UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA FÍSICA

KAREN CRISTINA SILVA

**Reconstituição paleoambiental de uma área no baixo curso do Rio
Ribeira de Iguape com base em bio e geo indicadores**

São Paulo
2014

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA FÍSICA

**Reconstituição paleoambiental de uma área no baixo curso do Rio
Ribeira de Iguape com base em bio e geo indicadores**

Karen Cristina Silva

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Geografia Física.

Orientadora: Prof. Dra. Celia Regina de Gouveia Souza

São Paulo
2014

Nome: SILVA, Karen Cristina

Título: Reconstituição paleoambiental de uma área no baixo curso do Rio Ribeira de Iguape com base em bio e geo indicadores.

Dissertação apresentada ao Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, como requisito para obtenção do título de Mestre em Geografia Física.

Programa de Pós-Graduação em Geografia Física

Aprovado em: ____/____/____

Banca Examinadora

Profa. Dra. Celia Regina de Gouveia Souza

Programa de Pós-Graduação em Geografia Física
do Departamento de Geografia da Faculdade de
Filosofia Letras e Ciências Humanas da
Universidade de São Paulo.

Julgamento

Nome: _____

Instituição: _____

Julgamento

Nome: _____

Instituição: _____

Julgamento

Agradecimentos

Deus, muito obrigada pelo amparo, livramentos e bênçãos, que sua mão continue estendida sobre a minha vida me dando forças e saúde para continuar trilhando no caminho da profissão que escolhi.

Acredito que essa parte seja a mais difícil, pois mesmo que o trabalho seja de minha autoria eu não conseguiria concluí-lo se não fosse pela colaboração e compreensão de todas as pessoas que encontrei e me acompanharam. Portanto, tentarei, em poucas palavras, expressar meu imenso agradecimento a todos.

Meu muito obrigada:

Ao meu primeiro orientador, Dr. Mauro Parolin (Lepafe-Unespar campus Campo Mourão), pelo incentivo durante a minha iniciação científica a quem tomo como exemplo de profissionalismo, dedicação e amor à pesquisa, além de dedicar longo tempo de discussão sobre diversos temas. Aos amigos que denomino como família Lepafe, a quem tenho imenso carinho e sou imensamente grata pelas horas de diversão e discussões, Giliane Géssica Rasbold, Mayara Monteiro e Renato Lada Guerreiro.

Ao Dr. Walter Mareschi Bissa, do MAE-USP, por viabilizar meu treinamento como bolsista técnica (Proc. Fapesp 2010/03055-2) do seu projeto FAPESP (09/50447-6), por ter cedido material para que esse estudo, pela ajuda na identificação do material polínico e interpretações dos gráficos, leituras e correções incansáveis de artigos, e pela co-orientação. Sou grata ao Dr. Luiz E. M. Catharino pelas valiosas sugestões e discussões em campo.

À minha querida orientadora e amiga Dra. Celia R.G.S. do Instituto Geológico/SP, por viabilizar a comunicação com pessoas importantes para o desenvolvimento dessa pesquisa; pela enorme paciência, noites em claro, ética e profissionalismo; pelas oportunidades de campo ao seu lado que foram de grande valia para meu conhecimento; muito obrigada pelas horas de conversa e pelas risadas, especialmente por todos os conselhos, incentivo e todo carinho, que foram fundamentais para o êxito dessa pesquisa. Agradeço também ao seu marido Agenor P. Souza, pelas conversas, apoio e amizade.

À PqC MSc. Angela M. da S. Corrêia, do Instituto de Botânica de São Paulo/SMA (IBt/SP), meu agradecimento especial pela sua grande ajuda na identificação do material polínico e execução das microfotografias, paciência e dedicação. À Dr. Cynthia Luz, IBt-SP, pelas valiosas críticas e sugestões.

À PqC MSc. Elisabete Lopes, do IBt/SP e ao geólogo José Nunes, da Fundação Florestal/Lagamar Cananéia, pelo apoio no trabalho de campo e na identificação da vegetação da área de estudo, que foram essenciais para essa pesquisa.

Ao Dr. Mauro Toledo, da PAETRO/LAGEMAR/Universidade Federal Fluminense, pela paciência, dedicação e por proporcionar horas do seu tempo para me auxiliar no uso e interpretação do software Tilia (1.7.16)®.

À Dra. Márcia Aguiar de Barros, por me receber no Laboratório de Palinologia (CMNN-UERJ) e me auxiliar no uso do software Tilia (1.7.16)® e pelas valiosas sugestões.

À Dra. Wania Duleba, da Escola de Artes e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, pela oportunidade de trabalhar com o método para a identificação de foraminíferos, sua ajuda foi muito especial nesse trabalho.

Ao pessoal do LaboPed–Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da USP André Barreto, Marcelo Reis Nakashima, Grace B. Alves pela companhia de laboratório, especialmente para o técnico e amigo Marcos Pinheiro por me aturar horas no laboratório, pelas conversas, apoio, incentivo e carinho, seu apoio foi, também, essencial. A Lígia Luchesi que foi mais do que uma colega de AP, dedicou horas de conversa, risadas e piadas. Li aprendi muitas coisas com você e uma delas é dar valor a pequenas coisas.

Por último, mas não menos especiais, às minhas famílias Coelho, Silva e Lima, aos meus pais Graça e Carlos, aos meus irmãos Cristian e Junior, às minhas irmãs de coração Sueli Onofre e Jackeline Jorge, às minhas lindas sobrinhas Luiza e Nora, ao sobrinho, meu príncipe Pedro, muito obrigada pela compreensão, paciência, amor, incentivo, pelo entendimento nas minhas ausências e pelas orações. Mãe: obrigada pelo apoio (emocional e financeiro)... sou o que sou porque você existe e lutou por mim. Ao sogrinho e sogrinha Moisés e Leila: vocês fazem mais parte disso do que imaginam, pois me acolheram quando eu mais precisei, e serei eternamente grata por isso. Às minhas cunhadas, cunhado e suas famílias queridas, que tanto me apoiaram,

oraram, e me acolheram como parte da família. Fabiana e seu marido Fernando, Patrícia e seu marido Anderson, Josafá e sua esposa Denise, e meus sobrinhos Daniel, Heitor, Rachel, Sarah e Talita: vocês são bênçãos na minha vida.

Finalmente, ao meu companheiro Wagner V. de Lima, pelos passeios, bom-humor, paciência, incentivo, o amor que você sente por mim, por estar presente em todos os momentos, por entender minha escolha profissional, pelo apoio (financeiro e emocional), enfim por tudo. Não somos duas metades que se encontraram para se completar, somos dois inteiros que se encontraram para se redescobrir, te amo.

Ao MAE-USP pela disponibilidade do Laboratório.

Ao Dr. Thomas Rich Fairchild pela disponibilidade do Laboratório Paleobiológico do Instituto de Geociências da USP.

A CAPES pela bolsa de mestrado, esse trabalho foi realizado graças ao auxílio concedido.

*“Não é o mais forte que sobrevive, nem o mais inteligente, mas o
que melhor se adapta às mudanças.”*

(Charles Darwin)

RESUMO

SILVA, K.C. **Reconstituição paleoambiental de uma área no baixo curso do Rio Ribeira de Iguape com base em bio e geo indicadores.** 2014. 127 f. Dissertação (Mestrado). Departamento de Geografia física. Universidade de São Paulo. São Paulo, 2014.

O presente estudo foi desenvolvido em uma turfeira localizada no baixo curso do rio Ribeira de Iguape, Litoral Sul de São Paulo com o objetivo de reconstituir os paleoambientes e as possíveis variações ambientais ocorridas na área por meio da análise de palinomorfos e das características dos sedimentos do testemunho de sondagem de 520 cm de profundidade. A análise de bio e geoindicadores permitiu reconstituir parte da história de evolução sedimentar holocênica da área. Para isso a análise foi fundamentada sob o ponto de vista da biogeografia, envolvendo a interpretação e correlação entre as variáveis: sedimentológicas, espongiológica, foraminíferos, palinológicas e isótopos de $\delta^{13}\text{C}$.

Antes de 7.300 anos cal AP as características sedimentológicas evidenciam o início da sedimentação da planície de inundação onde foi depositado espículas de esponjas continentais de *O. navicella*, é provável que o aporte de água doce na área de estudo tenha causado o desaparecimento de espécies de foraminíferos, tectamebas e ostracodes pela dissolução das carapaças em águas com pH ácidos, o mesmo aporte que pode ter lixiviado o material polínico, pois os sedimentos são arenosos. Os elementos isotópicos com valores de -27,6‰ evidenciam que a matéria orgânica é de origem fluvial. Por volta de 7.300 anos AP (fácies 430 cm) o NRM cruzou o zero pela primeira vez no Holoceno. Essa interpretação é corroborada pela chegada de espículas de origem marinha nos sedimentos. Além disso, no nível de 430 cm observa-se redução da concentração de esponjas de água doce. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ - 25,9‰ indicam que a origem da matéria orgânica é mista.

Entre 7.200 e 6.430 anos cal AP ocorreu novamente uma rápida regressão do NRM verificado pela presença frequente de esponjas continentais e raríssima presença de espículas marinhas. A área era colonizada por plantas típicas de ambientes sob influência marinha e fluvial como Asteraceae, Poaceae, Araceae, Begoniaceae, Ulmaceae, Arecaceae *Bactris* sp. (encontrada em áreas alagadas e/ou FPa).

Antes de 6.430 anos cal AP ocorre o início da segunda e mais duradoura fase de transgressão marinha caracterizada pela espongiófácies marinha e pela queda nas porcentagens de todos os táxons polínicos. O pico da transgressão ocorre antes de 5.124 anos cal AP nesse momento foi depositado material espicular marinho e continental evidenciando o ambiente estuarino, onde plantas herbáceas adaptadas a esse ambiente ainda colonizavam essa área com concentrações como Amaranthaceae.

Posteriormente, o NRM decai lentamente chegando ao nível zero atual, aqui as porcentagens de espículas marinhas decaem paulatinamente até a profundidade de 225 cm.

Por volta de 3.200 anos cal AP (médias das idades de 145 cm) o ambiente já se comportava como um pântano, há aumento na concentração de Bignoneaceae (*Tabebuia*), Cluseaceae (*Clusia*) e novamente Amaranthaceae

sugerem a colonização de FPa. Plantas do gênero *Tabebuia* sp. destacam-se por se agruparem em áreas alagadas.

Posteriormente, o aumento significativo nas concentrações polínicas de todos os táxons, principalmente dos indicadores de FPaT, indicam o desenvolvimento dessa formação vegetal.

Devido à complexidade desse ambiente por causa de sua morfodinâmica há necessidade de cuidados na interpretação dos resultados, pois os registros de mega-eventos podem ser confundidos, mascarar ou levar as interpretações paleoambientais inadequadas. Por isso, o uso de multi-indicadores e o conhecimento dos processos mostraram-se fundamentais e foi possível obter uma excelente resposta.

Palavras-chave: paleoambiente; variação do nível do mar; Holoceno.

Abstract

This study was developed in a peat bog located on the lower course of Ribeira river, South Coast of Sao Paulo, in order to reconstruct the paleoenvironments and possible environmental changes occurred in the area through analysis of palynomorphs and the characteristics of the sediments drill core depth of 520 cm. The analysis of bio and geoindicators allowed to reconstruct a part of the history of the Holocene sedimentary evolution of the area. The analysis was based on the point of view of Biogeography, involving the interpretation and correlation between variables: sedimentological, belong sponge, foraminifera, pollen and $\delta^{13}\text{C}$ isotopes.

Before 7300 cal years BP the sediment characteristics show the beginning of sedimentation of the floodplain where it was deposited spicules of sponges continental *O. navicella*, it is likely that the freshwater inflow in the study area has caused the disappearance of species of foraminifera, ostracods and thecamoebian by dissolving the shells in waters with acidic pH, the same approach that may have leached the pollen material, because the sediments are sandy. The isotopic elements with values of -27.6 ‰ show that the organic matter is of fluvial origin.

Around 7300 years BP (430 cm depth) NRM crossed zero for the first time in the Holocene. This interpretation is corroborated by the presence of spicules in the sediments of marine origin. Furthermore, at the level of 430 cm was observed a reduction of the concentration of freshwater sponges. $\delta^{13}\text{C}$ values of -25.9 ‰ indicate that the source of the organic matter is mixed.

From 7200 until 6430 years cal AP occurred a rapid regression of NRM verified by the frequent presence of continental sponges and extremely rare presence of marine spicules. The area was colonized by plants typical of marine and fluvial environments under influence like Asteraceae, Poaceae, Araceae, Begoniaceae, Ulmaceae, Arecaceae *Bactris* sp. (found in flooded and / or FPa areas).

Before 6430 years cal AP occurred the beginning of the second and more lasting phase of marine transgression characterized by marine espongo fácies and for the decreased in percentages of all pollen taxa. The peak transgression occurs before 5124 years cal AP, when was deposited marine and continental espicular materials evidencing the estuarine environment, where herbaceous plants adapted to this environment yet colonized this area with concentrations as Amaranthaceae.

Subsequently, the NRM decays slowly coming to the current zero level. Here the percentages of marine spicules decay gradually to a depth of 225 cm. Around 3200 cal years BP (mean ages of 145 cm) the environment has behaved like a swamp, there is an increase in the concentration of Bignoneaceae (*Tabebuia*), Cluseaceae (*Clusia*) and again Amaranthaceae suggest colonization of FPa. The genus *Tabebuia* sp. stands out for getting together in wetlands.

Later, the significant increase in the pollen concentrations of all taxa, especially indicators of WPF, indicates the development of this plant formation. Due to the complexity of this environment because of their morphodynamics, caution is necessary in interpreting of the results because the records of mega-events can be confused, to mask or take inadequate paleoenvironmental

interpretations. Therefore, the use of multi-indicators and the knowledge of the process were essentials and it was possible to obtain excellent response.

Key-words: paleoenvironment; variation in sea level; Holocene.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1:	Curva de variações dos níveis do mar nos últimos 7.000 anos para oito setores da costa leste brasileira	24
Figura 2:	Curva de variação do NRM para a costa brasileira ao norte 28° (linha sólida) e no sul 28° (linha tracejada), com base em amostras de vermetídeos e com valores atípicos removidos	33
Figura 3:	Localização da área de estudo com detalhe para o ponto de coleta do testemunho. Escala original: 1:250.000	32
Figura 4:	Esboço geológico da planície costeira Cananéia-Iguape – Ilha Comprida	35
Figura 5:	Seção-tipo das unidades geológicas-geomorfológicas quaternárias presentes no litoral paulista e sua associação com as fisionomias de “vegetação de restinga” descritas na Resolução Conama n° 07/1996	38
Figura 6:	Fitofisionomias de Iguape	49
Figura 7:	Estádios de evolução geológica para a região de Cananéia-Iguape durante o Quaternário tardio	45
Figura 8:	Imagem do trabalho de campo. Coleta das plantas da Floresta de Transição Restinga-Encosta para identificação	47
Figura 9:	Imagem do trabalho de campo. Coleta de Arecaceae da Floresta Paludosa sobre Substrato Turfosos	48
Figura 10:	Imagem do Testemunho obtido	57
Figura 11:	Distribuição das classes modais das amostras de sedimentos coletadas no testemunho de sondagem	59
Figura 12:	Variação dos parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica ao longo do testemunho	60
Figura 13:	Morfoscopia das areias muito fina da base até 315 cm	62
Figura 14:	Foto do intervalo de areia siltosa com intercalações de areia muito fina entre 429 e 360 cm	64
Figura 15:	Variação entre as espículas de esponjas continentais e marinhas do testemunho	67
Figura 16:	Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e diagrama de concentração polínica dos grupos ecológicos	71
Figura 17:	Diagrama polínico de concentração: grãos em milhares por cm^3 de sedimento	74
Figura 18:	Diagrama polínico percentual. Turfeira de uma área no baixo curso do rio Ribeira de Iguape	75
Figura 19:	Fitofisionomias da área de estudo e proximidades	77
Figura 20:	Pa com predomínio de <i>Tabebuia cassinoides</i> (caxeta)	79
Figura 21:	<i>Cyperus</i> sp. encontrado no meandro do rio Ribeira de Iguape	80
Figura 22:	<i>Typha dominguenses</i> encontrada no meandro do rio Ribeira de Iguape	80

Figura 23:	<i>Wedélia Paludosa</i> na borda do meandro do rio Ribeira de Iguape ..	81
Figura 24:	Colonização de poacea do meandro do rio Ribeira de Iguape	81
Figura 25:	Colonização de bromélias na Floresta Paludosa sobre Substrato Turfoso	82
Figura 26:	<i>Anthurium</i> sp. e <i>Philodendron</i> sp. encontradas na Floresta Paludosa sobre Substrato Turfoso	83
Figura 27:	FPaT (Floresta Paludosa sobre Substrato Turfoso) local da coleta do testemunho	84
Figura 28:	Foto do substrato turfoso do ponto de coleta do testemunho na região do baixo curso do rio Ribeira de Iguape	85
Figura 29:	Floresta de Transição Restinga-Encosta do Morro Boa Vista	86
Figura 35:	Síntese dos resultados	93

LISTA DE TABELA

Tabela 1:	Interpretações paleoclimáticas e de paleovegetação no litoral do Brasil durante o Holoceno	28
Tabela 2:	Fitofisionomias associadas às Unidades Quaternárias	38
Tabela 3:	Descrição das fitofisionomias atuais da área de estudo e áreas vizinhas	54
Tabela 4:	Frequência percentual de ocorrência das classes modais nos sedimentos analisados	58
Tabela 5:	Parâmetros granulométricos de Folk e Ward (1957), teores de carbonato biodetrítico (CaCO_3) e matéria orgânica	61
Tabela 6:	Idades datadas pelo método ^{14}C	65
Tabela 7:	Variação de espículas de esponjas continentais e espículas de esponjas marinhas	67
Tabela 8:	Chave de identificação para a fotointerpretação das fitofisionomias segundo a Resolução CONAMA n.º 7/1996	78
Tabela 9:	Correlação entre as assembleias polínicas e fitofisionomias da área de estudos e proximidades	87

