INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA
DOS OCEANOS E DA TERRA

RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL A PARTIR DE SEDIMENTOS COLETADOS NA BAÍA DE VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO, BRASIL

Alex da Silva de Freitas

Orientadores: Dr. José Antônio Baptista Neto (UFF)
Dra. Cintia Ferreira Barreto (UFF)
Dr. Javier Helenes Escamilla (CICESE/México)

TESE DE DOUTORADO

Niterói

2018

RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL A PARTIR DE SEDIMENTOS COLETADOS NA BAÍA DE VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO, BRASIL

Alex da Silva de Freitas

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense, como requisito para obtenção do grau de doutor em Geociências.

Área de concentração: Biogeoquímica Ambiental

Orientadores: Dr. José Antônio Baptista Neto (UFF)
Dra. Cintia Ferreira Barreto (UFF)
Dr. Javier Helenes Escamilla (CICESE/México)

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG

F862r Freitas, Alex da Silva de

Reconstrução paleoambiental a partir de sedimentos coletados na Baía de Vitória, Espírito Santo, Brasil / Alex da Silva de Freitas; José Antônio Baptista Neto, orientador ; Cintia Ferreira Barreto, coorientadora. Niterói, 2018.

148 f. : il.

Tese (doutorado)-Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2018.

1. Palinologia. 2. Partículas carbonizadas. 3. Cistos de dinoflagelados. 4. Baía de Vitória. 5. Produção intelectual. I. Título II. Baptista Neto, José Antônio,orientador. III. Ferreira Barreto, Cintia, coorientadora. IV. Helenes Escamilla, Javier, coorientador. V. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências.

Bibliotecária responsável: Ligia Polycarpo Martins Medeiros - CRB7/3116

Nome: Alex da Silva de Freitas

Título: Reconstrução paleoambiental a partir de sedimentos coletados na Baía de Vitória, Espírito Santo, Brasil.

Tese Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense, como requisito para obtenção do grau de doutor em Geociências.

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. José Antônio Baptista-Neto – Orientador
Universidade Federal Fluminense (UFF)

Prof.(a) Dr.(a) Ortrud Monika Barth
Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)/FIOCRUZ

Prof.(a) Dr.(a) Rita Scheel-Ybert
Museu Nacional – Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)

Prof.(a) Dr.(a) Elizabete Pedrão Ferreira
CENPES/PETROBRÁS

Prof. Dr. Alex Cardoso Bastos
Universidade Federal do Estado do Espírito Santo (UFES)

Prof. Dr. Estefan Monteiro da Fonseca
Universidade Federal Fluminense (UFF)

“A mente que se abre a uma nova ideia jamais voltará
ao seu tamanho original”
(Albert Einstein)

RESUMO

Análises micropaleontológicas associadas a análises geoquímicas e a datação por ^{14}C foram realizadas a partir da coleta de três testemunhos de sondagem (T_A, T_C e T_D) na Baía de Vitória. Os testemunhos foram subamostrados a cada 10 cm sendo as amostras submetidas ao processamento metodológico padrão para cada análise utilizada. O principal objetivo deste trabalho foi o de se estabelecer à dinâmica paleoambiental e a influência das variações do nível do mar na região do entorno da Baía de Vitória durante o Holoceno. O T_A apresentou a idade mais antiga entre 7156 -7275 anos cal. AP em 67 cm de profundidade e 6968 – 7165 anos cal. AP em 55 cm de profundidade. No testemunho T_C foi observada a idade mais antiga entre 9396 – 9520 anos cal. AP em 480 cm de profundidade e a mais nova entre 7423 – 7511 anos cal. AP em 304 cm de profundidade. O testemunho T_D apresentou a idade mais antiga entre 6778 - 6948 anos cal. AP em 370 cm de profundidade e a mais nova entre 5920 - 6018 anos cal. AP em 59 cm de profundidade. A análise integrada dos testemunhos analisados indicou uma presença constante da vegetação de mangue, associado a diferentes níveis de acumulação de macropartículas carbonizadas e a baixa ocorrência dos cistos de dinoflagelados. A análise dos dados obtidos demonstrou a influência direta da transgressão e posterior regressão marinha observada durante o Holoceno na costa do estado do Espírito Santo. Este fato modificou a circulação local dentro da Baía de Vitória, levando a alterações na paisagem observadas através dos palinomorfos continentais e das macropartículas carbonizadas, tal como a variação de salinidade e aporte de matéria orgânica, observadas através da preservação dos cistos de dinoflagelados.

Palavras-chave: palinomorfos continentais, palinomorfos marinhos, macropartículas carbonizadas isótopos estáveis, COT, variações do nível do mar, Holoceno, Brasil

ABSTRACT

Micropaleontological analyses associated with geochemical analysis and ^{14}C dating were carried out in three sediment cores (T_A, T_C and T_D) collected in Vitória Bay. The samples were sub-sampled every 10 cm and then samples were submitted for standard methodological processing for each analysis. The aim of this research was to establish the paleoenvironmental dynamics and the influence of sea level variations in the Vitória Bay region during the Holocene. The T_A sediment core showed the oldest age between 7156-7275 cal yr BP at 67 cm depth and 6968 - 7165 at in 55 cm of depth. The T_C sediment core the oldest age was observed between 9396 - 9520 cal yr BP at 480 cm depth and the youngest between 7423 - 7511 cal yr BP at 304 cm depth. The T_D sediment core showed the oldest age between 6778 - 6948 cal yr BP at 370 cm of depth and the youngest one between 5920 - 6018 cal yr BP at 59 cm of depth. The integrated analysis of the samples indicated a constant presence of mangrove vegetation, associated with different levels of carbonized macroparticles accumulation and low occurrence of dinoflagellate cysts. The analysis of the obtained data showed the direct influence of the marine transgression and regression observed during the Holocene on the state of Espírito Santo coast. This fact modified the local circulation within the Vitória Bay, leading to changes in the landscape observed through continental palynomorphs and carbonized macroparticles, such as the variation of salinity and the contribution of organic matter, observed through the preservation of dinoflagellate cysts.

Keywords: continental palynomorphs, marine palynomorphs, carbonised macroparticles, stable isotopes, TOC, sea level variations, Holocene, Brazil

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.	Mapa de localização da Baía de Vitória (*Arc Gis 9.3*; SIRGAS_2000_UTM_Zone_24S)	15
FIGURA 2.	Mapa modificado de Martin *et al*. (1996) indicando a caracterização geomorfológica da região da Baía de Vitória, Estado do Espírito Santo, Brasil	17
FIGURA 3.	Mapa de localização dos locais de coleta dos três testemunhos estudados ao longo do Canal da Passagem, Estado do Espírito Santo, Brasil (*Arc Gis 9.3*; SIRGAS_2000_Zone_24S)	31
FIGURA 4.	Registro da coleta dos testemunhos com auxílio de vibrotestemunhador no Canal da Passagem, Estado do Espírito Santo, Brasil	32
FIGURA 5.	Mapa de localização da coleta do testemunho T_C no Canal da Passagem, Estado do Espírito Santo, Brasil (*Arc Gis 9.3*; SIRGAS_2000_Zone_24S)	43
FIGURA 6.	Diagrama de concentração (palinomorfos/g) das formações vegetais identificadas no testemunho T_C associado a dados de partículas carbonizadas (cm^2/m^3) e dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰)	48
FIGURA 7.	Diagrama de freqüência (%) das formações vegetais identificadas no testemunho T_C associado a dados de partículas carbonizadas (cm^2/m^3) e dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰)	50
FIGURA 8.	Integração de dados palinológicos (palinomorfos/g), de partículas carbonizadas (%) e dados geoquímicos (COT/%; C e N/‰) do testemunho T_C associados à interpretação da evolução paleoambiental sumarizada da Baía de Vitória	59
FIGURA 9.	Mapa de localização dos locais de coleta dos testemunhos T_A e TC no Canal da Passagem, Esta do Espírito Santo, Brasil (*Arc Gis 9.3*; SIRGAS_2000_UTM_Zone_24S)	68
FIGURA 10.	Diagrama de concentração (palinomorfos/g) das formações vegetais identificadas no testemunho T_A associado a dados de partículas carbonizadas (cm^2/m^3) e dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰)	74
FIGURA 11.	Diagrama de freqüência (%) das formações vegetais identificadas no testemunho T_A associado a dados de partículas carbonizadas (cm^2/m^3)	76

e dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰)

FIGURA 12. Diagrama de concentração (palinomorfos/g) das formações vegetais identificadas no testemunho T_D associado a dados de partículas carbonizadas (cm^2/m^3) e dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰) 79

FIGURA 13. Diagrama de freqüência (%) das formações vegetais identificadas no testemunho T_D associado a dados de partículas carbonizadas (cm^2/m^3) e dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰) 81

FIGURA 14. Mapa de localização indicando o local da coleta dos três testemunhos (T_A, T_C e T_D) no Canal da Passagem, Estado do Espírito Santo, Brasil (*Arc Gis 9.3*; SIRGAS_2000_Zone_24S) 91

FIGURA 15. Diagrama de concentração (cistos/g) dos grupos ecológicos identificados no testemunho T_A associado a dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰). 97

FIGURA 16. Diagrama de freqüência (%) dos cistos de dinoflagelados identificados no testemunho T_A associado a dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰). 98

FIGURA 17. Diagrama de concentração (cistos/g) dos grupos ecológicos identificados no testemunho T_C associado a dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰). 100

FIGURA 18. Diagrama de freqüência (%) dos cistos de dinoflagelados identificados no testemunho T_C associado a dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰). 101

FIGURA 19. Diagrama de concentração (cistos/g) dos grupos ecológicos identificadas no testemunho T_D associado a dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰). 105

FIGURA 20. Diagrama de freqüência (%) dos cistos de dinoflagelados identificados no testemunho T_D associado a dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰). 106

LISTA DE TABELAS

TABELA 1. Amostras enviadas para datação pelo método radiocarbono (^{14}C) dos testemunhos coletados no Canal da Passagem, Estado do Espírito Santo, Brasil. 33

TABELA 2. Amostras datadas pelo método radiocarbono (^{14}C) do testemunho T_C coletado no Canal da Passagem, Estado do Espírito Santo, Brasil. 45

TABELA 3. Tipos polínicos encontrados nas amostras analisadas e classificados quanto aos grupos vegetacionais. 46

TABELA 4. Amostras datadas pelo método radiocarbono (^{14}C) dos testemunhos (T_A e T_D) coletados no Canal da Passagem, Estado do Espírito Santo, Brasil. 71

TABELA 5. Tipos polínicos encontrados nas amostras analisadas e classificados quanto aos grupos vegetacionais 73

TABELA 6. Amostras datadas pelo método radiocarbono (^{14}C) dos testemunhos (T_A, T_C e T_D) coletados no Canal da Passagem, Estado do Espírito Santo, Brasil. 95

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO GERAL	13
2.	ÁREA DE ESTUDO	15
2.1	CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA BAÍA DE VITÓRIA	16
2.2	VEGETAÇÃO DA REGIÃO	18
2.3	CLIMA	19
2.4	OCUPAÇÃO ANTRÓPICA	19
3.	PALINOLOGIA	21
3.1	REGISTRO DE PALINOMORFOS CONTINENTAIS EM BAÍAS	22
3.2	REGISTRO DE PALINOMORFOS MARINHOS (CISTOS DE DINOFLAGELADOS) EM BAÍAS	24
4.	PARTÍCULAS CARBONIZADAS	26
4.1	ESTUDOS DE PARTÍCULAS CARBONIZADAS EM BAÍAS	26
5.	RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL NO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO	28
6.	OBJETIVOS	30
6.1	OBJETIVO GERAL	30
6.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	30
7.	MATERIAL E MÉTODOS	31
7.1	MATERIAL	31
7.2	MÉTODOS	32
7.2.1	DESCRIÇÃO SEDIMENTOLÓGICA	32
7.2.2	ANÁLISE GRANULOMÉTRICA	32
7.2.3	DATAÇÃO	33
7.2.4	ANÁLISES GEOQUÍMICAS	33
7.2.5	PROCESSAMENTO DE PALINOMORFOS CONTINENTAIS	34
7.2.6	PROCESSAMENTO DE PALINOMORFOS MARINHOS	35
7.2.7	PROCESSAMENTO DE PARTÍCULAS CARBONIZADAS	36
8.	RESULTADOS E DISCUSSÃO	37
8.1	CAPÍTULO 1	38

8.2 CAPÍTULO 2 63
8.3 CAPÍTULO 3 87
9. CONSIDERAÇÕES FINAIS 117
10. REFERÊNCIAS 119
11. APÊNDICES 140
12. ANEXOS 148

1. INTRODUÇÃO GERAL

A zona costeira é essencial ao desenvolvimento econômico e social da população e possui caráter determinante na ecologia de diversas espécies. Embora englobem menos de 20% da superfície do planeta, mais de 2/3 da população habitam as áreas costeiras, principalmente o entorno de estuários e baías (Lacerda *et al*. 2008). Sob esta ótica, esta região tem sido considerada um importante local para o desenvolvimento industrial ou portuário. Também se destaca como uma fonte significativa de recursos minerais, incluindo petróleo e gás natural, tal como um local de desenvolvimento de diferentes ecossistemas indispensáveis para o funcionamento do planeta (Barbier *et al*. 2008).

Baías e enseadas são ambientes tipicamente costeiros podendo ser denominadas de zonas estuarinas. Estes ambientes apresentam uma ampla superfície (> 100km^2) e profundidades variáveis. Contudo, as baías são caracterizadas como locais mais abrigados da influência dos processos de circulação e dinâmica que ocorrem na plataforma continental. Grandes baías localizadas em diferentes continentes são comuns, principalmente em regiões que foram tectonicamente ativas. Podem exibir processos tipicamente observados em estuários, tendo seu efeito dinâmico termohalino menos intenso, sendo influenciado principalmente pelos ventos e marés (Miranda *et al*. 2002).

As baías são consideradas ambientes favoráveis à preservação do registro sedimentar, o que contribui para os estudos de reconstrução paleoambiental. Os sedimentos carreados pelos rios são depositados segundo a hidrodinâmica local onde as partículas mais grossas são depositadas em áreas de maior energia e as partículas mais finas em ambientes de baixa energia (Figueiredo *et al*. 2014). As partículas sedimentares, juntamente com a matéria orgânica associada aos palinomorfos continentais são carreados e depositados segundo seu tamanho e forma, sendo expostas as mesmas leis do movimento de partículas em fluidos, estando sujeitos à circulação local da área (Luz, 2012; Barreto *et al*. 2012).

O estudo dos palinomorfos continentais preservados em ambientes redutores, salinos, de baixa atividade microbiana e de baixa energia tal como turfeiras, lagos, planícies deltaicas, estuários e plataformas continentais, torna-se possível devido ao alto
grau de preservação dos grãos (Traverse, 2008). A partir da análise e interpretação destes elementos podem-se inferir mudanças na vegetação condicionadas por eventos climáticos ou por alterações antropogênicas na paisagem (Flantua *et al*. 2016).

O conhecimento pretérito e a avaliação atual da exploração destas áreas costeiras torna-se uma ferramenta importante para o manejo dos ecossistemas que os circundam. A partir do estudo dos palinomorfos preservados no sedimento ao longo do tempo, obtêm-se informações importantes a serem utilizadas no reconhecimento da mudança da paisagem. Este fato permite ainda encaminhar medidas de caráter conservacionista no sentido de mitigar os efeitos de possíveis impactos gerados pela ocupação das áreas do entorno destes locais.

2. ÁREA DE ESTUDO

A Baía de Vitória está localizada entre as coordenadas 20º15'S – 40º22'W e 20º20'S – 40º16'W, na parte centro-sul do Estado do Espírito Santo (FIGURA 1). Sua formação teve início há cerca de 123.000 anos AP durante a transgressão marinha onde o mar se encontrava cerca de oito metros acima do atual na costa brasileira (Suguio, 2003). Com a elevação do nível marinho, obteve-se o afogamento dos vales e a deposição de sedimentos marinhos pleistocênicos característicos da região norte da Baía de Vitória (Costa, 1999).

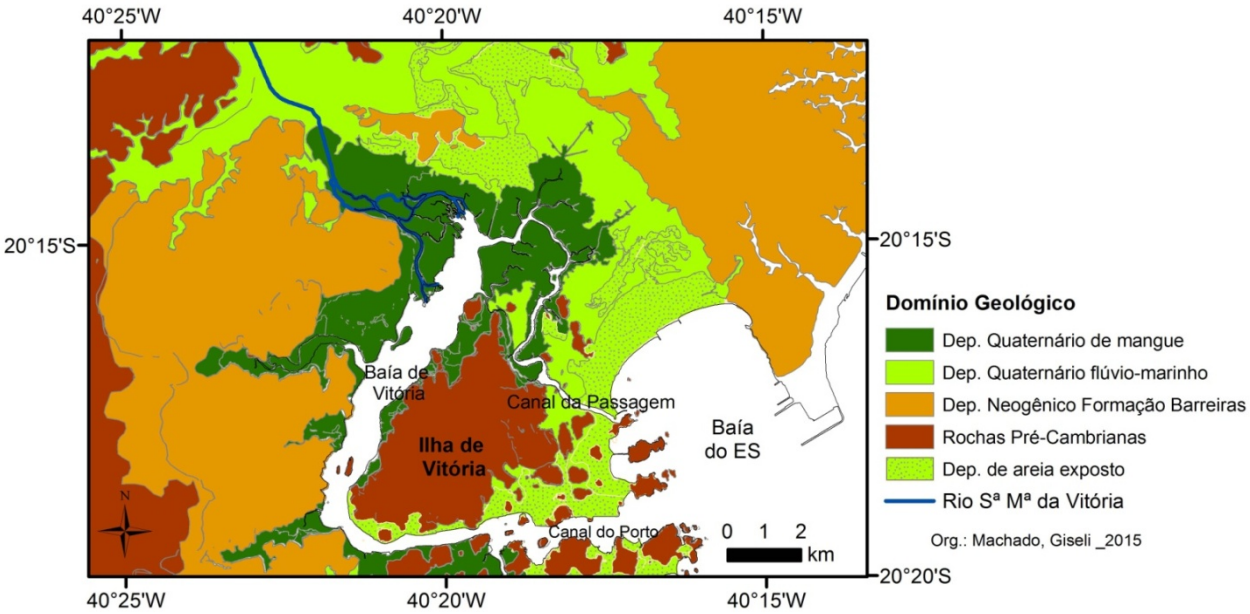


FIGURA 1. Mapa geológico de localização da Baía de Vitória, Estado do Espírito Santo, Brasil (*Arc Gis 9.3*; SIRGAS_2000__Zone_24S).

Após a fase transgressiva, a costa brasileira passou por um período de regressão marinha há cerca de 17.500 anos AP onde o nível marinho teve um rebaixamento de cerca de 120-130 metros abaixo do atual. Com isso, a plataforma continental tornou-se exposta e sujeita a processos erosivos. A partir desta condição, observou-se o avanço da linha de costa tal como o desenvolvimento de ambientes tanto continentais quanto transicionais sobre a plataforma continental. Após este período de nível do mar mais baixo, houve o início de uma nova subida no nível marinho sendo que há cerca de 7000

anos cal. AP o nível do mar cruzou o nível atual. No entanto, há cerca de 5.100 anos AP o nível marinho chega seu estágio mais alto durante o Holoceno sendo um aumento de cerca de 3-5 metros acima do atual na costa brasileira (Angulo & Lessa, 2007).

A Baía de Vitória possui uma extensa área total que abrange desde a Praia de Camburi (Baía do Espírito Santo) até a desembocadura do Rio Santa Maria da Vitória. Segundo Nunes (2005) cerca de cinco rios deságuam na Baía de Vitória (Santa Maria da Vitória, Bubu; Itanguá, Aribiri, e Marinho) possuindo duas ligações com o oceano através do Canal do Porto e do Canal da Passagem. A junção do sistema formado pelo aporte de água continental proveniente do Rio Santa Maria da Vitória associado à entrada de água proveniente do oceano propiciou para a região o estabelecimento de ecossistemas típicos, como o manguezal (Jesus *et al.* 2004).

O Rio Santa Maria da Vitória é o principal constituinte deste sistema estuarino, tendo sua nascente na serra do Alto Garrafão localizada no município de Santa Maria de Jetibá (região serrana). Sua trajetória percorre cerca de 122 km (principalmente por áreas rurais) até desaguar na parte noroeste da Baía de Vitória, onde forma um delta com presença da vegetação de Mangue. Este importante rio possui uma vazão média anual de 15,7 m^3/s, tendo outros rios (Marinho, Bubu e Aribiri) somados a sua vazão média anual em cerca de 3 m^3/s (Rigo, 2006).

A salinidade média deste sistema estuarino varia de 7,5 a 36,2‰ em diferentes pontos da baía, sendo encontrados os valores mais altos próximo à foz do Rio Bubu tal como em alguns pontos do Canal da Passagem. A alta salinidade relativa em diferentes pontos internos do sistema estuarino permite inferir a abrangência da penetração da cunha salina neste sistema (Jesus *et al.* 2004).

2.1 CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA BAÍA DE VITÓRIA

A região costeira do Estado do Espírito Santo é constituída tanto por planícies litorâneas quaternárias, tabuleiros neogênicos quanto por áreas elevadas do Pré-Cambriano (Paiva, 1999). O município de Vitória encontra-se situado em um trecho do litoral brasileiro onde os afloramentos do cristalino alcançam a linha de costa, apresentando uma morfologia recortada, onde se pode observar tanto trechos expostos quanto áreas protegidas da ação de ondas (Martin *et al*. 1996; Dominguez, 2009; FIGURA 2).

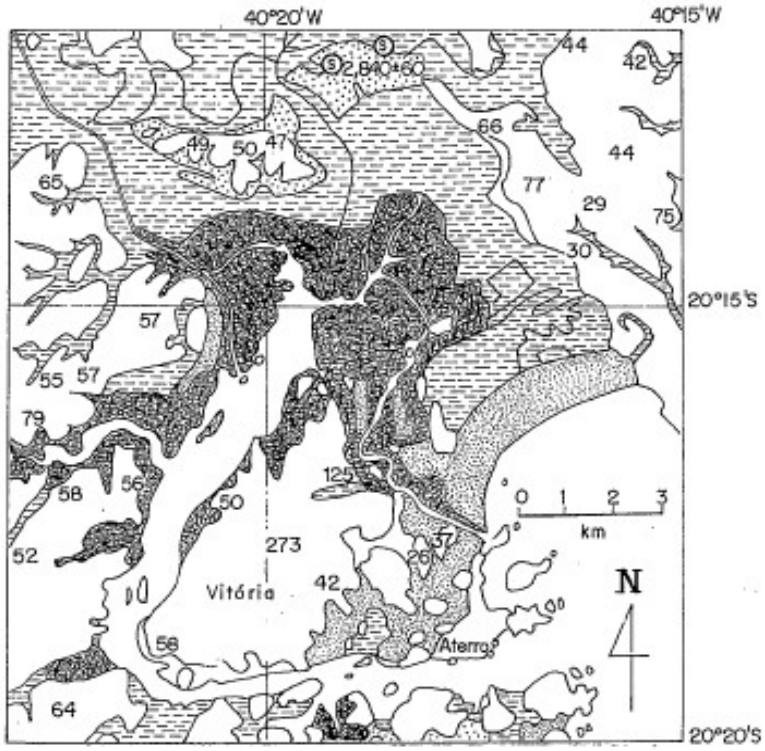


FIGURA 2. Mapa modificado de Martin *et al*. (1996) indicando a caracterização geomorfológica da Baía de Vitória, Estado do Espírito Santo, Brasil.

Segundo Albino *et a.l* (2001) a região de Vitória pode ser dividida geomorfologicamente em Baía de Vitória, composta por uma porção insular granítica circundada pelo estuário, e em Baía do Espírito Santo, que corresponde à área de enseada tal como a zona submersa adjacente da Praia de Camburi, localizada na porção continental da planície marinha/fluvial quaternária.

O canal principal da Baía de Vitória possui uma batimetria média de 10-11 metros, sendo encontrada próximo ao Canal do Porto cerca de 23 m de profundidade (Costa, 1999). Devido às variações nos níveis de maré, este sistema estuarino tem sido submetido tanto a adaptações morfológicas quanto batimétricas resultando na definição de trechos deposicionais, predominantemente compostos por sedimentos finos e erosivos e/ou de entalhe fluvial (Bastos *et al.* 2015).

O Canal da Passagem caracteriza-se por ser uma ligação natural entre a Baía do Espírito Santo ao norte e a Baía de Vitória ao sul da Praia de Camburi, sendo influenciado pela maré em ambas as extremidades. Possui um comprimento de aproximadamente 10 km com uma largura média de 80 m (Rigo & Chacaltana, 2006). A batimetria da área é variável, sendo observado durante períodos de maré baixa 1m e em outros locais até 9m de

profundidade. Possui uma média de 6m de profundidade em toda sua extensão (Nascimento *et al*. 2013).

2.2 VEGETAÇÃO DA REGIÃO

A vegetação do Estado do Espírito Santo (ES) é extremamente diversa sendo encontradas diferentes formações vegetais (Ruschi, 1950). A exuberância da flora também foi observada por naturalistas que em expedições ao Estado destacaram uma vegetação primária bem desenvolvida, tal como grandes formações de manguezais circundando os rios (Saint Hilaire, 1974).

Dentre as diversas formações vegetais encontradas no Estado do Espírito Santo, a vegetação de restinga e a floresta ombrófila estão entre as mais estudadas (Pereira & Araújo, 1995; Lima & Soares, 2003; Assis *et al*. 2004; Thomaz, 2010; Valadares *et al*. 2011). Dependendo da região do Estado se mais para o interior ou na região costeira, estas formações vegetais podem ser reclassificadas devido a características do solo, incidência de chuvas e ventos (Ruschi, 1950).

No passado o entorno da Baía de Vitória era recoberto por extensas áreas de manguezais, contudo, atualmente estas áreas ocupam somente cerca 18 km^2 o que corresponde 20% da área total de vegetação de mangue do Estado do Espírito Santo. A área de manguezal mais preservada na Baía de Vitória localiza-se na parte noroeste deste sistema estuarino, incluindo a foz dos rios Santa Maria da Vitória (4 km^2 de manguezal) e Bubu (3 km^2), e a Ilha do Lameirão que abriga a Reserva Biológica Municipal Ilha do Lameirão que possui cerca de 4,9 km2 (Lima Jr. *et al*. 1994). A vegetação de mangue também é observada em outras partes do Estado (Silva *et al*. 2004; Petri *et al*. 2011) destacando-se *Avicennia schaueriana* Stapf & Leechm. *ex* Moldenke, *Rhizophora mangle* L. e *Laguncularia racemosa* Gaertn.

A presença de uma comunidade aluvial, caracterizada por ser uma vegetação pioneira presente em áreas alagadas ou mais bem drenadas, também é observada ao longo de todo o Estado. Dentre seus representantes, destacam-se as famílias Arecaceae, Asteraceae, Cyperaceae, Poaceae, Myrtaceae e Mimosaceae (Veloso *et al.* 1991; IBGE, 2012). O levantamento florístico e fitogeográfico no entorno da Baía de Vitória e em áreas adjacentes são escassos, no entanto um dos primeiros levantamentos sobre a fitogeografia do Estado do Espírito Santo foi o realizado por Ruschi (1950). Em uma região da Grande Vitória,

Valadares *et al*. (2011) realizaram coletas em um trecho de brejo herbáceo no Município de Vila Velha e destacaram a alta riqueza das famílias Asteraceae e Cyperaceae seguidas por Fabaceae, Rubiaceae e Poaceae.

A floresta ombrófila apresenta uma alta diversidade de espécies vegetais no Estado do Espírito Santo. Thomaz & Monteiro (1997) observaram em um trecho de floresta ombrófila no município de Santa Teresa (ES). As famílias Myrtaceae, Lauraceae, Sapotaceae, Rubiaceae, Melastomataceae, Chrysobalanaceae e Mimosaceae foram as mais representativas na área estudada. Paula & Soares (2011) destacam as espécies *Rinorea bahiensis* (Moric.) Kuntze, *Sterculia speciosa* K. Schum. e *Eugenia ubensis* Cambess como as mais representativas em um trecho de floresta ombrófila densa no município de Linhares.

2.3 CLIMA

O clima da região é caracterizado como tropical litorâneo com um inverno seco e pouco acentuado e o índice pluviométrico de aproximadamente, 1250 mm anuais (Mello *et al*. 2012). Nóbrega *et al.* (2008) observaram que a precipitação média do Estado do Espírito Santo, ao sul do rio Doce se caracterizava em dois períodos (chuvoso e seco) a partir de registros de 30 anos (1971-2000). De outubro a março seria o período de maior concentração da precipitação e de abril a setembro o período mais seco da região.

A temperatura média anual do estado do Espírito Santo varia entorno de 22 e 24°C (Nimer, 1987; Mendonça & Oliveira, 2007). Castro & Miranda (1996) destacaram ventos predominantes de leste-nordeste, durante o verão, na plataforma continental brasileira entre as latitudes de 15° e 30° S. No inverno, os ventos de sudeste são mais frequentes até a latitude de 20° S. No entanto, para o estado do Espírito Santo o estudo de Bandeira *et al.* (1975) ressalta que os ventos de maior frequência são os provenientes de NE (ventos alísios). As maiores intensidades estão associadas aos ventos de SE, relacionados com as frentes frias que chegam periodicamente à costa.

2.4 OCUPAÇÃO ANTRÓPICA

A região da Baía de Vitória possui relatos de ocupação desde 1390 ± 70 AD por índios Tupi-guarani (Perota, 1974). A partir do início do século XIX foi observada uma intensa ocupação do Estado do Espírito Santo por imigrantes europeus que tinham como intuito

colonizar a extensa área nativa, visando impulsionar o mercado externo através do cultivo do café (Nagar, 1985).

Contudo, a intensa atividade neste período resultou em paisagens profundamente modificadas a partir de áreas utilizadas para a criação de animais e expansão da agricultura (Perota, 1974). Até o início do século XX muito da vegetação que circundava a Baía de Vitória, principalmente a vegetação de Mangue, sofreu com sucessivos aterros (Nunes, 2005). Esta intervenção na paisagem tinha como objetivo ampliar a área útil do município (Ferreira, 1989). A partir das décadas de 60/70 grande parte da população que antes ocupava o interior do Estado, migrou para as áreas litorâneas. Este fato se deu pela crise no cultivo do café, tal como pelo processo de industrialização e urbanização dos municípios da Grande Vitória (Vitória, Vila Velha, Cariacica e Viana) (Leitão, 2001) e pela construção do complexo portuário na Baía.

O complexo portuário presente na baía de Vitória, constituído pelos portos de Vitória e de Vila Velha, contribuiu de forma significativa para o atual processo de degradação ambiental. Diante disso, fez-se necessária a realização de inúmeras dragagens para a manutenção do canal de acesso ao porto, aumentando o fluxo de maré e afetando a circulação local e, consequentemente, o modelo de deposição dos sedimentos de fundo da baía (Veronez Júnior *et al*. 2009).

3. PALINOLOGIA

O termo Palinologia (do grego *palynien*) foi introduzido pelos cientistas Hyde & Williams, 1944 sendo caracterizado como o estudo das características morfológicas externas de grãos de pólen e esporos (fosséis e atuais), assim como de sua dispersão e aplicações. Posteriormente foi expandido abrangendo todos os demais microfósseis orgânicos resistentes ao processamento químico (Traverse, 2008). O estudo destes microfósseis no sedimento tem sido uma importante ferramenta utilizada para reconhecer alterações no ambiente.

Grãos de pólen e esporos (palinomorfos continentais), durante seu transporte podem precipitar no sedimento e serem preservados em ambientes redutores. No entanto, ao longo deste transporte, os palinomorfos podem sofrer danos a serem considerados durante a análise (Salgado-Laboriau, 2001). Segundo Campbell (1991) os palinomorfos continentais desgastados presentes em bacias sedimentares podem ser interpretados como resultado de uma redeposição, após períodos de exposição ao ar, ataques químicos e/ou bioquímicos. Tyson (1995) ressalta que os palinomorfos com danos mecânicos podem estar relacionados a colisões durante seu processo de transporte. A partir da correlação e interpretação dos dados, pode-se buscar a reconstituição da vegetação regional/local tal como alterações do ambiente geradas por variações climáticas ou por atividade antrópica (Flantua *et al*. 2016, Canuel *et al*. 2017).

Os dinoflagelados (palinomorfos marinhos) são organismos unicelulares, eucariontes e aquáticos, predominantemente marinhos (Taylor, 1987; Spector, 1984). São organismos flagelados (biflagelados) pertencendo a um distinto grupo taxonômico de protistas. Está inserido dentro do Reino Protozoa (Spector, 1984; Armstrong & Brasier, 2005) apresentando morfologia variada e podendo ser caracterizados em autótrofos, heterótrofos ou mixotróficos (Fensome *et al.*, 1996).

Dentre os fatores que controlam sua distribuição e crescimento, destacam-se: incidência de luz, temperatura, salinidade, suprimento nutricional, método de alimentação, ressurgências, influência de marés e poluição (Taylor, 1987). A partir do registro destes organismos no sedimento, Wall *et al.* (1977) e Dale (1996) identificaram quatro sinais ambientais: clima inferido pela temperatura de superficial da água, distância da linha de costa, salinidade e produtividade. As associações caracterizadas a partir dos cistos de dinoflagelados são intensamente influenciadas por fatores ecológicos, onde diferentes espécies associadas

podem caracterizar ambientes distintos. Neste sentido, as análises paleoecológicas podem ser realizadas com base na abundância relativa de gêneros/espécies ou através de morfotipos caracterizando paleoambientes específicos (Stover *et al*., 1996).

3.1 REGISTRO DE PALINOMORFOS CONTINENTAIS EM BAÍAS

O registro de palinomorfos continentais em baías e ambientes estuarinos ainda é pouco estudado. No entanto, a análise palinológica nestes ambientes pode fornecer uma visão mais ampla dos diferentes gradientes de vegetação encontrada em distintas áreas destes locais. A partir dos tipos polínicos encontrados nestes locais, pode-se ter uma visão mais regional ou local de sua bacia de drenagem. Com isso, a identificação dos diferentes gradientes vegetacionais podem contribuir com os estudos paleoecológicos (Brush & Brush, 1994; Traverse, 1990) destas áreas.

No Brasil, trabalhos sobre a dinâmica da vegetação em baías ainda são escassos. A sua maioria tem sido realizado na região Sudeste (Belem, 1982, 1985; Coelho, 1999; Barth *et al*. 2006; Barreto *et al*. 2012; Bartholomeu *et al*. 2014; Barreto *et al*. 2015).

Belem (1982, 1985) destaca a presença de uma vegetação de Mangue desde os últimos 4000 anos AP na Baía de Sepetiba, Rio de Janeiro tendo como destaque a baixa frequência do tipo polínico *Rhizophora* e as maiores percentagens de palinomorfos na fração mais fina do sedimento estudado. Coelho *et al*. (1999) ressaltam através da análise de um testemunho na Baía de Sepetiba mudanças na vegetação por influência de oscilações climáticas e por atividade antrópica na área. Os autores também destacaram a forte influência dos tipos polínicos de Floresta ombrófila e Estacional caracterizando uma vegetação regional, localizada nas serras e que são transportados pelos rios que desembocam na baía.

Barth *et al*. (2006) analisando sedimentos do manguezal de Guapimirim, localizado ao fundo da Baía de Guanabara, observaram uma idade de 1760 anos AP onde a vegetação de mangue já estava estabelecida na região. Contudo, muitos tipos polínicos encontrados no material de estudo são provenientes de regiões montanhosas e de planícies encontradas ao redor da região de estudo e carreados pelos rios. Os autores destacam não terem observado atividade antrópica neste período através dos tipos polínicos encontrados.

A ocorrência de sedimento turfoso em uma planície costeira localizada na entrada da Baía de Guanabara foi analisado por Bartholomeu *et al*. (2014). Os autores caracterizaram através da análise palinológica variações ambientais ao longo do tempo que afetaram

diretamente a vegetação local estabelecida naquela área. Inicialmente, observaram uma vegetação de restinga e posteriormente a formação de um brejo com características vegetacionais semelhantes à mata de restinga. Barreto *et al*. (2012), analisando sedimentos superficiais da mesma baía, conseguiram separar os tipos de vegetação por diferentes setores na Baía de Guanabara. Os autores também destacaram a diferença de preservação dos palinomorfos analisados ressaltando que a mais baixa preservação das amostras analisadas localizava-se na entrada da baía.

Posteriormente Barreto *et al*. (2015) estudando sedimentos de um testemunho localizado a leste da entrada da Baía de Guanabara, na região de Jurujuba, realizaram a reconstrução da história vegetacional da área através da análise de palinomorfos. Os autores destacaram que inicialmente a área apresentava uma presença marcante da floresta ombrófila o que posteriormente foi retraída devido à atuação de um período de transgressão marinha. Próximo ao topo foi observado uma redução expressiva nos tipos polínicos característicos de Floresta ombrófila com um aumento de tipos polínicos característicos de áreas abertas e grãos de pólen exóticos, sendo segundo os autores, resultado de influência antrópica na área.

No intuito de entender a dinâmica vegetacional em bacias hidrográficas de baías, a análise de palinomorfos tem contribuído com novos dados paleoecológicos em diferentes partes do mundo (Mccarthy *et al*. 2012; Wartenberg & Freund 2012; Miller *et al*. 2013; Sobrino *et al*. 2014).

Mccarthy *et al*. (2012) em um trabalho realizado em uma baía em Ontario, Canadá, destacou mudanças na vegetação do entorno da baía como sendo resultado de variações climáticas ocorridas na área. Wartenberg & Freund (2012) analisando testemunhos coletados na Baía Jade, localizada a nordeste da Alemanha caracterizaram a evolução paleoecológica desta baía. Na base do testemunho observaram a presença de Cyperaceae, juntamente com *Sphagnum* caracterizando um ambiente brejoso. Posteriormente com a transgressão marinha na área, o brejo foi inundado e com a chegada de sedimentos marinhos, iniciou-se o processo de formação de um novo ambiente.

A análise palinológica de um sedimento coletado na baía de Chalabar, Irã, foi utilizada para distinguir eventos abruptos ocorridos ao longo do tempo na costa norte do mar da Arábia (Miller *et al*. 2013). Os autores conseguiram caracterizar diferentes eventos ocorridos ao longo do tempo e correlacionar com os tipos polínicos encontrados no testemunho sendo observados diferentes grãos degradados, quebrados e corroídos devido à alta energia no

ambiente. A partir de estudos em um sistema estuarino na Baía de Simón, Espanha, Sobrino *et al*. (2014) a importância do registro palinológico na reconstrução da dinâmica das mudanças na paisagem. Os autores também destacam uma forte atuação da "Oscilação do Atlântico Norte" no desenvolvimento da geomorfologia da baía tal como a intensa atividade antropogênica na área.

3.2 REGISTRO DE PALINOMORFOS MARINHOS (CISTOS DE DINOFLAGELADOS) EM BAÍAS

Os cistos de dinoflagelados preservados em sedimentos têm sido amplamente utilizados em reconstruções paleoambientais no Quaternário. São caracterizados por serem bons indicadores ecológicos (Dale 1996), sendo utilizados em reconstruções paleoclimáticas e como indicadores de paleoprodutividade (Mudie *et al.* 2001). O registro fóssil destes organismos em sedimentos de baías e de estuários ainda é pouco estudado no Brasil. Contudo, regiões de plataforma continental e de talude são amplamente estudados (Oliveira, 2005, 2011; Noronha 2011; Santos, 2017; Santos *et al*. 2017). No entanto, para o Estado do Espírito Santo, cistos de dinoflagelados foram observados em sedimentos lagunares e de delta (Ferrazo *et al.* 2008; Lorente *et al.* 2014).

Em diferentes partes do mundo, o estudo de cistos de dinoflagelados em sedimentos de baías é amplamente difundido (Matsuoka, 1999; Pospelova *et al*. 2002; Radi *et al.* 2007; Aydin *et al*. 2011; Liu *et al.* 2012; Satta *et al.* 2013; Heikkiä *et al*. 2014). O processo de eutrofização da Baía de Tóquio foi registrado por Matsuoka (1999) através de cistos de dinoflagelados preservados em coletas de sedimentos superficiais. Segundo o autor, este processo teve início na década de 60 com aumentos expressivos nos cistos de *Gyrodinium instriatum* a partir da década de 80, indicado pela presença de florações devido a maior descarga de matéria orgânica na área.

Pospelova *et al*. (2002) observaram mudança na riqueza e abundância de cistos de dinoflagelados analisados a partir de sedimentos coletados no porto de New Bedford e na Baía de Apponagansett, (USA). Os autores destacam que as mudanças identificadas estão relacionadas tanto com a presença de despejo de material industrial no porto de New Bedford quanto com a intensa atividade antropogênica na Baía de Apponagansett. Um estudo semelhante foi desenvolvido por Liu *et al*. (2012) em sedimentos superficiais na Baía Sishili (China). Os autores destacam que a queda na concentração de cistos de dinoflagelados

autotróficos em relação aos heterotróficos no período estudado, ocorreu por conta da sensibilidade destes organismos à poluição industrial observada na área de estudo.

Radi *et al*. (2007) analisando sedimentos estuarinos superficiais da Colúmbia Britânica (Canadá) destacam que a produtividade primária observada a partir da assembleia de cistos de dinoflagelados encontrados no sedimento, diferem entre os organismos oceânicos e neríticos. Os autores também destacam que a abundância de organismos heterotróficos encontrados, está associada a períodos de ressurgência e de alta produtividade do ambiente. Heikkiä *et al*. (2014) estudando cistos de dinoflagelados encontrados em sedimentos superficais da Baía Hudson (Canadá) observaram os cistos de dinoflagelados eram regulados por estratificação vertical a partir da disponibilidade de nitrato no ambiente e por disponibilidade de matéria orgânica.

Cistos de dinoflagelados analisados a partir de sedimentos superficiais coletados na Baía Izmir (Turquia) foram identificados para determinar a assembleia recente encontrada na baía, tal como, caracterizar sua abundância e distribuição horizontal (Aydin *et al*. 2011). Os autores destacaram que a alta concentração de cistos de dinoflagelados ocorreu na parte interna e média da baía, sendo identificados cistos potencialmente tóxicos que em condições ambientais favoráveis poderiam formar grandes florações na Baía Izmir. Satta *et al*. (2013) também observaram cistos tóxicos em sedimentos analisados a partir de testemunhos de sondagem coletados em duas baías (Fangar e Alfacs) localizadas no Mediterrâneo. Os autores destacaram a importância de se manter estudos de monitoramento nestas baías, no intuito de se mapear os mecanismos de floração destes cistos tóxicos.

4. PARTÍCULAS CARBONIZADAS

As partículas carbonizadas são caracterizadas como fragmentos formados por carbono inorgânico resultante da combustão incompleta de vegetais (Patterson *et al*. 1987). A formação destas partículas, no entanto, pode estar associada à atividade antrópica ou mudanças climáticas (Kahn *et al*. 2015). O fogo era utilizado como base da sobrevivência e, com isso, resultava em alterações na paisagem ao longo da história da colonização (Tan *et al*. 2015). Como a frequência de paleoincêndios é pelo menos parcialmente controlada pelo clima, as análises de partículas carbonizadas em sedimentos possibilita a quantificação da frequência de queimadas através do tempo, atuando como importante ferramenta de interpretação paleoambiental (Scott, 2010).

As partículas carbonizadas podem ter tamanho variado, e seu tamanho pode ser um indicador da distância relativa de transporte do local da queimada para o local de estudo (Patterson *et al.* 1987). Deste modo, a análise do tamanho das partículas depositadas ao longo de uma sequência sedimentar pode fornecer informações sobre a frequência de queimadas em escala local ou regional. As partículas pequenas (~10-50µm) podem ser transportadas por longas distâncias representando queimadas mais regionais, enquanto as partículas maiores (>100 µm) podem estar associadas a queimadas que ocorreram em locais mais próximos à área de deposição (Clark & Patterson 1997; Whitlock & Larsen, 2001).

4.1 ESTUDOS DE PARTÍCULAS CARBONIZADAS EM BAÍAS

O registro de partículas carbonizadas em baías ainda é bastante restrito. No entanto, trabalhos em diferentes partes do mundo destacam sua importância como um marcador tanto para reconstruções paleoambientais quanto para identificar mudanças na paisagem devido à atividade antrópica (Barreto *et al*. 2016, Head, 1988; Wilmshurst, 1997; Camil *et al.* 2012; Sritrairat *et al*. 2012; Punwong *et al*. 2013).

O estudo de partículas carbonizadas em sedimentos no Brasil ainda é escasso. Contudo, Barreto *et al*. (2016) analisando um testemunho coletado na Baía de Guanabara observaram uma alta frequência de partículas carbonizadas no topo do testemunho estudado. Os autores ressaltam que a alta frequência de partículas carbonizadas pode estar associado à ocupação antrópica na área de estudo e a transição de uma cobertura vegetal anteriormente dominada pela floresta ombrófila e atualmente formada por uma cobertura vegetal herbácea.

Head (1988) analisando testemunhos de sondagem na Austrália ressaltou a presença contínua, mas com baixa concentração de partículas carbonizadas ao longo dos testemunhos. No entanto, os dados obtidos através do registro das partículas carbonizadas não caracterizaram uma mudança ambiental causada somente por alterações climáticas, mas, também por ocupação antrópica regional. Wilmshurst (1997) também destacou uma mudança na paisagem ocasionada por influência antrópica observada através de um testemunho de sondagem coletado na Baía Hawke's, localizada na Nova Zelândia. Os fragmentos de partículas carbonizadas são constantes ao longo de todo o testemunho, no entanto a partir de 150 cm em direção ao topo, observam-se os valores mais altos.

Camill *et al*. (2012) analisando diferentes dados para realizar a reconstrução paleoambiental de uma área próxima à Baía de Hudson, observaram que os resultados das partículas carbonizadas apresentaram baixa concentração na base do testemunho, tendendo a um ligeiro aumento em direção ao topo. Os autores ressaltaram que as mudanças observadas ao longo do tempo no testemunho estudado seriam de origem climática, com alternância de períodos mais frios e outros mais quentes.

Sritrairat *et al.* (2012) analisando quatro testemunhos na Baía Tivoli em Nova Iorque, destacaram dois eventos climáticos observados a partir da análise do material estudado. Os autores observaram um período mais quente, os quais associaram ao "Período Medieval", e um período de resfriamento que foi associado à "Pequena Idade do Gelo". O registro das partículas carbonizadas teve uma maior concentração logo após a base do testemunho. Próximo ao topo foi observado alteração na paisagem durante os últimos séculos, sendo atribuída à intensa atividade antrópica.

Punwong *et al*. (2013) analisaram quatro testemunhos em uma baía localizada em Zanzibar, próximo à Tanzânia, continente africano. As partículas carbonizadas foram encontradas ao longo de todos os testemunhos estudados. No entanto, o aumento próximo ao topo do testemunho associado à queda na vegetação de Mangue, foi relacionado pelos autores como sendo resultado do impacto das atividades antropogênicas desenvolvidas na região de Zanzibar.

5. RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL NO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

Trabalhos com enfoque na reconstrução paleoambiental no Estado do Espírito Santo têm sido desenvolvidos em diferentes localidades do Estado. Destacam-se os trabalhos realizados na região do delta do Rio Doce (Cohen *et al*. 2014; França *et al*. 2015) e no norte do Estado (Buso Jr. *et al*. 2013a; Buso Jr. *et al*. 2013b; Lorente *et al*. 2014; Calegari *et al*. 2015).

Cohen *et al*. (2014) observaram a partir de testemunhos coletados no delta do Rio Doce que ao longo do Quaternário Tardio esta região esteve em constante evolução. Esta área recebeu um elevado aporte de sedimentos grosseiros levando à progradação da linha de costa. Os autores destacaram que entre 7400 – 5100 anos cal. AP a região sofreu uma incursão marinha o que favoreceu o estabelecimento da vegetação de mangue tal como da vegetação herbáceo/arbustiva da planície de inundação.

França *et al*. (2015) estudando diferentes *proxies* a partir de sedimentos coletados na região do delta do Rio Doce destacam que durante o Holoceno Tardio houve um aumento da umidade local que gerou um aumento na oferta de sedimentos de granulometria mais grossa através da descarga fluvial do rio. Este fator associado a uma baixa no nível do mar teve ação direta sobre a vegetação de mangue gerando uma redução neste período.

Buso Jr. *et al*. (2013a) ressaltaram a partir de análises que a floresta ombrófila presente na região de Linhares, esteve bem representada desde o Pleistoceno Tardio. A partir do resultado de análises palinológicas em um testemunho coletado na área, os autores destacaram que a floresta ombrófila esteve presente desde 7700 anos cal. AP. A presença marcante de esporos de briófitas e pteridófitas associada à presença de palmeiras são destacadas pelos autores como um período de maior umidade na área, o que favoreceu o estabelecimento da floresta ombrófila desde o Pleistoceno Tardio.

A partir de um testemunho analisado através de estudos multi-*proxies* Buso Jr. *et al.* (2013b) ressaltaram a influência da variação do nível do mar na costa do Estado do Espírito Santo caracterizando um paleo-estuário na região de Linhares localizada ao norte do estado. Os autores observaram que no intervalo de 7700 - 7000 anos cal. AP a área caracterizava-se por ser um delta com uma densa vegetação de mangue. Entre 7000 – 3200 a área foi ocupada

por uma bacia central e a partir de 3200 anos cal. AP observa-se a diminuição da influência marinha e o fechamento do lago atual em 600 anos cal. AP.

A análise integrada entre dados palinológicos e fitolíticos associados a dados granulométricos e de datação por ^{14}C foram empregadas a partir do estudo de um testemunho coletado em um lago ao Norte do Estado do Espírito Santo (Calegari *et al*. 2015). Os autores destacam que as análises palinológicas demonstraram a presença da vegetação de mangue entre 7700 - 4396 anos cal. AP. Após este período a vegetação de mangue tende a migrar para as áreas mais elevadas do vale ocorrendo entre 4396 – 1287 anos cal. AP sendo observada a formação definitiva do lago atual em 1287 anos cal. AP.

Segundo Calegari *et al*. (2015) na base do testemunho não foi observada a presença de fitólitos. No entanto, entre 7100 – 3400 anos cal. AP a assembleia fitolítica indicou a presença predominante de gramíneas. Após 3400 anos cal. AP a 400 anos cal. AP os autores observaram uma fase de vegetação mais arbórea. Após 400 anos cal. AP observou-se um decréscimo da cobertura arbórea seguida pelo aumento de uma vegetação mais aberta caracterizada pela presença de gramíneas.

6. OBJETIVOS

6.1 OBJETIVO GERAL:

- ✓ Reconstrução paleoambiental da Baía de Vitória durante o Holoceno a partir da integração de diferentes *proxies*.

6.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- ✓ Identificar os palinomorfos continentais encontrados nas amostras dos testemunhos de sondagem analisado.
- ✓ Buscar interpretar a evolução da vegetação da área de estudo ao longo do tempo através da análise de palinomorfos continentais, no intuito de caracterizar modificações na paisagem.
- ✓ Buscar inferir através da ocorrência de partículas carbonizadas o registro de paleoincêndios.
- ✓ Identificar os cistos de dinoflagelados encontrados nas amostras dos testemunhos de sondagem analisados.
- ✓ Utilizar os dados de cistos de dinoflagelados como ferramenta de reconstrução paleoambiental e possíveis variações do nível do mar no litoral do Estado do Espírito Santo
- ✓ Buscar a utilização de dados geoquímicos ($\delta^{15}N$, $\delta^{13}C$; COT) no auxílio à interpretação dos dados obtidos através dos microfósseis analisados.
- ✓ Buscar a integração dos dados obtidos através da análise dos palinomorfos continentais, das partículas carbonizadas e dos dados geoquímicos, no intuito de se alcançar uma reconstituição paleoambiental mais robusta.

7. MATERIAL E MéTODOS

7.1 MATERIAL

Foram coletados três testemunhos de sondagem (T_A, T_C, T_D; FIGURA 6), com auxílio de um vibrotestemunhador na borda do Canal da Passagem, localizado na cidade de Vitória, ES (FIGURA 6).

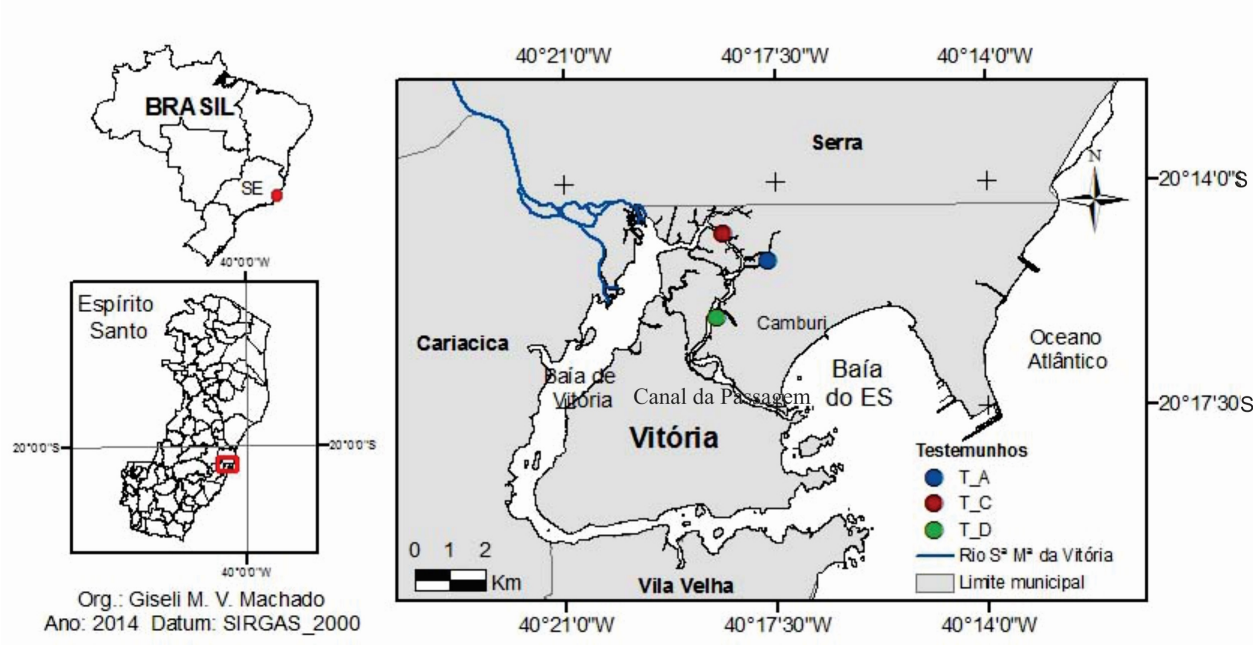


FIGURA 3. Mapa de localização dos locais de coleta dos três testemunhos estudados ao longo do Canal da Passagem, Estado do Espírito Santo, Brasil (*Arc Gis 9.3*; SIRGAS_2000_Zone_24S).

O testemunho T_A foi coletado em uma área urbanizada, localizada no Mangue Maria Ortiz nas coordenadas 20°15’13” S e 40°17’38”O. A partir da coleta deste testemunho obteve-se a recuperação de cerca de 2,03 metros. O testemunho T_C foi coletado em uma área preservada de vegetação de Mangue, na Ilha do Lameirão, nas coordenadas 20°14’48”S e 40°18’23”O. A recuperação deste testemunho foi de 4,09 metros. O testemunho T_D foi coletado em uma área de manguezal localizada próximo à Universidade Federal do Estado do Espírito Santo (UFES), nas coordenadas 20°16’06”S e 40°18’29”O. Este testemunho apresentou uma recuperação de 4,33 metros, sendo os três testemunhos coletados posteriormente partidos ao meio e descritos quanto à granulometria, estrutura, contato, cor, aparência e presença de conchas.

FIGURA 4. Registro da coleta dos testemunhos com auxílio de vibrotestemunhador no Canal da Passagem, Estado do Espírito Santo, Brasil (Foto: Giseli Machado, 03/2013).

7.2 MÉTODOS

7.2.1 DESCRIÇÃO SEDIMENTOLÓGICA

As descrições dos testemunhos foram realizadas pelo grupo de pesquisa do LaboGeo/UFES. Os testemunhos foram descritos quanto a descritos quanto à espessura, cor, granulometria, estrutura, contato e presença de conchas.

