para a extração dos bioindicadores estão sumarizadas na Figura 9.

Para a montagem das lâminas, pipetou-se 0,2 mL do material homogeneizado e, posteriormente, este volume foi adicionado sobre a lamínula, deixando-a secar em temperatura ambiente para uma melhor distribuição do resíduo. Após a secagem do material, adicionou-se uma gota de *Naphrax* (índice de refração = 1,7) sobre a lâmina, e sobre ela foi colocada a lamínula com o resíduo seco. Em seguida, a lâmina foi aquecida em placa aquecedora para que a solução de *Naphrax* se espalhasse pela lâmina, formando bolhas. Pressionou-se levemente a lamínula, com o auxílio de uma pinça, para a remoção completa das bolhas. Esta etapa foi repetida durante 3 ou 4 vezes para a fixação completa entre a lâmina e a lamínula.

As lâminas, no mínimo três para cada nível amostrado, foram devidamente etiquetadas, contendo a identificação do perfil sedimentar e a profundidade da amostra analisada, sendo ainda, as lâminas de uma mesma profundidade identificadas em sequência numérica. As lâminas encontram-se depositadas no Laboratório ^{14}C do CENA-USP.

8.5.2. Palinofácies

O processamento químico das amostras sedimentares para a análise de palinofácies foi realizado no Laboratório ^{14}C do CENA-USP, de acordo com os procedimentos palinológicos não-oxidativos descritos por Tyson (1995), Mendonça-Filho (1999) e Meyer (2004). Esses procedimentos consistem, basicamente, no tratamento das amostras com ácido fluorídrico (HF) para eliminação da fração silicosa, ácido clorídrico (HCl) para eliminação da fração carbonática, e cloreto de zinco ($ZnCl_{2:}$ d = 1,9 a 2 g/cm^3) para separar a fração orgânica (matéria orgânica particulada – MOP) da fração inorgânica. As etapas do processamento estão sumarizadas na Figura 10.

Durante as etapas do processamento químico não houve o uso da centrífuga. Segundo Tyson (1995), os fitoclastos opacos (*i.e. charcoal* e/ou partículas de carvão) são muito secos e quebradiços e o uso de centrífuga na preparação palinológica pode quebrar estas partículas aumentando com isto seu número nas amostras estudadas.

A fração maior que 6 µm foi concentrada para a montagem das lâminas em gelatina glicerinada, sendo confeccionadas no mínimo três lâminas semipermanentes para cada nível amostrado. As lâminas foram devidamente etiquetadas, contendo a identificação do perfil

sedimentar e a profundidade da amostra analisada, sendo ainda, as lâminas de uma mesma profundidade identificadas em sequência numérica. As lâminas semipermanentes encontram-se depositadas no Laboratório ^{14}C do CENA-USP.

8.5.3. Palinologia

O processamento palinológico das amostras foi realizado no Laboratório ^{14}C do CENA-USP, conforme o procedimento padrão para sedimentos quaternários (FAEGRI; IVERSEN, 1989; COLINVAUX et al., 1999). Este procedimento consiste no tratamento das amostras com HCl 10% para eliminação dos carbonatos, HF para eliminar os silicatos, hidróxido de potássio (KOH 5%) para eliminar ácidos húmicos e a mistura de acetólise (9 partes de anidrido acético – $(CH_3CO)_2O$ e 1 parte de ácido sulfúrico – H_2SO_4) com a finalidade de eliminar a celulose e a matéria orgânica do sedimento, mas sem alterar a integridade morfológica dos palinomorfos. Para cada amostra foi adicionada uma pastilha do marcador exótico *Lycopodium clavatum*, permitindo assim, o cálculo do número absoluto de cada palinomorfo por cm^3 (STOCKMARR, 1971). As etapas da preparação palinológica estão sumarizadas na Figura 11.

8.6. Análise Qualitativa e Quantitativa

A análise qualitativa das lâminas foi realizada em microscópio óptico *Zeiss Axioskop 40* nos aumentos de 400x e de 1000x com óleo de imersão, e teve por finalidade a determinação dos morfotipos que constituem a assembléia fitolítica, a identificação dos diferentes grupos constituintes da matéria orgânica particulada e dos palinomorfos (e.g. grãos de pólen e esporos). Para a obtenção das fotomicrografias foi utilizada uma câmera digital acoplada ao microscópio óptico *Zeiss Axioskop 40*. As fotomicrografias foram tomadas nos aumentos de 400x e em 1000x com óleo de imersão. A localização de cada constituinte da matéria orgânica particulada e/ou fitólito fotografado foi realizada anotando-se as coordenadas diretamente no microscópio. As coordenadas dos palinomorfos identificados durante a análise palinológica da Lagoa Bonita não foram anotadas, uma vez que as lâminas foram feitas utilizando-se um meio de montagem móvel. A partir da coleção preliminar de fotos foram selecionadas as mais representativas para compor as estampas, sendo estas confeccionadas no programa *CorelDRAW* 12.

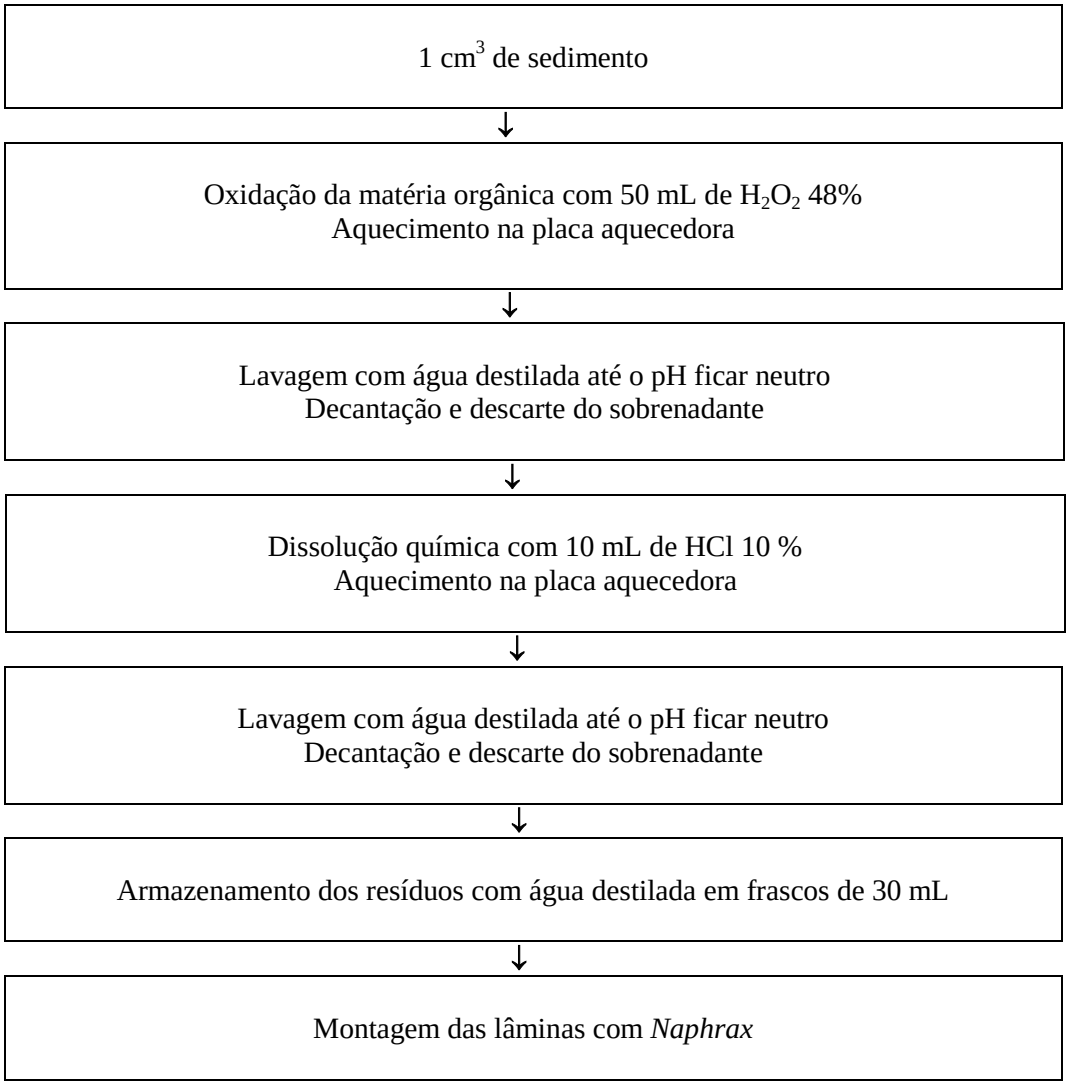


Figura 9 - Procedimento para extração dos microfósseis silicosos (frústulas de diatomáceas, espículas de esponjas e fitólitos), de acordo com Battarbee (1986)

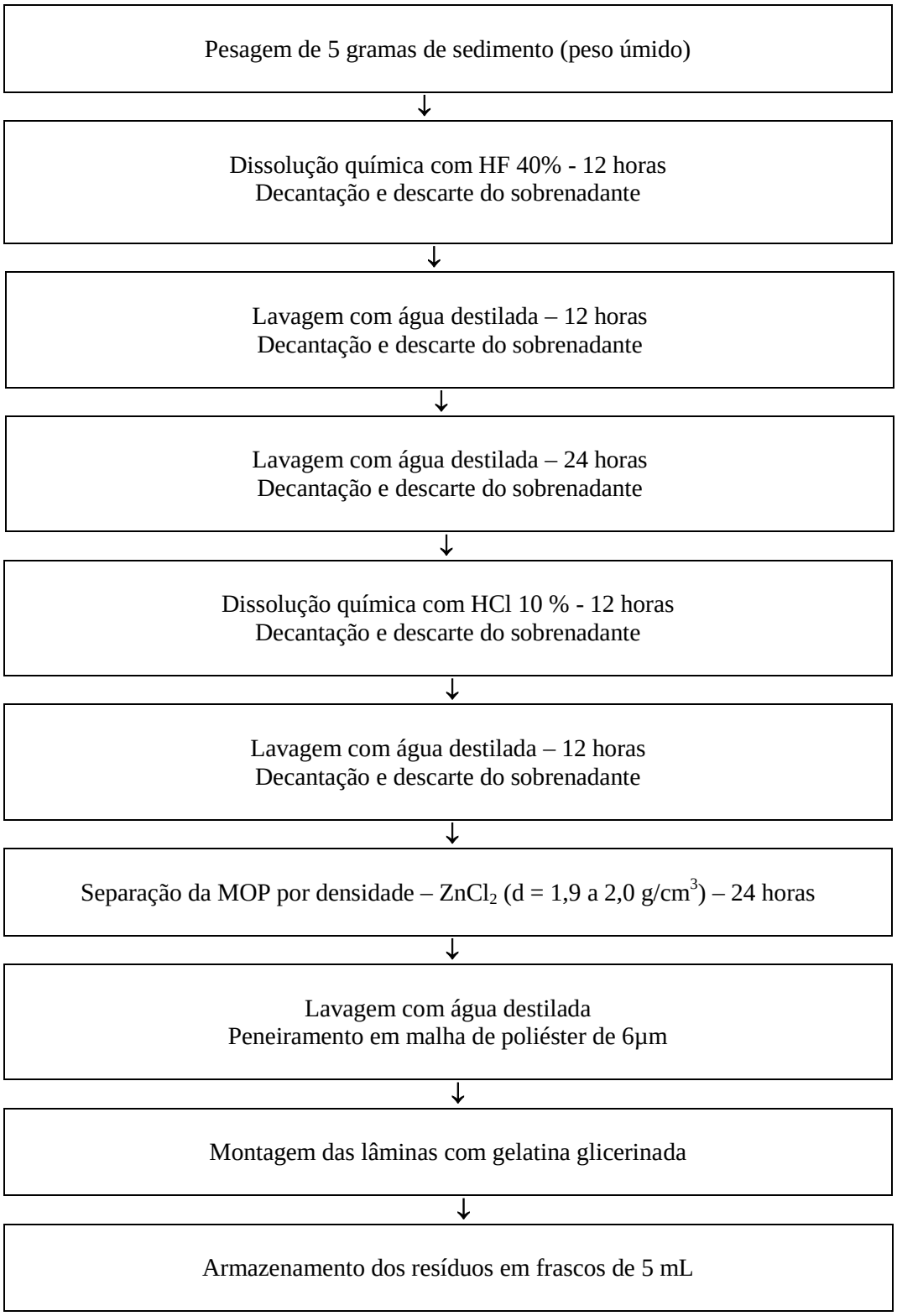


Figura 10 - Procedimento palinológico não-oxidativo baseado em Tyson (1995), Mendonça-Filho (1999) e Meyer (2004)

1 pastilha *Lycopodium clavatum* + 1cm^3 amostra

↓

Dissolução química da pastilha com HCl 10%
Lavagem com água destilada - M,C,D*

↓

Digestão a quente com HF 40% - 30 minutos a 100 °C
Lavagem com HCl 10% - M,C,D*
Lavagem com água destilada – M,C,D*

↓

Eliminação dos ácidos húmicos – KOH 5% - 4 minutos a 100 °C
Lavagem com água destilada – M,C,D*

↓

Acidificação com ácido acético glacial
M,C,D*

↓

Acetólise → Anidrido acético + ácido sulfúrico (9:1) – 8 a 15 minutos a 100 °C
Lavagem com ácido acético glacial – M,C,D*

↓

Lavagem com água destilada – M,C,D*
Lavagem com álcool absoluto – M,C,D*

↓

Transferência dos sedimentos para frascos de 5 mL
Suspensão em glicerina – 5 a 6 gotas

↓

Secagem do álcool das amostras em estufa – 50°C
Montagem das lâminas com glicerina e selagem das lamínulas com parafina

*M,C,D → Mistura, Centrifuga (2.500 rpm), Descarta

Figura 11 - Procedimento palinológico para amostras do Quaternário, de acordo com Faegri e Iversen (1989) e Colinvaux et al. (1999)

8.6.1. Fitólitos

Os fitólitos foram identificados e classificados de acordo com suas características morfológicas, seguindo o Código Internacional de Nomenclatura de Fitólitos (MADELLA et al., 2005), e adotou-se a permanência da nomenclatura dos morfotipos em inglês como forma de padronização. Foi estabelecida a contagem de 200 a 300 morfotipos com significado paleoambiental por amostra. Amostras em que este total não pôde ser obtido foram consideradas estéreis.

Os morfotipos foram agrupados em fitólitos de Poaceae, Arecaceae, Cyperaceae e dicotiledôneas, de acordo com bibliografia especializada (TWISS et al., 1969; PIPERNO, 1988; RAPP JUNIOR; MULHOLLAND, 1992; FREDLUND; TIESZEN, 1994; ALEXANDRE et al., 1997), sendo que os indeterminados não foram adicionados na soma total. Quando possível, os morfotipos presentes na família Poaceae foram subdivididos em subfamílias, tais como Pooideae (C_3), Panicoideae (C_4) e Chloridoideae (C_4/C_3). A análise quantitativa foi realizada em microscopia óptica de luz branca transmitida sob o aumento de 630x e as microfotografias obtidas sob o aumento de 1000x. Os diagramas de porcentagem e a análise de agrupamentos por similaridade, utilizada na interpretação paleoambiental, foram obtidos através dos programas *Tilia 1.7.16*, *Tilia GView* e *CONISS* (GRIMM, 1987). A análise de componentes principais (PCA – *Principal Components Analysis*) foi obtida através do programa *PAST* (HAMMER et al., 2001).

A partir dos resultados obtidos da análise quantitativa foram calculados os seguintes índices para a interpretação das assembléias fitolíticas:

1. Índice de densidade arbórea – D/P (ALEXANDRE et al., 1997; 1999; BARBONI et al., 1999). A relação D/P reflete a razão entre o número de fitólitos de dicotiledôneas (D = *Globular granulate* e/ou *Globular rugose*) pelo número de fitólitos de Poaceae (P = *Bilobate*, *Cross*, *Saddle*, *Acicular hair*, *Trapeziform*, *Trapeziform short cell*, *Polylobate* e *Rondel*). Valores elevados da razão D/P podem indicar o predomínio de elementos arbóreos, refletindo uma vegetação florestal. Dessa forma, valores baixos da razão D/P indicariam o predomínio de gramíneas e consequentemente uma vegetação predominantemente herbácea. Estudos prévios na África registraram valores superiores a 150 para Floresta Equatorial, entre 7 e 10 para Floresta Subcaducifólia e <1 para savanas. Valores menores que 1 também podem refletir vegetação ripária (0,7), vegetação de canais fluviais (0,2) e estepes (0,1). No Brasil, resultados recentes têm apontado valores de D/P de 0,2 para a Floresta Ombrófila Densa,

0,05 para o Cerrado *Strictu sensu*, e de 0,05 a 10 para a Floresta Ombrófila Mista (CALEGARI, 2008; RAITZ, 2012; CALEGARI et al., 2013). Valores menores que 0,008 foram registrados para as zonas de campos do sul do Brasil (RAITZ, 2012).

2. Índice de adaptação a aridez – Iph (DIESTER-HAAS et al., 1973; ALEXANDRE et al., 1997). Este índice indica a proporção de fitólitos de gramíneas C_4 adaptadas a condições de maior (Panicoideae) e de menor umidade (Chloridoideae). O índice é calculado a partir da equação Iph (%) = [*Saddle*/ (*Saddle* + *Cross* + *Bilobate*)] x 100, onde o Iph >20-40% caracteriza formações de gramíneas dominadas por Chloridoideae, em condições quentes e secas, e o Iph <20-40% caracteriza as associações sob clima quente e úmido, ou ainda devido à presença de umidade no solo;

3. Índice climático – Ic (TWISS, 1987; 1992). É usado para determinar a abundância relativa de gramíneas C_3 e C_4, além de indicar a adaptação da formação vegetal a uma temperatura mínima e/ou à pressão parcial de dióxido de carbono (pCO_2). Este índice é calculado pela equação Ic (%) = [(*Rondel* + *Trapeziform polylobate* + *Trapeziform sinuate* + *Trapeziform*)/ (*Rondel* + *Trapeziform polylobate* + *Trapeziform sinuate* + *Trapeziform* + *Saddle* + *Cross* + *Bilobate*)] x 100, sendo que valores de Ic >70% indicam domínio de Pooideae – C_3, enquanto valores <30% indicam predomínio de gramíneas C_4. As aplicações no Brasil desse índice têm obtido valores em torno de 16% para a Floresta Tropical Perenifólia, 20% para o Cerrado *Strictu sensu*, e entre 25% e 60% para a Floresta Ombrófila Mista (CALEGARI, 2008; RAITZ, 2012; CALEGARI et al., 2013).

4. Índice de estresse hídrico – Bi (Fs) (BREMOND et al., 2005). É calculado a partir da porcentagem dos fitólitos do tipo *Cuneiform* b*ulliform* em relação à soma de fitólitos de gramíneas, através da equação Bi (%) = *Cuneiform* b*ulliform* / [(*short cells* + *acicular* + *Cuneiform bulliform*)] x 100. Altos valores do índice Fs podem indicar estresse hídrico local ou alta taxa de transpiração, acarretando na alta produção de fitólitos buliformes pelos tecidos vegetais. No Brasil, valores de Bi entre 11% e 81% foram registrados para áreas costeiras do estado do Rio de Janeiro (COE et al., 2013; COE et al., 2014a).

8.6.2. Palinofácies

De acordo com Tyson (1995), a classificação de matéria orgânica particulada (MOP) deve ser a mais detalhada possível, levando em consideração aspectos como a origem biológica das partículas, os agrupamentos que tenham significado ecológico, o estado de preservação e as variações na morfologia das partículas. Neste contexto, seguiu-se este padrão

de classificação para o presente estudo, estando os principais componentes da MOP recuperados dos sedimentos lacustres descritos na Tabela 5. Fotomicrografias dos tipos mais comuns dos componentes da matéria orgânica particulada encontram-se no Anexo A.

Os grandes grupos dos componentes da matéria orgânica particulada foram subdivididos nas seguintes categorias:

(1) Palinomorfos: são todos os componentes de parede orgânica que resistem ao ataque ácido. Foram subdivididos em esporomorfos (grãos de pólen e esporos), microplâncton marinho (cistos de dinoflagelados), microplâncton de alga doce (*Botryococcus braunii* e demais zigósporos algais), palinoforaminíferos, esporos de fungos e zooclastos (ovos de platelmintos e demais fragmentos animais). Os grãos de pólen foram subdivididos em colporados, colpados, porados, bissacados, políades e grãos de pólen de manguezal. Já os esporos foram subdivididos em esporos monoletes ornamentados, monoletes não ornamentados, esporos triletes ornamentados e triletes não ornamentados.

(2) Fitoclastos: são derivados de tecidos lenhosos de vegetais superiores ou fungos, podendo apresentar bioestruturas celulares como os estômatos. Foram subdivididos em fitoclastos opacos (equidimensional, alongado e corroído) e fitoclastos não-opacos (não-bioestruturado, bioestruturado, cutícula, membrana e hifa de fungo).

(3) Matéria Orgânica Amorfa: é derivada de bactérias, fitoplâncton e agregados orgânicos degradados. Apresenta contorno irregular e sem uma estrutura definida, ocorrendo como matriz granular e heterogênea, sob formas de grumos ou dispersa.

Tabela 5a - Principais grupos da matéria orgânica particulada, identificados neste trabalho e suas subdivisões, com modificações de Tyson (1995), Mendonça Filho (1999) e Meyer (2004)

MATÉRIA ORGÂNICA AMORFA	Material não estruturado e com formato irregular. Provavelmente é derivada de bactérias, fitoplâncton e agregados orgânicos degradados. Podem apresentar inclusões de fitoclastos, palinomorfos ou pirita.

Tabela 5b - Principais grupos da matéria orgânica particulada, identificados neste trabalho e suas subdivisões, com modificações de Tyson (1995), Mendonça Filho (1999) e Meyer (2004).

PALINOMORFOS	**Esporomorfos**	**Grãos de pólen**	O grão de pólen é o gametófito das gimnospermas e angiospermas. Possuem diversas características morfológicas (padrão de ornamentação, número de aberturas, dentre outras) que permitem a identificação da planta que o originou.
		Esporos	Palinomorfo produzido por pteridófitas e briófitas, geralmente possuindo forma triangular ou circular, com marca trilete ou monolete. Ornamentação variada.
	Microplâncton de água doce	***Botryococcus braunii***	Colônia irregularmente lobada, de tamanho variável, psilada, formada por numerosos autósporos agrupados, densa e concentricamente dispostos em uma matriz central.
		Algas	Zigósporos algais de espécies de água doce. Possuem formas e ornamentação diversas, e geralmente com coloração hialina
	Microplâncton marinho	**Dinoflagelados**	Cistos produzidos durante a parte sexual do ciclo de vida dos dinoflagelados (Classe Dinophyceae). Os dinocistos têm distribuição variável nos ambientes marinhos, ocorrendo principalmente na área de talude continental.
	Palinoforaminíferos	Película interna quitinosa que reveste a carapaça de foraminíferos. Apresenta coloração marrom, com divisão de câmaras menores e mais escuras. São característicos de ambiente marinho.	
	Zooclastos	Os zooclastos são constituídos principalmente por ovos de platelmintos, com uma abertura em uma das extremidades, e pedúnculo na extremidade oposta. Foram também identificados fragmentos de peças bucais de invertebrados.	

Tabela 5c - Principais grupos da matéria orgânica particulada, identificados neste trabalho e suas subdivisões, com modificações de Tyson (1995), Mendonça Filho (1999) e Meyer (2004)

FITOCLASTO	**Opaco**	**Equidimensional**	Partículas de cor preta, com forma quadrática, sendo a razão comprimento/largura < 2. Exibem margens angulares a subangulares, e não apresentam bioestruturas.
		Alongado	Partícula de cor preta, de forma alongada, com comprimento três vezes maior que a largura. Margens angulares a subangulares e contornos nítidos.
		Corroído	Partículas de cor preta, com contornos difusos e irregulares. Apresentam aparência degradada.
		Bioestruturado	Partículas que apresentam estrutura típica de tecidos vegetais (lúmen celular, perfurações, dentre outras) preservada. Provavelmente sofreram a ação de queimadas.
	Não-opaco	**Não-bioestruturado**	Partículas de cor marrom, sem presença de bioestruturas celulares. Apresentam contornos nítidos ou levemente irregulares.
		Bioestruturado	Partículas de cor marrom, apresentando bioestruturas. Podem ser subdivididos em estriados com estrutura interna em forma de lineações fiborsas, ou perfurados, com perfurações escalariformes. Geralmente apresentam contornos retos a angulares. Outras divisões como listrado e bandado podem ser utilizadas.
		Cutícula	Partícula de cor amarela ou marrom, delgadas, com estruturas celulares características das epidermes, como estômatos.
		Membrana	Partículas comumente hialinas, sem estrutura celular.
		Hifas de Fungos	Elemento filamentoso que forma o micélio da fase vegetativa dos fungos.

Para a análise de palinofácies, todos os componentes da matéria orgânica particulada foram contados em microscópio óptico sob aumento de 400x, e até atingir um total de 500 partículas por amostra. A cobertura da lâmina foi feita horizontalmente, da esquerda para

direita, considerando todas as partículas que passaram diretamente sobre o retículo cruzado graduado em objetiva de 40x, com exceção às partículas com tamanho inferior a 10 µm, que não foram contadas.

Os resultados da análise qualitativa e quantitativa dos componentes da matéria orgânica particulada foram sintetizados em forma de diagramas de porcentagem. Os diagramas foram elaborados pelos programas *Tilia 1.7.16*, *Tilia GView* e *CONISS* (GRIMM, 1987). O *CONISS* cria os agrupamentos elaborados pelo índice de similaridade, e desta forma, os agrupamentos gerados podem ser utilizados na interpretação das variações paleoambientais.

8.6.3. Palinologia

A identificação dos palinomorfos foi realizada através do uso de bibliografia especializada (SALGADO-LABOURIAU, 1973; VAN GEEL, 1978; TRYON; TRYON, 1982; ROUBIK; MORENO, 1991; COLINVAUX et al., 1999; MELHEM et al., 2003; LORENTE; MEYER, 2010) e da comparação com material polínico disponível na palinoteca de referência do Laboratório ^{14}C do CENA-USP, que atualmente conta com cerca de 4.000 lâminas referentes a espécies de Floresta Atlântica, Amazônia e Cerrado. Os grãos de pólen e esporos foram identificados de acordo com a ornamentação e espessura da exina e com o número, tipo, posição e forma das aberturas (PUNT et al., 2007).

A análise quantitativa foi realizada em paralelo com a análise qualitativa, sendo que os grãos de pólen desconhecidos pelo analisador foram fotografados para posterior identificação. Dessa forma, alguns dos palinomorfos previamente conhecidos (e.g. Poaceae, Cyperaceae, *Cecropia* sp.) não foram fotografados. Por essa razão, para a confecção das estampas dos grãos de pólen, optou-se por utilizar algumas microfotografias de espécies da palinoteca de referência como forma de ilustrar a morfologia dos tipos. Uma estampa com os esporos mais comuns, e as estampas com todos os grãos de pólen identificados encontram-se no Anexo A. As identificações das espécies da palinoteca de referência utilizadas na confecção das estampas encontram-se na legenda das mesmas.

Um total de 300 grãos de pólen foi contado por amostra, incluindo os tipos arbóreos e arbustivos, árvores de manguezal, ervas e plantas aquáticas. Paralelamente a este número mínimo de grãos de pólen, foram contados os esporos de briófitas e pteridófitas, algas, elementos marinhos (palinoforaminíferos e cistos de dinoflagelados) e o marcador exótico introduzido *Lycopodium clavatum* (1 pastilha = 18.584 esporos). Para a contagem dos

palinomorfos foram utilizadas no mínimo três lâminas para cada amostra, e cada lâmina foi percorrida horizontalmente, começando do lado esquerdo e de cima para baixo.

Os resultados da análise qualitativa e quantitativa foram sintetizados na forma de diagramas de porcentagem (%) e concentração absoluta (grãos/cm^3) e elaborados pelos programas *Tilia 1.7.16, Tilia GView e CONISS* (GRIMM, 1987). Os diagramas de concentração mostram o valor absoluto de cada palinomorfo calculado a partir da adição do marcador exótico, e nos diagramas de porcentagem, o valor relativo de cada tipo polínico é calculado com base na soma polínica. Os diagramas de porcentagem foram inseridos nos resultados e discussão, e os demais se encontram no Anexo B.

Os palinomorfos identificados foram agrupados dentre as seguintes categorias:

(1) Árvores de manguezal: *Rhizophora* sp., *Avicennia* sp., *Laguncularia* sp.

(2) Árvores e arbustos: *Actinostemon* sp., *Alchornea* sp., *Alibertia* sp., Anacardiaceae, *Apeiba* sp., Apocynaceae, Arecaceae, Bignoniaceae, Burseraceae, *Byrsonima* sp., Caesalpinoideae, *Calophyllum* sp., *Cecropia* sp., Celastraceae, *Cedrela* sp., *Christiana* sp., Chrysobalanaceae, *Chrysophyllum* sp., Clusiaceae, *Croton* sp., *Cupania* sp., Dilleniaceae, *Dioclea* sp., *Erytroxylum* sp., *Euphorbia* sp., *Ficus* sp., *Gallesia* sp., *Gaylussacia* sp. – *Agarista* sp., *Guapira* sp., *Guazuma* sp., *Hedyosmun* sp., *Helicteris* sp., *Heliocarpus* sp., *Ilex* sp., *Lacistema* sp., *Lamanona* sp., *Laplacea* sp., *Lonchocarpus* sp., Loranthaceae, Malpighiaceae, *Maytenus* sp., Melastomaceae-Combretaceae, *Mimosa* sp., Mimosoideae, Myrtaceae, *Pera* sp., *Pseudobombax* sp., *Podocarpus* sp., *Myrsine* sp., Sapinaceae-Proteaceae, Sapotaceae, *Schefflera* sp., *Schoepfia* sp., *Sebastiania* sp., *Senefeldera* sp., *Simarouba* sp., *Sloanea* sp., *Symplocos* sp., *Symphonia* sp., *Virola* sp., *Vochysia* sp., *Zanthoxylon* sp., *Weinmannia* sp.

(3) Ervas: Amaranthaceae, Apiaceae, Asteraceae, *Begonia* sp., *Borreria* sp., Boraginaceae, *Chamaesyce* sp., *Cuphea* sp., Cyperaceae, Gentianaceae, Poaceae, Polygalaceae, *Solanum* sp.

(4) Plantas aquáticas: *Ludwigia* sp., *Polygonum* sp., *Typha* sp., *Utricularia* sp.

(5) Esporos: *Acrostichum* sp., *Adiantum* sp., *Anemia* sp., *Anthoceros* sp., *Asplenium* sp., tipo Blechnum, *Cyathea* sp., Cyatheaceae, Esporos triletes, tipo Gleichenia, *Lindsaea* sp., *Lycopodiella* sp., tipo Marattia, Pteridaceae, tipo Polypodium, *Pityrogramma* sp., *Salvinia* sp., tipo Thelypteris.

(6) Algas: *Botryococcus braunii*, *Chlamydomonas* sp., *Mougeotia* sp., *Pseudoschizeae rubina*, *Spirogyra* sp., *Zygnema* sp.

(7) Elementos marinhos: Palinoforaminíferos, *Spiniferites* sp.

(8) Indeterminados e/ou destruídos: grãos de pólen destruídos e aqueles não identificados.

9. RESULTADOS E DISCUSSÃO

9.1. Perfil sedimentar Li01

9.1.1. Estratigrafia

O perfil sedimentar Li01 constitui-se, em geral, de fácies com areias grossas a finas, maciças ou com estratificações plano-paralelas ou cruzadas, e argilas, maciças ou laminadas, intercaladas por depósitos heterolíticos (Figura 12). As sucessões apresentam padrão granocrescente e/ou granodecrescente ascendente.

Os depósitos de areia foram descritos como fácies de areia maciça, areia com laminação plano-paralela e areia com estratificação cruzada. As fácies de areia maciça apresentam sedimentos de granulometria areia média a muito fina, maciça, grãos bem selecionados, de cor amarelo e marrom, podendo apresentar sinais de bioturbação, restos de conchas e deformação sedimentar. Os depósitos de areia com laminação plano-paralela são constituídos por sedimentos de granulometria areia grossa a muito fina, micácea, bem selecionados, e de cor amarelo a marrom. E por fim, as fácies de areia com estratificação cruzada apresentam sedimentos de granulometria areia grossa a fina, bem selecionados, de cor amarelo a marrom, podendo apresentar areia quartzosa ou com grande quantidade de muscovita, e localmente clastos de argila.

As fácies de argila maciça apresentam sedimentos de granulometria argila, de cor cinza a cinza esverdeado, endurecida ou plástica, com ocorrência de conchas fósseis diversas. Esta fácies é semelhante á fácies de pelito maciço, que se constitui por material argiloso (silte e argila), de coloração cinza esverdeado e com ocorrência de material conchífero fóssil. Ao longo do testemunho também ocorrem fácies de argila laminada, com coloração cinza esverdeada, plástica, podendo apresentar gradações para depósitos heterolíticos lenticulares.

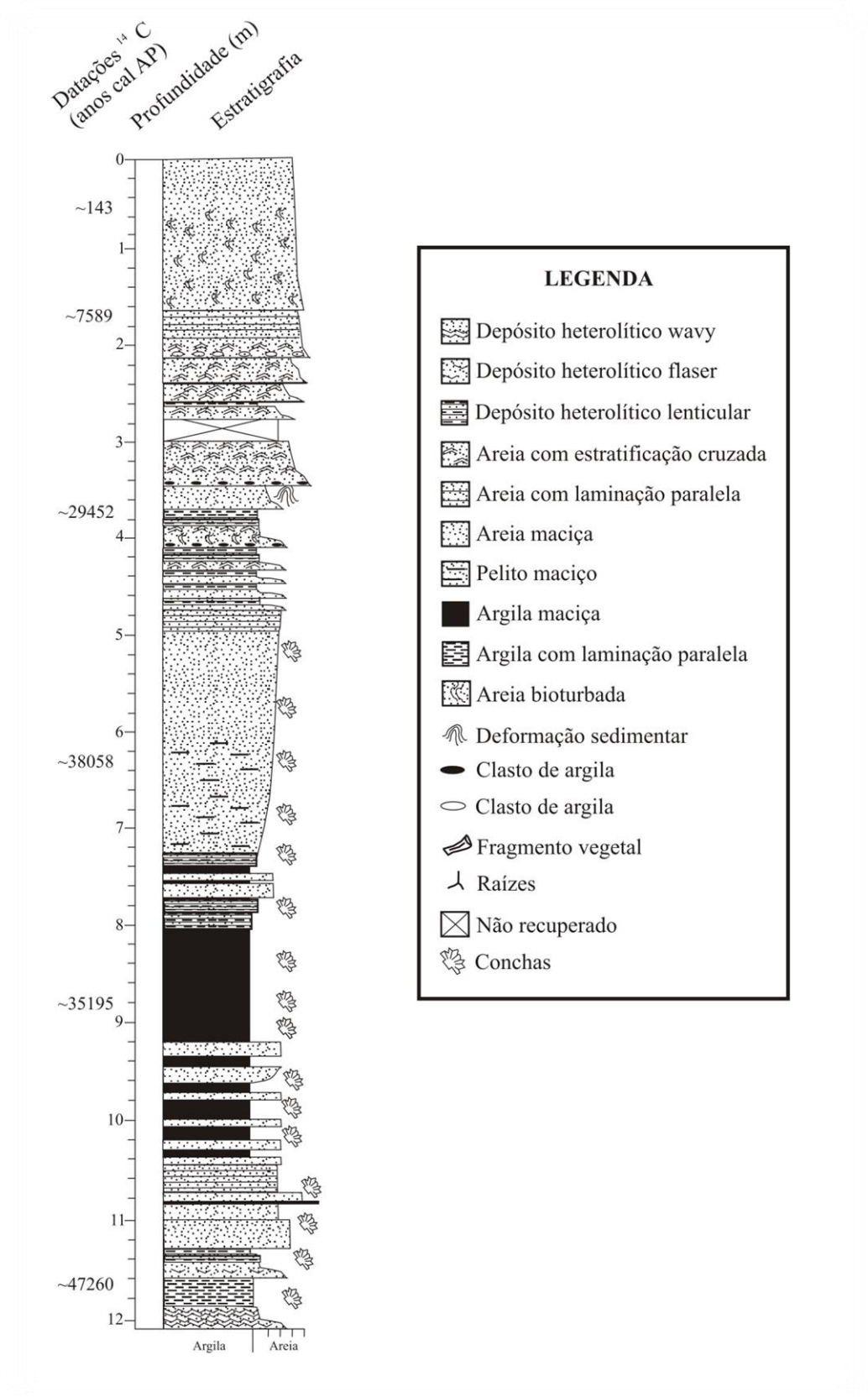


Figura 12 - Estratigrafia do perfil sedimentar Li01 (modificado de COHEN et al., 2014)

Os depósitos heterolíticos foram descritos como *flaser*, lenticular/*streaky* e *wavy*, que se constituem, basicamente, por sedimentos intercalados de granulometria argila e areia, indicando alternância na energia do fluxo durante a deposição. A fácies de depósito heterolítico *flaser* corresponde a sedimentos de areia muito fina a média, bem selecionada, com lâminas de argila descontínuas sob forma de canaletas. O depósito heterolítico lenticular/*streaky* do testemunho é caracterizado pela ocorrência de argila cinza, plástica, com lentes de areia, podendo apresentar localmente estratificação cruzada. E no depósito heterolítico *wavy* camadas de argila cinza se alternam com camadas de areia de cor amarela.

9.1.2. Datação ^{14}C

Os resultados das datações das amostras de sedimento são apresentados na Tabela 6. A amostra mais basal do testemunho (11,70-11,62 m) foi datada em ~47.260 anos cal AP, e as médias das idades calibradas para as outras amostras foram de ~35.195 anos cal AP (8,86-8,80 m), ~38.058 anos cal AP (6,30-6,20 m), ~29.452 anos cal AP (3,75-3,70 m), ~7.589 anos cal AP (1,75-1,65 m) e ~142 anos cal AP (0,3-0,4 m). A taxa de sedimentação variou de 0,009 a 0,03 cm/ano. De acordo com os resultados obtidos, foram observadas inversões nas idades das amostras datadas no intervalo entre 8,8 e 6,2 metros do testemunho. Esta inversão pode ser atribuída ao conteúdo do material datado, uma vez que a matéria orgânica sedimentar e conchas foram datadas nas profundidades de 8,8 m e 6,2 metros, respectivamente. Geralmente, a matéria orgânica encontrada em sedimentos marinhos é apropriada para a datação por ^{14}C, assumindo uma relação temporal entre o material datado e o momento da sedimentação. Entretanto, é possível que a precipitação posterior de calcita sobre as conchas de moluscos tenha incorporado carbono antigo de sedimentos carbonáticos. Esse processo pode causar um envelhecimento nas idades ^{14}C de até 3.000 anos (RUBIN et al., 1963; EVIN et al., 1980; GOODFRIEND, 1987; GOODFRIEND; STIPP, 1983; PIGATI et al., 2013).

Da mesma forma, a datação da matéria orgânica pode ter sido influenciada devido à sedimentação do rio Doce, já que o material foi coletado na área deltaica. Segundo Stanley e Hait (2000), a maioria das idades estabelecidas por ^{14}C em regiões de deltas apresentam inversões e são mais antigas do que o esperado. Ainda segundo esses autores, as idades anômalas em deltas são em parte respostas do efeito reservatório e introdução de carbono mais antigo, bem como a influência do aporte e deposição de sedimentos em sequências fluviais e deltaicas. Em adição às hipóteses mencionadas na justificativa das inversões de

idade, importante mencionar que a técnica AMS necessita de apenas miligramas de material para se efetuar a datação ^{14}C, o que aumenta consideravelmente as chances da incorporação de materiais mais jovens ou antigos à amostra (sedimento, solo, etc.) a ser analisada, dependendo das características ambientais do local de amostragem.

Tabela 6 - Datações ^{14}C de amostras sedimentares do testemunho Li01

Número do laboratório	Profundidade (m)	Tipo de amostra	Idade convencional (anos AP)	Idade calibrada (anos cal AP)	Média da idade calibrada (anos cal AP)	Taxa de sedimentação (cm/ano)
UGAMS15847	0,40-0,30	Sedimento	140 ± 25	7-280	~143	
						0,02
UGAMS10565	1,75-1,65	Sedimento	6.710 ± 30	7.556-7.622	~7.589	
						0,009
UGAMS10566	3,75-3,70	Sedimento	24.610 ± 70	29.226-29.678	~29.452	
						0,03
LACUFF13018	6,30-6,20	Conchas	33.358 ± 948	36.102-40.014	~38.058	
						—
UGAMS11693	8,86-8,80	Sedimento	31.220 ± 100	34.873-35.518	~35.195	
						0,02
LACUFF12038	11,70-11,62	Sedimento	44.232 ± 812	45.460-49.060	~47.260	

UGAMS – Universidade da Geórgia, EUA; LACUFF – Universidade Federal Fluminense, Brasil.

9.1.3. Análise elementar e isotópica de C e N (COT, NT, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$)

A concentração de COT do testemunho Li01 variou de 0,16% (2,8 m) a 3,28% (11,8 m) ao longo do perfil, enquanto os valores de NT obtidos foram registrados entre 0,01% (1,4 m; 1,6 m; 11,2 m; 11,3 m) e 0,09% (4,5 m). Os valores de $\delta^{13}C$ variaram de -4,25‰ (7,3 m; 8,2 m) a -28,06‰ (3,7 m), e os valores de $\delta^{15}N$ variaram de -6,16‰ (2,4 m; 3,5 m) a 15,75‰ (3,9 m). C/N indicou valores entre 7,8 (2,3 m) e 99 (11,6 m). Em linhas gerais, os resultados isotópicos e elementares indicaram que a matéria orgânica sedimentar foi originada a partir de fitoplâncton, com possível influência marinha, e por plantas C_3 e C_4 (MEYERS, 1997). Os resultados isotópicos e elementares encontram-se na Figura 13.

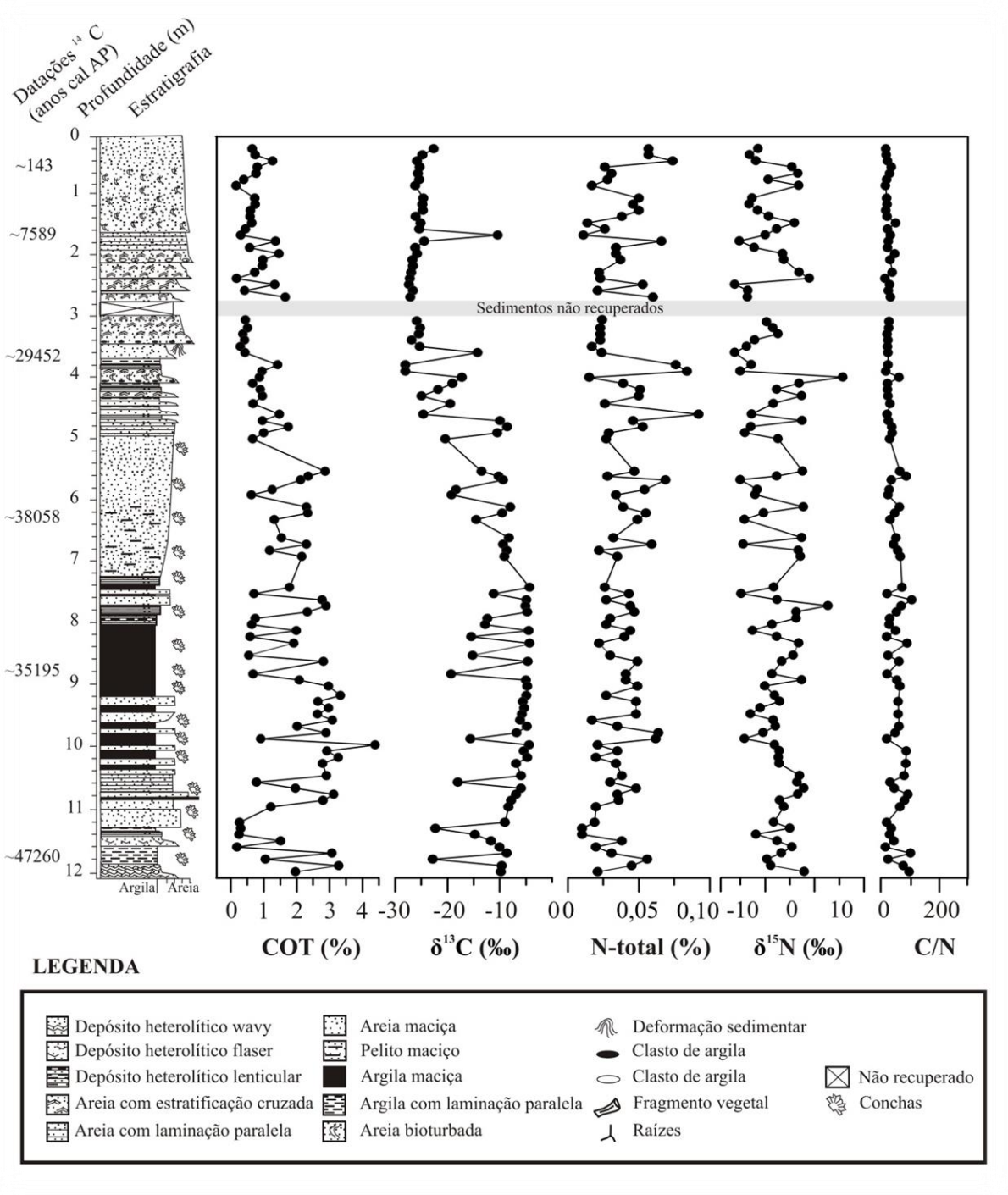


Figura 13 - Idades ^{14}C, estratigrafia, valores de carbono orgânico total (COT), δ^{13}C, nitrogênio total (N-total), δ^{15}N e da razão C/N do perfil Li01

9.1.4. Análise de fitólitos e interpretação paleoambiental

Alguns dos principais morfotipos de fitólitos identificados são apresentados na Figura 14. A partir da caracterização das assembléias de fitólitos e dos agrupamentos estatísticos gerados por similaridade, foi possível o estabelecimento de três intervalos (Figura 15) que refletem as mudanças na vegetação ao longo do Holoceno na área estudada.

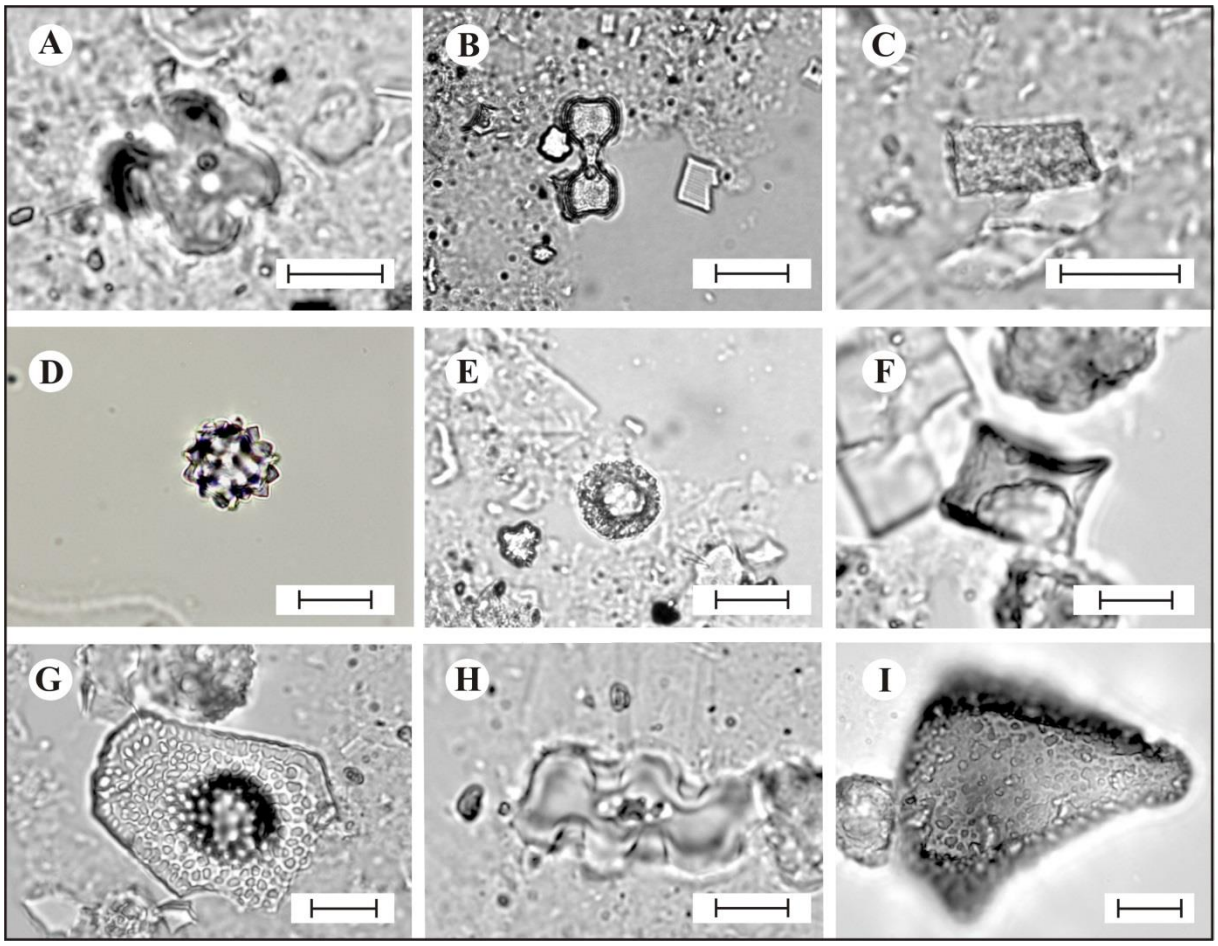


Figura 14 - Alguns dos principais morfotipos de fitólitos identificados no perfil Li01. **A.** *Cross*. **B.** *Bilobate*. **C.** *Parallepipedal bulliform*. **D.** *Globular echinate*. **E.** *Globular granulate*. **F.** *Trapeziform*. **G.** *Papillae*. **H.** *Trapeziform polylobate*. **I.** *Cuneiform bulliform*. Microfotografias obtidas em aumento de 1000x. Escala: 10 µm

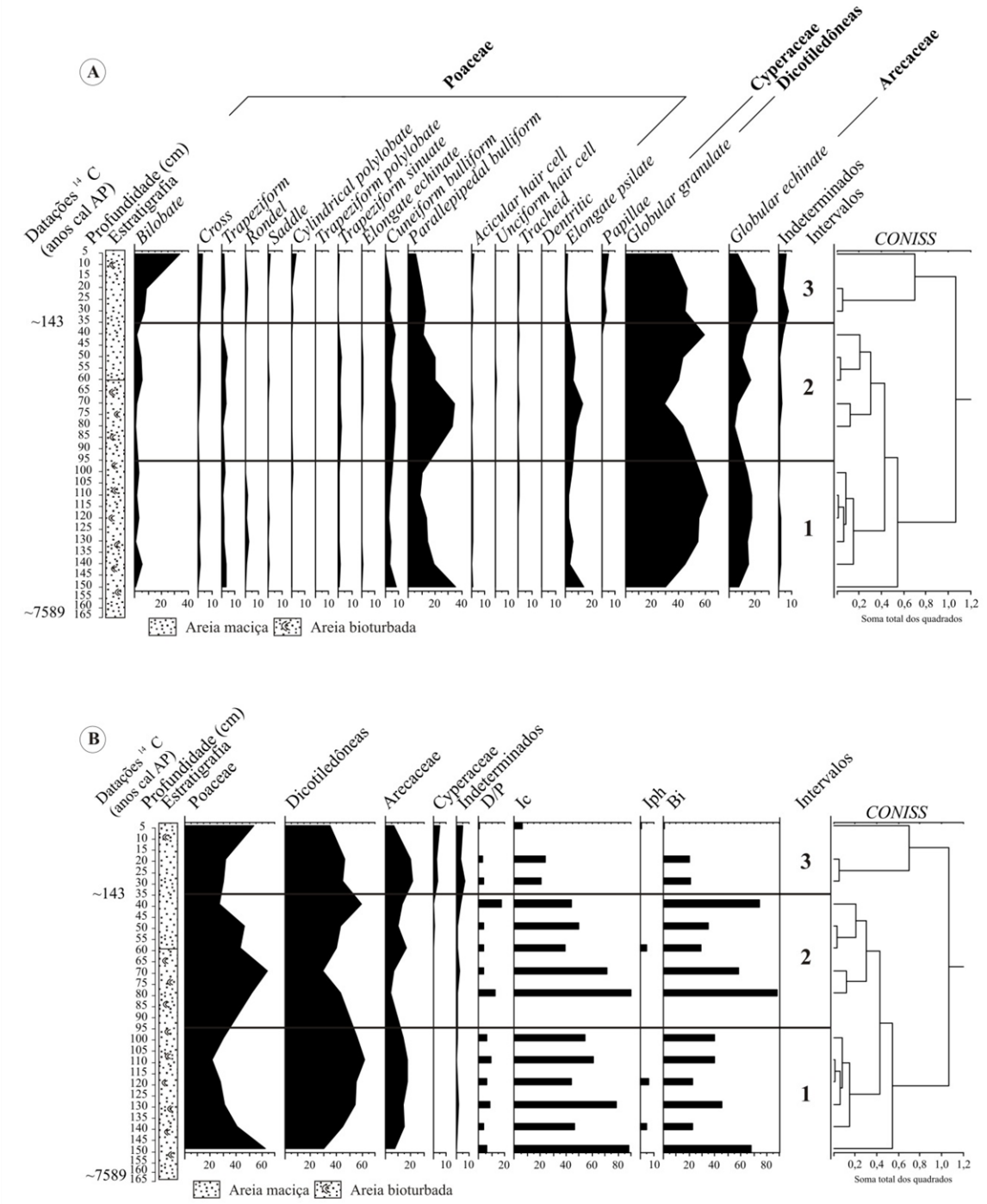


Figura 15 - **A.** Diagrama de porcentagem dos principais morfotipos de fitólitos recuperados do perfil sedimentar. **B.** Diagrama de porcentagem dos grupos de fitólitos identificados e índices fitolíticos. D/P: índice de densidade arbórea. Ic: índice climático. Iph: índice de aridez. Bi: índice de estresse hídrico

Embora 102 amostras ao longo do perfil sedimentar tenham sido processadas para a análise de fitólitos, esses bioindicadores foram recuperados em 14 amostras correspondentes aos 150 cm superiores do testemunho com idades < ~7.600 anos AP. As demais amostras apresentaram-se estéreis e não puderam ser utilizadas na interpretação paleoambiental. De acordo com Cohen et al. (2014), as associações de fácies sedimentares entre 12 m e 1,8 m (> ~7.600 anos AP) foram interpretadas como sendo fácies de um sistema deltaico. As mudanças no nível relativo do mar, observadas pelos autores para a região durante o Pleistoceno Tardio e o Holoceno, podem ter influenciado de modo negativo na preservação dos fitólitos, uma vez que a manutenção desses bioindicadores depende amplamente das características físicas e químicas do ambiente deposicional (PIPERNO, 2006).