LISTA DE ANEXOS

ANEXO I -	Figuras (30 a 34) Pólenes e esporos	121
-----------	---	-----

SIGLAS

AP	Antes do Presente
Br	Brejo de Restinga
Cal	Idades Calibradas
Es	Escrube
FaR	Floresta Alta de Restinga
FaRu	Floresta Alta de Restinga Úmida
FbR	Floresta Baixa de Restinga
FoD	Floresta Ombrófila Densa
Mg	Manguezal
NRM	Nível Relativo do Mar
NM	Nível do Mar/Nível Médio do Mar
Pr	Praia
FPa	Floresta Paludosa
FPaT	Floresta Paludosa sobre substrato Turfoso
PCCI	Planície Costeira de Cananéia-Iguape
PTFR	Planície e Terraços Fluviais do Ribeira
FTr	Floresta de Transição Restinga-Encosta

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	18
1.1. Objetivos	21
1.2. Objetivos específicos	21
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	23
2.1. Variações do Nível Relativo do Mar durante o Holoceno no Litoral Brasileiro	23
2.2. Paleovegetação e Paleoclimas no Litoral Brasileiro	27
3. ÁREA DE ESTUDO	32
3.1. Localização	34
3.2. Geologia e Geomorfologia	33
3.3. Clima	36
3.4. Vegetação	37
3.5. Evolução Paleoambiental da Região de Cananéia-Iguape e Ilha Comprida	41
4. MATERIAIS E MÉTODOS	46
4.1. Fotointerpretação	46
4.2. Trabalhos de Campo	46
4.2.1. Amostragem de Sedimentos	46
4.2.2. Caracterização das Fitofisionomias Locais e Regionais	47
4.3. Trabalhos de Laboratório	48
4.3.1. Granulometria	48
4.3.2. Morfoscopia de Grãos de Quartzo	48
4.3.3. Pólen	49
4.3.4. Foraminíferos	50
4.3.5. Datações ^{14}C e Análise Isotópica ($\delta^{13}\text{C}$)	51
4.4. Tratamento de Dados	51
4.4.1. Fotointerpretação.....	51
4.4.2. Granulometria	52
4.4.3. Pólen	52
4.4.4. Caracterização Ecológica dos Palinomorfos e Comparações com os Ecossistemas Atuais	53
4.4.5. Foraminíferos	55
4.4.6. Datações ^{14}C e Isótopos de Carbono	55
4.4.7. Caracterização das Fácies Sedimentares	55
5. RESULTADO E DISCUSSÕES	57

5.1. Granulometria, Morfoscopia e parâmetros químicos dos sedimentos	57
5.2. Datações ^{14}C	65
5.3. Relações entre as Fácies Sedimentares e as Espongofácies	66
5.4. Foraminíferos	69
5.5. Análise isotópica $\delta^{13}\text{C}$ e palinológica	70
5.6. Fitofisionomias atuais da área de estudo e proximidades	76
5.7. Correlação entre as assembléias polínicas e as fitofisionomias de planície e baixa encosta	87
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	89
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	94
ANEXOS	121

1. INTRODUÇÃO

A região costeira abriga sistemas deposicionais complexos e extremamente dinâmicos que determinam a distribuição e a preservação dos indicadores de mudanças ambientais, sejam eles biológicos, geológicos ou arqueológicos (SALGADO-LABOURIAU, 2007; AMARAL, 2008). Tais mudanças ambientais, associadas ou não às variações do nível relativo do mar e climática, são responsáveis pelo surgimento e desaparecimento de ecossistemas costeiros. Nesse sentido, é importante analisar o conjunto desses indicadores para reconstituir de maneira mais precisa ambientes pretéritos.

A utilização de bio e geoindicadores permite compreender as mudanças físicas e bióticas que ocorreram durante o passado geológico em especial no Quaternário, e assim estabelecer a reconstituição paleoambiental de uma área. São elementos importantes também para o entendimento da dinâmica dos ecossistemas atuais.

Embora os indicadores de mudanças paleoambientais sejam muitos, são poucos os trabalhos que abordam um conjunto amplo desses indicadores dado a necessidade de estudos transdisciplinares que envolvem a integração de abordagens das geociências, biociências e ecológicas.

Atualmente são diversas as ferramentas utilizadas na interpretação de paleoambientes, como os grãos de pólen, fitólitos, espículas de esponjas, foraminíferos, ostracodes, tecamebas e diatomáceas preservados em sedimentos, análise isotópicas e elementares da matéria-orgânica do solo, ou seja, bio e geoindicadores, que podem ser relacionados a uma cronologia estabelecida por um método de datação, principalmente durante o Holoceno (e.g. PESSENDA, et al., 2009; LUZ, 2003; DULEBA, et al., 2005, SILVA, et al., 2013; SALLUN et al., 2012; SILVA, 2013)

A ciência que estuda os grãos de pólen, esporos de pteridófitas e briófitas, tanto fósseis como atuais, é a Palinologia. A palinologia do Holoceno pode fornecer informações paleoclimáticas e ecológicas muito precisas, pois envolve contribuição e estudos sobre as comunidades vegetais atuais e suas características ecológicas (TRAVERSE, 1988; LUZ, 2003). A partir do conhecimento prévio de determinada cobertura vegetal e da análise palinológica do sedimento é possível reconstituir a vegetação pretérita e sua evolução no tempo (SALGADO-LABOURIAU, 2007). Entretanto, as assembleias polínicas não fornecem registros das dinâmicas da

população *sensu stricto*, pois, mostram mais do que uma população, integrando abundância e composição da vegetação de uma área que transcende os limites que os ecologistas adotam nos modelos de população. Sendo assim, é necessário cautela ao relacionar as assembleias polínicas com as fitofisionomias atuais.

Os fitólitos, por sua vez, são incorporados ao solo após a decomposição dos restos vegetais e, dependendo do tamanho, são bastante estáveis e permanecem bem preservados por milhares de anos (COE, 2009). Fitólitos são corpos micrométricos de opala silicosa precipitada ao longo da vida nos tecidos de plantas, cuja principal função é criar estruturas de sustentação, principalmente em gramíneas. Várias são as aplicações das análises fitolíticas em estudos ambientais. No campo da Botânica e Paleoecologia servem para documentação e reconstrução da biodiversidade, através da verificação da similaridade dos fitólitos com os da vegetação típica de formações preservadas e para reconstrução paleoambiental.

Os trabalhos de Barboni et al. (1999) ; Medeanic et al., (2008), apresentam interpretações paleoclimáticas baseadas em fitólitos na região costeira do Rio Grande do Sul. Coe (2009) na região de Cabo Frio (RJ) identificou mudanças na densidade arbórea através da comparação entre as assembleias fitolíticas fósseis e as assembleias fitolíticas modernas.

As esponjas são animais que habitam qualquer corpo de água em condições naturais como mares oceanos, rios, lagos, lagoas e canais fluviais, cuja estrutura é formada por um esqueleto de origem calcária, silicosa ou esponcina, possuindo excelente potencial para fossilização. Seu esqueleto é constituído por megasclera, que são estruturas de sustentação do esqueleto que não permitem identificação específica, microsclera e gemosclera são estruturas resistentes e de fácil dispersão fundamentais para a identificação e caracterização da espécie. Esses animais vivem em colônias ou solitários, são bentônicos ou planctônicos (PENNAK, 1953; VOLKMER-RIBEIRO, 1999; VOLKMER-RIBEIRO; PAULS, 2000).

O primeiro estudo de reconstituição paleoambiental com datação absoluta em área costeira, utilizando espículas de esponjas continentais, foi realizado por Volkmer-Ribeiro et al., (2007a), com base em sedimentos do rio Luján (Provincia de Buenos Aires - Argentina). Os primeiros trabalhos sobre esponjas continentais em áreas costeiras foram efetuados por Volkmer-Ribeiro et al., (2004) e Volkmer-Ribeiro; Machado (2008). Posteriormente Lima (2008) e Lima et al., (2008), realizaram um

trabalho sobre a influência marinha durante o Pleistoceno superior e Holoceno na região central da ilha do Marajó (PA), evidenciada por espículas de esponjas.

Foraminíferos são protozoários rizópodes protegidos por uma carapaça que pode ser de matéria orgânica, de minerais secretados (calcita, aragonita ou sílica) ou de partículas aglutinadas (grãos de areia, mica e espículas de esponja) (DULEBA et al., 2005). De acordo com Denebay et al., (1966) os foraminíferos podem ser bentônicos ou planctônicos. As espécies bentônicas são epifaunais, que vivem sobre o assoalho oceânico e/ou infaunais, que vivem sob o assoalho oceânico, são encontrados em ambientes parálicos (estuarino, lagunas, canais fluviais e mangues) e marinhos (plataforma continental interna, externa e carbonática). As espécies planctônicas vivem na coluna de água oceânica são exclusivamente marinhas e necessitam de águas limpas e de profundidades suficientes para realizarem suas migrações verticais.

Ostracodes tem o corpo completamente envolvido por uma carapaça bivalvia constituída por calcita magnesiana. São encontrados desde a linha de costa até as profundidades abissais, também habitam laguna, lagos hipersalinos e fontes de águas termais (DULEBA et al., 2005).

Tecamebas possuem carapaças autogênicas que podem ser proteináceas, silicosas ou calcárias, ou xenogênicas que são construídas por partículas aglutinadas do ambiente, sendo essas facilmente fossilizadas (SCOTT et al., 2001).

Atualmente as tecamebas restringem-se a ambientes aquáticos com baixa salinidade (<5‰) como lagos e rios (ODGEN; HARLEY, 1980; MEDIOLI et al., 1988).

Diatomáceas são algas microscópicas unicelulares, que vivem isoladas ou reunidas em cadeias. São abundantes em rios, estuários, mares e oceanos encontrados sobre diversos tipos de substratos (rochas, sedimentos, bioclastos). Entre as diversas espécies de diatomáceas, muitas são ecologicamente sensíveis, ocupam nichos específicos nos ecossistemas aquáticos.

Ybert et al., (2003), a partir da análise do conteúdo palinológico e de diatomáceas em sedimentos turfosos na região de Iguape, puderam interpretar as mudanças do NRM na região nos últimos 4.900 anos cal AP. Segundo esses autores, a assembleia de diatomáceas encontrada na base do testemunho estudo ambiente estuarino, com influência marinha, atestada pelas espécies *Actinocyclus* sp., *Actinocyclus hookeri*, *A. senarius*, *A. splendens*, *Raphoneis* sp., *Thalassiosira* sp.. A

presença de espécies marinhas nos sedimentos analisados indicou que o NRM se encontrava ao menos 1 a 2 m acima do atual e a área teria sido ocupada por uma extensa laguna. Após 3.400 anos, com a queda progressiva do NRM e o aumento das assembleias polínicas, houve o estabelecimento de vegetação de pântano.

Poranto, os palinomorfos são regidos por fatores sazonais, relacionados às flutuações do nível da água, à temperatura, à turbidez, à iluminação e à disponibilidade de nutrientes, distribuição geográfica ampla e potencial de fossilização que permitem interpretações paleoambientais.

A presente pesquisa foi fundamentada numa análise sistêmica, do ponto de vista da Biogeografia (e.g. Metzger, 2001; Campos, 2009), envolvendo a interpretação e a correlação de bio e geo indicadores encontrados em um testemunho de sondagem coletado na região do baixo curso do Rio Ribeira de Iguape. Parte dela se desenvolveu no âmbito do projeto “Reconstituição Paleoclimática e Paleogeográfica no baixo curso do Ribeira de Iguape (SP) durante o Holoceno” (Fapesp nº 09/50447-6), coordenado pelo Dr. Walter Bissa (MAE-USP).

1.1. Objetivos

A presente pesquisa tem dois objetivos principais:

- Reconstituir os paleoambientes e as possíveis variações ambientais ocorridas em uma área localizada na região do baixo curso do Rio Ribeira de Iguape (SP), por meio da análise de palinomorfos e das características dos sedimentos obtidos em um testemunho de sondagem.
- Estabelecer a evolução da vegetação atual, utilizando subsídios da dinâmica paleovegetacional e da composição paleoflorística da área de estudo.

1.2. Objetivos específicos

- a) Identificar as assembleias polínicas preservadas ao longo do testemunho de sondagem e as fitofisionomias atuais da área de estudo e proximidades e estabelecer comparações entre ambas;
- b) Analisar a composição físico-química dos sedimentos presentes no testemunho de sondagem, para identificar possíveis mudanças paleoambientais;

- c) Identificar as associações de foraminíferos e espículas de esponjas presentes no testemunho de sondagem para estabelecer possíveis variações dos paleoníveis marinhos.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Variações do Nível Relativo do Mar durante o Holoceno no litoral Brasileiro

A evolução da região costeira brasileira caracteriza-se por vários ciclos transgressivos-regressivos marinhos, ocorridos durante o Quaternário, que foram importantes para a formação das planícies sedimentares e vêm sendo estudado por diversos pesquisadores de diferentes áreas (SUGUIO; MARTIN, 1978a).

As principais pesquisas sobre esses eventos no Brasil iniciaram na década de 1970, com trabalhos de K. Suguio e L. Martin sobre aspectos sedimentológicos e paleoambientais das planícies costeiras de São Paulo e do Rio de Janeiro (SUGUIO; MARTIN, 1976).

A partir de evidências geológicas, geomorfológicas, biológicas e arqueológicas é possível reconstruir a posição relativa de um nível do mar mais elevado que o atual, ou inferior a ele (e.g. SUGUIO, 2010).

Suguio et al., (1985) estabeleceram curvas de variação do nível relativo do mar (NRM) para os últimos 7.000 anos AP, para oito setores do litoral brasileiro (Figura 1). Com base em diversos indicadores esses autores constataram que: entre 7.000 e 6.500 anos AP o NRM estava mais alto que o atual pela primeira vez e atingiu a maior cota, entre 3 e 5 m por volta de 5.100 anos AP; entre 4.000 e 3.900 anos AP o NRM deve ter estado entre 1,5 e 2 m abaixo do atual; há 3.600 anos AP o NRM esteve entre 2 e 3,5 m acima do atual; entre 3.000 e 2.800 anos AP ocorreu novamente um pequeno rebaixamento do NRM, que atingiu um nível inferior ao atual; há cerca de 2.500 anos AP, o NRM atingiu-se um nível de 1,5 a 2,5 m acima do atual; a partir daí o NRM baixou até chegar ao atual.

Figura 1: Curva de variações dos níveis do mar nos últimos 7.000 anos para oito setores da costa leste brasileira (Fonte: SUGUIO et al., 1985)

A curva de variação do NRM para Salvador (BA) tornou-se referência para os estudos de paleoníveis marinhos, pois, mostra a sequência aparentemente mais completa, que sugere a ocorrência de três eventos de submersão da costa (elevações do NM acima do atual) em 7.800-5.600, 3.700-3.500 e 2.300-2.100 anos cal AP, alternados por três eventos de emersão (descidas do NM) em 5.300-4.200, 3.500-2.800 e após 2.100 anos cal AP (MARTIN et al., 1979; MARTIN et al., 2003). Mas a reconstituição dos paleoníveis marinhos durante o Holoceno ainda é um assunto polêmico no Brasil.

Angulo; Lessa (1997), Lessa; Angulo (1998) e Angulo et al. (2006) contestaram a ocorrência das oscilações de alta frequência no Holoceno médio, alegando que os indicadores utilizados nos estudos anteriores, para estimar o NRM durante os últimos 7.000 anos AP, apresentavam dados inconsistentes. Neste sentido, Angulo

et al. (2006) discutiram com detalhe os principais indicadores utilizados, afirmando que alguns indicadores devem ser usados com cautela, como os arqueológicos (ex.: sambaquis), que podem ter suas cotas abaixo das originais quando localizados sobre depósitos paleolagunares sujeitos a compactação. Esses autores também estabeleceram novas curvas do NRM para a costa brasileira tendo como base principal inúmeras datações de vermetídeos fósseis (Figura 2).

Figura 2: Curva de variação do NRM para a costa brasileira ao norte 28° (linha sólida) e no sul 28° (linha tracejada), com base em amostras de vermetídeos e com valores atípicos removidos (Fonte: ANGULO et al., 2006).

Martin et al. (1998) e Martin et al. (2003) criticaram a utilização de apenas um único indicador, como os vermetídeos, para estabelecer paleoníveis marinhos e destacaram que a convergência de diferentes dados diminui a margem de erro na interpretação desses paleoníveis. Além da imprecisão para muitas regiões da costa brasileira, por causa da configuração desta, Suguio et al. (2005) destacaram que podem haver divergências sobre as interpretações de dados usados para interpretar as curvas do NRM.

A respeito das controvérsias todos os autores concordam que o NRM cruzou o zero pela primeira vez há 7.000 anos AP.

Para a costa paranaense, Angulo et al. (2002), por meio de datações de tubos de vermetídeos, identificaram paleoníveis marinhos, onde o mar esteve $3,5-3,6 \pm 1,0$ m acima do atual (5.370 e 4.630 anos cal AP), e não descartaram a ocorrência de oscilações do NRM; posteriormente, ocorreu regressão marinha até o nível atual. Contudo, a altitude definida por Martin et al. (1988) é superior $< 2,5$ m, mas compatível com a altitude de 4,0 m sugerida por Angulo; Suguio (1995) e

semelhante a identificada por Lessa et al., (2000) de aproximadamente 3,5 m acima do atual. Os autores não descartam a oscilações de ordem de alguns decímetros.

Para Santa Catarina, Suguio et al. (1985) estabeleceram três fases transgressiva, há 5.600 anos AP, o NRM estava entre 3 a 4 m acima do atual, seguido de regressão, uma nova transgressão ocorreu em torno de 3.000 anos AP e outro a 2.500 anos AP.