7.2.2 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

O processo no tratamento estatístico dos testemunhos seguiu a escala de tamanho granulométrico de Wentworth (1922). Foram realizadas análises granulométricas por peneiramento a seco para as frações de areia e análise a laser para as frações de lama. No peneiramento a seco foram utilizadas apenas as frações areia, sendo essas separadas da lama por via úmida com a peneira de malha 0,062 mm. Após peneiramento, todo material retido em cada peneira foi pesado para posterior análise dos parâmetros estatísticos. Para a granulometria a laser da fração lama foi utilizado o equipamento *Master Size_2000* que exige que a amostra esteja úmida e livre de matéria orgânica. A matéria orgânica foi previamente queimada na chapa a 70°C com peróxido de hidrogênio. A partir dos percentis de cada fração granulométrica aplicaram-se os cálculos dos parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica proposta por Folk & Ward (1957).

7.2.3 DATAÇÃO

Foram selecionadas amostras dos três testemunhos estudados (T_A, T_C, T_D) para serem datadas pelo método de ^{14}C. Parte do material (conchas) foram datadas no Laboratório de AMS na Universidade da Georgia (EUA) e uma amostra (sedimento) no Laboratório Beta Analytic na Flórida (EUA). As demais amostras selecionadas (conchas e sedimento) no Laboratório de Radiocarbono do IF-UFF (Brasil). As conchas preservadas e enviadas para a datação foram classificadas quanto ao gênero e espécie pelo Laboratório de Malacologia/CCHN – UFES. Posteriormente as idades ^{14}C foram calibradas utilizando o programa Calib 7.1 fazendo-se uso da curva SHCAL 13 para todos os testemunhos estudados (TABELA 1).

TABELA 1. Amostras enviadas para datação pelo método radiocarbono (^{14}C) dos testemunhos coletados no Canal da Passagem, Estado do Espírito Santo, Brasil.

Testemunho	Amostra (cm)	Material analisado	Código do Laboratório
T_A	55	Concha (*Neritina virginea*)	[a]UGAMS17508
	67	Concha (*Crassostrea* sp.)	UGAMS17509
	150	Fragmento vegetal	[b]Beta486062
T_C	304	Concha (*Caryocorbula cymella*)	UGAMS17511
	480	Sedimento orgânico	Beta-390256
T_D	58	Concha (*Bulla striata*)	UGAMS17513
	370	Concha (*Natica livida*)	UGAMS17514

[a]Center for Applied Isotope Studies, Universidade da Georgia, USA
[b]Beta Analytic Inc, Flórida, USA

7.2.4 ANÁLISES GEOQUÍMICAS ($\delta^{15}N$, $\delta^{13}C$; COT)

Amostras de sedimento dos três testemunhos de sondagem foram selecionadas e enviadas ao laboratório Stable Isotope Facility, UCDavis, Universidade da Califórnia, EUA, no intuito de se caracterizar os valores isotópicos de $\delta^{15}N$, $\delta^{13}C$ e de COT (carbono orgânico total).

7.2.5 PROCESSAMENTO DE PALINOMORFOS CONTINENTAIS

Para a análise de palinomorfos continentais foram processadas amostras em intervalos de 10 cm. O material recebeu o tratamento químico específico para sedimentos do Quaternário proposto por Ybert *et al.* (1992), compreendendo a seguinte sequência:

- ✓ Pesagem do material utilizado (2g de sedimento úmido) em um béquer e introdução de uma pastilha de esporo exótico (*Lycopodium clavatum*), contendo uma média de 20848 esporos, com o objetivo de calcular a concentração dos palinomorfos (Stockmarr, 1971).
- ✓ Adição de ácido clorídrico a 10% para a eliminação dos carbonatos e a dissolução das pastilhas de *Lycopodium clavatum*;
- ✓ Peneiramento do material em uma malha de 200 µm, para retirada de restos vegetais, areia e outros materiais;
- ✓ Transferência do material que passou na peneira para um tubo plástico de centrífuga de 15 mL; adição de água destilada para a lavagem do material contido no tubo; centrifugação por 3 min e descarte do sobrenadante;
- ✓ Adição de ácido fluorídrico a 40% para a eliminação de silicatos; deixar em repouso por 24 horas; centrifugação por 3 min. e descarte do sobrenadante;
- ✓ Adição de ácido clorídrico a 10% para solubilização dos fluorsilicatos formados na reação anterior; fervura por 15 min.; centrifugação e descarte do sobrenadamente;
- ✓ Lavagem do material contido no tubo com 10 mL de água destilada, centrifugação por 3 min. e descarte do sobrenadante (repetição desta etapa);
- ✓ Adição de ácido acético para desidratação do material, centrifugação por 3 min. e descarte do sobrenadante – repetição desta etapa;
- ✓ Adição de 5 mL de mistura de acetólise: 4,5 mL de anidrido acético e 0,5 mL de ácido sulfúrico para dissolução de parte da matéria orgânica
- ✓ Lavagem do material contido no tubo com 10 mL de água destilada, centrifugação por 3 min. e descarte do sobrenadante – repetição desta etapa;
- ✓ Adição de cloreto de zinco ($ZnCl_2$) densidade 2 para separação dos palinomorfos do material mineral restante; transferência do sobrenadante com palinomorfos para outro tubo de centrífuga por 15 min.
- ✓ Adição de ácido clorídrico a 10% para possibilitar a sedimentação dos palinomorfos; centrifugação por 3min. e descarte do sobrenadante;

- ✓ Lavagem do material contido no tubo com 10 mL de água destilada, centrifugação por 3 min. e descarte do sobrenadante (repetição desta etapa);
- ✓ Centrifugação do material e posteriormente adição de glicerol;
- ✓ Montagem de lâminas móveis com glicerol e posterior selagem com esmalte;
- ✓ Estoque do material restante em eppendorfs identificados.

Após o processamento foram contados no mínimo 300 grãos de pólen por amostra analisada com o auxílio de um microscópio de luz. A identificação foi realizada com o auxílio de catálogos de referência (Roubik & Moreno, 1991; Colinvaux *et al.* 1999; Luz & Barth, 2000; Luz & Barth, 2002; Barreto *et al*. 2013). O tratamento estatístico dos dados e confecção dos diagramas de percentagem e concentração foi realizado com o auxílio dos programas TILIA e CONISS.

7.2.6 PROCESSAMENTO DE PALINOMORFOS MARINHOS

O procedimento para o tratamento químico das amostras será o proposto por Mertens *et al*. (2012) para sedimentos recentes, compreendendo a seguinte sequência:

- ✓ Pesagem do material utilizado (1,0 grama de sedimento seco) em um béquer e introdução de uma pastilha de esporo exótico (*Lycopodium clavatum*) (Stockmarr, 1971).
- ✓ Adição de ácido clorídrico a 10% para a eliminação dos carbonatos e a dissolução das pastilhas de *Lycopodium clavatum*;
- ✓ Transferência do material para um tubo plástico de centrífuga de 50 mL; adição de água destilada para a lavagem do material contido no tubo; centrifugação por 3 min. e descarte do sobrenadante através de uma peneira (10µm);
- ✓ Adição de ácido fluorídrico a 40% para a eliminação de silicatos; deixar em repouso por 24 horas; centrifugação por 3 min. e descarte do sobrenadante;
- ✓ Lavagem do material com água destilada e descarte do material através de uma peneira (10µm);
- ✓ Adição de politungstato de sódio e centrifugação do material para separação dos palinomorfos do material mineral restante; transferência do sobrenadante com palinomorfos para outro tubo de centrífuga;

- ✓ Montagem das lâminas;
- ✓ Estocagem do restante do material em eppendorfs;

Após o processamento, os cistos de dinoflagelados serão quantificados por cada amostra analisada com o auxílio de um microscópio de luz com câmera fotográfica acoplada. A identificação será realizada com o auxílio de catálogos de referência (Lentin & Williams, 1975; Stover & Evitt, 1978; Stover & Williams, 1987; Head & Wrenn 1992; Williams *et al*. 1993). O tratamento estatístico dos dados e confecção dos diagramas de percentagem e concentração será realizado com o auxílio dos programas TILIA e CONISS.

7.2.7 PROCESSAMENTO DE PARTÍCULAS CARBONIZADAS

Para a análise das partículas carbonizadas, fez-se uso de amostras coletadas a cada 10 cm dos testemunhos de sondagem. O tratamento das amostras foi baseado na metodologia descrita por Rhodes (1998), compreendendo a seguinte sequência:

- ✓ Separação de 2cm^3 de sedimento em béquer;
- ✓ Adição de 20mL de peróxido de hidrogênio para eliminação da matéria orgânica;
- ✓ Lavagem do material com água destilada; centrifugação e descarte do sobrenadante;
- ✓ Adição de água destilada e passagem do material por peneira de 125µm;
- ✓ Passagem do material retido na malha para uma placa de Petri e posteriormente a análise da amostra

As partículas carbonizadas são identificadas manualmente com o uso de microscópio estereoscópio, sendo as medições digitais realizadas pelo programa de reconhecimento de imagem IMAGE-J (versão do NIH-IMAGE para PC). Este programa calcula a área das partículas carbonizadas de acordo com o número de pixels ocupados pelos fragmentos na tela do computador (Rasband 1997; Abramoff *et al*. 2004), fornecendo desta forma valores em mm^2.

8. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados e a discussão serão apresentados em forma de manuscritos e artigos publicados referentes aos capítulos:

8.1 - Registros paleoambientais influenciados por variações no nível do mar durante o Holoceno na região da Baía de Vitória, Espírito Santo, Brasil (artigo publicado: Freitas, A.S., Barreto, C.F., Bastos, A.C., Baptista Neto, J.A. (2017). Paleoenvironmental Records Influenced by Sea Level Variations During the Holocene in the Vitória Bay Region, Espírito Santo State, Brazil," *Radiocarbon*, 59:1087-1102, em anexo).

8.2 - Caracterização da evolução paleoambiental da Baía de Vitória, Espírito Santo, Brasil, durante o Holoceno com base em análises multiproxy (artigo publicado: Freitas, A.S., Barreto, C.F., Bastos, A.C., Baptista Neto, J.A. (2018). The Holocene palaeoenvironmental evolution of Vitória Bay, Espírito Santo, Brazil, Palynology, DOI: 10.1080/01916122.2018.1463573, em anexo).

8.3 - Registro de cistos de dinoflagelados ferramenta para reconstrução paleoambiental durante o Holoceno na Baía de Vitória, Espírito Santo, Brasil.

8.1 CAPÍTULO 1

REGISTROS PALEOAMBIENTAIS INFLUENCIADOS POR VARIAÇÕES NO NÍVEL DO MAR DURANTE O HOLOCENO NA REGIÃO DA BAÍA DE VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO, BRASIL

RESUMO

A Baía de Vitória está localizada entre as coordenadas 20º15'S – 40º22'W e 20º20'S – 40º16'W na parte centro-sul do Estado do Espírito Santo (ES). No presente trabalho foram realizadas análise de palinomorfos continentais, de partículas carbonizadas e de isótopos estáveis (C e N) a partir de um testemunho de sondagem (T_C). O presente trabalho teve como principal objetivo reconhecer e integrar dados palinológicos, de partículas de carvão e dados isotópicos no intuito de se estabelecer a dinâmica ambiental na região do entorno da Baía de Vitória durante o Holoceno, associado às oscilações relativas do nível do mar na costa do Brasil. O testemunho foi subamostrado a cada 10 cm sendo as amostras submetidas ao processamento metodológico padrão para cada análise realizada. O material foi datado em duas profundidades tendo a idade mais antiga entre 9396 – 9520 anos cal. AP em 480 cm de profundidade e a mais nova entre 7423 – 7511 anos cal. AP. A análise integrada do testemunho indicou três principais mudanças ambientais ao longo do Holoceno na baía de Vitória. A primeira fase demonstrou uma maior influência fluvial no ambiente, seguida de um período transicional com uma maior influência salina devido à Última Transgressão Marinha. Posteriormente observou-se a estabilidade ambiental semelhante ao observado atualmente, sendo reflexo da Última Regressão Marinha ocorrida no Holoceno.

Palavras-chave: Palinomorfos continentais, partículas carbonizadas, vegetação, isótopos estáveis, Holoceno, Brasil.

INTRODUÇÃO

As regiões litorâneas da costa do Brasil são caracterizadas como áreas de intensa atividade econômica e social (Lacerda *et al*. 2008) onde os estuários e baías têm sido os ambientes atualmente mais explorados. Diante desta característica, estes locais têm sido usados como importantes áreas de desenvolvimento industrial e portuário. Destacam-se como fonte significativa de recursos minerais, incluindo petróleo e gás natural (Silva *et al*. 2015), tal como caracteriza-se por ser um local de desenvolvimento de flora e fauna indispensáveis para o funcionamento do planeta (Barbier *et al*. 2008).

As baías são consideradas ambientes favoráveis à deposição e preservação do registro sedimentar (Figueiredo *et al*. 2014), favorecendo os estudos com enfoque na evolução e reconstrução paleoambiental destas áreas. Os sedimentos carreados pelos rios são depositados segundo a hidrodinâmica local (Luz, 2012; Barreto *et al*. 2012). O estudo destes ambientes com enfoque na análise de microfósseis ainda são escassos para o litoral brasileiro. No entanto, o registro encontrado nestas áreas pode fornecer uma visão mais ampla dos diferentes gradientes de vegetação encontrados no entorno destes locais (Brush & Brush, 1994). A partir da análise e interpretação destes elementos podem-se inferir mudanças na vegetação condicionadas por eventos climáticos ou por alterações antropogênicas na paisagem (Flantua *et al*. 2016).

O conhecimento pretérito e a avaliação atual da exploração destas áreas costeiras é uma ferramenta importante para o manejo dos ecossistemas que os circundam. A partir do estudo dos palinomorfos continentais preservados no sedimento pode-se obter informações importantes a serem correlacionadas a mudanças da paisagem. Este fato permite ainda encaminhar medidas de caráter conservacionista no sentido de mitigar os efeitos de possíveis impactos gerados pela ocupação antrópica das áreas do entorno destes locais. O presente trabalho teve como principal objetivo reconhecer e interpretar a dinâmica ambiental na região do entorno da Baía de Vitória durante o Holoceno, associada à frequência de paleoincêndios e às oscilações relativas do nível do mar na costa do Brasil.

ÁREA DE ESTUDO:

A Baía de Vitória está localizada entre as coordenadas 20º15’S – 40º22’O e 20º20’S – 40º16’O na parte centro-sul do Estado do Espírito Santo (ES). Sua formação teve início há cerca de 123.000 anos AP durante a transgressão marinha que elevou o nível do mar em cerca

de oito metros acima do atual na costa do Brasil (Suguio, 2003). A elevação do nível marinho nesta região favoreceu o afogamento dos vales tal como a deposição de sedimentos marinhos pleistocênicos característicos da região norte da Baía de Vitória (Costa, 1999).

Após o período transgressivo, foi observado um rebaixamento do nível marinho em cerca de 120-130 metros abaixo do atual em 17.500 anos AP. Neste momento a plataforma continental tornou-se sujeita a processos erosivos. A partir desta condição, observou-se o avanço da linha de costa tal como o desenvolvimento de ambientes tanto continentais quanto transicionais sobre a plataforma continental (Costa, 1999). Durante o Holoceno, há cerca de 7000 anos AP houve um novo aumento no nível marinho chegando ao Máximo Transgressivo em cerca de 5000 anos AP. Nesta fase o nível do mar estava cerca de 3-5 metros acima do atual, tendo posteriormente uma gradual descida até o nível observado atualmente (Angulo & Lessa, 2007; Gyllencreutz *et al*. 2010).

A Baía de Vitória possui uma extensa área total que abrange desde a Praia de Camburi (Baía do Espírito Santo) até a desembocadura do Rio Santa Maria da Vitória que é o maior contribuinte de água continental para o interior da baía. A troca de água do interior da baía com o oceano ocorre através da conexão do Canal do Porto e do Canal da Passagem. A região central da Baía de Vitória possui uma batimetria média de 10-11 metros, sendo encontrada próximo ao Canal do Porto cerca de 23m de profundidade (Costa, 1999) e caracterizado pela presença de sedimentos finos e erosivos e/ou de entalhe fluvial (Bastos *et al.* 2015).

O Canal da Passagem é uma ligação natural entre a Baía do Espírito Santo ao norte e a Baía de Vitória ao sul. Possui um comprimento de aproximadamente 10 km e uma largura média de 80m (Rigo & Chacaltana, 2006). A batimetria da área é variável, sendo observado durante períodos de maré baixa 1m e em outros locais até 9m de profundidade. Possui uma média de 6m de profundidade em toda sua extensão (Nascimento *et al*. 2013).

O clima da região é caracterizado como tropical litorâneo com um inverno seco e pouco acentuado e o índice pluviométrico de aproximadamente 1250 mm anuais (Mello *et al*. 2012) e ventos predominantemente de nordeste (ventos alísios) (Castro & Miranda, 1996). A vegetação do Estado do Espírito Santo (ES) é extremamente diversa sendo encontradas diferentes formações vegetais (Ruschi, 1950). A exuberância da flora também foi observada por naturalistas que destacaram uma vegetação primária bem desenvolvida, tal como grandes formações de manguezais (Saint Hilaire, 1974). O registro florístico e fitogeográfico no

entorno da Baía de Vitória e em áreas adjacentes são escassos. Para o Município de Vila Velha, em um trecho de brejo herbáceo foi observado uma alta riqueza das famílias Asteraceae e Cyperaceae seguidas por Fabaceae, Rubiaceae e Poaceae (Valadares *et al*. 2001). A alta diversidade de espécies vegetais também foi observado por Thomaz & Monteiro (1997) em um trecho de Floresta ombrófila no município de Santa Teresa (ES).

O registro de ocupação do entorno da região da Baía de Vitória data de 1390 ± 70 AD por índios Tupiguarani (Perota, 1974). A partir do início do século XIX foi observada uma intensa ocupação no Estado do Espírito Santo por imigrantes europeus que tinham como intuito colonizar a extensa área nativa, visando impulsionar o mercado externo através do cultivo do café (Nagar, 1985).

MATERIAL E MÉTODOS

Coleta do testemunho

O testemunho T_C foi retirado no Canal da Passagem em uma área preservada de vegetação de Mangue, na Ilha do Lameirão, nas coordenadas 20°14’48”S e 40°18’23”O (FIGURA 1). Após a coleta, o testemunho foi partido em duas metades e descrito quanto à espessura, granulometria, estrutura, contato, cor, aparência e presença de conchas. Cada metade do testemunho foi fatiada a cada centímetro para separação de sub-amostras e posterior realização das análises laboratoriais

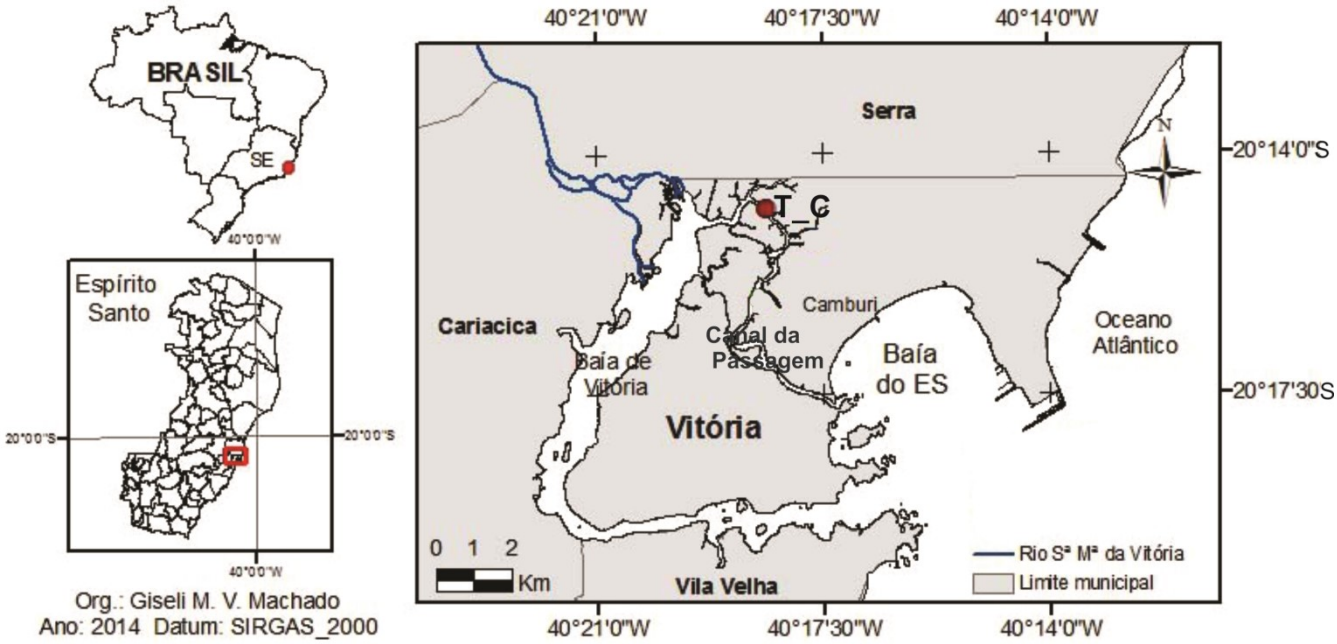


FIGURA 5. Mapa de localização da coleta do testemunho T_C no Canal da Passagem, Estado do Espírito Santo, Brasil (*Arc Gis 9.3*; SIRGAS_2000_Zone_24S).

Análise granulométrica

O processo no tratamento estatístico dos testemunhos seguiu a escala de tamanho granulométrico de Wentworth (1922). Foram realizadas análises granulométricas por peneiramento a seco para as frações de areia e análise a laser para as frações de lama. Para a granulometria a laser da fração lama foi utilizado o equipamento *Master Size_2000.* A partir dos percentis de cada fração granulométrica aplicaram-se os cálculos dos parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica proposta por Folk & Ward (1957).

Datação ^{14}C

Uma amostra de sedimento do testemunho T_C (480 cm de profundidade) e uma concha preservada de um bivalve (304 cm de profundidade) foram datadas pelo método de ^{14}C. As análises foram realizadas nos laboratórios Center for Applied Isotope Studies, Universidade da Georgia, USA; Beta Analytic Inc, Flórida. Para o cálculo das idades calibradas (A.P.), foi utilizado o programa Calib 7.1, fazendo-se uso da curva SHCAL 13.

Análise palinológica

Para a análise palinológica foram retiradas 2g de sedimento a cada 10 cm de profundidade do testemunho de sondagem. Todo o material recebeu o tratamento químico padronizado para sedimentos do quaternário proposto por Ybert *et al*. (1992).

Objetivando determinar a concentração dos palinomorfos, foi adicionada uma pastilha de esporo exótico *Lycopodium clavatum* (Stockmarr, 1971) a cada amaostra. Posteriamente, as mesmas foram tratadas sucessivamente com ácido fluorídrico a 40%, ácido clorídrico a 10%, mistura de acetólise, pirofosfato de sódio, KOH (10%) e cloreto de zinco ($ZnCl_2$) densidade 2. Posteriormente foi realizada a contagem de 300 grãos de pólen por amostra. A identificação dos palinomorfos foi realizada com auxílio de catálogos de identificação (Colinvaux *et al.* 1999, Roubik & Moreno, 1991, Luz & Barth, 2000; Luz & Barth, 2002; Barreto *et al*. 2013). Para o tratamento estatístico dos dados foram realizados cálculos de percentagem e concentração sendo posteriormente os gráficos plotados com o auxílio dos programas TILIA e CONISS (Grimm, 1987, 1991-2011).

Análise de partículas carbonizadas

Para a análise das partículas carbonizadas, fez-se uso de $2cm^3$ de sedimento coletados a cada 10 cm do testemunho de sondagem nas mesmas profundidades onde foram realizadas as análises palinológicas. O tratamento das amostras foi baseado na metodologia descrita por Rhodes (1998). As amostras são tratadas a partir da adição de peróxido de hidrogênio (H_2O_2) sendo posteriormente lavadas com água destilada em peneira de malha de 125 µm. Após esta etapa o material retido na malha foi transferido para uma placa de Petri e as partículas carbonizadas identificadas manualmente em microscópio estereoscópio. As medições digitais das partículas foram adquiridas através do programa IMAGE-J realizando-se o cálculo da área (Abramoff *et al*. 2004).

Análises geoquímicas

Amostras de sedimento do testemunho T_C foram selecionadas a cada 30 cm de profundidade e enviadas ao laboratório Stable Isotope Facility, UCDavis, Universidade da Califórnia, EUA, no intuito de se obter os valores isotópicos de $\delta^{15}N$, $\delta^{13}C$ e de COT (carbono orgânico total).

RESULTADOS:

Análise granulométrica

O testemunho T_C apresentou areia siltosa da base à 470 cm de profundidade, seguido de silte de 460 ao topo do testemunho. (FIGURA 6).

Datação ^{14}C

No presente testemunho foram obtidas duas datações por ^{14}C (TABELA 2). A datação mais antiga foi obtida através da análise de sedimento orgânico datada em 9396 – 9520 anos cal. AP em 430 cm de profundidade. Outra datação foi obtida através da análise de uma concha preservada de *Caryocorbula cymella* Dall em 304 cm de profundidade. Esta segunda datação apresentou a idade de 7423 - 7511
anos cal. AP.

TABELA 2. Amostras datadas pelo método radiocarbono (^{14}C) do testemunho T_C coletado no Canal da Passagem, Estado do Espírito Santo, Brasil.

Testemunho	**Amostra (cm)**	**Material analisado**	**Idades ^{14}C (convencional)**	**Idades ^{14}C anos cal. AP**	**Código do Laboratório**
T_C	304	concha (*Caryocorbula cymella*)	6600 ± 25	7423 - 7511	[a]UGAMS17511
	480	sedimento orgânico	8450 ± 30	9396 - 9520	[b]Beta-390256

[a]Center for Applied Isotope Studies, Universidade da Georgia, USA
[b]Beta Analytic Inc, Flórida, USA

Análise palinológica

A partir das amostras analisadas do testemunho foi possível agrupar os tipos polínicos identificados em três formações vegetais (mangue, comunidade aluvial e floresta ombrófila). Os tipos polínicos que ocorrem em mais de uma formação vegetal foram agrupados em "ampla distribuição" (TABELA 3) sendo posteriormente estabelecidas quatro zonas para o testemunho estudado (FIGURAS 6 e 7):

TABELA 3. Tipos polínicos encontrados nas amostras analisadas e classificados quanto aos grupos vegetacionais.

Formações vegetais	**Tipos polínicos**
Mangue	*Rhizophora*
Comunidade aluvial	*Alternanthera*, Amaranthaceae, Asteraceae, *Borreria*, *Cleome*, *Cordia*, Cyperaceae, *Dalbergia*, *Eringyum*, *Machaerium*, *Myrcia*, Poaceae, *Polygonum*.
Floresta ombrófila	*Acacia, Alchornea*, *Anadenanthera,* Apocynaceae*,* Arecaceae, *Arrabidea, Astronium,* Bignoniaceae, Bombacaceae, *Casearia, Caesalpiniaceae, Chamaesyce, Cecropia, Celtis, Cedrela, Cupania, Dalechampia, Dendropanax*, *Didymopanax*, *Drymis*, *Euphorbia*, Flacourtiaceae, *Hedyosmun, Hoffmania,* Hippocrateaceae*, Ilex, Inga, Lecythis,* Loranthaceae*, Mabea,* Malpiguiaceae*,* Malvaceae, Melastomataceae, *Merremia*, Mimosaceae, Moraceae, *Myrsine*, Myrtaceae, *Piper*, *Pachira aquatica*, *Paullinia*, *Phyllantus*, *Phoradendron*, *Pouteria, Podocarpus, Protium*, *Pseudobombax*, *Psychotria*, Rubiaceae, *Sebastiania,* Scrophulariaceae*, Struthantus, Tabebuia, Tapirira, Tetrapteris, Trema, Trichilia.*
Ampla distribuição	Anacardiaceae, Araliaceae, Boraginaceae, *Cassia, Cayaponia, Clitoria,* Convolvulaceae, Euphorbiaceae, Ericaceae, *Erytroxylum*, Fabaceae, Solanaceae.

A partir dos resultados obtidos, foram estabelecidas quatro principais zonas (FIGURAS 6 e 7).

Zona I: 490-360 cm de profundidade

A zona I é caracterizada por uma baixa concentração total de palinomorfos em sua base (2608,2 palinomorfos/g) representado por todas as formações vegetais e pelos Esporos. (FIGURA 6). Na base desta zona também foi observada a presença do *incertae sedis Pseudoschizaea* (311,9 palinomorfos/g). Após esta fase observa-se um aumento gradativo de todas as formações vegetais (4379,8 – 26855,1 palinomorfos/g). No entanto, em 430 cm de profundidade observa-se uma queda brusca (15840,4 palinomorfos/g) e posterior aumento da concentração (25891,9 palinomorfos/g) em 390 cm de profundidade (FIGURA 6).

Os valores mais altos de acumulação de palinomorfos nesta zona foram na vegetação da comunidade aluvial (13870,6 palinomorfos/g) e mangue (5653,7 palinomorfos/g) e No entanto, no topo desta zona observaram-se baixos valores de concentração (7330,9

palinomorfos/g). Os esporos apresentaram um aumento da base ao topo desta zona (415,9 - 1096,0 palinomorfos/g). Na base desta zona foram observados altos valores de concentração de *Pseudoschizaea* (*incertae sedis*) (311,9 – 496,4 palinomorfos/g). Os elementos marinhos foram observados em um aumento gradativo (168,1 – 504,4 palinomorfos/g) a partir de 470 cm de profundidade em direção ao topo da zona (FIGURA 6).

Os elementos da comunidade aluvial apresentaram os mais elevados valores de percentagem, principalmente pela ocorrência de *Cyperaceae* (40,5%) e Poaceae (19,6%) juntamente com o tipo polínico Arecaceae (13%) representante da floresta ombrófila e os Esporos (39,6%). A vegetação de mangue (*Rhizophora*) apresentou valores que variaram (5,6% – 25,02%) ao longo desta zona. A ocorrência de *Pseudoschizaea* (*incertae sedis*) foi observada na base do testemunho com valores percentuais que variaram de (11,3 - 12%). Os elementos marinhos apresentaram baixos valores percentuais (FIGURA 7).

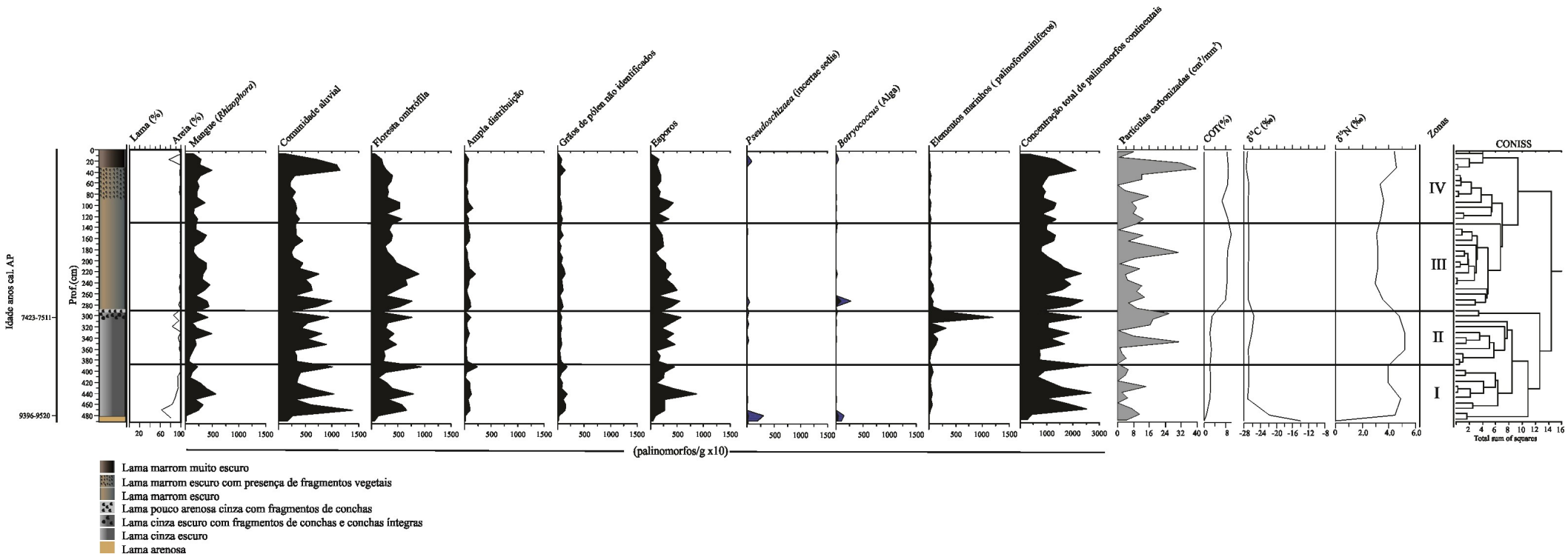


FIGURA 6. Diagrama de concentração (palinomorfos/g) das formações vegetais identificadas no testemunho T_C associado a dados de partículas carbonizadas (cm^2/m^3) e dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰).

Zona II: 360-290 cm de profundidade

A concentração total dos palinomorfos na zona II apresentou valores mais altos de concentração de palinomorfos comparados ao topo da zona anterior (16812,9 palinomorfos/g) em 350 cm de profundidade. O mais alto valor de concentração total de palinomorfos (22978,5 palinomorfos/g) foi observado em 300 cm de profundidade. Esta alta concentração foi obtida através dos altos valores apresentados nas formações vegetais representadas pela comunidade aluvial (9022,9 – 9358,8 palinomorfos/g) e floresta ombrófila (4707,6 – 7608,8 palinomorfos/g). Os esporos apresentaram um aumento comparado a zona anterior e posterior queda em direção ao topo desta zona (4595,5 – 1489,1 palinomorfos/g). A presença de *Pseudoschizaea* (*incertae sedis*) ocorreu em baixos valores nesta zona. No entanto, os elementos marinhos apresentaram um aumento gradual da base ao topo da zona (1289,0 – 3157,7 palinomorfos/g) apresentando os maiores valores encontrado ao longo de todo o testemunho. (FIGURA 6).

Os elementos de floresta ombrófila mantiveram-se constantes ao longo de toda zona (24,2 - 28,0%) através dos tipos polínicos Arecaceae, Caesalpineaceae, Malpiguiaceae, *Paullinia*, *Psychotria* e Rubiaceae. De forma semelhante, a comunidade aluvial apresentou estabilidade ao longo da zona (34,2 - 53,7%). Os tipos polínicos mais frequentes foram Asteraceae, Cyperaceae e *Dalbergia*. A vegetação de mangue representada pelo tipo polínico *Rhizophora* apresentou uma tendência de aumento da base em direção ao topo da zona (11,7 – 30,6%). A ocorrência de *Pseudoschizaea* (*incertae sedis*) apresentou baixos valores percentuais nesta zona. No entanto, observou-se um aumento dos valores de elementos marinhos (7,7 – 56,8%) sendo os maiores valores percentuais observados ao longo de todo o testemunho (FIGURA 7).

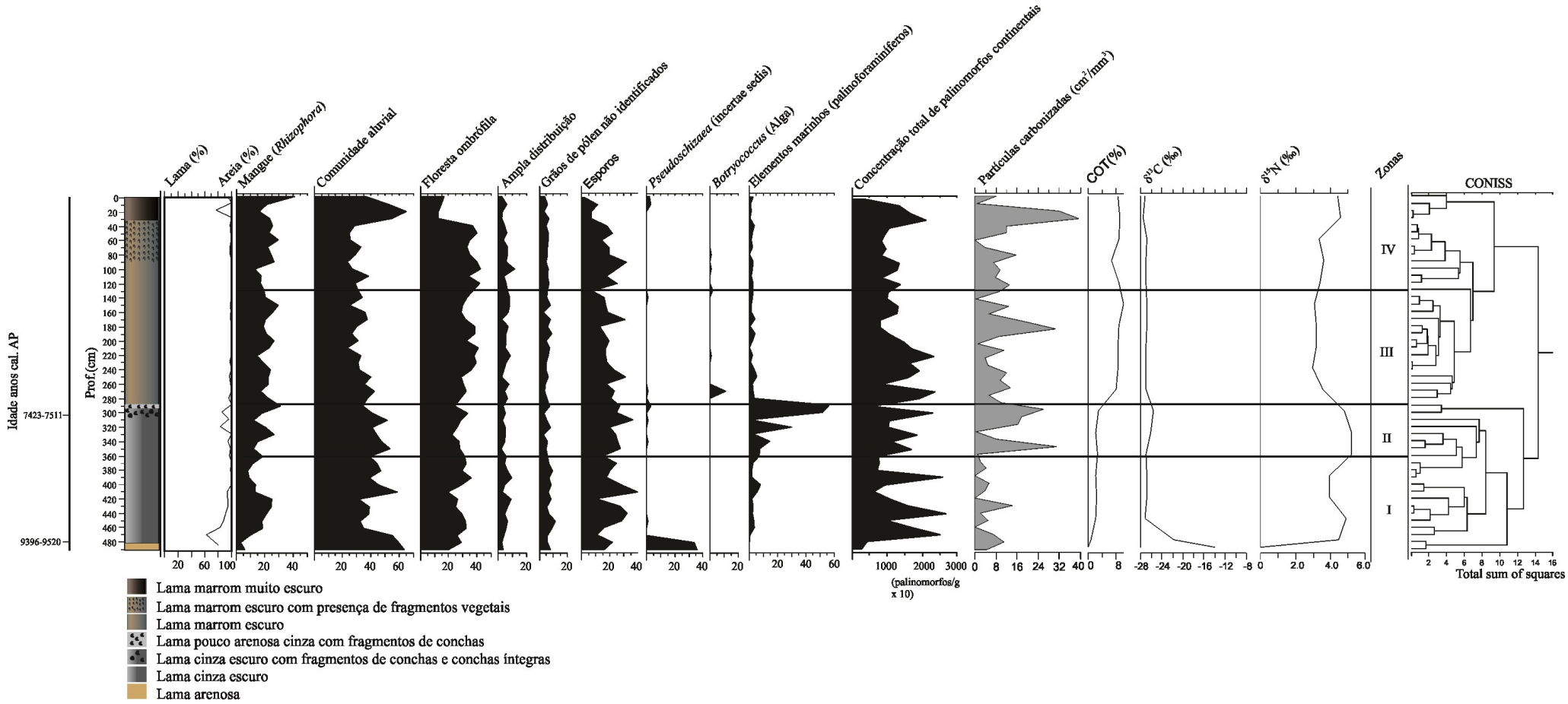


FIGURA 7. Diagrama de freqüência (%) das formações vegetais identificadas no testemunho T_C associado a dados de partículas carbonizadas (cm^2/m^3) e dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰).

Zona III: 290 - 130 cm de profundidade

Na zona III foram observados altos valores de concentração total entre 270 e 220 cm de profundidade (23570,7 – 23147,4 palinomorfos/g). A vegetação de mangue apresenta uma tendência ao aumento (1722,4 – 1975,8 palinomorfos/g) da mesma forma que a comunidade aluvial (1901,8 – 3168,1 palinomorfos/g) e a floresta ombrófila (1345,6 – 3815,3 palinomorfos/g) da base em direção ao topo da zona. Os esporos apresentaram um aumento da base da zona até o topo do testemunho (1489,1 – 1576,5 palinomorfos/g) com variações ao longo de toda a zona. Nesta zona também é observada a primeira ocorrência da alga *Botryococcus* apresentando uma concentração de 855,7 palinomorfos/g em 270 cm de profundidade. Os elementos marinhos apresentam uma queda significativa ao longo de toda a zona comparada à zona anterior (662,8 – 272,5 palinomorfos/g) (FIGURA 6).

A vegetação de mangue manteve-se estável (19,3 - 31%) ao longo de toda a zona apresentando pequenas variações. A comunidade aluvial também não sofreu com grandes variações (31 - 37,5%) sendo representada pelos tipos polínicos Asteraceae, Cyperaceae, *Dalbergia* e Poaceae. Da mesma forma, ao longo desta zona também foi possível observar uma estabilidade da floresta ombrófila (28,1 – 37,3%). Os tipos mais freqüentes nesta zona foram *Alchornea*, Arecaceae, Caesalpiniaceae, Malpiguiaceae, Moraceae, *Psychotria*, Rubiaceae, *Sebastiania* e *Trema*. A alga *Botryococcus* foi observada pela primeira vez no testemunho com uma frequência de 4% em 270 cm de profundidade. Os elementos marinhos apresentaram baixos valores percentuais (2,7 - 3,5 %) quando comparados à zona anterior (FIGURA 7).

Zona IV: 130 cm de profundidade em direção ao topo do testemunho

A base desta zona apresenta valores de concentração total semelhantes ao topo da zona anterior (13627,9 palinomorfos/g). O maior valor de concentração foi observado em 30 cm de profundidade onde a concentração total apresentou 21057,9 palinomorfos/g. O Mangue apresenta um aumento em sua concentração da base da zona até 10 cm de profundidade (2301,4 – 28883,2 palinomorfos/g) apresentando seu maior valor encontrado nesta fase em 30 cm de profundidade (4897,2 palinomorfos/g) (FIGURA 6).

A comunidade aluvial apresentou um aumento significativo (3925,9 – 7052,8 palinomorfos/g) com uma queda na concentração somente no topo da zona (1327,1 palinomorfos/g). A floresta ombrófila apresentou uma tendência de queda da base em direção

ao topo da zona (5685,8 – 603,2 palinomorfos/g). Os esporos também apresentaram uma diminuição da base em direção ao topo da zona (3429,5 – 72,4 palinomorfos/g). A presença de *Pseudoschizaea* foi observada em baixas concentrações sendo mais representativa em 10 cm de profundidade com concentração de 133,1 palinomorfos/g. Os elementos marinhos apresentaram queda na concentração da base ao topo da zona (361 – 96,5 palinomorfos/g) (FIGURA 6).

A vegetação de mangue (*Rhizophora*) apresentou um aumento da base em direção ao topo da zona (16,9 – 40,9%) sendo o mesmo padrão observado para a comunidade aluvial (28,8 – 36,5%). Os tipos polínicos mais representativos nesta fase foram Asteraceae, Cyperaceae, *Dalbergia* e Poaceae. No entanto, pôde-se observar uma queda na vegetação de floresta ombrófila (41,7 – 16,6%). Os esporos também apresentaram uma diminuição significativa (25,2 – 2%). As algas apresentaram baixos valores percentuais ao longo desta zona. Os elementos marinhos foram representados em baixas frequências, mas mantiveram-se estáveis ao longo de toda a zona (2,6 – 2,7%) (FIGURA 7).

Partículas carbonizadas

O registro de acumulação de partículas carbonizadas ao longo do testemunho esteve dentro de uma faixa de 2–18 cm^2/mm^3. No entanto, foram observados valores mais altos de acumulação em quatro profundidades diferentes (340, 290, 180 e 30 cm). Em 340 cm de profundidade a taxa de acumulação foi de 30,6 cm^2/mm^3 seguido de 26 cm^2/mm^3 em 290 cm de profundidade e 31 cm^2/mm^3 em 180 cm de profundidade. A amostra localizada mais próxima ao topo do testemunho (30 cm de profundidade) apresentou o mais alto valor (39,4 cm^2/mm^3) de acumulação em relação às demais amostras analisadas (FIGURA 6).

Análises geoquímicas (COT, $\delta^{15}N$, $\delta^{13}C$)

O testemunho analisado apresentou valores de COT que variaram de 0,04 - 10%. Dentre todo o testemunho analisado, o valor percentual mais alto foi observado em 150 cm de profundidade. Os resultados de $\delta^{13}C$ foram encontrados na faixa entre -14 e -27‰ sendo o valor mais alto observado na base do testemunho. No entanto, os valores encontrados de $\delta^{15}N$ foram observados na faixa entre 0,0 - 5,22‰ onde os mais altos valores foram observados em 360 e 330 cm de profundidade (FIGURA 6).

INTERPRETAÇÃO PAEOAMBIENTAL

Os valores de $\delta^{13}C$ (entre -14 e -27‰) associados a valores de $\delta^{15}N$ (entre 0,0 - 5,22‰) e baixos valores de COT na base do testemunho analisado pode estar indicando um ambiente de mistura de plantas C3 e C4 com organismos de origem fitoplanctônica. Esta mistura de ambiente com plantas de origem continental e organismos de origem marinha também foi observado por França *et al.* (2015) e por Lorente *et al*. (2014) em regiões de transição entre o mar e o continente na costa do Estado do Espírito Santo.

Do ponto de vista vegetacional, o mangue (*Rhizophora*) foi frequente ao longo de todo o testemunho e não apresentou nenhuma queda brusca, somente pequenas variações ao longo do tempo entre 9396 - 9520 anos cal. AP. A vegetação de mangue possui adaptações tanto fisiológicas quando morfológicas para o seu estabelecimento na zona intertidal entre as variações de maré (Ellison, 2015). O gênero *Rhizophora* possui uma alta produção polínica, onde o pólen caracteriza-se por ser de tamanho pequeno podendo ser facilmente transportado a longas distâncias pelo vento e pela água (Muller, 1959). Contudo, fatores como a circulação do local de coleta, direção do vento e a taxa de sedimentação local podem influenciar na preservação e deposição dos grãos (Hoffman, 2002).

O pólen de *Rhizophora* sp. esteve bem representado no sedimento analisado de uma baía localizada na costa da Índia. As variações deste tipo polínico ao longo do tempo foram utilizadas como ferramenta na avaliação das variações do nível do mar no Oceano Índico (Punwong *et al*. 2013; Woodroffe *et al*. 2015). Outros autores também observaram este tipo polínico em uma baía na América do Norte, e associado a outros *proxies* conseguiram inferir a influência da variação do nível do mar nesta região litorânea (van Soelen *et al*. 2010). No entanto, amostras de testemunhos coletados em uma baía na região Sudeste Brasil apresentaram este tipo polínico em baixas concentrações (Belem 1985; Coelho *et al*. 1999). Coelho *et al*. (1999) destacam que o fato deste tipo polínico ser encontrado em baixas concentrações, pode estar relacionado ao transporte e lixiviação dos grãos através da influência de rios. Na costa do Estado do Espírito Santo, este tipo polínico foi observado em sedimentos costeiros analisados desde 7550 anos cal. AP (França *et al*. 2015).

Zona I: 490-360 cm de profundidade

Na base desta zona pode-se observar uma baixa concentração de palinomorfos a 9396 - 9520 anos cal. AP associado a uma litologia caracterizada como lama arenosa. Esta associação pode estar relacionada a um ambiente de maior energia. O restante da zona apresentou uma litologia mais fina, caracterizada por um sedimento escuro e lamoso (FIGURA 6).

Na base desta zona, a alta frequencia da comunidade aluvial seguida pela Floresta ombrófila e a ocorrência expressiva de *Pseudoschizaea*, sugere um aumento das areas alagadas através de um maior aporte de água continental. Segundo Scott (1992) este *incertae sedis* (*Pseudoschizaea*) é característico de ambientes brejosos, sendo comumente encontrado em regiões tropicais. Esta interpretação é corroborada através dos valores encontrados de $\delta^{13}C$ que apresentaram sinal isotópico de -14‰ característico de plantas C4 (Yang *et al*. 2015) associado ao aumento da vegetação da comunidade aluvial e redução da vegetação de mangue (*Rhizophora;* FIGURA 7 e 8). França *et al*. (2015) ressaltam que a costa do Estado do Espírito Santo passou por um período de condições de maior umidade desde o Holoceno tardio até o médio, o que corrobora os dados do presente trabalho.

O aumento de concentração dos palinomorfos, no meio desta zona, com destaque para as plantas herbáceas da comunidade aluvial foi verificado no sinal isotópico de $\delta^{13}C$ (FIGURA 10) que para Ya *et al*. 2015 pode refletir fonte de matéria orgânica disponível no ambiente deposicional tal como sua decomposição. Sritrairat *et al*. (2012) analisando sedimentos de uma baía localizada na região Nordeste dos EUA destacaram que a elevada expansão do sinal isotópico de $\delta^{13}C$ poderia estar relacionado a uma maior ocorrência do pólen de Cyperaceae. Este gênero vegetal é uma planta do tipo C4 sendo altamente enriquecida em $\delta^{13}C$ podendo variar de -12,1 à -15,9‰ (Yang *et al*. (2015) apresentando o maior valor percentual no presente trabalho. Espécies deste gênero são característicos de ambientes que apresentam solos úmidos e pantanosos (Souza & Lorenzi, 2005) colonizando ambientes formados por influência de água continental e áreas de transição com influência de água salobra (Tavares *et al*. 2007; Rocha & Martins, 2011). Cabe ressaltar um ligeiro aumento da vegetação de mangue e a ocorrência de elementos marinhos que pode estar associado à maior entrada de água salina no Canal da Passagem tornando a água salobra e favorecendo o estabelecimento de *Rhizophora* sp. (FIGURA 7).

A ocorrência de partículas carbonizadas foi baixa ao longo de toda a zona. Segundo Patterson *et al*. (1987) as partículas carbonizadas ou "carbono inorgânico amorfo" são resultado da combustão incompleta de tecidos vegetais. Whitlock & Larsen (2001) ressaltam que as partículas carbonizadas formadas após "eventos de queimadas" e presentes em sedimentos costeiros possuem influência direta do transporte fluvial. Baixos valores de partículas carbonizadas também foram observados por Punwong *et al*. (2013) em uma baía localizada na Tanzânia, com um domínio da vegetação de manguezal. Os autores correlacionaram esta baixa preservação na base do testemunho com condições de maior umidade desde 8000 anos cal. AP por influência de fortes monções identificadas no sudoeste do Oceano Índico. Os baixos valores de partículas cabonizadas observados no presente trabalho na Zona I associado aos baixos valores percentuais de COT, a valores menos negativos de $\delta^{13}C$ pode indicar um período de maior umidade na área de estudo, o que dificultou a combustão espontânea da vegetação, possivelmente de origem C4 (FIGURA 8).

Zona II: 360-290 cm de profundidade

O início desta zona apresenta altos valores de concentração quando comparados com o topo da zona anterior. Os mais altos valores estão relacionados à vegetação de comunidade aluvial e da floresta ombrófila. A vegetação de mangue representada pelo gênero *Rhizophora* sp. mantém a frequência observada na zona anterior. No topo desta zona é observada a presença de fragmentos de conchas e conchas preservadas associadas ao sedimento lamoso em cerca de 300 cm de profundidade. A datação de uma concha de bivalve da espécie *Caryocorbula cymella* Dall, forneceu a idade de 7423 - 7511 anos cal. AP (FIGURA 8). A espécie de bivalve identificada é característica de ambientes eurialinos (Rios, 1999). A ocorrência desta espécie também foi observada em um ambiente estuarino-lagunar no Sudeste do Brasil (Martínez *et al*. 2013). De acordo com Murray-Wallace & Woodroffe (2014) a identificação malacológica de organismos encontrados no sedimento são de grande importância na correlação das interpretações paleoambientais e de paleoníveis marinhos.

Nesta mesma faixa de alta concentração de conchas no testemunho é observado o mais alto valor de concentração de elementos marinhos (palinoforaminíferos) (FIGURA 8). Segundo Stancliffe (1996) estes organismos estão sempre relacionados a condições de maior salinidade no ambiente. No entanto, Traverse (2008) ressalta a falta de informações quanto à taxonomia e ecologia destes organismos. A alta acumulação destes organismos foi observada

por Pienkowski *et al*. (2011) em sedimentos de fundo em um arquipélago no Canadá. Esta elevada concentração de elementos marinhos (palinoforaminíferos) foi associada a alta produtividade local.

A ocorrência de fragmentos de conchas associados a mais alta deposição de elementos marinhos (palinoforaminíferos) pode estar associado a uma elevação do nível marinho quando este cruzou o nível atual em aproximadamente 7000 anos cal. AP na costa do Brasil (Angulo *et al*. 2006). Lorente *et al*. (2014) relatam uma fase transgressiva na costa do Estado do Espírito Santo entre 7521 – 4847 anos cal. AP a partir de dados de elementos marinhos (palinoforaminíferos) e cistos de dinoflagelados encontrados em um lago localizado a cerca de 23km do Oceano Atlântico. Este mesmo padrão de transgressão marinha a partir de 7550 anos cal. AP foi também observado por França *et al*. (2015) a partir da análise de $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ em sedimentos coletados na planície do Delta do Rio Doce. Os autores ressaltam que neste período houve uma mistura de matéria orgânica de origem marinha e de origem continental, onde o atual delta era originalmente um canal estuarino. Os dados obtidos pelos demais autores, corroboram os do presente trabalho de que a cerca de 7423 - 7511 anos cal. AP a costa do Estado do Espírito Santo estava passando por uma fase transgressiva. O reflexo de um evento transgressivo durante o Holoceno também foi constatado por Bartholomeu *et al*. (2013) a partir da análise palinológica de sedimentos turfosos e por Barreto *et al*. (2015) em um testemunho de sondagem, ambos coletados em diferentes áreas da Baía de Guanabara, localizada na região Sudeste do Brasil.

As partículas carbonizadas apresentaram altos valores de acumulação em 340 e 290 cm de profundidade em uma fase de elevação do nível marinho. Segundo Whitlock & Larsen (2001), elevados valores de partículas de carvão indicam a contribuição de um "evento de queimada". Este valor mais alto de acumulação pode ter influenciado no aumento do COT em relação à zona anterior. van Soelen *et al*. (2010) observaram os valores mais elevados de COT em um testemunho coletado na baía de Tampa, Flórida e correlacionaram a estratificação do ambiente. Os dados obtidos a partir das partículas carbonizadas associadas ao aumento do COT em um momento de aumento do nível marinho podem também estar refletindo a estratificação do ambiente. Com isso, as partículas analisadas (>125 μm) podem ter sido transportadas e depositadas neste intervalo, uma vez que o regime hidrológico é um dos principais agentes de transporte de partículas (Patterson *et al.* 1987).

O registro isotópico de $\delta^{15}N$ apresentou valores um pouco mais elevados em relação à zona anterior e os valores de $\delta^{13}C$ foram semelhantes desde o topo da zona I. Este aumento nos valores isotópicos de $\delta^{15}N$ associado aos valores de $\delta^{13}C$ pode indicar um maior aporte de matéria orgânica de origem marinha indicando uma mistura contínua com sedimentos de origem continental. Com a predominância de valores mais negativos de $\delta^{13}C$, observa-se uma predominância de plantas C3 desde o meio da zona anterior até o topo do testemunho (FIGURA 8). Segundo Hatte *et al*. (2013) o sinal isotópico de plantas C3 são substituídos por plantas C4 quando são observados condições ambientais adversas, tais como mudança na temperatura, altitude, regime de precipitação e vento. Em condições ecológicas normais, quando há sobreposição dos dois nichos (C3 e C4) as plantas C3 possuem uma maior vantagem de estabelecimento nos ambientes.

Zona III: 290 - 130 cm de profundidade

Esta zona apresentou tendência no aumento nos valores de concentração de todas as formações vegetais e dos esporos. Este fato pode ser reflexo da última Transgressão Marinha que ficou bem registrada na zona anterior, onde há cerca de aproximadamente 7000 anos cal. AP cruzou o nível marinho atual (Angulo *et al*. 2006). Desta forma, o aumento do limite de borda do Canal da Passagem pode ter facilitado à alta deposição dos palinomorfos. As associações vegetacionais de mangue e a comunidade aluvial apresentaram redução ao longo desta zona em comparação à zona anterior. No entanto, a vegetação de floresta ombrófila apresentou altos valores percentuais, evidenciando o alagamento das áreas do entorno do Canal da Passagem e a proximidade de uma vegetação mais regional.

A diferença na frequência da vegetação de mangue em relação à zona anterior pode de fato estar associado a uma fase de Transgressão Marinha na costa do Estado do Espírito Santo. Este comportamento na vegetação de mangue também foi observado em uma região costeira do Oceano Índico (Punwong *et al*. 2013; Woodroffe *et al*. 2015). Na costa do Estado do Espírito Santo, outros autores também observaram o registro de Trangressão Marinha durante o Holoceno Médio (Lorente *et al*. 2014, França *et al*. 2015).

Neste período também é observada certa estabilidade na acumulação das partículas carbonizadas, apresentando os valores mais altos observados no testemunho em 180 cm de profundidade. A tendência ao aumento do COT é observada desde o final da zona anterior, apresentando valores mais altos na presente zona. Este aumento no COT pode estar associado

ao aumento e decomposição das partículas carbonizadas e ser reflexo do final do Máximo Transgressivo Holocênico e o inicio da Última Regressão Marinha (Angulo *et al*. 2006). Valores elevados de COT foram associados à estratificação do ambiente em uma baía localizada na Flórida, EUA (van Soelen *et al*. 2010). Uma possível regressão marinha nesta zona observada no presente trabalho pode ter favorecido a deposição de partículas tal como sua decomposição favorecendo assim o aumento do COT. O registro isotópico de $\delta^{15}N$ apresentou um decréscimo em seus valores comparados à zona anterior. No entanto, os valores $\delta^{13}C$ permaneceram estáveis onde valores mais negativos observados nesta zona demonstram uma maior influência de plantas C3 (floresta ombrófila) (FIGURA 8).