Através da análise de componentes principais (Figura 16), foi possível observar que o eixo 1 define-se por valores positivos de *Globular granulate* e *Globular echinate*, enquanto que os morfotipos *Cuneiform bulliform*, *Parallepipedal bulliform* e *Elongate psilate* apresentaram valores negativos. Este eixo pode ser considerado como um indicador de densidade arbórea, uma vez que os fitólitos definidos por valores positivos são característicos de dicotiledôneas arbóreas (*G. granulate*) e palmeiras (*G. echinate*). Os fitólitos com valores negativos são aqueles produzidos por todas as subfamílias de gramíneas, consequentemente refletindo baixa densidade arbórea.

O eixo 2 foi definido pelos morfotipos *Cuneiform bulliform*, *Parallepipedal bulliform* e *Elongate psilate* para valores positivos, e *Bilobate* para valores negativos. Este eixo pode indicar estresse hídrico, uma vez que quanto mais a planta transpira e/ou sofre esse tipo de estresse, mais células buliformes são produzidas. Da mesma forma, o morfotipo *Bilobate* é preferencialmente produzido por gramíneas Panicoideae-C_4, que crescem em áreas quentes e com disponibilidade de água no solo (BREMOND et al., 2005).

Intervalo 1 (150 cm a 95 cm; ~7.589 anos cal AP a ~5.441 anos cal AP – Idade interpolada)

O intervalo 1 é caracterizado pelo predomínio de fitólitos de dicotiledôneas (± 50,4%), seguido pelos fitólitos de Poaceae (± 35,5%) e de Areaceace (± 13%). Dentre o conjunto fitolítico referente às gramíneas, os morfotipos *Parallepipedal bulliform* (± 16,9%), *Elongate psilate* (± 5,2%) e *Cuneiform bulliform* (± 4,7%) foram predominantes.

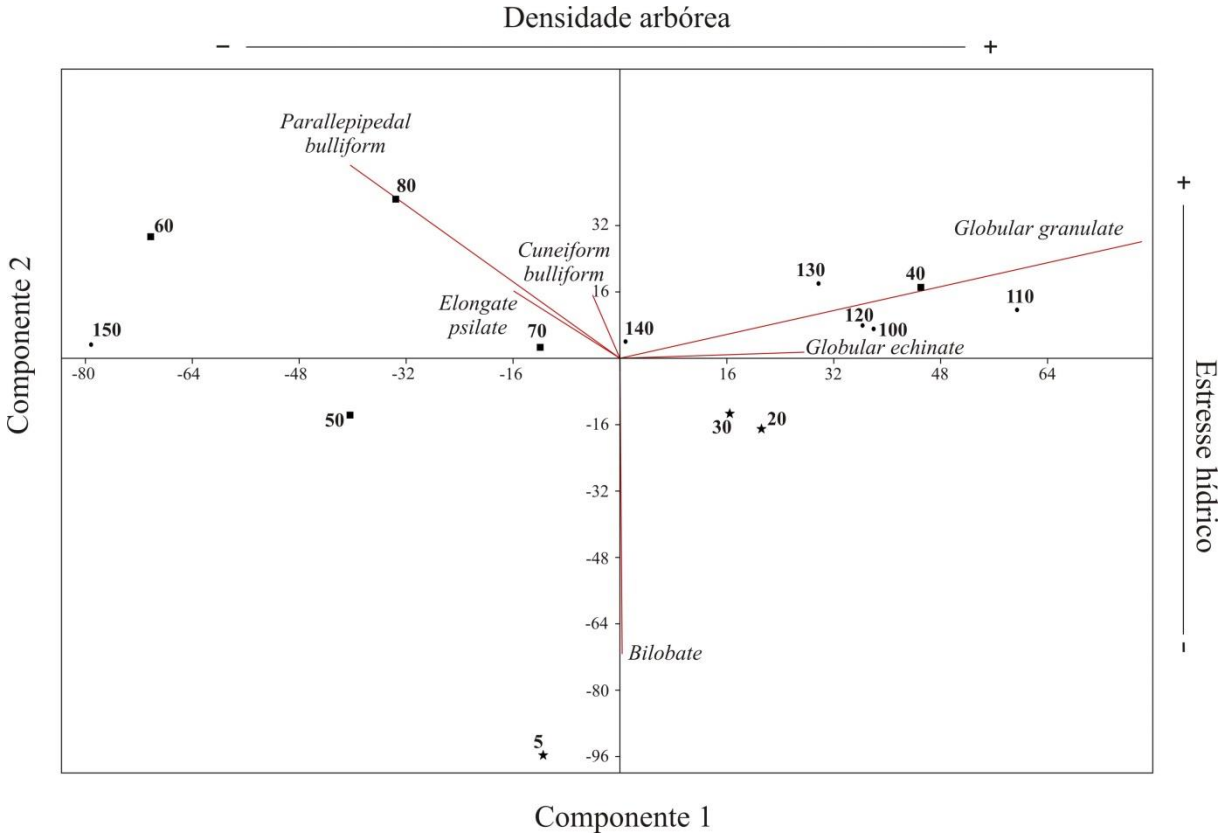


Figura 16 - Análise de componentes principais para os morfotipos de fitólitos do perfil sedimentar Li01. Os círculos indicam as amostras agrupadas do intervalo 3, os quadrados para as amostras do intervalo 2 e as estrelas para as amostras do intervalo 1

Os morfotipos *Bilobate* e *Trapeziform* foram registrados com média de 2%, enquanto os morfotipos *Trapeziform sinuate* e *Rondel* apareceram com média aproximadamente de 1%. Os demais morfotipos estiveram infrarepresentados ou apareceram pontualmente. Fitólitos característicos da família Cyperaceae não foram registrados neste intervalo.

Os valores do índice Ic variaram de 44% (120 cm) a 88% (150 cm). De acordo com estudos realizados na América do Norte, foi proposto que valores maiores que 70% indicam predomínio de gramíneas Pooideae-C_3, enquanto que valores menores que 30% indicam predomínio de gramíneas C_4 (TWISS, 1992; FREDLUND; TIESZEN, 1994). Embora esses valores tenham sido estabelecidos para as pradarias da América do Norte, a comparação com os resultados obtidos neste intervalo mostra uma tendência de que a vegetação durante o Holoceno Inferior era composta por uma mistura entre gramíneas C_3 e C_4, mas com predomínio de plantas C_3, como indicado pelos valores isotópicos (-25‰).

Os valores de Iph foram calculados apenas para duas amostras devido à ausência do morfotipo *Saddle* nas outras amostras sedimentares do intervalo, sendo que os valores obtidos foram de 4,5% (140 cm) e 6,6% (120 cm). Segundo Bremond et al. (2005), valores de Iph menores que 20-40% indicam associações em que gramíneas Panicoideae são dominantes,

sugerindo clima quente e úmido e/ou maior disponibilidade de umidade no solo. A razão D/P variou de 3,9 (150 cm) a 9,7 (110 cm), refletindo o predomínio de vegetação arbórea na região, sendo também comparados com os valores de D/P maiores que 5 encontrados em amostras de Floresta Ombrófila na África (ALEXANDRE et al., 1997; BREMOND et al., 2005). No Brasil esse índice ainda carece de calibração, pois os valores obtidos para áreas de Floresta Ombrófila Densa, Floresta Ombrófila Mista e Cerrado (CALEGARI, 2008; RAITZ, 2012) têm sido menores comparados aos do continente africano.

Em um estudo palinológico realizado na Lagoa do Macuco, distante aproximadamente em 17 km do local analisado neste trabalho, Buso Junior et al. (2013a) registraram alta porcentagem de grãos de pólen de táxons arbóreos para o intervalo de tempo entre 7.623 e 4.396 anos cal AP. Segundo os autores, a assembléia polínica, composta principalmente por Urticaceae/Moraceae, Fabaceae e *Alchornea* sp., indicou a presença da floresta tropical durante o Holoceno Inferior, além de clima úmido, fato evidenciado pela alta frequência de esporos de Cyatheaceae e grãos de pólen de Arecaceae. Altos valores percentuais do morfotipo *Globular echinate* (± 13%), típico da família Arecaceae, também foram registrados entre ~7.589 anos cal AP e ~5.441 anos cal AP (idade interpolada) para o testemunho aqui analisado. Segundo Buso Junior et al. (2013a), uma possível explicação para os altos níveis de umidade na região seria a intensificação do sistema de monções da América do Sul devido à migração da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para o sul (LEDRU et al., 1998), resultando no aumento da precipitação de verão e na umidade mantida pelas massas de ar polar durante o inverno.

Em outro trabalho na região norte do estado do Espírito Santo, Nascimento (2012) realizou a análise palinológica de um testemunho lacustre próximo ao município de Linhares, e verificou o predomínio de elementos arbóreos e arbustivos de Floresta Ombrófila Densa entre 7.320 e 5.818 anos cal AP. Segundo o autor, grãos de pólen de *Hedyosmun* sp., *Ilex* sp., *Myrsine* sp., *Lamanonia* sp., *Symplocos* sp. e Myrtaceae durante este intervalo de tempo sugerem a presença de uma floresta fria e úmida. No entanto, apenas os valores de Ic de 88% (150 cm) e 78,9% (130 cm) indicam o predomínio de gramíneas Pooideae-C_3, que são indicativas de locais úmidos e frios ou ainda de altas altitudes (FREDLUND; TIESZEN, 1994). Nas demais amostras do intervalo não foram registrados indícios de que as condições climáticas eram mais frias do que as atuais.

Para o índice Bi, os valores encontrados variaram de 23% (140 cm; 120 cm) a 68% (150 cm). Embora trabalhos de interpretação paleoambiental que utilizaram dados do índice Bi para fins de comparação sejam escassos, principalmente no Brasil (COE et al., 2013;

COE et al., 2014), os valores registrados podem estar indicando uma tendência de moderado estresse hídrico. No entanto, os outros índices fitolíticos calculados indicam clima úmido e a presença de umidade no solo. Sendo assim, a alta produção de fitólitos do tipo *Cuneiform bulliform* pelas plantas poderia ter sido ocasionada principalmente por estresse salino (GRIGORE et al., 2010), uma vez que a área é próxima da linha de costa atual.

Trabalhos realizados na costa norte do estado do Espírito Santo (BUSO JUNIOR et al., 2013b; FRANÇA et al., 2013; CASTRO et al., 2013) utilizando isótopos estáveis (C e N) e bioindicadores, mostraram a presença de estuários e lagunas entre ~8.000 e ~3.000 anos AP na região, como resultado do aumento do nível relativo marinho (ANGULO et al., 2006). Ainda segundo esses autores, a litologia dos testemunhos sedimentares para o período era composta predominantemente por silte e argila, correspondendo assim a ambientes com características redutoras. Além disso, os autores também verificaram através de grãos de pólen a presença de densa cobertura vegetal com espécies de manguezal. No entanto, os sedimentos deste intervalo referentes ao Li01 são em sua maioria de granulometria grossa, além de que nenhum sinal fitolítico para espécies de manguezal (DAS et al., 2014) foi identificado. Dessa forma, a vegetação da área de estudo deveria ocorrer no entorno dos manguezais, tais como atualmente ocorrem a restinga e a Floresta Ombrófila.

Em linhas gerais, os índices fitolíticos associados com os valores isotópicos de $\delta^{13}C$ (-24‰ a -26‰) e os valores percentuais de fitólitos de dicotiledôneas e Arecaceae neste intervalo mostram que a vegetação na área de estudo era composta pela mistura de árvores e gramíneas C_3 e C_4, com predomínio de plantas C_3 e possível influência marinha, o que pode ser interpretado como sendo semelhante e/ou comparável à vegetação de restinga. Esse tipo de vegetação se desenvolve sob depósitos litorâneos arenosos originados pelo acúmulo de sedimentos provenientes do embasamento cristalino e da transgressão marinha no Quaternário (SUGUIO; MARTIN, 1990).

Intervalo 2 (95 a 35 cm; ~5441 anos cal AP – Idade interpolada a ~143 anos cal AP)

Para o intervalo 2 foi registrado o predomínio de fitólitos de Poaceae (± 46%) e dicotiledôneas (± 43%). Seguem os morfotipos *Globular echinate* (± 10%), típico de palmeiras da família Arecaceae, e *Papillae* (± 0,2%) que é característico da família Cyperaceae. Os fitólitos da família Cyperaceae aparecem pela primeira vez no registro sedimentar. Dentre o grupo Poaceae, os morfotipos *Parallepipedal bulliform*, *Elongate psilate* e *Cuneiform bulliform* continuam predominantes, com médias de 23,5%, 7,9% e 6,7%,

respectivamente. Fitólitos do tipo *Bilobate* (± 2,3%), *Trapeziform* (± 2,1%) e *Trapeziform sinuate* (± 1,6%) aparecem como elementos subordinados. Os morfotipos *Cross* e *Elongate echinate* foram registrados com médias não excedendo a 1%. Os demais morfotipos fitolíticos aparecem pontualmente.

Os valores do índice Ic variaram de 39% (60 cm) a 90% (80 cm), e foi possível calcular o índice Iph de 5% apenas para a amostra a 60 cm, devido à ausência do morfotipo *Saddle* nas outras amostras. Os valores desses índices são semelhantes aos registrados para o intervalo anterior, refletindo assim a presença de gramíneas C_3 e C_4 em ambiente úmido (TWISS, 1992; BREMOND et al., 2005). Os valores de $\delta^{13}C$ apresentaram média de -25‰, corroborando com os índices fitolíticos no que diz respeito a presença de plantas C_3.

O índice de densidade arbórea (D/P) variou de 3,4 (50 cm) a 17,8 (40 cm). Os valores de D/P das amostras entre 70 cm e 50 cm indicam uma tendência de que a vegetação arbórea se tornou menos densa do que no período anterior, uma vez que constatou-se o aumento nos valores percentuais de fitólitos de Poaceae. No entanto, os valores de D/P de 13 a 80 cm e de 17,8 a 40 cm podem indicar um adensamento da vegetação na base e no topo do intervalo, refletindo uma vegetação em mosaico constituída por elementos arbóreos e herbáceos. Essa oscilação entre elementos arbóreos também foi observada por Nascimento (2012) para a Lagoa Juparanã (ES) entre ~3.000 e ~2.000 anos AP. É provável que a vegetação durante este intervalo fosse semelhante aquela interpretada para o intervalo anterior, sendo comparável a restinga.

No que tange às variações do índice D/P, não se exclui a possibilidade de que fontes alóctones tenham contribuído para a assembléia fitolítica. Meios de transporte e deposição de fitólitos, tais como processos eólicos e fluviais (FREDLUND; TIESZEN, 1994; BARBONI et al., 1999), são atuantes em planícies costeiras, o que poderia ter resultado nos valores mais altos de D/P na base e no topo do intervalo, além do possível sinal fitolítico proveniente da Floresta Ombrófila Densa presente nas adjacências da área.

Para o índice Bi foram encontrados valores entre 29% (60 cm) e 88% (80 cm). Da mesma forma que o índice D/P, foi observado que os maiores valores de Bi registrados ao longo do testemunho ocorreram nas amostras da base e do topo do intervalo. A partir desses resultados, é possível inferir que houve períodos intercalados de maior e menor estresse hídrico para as plantas. Valores semelhantes de Bi foram encontrados por Coe et al. (2014) ao longo de um perfil de solo datado em ~6.000 anos AP na bacia do Rio São João, região costeira do estado do Rio de Janeiro.

Segundo Castro et al. (2013), após ~5.000 anos AP, com a regressão marinha (ANGULO et al., 2006), houve o desenvolvimento de cordões arenosos na região costeira do Espírito Santo através da dispersão de areias provenientes do delta do rio Doce, resultando assim no deslocamento dos estuários. À medida que o estuário foi sendo fechado, a influência marinha foi sendo reduzida e o influxo de água doce aumentou nos depósitos sedimentares.

Entre 4.396 e 1.287 anos cal AP, Buso Junior et al. (2013a) interpretaram a presença de grãos de pólen de *Symphonia* sp., *Macoubea* sp., *Ilex* sp. e esporos de *Salvinia* sp. como associados ao processo de colonização do ambiente anteriormente inundado e sob influência marinha, e formação de um ambiente de planície de inundação. Segundo esses autores, após ~4.000 anos AP houve o estabelecimento do atual clima sazonal para o norte do estado do Espírito Santo, devido ao deslocamento da ZCIT para sua posição atual (LEDRU et al., 1998). Como as massas de ar polar ficaram restritas nas latitudes a sul, o inverno em Linhares se tornou mais seco do que no Holoceno Inferior (BUSO JUNIOR et al., 2013a). Com base nessa informação, é possível inferir que o índice Bi neste intervalo esteja não só refletindo o estresse salino durante o período de regressão, como também os períodos de estresse hídrico devido à sazonalidade estabelecida na região.

De maneira geral, a assembléia fitolítica e os dados isótopos de $\delta^{13}C$ sugerem que a vegetação que ocupava a área de estudo provavelmente pode ser associada a uma das fitofisionomias de restinga, da mesma forma que entre o período de ~7.589 anos cal AP a ~5.441 anos AP (idade interpolada). No entanto, a vegetação ocupava uma área periodicamente alagada em condições de sazonalidade. De acordo com Pereira (1990), em uma área de Guarapari (ES), foram definidas doze formações para a restinga com diferente densidade arbórea e composição florística, incluindo floresta periodicamente inundada, mata seca, halófita, psamófila, pós-praia, dentre outras. Dessa forma, a assembléia fitolítica estaria indicando um mosaico entre diferentes formações da restinga, com elementos arbóreos e herbáceos.

Intervalo 3 (35 a 0 cm; < ~143 anos cal AP)

O intervalo 3 é caracterizado pelo predomínio de fitólitos de dicotiledôneas (± 42%), seguido pelos fitólitos de Poaceae (± 38%), Arecaceae (± 16%) e Cyperaceae (± 3,3%), sendo que este último apresentou os maiores valores percentuais de todo o perfil. Dentre os morfotipos de gramíneas, *Bilobate* apresentou os maiores valores percentuais, com média de

16,4%. *Parallepipedal bulliform* (± 9,4%), *Cuneiform bulliform* (± 2,5%), *Cross* (± 2,5%) e *Elongate psilate* (± 1,4%) aparecem como elementos subordinados.

Os valores do índice Ic variaram de 5,7% (5 cm) a 24% (20 cm), e o valor do Iph obtido para a amostra do topo foi de 0,86%. Os valores para ambos os índices foram os menores registrados ao longo do perfil sedimentar. Dessa forma, é possível inferir a partir dos índices Ic e Iph o predomínio de gramíneas C_4 em ambiente quente e úmido (TWISS, 1992; FREDLUND; TIESZEN, 1994; BREMOND et al., 2005). Dentre os morfotipos de Poaceae taxonomicamente identificados para este intervalo, os fitólitos de Panicoideae são predominantes. De acordo com Barboni et al. (1999), gramíneas Panicoideae são abundantes ao longo das margens dos rios e em locais temporariamente alagados.

Os valores da razão D/P variaram de 3,4 (30 cm) a 0,76 (5 cm), refletindo a tendência da diminuição da densidade arbórea, e a formação de vegetação aberta no topo do perfil. Valores de D/P menores que 1 foram descritos para áreas de campos e Cerrado no Brasil (ALEXANDRE et al., 1999; CALEGARI, 2008; CALEGARI et al., 2013; COE et al., 2014). A amostra de 0 a 5 cm reflete a atual vegetação na área de estudo, que é caracterizada por áreas de pastagens e com influência antrópica. Com relação ao índice Bi, os valores registrados variaram de 21% (30 cm) a 0,8% (5 cm). Esses valores, tal como para os demais índices fitolíticos, foram os menores ao longo de todo o perfil sedimentar. Após ~143 anos cal AP, é possível observar uma diminuição do estresse hídrico das plantas, e consequentemente, o aumento na disponibilidade de água no solo.

Cohen et al. (2014) analisaram o conteúdo polínico das amostras deste intervalo, e registraram o predomínio de elementos herbáceos (30-100%) como Poaceae (30-60%), Cyperaceae (9-40%) e Asteraceae (0-7%), além de árvores e arbustos evidenciados por Fabaceae (0-50%) e Sapotaceae (0-17%), refletindo assim uma vegetação predominantemente composta por ervas. As amostras dos outros intervalos holocênicos deste trabalho não apresentaram conteúdo polínico.

No estudo da Lagoa do Macuco, vale do Rio Barra Seca, Buso Junior et al. (2013a) observaram altos valores percentuais de plantas aquáticas entre 1287 e 585 cal anos AP. Além disso, os autores descreveram que a partir de ~600 anos cal AP a área de estudo era colonizada principalmente por Cyperaceae e plantas aquáticas tais como *Potamogeton* sp., *Salvinia* sp. e Nymphaeaceae/Pontederiaceae, e refletiram o estabelecimento da lagoa de água doce e da planície de inundação do rio Barra Seca.

Da mesma forma, os dados da assembléia fitolítica apresentaram os maiores valores percentuais de fitólitos do tipo *Papillae* (Cyperaceae) e indicativos de disponibilidade de água no solo, provavelmente devido a períodos de extravasamento da Lagoa Bonita. Por essa razão, interpretou-se que a atual paisagem, de vegetação herbácea, antropizada e com disponibilidade de água no solo, foi estabelecida durante os últimos ~200 anos. Nenhum fitólito produzido por plantas cultivadas (e.g. milho, mandioca) foi identificado.

9.2. Lagoa do Macuco (MAC-A)

9.2.1. Estratigrafia e granulometria

O testemunho da Lagoa do Macuco é composto principalmente por sedimentos síltico-argilosos com matéria orgânica e fragmentos vegetais (Figura 17). O testemunho foi dividido em cinco fácies de acordo com a granulometria e a coloração: (1) a fácies basal (192 – 111 cm) apresenta sedimentos síltico-argilosos de coloração cinza (areia: ± 0,01%; silte: ± 73%; argila: ± 26,9%; 10YR3/1), raízes e radículas de plantas, além de vestígios de tubos de organismos bentônicos; (2) o intervalo entre 111 e 106 cm é caracterizado por sedimentos de granulometria silte e argila (areia: ± 0%; silte: ± 60%; argila: ± 40%), e coloração variando de cinza a marrom no topo da seção sedimentar; (3) entre 106 e 21 cm do perfil, os sedimentos foram descritos como síltico-argilosos (areia: ± 0,004%; silte: ± 67,9%; argila: ± 32,09%; 2.5Y3/2), de cor marrom e grande quantidade de fragmentos vegetais; (4) o intervalo entre 21 e 6 cm é marcado por uma transição gradual, com sedimentos síltico-argilosos (areia: ± 1,2%; silte: ± 74%; argila: ± 24,8%) com variações na coloração, entre marrom e preto em direção ao topo; (5) e por fim, a fácies do topo do perfil (6 – 0 cm) apresenta sedimentos síltico-argilosos (areia: ± 0,18%; silte: ± 82%; argila: ± 17,8%; 5Y2.5/1) com coloração preta, devido ao grande acúmulo de matéria orgânica.

Quanto à granulometria, os sedimentos das amostras analisadas foram classificados pelo *software SysGran* (CARVALHO, 1999) como sendo silte muito fino (191 cm; 181 cm; 171 cm; 161 cm; 151 cm; 141 cm; 131 cm; 121 cm; 111 cm; 107 cm; 105 cm; 101 cm; 89 cm; 79 cm; 69 cm; 59 cm; 49 cm; 39 cm) e silte fino (29 cm; 23 cm; 19 cm; 11 cm; 5 cm; 1 cm).

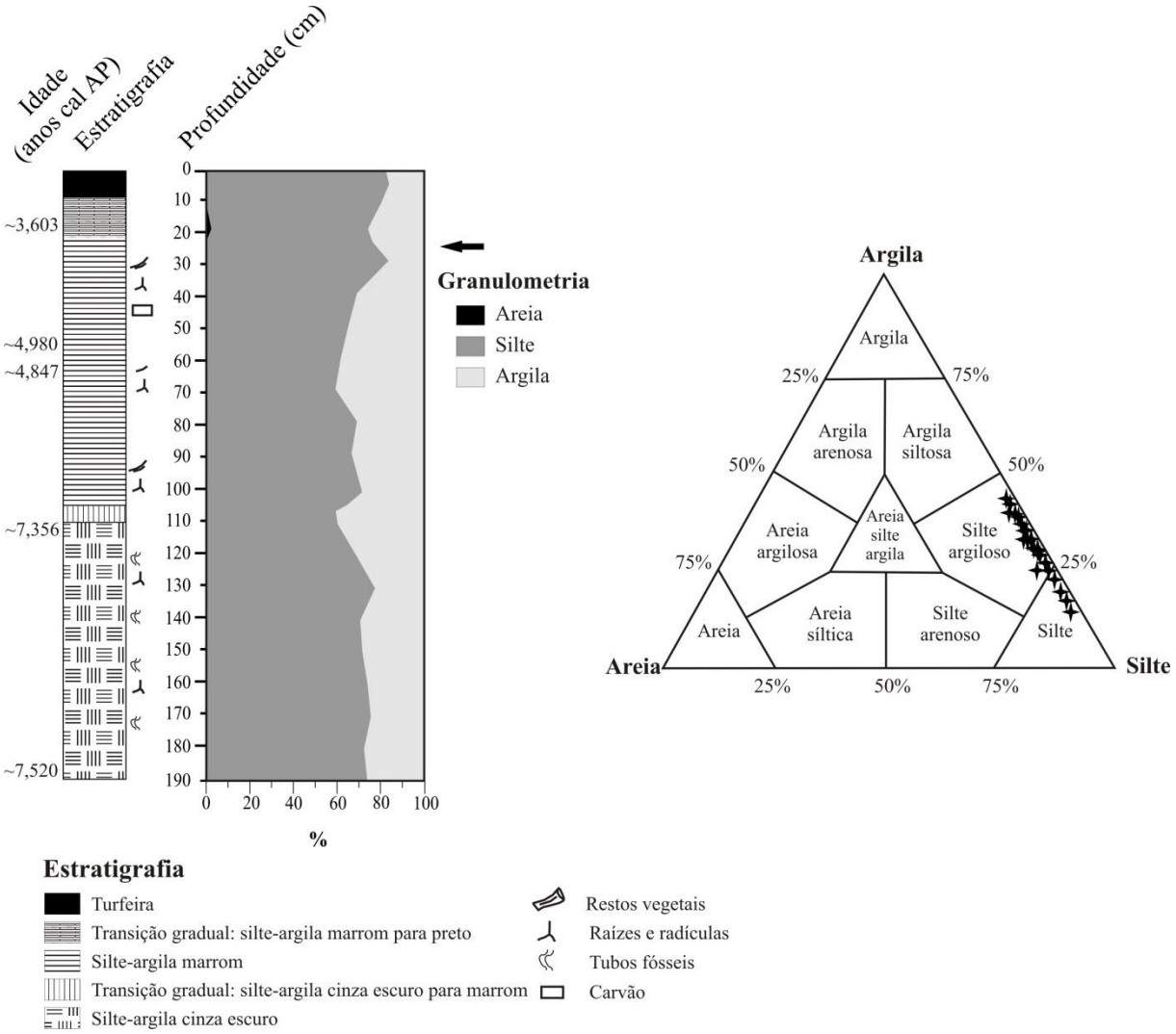


Figura 17 - Estratigrafia, granulometria do testemunho MAC-A e diagrama de Shepard mostrando a distribuição das amostras sedimentares (SHEPARD, 1954)

9.2.2. Datações ^{14}C

Os resultados das datações das amostras do testemunho da Lagoa do Macuco são apresentados na Tabela 7. A base do testemunho (191 cm) foi datada em ~7.521 anos cal AP, e as médias de idade calibradas para as outras amostras foram de ~7.356 anos cal AP (113 cm), ~4.847 anos cal AP (63 cm), ~4.980 anos cal AP (55 cm) e ~3.603 anos cal AP (17 cm). Foi observada uma inversão nas idades das amostras de 63 cm e 55 cm, com diferença de ~133 anos cal AP. A amostra datada na profundidade de 55 cm não foi utilizada no modelo de idade e nos cálculos de interpolação. As taxas de sedimentação variaram de 0,02 a 0,4 cm/ano.

Tabela 7 - Datações ^{14}C de amostras sedimentares da Lagoa do Macuco

Número do laboratório	Profundidade (cm)	Idade (anos AP)	Idade calibrada (anos cal AP)	Média da idade calibrada (anos cal AP)	Taxa de sedimentação (cm/ano)
LACUFF13024	17	3.367 ± 23	3.558-3.648	~ 3.603	
					0.03
LACUFF13025	55	4.438 ± 54	4.871-5.089	~ 4.980	

LACUFF13017	63	4.273 ± 31	4.818-4.877	~ 4.847	
					0.02
UGAMS3409	113	6.430 ± 30	7.289-7.424	~ 7.356	
					0.4
UGAMS3410	191	6.640 ± 30	7.467-7.576	~ 7.521	

UGAMS – Universidade da Geórgia, EUA; LACUFF – Universidade Federal Fluminense, Brasil.

9.2.3. Análise elementar (C e N) e isotópica ($\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$) da matéria orgânica sedimentar

A concentração de COT no testemunho da Lagoa do Macuco apresentou valores desde 1,91% (12-10 cm) até o máximo de 20,89% no topo do perfil. A concentração de nitrogênio total variou de 0,08% (162-160 cm, 122-120 cm, 24-22 cm, 12-10 cm) a 1,1% (2-0 cm). Os valores de $\delta^{13}C$ variaram de -27,10‰ (162-160 cm) a -29,01‰ (24-22 cm), e os valores de $\delta^{15}N$ variaram de 1,95‰ (50-48 cm) a 5,09‰ (152-150 cm). C/N apresentou valores desde 12,62 (152-150 cm) até 50,11 (20-18 cm). Os resultados elementares e isotópicos de C e N encontram-se expressos nas Figuras 18 e 19.

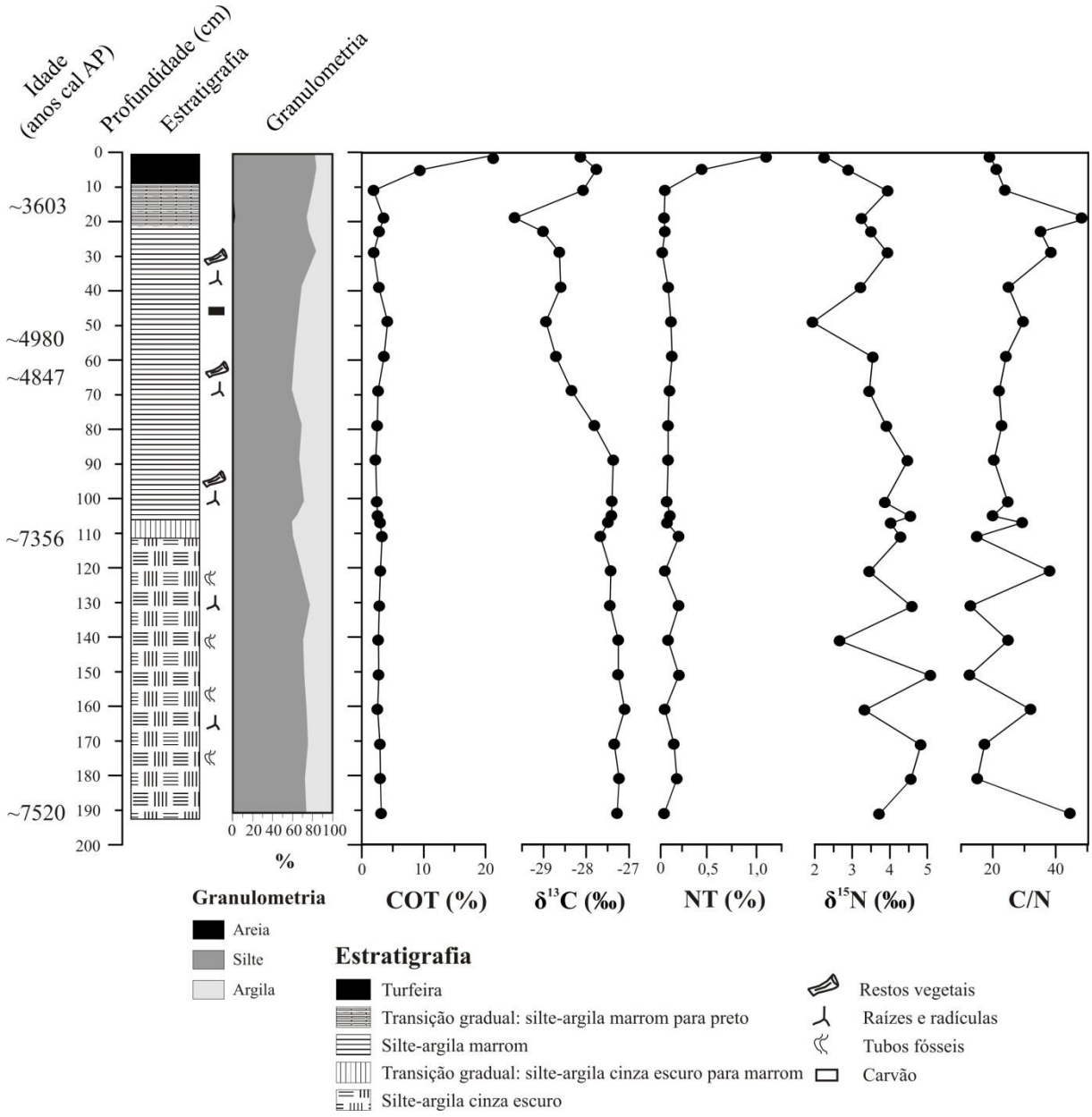


Figura 18 - Idades ^{14}C, estratigrafia, valores de carbono orgânico total (COT), $\delta^{13}C$, nitrogênio total (NT), $\delta^{15}N$ e C/N da Lagoa do Macuco

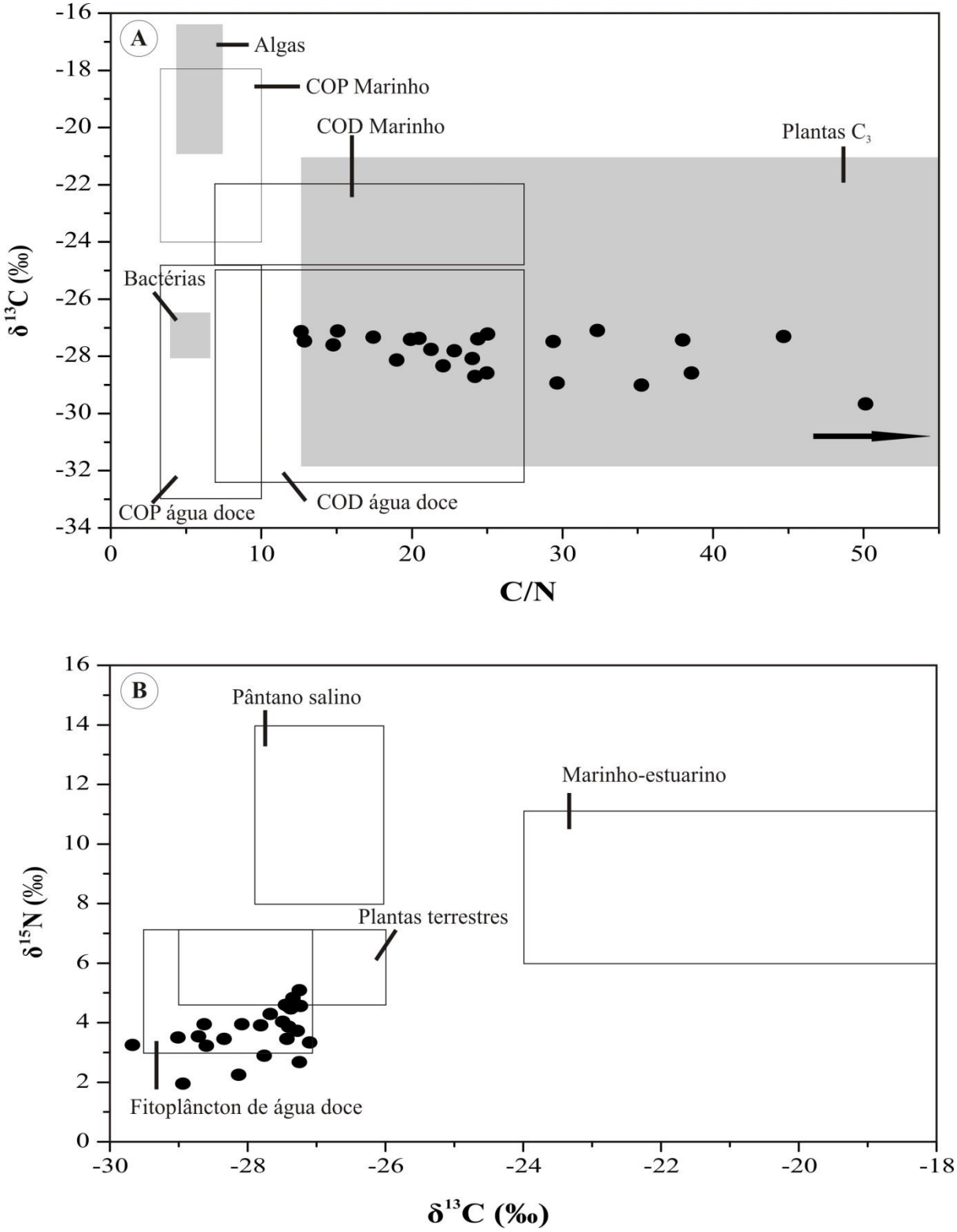


Figura 19 - **A.** Valores de $\delta^{13}C$ x C/N da matéria orgânica sedimentar da Lagoa do Macuco. **B.** Valores de $\delta^{15}N$ x $\delta^{13}C$ da matéria orgânica sedimentar da Lagoa do Macuco. Os pontos sugerem mistura entre fontes da matéria orgânica terrestre e aquática. **COP:** carbono orgânico particulado; **COD:** carbono orgânico dissolvido. Interpretação baseada em Meyers (1994), Cloern et al. (2002) e Ogrinc et al. (2005)

Os valores de $\delta^{13}C$ (-27,10‰ a -29,67‰) associados com os valores de C/N (12,62 a 50,11) indicam predomínio de matéria orgânica de plantas terrestres de ciclo fotossintético C_3 desde ~7.521 anos cal AP. Algumas amostras sedimentares (192 a 106 cm) apresentaram valores baixos para a razão C/N (~12), o que pode estar sugerindo uma maior influência fitoplanctônica durante alguns períodos. Os valores de $\delta^{15}N$ do perfil da Lagoa do Macuco também mostram que o fitoplâncton teve um papel importante na contribuição da matéria orgânica sedimentar, refletindo uma mistura entre as duas fontes de nitrogênio no depósito lacustre.

9.2.4. Análise de agrupamentos da matéria orgânica particulada

A partir da análise de agrupamentos (Figura 20) do conteúdo da matéria orgânica particulada da Lagoa do Macuco, foi possível estabelecer quatro associações de palinofácies.

Palinofácies 1

A palinofácies 1 (192 a 106 cm; ~7.521 anos cal AP a ~7.054 anos cal AP - idade interpolada) é composta predominantemente por matéria orgânica amorfa (MOA; ± 55,62%), seguida pelos fitoclastos não-opacos (NOP; ± 29,2%), palinomorfos (PAL; ± 8,8%) e fitoclastos opacos (OP; ± 6,38%). Dentre o subgrupo dos fitoclastos não-opacos, a frequência de cutículas (± 11,98%) e fitoclastos não-opacos não-bioestruturados (± 10,94%) é mais alta comparada aos fitoclastos não-opacos bioestruturados listrados (± 3,16%) e hifas de fungos (± 2,16%). Membranas e fitoclastos não-opacos bioestruturados perfurados ocorrem como elementos subordinados com médias não ultrapassando 0,70%.

Os palinomorfos identificados pertencem aos seguintes grupos: esporos de fungos (± 2,64%), palinoforaminíferos (± 1,12%), grãos de pólen (± 0,54%), esporos de pteridófitas (± 0,4%), algas de água doce (± 0,08%), zooclastos (± 0,08%) e cistos de dinoflagelados (± 0,02%). Os esporos de fungos aparecem com coloração marrom, isolados ou agregados.

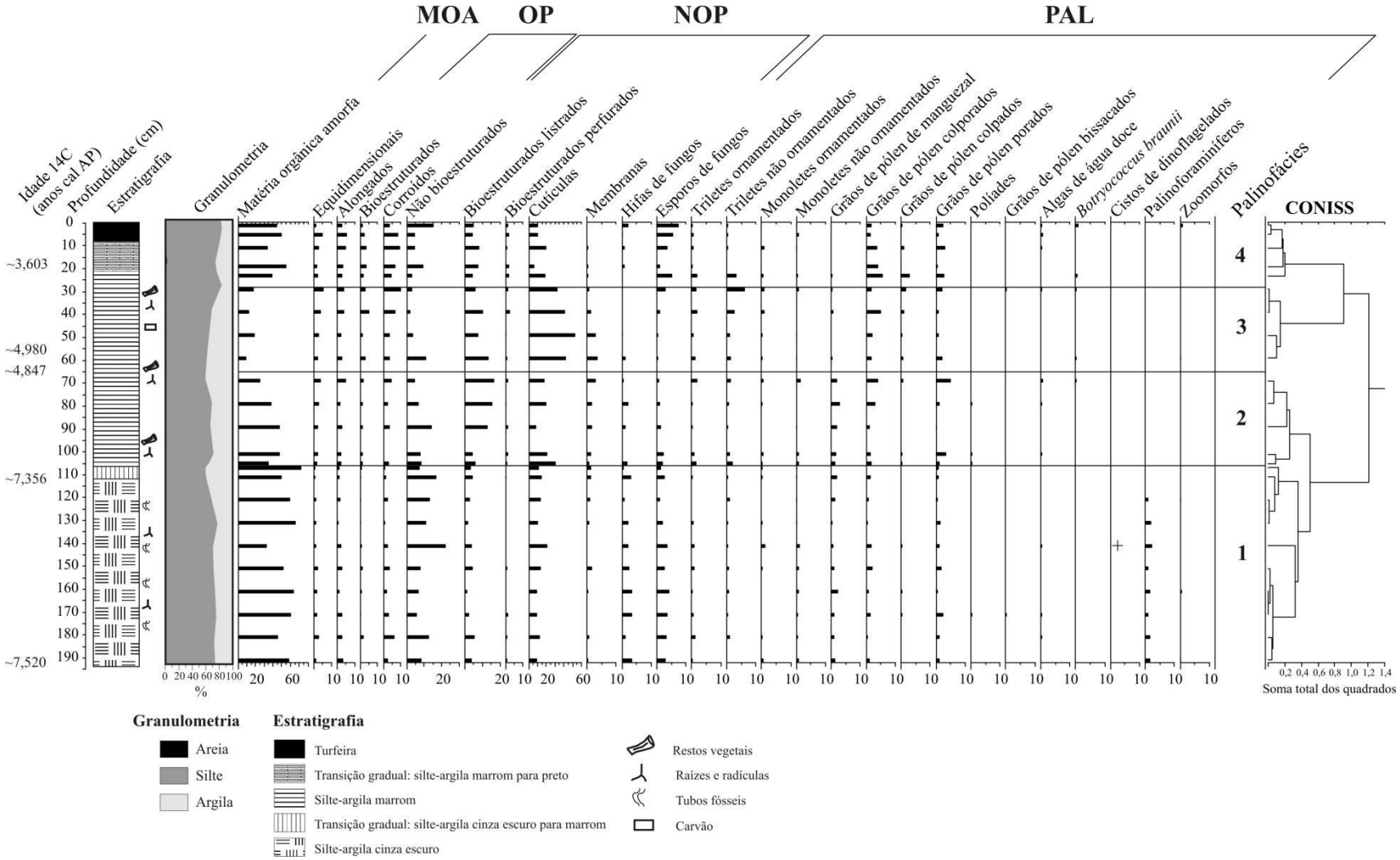


Figura 20 - Diagrama de porcentagem dos principais componentes da matéria orgânica particulada da Lagoa do Macuco. **MOA**: matéria orgânica amorfa. **OP**: fitoclastos opacos. **NOP**: fitoclastos não-opacos. **PAL**: palinomorfos

Os palinoforaminíferos ocorrem somente nessa palinofácies, com os maiores valores percentuais (1,6%) na amostra basal. Grãos de pólen de manguezal representados por *Rhizophora* sp. e *Avicennia* sp., além de outros grãos de pólen colporados, são predominantes. Os esporos de pteridófitas apresentam registro com predomínio de triletes, ornamentados ou não, seguidos pelos esporos monoletes. Entretanto, a frequência desses esporos não excede 0,05%. O cisto de dinoflagelado *Spiniferites* sp. G.A.Mantell 1850 ocorreu somente na amostra 142-140 cm e não foi observado em outros intervalos do perfil sedimentar.

O subgrupo dos fitoclastos opacos apresentou os menores valores percentuais nesta associação em comparação aos outros principais grupos da matéria orgânica particulada. Fitoclastos opacos com formato irregular e sinais de degradação são predominantes (± 2,3%), seguidos pelos alongados e equidimensionais com médias de 1,98% e 1,48%, respectivamente. Os fitoclastos opacos com estruturas celulares aparecem com baixos valores percentuais (± 0,7%).

Palinofácies 2

A palinofácies 2 (106 a 65 cm; ~7.054 anos cal AP – idade interpolada a ~ 4.847 anos cal AP) é caracterizada pelo predomínio de NOP (± 41,6%). Os valores percentuais de MOA (± 38,2%) apresentaram um decréscimo em relação à palinofácies 1. Seguem-se os grupos PAL (± 10,96%) e OP (± 9,24%). As frequências dos componentes dos palinomorfos e fitoclastos opacos aumentaram nesta associação.

Dentre os fitoclastos não-opacos, a frequência das cutículas permaneceu mais alta comparada aos outros componentes deste subgrupo, com média de 19,16%. É também possível observar um aumento nos valores de fitoclastos não-opacos bioestruturados listrados, com média de 10,92% neste intervalo. Como elementos subordinados, seguem as hifas de fungos (± 1,08%), membranas (± 1,56%) e fitoclastos não-opacos não-bioestruturados (± 0,84%).

O grupo dos palinomorfos é principalmente caracterizado por grãos de pólen. As frequências relativas de grãos de pólen de manguezal alcançaram seus maiores valores (± 1,88%). Grãos de pólen colporados e porados estão bem representados com médias de 2,2% e 2,12%, respectivamente. Esporos de fungos (± 1,32%), esporos de pteridófitas (± 0,69%), algas de água doce (± 0,24%) e colônias de *Botryococcus braunii* (± 0,04%) também foram registrados.

Palinofácies 3

Na palinofácies 3 (65 a 26 cm; ~4.847 anos cal AP a ~3.800 anos cal AP – idade interpolada) ocorre o predomínio de NOP (± 59,4%). Este subgrupo apresenta os maiores valores ao longo de toda a sequência sedimentar. OP é o segundo subgrupo mais abundante (± 15,45%). O grupo MOA (± 13,85%) teve os menores valores de todo o perfil e o grupo PAL aparece com média de 11,3%.

O subgrupo NOP é caracterizado principalmente por cutículas (± 41,95%), enquanto os não-opacos bioestruturados listrados (± 9,2%), não-opacos não-bioestruturados (± 4,65%), não-opacos bioestruturados perfurados (± 1,15%), membranas (± 2,1%) e hifas de fungos (± 0,35%) são elementos subordinados. No subgrupo dos fitoclastos opacos, há um maior registro dos fitoclastos opacos corroídos (± 5,9%), seguidos pelos equidimensionais (± 3,5%), alongados (± 3,15%) e em menor frequência os fitoclastos opacos bioestruturados (± 2,9%). Os dois subgrupos de fitoclastos, opacos e não-opacos, apresentaram uma tendência inversamente proporcional em comparação ao grupo da MOA.

Os componentes do grupo dos palinomorfos são principalmente representados pelos esporos de pteridófitas (± 1,2%), esporos de fungos (± 1,1%), grãos de pólen (± 1,04%), *Botryococcus braunii* (± 0,1%), além de algas de água doce e zooclastos com média de 0,05% cada. Grãos de pólen foram caracterizados por colporados e porados, enquanto que os valores de grãos de pólen de manguezal (± 0,3%) mostraram um declínio comparado a palinofácies 2. É importante notar que neste intervalo os esporos de pteridófitas tiveram seus maiores valores percentuais de todo o perfil sedimentar, sendo representados em sua maioria pelos esporos triletes.

Palinofácies 4

A matéria orgânica particulada da palinofácies 4 (27 a 0 cm; < ~3.800 anos cal AP) é composta pelos seguintes componentes: MOA (± 44,16%), NOP (± 27,56%), OP (± 15,16%) e PAL (± 13,12%).

Nesta associação pôde ser observado o aumento da matéria orgânica amorfa em relação à palinofácies 3. No subgrupo dos fitoclastos não-opacos, as cutículas permanecem dominantes (± 12,32%), entretanto, com valores menores do que nas palinofácies 2 e 3. Seguem-se os fitoclastos não-opacos não-bioestruturados (± 7,04%), não-opacos

bioestruturados listrados (± 5,76%), e não-opacos bioestruturados perfurados (± 1,44%). Hifas de fungos e membranas foram registradas com médias de 0,8% e 0,2%, respectivamente.

O subgrupo dos fitoclastos opacos foi caracterizado pelos elementos corroídos (± 6,28%), seguido pelos tipos alongados (± 3,84%), equidimensionais (± 2,6%) e bioestruturados (± 2,44%). Para o grupo dos palinomorfos, esporos de fungos tiveram os maiores valores percentuais de todo o perfil sedimentar (± 4,48%), seguidos pelos grãos de pólen (± 1,48%), esporos de pteridófitas (± 0,51%), colônias de *Botryococcus braunii* (± 0,28%), algas de água doce (± 0,24%) e zooclastos (± 0,16%). Grãos de pólen de manguezal aparecem ocasionalmente na amostra da base do intervalo. É importante ressaltar que as colônias de *Botryococcus braunii* e algas de água doce tiveram seus maiores valores percentuais neste intervalo.