Já segundo Angulo et al. (1999) o NRM mais alto ocorreu em 5.140 ± 80 e 190 ± 65 anos AP, chegando a 2,1 e 0,20 m acima do atual. Giannini et al. (2007), na mesma região, a partir de estudo de depósitos eólicos reconheceram uma sequência contemporânea ao nível médio do mar máximo durante o Holoceno, de idade aproximada de 5.400 anos AP confirmada por termoluminescência.

Para o Rio de Janeiro Lamego (1945), foi o primeiro a fornecer uma descrição geral sobre pontais arenosos associados com as mudanças do NRM, posteriormente Martin et al. (1984), realizou estudos na planície costeira de Jacarepaguá, Martin et al. (1997) em seu trabalho de Geologia do Quaternário do Litoral Norte do Estado forneceram informações sobre flutuações do NRM e depósitos lagunares. Estudos recentes de Castro et al. (2014), a partir da evidência geológicas e biológicas, sugerem que o mar esteve abaixo do atual (4,5 m) entre 11.940 e 11.240 anos cal AP; entre 5.500 e 4.500 anos cal AP ocorreu a Transgressão Cabo Frio, quando o NRM atingiu 2,5 m acima do atual, com formação de grandes sistemas lagunares. Após esse máximo transgressivo o nível do mar começou a reduzir até o presente.

Para o Estado de São Paulo as melhores curvas são as das regiões de Cananéia-Iguape (Litoral Sul) e Santos (Baixada Santista) (Figura 1), onde foram identificadas somente as duas primeiras fases de subida (máxima elevação do NM de $4,0 \pm 0,5$ m acima do atual) e descida do NM encontradas na curva de Salvador.

Na região da Estação Ecológica Juréia-Itatins, Sallun et al. (2012) realizaram estudos geoquímicos em sedimentos coletados em um testemunho de sondagem e obtiveram a seguinte sequência de eventos: por volta de 9.400 anos cal AP já havia uma paleolaguna na área; entre 8.375 e 7.470 anos cal AP os indicadores sedimentológicos sugerem influências continentais no local, indicando que o NRM ainda não tinha ultrapassado o atual; em 6.952 anos cal AP a laguna já estava sob influência marinha; entre 4.640 e 4.240 anos cal AP, algumas oscilações entre elementos marinhos e continentais e uma rápida mudança nos elementos isotópicos

indicam elevação do NRM; por volta de 1.300 anos cal AP há o estabelecimento das condições atuais.

A quarta fase o morro de Icapara deixa de atuar como obstáculo, pois a ilha alcançou uma largura que permitiu intenso retrabalhamento sedimentar e crescimento por deriva litorânea na direção NE. De 200 anos até o presente a ilha retoma o crescimento longitudinal.

2.2. Paleovegetação e Paleoclimas no Litoral Brasileiro e na Região de Estudo

Os estudos palinológicos em áreas costeiras visando à reconstituição paleoambiental do Quaternário brasileiro vêm sendo desenvolvidos em diversas regiões do território brasileiro, destacando-se, entre eles: Absy (1975), Absy; Suguio (1975); Coelho (1999); Lorscheitter (1987); Cordeiro et al. (1991); Lorscheitter et al. (1994); Bissa (1998); Medeanic (2003); Ybert et al. (2003); Ledru (1993); Luz (1999); Lorscheitter et al. (2010); Medeanic; Correa (2010); Neves (1991), (1997); Cordeiro; Lorscheitter (1994); Pessenda et al. (2012).

Nesses estudos, as variações entre as assembleias polínicas e a presença de organismos de ambientes marinhos, mixohalinos e continentais presentes nos sedimentos têm permitido o estabelecimento de importantes interpretações paleoambientais e paleoclimáticas para as diversas regiões do Brasil.

Para compreender as flutuações climáticas e as mudanças na vegetação ocorridas durante o Holoceno no território brasileiro, foi necessário explorar a abordagem temática desses estudos, em especial os desenvolvidos nas planícies costeiras.

Tendo como base esse levantamento bibliográfico e os principais resultados obtidos sobre interpretações paleoclimáticas, paleovegetações e variações do NRM, elaborou-se um quadro-síntese (Tabela 1) contendo a cronologia dos eventos mais importantes ocorridos no litoral.

Tabela 1: Interpretações paleoambientais no litoral do Brasil durante o Holoceno.

Estado/Região	Idade ¹⁴ C convencional (±) e calibrados	Paleoclima e Paleovegetação	NRM	Indicadores utilizados	Fonte
Rio grande do Sul	10.000 anos A.P.	Clima úmido e ameno	Evento transgressivo-regressivo	Polens, esporos, fungos, diatomáceas e briófitos	LORSCHUITTER (1983, 1987); LORSCHUITTER; ROMERO (1985); CORDEIRO; LORSCHUITTER (1994); NEVES; LORSCHUITTER (1995); LORSCHUITTER (2010)
	8000 anos A.P.	Clima quente e úmido			
	7.370 ± 150 anos A.P.	Clima relativamente seco	-		MEDEANIC et al., (2001)
	6.700 anos A.P.	Aumento da temperatura e umidade, progressiva colonização de Mata Atlântica			NEVES; LORSCHUITTER (1995)
	5.000 a 2.500 anos A.P.	Fase semi-árida seguida por aumento na temperatura e na pluviosidade, Mata Paludosa	Máximo transgressivo holocênico (cerca de 5.000 anos A.P.), seguido de regressão marinha		LORSCHUITTER (1983, 1987); LORSCHUITTER; ROMERO (1985); CORDEIRO; LORSCHUITTER (1994); NEVES; LORSCHUITTER (1995,1997)
	4.000 anos A.P.	Clima quente e úmido	-		LORSCHUITTER (2010)
	1.800 anos A.P.	-	Nova regressão marinha, essa fase possivelmente está relacionada com a fase de 2.500 anos A.P. para outras partes da costa brasileira		LORSCHUITTER; DILLENBURG (1998).
Santa Catarina	4.840 – 4.590 anos A.P.	Fase seca	-	Pólen e diatomáceas	BEHLING(1995); AMARAL (2008)
	4.590 – 3.525 anos A.P.	Fase úmida	-		
	4.015 ± 90 anos A.P.		Regressão marinha		
	3.000 anos A.P. até o presente	Clima seco	-		
	1.000 anos A.P.	Clima úmido	-		
Paraná	7.000 anos A.P.		Nível relativo do mar mais alto que o atual, seguido de regressão marinha	Geomorfologia, depósitos sedimentares, sambaqui, vermitídeos, toca de ouriços	SUGUIO; MARTIN (1978); SUGUIO et al., (1985); MARTIN et al., (1993), ANGULO (1994)
	5.100 anos A.P.		Pico da transgressão marinha holocênica		
	4.900 anos A.P.		Transgressão marinha, seguido de regressão		
	3.900 anos A.P.				
	3.600 anos A.P.		Nível relativo do mar desceu lentamente e regularmente		
2.500 anos A.P.		Nível do mar mais alto que o atual, seguido por um abaixamento até atingir o nível relativo atual			

São Paulo	10.740-10.510 anos cal A.P.	-	Água salobra inundava a depressão central da planície costeira e os canais das bacias hidrográficas em Bertioga.	Pólen, diatomáceas, sambaqui, análise química, isotópicas, espículas de esponjas, foraminíferos, tecamebas, ostracodes, depósitos sedimentares, geomorfologia, análise geoquímica.	BISSA (1998); BISSA et al., (2000); YBERT et al., (2003); SAIA (2006); SUGUIO et al., (1976); GUEDES (2009); SALLUN (2012); DULEBA (1997; 2003); LEDRU et al., (1996); PESSENDA et al., (2009); PESSENDA et al., (2012); SILVA (2013); SILVA et al., (2013); SOUZA, 2014
	7.000 anos A.P.		Nível do mar ultrapassa o zero atual (Transgressão Santos)		
	6.500-6.320 anos cal A.P.		Máximo da Transgressão Santos, quando o NM estava cerca de 3,5-4 m acima do atual.		
	6.240 anos A.P.		Mar abaixo do atual seguido de rápida transgressão marinha (2,5-3,0 m acima do atual)		
	5.100 anos A.P.				
	4.400 – 3.300 anos A.P.	O clima úmido e semelhante ao atual. Na região do baixo Ribeira de Iguape nesse período havia uma grande laguna	Fase de grandes oscilações do nível do mar		
	4.500 anos A.P.	Floresta densa e úmida, clima úmido			
	3.500 anos A.P.	-	Nível do mar mais alto que o atual, seguido de regressão marinha. Presença de Floresta Paludosa		
	3.300 até o presente.	Clima quente e úmido. Expansão da Floresta Tropical	-		
	2.740-2.580 anos cal AP	-			
1.000 anos A.P.	Período mais úmido que o anterior. Áreas pantanosas na região do baixo Ribeira de Iguape				

Rio de Janeiro	6.300 a 4.650 anos A.P.	Clima úmido favorecendo o crescimento do mangue		Polen, esporos, briófitas, fitólitos, diatomáceas depósitos sedimentares, sambaqui, carvão vegetal	COELHO et al., (1999); SANTOS et al., (2000); COELHO et al., (2002); LEDRU et al., (1996)
	4.650 a 1.350 anos A.P.	Aumento das áreas de mangue e campo			
	3.500 anos A.P.	-	Fase regressiva até 2.700 anos A.P.		
	2.700 a 2.400 anos A.P.	-	Rápida transgressão marinha		
	2.400 anos A.P.	-	Última fase regressiva e NRM até próximo ao atual		
	1.350 – 10 anos A.P.	Condições de maior umidade.			
	5.500 a 4.500 anos A.P	Clima seco	-		SCHELL-YBERT (2000)
	4.500 a 2.300 anos A.P.	Clima úmido	-		
	2.300 – 2.000 anos A.P.	Clima seco	-		
	2.000 – 1.400 anos A.P.	Clima úmido	-		LUZ et al., (1999); BARTH et al., (2001)
	6.000 anos A.P.	Clima quente e úmido. Vegetação de brejo (sucessora em torno de lagoa) seguido de clima seco e Floresta Estacional Semidecidual.	-		
	4.000 anos A.P.	Redução na vegetação de brejo. Fase inicial seca e clima quente e úmido. Floresta Estacional Semidecidual	Nível do mar desce gradualmente		
3.000 anos A.P.	Clima úmido, semelhante ao atual	-			
2.540 anos A.P.	Condições ambientais mais secas				
Espírito Santo	7.700 anos A.P.	Instalação de mangue, ambiente estuarino	Transgressão marinha	Depósitos sedimentares, isótopos, polen	Buso Junior (2010); Pessenda et al. (2009)
	4.700 a 3.000 anos cal A.P.	Expansão do mangue			
	2.300 anos cal A.P.	Instalação da vegetação pioneira	Regressão marinha		
	1.200 anos cal A.P.	Ambiente lacustre e floresta no entorno desse ambiente			
	1.000 anos cal A.P.	Clima quente e posteriormente frio			
Região NE	10.540 anos A.P.	Clima úmido e relativamente mais frio que o atual. Floresta tropical com espécies da Amazônica e Mata Atlântica	-	Geomorfologia, depósitos sedimentares, sambaqui, vermitídeos, toca de ouriços, polen, isótopos e geoquímica	SUGUIO; MARTIN (1985); DE OLIVEIRA et al., (2005); PESSENDA et al., (1996;2001); GOUVEIA et al., (2002); LEDRU et al. (2001;2002)
	8.500 anos A.P.	Vegetação semi-árida da Caatinga.			
	6.790 anos A.P.	Retração da floresta			

Especificamente para a região de estudo, alguns trabalhos merecem destaque, como apresentado a seguir.

Na região que corresponde à transição planalto - baixada costeira o Parque Estadual de Turismo do Alto Ribeira (PETAR), no alto Vale do Ribeira, Ledru et al. (2005), estudando as cavernas da região do parque, estabeleceram uma cronologia dos espeleotemas e identificaram que no início do Holoceno houve um aumento de pólen arbóreos com algumas variações na frequência de porcentagem que foram relacionadas a mudanças abruptas na sazonalidade ambiental durante esse período. Saia (2006), a partir das assembleias polínicas e dados isotópicos $\delta^{13}\text{C}$ de um testemunho de sondagem coletado também no PETAR, identificou clima seco no Pleistoceno superior, entre 30.000 e 16.000 anos AP, e concluiu que a partir de 16.000 anos AP até o presente o clima se tornou mais úmido, permitindo condições ambientais para a expansão da floresta.

No baixo curso do Rio Ribeira de Iguape, a análise polínica realizada por Bissa (1998) e YBERT et al. (2003), em um testemunho de sondagem de uma turfeira, demonstraram que as oscilações climáticas durante o Holoceno médio e superior não foram muito significativas. Segundo esses autores, entre 4.400 e 3.300 anos AP o clima era úmido e semelhante ao atual; a partir de 3.300 anos AP ocorreu a expansão da floresta e há 1.500 anos AP queda dos táxons polínicos do tipo arbóreo/arbustivo e o aumento dos táxons de herbáceas indicam a abertura da floresta; entre 1.300 e 675 anos AP houve aumento da coluna de água, devido à formação de um pântano no local.

Pessenda et al. (2012), estudando isótopos de carbono e pólen em um testemunho de sondagem obtido em um manguezal na Ilha do Cardoso, identificaram que há 2.200 anos cal AP houve elevação do NRM e, em seguida, o desenvolvimento do manguezal, caracterizado pelo aumento de C^{13} .

3. ÁREA DE ESTUDO

3.1. Localização

A área de estudo está localizada no baixo curso do Rio Ribeira de Iguape (Litoral Sul de São Paulo), entre os rios Ribeira de Iguape e Peropava. Está situada numa turfeira na planície sedimentar de Cananéia-Iguape.

Os estudos foram realizados em um testemunho de sondagem coletado na fazenda Boa Vista (24°36'18"S e 47°38'33"W) (Figura 3).

Figura 3: Localização da área de estudo com detalhe para o ponto de coleta do testemunho. Escala original: 1:250.000. (Fonte: adaptado da Folha topográfica de Iguape SG-23-V-A-IV-2. Dados do mapa ©2014Google, www.googleearth.com).

De acordo com Suguio (2004) a planície costeira de Cananéia-Iguape é formada por cordões arenosos e terraços marinhos que se estendem por 200 km² e por depósitos estuarinos-lagunares que ocupam 300 km².

No seu baixo curso, o Rio Ribeira de Iguape desenvolve uma extensa planície fluvial meândrica, apresentando um curso lento e com inúmeros afluentes; o baixo gradiente permite uma forte influência da maré, principalmente na faixa mais próxima à linha de costa (SILVEIRA, 1952; CAMARGO et al., 1972; SANTANA et al., 2004).

Nessa região as florestas permanecem encharcadas, porém com diferentes níveis de inundação e diferentes características florísticas (RAMOS NETO, 1993).

Depósitos de turfa estão pela região ao longo do Rio Ribeira de Iguape, distribuídos pela região da costa, encravados nas areias marinhas (IPT, 1982). Sabe-se que a origem dessas turfeiras está ligada aos eventos transgressivos-regressivos marinhos ocorridos, em especial durante o Holoceno e o possível represamento do rio Ribeira de Iguape (IPT, 1981; SUGUIO; MARTIN, 1978; RAMOS NETO, 1993; ANGULO; LESSA, 2006).

A turfeira da área de estudo tem aproximadamente 20 Km² de área. Na parte central dessa turfeira, a camada de turfa atinge até 5 m de profundidade e é origem autóctone, com pH variando de 2 a 3 (CATHARINO, 1986).

De acordo com a Resolução da CONAMA nº 7/1996, a vegetação que recobre a área de estudo é do tipo Floresta Paludosa sobre Substrato Turfoso, permanentemente inundada.

3.2. Geologia e Geomorfologia

A Bacia do Rio Ribeira divide-se em dois grandes domínios geológico-geomorfológicos: Baixada Litorânea, constituída por depósitos sedimentares cenozóicos de várias origens; e Morraria e Serrania Costeira, constituída pelo embasamento ígneo-metamórfico de idade precambriana a cretácea (ALMEIDA, 1964, 1976; ALMEIDA; CARNEIRO, 1998).

A bacia está em contato com o Complexo Turvo-Cajati, e seu alinhamento segue a direção NE-NW devido a um falhamento ocasionado pelo arco de Ponta Grossa (CAMPANHA e SADOWSKI, 1998). Segundo esses autores, essas falhas podem apresentar rejeitos de extensão quilométrica e tornaram tectônicos muitos contatos originais.

O embasamento da planície costeira de Cananéia-Iguape (PCCI) é predominantemente de origem metamórfica, vinculada ao Grupo Açungui (xistos, quartzitos, mármore, migmatitos variados, gnaisses e intrusões graníticas) (ALMEIDA, 1964, 1976; ALMEIDA; CARNEIRO, 1998; CAMPANHA e SADOWSKI, 1999).

A PCCI é limitada a NW-SE pelo alinhamento Guapiara, caracterizado por intensos falhamentos, a SW pelos Terrenos Apiaí, Curitiba, Luís Alves e Paranaguá e a NE pelos Complexos Embu e Costeiro

Essas unidades geológicas formam um conjunto de serras que circundam a PCCI, a saber: Serra de Paranapiacaba e Serrania do Ribeira - dispostas no sentido NE-SW e constituídas por rochas gnáissicas, granitos e gnaisses-graníticos; Serra do Bananal e Serra dos Itatins onde as rochas granulíticas charnoquíticas, graníticas, gnaisses e migmatitos se estendem por uma faixa na direção E-W (e.g. SOUZA e SOUZA, 2004).

Morros e morrotes formados por intrusões alcalinas ocorridas entre o Cretáceo e o Paleógeno (Jacupiranga, Juquiá, Pariquera-Açu, Morro de São João - Cananéia, e Morrete - Ilha Comprida) também ocorrem na região (e.g. ALMEIDA e CARNEIRO, 1998).