Nesta zona, foi observada a primeira ocorrência da alga *Botryococcus* após os altos valores de elementos marinhos (palinoforaminíferos) encontrados na zona anterior. Este fato pode estar relacionado a uma maior estratificação do ambiente, uma vez que este gênero de alga ocorre em ambientes de água salobra (Traverse, 2008). Esta alga colonial foi observada em sedimentos de fundo no Golfo Coronation, localizado no Canadá sendo associada ao input de água de origem continental (Pienkowski *et al*. 2011). Registros menores de *Pseudoschizaea* e de elementos marinhos (palinoforaminíferos) foram observados desde o topo da zona anterior até o início desta zona. Este fato associado a sua maior ocorrência em ambientes alagados (Scott, 1992) tende a corroborar a interpretação de que o ambiente passou de uma condição de maior salinidade desde a base da zona II a base da zona III para um ambiente transicional (FIGURA 8). A evolução da baía de Tampa, localizada na Flórida durante o Holoceno foi foco de estudo de van Soelen *et al*. (2010) a partir dos *proxies* analisados e correlacionados a transgressão marinha. A partir da dinâmica sedimentar e vegetacional do entorno da baía, pôde-se observar um período de maior influência fluvial, passando por um período de transição e estabilização do ambiente, culminando no estágio atual caracterizado como um ambiente estuarino.

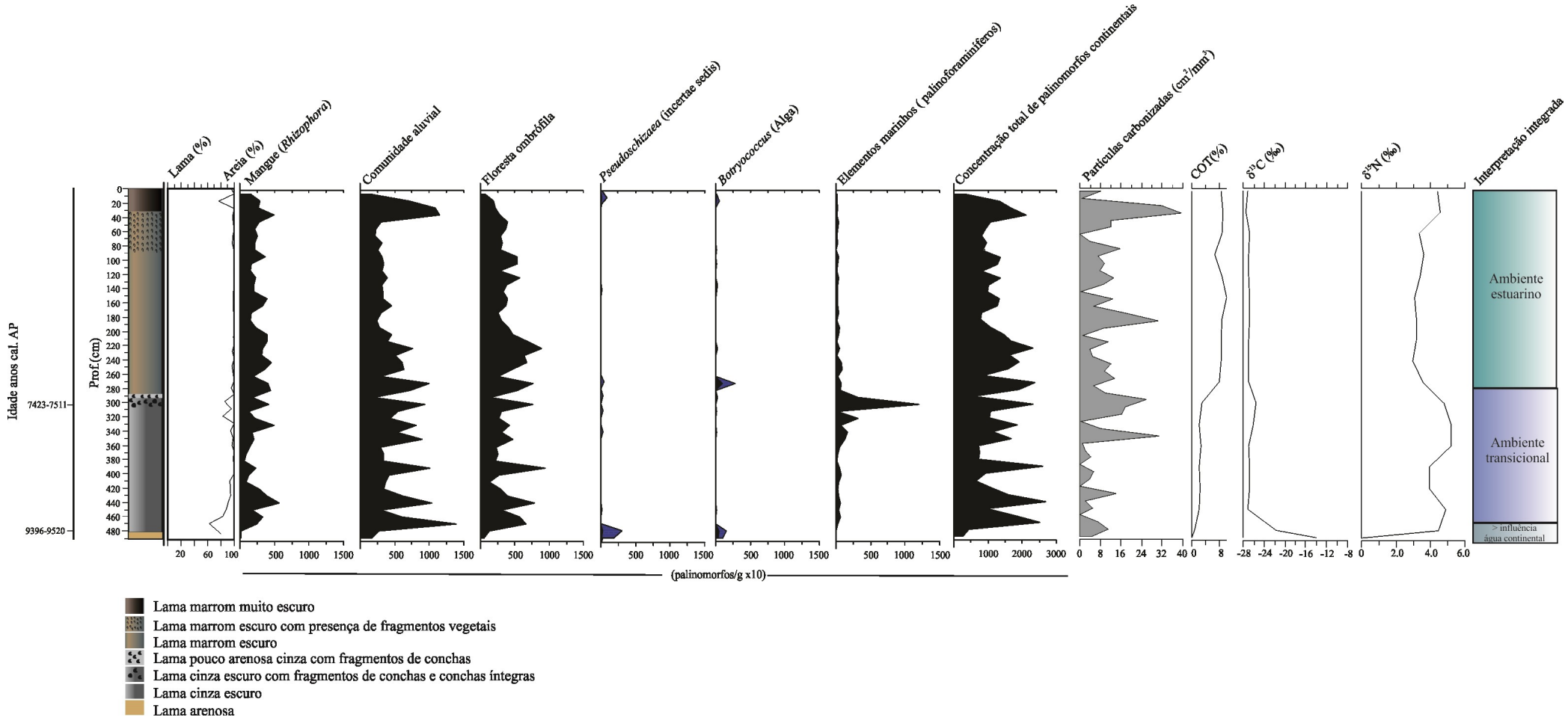


FIGURA 8. Integração de dados palinológicos (palinomorfos/g), de partículas carbonizadas (%) e dados geoquímicos (COT/%; C e N/‰) do testemunho T_C associados à interpretação da evolução paleoambiental sumarizada da Baía de Vitória.

Zona IV: 130 cm de profundidade em direção ao topo do testemunho

Esta zona apresentou padrões de concentração de palinomorfos semelhantes à zona anterior. No entanto no topo da zona pôde-se observar uma ligeira diminuição da floresta ombrófila e dos esporos. Este fato pode ser reflexo da Última Regressão Marinha, observada na costa do Brasil após o Máximo Transgressivo Holocênico em torno de aproximadamente 5100 anos cal. AP (Angulo *et al*. 2006). Com isso, áreas que antes estavam submersas e próximas á floresta ombrófila, foram ocupadas pelo aumento da vegetação da comunidade aluvial associada a uma tendência ao aumento da vegetação de mangue.

O aumento da vegetação característica da comunidade aluvial é destacado a partir da maior ocorrência de Asteraceae, Cyperaceae, *Dalbergia* e Poaceae. Diferentemente da zona 1 onde foi observada a dominância de Cyperaceae devido ao maior aporte de água continental, os tipos polínicos observados nesta zona não apresentaram dominância, mas, uma colonização por outros gêneros vegetais após Última Regressão Marinha. Valadares *et al*. (2011) destacaram que a ocorrência das famílias Asteraceae e Cyperaceae são frequentes em regiões de brejo herbáceo em municípios vizinhos a baía de Vitória (Valadares *et al*. 2011) sendo também observados como representantes da comunidade aluvial no presente trabalho.

As partículas carbonizadas apresentaram seu mais alto valor de acumulação em 30 cm de profundidade, sendo observada nesta zona uma estabilidade na frequência do COT. Este fato associado a uma estabilidade no registro isotópico de $\delta^{13}C$ com uma predominância de plantas C3 e uma tendência ao aumento do $\delta^{15}N$ pode corroborar com a interpretação de uma tendência de descida do nível marinho durante o Holoceno (Angulo *et al*. 2006) favorecendo a ocorrência de queimadas naturais em áreas que anteriormente estavam afogadas. Diante deste fato, o sedimento e os microfósseis observados nesta zona poderiam ter sido carreados para a região do ponto de coleta do testemunho. França *et al*. (2015) destacam que após o período de regressão marinha observada na Costa do Estado do Espírito Santo, um maior aporte de sedimento pode ter favorecido o desenvolvimento do Delta do Rio Doce.

Nesta zona os valores de COT são semelhantes ao da zona anterior. Lorente *et al*. (2014) observaram o mais alto valor de COT no topo de um testemunho coletado em um lago costeiro no Estado do Espírito Santo após o período de regressão marinha e correlacionaram com um maior *input* continental. Buso Junior *et al*. (2013) também observaram após 4396 anos cal. AP a mudança a colonização de áreas que antes estavam inundadas por uma vegetação de ambientes alagados. Este dado corrobora os dados encontrados no presente

trabalho, onde após a possível regressão marinha, observou-se o alto valor de partículas carbonizadas no topo do testemunho, associadas à baixa frequência de elementos da floresta ombrófila e dos esporos. Com isso, áreas que antes estavam alagadas, foram colonizadas pela vegetação característica da comunidade aluvial sendo também constatada uma tendência à expansão da vegetação de mangue (FIGURA 7 e 8).

CONCLUSÃO

A análise combinada de diferentes *proxies* (pólen, partículas carbonizadas isótopos estáveis e datação ^{14}C) mostrou a evolução da Baía de Vitória (Canal da Passagem) ao longo do Holoceno. Há cerca de 9396 – 9520 anos cal. AP a baía passava por um período de maior influência fluvial, com maior aporte de sedimento carreado ao longo do Canal da Passagem. Esta maior influência de um aporte de água continental foi observada desde a base do testemunho em 490 até cerca de 470 cm de profundidade. Neste período observa-se uma litologia caracterizada como lama arenosa, baixos valores de concentração das formações vegetais e baixa frequência de partículas carbonizadas. Esta interpretação ambiental encontra suporte devido à alta concentração de *Pseudoschizaea* característica de ambientes brejosos, associado a valores menos negativos de isótopos de $\delta^{13}C$ (plantas C4).

Após a fase de maior aporte de água continental, observa-se uma maior influência marinha até aproximadamente 7423 – 7511 anos cal. AP (de 470 a 290 cm de profundidade). Neste período de transição, houve uma maior mistura das massas d'água de origem continental e de origem marinha possivelmente influenciada pelo Máximo Transgressivo Holocênico. As principais características desta fase foram o aumento da comunidade aluvial, surgimento dos elementos marinhos (palinoforaminíferos) tendo seu mais alto valor no topo deste intervalo e aumento nos valores isotópicos de $\delta^{15}N$ associado aos valores de $\delta^{13}C$ podendo indicar um maior aporte de matéria orgânica de origem marinha.

No último intervalo que tem início em 290 até o topo do testemunho, foram observadas características estuarinas respondendo a uma possível regressão relativa do nível do mar. Observa-se o primeiro aparecimento da alga colonial *Botryococcus* após a brusca diminuição dos elementos marinhos (palinoforaminíferos). No início desta fase têm-se o registro marcante da vegetação de floresta ombrófila e da comunidade aluvial. Em direção ao topo do testemunho, têm-se uma maior expressividade da vegetação de mangue associado à comunidade aluvial. Com isso, acredita-se que o ambiente foi condicionado a um período

transgressivo do nível do mar seguido de um regressivo e o topo desta fase representa condições semelhantes às observadas atualmente na Baía de Vitória (Canal da Passagem). A análise do presente testemunho demonstrou que nos últimos 9396 – 9520 anos cal. AP a vegetação passou por "eventos de queimadas" naturais, da mesma forma que demosntrou um poder adaptativo ao ambiente frente às oscilações do nível marinho na litoral do Estado do Espírito Santo.

8.2 CAPÍTULO 2

CARACTERIZAÇÃO DA EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DA BAÍA DE VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO, BRASIL, DURANTE O HOLOCENO COM BASE EM ANÁLISES MULTIPROXY

RESUMO

Análises micropaleontológicas foram realizadas a partir da coleta de dois testemunhos de sondagem (T_A e T_D) na Baía de Vitória. Os testemunhos foram subamostrados a cada 10 cm sendo as amostras submetidas ao processamento metodológico padrão para cada análise realizada. Dados de palinomorfos continentais e de partículas carbonizadas foram associados a dados de isótopos estáveis (C e N) tendo como principal objetivo a integração destes dados com análises isotópicas dos dois testemunhos no intuito de se estabelecer a dinâmica paleoambiental na região do entorno da Baía de Vitória durante o Holoceno. O testemunho T_A foi datado em duas profundidades tendo a idade mais antiga entre 7156 -7275 anos cal. AP em 67 cm de profundidade e a mais nova entre 6968 – 7165 anos cal. AP em 55 cm de profundidade. O testemunho T_D apresentou a idade mais antiga entre 6778 - 6948 anos cal. AP em 370 cm de profundidade e a mais nova entre 5920 -6018 anos cal. AP em 59 cm de profundidade. A análise integrada dos dois testemunhos indicou através de datações por radiocarbono e da análise de microfósseis que o testemunho de granulometria mais grossa poderia ter uam continuidade a partir do testemunho mais abrigado e de granulometria mais fina. Com isso, tanto a mudança litológica quanto a preservação dos microfósseis podem estar diretamente relacionados a períodos de variações do nível do mar observadas na Baía de Vitória.

Palavras-chave: Palinomorfos continentais, partículas carbonizadas, formações vegetais, isótopos estáveis, Holoceno, Brasil.

INTRODUÇÃO

As regiões costeiras são áreas de intenso desenvolvimento econômico e social sendo encontrados ecossistemas de alta produtividade (Flores *et al*. 2017). Dentre os diferentes ambientes encontrados ao longo da costa, os estuários e as baías são atualmente as regiões mais exploradas. Por se tratarem de áreas de integração entre os sistemas costeiros, fluviais e marinhos, têm sido usados como importantes áreas de desenvolvimento industrial e portuário (Nicolodi *et al*. 2009). Diante deste contexto de atual crescimento e uso destas áreas, faz-se necessário o desenvolvimento de planos de manejo e preservação destas áreas (Zedler, 2017).

As baías e estuários são considerados regiões favoráveis à deposição e preservação do registro sedimentar, favorecendo os estudos com enfoque na evolução e reconstrução paleoambiental (Figueiredo *et al*. 2014, Freitas *et al*. 2016). O estudo pretérito destes ambientes com base na análise de microfósseis pode fornecer uma visão mais ampla de como este ambiente tem sido modificado ao longo do tempo (Brush & Brush, 1994). A interpretação dos dados de microfósseis pode auxiliar na compreenção das mudanças ambientais encontradas nestas áreas, seja por eventos climáticos observados ao longo do tempo ou por alterações antropogênicas na paisagem (Flantua *et al*. 2016).

Estudos integrados de diferentes proxies atuam como uma importante ferramenta nas recontruções paleoambientais, fornecendo uma maior compreenção do ambiente. A integração combinada de dados marinhos e terrestres fornece informações valiosas para os estudos de evolução ambiental (van Soelen *et al*. 2010). O registro de palinomorfos continentais (pólen e esporos) tanto pode refletir uma abundância regional em ambientes continentais quanto em ambientes marinhos ser usado como ferramenta para inferir variações nas taxas de sedimentação através do influxo de pólen depositado em determinadas áreas (Donders *et al.* 2008).

Outros microfósseis, tais como, partículas carbonizadas acumuladas em sedimentos estuarinos podem auxiliar na interpretação dos estudos desenvolvidos nestas áreas. Esta ferramenta pode auxiliar na infência do aumento de atividade antropogênica local a partir de registros de paleoincêndios que podem ter origem humana ou natural (Kahn *et al*. 2015). Da mesma forma, análises geoquímicas, tais como, registros isotópicos de C e N em ambientes estuarinos, podem fornecer informações importantes quanto ao transporte e deposição de material continental e marinho ao longo do tempo (Lorente *et al*. 2014; França *et al*. 2015). Diante disso, o presente trabalho teve como principal objetivo reconhecer e interpretar a

dinâmica ambiental na região do entorno da Baía de Vitória a partir da análise de palinomorfos continentais, associados à frequência de partículas carbonizadas e dados geoquímicos no intuito de se reconstruir a evolução ambiental desta baía durante o Holoceno.

ÁREA DE ESTUDO:

A Baía de Vitória está localizada entre as coordenadas 20º15'S – 40º22'O e 20º20'S – 40º16'O no Estado do Espírito Santo, região Sudeste do Brasil. Sua formação teve início há cerca de 123.000 anos AP durante a transgressão marinha que elevou o nível do mar em cerca de oito metros acima do atual na costa do Brasil (Suguio, 2003; Gyllencreutz *et al*. 2010). A elevação do nível marinho nesta região favoreceu o afogamento dos vales tal como a deposição de sedimentos marinhos pleistocênicos característicos da região norte da Baía de Vitória (Costa, 1999).

Após o período transgressivo, foi observado um rebaixamento do nível marinho em cerca de 120-130 metros abaixo do atual em 17.500 anos AP. Neste momento a plataforma continental tornou-se sujeita a processos erosivos. A partir desta condição, observou-se o avanço da linha de costa tal como o desenvolvimento de ambientes tanto continentais quanto transicionais sobre a plataforma continental (Costa, 1999). Durante o Holoceno, há cerca de 7000 anos AP houve um novo aumento no nível marinho chegando ao Máximo Transgressivo em cerca de 5000 anos AP. Nesta fase o nível do mar estava cerca de 3-5 metros acima do atual, tendo posteriormente uma gradual descida até o nível observado atualmente (Angulo & Lessa, 2007; Gyllencreutz *et al*. 2010).

A Baía de Vitória possui um possui duas ligações com o oceano através do canal do Porto e do canal da Passagem. Esta baía apresenta uma extensa área que inicia na Praia de Camburi (Baía do Espírito Santo) até a desembocadura do Rio Santa Maria da Vitória, sendo este o maior tributário de água continental para o interior da baía. Na parte central da Baía de Vitória observa-se uma batimetria média de 10-11 metros, sendo encontrada próximo ao Canal do Porto cerca de 23m de profundidade (Costa, 1999). Nesta área observa-se a presença de sedimentos finos e erosivos e/ou de entalhe fluvial (Bastos *et al.* 2015).

O Canal da Passagem é uma ligação natural entre a Baía do Espírito Santo ao norte e a Baía de Vitória ao sul. Possui um comprimento de aproximadamente 10 km e uma largura média de 80m (Rigo, 2004). A batimetria da área é variável, sendo observado durante

períodos de maré baixa 1m e em outros locais até 9m de profundidade. Possui uma média de 6m de profundidade em toda sua extensão (Nascimento *et al*. 2013).

A região onde está localizada a baía possui clima tropical litorâneo e índice pluviométrico de aproximadamente 1250 mm anuais (Melo *et al*. 2012) e ventos predominantemente de nordeste (ventos alísios) (Castro & Miranda, 1996). A vegetação do Estado do Espírito Santo (ES) é extremamente diversa sendo encontradas diferentes formações vegetais (Ruschi, 1950). A exuberância da flora também foi observada por naturalistas que destacaram uma vegetação primária bem desenvolvida, tal como grandes formações de manguezais (Saint Hilaire, 1974). O registro florístico e fitogeográfico no entorno da Baía de Vitória e em áreas adjacentes são escassos. Para o Município de Vila Velha, em um trecho de brejo herbáceo foi observado uma alta riqueza das famílias Asteraceae e Cyperaceae seguidas por Fabaceae, Rubiaceae e Poaceae (Valadares *et al*. 2001). A alta diversidade de espécies vegetais também foi observado por Thomaz & Monteiro (1997) em um trecho de Floresta ombrófila no município de Santa Teresa (ES).

O registro de ocupação do entorno da região da Baía de Vitória data de 1390 ± 70 AD por índios Tupiguarani (Perota, 1974). A partir do início do século XIX foi observada uma intensa ocupação no Estado do Espírito Santo por imigrantes europeus que tinham como intuito colonizar a extensa área nativa, visando impulsionar o mercado externo através do cultivo do café (Nagar, 1985).

MATERIAL E MÉTODOS

Coleta dos testemunhos

Os testemunhos T_A e T_D foram retirados na borda do Canal da Passagem, ambos em áreas sob influência da vegetação de mangue. O testemunho T_A foi coletado nas coordenadas 20°15’13”S e 40°17’38”O e o testemunho T_D nas coordenadas 20°27’65”S e 40°31’06”O (FIGURA 9).

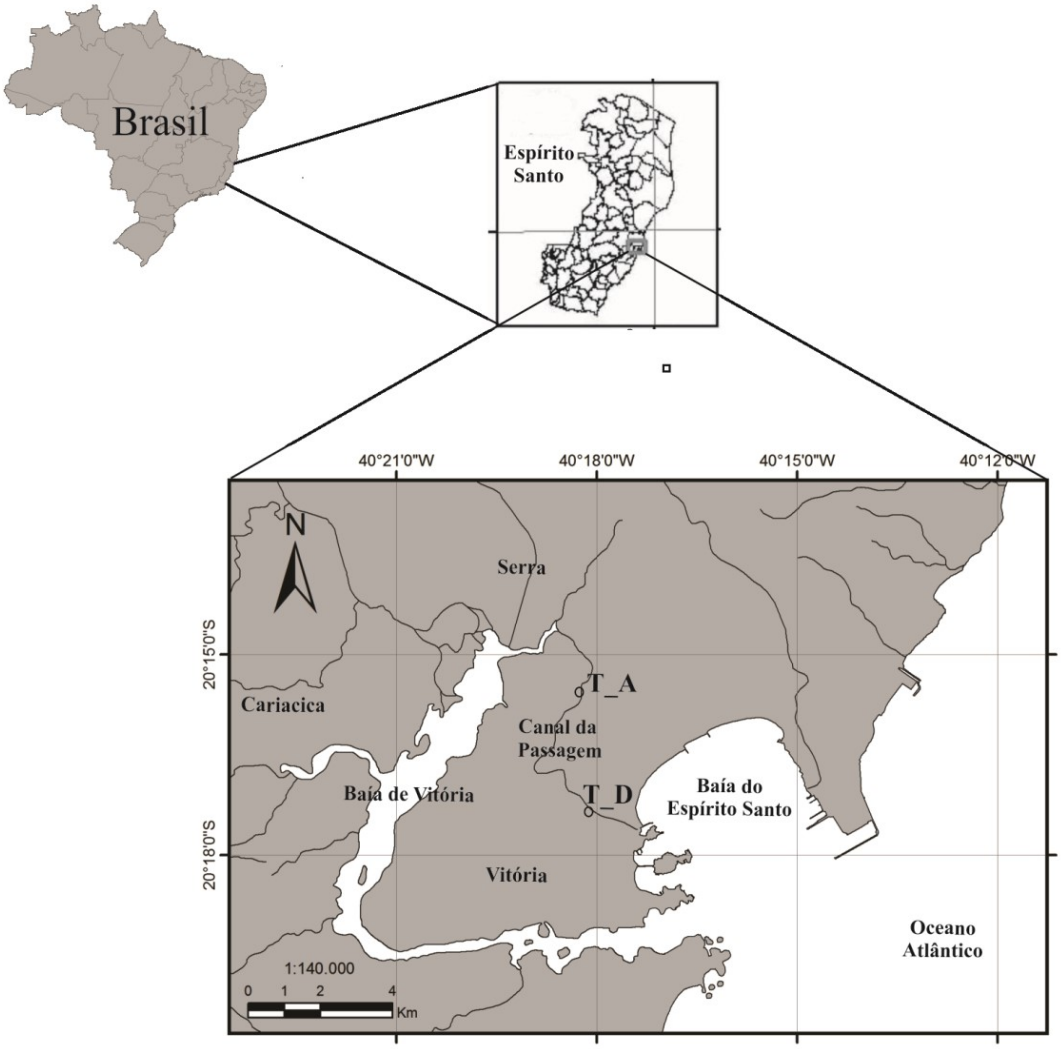


FIGURA 9. Mapa de localização indicando o local da coleta dos testemunhos (T_A e T_D) no Canal da Passagem, Estado do Espírito Santo, Brasil (*Arc Gis 9.3*; SIRGAS_2000_Zone_24S).

Após a coleta, os testemunhos foram divididos ao meio e descritos quanto à espessura, granulometria, estrutura, contato, cor, aparência e presença de conchas. Cada metade do testemunho foi fatiada a cada centímetro para separação de subamostras e posterior realização das análises laboratoriais.

Análise granulométrica

A análise granulométrica seguiu o tamanho de escala proposto por Wentworth (1922). As análises foram realizadas por peneiramento a seco para as frações de areia e a laser para as frações de lama. Para as análises a laser, foi utilizado o equipamento *Master Size_2000*. A

partir dos percentis de cada fração granulométrica aplicaram-se os cálculos dos parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica proposta por Folk & Ward (1957).

Datação ^{14}C

Uama amostra de sedimento (150 cm de profundidade) e duas amostras de conchas íntegras (67 e 55 cm de profundidade) do testemunho T_A e de conchas do testemunho T_D (370 e 59 cm de profundidade) foram datadas pelo método de ^{14}C. As análises foram realizadas nos laboratórios Center for Applied Isotope Studies, Universidade da Georgia e Beta Analytic, na Flórida, ambos localizados nos EUA. Para o cálculo das idades calibradas (A.P), foi utilizado o programa Calib 7.1, fazendo-se uso da curva SHCAL 13.

Análise de partículas carbonizadas

Para a análise das partículas carbonizadas, fez-se uso de $2cm^3$ de sedimento coletados a cada 10 cm do testemunho de sondagem nas mesmas profundidades onde foram realizadas as análises palinológicas. O tratamento das amostras seguiu a metodologia padronizada por Rhodes (1998). As amostras foram tratadas a partir da adição de peróxido de hidrogênio (H_2O_2) sendo posteriormente lavadas com água destilada em peneira de malha de 125 µm. Após esta etapa o material retido na malha foi transferido para uma placa de Petri e as partículas carbonizadas identificadas manualmente em microscópio estereoscópio. As medições digitais das partículas foram adquiridas através do programa IMAGE-J a partir do cálculo da área (Abramoff *et al*. 2004).

Análises geoquímicas

Para as análises geoquímicas, cerca de 1g de sedimento seco foram selecionados a cada 30 cm de profundidade de cada testemunho estudado (T_A; T_D). A análise do material foi realizada no laboratório Stable Isotope Facility, UCDavis, Universidade da Califórnia, EUA, no intuito de se obter os valores isotópicos de $\delta^{15}N$, $\delta^{13}C$ e de COT (carbono orgânico total).

Análise palinológica

Para a análise palinológica foram retiradas 2g de sedimento a cada 10 cm do testemunho de sondagem. Todo o material recebeu o tratamento químico padronizado para sedimentos do quaternário proposto por Ybert *et al*. (1992).

As amostras foram tratadas sucessivamente com ácido fluorídrico a 40%, ácido clorídrico a 10%, mistura de acetólise e cloreto de zinco ($ZnCl_2$) densidade 2. Objetivando determinar a concentração dos palinomorfos, foi adicionada uma pastilha de esporo exótico *Lycopodium clavatum* (Stockmarr, 1971). Posteriormente foi realizada a contagem de 300 grãos de pólen por amostra. A identificação dos palinomorfos foi realizada com auxílio de catálogos de identificação (Colinvaux *et al.* 1999, Roubik & Moreno, 1991, Luz & Barth, 2000; Luz & Barth, 2002; Barreto *et al*. 2013). Para o tratamento estatístico dos dados foram realizados cálculos de percentagem e concentração sendo posteriormente os gráficos plotados com o auxílio dos programas TILIA e CONISS.

RESULTADOS:

Análise granulométrica

O testemunho T_A apresentou um sedimento arenoso (areia média) da base do testemunho á 150 cm de profundidade. Este grupo textural apresentou areias mal a moderadamente bem selecionadas. Posteriormente observa-se a presença de sedimento lamoso (silte) com presença de fragmentos vegetais até 60 cm de profundidade. A partir de 50 cm de profundidade ao topo do testemunho observa-se a presença de lama arenosa composta pelas frações de areia média a silte. (FIGURA 10).

O testemunho T_D apresentou grupos texturais semelhantes ao testemunho T_A. Observa-se desde a base do testemunho á 60 cm de profundidade a presença de sedimento arenoso (areia fina a média). Posteriormente foi observada a presença de sedimento formado por lama arenosa de 60 cm de profundidade ao topo do com presença de fragmentos vegetais (FIGURA 12).

Datação ^{14}C

Foram obtidas duas datações por ^{14}C para cada testemunho estudado (TABELA 4). O testemunho T_A obteve a datação mais antiga através da análise de uma concha preservada de *Crassostrea* sp. datada em 7156 – 7275 anos cal. AP em 67 cm de profundidade. Outra

datação foi obtida através da análise de uma concha preservada de *Neritina virginea* Linnaeus em 55 cm de profundidade apresentando a idade de 6968 – 7165 anos cal. AP. A partir de amostras coletadas no testemunho T_D obteve-se a idade de 6778 -6948 anos cal. A.P em 370 cm de profundidade através da análise de uma concha preservada de *Natica livida* Pfeiffer. Em 59 cm de profundidade, com a análise de uma concha preservada de *Bulla striata* Bruguière foi possível obter a idade de 5910 -6018 anos cal. A.P.

TABELA 4. Amostras datadas pelo método radiocarbono (^{14}C) dos testemunhos (T_A e T_D) coletados no Canal da Passagem, Estado do Espírito Santo, Brasil.

Testemunho	**Amostra (cm)**	**Material analisado**	**Idades ^{14}C (convencional)**	**Idades ^{14}C anos cal. AP**	**Código do Laboratório**
T_A	55	Concha (*Neritina virginea*)	6210 ± 25	6968 - 7165	[a]UGAMS17508
	67	Concha (*Crassostrea* sp.)	6320 ± 25	7156 - 7275	UGAMS17509
	150	Fragmento vegetal	6400 ± 30	7241-7339	[b]Beta486062
T_D	58	Concha (*Bulla striata*)	5260 ± 25	5910 - 6018	UGAMS17513
	370	Concha (*Natica livida*)	6060 ± 25	6778 - 6948	UGAMS17514

[a]Center for Applied Isotope Studies, Universidade da Georgia, EUA
[b]Beta Analytic, Flórida, EUA

Partículas carbonizadas

Para o testemunho T_A, da base do testemunho a 150 cm de profundidade não foi observada a preservação de partículas carbonizadas. No entanto, o registro de acumulação de partículas carbonizadas ao longo do testemunho ocorreu desde 160 cm de profundidade ao topo do testemunho. Os maiores valores de acumulação (21 cm^2/mm^3) encontrados ao longo de todo o testemunho foram observados em 160 e 150 cm de profundidade. Posteriormente, a taxa de acumulação diminui e observa-se um aumento pontual em 80 cm de profundidade

(10,8 cm^2/mm^3). Após este aumento, têm-se uma queda na concentração em 70 cm de profundidade em direção ao topo do testemunho (4,69 – 0 cm^2/mm^3) (FIGURA 10).

O testemunho T_D apresentou o registro de partículas carbonizadas da base do testemunho de 420 a 390 cm de profundidade (2,8 – 4,1 cm^2/mm^3). De 380 a 130 cm de profundidade não foi observado à preservação de partículas carbonizadas no sedimento. No entanto, de 120 cm de profundidade em direção ao topo do testemunho foi observada a presença de partículas em algumas profundidades, com o maior valor de acumulação (28, 9 cm^2/mm^3) observado ao longo de todo testemunho em 110 cm de profundidade (FIGURA 12).

Análises geoquímicas (COT, $\delta^{15}N$, $\delta^{13}C$)

O testemunho T_A apresentou valores de COT que variaram de 0,37 - 36%. Dentre todo o testemunho analisado, o valor percentual mais alto foi observado em 120 cm de profundidade. Os resultados de $\delta^{13}C$ foram encontrados na faixa entre -28 e 0,0‰. Altos valores foram observados entre 200 e 150 cm de profundidade (-28,04 e -26,5‰). Entre 90 cm de profundidade em direção ao topo do testemunho observou-se a predominância de -26,5‰. Os valores de $\delta^{15}N$ foram mais altos na base do testemunho variando entre 6,39 – 4,46‰ e posterior tendência de queda em direção ao topo do testemunho (FIGURA 10).

Para o testemunho T_D foram observados valores de COT de 6,8 – 14,8% da base ao topo do testemunho. O valor mais alto encontrado nas amostras analisadas foi observado em 30 cm de profundidade (40,8%). Os valores de $\delta^{13}C$ permaneceram estáveis ao longo de todo o testemunho (-28,18 a -27,41‰) apresentando apenas pequenas variações. Os dados de $\delta^{15}N$ indicaram uma variação de 5,8 – 4,8‰ da base ao topo do testemunho (FIGURA 12).

Análise palinológica

A partir da análise dos dois testemunhos foi possível agrupar os tipos polínicos identificados em três formações vegetais (mangue, comunidade aluvial e floresta ombrófila). Os tipos polínicos que ocorrem em mais de uma formação vegetal foram agrupados em "ampla distribuição" (TABELA 5) sendo posteriormente estabelecidas três zonas para o testemunho T_A (FIGURAS 10 e 11) e duas zonas para o testemunho T_D (FIGURAS 12 e 13):

TABELA 5. Tipos polínicos encontrados nas amostras analisadas e classificados quanto aos grupos vegetacionais.

Mangue *Rhizophora*	**Ampla distribuição** Anacardiaceae, Araliaceae, Boraginaceae, *Cassia, Cayaponia, Clitoria,* Convolvulaceae, Euphorbiaceae, Ericaceae, *Erytroxylum*, Fabaceae, Solanaceae.
Comunidade aluvial *Alternanthera*, Amaranthaceae, Asteraceae, *Borreria*, *Cleome*, *Cordia*, Cyperaceae, *Dalbergia*, *Eringyum*, *Machaerium*, *Myrcia*, Poaceae, *Polygonum*.	**Floresta ombrófila** *Acacia, Alchornea*, *Anadenanthera,* Apocynaceae*,* Arecaceae, *Arrabidea, Astronium,* Bignoniaceae, Bombacaceae, *Casearia, Caesalpiniaceae, Chamaesyce, Cecropia, Celtis, Cedrela, Cupania, Dalechampia, Dendropanax*, *Didymopanax*, *Drymis*, *Euphorbia*, Flacourtiaceae, *Hedyosmun, Hoffmania,* Hippocrateaceae*, Ilex, Inga, Lecythis,* Loranthaceae*, Mabea,* Malpiguiaceae*,* Malvaceae, Melastomataceae, *Merremia*, Mimosaceae, Moraceae, *Myrsine*, Myrtaceae, *Piper*, *Pachira aquatica*, *Paullinia*, *Phyllantus*, *Phoradendron*, *Pouteria, Podocarpus, Protium*, *Pseudobombax*, *Psychotria*, Rubiaceae, *Sebastiania,* Scrophulariaceae*, Struthantus, Tabebuia, Tapirira, Tetrapteris, Trema, Trichilia.*

Testemunho T_A

A partir dos resultados obtidos no testemunho T_A, foram estabelecidas três principais zonas (FIGURAS 10 e 11).

Zona I: 220-150 cm de profundidade

Nesta zona não foi observada a preservação de palinomorfos (FIGURA 10).

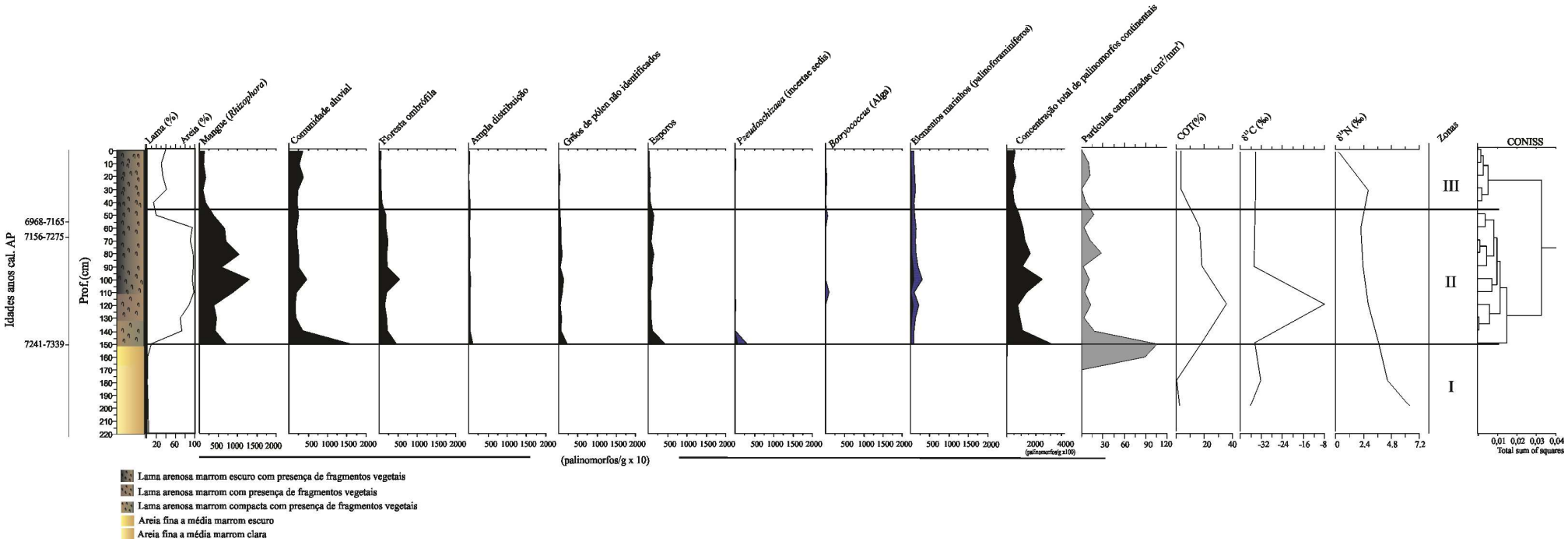


FIGURA 10. Diagrama de concentração (palinomorfos/g) das formações vegetais identificadas no testemunho T_A associado a dados de partículas carbonizadas (cm^2/m^3) e dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰)

Zona II: 150-45 cm de profundidade

A concentração total dos palinomorfos continentais apresentou o mais alto valor na base desta zona em 150 cm de profundidade e posterior queda em 140 cm de profundidade (30279,2 – 10779,8 palinomorfos/g). Esta variação na concentração foi obtida através valores observados nas formações vegetais representadas pela comunidade aluvial (15685,6 – 3522,1 palinomorfos/g), mangue (6850,1 – 4198,1 palinomorfos/g) e floresta ombrófila (4467,4 – 2134,6 palinomorfos/g). Ao longo desta zona, a vegetação de mangue apresentou uma tendência de aumento em relação à base da zona de 110 a 100 cm de profundidade (8642,1 - 12835,5 palinomorfos/g) seguido de uma ligeira queda em 90 cm de profundidade (5618,4 palinomorfos/g) e aumento em 80 cm de profundidade (10267,6 palinomorfos/g) (FIGURA 10).

Os esporos apresentaram uma alta acumulação em 150 cm de profundidade com tendência a diminuição em direção ao topo da zona (4595,5 – 418,3 palinomorfos/g). A ocorrência de *Pseudoschizaea* (*incertae sedis*) foi observada em um alto valor na base desta zona (595,7 palinomorfos/g) sendo somente observada em 120 cm de profundidade (25,1 palinomorfos/g) apresentando valores muito abaixo daqueles observados anteriormente. Os elementos marinhos (palinoforaminíferos) apresentaram baixa concentração na base desta zona (150 cm de profundidade) com tendência de aumento até 120 cm de profundidade (297,8 – 703,3 palinomorfos/g). Após este período, observa-se uma suave queda na concentração em 110 cm de profundidade (311, 8 palinomorfos/g) e posterior aumento (1011,3 palinomorfos/g) e tendência a queda na concentração em direção ao topo da zona (671,4 – 334,6 palinomorfos/g) (FIGURA 10).

Os elementos da comunidade aluvial apresentaram altos valores percentuais na base desta zona (51,8%) comparada as demais formações vegetais. Os tipos polínicos mais representativos foram Cyperaceae (29,5%) e Poaceae (14,8%). Após esta alta expressividade observa-se uma suave tendência à diminuição desta formação vegetal de 140 a 50 cm de profundidade (32,7 – 27,9%) com um posterior aumento em 40 cm de profundidade (41,8%). A floresta ombrófila apresentou estabilidade ao longo de toda a zona (14,8 – 15,7%). No entanto, a vegetação de mangue representada pelo tipo polínico *Rhizophora* apresentou baixa frequência na base da zona com posterior aumento e estabilidade em direção ao topo da mesma (22,6 – 32,1%). Cabe ressaltar os valores percentuais mais altos desta vegetação em 110 cm de profundidade (62,8%) e em 80 cm de profundidade (63,8%) (FIGURA 11).

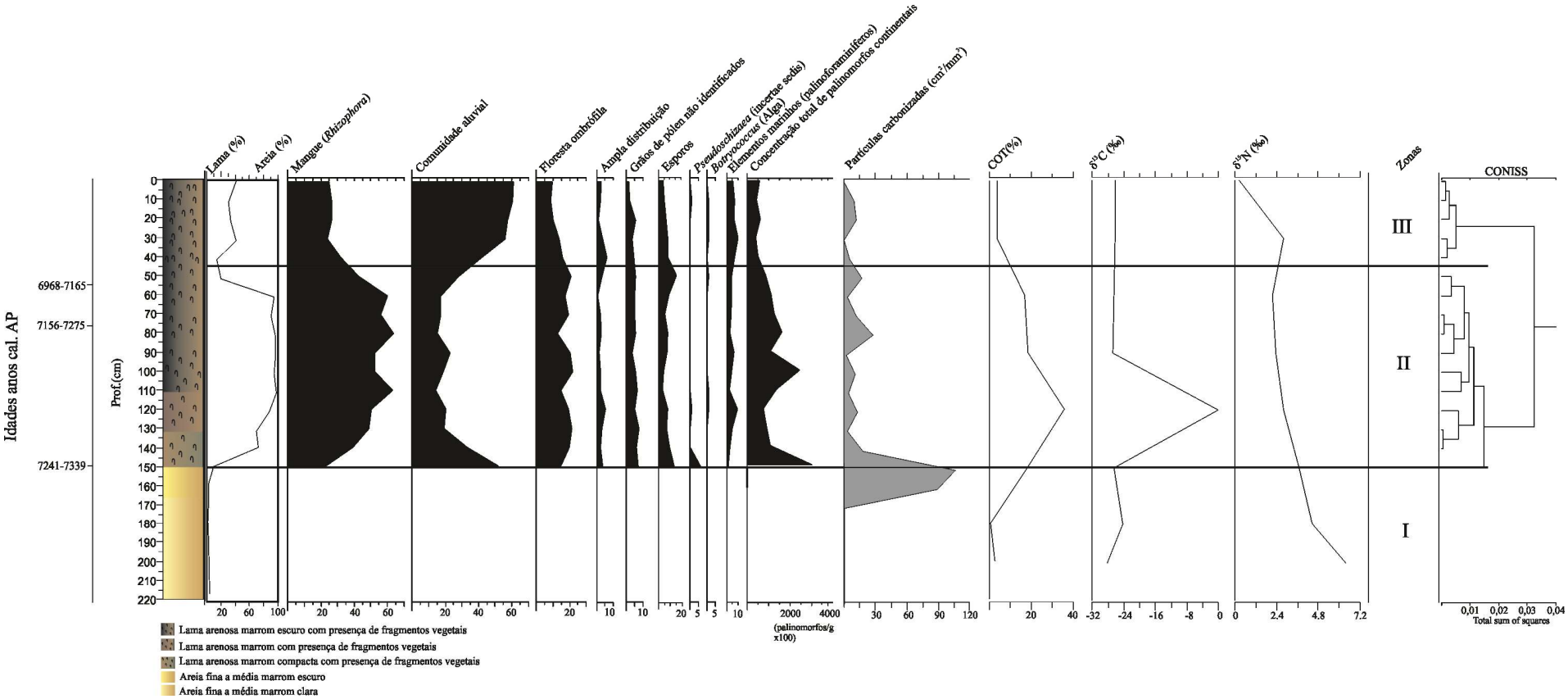


FIGURA 11. Diagrama de freqüência (%) das formações vegetais identificadas no testemunho T_A associado a dados de partículas carbonizadas (cm^2/m^3) e dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰).

Os esporos demonstraram certa estabilidade (14,1 -8,4%) com suaves variações ao longo de toda a zona. Nesta zona pôde-se observar a presença de *Pseudoschizaea* (incertae sedis) em uma baixa frequência (2,0%) na base desta zona e em 120 cm de profundidade (0,3%). A alga *Botryococcus* também foi observada com baixos valores percentuais (0,3%) em 110 e 50 cm de profundidade. Os elementos marinhos apresentaram baixos valores percentuais em 150 cm de profundidade com tendência a aumento gradativo em direção ao topo da zona (1,0 – 6,7%) (FIGURA 11).

Zona III: 290 - 130 cm de profundidade

Na zona III foi observada uma estabilidade da concentração total de palinomorfos continentais ao longo de toda a zona (5002,9 – 5633,6 palinomorfos/g). Esta estabilidade também foi observada em todas as formações vegetais, onde a comunidade aluvial (2091,5 – 3444,8 palinomorfos/g) a floresta ombrófila (786,4 – 538,2 palinomorfos/g) e o mangue (1606,3 – 1381,5 palinomorfos/g) sofreram apenas suaves variações. Os esporos tiveram uma tendência à diminuição (418,3 – 233,2 palinomorfos/g) da mesma forma que os elementos marinhos (334,6 – 287,1 palinomorfos/g). *Pseudoschizaea* (incertae sedis) foi observada nesta zona somente em 10 cm de profundidade (13,8 palinomorfos/g) e a alga *Botryococcus* em 30 e 20 cm de profundidade variando de 13,2 – 20,7 palinomorfos/g (FIGURA 11).

A vegetação representada pela comunidade aluvial passou por um aumento gradativo (41,8 – 61,1%) desde a base em direção ao topo da zona, sendo representada pelos tipos polínicos *Amaranthus*/Chenopodiaceae, Asteraceae, Cyperaceae, *Dalbergia* e Poaceae. Contudo, a vegetação de floresta ombrófila tendeu a diminuir (15,7 – 9,6%) sendo também observado um declínio na vegetação de mangue (32,1 – 24,5%). Os esporos apresentaram uma diminuição (8,4 – 4,1%) e registros de *Pseudoschizaea* (incertae sedis) e da alga *Botryococcus* foram observados nesta zona em baixos valores percentuais. A presença dos elementos marinhos (palinoforaminíferos) aumenta em relação à zona anterior e mantêm-se estável ao longo de toda a zona (6,7 – 5,1%) (FIGURA 11).

Testemunho T_D

Zona I: 430-30 cm de profundidade

Nesta zona não foi observada a preservação de palinomorfos (FIGURA 12).

Zona II: 30-0 cm de profundidade

A concentração total de palinomorfos variou entre 14919,7 – 9484,9 palinomorfos/g da base desta zona em direção ao topo do testemunho (0 cm de profundidade) após a não preservação de palinomorfos na zona anterior (Zona I). O valor mais alto de concentração total de palinomorfos foi observado em 20 cm de profundidade (19395,0 palinomorfos/g). Entre 30-20 cm de profundidade, as formações vegetais apresentaram um aumento gradual como observado na vegetação de mangue (4298,0 – 6064,9 palinomorfos/g), comunidade aluvial (5928,3 – 8149,7 palinomorfos/g) e floresta ombrófila (2321,9 – 3537,8 palinomorfos/g) (FIGURA 12).

Os esporos tenderam a uma diminuição (534, 4 – 187,8 palinomorfos/g) em sua concentração desde a base da zona ao topo do testemunho. No entanto, em 20 cm de profundidade, observa-se um aumento (884,5 palinomorfos/g) em relação à profundidade anterior (30 cm). Os elementos marinhos (palinoforaminíferos) apresentaram uma tendência suave de diminuição da concentração (247,0 – 187,8 palinomorfos/g) desde a base ao topo da zona. Nesta zona também foi observada a presença da alga *Pediastrum* de 10 – 0 cm de profundidade, onde sua concentração oscilou entre 40,6 – 31,3 palinomorfos/g (FIGURA 12).

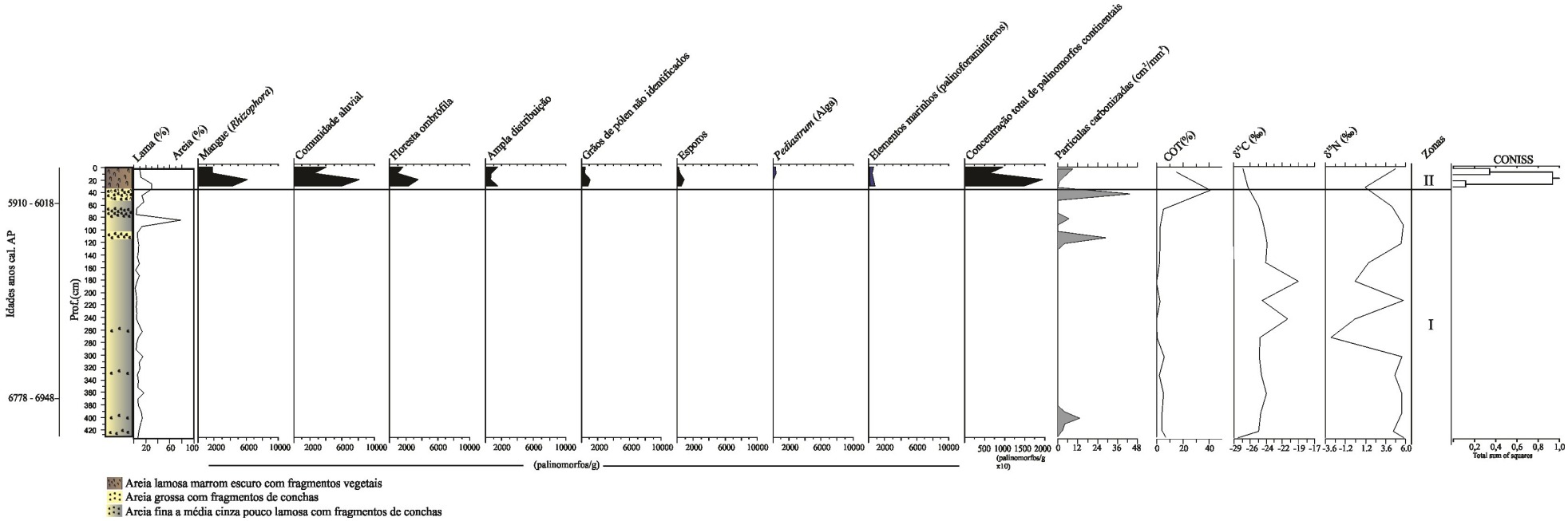


FIGURA 12. Diagrama de concentração (palinomorfos/g) das formações vegetais identificadas no testemunho T_D associado a dados de partículas carbonizadas (cm^2/m^3) e dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰).

Ao longo de toda a zona pôde-se observar a estabilidade da vegetação da comunidade aluvial (39,7 – 42,2%) representada pelos tipos polínicos *Amaranthus*/Chenopodiaceae, Cyperaceae, *Dalbergia* e Poaceae. De modo semelhante, não foram observadas variações significativas na vegetação de floresta ombrófila (15,6 – 16,8%). Esta estabilidade se deu devido a maior frequência dos tipos polínicos Arecaceae, *Casearia*, Moraceae, *Psycotria* e *Trema*. A vegetação de mangue (*Rhizophora*) apresentou uma suave diminuição em sua frequência da base em direção ao topo da zona (28,8 – 19,1%) (FIGURA 13).

Os esporos estiveram presentes nesta zona, mas em baixa frequência, sendo observada uma tendência à diminuição da base em direção ao topo (3,6 – 2,0%). Observou-se a ocorrência da alga *Pediastrum* de 10 cm em direção ao topo do testemunho com valores percentuais de 0,7% e 0,3% respectivamente. Os elementos marinhos (palinoforaminíferos) estiveram presentes ao longo de toda a zona em baixos valores percentuais (1,7 – 2,0%) (FIGURA 13).

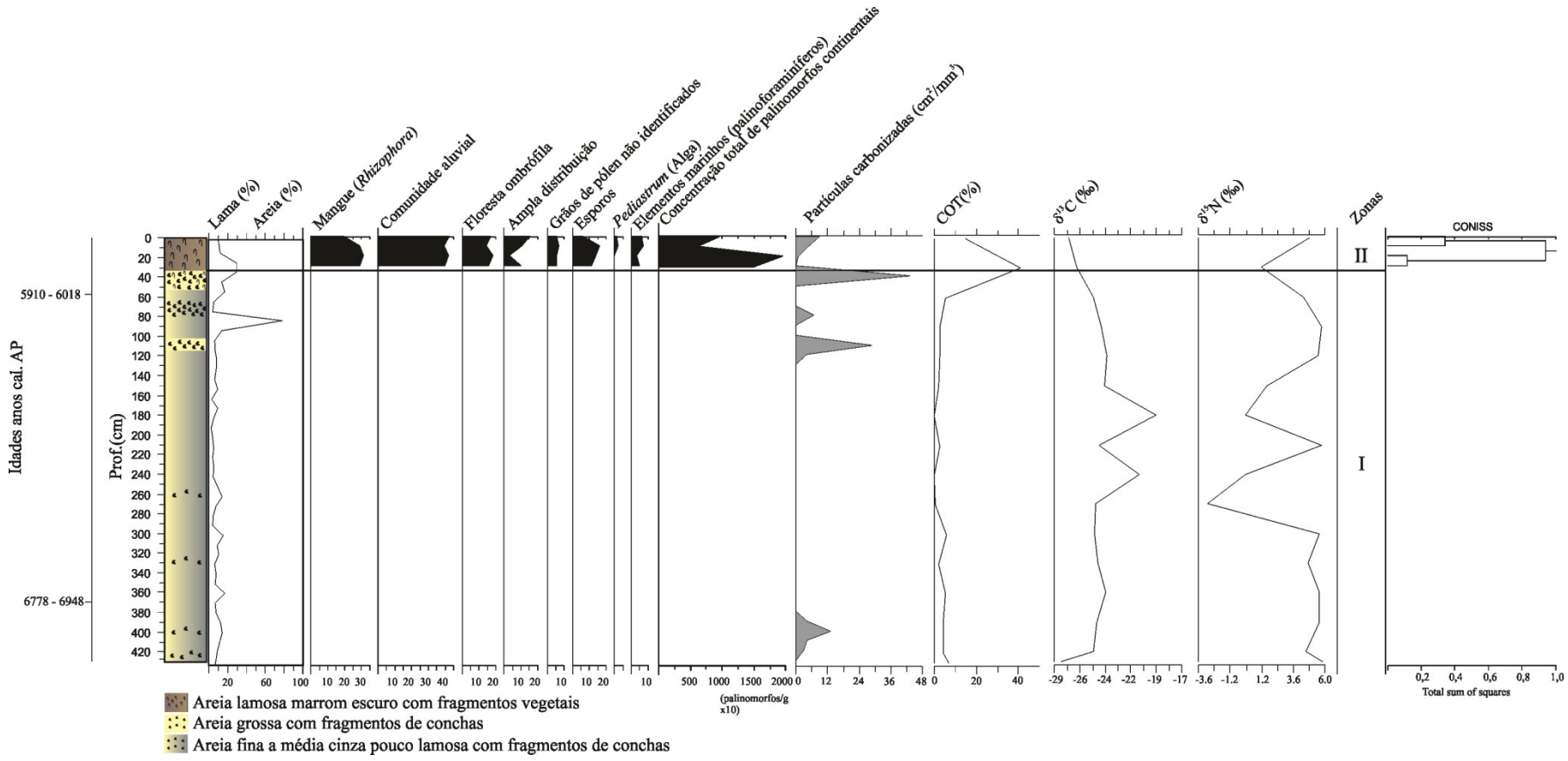


FIGURA 13. Diagrama de freqüência (%) das formações vegetais identificadas no testemunho T_D associado a dados de partículas carbonizadas (cm^2/m^3) e dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰).

INTEGRAÇÃO E INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL

Os testemunhos analisados (T_A e T_D) apresentaram litologia semelhante composta por sedimento arenoso desde a sua base até cerca de 50 cm de profundidade. Após a presença de um sedimento mais grosseiro, observou-se a deposição de partículas sedimentares mais finas. A mudança litológica apresentada nos dois testemunhos estudados podem indicar o grau de energia de cada depósito sedimentar. Segundo Le Roux & Rojas (2007) tanto o grau de seleção quanto o diâmetro dos grãos é uma importante ferramenta na caracterização paleoambiental de ambientes pretéritos, pois fornece informações quanto a energia do ambiente, distância e duração do transporte sedimentar tal como proximidade/distância da área fonte.