9.2.5. Evolução do ambiente deposicional

A composição da matéria orgânica particulada reflete se os ambientes terrestres ou aquáticos influenciaram na produção e transporte da matéria orgânica no ambiente deposicional. Através da análise de palinofácies em associação com os dados isotópicos, foi possível o estabelecimento de três intervalos de tempo que refletem a evolução paleoambiental da Lagoa do Macuco durante o Holoceno (Figuras 21 e 22).

Fase 1: Sistema estuarino – fase transgressiva (192 a 65 cm; ~7.521 anos cal AP a ~4.847 anos cal AP)

Esta fase é definida pelas associações de palinofácies 1 e 2. Os principais grupos da matéria orgânica particulada que ocorrem neste intervalo são a matéria orgânica amorfa (MOA) e fitoclastos não-opacos (NOP).

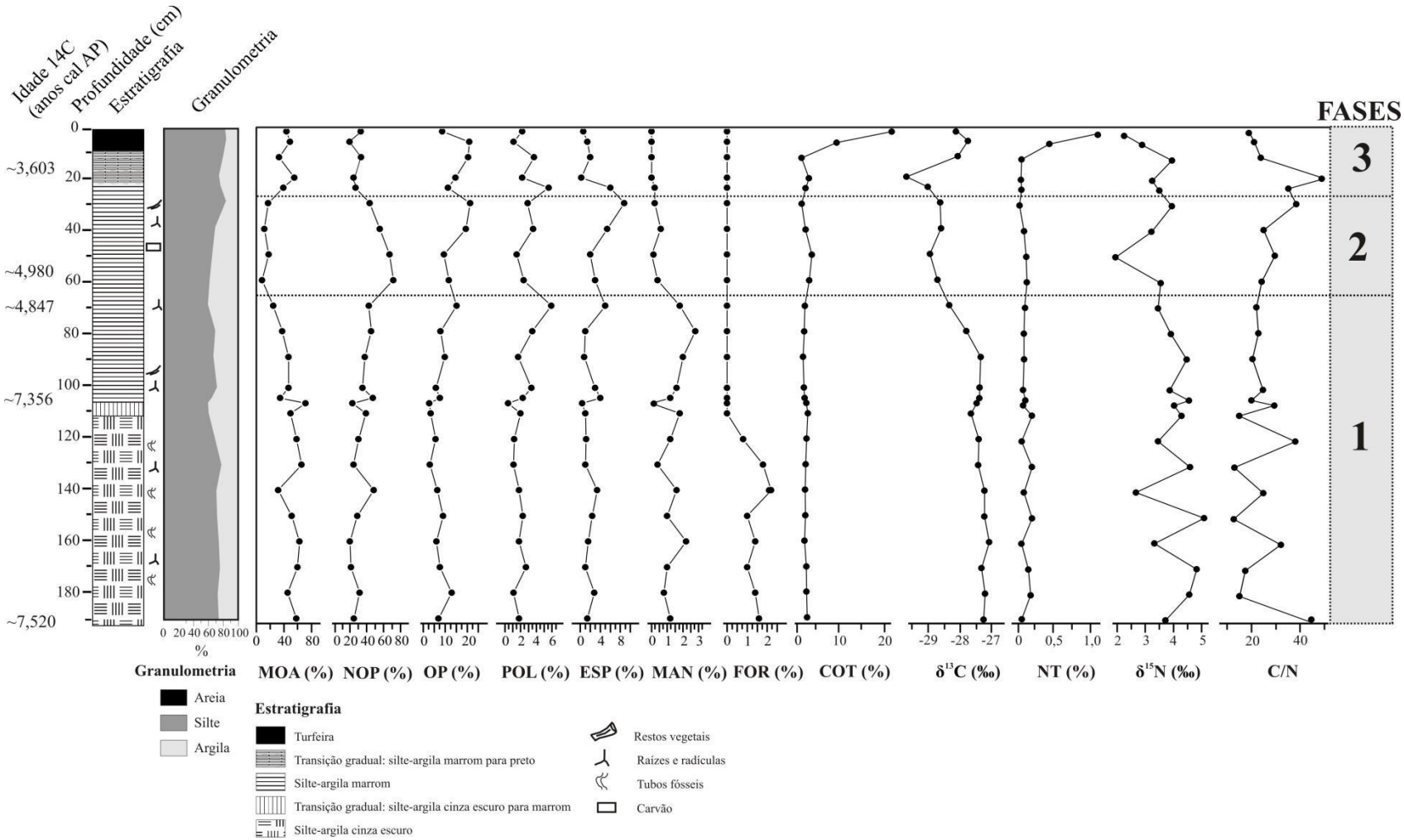


Figura 21 - Frequências relativas dos componentes da matéria orgânica particulada e valores isotópicos e elementares do testemunho MAC-A. **MOA**: matéria orgânica amorfa. **NOP**: fitoclastos não-opacos. **OP**: fitoclastos opacos. **POL**: grãos de pólen. **ESP**: esporos de pteridófitas. **MAN**: grãos de pólen de manguezal. **FOR**: palinoforaminíferos. **COT:** carbono orgânico total. **NT:** nitrogênio total

Geralmente, MOA tem alto valor percentual em depósitos sedimentares distantes da fonte fluvial, com reduzido aporte de matéria orgânica de origem terrestre, além de ser o conteúdo orgânico dominante em sedimentos que se acumularam sob condições anóxicas (TYSON, 1995; BATTEN, 1996). Altos valores de MOA ocorreram na fase 1, e estão associados com sedimentos de granulometria silte e argila, que são favoráveis para a preservação da matéria orgânica particulada. O grupo amorfo é mantido em suspensão, sendo depositado em fácies distais juntamente com sedimentos de granulometria fina. Desta forma, alta porcentagem de MOA durante este intervalo provavelmente é indicativo de um ambiente de baixa energia e condições redutoras.

Altos valores percentuais de fitoclastos não-opacos, principalmente cutículas e não-bioestruturados, também foram registrados nesta fase, refletindo proximidade da influência fluvial. Estas partículas são consideradas marcadores de aporte orgânico de água doce nos sedimentos (BOUSSAFIR et al., 2012). Percentuais significativos de fitoclastos não-opacos são usualmente encontrados perto da fonte fluvial, onde a ação das correntes fluviais podem transportar estas partículas dispersando os fitoclastos opacos, palinomorfos e matéria orgânica amorfa em suspensão (TYSON, 1995; MEYER et al., 2005b). A relação inversamente proporcional entre NOP e MOA pode ser notada entre 192 e 65 cm, confirmando a dispersão da matéria orgânica amorfa pelas correntes fluviais.

Esses resultados sugerem que o ambiente de baixa energia teve períodos de maior oxigenação durante os quais restos de plantas foram depositados pelas correntes fluviais. Eles também sugerem que o rio Barra Seca teve um importante papel no transporte e deposição de partículas na Lagoa do Macuco desde o Holoceno Inferior. Com relação aos dados isotópicos, é possível observar que os menores valores da razão C/N (± 11,11) foram registrados intercalados com valores maiores (± 31,06) no intervalo entre 192 e 108 cm (~7.500 a ~7.300 anos cal AP). Esses dados provavelmente refletem uma mistura de fontes de matéria orgânica sedimentar, com alternância entre plantas terrestres (alóctone) e fitoplâncton (autóctone) como principal fonte de matéria orgânica.

A influência marinha também pôde ser registrada através de biomarcadores como palinoforaminíferos e cistos de dinoflagelados. Palinoforaminíferos são provavelmente originados de espécies bentônicas e sua ocorrência indica ambiente marinho, embora possam ser abundantes em estuários (TYSON, 1995; BATTEN, 1996). Assim como os palinoforaminíferos, o cisto de *Spiniferites* sp. foi registrado somente durante esta fase, indicando variações de salinidade. Esses componentes orgânicos estão mostrando que a Lagoa do Macuco foi um ambiente transicional, com influência de água doce e marinha.

É importante notar que os grãos de pólen de manguezal (*Rhizophora* sp. e *Avicennia* sp.) foram predominantes dentre os palinomorfos durante esta fase. De acordo com Behling et al. (2001), grãos de pólen de *Rhizophora* podem ser transportados pelo vento; entretanto, o transporte de grãos de pólen de *Avicennia* é muito baixo. Por isso, a ocorrência desses grãos de pólen indica a presença da vegetação de manguezal perto do sítio deposicional. Os manguezais são conexões entre os ambientes marinhos e terrestres, e o nível do mar tem um importante papel no desenvolvimento e dinâmica deste ecossistema (BEHLING et al., 2001; VEDEL et al., 2006). Os fitoclastos não-opacos não-bioestruturados apresentaram altos valores percentuais nesta fase. Estas partículas, denominadas em alguns trabalhos como células gelificadas, são típicas de tecidos radiculares, e foram descritas por Lallier-Verges et al. (1998) em zonas com alta concentração de *Rhizophora* e *Laguncularia*, devido ao sistema aéreo das raízes destas plantas. Em adição aos grãos de pólen, esporos de fungos apresentaram-se abundantes e sua ocorrência pode estar indicando proximidade da fonte flúvio-deltaica ou redeposição a partir de fácies óxicas deltaicas, estuarinas ou lagunares. Além disso, podem estar refletindo a degradação dos detritos foliares provenientes do manguezal.

Durante o Holoceno Inferior e início do Holoceno Médio, a Lagoa do Macuco provavelmente era um ambiente estuarino com vegetação de manguezal associada. Neste trabalho, foi seguida a definição de estuário de acordo com Boyd et al. (1992) e Dalrymple et al. (1992), na qual um estuário é a porção de um vale “afogado” que recebe sedimentos marinhos e fluviais. De acordo com esses autores, no estuário ocorre a interação entre correntes fluviais e processos marinhos (e.g. marés, ondas, intrusão de água salina) onde o limite terrestre é a cabeceira, e o limite em direção ao oceano é a desembocadura. O equilíbrio entre o influxo fluvial e as correntes de maré ocorre na bacia central do estuário. A circulação estuarina gerada pelo gradiente de salinidade mantém os sedimentos finos em suspensão por um longo tempo para então serem depositados na bacia central ou em pântanos, manguezais e turfeiras nas margens do estuário (ROSSETTI, 2008).

Dessa forma, a sequência sedimentar entre 192 e 65 cm pode estar representando sedimentos depositados na parte de menor energia do sistema estuarino, provavelmente perto das margens do estuário e do manguezal. Altos valores de MOA corroboram com esta interpretação, uma vez que o grupo amorfo tem o mesmo comportamento de sedimentos finos. Fitoclastos não-opacos mostram a influência terrestre no depósito sedimentar, estando de acordo com as palinofácies descritas por Oboh-Ikuenobe et al. (2005) para fácies estuarinas na Nigéria. Segundo os autores, litofácies estuarinas e/ou proximais lagunares

foram caracterizadas por alta porcentagem de fitoclastos estruturados e não estruturados, além da coexistência de material terrígeno e marinho. Sedimentos depositados em estuários tem uma forte influência terrígena, indiferente se as condições predominantes são transgressivas ou regressivas (DEGENS; MOPPER, 1976; TYSON, 1995). Os valores de COT não excederem 5%, que usualmente ocorrem em ambientes lagunares e estuarinos em plataformas internas.

Estuários são formados no começo da transgressão (DALRYMPLE et al., 1992) e seu desenvolvimento ocorre principalmente em planícies costeiras com plataforma estreita e vales "afogados", permitindo assim a acomodação de sedimentos (ROSSETTI, 2008). Vários estudos (ANGULO; LESSA, 1997; ANGULO et al., 1999; BEZERRA et al., 2003; MARTIN et al., 2003; ANGULO et al., 2006) mostram que o nível relativo do mar estava acima do atual há cerca de ~7.000 anos cal AP, e um período de relativa estabilização entre ~7.000 e ~5.000 anos cal AP. A base do testemunho da Lagoa do Macuco foi datada em ~7.521 anos cal AP, que inclui parte do depósito durante a última transgressão. Além disso, a taxa de sedimentação para este intervalo mostra alta taxa de sedimentação 0,4 cm/ano, o que pode estar indicando um espaço de acomodação devido ao aumento do nível do mar durante o Holoceno Inferior. Adicionalmente, a inundação do vale do Rio Barra Seca pelo aumento do nível relativo marinho pôde ser registrado através da ocorrência de argila orgânica no testemunho sedimentar contendo grãos de pólen de manguezal, como também mostrado por Woodroffe et al. (1989) no norte da Austrália.

A partir de um estudo interdisciplinar (e.g. palinologia, espículas de esponjas, isótopos de C e N e geoquímica) de outro testemunho da Lagoa do Macuco (MAC-C), Buso Junior et al. (2013b) descreveu uma vegetação de manguezal denso ocupando a área de estudo, condições redutoras, sedimentação de intermaré e a presença de um "*bay-head delta*" entre 7.623 e 7.015 anos cal AP. De acordo com esses autores, durante o intervalo entre 7.015 e 3.190 anos cal AP ocorreu a migração do paleo-estuário e o ambiente deposicional foi descrito como uma bacia estuarina central. Entretanto, no presente estudo, o sistema estuarino foi verificado somente até ~3.800 anos cal AP. A diferença entre essas duas interpretações é coerente com as posições distintas dos dois testemunhos. O testemunho MAC-C foi coletado em uma posição mais central da Lagoa do Macuco, próximo à desembocadura do paleo-estuário, enquanto que o MAC-A apresenta uma posição marginal e está localizado próximo a cabeceira do paleo-estuário (Figura 22). Os testemunhos são distantes em cerca de 150 metros entre si. Devido à posição marginal do testemunho MAC-A, a influência de plantas terrestres e do manguezal deve ter sido maior, além da maior influência da matéria orgânica

transportada pelo rio. Além disso, altos valores percentuais de grãos de pólen herbáceos foram registrados por Buso Junior et al. (2013a) para a área de estudo entre 7.085 e 4.396 anos cal AP, provavelmente refletindo a ocupação das margens do paleo-estuário por plantas C_3, o que pode ter influenciado nos valores isotópicos e na composição da matéria orgânica particulada do MAC-A. A maior resolução de datações ^{14}C (16 datações em 200 cm) do testemunho MAC-C também não pode ser descartada.

Fase 2: Sistema estuarino – fase regressiva (65 a 27 cm; ~4.847 anos cal AP a ~3.800 anos cal AP – idade interpolada)

A palinofácies 3 caracteriza este intervalo, com sedimentos apresentando alta abundância de elementos fluviais (fitoclastos não-opacos e opacos) e baixos valores de MOA. O depósito da Lagoa do Macuco durante este intervalo reflete um ambiente com maior influência fluvial do que a fase estuarina e/ou períodos de maior fluxo fluvial. Uma relação inversamente proporcional entre os grupos de fitoclastos e matéria orgânica amorfa foram também notados como na fase estuarina. Este fato pode ter ocorrido porque a MOA foi dispersa por restos vegetais de correntes fluviais ou devido a mudanças no nível da coluna d'água, que poderia ter oxidado as partículas sem estrutura. Alto influxo de fitoclastos pode dispersar todos os outros componentes da matéria orgânica particulada. No entanto, a ocorrência de palinomorfos como elementos subordinados pode estar refletindo que a deposição ocorreu devido à proximidade da vegetação.

A ocorrência de fitoclastos não-opacos pode indicar condições óxicas, proximidade da fonte fluvial e influxo de sedimentos através de enchentes (TYSON, 1995). O subgrupo NOP na palinofácies 3 é constituído principalmente por cutículas e bioestruturados estriados. De acordo com Batten (1996), a maior parte das cutículas registradas em lâminas palinológicas é derivada de folhas, e estão associadas com ambiente flúvio-deltáico de baixa energia. As cutículas mostraram-se bem preservadas, o que pode indicar a proximidade da fonte terrestre (MENDONÇA-FILHO et al., 2010). Meyer et al. (2010) realizaram a análise de palinofácies em planícies de inundação do sudeste do Brasil, e notaram que a palinofácies com predomínio de fitoclastos não-opacos bioestruturados listrados são característicos de bordas de planícies de inundação. Esses fitoclastos foram derivados da vegetação local, mas os autores não descartam a possibilidade destas partículas terem sido depositadas pelo canal fluvial durante períodos de maior vazão do rio. Os mesmos dados podem ser observados no testemunho MAC-A. Valores mais empobrecidos de $\delta^{13}C$ (± -28,64‰) e mais altos de C/N (~22 a ~38)

durante esta fase sugerem uma maior contribuição da matéria orgânica proveniente de plantas vasculares C_3. Desse modo, os dados isotópicos e valores significantes de fitoclastos não-opacos indicam que as plantas terrestres foram a principal fonte de matéria orgânica neste intervalo. Em ambientes úmidos, os constituintes derivados de plantas representam a principal fração orgânica (SEBAG et al., 2006b).

Fitoclastos opacos são os componentes mais refratários da matéria orgânica particulada, permanecendo na bacia sedimentar após a destruição seletiva das outras partículas. Eles refletem ambientes com condições oxidantes e geralmente são associados com grãos de areia (TYSON, 1995). No entanto, nenhuma evidência de sedimentos grosseiros foi encontrada no perfil sedimentar. Dessa forma, os fitoclastos opacos provavelmente foram depositados distalmente da área fonte, sendo transportados por longas distâncias pelo rio. Baseado nesses dados infere-se que pode ter ocorrido alternância entre períodos de maior influxo fluvial com estação secas. Tecidos vegetais oxidados podem ser formados durante a oxidação de material vegetal favorecido por forte sazonalidade, quando ocorrem períodos de seca e flutuações na coluna d'água (TYSON, 1995).

Percentuais significativos de esporomorfos foram registrados, principalmente esporos de pteridófitas e grãos de pólen colporados. Altos valores percentuais de esporos de pteridófitas indicam o desenvolvimento de vegetação pteridofítica próxima ao depósito, além de condições de maior umidade e transporte pela água (MEYER et al., 2005b). Em planícies aluviais e planícies costeiras bem desenvolvidas como no estado do Espírito Santo, a chuva polínica local é mais importante do que os esporos e grãos de pólen transportados pelo vento. Esporomorfos em cada uma destas localidades são provenientes primariamente da vegetação local (STREEL; RICHELOT, 1994). Apesar da ocorrência rara de grãos de pólen de manguezal durante esta fase, eles foram caracterizados unicamente por *Rhizophora*. Este gênero tem a capacidade para crescer em habitats menos salinos (SMITH; SNEDAKER, 1995), o que pode explicar sua distribuição na região com o aumento da influência fluvial.

Com os dados de palinofácies infere-se que o depósito sedimentar acumulado durante este período ainda representa um sistema estuarino, mas com aumento do fluxo fluvial. Em linhas gerais, estudos sobre episódios de transgressão e regressão marinha no Brasil durante o Holoceno mostram que após ~5.000 anos cal AP o nível relativo do mar desceu para a sua posição atual (ANGULO et al., 2006). Períodos de diminuição do nível relativo marinho são caracterizados por um decréscimo no espaço de acomodação, promovendo erosão fluvial (SCHERER, 2008). Um alto influxo fluvial pode prover grandes quantidades de sedimentos contribuindo assim ao preenchimento da bacia estuarina. Períodos de cheia podem causar o

deslocamento da zona de convergência em direção ao mar (ROSSETTI, 2008). Por isso, a bacia estuarina se tornou gradualmente abandonada e foi progressivamente fechada pela acumulação de areia em barreiras na sua desembocadura, como resultado da progradação do delta do rio Doce. De acordo com Castro et al. (2013), o desenvolvimento do sistema de barreiras arenosas pela deposição de areias trazidas pelo delta do rio Doce causou a substituição dos estuários por lagos e o estabelecimento de um sistema deltaico dominado por ondas. Á medida que o estuário foi sendo fechado, a influência marinha foi reduzida, resultando assim, na maior entrada de água doce no depósito sedimentar.

Entre 4.396 e 1.287 anos cal AP, Buso Junior et al. (2013a) descreveram grãos de pólen associados com sucessão ecológica em locais anteriormente inundados, o que poderia estar indicando um ambiente com inundações periódicas, como ocorre em uma floresta aluvial. Além disso, Buso Junior et al. (2013b) notou maior influência fluvial e um aumento nas espículas de esponjas de água doce, como também poucos grãos de pólen de manguezal no testemunho MAC-C a partir de 3.190 anos cal AP. A presença de gemoscleras bem preservadas de esponjas continentais a partir de ~4.200 anos cal AP (idade interpolada) pode representar o estabelecimento de ambientes de água doce próximo ao local de estudo, o que está de acordo com a tendência regressiva observada no testemunho MAC-A. Segundo os autores, os padrões registrados por eles podem estar indicando a progradação do paleo-estuário. Uma vez que o testemunho MAC-A apresenta uma posição proximal da margem do estuário, a diminuição da influência marinha e o início do deslocamento do estuário em direção ao mar foram primeiramente notados, devido principalmente a maior influência continental.

Estuário é um sistema complexo e seu desenvolvimento é influenciado por condições climáticas, regimes de marés, e parâmetros como geomorfologia e taxas de sedimentação. O formato do vale inundado tem uma importante influência na natureza das fácies sedimentares desenvolvidas no estuário, principalmente durante o período de deposição sedimentar. À medida que o estuário se desenvolve, suas características transgressivas diminuem, e as fácies mudam em direção ao continente (DALRYMPLE et al., 1992). As diferenças entre a deposição sedimentar e a tendência transgressiva-regressiva notada nos dois testemunhos também podem ser resultantes das variações na morfologia da bacia. Este fato pode ser notado principalmente através das diferenças na estratigrafia descritas para os dois testemunhos. Laminações onduladas e sedimentos argilosos foram descritos por Buso Junior et al. (2013b) durante a fase transgressiva no testemunho MAC-C, e um aumento na sedimentação de areia

ocorreu durante o evento regressivo, indicando maior influxo fluvial. Entretanto, não há evidências de mudança na granulometria no perfil MAC-A, que é condizente com sua posição marginal.

Fase 3: Lagoa (26 a 0 cm; < ~3.800 anos cal AP)

A terceira fase é caracterizada pela palinofácies 4. A palinofácies para este intervalo mostra predomínio de MOA e NOP (cutículas e não-bioestruturados). De acordo com esses dados, caracterizou-se esta fase como sendo o estabelecimento do ambiente atual, que inclui a Lagoa do Macuco e a planície de inundação do rio Barra Seca.

O grupo amorfo está refletindo um ambiente de baixa energia com condições redutoras. Em lagos rasos, ventos frequentes podem promover turbulência na coluna d'água, ocasionando a ressuspensão de sedimentos (GONS et al., 1986). Entretanto, o predomínio de MOA mostra que os sedimentos finos e a matéria orgânica da Lagoa do Macuco provavelmente foram depositados em uma coluna d'água estratificada com condições anóxicas-disóxicas na interface água-sedimento. Dados semelhantes foram observados por del Papa et al. (2002) em um lago perene do Eoceno no nordeste da Argentina e por Silva et al. (2010) em um lago do Holoceno no sudeste do Brasil.

Com relação à gênese, os lagos localizados no platô do Neógeno no norte do estado do Espírito Santo, como a Lagoa do Macuco, foram formados a partir da sedimentação de antigos tributários com influência marinha e fluvial, enquanto que os lagos da planície costeira são remanescentes de uma paleolaguna (SUGUIO et al., 1982). Para os lagos do platô da área de estudo, Bozelli et al. (1992) propuseram um modelo para explicar a produtividade primária e a ciclagem de nutrientes ao longo da coluna d'água. De acordo com os autores, esses lagos são termalmente estratificados, onde o isolamento da zona trofogênica promove um declínio nos valores de produtividade primária fitoplanctônica. A maior parte da biomassa é confinada ao metalimnion sendo decomposta por cianobactérias (SAIJO; TUNDISI, 1997). Este fato pode explicar porque os valores de algas de água doce ter sido menores ou equivalentes a 1% durante esta fase. A maioria das algas provavelmente deve ter sido decomposta no metalimnion antes de se depositar.

Os palinomorfos consistem principalmente de esporos de fungos. Eles têm comportamento hidrodinâmico semelhante a outros palinomorfos e podem ser associados com sedimentos ricos em fitoclastos (TYSON, 1995). A matéria orgânica particulada fina no testemunho MAC-A pode ter sido produzida durante a degradação de detritos foliares pelos

fungos. Entretanto, não se exclui a degradação do plâncton ocasionada por bactérias como origem da matéria orgânica amorfa. Altos valores de esporos de fungos são geralmente encontrados em solos, e por esta razão, sua ocorrência pode estar indicando processos erosivos em solos circundando o lago.

Os fitoclastos não-opacos sugerem que durante esta fase a principal fonte da matéria orgânica continua sendo as plantas terrestres. Altas porcentagens de COT (2,82-20,89%) estão de acordo com os dados de palinofácies, uma vez que a matéria orgânica de origem terrestre é mais refratária. Valores de $\delta^{13}C$ com média de -28,16‰ e valores de C/N de ~19 até ~50 também indicam plantas terrestres C_3 como a principal fonte de matéria orgânica. A mais alta concentração de N total (1,1%) ocorreu na amostra do topo da sequência sedimentar. Valores isotópicos semelhantes foram encontrados por Buso Junior (2010) para plantas que ocupam atualmente as áreas circundando a Lagoa do Macuco. Por esta razão, a vegetação atual tem um importante papel na origem da matéria orgânica sedimentar durante a fase lacustre.

De acordo com Suguio e Kohler (1992), a maioria dos lagos na área de estudo foi formada como consequência do represamento dos cursos dos rios por sedimentos marinhos ou depósitos fluviais. Além disso, é possível que mecanismos neotectônicos tenham tido um papel importante na evolução da Lagoa do Macuco. Hatushika et al. (2007) estudaram a estratigrafia sísmica de alta resolução de uma lagoa na região de estudo, e descreveu uma sequência sísmica de idade recente com padrão paralelo. Esta sequência poderia estar associada com a deposição lacustre após o represamento do vale aluvial. Segundo esses autores, a distribuição irregular dos depósitos lacustres em depocentros distintos foi observada, sugerindo controle neotectônico. Além disso, movimentos tectônicos podem ter contribuído nas diferentes taxas de subsidência ao longo do vale, e podem ter induzido rápidas mudanças nas fácies. Como uma alternativa, as diferenças nas fácies observadas entre os testemunhos MAC-A e MAC-C podem ter sido tectonicamente controladas, principalmente durante a diminuição do nível relativo do mar e o estabelecimento da bacia lacustre. É provável que os movimentos tectônicos tenham influenciado a evolução da Lagoa do Macuco, uma vez que falhas ocorrem na parte norte do estado do Espírito Santo (HATUSHIKA et al., 2007). Entretanto, poucos dados sobre controle neotectônico são publicados para a região.

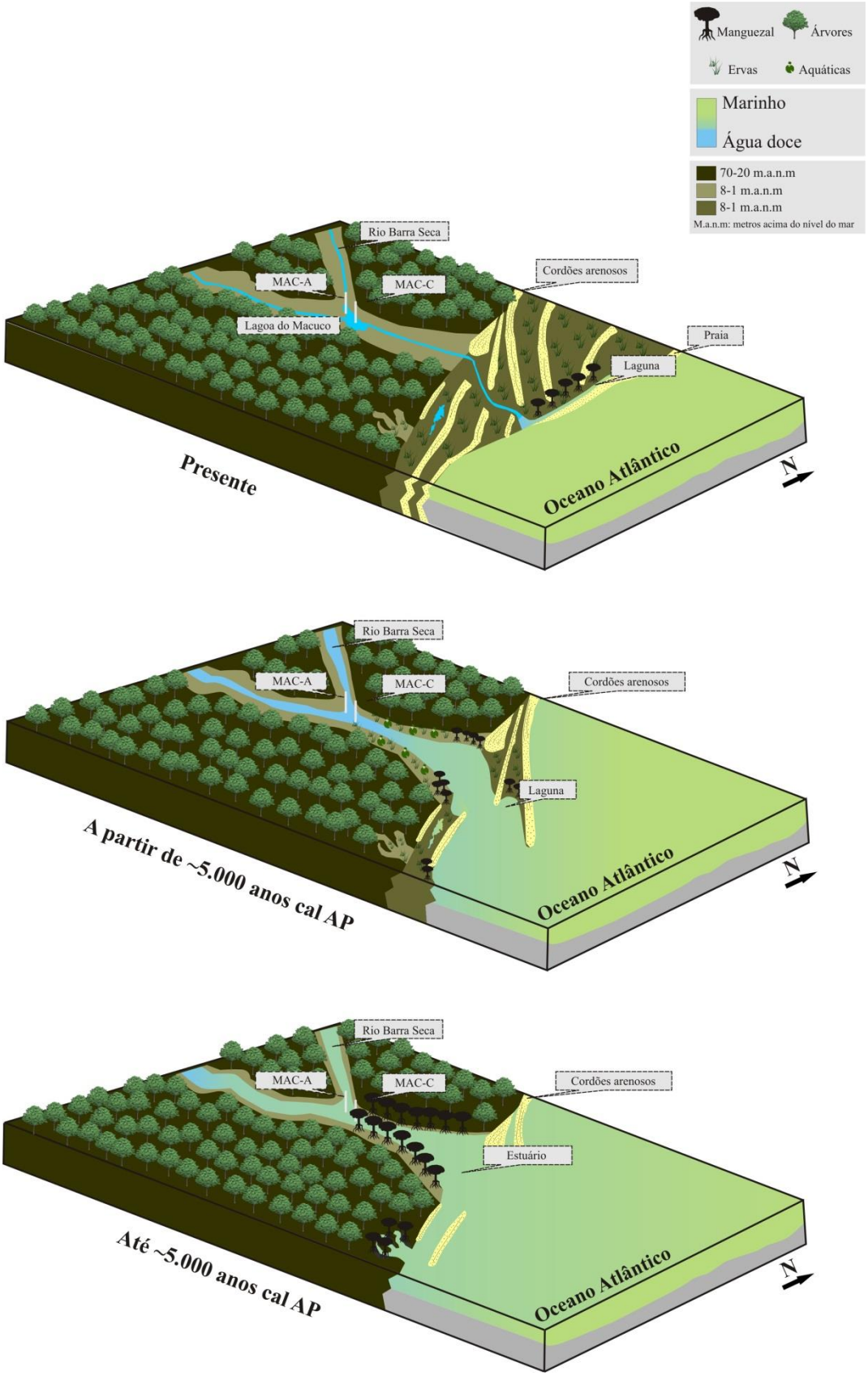


Figura 22 - Modelo da reconstituição paleoambiental da Lagoa do Macuco durante o Holoceno

9.3. Lagoa Canto Grande (LCG-B)

9.3.1. Estratigrafia e granulometria

O testemunho da Lagoa Canto Grande é composto principalmente por sedimentos de granulometria areia e silte, ricos em matéria orgânica (Figura 23). A partir da caracterização textural e dos aspectos macroscópicos do testemunho, foi possível estabelecer cinco fácies, que são descritas a seguir, da base para o topo: (1) a fácies basal (136 a 99 cm) é composta por sedimentos de granulometria areia, intercalados com camadas de silte cor cinza escuro (areia: ± 93,4%; silte: ± 5,24%; argila: ± 1,2%); (2) a camada sedimentar entre 99 e 86 cm é composta por sedimentos areno-siltosos, de cor preta, rica em matéria orgânica e com lentes milimétricas de areia (areia: ± 94,2%; silte: ± 5,7%; argila: ± 0,02%); (3) a fácies entre 80 e 63 cm é constituída por sedimentos predominantemente de granulometria silte (areia: ± 10,1%; silte: ± 64,2%; argila: ± 25,5%), de coloração preta; (4) entre 63 e 50 cm, a fácies é constituída de sedimentos granulometria silte, coloração cinza escuro (areia: ± 0,8%; silte: ± 70,3%; argila: ± 28,7%); (5) entre 50 e 27 cm, a camada é composta predominantemente por silte (areia: 0%; silte: ± 67%; argila: ± 33%), de coloração cinza claro e sem estruturas sedimentares; (6) a fácies do topo do perfil sedimentar (27 – 0 cm) é composta por sedimentos síltico-argilosos (areia: ± 0,4%; silte: ± 72,7%; argila: ± 26,8%), ricos em matéria orgânica e de coloração cinza escuro. É importante ressaltar que o intervalo entre 86 e 80 cm foi perdido durante a amostragem, portanto não está descrito.

Quanto à granulometria, os sedimentos das amostras analisadas foram classificados pelo *software SysGran* (CARVALHO, 1999) em areia fina (131 cm; 101 cm), areia muito fina (121 cm; 111 cm; 91 cm), silte fino (79 cm; 71 cm; 21 cm; 1 cm) e silte muito fino (61 cm; 51 cm; 41 cm; 31 cm; 11 cm).

9.3.2. Datações ^{14}C

Os resultados das datações das amostras do testemunho da Lagoa Canto Grande (LCG-B) são apresentados na Tabela 8.

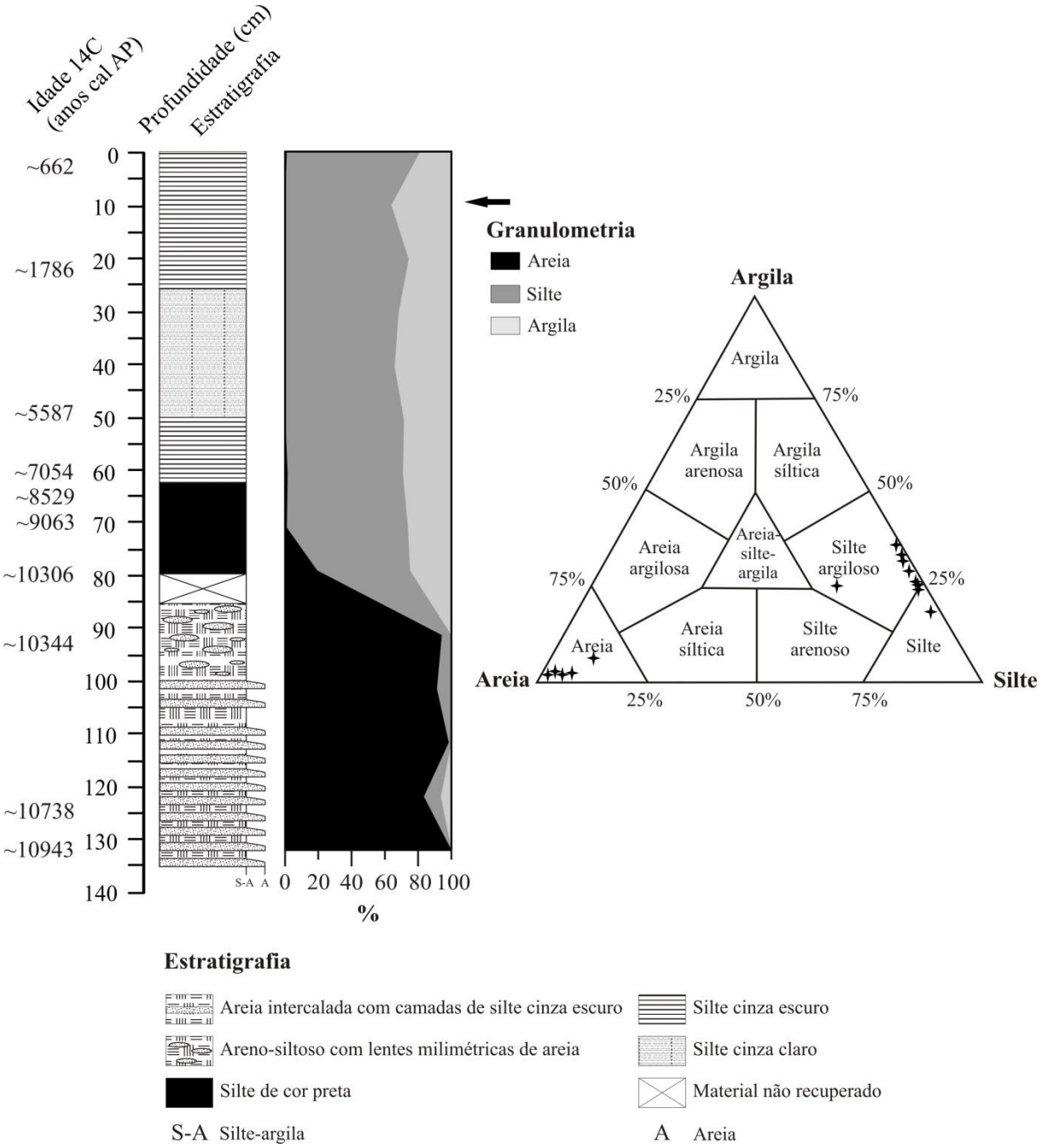


Figura 23 - Estratigrafia, granulometria do testemunho LCG-B e diagrama de Shepard mostrando a distribuição das amostras sedimentares (SHEPARD, 1954)

A amostra próxima a base do testemunho (133 cm) foi datada em ~10.943 anos cal AP, e as médias das idades calibradas para as outras amostras foram de ~10.738 anos cal AP (125 cm), ~10.344 anos cal AP (93 cm), ~10.306 anos cal AP (79 cm), ~9.063 anos cal AP (69 cm), ~8.529 anos cal AP (65 cm), ~7.054 anos cal AP (61 cm), ~5.587 anos cal AP (49), ~1.786 anos cal AP (23 cm) e ~662 anos cal AP (3 cm). Nenhuma inversão de idade foi observada. As taxas de sedimentação variaram de 0,002 a 0,36 cm/ano.

Tabela 8 - Datações ^{14}C de amostras sedimentares da Lagoa Canto Grande

Número do laboratório	Profundidade (cm)	Idade (anos AP)	Idade calibrada (anos cal AP)	Média da idade calibrada (anos cal AP)	Taxa de sedimentação (cm/ano)
UGAMS15856	3	690 ± 25	644-681	~ 662	
					0,01
LACUFF140160	23	1.841 ± 43	1.694-1.879	~ 1.786	
					0,006
LACUFF140161	49	4.804 ± 149	5.270-5.905	~ 5.587	
					0,02
UGAMS15857	61	6.140 ± 30	6.951-7.157	~ 7.054	
					0,002
LACUFF140162	65	7.768 ± 56	8.419-8.640	~ 8.529	
					0,007
UGAMS15858	69	8.120 ± 35	8.993-9.134	~ 9.063	
					0,008
LACUFF140163	79	9.105 ± 67	10.176-10.436	~ 10.306	
					0,36
UGAMS15859	93	9.200 ± 40	10.249-10.440	~ 10.344	
					0,08
UGAMS15860	125	9.490 ± 40	10.648-10.828	~ 10.738	
					0,04
LACUFF140164	133	9.586 ± 72	10.715-11.172	~ 10.943	

UGAMS – Universidade da Geórgia, EUA; LACUFF – Universidade Federal Fluminense.

9.3.3. Análise elementar (C e N) e isotópica ($\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$) da matéria orgânica sedimentar

A concentração de carbono orgânico total (COT) das amostras da Lagoa Canto Grande variou de 0,58% (134-136 cm) a 37,19% (70-72 cm), e a concentração de nitrogênio total (NT) variou de 0,08% (100-102 cm) a 1,73% (134-136 cm). Os valores isotópicos de $\delta^{13}C$ variaram de -27,87‰ (66-68 cm) a -31,89‰ (20-22 cm), e de $\delta^{15}N$ variaram de -0,07‰ a 4,9‰. C/N apresentou variações de 0,3 (134-136 cm) a 54,66 (48-50 cm). Os resultados isotópicos encontram-se expressos nas Figuras 24 e 25.

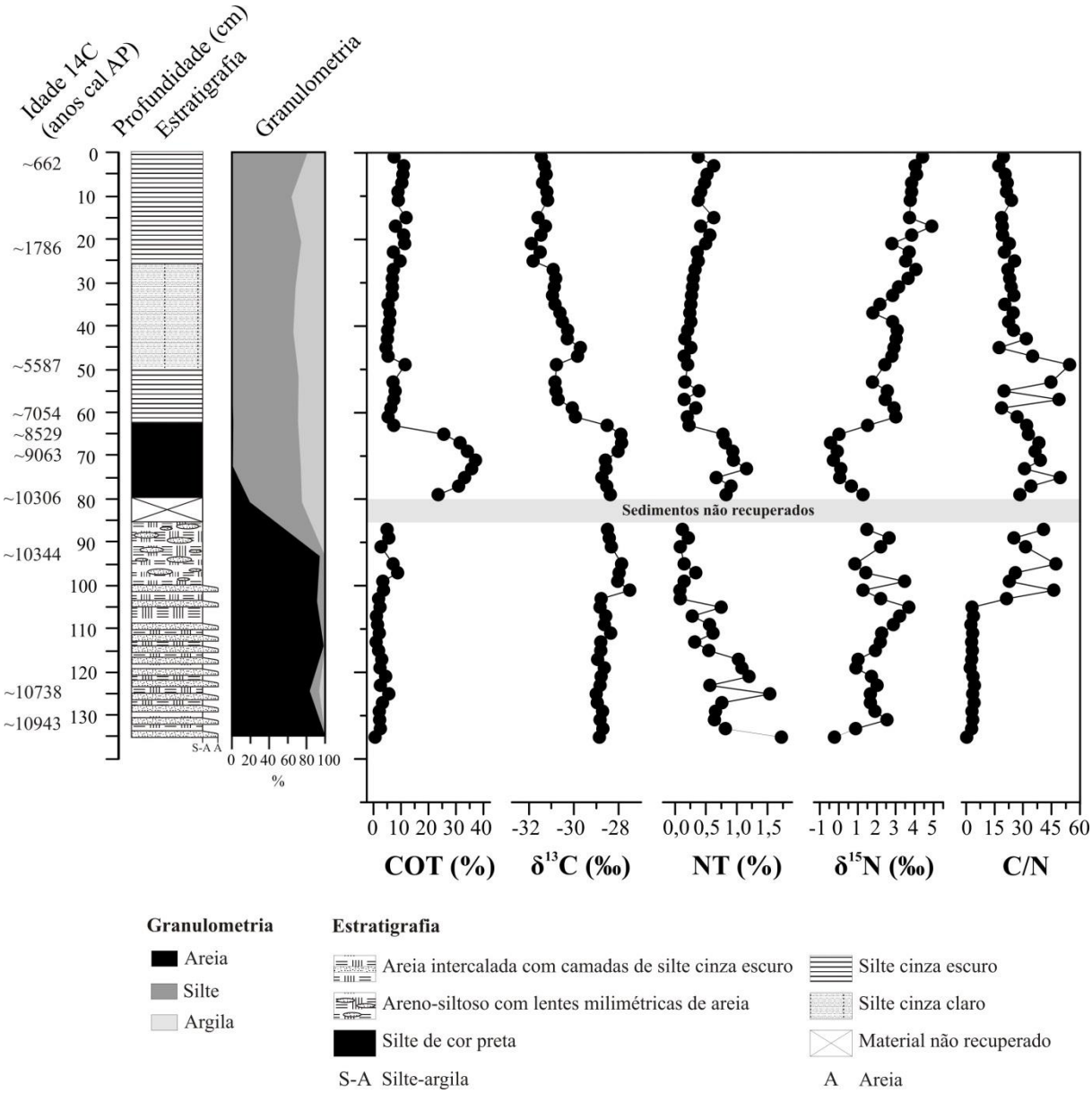


Figura 24 - Idades ^{14}C, estratigrafia, valores de carbono orgânico total (COT), $\delta^{13}C$, nitrogênio total (NT), $\delta^{15}N$ e C/N da Lagoa Canto Grande

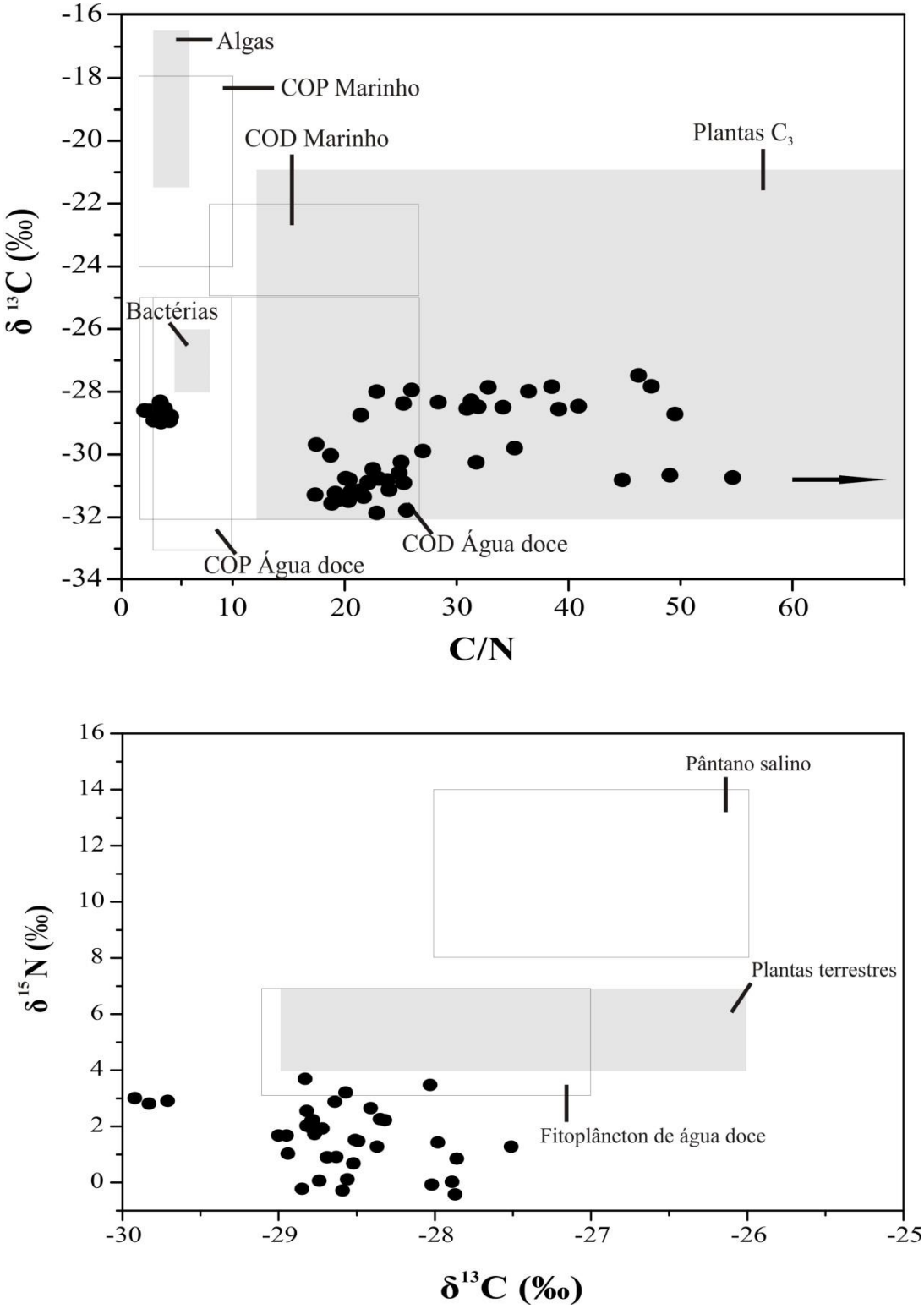


Figura 25 - **A.** Valores de $\delta^{13}C$ x C/N da matéria orgânica sedimentar da Lagoa Canto Grande. **B.** Valores de $\delta^{15}N$ x $\delta^{13}C$ da matéria orgânica sedimentar da Lagoa Canto Grande. Os pontos sugerem mistura entre fonte da matéria orgânica terrestre e aquática. **COP:** carbono orgânico particulado. **COD:** carbono orgânico dissolvido. Interpretação baseada em Meyers (1994), Cloern et al. (2002) e Ogrinc et al. (2005)

Em linhas gerais, os valores isotópicos e elementares mostram que houve uma mistura nas fontes da matéria orgânica sedimentar, considerando que houve tanto a influência das plantas vasculares do ciclo fotossintético C_3, como das algas fitoplanctônicas. Segundo Meyers e Ishiwatari (1993), a matéria orgânica produzida a partir do CO_2 atmosférico assimilado por plantas vasculares C_3, apresenta média de -28‰ para os valores de $\delta^{13}C$. A média dos valores encontrados de $\delta^{13}C$ para a Lagoa Canto Grande foi de -29‰, o que é comparável ao descrito pelo autor. Além disso, as fontes da matéria orgânica podem também ser distinguidas pelos valores de $\delta^{15}N$ (algas: +8,5‰; plantas vasculares: +1‰; MEYERS; ISHIWATARI, 1993; MEYERS, 1997). A média de $\delta^{15}N$ encontrada para o testemunho foi de 2,3‰, mostrando assim o predomínio de plantas vasculares como fonte da matéria orgânica sedimentar. No entanto, é possível observar que entre 136 e 104 cm (~10.943 anos cal AP e ~10.476 anos cal AP – idade interpolada) os valores de C/N (~0,3 a ~4) foram os menores registrados ao longo do testemunho, sugerindo influência fitoplanctônica no depósito. Sendo assim, pode-se considerar que houve uma mistura das fontes da matéria orgânica sedimentar (i.e. plantas C_3 e algas) durante a evolução deposicional da lagoa.

9.3.4. Caracterização dos agrupamentos da matéria orgânica particulada

A partir da análise de agrupamentos do conteúdo da matéria orgânica particulada da Lagoa Canto Grande (Figura 26), foi possível estabelecer quatro associações de palinofácies.

Palinofácies 1

A palinofácies 1 (136 a 85 cm; ~ 10.943 anos cal AP a ~10.322 anos cal AP – idade interpolada) é caracterizada pelo predomínio de MOA (± 53%) e NOP (± 19%), seguidos por OP e PAL, com média de 13% cada um. Dentre o subgrupo NOP, é possível observar um predomínio das cutículas (± 7,5%) e dos não-bioestruturados (± 5,8%). Como elementos subordinados, foram registrados os fitoclastos não-opacos listrados (± 3,5%) e as hifas de fungos (± 2,1%). Valores percentuais menores que 1% foram registrados para os fitoclastos não-opacos bioestruturados perfurados.

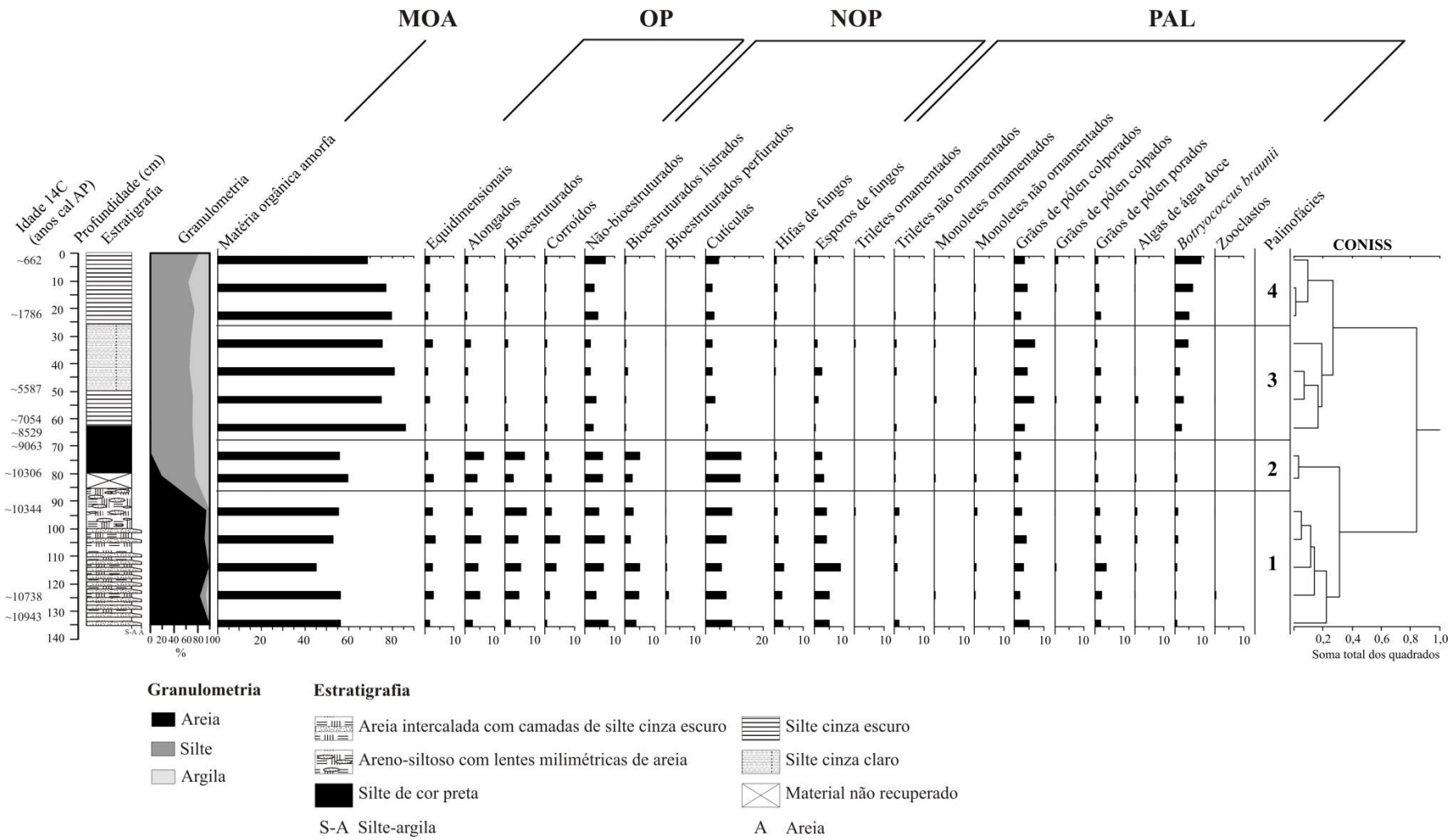


Figura 26 - Diagrama de porcentagem dos principais componentes da matéria orgânica particulada da Lagoa Canto Grande. **MOA**: matéria orgânica amorfa. **OP**: fitoclastos opacos. **NOP**: fitoclastos não-opacos. **PAL**: palinomorfos

Os principais componentes do subgrupo OP foram: fitoclastos opacos bioestruturados (± 4,7%), fitoclastos opacos alongados (± 4%), fitoclastos opacos equidimensionais (± 2,5%) e fitoclastos opacos corroídos (± 2,6%). Para o grupo PAL, esporos de fungos, grãos de pólen colporados e porados são predominantes, com médias de 5,4%, 3,2% e 2,3%, respectivamente. Esporos de pteridófitas, algas de água doce, colônias de *Botryococcus braunii* e zooclastos ocorrem com médias percentuais inferiores a 1%.