Ao sul da foz do Rio Ribeira está localizada a Ilha do Cardoso, constituída de rochas metamórficas, e a NE é limitada pelo maciço Juréia-Itatins.

Entre a Serrania Costeira e a PCCI existe ainda um conjunto de colinas formadas pelos sedimentos da Formação Pariquera-Açu. Esta foi definida por Bigarella & Mousinho (1965) como um pacote de sedimentos fluviais de planícies de inundação e de terraços de cascalheiras associados. De acordo com Melo (1990) é constituída por depósitos orto e paraconglomerados e de sedimentos argilosos e arenosos de leques aluviais coalescentes, que passam lateralmente para depósitos de planície fluvial meandrante e lacustres. Esses depósitos, que afloram em Pariquera-Açu, no vale do Rio Jacupiranga e nas proximidades do município de Registro, possuem idade ainda controvertida, entre pliocênica-pleistocênica (Sundaram & Suguio, 1985) e miocênica-pleistocênica (Melo, 1990).

A PCCI é a planície costeira mais extensa do Estado de São Paulo, ocupando uma área de 130 km de comprimento e 40 km de largura máxima (GIANNINI et al., 2009). É composta por sedimentos marinhos quaternários, predominantemente arenosos, areias e argilas flúvio-lagunares de baías, areias e argilas de manguezal e de pântano e cascalhos, areias e pelitos fluviais, cujas idades variam entre pleistocênica (Formação Cananéia), holocênica (Formação Ilha Comprida) a atual (e.g. SUGUIO e MARTIN, 1978a, 1978b).

Toda a porção sul da PCCI é limitada por uma laguna, à frente da qual está a Ilha Comprida, considerada a única ilha-barreira do Estado de São Paulo, e constituída por depósitos arenosos predominantemente holocênicos (SUGUIO e MARTIN, 1978; TESSLER, 1988; SUGUIO, 1992; SOUZA et al., 2008; GIANNINI et al., 2009).

A Figura 4 mostra as principais unidades geológicas encontrada na região.

Figura 4: Esboço geológico da planície costeira Cananéia-Iguape – Ilha comprida, com ênfase no ponto de coleta do testemunho (Fonte: adaptado de SUGUIO e MARTIN, 1978b).

Movimentos tectônicos parecem ter controlado a formação dessa planície costeira (SOUZA et al., 1996; ZALAN; OLIVEIRA 2005). A partir dos dados gravimétricos associados aos dados geológicos e geofísicos Souza et al. (1996) identificaram um condicionamento tectônico para o arcabouço estrutural da planície costeira de Cananéia-Iguape, denominado Gráben de Cananéia. Ainda, segundo esses autores, na porção NE dessa região há falhas e feições geológicas que indicam a continuidade do alinhamento Guapiara rumo a SE da bacia de Santos, e próximo ao município de Iguape observam-se faixas de cisalhamentos pré-cambrianas (NW-SE) provavelmente relacionadas com a reativação tectônica durante o Cenozóico (SOUZA et al., 1996).

A Serrania e Morraria Costeira que circunda essa planície constituem sistemas de relevo de morrotes de baixa amplitude e subordinadamente morros em meia laranja, sustentados pelas rochas cristalinas pré-cambrianas (Almeida, 1964, 1976; MELO, 1990).

O Rio Ribeira de Iguape atravessa a planície costeira de Cananéia-Iguape e é o maior rio do litoral paulista (IPT, 1981; DE BLASIS, 1988).

Ross (2002) em um mapeamento geomorfológico do uso da terra na escala de 1:250.000, identificou cinco unidades do Sistema Ambientais na bacia hidrográfica do Rio Ribeira de Iguape, a saber: I) Sistema da Planície Costeira Cananéia-Iguape; II) Sistemas das Planícies e Terraços Fluviais do Ribeira; III) Sistemas de Colinas e Morrotes da Depressão Tectônica do Baixo Ribeira; IV) Sistemas de Morros e Escarpas das Serras do Mar e de Paranapiacaba; V) Sistemas de Morros e Superfícies de Cimeira dos Planaltos do Alto Ribeira.

A área de estudo encontra-se na unidade do Sistema da Planície Costeira Cananéia-Iguape (PCCI) e Sistemas das Planícies e Terraços Fluviais do Ribeira (PTFR). A unidade PTFR é caracterizada por terrenos planos que margeiam os cursos fluviais no Baixo Ribeira ou na região da Depressão Tectônica do Ribeira.

3.3. Clima

Na área de estudo o clima é do tipo Cfa (subtropical úmido) conforme a classificação de Köppen, com umidade relativa média do ar acima de 80% e ausência de estação seca bem definida (NIMER, 1989).

Segundo Monteiro (1973) e Sant'anna Neto (1994), o Litoral Sul de São Paulo (Cananéia a Peruíbe) é controlado por massas tropicais e polares, apresentando forte participação das massas polares e passagens frontais.

A região está sob influência de duas massas de ar, a Tropical Atlântica e a Massa de Ar Polar (NIMER, 1989) e da Zona de Convergência do Atlântico Sul que, conforme Satyamurti et al. (1998), é uma faixa de umidade com direção NO-SE.

O contato da massa de ar frio com a quente forma a Frente Polar Atlântica, que avançando rumo ao norte provoca fortes precipitações (chuvas frontais) e mudanças no sentido dos ventos, causando grande variação no regime pluviométrico do Rio Ribeira de Iguape (VIANELLO; ALVES, 2000). A permanência de frentes frias no baixo Ribeira de Iguape é pouco frequente em virtude da distância da serra, caso a frente fria estacione, o tempo permanece chuvoso por vários dias com céu encoberto, mas nem sempre ocorrendo chuvas intensas (GEOBRÁS, 1966).

A média pluviométrica situa-se entre 1500 a 2000 mm e as temperaturas são elevadas, com médias entre 20° a 22° C e amplitude térmica em torno de 0,3°C (GUTJAHN, 1993; BARBIERI, 1995; WAINER et al., 1996).

De acordo com a Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, a umidade

relativa do ar na região do Complexo Estuario-Lagunar de Iguape varia entre 87,2%, no mês de fevereiro, a 90%, no mês de setembro (SÃO PAULO, 1990).

Santana e Souza (2004), em estudo sobre os eventos extremos de enchentes e inundações no baixo curso do Rio Ribeira de Iguape, afirmaram que tais eventos ocorrem em função de um conjunto de determinados fatores climatológicos, geológicos, geomorfológicos, flúvio-hidrológicos, oceanográficos e antrópicos.

3.4. Vegetação

A planície costeira de Cananéia/Iguape é uma das mais extensas da região Sudeste brasileira, e possui ainda grandes remanescentes das formações vegetais originais, em seu estado primário ou avançado de regeneração, a maioria protegida por unidades de conservação integral em níveis estadual e federal (Parque Estadual Pariquera-Açú, Estação Ecológica Juréia-Itatins).

Na planície costeira de Cananéia-Iguape-Ilha Comprida ocorrem diversos tipos de vegetação de “restinga”.

Conforme a Resolução Conama nº 07/1996, a “Vegetação de Restinga” é toda a vegetação que recobre as planícies costeiras paulistas, com exceção dos manguezais. Entretanto, no Brasil, o termo “Restinga” tem sido utilizado de forma muito ampla, seja sob o ponto de vista geológico-geomorfológico (origem do termo), biológico/botânico e ecológico (SOUZA, 2006; SOUZA et al., 2008). Assim, levando em consideração a origem do termo, Souza (2006) propôs a denominação de “vegetação de planície costeira (exceto manguezal) e baixa encosta” para as fitofisionomias descritas naquela Resolução Conama.

No Litoral Sul, considerando os substratos geológicos e a geomorfologia predominante na região e as diferentes formações vegetais presentes (Figura 5), Souza et al. (1997) identificaram as seguintes fitofisionomias: Vegetação de Praias e Dunas, Escrube, Floresta Baixa de Restinga, Floresta Alta de Restinga, Vegetação entre Cordões Arenosos e Floresta Paludosa. .

Mais tarde, a partir de estudos realizados no Litoral Norte e na Baixada Santista, Souza (2006), Souza e Luna (2008) e Souza et al. (2009) obtiveram importantes associações entre as fitofisionomias da vegetação de planície costeira e baixa encosta e as Unidades Quaternárias (Tabela 2).

Figura 5: Seção-tipo das unidades geológicas-geomorfológicas quaternárias presentes no litoral paulista e sua associação com as fisionomias de “vegetação de restinga” descritas na Resolução Conama nº 07/1996 (Fonte: SOUZA et al., 1997).

Tabela 2: Fitofisionomias de planície costeira associadas às Unidades Quaternárias (Fonte: SOUZA e LUNA, 2008).

Unidades Quaternárias	Fitofisionomias
Depósitos marinhos	Praia (P), Escrube (Es), Floresta Baixa de Restinga (FbR), Floresta Alta de Restinga (FaR).
Depósitos continentais	Brejo (Br), Floresta Alta de Restinga-Úmida (FaRu).
Depósitos flúvio-marinhos	Mangue (Mg), Floresta Alta de Restinga-Úmida (FaRu), Paludosa (Pa).

Os resultados de Souza et al. (1997) foram corroborados nos trabalhos recentes de Brizotti e Costa Faria (2009) (Figura 6) e Campos (2013), os quais utilizaram as abordagens de Souza e Luna (2008) e Souza et al. (2009).

Figura 6: Fitofisionomias dos municípios de Cananéia-Iguape (Fonte: www.labtrop.usp.br).

Segundo Brizzotti e Costa Faria (2008) nos municípios de Cananéia e Iguape as fitofisionomias encontradas são: Vegetação de Praias e Dunas (PD) e Escrube (Es), Floresta Baixa de Restinga (FbR), Floresta Alta de Restinga (FaR), Vegetação entre Cordões Arenosos e Floresta Paludosa (FPa) com predomínio de caxeta. Na Ilha do Cardoso é predominante a Floresta Baixa e Alta de Restinga, assim como na região continental de Cananéia. Ao sul dessa ilha ocorre o Escrube e a Vegetação entre Cordões Arenosos de forma intercalada e nas praias ocorre a Vegetação de Praias e Dunas

Na Ilha Comprida encontram-se: Vegetação de Brejo, Campo Úmido de Restinga (Floresta Alta de Restinga Úmida), Escrube, Vegetação entre e sobre Cordões, Vegetação de Praias e Dunas, Floresta Baixa e Alta de Restinga (BRIZZOTTI; COSTA FARIA, 2009; CAMPOS, 2013).

Na porção meandrante do Rio Ribeira de Iguape ocorrem vegetações de Brejo de Restinga e Floresta Paludosa sobre Substrato Turfosso (FPaT) (CATHARINO et al., 1986). A PaT é constituída por árvores de até 20 m, com dossel aberto, grande quantidade de bromélias e camada espessa de serapilheira, com grande quantidade de matéria orgânica com pequena ou nenhuma quantidade de material mineral.

Em relação às espécies vegetais encontradas nas diferentes fitofisionomias presentes na região (principalmente), é importante destacar os trabalhos que se

seguem.

De acordo com Campos (2013) na Ilha Comprida há abundância das espécies herbáceas na vegetação de Praias e Dunas, como *Spartina cilata* Brongn., *Smilax cf. elástica* e *Hydrocotyle bonariensis*, que são espécies tolerância ao acúmulo de sal e vivem em áreas de areia móvel; para a Floresta Baixa de Restinga há abundância de Myrtaceae (*Eugenia sulcata*), *Pera glabrata*, Arecaceae e o *Calophyllum brasiliense* (guanandi); na Floresta Alta de Restinga Úmida as espécies mais abundantes são *Ternstroemia brasiliensis* (benguê) o *Psidium catteyanum* (araçá), *Tapirira guianensis* e o *Calophyllum brasiliense*; nos Brejos de Restinga ocorrem essencialmente gramíneas, juncáceas, filáceas e macrófitas aquáticas; as espécies encontradas na Floresta Alta de Restinga são *Guatteria austrlis*, *Geonoma schottiana*, *Calophyllum brasiliense*, *Rapanea guianensis*, *Ilex theezans* e a *Myrcia multiflora*.

Em relação à Floresta Paludosa sobre Substrato Turfoso, que é a fitofisionomia encontrada na área de estudo, diversos autores apresentaram listagens de espécies a exemplo de Camargo et al. (1972), Catharino et al. (1986), Ivanauska (1997) e Brizzotti; Costa Faria (2010). Dentre as espécies mais abundantes destaca-se: *Hedyosmum brasiliensis*, *Dischorisandra thyrsiflora*, *Dischorisandra pubescens*, *Nidularium inncocentii* e *N. procerum*, *Anthurium harrisii* e Piperaceae, Samambaias, Myrsinaceae, *Nectandra rigida*.

De acordo com a CONAMA nº 7/1996; Araújo; Lacerda (1987); Mantovani (2003) e Oliveira et al. (2013) a Pa está sujeita a alagamentos permanentes ou periódicos e apresentam elevada similaridade com as demais fitofisionomias da planície costeira pela proximidade entre as florestas, exceto, pela predominância de *Tabebuia cassinoides*, característica dessa fitofisionomia.

Nas bordas da Pa e em áreas de Br ocorre uma vegetação herbácea-arbustiva também associada a alagamentos periódicos podendo ocorrer grande quantidade de Poaceae, Cyperaceae e até mesmo samambaias.

A Floresta Ombrófila Densa (FOmb), que recobre os contrafortes da Serrania e Morraria Costeiras, apresenta como espécies mais comuns no dossel: *Tetrastilydium grandifolium*, *Sloanea obtusifolia* e *S. guianensis*, *Diploon cuspidatum* (IVANAUSKAS, 1997; OLIVEIRA et al., 2010). São comuns arbustos e árvores das famílias Rubiaceae, Myrtaceae, Piperaceae, Rutaceae, Bromeliaceae, Araceae, Malpigiaceae, Asteraceae, Cactaceae, Begoniaceae, Gesneriaceae,

Melastomataceae, Lauraceae e Annonaceae. Segundo Mantovani (1993), na Morraria Costeira, a FOmb é menos desenvolvida do que nas serras..

A Floresta de Transição Restinga-Encosta (FTr) está diretamente ligada às formações vegetais da planície costeira e da FOmb. As espécies mais abundantes são *Euterpe edulis*, *Roupalla* sp., *Machaerium* sp. e *Cariana estrelensis* (Resolução Conama nº 07/1996; LOPES, 2009 e PINTO SOBRINHO, 2012 para a região de Bertioga, setor central do litoral paulista).

3.5. Evolução Paleoambiental da região de Cananéia-Iguape e Ilha Comprida

A evolução paleoambiental da planície costeira de Cananéia-Iguape e Ilha Comprida tem sido abordada por diversos autores: PETRI; SUGUIO (1971); PETRI; SUGUIO (1973); SUGUIO; PETRI, (1973); SUGUIO; MARTIN, (1978); MARTIN; SUGUIO, (1978); SUGUIO et al., (1985); TESSLER, (1982); TESSLER; FURTADO, (1983); TESSLER; MAHIQUES, (1993); ANGULO; LESSA, (1997); GIANNINI et al., (2003a, b; 2009); GUEDES et al., (2002); ANGULO et al., (2006); GUEDES, (2009), SALLUN et al., (2009,2012), SILVA et al., (2013).

Suguió; Martin (1976,1978a) descreveram o processo evolutivo dessa planície segundo quatro estágios (Figura 7), a saber:.

Primeiro estágio – ocorreu há 120.000 anos A.P., com o evento transgressivo denominado de Transgressão Cananéia, quando o NRM inundou toda a atual planície costeira e atingiu o sopé da serra costeira, elevando-se em 8 ± 2 m acima do nível atual. Argilas transicionais e marinhas da Formação Cananéia foram depositadas, recobrando parte dos depósitos da Formação Pariquera-Açú.

Segundo estágio – nesse momento o mar recua, marcando uma fase regressiva e havendo deposição de cristas praias e cordões litorâneos sobre as argilas transicionais e areias da Formação Cananéia. Forma-se então uma planície de cordões arenosos da Formação Cananéia, que foram posteriormente erodidos e reafeiçoados se tornando terraços marinhos.

Terceiro estágio – já no final do Pleistoceno, há 18.000 anos AP, o mar estava a 110 m abaixo do nível do mar atual. Os rios que drenavam a planície erodiram/entalharam os depósitos da Formação Cananéia.

Quarto estágio – ocorre a Transgressão Santos, cujo NRM ultrapassou o atual há cerca de 7.000 anos AP. O mar invadiu áreas rebaixadas pela erosão e depósitos fluviais, e erodiu parte dos depósitos da Formação Cananéia.

Análises palinológicas em sedimentos e em sambaquis da região mostraram oscilações na vegetação que podem ser atribuídas a oscilações do NRM entre 4.300 e 1.000 anos AP (BISSA et al., 2000; YBERT et al., 2003).

Souza; Souza (2004) afirmaram que, durante a Transgressão Santos, o canal do Rio Ribeira de Iguape e seus tributários na planície costeira de Cananéia-Iguape-Juréia-Una formavam um único sistema lagunar-estuarino.

Uehara et al. (2007) realizaram análises sedimentológicas e de foraminíferos em testemunhos de sondagem coletados e um manguezal na região do Arrozal, ao sul do complexo estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape e concluíram que: entre 432 e 291 cm (5.010 e 4.650 $\pm$ 40 anos AP) a sequência de sedimentos arenosos finos ricos em diatomáceas foi depositada durante o período regressivo após a Transgressão Santos. Entre 291 e 173 cm (4.650 e 180 $\pm$ 40 anos AP) as porcentagens de lama e de foraminíferos aumentam. No intervalo 284 e 173 cm (860 e 180 $\pm$ 40 anos AP) ocorrem espécies de foraminíferos típicos de ambiente marinho raso, indicando ambiente estuarino, e no intervalo de 83 a 12 cm (180 $\pm$ 40 anos AP ao atual) o aumento de foraminíferos aglutinantes sugere a formação do manguezal típico da região.