A presença de conchas íntegras das espécies *Neritina viginea* (55cm de profundidade) e *Crassostrea* sp. (67 cm de profundidade) associadas ao sedimento do testemunho T_A podem ser relacionadas a ambientes estuarinos rasos e de baixa salinidade (Andrews, 1940; Hendy *et al*. 2015). No entanto, a ocorrência das espécies *Bulla striata* (58 cm de profundidade) e *Natica livida* (370 cm de profundidade) identificadas no testemunho T_D sugerem um ambiente com maior influência marinha (Ekdale, 1974), sendo também observadas na região costeira do Estado do Espírito Santo estando relacionadas a sedimentos arenosos e areno-lodosos (Castro & Santos, 1989). A ocorrência das quatro espécies de conchas identificadas no presente trabalho também foram observadas na zona entre marés da Baía de Paranaguá, localizada na região Sul do Brasil (Boehs *et al*. 2004) e sugere que estes organismos podem ocorrer em áreas costeiras e em ambientes de profundidade rasa a média (Ekdale, 1974; Gandara-Martins & Almeida, 2013).

A zona I dos testemunhos analisados não apresentou preservação de palinomorfos continentais (FIGURAS 10 e 12). Este fato pode estar associado à litologia arenosa e a baixa preservação dos grãos neste tipo de sedimento podendo sofrer processos de redeposição e oxidação (Campbell, 1991). O sinal isotópico de $\delta^{15}N$ apresentado nos dois testemunhos indica uma mistura de águas de origem continental e marinha. Esta mistura no sinal isotópico também foi observada por outros autores em regiões costeiras do Estado do Espírito Santo (Lorente *et al*. 2014; França *et al*. 2015) e segundo os autores é comum ocorrer em ambientes com características estuarinas.

O testemunho T_D possui uma datação de 6778 – 6984 anos cal. AP próximo a sua base. A idade obtidas sugere um período de subida do nível marinho na costa do Brasil, como indicado por Angulo *et al*. (2006) caracterizada como a Última Transgressão Marinha observada na costa do Brasil. Outros autores também observaram esta maior influência marinha em outras partes da costa do Estado do Espírito Santo (França *et al.* 2015; Lorente *et al*. 2014) durante o período transgressivo. Neste mesmo período, a Baía de Vitória continuava a receber água proveniente do Rio Santa Maria da Vitória que é um dos maiores contribuintes de água continental. Este fato pode ter gerado valores isotópicos de $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ que poderiam estar refletindo uma mistura de material continental e marinho (França *et al.* 2015; Lorente *et al*. 2014) em regiões costeiras no Estado do Espírito Santo.

Apesar de não ser observada a preservação de palinomorfos continentais, os valores isotópicos de $\delta^{13}C$ indicam nesta zona a predominância de vegetação arbórea (plantas C3) para os dois testemunhos (FIGURAS 11 e 13). Associado a este fato, têm-se uma alta acumulação de partículas carbonizadas no testemunho T_A sendo o mais alto valor encontrado. Alguns picos de acumulação ao longo do testemunho T_D tal como um alto valor em direção ao topo do testemunho também é observado. Whitlock & Larsen (2001) destacam que elevados valores de partículas de carvão indicam a contribuição de um "evento de queimada", que no presente trabalho pode estar associado à queimada da vegetação arbórea segundo os dados de $\delta^{13}C$ obtidos no presente estudo.

Os valores de COT foram baixos ao longo da zona I aumentando somente após os valores mais expressivos de partículas carbonizadas. Esta tendência ao aumento de COT pode estar relacionada à alta preservação da matéria orgânica em um ambiente anóxico (Tyson, 1995) e de menor circulação local, sendo posteriormente incorporado o carbono ao sedimento. Esta fase de menor hidrodinâmica local pode também ter facilitado a preservação das partículas carbonizadas encontradas no sedimento. Patterson *et al*. (1987) ressaltam que o regime hidrológico é uma dos principais agentes de transporte de partículas carbonizadas (>125 μm).

Após a observação de um ambiente de mistura, a Zona II observada em ambos testemunhos pode indicar uma maior influência continental sendo corroborada pela mudança na litologia e pela diminuição dos valores isotópicos de $\delta^{15}N$ (FIGURAS 12 e 13). Esta constatação é corroborada pelos altos valores percentuais observados na comunidade aluvial e por altos valores isotópicos de $\delta^{13}C$ correspondentes a plantas de origem C4 (herbáceas)

(Yang *et al*. 2015). A presença do incertae sedis (*Pseudoschizaeae*) na base da zona II do testemunho T_A associado a uma mudança litológica com presença marcante de sedimento destacam que o sinal isotópico observado em plantas C3 podem ser substituídos por plantas C4 em condições ambientais adversas. Em condições ecológicas normais, quando há sobreposição (C3 e C4), as plantas C3 possuem uma maior vantagem ecológica na adaptação e no estabelecimento dos ambientes.

Observa-se também neste intervalo, próximo ao topo do testemunho, uma tendência aos valores originais de $\delta^{15}N$ observados na base do testemunho T_D assim como o mais alto valor de COT observado neste testemunho. O alto valor de COT pode estar associado à alta preservação da matéria orgânica em um ambiente anóxico (Tyson, 1995) e a mudança da litologia de sedimento arenoso para um sedimento lamoso (FIGURA 12). As características observadas no presente testemunho podem indicar condições de baixo hidrodinamismo, o que favoreceu a deposição de sedimentos finos e alta acumulação e preservação de matéria orgânica.

Observa-se ao final da zona anterior uma elevada acumulação de partículas carbonizadas. Segundo Whitlock & Larsen (2001) altos valores de acumulação de partículas carbonizadas podem estar relacionados a "eventos de queimadas" possivelmente de vegetação arbórea segundo os dados obtidos de $\delta^{13}C$. Estas partículas poderiam ter sido transportadas e depositadas no ponto de coleta a partir de uma tendência de subida do nível do mar na costa do Brasil, baseado na idade de 5910 - 6018 anos cal. AP obtida no testemunho T_D. Segundo Patterson (1987) o regime hidrológico é um dos principais agentes de transporte de partículas carbonizadas (<125 μ).

Segundo Angulo *et al*. (2006) próximo a idade datada no testemunho T_D o mar estaria em tendência de subida, próximo ao nível atual, o que poderia facilitar o estabelecimento de Cyperaceae (comunidade aluvial) através de áreas alagadas e da vegetação de mangue (*Rhizophora*) devido a maior entrada de água salina no ambiente. A família Cyperaceae ocorre em ambientes alagados e brejosos (Thomas, 2004). No entanto, o gênero *Rhizophora* possui uma ampla faixa de adaptação, onde algumas espécies podem tolerar uma maior salinidade no ambiente (*R. mangle*) e outras estão melhor adaptadas em ambientes com uma faixa de salinidade menor devido ao maior aporte de água continental (*R. racemosa*) (Cerón-Souza *et al*. 2014).

Contudo, observa-se a presença da alga colonial do gênero *Pediastrum*, podendo indicar a presença de um ambiente brejoso, uma vez que ocorre em abundância em locais de aporte de água continental (Whitney & Mayle, 2012). Diante destes dois fatos apresentados, pôde-se supor que o ambiente estaria passando por um período de transição, com mistura de águas através da subida do nível do mar, mas, também com aporte de água continental favorecendo o aparecimento da alga *Pediastrum*.

No entanto, para o testemunho T_A após 6968 – 7165 anos cal. AP observa-se a tendência à queda na vegetação de mangue (*Rhizophora*) e tendência ao aumento da vegetação da comunidade aluvial (Cyperaceae e Poaceae). Associado a este fato, observa-se o reaparecimento de *Pseudoschizaeae* (incertae sedis) e da alga colonial *Botryococcus*. Estes dados podem indicar uma mistura de água marinha proveniente da última transgressão marinha na costa do Brasil (Angulo *et al*. 2006) com água continental proveniente do rio Santa Maria da Vitória. A possível diluição da salinidade no ambiente, observada através da análise dos microfósseis a partir do reaparecimento de *Pseudoschizaeae* (incertae sedis), que ocorre em ambientes alagados (Scott, 1992) e a presença da alga *Botryococcus* de ambientes de água salobra (Traverse, 2008), pode ter influenciado na retração da vegetação de mangue favorecendo a expansão da comunidade aluvial. Cerón-Souza *et al*. (2014) ressaltam que a dependendo da espécie do gênero *Rhizophora*, a vegetação de mangue pode ter maior ou menor adaptação quanto a variação de salinidade, influenciando assim no desenvolvimento desta comunidade vegetal.

CONCLUSÃO

A integração entre os dois testemunhos estudados indica através das datações obtidas que a história do testemunho T_D localizado na desembocadura do estuário poderia ter uma continuidade a partir do testemunho T_A. Em 57 cm de profundidade do testemunho T_D têm-se 5910 – 6018 anos cal. AP o que corresponde no testemunho T_A uma profundidade entre 70 e 60 cm. O testemunho T_D apresenta no local da idade mais antiga um sedimento arenoso, possivelmente por se localizar na desembocadura do estuário, em um ambiente de alta energia. Este fato é corroborado por Le Roux & Rojas (2007) que destacam que o grau de seleção e o diâmetro das partículas sedimentares podem fornecer dados de energia do ambiente, distância e informações sobre o transporte dos grãos.

O testemunho T_A localiza-se em uma área mais abrigada do estuário, favorecendo a deposição de sedimento mais fino. Com isso a idade observada no testemunho T_D é identificada no testemunho T_A em um sedimento lamoso com presença de fragmentos vegetais. Esta diferença de deposição sedimentar é corroborada através dos microfósseis analisados, onde nos testemunhos analisados somente foi possível observar preservação de palinomorfos continentais no sedimento lamoso. Campbell (1991) ressalta que em sedimentos de granulometria mais grosseira, os palinomorfos podem sofrer degradação devido ao transporte, ou oxidação devido á exposição aérea não sendo bem preservado neste tipo de sedimento. Contudo, os elementos marinhos (palinoforaminíferos) foram observados em todas as zonas dos dois testemunhos, mas, em baixas concentrações e são geralmente relacionados a condições de salinidade no ambiente (Stancliffe, 1996).

8.3 CAPÍTULO 3

REGISTRO DE CISTOS DE DINOFLAGELADOS COMO FERRAMENTA PARA A RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL DURANTE O HOLOCENO NA BAÍA DE VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO, BRASIL

RESUMO

Análises de cistos de dinoflagelados foram realizadas a partir da coleta de três testemunhos de sondagem (T_A, T_C e T_D) na Baía de Vitória, sendo associados a análises geoquímicas e a datação por ^{14}C. Os testemunhos foram subamostrados a cada 10 cm sendo as amostras submetidas ao processamento metodológico padrão. O principal objetivo foi à integração dos dados obtidos para se estabelecer a dinâmica paleoambiental na região do entorno da Baía de Vitória durante o Holoceno. O testemunho mais curto (T_A) apresentou a idade mais antiga entre 7156 -7275 anos cal. AP em 67 cm de profundidade e 6968 – 7165 anos cal. AP em 55 cm de profundidade. No testemunho T_C foi observada a idade mais antiga entre 9396 – 9520 anos cal. AP em 480 cm de profundidade e a mais nova entre 7423 – 7511 anos cal. AP. O testemunho T_D apresentou a idade mais antiga entre 6778 - 6948 anos cal. AP em 370 cm de profundidade e a mais nova entre 5920 -6018 anos cal. AP em 59 cm de profundidade. A análise integrada dos testemunhos analisados indicou uma baixa ocorrência dos cistos de dinoflagelados, destacamdo-se *O. centrocarpum, P. dalei, Brigantedinium* sp. *L. machaerophorum* e *T. vancampoae.* A dominância dos cistos nos testemunhos estudados foi de organismos autótrofos. A influência da transgressão e posterior regressão marinha observada durante o Holoceno na costa do estado do Espírito Santo pode ter favorecido inicialmente o estabelecimento de um ambiente oligotrófico e de alta energia, através da mistura de água continental proveniente do aporte de rios com a maior entrada de água salina no sitema estuarino, favorecendo o estabelecimento e posterior deposição destes organismos.

Palavras-chave: cistos de dinoflagelados, isótopos estáveis, COT, variações do nível do mar, Holoceno, Brasil

INTRODUÇÃO

Os dinoflagelados são considerados como um dos principais grupos de fitoplâncton marinho, apresentando um ciclo de vida que inclui um estágio de enquistamento em grande parte de suas espécies (Naidu *et al*. 2012). Esta fase permite a sobrevivência destes organismos, onde os dinoflagelados formam cistos durante um período de dormência sendo caracterizados como bons indicadores de variações ambientais (Fensome *et al*. 1993). Os cistos de dinoflagelados preservados em sedimentos têm sido amplamente utilizados em reconstruções paleoambientais no Quaternário. São caracterizados por serem bons indicadores ecológicos (Dale 1996), sendo utilizados em reconstruções paleoclimáticas e como indicadores de paleoprodutividade (Mudie *et al.* 2001).

Os sistemas estuarinos são resultantes da confluência de águas fluviais em regiões costeiras com o oceano. Nestas áreas é observada uma intensa atividade econômica e social, sendo as baías e os estuários os ambientes mais explorados e utilizados como importantes áreas de desenvolvimento industrial e portuário (Lacerda *et al*. 2008). Juntamente com a ocupação destas locais e o aumento da atividade antrópica observa-se a eutrofização destes ambientes tais como a degradação de habitats (Pospelova *et al*. 2005).

Em diferentes ambientes estuarinos ao redor do mundo, a análise de cistos de dinoflagelados tem sido utilizada na caracterização de ambientes eutrofizados (Pospelova *et al*. 2005), como indicador de paleoprodutividade e de paleoclima durante o Holoceno (Naidu *et al*. 2012) e como bioindicador de variações do nível do mar (van Soelen *et al.* 2010). No entanto, o registro destes organismos em ambientes estuarinos no Brasil é escasso (Oliveira *et al*. 2007). Para a região costeira do Estado do Espírito Santo, cistos de dinoflagelados foram observados em sedimentos lagunares e de delta (Ferrazo *et al.* 2008; Lorente *et al.* 2014). Diante disso, o presente trabalho teve como principal objetivo reconhecer e interpretar a dinâmica paleoceanográfica na região do entorno da Baía de Vitória durante o Holoceno, associada à paleoprodutividade da área e às oscilações relativas do nível do mar na costa do Brasil.

ÁREA DE ESTUDO:

A Baía de Vitória está localizada entre as coordenadas 20º15'S – 40º22'W e 20º20'S – 40º16'W no Estado do Espírito Santo, região Sudeste do Brasil. É caracterizada como um corpo de água semi-fechado sendo delimitada por uma elevação da Formação Barreiras ao norte e por elevações Pré-cambrianas ao sul, destacando-se por ser um sistema estuarino bem abrigado (Bastos *et al.*, 2010; Veronez Jr *et al*. 2009). Martin *et al*. (1996) destacam que o

município de Vitória encontra-se localizado em uma área onde afloramentos do cristalino alcançam a linha de costa, favorecendo a formação de um litoral recortado.

A área total da Baía de Vitória engloba desde a praia de Camburi, localizada na Baía do Espírito Santo até a região do Rio Santa Maria da Vitória, sendo este o maior tributário de água continental para o interior da baía. Nesta mesma baía são observadas duas ligações diretas com o oceano, ocorrendo através do Canal do Porto e do Canal da Passagem. (Lima Jr. *et al*. 1994). O canal do Porto é caracterizado por ser a ligação entre a Baía de Vitória e a Baía do Espírito Santo, apresentando profundidade média de 13m podendo atingir 20m nas áreas mais profundas (Corrêa *et al*. 1993). O Canal da Passagem é uma ligação natural entre a Baía do Espírito Santo ao norte e a Baía de Vitória ao sul. Possui um comprimento de aproximadamente 10 km e uma largura média de 80m (Rigo, 2004). A batimetria da área é variável, sendo observado durante períodos de maré baixa 1m e em outros locais até 9m de profundidade. Possui uma média de 6m de profundidade em toda sua extensão (Nascimento *et al*. 2013) sendo uma área de menor hidrodinâmica (Rigo, 2004).

A Baía de Vitória apresenta vegetação de mangue em seu entorno, sendo a área mais preservada observada próximo ao Canal da Passagem. No entanto, segundo Rigo & Chacaltana (2006), esta vegetação afeta consideravelmente a velocidade das correntes. Contudo, as áreas mais estreitas observadas na Baía de Vitória facilitam a ocorrência de correntes mais intensas que controlam a sedimentação ao longo do estuário. Em geral, a distribuição do sedimento de fundo próximo à Baía do Espírito Santo, é caracterizada por apresentar um sedimento arenoso de origem marinha, seguido por depósitos de sedimentos fluviais nas áreas próximas à desembocadura do rio Santa Maria da Vitória e outras áreas apresentando areias lamosas que estão associadas ao estreitamento do canal e a presença de carbonatos (Veronez *et al*. 2009).

MATERIAL E MÉTODOS

Coleta dos testemunhos

Três testemunhos de sondagem (T_A, T_C e T_D) foram retirados com o auxílio de um vibrotestemunhador na borda do Canal da Passagem. O testemunho T_A foi coletado nas coordenadas 20°15’13”S e 40°17’38”O estando localizado na parte mais abrigada do estuário. O testemunho T_C foi coletado nas coordenadas 20°14'48"S e 40°18'23"O estando a

montante do estuário e o testemunho T_D nas coordenadas 20°27’65”S e 40°31’06”O na região a jusante do estuário (FIGURA 14).

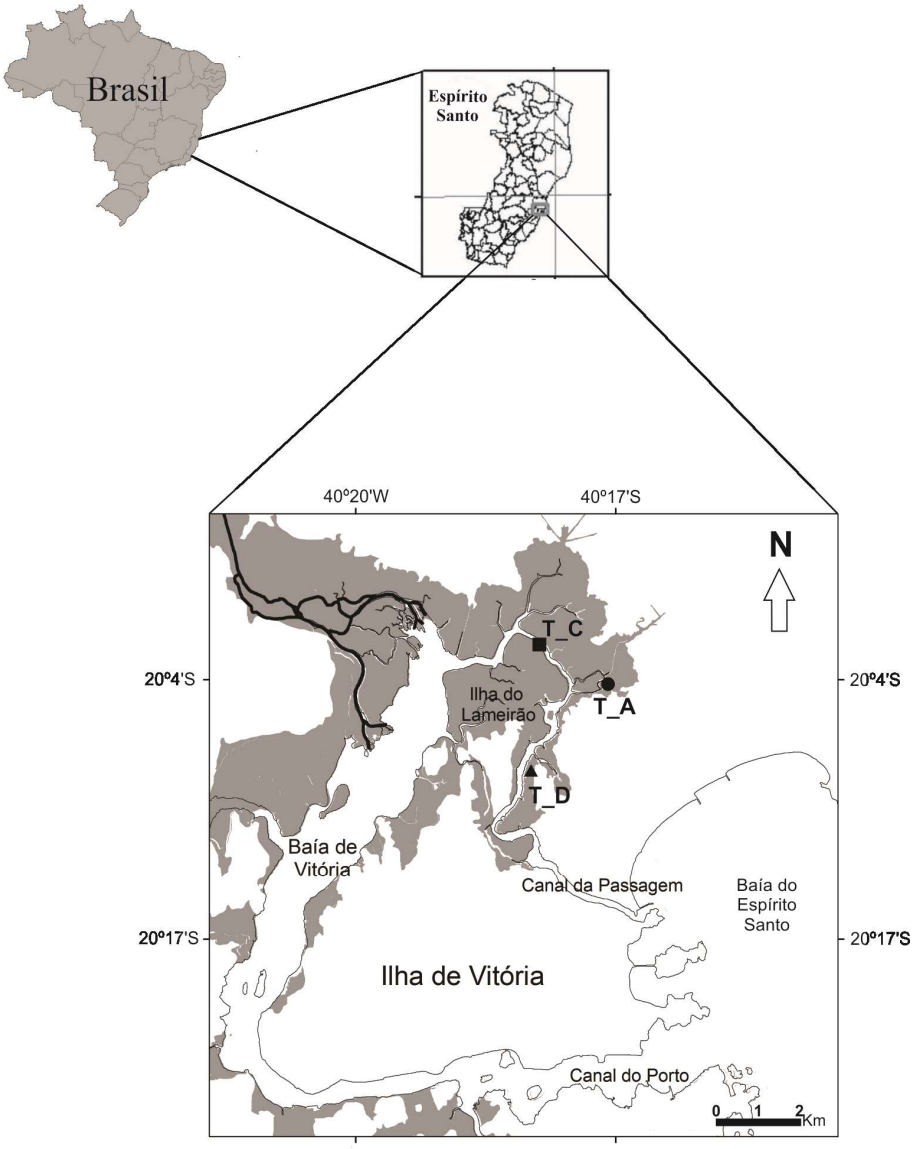


FIGURA 14. Mapa de localização indicando o local da coleta dos três testemunhos (T_A, T_C e T_D) no Canal da Passagem, Estado do Espírito Santo, Brasil (*Arc Gis 9.3*; SIRGAS_2000_Zone_24S).

Após a coleta, os testemunhos foram divididos ao meio e descritos quanto à espessura, granulometria, estrutura, contato, cor, aparência e presença de conchas. Cada metade do testemunho foi fatiada a cada centímetro para separação de subamostras e posterior realização das análises laboratoriais.

Análise granulométrica

A análise granulométrica seguiu o tamanho de escala proposto por Wentworth (1922). As análises foram realizadas por peneiramento a seco para as frações de areia e a laser para as frações de lama. Pra o sedimento mais fino, utilizou-se o equipamento *Master Size_2000* para a realização das análises granulométricas. A partir dos percentis de cada fração aplicaram-se os cálculos dos parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica proposta por Folk & Ward (1957).

Datação ^{14}C

Foram selecionadas amostras de conchas bem preservadas dos três testemunhos estudados para a realização de datação por ^{14}C. Adicionalmente, amostras de sedimento orgânico foram selecionadas dos testemunhos T_A e T_C para a realização de novas datações por radiocarbono. As conchas foram datadas no laboratório Center for Applied Isotope Studies, Universidade da Georgia, USA e as amostras de sedimento foram datadas no laboratório Beta Analytic, localizado na Flórida, USA. Para cálculo das idades calibradas (AP) utilizou-se o programa Calib 7.1, fazendo-se uso da curva SHCAL 13 (TABELA 6).

Análises geoquímicas (COT, $\delta^{15}N$, $\delta^{13}C$)

Para as análises geoquímicas, cerca de 1g de sedimento foram coletados a cada 30 cm de profundidade de cada testemunho estudado (T_A, T_C, T_D). A análise do material foi realizada no laboratório Stable Isotope Facility, UCDavis, Universidade da Califórnia, EUA, no intuito de se obter os valores isotópicos de $\delta^{15}N$, $\delta^{13}C$ e de COT (carbono orgânico total).

Análise de cistos de dinoflagelados

Para a análise de cistos de dinoflagelados, foi utilizado 1g de sedimento a cada 10 cm de profundidade de cada testemunho estudado. O material recebeu o tratamento químico padronizado por Mertens *et al*. (2012) para sedimentos recentes. Objetivando determinar a concentração dos cistos, adicionou-se uma pastilha do esporo exótico *Lycopodium clavatum* (Stockmarr, 1971). Após esta etapa, as amostras foram acidificadas sucessivamente com ácido clorídrico a 10% e ácido fluorídrico a 40% sendo seu descarte realizado em peneiras de 10µm. A ressuspensão do material orgânico obtido ao final

do processamento foi realizada a partir da utilização de politungstato de sódio. Posteriormente foi realizada a contagem dos cistos, sendo sua identificação obtida através de catálogos de referência (Lentin & Williams, 1975; Stover & Evitt, 1978; Stover & Williams, 1987; Head & Wrenn 1992; Williams *et al*. 1993). O tratamento estatístico dos dados e confecção dos diagramas de percentagem e concentração foi realizado com o auxílio dos programas TILIA e CONISS (Grimm, 1987).

RESULTADOS:

Análise granulométrica

O testemunho T_A apresentou um sedimento arenoso (areia média) da base do testemunho á 150 cm de profundidade. Posteriormente observa-se a presença de sedimento lamoso (silte) com presença de fragmentos vegetais até 60 cm de profundidade. A partir de 50 cm de profundidade ao topo do testemunho observa-se a presença de lama arenosa composta pelas frações de areia média a silte. O testemunho T_C apresentou grupo textural areia lamosa da base do testemunho até 480 cm de profundidade. Posteriormente observa-se a presença do grupo textural lama até o topo do testemunho. O testemunho T_D apresentou grupos texturais semelhantes ao testemunho T_A. Observa-se desde a base do testemunho à 60 cm de profundidade a presença de sedimento arenoso (areia fina a média). Posteriormente foi observada a presença de sedimento formado por lama arenosa de 60 cm de profundidade ao topo do testemunho com presença de fragmentos vegetais (FIGURA 15).

Datação ^{14}C

Ao total foram obtidas oito datações por ^{14}C referente aos três testemunhos estudado (TABELA 6). O testemunho T_A obteve a datação mais antiga através da análise de fragmento vegetal datado em 7241 – 7339 anos cal. AP em 150 cm de profundidade. Da mesma forma, a partir da datação de sedimento orgânico do testemunho T_C obteve-se a idade de 9396 – 9520 anos cal. AP em 150 cm de profundidade, próximo a sua base. O testemunho T_D apresentou a idade de 6778 -6948 anos cal. AP em 370 cm de profundidade através da análise de uma concha preservada de *Natica livida* Pfeiffer.

Análises geoquímicas (COT, $\delta^{15}N$, $\delta^{13}C$)

O testemunho T_A apresentou valores de COT que variaram de 0,37 - 36%. Dentre todo o testemunho analisado, o valor percentual mais alto foi observado em 120 cm de profundidade. Os resultados de $\delta^{13}C$ foram encontrados na faixa entre -28 e 0,0‰. Altos valores foram observados entre 200 e 150 cm de profundidade (-28,04 e -26,5‰). Entre 90 cm de profundidade em direção ao topo do testemunho observou-se a predominância de -26,5‰. Os valores de $\delta^{15}N$ foram mais altos na base do testemunho variando entre 6,39 – 4,46‰ e posterior tendência de queda em direção ao topo do testemunho (FIGURA 15).

No testemunho T_C, os valores de COT variaram de 0,04 - 10%. Dentre todo o testemunho analisado, o valor percentual mais alto foi observado em 150 cm de profundidade. Os resultados de $\delta^{13}C$ foram encontrados na faixa entre -14 e -27‰ sendo o valor mais alto observado na base do testemunho. No entanto, os valores encontrados de $\delta^{15}N$ foram observados na faixa entre 0,0 - 5,22‰ onde os mais altos valores foram observados em 360 e 330 cm de profundidade (FIGURA 15).

Para o testemunho T_D foram observados valores de COT de 6,8 – 14,8% da base ao topo do testemunho. O valor mais alto encontrado nas amostras analisadas foi observado em 30 cm de profundidade (40,8%). Os valores de $\delta^{13}C$ permaneceram estáveis ao longo de todo o testemunho (-28,18 a -27,41‰) apresentando apenas pequenas variações. Os dados de $\delta^{15}N$ indicaram uma variação de 5,8 – 4,8‰ da base ao topo do testemunho (FIGURA 15).

TABELA 6. Amostras datadas pelo método radiocarbono (^{14}C) dos testemunhos (T_A, T_C e T_D) coletados no Canal da Passagem, Estado do Espírito Santo, Brasil.

Testemunho	Material analisado	Amostra (cm)	Idades ^{14}C (convencional)	Idades ^{14}C anos cal. AP	Código do Laboratório
T_A	Concha (*Neritina virginea*)	55	6210 ± 25	6968 - 7165	[a]UGAMS17508
	Concha (*Crassostrea* sp.)	67	6320 ± 25	7156 - 7275	UGAMS17509
	Fragmento vegetal	150	6400 ± 30	7241- 7339	[b]Beta486062
T_C	Concha (*Caryocorbula cymella*)	304	6600 ± 25	7423 - 7511	UGAMS17511
	Sedimento orgânico	480	8450 ± 30	9396 - 9520	Beta390256
T_D	Concha (*Bulla striata*)	58	5260 ± 25	5910 - 6018	UGAMS17513
	Concha (*Natica livida*)	370	6060 ± 25	6778 - 6948	UGAMS17514

[a]Center for Applied Isotope Studies, Universidade da Georgia, USA
[b]Beta Analytic, Flórida, USA

Testemunho T_A

A partir dos resultados obtidos no testemunho T_A, foram estabelecidas três principais zonas (FIGURAS 15 e 16).

Zona I: 200-160 cm de profundidade

Na zona I não foi observada a preservação de cistos de dinoflagelados (FIGURA15).

Zona II: 160-55 cm de profundidade

A concentração total dos cistos de dinoflagelados apresentou baixo valor na base desta zona em 160 cm de profundidade (12,0 cistos/g) sendo observada somente a preservação de

organismos heterótrofos. Posteriormente, em 90 cm de profundidade, observa-se um aumento na concentração total de cistos de dinoflagelados com tendência a queda em direção ao topo da zona (330 - 139,4 cistos/g) (FIGURA 15). Cistos de *Brigantedinium* sp. foram observados na base desta zona (100%) sendo os únicos representantes dos dinoflagelados.O grupo dos autótrofos estiveram representados pela ocorrência de *Operculodinium centrocarpum* entre 90-70 cm de profundidade e com tendência de queda (100 - 50%) seguido de *Spiniferites ramosus* em 70 cm de profundidade (50%) e *Pentapharsodinium dalei* em 60 cm de profundidade (100%) (FIGURA 16).

Os elementos marinhos (palinoforaminíferos) apresentaram sua primeira ocorrência na base desta zona (63,3 palinomorfos/g) juntamente com *Pseudoschizaea* (incertae sedis) (152 palinomorfos/g). Posteriormente em 90 cm de profundidade observou-se o reaparecimento dos elementos marinhos e posterior tendência a queda destes palinomorfos (1650,3 – 696,8 palinomorfos/g). Seu maior valor de concentração foi observado em 80 cm de profundidade (2189,9 palinomorfos/g) junto com o reaparecimento de *Pseudoschizaea* (incertae sedis). Este incertae sedis apresentou o maior valor de concentração observado ao longo de todo o testemunho (80 cm de profundidade) estudado com posterior queda em direção ao topo da zona (199,1 – 139,4 palinomorfos/g) (FIGURA 15).

Zona III: 55 cm de profundidade ao topo do testemunho

Nesta zona não foi observada a preservação de organismos heterótrofos. A ocorrência de organismos autótrofos foi observada em baixas concentrações seguindo a tendência de queda observada na zona anterior. Posteriormente observa-se a estabilidade na concentração dos cistos (41,7 – 44,0 cistos/g) de 40 cm de profundidade em direção ao topo da zona (FIGURA 15). Os cistos melhor representados nesta zona foram *Pentapharsodinium dalei* (100%) entre 40 – 30 cm de profundidade e *Operculodinium centrocarpum* (100%) em 10 cm de profundidade (FIGURA 16). Os elementos marinhos seguiram a tendência de queda observada na zona anterior com ligeiro aumento em direção ao topo do testemunho (83,3 – 132,0 palinomorfos/g) (FIGURA 15).

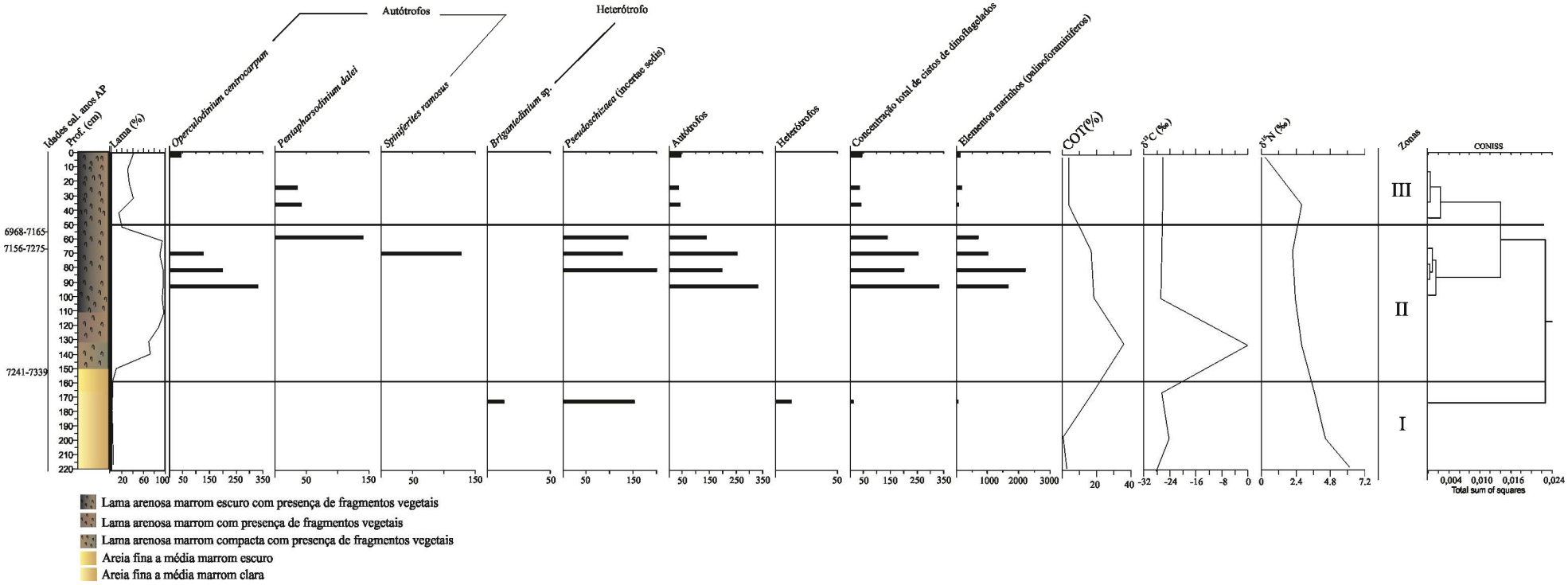


FIGURA 15. Diagrama de concentração (cistos/g) dos grupos ecológicos identificados no testemunho T_A associado a dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰).

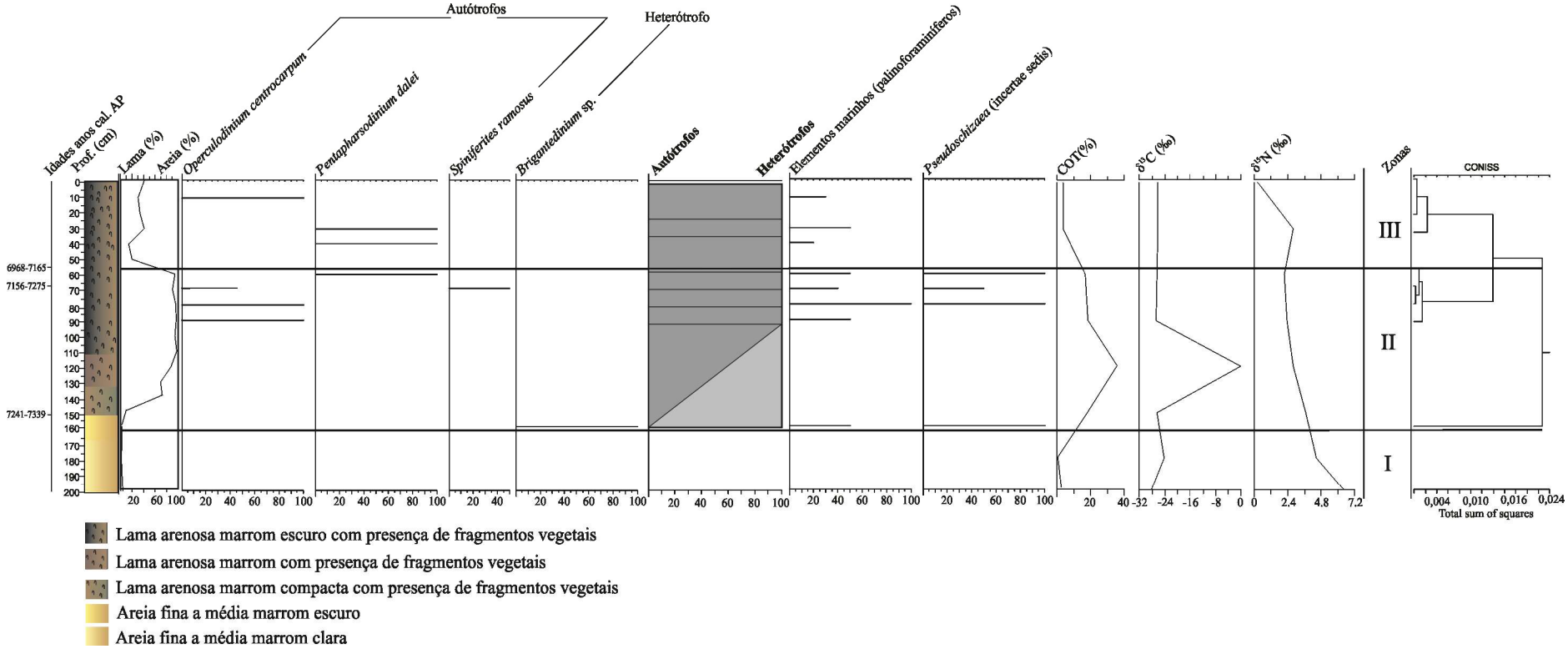


FIGURA 16. Diagrama de freqüência (%) dos cistos de dinoflagelados identificados no testemunho T_A associado a dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰).

Testemunho T_C

Zona I: 490-290 cm de profundidade

A base da zona I apresentou baixa concentração com tendência de aumento em direção ao topo da zona (43,2 – 204,5 dinos/g). Ao longo desta zona, a maior ocorrência de cistos de dinoflagelados foi registrada pela presença de organismos autótrofos (43,2 – 102,2 cistos/g), sendo o valor mais expressivo observado em 400 cm de profundidade (480,5 cistos/g). Os organismos heterótrofos não estiveram presentes na base desta zona. Sua ocorrência inicia a partir de 470 cm de profundidade (93,9 cistos/g) estando seu registro presente ao longo da zona I. O maio valor de concentração observado nesta zona foi verificado em 350 cm de profundidade (284, 3 cistos/g) (FIGURA 17). Na base desta zona observou-se uma boa preservação de *Pseudoschizaea* (incertae sedis) (108,1 palinomorfos/g). Seu valor mais expressivo ao longo de todo o testemunho analisado ocorreu em 480 cm de profundidade (533,4 palinomorfos/g). Na base da zona não foi observada a presença de elementos marinhos (palinoforaminíferos). Sua ocorrência é observada a partir de 480 cm de profundidade aumentando gradativamente em direção ao topo da zona (11, 9 – 3033,3 palinomorfos/g) (FIGURA 17).

Dentre o grupo dos organismos autótrofos, *Operculodinium centrocarpum* foi o mais bem representado, com variações da base ao topo da zona (100 – 0%) seguido por *Lingulodinium machaerophorum* que ocorreu de 480 – 350 cm de profundidade (33,3 - 8,3 cistos/g) (FIGURA 18). Outros organismos autótrofos estiveram presentes nesta zona, mas, em menor frequência, destacando-se *Bitectatodinium tepikiense* (10 – 14,3%), *Spiniferites* sp. (33,3%), *Spiniferites hyperacanthus* (14,3 – 20%) e *Tuberculodinium vancampoae* (11,1 – 16,7%). Os cistos de dinoflagelados heterótrofos mais frequentes nesta zona foram *Brigantedinium* sp. (28,6 – 16,7%). Outros cistos também foram observados, (*Polykrikos kofoidii* 16,7% e *Protoperidinium* sp 14,3%) no entanto, sua ocorrência foi pontual. O incertae sedis (*Pseudoschizaea*) esteve bem representado ao longo desta zona (2,5 – 25%) tendo seu mais alto valor (100%) observado em 480 cm de profundidade. Os elementos marinhos (palinoforaminíferos) foram constantes ao longo desta zona (33,3 – 15%) apresentando seu valor mais alto em 320 cm de profundidade (96%) (FIGURA 18).

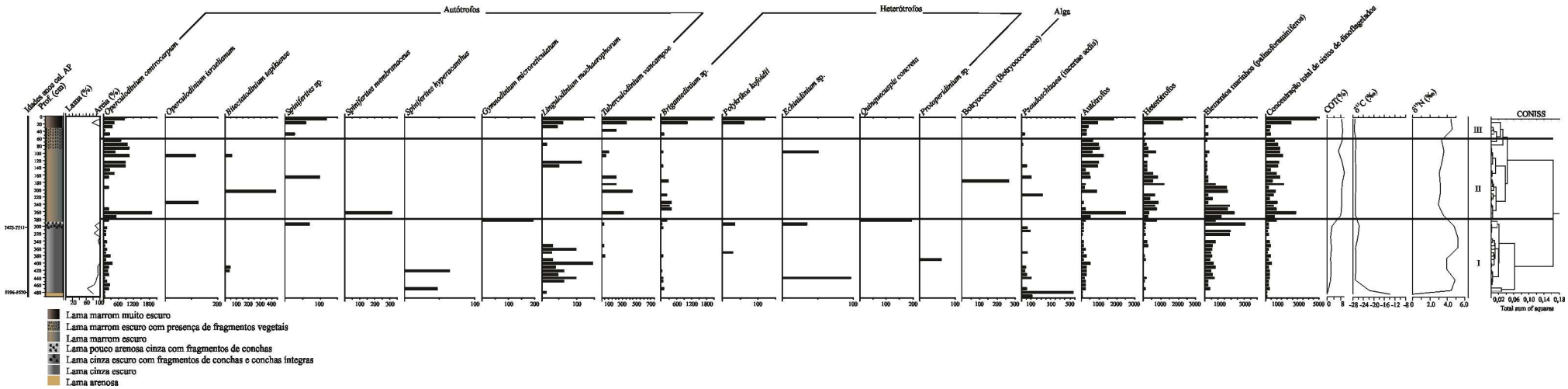


FIGURA 17. Diagrama de concentração (cistos/g) dos grupos ecológicos identificados no testemunho T_C associado a dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰).

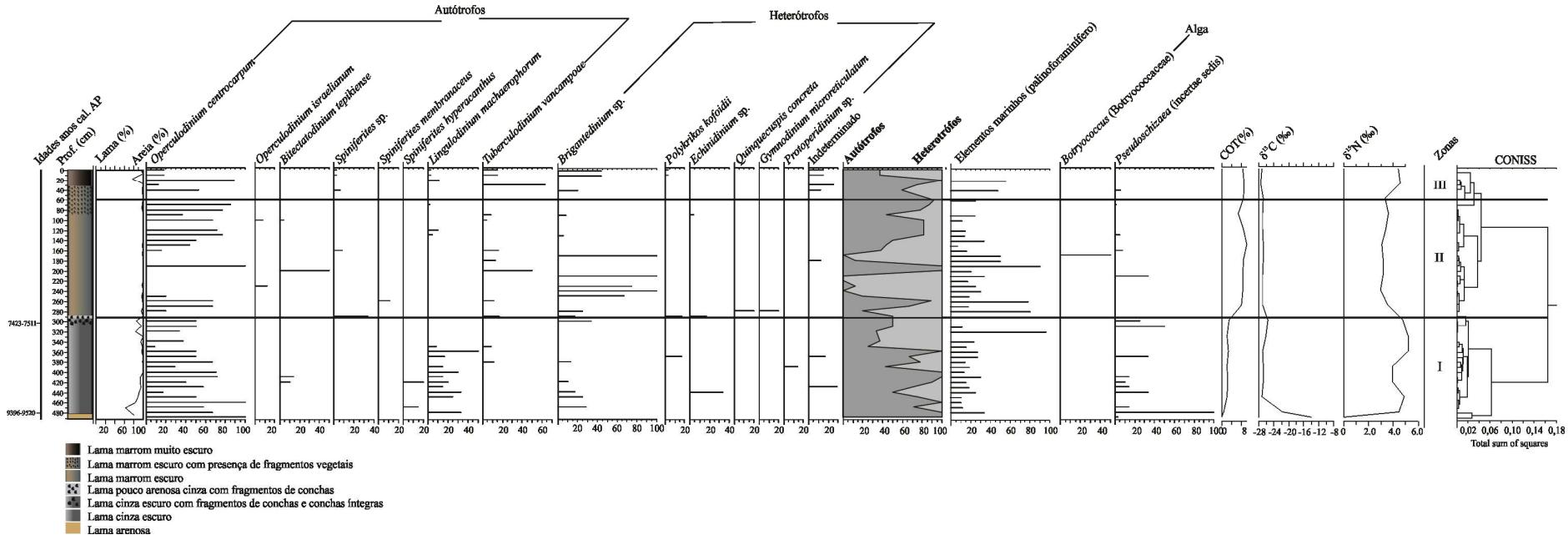


FIGURA 18. Diagrama de freqüência (%) dos cistos de dinoflagelados identificados no testemunho T_C associado a dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰).

Zona II: 290 -60 cm de profundidade

Nesta zona observa-se a tendência de aumento da concentração total de cistos de dinoflagelados em relação ao topo da zona anterior (204,5 – 716,7 cistos/g). No entanto, seu mais alto valor de concentração destaca-se em 260 cm de profundidade onde foi observada a concentração de 2821,9 cistos/g (FIGURA 17). O valor mais alto observado na concentração total dos cistos de dinoflagelados foi atribuído a uma elevada preservação de cistos de organismos autótrofos (2508,4 cistos/g). Após o alto valor observado através dos organismos autótrofos, observa-se uma queda brusca e posterior aumento em direção ao topo da zona (193 – 657,0 cistos/g). Em contrapartida, os organismos heterótrofos apresentaram valores menos expressivos quando comparados aos organismos autótrofos. De forma geral, apresentaram aumento gradativo com pequenas oscilações desde 290 - 90 cm de profundidade (102,2 -708 cistos/g) com posterior queda em direção ao topo da zona (290,3 – 59,7 cistos/g). Seu valor mais alto de concentração foi observado em 180 cm de profundidade (1194,5 cistos/g) (FIGURA 17).

Os elementos marinhos (palinoforaminíferos) apresentaram seu mais alto valor observado em todo o testemunho na base desta zona (3033,3 palinomorfos/g), com posterior queda (771,8 cistos/g) associada a variações ao longo desta zona de 270 a 60 cm de profundidade (1229,6 - 179,2 cistos/g). Em 170 cm de profundidade foi observada a única ocorrência da alga *Botryococcus* (266,9 palinomorfos/g) ao longo de todo testemunho. O incertae sedis *Pseudoschizaea* ocorreu em profundidades pontuais como mais alto valor nesta zona observado em 210 cm de profundidade (209 palinomorfos/g) (FIGURA 17).

Operculodinium centrocarpum apresentou seu mais alto valor (100%) em 190 cm de profundidade com tendência de aumento gradual de 160 – 60 cm de profundidade (15,4 – 91,7%) seguido de *Bitectatodinium tepikiense* (50%) em 200 cm de profundidade e *Tuberculodinium vancampoae* que apresentou variações da base desta zona a 90 cm de profundidade, com seu valor mais alto em 200 cm de profundidade (50%). Dentre os organismos heterótrofos destacarou-se *Brigantedinium* sp. ocorrendo ao longo de toda a zona. Cistos de *Brigantedinium* sp. apresentaram tendência de aumento de 290 – 170 cm de profundidade (16,7 – 50%) com posterior queda em direção ao topo da zona. Os elementos marinhos (palinoforaminíferos) estiveram presentes ao longo de toda a zona, com valores mais elevados entre próxima a base 280 – 260 cm de profundidade (80 – 77,8%) e de 190 – 170 cm de profundidade (90 – 50%). A alga *Botryococcus* foi observada em 170 cm de

profundidade (50%) e Pseudoschizeae (incertae sedis) teve seu mais alto valor percentual destacado em 210 cm de profundidade (33,3%) (FIGURA 18).

Zona III 60 cm de profundidade ao topo do testemunho

A concentração total de cistos de dinoflagelados apresenta-se em queda em relação a zona anterior (Zona II) com tendência de aumento a partir de 10 cm de profundidade em direção ao topo do testemunho (2366,4 – 4732,8 cistos/g) (FIGURA 17). Os dois grandes grupos ecológicos (autótrofos e heterótrofos) apresentaram o mesmo padrão observado na concentração tota. Os organismos autótrofos apresentaram uma baixa preservação na base da zona comaparada a Zona II e posterior aumento a partir de 10 cm de profundidade em direção ao topo do testemunho (887,4 – 1774,8 cistos/g). O grupo dos heterótrofos também apresentaram valores mais altos a partir de 10 cm de profundidade em direção ao topo da zona (1124,0 – 2248,1 cistos/g). Os elementos marinhos (palinoforaminíferos) variaram de 179,2 – 0 palinomorfos/g ao longo desta zona. *Pseudoschizaea* (incertae sedis) foi registrada em 40 cm de profundidade (25,8 palinomorfos/g) (FIGURA 17).

Nesta zona, os cistos de dinoflagelados que se destacam dentro do grupo dos autótrofos foram *Operculodinium centrocarpum* e *Tuberculodinium vancampoae*. *O. centrocarpum* variou da base ao topo da zona (25-0%) tendo o valor mais alto em 20 cm de profundidade (55,6%). *T. vancampoae*apresentou valores de 0 – 15% entre 50 cm de profundidade em direção ao topo do testemunho, com o valor mais alto observado em 30 cm de profundidade (62,5%). Dentre os heterótrofos, observa-se uma tendência de aumento de *Brigantedinium* sp. de 0-42% em direção ao topo da zona (FIGURA 18). Os elementos marinhos (palinoforaminíferos) estiveram presentes, variando de 47,1-0% e o registro de *Pseudoschizaea* (incertae sedis) foi observado em 40 cm de profundidade (5,9%) (FIGURA 18).

Testemunho T_D

Zona I: 430-260 cm de profundidade

Ao longo de toda a zona foi observado uma baixa concentração de cistos de dinoflagelados (4,3-11,7 cistos/g). Tanto os organismos autótrofos quanto os heterótrofos foram identificados em amostras pontuais. O grupo dos autótrofos variaram de 4,3-0 cistos/g,

sendo observado um valor mais alto em 300 cm de profundidade (41,6 cistos/g). Os organismos heterótrofos não apresentaram preservação ao longo desta zona, com exceção de uma amostra no topo da zona (11,7 cistos/g). Os elementos marinhos (palinoforaminíferos) estiveram representados nesta zona variando entre 47,8 – 303,1 palinomorfos/g. *Pseudoschizaea* (incertae sedis) ocorreu em duas amostras pontuais, sendo seu valor mais alto (6,7 palinomorfos/g) observado em 270 cm de profundidade (FIGURA 19).

Dentre os cistos de dinoflagelados autótrofos *O. centrocarpum* foi o mais frequente (100%) observado da base ao topo da zona. *Operculodinium israelianum* foi observado em apenas uma amostra (320 cm de profundidade; 50%) seguido por *Pentapharsodinium dalei* (300 cm de profundidade; 25%). *Brigantedinium* sp. foi o único representante do grupo de cistos de dinoflagelados heterótrofos, sendo observado no topo da zona (100%). Os elementos marinhos (palinoforaminíferos) ocorreram desde a base ao topo da zona, apresentando em sua maioria frequência de 100%. *Pseudoschizaea* (incertae sedis) apresentou valores de 100% próximo a base da zona e um valor percentual mais baixo próximo ao topo da mesma (33%) (FIGURA 20).

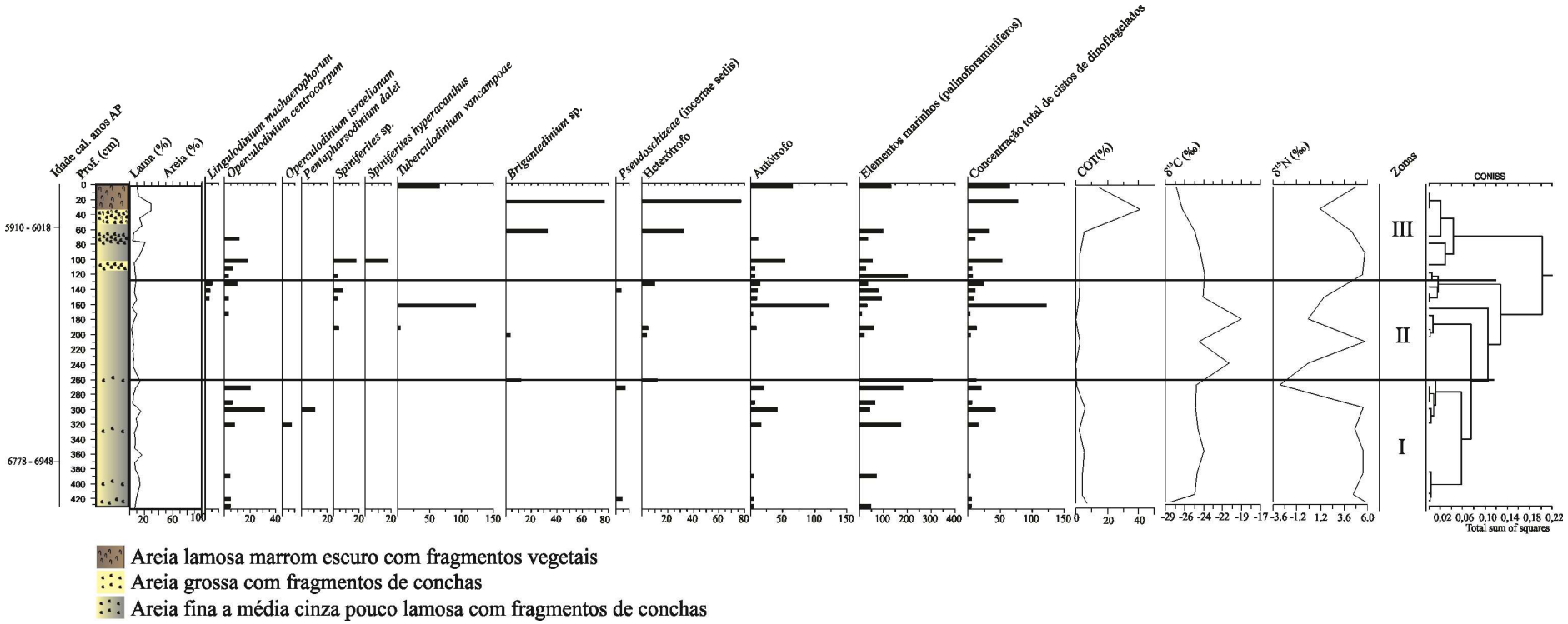


FIGURA 19. Diagrama de concentração (cistos/g) dos grupos ecológicos identificadas no testemunho T_D associado a dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰).

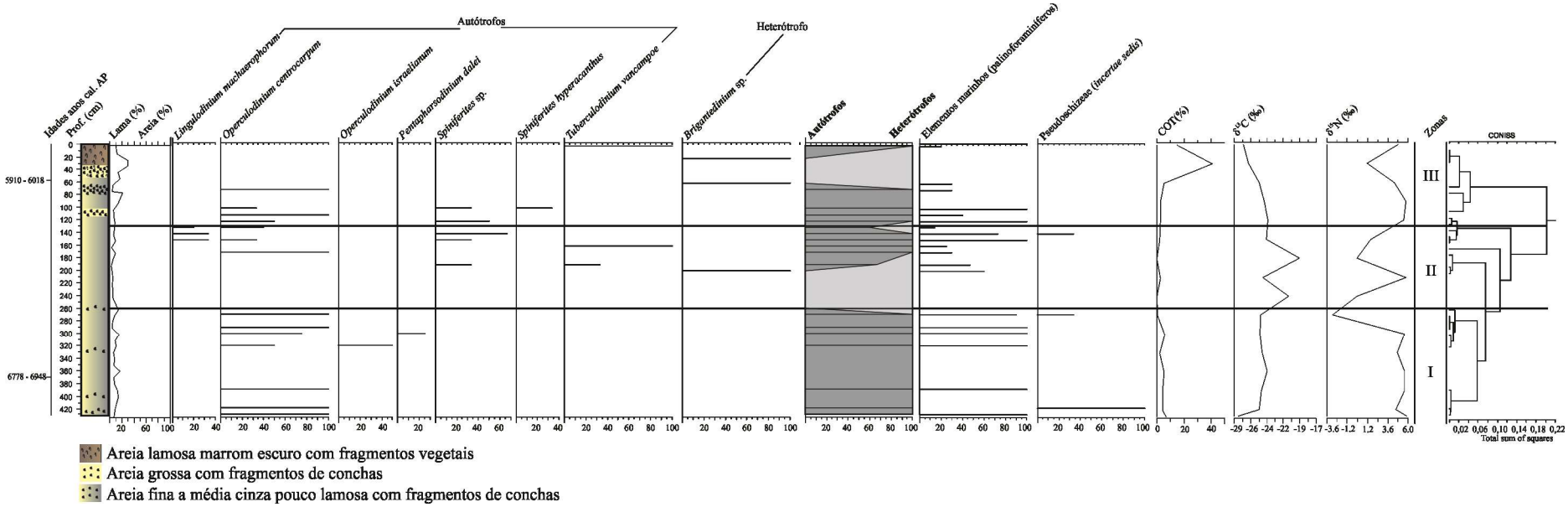


FIGURA 20. Diagrama de freqüência (%) dos cistos de dinoflagelados identificadas no testemunho T_D associado a dados de COT (%) e de isótopos estáveis (C e N/‰).