Palinofácies 2

A palinofácies 2 (85 a 65 cm; ~10.322 anos cal AP – idade interpolada a ~8.529 anos cal AP) é caracterizada pelo predomínio de MOA (± 57,6%) e NOP (± 22,7%), seguidos por OP (± 13,4%) e PAL (± 6,3%). As cutículas permanecem predominantes no subgrupo NOP, com média percentual de 12%. Fitoclastos não-opacos não-bioestruturados (± 6%) e os bioestruturados listrados (± 3,6%) aparecem como elementos subordinados. Nesta palinofácies, o componente hifa de fungo aparece com valores percentuais menores que na palinofácies 1, registrando média de 1%. Cabe ressaltar que os fitoclastos não-opacos bioestruturados perfurados não foram registrados.

No subgrupo OP os valores percentuais dos componentes registrados são semelhantes aos da palinofácies 1, sendo as partículas opacas alongadas e as bioestruturadas ainda predominantes, com médias de 5,2% e 4,7%, respectivamente. Em valores percentuais menores, são descritos os fitoclastos opacos equidimensionais (± 2%) e os corroídos (± 1,6%).

Os valores registrados para os componentes do grupo PAL são semelhantes aos da palinofácies 1. Os esporos de fungos (± 2,8%) e os grãos de pólen colporados (± 1,6%) continuam predominantes, enquanto que os valores percentuais dos grãos de pólen porados, esporos triletes e monoletes não-ornamentados, algas de água doce, colônias de *Botryococcus braunii* e zooclastos não excedem 1%.

Palinofácies 3

A palinofácies 3 (65 a 23 cm; ~8.529 anos cal AP a ~1.786 anos cal AP) é dominada pelo grupo MOA (± 79%). O grupo PAL é o segundo predominante, com média de 12,2%, seguido pelo NOP (± 5,3%) e OP (± 3,2%). A média percentual do NOP é a menor registrada ao longo de todo o perfil sedimentar.

O grupo PAL inclui como predominante os grãos de pólen colporados (± 5,2%), colônias de *Botryococcus braunii* (± 2,9%) e os grãos de pólen porados (± 1,5%). Os esporos de fungos (± 1,2%) apresentaram um declínio em seus valores percentuais, comparado às palinofácies 1 e 2. Embora os valores registrados para as algas de água doce não excedam 1%, estas apresentaram um aumento em seus valores comparados às palinofácies descritas anteriormente. Esporos de pteridófitas, grãos de pólen colpados e zooclastos aparecem pontualmente. Cabe ressaltar que os grãos de pólen em políades aparecem apenas nesta palinofácies.

Os principais componentes do subgrupo NOP foram os fitoclastos não-opacos não-bioestruturados (± 2,5%) e as cutículas (2,1%). Os bioestruturados listrados, perfurados e as hifas de fungos estiveram infrarepresentados, com média percentual inferior a 0,5% cada. Dentre o subgrupo OP, as partículas equidimensionais (±1,2%) e alongadas (± 1,1%) são predominantes, tendo os fitoclastos opacos bioestruturados (± 0,5%) e corroídos (± 0,4%) como elementos subordinados.

Palinofácies 4

A palinofácies 4 (23 a 0 cm; ~1.786 anos cal AP a ~662 anos cal AP) compreende os seguintes grupos: MOA (± 75,2%), PAL (± 13%), NOP (± 9%) e OP (± 2,8%). O grupo PAL é caracterizado pelo predomínio de colônias de *Botryococcus braunii* (± 6,7 %), com os maiores valores de todo o perfil, além do registro de grãos de pólen colporados (± 3,2%) e porados (± 1,4%). Esporos de pteridófitas, esporos de fungos, grãos de pólen colpados, algas de água doce e zooclastos aparecem com médias percentuais inferiores a 0,5%.

No subgrupo NOP, as partículas não-bioestruturadas (± 4,7%) e as cutículas (± 3,2%) são predominantes. Seguem-se as hifas de fungo (± 0,6%), e os fitoclastos não-opacos bioestruturados listrados e perfurados com média de 0,1% cada. Entre o subgrupo OP, as partículas equidimensionais (± 1,4%) são predominantes, e os fitoclastos opacos alongados (± 0,8%), bioestruturados (± 0,4%) e os corroídos (± 0,2%) aparecem como elementos subordinados. Esta palinofácies apresentou os menores valores registrados para os fitoclastos opacos.

9.3.5. Evolução do ambiente deposicional

Duas fases de mudanças no ambiente deposicional foram reconhecidas para a Lagoa Canto Grande durante o Holoceno, baseadas na integração dos resultados obtidos (Figuras 27 e 28).

Fase 1: Fase de planície de inundação (136 a 65 cm; ~10.943 anos cal AP a ~8.529 anos cal AP)

Esta fase é definida pelas associações de palinofácies 1 e 2, sendo o grupo MOA o componente principal da matéria orgânica particulada. A matéria orgânica amorfa geralmente domina em ambientes redutores e distalmente da área fonte, onde há reduzido influxo de matéria orgânica de origem terrestre (TYSON, 1995). Dessa forma, o predomínio deste grupo pode estar indicando que a matéria orgânica foi depositada em condições disóxicas a anóxicas na interface água-sedimento, refletindo assim, um ambiente de baixa energia. Uma vez que a MOA é mantida em suspensão e depositada juntamente com sedimentos de granulometria silte e argila, altas porcentagens deste grupo estariam indicando um ambiente de poucas variações nas condições hidrodinâmicas. No entanto, o intervalo entre 135 e 86 cm do testemunho sedimentar da Lagoa Canto Grande é constituído predominantemente por sedimentos de granulometria areia fina a muito fina. Além disso, nesta fase são registrados os maiores valores percentuais de fitoclastos não-opacos e fitoclastos opacos de todo o perfil, indicando influência fluvial.

Fitoclastos não-opacos (NOP) podem indicar condições óxicas, proximidade da fonte fluvial ou entrada de sedimentos da borda através de enxurradas (TYSON, 1995). Dentre este subgrupo, as cutículas e os fitoclastos não-opacos não-bioestruturados são predominantes. A cutina tem sido considerada como a substância mais resistente produzida pelas plantas, e por isso a cutícula se torna resistente em ambientes aquáticos (TYSON, 1995).

De acordo com Batten (1996), a maioria das cutículas identificadas em lâminas palinológicas é derivada de folhas, e geralmente estão associadas a ambientes flúvio-deltaicos de baixa energia, onde podem ser transportadas por longas distâncias antes de serem destruídas ou depositadas. No entanto, as cutículas identificadas neste testemunho apresentam-se bem preservadas, refletindo que sua deposição deva ter ocorrido próxima a área fonte (MENDONÇA-FILHO et al., 2010).

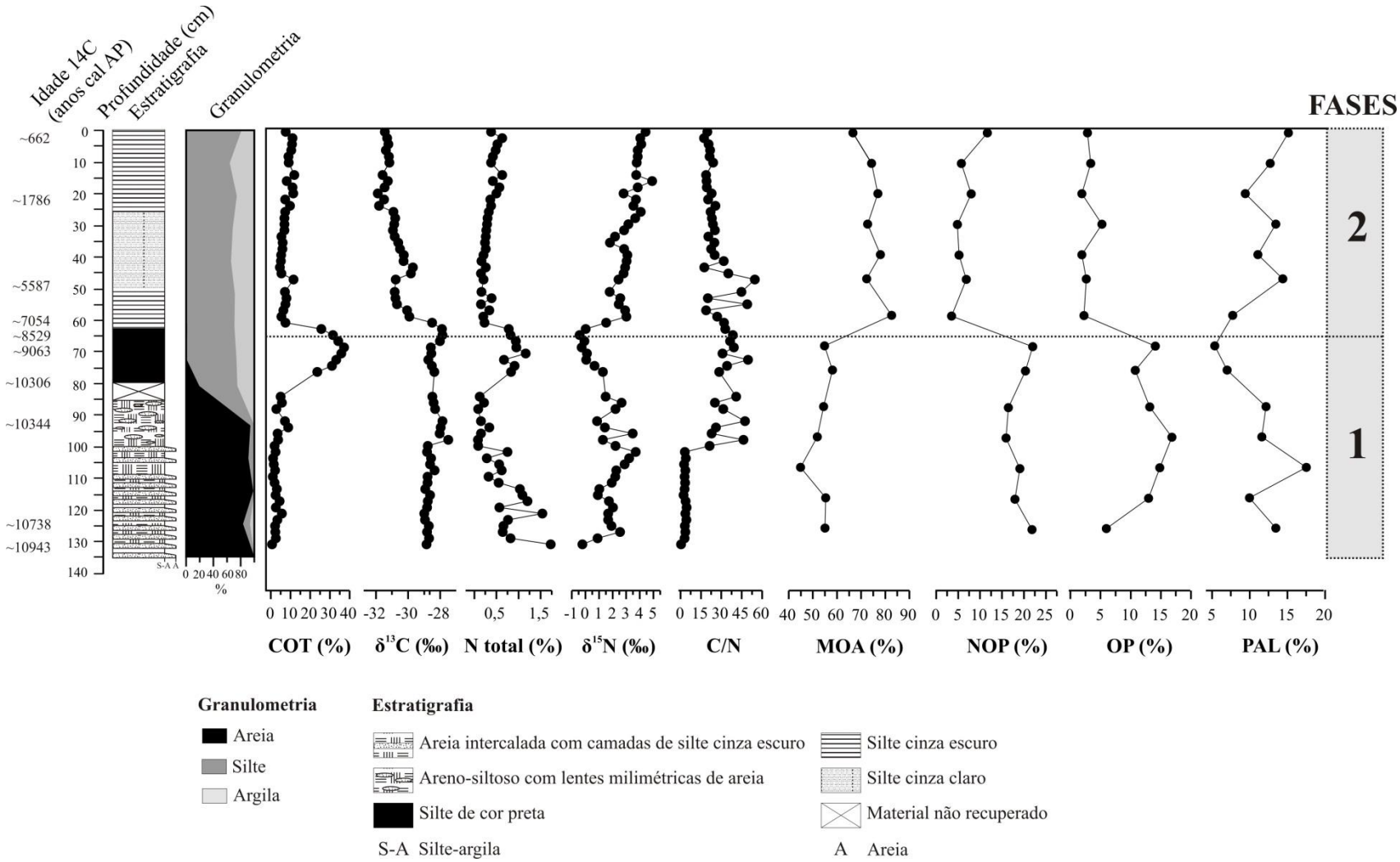


Figura 27 - Frequências relativas dos componentes da matéria orgânica particulada e valores isotópicos e elementares do testemunho LCG-B. **COT:** carbono orgânico total. **NT:** nitrogênio total. **MOA**: matéria orgânica amorfa. **NOP**: fitoclastos não-opacos. **OP**: fitoclastos opacos. **PAL**: palinomorfos

Os fitoclastos não-opacos não-bioestruturados, identificados em alguns trabalhos (SEBAG et al., 2006a; 2006b; BOUSSAFIR et al., 2012; ZOCATELLI et al., 2012) como partículas gelificadas, são partículas sem estruturas e de cor marrom, tendo sua origem relacionada a degradação de tecidos de plantas em ambientes aquáticos, tais como lagos, ou em condições anaeróbicas como em solos hidromórficos (SEBAG et al., 2006a). Além dos não-bioestruturados, os fitoclastos não-opacos bioestruturados listrados foram registrados como elementos subordinados nas palinofácies 1 e 2, que caracterizam a fase 1 na evolução da Lagoa Canto Grande. Estas partículas são descritas como originadas da vegetação local, mas que podem ser depositadas em ambientes de planície de inundação pelo canal fluvial durante períodos de cheia (BATTEN, 1996; MEYER et al., 2010). A abundância de esporos de fungos nesta fase também pode estar relacionada a inundações temporárias, como as que ocorrem ao longo das margens dos rios e riachos (GRILL et al., 2007).

Em ambientes aquáticos, a quantidade de fitoclastos opacos gradualmente aumenta à medida que são depositados distalmente da área fonte, fato explicado devido ao aumento da alteração dos componentes terrestres durante o transporte (SEBAG et al., 2006a). Os fitoclastos opacos são os componentes mais refratários da matéria orgânica particulada e geralmente são associados a sedimentos de granulometria grossa em ambientes de alta energia (TYSON, 1995). Esses podem também ser formados pela oxidação, tais como ocorre em ambientes com flutuações sazonais da coluna d'água e exposição das partículas vegetais ao oxigênio (TYSON, 1995), ou podem indicar a ocorrência de incêndios próximos ao ambiente deposicional, uma vez que as partículas opacas com bioestruturações, também conhecidas como *charcoal*, são originadas pela combustão dos tecidos vegetais (BATTEN, 1996).

Pelos dados acima expostos, o ambiente deposicional durante esta fase pode ser caracterizado como uma planície de inundação, ou seja, uma faixa de terra de relevo suave e pouco drenada (SCHERER, 2008), que se desenvolve em vales ou deltas aluviais, independente do padrão do canal fluvial, e está sujeita a inundações periódicas (BRIDGE, 2006). No que diz respeito à composição sedimentar, geralmente as planícies de inundação são compostas por sedimentos de granulometria areia, silte e argila em diferentes combinações (WOLMAN; LEOPOLD, 1957). Os sedimentos são transportados como sedimentos de fundo ou suspensos durante períodos de cheia, e as mudanças no fluxo de água e no transporte dos sedimentos são responsáveis pelo controle da erosão e da deposição nas planícies de inundação (BRIDGE, 2006).

Segundo Sebag et al. (2006b), todos os constituintes da matéria orgânica particulada estão presentes em ambientes flúvio-palustres, mas possuem abundância relativa diferente. Em ambientes aquáticos, elementos autóctones (e.g. MOA e algas) são predominantes, enquanto que a fração alóctone (e.g. fitoclastos) é moderadamente preservada (SEBAG et al., 2006b). Amostras sedimentares com valores de COT menores que 2% e 3% são geralmente associadas com assembléias dominadas por fitoclastos, onde o conteúdo de COT é determinado pelas variações na abundância das partículas vegetais, enquanto que amostras sedimentares com valores de COT acima de 3% são dominadas pela matéria orgânica amorfa (MENDONÇA-FILHO et al., 2010). Como os valores de COT encontrados para essa fase estão entre 0,5% e 37%, é possível inferir na mistura entre os componentes da matéria orgânica particulada. É importante ressaltar os altos valores de COT (23-37%) entre 78 e 64 cm, podendo indicar um processo de baixa decomposição orgânica e com alta concentração de material vegetal de origem terrestre, possivelmente devido a formação de turfa (MENDONÇA-FILHO et al., 2010) no final desta fase. Portanto, os dados obtidos através da análise de palinofácies e elementar de carbono corroboram com a caracterização de um ambiente de baixa energia, representado pelo predomínio de matéria orgânica amorfa, e inundado periodicamente, fato evidenciado pela alta representatividade de fitoclastos provenientes em sua maioria da vegetação de entorno.

Em um estudo palinológico realizado na Lagoa Durão, região norte do estado do Espírito Santo e cerca de 3 km distante da Lagoa Canto Grande, Nascimento (2012) sugeriu que durante o Holoceno Inferior, até ~6.000 anos AP, o ambiente deposicional era caracterizado como um sistema lacustre com forte influência fluvial e aporte de terrígenos. Os dados apresentados no presente trabalho não sugerem um sistema lacustre desenvolvido para este período, uma vez que baixos valores percentuais de algas de água doce foram registrados. Dessa forma, sugere-se que inundações periódicas possam ter ocasionado à formação de lagos rasos e temporários. Buso Junior (2015, informação verbal)[3]. estudou a palinologia do perfil sedimentar LCG-B (Lagoa Canto Grande) e verificou a presença de grãos de pólen dos gêneros *Calophyllum* (Clusiacaee), *Croton* (Euphorbiaceae) e *Symphonia* (Clusiaceae), principalmente durante o período entre ~10.000 e ~8.500 anos cal AP. A presença desses gêneros provavelmente caracteriza uma vegetação de floresta periodicamente inundada (SOUZA; LORENZI, 2012), o que corrobora com os dados de palinofácies.

[3] Informação fornecida por Buso Junior, em 2015. Tese não defendida.

Em um estudo palinofaciológico da Lagoa Preta no Médio Vale do rio Doce, no estado de Minas Gerais, Silva et al. (2010) identificaram somente uma palinofácies com predomínio de MOA (70-95%). Segundo os autores, a sequência sedimentar apresentou condições anóxicas-disóxicas compatíveis com lâmina d'água de pouca profundidade, devido a grande quantidade de MOA e ausência significativa de algas como *Botryococcus braunii*. Dessa forma, os dados apresentados pelos autores podem ser comparáveis aos identificados nesta fase, dado que as algas estiveram infrarepresentadas.

Embora os zigósporos de algas de água doce e colônias de *Botryococcus braunii* tenham baixa representatividade durante esta fase, os valores de C/N encontrados entre 136 e 104 cm foram de 2 a 4. Segundo Meyers (1994), algas tipicamente apresentam valores de C/N entre 4 e 10, enquanto plantas vasculares apresentam valores maiores ou iguais a 20. Dessa forma, os valores de C/N estariam indicando o predomínio de algas como fonte da matéria orgânica sedimentar, contrapondo-se aos resultados da análise de palinofácies. Uma hipótese para se explicar os valores baixos de C/N nesta fase é a presença de bactérias no ambiente deposicional, uma vez que pode ocorrer o enriquecimento do nitrogênio na matéria orgânica sedimentar como resultado da decomposição de restos vegetais pela ação microbiana (RUTTENBERG; GOÑI, 1997; OGRINC et al., 2005). O predomínio de matéria orgânica amorfa, que pode ser derivada pela degradação do fitoplâncton ou bactérias, ou mesmo pelo retrabalhamento da matéria orgânica por bactérias heterotróficas e por produtos da atividade bacteriana (TYSON, 1995; MENDONÇA-FILHO et al., 2010), corrobora com esta hipótese. Grill et al. (2002) também registraram MOA originada a partir da degradação de material terrestre por atividade bacteriana em depósitos fluviais de rios meandrantes na Argentina.

Cabe ressaltar que C/N em sedimentos pode fornecer informações errôneas quanto à origem da matéria orgânica em determinadas situações. Segundo Meyers (2003), a maior parte das análises elementais de C e N são realizadas após a remoção do carbonato das amostras. No entanto, o valor residual do nitrogênio total englobaria a fração orgânica e inorgânica. Segundo o autor, em sedimentos com baixa concentração de matéria orgânica (COT < 0,3%), a proporção de nitrogênio inorgânico pode ser maior que a fração orgânica, o que acarretaria em valores artificialmente menores da razão C/N. Moreira et al. (2013) realizaram a análise elementar e isotópica (C e N) em um testemunho próximo ao rio Amazonas e registraram valores baixos de COT (0,3%) e de C/N (~5), e valores moderados de $\delta^{15}N$ (~3‰). De acordo com os autores, estas características estariam refletindo um lago intermitente com produção fitoplanctônica durante períodos de inundações e níveis altos de

degradação da matéria orgânica durante períodos de seca. Embora as amostras entre 136 e 104 cm da Lagoa Canto Grande apresentem valores de COT maiores que 0,3%, as hipóteses apresentadas não são descartadas. Além disso, o processo de denitrificação sob condições anóxicas ou o acúmulo de fósforo no ambiente deposicional proveniente de solos inundados ao redor da lagoa, também podem ocasionar no aumento da produtividade fitoplanctônica, e consequentemente acarretar no aumento do nitrogênio inorgânico dissolvido (e.g. NO_3^-) e em valores menores de C/N (TALBOT; LAERDAL, 2000), e sendo assim, são hipóteses que também devem ser levadas em consideração. Entre 104 e 65 cm, os valores de C/N estão entre 22 e 49, refletindo o predomínio de plantas terrestres como fonte da matéria orgânica sedimentar, tendência essa observada até o topo do perfil.

Fase 2: Fase lacustre (65 a 0 cm; ~8.529 anos cal AP a ~662 anos cal AP)

A fase 2 é representada pelas associações de palinofácies 3 e 4, que são predominantemente dominadas por MOA e PAL. A matéria orgânica amorfa é usualmente o componente orgânico dominante em áreas anóxicas e com pouca ou nenhuma influência de material terrestre (BATTEN, 1996). A porcentagem de MOA geralmente é maior em fácies sedimentares de granulometria silte e argila, devido a fatores hidrodinâmicos, a distância de áreas flúvio-deltaicas e a baixa abundância de fitoclastos e palinomorfos (TYSON, 1995). A sequência sedimentar da Lagoa Canto Grande que representa esta fase é constituída por granulometria fina, o que está de acordo com o predomínio do grupo amorfo. Sendo assim, os valores registrados de MOA provavelmente indicam que a matéria orgânica foi depositada em um ambiente de baixa turbulência e em condições disóxicas-anóxicas na interface água-sedimento. Além disso, é possível observar uma tendência no aumento dos valores de COT (4-11%) em direção ao topo do perfil, refletindo condições redutoras e melhor preservação da matéria orgânica.

Os palinomorfos registrados foram divididos em esporomorfos de origem terrestre (e.g. grãos de pólen e esporos), algas de água doce, colônias de *Botryococcus braunii*, esporos de fungos e zooclastos (e.g. fragmentos bucais de artrópodes e ovos de platelmintos). Nesta fase, as colônias de *Botryococcus braunii* foram predominantes, juntamente com os grãos de pólen colporados. Algas da espécie *Botryococcus braunii* apresentam distribuição cosmopolita e ocorrem em lagos, lagoas, áreas encharcadas temporariamente e rios, desde regiões tropicais a temperadas e frias (TYSON, 1995). Esta espécie de alga geralmente é mais bem adaptada em ambientes com coluna d'água rasa, além de baixo índice pluviométrico e

estações bem definidas (GUY-OHLSON, 1992). Dessa forma, os dados de palinofácies mostram o estabelecimento do corpo lacustre raso, mas com coluna d'água de maior profundidade comparando-se com a fase anterior. Atualmente a profundidade média da Lagoa Canto Grande é de 4 metros, o que confirma a hipótese do estabelecimento do corpo lacustre raso após ~8.500 anos cal AP.

Uma grande quantidade de grãos de pólen e esporos produzidos pelas plantas é liberada e flutua no ar durante algum tempo, e quando depositados tendem a refletir a vegetação local e/ou regional (SALGADO-LABOURIAU, 1994). Os grãos de pólen podem ser transportados por insetos e pelo vento, mas com exceção do que ocorre em turfeiras, são em sua maioria transportados pela água (HOLMES, 1994). Por isso, a variação na quantidade de grãos de pólen em ambientes aquáticos baseia-se principalmente na velocidade de fluxo no sítio deposicional, na quantidade de grãos depositados na superfície da água e na velocidade do fluxo em rios tributários (BAUERMANN et al., 2002). Sendo assim, o transporte aquático pode explicar a quantidade de parte dos grãos de pólen depositados na bacia lacustre estudada, provavelmente oriundos da vegetação local ou mesmo da vegetação regional, uma vez que a Lagoa Canto Grande recebe material proveniente de canais de drenagem. Já percentuais elevados de esporos podem indicar o desenvolvimento de vegetação pteridofítica no entorno e condições de umidade (MEYER et al., 2005b), no entanto, não foram registrados valores significativos de esporos de pteridófitas para esta fase.

Com base nos resultados obtidos, infere-se o estabelecimento da Lagoa Canto Grande em condições semelhantes e/ou comparáveis às atuais. Segundo Bridge (2006), lagos e lagoas permanentes podem estar presentes em áreas de clima úmido, planícies costeiras e onde há tectônica local (subsidência) ou aumento do nível de base. Os lagos são massas de água suficientemente profundas, circundadas por terras e de considerável extensão, enquanto que lagoas são pouco extensas (NEUMANN et al., 2008). Por isso, o corpo de água formado, segundo as definições desses autores, pode ser considerado como uma lagoa, ou seja, uma massa de água pouco extensa e sem conexão com o mar.

A planície de tabuleiros, onde a Lagoa Canto Grande está situada, é caracterizada pela ocorrência de vales frequentemente muito largos e com fundos planos colmatados por sedimentos quaternários, além de serem ocupados por cursos d'água de pouca extensão (SUGUIO et al., 1982). De acordo com Suguio e Kohler (1992), a maioria dos lagos presentes na região foi formada como consequência do represamento do curso fluvial por sedimentos marinhos ou por depósitos fluviais do rio Doce. Ainda segundo os autores, a escavação dos

vales provavelmente ocorreu durante o clímax da última glaciação (18.000-15.000 anos AP), sendo que esses foram subsequentemente preenchidos por sedimentos fluviais. Favorecida pela queda no nível de base durante a fase anterior, a rede de drenagem que havia se instalado nos terraços pleistocênicos foi invadida pelo mar durante a transgressão holocênica, atingindo seu máximo a ~5.000 anos AP (ANGULO et al., 2006), e como consequência houve a formação de lagunas e estuários na região (DOMINGUEZ et al., 1981). Associado com o evento transgressivo durante o Holoceno iniciou-se o desenvolvimento de ilhas-barreiras, que isolaram os terraços marinhos pleistocênicos do contato direto com o mar, permitindo a instalação de sistemas lagunares atrás dessas ilhas (DOMINGUEZ et al., 1981). Sendo assim, seria de se esperar que fosse registrada influência marinha durante a evolução da Lagoa Canto Grande, fato este que não ocorreu. Da mesma forma, Nascimento (2012) também não registrou microfósseis que poderiam indicar a influência marinha direta nas lagoas Juparanã e Durão, próximas a bacia lacustre estudada. Uma das hipóteses que podem explicar tais resultados seria o ancoramento da barreira pleistocênica, impedindo que o ambiente deposicional tivesse contato direto com o mar durante a última transgressão.

De acordo com as características geomorfológicas e a distribuição dos lagos em relação ao rio Doce e à planície costeira, Hatushika (2005) separa os lagos da região em dois grupos: os lagos internos (e.g. Lagoa Juparanã) que estão encaixados na Formação Barreiras e à margem esquerda do rio Doce, e os lagos externos (e.g. Lagoa Durão, Lagoa Canto Grande) que estão situados no limite entre a planície de tabuleiros e a planície costeira quaternária (MELLO et al., 2011). Em um estudo sismoestratigráfico na Lagoa Juparanã, Hatushika et al. (2007) identificaram 20 metros de sedimentos fluviais holocênicos (sismosequência A) que provavelmente começaram a ser depositados ao final da transgressão pleistocênica, e sedimentos lacustres (sismosequência B) depositados a partir de ~7.000 anos AP sobre o estágio de sedimentação aluvial, indicando a instalação do lago ocasionado pela barragem do antigo vale fluvial. Da mesma forma, a fase 1 da Lagoa Canto Grande pode ser correlacionável a sismosequência A identificada para a Lagoa Juparanã, com a ocorrência de sedimentos aluviais, enquanto que a fase 2, caracterizada pela instalação da Lagoa Canto Grande, pode ser comparável a sismosequência B identificada por Hatushika et al. (2007). Santos (2009) também identificou sismosequências semelhantes na Lagoa Durão. A autora ainda observou uma sismosequência associada ao registro de cordões arenosos pleistocênicos, e sugere que foram escavados pela paleodrenagem da lagoa, refletindo assim que o depósito lacustre seria mais recente que os cordões.

De acordo com estudos neotectônicos no estado do Espírito Santo (HATUSHIKA, 2005; HATUSHIKA et al., 2007; BRICALLI; MELLO, 2013), três eventos têm sido reconhecidos: (1) uma fase de transcorrência sinistral E-W de idade neogênica, associada a falhas normais NE-SW, falhas dextrais NNE-SSW, e falhas sinistrais E-W a ENE-WSW afetando o embasamento; (2) um segundo evento de transcorrência dextral E-W atuante no Pleistoceno e Holoceno, associado a geração de falhas normais NW-SE, falhas dextrais NW-SE a E-W, e falhas sinistrais NNE-SSW a NNW-SSE; e por fim o terceiro evento de distensão NW-SE, de idade holocênica, gerando falhas normais NE-SW a ENE-WNW. Esses eventos estariam condicionando características geomorfológicas da área, como o controle da rede de drenagem, capturas fluviais e os lagos alinhados (BRICALLI; MELLO, 2013).

No que tange ao processo de formação das lagoas situadas na planície de tabuleiros, Hatushika (2005), Hatushika et al. (2007) e Santos (2009) propõem que não apenas mudanças no nível relativo marinho durante o Holoceno foram condicionantes na barragem das lagoas, mas também movimentos tectônicos. Dados semelhantes foram descritos para a região do Médio Vale do rio Doce, onde desnivelamentos e basculamentos nos leitos dos canais tributários foram ocasionados pela movimentação tectônica, originando o conjunto de lagos barrados (MELLO et al., 1999). Silva et al. (2010) descreveram os componentes da matéria orgânica particulada da Lagoa Preta, Médio Vale do rio Doce, e também considerou os eventos tectônicos no processo de formação da lagoa.

Os corpos lacustres sobre os depósitos da Formação Barreiras apresentam suas margens orientadas segundo a direção NW-SE, e diversos pontos com ocorrência de falhas apresentam correlação com os padrões de drenagem (HATUSHIKA et al., 2005). A acumulação de sedimentos lacustres em depocentros distintos da Lagoa Juparanã também sugere que mecanismos tectônicos durante o Holoceno tenham atuado no depósito, resultando no basculamento do vale fluvial antigo (HATUSHIKA et al., 2007). Embora poucos estudos quanto a movimentos tectônicos tenham sido publicados para a região, não se descarta a atuação desses mecanismos no processo de formação da Lagoa Canto Grande.

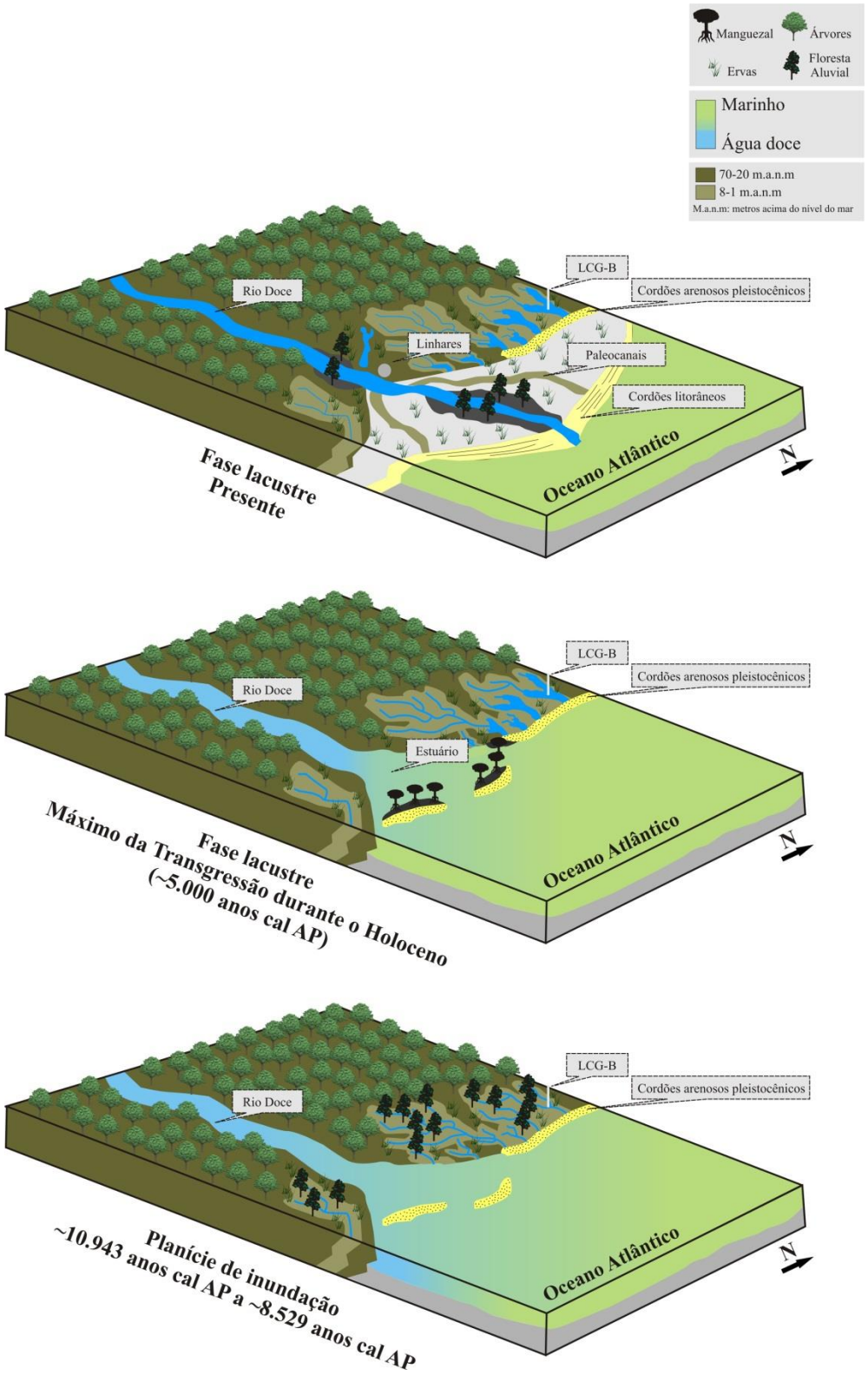


Figura 28 - Modelo da reconstituição paleoambiental da Lagoa Canto Grande durante o Holoceno. As variações do nível relativo marinho foram expressos na figura de acordo com os resultados dos outros depósitos lacustres analisados nessa tese e de acordo com França et al. (2013), Castro et al. (2013) e Cohen et al. (2014)

9.4. Lagoa Bonita (LB-B)

9.4.1. Estratigrafia e granulometria

O testemunho da Lagoa Bonita é composto principalmente por sedimentos de granulometria silte (areia: ± 1,2%; silte: ± 79,5%; argila: ± 19,3%), sendo que algumas camadas apresentam estruturas sedimentares e fragmentos vegetais (Figura 29). A partir da caracterização dos aspectos macroscópicos, granulometria e coloração, o testemunho foi divido em seis fácies, da base para o topo: (1) a fácies basal (278 a 180 cm) apresenta sedimentos de granulometria silte, coloração cinza e sem estruturas sedimentares (areia: ± 1,3%; silte: ± 76,9%; argila: ± 21,6%; GLEY2 4/10G); (2) entre 180 e 168 cm, a fácies é caracterizada por silte de cor preta com acúmulo de fragmentos e restos vegetais (areia: ± 0,6%; silte: ± 79,4%; argila: ± 19,8%); (3) a fácies entre 168 e 94 cm apresenta sedimentos de granulometria silte, coloração cinza-azulada, e com laminações plano-paralelas (areia: ± 1,06%; silte: ± 81,3%; argila: ± 17,6%; GLEY1 2,5N); (4) o intervalo entre 94 e 66 cm é caracterizado predominantemente por silte, sem estruturas sedimentares, e coloração cinza-azulada (areia: ± 1,30; silte: ± 80,7%; argila: ± 18,5%; GLEY1 2,5N); (5) a fácies entre 66 e 12 cm é constituída por sedimentos de granulometria silte, apresentando cor marrom a cinza, além de sinais de bioturbação (areia: ± 1,1%; silte: ± 79,3%; argila: ± 19,5%; 2,5Y 3/2); (6) e a fácies do topo do testemunho (12 a 0 cm) é caracterizada como uma camada turfosa de coloração preta, rica em matéria orgânica (areia: ± 1,0%; silte: ± 88,8%; argila: ± 16,1%; 5Y 2,5/1).

Quanto à granulometria, os sedimentos das amostras analisadas foram classificados pelo *software SysGran* (CARVALHO, 1999) como sendo predominantemente silte fino (269 cm; 259 cm; 249 cm; 239 cm; 229 cm; 209 cm; 189 cm; 179 cm; 169 cm; 159 cm; 149 cm; 139 cm; 129 cm; 119 cm; 109 cm; 99 cm; 89 cm; 79 cm; 69 cm; 59 cm; 49 cm; 39 cm; 29 cm; 7 cm; 1 cm), e uma amostra foi classificada como silte muito fino (199 cm).

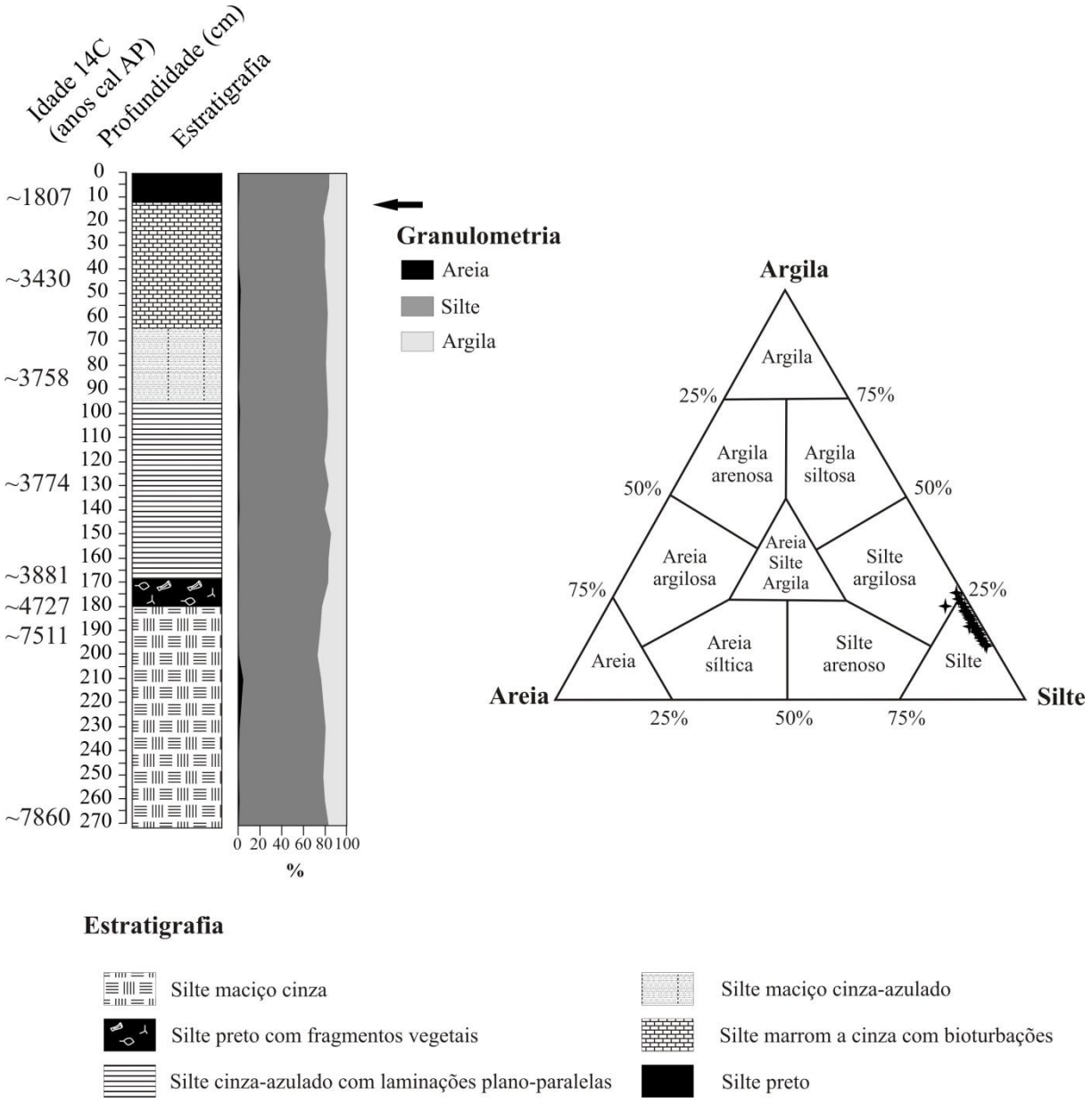


Figura 29 - Estratigrafia, granulometria do testemunho LB-B e diagrama de Shepard mostrando a distribuição das amostras sedimentares (SHEPARD, 1954)

9.4.2. Datações ^{14}C

Os resultados das datações das amostras do testemunho da Lagoa Bonita (LB-B) são apresentados na Tabela 9. A base do testemunho (273 cm) foi datada em ~7.860 anos cal AP, e as médias das idades calibradas para as outras amostras foram de ~7.511 anos cal AP (195 cm), ~4.727 anos cal AP (179 cm), ~3.881 anos cal AP (171 cm), ~3.774 anos cal AP (131 cm), ~3.758 anos cal AP (87 cm), ~3.430 anos cal AP (47 cm) e ~1.807 anos cal AP (9 cm). Nenhuma inversão de idade foi observada. As taxas de sedimentação

variaram de 0,005 a 3,75 cm/ano, refletindo uma maior taxa de sedimentação entre 171 e 131 cm, e a menor taxa de sedimentação entre 195 e 179 cm. As médias das idades calibradas são usadas ao longo do texto.

Tabela 9 - Datações ^{14}C de amostras sedimentares da Lagoa Bonita

Número do laboratório	Profundidade (cm)	Idade (anos AP)	Idade calibrada (anos cal AP)	Média da idade calibrada (anos cal AP)	Taxa de sedimentação (cm/ano)
UGAMS15850	9	1.880 ± 25	1.736-1.879	~ 1.807	
					0,02
UGAMS15851	47	3.220 ± 25	3.379-3.480	~ 3.430	
					0,12
UGAMS15852	87	3.470 ± 30	3.683-3.833	~ 3.758	
					2,75
UGAMS15853	131	3.500 ± 30	3.692-3.856	~ 3.774	
					3,75
UGAMS18356	171	3.580 ± 25	3.831-3.932	~ 3.881	
					0,009
UGAMS18357	179	4.210 ± 25	4.695-4.760	~ 4.727	
					0,005
UGAMS15854	195	6.670 ± 60	7.435-7.587	~ 7.511	
					0,2
UGAMS15855	273	7.010 ± 30	7.786-7.935	~ 7.860	

UGAMS – Universidade da Geórgia, EUA.

9.4.3. Composição isotópica da vegetação

As plantas coletadas na área de entorno da Lagoa Bonita foram analisadas quanto à sua composição isotópica ($\delta^{13}C$), tendo como intuito a identificação de qual tipo de ciclo fotossintético que estas utilizam. Esses dados são importantes porque possibilitam a comparação com os dados isotópicos da matéria orgânica sedimentar ao longo do testemunho. As plantas analisadas são predominantemente plantas de ciclo fotossintético C_3, com exceção da gramínea *Andropogon* sp. que apresentou valor isotópico de plantas C_4. Os valores de carbono orgânico total (COT) foram analisados, mas não são utilizados nas interpretações. A Tabela 10 apresenta os valores da composição isotópica da vegetação.

Tabela 10 - Composição isotópica da vegetação de entorno da Lagoa Bonita

Plantas	COT (%)	$\delta^{13}C$ (‰)
Cabomba sp. (Cabombaceae)	28,97	-27,37
Andropogon sp. (Poaceae)	37,00	-11,33
Becquerelia cymosa (Cyperaceae)	35,63	-27,25
Eleocharis intersticta (Cyperaceae)	33,77	-28,81
Scleria latifolia (Cyperaceae)	36,58	-27,11
Eleocharis sp. (Cyperaceae)	35,20	-27,12
Blechnum brasiliensis (Blechnaceae)	39,48	-26,21
Baccharis sagittalis (Asteraceae)	35,33	-29,72
Mimosa setosa (Mimosoideae)	37,49	-28,34
Fuirena umbellata (Cyperaceae)	35,58	-27,78
Tibouchina urceolaris (Melastomataceae)	34,54	-28,08
Nymphoides indica (Menyanthaceae)	34,32	-26,00
Pityrogramma calomelanos (Pteridaceae)	38,68	-28,36
Lindernia rotundifolia (Linderniaceae)	35.55	-27,69
Utricularia foliosa (Lentibulariaceae)	27,01	-25,66
Salvinia bilobe (Salviniaceae)	35,34	-29,75

9.4.4. Análise elementar (C, N e S) e isotópica ($\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$) da matéria orgânica sedimentar

Os valores de carbono orgânico total (COT) das amostras sedimentares analisadas da Lagoa Bonita variaram de 1,73% (208-210 cm) a 39,32% (0-2 cm), enquanto a concentração de nitrogênio total (NT) variou de 0,08% (184-186) a 0,82% (4-6 cm). $\delta^{13}C$ apresentou valores de -24,75‰ (232-234) a -28,08‰ (14-16 cm) e os valores de $\delta^{15}N$ variaram de 0,06‰ (66-68 cm) a 4,67‰ (74-76 cm). C/N apresentou valores que variaram de 11,53 (44-46 cm) a 82,83 (12-14 cm). Foram registrados valores entre 0,31% (30-32 cm) e 5,61% (110-112 cm) para enxofre total (S), e entre 0,58 (240-242 cm) e 64,21 (2-4 cm) para a razão C/S. Os resultados isotópicos e elementares encontram-se expressos nas Figuras 30, 31 e 32.

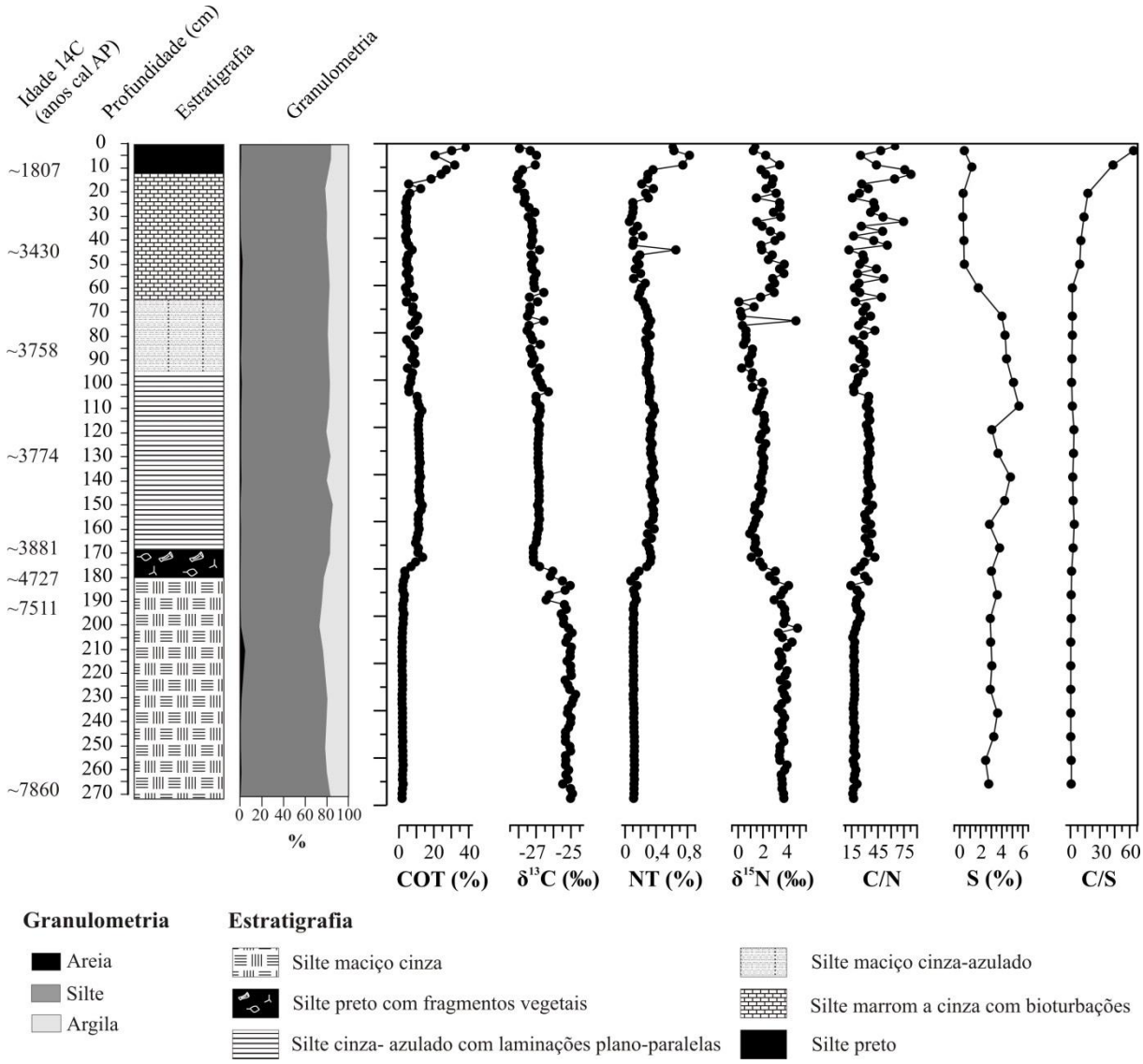


Figura 30 - Idades ^{14}C, estratigrafia, valores de carbono orgânico total (COT), $\delta^{13}C$, nitrogênio total (NT), $\delta^{15}N$ e C/N da Lagoa Bonita

Conforme descrito na parte conceitual dessa tese, as plantas C_3 possuem valores de $\delta^{13}C$ entre -22‰ a -32‰, e as plantas C_4 apresentam valores de $\delta^{13}C$ entre -17‰ e -9‰ (TALBOT; JOHANNESSEN, 1992; MEYERS, 1997). Com base nos dados apresentados, infere-se que as plantas vasculares do tipo fotossintético C_3 foram as principais fontes da matéria orgânica sedimentar no ambiente deposicional estudado. Além disso, os valores de C/N (11,53 - 82,83) e $\delta^{15}N$ (0,06‰ - 4,67‰) sugerem que além das plantas C_3, as algas fitoplanctônicas tiveram um importante papel na contribuição da matéria orgânica sedimentar, sugerindo uma mistura entre as fontes da matéria orgânica.