Estudos de Sallun et al., (2009) no Parque Estadual Campina do Encantado (Pariquera-Açu) indicam que: vários sambaquis encontrados em toda a turfeira estão relacionados a uma paleolaguna formada durante a Transgressão Santos; esse evento foi intercalado por duas flutuações negativas importantes, entre 4.100 e 3.600 anos AP e entre 3.000 e 2.500 anos AP, que favoreceram a deposição de material de origem continental nas turfeiras da Campina do Encantado.

Sallun et al. (2012) realizaram estudos geoquímicos em sedimentos coletados em um testemunho de sondagem na Estação Ecológica Juréia-Itatins (EEJI) e obtiveram a seguinte sequência de eventos: por volta de 9.400 anos cal AP já havia uma paleolaguna na área; entre 8.375 e 7.470 anos cal AP os indicadores sedimentológicos sugerem influências continentais no local, indicando que o NRM ainda não tinha ultrapassado o atual; em 6.952 anos cal AP a laguna já estava sob influência marinha; entre 4.640 e 4.240 anos cal AP, algumas oscilações entre elementos marinhos e continentais e uma rápida mudança nos elementos isotópicos

indicam elevação do NRM; por volta de 1.300 anos cal AP há o estabelecimento das condições atuais.

Silva et al. (2013), estudando as espículas de esponjas no testemunho de sondagem coletado na área de estudo identificaram algumas variações do NRM:

Entre 516-465 cm o nível do mar estava mais baixo que o atual e a área da planície estava sujeita a fluxos de água doce, provavelmente oriundos de correntes de inundações dos rios da região que traziam predominando espículas de esponjas continentais representadas pelas espécies *Oncoclera navicella*.

No intervalo entre 456-406 cm a presença de espículas marinhas é forte indicativa do início de uma transgressão marinha chegando ao seu pico por volta de 7.000 anos AP. Contudo a área ainda estava sujeita a fluxos de água doce, indicados pela presença de *O. navicella*.

Entre 396-335 cm o predomínio de espículas de esponjas marinhas indicam que o NRM estava mais alto que o atual.

De 326 a 225 cm caracteri-se pela ocorrência de espículas de esponjas marinhas e continentais, destacando um decaimento gradativo de espículas de esponjas marinhas no topo desse intervalo onde predomina espículas do tipo megascleras pertencendo ao gênero *O. navicella*.

No intervalo de 215 e 144 cm (2.920 anos AP) foram detectadas apenas espículas de esponjas continentais do gênero *Convotheteromeyenia* sp. e *O. navicella*, pode ser interpretado como uma fase de regressão marinha, com predomínio de fluxos de água doce.

A evolução da Ilha Comprida também tem sido palco de diversos estudos.

De acordo com Suguio; Barcelos (1978) essa ilha-barreira teve sua formação associada aos eventos transgressivos e regressivos marinhos durante o período Quaternário. Segundo esses autores, a ilha é composta por sedimentos que indicam deposição de ambiente praial, marinho raso e eólico de alta energia e baixa viscosidade, além de rochas metassedimentares do Supergrupo Açungui, os gnaisses, migmatitos e granitos do Complexo Cristalino.

Gandolfo et al. (2001) identificaram três unidades separadas por refletores por meio da análise dos dados de GPR: uma unidade basal de areias pleistocênicas regressivas; uma intermediária não possui geometria interna visível e foi interpretada como areias holocênicas transgressivas e uma unidade superior

marcada por uma transição entre argilas transgressivas pleistocênicas e as areias holocênicas.

Giannini et al. (2009) e Guedes (2009) propõem um novo modelo evolutivo para o sistema lagunar de Cananéia-Iguape, que compreende Ilha Comprida, Litoral Sul de São Paulo, sugerem quatro fases holocênicas progradacionais com alternância dos componentes de crescimento longitudinal (para NE) e transversal (para SE). A fase inicial da barreira regressiva ocorre quando o NRM desacelerou e a taxa de acumulação de sedimentos ultrapassou a taxa de criação de espaço para a sua acomodação, foi datada entre 6.200 e 5.000 anos AP. A segunda fase, entre 3.400 e 2.100 anos AP, foi caracterizada pelo aumento relativo do componente longitudinal de crescimento. A ilha passou de 70% para mais que 90% de sua extensão presente. A terceira fase de progradação é caracterizada pelo crescimento transversal da ilha devido ao bloqueio exercido pelo morro de Icapara, cujo substrato de rocha rígida tornou-se um obstáculo para o avanço erosivo dos meandros, havendo formação de cristas prais e dunas.

Figura 7: Estádios de evolução geológica para a região de Cananéia-Iguape durante o Quaternário tardio (Fonte: SUGUIO; MARTIN, 1976).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

A partir dos estudos paleoambientais já realizados na região do baixo curso do Rio Ribeira de Iguape fez-se o reconhecimento da área de estudo. Para isso procedeu-se ao mapeamento das formações florestais e à averiguação das mesmas. Posteriormente foi realizado o trabalho de laboratório para coleta e tratamento químico das amostras e em seguida processamento dos dados qualitativos e quantitativos das mesmas.

4.1. Fotointerpretação

Foram mapeadas doze fotografias aéreas da área de estudo (1:25.000, 1962).

Com o auxílio de pares estereoscópicos efetuou-se a foto-leitura, foto-análise e fotointerpretação das formações vegetais da área de estudo e proximidades.

A legenda adotada para o mapeamento das fotografias aéreas foi baseada em unidades homogêneas de acordo com a variação textural (granular – grossa/fina, lisa), teor de umidade (alta, média, baixa), dossel (aberto, fechado), tonalidades (clara, média, escura) e padrão de drenagem, conforme Botelho (1999).

Com exceção dos manguezais, as demais fitofisionomias foram classificadas e caracterizadas de acordo com Resolução CONAMA nº 07/1996, desconsiderando os estágios sucessionais.

4.2. Trabalhos de Campo

4.2.1. Amostragem de sedimentos

As amostras sedimentares utilizadas no presente estudo foram obtidas de um testemunho de sondagem por meio de um vibro testemunhador (MARTIN e FLEXOR, 1995) com um tubo de alumínio de 0, 76 m de diâmetro e 6 m de comprimento.

O testemunho recuperado de 5,20 m de comprimento foi transportado para o Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências – USP, onde foi aberto longitudinalmente. Após ser fotografado, medido e descrito em relação à sua cor, granulometria, estruturas sedimentares e componentes orgânicos, foi seccionado em intervalos regulares de 10 cm ao longo de todo o perfil sedimentar em alíquotas de 5

cm³ para a preparação e extração do material biológico fóssil, amostras para análise físico-química e amostras para datação por ¹⁴C.

4.2.2. Caracterização das fitofisionomias local e regional

As análises de campo foram desenvolvidas com a descrição das plantas abundantes presentes nas fitofisionomias, mapeadas para estabelecer uma comparação entre as fitofisionomias atuais e as assembleias polínicas presentes no testemunho. Para evitar descrever áreas com interferências atrópicas, seguiu-se em linha reta a partir da borda para o interior da floresta até a distância de 2 km. As plantas foram fotografadas e coletadas para a posterior identificação, que foi realizada no Instituto de Botânica de São Paulo/SMA (Figuras 8 e 9).

Figura 8: Imagem do trabalho de campo. Coleta das plantas da Floresta de Transição Restinga-Encosta para identificação (Fonte: AUTOR).

Figura 9: Imagem do trabalho de campo. Coleta de Arecaceae da Floresta Paludosa sobre Substrato Turfoso (Fonte: AUTOR).

4.3. Trabalho de Laboratório

4.3.1. Granulometria

Foram coletadas 12 amostras de sedimentos entre 160 e 520 cm de profundidade do testemunho (165 – 175 cm; 195 – 205 cm; 235 – 246 cm; 315 – 325 cm; 330 – 340 cm; 345 – 356 cm, 385 – 395; 405 – 416 cm; 429 – 432 cm; 432 -440 cm; 475 – 485 cm; 505 – 515 cm) conforme a descrição visual, com aproximadamente 100 g cada amostra. A preparação e o processamento das amostras foram realizados pela empresa SALT Ambiental–Sea Lymnology Technology/Cietec (Laudos RT – 123515 e RT 123516), utilizando o método descrito em Suguio (1973), valendo-se de pipetagem e peneiramento com eliminação prévia do carbonato biodetrítico.

4.3.2. Morfoscopia dos grãos de quartzo

O método é feito por comparação visual e consiste em visualizar os grãos individualmente e compará-los com imagens de partículas arranjadas de acordo com diferentes graus de arredondamento, textura superficial e transparência. A análise fornece indicações sobre o meio de transporte e a distância ou o tempo em que o grão permaneceu em transporte (SUGUIO, 1973).

Foram coletadas 12 amostras correspondentes à fração areia muito fina (0,0125 a 0,062) de maior peso (g), sendo contabilizados 100 grãos individualmente, de

acordo com os procedimentos descritos em Suguio (1973). Para o grau de arredondamento foi utilizado o método descrito por Krumbein (1941).

4.3.3. Pólen

A preparação dos sedimentos para análise palinológica consiste na concentração dos palinomorfos, para que seja possível sua identificação e contagem, eliminando a maior quantidade possível de elementos minerais e outros restos orgânicos.

Em cada amostra foram adicionadas pastilhas de *Lycopodium clavatum*, com um número de esporos conhecido (12.100), a fim de se obter o número de grãos de pólen por unidade de volume absoluto, conforme método descrito por Stockmarr (1971).

O tratamento químico para extração dos palinomorfos seguiu conforme a metodologia descrita por Ybert et al. (1992) que consiste nas seguintes etapas:

- a) Adição de 4 pastilhas *Lycopodium clavatum* nas alíquotas de 5 cm³;
- b) Eliminação dos carbonatos com 10 ml de HCL a 10%. Lavagem com água destilada;
- c) Eliminação dos macrorrestos por peneiração em malha de 250 µm com água destilada;
- d) Eliminação dos ácidos húmicos com 10 ml de KOH a 10%;
- e) Eliminação de uma parte da matéria orgânica (9/1 de anidrido acético com ácido sulfúrico: elimina o conteúdo citoplasmático e torna as paredes do grão de pólen e esporos transparentes);
- f) Eliminação dos minerais pesados com HF a 40%, lavagem com água destilada até o pH do material igualar-se ao da água;

Após o tratamento químico foi adicionada glicerina ao sedimento e efetuada a lâmina de microscopia, a qual foi selada com parafina e posteriormente introduzida a lamínula (ERDTMAN, 1952).

A identificação botânica dos palinomorfos foi feita em microscópio óptico Olympus BX50 em aumentos de 400 e 1000x.

Os palinomorfos foram identificados com o auxílio das espécies existentes da palinoteca do Núcleo de Palinologia do Instituto de Botânica de São Paulo/SMA, bem como de bibliografia especializada sobre palinologia (e.g. ABSY, 1975;

MURILLO e BLESS, 1974; ROUBIK e MORENO, 1991; VAN GEEL et al., 1981, MELHEM et al., 2003; entre outros).

A identificação foi feita ao nível de Família e, sempre que possível, ao nível de Gênero.

Para a quantificação foi estabelecida uma contagem máxima de 500 grãos, efetuada com três lâminas por amostra. Em níveis de escassez polínica a contagem máxima foi de 200 grãos, conforme adaptação utilizada por diversos autores que estudaram regiões com evolução paleoambiental semelhante (BISSA, 1998; YBERT et al., 2000;) a leitura foi realizada na lâmina móvel conforme descrito em Salgado-Laboriau, 2007.

Alguns grãos foram classificados como indeterminados, pois não foram passíveis de identificação devido a deformações causadas por tratamento químico, erosão, ou porque estavam encobertos por outro material.

Os táxons de pólen e esporos mais representativos foram fotografados utilizando-se fotomicroscópio Olympus BX 50, com aumento de 40X, acoplado a uma câmara de vídeo, microcomputador e o programa Image-Pro Plus versão 3.0 para Windows.

4.3.4. Foraminíferos

Foram coletadas 19 amostras das sequências 165 – 175 cm; 195 – 205 cm; 235 – 246 cm; 315 – 325 cm; 330 – 340 cm; 345 – 356 cm, 385 – 395; 405 – 416 cm; 429 – 432 cm; 432 - 440 cm; 475 – 485 cm e 505 – 515 cm para a extração dos foraminíferos dos sedimentos. O método consistiu em retirar uma alíquota de sedimento (20 cm³) para o peneiramento úmido, usando-se duas peneiras sucessivas de 0,500 e 0,062mm (SCHRÖDER et al., 1987), procedimento realizado para a retirada do silte e argila; em seguida o material foi seco em estufa a 50°C. Posteriormente as amostras foram flotadas em Tetracloreto de Carbono (CCl₄), ou seja, as carapaças dos foraminíferos e outros elementos de constituição menos densos (material de origem orgânica) permaneceram na superfície, enquanto a areia permaneceu no fundo do béquer. O material foi separado por meio de decantação e seco em temperatura ambiente.

As amostras foram quarteadas até a quantidade de espécimes presentes estarem entre 300 e 600 indivíduos.

A montagem das lâminas para a identificação de foraminíferos foi feita a partir da triagem do material biológico, ou seja, foram separados os foraminíferos dos demais materiais flotados em lupa binocular Nikon SMZ1000. Após a separação os foraminíferos foram transferidos com pincel para lâminas micropaleontológicas de fundo preto, quadriculadas e numeradas para posterior análise e identificação das espécies. A determinação das espécies foi feita de acordo com Boltovskoy et al. (1982), Loeblich e Tappan (1964), e comparadas ao acervo de referência existente no Laboratório de Micropaleontologia do Instituto de Geociências – USP.

Para estudo comparativo entre as amostras, calculou-se a densidade média em relação ao volume de 20 cm³ de sedimento.

4.3.5. Datação ¹⁴C e análise isotópica (δ¹³C)

Foram selecionadas 11 amostras de sedimentos para datação ¹⁴C pelo método AMS (Accelerator Mass Spectrometry) e para análise isotópica de δ¹³C, as quais foram enviadas para o laboratório da University of Georgia/Center for Applied Isotope Studies/EUA – protocolos nº 7523, 7524, 7525, 8355, 8356, 8357 e 1854.

As idades convencionais foram calibradas de acordo com a curva Int Cal09 em anos antes do presente (REIMER et al., 2004) com precisão de 2 sigma, usando o programa CALIB Rev 6.1.1 (STUVIER; REIMER, 1993).

4.4. Tratamento de dados

4.4.1. Fotointerpretação

Para a elaboração do mapa foi utilizada como fonte de dados a base cartográfica da Folha de Iguape, SG-23-V-A-IV-2 (IBGE) em escala 1:50.000.

O mapa final é um esboço das fitofisionomias encontradas na área de estudo e áreas vizinhas, e está sujeito a adaptações devido à possibilidade de reconhecimento sobre as aerofotografias.

4.4.2. Granulometria

De acordo Visher (1969) *apud* Souza (1990) “o número, a quantidade, a variação do tamanho granulométrico, a mistura e a seleção de subpopulações de uma amostra

de sedimento variam sistematicamente em resposta à proveniência, aos processos sedimentares e à dinâmica sedimentar. A análise dessas características é a base para a interpretação do ambiente deposicional”.

A partir dos parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957) foram criados gráficos que representam o diâmetro médio, desvio padrão (grau de seleção), a assimetria (dispersão dos valores em torno do diâmetro médio) e a curtose.

4.4.3. Pólen

Após a identificação e quantificação os dados foram tratados pelo *software* Tilia (1.7.16®) (GRIMM, 1987) para a transformação de dados brutos em valores de porcentagem e valores de concentração, ou seja, número de indivíduos por cm³ de sedimento. Ao inserir os táxons na planilha devem ser escolhidos aqueles que contribuem com no mínimo 1% do número total de grãos contados em pelo menos uma amostra. O percentual de cada tipo de palinomorfo é fornecido em relação à sua soma polínica considerada (máxima de 500 grãos e mínima de 200 grãos). A equação do cálculo da concentração dos táxons feita pelo *software* segue a equação de Stokmar (1971). Considerando que cada pastilha de *Lycopodium clavatum* introduzida contém 12.100 esporos, então:

Conc. = n°. de tabletes adicionados X conc. de *Lycopodium clavatum* por tablete X n°. de pólenes contados ÷ n°. de *L. clavatum* contados ÷ quantidade de amostra usada.

A concentração é utilizada para eliminar a super-representação e sub-representação dos palinomorfos, o que permite avaliar cada tipo de palinomorfo independente. O influxo dos palinomorfos é calculado pela divisão da concentração de cada um pelo tempo de deposição do sedimento (ano/cm).

Para determinar o agrupamento foi utilizado o CONISS (GRIMM, 1987), que compara as porcentagens dos palinomorfos entre as amostras, ao longo do perfil, e estabelece as palinozonas do diagrama.

4.4.4. Caracterização ecológica dos palinomorfos e comparações com os ecossistemas atuais

Após a identificação dos pólenes e esporos segundo as famílias e gêneros polínicos, foi feita a caracterização ecológica de cada tipo, a fim de estabelecer uma correlação com as comunidades vegetacionais atuais presentes na área e na região de estudo.

Para tanto, tendo como base a Resolução CONAMA n° 07/1996, os estudos prévios feitos na região e os trabalhos de campo, foram identificados tipos polínicos indicadores de formações vegetais da região (Tabela 2). As famílias foram ainda divididas em grupos segundo o seu porte arbóreo, que inclui plantas de altura superior a 5 metros de altura, com ramos na parte inferior; herbáceo, que inclui gramínea e lianas ou cipós de caule flexível e lenhoso, que se mantêm agarrados a troncos de árvores ou outros suportes; plantas aquáticas ou hidrófitas, associadas a ecossistemas aquáticos, parcialmente ou totalmente submersas em água doce, ou ainda flutuantes (BOVE et al., 2003); e plantas de hábito variável, que são aquelas encontradas em todos os tipos de portes citados anteriormente.