Zona II: 260-130 cm de profundidade

Nesta zona observa-se baixa concentração de cistos de dinoflagelados. Seus valores variaram desde 11,7 – 23,7 cistos/g. No entanto, um valor mais alto de concentração, comparado ao restante da zona foi observado em 130 cm de profundidade (121,8 cistos/g). Os cistos caracterizados como autótrofos foram registrados nesta zona a partir de 190 á 130 cm de profundidade. Apresentaram baixos valores de concentração (8,5-14,2 cistos/g). Contudo, em 130 cm de profundidade foi identificado um alto valor de concentração dentro deste grupo (121,8 cistos/g). Os organismos heterótrofos estiveram presentes em amostras analisadas desde a base ao topo da zona, mas, em concentrações mais baixas (11,7-9,5 cistos/g) quando comparados aos autótrofos. Uma tendência de diminuição progressiva (303,1-33,2 palinomorfos/g) na concentração dos elementos marinhos (palinoforaminíferos) é observada ao longo de toda a zona (260-130 cm de profundidade). *Pseudoschizaea* (incertae sedis) também foi observada em 140 cm de profundidade (3,5 palinomorfos/g).

Spiniferites sp. ocorreu desde 190 a 140 cm de profundidade, com valores percentuais entre 33,3-66,7%. Da mesma forma, cistos de *Operculodinium centrocarpum* estiveram presentes de 170–130 cm de profundidade, variando de 100-33%. O ocorrência de *Lingulodinium machaerophorum* foi observada somente entre 150-130 cm de profundidade, variando entre 33-20%. O registro de *Tuberculodinium vancampoae* foi observado em duas amostras pontuais (190 e 160 cm de profundidade), com frequências de 33,3 e 100% respectivamente. Os organismos heterótrofos esteve representado nesta zona pelo cisto de *Brigantedinium* sp. sendo registrado em duas amostras (260 e 200 cm de profundidade) com valores percentuais de 100%. Os elementos marinhos (palinoforaminíferos) foram presentes ao longo de toda a zona, ocorrendo na maioria das amostras analisadas. Sua frequência vario entre 100-14%, considerando estes valores da base ao topo da Zona II. Somente em uma amostra ficou registrada a presença de *Pseudoschizaea* (incertae sedis) (140 cm de profundidade) com valor percentual de 33,3%.

Zona III: 130 cm de profundidade ao topo do testemunho

Desde a base ao topo desta zona, observa-se uma tendência no aumento da concentração total de cistos de dinoflagelados (23,7-65,3 cistos/g). O registro de organismos autótrofos foi observado desde a base da zona até 70 cm de profundidade (14,2-11,1 cistos/g). Uma nona ocorrência de organismos deste grupo foi observada próximo no topo do

testemunho (0 cm de profundidade) (65,3 cistos/g). Os organismos heterótrofos ocorreram próximos à base desta zona (130 cm de profundidade), mas, em baixa concentração (9,5 cistos/g) sendo posteriormente observados próximos ao topo da mesma entre 60-20 cm de profundidade (32,4-76,9 cistos/g). O registro de elementos marinhos (palinoforaminíferos) foi observado em baixa concentração próximo à base da zona (33,2 cistos/g), com ligeiro aumento em 120 cm de profundidade (200, 3 cistos/g) e posterior queda com tendência de aumento em direção ao topo do testemunho (25,1-130,6 cistos/g).

Dentre os organismos autótrofos presentes nesta zona, destacaram-se *O. centrocarpum* que ocorreu da base da zona até 70 cm de profundidade com variações entre 40-100%. *Spiniferites* sp. foi observado em duas amostras distintas (120 e 100 cm de profundidade) com valores percentuais de 50 e 33,3% respectivamente. *S. hyperacanthus* também foi observado nesta zona (33,3%) seguido por *T. vancampoae*(100%) no topo do testemunho. *Brigantedinium* sp. foi o representante do grupo dos organismos heterótrofos. O registro de *Brigantedinium* foi registrado em duas amostras (60 e 20 cm de profundidade) com valores percentuais de 100%. Os elementos marinhos (palinoforaminíferos) foram registrados em baixo valor percentual (14%) próximo a base da zona. Posteriormente observa-se um aumento em 120 cm de profundidade (100%) e posterior declive em direção ao topo do testemunho (40-20%).

INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL

Dentre os três testemunhos analisados (T_A; T_C e T_D) o registro sedimentar mais antigo observado na formação da Baía de Vitória possui idade entre 9396 – 9520 anos cal. AP no testemunho T_C. Pouco abaixo desta datação (490 cm de profundidade), o registro de cistos de dinoflagelados apresentou uma baixa concentração associado a não preservação de palinoforaminíferos e a maior concentração de *Pseudoschizaea* (incertae sedis) encontrada ao longo dos testemunhos analisados. Este fato, associado à litologia mais grossa (lama arenosa) e baixo valor de COT pode indicar a presença de uma maior influência fluvial (Freitas *et al*. 2017). Scott (1992) ressalta que este incertae sedis (*Pseudoschizaea*) é característico de ambientes brejosos. Da mesma forma, outro fator que corrobora esta interpretação são os valores menos negativos de isótopos de $\delta^{13}C$. Os valores observados demonstram que na base deste testemunho predominavam plantas C4 (herbáceas), com o gênero Cyperaceae sendo seu maior representante, ocorrendo em áreas brejosas (Sritrairat *et al*. 2012; Yang *et al*. 2015).

A ocorrência de cisto de dinoflagelados de *O. centrocarpum* e *L. machaerophorum,* organismos autótrofos, esteve bem representada ao longo de toda a zona I do testemunho T_C. *O centrocarpum* é caracterizado por ser tolerante a diferentes faixas de salinidade, estando associado a ambientes de transição entre a região costeira e oceânica (Wall *et al*. 1977; Dale *et al*. 2002) sendo observado em estuários localizados no Atlântico Norte (Price *et al.* 2017) e em áreas com influência de correntes quentes no Sul do Brasil (Gu *et al*. 2017). *L. machaerophorum* é caracterizado por sensível ao aumento de nutrientes, sendo seu aumento reportado como resultado de aporte continental de nutrientes (Poliakova *et al*. 2017) sendo observado em ambientes de águas quentes variando de regiões costeiras temperadas a tropicais (Zonneveld *et al*. 2013).

No presente trabalho, cistos de *O. centrocarpum* e *L. machaerophorum* foram encontrados em boa parte da zona I (testemunho T_C), onde também foi verificada a ocorrência de *Pseudoschizaea* (incertae sedis) e valores de $\delta^{13}C$ que sugerem a maior influencia fluvial nesta fase. Este fato pode ter favorecido o estabelecimento dos demais palinomorfos marinhos (cistos de dinoflagelados). Cistos de *L. machaerophorum* encontrados em ambientes costeiros e estuarinos têm sido associados à eutrofização do ambiente (Saetre *et al.* 1997; Dale, 2009). Da mesma forma, o registro de *Brigantedinium* sp. (heterótrofo) destaca-se pela boa frequência no testemunho T_C. Sua ocorrência é associada tanto a atividade antrópica local (Zonneveld *et al*. 2012) quanto ao maior disponibilidade de alimento (Poliakova *et al*. 2017). Os dados apresentados podem sugerir uma variação entre um ambiente mesotrófico à eutrófico, onde há disponibilidade de nutrientes suficientes para o estabelecimento e proliferação dos cistos de dinoflagelados.

Próximo ao topo desta zona observa-se a mudança litológica do sedimento (lama arenosa com fragmentos de conchas) tal como a datação de uma concha íntegra de *Caryocorbula cymella* Dall forneceu a idade de 7423 - 7511 anos cal. AP. Esta espécie de bivalve é característica de ambientes eurialinos (Rios, 1999) sendo também observada em ambientes estuarino-lagunar no Sudeste do Brasil (Martínez *et al*. 2013). O registro e identificação malacológica de organismos encontrados no sedimento caracterizam-se por serem de grande importância na correlação das interpretações paleoambientais e de paleoníveis marinhos (Murray-Wallace & Woodroffe, 2014).

Juntamente com a faixa onde foi observada a alta concentração de conchas no testemunho T_C é observado o mais alto valor de concentração de elementos marinhos

(palinoforaminíferos) que apresentaram um aumento gradativo desde a base desta zona. Segundo Stancliffe (1996) estes organismos estão sempre relacionados a condições de maior salinidade no ambiente. No entanto, Traverse (2008) ressalta a falta de informações quanto à taxonomia e ecologia destes organismos. A alta acumulação destes organismos foi observada por Pienkowski *et al*. (2011) em sedimentos de fundo em um arquipélago no Canadá. Esta elevada concentração de palinoforaminíferos foi associada a alta produtividade local.

A ocorrência de fragmentos de conchas associados a mais alta deposição de palinoforaminíferos pode estar associado a uma elevação do nível marinho quando este cruzou o nível atual em aproximadamente 7000 anos cal. AP na costa do Brasil (Angulo *et al*. 2006). Lorente *et al*. (2014) relatam uma fase transgressiva na costa do Estado do Espírito Santo entre 7521 – 4847 anos cal. AP a partir de dados de elementos marinhos (palinoforaminíferos) e cistos de dinoflagelados encontrados em um lago localizado a cerca de 23km do Oceano Atlântico. Este mesmo padrão de transgressão marinha a partir de 7550 anos cal. AP foi também observado por França *et al*. (2015) a partir da análise de $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ em sedimentos coletados na planície do Delta do Rio Doce. Os autores ressaltam que neste período houve uma mistura de matéria orgânica de origem marinha e de origem continental, onde o atual delta era originalmente um canal estuarino. Os dados obtidos pelos demais autores, corroboram os do presente trabalho de que a cerca de 7423-7511 anos cal. AP a costa do Estado do Espírito Santo estava passando por uma fase transgressiva.

Esta fase transgressiva observada através dos dados obtidos pelo testemunho T_C foi observada também na zona I do testemunho T_A. Este testemunho está localizado em uma área mais abrigada da baía, e mais distante da porção final do Canal da Passagem. Diante destes fatos, pôde-se verificar a ausência de cistos de dinoflagelados ao longo desta zona, juntamente com a ocorrência de sedimento arenoso e baixo valor de COT. Modolo *et al*. (2018) ressaltam que a granulometria de areias médias a grossas neste testemunho pode indicar uma herança geológica. Em geral, palinomorfos continentais (pólen e esporos) e marinhos (cistos de dinoflagelados) possuem boa preservação em ambientes redutores e de sedimentologia mais fina (Traverse, 2008). O baixo valor de COT observado também pode indicar uma maior energia do ambiente, onde os valores encontrados podem indicar uma baixa preservação da matéria orgânica no sedimento (Tian *et al*. 2018).

Somente em 160 cm de profundidade foi observado baixas concentrações de *Brigantedinium* sp. e na mesma faixa a presença de *Pseudoschizaea* (incertae sedis). Após

esta etapa e já na zona II do testemunho T_A observa-se também um aumento significativo de valores menos negativos de $\delta^{13}C$. Em 150 cm de profundidade, obteve-se a datação de fragmentos vegetais que apresentaram idades entre 7241-7339 anos cal. AP, corroborando os dados obtidos para a mesma faixa de idade no testemunho T_C e dados de que próximo a esta idade a costa do Brasil passava por um período transgressivo (Angulo *et al*. 2006).

A maior concentração de cistos de dinoflagelados e de elementos marinhos (palinoforaminíferos) observados no testemunho T_A ocorreu próximo ao topo da zona II. Nesta etapa, não se observou a preservação de cistos heterótrofos. *O. centrocarpum*, *P. dalei* e *S. ramosus* foram os representantes autótrofos sendo encontrados em diferentes faixas de temperatura e salinidade (Zonneveld *et al*. 2013). Na mesma faixa onde se concentrou a maior preservação destes cistos, foi observada a mais alta concentração de palinoforaminíferos ao longo deste testemunho, indicando uma maior salinidade no ambiente (Stancliffe, 1996). Esta maior salinidade observada, associada à preservação de cistos de dinoflagelados e a datação de duas conchas de organismos bentônicos (*Crassostrea* sp. 7156-7275 anos cal. AP) e (*Neritina virginea* Linnaeus 6968-7165 anos cal. AP), indicam que o ambiente estaria atravessando um período de transgressão, tendo seu máximo por volta de 5000 anos AP (Angulo *et al*. 2006).

Andrews (1940) e Hendy *et al*. (2015) ressaltam que os organismos bentônicos datados são característicos de ambientes estuarinos rasos. No entanto, a ocorrência destas espécies observadas no presente trabalho foram também observadas na região entre marés da Baía de Paranaguá, localizada na região Sul do Brasil (Boehs *et al*. 2004), sugerindo que estes organismos podem ocorrer em áreas costeiras e em ambientes de profundidade rasa a média (Ekdale, 1974; Gandara-Martins & Almeida, 2013). Da mesma forma, os valores de $\delta^{15}N$ indicam a presença de uma mistura de águas, característico de ambientes estuarinos (França *et al.* 2015).

Assim como o testemunho T_A a frequente presença de cistos de dinoflagelados e de elementos marinhos (palinoforaminíferos) também foi observado no testemunho T_C (zona II). A ocorrência da alga *Botryococcus* também foi registrada na mesma zona. A boa preservação de cistos de dinoflagelados, associados a uma litologia mais fina pode ter favorecido a preservação dos palinomorfos mesmo em um período transgressivo (7423-7511 anos cal. AP) (Angulo *et al*. 2006). Doblin & Dobbs (2006) destacam que cistos de dinoflagelados agem como partículas finas acumulando-se em sistemas de baixa turbulência.

O gênero de alga *Botryococcus* pode ocorrer desde ambientes de água doce quanto a ambientes salobros (Traverse, 2008), possuindo uma ampla faixa de ocorrência. Guy-Ohlson (1992) ressalta que a boa preservação das colônias de algas deste gênero está associado a um ambiente raso e pouco perturbado, com condições climáticas estáveis ao período anterior a deposição. Cistos de *O. centrocarpum* e *T. vancampoae* foram os mais frequentes nesta zona, sendo os representantes autótrofos. *O. centrocarpum* apesar de ser considerado cosmopolita e tolerante a variações ambientais (Wall *et al*. 1977; Marret & Zonneveld, 2003) também é reportado como um importante indicador de maior influência marinha (Hessler *et al*. 2013; Poliakova *et al*. 2017).

Contudo, *T. vancampoae* caracteriza-se por ser uma espécie de águas rasas (Poliakova *et al*. 2017) podendo ser observado desde ambientes subtropicais a tropical costeiro, desde águas oligotróficas a eutróficas (Zonneveld *et al.* 20013) e sensível ao maior aporte de nutrientes, favorecendo a proliferação de indivíduos (Poliakova *et al*. 2017). *Brigantedinium* sp. (heterótrofo) foi observado desde a base da zona II até 160 cm de profundidade. Os indivíduos que compreendem este grupo são cosmopolitas sendo observados desde ambientes oligotróficos a eutróficos e com variações de salinidade (Zonneveld *et al* 2013). Espécies deste gênero foram reportadas em diferentes partes do mundo como indicadoras de atividade antrópica local (Zonneveld *et al*. 2012; Narale & Anil, 2016).

Por outro lado, sua ocorrência pode estar associada a maior disponibilidade de nutrientes através de aporte de água continental (Pospelova *et al*. 2010; Zonneveld *et al*. 2010). A associação de *O. centrocarpum* com *T. vancampoe* e *Brigantedinium* sp. no presente trabalho poderia ser mais um indicativo do período trangressivo observado durante o Holoceno na costa do Brasil (Angulo *et al*. 2006). Com isso, após a idade obtida de 7423-7511 anos cal. AP observou-se uma maior salinidade no ambiente favorecendo o estabelecimento de *O. centrocarpum* tal como dos elementos marinhos (palinoforaminíferos). A expansão de cistos de *Brigantedinium* sp. associado ao aumento gradativo de COT no sedimento pode estar indicando uma maior disponibilidade de nutrientes no ambiente. Tian *et al*. (2018) ressaltam que o COT é um dos elementos mais importantes na variação de cistos de dinoflagelados no ambiente, através da boa preservação de matéria orgânica tal como a disponibilidade de micro e macronutrientes no sedimento.

Após 6968-7165 anos cal. AP observa-se uma queda gradativa na ocorrência de cistos de dinoflagelados autótrofos observada no testemunho T_A. Dentre os autótrofos, *O. centrocarpum* é registrado somente próximo ao topo do testemunho junto com a ocorrência de *P. dalei* (zona III). Radi *et al*. 2007 destacam que espécies autotróficas são mais comuns em regiões costeiras e de baixa profundidade. A diminuição na frequência de *O. centrocarpum* associado a baixa preservação de elementos marinhos (palinoforaminíferos) pode indicar uma diminuição na salinidade local, mesmo em um período de transgressão marinha.

O fato de nesta mesma zona ser observada a presença de *P. dalei* pode confirmar um ambiente de baixa salinidade e alta produtividade (Zonneveld *et al*. 2013). Esta espécie também foi observada em uma região estuarina da Colúmbia Britânica (Canadá), em sedimentos coletados em áreas próximas ao porto e a desembocadura de rios (Radi *et al.* 2007). A diminuição na concentração dos cistos de dinoflagelados no presente testemunho pode estar associada ao ponto de coleta, uma vez que este testemunho foi obtido na parte mais abrigada da baía, sob forte influência de aporte continental e da maior influência do manguezal (Modolo *et al*. 2018). A redução da transparência na coluna d'água devido à presença de sedimento em suspensão foi um dos indicativos de baixa produção primária e posterior deposição de cistos de dinoflagelados em uma região estuarina de Bangladesh, Ásia (Hoq *et al*. 2006).

O testemunho T_D apresenta sua litologia quase que totalmente caracterizada por areia fina/média ao longo das três zonas destacadas. Comparado aos demais (T_A e T_C), destaca-se como sendo o testemunho mais novo, observado através da datação de uma concha de *Natica livida* Pfeiffer (6778-6948 anos cal. AP) e outra datação de uma concha de *Bulla striata* Bruguière (5910-6018 anos cal. AP). A ocorrência destas espécies identificadas no testemunho T_D sugere um ambiente com maior influência marinha (Ekdale, 1974). Na região costeira do Estado do Espírito Santo, estas espécies de organismos bentônicos foram relacionadas a sedimentos arenosos e areno-lodosos (Castro & Santos, 1989), corroborando com os dados encontrados no presente estudo.

A presença de areias em quase todo o testemunho pode estar associada ao grau de energia do depósito sedimentar. Segundo Le Roux & Rojas (2007) tanto o grau de seleção quanto o diâmetro dos grãos de sedimento, são uma importante ferramenta na caracterização paleoambiental de ambientes pretéritos, pois fornece informações quanto à energia do ambiente, distância e duração do transporte sedimentar tal como proximidade/distância da

área fonte. Machado *et al.* (2018) ressaltam que a localização na parte mais dinâmica do estuário associada a alta concentração de bioclastos, presença de fragmentos de conchas e quase ausência de matéria orgânica sugere um depósito altamente influenciado pelo ambiente marinho.

A preservação de cistos de dinoflagelados e de elementos marinhos (palinoforaminíferos) ao longo do testemunho T_D foi a mais baixa comparada aos outros dois testemunhos analisados (T_A e T_C). Matsuoka *et al*. (2017) ressaltam que cistos de dinoflagelados observados em estuários tropicais e regiões costeiras rasas apresentam baixos valores de concentração. Dentre muitos fatores, estão o efeito da taxa de sedimentação local, componentes químicos no sedimento que inibem a preservação dos cistos em ambientes sob domínio de manguezal, tal como a energia e circulação local (Furio *et al*. 2006; Baula *et al*. 2011, Hessler *et al*. 2013).

Em geral, as espécies de cistos de dinoflagelados observadas nos outros testemunhos foram também observadas no testemunho T_D, tendo destaque *O. centrocarpum*, *Spiniferites* sp. e *T. vancampoae* dominando em toda a fração areia e *Brigantedinium* sp. representando o grupo heterótrofo. Elshanawany & Zonneveld (2016) observaram as espécies citadas, com exceção de *T. vancampoae* em ambientes oligotróficos, destacam-de que estas espécies podem ser melhor beneficiadas em relação as demais devido ao melhor aproveitamento de micro e de macronutrientes, resultando em uma maior taxa de crescimento. Segundo Taylor *et al*. (2008) cistos de dinoflagelados autótrofos podem também serem caracterizados como mixotróficos, predando outros organismos ou utilizando-se de nutrientes disponíveis no ambiente em alguma fase de seu ciclo de vida.

Associado a estes fatores, observa-se um aumento gradativo do aumento do nível do mar, a partir das datações obtidas para este testemunho (6778-6948 anos cal. AP em 370 cm de profundidade e 5910-6018 anos cal. AP em 58 cm de profundidade) tal como baixos valores de COT. A entrada de água no sistema estuarino através da transgressão marinha observada durante o Holoceno na costa do ES poderia estar favorecendo o estabelecimento de um ambiente oligotrófico, como o observado tanto na costa do Golfo de Aqaba quanto no Mar Vermelho (Elshanawany & Zonneveld, 2016). Da mesma forma os baixos valores de COT associado ao sedimento de granulometria mais grossa, pode estar diretamente correlacionado a preservação e deposição dos cistos de dinoflagelados (Tian *et al*. 2018).

CONCLUSÃO

Ao contrário do observado em outros estuários tropicais ao redor do mundo, no presente trabalho os organismos autótrofos estiveram mais bem representados quando comparados aos organismos heterótrofos. A maior ocorrência de cistos heterótrofos em ambientes tropicais foi observada em diferentes partes do mundo a partir da análise de sedimentos superficiais (Furio *et al*. 2006; Srivilai *et al*. 2012; Naidu *et al*. 2012; Narale *et al*. 2013). Por outro lado cabe ressaltar que em ambientes estuarinos e sob domínio da vegetação de manguezal, a ocorrência e preservação de cistos de dinoflagelados no sedimento é reduzida (Matsuoka *et al*. 2017). Associado a estes fatores, a influência da transgressão marinha observada durante o Holoceno na costa do estado do Espírito Santo, pode ter favorecido inicialmente o estabelecimento de um ambiente oligotrófico e de alta energia observado através dos dados obtidos pelo testemunho T_D.

No entanto, para o testemunho T_A apesar de apresentar sedimento com granulometria mais fina quando comparado ao T_D, pôde-se observar uma melhor preservação de cistos somente a partir de 90 cm de profundidade associado à baixa preservação de elementos marinhos (palinoforaminíferos) e boa preservação de *Pseudoschizaea* (incertae sedis). Estes fatos combinados podem indicar que mesmo em um período transgressivo, por se localizar em uma área mais abrigada da baía, poderiam indicar um ambiente caracterizado como sendo uma planície de maré (Modolo *et al.* 2018). A associação de elementos marinhos (palinoforaminíferos), indicadores de salinidade no ambiente (Stancliffe, 1996) com o incertae sedis *Pseudoschizaea* que é observado em ambientes brejosos/alagados suportam a atual interpretação. Furio *et al*. (2006) destacam que áreas sob influência do manguezal e a presença de biodisponibilidade de sulfato no ambiente podem inibir a deposição e germinação dos cistos de dinoflagelados.

Ao mesmo tempo, o testemunho T_C se caracteriza por ter a idade mais antiga em relação aos demais (T_A e T_D), granulometria mais fina e localiza-se na parte mais próxima a influência do rio Santa Maria da Vitória. Seu registro apresenta uma deposição de conchas e granulometria mais grossa em cerca de 304 cm de profundidade, apresentando idade de 7423–7511 anos cal. AP caracterizando o período em que o nível marinho estaria cruzando o atual (Angulo *et al*. 2006). Mesmo tendo maior influência de aporte de água continental, tanto a preservação dos cistos de dinoflagelados quanto os demais palinomorfos (elementos marinhos e algas) estiveram bem representados. Este fato pode estar diretamente relacionado à

granulometria mais fina que permite a melhor preservação de palinomorfos (Traverse, 2008). Quanto aos cistos de dinoflagelados, apresentou a maior concentração total observada entre os testemunhos analisados. Taylor *et al*. (2008) ressaltam que cistos de dinoflagelados autótrofos podem predar outros organismos em alguma fase de seu ciclo de vida, sendo então neste período caracterizados como mixotróficos. A partir deste fato, poderia-se explicar a boa preservação de cistos autótrofos em uma área de maior influência de água continental, com grande aporte de matéria orgânica para o interior do sistema estuarino.

9. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O registro de palinomorfos continentais e marinhos observado nos três testemunhos de sondagem (T_A; T_C e T_D) coletados na Baía de Vitória apresentaram pequenas diferenças sedimentológicas. Os testemunhos T_A e T_C apresentaramem boa parte de sua composição a presença de sedimento lamoso associado à presença de fragmentos vegetais. Estas características foram observadas desde 150 cm de profundidade ao topo do testemunho T_A e a partir de 60 cm de profundidade no testemunho T_C, podendo indicar um ambiente de baixa energia. No entanto, o testemunho T_D difere dos demais quanto a sua sedimentologia, sendo observada a presença de sedimento arenoso associado a fragmentos de conchas. A partir de 30 cm de profundidade em direção ao topo do testemunho observou-se a mudança do sedimento arenoso para lama arenosa com fragmentos vegetais associados, semelhante à sedimentologia observada nos demais testemunhos (T_A e T_C). Por estar próximo a uma das ligações da Baía de Vitória com o oceano, e por ser formado em grande parte por sedimentos de granulometria mais grossa, o testemunho T_D poderia indicar um local de alta energia hidrodinâmica.

A análise integrada dos palinomorfos (continentais e marinhos), análises isotópicas (C e N) e datações por ^{14}C forneceu um maior entendimento sobre a evolução da Baía de Vitória ao longo do Holoceno. O testemunho T_C apresentou a idade de base mais (9396 – 9520 anos cal. AP) quando comparado aos demais (T_A e T_D). Os dados micropalentológicos indicaram que neste período a baía passava por um momento de maior influência fluvial, sendo observada uma baixa concentração de palinomorfos (continentais e marinhos). Após esta fase foi observado no testemunho T_C a tendência a uma maior influência marinha até aproximadamente 7423 – 7511 anos cal. AP evidenciada pela maior concentração de elementos marinhos (palinoforaminíferos). Este fato também foi registrado no testemunho T_A próximo às mesmas idades (7241 – 7339 anos cal. AP) apontadas no testemunho T_C. Nesta faixa de idade observada nestes testemunhos (T_A e T_C) a vegetação de mangue esteve sempre bem desenvolvida, da mesma forma que foi observada a melhor preservação de cistos de dinoflagelados autótrofos e heterótrofos.

O testemunho T_D possui a idade mais recente comparada aos demais (T_A e T_C), podendo ter uma continuidade a partir do testemunho T_A. Sua idade mais antiga foi registrada em 57 cm de profundidade (5910 – 6018 anos cal. AP) correspondendo no

testemunho T_A uma profundidade entre 70 e 60 cm. Ao longo deste testemunho (T_D), não foi observada a preservação de palinomorfos continentais, baixos valores palinomorfos marinhos (cistos de dinoflagelados) e de COT. Este fato pode estar associado a sua sedimentologia, formada por sedimento mais grosso, e por estar localizado em um ambiente de alta energia.

O testemunho T_A localiza-se na área mais abrigada da Baía de Vitória, favorecendo a deposição de sedimento mais fino. A concentração total de palinomorfos continentais esteve bem representada desde 150 cm de profundidade até 55 cm de profundidade (6968 – 7165 anos cal. AP). Apesar de apresentar sedimento com granulometria mais fina quando comparado ao T_D, pôde-se observar no testemunho T_A uma melhor preservação de cistos de dinoflagelados somente a partir de 90 cm de profundidade associado à baixa preservação de palinoforaminíferos e boa preservação de *Pseudoschizaea* (incertae sedis). Estes fatos combinados podem indicar que mesmo em um período transgressivo, por se localizar em uma área mais abrigada da baía, o ambiente poderia ser caracterizado como sendo uma planície de maré. A associação de palinoforaminíferos, indicadores de salinidade com a presença de *Pseudoschizaea* (incertae sedis) observado em ambientes brejosos/alagados suportam a atual interpretação.

O testemunho T_C apresenta sedimentologia mais fina em relação aos demais (T_A e T_D), estando localizado próximo ao rio Santa Maria da Vitória. Mesmo sob a maior influência do aporte de água continental, os palinomorfos (continentais e marinhos) apresentaram os maiores valores de concentração observados entre os testemunhos analisados. Em suma, os três testemunhos analisados indicaram uma influência direta da Última Transgressão Marinha (UTM) no Holoceno, onde tanto os palinomorfos continentais quanto os palinomorfos marinhos estiveram sob a influência destas variações no nível marinho observadas na costa do Estado do Espírito Santo. Da mesma forma, pôde-se verificar que o ponto de coleta dos testemunhos, associado ao conteúdo micropaleontológico analisado, indicaram uma maior ou menor influência desta UTM dentro da Baía de Vitória.

10. REFERÊNCIAS

Abramoff, M.D., Magalhães, P.J., Ram, S.J. 2004. Image Processing with ImageJ. *Biophotonics International*, 11(7):36-42.

Albino, J., Paiva, D.S., Machado, G.M.V.2001. Geomorfologia, tipologia, vulnerabilidade erosiva e ocupação urbana das praias do litoral do Espírito Santo. *Geografares*, 2:63-69.

Alcalá, M., Franceshi, N.C.S., Stranghetti,V. 2006. Florística de trechos de Matas ciliares do Ribeirão Borá e Ribeirão Cubatão, Potirendaba-Sp. *Revista do Instituto Forestal*, *18*: 79-93.

Andrade, E.N. 1939. *O Eucalipto*. Ed. Chácaras e Quintais, São Paulo, 121p.

Andrews, E.A. 1940. The snail, *Neritina virginea*, L., in a changing salt pond. *Ecology – Ecological Society of America*, 21(3):335-346.

Angulo, R.J., Lessa, G.G., Souza, M.C. 2006. A critical review of Mid- to Late Holocene sea-level flutuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 25:486-506.

Araújo, D.S.D. & Maciel, N.C. 1979. Os manguezais do recôncavo da baía de Guanabara. Rio de Janeiro, Cadernos da Fundação Estadual de Engenharia do Meio Ambiente (FEEMA), Divisão de Comunicação e Treinamento, (Série Técnica 10/79), 60 p.

Assis, A.M., Pereira, O.J., Thomaz, L.D. 2004. Fitossociologia de uma floresta de restinga no Parque Estadual Paulo César Vinha, Setiba, município de Guarapari (ES). *Revista Brasileira de Botânica*, 27(2): 349-361.

Atkinson, R.R.L., Mockford, E.J., Bennett, C., Christin, P.-A., Spriggs, E.L., Freckleton, R.P., Thompson, K., Rees, M., Osborne, C.P. 2016. C4 photosynthesis boosts growth by altering physiology, allocation and size. *Nature Plants*, 2:1-5.

Aydin, H., Matsuoka, K., Minareci, E. 2011. Distribution of dinoflagellate cysts in recent sediments from Izmir Bay (Aegean Sea, Eastern Mediterranean). *Marine Micropaleontology*, 80: 44–52

Bandeira, A. N. Jr.; Petri, S.; Suguio, K. 1975. *Projeto Rio Doce (Relatório Final).* Rio de Janeiro: Petrobras/ Cenpes. 203p.

Barbier, E.B., Koch, E.W., Siliman, B.R., Hacker, S.D., Wolanski, E., Primavera, J., Granek, E.F., Polasky, S., Aswani, S., Cramer, L.A., Stoms, D.M., Kennedy, C.J., Bael, D.,

Kappel, C.V., Perillo, G.M.E., Reed, D.J. 2008. Coastal ecosystem-based management with nonlinear ecological functions and values. *Science*, 319: 321-323.

Barroso, G.F. *Development of an Evaluation Framework for Sustainable Bivalve Aquaculture: A Strategic Plan Approach in Espírito Santo, Brazil*. Tese (Doutorado em Geografia) – University of Victoria, Canadá, 2004.

Barth, O.M., São-Thiago, L.E.U., Barros, M.A. 2006. Paleonviroment interpretation of a 1760 years B.P. old sediment in a mangrove área of the Bay of Guanabara, using pollen analysis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78(2):227-229.

Barreto, C.F., Vilela, C. G., Baptista Neto, J.A., Barth, O.M. 2012. Spatial distribution of pollen grains and spores in surface sediments of Guanabara Bay, Rio de Janeiro, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84: 627-643.

Barreto, C.F., Freitas, A.S., Vilela, C.G., Baptista Neto, J.A., Barth, O.M. 2013. Grãos de pólen em sedimentos superficiais da Baía de Guanabara, Rio de Janeiro, Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, 36:32-54.

Barreto, C.F., Baptista Neto, J.A.,Vilela, C.G.,Barth, O.M. 2015. Palynological studies of Late Holocene Jurujuba Sound sediments (Guanabara Bay), Rio de Janeiro, southeast Brazil. *Catena*, 126: 20-27.

Barreto, C.F., Freitas, A.S., Souza, T.C.S., Vilela, C.G., Barth, O.M., Baptista Neto, J.A. 2016. A mid-Holocene vegetational and anthropic record in the Guanabara Bay region, Rio de Janeiro State, SE Brazil assessed by palynological and charcoal approach. *Grana*, 56(4):304:314.

Bartholomeu, R. L., Barros, M.A.,Lopes, M.R.S.,Barth, O.M.,Vilela, C.G. 2014. Evolução paleogeográfica da planície costeira da Praia Vermelha, entrada da Baía de Guanabara, Rio de Janeiro, por meio de registros palinológicos. *Anuário do Instituto de Geociências,* 37: 92-103.

Bastos, A.C.; Vilela, C.G.; Quaresma, V.S. 2010. Modern estuary infilling process derived from radiocarbon dating and high resolution seismic, Vitória Bay-ES, southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 82(3): 761-770.

Bastos, A.C., Moscon, D.M.C., Carmo, D., Baptista Neto, J.A., Quaresma, V.S. 2015. Modern sedimentation processes in a wave-dominated coastal embayment: Espírito Santo Bay, southeast Brazil. *Geo-Marine Letters*, 35:23-36.

Baula, I. U., Azanza, R. V., Fukuyo, Y., Siringan, F. P. 2011. Dinoflagellate cyst composition, abundance and horizontal distribution in Bolinao, Pangasinan, Northern Philippines. *Harmful Algae*, 11:33–44.

Belem, C.I.F. 1982. *Palinologia de sedimentos inconsolidados do Mangue de Guaratiba, Estado do Rio de Janeiro, Brasil*. Dissertação de Mestrado.

Belem, C.I.F.1985. Palinologia de sedimentos inconsolidados do Mangue de Guaratiba, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Brasília: MME-DNPM, Série Geologia 27, Seção Paleontologia e Estratigrafia 2*, 273-284.

Boehs, G., Absher, T.M., Cruz-Kaled, A. 2004. Composition and distribution of benthic molluscs on intertidal flats of Paranaguá Bay (Paraná, Brazil). *Scientia Marina*, 68(4):537-543.

Bove, C.P., Gil, A. dos S.B., Moreira, C.B., Anjos, R.F.B. 2003. Hidrófitas fanerogâmicas de ecossistemas aquáticos temporários da planície costeira do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Acta Botânica Brasilica, 17*: 119-135.

Buso Júnior, Álvaro, A., Pessenda, L.C.R., De Oliveira, P.E., Cohen, M.C.L., Giannini, P.C.F., Schiavo, J., Rossetti, D. F., Volkmer-Ribeiro, C., Oliveira, S.M.B., Lorente, F., Borotti Filho, M. A.,Bendassoli, J.A., Franca, M. C., Guimarães, J. T. F., Siqueira, G. 2013a. Late Pleistocene and Holocene Vegetation, Climate Dynamics, and Amazonian taxa in the Atlantic Rainforest of Linhares, Southeastern Brazil. *Radiocarbon*, 55:1747-1762.

Buso Júnior, 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. 2013b. From an estuary to a freshwater lake: a paleo-estuary evolution in the context of Holocene sea-level fluctuations, SE Brazil. *Radiocarbon*, 55:1735-1746.

Brush, G.S. & Brush, L.M. 1994. Transport and deposition of pollen in a estuary: signature of the landscape. In: A. Traverse (ed.): Sedimentation of organic matter. Cambridge Press.

Calegari, M.R., Buso Jr., A.A., Osterrieth, M.L., Lorente, F.L., Pessenda, L.C.R. 2015. Holocene Vegetation and Climate inferences from Phytoliths and Pollen from *Lagoa do Macuco*, North Coast of Espírito Santo State (Brazil). *Quaternary and Environmental Geosciences*, 06(1): 41-50.

Camill, P., Umbanhowar Jr, C.E., Geiss, C., Hobbs, W.O., Edlund, M.B., Shinneman, A.C., Dorale, J.A., Lynch, J. 2012. Holocene climate change and landscape development from

a low-Artic tundra lakein the western Hudson Bay region of Manitoba, Canada. *Journal of Paleolimnology*, 48:175-192.

Campbell, I.D. 1991. Experimental Mechanical Destruction of Pollen Grains. *Palynology*, 15: 29-33.

Canuel, E.A., Brush, G.S., Cronin, T.M., Lockwood, R., Zimmerman, A.R. 2017. Paleoecology Studies in Chesapeake Bay: A Model System for Understanding Interactions Between Climate, Anthropogenic Activities and the Environment. In: Weckström, K., Saunders, K., Gell, P., Skilbeck, C. (eds) *Applications of Paleoenvironmental Techniques in Estuarine Studies. Developments in Paleoenvironmental Research*, vol 20. Springer, Dordrecht.

Castro, G.A., Santos, E.F. 1989. Levantamneto preliminar de moluscos em praias arenosas e areno-lodosas de Piúma, Estado do Espírito Santo, Brasil. *Memórias do Isntituto Oswaldo Cruz*, 84(supl. 4): 101-104.

Castro, B. M. & Miranda, L. B. 1996. Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4° N and 34° S. *The Sea,* 11(8):209-251.

Cerón-Souza, I., Turner, B.L., Winter, K., Medina, E., Bermingham, E., Feliner, G.N. 2014. Reproductive phenology and physiological traits in the red mangrove hybrid complex (*Rhizophora mangle* and *R. racemosa*) across a natural gradient of nutrients and salinity. *Plant Ecology*, 215:481-493.

Coelho, L.G., Barth, O.M., Chaves, H.A. 1999. O registro palinológico das mudanças da vegetação na região da Baía de Sepetiba, Rio de Janeiro, nos últimos 1000 anos. *Leandra*, 14: 51-63.

Cohen, M.C.L., Franca, M. C., Fátima, R.D., Pessenda, L.C.R., Giannini, P.C.F., Lorente, F. L., Buso Júnior., A.A., Castro, D. F., Macario, K. 2014. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 415:48-58.

Colinvaux, P., De Oliveira, P.E., Patiño, J.E.M. 1999. *Amazon Pollen Manual and Atlas*. Harwood Academic Publishers. 332p.

Corrêa, I.C.S., Elias, A.R.D., Martins, R., Ketzer, J.M. 1993. Sedimentação do Canal de Vitória, Estado do Espírito Santo-Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 20(2):107-113.

Costa, R. B. 1999. A Baía de Vitória e suas ilhas. *Revista do Instituto Histórico e Geográfico do Espírito Santo*, 51:17-30.

Clark, J.S. & Patterson III, W.A. (1997) Background and local charcoal in sediments: scales of fire evidence in the paleorecord. Sediment Records of Biomass Burning and Global Change (Eds. J.S. Clark, H. Cachier, J.G. Gol- dammer & B.J. Stocks), pp. 23-48. Springer Verlag, Berlin.

Christopher, R.A. 1976. Morphology and taxonomic status of *Pseudoschizaea* Thiergart and Frantz ex R. Potonie emend. *Micropaleontology*, 22(2):143-150.

Dale, B. 1996. *Dinoflagellate cyst ecology: modeling and geological applications*. In: Jansonious, J. & McGregor, D.C. (ed.). Palynology: principles and applications. Salt Lake City: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, vol. 3, p. 1249-1275.

Doblin, M.A, Dobbs, F.C. 2006. Setting a size-exclusion limite to remove toxic dinoflagellate cysts from ships ballast water. *Marine Pollution Bulletin*, 52(3):259-263.

Dominguez, J.M.L. 2009. The coastal zone of Brazil. In: Dillenburg, S.R., Hesp, P.A. (Eds.), Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil. Springer-Verlag, Berlin, p. 17–51.

Donders, T.H., Gorissen, P.M., Sangiorgi, F., Cremer, H.,Wagner-Cremer, F., McGee, V., 2008. Three-hundred-year hydrological changes in a subtropical estuary, Rookery Bay (Florida): human impact versus natural variability. *Geochemistry Geophysics and Geosystems,* 9 (7):1-15.

Edwards, E.J. & Smith, S.A. 2010. Phylogenetic analyses reveal the shady history of C4 grasses. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107:2532– 2537.

Edwin, G. & Reitz, R. 1967. Aquifoliaceas. *Herbario Barbosa Rodrigues*, Itajai, 47p.

Ekdale, A.A. 1974. Marine Molluscs from Shallow-Water Environments (0 to 60 Meters) of the Northeast Yucatan Coast, Mexico. *Bulletin of Marine Science*, 24(3):638-668.

Ellison, J.C., 2015. Vulnerability assessment of mangroves to climate change and sea-level rise impacts. *Wetlands Ecology Management*, 23:115–137.

Elshanawany, R., Zonneveld, K.A.F. 2016. Dinoflagellate cyst distribution in the oligotrophic environments of the Gulf of Aqaba and northen Red Sea. *Marine Micropaleontology*, 124:29-44.

Fensome, R., A., Taylor, F.J.R., Norris, G., Sarjeant, W.A.S., Wharton, D.I., Williams, G.L. 1993. A classification of living and fossil dinoflagellates. *Micropaleontology*, 7:1-351.

Ferrazo, M., Bauermann, S.G., Leipnitz, I.I. 2008. Palinorfos não polínicos provenientes de depósitos quaternários do delta do rio Doce, Espírito Santo, Brasil. Parte 1. *Gaea- Journal of Geocience*, 4(2):78-87.

Ferreira, R. D. 1989. *Os Manguezais da Baía de Vitória (ES): um estudo de geografia física integrada*. São Paulo. Universidade de São Paulo.

Ferreira Júnior, M., Vieira, A.O.S. 2015. Espécies arbóreo-arbustivas da família Rubiaceae Juss. Na bacia do rio Tibagi, PR, Brasil. *Hoehnea*, 42(2): 289-336.

Figueiredo Jr, A.G.,Toledo, M.B., Cordeiro, R.C., Godoy, J.M.O.,Silva, F. T.,Vasconcelos, S. C., Santos, R.A. 2014. Linked variations in sediment accumulation rates and sea-level in Guanabara Bay, Brazil, over the last 6000years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 415:83-90.

Flantua, S.G.A., Hooghiemstra, H., Vuille, M., Behling, H., Carson, J.F., Gosling, W.D., Hoyos, I., Ledru, M.P., Montoya, E., Mayle, F., Maldonado, A., Rull, V., Tonello, M.S., Whitney, B.S., González-Arango, C., 2016. Climate variability and human impact on the environment in South America during the last 2000 years: synthesis and perspectives. *Climate Past Discussion*, 11, 3475–3565.

Flores, C.P., Muñoz, J.M.B., Scherer, M.E.G. 2017. Management of transboundary estuaries in Latin America and the Caribbean. *Marine Policy*, 76:63-70.

França, M.C., Alves, I.C.C., Castro, D.F., Cohen, M.C.L., Rosseti, D.F., Pessenda, L.C.R., Lorente, F.L., Fontes, N.A., Buso Jr, A.A., Giannini, P.C.F., Franciquini, M.I. 2015. A multi-proxy evidence for the transition from estuarine mangroves to deltaic freshwater marshes, Southeastern Brazil, due to climatic and sea-level changes during the Late Holocene. *Catena*, 128: 155-166.

Freitas, A.S., Barreto,C.F.;Barth, O.M; Bastos, A.C.; Baptista-Neto, J.A. 2016. Late Holocene palynological record and landscape change from the Piraquê-Açu and Piraquê-Mirim estuarine system, Espírito Santo, Brazil. *Journal of Sedimentary Environments*, 1:171-183.

Folk, R. & Ward, W. (1957). Brazos river bar. A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27 (1): 3-26.

Furio, E. F., Matsuoka, K., Mizushima, K., Baula, I., Chan, K. W., Puyong, A., Srivilai, D., Sidharta, B. R., Fukuyo, Y. 2006. Assemblage and geographical distribution of

dinoflagellate cysts in surface sediments of coastal waters of Saba, Malaysia. *Coastal Marine Science*, 30:62–73.

Gyllencreutz, R., Mahiques, M.M., Alves, D.V.P., Wainer, I.K.C. 2010. Mid- to late-Holocene paleoceanographic changes on the southeastern Brazilian shelf based on grain size record. *The Holocene*, 20(6): 863-875.

Gandara-Martins, A.L., Almeida, T.C.M. 2013. Mollusc assemblage in a urban bay nearby a marine extractive reserve, Florianópolis – SC, Brazil. *Biota Neotropica*, 13(2): 41-50.

Garcia, M.J. 1998. Palinologia de turfeiras quaternárias do médio vale do rio Paraíba do Sul, Estado de São Paulo, Brasil. Parte 2: Gymnospermae e Magnoliophyta. *Revista Universidade de Guarulhos*, Geociências, *3*: 148-165.

Gadens-Marcon, G., T., Guerra-Somer, M., Mendonça-Filho, J.G., Mendonça, J.O., Carvalho, M.A., Hartmann, L.A. 2014. Holocene environmental climatic changes based on palynofacies and organic geochemical analyses from na inland pond at altitude in Southern Brazil. *American Journal of Climate Change*, 3:95-117.

Guedes-Bruni, R. R. 1988. Composição florística e estrutura de um trecho de mata pertubada de baixada no Município de Magé, Rio de Janeiro. *Arquivos do Jardim Botânico do Rio de Janeiro*, *29*: 155-200.

Guy-Ohlson, D. 1992. Botryococcus as an aid in the interpretation of palaeoenvironment and depositional processes. Review of Palaeobotany and Palynology, 71:1-15.

Grimm, E. C. 1987. CONISS: A Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of squares. *Computer and Geociences*, 13:13-35.

Hatte, C., Gauthier, C., Rousseau, D.D., Antoine, P., Fuchs, M., Lagroix, F., Markovic, S.B., Moine, O., Sima, A. 2013. Excursions to C4 vegetation recorded in the Upper Pleistocene loess of Surduk (Northern Serbia): an organic isotope geochemistry study. *Climate of the Past*, 9, 1001–1014.

Head, L. 1988. Holocene vegetation, fire and environmental history of the Discovery Bay region, south-western Victoria. *Australian Journal of Ecology*, 13: 21-49.

Head, M.J., Wrenn, J.H. Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. 438p.

Heikkilä, M., Pospelova, V., Hochheim, K.P., Kuzyk, Z.Z.A., Stern, G.A., Barber, D.G., Macdonald, R.W. 2014. Surface sediment dinoflagellate cysts from the Hudson Bay system and their relation to freshwater and nutrient cycling.*Marine Micropaleontology*, 106: 79–109.

Hendy, A.J.W., Jones, D.S., Moreno, F., Zapata, V., Jaramillo, C. 2015. Neogene molluscs, shallow marine paleoenvironments, and chronostratigraphy of the Guajira Peninsula, Colombia. *Swiss Journal of Paleontology*, 134:45-75.Hessler, I., Young, M., Holzwarth, U., Mohtadi, M., Luckge, A., Behling, H. 2013. Imprint of eastern Indian Ocean surface oceanography on modern organic-walled dinoflagellate cyst assemblages. *Marine Micropaleontology*, 101:89-105.

Hofmann, C. 2002. Pollen distribution in subrecent sedimentary environments of the Orinoco Delta (Venezuela) – an actuopaleobotanical study. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 119, 191-217.

Hoq, M. E., Abdul Wahab, M., Nazrul Islam, M. 2006. Hydrographic status of Sundarbans mangrove, Bangladesh with special reference to post-larvae and juvenile fish and shrimp abundance. *Wetlands Ecology and Management*, 14:79–93.

Hyde, H.A. & Williams, D.A. 1944. Right word. *Pollen Analysis Circular*, 8:6.

IBGE. 2012. *Manual Técnico da Vegetação Brasileira*. Rio de Janeiro, 271p.

Jesus, H.C.; Costa, E.A.C.; Mendonça, A.S.; Zandonade, E. 2004. Distribuição de metais pesados em sedimentos do sistema estuarino da Ilha de Vitória-ES. *Química Nova*, 27(3): 378-386.

Joly, A.B. 2002. *Botânica: Introdução à Taxonomia Vegetal.* 13a ed., Ed. Nacional, São Paulo. 777p.

Kahn, J.G., ,Dotte-Sarout,E., Molle, G., Conte, E. 2015. Mid- to Late Prehistoric Landscape Change, Settlement Histories, and Agricultural Practices on Maupiti, Society Islands (Central Eastern Polynesia). *The Journal of Island and Coastal Archaeology*, 0:1–29.

Lacerda. L.D., Molisani, M.M., Sena, D., Maia, L.P. 2008. Estimating the importance of natural and anthropogenic sources on N and P emission to estuaries along the Ceará State coast NE Brazil. *Environmental Monitoring and Assessment,* 141:149-164.

Le Roux, J.P., Rojas, E.M.. 2007. Sediment transport petterns determined from grain size parameters: overview and state of the art. *Sedimentary Geology*, 202(3): 473–488.

Lei, S.A. Survival and development of *Phoradendron californicum* and *Acacia Greggii* during a drought. *Western North American Naturalist,* 61(1): 78-84.

Leitão, C. S. *A dinâmica de um espaço: os agentes sociais na reserva ecológica de Jacarenema, Vila Velha, ES.* Monografia. Vitória. Universidade Federal do Espírito Santo. 2001, 68 p.

Leite, E.J. 2002. State-of-knowledge on *Astronium fraxinifolium* Schott (Anacardiaceae) for genetic conservation in Brazil. *Perspectives in Plant Ecology, Evolution and Systematics, 5*: 63–77.

Lentin, J.K. & Williams, G.L. 1975. A monograph of fossil peridinioid dinoflagellate cysts. Bedford Institute of Oceanograph, Report Series. B/-R-75-16: 1-237.

Lima Jr., C.B., Soares, S.C., Bonicenha, W. 1994. *Baía de Vitória: aspectos históricos e culturais*. Editora Fundação Ceciliano Abel de Almeida, UFES. 119 p.

Lima, A.L. & Soares, J.J. 2003. Aspectos florísticos e ecológicos de palmeiras (Arecaceae) da Reserva Biológica de Duas Bocas, Cariacica, Espírito Santo. *Boletim do Museu de Biologia "Mello Leitão"*. 16:5-20.

Lima, H.C.; Pessoa, S.V.A.; Guedes-Bruni, R.R.; Moraes, L.F.D.; Granzotto, S.V.; Iwamoto, S. & Di Ciero, J. 2006. Caracterização fisionômico-florística e mapeamento da vegetação da Reserva Biológica de Poço das Antas, Silva Jardim, Rio de Janeiro, Brasil. *Rodriguésia*, *57*: 369-389.

Liu, D., Shi, Y., Di, B. Wang, Y., Dong, Z., Shao, H. 2012. The impact of different pollution sources on modern dinoflagellate cysts in Sishili Bay, Yellow Sea, China. *Marine Micropaleontology*, 84-85:1–13.

Lorente, F.L., Pessenda, L.C.R. Obooh-Ikuenobe, F., Buso Júnior, A.A., Cohen, M.C.L., Meyer, K.E.B., Giannini, P.C.F., Oliveira, P.E., Rosseti, D.F., Borotti Filho, M.A., França, M.C., Castro, D.C., Bendassoli, J.A., Macario, K. 2014. Palynofacies and stable C and N isotopes of Holocene sediments from Lake Macuco (Linhares, Espírito Santo, southeastern Brazil): Depositional settings and palaeoenvironmental evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 415: 69–82.

Lorenzi, H. 1992. *Árvores brasileiras: manual de identificação e cultivo de plantas arbóreas nativas do Brasil.* Editora Plantarum, Nova Odessa, v. 1, 370p.

Lorenzi, H. 1998. *Árvores brasileiras: manual de identificação e cultivo de plantas arbóreas nativas do Brasil.* Editora Plantarum, Nova Odessa, v. 2. 354p.

Lorenzi, H. 2000. *Plantas daninhas do Brasil*. 3ª. Edição, Instituto Plantarum, São Paulo. 608p.

Lorenzi, H. 2002. *Árvores brasileiras – manual de identificação e cultivo de plantas arbóreas nativas do Brasil*. 4ª Ed., vol. 1, Instituto Plantarum, Nova Odessa, 368p.

Lorenzi, H. & Matos, F.J.A. 2002. *Plantas medicinais no Brasil: nativas e exóticas.* Instituto Plantarum, Nova Odessa, 512 p.

Lorenzi, H. 2008. *Plantas daninhas do Brasil: terrestres, aquáticas, parasitas e tóxicas*. 4ºed. Instituto Plantarum, Nova Odessa, 640p.

Luz, C.F.P. & Barth, O.M. 2000. Palinomorfos indicadores de tipos de vegetação em sedimentos holocênicos da Lagoa de Cima, norte do estado do Rio de janeiro, Brasil - Dicotyledoneae. *Leandra*, 15: 11-34.

Luz, C.F.P. & Barth, O.M. 2002. Palinomorfos indicadores de tipos de vegetação em sedimentos holocênicos da Lagoa de Cima, norte do Estado Rio de Janeiro, Brasil - Monocotyledoneae, Gymnospermae, Pteridophyta e Bryophyta. *Leandra*, 17: 7-22.

Luz, C.F.P. 2012. Palynology as a Tool in Bathymetry. In: Philippe Blondel. (Org.). Bathymetry and its applications. 1ed. Croácia: InTech, p.119-148.

McCarthy, F., Tiffin, S., Sarvis, A., McAndrews, J., Blasco, S. 2012. Early Holocene brackish closed basin conditions in Georgian Bay, Ontario, Canada: microfossil (thecamoebian and pollen) evidence. Journal of Paleolimnology, 47:429-445.

Machado, G.M.V., Bastos, A.C., Freitas, A.S.F., Baptista Neto, J.A. 2018. Sedimentary, geochemical and micropaleontological responses to sea level variations in the Vitória estuary, Espírito Santo. *Radiocarbon*, 60(2):583-600

Marchant, R.; Almeida, L.; Behling, H.; Berrio, J. C.; Bush, M.; Cleef, A.; Duivenvoorden, J.; Kappelle, M.; De Oliveira, P.; De Oliveira-Filho, A. T.; Lozano-Garimage, S.; Hooghiemstra, H.; Ledru, M.-P.; Ludlow-Wiechers, B.; Markgraf, V.; Mancini, V.; Paez, M.; Prieto, A.; Rangel O.; Salgado-Labouriau. M.L. 2002. Distribution and ecology of parent taxa of pollen lodged within the Latin American Pollen Database. *Review of Paleobotany and Palynology*, *121*:1-75.

.

Marret, F., Zonneveld, K.A.F. 2003. Atlas of modern organic-walled dinoflafellate cyst distribution. *Review of Paleobotany and Palynology*, 125:1-200.

Martin, L., Suguio, K., Flexor, Jean-Marie., Archanjo, J.D. 1996. Coastal quaternary formations of the southern part of the State of Espírito Santo (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(3): 389-404.

Martínez, S., Mahiques, M.M., Burone, L. 2013. Mollusks as indicators of historical changes in an estuarine-lagoonal system (Cananéia-Iguape, SE Brazil). *The Holocene*, 23(6) 888–897.

Matsuoka, K. 1985. Organic-walled dinoflagellate cysts from surface sediments of Nagasaki Bay and Senzaki Bay, West Japan. *Bulletin of the Faculty of Liberal Arts, Nagasaki University, (Natural Science)*, 25(2): 21-115.