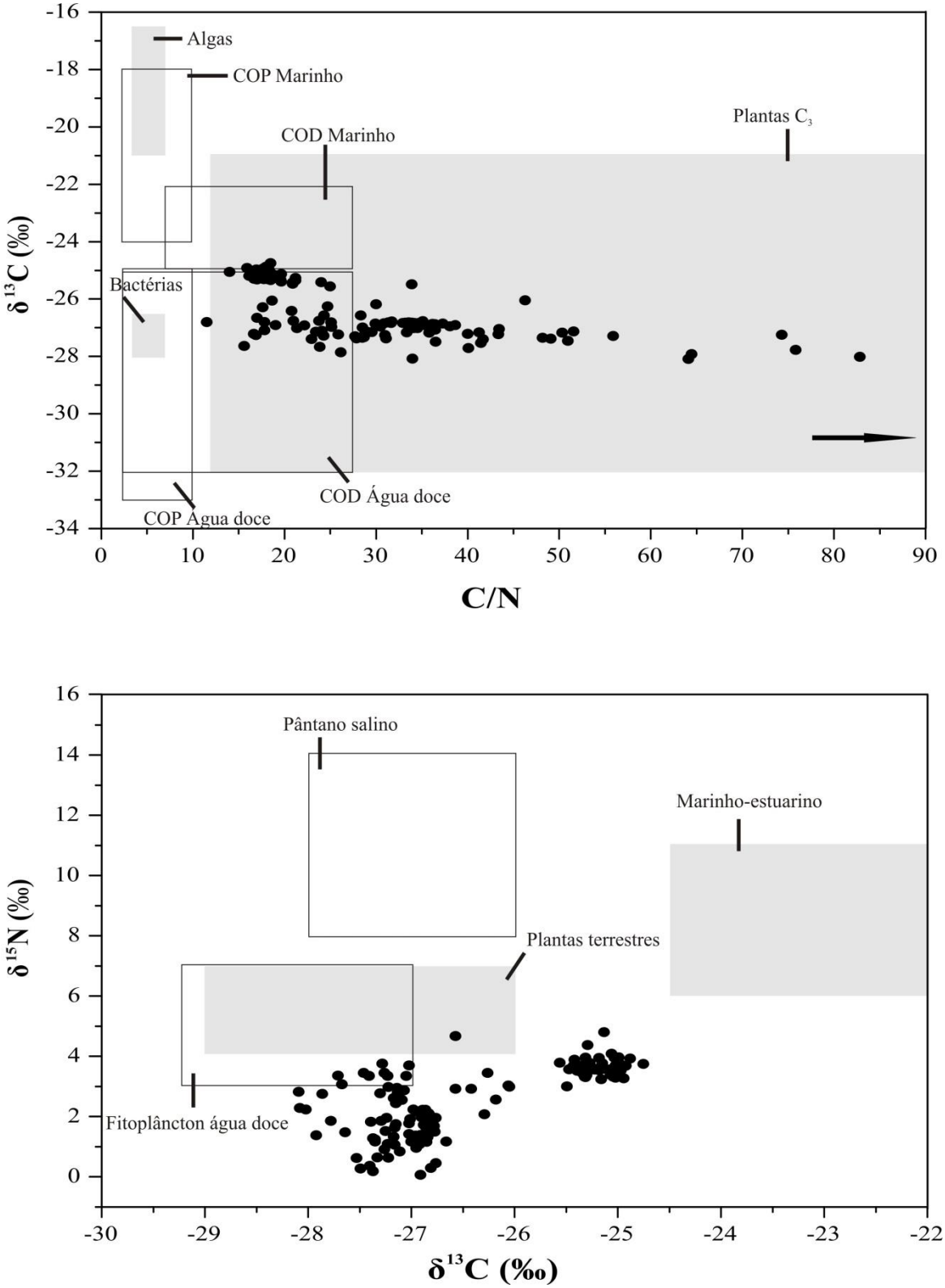


Figura 31 - **A.** Valores de $\delta^{13}C$ x C/N da matéria orgânica sedimentar da Lagoa Bonita. **B.** Valores de $\delta^{15}N$ x $\delta^{13}C$ da matéria orgânica sedimentar da Lagoa Bonita. Os pontos sugerem mistura entre fonte da matéria orgânica terrestre e aquática. **COP:** carbono orgânico particulado. **COD:** carbono orgânico dissolvido. Interpretação baseada em Meyers (1994), Cloern et al. (2002) e Ogrinc et al. (2005)

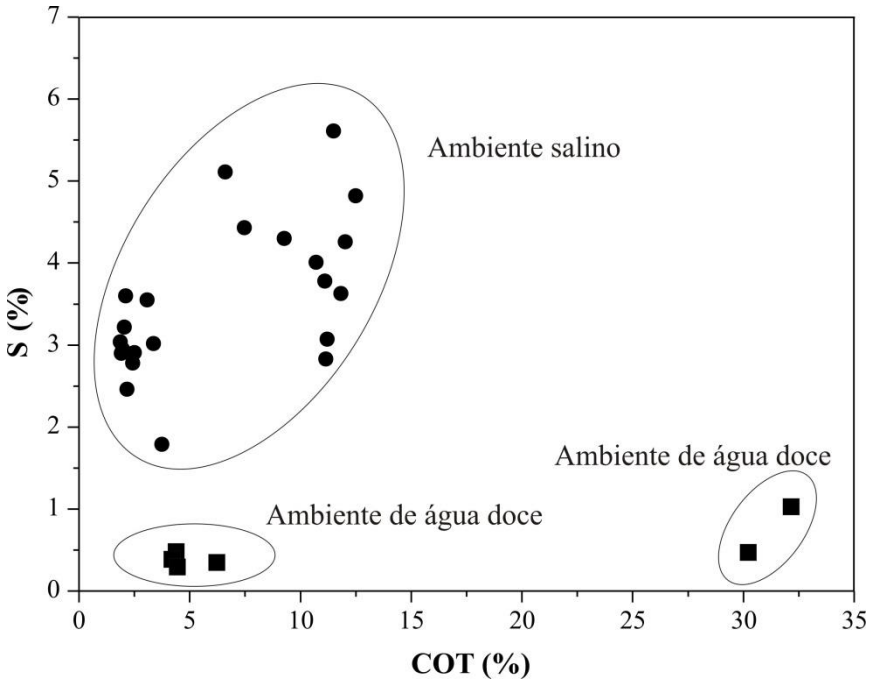


Figura 32 - Valores de S x COT da matéria orgânica sedimentar da Lagoa Bonita. Os pontos correspondem às amostras analisadas entre a base do perfil e 60 cm. Os quadrados correspondem às amostras analisadas entre 60 cm e o topo do perfil. Interpretação baseada em Berner e Raiswell (1984)

A mistura das fontes da matéria orgânica pode ser evidenciada principalmente no intervalo entre 278 cm e 192 cm (~7.860 anos cal AP a ~7.327 anos cal AP – idade interpolada), onde os valores de C/N são predominantemente menores que 20 e os valores de $\delta^{15}N$ são os maiores do perfil sedimentar. Ainda nesse intervalo, pode-se observar um enriquecimento isotópico nos valores de $\delta^{13}C$ (-24‰ a -25‰), possivelmente indicando que a produção de matéria orgânica tenha sido influenciada pelo fitoplâncton marinho (WILSON et al., 2005). A fonte de carbono inorgânico para algas marinhas é o bicarbonato dissolvido ($\delta^{13}C$ = 0‰), e por isso a matéria orgânica de origem marinha apresenta valores de $\delta^{13}C$ entre -22‰ e -20‰, ou seja, mais enriquecidos (MEYERS, 1994). Entre 180 cm e o topo do perfil, pode-se notar uma tendência no aumento dos valores de COT, de NT, de C/N, bem como o empobrecimento isotópico de $\delta^{13}C$ (-26‰ a -28‰), refletindo assim maior influência continental.

No que diz respeito aos valores de C/S, ambientes de água doce (e.g. lagos, rios) contêm baixa concentração de sulfato dissolvido, tendo em média menos do que 1%, e valores de C/S maiores que 10, enquanto que amostras com influência marinha possuem valores de C/S entre 0,5 e 5 (BERNER; RAISWELL, 1984). Embora a análise de enxofre total (S) e de C/S tenha sido efetuada em menor resolução, comparadas às outras análises elementares e isotópicas do testemunho, os valores obtidos nas amostras da Lagoa Bonita indicam que o

ambiente deposicional teve influência marinha entre 278 cm e 50 cm (~7.860 anos cal AP a ~3.455 anos cal AP – idade interpolada), e que entre 50 cm e o topo do perfil (~3.455 anos cal AP – idade interpolada a ~1.465 anos cal AP – idade extrapolada) o ambiente foi predominantemente de água doce. Os dados estão condizentes com as análises de bioindicadores que serão descritas nos itens a seguir.

9.4.5. Caracterização dos agrupamentos da matéria orgânica particulada

A partir da análise de agrupamentos do conteúdo da matéria orgânica particulada da Lagoa Bonita (Figura 33), foi possível estabelecer seis associações de palinofácies.

Palinofácies 1

A palinofácies 1 (273 a 210 cm; ~7.860 anos cal AP a ~7.545 anos cal AP – idade interpolada) foi caracterizada pelo predomínio de MOA (± 51,4%) e de NOP (± 37,2%), seguidos pelos grupos PAL e OP, com médias de 6,1% e 5,1%, respectivamente. Dentre o subgrupo dos não-opacos, os não-bioestruturados (16,2%) e as cutículas (16,1%) foram predominantes, e como elementos subordinados foram registrados os fitoclastos não-opacos listrados e as hifas de fungos, com média de 2,1% cada. Não-opacos perfurados e membranas apareceram infra-representados, com valores percentuais menores que 1%.

Os palinoforaminíferos foram os componentes mais abundantes no grupo dos palinomorfos, com média de 1,6%. Dentre os grãos de pólen foram identificados os colporados (± 0,5%), porados (± 0,6%) e de manguezal (± 0,2%), e dentre os esporos de pteridófitas foram registrados os monoletes ornamentados (± 0,06%) e não-ornamentados (± 0,2%), triletes ornamentados (± 0,3%) e não-ornamentados (± 0,3%). Esporos de fungos, algas de água doce, *Botryococcus braunii* e dinoflagelados ocorreram pontualmente ou com valores menores que 1%. O subgrupo dos fitoclastos opacos foi o menos abundante, e dentre este subgrupo os fitoclastos equidimensionais (± 1,9%), alongados (± 1,4%) e corroídos (± 1,4%) foram predominantes. Os fitoclastos com estruturas celulares, ou seja, os opacos bioestruturados, apresentaram média de 0,3%.

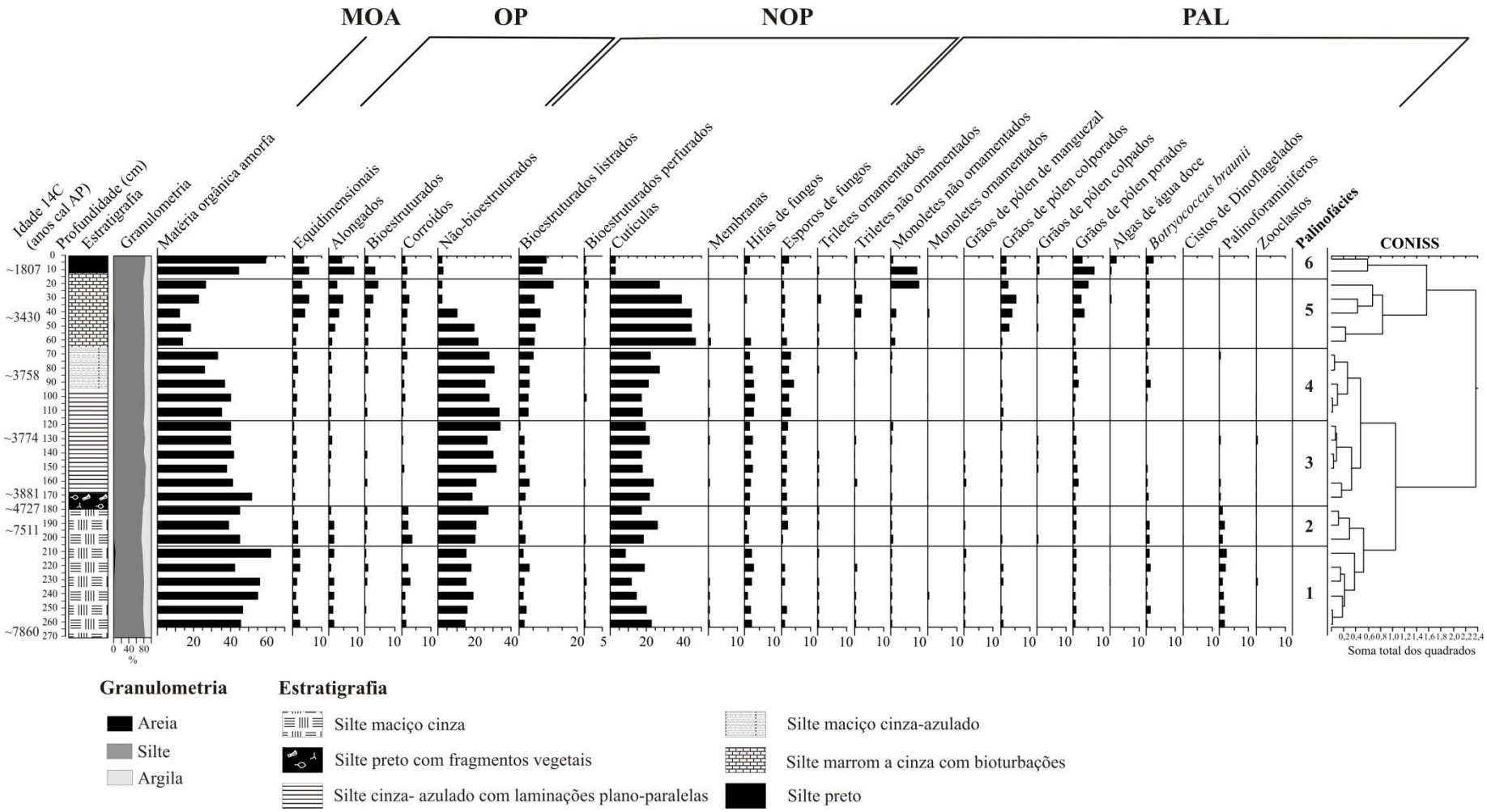


Figura 33 - Diagrama de porcentagem dos principais componentes da matéria orgânica particulada da Lagoa Bonita. **MOA**: matéria orgânica amorfa. **OP**: fitoclastos opacos. **NOP**: fitoclastos não-opacos. **PAL**: palinomorfos

Palinofácies 2

A matéria orgânica particulada da palinofácies 2 (210 a 180 cm; ~7.545 anos cal AP – idade interpolada a ~4.727 anos cal AP) é composta pelos seguintes grupos: NOP (± 45,8%), MOA (± 43,2%), OP (± 5,6%) e PAL (± 5,3%). Dentre o subgrupo NOP, fitoclastos não-bioestruturados e cutículas foram predominantes, com médias de 22,6% e 20,4%, respectivamente. Como elementos subordinados, foram registrados hifas de fungos (± 1%) e fitoclastos não-opacos listrados (± 1,4%).

O grupo dos palinomorfos foi caracterizado principalmente pelos esporos de fungos (± 1,4%) e palinoforaminíferos (± 1,1%). Grãos de pólen porados apareceram com média de 0,8%, enquanto os demais componentes do grupo palinomorfos foram registrados pontualmente ou com média percentual inferior a 0,5%. Para o subgrupo dos fitoclastos opacos, as partículas corroídas (± 2,5%), equidimensionais (± 1,4%) e alongadas (± 1,2%) foram predominantes.

Palinofácies 3

Na palinofácies 3 (180 a 120 cm; ~4.727 anos cal AP a ~3.770 anos cal AP – idade interpolada), os grupos NOP (± 51,4%) e MOA (± 42,2%) foram predominantes, seguidos pelos grupos PAL (± 4,4%) e OP (± 1,8%), sendo que este último apresentou seus menores valores ao longo do perfil. Os fitoclastos não-opacos não-bioestruturados (± 26,8%) e as cutículas (± 20,2%) foram predominantes no subgrupo NOP, enquanto que os fitoclastos não-opacos listrados (± 2,1%) e hifas de fungos (± 2%) apareceram como elementos subordinados.

No grupo dos palinomorfos, os esporos de fungos foram predominantes, e dentre os grãos de pólen, porados permaneceram com os maiores valores percentuais, com média de 0,9%. Os demais palinomorfos, tais como esporos triletes ornamentados ou não, esporos monoletes ornamentados ou não, grãos de pólen de manguezal, colpados, colporados e zooclastos apareceram com médias percentuais não ultrapassando 0,5%. Cabe ressaltar a diminuição dos palinoforaminíferos (± 0,1%) nesta palinofácies. Para o subgrupo OP, as partículas equidimensionais (± 0,96%) foram predominantes, e os outros elementos deste subgrupo tiveram registros escassos.

Palinofácies 4

A palinofácies 4 (120 a 70 cm; ~3.770 anos cal AP a ~3.616 anos cal AP – idades interpoladas) foi caracterizada pelo predomínio de NOP (± 57%) e MOA (± 34,2%), seguidos pelos grupos PAL (± 5,4%) e OP (± 3,3%). Fitoclastos não-opacos não-bioestruturados (± 29,1%) e cutículas (± 21,1%) continuaram sendo os componentes mais abundantes do grupo NOP. No entanto, cabe ressaltar um aumento nas médias percentuais dos fitoclastos não-opacos listrados (± 3,7%) e hifas de fungos (± 2,6%) em relação às associações de palinofácies anteriores.

Dentre o grupo dos palinomorfos, os esporos de fungos foram predominantes, apresentando média de 3%. Os demais componentes deste grupo estiveram infra-representados ou apareceram com médias inferiores a 1%, tais como grãos de pólen porados (± 0,9%). Nesta palinofácies, os palinoforaminíferos apresentaram seus menores valores percentuais de todo o testemunho, com média de ± 0,08%, e pôde ser observada uma tendência de aumento na ocorrência de colônias de *Botryococcus braunii* (± 0,5%). Para o subgrupo OP, os elementos equidimensionais (± 1,4%) foram predominantes, enquanto os demais fitoclastos opacos (e.g. alongados, corroídos e bioestruturados) apresentaram uma diminuição em seus valores percentuais, não ultrapassando 1%.

Palinofácies 5

A palinofácies 5 (70 a 18 cm; ~3.616 anos cal AP a ~1.980 anos cal AP – idades interpoladas) foi caracterizada pelo subgrupo NOP, com média percentual de 60,2%. Esses valores foram os maiores para este grupo ao longo de todo o perfil. Seguem-se os grupos MOA (± 18,7%), PAL (± 11,4%) e OP (± 9,5%). Cabe ressaltar que os valores de MOA identificados nesta palinofácies foram os menores do depósito sedimentar. Para o subgrupo NOP, as cutículas foram predominantes, com média de 40,5%. Os fitoclastos não-opacos não-bioestruturados (± 11,2%) e os fitoclastos não-opacos bioestruturados listrados (± 7%) seguiram como elementos subordinados.

Os grãos de pólen foram os componentes predominantes do grupo PAL nesta palinofácies, sendo representados principalmente pelos colporados (± 3%) e porados (± 2,4%). Além disso, esporos monoletes não-ornamentados (± 2,5%), esporos triletes não-ornamentados (± 1%) e esporos de fungos (± 1%) foram elementos subordinados.

No subgrupo OP, os principais componentes foram as partículas equidimensionais (± 3,2%), seguidas pelas alongadas (± 2,7%), bioestruturadas (± 1,9%) e corroídas (± 1,6%).

Palinofácies 6

Os componentes predominantes da matéria orgânica particulada na palinofácies 6 (18 a 0 cm; < ~1.980 anos cal AP – idade interpolada) foram: MOA (± 52%), PAL (± 17,2%), NOP (± 16%) e OP (± 14,8%). No grupo dos NOP, os fitoclastos não-opacos bioestruturados listrados foram predominantes (± 8,8%), e como elementos subordinados foram registrados as cutículas e os não-bioestruturados, com médias de 3,1 e 2,4, respectivamente.

Nesta palinofácies, o grupo PAL tiveram seus maiores valores percentuais registrados, com os grãos de pólen porados (± 4,9%), esporos monoletes não-ornamentados (± 4,8%), grãos de pólen colporados (± 2%) e esporos de fungos (± 1,6%) como elementos subordinados. Cabe ressaltar que nesta palinofácies foram registrados os maiores valores percentuais de colônias de *Botryococcus braunii* (± 1,4%) e demais algas de água doce (± 1,2%) ao longo do registro sedimentar. Os fitoclastos opacos alongados (± 6,5%) e os fitoclastos opacos equidimensionais (± 4,9%) foram as partículas predominantes no subgrupo OP, seguidos pelas partículas opacas bioestruturadas (± 2%) e pelas corroídas (± 1,4%).

9.4.6. Identificação dos palinomorfos

Foram identificados 113 palinomorfos recuperados a partir de 11 amostras sedimentares da Lagoa Bonita. Para alguns esporos de pteridófitas foi utilizado o termo “tipo” precedido de gêneros conhecidos na literatura, referindo se a uma categoria morfológica que inclui os esporos com a mesma morfologia. Os palinomorfos são apresentados em anexo (Anexo A), e estão oganizados em ordem evolutiva conforme os esquemas propostos por Bold et al. (1987) para algas, Smith et al. (2006) para as pteridófitas, e APG III (2009) para as angiospermas. A lista com a organização sistemática dos palinomorfos, bem como as microfotografias dos esporos mais comuns e dos grãos de pólen encontram-se no Anexo A.

9.4.7. Análise palinológica

A partir da análise de agrupamentos dos palinomorfos identificados da Lagoa Bonita (Figuras 34 e 35), foi possível estabelecer três zonas, denominadas da base para o topo em LB1, LB2 e LB3.

Zona LB1 (270 a 180 cm; ~7.850 anos cal AP a ~4.727 anos cal AP)

Esta zona corresponde a cinco amostras sedimentares da Lagoa Bonita, onde foi registrado o predomínio de elementos herbáceos (39%; 5.689 – 9.183 grãos/cm^3), arbóreos/arbustivos (31%; 4.300 – 7.779 grãos/cm^3) e de árvores de manguezal (26%; 4.513 – 7.158 grãos/cm^3). Os demais grupos, tais como os esporos de pteridófitas, plantas aquáticas e algas, apareceram com médias percentuais de 27%, 2% e 1,7%, respectivamente. A concentração dos esporos variou de 3.198 a 7.448 esporos/cm^3, de 72 a 711 grãos/cm^3 para as plantas aquáticas e de 53 a 790 zigósporos/cm^3 no grupo das algas. O grupo de elementos marinhos, que inclui os palinoforaminíferos e os cistos de dinoflagelados, apresentou seus maiores valores percentuais de todo o perfil, com valores entre 6% e 26%, e concentração entre 1.015 e 5.640 palinomorfos/cm^3.

Dentre os elementos herbáceos, Poaceae é o táxon predominante, com média de 20%, seguido pelas ervas das famílias Cyperaceae (± 9%) e Asteraceae (± 4%). Como elementos subordinados, foram registrados grãos de pólen de *Solanum* sp. (0,6-13%), *Borreria* sp. (1,3-1,6%) e Amaranthaceae (1,3%). Grãos de pólen de Apiaceae, Gentianaceae e *Begonia* sp. ocorreram pontualmente ou com valores percentuais menores que 1%.

No grupo dos táxons arbóreos e arbustivos foi observado que os grãos de pólen de *Alchornea* sp. (1,6-8,3%), Moraceae-Urticaceae (3,3-6,3%), *Cecropia* sp. (1,6-5,6%), Arecaceae (1,6-4,6%) e Myrtaceae (0,6-3,3%) foram os mais frequentes. Os demais táxons arbóreos identificados tiveram baixa representatividade, com médias percentuais menores que 1%, ou ainda foram caracterizados como grãos de pólen raros, quando encontrados pontualmente nas amostras. Os grãos de pólen de *Rhizophora* sp., *Avicennia* sp. e *Laguncularia* sp. foram agrupados como árvores de manguezal.

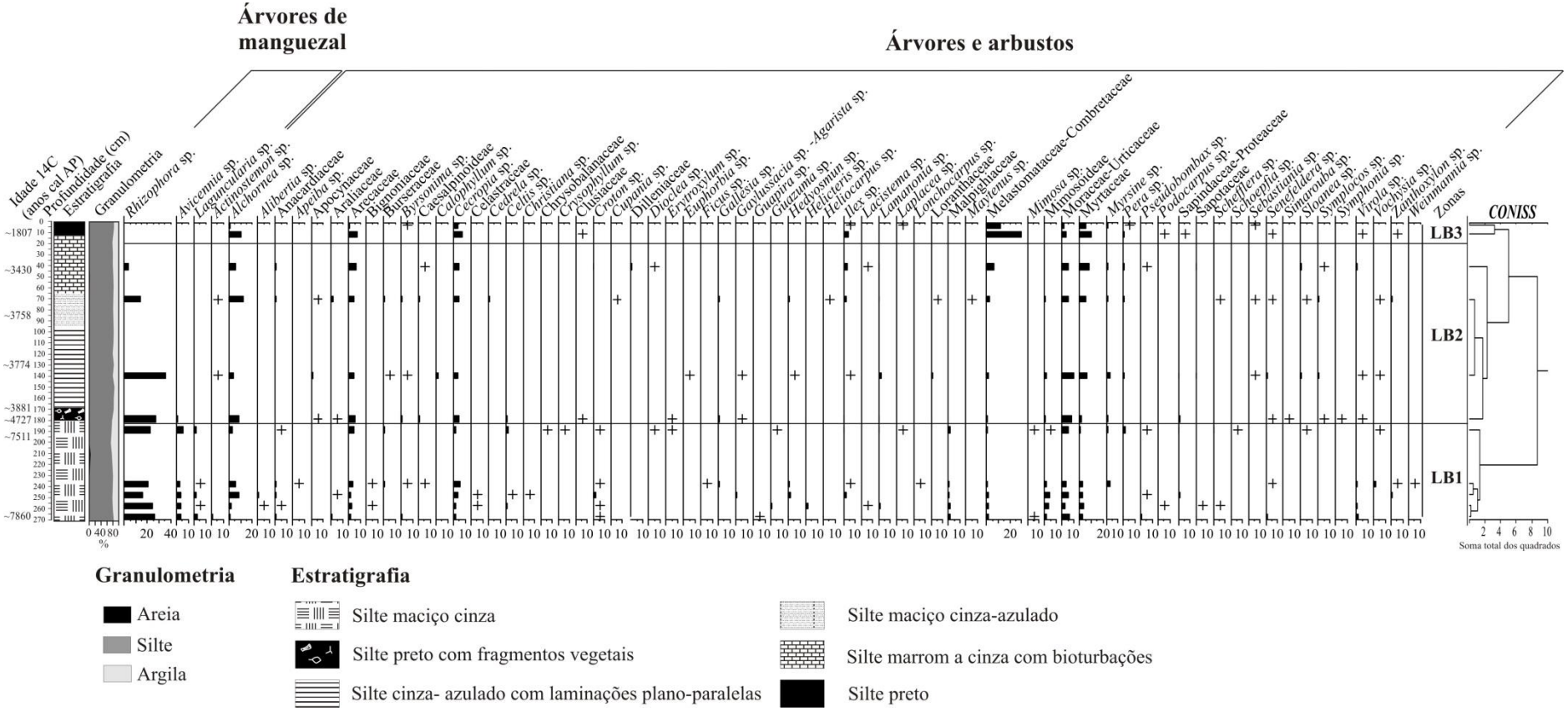


Figura 34 - Diagrama palinológico de porcentagem da Lagoa Bonita. O diagrama inclui os grãos de pólen de árvores e arbustos, e de árvores de manguezal

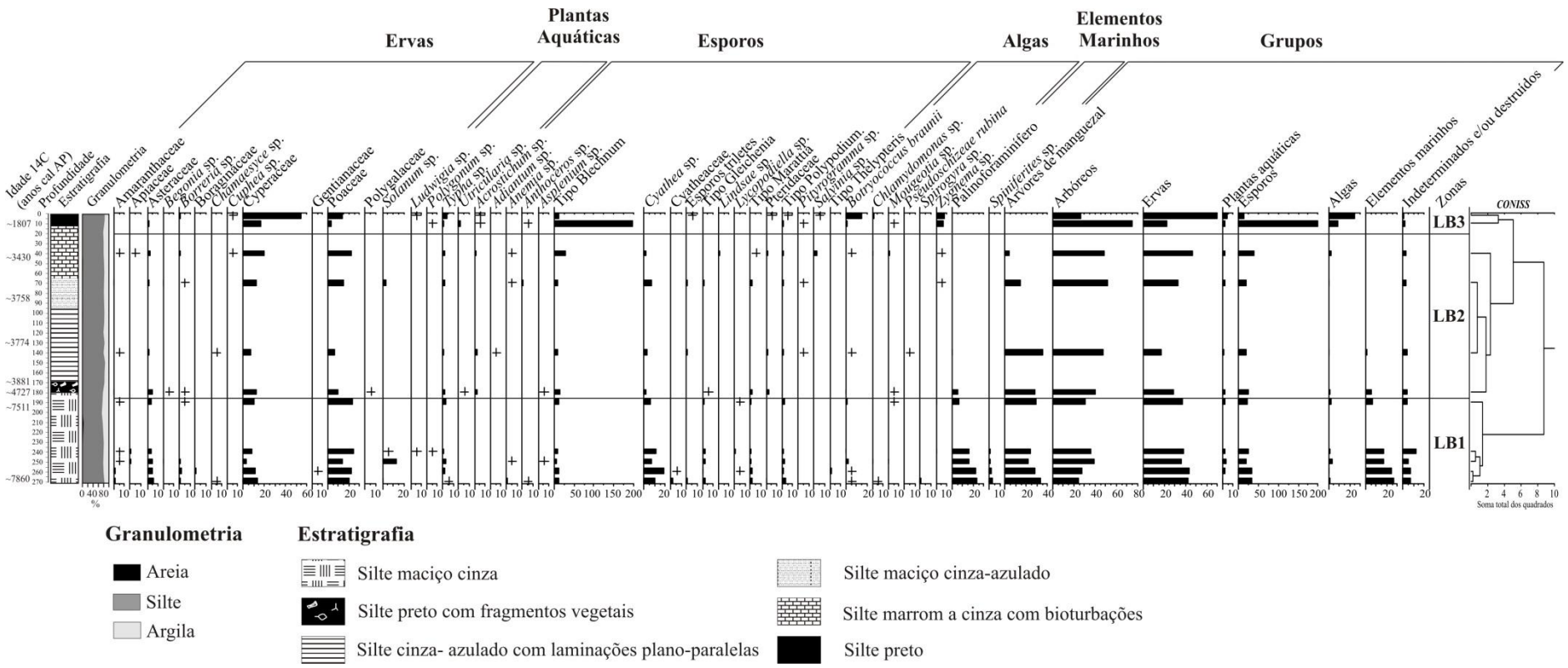


Figura 35 - Diagrama palinológico de porcentagem da Lagoa Bonita. O diagrama inclui os grãos de pólen de ervas, plantas aquáticas, esporos de briófitas e pteridófitas, algas, elementos marinhos e o total dos grupos

O grupo de arbóreos e arbustivos apresentou nesta zona seus maiores valores percentuais de todo o perfil, com o predomínio de grãos de pólen de *Rhizophora* sp. (15-26%). Cabe ressaltar que *Laguncularia* sp. foi registrada apenas nesta zona, com valores entre 0,3% e 3%. Embora *Avicennia* sp. tenha sido registrada pontualmente na amostra basal da zona LB2, este táxon também teve sua maior representatividade apenas nesta zona, com valores variando de 3% a 5,3%. Dessa forma, os valores encontrados sugerem que durante o intervalo de tempo entre ~7.850 anos cal AP e ~5.511 anos cal AP (idade interpolada), o manguezal era mais denso na área de estudo, em comparação com os demais intervalos de tempo analisados.

Dentre os esporos de pteridófitas ocorrentes, *Cyathea* sp. (5,6-18,3%), tipo Blechnum (6-12%), tipo Gleichenia (0,6-2,6%) e tipo Polypodium (0,6-3,6%) foram predominantes. Com registros escassos podem ser destacados os seguintes táxons: tipo Marattia (0,3-1,3%), *Anemia* sp. (0,3-0,6%) e *Lycopodiella* sp. (0,3-0,6%). Os demais táxons do grupo apareceram pontualmente. Entre os tipos polínicos de plantas aquáticas, apenas os valores registrados do táxon *Typha* sp. foram representativos, enquanto que os outros táxons deste grupo estiveram infra-representados. No grupo das algas, colônias de *Botryococcus braunii* (0,3-2%) foram predominantes, seguido por zigósporos de *Zygnema* sp. (0,6%), *Spirogyra* sp. (0,6%) *Mougeotia* sp. (0,3-0,6%) e *Chlamydomonas* sp. (0,3-0,6%).

ZONA LB2 (180 a 20 cm; ~4.727 anos cal AP a ~2.080 anos cal AP – idade interpolada)

Esta zona foi caracterizada com base na análise palinológica de quatro amostras sedimentares da Lagoa Bonita, e mostra o predomínio de elementos arbóreos e arbustivos (± 46%; 10.315 – 62.234 grãos/cm^3) e o aumento da representatividade deste grupo em relação à zona anterior. Seguindo os táxons arbóreos, os demais grupos com maior representatividade foram as ervas (± 31%; 7.331 – 60.073 grãos/cm^3) e os esporos de briófitas e pteridófitas (± 25%; 6.052 – 51.862 esporos/cm^3). O grupo de árvores de manguezal apresentou média de 20% e concentração entre 5.186 e 16.415 grãos/cm^3, sendo constituído basicamente nesta fase por grãos de pólen de *Rhizophora* sp. Os demais grupos, tais como as plantas aquáticas, os elementos marinhos e as algas foram registrados com médias percentuais de 1,6%, 1,5% e 1%, respectivamente. A concentração variou de 309 a 2.160 grãos/cm^3 para as plantas aquáticas, 309 a 1.449 palinomorfos /cm^3 nos elementos marinhos, e de 216 a 3.025 zigósporos/cm^3 no grupo das algas.

Dentre os táxons arbóreos e arbustivos, os grãos de pólen de *Alchornea* sp. (4-12%), Moraceae-Urticaceae (5-9,6%), *Cecropia* sp. (4,3-5%), Arecaceae (4,3-6%) e Myrtaceae (1,3-8%) continuam predominantes, assim como na zona LB1. No entanto, grãos de pólen de Melastomataceae-Combretaceae (0,3-6,6%), *Ilex* sp. (0,6-3,3%) e *Myrsine* sp. (0,6-3%) apresentaram maiores valores percentuais em comparação a zona anterior. Os demais táxons arbóreos foram registrados como grãos raros ou com valores não ultrapassando 1,6% em amostras pontuais (e.g. *Lamanonia* sp., Mimosoideae, *Pera* sp.). Táxons ocorrentes na Mata de Tabuleiros também continuaram presentes, tais como *Byrsonima* sp., *Senefeldera* sp., *Virola* sp., *Zanthoxylum* sp., *Vochysia* sp., *Pera* sp., *Symphonia* sp., *Calophyllum* sp. e *Lacistema* sp. (JESUS; ROLIM, 2005).

As árvores de manguezal estiveram representadas dominantemente por *Rhizophora* sp. (4-35,3%), sendo que foi observado um declínio deste táxon em direção ao topo da zona e um pico em seus valores na amostra entre 138 e 140 cm. *Avicennia* sp. foi registrada pontualmente na amostra da base do intervalo (178-180 cm) e não houve registro de *Laguncularia* sp. Em linhas gerais, os dados dos elementos arbóreos e das árvores de manguezal mostram que a Mata de Tabuleiros continuava presente na área de estudo, e que o manguezal se tornou menos denso do que no intervalo anterior. A interpretação paleoambiental dos resultados aqui apresentados são discutidos posteriormente.

Os elementos herbáceos estiveram representados principalmente por Poaceae (6,3-21,6%) e Cyperaceae (7-19,6%), tendo como subordinados as ervas da família Asteraceae (0,3-4,3%) e Amaranthaceae (0,3-0,6%). Um pico nos valores dos grãos de pólen de *Solanum* sp. foi observado na amostra entre 68 e 70 cm. Apiaceae, *Borreria* sp., *Begonia* sp., Polygalaceae, Bromeliaceae, *Cuphea* sp. e *Chamaesyce* sp. tiveram registros pontuais e/ou escassos.

Esporos do tipo Blechnum (7,6-29,6%) e *Cyathea* sp. (1,6-6,6%) foram predominantes, embora este último tenha apresentado um declínio em seus valores com relação à zona LB1. Como elementos subordinados tem-se a presença dos táxons *Acrostichum* sp. (0,3-2,6%), tipo Polypodium (0,3-1,6%), Pteridaceae (1,3-3%) e tipo Marattia (0,3-1,6%). Os demais esporos estiveram infra-representados nas amostras da zona LB2, e cabe ressaltar que foi registrado um pico na representatividade de *Salvinia* sp. na amostra entre 38 e 40 cm.

Nesta zona, os elementos marinhos apresentaram um decréscimo em seus valores, sendo apenas registrado palinoforaminíferos em duas amostras do intervalo (178-180, 138-140) e nenhuma ocorrência de cistos de dinoflagelados. Dessa forma, esses dados refletem

uma menor influência marinha nas amostras analisadas, fato este a ser discutido em itens posteriores. As plantas aquáticas (± 1,6%), representadas principalmente por *Typha* sp. (0,6-2,3%), e as algas (± 1%) mantiveram seus valores semelhantes à zona LB1.

ZONA LB3 (20 a 0 cm; < ~2.080 anos cal AP – idade interpolada)

Através da análise palinológica de duas amostras sedimentares da Lagoa Bonita, que compreendem a zona LB3, pôde-se observar o predomínio de elementos arbóreos (± 50,3%; 103.539 – 416.281 grãos/cm^3), e também a maior média percentual e concentração deste grupo ao longo de todo o perfil. Da mesma forma, houve um aumento na representatividade dos táxons herbáceos, com média de 46,3% e concentração entre 126.371 e 278.760 grãos/cm^3, das algas, com média de 16,5% e concentração entre 46.460 e 98.229 zigósporos/cm^3, e das plantas aquáticas, com média de 3,3% e concentração entre 14.867 e 15.929 grãos/cm^3. Não foi registrada a ocorrência de elementos marinhos e de árvores de manguezal na zona LB3, refletindo a ausência de influência marinha no ambiente deposicional.

Na amostra entre 08 e 10 cm houve a ocorrência de grande quantidade de esporos do tipo Blechnum, o que acarretou em uma média percentual acima de 100%. Com exceção dos grãos de pólen, a porcentagem dos grupos não polínicos, tais como as algas e os esporos, não é calculada levando em consideração a soma polínica, e por isso não é normalizada a 100%. A grande quantidade de esporos do tipo Blechnum na amostra 8-10 cm, muitas vezes vistos sobrepostos nas lâminas, pode ser devido à deposição dos soros destas pteridófitas juntamente ao sedimento, o que pode ter acarretado na super-representatividade. A concentração dos esporos variou de 1.111.323 a 53.093 esporos/cm^3.

Os grãos de pólen de Melastomataceae-Combretaceae (11-29%) e Myrtaceae (5-10,%) foram predominantes no grupo das árvores e arbustos. Como elementos subordinados foram registrados *Cecropia* sp. (3,3-7,3%), Moraceae-Urticaceae (1,6-3,3%), *Alchornea* sp. (0,3-10%), Arecaceae (0,3-7,3%) e *Ilex* sp. (0,3-4,3%). Embora os táxons arbóreos e arbustivos tenham sido predominantes, houve uma diminuição da diversidade desses táxons em relação às zonas anteriores. Espécies da Mata de Tabuleiros anteriormente registradas não apareceram nesta zona ou apenas ocorreram pontualmente como grãos raros, como por exemplo, *Byrsonima* sp. (0,3%), *Virola* sp. (0,3%), *Zanthoxylum* sp. (0,3%) e *Senefeldera* sp. (0,3%).

Ervas das famílias Cyperaceae (17-55%) e Poaceae (3,3-14%) permaneceram predominantes, no entanto, houve o aumento na representatividade de Cyperaceae nesta zona, alcançando seus maiores valores na amostra do topo do perfil. Da mesma forma que ocorreu com os elementos arbóreos e arbustivos, foi possível de se notar a diminuição da diversidade de ervas, sendo que apenas os táxons Asteraceae (1,6%), *Borreria* sp. (0,6%) e *Cuphea* sp. (0,3%) foram registrados.

Dentre as plantas aquáticas, o táxon *Typha* sp. permaneceu predominante (0,3-3,6%), seguido por *Utricularia* sp. (1,3%). Os demais táxons foram registrados com valores percentuais menores que 0,5%. No grupo das algas, colônias de *Botryococcus braunii* (0,3-15%) e os zigósporos de *Zygnema* sp. (7-8,3%) apresentaram uma tendência no aumento de seus valores em direção ao topo do perfil. Com registros escassos e/ou pontuais foram registrados *Chlamydomonas* sp. (1,3%) e *Mougeotia* sp. (0,3%).

9.4.8. Evolução do ambiente deposicional

Através da integração dos resultados obtidos pela análise de palinofácies, palinológica, pelos dados granulométricos, isotópicos e elementares, bem como pelas datações ^{14}C, foi possível estabelecer três fases de mudanças no ambiente deposicional ao longo do Holoceno (Figuras 36 e 37). Estas fases mostram, em linhas gerais, como as variações no nível relativo marinho durante o Holoceno influenciaram na evolução da Lagoa Bonita.

Fase 1: Sistema estuarino-lagunar – fase transgressiva (273 a 180 cm; ~7.860 anos cal AP a ~4.727 anos cal AP)

Esta fase é definida pelas associações de palinofácies 1 e 2, nas quais os principais componentes da matéria orgânica particulada são MOA e NOP. A composição da matéria orgânica em sedimentos reflete variáveis que influenciam nos ambientes aquáticos e terrestres em que esta é gerada, no seu transporte e na sua deposição no ambiente (BATTEN, 1996).

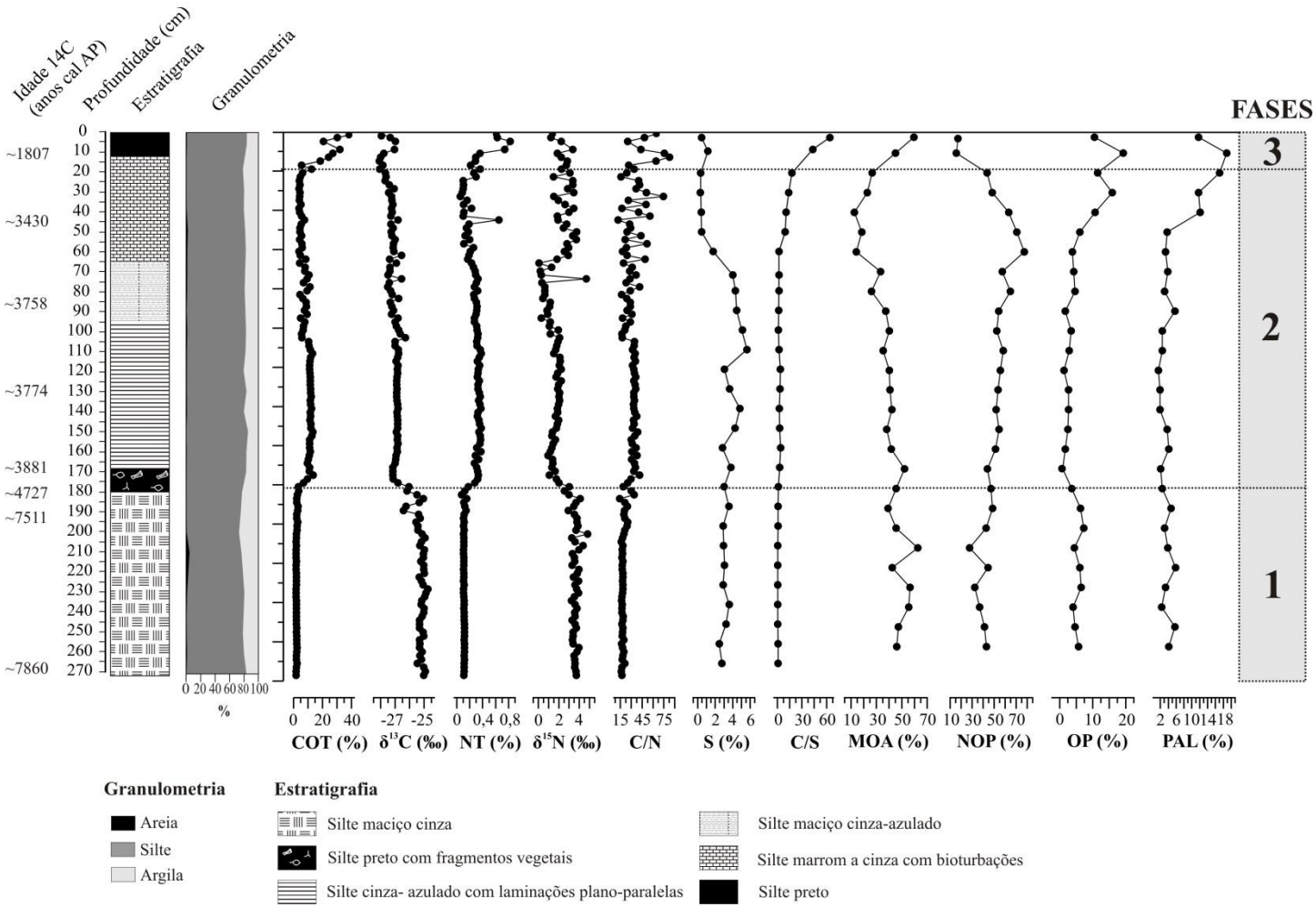


Figura 36 - Frequências relativas dos componentes da matéria orgânica particulada e valores isotópicos e elementares do testemunho LCG-B. **COT:** carbono orgânico total. **NT:** nitrogênio total. **S:** enxofre total. **MOA**: matéria orgânica amorfa. **NOP**: fitoclastos não-opacos. **OP**: fitoclastos opacos. **PAL**: palinomorfos

O predomínio de MOA durante esta fase pode estar indicando um ambiente de baixa energia e redutor, parcialmente devido a reduzidos influxos de matéria orgânica de origem terrestre (TYSON, 1995). Além disso, altos valores percentuais de MOA ocorrem em fácies sedimentares pobres em areia, devido aos processos hidrodinâmicos atuantes, uma vez que as partículas amorfas mantêm-se em suspensão e depositam-se juntamente com partículas do tamanho silte e argila. Os resultados granulométricos corroboram com esses dados, visto que a fácies correspondente a esta fase é predominantemente constituída por sedimentos de granulometria silte e argila.

A maior parte dos fitoclastos é derivada de tecidos lignocelulósicos de plantas vasculares, e tem sua preservação favorecida devido à natureza estável e resistente da lignina (TYSON, 1995). Durante períodos de chuva, restos vegetais provenientes da vegetação do entorno são levados para os cursos d'água, resultando no transporte e na deposição das folhas e da matéria orgânica particulada (BATTEN, 1996). Altas porcentagens de fitoclastos em amostras sedimentares podem refletir a proximidade da fonte fluvial, bem como a dispersão dos outros componentes da matéria orgânica particulada pelas correntes fluviais (TYSON, 1995; MEYER et al., 2005b). Da mesma forma que foi registrada para a Lagoa do Macuco, houve uma relação inversamente proporcional entre MOA e NOP nas amostras desta fase (Figura 35), confirmando a dispersão da MOA durante períodos de influxo fluvial e/ou pluvial. Outro ponto que merece destaque é que os componentes predominantes dentre o subgrupo NOP foram os fitoclastos não-opacos não-bioestruturados e as cutículas, que segundo Boussafir et al. (2012) são materiais alóctones e indicam o influxo de matéria orgânica de água doce nos sedimentos.

Pelos dados acima expostos, infere-se que a atual bacia lacustre estava próxima de cursos d'água, tal qual ocorre atualmente, e que provavelmente recebia material transportado pelas correntes fluviais. Além disso, pode-se também inferir que é provável que restos de plantas, provenientes da vegetação de entorno, tenham sido carreados e depositados em períodos de chuvas, fato este corroborado pela grande quantidade de cutículas bem preservadas nos sedimentos. De acordo com Batten (1996), durante períodos de chuva, restos de material vegetal proveniente de áreas florestadas são transportados pelos cursos d'água e depositados em estuários, deltas e plataformas continentais.

Através dos resultados obtidos, foi possível verificar que também houve influência marinha no ambiente deposicional durante o intervalo de tempo entre ~7.860 anos cal AP e ~4.727 anos cal AP. Esta inferência foi baseada principalmente no predomínio de

palinoforaminíferos dentre os palinomorfos, e no registro de cistos de dinoflagelados do gênero *Spiniferites* apenas nesta fase. De acordo com Tyson (1995), palinoforaminíferos são indicadores confiáveis de condições marinhas, e podem ocorrer em ambientes de alta produtividade, tais como sistemas estuarinos. Da mesma forma, cistos de dinoflagelados em sua maioria indicam variações na salinidade, e muitas vezes podem ser diluídos pela MOA em fácies disóxicas-anóxicas (TYSON, 1995), o que pode explicar o registro escasso destas algas durante esta fase.

Os valores de C/N durante este intervalo foram predominantemente menores que 20 e houve um enriquecimento isotópico nos valores de $\delta^{13}C$ (-24‰ a -25‰), possivelmente indicando a influência de fitoplâncton marinho (WILSON et al., 2005). Além disso, os valores encontrados para C/S, que identifica a ocorrência da redução de sulfato em ambiente anóxico, foram entre 0,5 e 1,1. Segundo Berner e Raiswell (1984), valores entre 0,5 e 5 indicam amostras com influência marinha, sendo assim, correlacionáveis com os valores das amostras sedimentares da Lagoa Bonita para esta fase. Ainda, em todas as amostras sedimentares analisadas deste intervalo foram encontradas grandes quantidades de cristais de pirita, e muitas vezes dificultando a visualização dos componentes da matéria orgânica particulada. No processo de redução do sulfato, o H_2S formado tende a reagir com ferro e formar pirita, principalmente em ambientes com condições anóxicas. A pirita é geralmente abundante em sedimentos com algas e matéria orgânica amorfa de origem marinha (BATTEN, 1996), o que também reflete a influência marinha no depósito.

Os resultados da análise palinológica mostraram os maiores valores percentuais nesta fase para árvores de manguezal, tais como *Rhizophora* sp., *Avicennia* sp. e *Laguncularia* sp. Em um estudo de chuva polínica moderna, Behling et al. (2001) verificaram que *Rhizophora* libera grandes quantidades de grãos de pólen e esses são transportados pelo vento, ao contrário do que ocorre em espécies de *Avicennia* e *Laguncularia*. Sendo assim, a presença das três espécies nas amostras sedimentares reflete a presença da vegetação de manguezal próximo ao local de estudo. O predomínio de fitoclastos não-opacos não-bioestruturados dentre o subgrupo NOP também pode ser usado para confirmar a presença da vegetação de manguezal, pois já foram descritos como ocorrentes em zonas de alta concentração de *Rhizophora* e *Laguncularia*, oriundos das raízes aéreas dessas plantas (LALLIER-VERGES et al., 1998).

Buso Junior et al. (2013b) realizaram um estudo multidisciplinar (e.g. palinologia, espículas de esponjas, isótopos de C e N, e geoquímica) na Lagoa do Macuco, ~15 km do local de estudo, e mostraram que entre 7.623 anos cal AP e 3.190 anos cal AP a vegetação era

constituída por árvores de manguezal, e que o ambiente deposicional provavelmente seria um estuário, com condições redutoras e sedimentação influenciada pelas marés. Manguezais são ecossistemas altamente produtivos, e considerados como ligação entre o ambiente marinho e o continental (BEHLING et al., 2001). O desenvolvimento e a composição das comunidades dos manguezais dependem da temperatura, tipo de solo, salinidade, duração e frequência de inundações, além da ação de ondas e marés (BLASCO et al., 1996). Ainda, são ecossistemas altamente susceptíveis a mudanças no nível relativo marinho (VEDEL et al., 2006). Dessa forma, os resultados da análise palinológica da Lagoa Bonita também comprovam que a atual bacia lacustre teve influência marinha durante o Holoceno Inferior e Médio.

Ainda no que diz respeito à vegetação, foram registrados grãos de pólen de ervas da família Poaceae e Cyperaceae, e de árvores como *Alchornea* sp., Moraceae-Urticaceae, *Cecropia* sp., Arecaceae e Myrtaceae. Além dos táxons predominantes, espécies como *Guapira* sp., *Guazuma* sp., *Senefeldera* sp., *Virola* sp., *Zanthoxylum* sp., *Vochysia* sp., *Ficus* sp., *Lonchocarpus* sp., *Chrysophyllum* sp., *Pera* sp. e *Schoepfia* sp., registrados nesta fase, são descritos como ocorrentes na Mata de Tabuleiros da região norte do estado do Espírito Santo (JESUS; ROLIM, 2005), refletindo assim, que este tipo de vegetação já estava presente na região desde pelo menos o Holoceno Inferior. Dados semelhantes foram encontrados por Buso Junior et al. (2013a) para a Lagoa do Macuco, distante em cerca de 15 km do local de estudo, e por Nascimento (2012) para a Lagoa Juparanã, distante em cerca de 33 km da Lagoa Bonita.