As comparações entre as fitofisionomias da área de estudo/proximidades e as assembleias polínicas foram feitas a partir da descrição das formações vegetais e das espécies indicadoras, de acordo com a Resolução Conama n.º 07/1996; Joly (2002); Souza et al. (2004); Mamede (2004); Marchioretto et al. (2008) e APG III (2009) (Tabela 3).

Tabela 3: Descrição das fitofisionomias atuais da área de estudo e áreas vizinhas.

Fitofisionomia	Descrição	Espécies indicadoras
Vegetação de Praia e Duna (P)	Formações herbáceas e arbustivas.	Amaranthaceae, Poaceae, Cyperaceae (<i>Androtrichum polycephalum</i>), <i>Spartina cilata</i> , <i>Smilax elástica</i> .
Escrube (Es)	Formações arbustivas com predominância de ramos retorcidos formando moitas com intercalações de espaços ou aglomerados contínuos.	Poaceae, briófitas, samambaias, Cuperaceae.
Floresta Baixa de Restinga (FbR)	Formações arbóreas com dossel relativamente homogêneo e compacto.	Myrtaceae (<i>Eugenia sulcata</i>), <i>Pera glabrata</i> , Arecaceae, <i>Syagrus romanzoffiana</i> , <i>Ilex theezans</i> , <i>Guapira opposita</i> .
Floresta Alta de Restinga (FaR)	Estratificada em bosque, com árvores emergentes, arbustos e arvoretas. Poucas espécies herbáceas.	<i>Ternstroemia brasiliensis</i> (benguê) o <i>Psidium catteyanum</i> (araçá), <i>Tapirira guianensis</i> , <i>Calophyllum brasiliense</i> , <i>Alchornea triplinervia</i> , <i>Sloanea guianensis</i> , <i>Schefflera angustissima</i> e <i>Manilkara subsericea</i> .
Floresta Paludosa sobre substrato Turfoso (PaT)	Árvores de até 20 m, dossel aberto, arbustos de até 2 m, grande quantidade de epífitas.	<i>Hedyosmum brasiliensis</i> , <i>Dischorisandra thyrsiflora</i> , <i>Dischorisandra pubescens</i> , <i>Nidularium innocentii</i> e <i>N. procerum</i> , <i>Anthurium harrisii</i> e Piperaceae, Samambaias, Myrsinaceae, <i>Nectandra rigida</i> .
Brejo de resting (Br)	Vegetação herbácea ocupando solos constantemente inundados.	Poaceae, Cyperaceae (<i>Cyperus</i> sp.), <i>Tibouchina holosericea</i> , <i>Thypha domingensis</i> .
Floresta Paludosa (FPa)	Árvores de até 15 m de	<i>Tibouchina</i> spp. <i>Tabebuia cassinoides</i> ;

	altura, representadas principalmente pela espécie <i>Tabebuia cassinoides</i> , herbáceas principalmente lianas. Presença de água superficial.	<i>Calophyllum brasiliensis</i> ; nas bordas da floresta são comuns <i>Bactris setosa</i> ; <i>Marliera tomentosa</i> , <i>Trichipteris atrovirens</i> e Myrtaceae.
Floresta de Transição Restinga-Encosta (FTr)	Vegetação arbórea predominante, com dossel de 12 a 18 m, emergentes acima de 20m, arbustos, herbáceas e abundância de epífitas.	<i>Euterpe edulis</i> , <i>Roupalla</i> sp., <i>Machaerium</i> sp., <i>Cariana estrelensis</i> , <i>Sloanea guianensis</i> , <i>Syagrus pseudococos</i> e <i>Garcinia gardineriana</i> .

4.4.5. Foraminíferos

As amostras foram analisadas segundo a diversidade específica, por meio do índice de Shannon-Wiener (H'), e a equitatividade, pelo índice de Pielou (J).

Definiu-se como riqueza o número total de espécies encontradas em cada amostra analisada.

Para analisar a distribuição foram calculados Coeficientes de Correlação de Pearson (r). Para as análises estatísticas os Coeficientes de Correlação de Pearson e o teste t foram calculados por meio do software *Microsoft Excel* 2003.

4.4.6. Datação ^{14}C e Isótopos de Carbono

Utilizando-se o *software* Tilia (1.7.16®) foi criado um modelo geocronológico para o testemunho com base nas datas de radiocarbono calibradas (probabilidade média) com ajustes de profundidade e mudanças nas taxas de sedimentação ao longo do testemunho.

4.4.7. Caracterização das fácies sedimentológicas

A delimitação de fácies do testemunho em laboratório foi realizada com base nas características descritivas do testemunho, a saber: i) estruturas sedimentares, ii) distribuição de restos vegetais e conchas em posição de vida, iii) variações maiores de granulometria iv) cor, v) presença de fragmentos vegetais, vi) conchas em posição de vida e sinais de bioturbação. A descrição do testemunho foi realizada

após a coleta do material para datação e micropaleontologia, minimizando o risco de contaminação.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1. Granulometria, Morfoscopia e parâmetros químicos dos sedimentos

No testemunho de sondagem obtido (Figura 10), os sedimentos terrígenos começam a aparecer a partir de 165 cm de profundidade.

Figura 10: Testemunho obtido em uma turfeira no baixo curso do rio Ribeira de Iguape, Litoral Sul de São Paulo (Fonte: AUTOR).

A distribuição de classes modais dos sedimentos coletados mostra que entre 165 e 505 cm de profundidade os sedimentos são compostos de frações siltico-argilosas (44%), 51% de areias muito finas, 4% de areia fina e 1% de areia média (Tabela 4 e Figura 11).

Da base para o topo do testemunho, o tamanho dos grãos diminui paulatinamente, passando de areias muito finas com presença de frações de areia fina e areia média, para siltes inicialmente com alta contribuição de areia muito fina e depois com até a total ausência dessa fração, quando os sedimentos se tornam siltico-argilosos.

A fração modal entre 505 e 475 cm é constituída por areia fina e areia muito fina. No intervalo superior, sentido o topo do testemunho, entre 432 a 315 cm verificou-se um significativo aumento na quantidade de silte e argila.

Entre 235 cm de profundidade e 195 cm os teores de silte e argila são de 100% e a 165 cm de profundidade com 95% e 5% de areia muito fina.

Tabela 4: Frequência percentual de ocorrência das classes modais nos sedimentos analisados.

Granulometria	Classificação	165	195	235	315	330	345	385	405	430	432	475	515
4.000-2.000	grânulos	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
2.000-1.000	areia muito grossa	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
1.000-0.500	areia grossa	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
0.500-0.250	areia média	0%	0%	0%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	1%	0%
0.250-0.125	areia fina	0%	0%	0%	4%	1%	1%	1%	4%	3%	3%	28%	7%
0.125-0.062	areia muito fina	5%	0%	1%	31%	44%	52%	68%	85%	67%	85%	71%	93%
0.062 – 0.004	silte	88%	67%	55%	48%	35%	32%	20%	9%	18%	8%	0%	0%
<0.004>	argila	6%	33%	44%	17%	20%	16%	11%	3%	12%	4%	0%	0%

Figura 11: Distribuição de classes modais das amostras de sedimentos coletadas no testemunho de sondagem.

Os dados texturais, químicos e morfooscópicos desses sedimentos (Tabela 5, Figura 12 e 13) permitiram identificar 6 fácies sedimentares no testemunho de sondagem.

A fácies sedimentar da base, entre 520 e 432 cm de profundidade, é composta de 83% de areia muito fina de coloração cinza com presença marcante de micas, fragmentos vegetais esparsos e ausência de fragmentos de conchas e outros materiais calcáreos. Apesar da mesma classificação granulométrica, os demais parâmetros texturais se comportam de maneira bem variável em cada uma das três amostras analisadas nessa fácies: essas areias variam de muito bem a moderadamente selecionadas, as assimetrias oscilam entre negativas e positivas, e a curtose apresenta tendências leptó a extremamente leptocúrticas. Os grãos de quartzo apresentam todas as classes de arredondamento, embora com predomínio dos subarredondados (57%); a textura rugosa predominou (60%), assim como o brilho vítreo (85-90%) e o leitoso branco (10-50%) (fornecimento de material fluvial segundo SUGUIO, 1973), além de pequenas porcentagens de grãos foscos (atividade eólica). Os teores de CaCO_3 são desprezíveis ($< 0,8\%$) e os teores de matéria orgânica são baixos ($< 3\%$). Essas características indicam sedimentos sujeitos a baixa energia hidrodinâmica, mas com pulsos permanentes de sedimentação que possibilitavam a entrada de sedimentos de diferentes fontes e uma morfodinâmica ativa, típicos de um ambiente fluvial de planície de inundação nas proximidades de um grande rio, ou um dique marginal.

Figura 12: Variação dos parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica ao longo do testemunho.

Tabela 5: Parâmetros granulométricos de Folk e Ward (1957), teores de carbonato biodetrítico (CaCO_3) e matéria orgânica .

Prof. (cm)	Diâmetro Médio (phi)	Desvio padrão (phi)	Assimetria	Curtose	CaCO_3 %	Matéria Orgânica %
0	-	-	-	-	-	100
30	-	-	-	-	-	91
80	-	-	-	-	-	-
110	-	-	-	-	-	98
145	-	-	-	-	-	-
165	5.68	1.32	0.31	0.85	0.01	72.41
195	6.92	1.44	0.02	0.71	0.02	35.98
205	-	-	-	-	-	-
225	-	-	-	-	-	-
235	7.16	1.62	-0.38	0.81	2.56	11.07
315	5.36	2.02	0.49	0.76	1.34	8.62
330	5.37	2.03	0.55	0.61	0.92	10.72
335	-	-	-	-	-	-
345	5.11	1.97	0.75	1.02	0.71	8.85
385	4.34	1.46	0.74	2.15	0.62	6.72
405	3.51	0.41	0.39	1.42	0.54	2.33
430	4.47	1.64	0.78	1.63	0.24	15.30
432	3.53	0.79	0.54	3.61	0.72	2.80
475	3.14	0.37	-0.21	1.14	0.41	1.75
500	-	-	-	-	-	-
515	3.33	0.23	-0.01	1.11	0.48	1.58

Figura 13: Morfoscopia das areias muito finas, entre 520 e 315 cm de profundidade.

Em 430 cm de profundidade ocorre uma acentuada mudança nas características sedimentológicas e, portanto, ambientais, aqui os sedimentos siltosos são pobremente selecionados, muito leptocúrticos e com assimetria muito positiva; os teores de matéria orgânica e de argila se elevam abruptamente para 15,3% e 4%, respectivamente. Os teores de CaCO_3 continuam desprezíveis (0,24%). Os grãos de quartzo são arredondados (36%) e subarredondados (40%), e predominantemente rugosos (80%). Todas essas características sugerem um ambiente mais confinado, sujeito a energia hidrodinâmica muito baixa e maior inundação, condições estas que

poderiam ser resposta a uma elevação do NRM, que teria provocado maior retenção hídrica na bacia. Entretanto, essa variação ambiental poderia também refletir uma mudança morfodinâmica brusca no canal fluvial principal (provavelmente o Rio Peropava), fazendo com que a área se tornasse um meandro abandonado. Neste sentido, a despeito da ocorrência de uma transgressão marinha, um grande evento extremo de inundação na bacia do Rio Ribeira de Iguape associado a marés astronômicas (sizígia) e meteorológicas (ressacas do mar), como os eventos estudados por Santana; Souza (2004), por si só, poderia causar tais mudanças morfológicas bruscas num sistema fluvial/estuarino (Profa. Dra. Celia R. de Gouveia Souza, comunicação pessoal).

A 405 cm de profundidade, o comportamento geral dos sedimentos volta a se assemelhar ao da fácies sedimentar da base, o que pode confirmar a hipótese de um pulso sedimentar anômalo em 430 cm.

Em 385 cm as características dos sedimentos voltam a ser muito próximas das de 430 cm.

Entre 345 e 315 cm ocorre outra fácies sedimentar bem definida, pois os sedimentos se tornam gradativamente mais finos, com a fração areia muito fina perdendo expressão em detrimento do aumento das frações pelíticas (de 47 a 65% de pelitos dos quais 6-7% são argilas). Nesta fácies os sedimentos são siltes médios de coloração cinza escuro com intercalações lenticulares de areias muito finas cinza claro (Figura 14), muito pobremente selecionados, assimétricos e platicúrticos. A presença de raízes e restos vegetais é significativa, e os teores de matéria orgânica são mais elevados, entre 8,6 e 10,7%. Continuam a ausência de fragmentos de conchas e outros materiais calcáreos e os muito baixos teores de CaCO_3 (<1,4%). Os grãos de quartzo são em sua maioria subarredondados (até 63%) e subangulares (até 25%), rugosos e com brilho vítreo e leitoso branco. A presença de grãos subangulares indica que foram inseridos no ciclo sedimentar recentemente e grãos subarredondados indicam que foram transportados por longo período de tempo (SUGUIO, 1973). Essas características sugerem que o local se tornou permanentemente inundado, com aumento gradativo da coluna d'água, e que novo ciclo sedimentar foi iniciado. Em outras palavras, é provável que a transgressão marinha tenha se firmado e o ambiente tenha se tornado estuarino.

Figura 14: Detalhe do local onde foi retirada a amostra no intervalo de areias-sílticas com lentes de areia muito fina e fragmentos vegetais, entre 429 e 360 cm.

Em 235 cm os sedimentos se tornam siltes muito finos, crescem os teores de matéria orgânica (11%) e até de CaCO_3 (2,6%). Esse depósito marca o pico da inundação da área, portanto o pico do evento transgressivo.

O pacote entre 195 e 165 cm de profundidade mostra siltes finos na base passando a siltes médios no topo, com teores de matéria orgânica de 36 e 72,4%, respectivamente. As areias muito finas desaparecem na base, mas reaparecem incipientemente no topo (5%), enquanto os teores de argila são maiores na base (8%) e desprezíveis (0,5%) no topo. O CaCO_3 desaparece definitivamente nesse pacote. Essas características sugerem condições hídricas continentais e confinadas, de lençol frático aflorante e ambiente muito redutor, típicas de um pântano.

Acima de 160 cm o depósito se torna turfa, dada a elevada concentração de matéria orgânica, que varia entre 91 e 100% (topo) do material constituinte, no qual predominam restos vegetais muito decompostos.

Esses resultados sugerem que um primeiro pulso transgressivo pode estar relacionado com a fácies sedimentar de 430 cm, quando o NRM cruzou rapidamente o zero pela primeira vez (passou o nível atual). A fácies de 405 cm parece ser produto de um pulso regressivo rápido, com o NRM descendo abaixo do atual novamente. A fácies de 385 cm marca nova fase transgressiva, na qual o NRM cruzou novamente o nível atual e se elevou lentamente até atingir o pico no intervalo

da fácies de 235 cm. A partir daí o NRM começou a descer lentamente (fácies 195-165 cm).

5.2. Datações ^{14}C

As idades obtidas nas profundidades de 515 (matéria orgânica e madeira), 500, e 205 cm (carvão) devem ser desconsideradas, pois se encontram fora dos intervalos esperados (Tabela 6). Os aparentes erros e inversões podem ser devido a bioturbações ou contaminação das amostras, e/ou mesmo a erros do laboratório.

Os resultados das datações obtidas para os sedimentos a 405 e 430 cm indicam que o pacote analisado começou a ser depositado bem antes de 7.300 anos cal AP (média das idades calibradas dos intervalos de 405 e 430 cm).

Tabela 6: Idades datadas pelo método ^{14}C pela University of Georgia/Center for Applied Isotope Studies/EUA.

Cód.	Prof. (cm)	Material	Idade Convencional (anos AP)	Idade Calibrada a 2 sigma (anos cal AP)
10525	30	Carvão	Moderno	Moderno
1854	80	Carvão	1.910 ± 25	1.813 – 1.926
07523	145	Carvão	2.920 ± 25	2.968 – 3.161
10526	205	Carvão	5.410 ± 25	6.186 – 6.283
07524	225	Carvão	4.500 ± 25	5.047 – 5.201
1855	335	Carvão	5.630 ± 25	6.388 – 6.477
10527	405	Carvão	6.470 ± 25	7.323 – 7.403
8355	430	Madeira	6.240 ± 30	7.154 – 7.254
8357	500	Carvão	Moderno	Moderno
8356	515	Sedimento	3.660 ± 25	3252 - 4850
07525	515	Madeira	1.750 ± 25	-

Associando esses resultados com os obtidos para as fácies sedimentares, então o primeiro pulso transgressivo teria ocorrido ao redor de 7.200 anos cal AP (média das idades de 430 cm), corroborando diversos outros estudos disponíveis na literatura brasileira que indicam, há 7.000 anos AP, a época em que o NRM cruzou o zero pela primeira vez no Holoceno.

O rápido evento regressivo subsequente, marcado pela fácies sedimentar de 405 cm, embora não possa ser determinado com precisão (inversão na idade em 405 cm), pode ser atribuído ao período entre 7.200 e 6.430 anos cal AP (média das idades do nível 335 cm), aproximadamente.

Da mesma forma, o início da segunda e mais duradoura fase transgressiva, associado à fácies 385 cm, também se deu nesse intervalo de tempo.

O pico desse segundo evento transgressivo, associado à fácies sedimentar de 235 cm, ocorreu pouco antes de 5.124 anos cal AP (média das idades do nível 225 cm), idade esta que também corrobora os dados disponíveis na literatura para o pico da transgressão holocênica, por volta de 5.400 – 5.600 anos cal AP.