Matsuoka, K. 1987. Organic-walled dinoflagellate cysts from surface sediments of Akkeshi Bay and Lake Saroma, North Japan. *Bulletin of the Faculty of Liberal Arts, Nagasaki University, (Natural Science)*, 28(1): 35-123.

Matsuoka, K. 1999. Eutrophication process recorded in dinoflagellate cyst assemblages - a case of Yokohama Port, Tokyo Bay, Japan. *The Science of the Total Environment*, 231:17-35.

Matsuoka, K., Yurimoto, T., Chong, V.C., Man, A. 2017. Marine palynomorphs dominated by heterotrophic organism remains in the tropical coastal shallow-water sediment; the case of Selangor coast and the estuary of Manjung River in Malaysia. *Paleontological Research*, 21(1): 14-26.

Mello, C.R., Viola, M.R., Curi, N., Silva, A.M. 2012. Distribuição espacial da precipitação e da erosividade da chuva mensal e anual no Estado do Espírito Santo. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, 36:1878-1891.

Mendonça, F. & Oliveira, I. M. D. 2007. *Climatologia: noções básicas e clima do Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos.

Mertens, K.N., Verhoeven, K., Verleye, T., Louwye, S., Amorim, A., Ribeiro, S., Deaf, Amr S., Harding, I. C., De Schepper, S., González, C., Kodrans-Nsiah, M., De Vernal, A., Henry, M., Radi, T., Dybkjaer, K., Poulsen, N.E., Feist-Burkhardt, S., Chitolie, J., Heilmann-Clausen, C., Londeix, L., Turon, Jean-Louis., Marret, F., Matthiessen, J., McCarthy, F.M.G., Vandana Prasad, V., Pospelova, V., Hughes, J.E.K., Riding, J.B., Rochon, A., Francesca Sangiorgi, F., Welters, N., Sinclair, N., Thun, C., Soliman, A., Van

Nieuwenhove, N.,Vink, A., Young, M. 2009. Determining the absolute abundance of dinoflagellate cysts in recent marine sediments: the *Lycopodium* marker-grain method put to the test. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 157:238–252.

Mertens, K.N., Bradley, L.R.,Takano Y.,Mudie, P.J., Marret, F.,Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Verleye,T.J., Mousing, E.A., Smyrnova, L.L.,Bagheri, S.,Mansor, M.,Pospelova, V.,Matsuoka, K. 2012. Quantitative estimation of Holocene surface salinity variation in the Black Sea using dinoflagellate cyst process length. *Quaternary Science Reviews*,39:45-59.

Miller, Ch.S., Leroy, S.A.G., Izon, G., Lahijani, H.A.K., Marret, F., Cundy, A.B., Teasdale, P.A. 2013. Palynology: a tool to identify abrupt events? An example from Chabahar Bay, southern Iran. *Marine Geology*, 337:195-201.

Monteiro, M.H.D.A., Neves, L.J., Andreata, R.H.P. 2007. Levantamento e distribuição das Espécies de *Pouteria* Aubl. (Sapotaceae) do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Revista Brasileira de Biociências*, Porto Alegre, 5 (2): 369-371

Moreira, A. A. N. 1977. Relevo do Nordeste. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, IBGE, Rio de Janeiro.

Mudie, P.J., Harland, R., Matthiessen, J., De vernal, A. 2001. Marine dinoflagellate cysts and high latitude quaternary paleoenvironmental reconstructions:an introduction. *Journal of Quaternary Science*, 16(7): 595-602.

Muller, J., 1959. Palynology of recent Orinoco delta and shelf sediments. *Micropaleontology,* 5(1), 1-32.

Murray-Wallce, C.V., Woodroffe, C.D. 2014. Quaternary sea-level changes: a global perspective. New York: Cambridge University Press. 484 p.

Nagar, C. 1985. *O Estado do Espírito Santo e a imigração italiana*. Vitória: Arquivo Público do Estadual. 70p.

Narale, D.D. & Anil, A.C. 2016. Spatial distribution of dinoflagellates from the tropical coastal waters of the South Andaman, India: Implications for coastal pollution monitoring. *Marine Pollution Bulletin*, 115(1-2):498-506.

Nascimento, T.F., Chacaltana, J.T.A., Piccoli, F.P. 2013. Análise da influência do alargamento de um estreitamento na hidrodinâmica do Canal da Passagem, Vitória-ES, através de modelagem numérica. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 18(3): 31-39.

Nicolodi, J.L., Zamboni, A., Barroso, G.F. 2009. Gestão Integrada de bacias hidrográficas e zonas costeiras no Brasil: Implicações para a região hidrográfica amazônica, *Revista da Gestão Costeira Integrada*, 9(2):9–32.

Nimer, E. *Climatologia do Brasil.* 2 ed. Rio de Janeiro: IBGE. 1989.

Nóbrega, N. E. F., Silva, J. G. F., Ramos, H. E. A., Pagung, F. S. 2008. *Análise da distribuição sazonal e espacial da precipitação no sul do estado do Espírito Santo*. Anais do XV Congresso Brasileiro de Meteorologia. São Paulo.

Noronha, B.T. 2011. Alterações ambientais inferidas por associações de dinoflagelados e outros palinomorfos recuperados de um testemunho quaternário da Bacia de Campos. Monografia de graduação (Bacharel em Ciências Biológicas), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, UFRGS.

Nunes, A. L. 2005. Modelo histórico das alterações fisiográficas recentes da Baía de Vitória (ES) e áreas adjacentes, com o uso de sistema de informações geográficas. Monografia final do curso de Graduação em Oceanografia –Departamento de Ecologia e Recursos Naturais, UFES, 82p.

Oliveira, A.D. 2005. Reconstrução paleoambiental baseado na assembléia de dinoflagelados presentes nos sedimentos holocênicos e pleistocênicos do talude continental brasileiro da Bacia de Campos. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, UFRJ.

Oliveira, L.S., Mendonça Filho, J.G., Oliveira, A.D., Iemini, J.A. 2007. Associação de Dinocistos de Ambiente Estuarino em uma Seção Sedimentar na Baía de Guanabara. *Anuário do Instituto de Geociências*, 30:230-230.

Oliveira, A.D. 2011. Estudo Integrado de palinofácies com cistos de dinoflagelados fósseis (dinocistos) de zona climática tropical em sedimentos quaternários de águas profundas da Bacia de Campos, RJ, Brasil. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, UFRJ.

Paiva, D. S. 1999. Mapa faciológico dos sedimentos de fundo do Canal da Passagem e trecho da Baía de Vitória – ES. Monografia (Especialização em Ecologia e Recursos Naturais) - Curso de especialização “Latu Sensu” em Ecologia e Recursos Naturais do Departamento de Ecologia e Recursos Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória.

Paula, A., Soares, J.J. 2011. Estrutura horizontal de um trecho de floresta ombrófila densa das terras baixas na reserva biológica se Sooterama, Linhares, ES. *Floresta*, 41(2): 321-334.

Patterson III, W.A., Edwards, K.J., Maguire, D.J. 1987. Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire. *Quaternary Science Review*, 6:3-23.

Peixoto, A. L. & Escudeiro, A. 2002. *Pachira aquatica* (Bombacaceae) na obra "História dos Animais e Árvores do Maranhão" de Frei Cristóvão de Lisboa. *Rodriguésia*, *53*: 123-130.

Pereira, O.J. & Araújo, D, S.D. 1995. Estrutura da vegetação entre moitas da formação aberta de Ericaceae no Parque Estadual de Setiba, ES. *Oecologia Brasiliensis*, 1:245-257.

Perota, C. 1974. Resultados preliminares sobre a arqueologia da região central do Estado do Espírito Santo. *Programa Nacional de Pesquisas Arqueológicas. Resultados preliminares do quinto ano (1969-1970). Publicações avulsas, nº26. Belém, Pará, Brasil. Museu Paraense Emílio Goeldi.*

Petri, D.J.C., Bernini, E., Souza, L.M., Rezende, C.E. 2011. Distribuição das espécies e estrutura do manguezal do rio Benevente, Anchieta, ES. *Biota Neotropica*, 11(3): 107-116.

Pienkowski, A.J., Mudie, P.J., England, J.H., Smith, J.N., Furze, M.F.A. 2011. Late Holocene environmental conditions in Coronation Gulf, southwestern Canadian Arctic Archipelago: evidence from dinoflagellate cysts, other non-pollen palynomorphs, and pollen. *Journal of Quaternary Science*, 26(8):839-853.

Pio Corrêa, M. 1984. *Dicionário das plantas úteis do Brasil e das exóticas cultivadas.* 1a edição, v. 1, Ministério da Agricultura, Instituto Brasileiro de Desenvolvimento Florestal, Brasília, 747p.

Pinheiro, M.H.O. & Monteiro, R. 2008. Florística de uma Floresta Estacional Semidecidual, localizada em ecótono savânico-florestal, no município de Bauru, SP, Brasil. *Acta Botânica Brasileira*, *22*: 1085-1094.ki, C., Behling, H. 2017. High-resolution multi-proxy reconstruction of environmental changes in coastal Waters of the Java Sea, Indonesia, during the late Holocene. *Palynology*, 41(3):297-310.

Poliakova, A., Zonneveld, K.A.F., Herbeck, L.S., Jennerjahn, T.C., Permana, H., Kwiatkows

Pontes, W.J.T., Oliveira, J.C.G., Câmara, C.A.G., Lopes, A.C.H.R., Godim Júnior, M.G.C., Oliveira, J.V., Barros, R., Schwatz, M.O.E. 2007. Chemical composition and

acaricidal activity of the leaf and fruit essential oils of *Protium heptaphyllum* (Aubl.) Marchand (Burseraceae). *Acta Amazonica, 37*: 103-109

Pospelova, V., Chmura, G.L., Boothman, W.S., Latimer, J.S. 2002. Dinoflagellate cyst records and human disturbance in two neighboring estuaries, New Bedford Harbor and Apponagansett Bay, Massachusetts (USA). *The Science of the Total Environment*, 298:81–102.

Pospelova, V., Esenkulova, S., Johannessen, S.C., O'Brien, M.C., Macdonald, R.W. 2010. Organic-walled dinoflagellate cyst production, composition and flux from 1996 to 1998 in the central Strait of Georgia (BC, Canada): A sediment trap study. *Marine Micropaleontology*, 75:17-37.

Punwong, P., Marchant, R., Selby, K. 2013. Holocene mangrove dynamics in Makoba Bay, Zanzibar. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,*379-380: 54-67.

Radi, T., Pospelova, V., de Vernal, A., Barrie, J.V. 2007. Dinoflagellate cysts as indicators of water quality and productivity in British Columbia estuarine environments. *Marine Micropaleontology*, 62:269–297.

Rasband, W.S.1997. "ImageJ Home Page," U. S. National Institutes of Health, Bethesda, MD [accessed February 20, 2014] http://rsb.info.nih.gov/ij/. Reitz, R.; Klein, R.M. & Reis, A. 1983. *Projeto Madeira do Rio Grande do Sul.* Secretaria de Agricultura e Abastecimento, Porto Alegre, 524 p.

Rios, E.C. 2009. Compendium of Brazilian Sea Shells. Rio Grande: Evangraf. 668p.

Rigo, D. & Chacaltana, J.T.A. 2006. Computational modelling of mangrove effects on the hydrodynamics of Vitoria bay, Espírito Santo - Brazil. *Journal of Coastal Research*, (1): 1543-1545

Rocha, D.C., Martins, D. 2011. Adaptações morfoanatômicas de Cyperaceae ao ambiente aquático. *Planta Daninha*, 29(1): 7-15.

Roubik, D.W & Moreno, J.E.P. 1991. Pollen and spores of Barro Colorado Island. Monographs in systematics Botany. Missouri: Missouri Botanical Garden, St. Louis.

Rhodes, A.N. 1998. A method for the preparation and quantification of microscopic charcoal from terrestrial and lacustrine sediment cores. *The Holocene*, 8(1): 113-117.

Ruschi, A. 1950. Fitogeografia do Estado do Espírito Santo. *Boletim do Museu de Biologia Prof. "Mello Leitão"*, 1-384.

Scott, L. 1992. Environmental implications and origin of microscopic *Pseudoschizaea* Thiegart and Frantz ex R. Potonié emend. in sediments. *Journal of Biogeography*, 19:349-354.

Scott, A.C. 2010. Charcoal recognition, taphonomy and uses in paleoenvironmental analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 291: 11-39.

Smith, N.; Mori, S.A.; Henderson, A.; Stevenson, D. W. & Heald, S. V. 2004. *Flowering plants of the Neotropics.* Princenton University Press. 594 p.

Smith, R., Mayle, F. 2017. Impact of mid- to late Holocene precipitation changes on vegetation across lowland tropical South America: A paleo-data synthesis. *Quaternary Research*, 89(1):1-22.

Spector, D.L. 1984. *Dinoflagellates An Introduction*. In: Spector D.L. (ed.), 1984. Dinoflagellates. Department of Pharmacology Baylor College of Medicine Texas Medical Center Houston, Texas Academic Press, p. 1-14.

Sritrairat, S., Peteet, D.M., Kenna, T.C., Sambrotto, R., Kurdyla, D., Guilderson, T. 2012. A history of vegetation, sediment and nutrient dynamics at Tivoli North Bay, Hudson estuary, New York. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 102-103:24-35.Stancliffe, R.P.W., 1996. Microforaminiferal linings. In: Jansonius, J., Macgregor, D.C. (Ed.), Palynology: principles and applications. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation 1, 373-379.

Stockmarr, J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*, 13:615-621.

Stover, L.E., Evitt, W.R. 1978. Analyses of pre-Pleistocene organic-walled dinoflagellates. Stanford University Publications, 306p.

Stover, L.E., Williams, G.L. 1987. Analyses of Mesozoic and Cenozoic organic-walled dinoflagellates 1977-1985. *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation,* 243p.

Stover, L.E.; Brinkhuis, H.; Damassa, S.P.; De Verteuil, L.; Helby, R.J.; Monteil, E.; Partridge, A.D.; Powell, A.J.; Riding, J.B.; Smelron, M., Williams, G.L. 1996. *Mesozoic-Tertiary dinoflagellates, acritarchs and parasinophytes*. In: Jansonious, J. & Mcgregor, D.C. (eds.). Palynology: Principles and Applications. Salt Lake City: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v. 2, p. 641-750.

Srivilai, D., Lirdwitayaprasit, T., Fukuyo, Y. 2012. Distribution of dinoflagellate cysts in the surface sediment of the coastal areas in Chonburi Province, Thailand. *Coastal Marine Science*, 35:11–19.

Sage R. 2016. A portrait of the C_4 photosynthetic family on the 50th anniversary of its discovery: species number, evolutionary lineages, and hall of fame. Journal of Experimental Botany 67, 2919–2922.

Saint-Hilaire, A. 1974. *Viagem ao Espírito Santo e Rio Doce*. Editora Itatiaia, São Paulo. 121p.

Salgado-Laboriau, M.L. 2001. Reconstruindo as comunidades vegetais e o clima no passado. *Humanidades*, 48: 24-40.

Santos, T.C.S. 2017. Análise de Dinoflagelados e Palinofácies de testemunhos da Plataforma Continental do Rio de Janeiro. Tese de doutorado, UFF.

Santos, A., Carvalho, M.A., Oliveira, A.D., Mendonça Filho, J.G. 2017. Paleoenvironmental changes and influence on Operculodinium centrocarpum during the Quaternary in the Campos Basin, southwestern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences,* 80: 266-271.Satta, C.T., Anglès, S., Lugliè, A., Guillén, J., Sechi, N., Camp, J., Garcés, E. 2013. Studies on dinoflagellate cyst assemblages in two estuarine Mediterranean bays: A useful tool for the discovery and mapping of harmful algal species. *Harmful Algae*, 24:65-79.

Silva, M.A.B., Bernini, E., Carmo, T.M.S. 2004. Características estruturais de bosques de mangue do estuário do rio São Mateus, ES, Brasil. *Acta Botânica Brasílica*, 19(3): 465-471.

Silva, A.C.T., Valentin, J.E., Vianna, M. 2015. Competition for space between fishing and exploratory oil drilling, observed from a drilling platform in the Espírito Santo basin, Southeastern Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 63(1):33-41.

Sobrino, C.M., García-Moreiras, I., Castro, Y., Carreño, N.M., de Blas, E., Rodríguez, C.F., Judd, A., García-Gil, S. 2014. Climate and anthropogenic factors influencing an estuarine ecosystem from NW Iberia: new high resolution multiproxy analyses from San Simón Bay (Ría de Vigo). *Quaternary Science Reviews*, 93:11-33.

Souza, V.C. 1996. *Levantamento das espécies de Scrophularia-ceae nativas do Brasil.* Tese de Doutorado. Instituto de Biociências. Universidade de São Paulo. 391 p.

Souza, V.C.; Lorenzi, H. 2005. *Botânica sistemática: guia ilustrado para identificação das famílias de Angiospermas da flora brasileira, baseado em APG II*. Instituto Plantarum, Nova Odessa, 640 p.

Suguio, K. 2003. Tópicos de geociências para o desenvolvimento sustentável: as regiões litorâneas. Geol. USP, Série Didática, 2:1-40.

Tan, Z., Han, Yongming., Cao, J., Huang, C.C., Na, Z. 2015. Holocene wildfire history and human activity from high-resolution charcoal and elemental black carbon records in the Guanzhong Basin of the Loess Plateau, China. *Quaternary Science Reviews*,109(1):76–87.

Tavares, A.S., Araújo, A.C., Guimarães, F.B. 2007. Cyperaceae ocorrentes na Baixada do Maciambú, Parque Estadual da Serra do Tabuleiro, Palhoça, SC. *Revista Brasileira de Biociências*, 5:186-188.

Taylor, F. J.R. 1987. *The Biology of the Dinoflagellates*. Oxford: Blackwell, 785p.

Taylor, F.J.R, Hoppenrath, M., Saldarriaga, J.F. 2008. Dinoflagellate diversity and distribution. *Biodiversity Conservation*, 17:407-418.

Thomas, Wm., W. 2004. *Cyperaceae*. In: Smith, N.; Mori, S.A.; Henderson, A.; Stevenson, D. W. & Heald, S. V. 2004. *Flowering plants of the Neotropics.* Princenton University Press. 594 p.

Thomaz, L.D. 2010. A Mata Atlântica no estado do Espírito Santo, Brasil: de Vasco Fernandes Coutinho ao século 21. *Boletim do Museu de Biologia "Mello Leitão"*, 27:5-20.

Thomaz, L.D. & Monteiro, R. 1997. Composição florística da Mata Atlântica de encosta da Estação Biológica de Santa Lúcia, município de Santa Teresa – ES. *Boletim do Museu de Biologia Mello Leitão (Nova Série),* 7: 1–48.

Tian, C., Doblin, M.A., Johnston, E.L., Pei, H., Hu, W. 2018. Dinoflagellate cyst abundance is positively correlated to sediment organic carbon in Sydney Harbour and Botany Bay, NSW, Australia. *Environmental Science and Pollution Research*, 25:5808-5821.

Traverse, A. 1990. Studies of pollen and spores in rivers and other bodies of water, in terms of source-vegetation and sedimentation, with special reference to Trinity River and Bay, Texas. *Review of Palaeobotany and Palynology,* 64: 297-303.

Traverse, A. 2008. *Paleopalynology*. Ed. Springer. 2ª edição. 813p.

Tyson, R.V. 1995. *Sedimentary organic matter*. Londres, Chapman & Hall, 614p.

Valadares, R.T., Souza, F.B.C., Castro, N.G.D., Peres, A.L.S.S., Schneider, S.Z., Martins, M.L.L. 2011. Levantamento florístico de um brejo-herbáceo localizado na restinga de Morada do Sol, município de Vila Velha, Espírito Santo, Brasil. *Rodriguésia*, 62(4): 827-834.

Veloso, H.P., Rangel Filho, A.L.R., Lima, J.C.A. 1991. *Classificação da vegetação brasileira adaptada a um sistema universal*. Rio de Janeiro, IBGE, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 124p.

van Soelen, E.E., Lammerstma, E.I., Cremer, H., Donders, T.H., Sangiorgi, F., Brooks,G.R., Larson, R.A., Damsté, J.S.S., Wagner-Cremer, F., Reichart, G.F. 2010. Late Holocene sea-level rise in Tampa bay: integrated reconstruction using biomarkers, pollen, organic-walled dinoflagellate cysts, and distoms. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 86:216-224.

Veronez Júnior, P., Bastos, A.C., Quaresma, V.S. 2009. Morfologia e distribuição sedimentar de um sistema estuarino tropical: Baía de Vitória, ES. *Revista Brasileira de Geofísica*, 27(4): 609-624.

Wall, D.; Dale, B; Lohmann, G.P., Smith, W.K. 1977. The environment and climatic distribuition of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas. *Marine Micropaleontology*, 2:121-200.

Watson, L. & Dallwitz, M.J. 1992. The families of flowering plants: descriptions, illustrations, identification, and information retrieval. Disponível em: <http://delta-intkey. com>

Wartenberg, W. & Freund, H. 2012. Late Pleistocene and Holocene sedimentary record within the Jade Bay, Lower Saxony, Northwest Germany e New aspects for the palaeo-ecological Record. *Quaternary International*, 251:31-41

Wentworth, C. K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30(5): 377-392.

Wilmshurst, J.M. 1997. The impact of human settlement on vegetation and soil stability in Hawke's Bay, New Zealand. *New Zealand Journal of Botany*, 35:97-111.

Williams, G.L., Stover, L.E., Kidson, E.J. 1993. Morphology and stratigraphic ranges of selected Mesozoic-Cenozoic dinoflagellates taxa in Northern Hemisphere. Canada: Gelogical Survey of Canada, 137p.

Whitlock, C. & Larsen, C.P.S. 2001 *Charcoal as a Fire Proxy*. In: Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators (Vol. 3), Kluwer Academic, Eds: Smol, J.P., Birks, H.J.B., Last, W.M., pp.75-97.

Whitney, B.S. & Mayle, F.E. 2012. *Pediastrum* species as potential indicators of lake-level change in tropical South America. *Journal of Paleolimnology*, 47:601-615.

Woodroffe, S.A., Long, A.J., Punwong, P., Selby, K., Bryant, C.L., Marchant, R. 2015. Radiocarbon dating of mangrove sediments to constrain Holocene relative sea-level change on Zanzibar in the southwest Indian Ocean. *The Holocene*, 25(5): 820-831

Ya, C., Anderson, W., Jaffé, R. 2015. Assessing dissolved organic matter dynamics and source strengths in a subtropical estuary: Application of stable carbon isotopes and optical properties. *Continental Shelf Research*, 92:99-107.

Yang, Y., Siegwolf, R.T.W., Komer, C. 2015. Species specific and environment induced variation of 13δC and 15δN in alpine plants. *Frontiers in Plant Science*, 6:423.

Ybert, J.P., Salgado-Laboriau, M.L., Barth, O.M., Lorscheiter, M.L., Barros, M.A., Chaves, S.A.M., Luz, C.F.P., Ribeiro, M., Scheel, R., Vicentini, K. 1992. Sugestões para a padronização da metodologia empregada em estudos palinológicos do Quaternário. *Revista do Instituto Geológico de São Paulo*, 13: 47-49.

Zedler, J.B. 2017. What's new in adaptive management and restoration of coasts and estuaries? *Estuaries and Coasts*, 40(1):1-21.

Zonneveld, K.A., Susek, E., Fischer, G. 2010. Seasonal variability of the organic-walled dinoflagellate cyst production in the coastal upwelling region of Cape Blanc (Mauritania): a Five-year survey. *Journal of Phycology*, 46:202-215.

Zonneveld, K.A., Chen L.,Elshanawany, R.,Fischer, H.W.,Hoins M.,Ibrahim M.I.,Pittauerova, D.,Versteegh, G.J. 2012. The use of dinoflagellate cysts to separate human-induced from natural variability in the trophic state of the Po-River discharge plume over the last two centuries. *Marine Pollution Bulletin*, 64:114-132.

Zonneveld, K.A.F., Marret, F., Versteegh, G.J. M., Bogus, K., Bouimetarhana, I., Crouch, E., de Vernal, A., Elshanawany, R., Esper, O., Forke, S., Grøsfjeld, K., Henry, M., Holzwarth, U., Bonnet, S., Edwards, L., Kielt, J.-F., Kim, S.- Y., Ladouceur, S., Ledu, D., Chen, L., Limoges, A., Lu, S.-H., Mahmoud, M. S., Marino, G., Matsouka, K., Londeix, L., Matthiessen, J., Mildenhal, D. C., Mudie, P., Neil, H. L., Pospelova, V., Qi, Y., Radi, T., Rochon, A., Sangiorgi, F., Solignac, S., Turon, J.-L., Wang, Y., Wang, Z., Young, M.,

Richerol, T., Verleye, T., Wang, Y., Wang, Z., Young, M. 2013. Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points. Review of. *Palaeobotany and Palynology*, 191:1–198.

Zonneveld, K.A.F., Pospelova, V. 2015. A determination key for modern dinoflagellate cysts. *Palynology*, 39(3): 387-409.

11. APÊNDICES

APÊNDICE 1 - TABELA ECOLÓGICA DOS TIPOS POLÍNICOS ENCONTRADOS NOS TESTEMUNHOS ANALISADOS

Gênero/Família	**Hábito**	**Ambiente**	**Adaptação**	**Caráter sucessional**	**Referências**
Acacia (Mimosaceae)	Arbóreo	Floresta ombrófila	Decídua/ heliófita/ xerófita	Pioneira	(6)
Alchornea (Euphorbiaceae)	Arbóreo	Floresta ombrófila; Restinga.	Heliófitas/ mesófitas, higrófitas/ xerófitas	Pioneira; secundária tardia	(1), (2), (3), (4), (5)
Alternanthera (Amaranthaceae)	Herbáceo	Restinga; Floresta ombrófila; Estacional.	Heliófitas, hidrófitas/ xerófitas		(13), (14)
Amaranthaceae	Herbáceo	Mata ciliar; Restinga.	Heliófitas, hidrófitas/ xerófitas	Pioneira	(7), (13)
Anacardiaceae	Arbóreo	Restinga; Floresta Estacional.	Heliófitas/ esciófitas; higrófitas/ xerófitas	Pioneira a secundária inicial	(4), (9), (10)
Anadenanthera (Mimosaceae)	Arbóreo	Floresta ombrófila	Decídua; heliófita	Pioneira a secundária tardia	(10)
Arecaceae	Arbóreo/arbustivo	Floresta ombrófila	Perenifólia, heliófita e halófita	Pioneira	(2)
Arrabidaea (Bignoniaceae)	Arbóreo	Floresta ombrófila,	Heliófitas; higrófitas	Pioneira a secundária inicial	(11)
Asteraceae	Herbáceo/arbustivo	Campo; Floresta Estacional e Restinga.	Heliófita/ ciófita, hidrófitas/ xerófitas	Pioneira a secundária inicial	(2), (10), (12)
Avicennia (Aviceniaceae)	Arbóreo	Mangue			(11)
Bignoniaceae	Arbóreo	Floresta Estacional; Ombrófila.	Decídua, heliófita	Pioneira a secundária inicial	(13)

1. Lima *et al*. 2006; **2.** Lorenzi, 1992; **3.** Lorenzi & Matos, 2002; **4.** Marchant *et al*. 2002; **5.** Pinheiro & Monteiro 2008; **6.** Lorenzi, 2002; **7.** Garcia, 1998; **8.** Lorenzi, 2002; **9.** Leite, 2002; **10.** Lorenzi, 1998; **11.** Souza & Lorenzi, 2005; **12.** Lorenzi, 2008; **13.** Smith *et al*. 2004; **14.** Lorenzi, 2000

Gênero/Família	Hábito	Ambiente	Adaptação	Caráter sucessional	Referências
Bombacaceae	Arbóreo	Floresta ombrófila; Restinga.	Heliófitas/ ciófitas, higrófitas a xerófitas	Pioneira a secundária tardia	(2), (14)
Borreria (Rubiaceae)	Herbáceo	Orla de mata; Campo; Restinga.	Heliófitas/ ciófitas	Secundário	(4), (14)
Boraginaceae	Arbóreo	Floresta ombrófila	Heliófitas/ ciófitas; higrófitas /xerófitas	Pioneira a secundária tardia	(2), (4)
Cassia (Caesalpiniaceae)	Arbóreo	Restinga			(13)
Casearia (Flacourtiaceae)	Arbóreo	Floresta ombrófila; Restinga.	Heliófitas /ciófitas; higrófitas/ xerófitas	Pioneira a secundária tardia	(2)
Caesalpiniaceae	Arbóreo	Floresta Estacional; Restinga.			(13)
Cayaponia (Cucurbitaceae)	Arbóreo	Floresta ombrófila			(4)
Cecropia (Moraceae)	Arbóreo	Floresta ombrófila	Heliófitas; higrófitas	Pioneira a secundária	(4), (11)
Chamaesyce (Euphorbiaceae)					(13)
Celtis (Ulmaceae)	Arbóreo	Floresta Montana; Estacional.	Heliófitas; higrófitas	Pioneira	(16)
Cedrela (Meliaceae)	Arbóreo	Floresta ombrófila.	Heliófitas; higrófilas	Pioneira a secundária inicial	(4)
Citrus (Rutaceae)	Arbustivo	Floresta ombrófila			(13)
Cupania (Sapindaceae)	Arbóreo	Mata Ciliar; Floresta ombrófila.	Heliófitas; higrófitas	Pioneira a secundária tardia	(2), (11)
Cyperaceae	Herbáceo	Solos úmidos e pantanosos.	Heliófitas/hidrófitas	Pioneira	(11)
Dalbergia (Fabaceae)	Arbóreo/ arbustivo	Floresta ombrófila.	Heliófitas, hidrófitas/ xerófitas	Pioneira a secundária tardia	(4)

2. Lorenzi, 1992; **4.** Marchant *et al*. 2002; **11.** Souza & Lorenzi, 2005; **13.** Smith *et al*. 2004; **14.** Peixoto & Escudeiro, 2002; **15.** Pio Corrêa, 1984; **16.** Joly, 2002

Gênero/Família	Hábito	Ambiente	Adaptação	Caráter sucessional	Referências
Dalechampia (Euphorbiaceae)	Herbáceo/ liana	Floresta ombrófila			(4)
Dendropanax (Araliaceae)	Arbóreo/ arbustivo	Floresta; Ombófila; Matas paludosas.	Higrófita	Secundária	(13)
Didymopanax (Araliaceae)	Arbóreo	Floresta Estacional; Ombrófila.	Heliófitas/ mesófitas	Pioneira	(4)
Eucalyptus (Myrtaceae)	Arbóreo	Floresta ombrófila; Gênero exótico.			(4), (17)
Euphorbia (Euphorbiaceae)	Herbáceo	Floresta ombrófila	Xerófita		(4)
Euphorbiaceae	Herbáceo/ arbustivo/ arbóreo/liana	Cosmopolita.	Heliófitas; mesófitas; hidrófitas	Pioneira a secundária tardia	(4), (13)
Eryngium (Apiaceae)	Herbáceo	Campos secos a úmidos.			(4)
Fabaceae	Herbáceo/ arbustivo/ arbóreo	Restinga; Floresta ombrófila; Campo.		Pioneira a secundária tardia	(4), (13)
Flacourtiaceae	Arbóreo/ arbustivo	Floresta ombrófila	Decídua		(13)
Hedyosmun (Cloranthaceae)	Arbóreo/ arbustivo	Floresta ombrófila; Montana; Restinga.	Hidrófila/ xerófita	Pioneira	(4)
Hoffmannia (Rubiaceae)	Arbustivo	Floresta ombrófila			(13)
Hippocrateaceae	Liana	Floresta ombrófila			(6), (13), (18)
Ilex (Aquifoliaceae)	Arbóreo	Floresta ombrófila; Restinga.	Heliófitas/ ciófitas	Pioneira	(2), (4),(10), (19)

2. Lorenzi, 1992; **4.** Marchant *et al*. 2002; **6.** Lorenzi, 2002; **2.** Lorenzi, 1998; **13.** Smith *et al*. 2004; **17.** Andrade, 1939; **18.** Watson & Dallwitz, 1992; **19.** Edwin & Reitz, 1967; **20.** Ferreira-Júnior & Vieira, 2015

Gênero/Família	Hábito	Ambiente	Adaptação	Caráter sucessional	Referências
Lecythis (Lecythidaceae)	Arbóreo/ arbustivo	Mata ciliar.	Heliófitas/ ciófitas; hidrófitas/ higrófitas	Pioneira a secundária tardia	(4)
Mabea (Euphorbiaceae)	Arbóreo/ arbustivo	Floresta Estacional.	Heliófitas/ciófitas; hidrófitas/higrófitas	Pioneira	(2)
Malpiguiaceae	Arbóreo/ arbustivo	Floresta ombrófila.	Heliófitas/mesófitas; higrófitas	Secundária	(13)
Mansoa (Bignoniaceae)	Liana	Floresta ombrófila	Ciófita/mesófita/ higrófita		(11), (21)
Malvaceae	Herbáceo/ arbustivo/ arbóreo	Floresta ombrófila	Heliófitas; hidrófitas/xerófitas	Secundário	(13)
Melastomataceae	Arbóreo/ arbustivo	Cerrado; Floresta ombrófila.	Heliófitas; hidrófitas/ xerófitas	Pioneira	(11), (13)
Merremia (Convolvulaceae)	Liana	Floresta ombrófila			(11)
Mimosaceae	Arbóreo/ arbustivo	Floresta ombrófila	Heliófitas/ciófitas; hidrófitas/higrófitas	Secundário	(13)
Moraceae	Arbóreo/ arbustivo	Floresta ombrófila; Restinga.	Heliófitas/ciófitas; higrófitas	Pioneira	(13)
Myrsine (Myrsinaceae)	Arbóreo	Floresta ombrófila; Estacional; Restinga.	Heliófitas; higrófitas	Pioneira a secundária inicial	(3), (15)
Myrcia	Arbustivo	Floresta ombrófila; Restinga.			(4), (13)
Myrtaceae	Arbóreo/ arbustivo	Floresta ombrófila.	Heliófitas/ciófitas, higrófitas	Secundário inicial a tardio	(4), (13)
Piper (Piperaceae)	Arbustivo	Floresta ombrófila; Mata ciliar.	Ciófitas/seletiva higrófita	Pioneira	(4), (16)
Pachira (Bombacaceae)	Arbóreo	Mata ciliar.	Heliófita; higrófita		(2), (14)
Paullinia (Sapindaceae)	Liana	Floresta ombrófila; Restinga.	Heliófita/ciófitas; higrófita/mesófita	Secundário inicial	(4), (8), (11), (13),

2. Lorenzi, 1992; **3.** Lorenzi & Matos, 2002; **4.** Marchant *et al*. 2002; **8.** Lorenzi, 2000; **11.** Souza & Lorenzi, 2005; **13.** Smith *et al*. 2004; **14.** Peixoto & Escudeiro, 2002; **15.** Pio Corrêa, 1984; **16.** Joly, 2002; **21.** Lorenzi, 1995

Gênero/Família	Hábito	Ambiente	Adaptação	Caráter sucessional	Referências
Phoradendron (Loranthaceae)	Liana	Floresta ombrófila			(13), (28)
Poaceae	Herbáceo	Campo; Restinga.	Heliófitas; hidrófitas/ xerófitas	Pioneira	(22), (23)
Polygonum (Polygonaceae)	Herbáceo	Restinga; áreas alagadas.			(11)
Pouteria (Sapotaceae)	Arbóreo	Floresta ombrófila; Estacional.		Secundária inicial a tardia	(10), (24)
Protium (Burseraceae)	Arbóreo/arbustivo	Floresta ombrófila; Restinga.	Heliófitas; hidrófitas/ higrófitas	Secundária inicial	(2), (4), (13), (25)
Pseudobombax (Bombacaceae)	Arbóreo	Floresta ombrófila; Campo.		Secundário inicial	(2), (3)
Psychotria (Rubiaceae)	Arbóreo/arbustivo	Floresta ombrófila; Estacional; Restinga.	Heliófitas; higrófitas	Pioneira a secundária tardia	(4)
Rubiaceae	Arbóreo/arbustivo/ herbáceo	Floresta ombrófila.	Heliófitas/ciófitas; hidrófitas/xerófitas	Secundária inicial a secundária tardia	(4), (13)
Rhizophora (Rhizophoraceae)	Arbóreo	Mangue.			(4), (26)
Sebastiania (Euphorbiaceae)	Arbustivo	Floresta ombrófila; Estacional.	Higrófita/xerófita	Secundária tardia	(2), (3)
Scrophulariaceae	Arbóreo	Floresta ombrófila	Heliófita/ higrófita/ciófita		(4), (27)

2. Lorenzi, 1992; **3.** Lorenzi & Matos, 2002; **4.** Marchant *et al*. 2002; **10.** Lorenzi, 1998; **11.** Souza & Lorenzi, 2005; **13.** Smith *et al*. 2004; **22.** Joly, 1966; **23.** Bove *et al.*2003; **24.** Monteiro *et al.* 2007; **25.** Pontes *et al.* 2007; **26.** Araújo & Maciel, 1979; **27.** Souza, 1996; **28.** Lei, 2001

Gênero/Família	Hábito	Ambiente	Adaptação	Caráter sucessional	Referências
Solanaceae	Herbáceo/ arbustivo/ arbóreo	Floresta ombrófila; Estacional; Restinga.	Heliófitas/ciófitas; higrófitas/xerófitas	Pioneira	(4), (29)
Tabebuia (Bignoniaceae)	Arbóreo	Floresta ombrófila; Estacional.	Heliófitas/ esciófitas; xerófitas	Pioneira a secundária tardia	(3), (4)
Tapirira (Anacardiaceae)	Arbóreo	Floresta ombrófila	Heliófitas; esciófitas; xerófitas	Pioneira a secundária inicial	(2), (4), (30)
Trema (Ulmaceae)	Arbóreo	Floresta Estacional; Restinga.	Heliófitas de solos porosos	Pioneira	(4), (31)
Trichilia (Meliaceae)	Arbóreo	Floresta ombrófila.			(4)

2. Lorenzi, 1992; **3.** Lorenzi & Matos, 2002; **4.** Marchant *et al*. 2002; **11.** Souza & Lorenzi, 2005; **29**. Alcalá *et al.* 2006; **30.** Guedes-Bruni, 1988; **31.** Reitz *et al.* 1983

APÊNDICE 2 - TABELA ECOLÓGICA DOS CISTOS DE DINOFLAGELADOS ENCONTRADOS NOS TESTEMUNHOS ANALISADOS

Espécie	**Nível trófico**	**Ambiente**	**Observações**	**Referências**
Bitectatodinium tepikiense	Autótrofo	Oligotrófico/ eutrófico	Presente em águas mais frias	(1), (2)
Brigantedinium sp.	Heterótrofo	Oligotrófico/ eutrófico	Presente em águas salobras a hipersalinas	(1), (2), (5)
Echinidinium sp.	Heterótrofo	Oligotrófico/ eutrófico	Alta ocorrência próxima à descarga de rios	(1), (2)
Gymnodinium microreticulatum	Heterótrofo	Oligotrófico/ mesotrófico		(3)
Lingulodinium machaerophorum	Autótrofo	Eutrófico		(1), (2)
Operculodinium centrocarpum	Autótrofo		Cosmopolita	(1), (4)
Operculodinium israelianum	Autótrofo		Presente em águas costeiras tropicais e de alta salinidade	(1), (5)
Pentapharsodinium dalei	Autótrofo		Presente em águas menos salinas	(2)
Polykrikos kofoidii	Heterótrofo	Oligotrófico/ mesotrófico	Maior ocorrência em regiões costeiras	(1), (2), (5)
Protoperidinium sp.	Heterótrofo	Mesotrófico/ eutrófico	Maior ocorrência em regiões de ressurgência	(1)
Quinquecuspis concreta	Heterótrofo	Eutrófico	Maior ocorrência em áreas costeiras e de ressurgência	(2), (5)
Spiniferites sp.	Autótrofo	Oligotrófico/ eutrófico		(1), (2)
Spiniferites membranaceus	Autótrofo	Oligotrófico/ eutrófico	Ocorrência em águas costeiras e abertas	(2)
Spiniferites hyperacanthus	Autótrofo	Oligotrófico/ eutrófico	Ocorrência em uma ampla faixa de salinidade	(1), (2)
Spiniferites ramosus	Autótrofo	Mesotrófico/ eutrófico	Maior ocorrência em regiões de ressurgência	(1), (2)
Tuberculodinium vancampoae	Autótrofo	Oligotrófico/ eutrófico	Alta ocorrência em regiões costeiras e de ressurgência de reduzida salinidade	(2), (5)

1. Marret & Zonneveld, 2003; **2.** Zonneveld *et al*. 2013; **3.** Zonneveld & Pospelova, 2015; **4.** Matsuoka, 1987; Matsuoka, 1985

12. ANEXOS

Radiocarbon, 2017, p. 1–16 DOI:10.1017/RDC.2017.46
© 2017 by the Arizona Board of Regents on behalf of the University of Arizona

PALEOENVIRONMENTAL RECORDS INFLUENCED BY SEA LEVEL VARIATIONS DURING THE HOLOCENE IN THE VITÓRIA BAY REGION, ESPÍRITO SANTO STATE, BRAZIL

Alex da Silva de Freitas[1*] • Cintia Ferreira Barreto[1] • Alex Cardoso Bastos[2] • José Antônio Baptista Neto[1]

[1]Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 24210-346, Niterói, Rio de Janeiro, RJ, Brazil.
[2]Universidade Federal do Espírito Santo, Centro de Ciências Humanas e Naturais, Departamento de Ecologia e Recursos Naturais, 29090-600, Espírito Santo, ES, Brazil.

ABSTRACT. Vitória Bay is located in the south-central part of the State of Espírito Santo (SES). Multiproxy analyses were performed on samples from a 490-cm-long sediment core collected at the coordinates 40°18′23′′W and 20°14′48′′S. The objective of this study was to identify and integrate the multiproxy data to determine the environmental dynamics during the Holocene. The material was subsampled every 10 m and submitted to standard methodological processing. The sediment core was dated to two depths: the oldest age was between 9396 and 9520 cal yr BP at a 480-cm depth, and the youngest age was from 7423 to 7511 cal yr BP at a 304-cm depth. The integrated analysis revealed evidence of three major environmental changes in Vitória Bay. The first phase had a fluvial influence (depth of 490–480 cm; 9396–9520 cal yr BP). This was followed by a transitional period (depth of 480–290 cm; 7423–7511 cal yr BP) with a salt influence due to the Last Marine Transgression (LMT). Later, the environmental stability was similar to that of today (290 cm to the core top). This was a reflection of the Last Marine Regression (LMR) in the Holocene.

KEYWORDS: continental palynomorphs, carbonized particles, Holocene, stable isotopes, vegetation.

INTRODUCTION

The coastal regions of Brazil are characterized as areas of intense economic and social activity (Lacerda et al. 2008), with estuaries and bays being the most explored environments. In view of this, these sites have been used as important areas for industrial and port development, and they stand out as a significant source of mineral resources, including oil and natural gas (Silva et al. 2015). They are also places for the development of flora and fauna that are indispensable for the functioning of the planet (Barbier et al. 2008).

Bays are considered to be environments that are favorable to the deposition and preservation of the sedimentary record (Figueiredo et al. 2014), supporting studies focusing on the evolution and paleoenvironmental reconstruction of these areas. The sediment transported by the rivers is deposited according to local hydrodynamics (Barreto et al. 2012; Luz 2012). Studies of these environments, with a focus on microfossil analyses, are still rare when it comes to the Brazilian coast. Nevertheless, the record identified in these areas may provide a broader view of the different vegetation gradients found around these sites (Brush and Brush 1994). From the analysis and interpretation of these elements, we can infer changes in vegetation conditioned by climatic events, anthropogenic changes in the landscape (Flantua et al. 2016), and sea level variations (Woodroffe et al. 2015).

Sea level changes over different geological time periods have occurred at several time- and space-scales around the world (Milne et al. 2009; Church et al. 2010). In the Brazilian coastal region, there is evidence of the alteration of the shoreline position and sea level changes during the Holocene (Suguio and Martin 1978). Many studies dealing with variations in the mean sea level in this period are based on various data such as sedimentary/stratigraphic, geomorphological, and paleontological records in Brazilian coastal areas (Angulo et al. 2006; Castro et al. 2014). Fluctuations in the sea level during the Holocene were important in the construction and evolution of Brazilian coastal plains (Martin et al. 1997). A tendency toward sea level rises was

*Corresponding author. Email: alexsilfre@gmail.com.

Downloaded from https:/www.cambridge.org/core. Columbia University Libraries, on 25 Jun 2017 at 13:37:58, subject to the Cambridge Core terms of use, available at https:/www.cambridge.org/core/terms. https://doi.org/10.1017/RDC.2017.46

observed at the start of the Holocene, while 7000 years ago the sea level crossed the actual Transgressive Maximum (TM) at about 5000 years AP. At this stage, the sea level was about 3–5 m above what it is now, and then gradually declined to what it is today (Angulo et al. 2006; Gyllencreutz et al. 2010).

Past knowledge and current assessments of the exploitation of these coastal areas are important tools for managing the ecosystems that surround them. By studying the continental palynomorphs preserved in sediment, important information can be obtained that can be correlated to changes in the landscape (Flantua et al. 2016). This also allows the creation of conservation measures with which to mitigate the effects of possible impacts generated by the anthropic occupation of the areas surrounding these sites. The main objective of the current research was to identify and interpret the environmental dynamics in the region surrounding Vitória Bay during the Holocene, which are associated with paleo-fire frequency and relative sea level oscillations on the Brazilian coast.

STUDY AREA

Vitória Bay is located between the coordinates 40°22′W, 20°15′S and 40°16′W, 20°20′S in the south-central part of the SES. Its formation began about 123,000 years ago during the sea transgression that raised sea levels to about 8 m above the current Brazilian coast (Suguio 2003; Gyllencreutz et al. 2010). The sea level elevation in this region favored the drowning of the valleys, with the deposition of Pleistocene marine sediment that is characteristic of the northern region of Vitória Bay (Costa 1999).

The Bay covers an extensive area that ranges from Praia de Camburi to the mouth of the Santa Maria da Vitória River, which is the largest continental water contributor to the interior of Vitória Bay. The water exchange from the interior of the Bay to the ocean occurs through the connection to the Canal do Porto and the Canal da Passagem. The central region of Vitória Bay has a mean bathymetry of 10–11 m, with the area near the Canal do Porto being about 23 m deep (Costa 1999) and is characterized by the presence of fine and erosive sediment and/or fluvial notch (Bastos et al. 2015). The Canal da Passagem is a natural link between Espírito Santo Bay to the north and Vitória Bay to the south. It is approximately 10 km in length and has an average width of 80 m (Rigo and Chacaltana 2006). The bathymetry is variable, being 1 m deep during low tide periods and in other places up to 9 m deep. It has an average depth of 6 m throughout its length (Nascimento et al. 2013).

The climate of the region is characterized as coastal tropical, with a dry and slightly accentuated winter, a pluviometric index of approximately 1250 mm annually (Melo et al. 2012) and predominantly northeastern winds (Castro and Miranda 1996). The vegetation from the SES is extremely diverse and different vegetal formations are found (Ruschi 1950). The exuberance of the flora has also been observed by naturalists, who emphasized the presence of well-developed primary vegetation, such as large mangrove formations (Saint Hilaire 1974). Floristic and phytogeographic records in the surroundings of Vitória Bay and adjacent areas are scarce. However for the Vila Velha municipality, a very rich herbaceous vegetation was observed in a swamp. The main representative families were Asteraceae and Cyperaceae, followed by Fabaceae, Rubiaceae, and Poaceae (Valadares et al. 2011). The large diversity of the plant species was also observed by Thomaz and Monteiro (1997) in a section of ombrophilous forest in the municipality of Santa Teresa (SES).

The occupation record of the area surrounding Vitória Bay can be dated from 1390 ± 70 AD by indigenous Tupiguarani (Perota 1974). There was intense occupation of the SES by European

Downloaded from https:/www.cambridge.org/core. Columbia University Libraries, on 25 Jun 2017 at 13:37:58, subject to the Cambridge Core terms of use, available at https:/www.cambridge.org/core/terms. https://doi.org/10.1017/RDC.2017.46

immigrants from the start of the 19th century, whose aim was to colonize the extensive native area and boost the foreign market through coffee cultivation (Nagar 1985).

MATERIALS AND METHODS

Sediment Core Collection

The 490-cm-long T_C sediment core was taken from the Canal da Passagem in a preserved area of mangrove vegetation at the coordinates 40°18′23′′W and 20°14′48′′S (Figure 1). After collection, the core was split into two halves and described in terms of its thickness, grain size, structure, contact, color, appearance, and the presence of shells. Each half of the core was sliced every 10 cm for analysis in the laboratory (Ybert et al. 1992).

Particle Size Analysis

The process for the statistical treatment of the samples followed the grain size scale of Wentworth (1922). A particle size analysis was performed by dry sieving for the sand fractions and laser analysis for the mud fractions. The Master Size_2000 equipment was used for the laser granulometry of the mud fraction. The calculations of the statistical parameters of the grain size distribution proposed by Folk and Ward (1957) were applied for the percentiles of each granulometric fraction.

^{14}C Dating

The T_C (480 cm depth) sediment sample and a well preserved shell of a bivalve (304 cm depth) were dated by the radiocarbon (^{14}C) method. The analyses were carried out in the laboratories of the Center for Applied Isotope Studies, University of Georgia, USA and Beta Analytic Inc, Florida, USA. The Calib 7.1 program was used to calculate the calibrated ages (BP) using the SHCAL curve 13.

Palynological Analysis

For the palynological analysis, 2 g of dry sediment was collected each 10 cm from the sediment core. All the material received the standard chemical treatment for quaternary sediment proposed by Ybert et al. (1992).

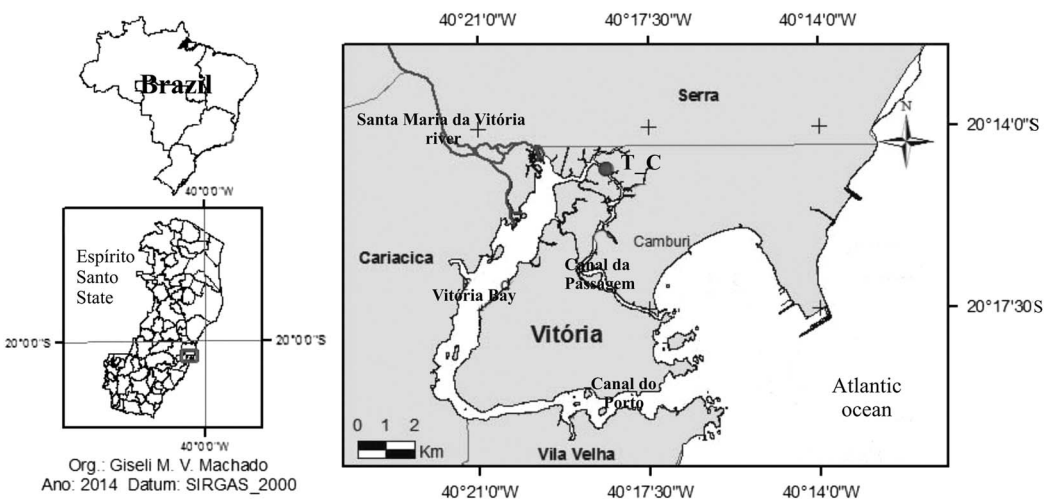


Figure 1 Localization map from the sediment core collection point located at Canal da Passagem, Espirito Santo State, Brazil (Arc Gis 9.3; SIRGAS_2000_Zone_24S).

Downloaded from https:/www.cambridge.org/core. Columbia University Libraries, on 25 Jun 2017 at 13:37:58, subject to the Cambridge Core terms of use, available at https:/www.cambridge.org/core/terms. https://doi.org/10.1017/RDC.2017.46

The samples were successively treated with 40% hydrofluoric acid, 10% hydrochloric acid, an acetolysis mixture, sodium pyrophosphate, KOH (10%), and zinc chloride ($ZnCl_2$) density 2. One exotic spore tablet from *Lycopodium clavatum* (Stockmarr 1971) was added in order to determine the palynomorph concentrations. Subsequently, 300 pollen grains were counted per sample. The identification of the palynomorphs was achieved with the identification catalogs (Roubik and Moreno 1991; Colinvaux et al. 1999; Luz and Barth 2000; Barreto et al. 2013). Percentage and concentration calculations were performed for the statistical treatment of the data, and the graphs were plotted with the TILIA and CONISS programs.

Analysis of Carbonized Particles

In order to analyze the carbonized particles, 2 cm^3 of wet sediment was collected every 10 cm along the sediment core at the same depths where the palynological analyses were performed. The sample treatments were based on the standard methodology proposed by Rhodes (1998). The samples were treated with the addition of hydrogen peroxide (H_2O_2) and subsequently washed with distilled water in a 125-μm mesh sieve. After this step, the material retained in the mesh was transferred to a Petri dish and the carbonized particles identified manually under a stereoscope microscope. The digital measurements of the particles were acquired through the IMAGE-J program and the area was then calculated (Abramoff et al. 2004).

Geochemical Analyses

The sediment samples were selected each 30-cm depth, and 1 g of dry sediment was weighed and sent to the Stable Isotope Facility, UC Davis, University of California, USA, to obtain the isotopic values of the $\delta^{15}N$, $\delta^{13}C$, and TOC (total organic carbon).

RESULTS

Particle Size Analysis

The sediment core had sandy mud at the bottom at a depth of 470 cm followed by silt at a depth of 460 cm from the top. Three lithological units were grouped according to the textural groups presented in the statistical model Gradistat with the values of the mean diameter in phi. The sandy mud was, on average, 73% sand and 27% mud. It was composed of fractions of medium sand and thick silt (Mz: 1.5 to 5.9, average of 3.16 phi), which was very poorly to badly selected (σ = 3.3–1.2) The mud textural group was, on average, 95% mud, and was composed of the mean diameter of fine silt (Mz = 7.2 phi), which was poorly selected (σ = 1.1–1.8) (Figure 2).

Dating ^{14}C

Two ^{14}C dates were obtained (Table 1), with the oldest acquired through the analysis of organic sediment dated from 9396 to 9520 cal yr BP at a depth of 430 cm. Further dating was achieved by analyzing a preserved shell of *Caryocorbula cymella* Dall at a 304-cm depth. This second date had an age of 7423–7511 cal yr BP.

Palynological Analysis

From the sediment core analyzed, it was possible to group the identified pollen types into three vegetal formations (mangrove, alluvial community, and ombrophilous forest). The pollen types that occurred in more than one vegetal formation were grouped into a "wide distribution" (Table 2) and four main zones were established (Figures 2 and 3).

Downloaded from https:/www.cambridge.org/core. Columbia University Libraries, on 25 Jun 2017 at 13:37:58, subject to the Cambridge Core terms of use, available at https:/www.cambridge.org/core/terms. https://doi.org/10.1017/RDC.2017.46

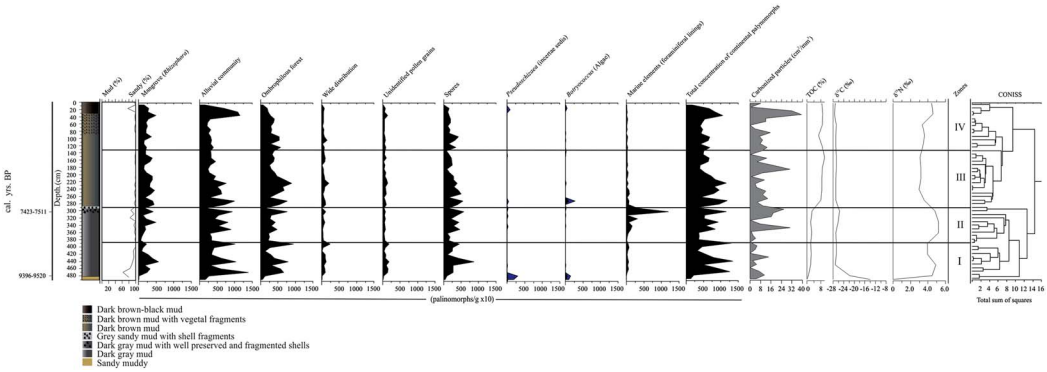


Figure 2 Concentration diagram (palynomorphs/g) from the identified vegetal formations; carbonized particles (cm^3/mm^3); TOC (%) and isotopic data (C and N) (‰) in the analyzed sediment core (T_C) located at Vitória Bay, Espírito Santo State.

Table 1 Dated samples by the radiocarbon method (^{14}C) of the T_C sample collected in the Canal da Passagem, Espírito Santo State, Brazil.