Com base nos dados acima expostos, infere-se que o ambiente deposicional era parte integrante de um sistema estuarino-lagunar. Pela definição de Dalrymple et al. (1992), estuário é a porção próxima ao mar de um sistema de vales afogados que recebe sedimentos de fontes fluviais e marinhas, e que contém fácies sedimentares influenciadas pelas marés, ondas e processos fluviais. A distribuição e evolução dos estuários são delimitadas por períodos de transgressão e regressão marinha, aporte sedimentar, geometria da costa e ações de ondas e marés (BOYD et al., 1992). As lagunas, ao contrário dos estuários, recebem apenas aporte de sedimentos marinhos e/ou com influência fluvial negligenciável (BOYD et al., 2006). Embora a análise de palinofácies tenha mostrado a proximidade da fonte fluvial, evidenciada pelo predomínio de fitoclastos não-opacos em algumas amostras, não se descarta a hipótese desses fitoclastos terem sido transportados da vegetação de entorno durante períodos de chuvas, o que é aceitável também em ambientes lagunares. Oboh-Ikuenobe et al. (2005) descreveram litofácies estuarinas e/ou lagunares com altos valores percentuais de

fitoclastos, e a coexistência de material de origem terrestre e marinha. Por essa razão, e pelo fato da difícil separação de estuário e laguna baseada apenas nos resultados obtidos, optou-se por denominar a área de estudo como sistema estuarino-lagunar.

Estudos na costa brasileira baseados em evidências sedimentológicas, datações ^{14}C, conchas de ostras e vermitídeos, têm demonstrado que o nível relativo marinho esteve acima do atual durante o Holoceno Inferior, alcançando o seu pico máximo de ascensão por volta de 5.000 anos cal AP (SUGUIO et al., 1985; ANGULO; LESSA, 1997; ANGULO et al., 1999, 2006; MARTIN et al., 2003). Após o máximo transgressivo, o nível relativo marinho apresentou queda contínua (ANGULO et al., 2006) ou ainda oscilações (SUGUIO et al., 1985) até atingir o atual nível. Sendo assim, a fase 1 (~7.860 anos cal AP a ~4.727 anos cal AP) da Lagoa Bonita pode ser incluída durante o período de tempo em que o nível relativo marinho esteve acima do atual, e por essa razão foi denominada como fase transgressiva. Os elementos marinhos (palinoforaminíferos e dinocistos), os valores de C/S, e a maior densidade do manguezal durante esta fase reforçam esta hipótese.

Em um estudo faciológico e usando diatomáceas como bioindicadores, Castro et al. (2013) verificaram o estabelecimento de um sistema estuarino na região deltaica do rio Doce. Segundo os autores, algas diatomáceas são boas indicadoras de zonas com variações na salinidade, e espécies como *Diploneis gruendleri*, *Paralia sulcata*, *Tryblionella punctata* e *Colonoeis westii*, identificadas em amostras datadas entre ~7.500 anos cal AP e ~5.000 anos cal AP, indicaram que o canal estuarino esteve sob significante influência marinha durante o Holoceno Inferior. Além disso, imagens de sensoriamento remoto da região mostraram que as fases transgressivas estão bem registradas pela presença de extensos depósitos relacionados a ambientes flúvio-estuarinos/lagunares/marinhos rasos (POLIZEL; ROSSETTI, 2014), o que reforça a caracterização da fase 1 da evolução da Lagoa Bonita como um sistema estuarino-lagunar durante a transgressão marinha.

Fase 2: Sistema estuarino-lagunar – fase regressiva (180 a 20 cm; ~4.727 anos cal AP a ~2.080 anos cal AP – idade interpolada)

As associações de palinofácies 3, 4 e 5 definem a fase 2 da evolução da Lagoa Bonita. Este intervalo é caracterizado pelo predomínio de NOP (± 55%) e MOA (± 32%), indicando maior influência fluvial no ambiente deposicional do que na fase anterior.

Da mesma forma que na fase 1, NOP e MOA apresentaram uma relação inversamente proporcional, principalmente entre 70 e 20 cm, com o predomínio das cutículas entre os fitoclastos não-opacos.

A maior parte da matéria orgânica de origem terrestre acumula em sistemas estuarinos, fluviais e lacustres, e os restos vegetais não resistentes, como as cutículas, tendem a serem destruídos se forem transportados por longas distâncias (BATTEN, 1996). Dessa forma, devido ao predomínio das cutículas em grande parte das amostras desta fase, infere-se a proximidade da área fonte. Diferenças nas taxas de decomposição vegetal têm relação com as diferentes partes das plantas, tais como folhas, raízes, órgãos reprodutivos, e independem das condições climáticas vigentes (GASTALDO, 1994). Como a maior parte das partículas não-opacas predominantes neste intervalo são menos resistentes ao processo de degradação, refletem que o ambiente deposicional era de baixa energia, o que é corroborado pelo fato de MOA ser o grupo subordinado. É possível observar também que as hifas de fungos estiveram bem representadas entre o subgrupo NOP. As hifas são filamentos de micélio da fase vegetativa de fungos que colonizam plantas superiores, e geralmente estão associadas a sedimentos ricos em restos vegetais (BATTEN, 1996).

Além dos dados acima expostos, é possível observar um aumento na frequência relativa dos fitoclastos não-opacos listrados e das partículas opacas entre 70 e 20 cm. Os fitoclastos não-opacos listrados podem ser advindos da vegetação paludal, e são comuns em bordas de planície de inundação (MEYER et al., 2010). Já os fitoclastos opacos, partículas mais refratárias, refletem condições oxidantes e de maior energia, e geralmente são depositados com sedimentos de granulometria areia (TYSON, 1995). No entanto, o testemunho da Lagoa Bonita é predominantemente composto por sedimentos de tamanho silte e argila, e por essa razão a ocorrência de fitoclastos opacos não pode ser correlacionável com a deposição de areia na área de estudo. Dessa forma, infere-se que os fitoclastos opacos possam ter sido transportados pela ação fluvial, e distalmente da área fonte, o que reforça a hipótese de maior influência dos cursos d’água na região entre ~4.727 anos cal AP e ~2.080 anos cal AP (idade interpolada). Em determinados momentos os fitoclastos devem ter diluído e dispersado os componentes amorfos, indicando assim que ocorreram intervalos de maior e menor energia intercalados ao longo do intervalo. O aumento na frequência relativa de esporos de fungos nesta fase também pode estar relacionado a inundações temporárias (GRILL et al., 2007).

Com relação à presença de elementos marinhos, os palinoforaminíferos estiveram infrarepresentados, em sua maioria na base do intervalo, e nenhum cisto de dinoflagelado foi registrado para esta fase. Além disso, houve uma tendência no aumento dos valores de C/S em direção ao topo do intervalo, com alguns valores acima de 10 e refletindo assim, a diminuição da influência marinha no ambiente deposicional. A análise palinológica corrobora esta hipótese, uma vez que foi registrada a diminuição nos valores percentuais de árvores de manguezal, sendo que nenhum grão de pólen de *Laguncularia* sp. foi encontrado e *Avicennia* sp. ocorreu pontualmente na amostra da base do intervalo. Apenas grãos de pólen de *Rhizophora* sp. apresentaram frequência relativa maior, comparando-se com as outras espécies de manguezal, mas também tiveram uma diminuição em seus valores. Plantas do gênero *Rhizophora* são adaptadas para crescerem em ambientes de baixa salinidade (SMITH; SNEDAKER, 1995), e seus grãos de pólen são transportados pelo vento (BEHLING et al., 2001), o que estaria refletindo a presença do manguezal na região, mas mais distante do local de estudo do que na fase 1.

Ainda com relação à vegetação, houve um aumento na representatividade dos elementos arbóreos nesta fase, e espécies ocorrentes na Mata de Tabuleiros continuaram presentes, tais como *Byrsonima* sp., *Senefeldera* sp., *Virola* sp., *Zanthoxylum* sp., *Vochysia* sp., *Pera* sp., *Symphonia* sp., *Calophyllum* sp. e *Lacistema* sp. (JESUS; ROLIM, 2005). Além disso, os táxons arbóreos predominantes foram *Alchornea* sp., Moraceae-Urticaceae e *Cecropia* sp., e que podem indicar vegetação pioneira (MARCHANT et al., 2002). Por isso, pode-se concluir que a vegetação de manguezal, anteriormente mais densa, se deslocou para áreas com maior influência marinha, e a vegetação predominante era constituída por árvores da Mata de Tabuleiros e também por espécies pioneiras nos processos de sucessão ecológica. Ervas das famílias Poaceae e Cyperaceae também estiveram bem representadas, e provavelmente representam espécies que ocorrem em áreas úmidas, uma vez que os valores isotópicos registrados (-26‰ a -27‰) foram de plantas C_3.

Buso Junior et al. (2013a) identificaram na Lagoa do Macuco o predomínio de grãos de pólen de *Symplocos* sp., *Ilex* sp., Melastomataceae-Combretaceae, Myrtaceae e *Alchornea* sp. durante o intervalo de tempo entre 4.396 anos cal AP e 1.287 anos cal AP. Segundo os autores, a presença de altas porcentagens de *Ilex* sp. e *Symplocos* sp. poderiam indicar sucessão ecológica na área anteriormente inundada e sob influência marinha, sendo correlacionável ao que foi observado na Lagoa Bonita.

No que tange ao processo da evolução da Lagoa Bonita, esta fase foi caracterizada como sistema estuarino-lagunar, mas durante a regressão marinha. Como foi descrito em trabalhos na costa brasileira (SUGUIO et al., 1985; MARTIN et al., 2003; ANGULO et al., 2006), após cerca de 5.000 anos cal AP houve a queda do nível relativo marinho até atingir o nível atual. Segundo Cohen et al. (2014), o Holoceno Superior na região foi caracterizado pelo aumento de aporte de sedimentos fluviais e a formação de depósitos progradacionais, com a redução dos manguezais e a expansão de áreas brejosas colonizadas por vegetação herbácea. A progradação deltaica levou ao estabelecimento do delta do rio Doce e o fechamento dos canais estuarinos. O desenvolvimento dos cordões litorâneos pelas areias depositadas pelo rio Doce ocasionou na substituição dos estuários por lagos e a influência das ondas e marés foi progressivamente reduzida (CASTRO et al., 2013). A prevalência de condições de água doce na Lagoa do Macuco após ~3.000 anos cal AP, bem como o deslocamento da vegetação de manguezal e a progradação do estuário também foram observados por Buso Junior et al. (2013b).

Os dados encontrados para a Lagoa Bonita estão de acordo com a dinâmica costeira proposta por Castro et al. (2013) e Cohen et al. (2014) para a região, uma vez que maior influência fluvial e a diminuição da incursão marinha foram registrados para o ambiente deposicional durante o Holoceno Médio e Inferior com base nas análises de palinofácies, palinológica, elementares e isotópicas.

Fase 3: Lagoa (20 a 0 cm; < ~2.080 anos cal AP – idade interpolada)

A terceira fase da evolução da Lagoa Bonita compreende os últimos 20 cm do testemunho sedimentar, e é caracterizada com base na palinofácies 6. Nesta fase houve o predomínio de MOA (44-59%) e PAL (13-20%). O aumento da representatividade do grupo amorfo em relação à fase anterior indica que o ambiente era de baixa energia e/ou estagnado, e se tornou mais redutor do que no intervalo entre 180 e 20 cm. Os maiores valores de COT (5-39%) de todo o perfil reforçam esta interpretação. Dentre o grupo dos palinomorfos, nenhuma evidência marinha foi registrada, ou seja, palinoforaminíferos e cistos de dinoflagelados não ocorreram nas amostras analisadas. Da mesma forma, grãos de pólen de árvores de manguezal não estiveram representados. Além disso, os valores de C/S (17-64) indicam o predomínio de condições de água doce (BERNER; RAISWELL, 1984).

Por estas razões, infere-se que o ambiente deposicional formado após ~2.000 anos cal AP era semelhante e/ou comparável ao atual, com a formação da lagoa costeira.

As lagoas costeiras constituem interface entre zonas costeiras, águas interiores e águas costeiras marinhas. A existência desses ecossistemas depende das flutuações do nível do mar, da atividade tectônica local e da interferência humana (NEUMANN et al., 2008). Ainda segundo Esteves (1998), as lagoas costeiras podem ser agrupadas em relação à coloração de suas águas, sendo as de águas claras originadas de rios, e as de águas escuras originadas principalmente do lençol freático de terrenos arenosos. Durante esta fase foi observado um aumento na frequência relativa de algas de água doce e colônias de *Botryococcus braunii*, que segundo Tyson (1995) ocorrem em corpos d'água de águas rasas e em condições oligotróficas, ou seja, em corpos lacustres de águas claras e com oxigênio dissolvido. Sendo assim, a Lagoa Bonita seria classificada como lagoa de águas claras, segundo a classificação proposta por Esteves (2008).

Em um estudo das variações abióticas nas lagoas da região norte do Espírito Santo, Bozelli et al. (1992) verificaram que o perfil de oxigênio da Lagoa Bonita pôde ser definido como do tipo ortogrado, ou seja, sem estratificações. A falta de estratificação pode ser atribuída à reduzida profundidade, e associada à ação do vento, que é facilitada pelo relevo plano da região (BOZELLI et al., 1992). Levando em consideração que as lagoas de águas claras possuem teor considerável de O_2 dissolvido e consequentemente condições mais óxicas, seria de se esperar uma diminuição dos valores de MOA. No entanto, a ocorrência do grupo amorfo indica que as condições na interface água-sedimento seriam anóxicas, e a dispersão de MOA em todo o testemunho estaria mais relacionada ao aporte de material continental, representado pelos fitoclastos, do que pela quantidade de oxigênio dissolvido. Resultados semelhantes foram encontrados para a Lagoa dos Quadros, na planície costeira do Rio Grande do Sul (MEYER et al., 2005b).

A análise palinológica revelou o predomínio de grãos de pólen arbóreos e arbustivos, com maior representatividade dos táxons Melastomataceae-Combretaceae, Myrtaceae, *Cecropia* sp., Moraceae-Urticaceae, *Alchornea* sp., Arecaceae e *Ilex* sp. No entanto, os táxons encontrados na Mata de Tabuleiros da região não foram registrados ou ocorreram como grãos raros. Uma explicação possível seria com relação ao processo de transporte e deposição polínica. A presença de espécies arbóreas próximas da margem dos lagos não assegura, necessariamente, que estas espécies sejam registradas no testemunho sedimentar, uma vez que podem ser transportadas pelos ventos turbulentos, tais como ocorrem em áreas costeiras, ou serem entomófilas (BAUERMANN et al., 2002). Além disso, a presença de vegetação

herbácea nas margens dos lagos, principalmente composta por Cyperaceae e Poaceae, faz com que as correntes aéreas sejam maiores (BAUERMANN et al., 2002). Já os táxons arbóreos da Mata de Tabuleiros identificados nas zonas anteriores podem ter sido transportados pelos cursos d'água que alimentavam o sistema estuarino, dando um sinal polínico regional.

Na Lagoa do Macuco, Buso Junior et al. (2013a) descreveram que entre 1.287 anos cal AP e o presente houve o predomínio de elementos arbóreos e arbustivos, tais como *Cecropia* sp., *Alchornea* sp., Myrtaceae Melastomataceae-Combretaceae, Urticaceae-Moraceae, *Ilex* sp., *Hedyosmun* sp. e *Myrsine* sp. Ainda, registraram altos valores percentuais de plantas aquáticas e ervas da família Cyperaceae. Segundo os autores, a vegetação estaria refletindo o estabelecimento das condições atuais, que compreendem a planície de inundação do rio Barra Seca e a lagoa propriamente dita.

Da mesma forma que foi descrito para a Lagoa do Macuco (BUSO JUNIOR et al., 2013a), os táxons herbáceos Cyperaceae e Poaceae foram os mais abundantes durante este intervalo, e provavelmente caracterizam a presença de umidade no ambiente deposicional, fato também evidenciado pelos valores isotópicos (-26‰ a -28‰) de plantas C_3. Embora os táxons arbóreos tenham sido predominantes, a presença de Melastomataceae-Combretaceae, dominante nesta fase, não é boa indicadora de floresta. Atualmente ocorrem áreas brejosas ao longo da planície costeira do Espírito Santo onde espécies da família Melastomataceae (e.g. *Tibouchina* sp.) e de pteridófitas (e.g. *Blechnum* sp.) predominam. Esporos identificados como tipo Blechnum tiveram alta representatividade, principalmente na amostra de 08 a 10 cm. Percentuais significativos de esporos indicam a presença de vegetação pteridofítica, condições úmidas na área fonte e/ou transporte aquoso (TYSON, 1995; MEYER et al., 2005b).

Dessa forma, é possível correlacionar a fase 3 da Lagoa Bonita com as áreas brejosas ocorrentes atualmente na planície costeira, podendo ser um estágio inicial na formação da lagoa, onde um corpo d'água de águas claras, raso e estagnado se estabeleceu. Extrapolando a idade do topo do perfil, o resultado seria em torno de 1.465 anos cal AP, sendo assim, não foi possível caracterizar as amostras mais recentes. Uma hipótese para esta lacuna no perfil sedimentar seria as drenagens realizadas na área de estudo ao longo dos últimos anos, o que pode ter acarretado na perda do material.

9.4.9. Dinâmica da vegetação e do clima no sudeste do Brasil durante o Holoceno e o registro polínico da Lagoa Bonita

Estudos palinológicos e de isótopos de C em sedimentos e solos, e que visam à reconstituição da vegetação com inferências do clima para o sudeste do Brasil, mostram que durante o Holoceno Inferior e Médio foi predominantemente menos úmido/seco, o que resultou na expansão de campos e na retração de áreas florestais (BEHLING, 1995; GOUVEIA et al., 1999; 2002; GOUVEIA; PESSENDA, 2000). Esse panorama climático caracterizado por condições de menor umidade também foi verificado para as regiões norte (FREITAS et al., 2001; PESSENDA et al., 2004b), nordeste (PESSENDA et al., 2010), centro-oeste (FERRAZ-VICENTINI; SALGADO-LABOURIAU, 1996; BARBERI et al., 2000) e sul (BEHLING et al., 2005) do Brasil. O padrão de insolação vigente na primeira metade do Holoceno, a posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) ao sul e a menor intensidade da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) seriam os principais responsáveis pela configuração atmosférica e pelos diferentes índices pluviométricos no Brasil, o que ocasionou áreas com maior e menor umidade (CRUZ et al., 2009).

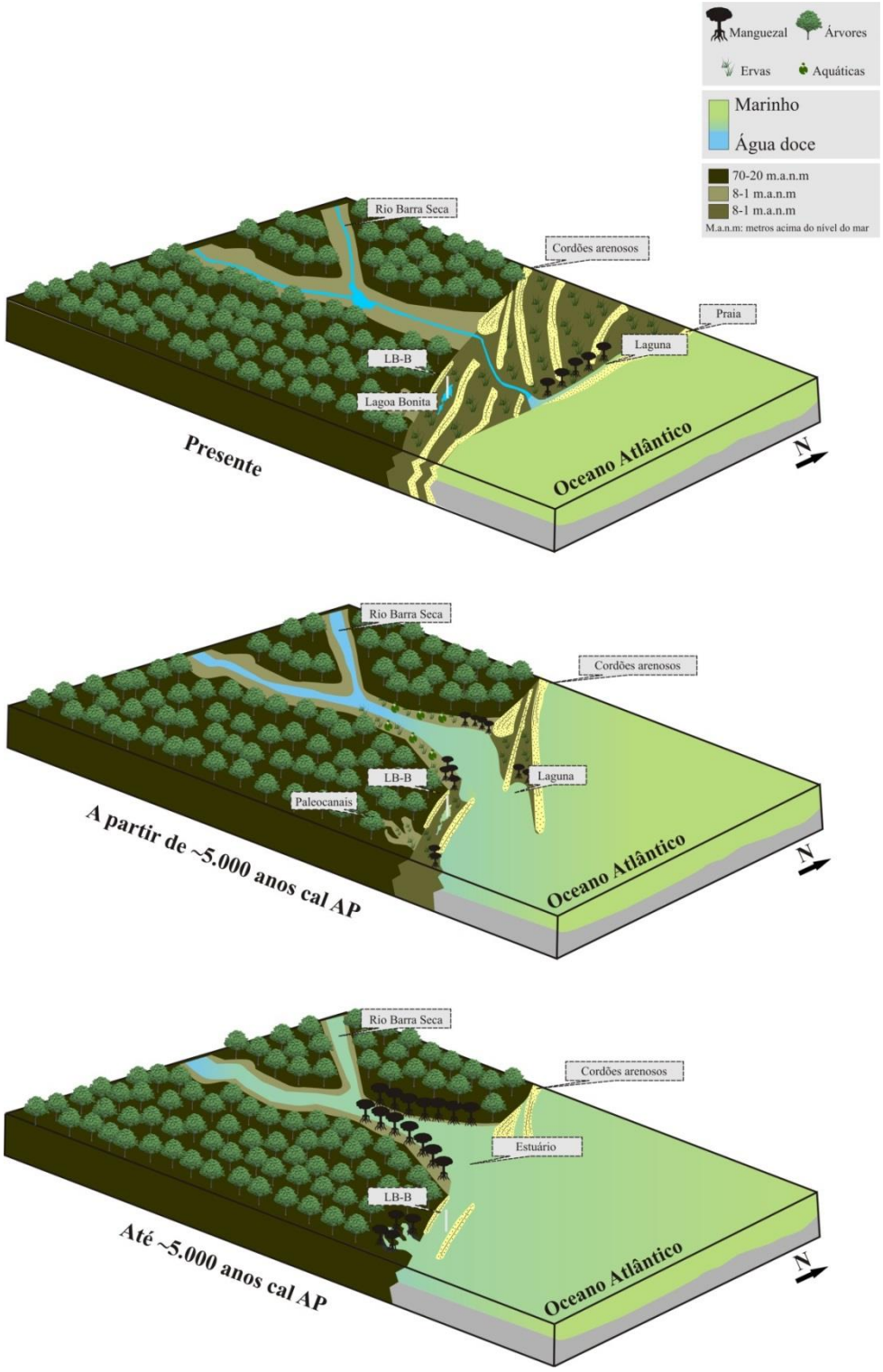


Figura 37 - Modelo da reconstituição paleoambiental da Lagoa Bonita durante o Holoceno

Embora a maior parte dos trabalhos aponte para o predomínio de um clima menos úmido/seco durante o Holoceno Inferior e Médio para o Brasil, estudos realizados em Curucutu – SP (PESSENDA et al., 2009), vale do rio Icatú – BA (DE OLIVEIRA et al.,

1999) e no Rio Grande do Norte – RN (CRUZ et al., 2009), por exemplo, mostram que o clima era predominantemente úmido nestas localidades para o mesmo período, contrapondo aos estudos anteriormente citados. Dessa forma, verifica-se a complexidade da dinâmica climática e o fato de que não há um consenso com relação ao clima durante o Holoceno para o Brasil, e que fatores locais e regionais devem ser levados em consideração. Muitas vezes os registros polínicos refletem as condições locais, e por isso não são sincrônicas com as condições climáticas de outras localidades.

A análise palinológica da Lagoa Bonita mostrou a presença de espécies da Mata de Tabuleiros desde pelo menos o início do Holoceno, refletindo que a umidade foi suficiente para manter a área florestal. Sendo assim, o registro polínico não apontou a expansão de campos e a retração florestal. Esses dados estão de acordo com estudos prévios que definem as regiões norte do Espírito Santo e sul da Bahia como áreas que não estiveram sujeitas a retração florestal nos últimos 17.000 anos cal AP (PRANCE, 1982; GRAZZIOTIN et al., 2006). Da mesma forma, os resultados obtidos pela análise palinológica da Lagoa Bonita são também correlacionáveis aos encontrados por Nascimento (2012) e Buso Junior et al. (2013a) para a região de Linhares. Segundo Buso Junior et al. (2013a), as massas de ar polar forneceram umidade suficiente para a manutenção da floresta tropical em Linhares durante o Holoceno Inferior. Ainda de acordo com os autores, durante o Holoceno Médio (~7.000 a ~4.000 anos cal AP) o aumento da insolação de verão no Hemisfério Sul permitiu o aumento das monções de verão e a contínua permanência de condições climáticas de maior umidade. O atual clima sazonal foi estabelecido apenas após ~4.000 anos cal AP quando a insolação de verão alcançou valores semelhantes aos atuais e a ZCIT migrou para uma posição mais ao sul.

Além da Mata de Tabuleiros, a vegetação de entorno da Lagoa Bonita durante a primeira metade do Holoceno também era constituída por espécies de manguezal. Atualmente esse tipo de ecossistema ocorre apenas ao norte do estado do Espírito Santo, em cerca de 80 km de Linhares. Com a diminuição do nível relativo marinho após ~5.000 anos cal AP (ANGULO et al., 2006), a vegetação de manguezal migrou em direção ao mar e as áreas anteriormente ocupadas por esse ecossistema foram substituídas por pântanos colonizados por vegetação herbácea, tal como verificado no registro polínico do depósito sedimentar estudado. Dessa forma, a vegetação de entorno da Lagoa Bonita foi principalmente influenciada pelas variações do nível relativo marinho e de salinidade, e não por mudanças climáticas. Por essa razão, infere-se que o clima na região provavelmente manteve-se predominantemente quente e úmido ao longo de todo o Holoceno.

10. CONCLUSÕES

10.1. Conclusões gerais

- Através da análise interdisciplinar (palinofácies, isotópica, granulométrica, palinológica, datações ^{14}C) realizada nesta tese foi possível verificar a incursão marinha na região norte do Espírito Santo entre ~7.500 anos cal AP e ~4.000 anos cal AP, resultando na formação de um sistema estuarino-lagunar e na colonização da área por espécies de manguezal;
- Os dados isotópicos ($\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$) e elementares (COT, NT, C/N, S, C/S) das amostras sedimentares constataram mistura de matéria orgânica autóctone (fitoplâncton) e alóctone (plantas C_3);
- A análise fitolítica do testemunho Li01 mostrou a presença de vegetação semelhante à restinga entre 7.000 anos cal AP e ~150 anos cal AP. A vegetação esteve condicionada a disponibilidade de água e a variações na salinidade durante o Holoceno;
- A influência marinha foi verificada nos depósitos sedimentares da Lagoa Bonita e da Lagoa do Macuco durante a transgressão holocênica. A evolução destas lagoas esteve diretamente relacionada com as mudanças do nível relativo marinho e do aporte de sedimentos fluviais;
- A Lagoa Canto Grande não apresentou influência marinha direta, e provavelmente foi formada devido a mudanças no aporte fluvial e no nível de base. Eventos neotectônicos durante a formação da lagoa não foram descartados;
- Nenhuma evidência de mudanças climáticas significativas foi verificada. O clima na região provavelmente era quente e úmido ao longo de todo o Holoceno.

10.2. Conclusões específicas para cada depósito sedimentar estudado

10.2.1. Li01

- Entre ~7.589 anos cal AP e ~5.441 anos cal AP, fitólitos de dicotiledôneas e gramíneas foram predominantes. Os valores de D/P, Ic e Iph sugeriram uma vegetação composta por árvores e por gramíneas C_3 e C_4, sob condições climáticas quentes e úmidas. O índice Bi indicou estresse salino, possivelmente devido ao processo marinho transgressivo no Holoceno. É provável que a vegetação fosse semelhante à de restinga, que ocorre atualmente sobre depósitos litorâneos arenosos;
- Para o intervalo de ~5.441 anos cal AP a ~143 anos cal AP, os morfotipos de Poaceae e dicotiledôneas foram predominantes, e os índices Ic e Iph indicaram a presença de gramíneas C_3 e C_4 em ambiente quente e úmido. Os valores de D/P e Bi sugeriram oscilações na densidade arbórea e na ocorrência de períodos intercalados de maior e menor estresse hídrico, indicando assim, um clima sazonal. A vegetação provavelmente era um mosaico com diferentes formações vegetais da restinga, com elementos arbóreos e herbáceos;
- Durante os últimos ~200 anos o predomínio de fitólitos de dicotiledôneas e Poaceae, e os valores de Iph, Ic, D/P e Bi registrados, indicaram o predomínio de gramíneas C_4 em ambiente quente e úmido, com disponibilidade de umidade no solo, e a formação de uma vegetação predominantemente herbácea no topo do perfil, refletindo a atual área coberta por pastagens.

10.2.2. Lagoa do Macuco

- No intervalo entre ~7.521 e ~4.847 anos cal AP, os componentes da matéria orgânica particulada foram predominantemente o grupo amorfo e os fitoclastos não-opacos, refletindo um ambiente de baixa energia e condições redutoras. Isótopos estáveis e os dados de palinofácies indicaram fontes de matéria orgânica terrestre e aquática. A influência marinha foi confirmada pelo registro de palinoforaminíferos, cistos de dinoflagelados e grãos de pólen de manguezal. Este intervalo representou um sistema estuarino que se desenvolveu durante a transgressão no Holoceno;

- Um sistema estuarino com maior influência fluvial caracterizou o intervalo entre ~4.847 e ~3.800 anos cal AP. Nesta fase, fitoclastos não-opacos e fitoclastos opacos foram os componentes predominantes. O estuário e a vegetação de manguezal deslocaram em direção ao mar durante a regressão marinha;
- O depósito sedimentar entre 27 cm e 0 cm (< ~3.800 anos cal AP) foi caracterizado pelo predomínio de matéria orgânica amorfa e fitoclastos não-opacos. Não houve evidência de influência marinha, e a representatividade de algas fitoplanctônicas de água doce aumentou. A fase foi definida como o início do estabelecimento da Lagoa do Macuco com condições similares ao presente.

10.2.3. Lagoa Canto Grande

- A fase entre ~10.943 anos cal AP e ~8.529 anos cal AP na evolução da Lagoa Canto Grande foi definida pelo predomínio de matéria orgânica amorfa, pela alta representatividade de elementos fluviais (fitoclastos não-opacos e fitoclastos opacos) e pela ocorrência de sedimentos arenosos intercalados com sedimentos de granulometria silte e argila. O ambiente deposicional foi definido como planície de inundação, e caracterizado por inundações periódicas e aporte de material terrígeno;
- No intervalo entre ~8.529 anos cal AP e ~662 anos cal AP, o predomínio de matéria orgânica amorfa, palinomorfos, e altos valores de COT indicaram um ambiente deposicional de baixa turbulência e com condições disóxicas-anóxicas na interface água-sedimento. Esta fase foi caracterizada como o estabelecimento da Lagoa Canto Grande em condições semelhantes às atuais;
- Nenhuma evidência marinha foi registrada no depósito sedimentar, e dessa forma, as mudanças do nível relativo marinho durante o Holoceno não influenciaram diretamente na evolução da lagoa, tal como verificado nos outros depósitos estudados;
- De acordo com as características geomorfológicas da região, pela presença de falhas e pelo alinhamento das lagoas, não foi descartada a hipótese de movimentos tectônicos agindo durante a evolução da bacia lacustre.

10.2.4. Lagoa Bonita

- O predomínio de matéria orgânica amorfa e fitoclastos não-opacos, o registro de grãos de pólen de manguezal, a ocorrência de elementos marinhos (palinoforaminíferos e cistos de dinoflagelados) e os valores da razão C/S menores que 5 definiram a primeira fase na evolução da Lagoa Bonita. Esta fase foi caracterizada como um sistema estuarino-lagunar estabelecido durante a transgressão holocênica, e com a presença de sedimentos de fontes fluviais e marinhas;
- A segunda fase na evolução da Lagoa Bonita foi definida pelo predomínio de fitoclastos não-opacos e pela diminuição da influência marinha no depósito sedimentar. Ocorreu o aumento de aporte de sedimentos fluviais, a formação de depósitos progradacionais e a redução dos manguezais;
- O predomínio da matéria orgânica amorfa algas de água doce caracterizou os últimos ~2.800 anos cal AP. As condições eram semelhantes e/ou comparáveis às atuais, sendo o estágio inicial na formação da lagoa costeira, onde um corpo d'água de águas claras, raso e estagnado se estabeleceu;
- A análise palinológica revelou a presença da Mata de Tabuleiros desde o Holoceno Inferior, estando de acordo com estudos palinológicos prévios na região. Nenhuma mudança climática significativa foi verificada.

REFERÊNCIAS

ALLEN, J. R. L.; LAMB, A. L.; DARK, P. Seasonality of $\delta^{13}C$ and C/N ratios in modern and mid-Holocene sediments in the Severn Estuary Levels, SW Britain. **The Holocene**, Thousand Oaks, v. 17, n. 1, p. 139-144, 2007.

ALEXANDRE, A.; MEUNIER, J-D.; LÉZINE, A.M.; VINCENS, A.; SCHWARTZ, D. Phytoliths: indicators of grassland dynamics during the late Holocene in intertropical Africa. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 136, p. 213-229, 1997.

ALEXANDRE, A.; MEUNIER, J-D.; MARIOTTI, A.; SOUBIES, F. Late Holocene phytolith and carbon-isotope record from a latosol at Salitre, South-Central Brazil. **Quaternary Research**, Oxford, v. 51, p. 187-194, 1999.

AMARAL, P. G. C. do.; GIANNINI, P. C. F.; SYLVESTRE, F.; PESSENDA, L. C. R. Paleoenvironmental reconstruction of a Late Quaternary lagoon system in Southern Brazil (Jaguaruna region, Santa Catarina state) based on multi-proxy analysis. **Journal of Quaternary Science**, Hoboken, v. 27, n. 2, p. 181-191, 2012.

ANGULO, R. J.; LESSA, G. C. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**, Amsterdam, v. 140, p. 141-166, 1997.

ANGULO, R. J.; GIANNINI, P. C. F.; SUGUIO, K.; PESSENDA, L. C. R. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina state) based on vermitid ^{14}C ages. **Marine Geology**, Amsterdam, v. 159, p. 323-339, 1999.

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

APG III. An update of the Angiosperm Phylogeny Group classification for the orders and families of flowering plants: APG III. **Botanical Journal of the Linnean Society**, London, v. 161, p. 105-121, 2009.

BALL, T.; VRYDAGHS, L.; VAN DEN HAUWE, I.; MANWARING, J.; DE LANGHE, E. Differentiating banana phytoliths: wild and edible *Musa acuminata* and *Musa balbisiana*. **Journal of Archaeological Science**, London, v. 33, p. 1228-1236, 2006.

BARBERI, M.; SALGADO-LABOURIAU, M. L.; SUGUIO, K. Paleovegetation and paleoclimate of “Vereda de Águas Emendadas”, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 13, p. 241-254, 2000.

BARBONI, D.; BONNEFILLE, R.; ALEXANDRE, A.; MEUNIER, J. D. Phytoliths as paleoenvironmental indicators, West Side Middle Awash Valley, Ethiopia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 152, p. 87-100, 1999.

BARBONI, D.; BREMOND, L.; BONNEFILLE, D. Comparative study of modern phytolith assemblages from inter-tropical Africa. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 246, p. 454-470, 2007.

BARRIE, A.; PROSSER, S. J. Automated analysis of light-element stable isotopes by isotope ratio mass spectrometry. In: BOUTTON, T. W.; YAMASAKI, S. (Ed.). **Mass spectrometry of soils.** New York: Mercel Dekker, 1996. p. 1-46.

BARTH-SCHATZMAYR, O. M.; BARROS, M. A. Palinologia. In: CARVALHO, I. S. (Ed.). **Paleontologia**. Rio de Janeiro: Interciência, 2011. v. 2, p. 181-194.

BATARBEE, R. W. Diatoms analysis. In: BERGLUND, B. E. (Ed.). **Handbook of Holocene paleoecology and palaeohydrology**. Chichester: John Wiley, 1986. p. 527-570.

BATTEN, D. J. Palynofacies and palaeoenvironmental interpretation. In: JANSONIUS, J.; MCGREGOR, D. C. (Ed.). **Palynology**: principles and applications. Dallas: American Association Stratigraphic Palynologists Foundation, 1996. p. 1011–1064.

BAUERMANN, S. G.; MARQUES-TOIGO, M.; BEHLING, H.; NEVES, P. C. P das. Aspectos tafonômicos em palinologia de Quaternário. **Pesquisas - Série Botânica**, São Leopoldo, n.52, p. 223-239, 2002.

BEHLING, H. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. **Journal of Paleolimnology**, Dordrecht, v. 14, p. 253-268, 1995.

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.; ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. Late Quaternary vegetational and climate dynamic in southeastern Brazil, inferences from marine cores GeoB 3229-2 and GeoB 3202-1. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam**,** v. 179, p. 227-243, 2002.

BEHLING, H.; PILLAR, V. D.; BAUERMANN, S. G. Late Quaternary grassland (Campos), gallery forest, fire and climate dynamics, studied by pollen, charcoal and multivariate analysis of the São Francisco de Assis core in western Rio Grande do Sul (southern Brazil). **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v. 133, p. 235-248, 2005.

BERNER, R. A.; RAISWELL, R. C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks. **Geology**, Boulder, v. 12, p. 365-368, 1984.

BEZERRA, F. H. R.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte state coast, Brazil. **Marine Geology**, Amsterdam, v. 196, p. 73-89, 2003.

BLASCO, F.; SAENGER, P.; JANODET, E. Mangroves as indicators of coastal change. **Catena**, Cremlingen, v. 27, n. 3-4, p. 167-178, 1996.

BLINNIKOV, M.; BUSACCA, A.; WHITLOCK, C. Reconstruction of the late Pleistocene grassland of the Columbia basin, Washington, USA, based on phytolith records in loess. **Palaeogeoghaphy, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 177, p. 77-101, 2002.

BOLD, H. C.; ALEXOPOULOS, C. J.; DELEVORYAS, T. **Morphology of plants and fungi.** New York: Harper, 1987. 912 p.

BORBA-ROSCHEL, M.; ALEXANDRE, A.; VARAJÃO, A. F. D. C.; MEUNIER, J. D.; VARAJÃO, C. A. C.; COLIN, F. Phytoliths as indicators of pedogenesis and paleoenvironmental changes in the Brazilian cerrado. **Journal of Geochemical Exploration**, Amsterdan, v. 88, p. 172-176, 2006.

BOUSSAFIR, M.; SIFEDDINE, A.; JACOB, J.; FOUDI, M.; CORDEIRO, R. C.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; ABRAO, J. J.; TURCQ, B. Petrographical and geochemical study of modern lacustrine sedimentar organic matter (Lagoa do Caçó, Maranhão, Brazil): relationship between early diagenesis, organic sedimentation and lacustrine filling. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 47, p. 88-98, 2012.

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

BOZARTH, S. R. Diagnostic opal phytoliths from rinds of selected *Cucurbita* species. **American Antiquity**, Menasha, v. 52, n. 3, p. 607-615, 1987.

BOZELLI, R. L.; ESTEVES, F. A.; ROLAND, F.; SUZUKI, M. S. Padrões de funcionamento das lagoas do baixo Rio Doce: variáveis abióticas e clorofila a (Espírito Santo – Brasil). **Acta Limnologica Brasiliensia**, Rio Claro, v. 4, p. 13-31, 1992.

BOYD, R.; DALRYMPLE, R.; ZAITLIN, B. A. Classification of clastic coastal depositional environments. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 80, p. 139-150, 1992.

BOYD, R.; DALRYMPLE, R. W.; ZAITLIN, B. A. Estuarine and incised-valley facies models. In: POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. (Ed.). **Facies models revisited**. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 2006. p. 171-236.

BREMOND, L.; ALEXANDRE, A.; HÉLY, C.; GUIOT, J. A phytolith index as a proxy of tree cover density in tropical areas: calibration with Leaf Area Index along a forest-savanna transect in southern Cameroon. **Global and Planetary Change**, Amsterdam, v. 45, n. 4, p. 277-293, 2005.

BRICALLI, L. L., MELLO, C. L. Padrões de lineamentos relacionados à litoestrutura e ao fraturamento neotectônico (Estado do Espírito Santo, SE do Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 14, n. 3, p. 301-311, 2013.

BRIDGE, J. S. Fluvial facies models: recent developments. In: POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. (Ed.). **Facies models revisited**. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 2006. p. 85-170.

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

BUSO JUNIOR, A. A. **Dinâmica ambiental holocênica (vegetação, clima e nível relativo marinho) baseada em estudos interdisciplinares de alta resolução, no litoral norte do estado do Espírito Santo.** 2010. 190 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2010.

BUSO JUNIOR, A. A.; PESSENDA, L. C. R.; DE OLIVEIRA, P. E.; COHEN, M. C. L.; GIANNINI, P. C. F.; SCHIAVO, J. A.; ROSSETTI, D. F.; VOLKMER-RIBEIRO, C.; OLIVEIRA, S. M. B.; LORENTE, F. L.; BOROTTI FILHO, M. A.; BENDASSOLLI, J. A.; SIQUEIRA, J. S. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate dynamics and Amazonian taxa at Atlantic Rainforest – Linhares, ES, southeastern Brazil. **Radiocarbon**, New Haven, v. 55, p. 1747-1762, 2013a.

BUSO JUNIOR, A. A.; PESSENDA, L. C. R.; DE OLIVEIRA, P. E.; GIANNINI, P. C. F.; COHEN, M. C. L.; VOLKMER-RIBEIRO, C.; OLIVEIRA, S. M. B.; FAVARO, D. I. T.; ROSSETTI, D. F.; LORENTE, F. L; BOROTTI FILHO, M. A.; SCHIAVO, J. A.; BENDASSOLLI, J. A.; SIQUEIRA, J. S. From an estuary to a freshwater lake: a paleo-estuary evolution in the context of Holocene sea-level fluctuations, southeastern Brazil. **Radiocarbon**, New Haven, v. 55, p. 1735-1746, 2013b.

CALEGARI, M. R. **Ocorrência e significado paleoambiental do horizonte A húmico em latossolos.** 2008. 259 f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2008.

CALEGARI, M. R.; MADELLA, M.; VIDAL-TORRADO, P.; PESSENDA, L. C. R.; MARQUES, F. A. Combining phytoliths and $\delta^{13}C$ matter in Holocene paleoenvironmental studies of tropical soils: an example of an oxisol in Brazil. **Quaternary International**, Oxford, v. 287, p. 47-55, 2013.

CAMARGO, M. G de. SYSGRAN: um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 36, n. 2, p. 371-378, 1999.

CAMPOS, A. C, de.; LABOURIAU, L. G. Corpos silicosos de gramíneas dos Cerrados. II. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 4, p. 143-151, 1969.

CANCELLI, R. R. **Evolução paleoambiental da planície costeira sul-catarinense (Lagoa do Sombrio) durante o Holoceno, com base em dados palinológicos.** 2012. 159 f. Tese (Doutorado em Ciências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2012.

CARTER, J. A.; LIAN, O. B. Palaeoenvironmental reconstruction from the last interglacial using phytolith analysis, southeastern North Island, New Zealand. **Journal of Quaternary Science**, Hoboken, v. 15, n. 7, p. 733-743, 2000.

CASTRO, D. F.; ROSSETTI, D. F.; PESSENDA, L. C. R. Facies, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ and C/N analyses in a late Quaternary compound estuarine fill, northern Brazil and relation to sea level. **Marine Geology**, Amsterdam, v. 274, p. 135-150, 2010.

CASTRO, D. F.; ROSSETTI, D. F.; COHEN, M. C. L.; PESSENDA, L. C. R.; LORENTE, F. L. The growth of the Doce River Delta in northeastern Brazil indicated by sedimentary facies and diatoms. **Diatom Research**, Bristol, v. 28, n. 4, p. 455-466, 2013.

CLOERN, J. E.; CANUEL, E. A.; HARRIS, D. Stable carbon and nitrogen isotope composition of aquatic and terrestrial plants of the San Francisco Bay estuarine system. **Limnology and Oceanography**, Waco, v. 47, n. 3, p. 713–729, 2002.

COE, H. H. G. **Fitólitos como indicadores de mudanças na vegetação xeromórfica da região de Búzios/Cabo Frio, RJ, durante o Quaternário**. 2009. 256 f. Tese (Doutorado em Geologia e Geofísica Marinha) – Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro, 2009.

COE, H. H. G.; ALEXANDRE, A.; CARVALHO, C. N.; SANTOS, G. M.; SILVA, A. S.; SOUSA, L. O. F.; LEPSCH, I. F. Changes in Holocene tree cover density in Cabo Frio (Rio de Janeiro, Brazil): evidence from soil phytolith assemblages. **Quaternary International**, Oxford v. 278, p. 63-72, 2013.

COE, H. H. G.; MACARIO, K.; GOMES, J. G.; CHUENG, K. F.; OLIVEIRA, F.; GOMES, P. R. S.; CARVALHO, C.; LINARES, R.; ALVES, E.; SANTOS, G. M. Understanding Holocene variations in the vegetation of São Joao River basin, southeastern coast of Brazil, using phytolith and carbon isotopic analyses. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 415, p. 59-68, 2014.

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

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

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

COMBAZ, A. Les palynofacies. **Revue de Micropaléontologie** Amsterdam, v. 7, p. 205-218, 1964.

CORDEIRO, S. H.; LORSCHEITTER, M. L. Palynology of Lagoa dos Patos sediments, Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of Paleolimnology**, Dordrecht, v. 10, p. 35-42, 1994.

CRUZ, F. W.; VUILLE, M.; BURNS, S. J.; WANG, X.; CHENG, H.; WERNER, M.; EDWARDS, R. L.; KARMANN, I.; AULER, A. S.; NGUYEN, H. Orbitally driven east-west

antiphasing of South American precipitation. **Nature Geoscience**, London, v. 2, p. 210-214, 2009.

DALRYMPLE, R.W.; ZAITLIN, B. A.; BOYD, R. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implication. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, v. 62, n. 6, p. 1130-1146, 1992.

DAS, S.; GHOSH, R.; PARUYA, D. K.; YAO, Y-F.; LI, C-S.; BERA, S. Phytolith spectra in respiratory aerial roots of some mangrove plants of the Indian Sunderbans and its efficacy in ancient deltaic environment reconstruction. **Quaternary International**, Oxford v. 325, p. 179-196, 2014.

DEGENS, E. T.; MOPPER, K. Factors controlling the distribution and early diagenesis of organic material in marine sediments. In: RILEY, J. P.; CHESTER, R. (Ed.). **Chemical Oceanography**. New York: Academic Press, 1976. p. 59–113.

DEL PAPA, C.; GARCÍA, V.; QUATTROCHIO, M. Sedimentary facies and palynofacies assemblages in an Eocene perennial lake, Lumbrera formation, northwest Argentina. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 15, p. 553-569, 2002.

DESSART, R. L. **Caracterização estratigráfica do preenchimento do vale inciso do baixo rio Doce durante o Pleistoceno Superior-Holoceno.** 2009. 66 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, 2009.

DIESTER-HAAS, L.; SCHRADER, H. J.; THIEDE, J. Sedimentological and paleoclimatological investigations of two pelagic ooze cores off Cape Barbas, North-West Africa. **Meteor Forsch-Ergebnisse**, Berlin, v. 16, p. 19-66, 1973.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 11, n. 4, p. 227-237, 1981.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo v. 13, n. 2, p. 98-105, 1983.

EHLERINGER, J. R.; CERLING, T. E.; HELLIKER, B. R. C_4 photosynthesis, atmospheric CO^2, and climate. **Oecologia**, Berlin, v. 112, p. 285-299, 1997.

EPSTEIN, E. The anomaly of silicon in plant biology. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA**, Washington, DC, v. 91, n. 1, p. 11-17, 1994.

ESTEVES, F. A. **Ecologia das lagoas costeiras do Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba e do município de Macaé (RJ).** Rio de Janeiro: Núcleo de Pesquisas Ecológicas de Macaé (NUPEM), 1998. 464 p.

EVIN, J.; MARECHAL, J.; PACHIAUDI, C. Conditions involved in dating terrestrial shells. **Radiocarbon**, New Haven, v. 22, p. 545-555, 1980.

FAEGRI, K.; IVERSEN, J. **Texbook of Pollen analysis**. New York: John Wiley, 1989. 486 p.

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

FERRAZ, K. C.; MARQUES, A. N.; RODRIGUEZ, E. G.; SANTOS, G. M.; GOMES, P. R. S. Use of ^{14}C – AMS in the study of biological production in coastal upwelling areas. **Brazilian Journal of Physics**, Ribeirão Preto, v. 34, n. 3A, p. 732-736, 2004.

FERRAZZO, M. **Reconstituição paleoambiental com base em palinomorfos do Quaternário do baixo vale do rio Doce, ES, Brasil.** 2008. 185 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, 2008.

FRANÇA, R. L.; DEL REY, A. C.; TAGLIARI, C. V.; BRANDÃO, J. R.; FONTANELLI, P. de R. Bacia do Espírito Santo. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n.2, p. 501-509, 2007.

FRANÇA, M. C.; COHEN, M. C. L.; PESSENDA, L. C. R.; ROSSETTI, D. F.; LORENTE, F. L.; BUSO JUNIOR, A. A.; GUIMARÃES, J. T. F.; FRIAES, Y.; MACARIO, K. Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. **Catena**, Cremlingen, v. 110, p. 59-69, 2013.

FRANÇA, M. C.; ALVES, I. C. C.; CASTRO, D. F.; COHEN, M. C. L.; ROSSETTI, D. F.; PESSENDA, L. C. R.; LORENTE, F. L.; FONTES, N. A.; BUSO JUNIOR, A. A.; GIANNINI, P. C. F.; FRANCISQUINI, M. I. A multi-proxy evidence for the transition from estuarine mangroves to deltaic freshwater marshes, Southeastern Brazil, due to climatic and sea-level changes during the late Holocene. **Catena**, Cremlingen, v. 128, p. 155-166, 2015.

FRANCISQUINI, M. I.; LIMA, C. M.; PESSENDA, L. C. R.; ROSSETTI, D. F.; FRANÇA, M. C.; COHEN, M. C. L. Relation between carbono isotopes of plants and soils on Marajó Island, a large tropical island: implications for interpretation of modern and past vegetation dynamics in the Amazon region. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 415, p. 91-104, 2014.

FREDLUND, G. G.; TIESZEN, L. T. Modern phytolith assemblages from the North american great plains. **Journal of Biogeography**, Oxford, v. 21, n. 3, p. 321-335, 1994.

FREDLUND, G. G.; TIESZEN, L. T. Phytolith and carbon isotope evidence for late quaternary vegetation and climate change in the Southern Black Hills, South Dakota. **Quaternary Research**, Oxford, v. 47, p. 206-217, 1997a.

FREDLUND, G. G.; TIESZEN, L. T. Calibrating Grass phytolith assemblages in climatic terms: applications to late Pleistocene assemblages from Kansas and Nebraska. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 136, p. 199-211, 1997b.

FREITAS, H. A.; PESSENDA, L. C. R.; ARAVENA, R.; RIBEIRO, A. S.; BOULET, R. Late Quaternary vegetation dynamics in the Southern Amazon basin inferred from carbon isotopes in soil organic matter. **Quaternary Research**, Oxford, v. 55, p. 39-46, 2001.

GADENS-MARCON, G.T.; MENDONÇA FILHO, J.G.; GUERRA-SOMMER, M.; CARVALHO, M.A.; PIRES, E.F.; HARTMANN, L.A. Relation between the sedimentary organic record and the climatic oscillations in the Holocene attested by palynofacies and organic geochemical analyses from a pond of altitude in southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 86, n. 3, p. 1077-1099, 2014a.

GADENS-MARCON, G.T.; GUERRA-SOMMER, M.; MENDONÇA FILHO, J.G.; MENDONÇA, J.O.; CARVALHO, M.A.; HARTMANN, L.A. Holocene environmental climatic changes based on palynofacies and organic geochemical analyses from an inland pond at altitude in Southern Brazil. **American Journal of Climate Change**, Irvine, v. 3, p. 95-117, 2014b.

GADENS-MARCON, G.T.; GUERRA-SOMMER, M.; MENDONÇA FILHO, J.G. Palynofacies and organic geochemistry studies of organic matter from a wetland system of southern Brazil influenced by different hydrological regimes in the Quaternary. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 56, p. 41-53, 2014c.

GASTALDO, R. A. The genesis and sedimentation of phytoclasts with examples from coastal environments. In: TRAVERSE, A. (Ed.). **Sedimentation of organic particles.** Cambridge: Cambridge University Press, 1994. p. 103-128.

GEOBASES. **Navegador Geobases**. Disponível em: <http://www.geobases.es.gov.br>. Acesso em 21 de nov. 2014.

GIANNINI, P. C. F.; VILLAGRAN, X. S.; FORNARI, M.; NASCIMENTO JUNIOR, D. R.; MENEZES, P. M. L.; TANAKA, A. P. B.; ASSUNÇÃO, D. C.; DEBLASIS, P.; AMARAL, P. G. C. Interações entre evolução sedimentar e ocupação humana pré-histórica na costa centro-sul de Santa Catarina, Brasil. **Boletim do Museu Paranaense Emílio Goeldi**, Belém, v. 5, n. 1, p. 105-128, 2010.