Levando em consideração que entre 195-165 cm (base da turfeira) o ambiente já se comportava como um pântano, à semelhança do que é hoje, então essa condição foi iniciada muito antes de 3.200 anos cal AP (idade máxima de 145 cm).

5.3. Relações entre as Fácies Sedimentares e as Espongofácies

Os resultados do trabalho de Silva et al. (2013) sobre as assembleias de esponjas encontradas no testemunho de sondagem são exibidos na Tabela 7 e na Figura 15.

Tabela 7: Variação de espículas de esponjas continentais e marinhas no testemunho de sondagem. (0) ausência; (+-) raríssimo; (+) raro; (++) frequente; (+++) abundante (Fonte: SILVA et al., 2013).

Profundidade (cm)	Esponjas Marinhas	Esponjas Continentais			
		Inteiras	Fragmentos	Gemosclera	Gênero/ Espécie
0 - 176	0	0	0	0	Ausência
215 - 186	0	++	+++	0	<i>Oncosclera navicella</i>
225 - 176	+ -	0	++	+ -	<i>Corvoheteromeyenia sp</i>
235 - 236	++	0	++	0	
375 - 246	+	+ -	++	0	<i>O. navicella</i>
385 - 386	+	0	0	0	-
395 - 396	+++	0	+ -	+	-
405 - 406	+-	+	++	0	-
415 - 416	+ -	0	+ -	+ -	<i>O. navicella</i>
505 - 426	+-	+-	+-	+-	
520 - 516	0	+ -	+ -	+ -	-

Figura 15: Variação entre as espículas de esponjas continentais e marinhas do testemunho (Fonte: AUTOR).

Os elementos espiculares indicam variações significativas entre influências fluvial (predominante) e marinha na área em estudo.

Na base, a espongo fácies entre 520-516 cm de profundidade, exibe apenas espículas de esponjas continentais (20%) e ausência de espículas marinhas.

Entre 515-405 cm observa-se ainda o predomínio de espículas de esponjas de água doce, como a gemosclera de *Oncosclera navicella* (atinge 40%) que, sendo uma espécie bentônica, caracteriza bem o ambiente de origem do depósito. Entretanto, pela primeira vez, começam a aparecer espículas de esponjas marinhas (10%).

A fácies sedimentar que caracteriza esse intervalo é a basal do testemunho (entre 520-432 cm), que foi caracterizada como sendo de ambiente estritamente fluvial, de planície de inundação nas proximidades de um grande rio, ou de dique marginal, e cuja sedimentação foi iniciada muito antes de 7.300 anos cal AP.

Também no intervalo analisado está a fácies de 430 cm, que foi relacionada a um pulso transgressivo marinho ocorrido por volta de 7.200 anos AP, em que o NRM cruzou o zero pela primeira vez no Holoceno. Essa interpretação é corroborada pela brusca diminuição de espículas de água doce nos sedimentos, cujo material espicular encontrava-se bastante fragmentado (o que dificultou a identificação), evidenciando intenso transporte sob regime hídrico turbulento.

A fácies sedimentar de 405 cm também está nesse intervalo amostral. Ela foi associada a um pulso regressivo rápido do NRM, que teria descido até poucos metros abaixo do atual, entre 7.200 e 6.430 anos cal AP. Essa fase aparece bem caracterizada no nível de 405-406 cm, onde se verificou: presença frequente de espículas continentais fragmentadas, raras meglascleras inteiras (*O. navicella*), e raríssima presença de espículas marinhas.

Em 400-395 cm de profundidade a deposição de espículas de esponjas marinhas (tilóstilo de cabeça redonda e diane) se intensificou consideravelmente, duplicando (20%) a porcentagem encontrada na espongo fácies inferior. Também, pela primeira vez, é notória a ausência de espículas de esponjas continentais.

Essa espongo fácies pode ser relacionada à fácies sedimentar de 385 cm, que caracteriza o início do segundo pulso de elevação marinha (ocorrido após o pulso regressivo, num momento anterior a 6.430 anos cal AP), quando do NRM cruzou o zero pela segunda vez.

Entre 390-225 cm, embora o predomínio de espículas de esponjas continentais tenha sido retomado (até 70% entre 310-320 cm e a 250 cm), as concentrações de espículas de esponjas marinhas se mantiveram proporcionalmente elevadas, atingindo um pico de até 30% entre 310-320 cm, para então declinarem, de maneira paulatina, até 0% em 225 cm, o que teria ocorrido há 5.047-5.201 anos cal AP (vide Tabela 6).

As espículas continentais encontradas a 225 cm e 325 cm foram de *Oncosclera navicella* e *Corvoheteromeyenia* sp., esta última planctônica e típica de lagoas costeiras sazonais.

A fácies sedimentar de 345-315 cm evidencia uma segunda fase de transgressão marinha, com pico em 235 cm, que se estabeleceu no período entre pouco antes que 6.430 anos cal AP até pouco antes que 5.124 anos cal AP (pico da transgressão), quando o ambiente se tornou francamente estuarino, mas ainda sob bastante influência do sistema fluvial.

A partir de 220 cm (até 155 cm) passam a ocorrer apenas espículas de esponjas continentais, caracterizadas pela gemosclera da *O. navicella*.

A fácies sedimentar correspondente, de 195-165 cm, foi depositada em regime de condições hídricas continentais e confinadas, de lençol frático aflorante e ambiente muito redutor, típicas de um pântano, e sua sedimentação é bem mais antiga do que 3.200 anos cal AP. Entre 165 cm e o topo ocorre a turfa.

O pico de 70% de espículas continentais encontrado a 205 cm pode estar relacionado um mega-evento de inundação fluvial na bacia do Rio Ribeira de Iguape, com chuvas muito intensas e prolongadas associadas a maré astronômica de sizígia (mas não a marés meteorológicas). Aliás, esse evento poderia explicar também o erro de idade ^{14}C encontrada para a amostra de carvão coletada a 205 cm (mais antiga que a 225 cm) (vide Tabela 6).

5.4. Foraminíferos

As amostras para análise de foraminíferos apresentam composição sedimentar argilo-arenosa e argilo-siltosa, a porção sedimentar composta por turfa foi descartada da análise. Das 32 amostras analisadas nenhuma apresentou foraminíferos ou tecamebas. Para Medioli; Scott (1988) tecamebas são frágeis à abrasão mecânica, mas resistentes em pH baixos. Segundo Le Cadre et al. (2003) as testas calcárias são frequentemente dissolvidas em águas com pH inferiores a 7,5. Duleba; Debenay (2003) ao analisarem o estuário do Rio Uma do Prelado, sugeriram que testas calcárias eram possivelmente raras em sedimentos do seu canal pela dissolução sofrida pelo carbonato de cálcio em águas ácidas. Silva (2013) analisando um testemunho coletado em Juréia-Itatins explica a ausência de foraminíferos bentônicos entre 8.806 e 8.672 anos AP, 5.625 e há 8.594 anos AP i)

forte aporte de águas doces, que poderiam ter causado o desaparecimento de espécies calcárias polihalinas/mesohalinas e euhalinas, ao mesmo tempo, carregado as testas das espécies para outro sítio deposicional e/ou ii) exposição subaérea do sítio deposicional com consequente oxidação e /ou dissolução das testas.

5.5. Análise isotópica $\delta^{13}\text{C}$ e palinológica

Isótopos de C^3 estão associados a plantas de porte arbóreo, adaptadas a pouca luminosidade, cujos valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam entre -20‰ e -32‰; isótopos C^4 são associados a gramíneas, que são plantas adaptadas a alta luminosidade, sendo que os valores variam entre -9‰ e -17‰ (BOUTTON, 1996). De acordo com Barcellos (2005), os valores de $\delta^{13}\text{C}$ para ambientes predominantemente fluviais é de $\sim -27\text{‰}$, para ambientes sob influência marinha é de $\sim -20,0\text{‰}$, e os valores de $\sim -24\text{‰}$ são característicos de matéria orgânica de origem mista.

Ao longo do testemunho os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variaram entre -24,2‰ e -30,0‰ (Figura 16), demonstrando a presença de florestas em todo o período de sedimentação, ou seja, desde o início do Holoceno, bem como as influências fluviais e mistas (flúvio-marinhas).

A distribuição dos valores foi a seguinte: entre 520 a 400 cm de profundidade os valores passaram de -27,6‰ na base, para 24,3‰ no topo; em 330 cm o isótopo volta a aumentar para -26,4‰; depois sofre nova queda gradativa, variando de -25,7‰ e -24,2‰; entre 225 e 205 cm; entre 145 cm e o topo os valores de $\delta^{13}\text{C}$ aumentam bastante e atingem entre -29,4‰ e -30,0‰.

A assembleia polínica (Figura 16) encontrada em 51 amostras analisadas revelou: 52 famílias e 57 gêneros de angiospermas, 01 família e 01 gênero de gimnosperma, e 02 famílias e 02 gêneros de esporos (Anexo I – Figuras 30-34).

Entre a base do testemunho e a profundidade de 410 cm as amostras se mostraram estéreis para grãos de pólen e esporos. Isso pode ser consequência da morfodinâmica sedimentar bastante ativa na época de formação desse pacote sedimentar (conforme descrito anteriormente), já que os dados de $\delta^{13}\text{C}$ sugerem que havia florestas na região. Também não se pode descartar a possibilidade de lixiviação intensa, pois os sedimentos são arenosos, como já constatado por outros autores (e.g. BISSA, 1998; YBERT et al., 2003; LUZ, 2003; AMARAL et al., 2008).

A fácies espongológica é caracterizada pelo predomínio de esponjas duciaquícolas de *O. navicella* que foram depositadas na fácies sedimentar de planície de inundação.

As variações de pólen ao longo do testemunho são caracterizadas por concentrações entre 50 e 250 grãos em milhares por cm^3 de árvores e arbustos, entre 50 e 160 grãos em milhares por cm^3 de herbáceas, menos que 10 grãos em milhares por cm^3 de plantas aquáticas e entre 25 e 150 grãos em milhares por cm^3 de samambaias.

Figura 16: Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e diagrama de concentração polínica dos grupos ecológicos (grãos em milhares por cm^3).

De 410 a 190 cm de profundidade observa-se predominância de vegetação herbácea (Figuras 17 e 18). As maiores concentrações são de plantas das famílias Asteraceae e Poaceae (Figura 18), que colonizam ambientes pantanosos e/ou campos abertos (BISSA, 1998; SOUZA et al., 2004; MARCHIORETTO et al., 2008), bem como Araceae e Begoniaceae (comum nas formações campestres). A presença de concentrações do táxon Ulmaceae (espécie colonizadora de ambientes abertos segundo BISSA, 1998; SOUZA et al., 2004; MARCHIORETTO et al., 2008) associada às reduzidas concentrações totais de árvores, arbustos e samambaias,

atesta também que a área estava quase desprovida de cobertura vegetal nesse período.

Em relação às plantas arbóreas e arbustivas, as maiores concentrações foram das famílias de Arecaceae, em especial o gênero *Bactris* sp. é encontrada frequentemente em áreas alagáveis e/ou nas bordas de Floresta Paludosa (MAMEDE et al., 2004; Resolução CONAMA nº07/1996).

A fácies sedimentar que corresponde parte desse intervalo está associada a um rápido pulso regressivo do NRM entre 7.200 e 6.430 anos cal AP, caracterizada pela presença frequente de espículas de água doce e raríssima presença de espículas marinhas o que indica a influencia hídrica na região explicando a colonização de plantas herbáceas como Cyperaceae *Cyperus* sp. (vide Figura 21), típica de ambientes sob influência fluvial (JOLY, 2002; SOUZA et al., 2004; MAMEDE et al., 2004; Resolução CONAMA nº07/1996), que apresenta percentual de 10%.

O segundo pulso de elevação marinha que ocorre em 385 cm, evidenciado pela presença de espículas de esponjas marinhas também é mostrado nos elementos polínicos onde tem queda na porcentagem de todos os táxons polínicos (Figura 16). Essa rápida elevação marinha pode ter lixiviado o material dificultando a quantificação dos polens.

A 385 cm há aumento na concentraçãodos elementos polínicos das herbáceas (150 grãos em milhares por cm³) adaptadas a esse ambiente que ainda colonizavam essa área, como Amaranthaceae (50 grão ‰ cm³) e Poaceae (25 grão ‰ cm³). O pico da transgressão ocorre em 235 cm (antes de 6.430 cal anos AP até pouco antes de 5.124 anos cal AP) nesse momento foi depositado material espículas marinho e duciquícola evidenciando o ambiente estuarino.

Aproximadamente a 210 cm de profundidade há um aumento nas porcentagens dos tipos polínicos arbóreos de forma acentuada, em especial a porcentagens individuais de Aquifoliaceae (*Ilex* sp.), Chloranthaceae (*Hedyosmum* sp.) e Myrtaceae, que indicam o desenvolvimento de floresta úmida. Com a regressão marinha o ambiente foi assumindo condições confinadas típicas de um pântano (Fácies sedimentar de 230 – 265 cm) distante do canal fluvial principal, onde os processos sedimentares eram lentos e dependentes principalmente do regime de cheias da bacia do rio Ribeira de Iguape.

A partir da profundidade de 190 cm rumo ao topo, há uma queda nos valores de porcentagem e concentração de Cyperaceae (*Cyperus*), indicando que o ambiente

passou a não mais oferecer condições adequadas para a colonização dessa planta. Isto pode significar que a influência fluvial se tornou incipiente.

A fácies sedimentar correspondente, de 195-165 cm, foi depositada em regime de condições hídricas continentais e confinadas, de lençol frático aflorante e ambiente muito redutor, típicas de um pântano. Dentre essas famílias, a Arecaceae (*Bactris*) é indicadora de ambiente alagado, sendo típica de florestas paludosas (CATHARINO et al., 1986; MAMEDE et al. 2004; Resolução CONAMA nº07/1996); Celastraceae (*Maytenus*) é encontrada em ambiente aberto (JOLY, 2002; SOUZA et al. 2004; MAMEDE et al. 2004) e Asteraceae (*Mikania*) é encontrada em dunas e borda de florestas (PqC MSc. Elisabete Lopes, comunicação pessoal).

Entre 165 cm e o topo ocorre a turfa, e aumentam as concentrações polínicas de árvores/arbustos e hábito variável (Figura 16), indicando que durante este intervalo de tempo a floresta se desenvolveu e a área apresentava expressiva umidade (BISSA 1998; YBERT et al., 2003), dado o aumento também de samambaias. Amaranthaceae, Araceae, Poaceae já não são tão expressivas, bem como Polypodiaceae. Por outro lado, Anacardiaceae, Aquifoliaceae (*Illex*), Arecaceae (*Bactris*), Celastraceae, Euphorbiaceae (*Alchornea*), Malpigiaceae (*Byrsonima*), Moraceae, Myrtaceae, Piperaceae (*Pipers*), Theaceae (*Laplaceae*), Asteraceae, Asteraceae (*Mikania*), Euphorbiaceae (*Pera*) e Poaceae apresentam aumento significativo nas suas concentrações e porcentagens.

FOLHA A3 – DOC SEPARADO

Figura 17: Diagrama polínico de concentração: grãos em milhares por cm^3 de sedimento.

Entre 145 (3.065 anos AP) e até o topo ocorre aumento na concentração polínica de Bignoneaceae (*Tabebuia* sp.), Cluseaceae (*Clusia* sp.) e novamente Amaranthaceae. Plantas do gênero *Tabebuia* sp. ocorrem em áreas alagadas e são típicas de FPaT (BRIZOTTI et al., 2010). Portanto, o aumento na porcentagem desse táxon sugere ambiente paludial.

Todos esses resultados se ajustam muito bem às características dos ambientes deposicionais sugeridos para as várias fácies sedimentares encontradas nesse testemunho, que definem um ambiente fluvial de planície de inundação sujeito a grande dinâmica sedimentar, que posteriormente foi inundado sobre a influência indireta e direta do evento transgressivo-regressivo Santos, e depois evoluiu para um ambiente paludial nos moldes de hoje.

5.6. Fitofisionomias atuais da área de estudo e proximidades

A Figura 19 mostra o mapa de Fitofisionomias obtido. Na Tabela 8 está a caracterização dos alvos segundo os critérios de avaliação utilizados.

Foi possível identificar três tipos de fitofisionomias: Floresta Paludosa sobre substrato Turfoso (FPaT), Floresta Paludosa (FPa) e Floresta de Transição Restinga-Encosta (FTr), segundo os tipos de vegetação definidas na Resolução Conama nº 7/1996.

Em algumas áreas a vegetação mapeada se encontra alterada por culturas permanentes ou temporárias.

Figura 19: Fitofisionomias da área de estudo e proximidades (Fonte: AUTOR).

Tabela 8: Chave de identificação para a fotointerpretação das fitofisionomias segundo a Resolução CONAMA n.º 7/1996.

Símbolo	Nome	Cor	Imagem vertical	Imagem Oblíqua	Descrição
Floresta Paludosa sobre Substrato Turfosso	Cinza esbranquiçado			Porte arbóreo relativo de textura rugosa
Floresta Paludosa	Cinza escuro			Floresta com textura rugosa média e homogênea, de porte inferior às demais que está circundada pela FPaT
Floresta de Transição Restinga-encosta	Cinza médio esbranquiçado			Dossel arbóreo de textura rugosa
Drenagem	Cinza escuro			Feição contínua, ondulada e irregular
Meandro abandonado	Cinza claro a cinza médio			Forma ondulada, colmatada ou não e ausência ou não de vegetação
Superfícies arenosas	Cinza claro a branco		-	Presença de vegetação, superfície arenosa, por feições arenosas dinâmicas (barras de pontal em desenvolvimento).
Áreas de inundação	Cinza claro a cinza médio			Normalmente apresentam superfície arenosa exposta
Áreas alagadas	Cinza escuro		-	São meandros abandonados que se tornaram pequenos lagos devido ao barramento pelo processo de

A FPa é uma floresta encontrada nas áreas mais baixas e permanentemente alagadas (com lençol freático aflorante), essa fitofisionomia também ocorre sobre regiões paleolagunares e apresentam uma elevada densidade de indivíduos da espécie *Tabebuia cassinoides* (Lam.) conhecidos popularmente por “caxeta” (Figura 20), outras famílias como Myrtaceae, Moraceae, Cyperaceae (*Cyperus* sp.) (Figura 21) e *Typha domingensis* (Figura 22) aparecem na mesma formação vegetal (PINTO SOBRINHO; SOUZA, 2012; RESOLUÇÃO CONAMA n.º 7/1996). Brizzotti; Costa Faria (2009) mapearam a mesma fitofisionomia na região continental de Cananéia e na Ilha do Cardoso, descrevendo as mesmas características florísticas.