Analyzed material	Sample (cm)	^{14}C age (conventional)	^{14}C cal yr BP	Laboratory code
Caryocorbula cymella (shell)	304	6600 ± 25	7423–7511	[a]UGAMS17511
Organic sediment	480	8450 ± 30	9396–9520	[b]Beta-390256

[a]Center for Applied Isotope Studies, University of Georgia, USA.
[b]Beta Analytic Inc., Florida, USA.

Table 2 Pollen types classified and grouped in the vegetal formations from the analyzed samples from Vitória Bay, Espírito Santo State.

Vegetal formations	Pollen types
Mangrove	*Rhizophora*
Alluvial community	*Alternanthera*, *Amaranthus*/Chenopodiaceae, Asteraceae, *Borreria*, *Cleome*, *Cordia*, Cyperaceae, *Dalbergia*, *Eringyum*, *Machaerium*, *Myrcia*, Poaceae, *Polygonum*.
Ombrophilous forest	*Acacia, Alchornea*, *Anadenanthera,* Apocynaceae, Arecaceae, *Arrabidea, Astronium,* Bignoniaceae, Bombacaceae, *Casearia, Caesalpiniaceae, Chamaesyce, Cecropia, Celtis, Cedrela, Cupania, Dalechampia, Dendropanax*, *Didymopanax*, *Drymis*, *Euphorbia*, Flacourtiaceae, *Hedyosmun, Hoffmania,* Hippocrateaceae*, Ilex, Inga, Lecythis,* Loranthaceae*, Mabea,* Malpiguiaceae, Malvaceae, Melastomataceae, *Merremia*, Mimosaceae, Moraceae, *Myrsine*, Myrtaceae, *Piper*, *Pachira aquatica*, *Paullinia*, *Phyllantus*, *Phoradendron*, *Pouteria, Podocarpus, Protium*, *Pseudobombax*, *Psychotria*, Rubiaceae, *Sebastiania,* Scrophulariaceae*, Struthantus, Tabebuia, Tapirira, Tetrapteris, Trema, Trichilia.*
Wide distribution	Anacardiaceae, Araliaceae, Boraginaceae, *Cassia, Cayaponia, Clitoria,* Convolvulaceae, Euphorbiaceae, Ericaceae, *Erytroxylum*, Fabaceae, Solanaceae.

Downloaded from https:/www.cambridge.org/core. Columbia University Libraries, on 25 Jun 2017 at 13:37:58, subject to the Cambridge Core terms of use, available at https:/www.cambridge.org/core/terms. https://doi.org/10.1017/RDC.2017.46

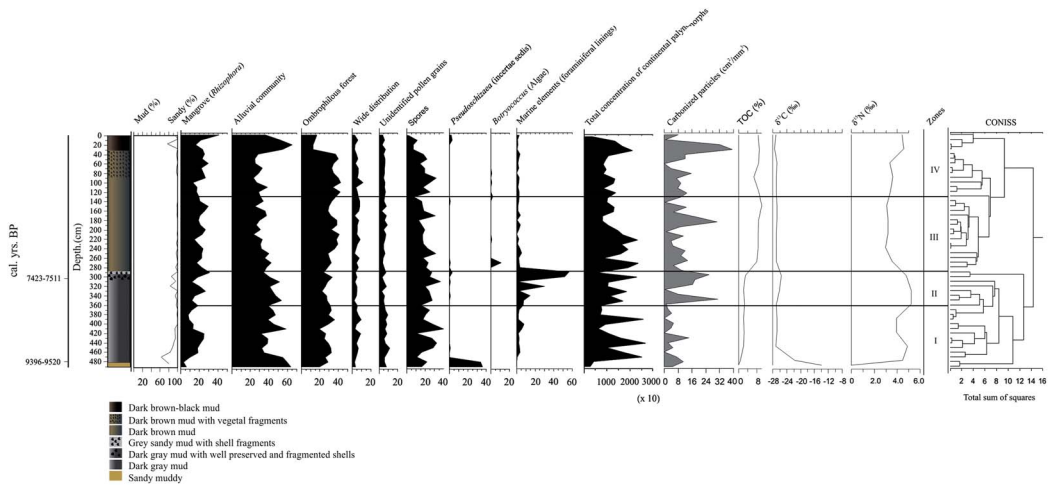


Figure 3 Frequency diagram (%) from the identified vegetal formations; carbonized particles (cm^3/mm^3); TOC (%) and isotopic data (C and N) (‰) in the analyzed sediment core (T_C) located at Vitória Bay, Espírito Santo State.

Zone I: depth of 490–360 cm

Zone I was characterized by a low total palynomorph concentration at its base (2608.2 palynomorphs/g) that was represented by all vegetal formations and spores (Figure 2). A presence of *Pseudoschizaea* (incertae sedis) (311.9 palynomorphs/g) was observed at the base of this zone. There was a gradual increase in all vegetal formations (4379.8–26,855.1 palynomorphs/g) after this phase. There was, however, a sharp decrease (15,840.4 palynomorphs/g) at a depth of 430 cm, followed by a subsequent increase in concentrations (25,891.9 palynomorphs/g) at a depth of 390 cm (Figure 2). The highest palynomorph accumulation values in this zone were observed in the alluvial (13,870.6 palynomorphs/g) and mangrove communities (5653.7 palynomorphs/g). However, the top of this zone had low concentration values (7330.9 palynomorphs/g). There was an increase in spores from the base to the top of this zone (415.9–1096.0 palynomorphs/g). High concentrations of *Pseudoschizaea* (incertae sedis) (311.9–496.4 palynomorphs/g) were observed at the base of the zone. The marine elements (foraminiferal linings) were observed to gradually increase (168.1–504.4 palynomorphs/g) from a depth of 470 cm toward the top of the zone (Figure 2).

The elements of the alluvial community had the highest percentage values, mainly due to the presence of Cyperaceae (40.5%) and Poaceae (19.6%), along with the Arecaceae (13%) pollen type that is representative of the ombrophylous forest and spores (39.6%). The values of the mangrove vegetation (*Rhizophora*) varied (5.6–25.02%) along this zone. *Pseudoschizaea* (incertae sedis) occurred in the bottom of the sediment core, with percentage values ranging from 11.3–12%. There were low numbers of marine elements (foraminiferal linings) (Figure 3).

Zone II: depth of 360–290 cm

The total palynomorph concentrations in zone II were higher than those at the top of the previous zone (16,812.9 palynomorphs/g) at a 350-cm depth. The highest total concentrated palynomorph value (22,978.5 palynomorphs/g) was observed at a 300-cm depth. This high concentration was obtained through the high values present in the vegetal formations represented by the alluvial community (90,22.9–9358.8 palynomorphs/g) and ombrophilous forest (4707.6–7608.8 palynomorphs/g). There was an increase in spores compared to the anterior

Downloaded from https:/www.cambridge.org/core. Columbia University Libraries, on 25 Jun 2017 at 13:37:58, subject to the Cambridge Core terms of use, available at https:/www.cambridge.org/core/terms. https://doi.org/10.1017/RDC.2017.46

zone and a posterior fall toward the top of the zone (4595.5–1489.1 palynomorphs/g). The *Pseudoschizaea* (incertae sedis) presence was low. However, the marine elements (foraminiferal linings) gradually increased from the base to the top of the zone (1289.0–3157.7 palynomorphs/g), with the highest values found throughout the entire sediment core (Figure 2).

The ombrophilous forest elements remained constant throughout the entire area (24.2–28.0%) through the pollen types Arecaceae, Caesalpineaceae, Malpiguiaceae, *Paullinia*, *Psychotria*, and Rubiaceae. Similarly, the alluvial community was stable along the zone (34.2–53.7%). The most frequent pollen types were Asteraceae, Cyperaceae, and *Dalbergia*. The mangrove vegetation represented by the *Rhizophora* pollen type had a tendency to increase the base toward the top of the zone (11.7–30.6%). The occurrence of *Pseudoschizaea* (incertae sedis) was low in this zone. There was, however, an increase in the concentration of the marine elements (7.7–56.8%), with the highest percentages observed throughout the sediment core (Figure 3).

Zone III: depth of 290–130 cm

High total concentration values were observed between depths of 270 and 220 cm (23,570.7–23,147.4 palynomorphs/g) in zone III. The mangrove vegetation had a tendency to increase (1722.4–1975.8 palynomorphs/g) in the same way as the alluvial community (1901.8–3168.1 palynomorphs/g) and the ombrophilous forest (1345.6–3815.3 palynomorphs/g) from the base toward the top of the zone. The spores increased from the base of the zone to the top of the sediment core (1489.1–1576.5 palynomorphs/g), with variations throughout the zone. The first occurrence of *Botryococcus* algae was also observed, with a concentration of 855.7 palynomorphs/g at a depth of 270 cm. The marine elements fell in number significantly throughout the zone compared to zone II (662.8–272.5 palynomorphs/g) (Figure 2).

The mangrove vegetation remained stable (19.3–31%) throughout the entire zone, with only small variations. The alluvial community also did not suffer from major variations (31–37.5%), and was represented by the Asteraceae, Cyperaceae, *Dalbergia*, and Poaceae pollen types. It was also possible to observe the stability of the ombrophilous forest (28.1–37.3%) along this zone. The most frequent pollen types were *Alchornea*, Arecaceae, Caesalpiniaceae, Malpiguiaceae, Moraceae, *Psychotria*, Rubiaceae, *Sebastiania*, and *Trema*. The *Botryococcus* algae first ocurred in the sediment core, with a frequency of 4% at a 270-cm depth. There were low numbers of marine elements (2.7–3.5%) compared to the previous zone (Figure 3).

Zone IV: depth of 130 cm to the sediment core top

The base of this zone had total concentration values that were similar to those of the top of the previous zone (13,627.9 palynomorphs/g). The highest concentration was observed at a 30-cm depth, where the total concentration was 21,057.9 palynomorphs/g. The mangrove area showed an increase in its concentrations at the zone base up to a depth of 10 cm (2301.4–28,883.2 palynomorphs/g), with the highest value at this stage found at a 30-cm depth (4897.2 palynomorphs/g) (Figure 2).

There was a significant increase in the alluvial community (3925.9–7052.8 palynomorphs/g), with a drop in the concentrations only at the top of the zone (1327.1 palynomorphs/g). The ombrophilous forest had a tendency to fall from the base toward the top of the zone (5685.8–603.2 palinomorphs/g). The spores also showed a decrease at the base toward the top of the zone (3429.5–72.4 palynomorphs/g). Pseudoschizaea was present in low concentrations and was more representative at a 10-cm depth with 133.1 palynomorphs/g. The marine elements fell in terms of their concentration from the base to the top of the zone (361–96.5 palynomorphs/g) (Figure 2).

Downloaded from https:/www.cambridge.org/core. Columbia University Libraries, on 25 Jun 2017 at 13:37:58, subject to the Cambridge Core terms of use, available at https:/www.cambridge.org/core/terms. https://doi.org/10.1017/RDC.2017.46

The mangrove vegetation (*Rhizophora*) increased from the base toward the top of this zone (16.9–40.9%), with the same pattern as that observed for the alluvial community (28.8–36.5%). The most representative pollen types at this stage were Asteraceae, Cyperaceae, *Dalbergia*, and Poaceae. There was, however, a fall in the ombrophilous forest (41.7–16.6%). There was also a significant fall in spores (25.2–2%). There were low percentages of algae throughout this zone. The marine elements were represented at low frequencies but remained stable throughout the zone (2.6–2.7%) (Figure 3).

Carbonized Particles

The accumulation register of carbonized particulates throughout the sample was within the range of 2–18 cm^2/mm^3. However, compared to the other analyzed samples, higher accumulation values were observed at four different depths (340, 290, 180, and 30 cm): 30.6 cm^2/mm^3 at a 340-cm depth; 26 cm^2/mm^3 at a 290-cm depth; 31 cm^2/mm^3 at a 180-cm depth; and 39.4 cm^2/mm^3 at a 30-cm depth (Figure 2).

Geochemical Data (COT, $\delta^{15}N$, $\delta^{13}C$)

The analyzed sediment core had TOC values ranging from 0.04 to 10%. Among all the analyzed samples, the highest percentage value was observed at a 150-cm depth. The $\delta^{13}C$ results were in the range of –14 to –27‰. The highest values were found at the core base. However, the values found for $\delta^{15}N$ were observed in the range 0.0–5.22‰, with the highest values at depths of 360 and 330 cm (Figure 2).

Paleoenvironmental Interpretation

The $\delta^{13}C$ values (between –14 and –27‰) associated with $\delta^{15}N$ (between 0.0 and 5.22‰) and the low TOC values at the core base may be an indication of a C3 and C4 plant-blending environment with phytoplanktonic organisms. This mixed environment with plants of continental origin and organisms of marine origin was also observed by França et al. (2015) and Lorente et al. (2014) in transitional regions between the sea and the mainland on the SES coast.

From a vegetational point of view, mangrove (*Rhizophora*) was common throughout the entire sediment core and did not show any sudden drops, with only small variations over time between 9396 and 9520 cal yr BP. Mangrove vegetation adapts both physiologically and morphologically to its environment in the intertidal zone between tidal variations (Ellison 2015). The genus *Rhizophora* has a high pollen-production rate, with the pollen being small in size and easily transported over long distances by wind and water (Muller 1959). Nevertheless, factors such as the circulation of the collection site, the wind direction, and the local sedimentation rate can influence the preservation and deposition of grains (Hoffman 2002).

The *Rhizophora* sp. pollen was well represented in an analyzed sediment core in a bay located on the coast of India. Variations of this pollen type over time were used as a tool to assess sea level changes in the Indian Ocean (Punwong et al. 2013; Woodroffe et al. 2015). Other authors have also observed this pollen type in a bay in North America and, in association with other proxies, have been able to infer the influence of sea level variations in this coastal region (van Soelen et al. 2010). However, a sediment core collected in a bay in the southeast of Brazil had low concentrations of this pollen type (Belem 1985; Coelho et al. 1999). Coelho et al. (1999) highlight that this may be related to the transport and leaching of grains through the influence of rivers. In the coastal area of the SES, this pollen type is observed to have been present in analyzed sediment since 7550 cal yr BP (França et al. 2015).

Downloaded from https:/www.cambridge.org/core. Columbia University Libraries, on 25 Jun 2017 at 13:37:58, subject to the Cambridge Core terms of use, available at https:/www.cambridge.org/core/terms. https://doi.org/10.1017/RDC.2017.46

Zone I: depth of 490–360 cm

There was a low palynomorph concentration at 9396–9520 cal yr BP at the base of this zone, which was associated with a lithology characterized as sandy mud. This association may be related to higher environmental energy. The rest of the zone had a finer lithology characterized by dark sediment (Figure 3).

At the base of this zone, the high frequency of the alluvial community followed by the ombrophilous forest and the expressive occurrence of *Pseudoschizaea* suggests an increase in flooded areas through a greater continental water supply. According to Scott (1992), this incertae sedis (*Pseudoschizaea*) is characteristic of swampy environments and is commonly found in tropical regions. This interpretation is corroborated by the $\delta^{13}C$ values that presented –14‰ characteristic isotopic signals of C4 plants (Yang et al. 2015). This is associated with increased vegetation belonging to the alluvial community and a reduction of mangrove vegetation (*Rhizophora*; Figures 3 and 4).

França et al. (2015) point out that the coastal area of the SES underwent a period of humid conditions from the late to the middle Holocene, which is corroborated by the data of the present study. The increase in the palynomorph concentration in the middle of this zone, with an emphasis on the herbaceous plants of the alluvial community, was verified in the isotopic signal of $\delta^{13}C$ (Figure 4). According to Ya et al. (2015), this may reflect a source of available organic matter (e.g., by way of its decomposition) in the depositional environment. Sritrairat et al. (2012), in analyzing sediment from a bay located in the northeast region of the United States, highlighted that the great expansion of the $\delta^{13}C$ isotopic signal could be related to a higher occurrence of the Cyperaceae pollen type. This genus is a C4 plant that is highly enriched in $\delta^{13}C$, can vary from −12.1 to −15.9‰ (Yang et al. 2015), and was present in the highest percentage value in the current study. Species of this genus are characteristic of environments that have wet and marshy soils (Souza and Lorenzi 2005), colonizing environments formed under the influence of continental water, and transition areas under the influence of brackish water (Tavares et al. 2007). It is worth noting that a slight increase in mangrove vegetation and the occurrence of marine elements (foraminiferal linings) may be associated with the entry of saline water into the Canal da Passagem, making the water brackish and favoring the establishment of *Rhizophora* sp. (Figure 3).

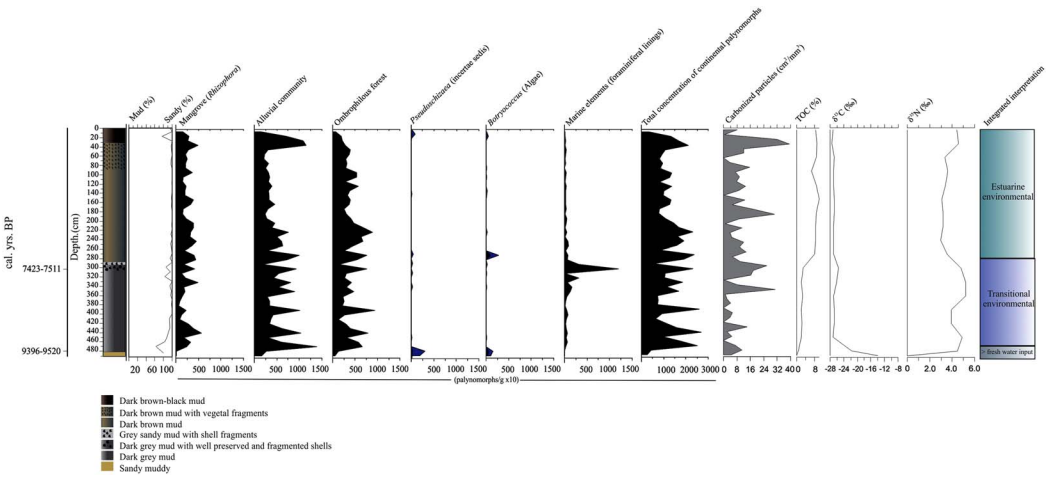


Figure 4 Integrated palynological (palynomorphs/g), carbonized particles (cm^3/mm^3), and geochemical data (%) from the sediment core (T_C) and the paleoenvironmental reconstruction from Vitória Bay, Espírito Santo State.

Downloaded from https:/www.cambridge.org/core. Columbia University Libraries, on 25 Jun 2017 at 13:37:58, subject to the Cambridge Core terms of use, available at https:/www.cambridge.org/core/terms. https://doi.org/10.1017/RDC.2017.46

The occurrence of carbonized particles was low throughout this zone. According to Patterson et al. (1987), carbonized particles or "amorphous inorganic carbon" are the result of the incomplete combustion of plant tissues. Whitlock and Larsen (2001) point out that carbonized particulates form after "fire events" and, when present in coastal sediment, have a direct influence on fluvial transport. Low values of carbonized particulates were also observed by Punwong et al. (2013) in a bay located in Tanzania with a domain of mangrove vegetation. The authors correlated this low carbonized particle preservation in the base of the sediment core with humidity conditions from 8000 yr BP and the influence of strong monsoons identified in the southwest Indian Ocean. The low values of carbonized particles observed in the present study in zone I, which were associated with low TOC values, less negative values of $\delta^{13}C$, and sandy sediment without foraminiferal linings, may indicate a greater continental influence due to the start of the Holocene. When the sea level drops, the transport capacity of the rivers increases and the watersheds become longer (Figure 4).

Zone II: depth of 360–290 cm

The start of this zone had high concentration values compared to the top of the previous zone. The highest values were related to alluvial community vegetation and ombrophilous forest. The mangrove vegetation represented by the *Rhizophora* genus maintained the frequency observed in the previous zone. Fragments and preserved shells associated with muddy sediment were observed at about a 300-cm depth at the top of this zone. The dating of a bivalve shell from *Caryocorbula cymella* Dall provided an age of 7423–7511 cal yr BP (Figure 4). The identified bivalve species is characteristic of eurialin environments (Rios 2009). The occurrence of this species has also been observed in an estuarine-lagoon environment in the southeast of Brazil (Martínez et al. 2013). According to Murray-Wallace and Woodroffe (2014), the malacological identification of organisms found in sediment are of great importance in the correlation of paleoenvironmental and paleontological interpretations.

The highest concentration of marine elements was observed in this same range of high shell concentrations in the sediment core (foraminiferal linings) (Figure 4). According to Stancliffe (1996), these organisms are always related to conditions of greater salinity in the environment. Traverse (2008), however, highlights the lack of available information regarding the taxonomy and ecology of these organisms. The high accumulation of these organisms was observed by Pienkowski et al. (2011) in bottom sediment in an archipelago in Canada. This high concentration of foraminiferal linings was associated with high local productivity. The shell fragment occurrence associated with the greater deposition of foraminiferal linings may be linked to an increase in the sea level when it crossed the current level at approximately 7000 cal yr BP on the Brazilian coast (Angulo et al. 2006). Lorente et al. (2014) report a transgressive phase on the coast of the SES between 7521 and 4847 cal yr BP based on microfossil organisms (foraminiferal linings and dinoflagellates cysts) found in a lake located about 23 km from the Atlantic Ocean.

This same pattern of marine transgression from 7550 cal yr BP was also observed by França et al. (2015) from the analysis of $\delta^{13}C$ and $\delta^{15}N$ in sediment collected from the Delta do Rio Doce. The authors point out that during this period there was a mix of marine and continental organic matter where the current delta was originally an estuarine channel. The data obtained by other authors corroborate those of the present study that at about 7423–7511 cal yr BP the SES was undergoing a transgressive phase. The reflection of a transgressive event during the Holocene was also observed by Bartholomeu et al. (2014) from the palynological analysis of peat sediment and by Barreto et al. (2015) in a sediment core, both of which were collected in different areas of Guanabara Bay located in the southeast region of Brazil.

Downloaded from https:/www.cambridge.org/core. Columbia University Libraries, on 25 Jun 2017 at 13:37:58, subject to the Cambridge Core terms of use, available at https:/www.cambridge.org/core/terms. https://doi.org/10.1017/RDC.2017.46

The carbonized particulates showed high accumulation values at depths of 340 and 290 cm during a period of sea level rise. Whitlock and Larsen (2001) point out that high values of carbon particulates indicate the contribution of a "fire event." This higher accumulation value in the present study may have been transported from different areas and deposited in the collection point during the sea level rise. Barreto et al. (2016) observed a high accumulation of carbonized particles in a sediment core collected in Guanabara Bay in a southeastern region of Brazil. The authors correlated the high accumulation with the expansion of open areas, observed through pollen types from herbaceous vegetation, and possible fire events due to the colonization of the surroundings of the bay by European immigrants.

The increase in TOC in relation to the anterior zone may be the result of the high preservation of organic matter in an anoxic environment (Tyson 1995). It can also be associated with conditions of low hydrodynamism, the deposition of fine sediment, and a large supply and accumulation of organic matter. This increase of organic matter content marks the evolution of the environment for the establishment of the mangrove vegetation. Van Soelen et al. (2010) observed the highest TOC values in a sample collected from Tampa Bay, Florida, and correlated with the stratification of the environment. The data obtained from the carbonized particulates associated with the increase in TOC at a time of sea level rises may also reflect the stratification of the environment. Consequently, the analyzed particles (>125 μm) may have been transported and deposited in this range, since the hydrological regime is one of the main particulate transport agents (Patterson et al. 1987).

The $\delta^{15}N$ data presented values that are slightly higher than the previous zone, while the $\delta^{13}C$ values were similar from the top of zone I. This increase in the $\delta^{15}N$ isotopic values associated with the $\delta^{13}C$ values can suggest a greater input of organic matter of marine origin, indicating a continuous mix with sediment of a continental origin. With the preponderance of more negative $\delta^{13}C$ values, a predominance of C3 plants was observed from the middle of the previous zone to the top of the sediment core (Figure 4). According to Hatté et al. (2013), the isotopic signals of C3 plants are replaced by C4 plants when adverse environmental conditions such as temperature, altitude, precipitation, and wind changes are observed. Under normal ecological conditions, when the two niches (C3 and C4) overlap, the C3 plants have a greater advantage of establishment in the environments.

Zone III: depth of 290–130 cm

This zone had a tendency for increased concentrations of all vegetal formations and spores. This may be a reflection of the LMT, which was well recorded in the previous zone, where the current marine level was crossed at approximately 7000 cal yr BP (Angulo et al. 2006). Accordingly, the increase of the edge limit of the Canal da Passagem may have facilitated the major deposition of the palynomorphs. The mangrove and the alluvial community were reduced along this zone compared to the previous zone. However, there were high levels of ombrophilous forest vegetation, evidencing the flooding of the areas surrounding the Canal da Passagem and the proximity of more regional vegetation. The difference in the frequency of the mangrove vegetation compared to the previous zone may in fact be associated with a Marine Transgression (MT) phase on the coast of the SES. This behavior in the mangrove vegetation was also observed in a coastal region of the Indian Ocean (Punwong et al. 2013; Woodroffe et al. 2015). On the coast of the SES, other authors have also observed the MT record during the middle Holocene (Lorente et al. 2014; França et al. 2015).

A certain stability in this period is also observed in the accumulation of carbonized particles, with the highest values seen in the sample at a depth of 180 cm. The tendency toward increased

Downloaded from https:/www.cambridge.org/core. Columbia University Libraries, on 25 Jun 2017 at 13:37:58, subject to the Cambridge Core terms of use, available at https:/www.cambridge.org/core/terms. https://doi.org/10.1017/RDC.2017.46

TOC was observed from the end of the anterior zone, with higher values in this zone. This rise in TOC may be associated may be the result of the high preservation of organic matter in an anoxic environment (Tyson 1995) and could be a reflection of the end of the Holocene TM and the start of the LMR (Angulo et al. 2006). High TOC values have been associated with the stratification of the environment in a bay located in Florida, USA (van Soelen et al. 2010). A possible marine regression in this zone in the present study may have favored the deposition of carbonized particles. The isotopic recording of $\delta^{15}N$ revealed a decrease compared to the previous zone. The $\delta^{13}C$ values, however, remained stable, with the more negative values observed in this zone, demonstrating the greater influence of C3 plants (ombrophilous forest) (Figure 4).

The first occurrence of *Botryococcus* algae in this zone was observed after the high values of the foraminiferal linings found in the previous zone. This may be related to greater stratification of the environment, as this genus of seaweed occurs in brackish water (Traverse 2008). This colonial algae was observed in bottom sediment in Coronation Gulf in Canada, and is associated with the input of continental water (Pienkowski et al. 2011). Minor records of *Pseudoschizaea* and marine elements (foraminiferal linings) were observed from the top of the anterior zone to the start of this zone. This, associated with the greater occurrence of the species in flooded environments (Scott 1992), tends to corroborate the interpretation that the environment changed from a condition of greater salinity from the base of zone II to the base of zone III to a transitional environment (Figure 4). The evolution of Tampa Bay in Florida during the Holocene was the focus of a study by van Soelen et al. (2010) from the proxies analyzed and correlated to the MT. From the sedimentary and vegetational dynamics of the surroundings of the bay, it was possible to observe a period of greater fluvial influence, passing through a period of transition and stabilization of the environment, culminating in the present stage, which is characterized as an estuarine environment.

Zone IV: depth of 130 cm to the top of the sediment core

This zone had similar patterns of palynomorph concentrations to the previous zone, although a slight decrease in the ombrophilous forest and spores could be observed at the top of the zone. This may be a reflection of the LMR observed on the coast of Brazil after the Holocene TM around 5100 cal yr BP (Angulo et al. 2006). Accordingly, areas that were previously submerged and close to the ombrophilous forest were occupied by an increase in the vegetation of the alluvial community, which is associated with a tendency to increase mangrove vegetation.

The increase in vegetation that is characteristic of the alluvial community is highlighted by the greater occurrence of Asteraceae, Cyperaceae, *Dalbergia*, and Poaceae. Unlike zone 1, where the dominance of Cyperaceae was due to the greater contribution of continental water, the pollen types seen in this zone were not dominant, but were due to the colonization by other vegetational genera after the LMR. Valadares et al. (2011) reported that the Asteraceae and Cyperaceae families are common in herbaceous swamp regions in municipalities neighboring Vitória Bay and they were also observed as representatives of the alluvial community in the present study.

The carbonized particulates were present in their highest accumulations at a 30-cm depth, and were stable in this zone in terms of the frequency of the TOC, which can result from a high preservation of the organic matter in an anoxic environment (Tyson 1995). This was associated with stability in the $\delta^{13}C$ isotopic register that occurs with a predominance of C3 plants. Meanwhile, a propensity for increased $\delta^{15}N$ can confirm that there was a tendency to a sea level fall during the Holocene (Angulo et al. 2006), favoring the occurrence of natural fire events in

Downloaded from https:/www.cambridge.org/core. Columbia University Libraries, on 25 Jun 2017 at 13:37:58, subject to the Cambridge Core terms of use, available at https:/www.cambridge.org/core/terms. https://doi.org/10.1017/RDC.2017.46

areas that were previously submerged. In view of this, the sediment and microfossils observed in this zone could have been carried to the region at the point of the collection of the sediment core. França et al. (2015) point out that, after the marine regression period observed on the ES coast, a greater sediment contribution may have favored the development of the Delta Rio Doce.

The TOC values in this zone were similar to those in the previous zone. Lorente et al. (2014) observed the highest TOC value at the top of a sediment core collected in a coastal lake in the SES after a period of marine regression. This was correlated with a larger continental input. Buso Junior et al. (2013) also observed a change in the colonization areas that were previously flooded by swamp vegetation after 4396 cal yr BP. These data corroborate those of the present study where, after the possible marine regression, a high carbonized particle value at the top of the sediment core was observed and associated with the low frequency of ombrophilous forest elements and spores. Accordingly, areas that were previously flooded were colonized by the characteristic vegetation of the alluvial community, with a tendency to expand mangrove vegetation (Figures 3 and 4).

CONCLUSIONS

The combined analysis of different proxies (pollen, carbonized macroparticles, stable isotopes, and ^{14}C dating) demonstrated the evolution of Vitória Bay (Canal da Passagem) during the Holocene.

1. During about 9396–9520 cal yr BP, the Bay experienced a period of greater continental water and sediment contributions that were carried along the Canal da Passagem. This greater influence of a continental water supply was observed from the sediment core base at depths of 490–470 cm. During this period, a lithology characterized as sandy-muddy, low concentration values of vegetal formations, and a low frequency of carbonized particles was observed. This interpretation is supported by the less negative values of the $\delta^{13}C$ isotopes (C4 plants) and the high concentrations of Pseudoschizaea that are characteristic of swamp environments.
2. After a phase with higher contribution of continental water, a greater marine influence was observed until approximately 7423–7511 cal yr BP (from depths of 470–290 cm). In this transition period, there was a greater mix of continental and marine water masses, which were possibly influenced by the Holocene TM. The main characteristics of this phase were the increase of the alluvial community, the emergence of the foraminiferal linings that had their highest values at the top of this interval, and the increase in the isotopic $\delta^{15}N$ values associated with the $\delta^{13}C$ values, indicating a greater contribution of organic matter of marine origin.
3. In the last interval, starting from a depth of 290 cm to the top of the sediment core, estuarine characteristics were observed, corresponding to a possible relative sea level regression. The first appearance of the colonial algae *Botryococcus* was observed after the abrupt diminution of the foraminiferal linings. There was a striking record of ombrophilous forest and an alluvial community at the start of this phase. Toward the top of the sediment core, there is a greater expression of the mangrove vegetation associated with the alluvial community. It is therefore believed that the environment was conditioned to a transgressive period of sea level rises followed by a regressive period. Meanwhile, the top of this phase represents conditions similar to those currently observed in Vitória Bay (Canal da Passagem). Analysis of the present sediment core also showed that the vegetation had passed through natural fire events in the last 9396–9520 cal yr BP.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors would like to thank CAPES, FAPERJ, FAPES, and CNPq for financial support.

Downloaded from https:/www.cambridge.org/core. Columbia University Libraries, on 25 Jun 2017 at 13:37:58, subject to the Cambridge Core terms of use, available at https:/www.cambridge.org/core/terms. https://doi.org/10.1017/RDC.2017.46

REFERENCES

Abramoff MD, Magalhães PJ, Ram SJ. 2004. Image processing with ImageJ. *Biophotonics International* 11(7):36–42.

Angulo RJ, Lessa GG, Souza MC. 2006. A critical review of Mid- to Late Holocene sea-level flutuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews* 25:486–506.

Barbie EB, Koch EW, Siliman BR, Hacker SD, Wolanski E, Primavera J, Granek EF, Polasky S, Aswani S, Cramer LA, Stoms DM, Kennedy CJ, Bael D, Kappel CV, Perillo GME, Reed DJ. 2008. Coastal ecosystem-based management with nonlinear ecological functions and values. *Science* 319:321–3.

Barreto CF, Vilela CG, Baptista Neto JA, Barth OM. 2012. Spatial distribution of pollen grains and spores in surface sediments of Guanabara Bay, Rio de Janeiro, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 84:627–43.

Barreto CF, Freitas AS, Vilela CG, Baptista Neto JA, Barth OM. 2013. Grãos de pólen em sedimentos superficiais da Baía de Guanabara, Rio de Janeiro, Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências* 36:32–54.

Barreto CF, Baptista Neto JA, Vilela CG, Barth OM. 2015. Palynological studies of Late Holocene Jurujuba Sound sediments (Guanabara Bay), Rio de Janeiro, southeast Brazil. *Catena* 126:20–7.

Barreto CF, Freitas AS, Souza TCS, Vilel CG, Barth OM, Baptista Neto JA. 2016. A mid-Holocene vegetational and anthropogenic record in the Guanabara Bay region, Rio de Janeiro State, SE Brazil, assessed by palynological and charcoal data. *Grana* 56(4):304–14.

Bartholomeu RL, Barros MA, Lopes MRS, Barth OM, Vilela CG. 2014. Evolução paleogeográfica da planície costeira da Praia Vermelha, entrada da Baía de Guanabara, Rio de Janeiro, por meio de registros palinológicos. *Anuário do Instituto de Geociências* 37:92–103.

Bastos AC, Moscon DMC, Carmo D, Baptista Neto JA, Quaresma VS. 2015. Modern sedimentation processes in a wave-dominated coastal embayment: Espírito Santo Bay, southeast Brazil. *Geo-Marine Letters* 35:23–36.

Belem CIF. 1985. Palinologia de sedimentos inconsolidados do Mangue de Guaratiba, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Brasília: MME-DNPM, Série Geologia 27, Seção Paleontologia e Estratigrafia 2*: 273–84.

Brush GS, Brush LM. 1994. Transport and deposition of pollen in an estuary: signature of the landscape. In: Traverse A, editor. *Sedimentation of Organic Matter*. Cambridge: Cambridge Press.

Buso Júnior AA, Pessenda LCR, De Oliveira PE, Giannini PCF, Cohen MCL, Volkmer-Ribeiro C, Oliveira SMB, Favaro DIT, Rossetti DF, Lorente FL. 2013. From an estuary to a freshwater lake: a paleo-estuary evolution in the context of Holocene sea-level fluctuations, SE Brazil. *Radiocarbon* 55(3):1735–46.

Castro BM, Miranda LB. 1996. Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4° N and 34° S. *The Sea* 11(8):209–51.

Castro JWA, Suguio K, Seoane JCS, Cunha AM, Dias FF. 2014. Sea-level fluctuations and coastal evolution in the state of Rio de Janeiro, southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 86(2):671–83.

Church JA, Woodworth PL, Aarup T, Wildon WS. 2010. *Understanding Sea-Level Rise and Variability*. Wiley-Blackwell. 428 p.

Coelho LG, Barth OM, Chaves HA. 1999. O registro palinológico das mudanças da vegetação na região da Baía de Sepetiba, Rio de Janeiro, nos últimos 1000 anos. *Leandra* 14:51–63.

Colinvaux P, De Oliveira PE, Patiño JEM. 1999. *Amazon Pollen Manual and Atlas*. Harwood Academic Publishers. 332 p.

Costa RB. 1999. A Baía de Vitória e suas ilhas. *Revista do Instituto Histórico e Geográfico do Espírito Santo* 51:17–30.

Ellison JC. 2015. Vulnerability assessment of mangroves to climate change and sea-level rise impacts. *Wetlands Ecology Management* 23: 115–37.

Figueiredo Jr AG, Toledo MB, Cordeiro RC, Godoy JMO, Silva FT, Vasconcelos SC, Santos RA. 2014. Linked variations in sediment accumulation rates and sea-level in Guanabara Bay, Brazil, over the last 6000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 415:83–90.

Flantua SGA, Hooghiemstra H, Vuille M, Behling H, Carson JF, Gosling WD, Hoyos I, Ledru MP, Montoya E, Mayle F, Maldonado A, Rull V, Tonello MS, Whitney BS, González-Arango C. 2016. Climate variability and human impact on the environment in South America during the last 2000 years: synthesis and perspectives. *Climate Past Discussion* 11:3475–565.

Folk R, Ward W. 1957. Brazos River bar. A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27(1):3–26.

França MC, Alves ICC, Castro DF, Cohen MCL, Rosseti DF, Pessenda LCR, Lorente FL, Fontes NA, Buso Jr AA, Giannini PCF, Franciquini MI. 2015. A multi-proxy evidence for the transition from estuarine mangroves to deltaic freshwater marshes, southeastern Brazil, due to climatic and sea-level changes during the Late Holocene. *Catena* 128:155–66.

Gyllencreutz R, Mahiques MM, Alves DVP, Wainer IKC. 2010. Mid- to late-Holocene paleoceanographic changes on the southeastern Brazilian shelf based on grain size record. *The Holocene* 20(6):863–75.

Hatté C, Gauthier C, Rousseau DD, Antoine P, Fuchs M, Lagroix F, Markovic SB, Moine O,

Downloaded from https:/www.cambridge.org/core. Columbia University Libraries, on 25 Jun 2017 at 13:37:58, subject to the Cambridge Core terms of use, available at https:/www.cambridge.org/core/terms. https://doi.org/10.1017/RDC.2017.46

Sima A. 2013. Excursions to C4 vegetation recorded in the Upper Pleistocene loess of Surduk (northern Serbia): an organic isotope geochemistry study. *Climate of the Past* 9:1001–14.

Hofmann C. 2002. Pollen distribution in subrecent sedimentary environments of the Orinoco Delta (Venezuela) – an actuopaleobotanical study. *Review of Palaeobotany and Palynology* 119: 191–217.

Lacerda LD, Molisani MM, Sena D, Maia LP. 2008. Estimating the importance of natural and anthropogenic sources on N and P emission to estuaries along the Ceará State coast NE Brazil. *Environmental Monitoring and Assessment* 141:149–64.

Lorente FL, Pessenda LCR, Obooh-Ikuenobe F, Buso Júnior AA, Cohen MCL, Meyer KEB, Giannini PCF, Oliveira PE, Rosseti DF, Borotti Filho MA, França MC, Castro DC, Bendassoli JA, Macario K. 2014. Palynofacies and stable C and N isotopes of Holocene sediments from Lake Macuco (Linhares, Espírito Santo, southeastern Brazil): depositional settings and palaeoenvironmental evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 415:69–82.

Luz CFP. 2012. Palynology as a Tool in Bathymetry. In: Philippe Blondel, organizer. *Bathymetry and Its Applications*. 1st Ed. Croácia: InTech. p 119–48.

Luz CFP, Barth OM. 2000. Palinomorfos indicadores de tipos de vegetação em sedimentos holocênicos da Lagoa de Cima, norte do estado do Rio de janeiro, Brasil - Dicotyledoneae. *Leandra* 15: 11–34.

Martínez S, Mahiques MM, Burone L. 2013. Mollusks as indicators of historical changes in an estuarine-lagoonal system (Cananéia-Iguape, SE Brazil). *The Holocene* 23(6):888–97.

Martin L, Suguio K, Dominguez JML. 1997. Geologia do Quaternário Costeiro do litoral Norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo, CPRM, Belo Horizonte, 125 p.

Mello CR, Viola MR, Curi N, Silva AM. 2012. Distribuição espacial da precipitação e da erosividade da chuva mensal e anual no Estado do Espírito Santo. *Revista Brasileira de Ciências do Solo* 36:1878–91.

Milne GA, Gehrels WR, Hughes CW, Tamisiea ME. 2009. Identifying the causes of sea-level change. *Nature Geoscience* 2:471–8.

Muller J. 1959. Palynology of recent Orinoco delta and shelf sediments. *Micropaleontology* 5(1):1–32.

Murray-Wallace CV, Woodroffe CD. 2014. *Quaternary Sea-Level Changes: A Global Perspective*. New York: Cambridge University Press. 484 p.

Nagar C. 1985. *O Estado do Espírito Santo e a imigração italiana*. Vitória: Arquivo Público do Estadual. 70 p.

Nascimento TF, Chacaltana JTA, Piccol FP. 2013. Análise da influência do alargamento de um estreitamento na hidrodinâmica do Canal da Passagem, Vitória-ES, através de modelagem numérica. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos* 18(3):31–9.

Patterson III WA, Edwards KJ, Maguire DJ. 1987. Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire. *Quaternary Science Review* 6:3–23.

Perota C. 1974. Resultados preliminares sobre a arqueologia da região central do Estado do Espírito Santo. *Programa Nacional de Pesquisas Arqueológicas. Resultados preliminares do quinto ano (1969–1970). Publicações avulsas, nº26. Belém, Pará, Brasil. Museu Paraense Emílio Goeldi*.

Pienkowski AJ, Mudie PJ, England JH, Smith JN, Furze MFA. 2011. Late Holocene environmental conditions in Coronation Gulf, southwestern Canadian Arctic Archipelago: evidence from dinoflagellate cysts, other non-pollen palynomorphs, and pollen. *Journal of Quaternary Science* 26(8):839–53.

Punwong P, Marchant R, Selby K. 2013. Holocene mangrove dynamics in Makoba Bay, Zanzibar. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 379–80:54–67.

Rigo D, Chacaltana JTA. 2006. Computational modelling of mangrove effects on the hydrodynamics of Vitoria bay, Espírito Santo - Brazil. *Journal of Coastal Research* 1:1543–5.

Rios EC. 2009. *Compendium of Brazilian Sea Shells*. Rio Grande: Evangraf. 668 p.

Rhodes AN. 1998. A method for the preparation and quantification of microscopic charcoal from terrestrial and lacustrine sediment cores. *The Holocene* 8(1):113–7.

Roubik DW, Moreno JEP. 1991. *Pollen and spores of Barro Colorado Island*. Monographs in Systematics Botany. St. Louis, MO: Missouri Botanical Garden.

Ruschi A. 1950. Fitogeografia do estado do Espírito Santo. *Boletim do Museu de Biologia Prof. "Mello Leitão"*. p 1–384.

Saint-Hilaire A. 1974. *Viagem ao Espírito Santo e Rio Doce*. São Paulo: Editora Itatiaia. 121 p.

Scott L. 1992. Environmental implications and origin of microscopic *Pseudoschizaea* Thiegart and Frantz ex R. Potonié emend. in sediments. *Journal of Biogeography* 19:349–54.

Silva ACT, Valentin JE, Vianna M. 2015. Competition for space between fishing and exploratory oil drilling, observed from a drilling platform in the Espírito Santo basin, Southeastern Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography* 63(1):33–41.

Souza VC, Lorenzi H. 2005. *Botânica sistemática: guia ilustrado para identificação das famílias de Angiospermas da flora brasileira, baseado em APG II*. Nova Odessa: Instituto Plantarum. 640 p.

Sritrairat S, Peteet DM, Kenna TC, Sambrotto R, Kurdyla D, Guilderson T. 2012. A history of vegetation, sediment and nutrient dynamics at Tivoli North Bay, Hudson estuary, New York. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 102–3:24–35.

Downloaded from https:/www.cambridge.org/core. Columbia University Libraries, on 25 Jun 2017 at 13:37:58, subject to the Cambridge Core terms of use, available at https:/www.cambridge.org/core/terms. https://doi.org/10.1017/RDC.2017.46

Stancliffe RPW. 1996. Microforaminiferal linings. In: Jansonius J, Macgregor DC, editors. *Palynology: Principles and Applications.* American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. p 373–9.

Stockmarr J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores* 13:615–21.

Suguio K. 2003. Tópicos de geociências para o desenvolvimento sustentável: as regiões litorâneas. *Geol. USP, Série Didática* 2:1–40.

Suguio K, Martin L. 1978. Quaternary marine formation of the states of São Paulo and Southern Rio de Janeiro. In: International symposium on coastal evolution in the Quaternary. Brazilian National Working Group for the IGCP SP 1978. 55p. (Special Publication, n. 1)

Tavares AS, Araújo AC, Guimarães FB. 2007. Cyperaceae ocorrentes na Baixada do Maciambú, Parque Estadual da Serra do Tabuleiro, Palhoça, SC. *Revista Brasileira de Biociências* 5:186–8.

Thomaz LD, Monteiro R. 1997. Composição florística da Mata Atlântica de encosta da Estação Biológica de Santa Lúcia, município de Santa Tresa – ES. *Boletim do Museu de Biologia Mello Leitão (Nova Série)* 7:1–48.

Traverse A. 2008. *Paleopalynology*. 2nd Edition. Springer. 813 p.

Tyson RV. 1995. *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies Analysis*. London: Chapman & Hall. 615 p.

Valadares RT, Souza FBC, Castro NGD, Peres ALSS, Schneider SZ, Martins ML. 2011. Levantamento florístico de um brejo-herbáceo localizado na restinga de Morada do Sol, município de Vila Velha, Espírito Santo, Brasil. *Rodriguésia* 62(4):827–34.

Van Soelen EE, Lammerstma EI, Cremer H, Donders TH, Sangiorgi F, Brooks GR, Larson RA, Damsté JSS, Wagner-Cremer F, Reichart GF. 2010. Late Holocene sea-level rise in Tampa Bay: integrated reconstruction using biomarkers, pollen, organic-walled dinoflagellate cysts, and distoms. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 86:216–24.

Wentworth CK. 1922. A escale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology* 30(5):337–92.

Whitlock C, Larsen CPS. 2001. Charcoal as a fire proxy. In: Smol JP, Birks HJB, Last WM, editors. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators*, Volume 3. Kluwer Academic, p 75–97.

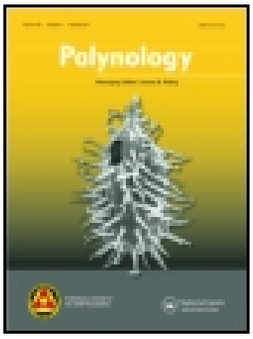
Woodroffe SA, Long AJ, Punwong P, Selby K, Bryant CL, Marchant R. 2015. Radiocarbon dating of mangrove sediments to constrain Holocene relative sea-level change on Zanzibar in the southwest Indian Ocean. *The Holocene* 25(5): 820–31.

Ya C, Anderson W, Jaffé R. 2015. Assessing dissolved organic matter dynamics and source strengths in a subtropical estuary: application of stable carbon isotopes and optical properties. *Continental Shelf Research* 92:99–107.

Yang Y, Siegwolf RTW, Komer C. 2015. Species specific and environment induced variation of $^{13}\delta C$ and $^{15}\delta N$ in alpine plants. *Frontiers in Plant Science* 6:423.

Ybert JP, Salgado-Laboriau ML, Barth OM, Lorscheiter ML, Barros MA, Chaves SAM, Luz C.P, Ribeiro M, Scheel R, Vicentini K. 1992. Sugestões para padronização da metodologia empregada em estudos palinológicos do Quaternário. *Revista do Instituto Geológico de São Paulo* 13:47–9.

Downloaded from https:/www.cambridge.org/core. Columbia University Libraries, on 25 Jun 2017 at 13:37:58, subject to the Cambridge Core terms of use, available at https:/www.cambridge.org/core/terms. https://doi.org/10.1017/RDC.2017.46



Palynology

ISSN: 0191-6122 (Print) 1558-9188 (Online) Journal homepage: http://www.tandfonline.com/loi/tpal20

The Holocene palaeoenvironmental evolution of Vitória Bay, Espírito Santo, Brazil

Alex da Silva de Freitas, Cintia Ferreira Barreto, Alex Cardoso Bastos & José Antônio Baptista Neto

To cite this article: Alex da Silva de Freitas, Cintia Ferreira Barreto, Alex Cardoso Bastos & José Antônio Baptista Neto (2018): The Holocene palaeoenvironmental evolution of Vitória Bay, Espírito Santo, Brazil, Palynology, DOI: 10.1080/01916122.2018.1463573

To link to this article: https://doi.org/10.1080/01916122.2018.1463573

Published online: 23 May 2018.

Submit your article to this journal

View related articles

View Crossmark data

Full Terms & Conditions of access and use can be found at
http://www.tandfonline.com/action/journalInformation?journalCode=tpal20

PALYNOLOGY, 2018
https://doi.org/10.1080/01916122.2018.1463573

The Holocene palaeoenvironmental evolution of Vitória Bay, Espírito Santo, Brazil

Alex da Silva de Freitas[a], Cintia Ferreira Barreto[a], Alex Cardoso Bastos[b] and José Antônio Baptista Neto[a]

[a]Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Universidade Federal Fluminense, 24210-346, Niterói, Rio de Janeiro, RJ, Brasil; [b]Centro de Ciências Humanas e Naturais, Departamento de Ecologia e Recursos Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo, 29090-600, Espírito Santo, ES, Brasil

ABSTRACT

Micropalaeontological analyses of two sediment cores (T_A and T_D) collected from a tropical bay in Brazil were conducted. Continental palynomorphs and carbonised particle data were associated with stable isotopes (C and N) assessed using ^{14}C dating. The main objective was to integrate these data with the results of isotopic analyses in order to establish the palaeoenvironmental dynamics of the area during the Holocene. The samples were sub-sampled every 10 cm and then submitted for standard methodological processing for each analysis. The T_A sediment core was dated at three depths, and the oldest depth, 150 cm, had an age between 7241–7339 cal yr BP. The T_D sediment core had an age between 6778 and6948 cal yr BP at its deepest depth, 370 cm. Using radiocarbon dating and micropalaeontological analyses, the integrated assessment of the two sediment cores indicated that the core with a coarser granulometry core was a continuation of the core with the finest granulometry. Consequently, both the lithological change and the preservation of the microfossils could be directly related to periods of sea level variations observed in the coastal region of Brazil.

KEYWORDS
continental palynomorphs; carbonised particles; vegetal formations; isotopes; Holocene; Brazil

1. Introduction

Coastal regions are areas of intense economic and social development and are often found to contain high-productivity ecosystems (Flores et al. 2017). Estuaries and bays are currently the most explored types of different environments along the coast. These environments are integration areas between the coastal, river and marine systems used as important sites of industrial and port development (Nicolodi et al. 2009). Given this context of the growth and use of these areas, it is necessary to develop plans to manage and preserve these sites (Zedler 2017).

Bays and estuaries are considered to be favourable regions for the deposition and preservation of the sedimentary record, and are therefore the subject of studies focusing on sedimentary evolution and palaeoenvironmental reconstruction (Figueiredo et al. 2014; Freitas et al. 2016). Studies of these environments based on microfossil analyses can provide a broader view of how such sites were modified over time (Brush & Brush 1994). The interpretation of microfossils can help in the understanding of the environmental changes found in these areas due to either climatic events over time or anthropogenic changes in the landscape (Smith & Mayle 2017).

Integrated studies of different proxies are an important tool in palaeoenvironmental reconstruction, leading to a greater understanding of the environment. The integration of marine and terrestrial data provides valuable information for environmental evolution studies (van Soelen et al. 2010). The record of continental palynomorphs (pollen and spores) may reflect their regional abundance in continental environments, while marine environments can be used as tools to infer variations in sedimentation rates by measuring the influx of pollen deposited in certain areas (Donders et al. 2008).

Other microfossils, such as carbonised particles accumulated in estuarine sediments, may aid in the interpretation of the studies conducted at these sites. These microfossils can help identify the beginning of the increase in local anthropogenic activity from records of palaeofires that may have human or natural origins (Kahn et al. 2015). Similarly, geochemical tools, such as isotopic records of C and N in estuarine environments, can provide important information about the transport and deposition of continental and marine material over time (Lorente et al. 2014; França et al. 2015). To reconstruct the environmental evolution of Vitória Bay during the Holocene, the main objective of this work was to recognise and interpret the environmental dynamics in the region around the bay, based on the analysis of continental palynomorphs associated with the frequency of carbonised particles and geochemical data.

1.1. Study area

Vitória Bay is located between 20°15′S-40°22′W and 20°20′S- 40°16′W in the State of Espírito Santo (ES) southeastern Brazil. It began to form approximately 123,000 years ago, during the sea transgression that raised sea level approximately 8 m above the current level (Suguio 2003; Gyllencreutz et al. 2010). The elevation of sea level in this region favoured the drowning of valleys due to the deposition of the Pleistocene marine sediment characteristic of this region (Costa 1999).

After the transgressive period, approximately 17,500 yr BP, a sea level decline was observed of approximately 120–130 m.

CONTACT Alex da Silva de Freitas alexsilfre@gmail.com

© 2018 AASP – The Palynological Society

Published online 23 May 2018

At this time, the continental shelf was subject to erosive processes. The advance of the coastline, resulting in the development of both continental and transitional environments on the continental shelf (Costa 1999), then occurred. During the Holocene, approximately 7000 years ago, there was a further increase in sea level, with the transgressive maximum (TM) reached at approximately 5000 yr BP. At this stage, sea level was approximately 3–5 m higher than the current level, after which it gradually decreased to the sea level today (Angulo et al. 2006; Gyllencreutz et al. 2010).

Vitória Bay has one or two links with the ocean, through the Porto and Passagem channels. The bay is a wide area that begins in Camburi Beach (Espírito Santo Bay) and extends up to the mouth of the Santa Maria da Vitória River, with the tributary providing the most fresh water to the interior of the bay. An average bathymetry of 10–11 m is observed in the central part of the bay, near the Porto Channel, which is approximately 23 m deep (Costa 1999). The presence of fine and erosive sediment and/or a fluvial notch can be observed in this area (Bastos et al. 2015).

The Passagem Channel is a natural link between the Espírito Santo Bay to the north and Vitória Bay to the south. It is approximately 10 km long and has an average width of 80 m (Rigo & Chacaltana 2006). The bathymetry of this area is variable, as it can be 1 m deep during low-tide periods and up to 9 m deep at other times. It has an average depth of 6 m throughout its length (Nascimento et al. 2013).

The region where the bay is located has a tropical coastal climate, a rainfall index of approximately 1250 mm annually (Mello et al. 2012) and predominantly northeastern winds (Castro & Miranda 1996). The vegetation of ES is extremely diverse and encompasses different plant formations (Ruschi 1950). The exuberance of the flora has also been observed by naturalists, who emphasised the presence of well-developed primary vegetation, such as large mangrove formations (Saint Hilaire 1974). Floristic and phytogeographic records in the vicinity of Vitória Bay and adjacent areas are scarce. A high richness of herbage in the Asteraceae and Cyperaceae families, followed by richness in the Fabaceae, Rubiaceae and Poaceae families, has been observed in the municipality of Vila Velha (Valadares et al. 2011). A high diversity of plant species was also observed by Thomaz & Monteiro (1997) in a section of ombrophilous forest in the municipality of Santa Teresa (ES).

2. Material and methods

2.1. Sediment core collection

The T_A and T_D cores were collected with a vibracorer from the edge of the Passagem Channel in areas under the influence of mangrove vegetation. The T_A core was collected at the coordinates 20°15'13"S and 40°17'38"W, and the T_D core was collected at the coordinates 20°27'65"S and 40°31'06"W (Figure 1).

After collection, the samples were divided in half and described in terms of thickness, grain size, structure, contact, colour, appearance and the presence of shells. Each half of the sample was sliced every 10 cm for sub-sample separation and subsequent laboratory analyses.

2.2. Particle size analysis

The particle size analysis followed the scale size proposed by Wentworth (1922). Analyses were performed by dry sieving the sand fractions and using a Master Size_2000 laser for the mud fractions. The statistical parameters of the particle size distribution proposed by Folk & Ward (1957) were applied for the percentiles of each fraction.

2.3. ^{14}C dating

One plant fragment sample (150 cm depth) and two well-preserved shells (67 and 55 cm depth) from the T_A core, and two well-preserved shells (370 and 59 cm depth) from the T_D core were dated using the radiocarbon (^{14}C) method. The shell analyses were performed at the Center for Applied Isotope Studies, University of Georgia, USA, and the sediment analysis was performed at the Beta Analytic Laboratory, Florida, USA. The Calib 7.1 program was used with the SHCal curve 13 to calculate the calibrated ages (BP).