GONS, H. J.; VEENINGEN, R.; VAN KEULEN, R. Effects of wind on a shallow lake ecosystem: resuspension of particles in the Loosdrecht Lakes. **Hydrobiological Bulletin**, Berlin, v. 20 n. 1-2, p. 109-120, 1986.

GOODFRIEND, G. A.; STIPP, J. J. Limestone and the problem of radiocarbon dating of land-snail shell carbonates. **Geology**, Boulder, v. 11, p. 575-577, 1983.

GOODFRIEND, G. A. Radiocarbon age anomalies in shell carbonate of land snails from semi-arid areas. **Radiocarbon**, New Haven, v. 29, p. 159-167, 1987.

GOUVEIA, S. E. M.; PESSENDA, L. C. R.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; ROVERATTI, R.; GOMES, B. M. Dinâmica de vegetações durante o Quaternário recente no sul do Amazonas, indicada pelos isótopos do carbono (^{12}C, ^{13}C, ^{14}C) do solo. **Geochimica Brasiliensis**, Recife, v. 11, n. 3, p. 355-367, 1997.

GOUVEIA, S. E. M.; PESSENDA, L. C. R.; BOULET, R.; ARAVENA, R.; SCHEEL-YBERT, R. Isótopos do carbon 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.

GOUVEIA, S. E. M.; PESSENDA, L. C. R. Datation par le 14C de charbons inclus dans le sol pour l'étude du rôle de la remontée biologique de matière et du colluvionnement dans la formation de latosols de l'état de São Paulo, Brésil. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Series IIA. Earth and Planetary Science,** Paris, v. 330, p. 133-138, 2000.

GRAZZIOTIN, F. G.; MONZEL, M.; ECHEVERRIGARAY, S.; BONATTO, S. L. Phylogeography of the Bothrops jararaca complex (Serpentes: Viperidae): past fragmentation and island colonization in the Brazilian Atlantic Forest. **Molecular Ecology**, Oxford, v. 15, p. 3969-3982, 2006.

GRIGORE, M-N.; TOMA, C.; BOSCAIU, M. Ecological implications of bulliform cells on halophytes, in salt and water stress natural conditions. **Studia Universitatis Vasile Goldis Seria Stiintele Vietti**, Arad, v. 21, p. 5-15, 2010.

GRILL, S.; BORROMEI, A.M.; QUATTROCCHIO, M.; CORONATO, A.; BUJALESKY, G.; RABASSA, J. Palynological and sedimentological analysis of recent sediments from Rio Varela, Beagle channel, Tierra del Fuego, Argentina. **Revista Española de Micropaleontologia**, Madrid, v. 34, n. 2, p. 145-161, 2002.

GRILL, S.; BORROMEI, A.; MARTÍNEZ, G.; GUTIERREZ, M.A.; CORNOU, M.E.; OLIVERA, D. Palynofacial analysis in alcaline soils and paleoenvironmental implications: The Paso Otero 5 archaeological site (Necochea district, Buenos Aires province, Argentina). **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 24, p. 34-47, 2007.

GRIMM, E. C. CONISS: a fortram 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of squares. **Computers and Geosciences**, New York, v. 13, p. 13-35, 1987.

GUY-OHLSON, D. *Botryococcus* as an aid in the interpretation of palaeoenvironment and depositional processes. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v. 71, p. 1-15, 1992.

HAMMER, Ø.; HARPER, D. A. T.; RYAN, P. D. PAST: paleontological statistics software package for education and data analysis. **Palaeontologia Electronica**, College Station, v. 4, p. 1-9, 2001.

HARPER, C. W. Improved methods of facies sequence analysis, In: WALKER, R. G. (Ed.). **Facies models**. Ontario: Geological Association of Canada, 1984. p. 11–13.

HATUSHIKA, R. S. **Investigação sismoestratigráfica do lago Juparanã - baixo curso do rio Doce, Linhares (ES).** 2005. 84 f. Trabalho de Conclusão do Curso (Geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

HATUSHIKA, R. S.; SILVA, C. G.; MELLO, C. L. Sismoestratigrafia de alta resolução no Lago Juparanã, Linhares (ES—Brasil) como base para estudos sobre a sedimentação e tectônica quaternária. **Revista Brasileira de Geofísica**, Rio de Janeiro, v. 25, n. 4, p. 433–442, 2007.

HOLMES, P. L. The sorting of spores and pollen by water: experimental and field evidence. In: TRAVERSE, A. (Ed.). **Sedimentation of organic particles**. Cambridge: Cambridge University Press, 1994. p. 9-32.

HORROCKS, M.; DENG, Y.; OGDEN, J.; SUTTON, D. G. A reconstruction of the history of a Holocene sand dune on Great Barrier Island, northern New Zealand, using pollen and phytoliths analyses. **Journal of Biogeography**, Oxford, v. 27, p. 1269-1277, 2000.

HUBBE, A.; HUBBE, M.; KARMANN, I.; CRUZ, F. W.; NEVES, W. A. Insights into Holocene megafauna survival and extinction in southeastern Brazil from new AMS ^{14}C dates. **Quaternary Research**, Oxford, v. 79, p. 152-157, 2013.

HYDE, H. A.; WILLIAMS, D. A. Right word. **Pollen Analysis Circular**, n. 8, p. 1-15, 1944.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Carta do Brasil.** Folha SE-24 Rio Doce: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro: IBGE, 1987. 548 p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Mapa de vegetação do Brasil.** Rio de Janeiro, IBGE. 2004. Disponível em: <http://mapas.ibge.gov.br/vegetação>. Acesso em: 8 jun. 2011.

JESUS, R. M.; ROLIM, S. G. Fitossociologia da Mata Atlântica de Tabuleiro. **Boletim Técnico da Sociedade de Investigações Florestais**, Viçosa, v. 19, p. 1-149, 2005.

JOSÉ, S. de A. **Modelagens magnetotelúrica e sísmica na Bacia do Espírito Santo**. 2005. 54 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Reservatório e de Exploração) – Universidade Estadual do Norte Fluminense, Macaé, 2005.

KELLY, E. F.; BLECKER, S. W.; YONKER, C. M.; OLSON, C. G.; WOHL, E. E.; TODD, L. C. Stable isotope composition of soil organic matter and phytoliths as paleoenvironmental indicators. **Geoderma**, Amsterdam, v. 82, p. 59-81, 1998.

KÖPPEN, W. **Climatologia:** con un studio de los climas de la tierra. Ciudad del Mexico: Fondo de Cultura Econômica, 1948. 479 p.

LALLIER-VERGES, E.; PERRUSSEL, B. P.; DISNAR, J-R.; BALTZER, F. Relationships between environmental conditions and the diagenetic evolution of organic matter derived from higher plants in a modern mangrove swamp system (Guadeloupe, French West Indies). **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 29, n. 5-7, p. 1663-1686, 1998.

LANE, C. S.; HORN, S. P.; MORA, C. I. Stable carbon isotope ratios in lake and swamp sediments as a Proxy for prehistoric Forest clearance and crop cultivation in the Neotropics. **Journal of Paleolimnology**, Dordrecht, v. 32, p. 375-381, 2004.

LAPLACE, F. M.; DE OLIVEIRA, A. D.; MENDONÇA FILHO, J. G.; CHAGAS, R. B. A. das.; MENEZES, T. R.; SANTOS, E. S.; MENDONÇA, J. O. Variação do nível do mar com base na análise organofaciológica de um testemunho do talude continental recente da Bacia de Campos, RJ, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 123-128, 2010.

LEDRU, M. P.; SALGADO-LABOURIAU, M. L.; LORSCHEITTER, M. L. Vegetation dynamics in Southern and Central Brazil during the last 10,000 yr. BP. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v. 99, p. 131–42, 1998.

LEITE, C. A. S.; SOUZA, J. D.; SILVA, S. L.; KOSIN, M.; SILVA, L. C.; BENTO, R. V.; SANTOS, V. S.; CAMOZZATO, E.; PAES, V. J. C.; NETTO, C.; JUNQUEIRA, P. A. 2004. Folha SE.24-Rio Doce. In: SCHOBBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; SANTOS, J. O. S.; ABRAM, M. B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G. M. M.; VIDOTTI, R. M.; RAMOS, M. A. B.; JESUS, J. D. A de. (Ed.) **Carta geológica do Brasil ao milionésimo, sistemas de informações geográficas.** Brasília: CPRM, 2004.

LIBBY, W. F. **Radiocarbon dating**. Chicago: University of Chicago Press, 1995. 175 p.

LISBOA, L. de P. **Paleoecologia e bioestratigrafia em foraminíferos do talude continental da Bacia do Espírito Santo: estudo em dois "piston cores"**. 2006. 76 f. Trabalho de Conclusão do Curso (Oceanografia) – Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2006.

LISI, C. S.; PESSENDA, L. C. R.; TOMAZELLO FILHO, M.; ROZANSKI, K. ^{14}C bomb effect in tree rings of tropical and subtropical species of Brazil. **Tree-Ring Research**, Washington, v. 57, n. 2, p. 191-196, 2001.

LIVINGSTONE, D. A. A lightweight piston sampler for lake deposits. **Ecology**, Washington, v. 36, n. 1, p. 137-139, 1955.

LORENTE, F. L. **Análise palinológica da vereda da Fazenda Urbano, município de Buritizeiro, Minas Gerais, Brasil.** 2010. 59 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2010.

LORENTE, F. L.; MEYER, K. E. B. Palinomorfos da vereda da Fazenda Urbano, município de Buritizeiro, Minas Gerais, Brasil. **Iheringia. Série Botânica**, Porto Alegre, v. 65, n. 2, p. 133-169, 2010.

LU, H.; LIU, K. Morphological variations of lobate phytoliths from grasses in China and the Southeastern USA. **Diversity and Distributions,** Oxford, v. 9, n. 1, p. 73-87, 2003.

LUZ, C. F. P. da.; BARTH, O. M.; SILVA, C. G. Dinâmica temporal na lagoa do campelo, região norte do estado do Rio de Janeiro, baseada em estudos palinológicos. **Revista Brasileira de Paleontologia**, Rio de Janeiro, v. 9, n. 1, p. 127-136, 2006.

LUZ, C. F. P. da.; BARTH, O. M.; MARTIN, L.; SILVA, C. G.; TURCQ, B. J. Palynological evidence of the replacement of the hygrophilous forest by field vegetation during the last 7,000 years B.P. in the northern coast of Rio de Janeiro, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 83, n. 3, p. 939-951, 2011.

MACARIO, K. D.; GOMES, P. R. S.; ANJOS, R. M.; CARVALHO, C.; LINARES, R.; ALVES, E. Q.; OLIVEIRA, F. M.; CASTRO, M. D.; CHANCA, I. S.; SILVEIRA, M. F. M.; PESSENDA, L. C. R.; MORAES, L. M. B.; CAMPOS, T. B.; CHERKINSKY, A. The Brazilian AMS radiocarbon laboratory (LAC-UFF) and the intercomparison of results with CENA and UGAMS. **Radiocarbon**, New Haven, v. 55, n. 2-3, p. 325-330, 2013.

MACEDO, R. B.; CANCELLI, R. R.; BAUERMANN, S. G.; BORDIGNON, S. A. de L.; NEVES, P. C. P. das. Palinologia de níveis do Holoceno da planície costeira do Rio Grande do Sul (localidade de Passinhos), Brasil. **GAEA**, São Leopoldo, v. 3, n. 2, p. 68-74, 2007.

MADELLA, M.; ALEXANDRE, A.; BALL, T. International code for phytolith nomenclature 1.0. **Annals of Botany**, Oxford, v. 96, n. 2, p. 253-260, 2005.

MARCHANT, R.; ALMEIDA, L.; BEHLING, H,; BERRIO, J. C.; BUSH, M.; CLEEF, A.; DUIVENVOORDEN, J.; KAPPELLE, M.; DE OLIVEIRA, P. E.; OLIVEIRA-FILHO, A. T.; LOZANO-GARCÍA, S.; HOOGHIEMSTRA, H.; LEDRU, M. P.; LUDLOW-WIECHERS, B.; MARKGRAF, V.; MANCINI, V.; PAEZ, M.; PRIETO, A.; RANGEL, O.; SALGADO-LABOURIAU, M. L. Distribution and ecology of parent taxa of pollen lodged within the Latin America Pollen Database. **Review of Palaeobotany and Palynology,** Amsterdam, v. 121, p. 1–75, 2002.

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

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. As flutuações de nível do mar durante o Quaternário superior e a evolução geológica de “deltas” brasileiros. **Boletim do IG-USP**, São Paulo, n. 15, p. 1-196, 1993.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J- M.; ARCHANJO, J. D. Coastal quaternary formations of the southern part of the state of Espírito Santo (Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 68, n.3, p. 389-404, 1996.

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

MARTINELLI, L. A.; PESSENDA, L. C. R.; ESPINOZA, E.; CAMARGO, P. B.; TELLES, E. C.; CERRI, C. C.; VICTORIA, R. L.; ARAVENA, R.; RICHEY, J.; TRUMBORE, S. Carbon-13 variation with depth in soils of Brazil and climate change during the Quaternary. **Oecologia**, Berlin, v. 106, p. 376-381, 1996.

MARTINELLI, L. A.; OMETTO, J. P. H. B.; FERRAZ, E. S.; VICTORIA, R. L.; CAMARGO, P. B.; MOREIRA, M. Z. **Desvendando questões ambientais com isótopos estáveis.** São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 144 p.

MEDEANIC, S.; SILVA, M. B. Indicative value of non-pollen palynomorphs (NPPs) and palynofacies for palaeoreconstructions: Holocene peat, Brazil. **International Journal of Coal Geology**, Amsterdam, v. 84, p. 248-257, 2010.

MELHEM, T. S.; CRUZ-BARROS, M. A. V.; CORRÊA, A. M. S.; MAKINO-WATANABE, H.; SILVESTRE CAPELATO, M. S. F.; ESTEVES, V. L. G. Variabilidade polínica em plantas de Campos do Jordão (São Paulo, Brasil). **Boletim do Instituto de Botânica**, São Paulo, n. 16, p. 1-104, 2003.

MELLO, C. L.; METELO, C. M. S.; SUGUIO, K.; KOHLER, H. C. Quaternary sedimentation, neotectonics and the evolution of the Doce river middle valley lake system (southeastern Brazil). **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 20, n.1/2, p. 29-36, 1999.

MELLO, C. L.; SANTOS, F. F. V.; HATUSHIKA, R. S.; SILVA, C. G.; DE OLIVEIRA, P. E. Considerações a respeito da idade do sistema de lagos do baixo curso do rio Doce (Linhares, ES). In: CONGRESSO DA ABEQUA, 13., 2011, Búzios. **Resumos**... São Paulo: ABEQUA, 2011.

MENDONÇA FILHO, J. G. **Aplicação de estudos de palinofácies e fácies orgânica em rochas do Paleozóico da Bacia do Paraná, Sul do Brasil.** 1999. 338 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1999.

MENDONÇA FILHO, J. G.; CARVALHO, M. A.; MENEZES, T. R. Palinofácies. In: UNISINOS (Ed.). **Técnicas e procedimentos de trabalho com fósseis e formas modernas comparativas.** São Leopoldo: Unisinos, 2002, p. 20-24.

MENDONÇA FILHO, J. G.; CHAGAS, R. B. A.; MENEZES, T. R.; MENDONÇA, J. O.; SILVA, F. S. da., SABADINI-SANTOS, E. Organic facies of the Oligocene lacustrine system in the Cenozoic Taubaté basin, Southern Brazil. **International Journal of Coal Geology**, Amsterdam, v. 84, p. 166-178, 2010.

MENEZES, T. R.; MENDONÇA FILHO, J. G. Aplicação de fácies orgânicas na análise paleoceanográfica do talude continental superior recente da Bacia de Campos, RJ. **Revista Brasileira de Paleontologia**, Rio de Janeiro, v. 7, n. 2, p. 177-188, 2004.

MENEZES, T. R.; MENDONÇA FILHO, J. G.; ARAUJO, C. V.; SOUZA, I. V. A. F. de.; MENDONÇA, J. O. Fácies orgânica: conceitos, métodos e estudos de casos na indústria do petróleo. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 38, n. 2 – suplemento, p. 80-96, 2008.

MEYER, K. E. B. **Mudanças ambientais nas Lagoas dos Quadros e Itapeva, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, com base em análises de palinofácies e dados palinológicos.** 2004. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2004.

MEYER, K. E. B.; REICHHART, K.; ASHRAF, A. R.; MARQUES-TOIGO, M.; MOSBRUGGER, V. Holocene evolution of Itapeva Lake, Rio Grande do Sul, Brazil: palynomorphs, C_{org}, N, and S records. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 19, p. 181-192, 2005a.

MEYER, K. E. B.; MENDONÇA FILHO, J. G.; ASHRAF, A. R.; SOUZA, P. A. de.; REICHHART, K. Análise de palinofácies em sedimentos holocênicos da Lagoa dos Quadros, Rio Grande do Sul, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 57-72, 2005b.

MEYER, K. E. B.; BÜCHI, A.; KARFUNKEL, J.; HOFMANN, M.; HOPPE, A. Palinofácies e evolução quaternária do Ribeirão da Mata, Município de Vespasiano, MG, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 1, p. 41-48, 2010.

MEYERS, P. A.; ISHIWATARI, R. Lacustrine organic geochemistry – an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 20, n. 7, p. 867-900, 1993.

MEYERS, P. A. Preservation of source identification of sedimentary organic matter during and after deposition. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 144, n. 3-4, p. 289-302, 1994.

MEYERS, P. A. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 27, p. 213-250, 1997.

MEYERS, P. A.; LALLIER-VERGÈS, E. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. **Journal of Paleolimnology**, Dordrecht, v. 21, p. 345-372, 1999.

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

MIALL, A. D. Facies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: MIALL, A. D. (Ed.) **Fluvial Sedimentology**. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, 1978. p. 597–604.

MILANI, E. J.; BRANDÃO, J. A. S. L.; ZALÁN, P. V.; GAMBOA, L. A. P. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. **Brazilian Journal of Geophysics**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 3, p. 351-396, 2001.

MOREIRA, L. S.; MOREIRA-TURCQ, P.; TURCQ, B.; CORDEIRO, R. C.; KIM, J-H.; CAQUINEAU, S.; MANDENG-YOGO, M.; MACARIO, K.; DAMSTÉ, J. S. S. Palaeohydrological controls on sedimentary organic matter in na Amazon floodplain lake, Lake Maracá (Brazil) during the late Holocene. **The Holocene**, Thousand Oaks, v. 23, n. 12, p. 1903-1914, 2013.

NASCIMENTO, T. de C. **Reconstituição da história quaternária da Mata Atlântica na região Centro-Norte do estado do Espírito Santo**. 2012. 294 f. Dissertação (Mestrado em Análise Geoambiental) - Universidade de Guarulhos, Guarulhos, 2012.

NEUMANN, V. H.; ARAGÃO, M. A. N. F.; VALENÇA, L. M. M.; LEAL, J. P. Ambientes lacustres. In: SILVA, A. J. C. L. P.; ARAGÃO, M. A. N. F.; MAGALHÃES, A. J. C. (Ed.). **Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil**. São Paulo: Beca/BALL, 2008. p. 133-169.

OBOH-IKUENOBE, F. E.; OBI, C. G.; JARAMILLO, C. A. Lithofacies, palynofacies, and sequence stratigraphy of Palaeogene strata in Southeastern Nigeria. **Journal of African Earth Sciences**, Oxford, v. 41, p. 79-101, 2005.

OGRINC, N.; FONTOLAN, G.; FAGANELI, J.; COVELLI, S. Carbon and nitrogen isotope compositions of organic matter in coastal marine sediments (the Gulf of Trieste, N Adriatic Sea): indicators of sources and preservation. **Marine Chemistry**, Amsterdam, v. 95, p. 163–181, 2005.

OKUNO, E.; CALDAS, I. L.; CHOW, C. **Física para ciências biológicas e biomédicas**. São Paulo: Harbra, 1989. 43 p.

OLSSON, I. U. ^{14}C in extractives from wood. **Radiocarbon**, New Haven, v. 22, n. 2, p. 515-524, 1980.

OWENS, N. J. P.; LAW, C. S. Natural variations in ^{15}N content of riverine and estuarine sediments. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, London, v. 28, p. 407-416, 1989.

PEARSALL, D. M.; CHANDLER-EZELL, K.; CHANDLER-EZELL, A. Identifying maize in neotropical sediments and soils using cob phytoliths. **Journal of Archaeological Science**, London, v. 30, p. 611-627, 2003.

PEIXOTO, A. L.; GENTRY, A. Diversidade e composição florística da mata de tabuleiros na Reserva Florestal de Linhares (Espírito Santo, Brasil). **Revista Brasileira de Botânica**, São Paulo, v. 13, n. 1, p. 19-25, 1990.

PEREIRA, O. J. Caracterização fitofisionômica da restinga de Setiba-Guarapari-Espírito Santo. In: SIMPÓSIO SOBRE ECOSSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA, 2., 1990. **Anais...** Águas de Lindóia: ACIESP, 1990. p. 207-219.

PESSENDA, L. C. R.; CAMARGO, P. B. de. Datação radiocarbônica de amostras de interesse arqueológico e geológico por espectrometria de cintilação líquida de baixa radiação de fundo. **Química Nova**, São Paulo, v. 14, n. 2, p. 98-103, 1991.

PESSENDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; ARAVENA, R. Radiocarbon datings of total soil organic matter and humin fraction and its comparison with ^{14}C ages of fossil charcoal. **Radiocarbon**, New Haven, v. 43, n. 2B, p. 595-601, 2001.

PESSENDA, 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, 2004a.

PESSENDA, L. C. R.; RIBEIRO, A. de S.; GOUVEIA, S. E. M., ARAVENA, R.; BOULET, R.; BENDASSOLLI, J. A. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas regions, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. **Quaternary Research**, Oxford, v. 62, p. 183-193, 2004b.

PESSENDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; FREITAS, H. A. de.; RIBEIRO, A. S.; ARAVENA, R.; BENDASSOLLI, J. A.; LEDRU, M-P.; SIEFEDDINE, A. F.; SCHEEL-YBERT, R. Isótopos do carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. dos S.; OLIVEIRA, P. E. (Ed.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005. p. 75-93.

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

PESSENDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; RIBEIRO, A. de S.; DE OLIVEIRA, P. E.; ARAVENA, R. Late Pleistocene and Holocene vegetation changes in northeastern Brazil determined from carbono isotopes and charcoal records in soils. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 297, p. 597-608, 2010.

PESSENDA, L. C. R.; VIDOTTO, E.; DE OLIVEIRA, P. E.; BUSO JR., A. A.; COHEN, M. C. L.; ROSSETTI, D. F.; RICARDI-BRANCO, 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.

PIGATI, J. S.; MCGEEHIN, J. P.; MUHS, D. R.; BETTIS, E. A. Radiocarbon dating late Quaternary loess deposits using small terrestrial gastropod shells. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 76, p. 114-128, 2013.

PIPERNO, D. R.; CLARY, K. H.; COOKE, R. G.; RANERE, A. J.; WEILAND, D. Preceramic maize in Central Panama: phytolith and pollen evidence. **American Anthropologist**, Washington, v. 87, n. 4, p. 871-878, 1985.

PIPERNO, D. R. Phytolith taphnonomy and distributions in archaeological sediments from Panama. **Journal of Archaeological Science**, London, v. 12, p. 247-254, 1985.

PIPERNO, D. R. **Phytolith analysis: an archaeological and geological perspective**. London: Academic Press, 1988. 280 p.

PIPERNO, D. R. Aboriginal agriculture and land usage in the Amazon basin, Ecuador. **Journal of Archaeological Science**, London, v. 17, p. 655-677, 1990.

PIPERNO, D. R. The status of phytolith analysis in the american tropics. **Journal of World Prehistory**, Berlin, v. 5, n. 2, p. 155-191, 1991.

PIPERNO, D. R.; PEARSALL, D. M. **The origins of agriculture in the lowland Neotropics**. San Diego: Academic Press, 1998. 400 p.

PIPERNO, D. R.; STOTHERT, K. E. Phytolith evidence for early Holocene Cucurbita domestication in Southwest Ecuador. **Science,** Washington, v. 299, p. 1054-1057, 2003.

PIPERNO, D. R.; JONES, J. G. Paleoecological and archaeological implications of a Late Pleistocene/Early Holocene record of vegetation and climate from the Pacific coastal plain of Panama. **Quaternary Research**, Oxford, v. 59, p. 79-87, 2003.

PIPERNO, D. R. **Phytoliths:** a comprehensive guide for archaeologists and paleoecologists. Oxford: Altamira Press, 2006. 237 p.

POLIZEL, S. P.; ROSSETTI, D. F. Caracterização morfológica do delta do rio Doce (ES) com base em análise multissensor. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 15, n. 2, p. 311-326, 2014.

PRANCE, G. T. A review of the phytogeographic evidences for Pleistocene climatic changes in the Neotropics. **Annals of the Missouri Botanical Garden**, St. Louis, v. 69, n. 3, p. 594-624, 1982.

PUNT, W.; HOEN, P. P.; BLACKMORE, S.; NILSSON, S.; LE THOMAS, A. Glossary of pollen and spore terminology. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v. 143, p. 1-81, 2007.

RAITZ, E. **Coleção de referência de silicofitólitos da flora do sudoeste do Paraná: subsídios para estudos paleoambientais.** 2012. 204 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Francisco Beltrão, 2012.

RAPP JUNIOR, G.; MULHOLLAND, S. C. **Phytolith systematics:** emerging issues. New York: Plenum Press, 1992. 350 p.

REIMER, P. J.; BARD, E.; BAYLISS, A.; BECK, J. W.; BLACKWELL, P. G.; RAMSEY, C. B.; BUCK, C. E.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L.; FRIEDRICH, M.; GROOTES, P. M.; GUILDERSON, T. P.; HAFLIDASON, H.; HADJAS, I.; HATTÉ, C.; HEATON, T. J.; HOFFMANN, D. L.; HOGG, A. G.; HUGHEN, K. A.; KAISER, K. F.; KROMER, B.; MANNING, S. W.; NIU, M.; REIMER, R. W.; RICHARDS, D. A.; SCOTT, E. F.; KROMER, B.; MANNING, S. W.; NIU, M.; REIMER, R. W.; RICHARDS, D. A.; SCOTT, E. M.; SOUTHON, J. R.; STAFF, R. A.; TURNEY, SC. S. M.; VAN DER PLICHT, J. INTCAL13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. **Radiocarbon**, New Haven, v. 55, n. 4, p.1869-1887, 2013.

RODRIGUES, A.D. **Caracterização faciológica e estratigráfica dos sistemas mistos, siliciclásticos-carbonáticos do Grupo Barra Nova, Campo de Fazenda Santa Luzia, Bacia do Espírito Santo.** 2010. 133 f. Trabalho de Conclusão do Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2010.

ROVNER, I. Potential of opal phytoliths for use in paleoecological reconstruction. **Quaternary Research**, Oxford, v. 1, p. 343-359, 1971.

ROUBIK, D. W.; MORENO, J. E. **Pollen and spores of Barro Colorado.** St. Louis: Missouri Botanical Garden, 1991, 270 p.

ROSSETTI, D.F. Ambientes estuarinos. In: SILVA, A. J. C. L. P.; ARAGÃO, M. A. N. F.; MAGALHÃES, A. J. C. (Ed.). **Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil**. São Paulo: Beca/BALL, 2008. p 194-211.

RUBIN, M.; LIKINS, R. C.; BERRY, E. G. On the validity of radiocarbon dates from snail shells. **Journal of Geology**, Chicago, v. 71, p. 84-89, 1963.

RUNGE, F. The opal phytolith inventory of soils in central Africa: quantities, shapes, classification and spectra. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v. 107, p. 23-53, 1999.

RUTTENBERG, K. C.; GOÑI, M. A. Phosphorus distribution, C:N:P ratios, and $\delta^{13}C$ in arctic, temperate, and tropical coastal sediments: tools for characterizing bulk sedimentary organic matter. **Marine Geology**, Amsterdam, v. 139, p. 123-145, 1997.

SAIA, S. E. M. G.; PESSENDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; ARAVENA, R.; BENDASSOLLI, J. A. Last glacial maximum (LGM) vegetation changes in the Atlantic Forest, southeastern Brazil. **Quaternary International**, Oxford v. 184, p. 185-201, 2008.

SAIJO, Y.; TUNDISI, J. G. Synthesis: limnological studies on the Rio Doce Valley Lakes. In: TUNDISI, J. G.; SAIJO, Y. (Ed.). **Limnological studies on the Rio Doce Valley Lakes, Brazil.** Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, 1997. p. 485-491.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. **Contribuição à palinologia dos Cerrados**. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, 1973. 291 p.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. **História ecológica da Terra**. São Paulo: Edgard Blücher, 1994. 307 p.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. **Critérios e técnicas para o Quaternário**. São Paulo: Edgard Blücher, 2007. 387 p.

SANTOS, R. D dos.; BARRETO, W. de O.; SILVA, E. F da.; ARAÚJO, W. S de.; CLAESSEN, M. E. C.; PAULA, J. L. de; SOUZA, J. L. R. de.; PÉREZ, D. V.; SOUZA, J. S de. **Levantamento expedito dos solos das reservas florestais de Linhares e Sooretama no Estado do Espírito Santo**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2004. 66 p.

SANTOS, F. F. V. **Investigação Sismoestratigráfica na lagoa Durão – Sistema de lagos do Baixo Curso do Rio Doce, Linhares (ES).** 2009. 69 f. Trabalho de Conclusão do Curso (Geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.

SANTOS FILHO, R. B. dos. **Estratigrafia de seqüências no complexo vulcano-sedimentar de Abrolhos (Eoceno da Bacia do Espírito Santo, Brasil).** 2009. 105 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.

SCHEEL-YBERT, R. Considerações sobre o método de datação pelo carbono-14 e alguns comentários sobre a datação de sambaquis. **Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia**, São Paulo, v. 9, p. 297-301, 1999.

SCHERER, C. M. S. Ambientes fluviais. In: SILVA, A. J. C. L. P., ARAGÃO, M. A. N. F.; MAGALHÃES, A. J. C. (Ed.). **Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil**. São Paulo: Beca/BALL, 2008. p 102-130.

SCOTT, L. Grassland development under glacial and interglacial conditions in southern Africa: review of pollen, phytolith and isotope evidence. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 177, p. 47-57, 2002.

SEBAG, D.; DI GIOVANNI, C.; OGIER, S.; MESNAGE, V.; LAGGOUN-DÉFARGE, F.; DURAND, A. Inventory of sedimentary organic matter in modern wetland (Marais Vernier, Normandy, France) as source-indicative tools to study Holocene alluvial deposits (Lower Seine Valley, France). **International Journal of Coal Geology**, Amsterdam, v. 67, p.1-16, 2006a.

SEBAG, D.; COPARD, Y.; DI-GIOVANNI, Ch., DURAND, A.; LAIGNEL, B., OGIER, S.; LALLIER-VERGES, E. Palynofacies as useful tool to study origins and transfers of particulate organic matter in recent terrestrial environments: synopsis and prospects. **Earth-Science Reviews,** Amsterdam, v. 79, p. 241-259, 2006b.

SENDULSKY, T.; LABOURIAU, L. G. Corpos silicosos de gramíneas dos Cerrados. I. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 38, p. 159-170, 1966.

SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, v. 24, p. 151-158, 1954.

SILVA, S. T ; LABOURIAU, L. G. Corpos silicosos de gramíneas dos Cerrados. III. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 5, p. 167-182, 1970.

SILVA, G. C.; NASCIMENTO, M. T. Fitossociologia de um remanescente de mata sobre tabuleiros no norte do estado do Rio de Janeiro (Mata do Carvão). **Revista Brasileira de Botânica**, São Paulo, v. 24, n. 1, p. 51-62, 2001.

SILVA, Y. M. P.; MEYER, K. E. B.; PERONICO, C.; CASTRO, P. de T. A. Palinofácies de uma seqüência sedimentar quaternária da Lagoa Preta, Parque Estadual do Rio Doce, MG, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 1, p. 49-56, 2010.

SMITH, B. N.; EPSTEIN, S. Two categories of $^{13}C/^{12}C$ ratios for higher plants. **Plant Physiology**, Rockville, v. 47, p. 380-384, 1971.

SMITH, S. M.; SNEDAKER, S. C. Salinity responses in two populations of viviparous *Rhizophora mangle* L. seedlings. **Biotropica**, Malden, v. 27, n. 4, p. 435-440, 1995.

SMITH, A. R.; PRYER, K. M.; SCHUETTPELZ, E.; KORALL, P.; SCHNEIDER, H.; WOLF, P. G. A classification for extant ferns. **Taxonomy**, New York, v. 55, n. 3, p. 705-731, 2006.

SÖNDAHL, M. R.; LABOURIAU, L. G. Corpos silicosos de gramíneas dos Cerrados. IV. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 5, p. 183-207, 1970.

SOUZA, V. C.; LORENZI, H. **Botânica sistemática:** guia ilustrado para identificação das famílias de fanerógamas nativas e exóticas no Brasil, baseado em APGIII. Nova Odessa: Instituto Plantarum, 2012. 768 p.

SOUZA, T. C. S de. **Análise de matéria orgânica particulada de sedimentos quaternários do testemunho Peró I, Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil.** 2010. 52 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

STANLEY, D. J.; HAIT, A. K. Deltas, radiocarbon dating, and measurements of sediment storage and subsidence. **Geology,** Boulder, v. 28, p. 295-298, 2000.

STOCKMARR, J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. **Pollen et Spores**, Paris, v. 13, p. 615-621, 1971.

STUIVER, M.; REIMER, P. J. Extended ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. **Radiocarbon**, New Haven, v. 35, p. 215-230, 1993.

STREEL, M.; RICHELOT, C. Wind and water transport and sedimentation of miospores along two rivers subject to major floods and entering the Mediterranean Sea at Calvi (Corsica, France). In: TRAVERSE, A. (Ed.). **Sedimentation of organic particles**. Cambridge: University Press, 1994. p. 59-67.

STRÖMBERG, C. A. E.; WERDELIN, L.; FRIIS, E. M.; SARAÇ, G. The spread of Grass-dominated habitats in Turkey and surrounding areas during the Cenozoic: phytolith evidence. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 250, p. 18-49, 2007.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Significance of Quaternary sea-level fluctuations for delta construction along the Brazilian coast. **Geo-Marine Letters**, Berlin, v. 1, p. 181-185, 1981.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L. Evolução da planície costeira do Rio Doce (ES) durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar. In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO DO BRASIL, 4., 1982, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, 1982. p. 93-116.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J-M.; AZEVEDO, A. E. G.. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo v. 15, n. 4, p. 273-186, 1985.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Geomorfologia das restingas. In: SIMPÓSIO SOBRE ECOSSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA, 2., 1990, São Paulo. **Anais...** Águas de Lindóia: ACIESP, 1990. p. 185-205.

SUGUIO, K.; KOHLER, H. C. Quaternary barred lake systems of the Doce River (Brazil). **Anais da Academia Brasileira Ciências**, Rio de Janeiro, v. 64, n. 2, p. 182–191, 1992.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de textos, 2010. 408 p.

TALBOT, M.R.; JOHANNESSEN, T. A high resolution palaeoclimatic record for the last 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 110, p. 23-37, 1992.

TALBOT, M. R.; LAERDAL, T. The Late Pleistocene-Holocene palaeolimnology of Lake Victoria, East Africa, based upon elemental and isotopic analyses of sedimentary organic matter. **Journal of Paleolimnology**, Dordrecht, v. 23, p. 141–164, 2000.

TAPIA, E. M de.; SOLLEIRO-REBOLLEDO, E.; GAMA-CASTRO, J.; VILLALPANDO, J. L.; SEDOV, S. Paleosols in the Teotihuacan valley, Mexico: evidence for paleoenvironment and human impact. **Revista Mexicana de Ciencias Geológicas**, Ciudad del Mexico, v. 20, n. 3, p. 270-282, 2003.

TEIXEIRA, J. L. da C. **A malha paralela no levantamento arqueológico regional: um estudo de caso na planície litorânea do norte capixaba – Brasil**. 2002. 146 f. Dissertação (Mestrado em Arqueologis) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.

THORN, V. C. Phytolith evidence for C4-dominated grassland since the early Holocene at Long Pocket, northeast Queensland, Australia. **Quaternary Research**, Oxford, v. 61, p. 168-180, 2004.

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.

TRAVERSE, A. Sedimentation of palynomorphs and palynodebris: an introduction. In: TRAVERSE, A. (Ed.). **Sedimentation of organic particles**. London: Cambridge University Press, 1994. p.1-8.

TRAVERSE, A. **Paleopalynology**. Amsterdam: Springer, 2007. 772 p.

TROMBOLD, C. D.; ISRADE-ALCANTARA, I. Paleoenvironment and plant cultivation on terraces at La Quemada, Zacatecas, Mexico: the pollen, phytolith and diatom evidence. **Journal of Archaeological Science**, London, v. 32, p. 341-353, 2005.

TRYON, R. M.; TRYON A. F. **Ferns and allied plants with special reference to tropical America**. New York: Springer-Verlag, 1982. 857 p.

TYSON, R. V. **Sedimentary organic matter***:* organic facies and palynofacies. London: Chapman & Hall. 1995. 615 p.

TWISS, P. C.; SUESS, E.; SMITH, R. M. Morphological classification of grass phytoliths. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 33, n. 1, p. 109-115, 1969.

TWISS, P. C. Grass opal phytoliths as climatic indicators of the Great Plains Pleistocene. In: JOHNSON, W. C. (Ed.) **Quaternary Environments of Kansas**. Kansas City: Kansas Geological Survey Guidebook, 1987. p. 179-188.

TWISS, P. C. Predicted world distribution of C_3 and C_4 grass phytoliths. In: RAPP JR, G.; MULHOLLAND, S. C. (Ed.). **Phytolith systematics:** emerging Issues, advances in Archeological and museum science. New York: Plenum Press, 1992. p.113-128.

VAN GEEL, B. A paleoecological study of Holocene peat bog section in Germany and the Netherlands. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v. 25, p. 1-120, 1978.

VEDEL, V.; BEHLING, H.; COHEN, M.; LARA, R. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in northern Brazil, inferences from the Taperebal core in northeastern. **Vegetation History and Archaeobotany**, Berlin, v. 15, p. 115-123, 2006.

VIDOTTO, E.; PESSENDA, L. C. R.; RIBEIRO, A. S.; FREITAS, H. A.; BENDASSOLLI, J. A. Dinâmica do ecótono floresta-campo no sul do estado do Amazonas no Holoceno, através de estudos isotópicos e fitossociológicos. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 37, n. 3, p. 389-404, 2007.

ZOCATELLI, R.; TURCQ, B.; BOUSSAFIR, M.; CORDEIRO, R.C.; DISNAR, J.R.; COSTA, R.L.; SIFEDDINE, A.; ALBUQUERQUE, A.L.S.; BERNARDES, M.C.; JACOB, J. Late Holocene paleoenvironmental changes in Northeast Brazil recorded by organic matter in lacustrine sediments of Lake Boqueirão. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 363-364, p. 127-134, 2012.

YBERT, J-P.; SALGADO-LABOURIAU, M. L.; BARTH, M. O.; LORSCHEITTER, M. L.; BARROS, M. A. de.; CHAVES, S. A. de M.; LUZ, C. F. P. da.; RIBEIRO, M.; SCHEEL, R.; VICENTINI, K. F. Sugestões para padronização da metodologia empregada em estudos palinológicos do Quaternário. **Revista do Instituto de Geociências**, São Paulo, v. 13, p. 47-49, 1992.

WALKER, R. G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R. G.; JAMES, N. P. (Ed.). **Facies models: response to sea level change**. Ottawa: Geological Association of Canada, 1992. 1-14p.

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

WILSON, G. P.; LAMB, A. L.; LENG, M. J.; GONZALEZ, S.; HUDDART, H. Variability of organic $\delta^{13}C$ and C/N in the Mersey Estuary, U.K. and its implications for sea-level reconstructions studies. **Estuarine, Coastal and Shelf Science,** London, v. 64, n. 4, p. 685-698, 2005.

WOLMAN, M. G.; LEOPOLD, L. B. River flood plains: some observations on their formation. **US Geological Survey Professional Paper**, Reston, v. 282-C, p. 87-107, 1957.

WOODROFFE, C.D.; CHAPPELL, J.; THOM, B. G.; WALLENSKY, E. Depositional model of a macrotidal estuary and floodplains, South Alligator River, Northern Australia. **Sedimentology**, Oxford, v. 36, p. 737–756, 1989.

ANEXOS

Anexo A - Organização Sistemática dos Palinomorfos

Domínio Eukarya Woese, 1978

Reino Protista Haeckel, 1866

Divisão Chlorophyta

Classe Chlorophyceae

Ordem Chlorococcales

Família Botryococacceae Wille, 1909

Gênero *Botryococcus* Kützing, 1849

Botryococcus braunii

Ordem Zygnematales

Família Zygnemataceae Kutzing, 1898

Gênero *Zygnema* C. A. Agardh, 1817

***Zygnema* sp.**

Gênero *Spirogyra* Link, 1820

***Spirogyra* sp.**

Gênero *Mougeotia* C. A. Agardh, 1824

***Mougeotia* sp.**

Ordem Volvocales

Família Chlamydomonaceae F. Stein, 1878

Gênero *Chlamydomonas* Ehrenberg, 1835

***Chlamydomonas* sp.**

Incertae sedis

Gênero *Pseudoschizaea* Rossignol ex Christopher

Pseudoschizaea rubina

Reino Plantae Whittaker, 1969

Antocerófitas

Ordem Anthocerotales

Família Anthocerotaceae Dumort., 1829

Gênero *Anthoceros* Mont. ex Wedd., 1873

***Anthoceros* sp.**

Licófitas

Ordem Lycopodiales

Família Lycopodiaceae Mirbel, 1802

Gênero *Lycopodiella* Holub, 1964

Lycopodiella sp.

Samambaias Leptosporangiadas

Ordem Schizaeales

Família Schizaeaceae Wesen Farrenkr, 1827

Gênero *Anemia* Sw., 1806

***Anemia* sp.**

Ordem Salviniales

Família Salviniaceae Guett., 1762

Gênero *Salvinia* P.Micheli ex Adans., 1763

***Salvinia* sp.**

Ordem Cyatheales

Família Cyatheaceae Wesen Farrenkr., 1827

Cyatheaceae

Gênero *Cyathea* Sm., 1793

***Cyathea* sp.**

Ordem Polypodiales

Família Lindsaeaceae M.R.Schomb., 1848

Gênero *Lindsaea* Dryand. Ex Sm., 1793

***Lindsaea* sp.**

Família Pteridaceae Parker, 1892

Pteridaceae

Gênero *Acrostichum* L., 1754

***Acrostichum* sp.**

Gênero *Adiantum* L., 1753

***Adiantum* sp.**

Gênero *Cheilantes* Sw., 1806

***Cheilantes* sp.**

Gênero *Pityrogramma* Link, 1833

***Pityrogramma* sp.**

Família Blechnaceae Presl., 1851

Gênero *Blechnum* L., 1753

tipo Blechnum

Família Polypodiaceae J. Presl, 1820

Gênero *Polypodium* L., 1753

tipo Polypodium

Família Thelypteridaceae Pic. Serm, 1970

Gênero *Thelypteris* Schimidel., 1763

tipo Thelypteris

Família Aspleniaceae Newm.

Gênero Asplenium L., 1754

***Asplenium* sp.**

Ordem Gleicheniales

Família Gleicheniaceae (R.Br.) C.Presl

Gênero *Gleichenia* Neck., 1790

tipo Gleichenia

Ordem Marattiales

Família Marattiaceae Kaulf., 1824

Gênero *Marattia* Sw., 1788

tipo Marattia

Gimnospermas

Ordem Pinales

Família Podocarpaceae Endl., 1847

Gênero *Podocarpus* Pers., 1807

***Podocarpus* sp.**

Angiospermas

Ordem Chloranthales

Família Chloranthaceae Lindley., 1821

Gênero *Hedyosmun* Sw., 1788

***Hedyosmun* sp.**

Magnoliídeas

Ordem Magnoliales

Família Myristicaceae R.Br., 1810

Gênero *Virola* Aubl., 1775

***Virola* sp.**

Monocotiledôneas

Ordem Arecales

Família Arecaceae Schultz., 1832 (=*Palmae* A. L. de Jussieu, 1789)

Arecaceae

Ordem Poales

Família Typhaceae Juss., 1789

Gênero *Typha* L., 1753

***Typha* sp.**

Família Bromeliaceae Juss., 1789

Bromeliaceae

Família Cyperaceae A. L. de Jussieu, 1789

Cyperaceae

Família Poaceae Barnhart, 1895

Poaceae

Eudicotiledôneas

Ordem Proteales

Família Proteaceae Juss., 1789

Proteaceae

Eudicotiledôneas core

Ordem Dilleniales

Família Dilleniaceae Salisb., 1807

Dilleniaceae

Fabídeas

Ordem Fabales

Família Fabaceae Lindley, 1836

Sub-família Mimosoideae DC., 1825

Mimosoideae

Gênero *Mimosa* L., 1753

***Mimosa* sp.**

Sub-família Caesalpinioideae DC., 1825

Caesalpinioideae

Sub-família Faboideae

Gênero *Dioclea* Kunth., 1824

***Dioclea* sp.**

Gênero *Lonchocarpus* Kunth., 1824

***Lonchocarpus* sp.**

Família Polygalaceae Hoffmanns. & Link., 1809

Polygalaceae

Ordem Rosales

Família Cannabaceae Martinov., 1820

Gênero *Celtis* L., 1753

***Celtis* sp.**

Família Moraceae Gaudich., 1835

Moraceae

Gênero *Ficus* L., 1753

***Ficus* sp.**

Família Urticaceae Juss., 1789

Urticaceae

Gênero *Cecropia* Loefl., 1758

***Cecropia* sp.**

Ordem Cucurbitales

Família Begoniaceae C.Agardh., 1824

Gênero *Begonia* L., 1753

***Begonia* sp.**

Ordem Celastrales

Família Celastraceae R.Br., 1814

Gênero *Maytenus* Molina., 1782

***Maytenus* sp.**

Ordem Oxalidales

Família Cunoniaceae R.Br., 1814

Gênero *Lamanonia* Vell., 1829

***Lamanonia* sp.**

Gênero *Weinmannia* L., 1759

***Weinmannia* sp.**

Família Elaeocarpaceae Juss., 1816

Gênero *Sloanea* L., 1753

***Sloanea* sp.**

Ordem Malpighiales

Família Rhizophoraceae Pers., 1806

Gênero *Rhizophora* L., 1753

***Rhizophora* sp.**

Família Erythroxylaceae Kunth., 1822

Gênero *Erythroxylum* P.Browne, 1756

***Erythroxylum* sp.**

Família Peraceae Klotzch, 1859

Gênero *Pera* Mutis, 1784

***Pera* sp.**

Família Euphorbiaceae A. L. de Jussieu, 1789

Gênero *Acalypha* L., 1753

***Acalypha* sp.**

Gênero *Actinostemon* Mart. Ex Klotzch, 1841

***Actinostemon* sp.**

Gênero *Alchornea* Sw., 1788

***Alchornea* sp.**

Gênero *Croton* L., 1754

***Croton* sp.**

Gênero *Christiana* DC., 1824

***Christiana* sp.**

Gênero *Euphorbia* L., 1753

***Euphorbia* sp.**

Gênero *Chamaesyce* Gray., 1821

***Chamaesyce* sp.**

Gênero *Sebastiania* Bertol., 1822

***Sebastiania* sp.**

Gênero *Senefeldera* Mart., 1841

***Senefeldera* sp.**

Família Malpighiaceae A. L. de Jussieu, 1789

Malpighiaceae

Gênero *Byrsonima* Rich. Ex Kunth, 1822

***Byrsonima* sp.**

Família Chrysobalanaceae R.Br., 1818

Chrysobalanaceae

Família Clusiaceae Lindl., 1836

Clusiaceae

Gênero *Symphonia* L.f., 1782

***Symphonia* sp.**

Família Lacistemataceae

Gênero *Lacistema* Mart., 1826

***Lacistema* sp.**

Família Calophyllaceae J.Agardh, 1858

Gênero *Calophyllum* L., 1753

***Calophyllum* sp.**

Malvídeas

Ordem Myrtales

Família Combretaceae R.Br., 1810

Combretaceae

Gênero *Laguncularia* C.F.Gaertn., 1807

***Laguncularia* sp.**

Família Lythraceae St.-Hilaire, 1805

Gênero *Cuphea* P.Browne, 1756

***Cuphea* sp.**

Família Onagraceae A. L. de Jussieu, 1789

Gênero *Ludwigia* L., 1737

***Ludwigia* sp.**

Família Myrtaceae A. L. de Jussieu, 1789

Myrtaceae

Família Melastomataceae A. L. de Jussieu, 1789

Melastomataceae

Família Vochysiaceae A.St.-Hil., 1820

Gênero *Vochysia* Poir., 1808

***Vochysia* sp.**

Ordem Sapindales

Família Simaroubaceae DC., 1811

Gênero *Simarouba* Aubl., 1775

***Simarouba* sp.**

Família Rutaceae Juss., 1789

Gênero *Zanthoxylon* Walter, 1788

***Zanthoxylon* sp.**

Família Anacardiaceae R.Br., 1818

Anacardiaceae

Família Burseraceae Kunth., 1824

Burseraceae

Família Sapindaceae A. L. de Jussieu, 1789

Sapindaceae

Gênero *Cupania* L., 1753

***Cupania* sp.**

Família Meliaceae Juss., 1789

Meliaceae

Gênero *Cedrela* P.Browne, 1756

***Cedrela* sp.**

Ordem Malvales

Família Malvaceae A. L. de Jussieu, 1789

Gênero *Heliocarpus* L., 1753

***Heliocarpus* sp.**

Gênero *Guazuma* Plum. Ex Adans., 1763

***Guazuma* sp.**

Gênero *Helicteres* L., 1753

***Helicteres* sp.**

Gênero *Pseudobombax* Dugand, 1943

***Pseudobombax* sp.**

Gênero Apeiba Aubl., 1775

***Apeiba* sp.**

Eudicotiledôneas core não rosídeas nem asterídeas

Ordem Santalales

Família Loranthaceae Juss., 1808

Loranthaceae

Família Schoepfiaceae Blume, 1850

Gênero *Schoepfia* Schreb., 1789

***Schoepfia* sp.**

Ordem Caryophyllales

Família Phytolaccaceae R.Br., 1818

Gênero *Gallesia* Casar., 1842

***Gallesia* sp.**

Família Polygonaceae A. L. de Jussieu, 1789

Gênero *Polygonum* [Tourn.] L., 1753

***Polygonum* sp.**

Família Amaranthaceae A. L. de Jussieu, 1789

Amaranthaceae

Família Nyctaginaceae Juss., 1789

Gênero *Guapira* Aubl., 1918

***Guapira* sp.**

Asterídeas

Ordem Ericales

Família Primulaceae Batsch ex Borkh., 1797

Gênero *Myrsine* L., 1753

***Myrsine* sp.**

Família Theaceae Mirb. Ex Ker Gawl., 1816

Gênero *Laplacea* Kunth., 1822

***Laplacea* sp.**

Família Sapotaceae Juss., 1789

Sapotaceae

Gênero *Chrysophyllum* L., 1753

***Chrysophyllum* sp.**

Família Symplocaceae Desf., 1820

Gênero *Symplocos* Jacq., 1760

***Symplocos* sp.**

Família Ericaceae A. L. de Jussieu, 1789

Gênero *Gaylussacia* Kunth, 1818

Gênero *Agarista* DC., 1836

Gaylussacia-Agarista

Lamiídeas

Ordem Gentianales

Família Rubiaceae A. L. de Jussieu, 1789

Gênero *Borreria* G. F. Mey, 1818

***Borreria* sp.**

Gênero *Alibertia* A.Rich. ex DC., 1830

***Alibertia* sp.**

Família Gentianaceae A. L. de Jussieu, 1789

Gentianaceae

Família Apocynaceae Juss., 1789

Apocynaceae

Lamiídea de posição incerta

Família Boraginaceae A. L. de Jussieu, 1789

Boraginaceae

Ordem Solanales

Família Solanaceae A. L. de Jussieu, 1789

Gênero *Solanum* A. L. de Jussieu, 1789

***Solanum* sp.**

Ordem Lamiales

Família Bignoniaceae A. L. de Jussieu, 1789

Bignoniaceae

Família Acanthaceae Juss., 1789

Gênero *Avicennia* L., 1753

***Avicennia* sp.**

Família Lentibulariaceae Rich., 1808

Gênero *Utricularia* L., 1753

***Utricularia* sp.**

Campanulídeas

Ordem Aquifoliales

Família Aquifoliaceae Bartling, 1830

Gênero *Ilex* L., 1735

***Ilex* sp.**

Ordem Asterales

Família Asteraceae Dumortier, 1822 (= *Compositae* Giseke, 1792)

Asteraceae

Ordem Apiales

Família Araliaceae Juss., 1789

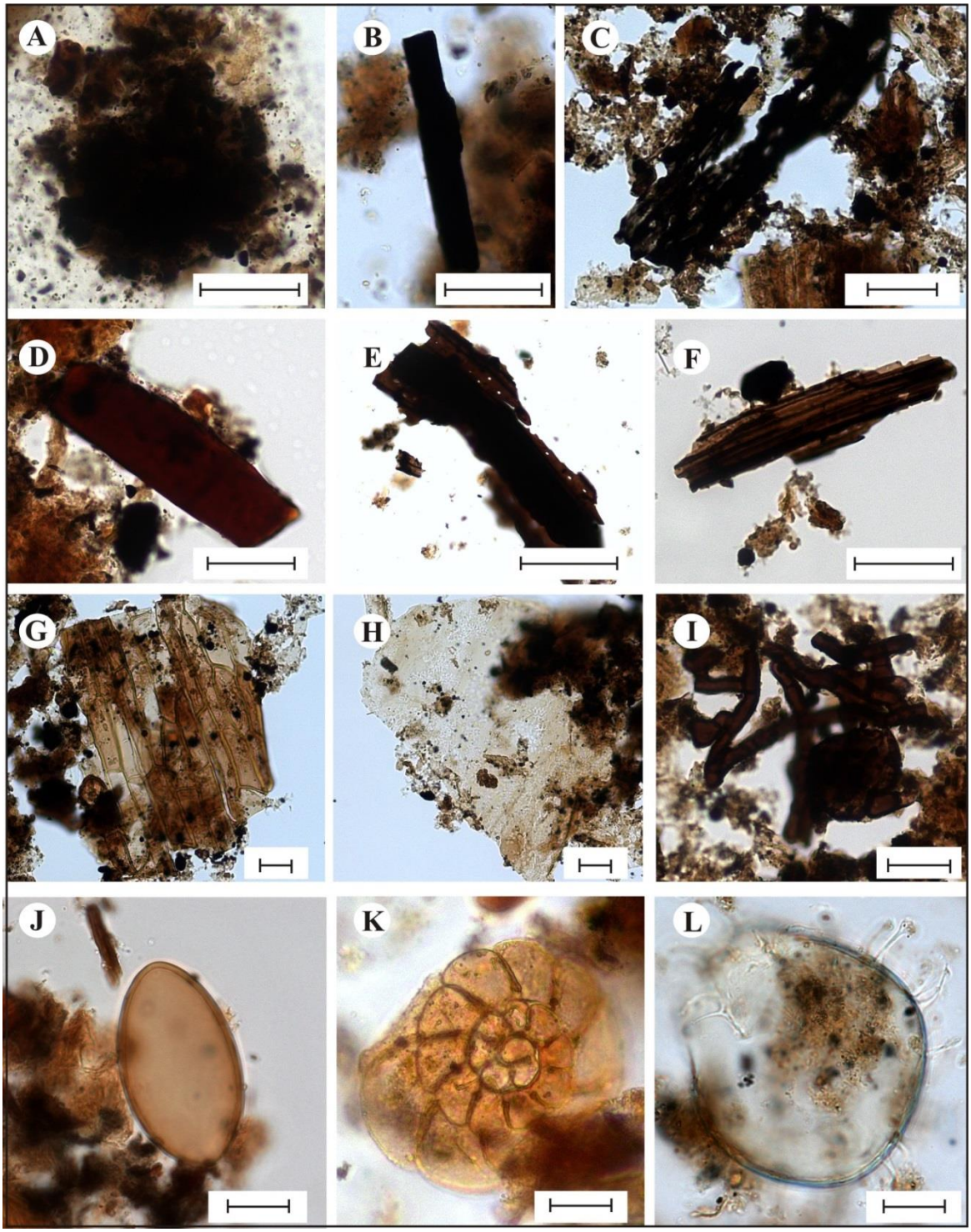
Araliaceae

Gênero *Schefflera* J.R.Forst. & G.Forst., 1776

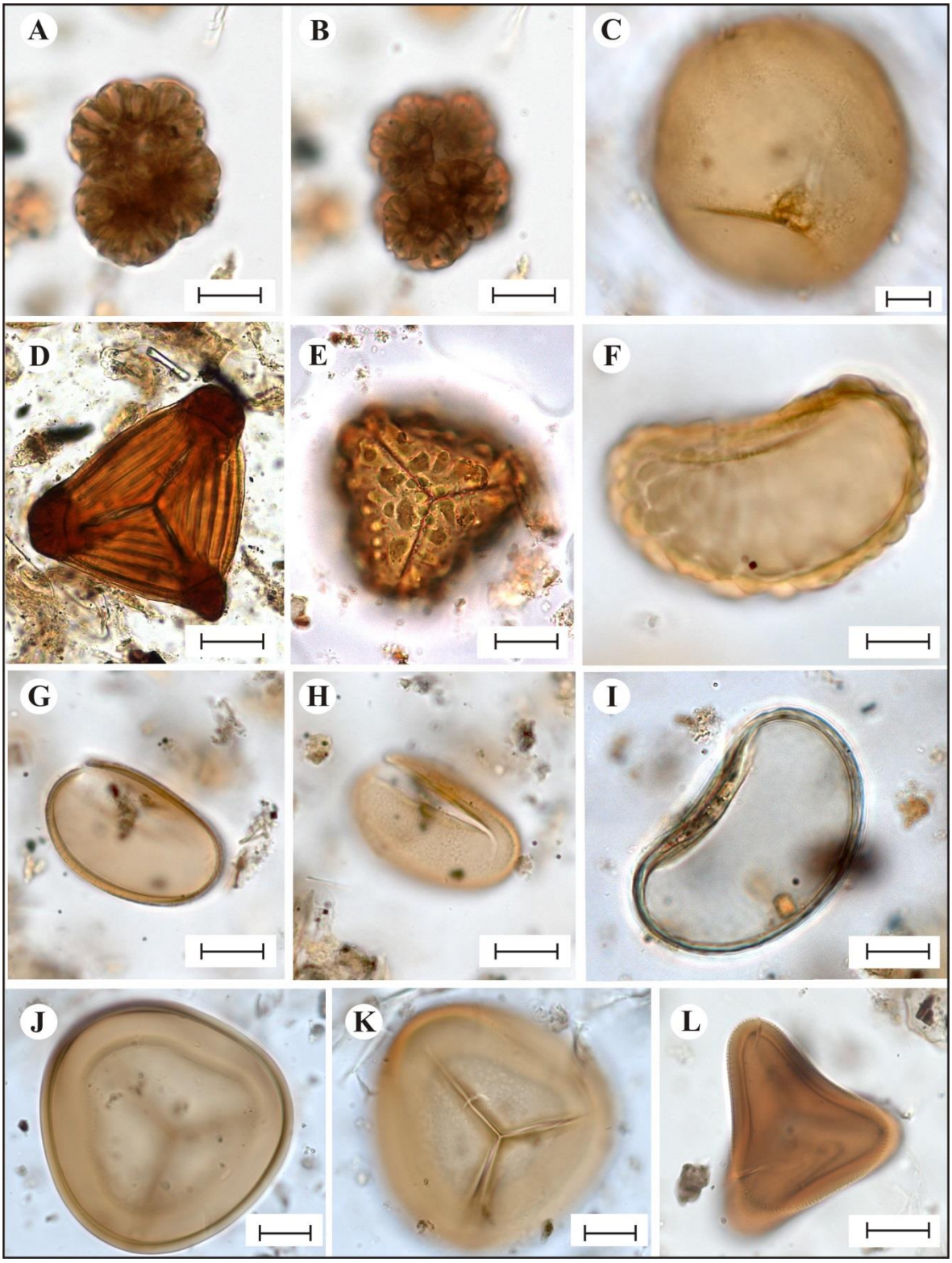
***Schefflera* sp.**

Família Apiaceae Lindley, 1836 (=*Umbelliferae* A. L. de Jussieu, 1789)

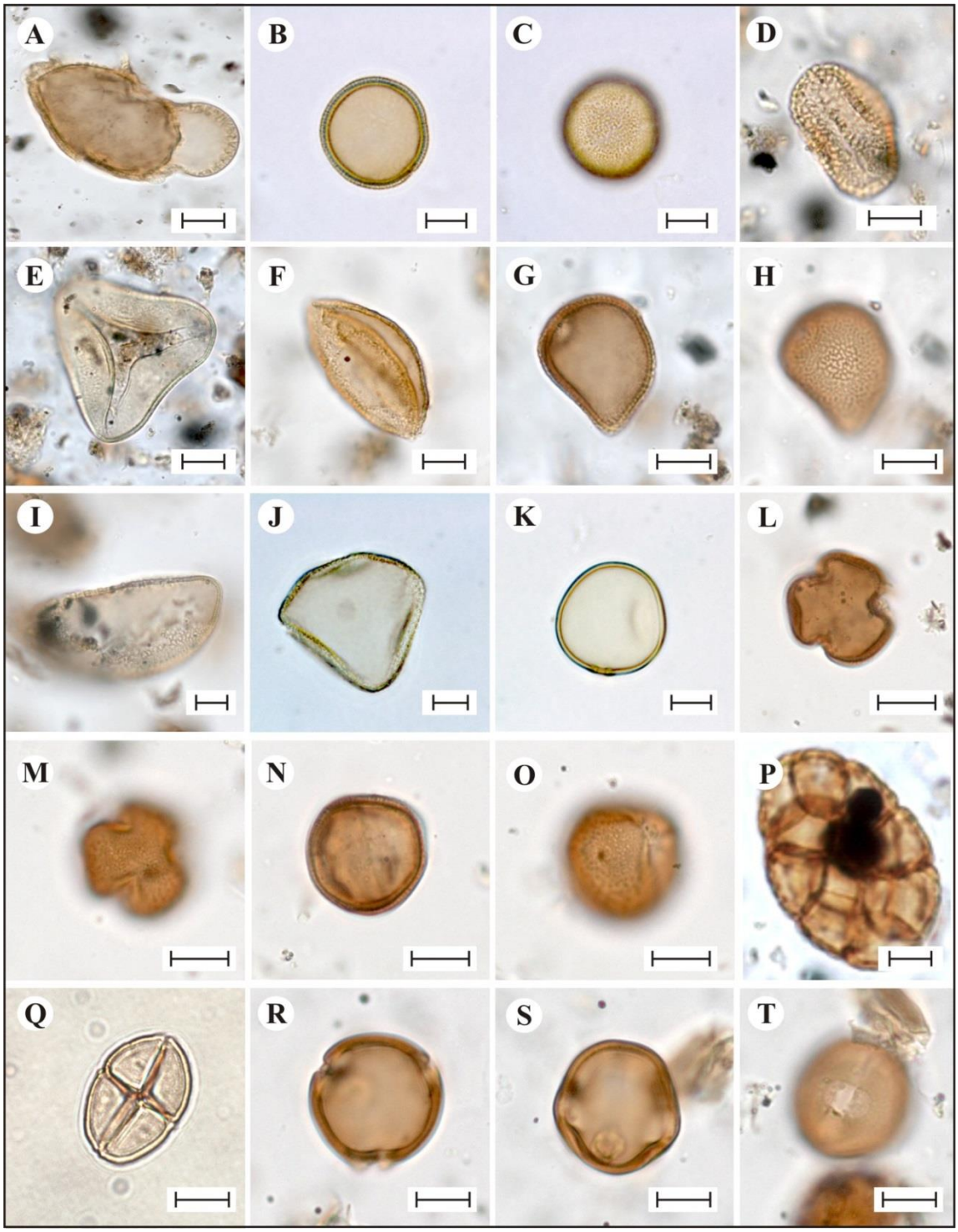
Apiaceae



Estampa 1 - Componentes da matéria orgânica particulada. **A.** Matéria orgânica amorfa. **B.** Fitoclasto opaco alongado. **C.** Fitoclasto opaco corroído. **D.** Fitoclasto não-opaco não-bioestruturado. **E.** Fitoclasto não-opaco bioestruturado perfurado. **F.** Fitoclasto não-opaco bioestruturado listrado. **G.** Cutícula. **H.** Membrana. **I.** Hifa de fungo. **J.** Esporo de fungo. **K.** Palinoforaminífero. **L.** *Spiniferites* sp. (Cisto de dinoflagelado). Escala (A-F): 50 µm. Escala (G-L): 10 µm.

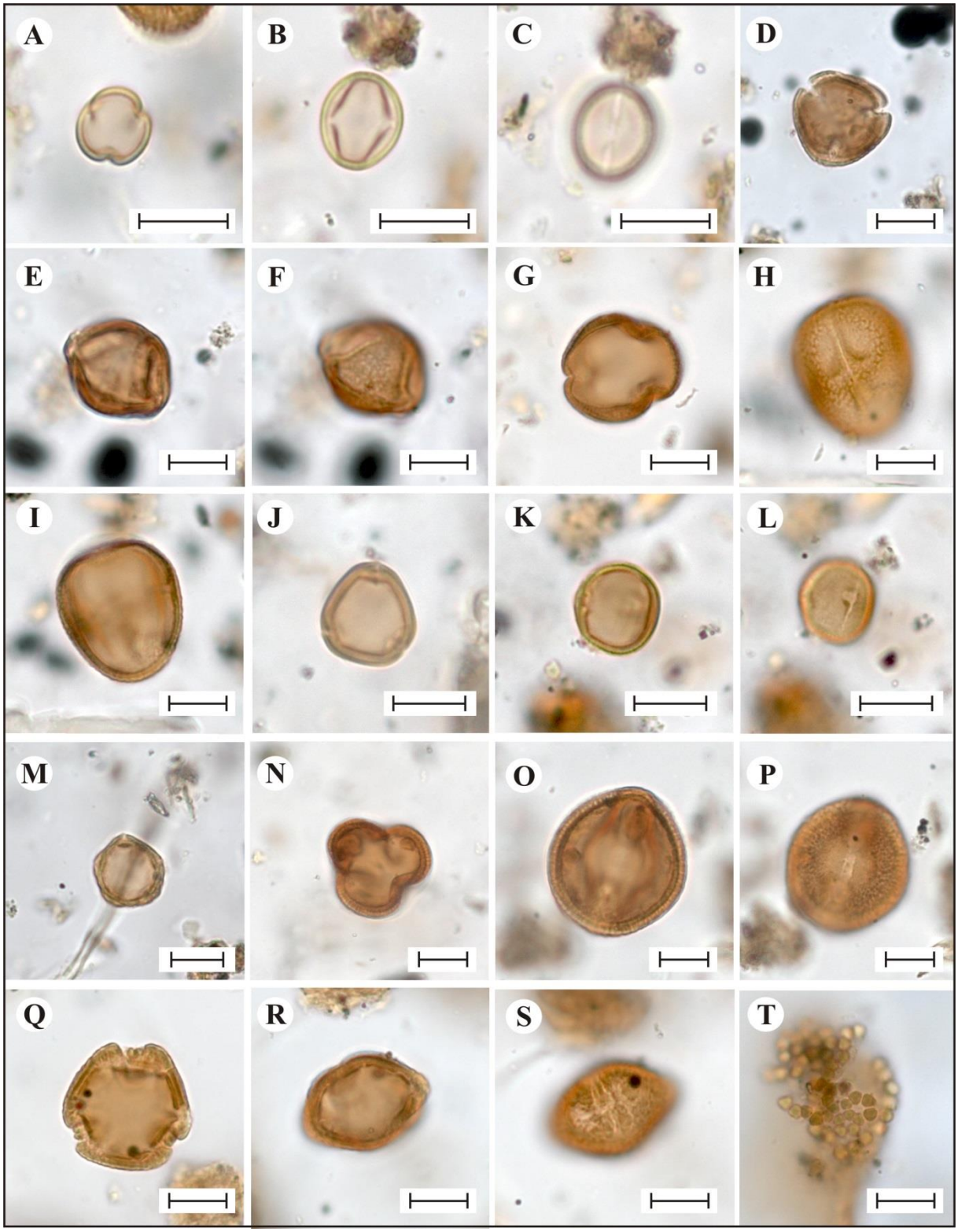


Estampa 2 - Algas predominantes nos sedimentos da Lagoa Bonita. **A-B.** *Botryococcus braunii* (Botryococacceae). Esporos comuns nos sedimentos da Lagoa Bonita. **C.** *Anthoceros* sp. (Anthocerotaceae) **D.** *Anemia* sp (Schizaeaceae). **E.** *Cyathea* sp (Cyatheaceae). **F.** tipo Polypodium (Polypodiaceae). **G-H.** tipo Gleichenia (Gleicheniaceae). **I.** tipo Blechnum (Blechnaceae). **J-K.** *Acrostichum* sp. (Pteridaceae). **L.** Pteridaceae. Escala: 10 µm.

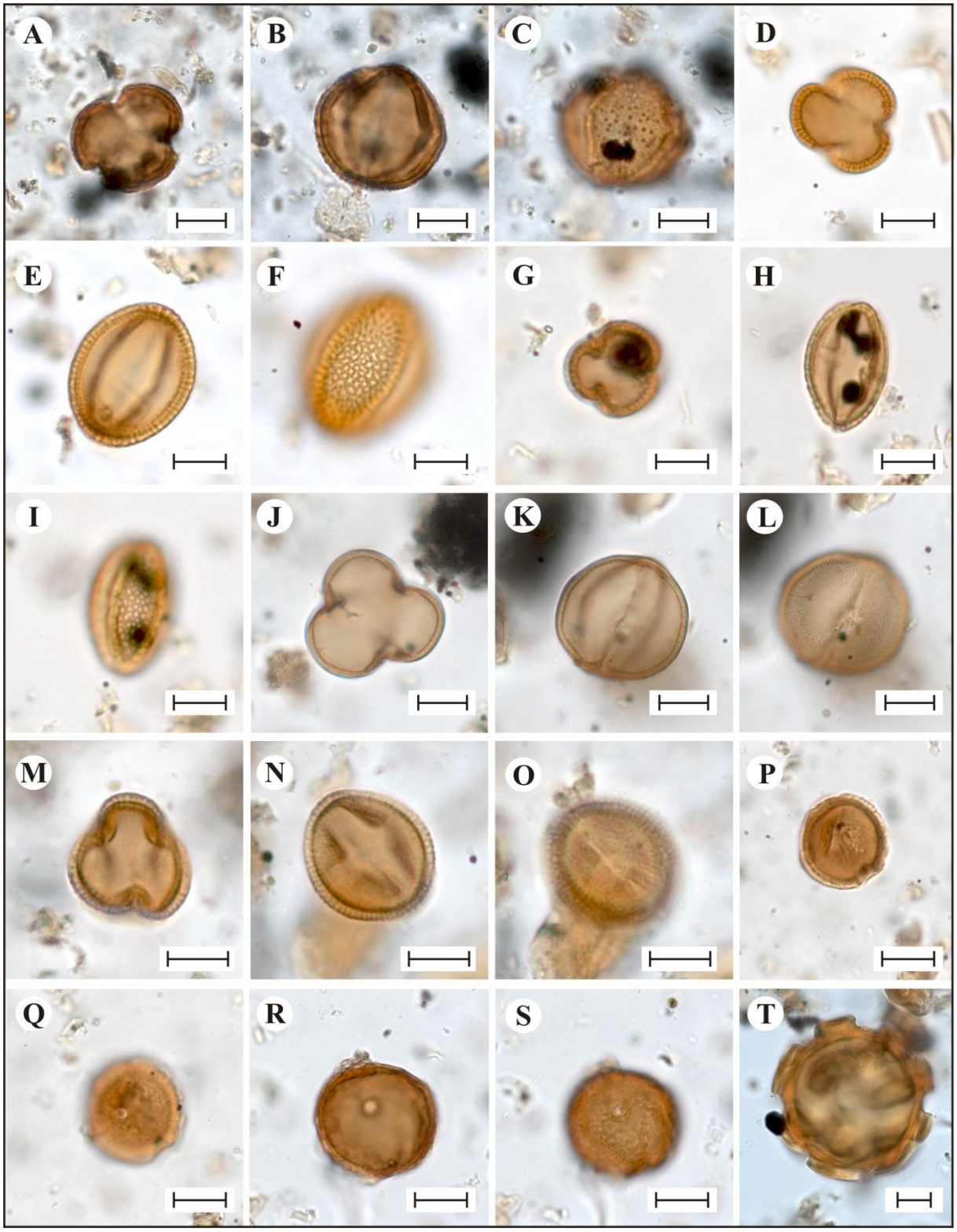


Estampa 3 - Gimnospermas. **A.** *Podocarpus* sp. (Podocarpaceae). Angiospermas. **B-C.** *Hedyosmum brasiliense* (Chloranthaceae - Palinoteca C14 2429). **D.** *Virola* sp. (Myristicaceae). **E-F.** Arecaceae. **G-H.** *Typha* sp. (Typhaceae). **I.** Bromeliaceae. **J.** Cyperaceae (*Eleocharis interstincta* – Palinoteca CENA-USP 2852). **K.** Poaceae (*Cryptochloa capillata* – Palinoteca C14 2405). **L-O.** Dilleniaceae. **P.** Mimosoideae. **Q.** *Mimosa ceratonia* (Mimosoideae - Palinoteca C14 2128). **R-T.** Caesalpinioideae. Escala: 10 µm.

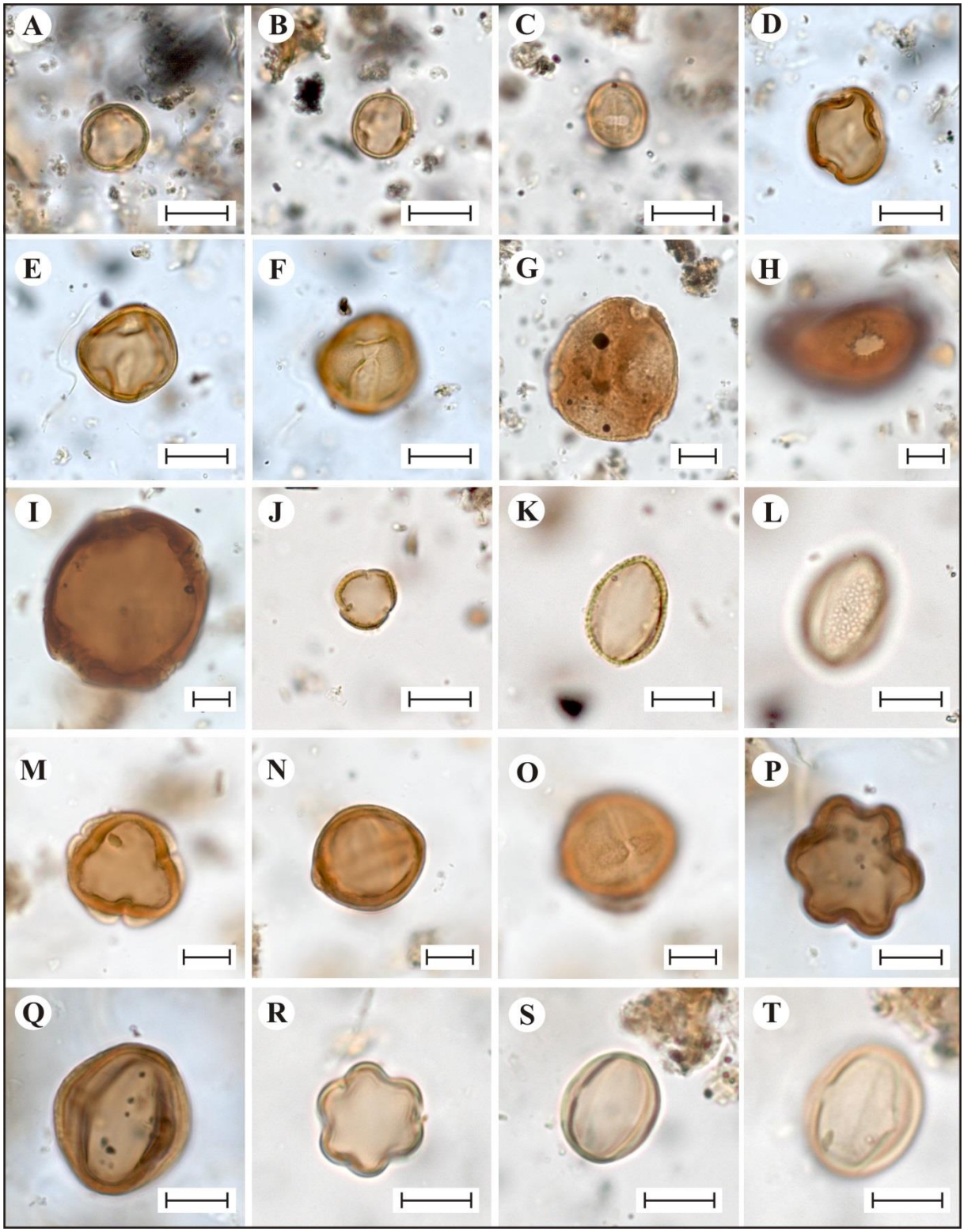
Estampa 4 - A-B. *Dioclea* sp. (Faboideae). **C-D.** *Lonchocarpus* sp. (Faboideae). **E-F.** Polygalaceae. **G.** *Celtis* sp. (Cannabaceae). **H.** Moraceae (*Clarisia racemosa* - Palinoteca C14 3176). **I.** *Ficus clusiifolia* (Moraceae - Palinoteca C14 3181). **J.** *Cecropia pachystachya* (Urticaceae - Palinoteca C14 1450). **K-L.** *Begonia* sp. (Begoniaceae). **M-P.** *Maytenus* sp. (Celastraceae). **Q-R.** *Lamanonia* sp. (Cunoniaceae). **S-T.** *Weinmannia* sp. (Cunoniaceae). Escala: 10 µm.



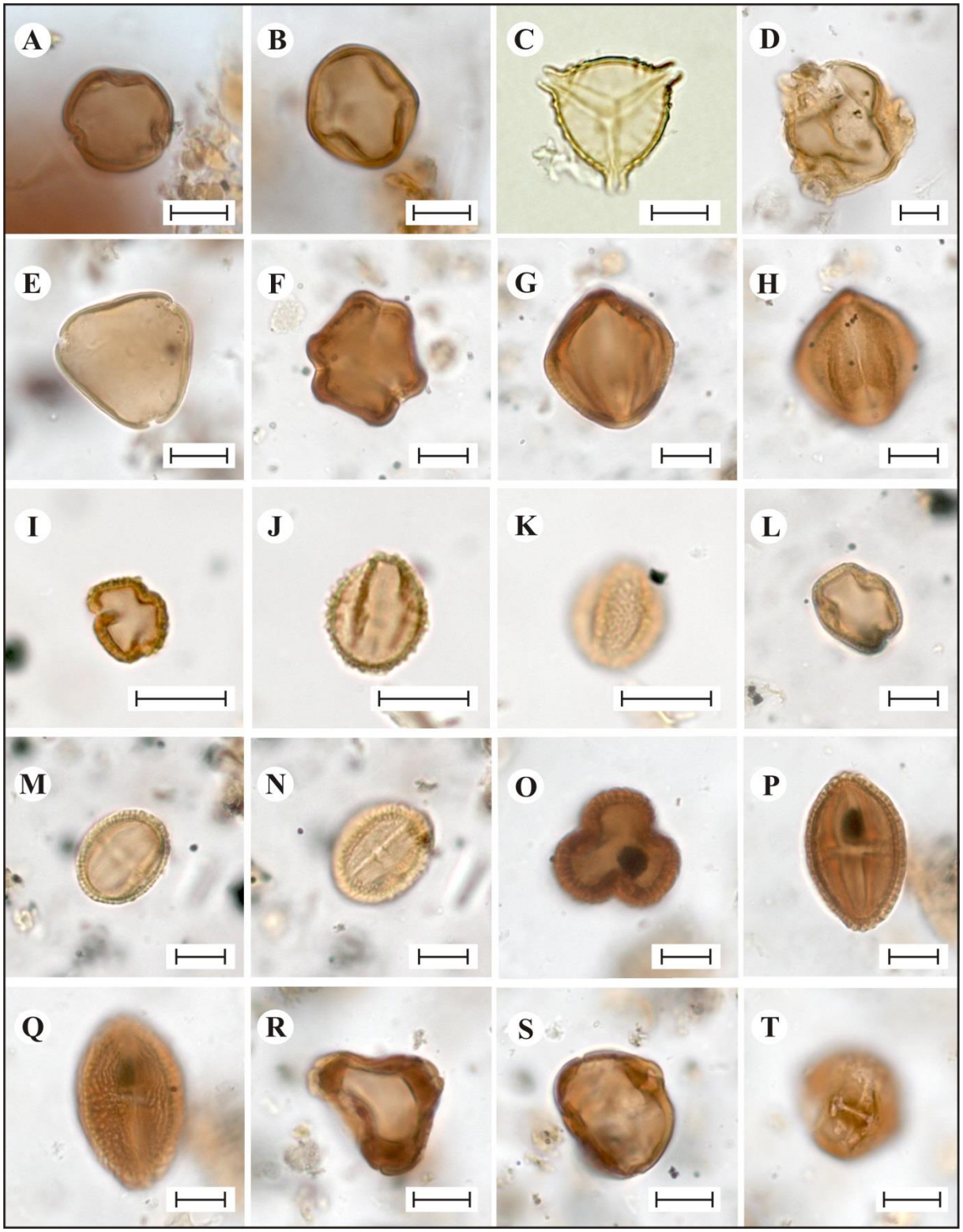
Estampa 5 - A-C. *Sloanea* sp. (Elaeocarpaceae). **D-F.** *Rhizophora* sp. (Rhizophoraceae). **G-I.** *Erythroxylum* sp. (Erythroxylaceae). **J-L.** *Pera* sp. (Peraceae). **M.** *Acalypha* sp. (Euphorbiaceae). **N-P.** *Actinostemon* sp. (Euphorbiaceae). **Q-S.** *Alchornea* sp. (Euphorbiaceae). **T.** *Croton* sp. (Euphorbiaceae). Escala: 10 µm.



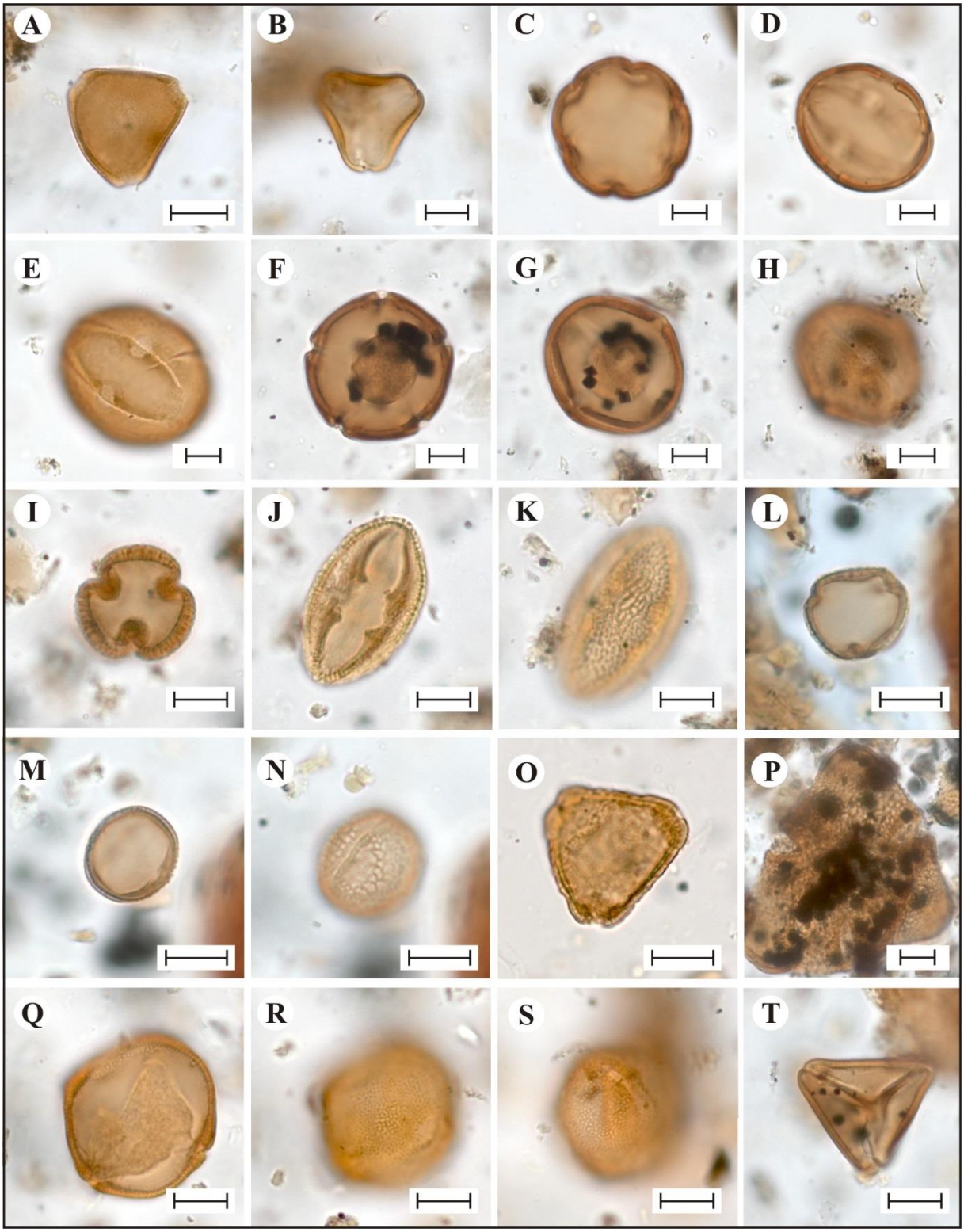
Estampa 6 - A-C. *Christiana* sp. (Euphorbiaceae). **D-F.** *Euphorbia* sp. (Euphorbiaceae). **G-I.** *Chamaesyce* sp. (Euphorbiaceae). **J-L.** *Sebastiania* sp. (Euphorbiaceae). **M-O.** *Senefeldera* sp. (Euphorbiaceae). **P-Q.** Malpighiaceae tipo 1. **R-S.** Malpighiaceae tipo 2. **T.** Malpighiaceae tipo 3. Escala: 10 µm.



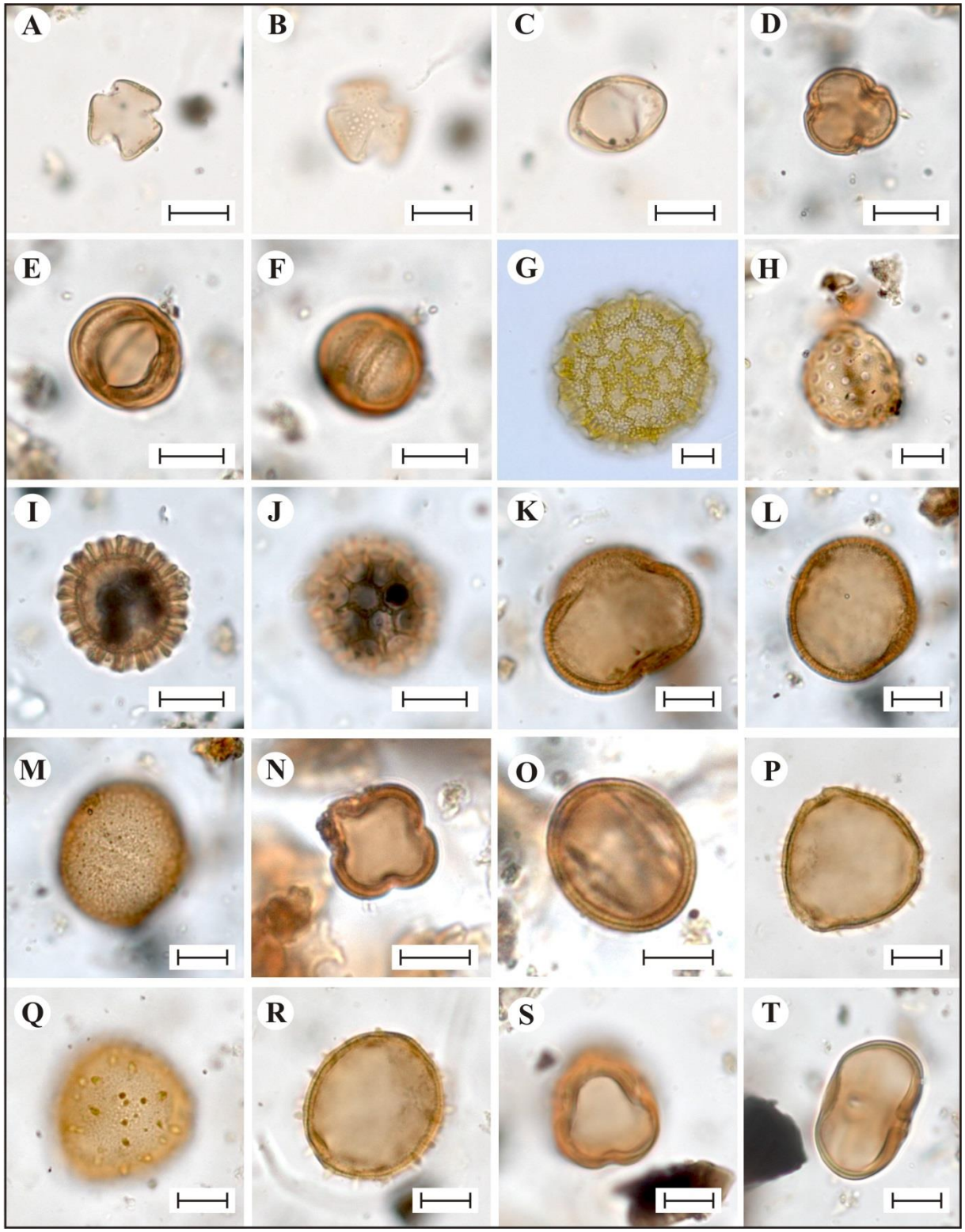
Estampa 7 - A-C. *Byrsonima* sp. (Malpighiaceae). **D-F.** Chrysobalanaceae. **G.** Clusiaceae. **H-I.** *Symphonia* sp. (Clusiaceae). **J-L.** *Lacistema* sp. (Lacistemataceae). **M-O.** *Calophyllum* sp. (Calophyllaceae). **P-Q.** Melastomataceae-Combretaceae tipo 1. **R-T.** Melastomataceae-Combretaceae tipo 2. Escala: 10 µm.



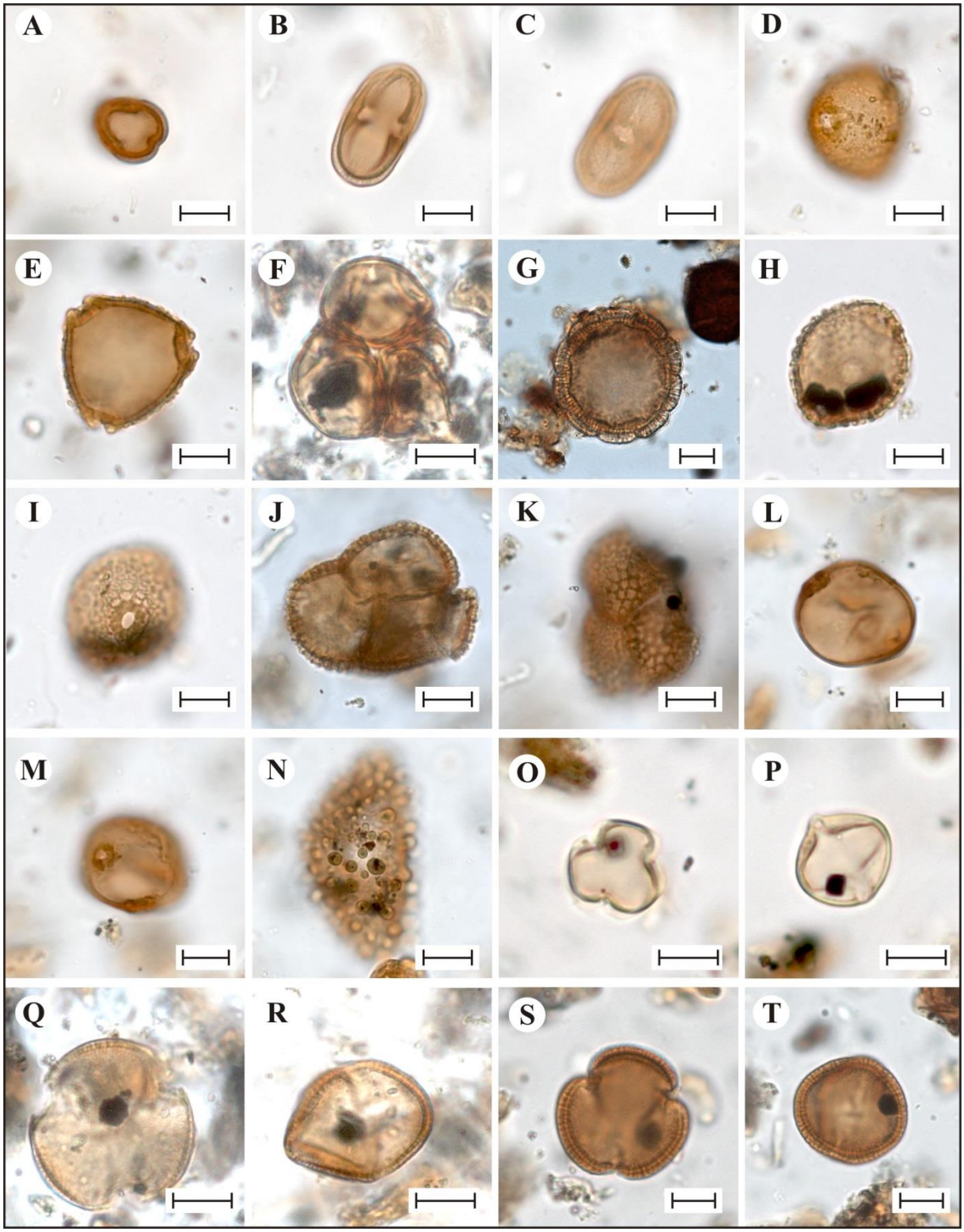
Estampa 8 - A-B. *Laguncularia* sp. (Combretaceae). **C.** *Cuphea carthagenensis* (Lythraceae - Palinoteca C14 2876). **D.** *Ludwigia* sp. (Onagraceae). **E.** Myrtaceae. **F-H.** *Vochysia* sp. (Vochysiaceae). **I-K.** *Simarouba* sp. (Simaroubaceae). **L-N.** *Zanthoxylon* sp. (Rutaceae). **O-Q.** Anacardiaceae. **R-T.** Burseraceae. Escala: 10 µm.



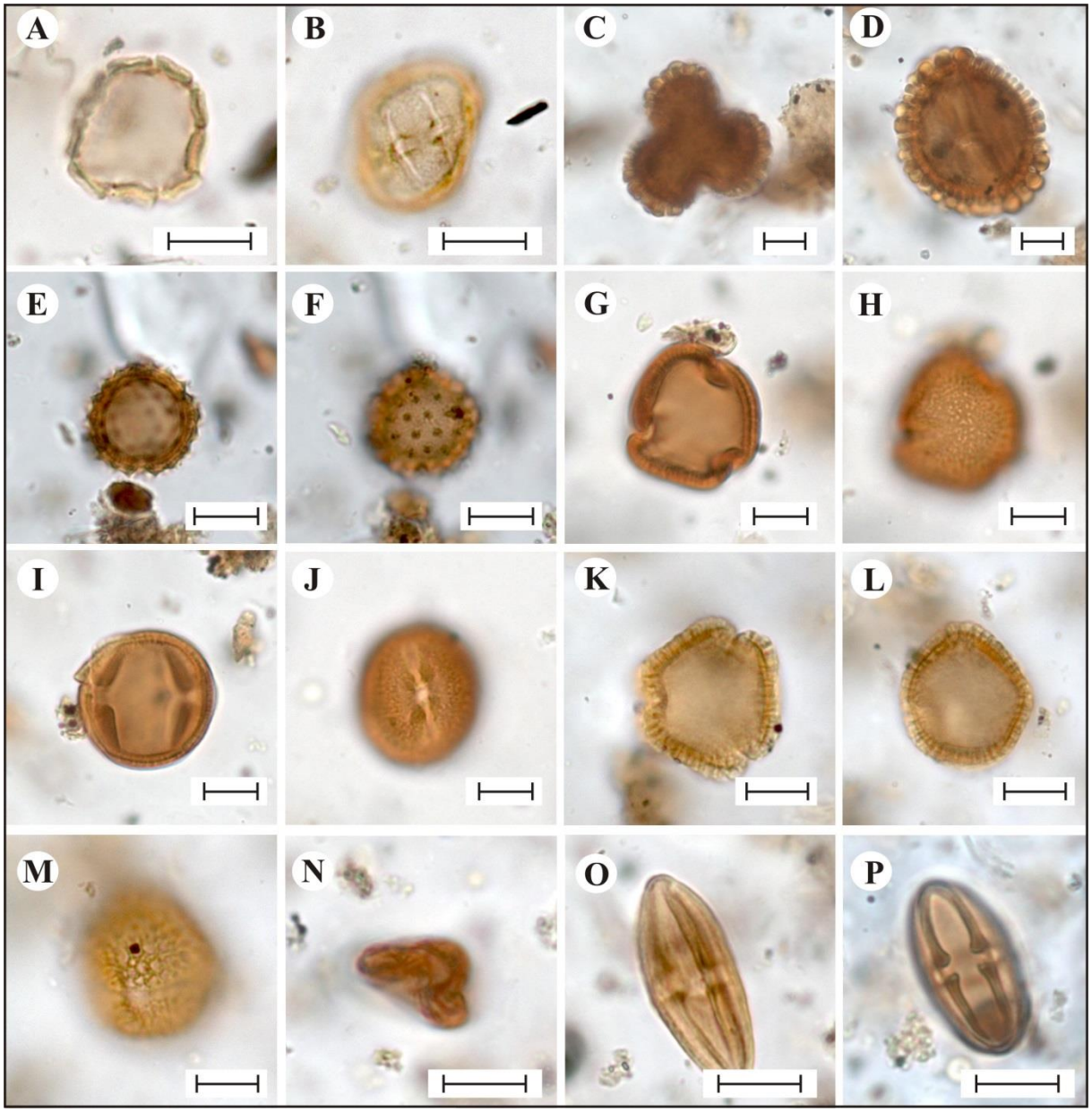
Estampa 9 - A. Sapindaceae-Proteaceae. **B.** *Cupania* sp. (Sapindaceae). **C-E.** Meliaceae. **F-H.** *Cedrela* sp. (Meliaceae). **I-K.** *Heliocarpus* sp. (Malvaceae). **L-N.** *Guazuma* sp. (Malvaceae). **O.** *Helicteres* sp. (Malvaceae). **P.** *Pseudobombax* sp. (Malvaceae). **Q-S.** *Apeiba* sp. (Malvaceae). **T.** Loranthaceae. Escala: 10 µm.

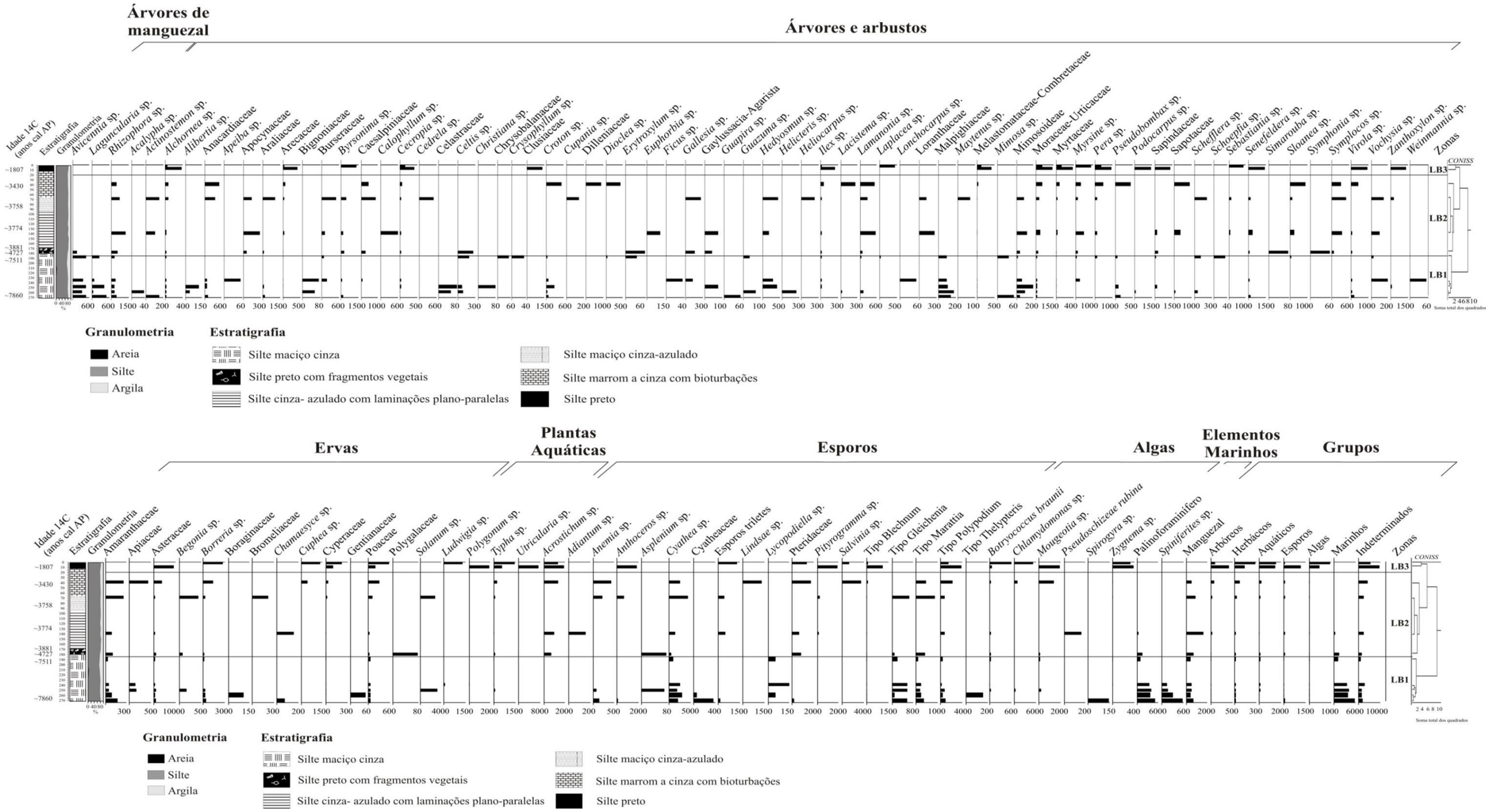


Estampa 10 - A-C. *Schoepfia* sp. (Schoepfiaceae). **D-F.** *Gallesia* sp. **G.** *Polygonum spectabile* (Polygonaceae - Palinoteca C14 1791). **H-J.** Amaranthaceae. **K-M.** *Guapira* sp. (Nyctaginaceae). **N-O.** *Myrsine* sp. (Primulaceae). **P-R.** *Laplacea* sp. (Theaceae). **S-T.** Sapotaceae. Escala: 10 µm.



Estampa 11 - A-C. *Chrysophyllum* sp. (Sapotaceae). **D-E.** *Symplocos* sp. (Symplocaceae). **F.** *Gaylussacia* sp. - *Agarista* sp. (Ericaceae). **G.** *Borreria* sp. (Rubiaceae). **H-I.** *Alibertia* sp. (Rubiaceae). **J-K.** Gentianaceae. **L-M.** Apocynaceae. **N.** Boraginaceae. **O-P.** *Solanum* sp. (Solanaceae). **Q-R.** Bignoniaceae. **S-T.** *Avicennia* sp. (Acanthaceae). Escala: 10 µm.



Estampa 12 - A-B. *Utricularia* sp. (Lentibulariaceae). **C-D.** *Ilex* sp. (Aquifoliaceae). **E-F.** Asteraceae. **G-J.** Araliaceae. **K-M.** *Schefflera* sp. (Araliaceae). **N-P.** Apiaceae. Escala: 10 µm.

Anexo B - Diagrama palinológico de concentração da Lagoa Bonita