2.4. Palynological analysis

Two grams of dry sediment were collected every 10 cm from the sediment core for palynological analysis. All the material received the standard chemical treatment for Quaternary sediments proposed by Ybert et al. (1992).

The samples from both sediment cores were treated with an acid attack: 40% hydrofluoric acid, 10% hydrochloric acid and an acetolysis mixture (sulphuric acid and acetic anhydride). After this phase, the density of 2 zinc chloride ($ZnCl_2$) was used. One exotic spore tablet from *Lycopodium clavatum* (Batchnr. 1031) with 20,848 spores per tablet (Stockmarr 1971) was used to determine the concentration of the palynomorphs. Subsequently, 300 pollen grains or more were counted per sample. Palynomorph identification was achieved using identification catalogues (Roubik & Moreno 1991; Colinvaux et al. 1999; Luz & Barth 2000; Luz & Barth 2002; Barreto et al. 2013). Calculations of palynomorph percentages and concentrations were performed, and the TILIA and CONISS programs were used for the statistical treatment of the data and graph plotting.

2.5. Carbonised particle analyses

Carbonised particle analyses were carried out for both sediment cores on 2 cm^3 of wet sediment collected every 10 cm along the sediment core at the same depths as those used for the palynological analyses. The standard methodology proposed by Rhodes (1998) was utilised. The samples were treated with the addition of hydrogen peroxide (H_2O_2) and subsequently washed with distilled water and sieved in a 125-μm-mesh sieve. After this step, the material retained in the mesh was transferred to a Petri dish, and the carbonised particles were identified manually under a stereomicroscope. The digital measurements of the particles were acquired via the IMAGE-J program, and the particle area was calculated (Abramoff et al. 2004).

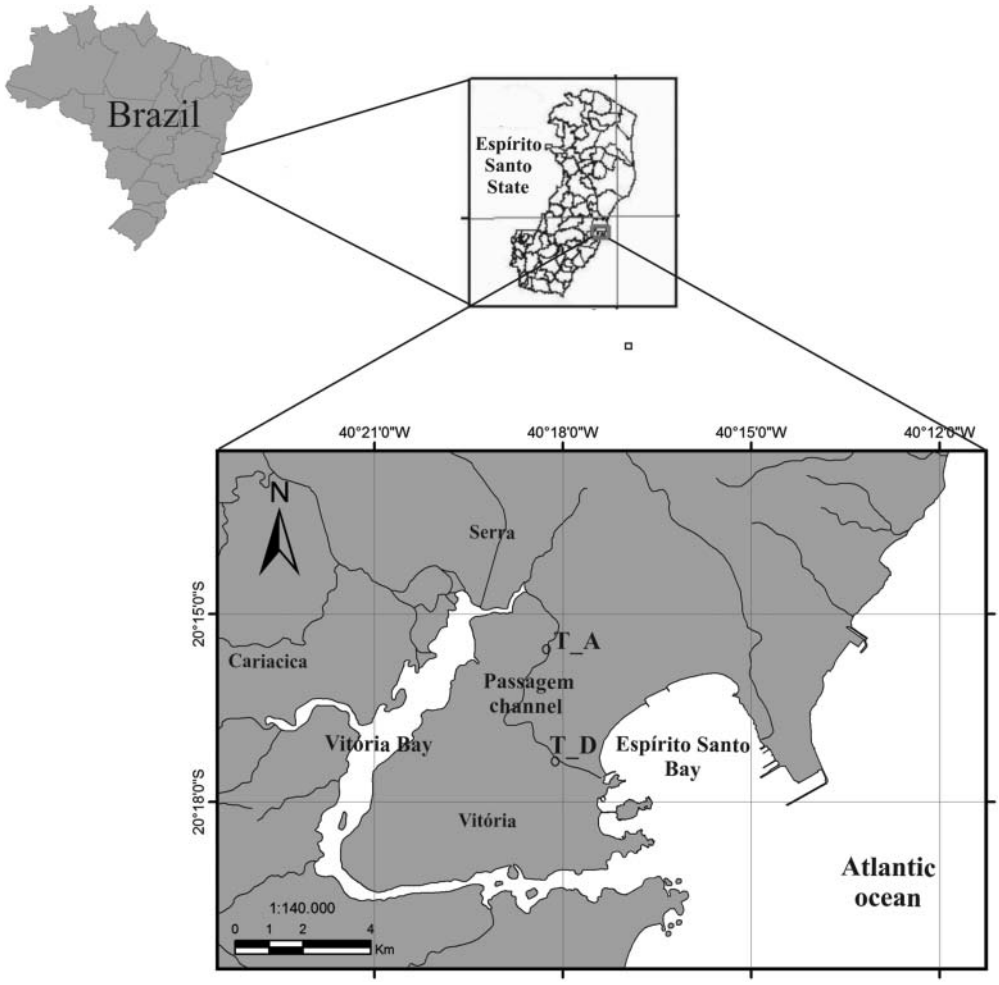


Figure 1. Location map showing the sediment core collection sites (T_A and T_D) in the Passagem Channel, in the State of Espírito Santo, Brazil (Arc Gis 9.3; SIRGAS_2000_Zone_24S).

2.6. Geochemical analysis

One gram of dry sediment was selected every 30 cm from each sediment core (T_A and T_D) for the geochemical analyses. The analysis of the material was carried out at the Stable Isotope Facility, University of California, Davis, USA, to obtain the isotopic values of δ^{15}N and δ^{13}C, and total organic carbon (TOC).

3. Results

3.1. Particle size analysis

The T_A sediment core had sandy sediment (medium sand) in its base at 150 cm depth. This texture presented poorly to moderately well-selected sand. Subsequently, the presence of muddy sediment (silt) with plant fragments was observed up to 60 cm depth. Sandy mud composed of medium sand fractions to silt was present from a depth of 50 cm to the top of the sediment core (Figure 2). The T_D sediment core had textural groups similar to those of the T_A core. The presence of sandy sediment (fine to medium) was observed from the base to a depth of 60 cm. Sandy mud sediment was observed from a depth of 60 cm to the top of the sediment core. Plant fragments were also present (Figure 3).

3.2. Dating ^{14}C

The T_A sediment core was shown to be the oldest by the analysis of a sample of vegetal fragments at a depth of 150 cm dated at 7241 to 7339 cal yr BP. Further dating conducted from a preserved *Crassostrea* sp. shell from 67 cm depth yielded an age of 7156–7275 cal yr BP. Additional dating assigned an age of 6968–7165 cal yr BP to a preserved *Neritina virginea* L. shell from a depth of 55 cm. For the samples collected from the T_D sediment core, the oldest age was 6778–6948 cal yr BP at 370 cm depth, which was calculated by the analysis of a preserved Natica *lívida* Pfeiffer shell. At 59 cm depth, an additional dating analysis was conducted on a preserved *Bulla striata* Bruguière shell, which had an age of 5910–6018 cal yr BP (Table 1).

3.3. Palynological analysis

The analysis of the two sediment cores enabled us to group the identified pollen types into three vegetal formations (mangrove, alluvial community and Ombrophilous forest). The pollen types that occurred in more than one vegetal formation were grouped into the 'wide distribution' category (Table 2).

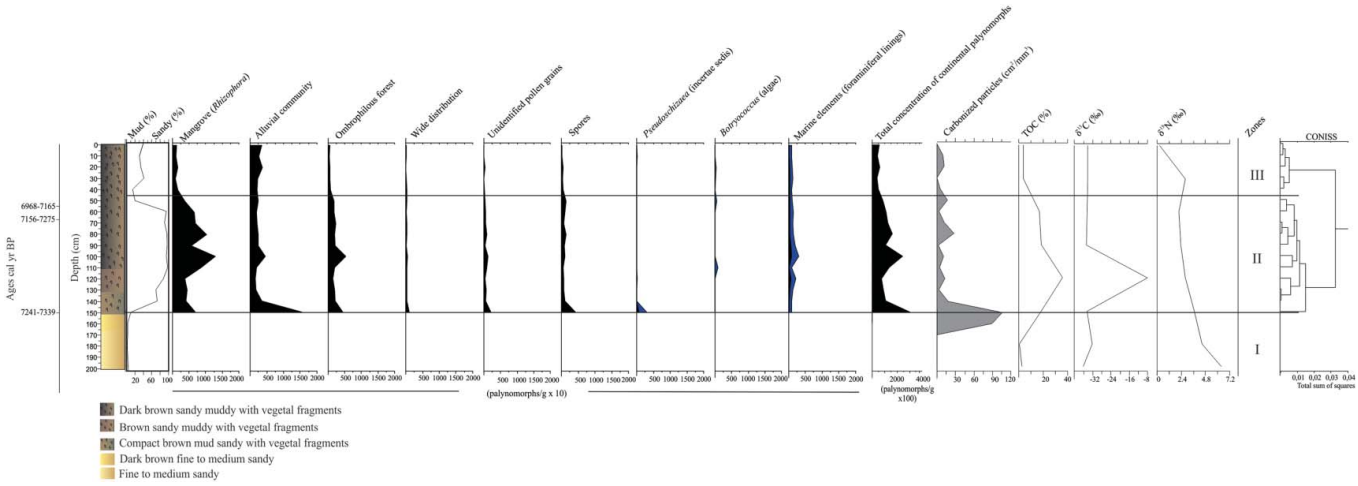


Figure 2. Concentration diagram (palynomorphs/g) from the identified vegetal formations in the T_A sediment core correlated with carbonised particles (cm^2/m^3), total organic carbon (TOC, %) and isotopic data (C and N/‰) in the Vitória Bay, in the State of Espírito Santo.

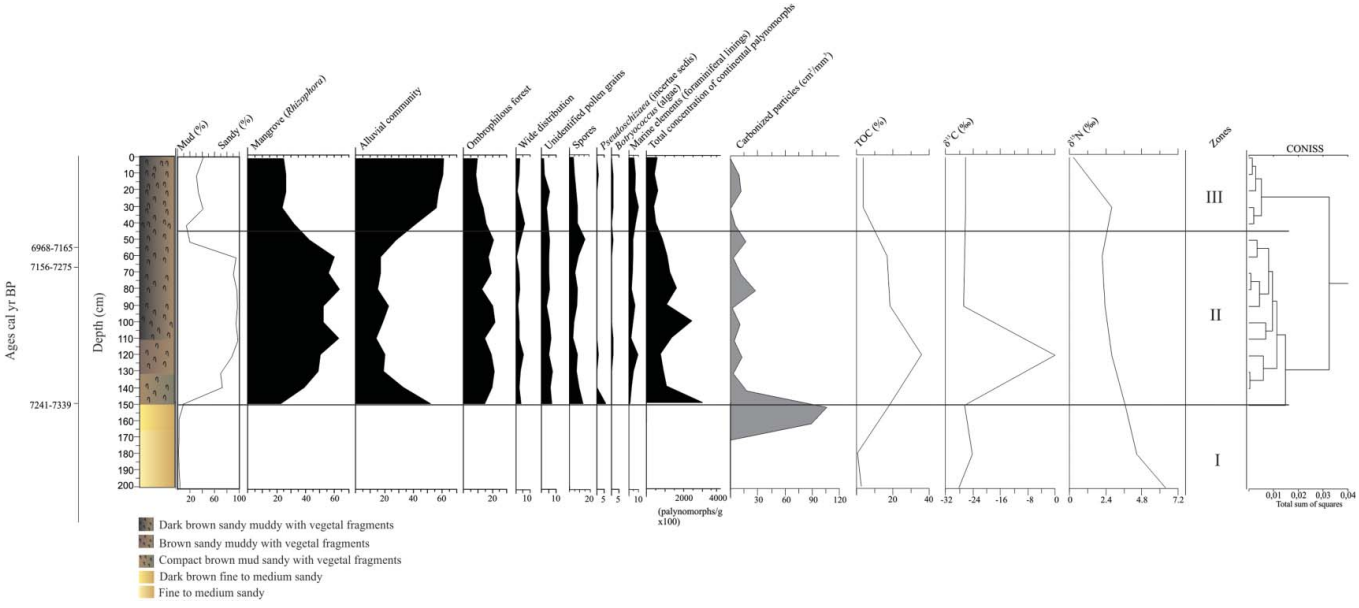


Figure 3. Concentration diagram (palynomorphs/g) from the identified vegetal formations in the T_D sediment core correlated with carbonised particles (cm^2/m^3), total organic carbon (TOC, %) and isotopic data (C and N/‰) in the Vitória Bay, in the State of Espírito Santo.

Table 1. Dated samples by the radiocarbon method (^{14}C) of the sediment cores (T_A and T_D) collected in the Canal da Passagem, Espírito Santo State, Brazil.

Sediment core	Sample (cm)	Analysed material	^{14}C age (conventional)	^{14}C cal yr BP	Laboratory code
T_A	55	Shell (*Neritina virginea*)	6210 ± 25	6968–7165	[a]UGAMS17508
	67	Shell (*Crassostrea* sp.)	6320 ± 25	7156–7275	UGAMS17509
	150	plant fragment	6400 ± 30	7241–7339	[b]Beta486062
T_D	58	Shell (*Bulla striata*)	5260 ± 25	5910–6018	UGAMS17513
	370	Shell (*Natica livida*)	6060 ± 25	6778–6948	UGAMS17514

[a]Center for Applied Isotope Studies, University of Georgia, EUA.
[b]Beta Analytic, Florida, EUA.

3.4. T_A sediment core

Three main zones were established from the results obtained from the T_A sediment core (Figures 2 and 4).

Zone I: depth of 220–150 cm

The preservation of palynomorphs was not observed in this zone (Figure 2).

Zone II: depth of 150–45 cm

The total concentration of continental palynomorphs was highest at the base of this zone (150 cm depth), decreasing at 140 cm depth (30279.2–10779.8 palynomorphs/g). This variation in concentration was obtained through values observed in the alluvial community (15685.6–3522.1 palynomorphs/g), mangrove (6850.1–4198.1 palynomorphs/g) and

Table 2. Pollen types, classified and grouped into vegetational formations, from the analysed samples of the sediment cores (T_A and T_D) obtained in Vitória Bay, Espírito Santo State.

Mangrove *Rhizophora*	**Wide distribution** Anacardiaceae, Araliaceae, Boraginaceae, *Cassia*, *Cayaponia*, *Clitoria*, Convolvulaceae, Euphorbiaceae, Ericaceae, *Erytroxylum*, Fabaceae, Solanaceae
Alluvial community *Alternanthera*, Amaranthaceae, Asteraceae, *Borreria*, *Cleome*, *Cordia*, Cyperaceae, *Dalbergia*, *Eringyum*, *Machaerium*, *Myrcia*, Poaceae, *Polygonum*	**Ombrophilous forest** *Acacia*, *Alchornea*, *Anadenanthera*, Apocynaceae, Arecaceae, *Arrabidea*, *Astronium*, Bignoniaceae, Bombacaceae, *Casearia*, *Caesalpiniaceae*, *Chamaesyce*, *Cecropia*, *Celtis*, *Cedrela*, *Cupania*, *Dalechampia*, *Dendropanax*, *Didymopanax*, *Drymis*, *Euphorbia*, Flacourtiaceae, *Hedyosmun*, *Hoffmania*, Hippocrateaceae, *Ilex*, *Inga*, *Lecythis*, Loranthaceae, *Mabea*, Malpiguiaceae, Malvaceae, Melastomataceae, *Merremia*, Mimosaceae, Moraceae, *Myrsine*, Myrtaceae, *Piper*, *Pachira aquatica*, *Paullinia*, *Phyllantus*, *Phoradendron*, *Pouteria*, *Podocarpus*, *Protium*, *Pseudobombax*, *Psychotria*, Rubiaceae, *Sebastiania*, Scrophulariaceae, *Struthantus*, *Tabebuia*, *Tapirira*, *Tetrapteris*, *Trema*, *Trichilia*

ombrophilous forest (4467.4–2134.6 palynomorphs/g) plant formations. The mangrove vegetation in this zone had a tendency to increase at the base of the zone at a depth of 110 to 100 cm (8642.1–12835.5 palynomorphs/g) followed by a slight decrease at 90 cm depth (5618.4 palynomorphs/g) and an increase at a depth of 80 cm (10267.6 palynomorphs/g) (Figure 2).

There was a high accumulation of spores at 150 cm depth, but this spore concentration tended to decrease towards the top of the zone (4595.5–418.3 palynomorphs/g). A high concentration of *Pseudoschizaea* (incertae sedis) was observed at the base of this zone (595.7 palynomorphs/g). In contrast a much lower *Pseudoschizaea* (incertae sedis) concentration than that previously observed was identified only at a depth of 120 cm (25.1 palynomorphs/g). Marine elements (foraminiferal linings) were present in low concentrations at the base of this zone (150 cm depth) but tended to increase up to 120 cm depth (297.8–703.3 palynomorphs/g). After this, there was a slight decrease in concentration, at 110 cm depth (311.8 palynomorphs/g), followed by a subsequent increase (1011.3 palynomorphs/g), and then a tendency to decrease towards the top of the zone (671.4–334.6 palynomorphs/g) (Figure 2).

The alluvial community elements, compared to other plant formations, were present at high levels at the base of this zone (51.8%). The most representative pollen types were Cyperaceae (29.5%) and Poaceae (14.8%). After this high expressiveness, these pollen types had a slight tendency to decrease at depths of 140 to 50 cm (32.7–27.9%), with a subsequent increase at a depth of 40 cm (41.8%). The ombrophilous forest was stable throughout the area (14.8–15.7%). However, there was a low frequency of mangrove vegetation represented by the *Rhizophora* pollen type at the base of the zone, with a subsequent increase in frequency and stability towards the top of the zone (22.6–32.1%). The highest percentages of this vegetation were found at depths of 110 cm (62.8%) and 80 cm (63.8%) (Figure 4).

The spore levels had a certain stability (14.1–8.4%), with smooth variations throughout the zone. *Pseudoschizaea* (incertae sedis) was observed at a low frequency (2.0%) at the base of the zone and at 120 cm depth (0.3%). There were also low levels of *Botryococcus* algae (0.3%) at depths of 110 and 50 cm. Likewise, there were low levels of marine elements at 150 cm depth, but they tended to increase gradually towards the top of the zone (1.0–6.7%) (Figure 4).

Zone III: depth of 290 –130 cm

Stability was observed in Zone III in terms of the total concentration of continental palynomorphs (5002.9–5633.6 palynomorphs/g). This was also the case for all the plant formations, and the alluvial community (2091.5–3444.8 palynomorphs/g), the ombrophilous forest (786.4–538.2 palynomorphs/g) and the mangrove (1606.3–1381.5 palynomorphs/g) formations experienced only mild variations. The spores tended to

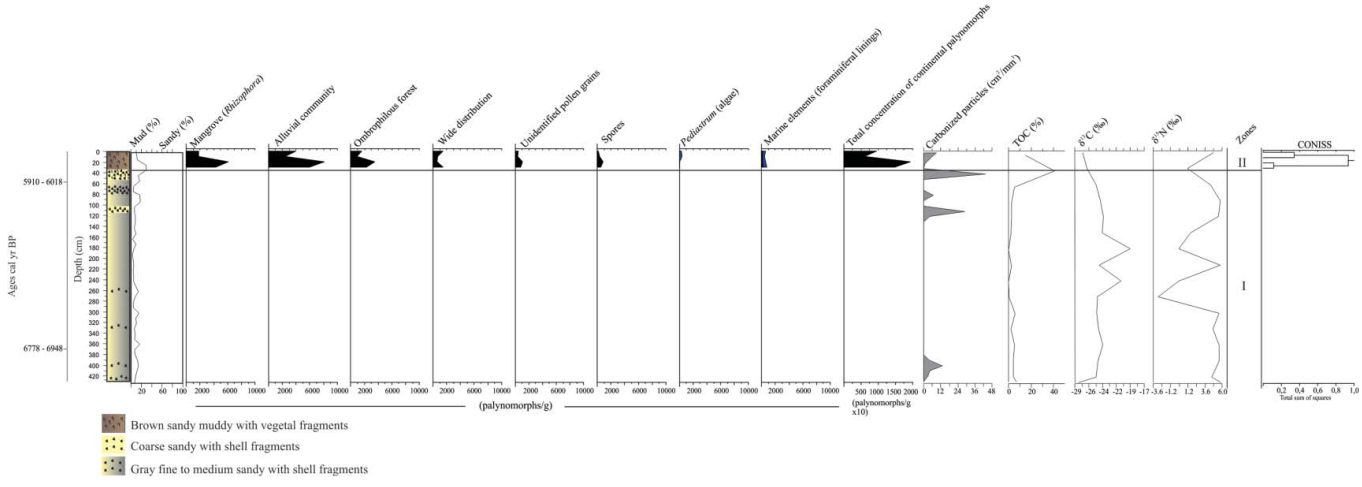


Figure 4. Frequency diagram (%) from identified vegetal formations in the T_A sediment core correlated with carbonised particles (cm^2/m^3), total organic carbon (TOC, %) and isotopic data (C and N/‰) in the Vitória Bay, in the State of Espírito Santo.

decrease (418.3–233.2 palynomorphs/g) in the same way as the marine elements (foraminiferal linings) (334.6–287.1 palynomorphs/g). *Pseudoschizaea* (incertae sedis) was observed in this zone only at 10 cm depth (13.8 palynomorphs/g), and *Botryococcus* algae was observed at depths of 30 and 20 cm, ranging from 13.2 to 20.7 palynomorphs/g (Figure 2).

The representative vegetation from the alluvial community underwent a gradual increase (from 41.8% to 61.1%) from the base towards the top of the zone and was represented by the pollen types Amaranthaceae, Asteraceae, Cyperaceae, *Dalbergia* and Poaceae. However, the ombrophilous forest vegetation tended to decrease (from 15.7% to 9.6%), and a decline in the mangrove vegetation was also observed (from 32.1% to 24.5%). The spores decreased in number (from 8.4% to 4.1%), and records of *Pseudoschizaea* (incertae sedis) and *Botryococcus* algae were observed at low levels in this area. The presence of marine elements (foraminiferal linings) increased in the upper zone and remained stable throughout the zone (6.7–5.1%) (Figure 4).

3.5 T_D sediment core

Zone I: depth of 430–30 cm

The preservation of palynomorphs was not observed in this zone (Figure 3).

Zone II: depth 30–0 cm

After their non-preservation in the upper zone (Zone I), the total concentration of palynomorphs ranged from 14,919.7 to 9484.9 palynomorphs/g from the base of Zone II towards the top of the sample (0 cm depth). The highest total palynomorph concentration was observed at a depth of 20 cm (19,395.0 palynomorphs/g). The plant formations gradually increased between depths of 30 and 20 cm, as observed for the mangrove vegetation (4298.0–6064.9 palynomorphs/g), alluvial community (5928.3–8149.7 palynomorphs/g) and ombrophilous forest (2321.9–3537.8 palynomorphs/g) formations (Figure 3).

The spore concentration tended to decrease (from 534.4 to 187.8 palynomorphs/g) from the base of the zone to the top of the sediment core. However, at 20 cm depth an increase (884.5 palynomorphs/g) was observed in relation to the anterior depth (30 cm). The marine elements (foraminiferal linings) had an even tendency to decrease in concentration (from 247.0 to 187.8 palynomorphs/g) from the base to the top of this zone. The presence of *Pediastrum* algae was observed from 10 to 0 cm depth, with concentrations ranging from 40.6 to 31.3 palynomorphs/g (Figure 3).

The vegetation of the alluvial community was stable throughout the zone (39.7–42.2%) and was represented by the pollen types Amaranthaceae, Cyperaceae, *Dalbergia* and Poaceae. Likewise, no significant variations were observed in the ombrophilous forest vegetation (15.6–16.8%). This stability was due to the higher frequency of the pollen types Arecaceae, *Casearia*, Moraceae, *Psycotria* and *Trema*. There was a slight decrease in the mangrove vegetation (*Rhizophora*) levels towards the top of the zone (28.8–19.1%) (Figure 5).

Spores were present in this zone at a low frequency, with a tendency to decrease from the base to the top (3.6–2.0%). The occurrence of *Pediastrum* algae was observed at 10 cm depth towards the top of the sediment core, with percentages of 0.7% to 0.3% at 10 cm depth and the top, respectively. The marine elements (foraminiferal linings) were present throughout the zone at low percentages (1.7–2.0%) (Figure 5).

3.6 Carbonised particles

There were no preserved particles at the base of the T_A sediment core (150 cm depth). However, an accumulation register

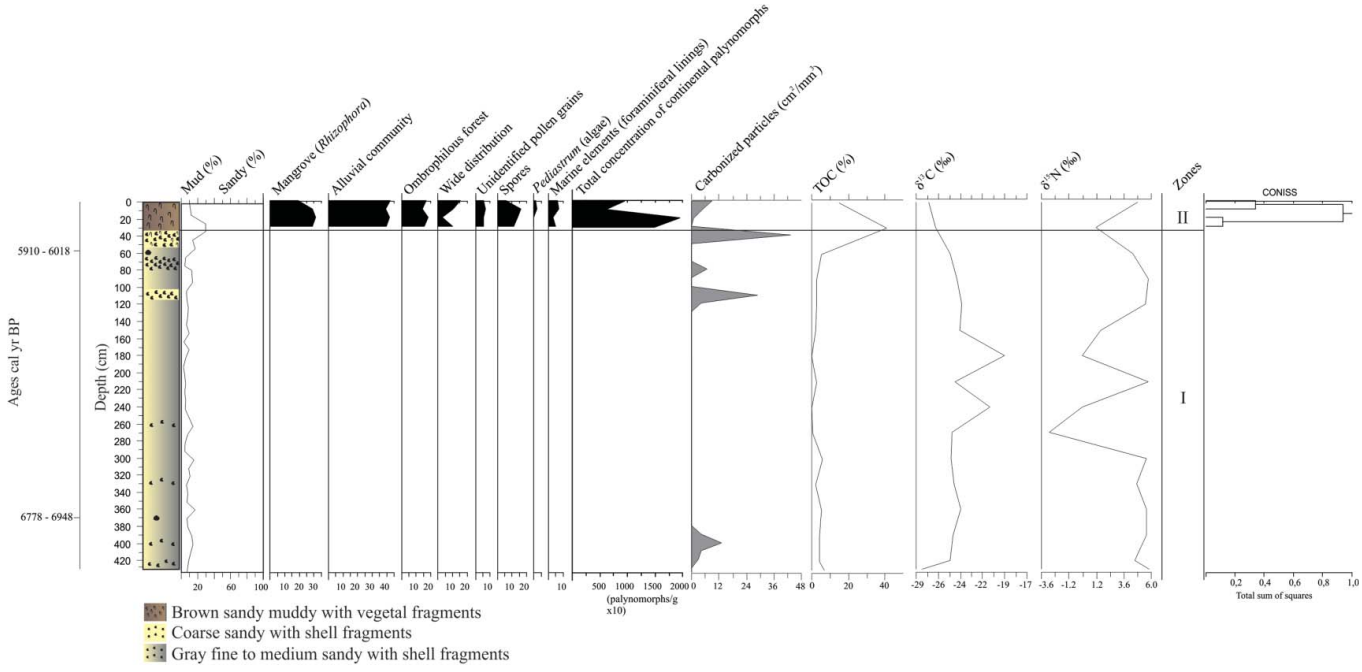


Figure 5. Frequency diagram (%) from identified vegetal formations in the T_D sediment core correlated with carbonised particles (cm^2/m^3), total organic carbon (TOC, %) and isotopic data (C and N/‰) in the Vitória Bay, in the State of Espírito Santo.

of carbonised particles was observed from a depth of 160 cm to the top of the sediment core. The highest accumulation values (21 cm^2/mm^3) were observed at depths of 160 and 150 cm. Towards the top, the accumulation rate decreased and a punctual increase was observed at 80 cm depth (10.8 cm^2/mm^3). Thereafter, there was a drop in the concentration from 70 cm depth towards the top of the sediment core (from 4.69 to 0 cm^2/mm^3) (Figure 2). The T_D sediment core registered the presence of carbonised particles from depths of 420 to 390 cm (2.8–4.1 cm^2/mm^3). The preservation of carbonised particles was not, however, observed from depths of 380 to 130 cm. Carbonised particles were present from 120 cm depth to the top of the sediment core, with the highest accumulation value (28.9 cm^2/mm^3) at 110 cm (Figure 3).

3.7. Geochemical analyses (TOC, $\delta^{15}N$, δ^{13C})

The T_A sediment core had TOC values ranging from 0.37 to 36%. The highest value was observed at 120 cm depth. The $\delta^{13}C$ results were in the range of −28 to 0.0‰. High values were observed between depths of 200 and 150 cm (−28.04 and −26.5 ‰). A predominance of −26.5 ‰ was observed between 90 cm depth and the top of the sediment core. The $\delta^{15}N$ values were highest at the base of the sediment core, with a range of 6.39–4.46 ‰, and demonstrated a subsequent downward trend towards the top of the core (Figure 2). The T_D sediment core had TOC values of 6.8–14.8% from the base to the top. The highest value in the samples was observed at 30 cm depth (40.8%). The $\delta^{13}C$ values remained stable (−28.18 to −27.41 ‰) with only minor variations. The $\delta^{15}N$ data indicated a variation of 5.8–4.8 ‰ from the base to the top of the core (Figure 3).

4. Discussion

The analysed sediment cores (T_A and T_D) had a similar lithology composed of sandy sediment from the base to a depth of approximately 50 cm. Above this coarser sediment, the deposition of finer sedimentary particles was observed. The lithological change in the two studied sediment cores may indicate the degree of energy of each sedimentary deposit. According to Le Roux & Rojas (2007) both the degree of selection and grain diameter are important tools in the palaeoenvironmental characterisation of past environments, since they provide information on environmental energy, namely the distance and duration of sedimentary transport, elucidating factors such as the proximity/distance of the area source.

The presence of intact shells of the species *Neritina virginea* (55 cm depth) and *Crassostrea* sp. (67 cm depth) associated with the T_A sediment core may be related to shallow and low-salinity estuarine environments (Andrews 1940; Hendy et al. 2015). However, the *Bulla striata* (58 cm depth) and Natica *livida* (370 cm depth) identified in the T_D sediment core suggest an environment with a greater marine influence (Ekdale 1974), which was also observed in the coastal region of ES and correlated to sandy and sandy-mud sediment (Castro & Santos 1989). The four shell species identified in the present study have also been observed in the intertidal zone of Paranaguá Bay, located in the southern region of Brazil (Boehs et al. 2004), suggesting that these organisms occur in coastal areas with shallow to medium depths (Ekdale 1974; Gandara-Martins & Almeida 2013).

Zone I of the two analysed sediment cores did not indicate the preservation of continental palynomorphs. This may be associated with the sandy lithology and the low preservation of the grains in this type of sediment, which undergoes redeposition and oxidation processes (Campbell 1991). The isotopic signature of $\delta^{15}N$ in the two sediment cores indicates a mixture of waters of continental and marine origin. This isotopic signal mixture has also been observed by other authors in coastal regions of ES (Lorente et al. 2014, França et al. 2015). Moreover, according to these authors, it commonly occurs in environments with estuarine characteristics.

The oldest age of the T_A sediment was 7241–7339 cal yr BP, and the oldest age of the T_D sediment core was 6778–6984 cal yr BP, near its base. The ages obtained in the studied cores suggest a period of sea level rises along the coast of Brazil. Angulo et al. (2006) suggested that this period was similar to the last marine transgression (LMT) observed on the coast of Brazil. Machado et al. (2018), performing multiproxy analyses in Vitória Bay, also highlighted that the abrupt change from marine to continental proxies observed in their investigation could be the result of sea level variations, where there is a marine influence and a restricted environment typical of tidal plain deposits in more sheltered areas of the estuary; these oscillations could have influenced the continental palynomorph concentrations.

Other authors have observed this high marine influence in other parts of the ES coast (Lorente et al. 2014; França et al. 2015) during the transgressive period. In this period, Vitória Bay continued to receive fresh water from the Santa Maria da Vitória River, one of the largest continental water contributors. This may have generated isotopic values of $\delta^{13}C$ and $\delta^{15}N$ reflecting a mixture of continental and marine material, as also observed by other authors (Lorente et al. 2014; França et al. 2015) in coastal regions in ES.

Although the preservation of continental palynomorphs was not observed in this zone, the isotopic values of $\delta^{13}C$ indicate the predominance of arboreal vegetation (C3 plants) for both sediment cores in Zone I. Associated with this, there was also a high accumulation of carbonised particles in the T_A sediment core, which contained the highest value found. Whitlock & Larsen (2001) point out that high values of charcoal particles indicate the contribution of a 'burn event', which, according to the $\delta^{13}C$ data obtained in the present study, may be associated with the burning of arboreal vegetation. The TOC values were low in Zone I, increasing only following the highest carbonised particle values. This increasing tendency in TOC may be associated with the high preservation of organic matter in anoxic environments (Tyson 1995), and lower local and posterior circulation subsequently incorporating the carbon in the sediment. This phase of smaller local hydrodynamics may also have facilitated the preservation of the carbonised particles found in the sediment. Patterson et al. (1987) pointed out that the hydrological regime is one of the main carriers of carbonised particles (> 125 μm).

After the observed mixing environment, Zone II of both sediment cores may indicate a greater continental influence, which is confirmed by the change in the lithology and the decrease in the isotopic values of $\delta^{15}N$. This finding is corroborated by the

high percentages observed in the alluvial community, and the high $\delta^{13}C$ isotopic values corresponding to C4 plants (Yang et al. 2015). Several C_4 species belong to the grass family (Poaceae), comprising more than half of the total species found (Sage 2016). These species can dominate different open biomes in tropical and subtropical areas, where they achieve greater biomass and higher growth rates (Edwards et al. 2010; Atkinson et al. 2016).

The presence of *Pseudoschizaea* (incertae sedis) at the base of Zone II in the T_A sediment core, associated with a lithological change to a marked presence of muddy sediment, corroborates the indication of environmental change. The term *Pseudoschizaea* (incertae sedis) is a generic name used to characterise several genera and species found in the literature having morphologically similar algal cysts that should be assigned to *Pseudoschizaea* Thiergart and Frantz ex R. Potonié (Christopher 1976). These organisms are characteristic of swamp environments and are commonly found in tropical regions (Scott 1992). The occurrence of *Botryococcus* algae at three distinct depths along the three zones of the T_A sediment core also corroborates the presented data. Traverse (2008) highlights that this genus occurs in brackish-water environments, has been observed in bottom sediments of Coronation Gulf, Canada, and was associated with continental water inputs (Pienkowski et al. 2011). This fact, associated with the occurrence of *Pseudoschizaea* (incertae sedis), may be related to the greater stratification of the environment.

The mangrove vegetation represented by the *Rhizophora* pollen type is also well represented throughout Zone II for the two analysed sediment cores. This vegetal formation has physiological and morphological adaptations that are necessary for its establishment in the intertidal zone under the influence of tidal variations (Ellison 2015). The genus *Rhizophora* has a high pollen production, and the grains can be transported over long distances by air or water (Muller 1959). However, certain factors such as the circulation of the collection site, wind direction and the local sedimentation rate can influence the preservation and deposition of the grains (Hoffman 2002).

This pollen type has been reported as common and well preserved in the sediment of different coastal regions around the world (van Soelen et al. 2010; Punwong et al. 2013; Woodroffe et al. 2015). Its identification in sediments has been associated with sea level variations during the Holocene in coastal regions of India (Punwong et al. 2013) and along the US coast (van Soelen et al. 2010). In Brazil, this pollen type was observed at low concentrations in a tropical bay located in the southeast region (Belem 1985; Coelho et al. 1999). However, Coelho et al. (1999) point out that low concentrations of this pollen type may be related to the transport and leaching of the grains through the influence of rivers. On the coast of ES, this pollen type has been observed in coastal sediments as old as 7550 cal yr BP (França et al. 2015).

The T_D sediment core had high percentages of alluvial community vegetation in Zone II, with a greater representation of Cyperaceae (C4 plants) followed by mangrove vegetation (*Rhizophora* , C3 plants). The isotopic record shows a predominance of C3 plants. However, the highest frequency observed in the analysis of continental palynomorphs was that of the alluvial community (C4 plants). Hatte et al. (2013) noted from a study of isotopic signals that C3 plants can be replaced by C4 plants under adverse environmental conditions. In normal ecological conditions, when there is an overlap (C3 and C4), C3 plants have a greater ecological advantage in terms of adapting to and establishing in environments. Also observed in this range, near the top of Zone II, was a tendency towards the original $\delta^{15}N$ values found at the base of the T_D sediment core (Zone I), as well as the highest TOC value. The high TOC value may be associated with the high preservation of organic matter in an anoxic environment (Tyson 1995) and the change from sandy to muddy sediment. The characteristics observed in the present sediment core may indicate conditions of low hydrodynamism, which favour the deposition of fine sediment and the high accumulation and preservation of organic matter such as that observed in Zone II from the T_A sediment core.

A high accumulation of carbonised particles could be related to 'burn events' (Whitlock & Larsen 2001), possibly of arboreal vegetation, according to the $\delta^{13}C$ data. This could be related to the characteristics observed at the end of the previous zone. These particles could have been transported and deposited in the collection point during a rising sea level trend on the Brazilian coast, based on the age of 5910–6018 cal yr BP obtained in the T_D sediment core. A similar pattern was observed for the T_A sediment core at the end of Zone I (7241–7339 cal yr BP). According to Angulo et al. (2006), sea level increased until it was near the current sea level around the dated age of the T_D sediment core. This could facilitate the establishment of Cyperaceae in flooded areas and mangrove (*Rhizophora*) vegetation, due the increase in salt water in the environment. The Cyperaceae family occurs in flooded and swampy environments (Thomas 2004). However, the genus *Rhizophora* has a wide adaptation range, with some species tolerating higher salinities (*R. mangle*), while others do better in environments with a lower salinity range due to the greater continental water supply (*R. racemosa*) (Cerón-Souza et al. 2014).

Conversely, the presence of colonial algae of the genus *Pediastrum* was also observed, which may indicate a swampy environment, since this genus occurs in abundance in sites supplied with continental water (Whitney & Mayle 2012). In view of all this, it can be assumed that the environment underwent a period of transition, with water mixing via sea level rise and the continental water supply favouring the appearance of the *Pediastrum* algae. Gades-Marcon et al. (2014) highlighted that, in an inland pond of southern Brazil, the highest algae frequency was observed in the basal intervals and was related to the water depth.

A tendency towards a decrease in the mangrove vegetation (*Rhizophora*) and an increase in the vegetation of the alluvial community (Cyperaceae and Poaceae) was observed for the T_A sediment core after 6968–7165 cal yr BP. Associated with this were the reappearances of *Pseudoschizaea* (incertae sedis) and the colonial *Botryococcus* algae. These data may indicate a mix of marine water from the LMT on the coast of Brazil (Angulo et al. 2006) with continental water from the Santa Maria da Vitória River. The possible dilution of salinity in the environment, as observed in the microfossil analysis from the reappearance of *Pseudoschizaea* (incertae sedis), which occurs in flooded environments (Scott 1992), and the presence of *Botryococcus* algae from brackish-water environments (Traverse 2008), may have

influenced the retraction of the mangrove vegetation, favouring the expansion of the alluvial community. Cerón-Souza et al. (2014) noted that, depending on the species of the genus *Rhizophora*, mangrove vegetation may adapt better or worse to salinity variations, thus influencing the development of this plant community.

5. Conclusions

The integration of the two studied sediment cores indicates, based on the dating results, that the history of the T_D sediment core from the mouth of the Passagem Channel (Vitória Bay) could represent a continuation of the T_A sediment core. A date of 5910–6018 cal yr BP was observed at a depth of 57 cm in the T_D core. This corresponds to a depth between 70 and 60 cm in the T_A core. The T_D core had sandy sediment at the oldest site, possibly because it is from the mouth of the estuary in a high-energy environment. This was corroborated by Le Roux & Rojas (2007), who reported that the degree of selection and the diameter of sedimentary particles can provide data on the energy of an environment, the distances particles were transported and the transportation pathways of the grains.

The T_A sediment core is from a more sheltered area of the estuary, favouring the deposition of thinner sediment. The ages observed in the T_D core were thus identified in the T_A core in muddy sediment with the presence of plant fragments. This difference in sedimentary deposition was corroborated by the microfossil analysis, where only the preservation of continental palynomorphs was observed in the muddy sediment. Campbell (1991) points out that palynomorphs in sediments with a coarser granulometry may suffer degradation due to transport, or oxidation due to aerial exposure, and are not well preserved in this type of sediment. However, marine elements (foraminiferal linings) were observed in all areas of the two cores, albeit at low concentrations, and are generally related to salinity conditions in the environment (Stancliffe 1996).

Acknowledgments

The authors would like to thank CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal do Ensino Superior), FAPES (Fundação de Amparo à Pesquisa e Inovação do Espírito Santo) and CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) for financial support.

Disclosure statement

No potential conflict of interest was reported by the authors.

Notes on contributors

ALEX DA SILVA DE FREITAS completed the graduation in biological sciences from the Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) and master's degree in ocean and earth dynamics from the Fluminense Federal University (UFF). He is currently a PhD student in ocean and earth dynamics at the Universidade Federal Fluminense (UFF). He has experience in botany, with emphasis on melissopalynology and quaternary palynology.

CINTIA FERREIRA BARRETO is graduated in history and geography, master in geology from the Federal University of Rio de Janeiro (UFRJ) and PhD in geology from Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). She is currently working at Geology and Geophysics Department in Universidade Federal Fluminense (UFF). She has a large experience in botany, with emphasis on quaternary palynology.

ALEX CARDOSO BASTOS is graduated in geology from Universidade Federal do Rio de Janeiro, master in geology and geophysics from Universidade Federal Fluminense, PhD in sedimentary dynamics, University of Southampton (2002) and postdoctoral fellow in geophysics at the National High-Resolution Oceanography Centre, UK. He is currently adjunct professor at the Federal University of Espírito Santo, part of the faculty of graduate programs in Environmental Oceanography and Marine Geology and Geophysics. He works in geological oceanography, with emphasis in geophysics and marine sedimentation.

JOSÉ ANTÔNIO BAPTISTA NETO is graduated in geography from the Universidade Federal Fluminense, Specialization and master in geology and geophysics from the Universidade Federal Fluminense and PhD in Geosciences, Queens University, Belfast. He is currently assistant professor of Universidade Federal Fluminense. He is a fellow of CNPq Productivity – 1C and fellow scientist of our state FAPERJ. He has experience in geosciences with emphasis in environmental geology, acting on the following topics: coastal environment, environmental geochemistry and environmental geology.

References

Abramoff MD, Magalhães PJ, Ram SJ. 2004. Image Processing with ImageJ. Biophotonics International 11:36–42.

Angulo RJ, Lessa GG, Souza MC. 2006. A critical review of Mid- to Late Holocene sea-level flutuations on the eastern Brazilian coastline. Quaternary Science Reviews 25:486–506.

Andrews EA. 1940. The snail, *Neritina virginea*, L., in a changing salt pond. Ecology – Ecological Society of America 21:335–346.

Atkinson RRL, Mockford EJ, Bennett C, Christin P-A, Spriggs EL, Freckleton RP, Thompson K, Rees M, Osborne CP 2016. C_4 photosynthesis boosts growth by altering physiology, allocation and size. Nature Plants 2:1–5.

Barreto CF, Freitas AS, Vilela CG, Baptista Neto JA, Barth OM. 2013. Grãos de pólen em sedimentos superficiais da Baía de Guanabara, Rio de Janeiro, Brasil. Anuário do Instituto de Geociências 36:32–54.

Bastos AC, Moscon DMC, Carmo D, Neto B, J.A., Quaresma VS. 2015. Modern sedimentation processes in a wave-dominated coastal embayment: Espírito Santo Bay, southeast Brazil. Geo-Marine Letters 35:23–36.

Belem CIF. 1985. Palinologia de sedimentos inconsolidados do Mangue de Guaratiba, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. Brasília: MME-DNPM, Série Geologia 27, Seção Paleontologia e Estratigrafia 2, 273–284.

Boehs G, Absher TM, Cruz-Kaled A. 2004. Composition and distribution of benthic molluscs on intertidal flats of Paranaguá Bay (Paraná, Brazil). Scientia Marina 68:537–543.

Brush GS, Brush LM. 1994. Transport and deposition of pollen in a estuary: signature of the landscape. In: Traverse A, editor. Sedimentation of organic matter. Cambridge: Cambridge Press.

Campbell ID. 1991. Experimental mechanical destruction of pollen grains. Palynology 15:29–33.

Castro GA, Santos EF. 1989. Levantamneto preliminar de moluscos em praias arenosas e areno-lodosas de Piúma, Estado do Espírito Santo, Brasil. Memórias do Isntituto Oswaldo Cruz 84:101–104.

Castro BM & Miranda LB. 1996. Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4° N and 34° S. The Sea 11: 209–251.

Cerón-Souza I, Turner BL, Winter K, Medina E, Bermingham E, Feliner GN. 2014. Reproductive phenology and physiological traits in the red mangrove hybrid complex (*Rhizophora mangle* and *R. racemosa*) across a natural gradient of nutrients and salinity. Plant Ecology 215:481–493.

Christopher RA. 1976. Morphology and taxonomic status of *Pseudoschizaea* Thiergart and Frantz ex R. Potonie emend. Micropaleontology 22:143–150.

Coelho LG, Barth OM, Chaves HA. 1999. O registro palinológico das mudanças da vegetação na região da Baía de Sepetiba, Rio de Janeiro, nos últimos 1000 anos. Leandra 14: 51–63.

Colinvaux P, De Oliveira PE, Patiño JEM. 1999. Amazon Pollen manual and atlas. Amsterdam: Harwood Academic Publishers. 332.

Costa RB. 1999. A Baía de Vitória e suas ilhas. Revista do Instituto Histórico e Geográfico do Espírito Santo 51:17–30.

Donders TH, Gorissen PM, Sangiorgi F, Cremer H, Wagner-Cremer F, McGee V. 2008. Three-hundred-year hydrological changes in a subtropical estuary, Rookery Bay (Florida): human impact versus natural variability. Geochemistry Geophysics and Geosystems 9:1–15.

Edwards EJ, Smith SA. 2010. Phylogenetic analyses reveal the shady history of C4 grasses. Proceedings of the National Academy of Sciences 107:2532–2537.

Ekdale AA. 1974. Marine Molluscs from Shallow-Water Environments (0 to 60 Meters) off the Northeast Yucatan Coast, Mexico. Bulletin of Marine Science 24:638–668.

Ellison JC. 2015. Vulnerability assessment of mangroves to climate change and sea-level rise impacts. Wetlands Ecology Management 23:115–137.

Figueiredo AG Jr, Toledo MB, Cordeiro RC, Godoy JMO, Silva FT, Vasconcelos SC, Santos RA. 2014. Linked variations in sediment accumulation rates and sea-level in Guanabara Bay, Brazil, over the last 6000 years. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology 415:83–90.

França MC, Alves ICC, Castro DF, Cohen MCL, Rosseti DF, Pessenda LCR, Lorente FL, Fontes NA, Buso AA Jr, Giannini PCF, et al. 2015. A multi-proxy evidence for the transition from estuarine mangroves to deltaic freshwater marshes, Southeastern Brazil, due to climatic and sea-level changes during the Late Holocene. Catena 128:155–166.

Freitas AS, Barreto CF, Barth OM, Bastos AC, Baptista-Neto JA. 2016. Late Holocene palynological record and landscape change from the Piraquê-Açu and Piraquê-Mirim estuarine system, Espírito Santo, Brazil. Journal of Sedimentary Environments 1:171–183.

Folk R, Ward W. 1957. Brazos river bar. A study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology 27:3–26.

Flores CP, Muñoz JMB, Scherer MEG. 2017. Management of transboundary estuaries in Latin America and the Caribbean. Marine Policy 76:63–70.

Gandara-Martins AL, Almeida TCM. 2013. Mollusc assemblage in a urban bay nearby a marine extractive reserve, Florianópolis – SC, Brazil. Biota Neotropica 13:41–50.

Gyllencreutz R, Mahiques MM, Alves DVP, Wainer IKC. 2010. Mid- to late-Holocene paleoceanographic changes on the southeastern Brazilian shelf based on grain size record. The Holocene 20:863–875.

Hatte C, Gauthier C, Rousseau DD, Antoine P, Fuchs M, Lagroix F, Markovic SB, Moine O, Sima A. 2013. Excursions to C_4 vegetation recorded in the Upper Pleistocene loess of Surduk (Northern Serbia): an organic isotope geochemistry study. Climate of the Past 9:1001–1014.

Hendy AJW, Jones DS, Moreno F, Zapata V, Jaramillo C. 2015. Neogene molluscs, shallow marine paleoenvironments, and chronostratigraphy of the Guajira Penisula, Colombia. Swiss Journal of Paleontology 134:45–75.

Hofmann C. 2002. Pollen distribution in subrecent sedimentary environments of the Orinoco Delta (Venezuela) – an actuopaleobotanical study. Review of Palaeobotany and Palynology 119:191–217.

Kahn JG, Dotte-Sarout E, Molle G, Conte E. 2015. Mid- to late prehistoric landscape change, settlement histories, and agricultural practices on Maupiti, Society Islands (central eastern Polynesia). The Journal of Island and Coastal Archaeology 0:1–29.

Le Roux JP, Rojas EM. 2007. Sediment transport petterns determined from grain size parameters: overview and state of the art. Sedimentary Geology 202:473–488.

Lorente FL, Pessenda LCR, Oboh-Ikuenobe F, Buso Júnior AA, Cohen MCL, Meyer KEB, Giannini PCF, Oliveira PE, Rosseti DF, Borotti Filho MA, et al. 2014. Palynofacies and stable C and N isotopes of Holocene sediments from Lake Macuco (Linhares, Espírito Santo, southeastern Brazil): Depositional settings and palaeoenvironmental evolution. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology 415:69–82.

Luz CFP, Barth OM. 2000. Palinomorfos indicadores de tipos de vegetação em sedimentos holocênicos da Lagoa de Cima, norte do estado do Rio de janeiro, Brasil - Dicotyledoneae. Leandra 15:11–34.

Luz CFP, Barth OM. 2002. Palinomorfos indicadores de tipos de vegetação em sedimentos holocênicos da Lagoa de Cima, norte do Estado Rio de Janeiro, Brasil - Monocotyledoneae, Gymnospermae, Pteridophyta e Bryophyta. Leandra 17:7–22.

Machado GMV, Bastos AC, Freitas AS, Baptista Neto JA. 2018. Sedimentary, geochemical and micropaleontological responses to sea level variations in the Vitoria estuary, Espírito Santo. Radiocarbon 60(2):583–600.

Mello CR, Viola MR, Curi N, Silva AM. 2012. Distribuição espacial da precipitação e da erosividade da chuva mensal e anual no Estado do Espírito Santo. Revista Brasileira de Ciências do Solo 36:1878–1891.

Muller J. 1959. Palynology of recent Orinoco delta and shelf sediments. Micropaleontology 5:1–32.

Nascimento TF, Chacaltana JTA, Piccoli FP. 2013. Análise da influência do alargamento de um estreitamento na hidrodinâmica do Canal da Passagem, Vitória-ES, através de modelagem numérica. Revista Brasileira de Recursos Hídricos 18:31−39.

Nicolodi JL, Zamboni A, Barroso GF. 2009. Gestão Integrada de bacias hidrográficas e zonas costeiras no Brasil: Implicações para a região hidrográfica amazônica, Revista da Gestão Costeira Integrada 9:9–32.

Patterson WA III, Edwards KJ, Maguire DJ. 1987. Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire. Quaternary Science Review 6:3–23.

Pienkowski AJ, Mudie PJ, England JH, Smith JN, Furze MFA. 2011. Late Holocene environmental conditions in Coronation Gulf, southwestern Canadian Arctic Archipelago: evidence from dinoflagellate cysts, other non-pollen palynomorphs, and pollen. Journal of Quaternary Science 26:839–853.

Punwong P, Marchant R, Selby K. 2013. Holocene mangrove dynamics in Makoba Bay, Zanzibar. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology 379–380:54–67.

Rigo D, Chacaltana JTA. 2006. Computational modelling of mangrove effects on the hydrodynamics of Vitoria bay, Espírito Santo - Brazil. Journal of Coastal Research 39:1543–1545.

Rhodes AN. 1998. A method for the preparation and quantification of microscopic charcoal from terrestrial and lacustrine sediment cores. The Holocene 8:113–117.

Roubik DW, Moreno JEP. 1991. Pollen and spores of Barro Colorado Island. Monographs in systematics Botany. Missouri: Missouri Botanical Garden, St. Louis.

Ruschi A. 1950. Fitogeografia do Estado do Espírito Santo. Boletim do Museu de Biologia Prof. "Mello Leitão" 1:1–384.

Saint-Hilaire A. 1974. Viagem ao Espírito Santo e Rio Doce. Belo Horizonte: Editora Itatiaia. 121.

Sage R. 2016. A portrait of the C_4 photosynthetic family on the 50th anniversary of its discovery: species number, evolutionary lineages, and hall of fame. Journal of Experimental Botany 67:2919–2922.

Scott L. 1992. Environmental implications and origin of microscopic *Pseudoschizaea* Thiegart and Frantz ex R. Potonié emend. in sediments. Journal of Biogeography 19:349–354.

Smith R, Mayle F. 2017. Impact of mid- to late Holocene precipitation changes on vegetation across lowland tropical South America: A paleodata synthesis. Quaternary Research 89:1–22.

Stancliffe RPW. 1996. Microforaminiferal linings. In: Jansonius J, Macgregor DC, editors. Palynology: principles and applications. Vol. 1. Dallas (TX): American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation; p. 373–379.

Stockmarr J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. Pollen et Spores 13:615–621.

Suguio K. 2003. Tópicos de geociências para o desenvolvimento sustentável: as regiões litorâneas. Geol: USP; Série Didática, 2: 1–40.

Thomas WW. 2004. Cyperaceae. In: Smith N, Mori SA, Henderson A, Stevenson DW, Heald SV, editors. Flowering plants of the Neotropics. Princeton (NJ): Princenton University Press; p. 594.

Thomaz LD, Monteiro R. 1997. Composição florística da Mata Atlântica de encosta da Estação Biológica de Santa Lúcia, município de Santa Teresa – ES. Boletim do Museu de Biologia Mello Leitão (Nova Série) 7:1–48.

Traverse A. 2008. Paleopalynology. 2ª edição. Ed. Dordrecht: Springer; p. 813.

Tyson RV. 1995. Sedimentary organic matter. Londres: Chapman & Hall; 614.

Valadares RT, Souza FBC, Castro NGD, Peres ALSS, Schneider SZ, Martins MLL. 2011. Levantamento florístico de um brejo-herbáceo localizado na restinga de Morada do Sol, município de Vila Velha, Espírito Santo, Brasil. Rodriguésia 62:827–834.

van Soelen EE, Lammerstma EI, Cremer H, Donders TH, Sangiorgi F, Brooks GR, Larson RA, Damsté JSS, Wagner-Cremer F, Reichart GF. 2010. Late Holocene sea-level rise in Tampa bay: integrated reconstruction using

biomarkers, pollen, organic-walled dinoflagellate cysts, and distoms. Estuarine Coastal and Shelf Science 86:216–224.

Wentworth CK. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology 30:377–392.

Whitlock C, Larsen CPS. 2001 Charcoal as a Fire Proxy. In: Smol JP, Birks HJB, Last WM, editors. Tracking environmental change using lake sediments: terrestrial, algal, and siliceous indicators. Vol. 3. Springer; p. 75–97.

Whitney BS, Mayle FE. 2012. *Pediastrum* species as potential indicators of lake-level change in tropical South America. Journal of Paleolimnology 47:601–615.

Woodroffe SA, Long AJ, Punwong P, Selby K, Bryant CL, Marchant R. 2015. Radiocarbon dating of mangrove sediments to constrain Holocene relative sea-level change on Zanzibar in the southwest Indian Ocean. The Holocene 25:820–831.

Yang Y, Siegwolf RTW, Komer C. 2015. Species specific and environment induced variation of $\delta^{13}C$ and $\delta^{15}N$ in alpine plants. Frontiers in Plant Science 6:423.

Ybert JP, Salgado-Laboriau ML, Barth OM, Lorscheiter ML, Barros MA, Chaves SAM, Luz CFP, Ribeiro M, Scheel R, Vicentini K. 1992. Sugestões para padronização da metodologia empregada em estudos palinológicos do Quaternário. Revista do Instituto Geológico de São Paulo 13:47–49.

Zedler JB. 2017. What's new in adaptive management and restoration of coasts and estuaries? Estuaries and Coasts 40:1–21.