Figura 20: Pa com predomínio de *Tabebuia cassinoides* (caxeta).

Cyperus sp. e *T. domingensis* são encontradas também em meandros e em brejos doces ou salobros. Nas bordas dos meandros encontrou-se Myrtaceae, *Wedélia paludosa* (Figura 23), Asteraceae, *Tibouchina* sp. e Poaceae (Figura 24).

Figura 21: *Cyperus* sp. encontrado no meandro do rio Ribeira de Iguape. (Fonte: AUTOR)

Figura 22: *Typha dominguenensis* encontrada no meandro do rio Ribeira de Iguape. (Fonte: AUTOR)

Figura 23: *Wedélia Paludosa* na borda do meandro do rio Ribeira de Iguape. (Fonte: AUTOR)

Figura 24: Colonização de Poacea do meandro do Rio Ribeira de Iguape (Fonte: AUTOR)

Segundo Resolução CONAMA n.º 7/1996 e dos diversos trabalhos realizados nio Litoral Sul de São Paulo a Floresta Paludosa sobre Substrato Turfoso (Figura 27) é

caracterizada pela camada espessa de serapilheira, substrato turfoso (Figura 28) com grande quantidade de matéria orgânica e a formação vegetal é bem diversificada com predomínio de rubiáceas, grande quantidade de epífitas, entre elas as bromeliaceae (*Aechmea* sp.), araceae (*Philodendron* sp., *Anthurium*), *Polypodium* sp., *Piper* sp., sapindaceae, *Matayba elaeagnoides*, *Euterpe edulis*.

Figura 25: Colonização de bromélias na Floresta Paludosa sobre Substrato Turfoso. (Fonte: AUTOR)

Figura 26: *Anthurium* sp. e *Philodendron* sp. encontradas na Floresta Paludosa sobre Substrato Turfosos. (Fonte: AUTOR)

Na PaT foram identificadas as seguintes plantas: Bromelias (Figura 25); Araceae os gêneros mais abundantes foram *Anthurium* sp. e *Philodendron* sp. (Figura 26); Celastraceae *Maytenus* sp.; Samambarias; Arecaceae (Jerivá), Boraginaceae, Piperaceae e Lauraceae.

Brizotti; Costa Faria (2009) mapearam a floresta na área de estudo e entorno como Floresta Alta de Restinga, com algumas porções de alteração antrópica. Segundo os autores houve a necessidade de agrupar algumas classes em virtude da escala utilizada para o mapeamento (1:100.000). Entretanto, levando em consideração as características do meio físico e os estudos de Souza; Luna (2008) e Souza et al. (2009), nessa área não se desenvolveria esse tipo de floresta, que ocorre apenas associada a depósitos de origem marinha-praial.

Conforme o IPT (1982) as turfas do Litoral sul de São Paulo estão localizadas principalmente na região do baixo curso do Rio Ribeira de Iguape, e estão associadas ao preenchimento de lagoas ou de meandros abandonados proporcionando ambiente anóxico e predominantemente vegetal.

Figura 27: Floresta Paludosa sobre Substrato Turfoso no local da coleta do testemunho de sondagem (Fonte: AUTOR).

Figura 28: Serapilheira e turfeira no local do testemunho de sondagem (Fonte: AUTOR)

A Tr é uma fitofisionomia que se assemelha com as formações citadas anteriormente, estrato arbóreo, com árvores com até 13 m de altura e emergente ultrapassando 15 metros, epífitas (piperaceae, bromeliaceae), trepadeiras como as leguminosas e algumas sapindaceae. Desenvolve-se sempre em depósitos associados a materiais coluvionares, podendo estar em contato e/ou apresentar grande similaridade com a Floresta Ombrófila Densa (FOmb), que ocorre nas encostas de morros, o que dificulta a separação de ambas na foto/imagem- interpretação (Figura 29) (RESOLUÇÃO CONAMA n.º07/1996).

A FOmb é encontrada em todos os morros isolados na planície costeira do litoral de São Paulo e principalmente nas encostas da serra costeira que margeia a planície (SOUZA et al., 1997; SOUZA et al., 2006; LOPES, 2007).

Figura 29: Floresta de Transição Restinga-Encosta do Morro Boa Vista. (Fonte: AUTOR)

5.7. Correlação entre as assembléias polínicas e as fitofisionomias de planície costeira e baixa encosta.

As famílias polínicas mais importantes em número de tipos polínicos foram agrupadas segundo os diferentes tipos de fitofisionomias observadas na área de estudo e arredores, a saber: Brejo de Restinga (Br), Pa e PaT (Tabela 9).

Tabela 9: Correlação entre as assembleias polínicas e as fitofisionomias presentes da área de estudos e arredores.

Assembleias polínicas	Fitofisionomia
<i>Cyathea</i> sp., <i>Cyperus</i> sp., <i>Tibouchina</i> sp., <i>Ludwígia</i> sp., Poaceae, Melastomataceae.	Brejo de Restinga
<i>Anthurium</i> sp., <i>Tabebuia</i> sp., <i>Aechmea</i> sp., Samambaia, <i>Tibouchina</i> sp., <i>Bactris</i> sp., Moraceae, <i>Cyperus</i> sp., Asteraceae, Poaceae.	Floresta Paludosa
<i>Aechmea</i> sp., <i>Anthurium</i> sp., <i>Cyathea</i> sp., <i>Cyperus</i> sp., <i>Maytenus</i> sp., <i>Mikania</i> sp., <i>Pipers</i> sp., <i>Psychotria</i> sp., <i>Rapanea</i> sp., Samambaia, Sapindaceae, <i>Tabebuia</i> sp., <i>Tibouchina</i> sp.,	FPaT
<i>Acalypha</i> sp., <i>Aechmea</i> sp., <i>Alchornea</i> sp., <i>Amaioua</i> sp., <i>Anthurium</i> sp., <i>Bactris</i> sp., <i>Cyathea</i> sp., <i>Cyperus</i> sp., <i>Hedyosmum</i> sp., <i>Mikania</i> sp., Myrtaceae, <i>Pera</i> sp., <i>Pipers</i> sp., Poaceae, <i>Psychotria</i> sp., <i>Rapanea</i> sp., <i>Roupala</i> sp., Samambaia, Sapindaceae, Sapotaceae, <i>Shefflera</i> sp., Solanaceae, <i>Tibouchina</i> sp.,	FTr

Os dados apresentados aqui corroboram em grande parte, com os levantamentos florísticos efetuados para essas fitofisionomias no Litoral Sul de São Paulo (CATHARINO et al., 1986; ARAÚJO; LACERDA 1987; CONAMA n° 7/1996; JOLY, 2002; MANTOVANI, 2003; SOUZA et al., 2004; MAMEDE, 2004; MARCHIORETTO et al., 2008).

Como esperado, algumas famílias, gêneros e espécies listadas por esses autores não foram encontrados nas assembleias polínicas.

Os resultados encontrados para a PaT coincidem, em grande parte, com os resultados encontrados em Catharino et al., (1986); CONAMA n° 7/1996; Souza et al., (2004). Segundo esses autores as famílias mais representativas são Araceae (*Anthurium* sp., *Philodendron* sp.), Araceae, Araliaceae (*Shefflera* sp.), Asteraceae, Begoniaceae (*Begonia* sp.), Bromeliaceae, Cyperaceae, Poaceae, Piperaceae, Anacardiaceae, Aquifoliaceae (*Ilex* sp.), Chloranthaceae (*Hedyosmum brasiliensis*), Euphorbiaceae (*Alchornea* sp.), Malpighiaceae, Melastomataceae, Moraceae, Myrtaceae, Rubiaceae, Sapindaceae, Solanaceae, Theaceae.

Os táxons com maiores concentrações dentre os listados foram Aquifoliaceae (*Ilex* sp.), Araliaceae (*Shefflera* sp.), Arecaceae, Chloranthaceae (*Hedyosmum* sp.),

Malpigiaceae, Myrtaceae e Sapindaceae. Das herbáceae foram Asteraceae e Cyperaceae. Há também altas concentrações de samambaias, dentre as quais é comum encontrar Polypodiaceae.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Para estudar a evolução paleoambiental da área de estudo foram analisadas e correlacionadas variáveis geomorfológicas, geológicas, cronológicas e biológicas. A associação entre todos é apresentada na Figura 35.

O testemunho de sondagem de 520 cm de espessura foi coletado numa turfeira localizada entre os rios Ribeira de Iguape e Peropava, no município de Iguape. A cota do topo do testemunho está aproximadamente a 4 m acima do NM atual, o que significa que a base do mesmo está a cerca de $1,20 \pm 0,5$ m abaixo desse NM. Adotou-se o erro mínimo de 0,5 m em virtude da ocorrência de processos de compactação, típicos em terrenos com essas características.

A turfeira da área de estudo está encaixada numa depressão circundada por remanescentes de terraços marinhos da Formação Cananéia, alçados de 6 a 8 m acima do NM atual, que foram fortemente entalhados e dissecados pela rede de drenagem, além de alguns morros do embasamento precambriano. Está situada pouco a jusante de um trecho em que os canais dos rios Ribeira de Iguape e Peropava ficam muito próximos entre si, e a vários quilômetros a montante do local onde o Rio Peropava desemboca no Ribeira.

Todas essas características, por si só, revelam um pouco da história evolutiva dessa área, indicando que a mesma esteve sujeita a forte influência fluvial o tempo todo, seja como ambiente francamente fluvial (continental) ou de domínio estuarino (flúvio-marinho). Além disso, essa área também é bastante suscetível à ocorrência de grandes eventos de inundações associadas a cheias na bacia do Rio Ribeira de Iguape.

O conjunto de variáveis analisadas na fácies sedimentar da base do testemunho (520-432 cm) indica que essa sedimentação foi desenvolvida em ambiente francamente fluvial de borda planície de inundação e/ou dique marginal, iniciada muito antes de 7.300 anos cal AP, provavelmente no começo do Holoceno, e com NRM alguns metros abaixo do atual, mas em ascensão. Na base dessa fácies, até 516 cm, foram encontradas apenas espículas de esponjas continentais, em sua maioria fragmentadas, de *O. navicella*, espécie bentônica indicadora de ambiente fluvial. A partir de 514 cm algumas espículas marinhas aparecem, sugerindo que o NM estava, provavelmente, entre 1 e 2 m abaixo ao atual. Sallun et al. (2012) também concluíram que na área vizinha, na EEJI, entre 8.375 e 7.470 anos cal AP a

influência continental era forte e, portanto, o NRM ainda estava pouco abaixo do atual.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$, entre 515 e 432 cm, variaram de -27,6 a -25,9‰, indicando a presença de florestas na região. No entanto, a forte dinâmica sedimentar e o tipo de sedimento depositado na área não são compatíveis com a preservação de material polínico, bem como de foraminíferos/tecamebas/ostracodes, razão pela qual essa sequência sedimentar se apresentou estéril para esses fósseis.

A fácies sedimentar de 430-400 cm marca um importante evento ocorrido por volta de 7.200 anos cal AP, quando o NRM cruzou o zero pela primeira vez no Holoceno. Essa data coincide com o marco cronológico para o período em que o NRM cruzou o atual durante a Última Transgressão no Brasil (e.g. SUGUIO et al., 2005), e também se ajusta ao estabelecido por Suguio; Martin (1976), Suguio (2004), Sallun et al., (2012) e Souza (2014) para diferentes planícies costeiras do Estado de São Paulo.

Este evento se comportou como um pulso, mas suficiente para causar uma brusca redução nas concentrações de espículas de água doce nos sedimentos, cujo material bastante fragmentado (difícil identificação), evidencia intenso transporte sob regime hídrico turbulento.

No período logo após 7.200 e antes de 6.430 anos cal AP ocorreram mais dois importantes eventos que causaram oscilações do NRM, a saber:

- a) Um pulso regressivo, quando o NRM teria descido pouco abaixo do atual (fácies sedimentar de 405-390 cm), resultando em elevada concentração de espículas de água doce (inteiras e fragmentadas), acompanhada da raríssima presença de espículas marinhas. Nesse período aparecem os polens, mostrando que a região era colonizada por plantas típicas de ambientes sob influências fluvial e marinha, como Asteraceae, Poaceae, Araceae, Begoniaceae, Ulmaceae, Arecaceae *Bactris* sp (encontrada em áreas alagadas e/ou paludosas). O $\delta^{13}\text{C}$ é da ordem de -24 a -25‰, revelando a ocorrência de florestas na região e a presença de plantas também de origem mista.
- b) O início de uma nova fase transgressiva, bem marcada a 385 cm de profundidade ($0,15 \pm 0,5$ cm acima do NM atual), indica que o NRM cruzou o zero pela segunda vez no Holoceno, quando a área de estudo passou a se comportar como um ambiente estuarino. Esse evento alterou significativamente as espongo fácies, com mudanças nas espécies, nas

concentrações e até no grau de preservação, evidenciadas pelo aumento brusco e duplicação da concentração de esponjas marinhas, e pelo completo desaparecimento das espículas de esponjas continentais, pela primeira vez. Em contrapartida, ocorreu uma queda brusca de todos os táxons polínicos, apesar do valor de $\delta^{13}\text{C}$ ser da ordem de -25‰.

Durante essa fase transgressiva (Transgressão Santos) o NRM se elevou de maneira gradativa, resultando na inundação progressiva do estuário (fácies 385-235 cm), que ocorreu até pouco antes de 5.200 anos cal AP (idade do nível 225 cm), quando as concentrações de espículas de esponjas marinhas se tornaram nulas, e assim permaneceram até o topo do testemunho. A maior concentração dessas espículas marinhas (30%) se deu na profundidade de 310-320 cm, que coincide com um pico de espículas de origem continental (70%), evidenciando mais uma vez a forte atuação de processos estuarinos na área. Esse marcador sugere que o NRM máximo pode ter atingido $3,2 \pm 0,5$ m acima do atual.

Durante essa fase continuaram predominado plantas herbáceas adaptadas a ambientes abertos e alagadiços, sob influência marinha e continental, a exemplo das famílias de Poaceae, Cyperaceae, Amaranthaceae e Araceae. Polen de Myrtaceae e Arecaceae, que habitam as bordas mais elevadas de florestas úmidas, também apresentaram altas concentrações. O $\delta^{13}\text{C}$ associado a esse intervalo se eleva um pouco, ficando ao redor de -26‰.

A idade relativa sugerida aqui para o máximo da Transgressão Santos nesse estuário corrobora com a fase indicada na literatura brasileira para o máximo da transgressão holocênica, por volta de 5.200-5.600 anos cal AP (e.g. SUGUIO et al., 2005). Para o Estado de São Paulo, tanto a idade quanto a altimetria do nível marinho máximo se ajustam também ao estabelecido por Suguio; Martin (1976), Suguio (2004) e Souza (2014) para diferentes áreas.

Após o pico transgressivo, o NRM começa a descer de maneira lenta e o ambiente foi paulatinamente assumindo condições confinadas, típicas de áreas pantanosas distantes do canal fluvial principal (fácies sedimentar de 230-165 cm), onde os processos sedimentares eram lentos e dependentes do regime de cheias da bacia do Rio Ribeira de Iguape. Nessa fase as espículas continentais continuaram a exibir altas concentrações.

Em 210 cm a porcentagem de todos os grupos polínicos sofreu um aumento abrupto, em especial de plantas indicadoras de florestas e depressões úmidas

(Aquifoliceae e Chloranthaceae). Esse fato sugere que foi nesse momento que uma floresta se estabeleceu na área de estudo.

A turfa preenche o pacote entre 165 cm e o topo do testemunho. O pico de ocorrência polínica de Bignoneaceae (*Tabebuia* sp) e Cluseaceae (*Clusia*) a partir de 145 cm, cuja idade obtida é de 3.065 anos cal AP, pode marcar o início do desenvolvimento da Floresta Paludosa sobre Substrato Turfoso que ocorre atualmente na área de estudo. A expansão dessa floresta é refletida nos estratos seguintes pelo aumento significativo nas concentrações polínicas de todos os táxons, em especial das famílias indicadoras da mesma, como Aquifoliaceae, Araliaceae, Arecaceae, Chloranthaceae, Malpigiaceae, Myrtaceae, Sapindaceae, Asteraceae e Cyperaceae. Nesse intervalo os valores de $\delta^{13}\text{C}$ se elevam consideravelmente, atingindo -29,5‰ a -30,0‰.

Finalmente, é importante destacar que a complexidade desse tipo de ambiente exige cuidados redobrados na interpretação dos resultados, pois registros de mega-eventos meteorológicos como os que ocorrem historicamente na Bacia do Ribeira de Iguape, podem ser confundidos, mascarar ou levar as interpretações paleoambientais inadequadas. Por isso, o uso de multi-indicadores ambientais e o conhecimento dos processos atuais são fundamentais para estudos como os realizados aqui.

Neste sentido, não se pode descartar a possibilidade de que os registros que levaram à interpretação da ocorrência de oscilações de alta frequência do NRM no Holoceno médio como, por exemplo, o 1º pulso transgressivo e o 1º pulso regressivo, tenham sido provocados pela ocorrência de um evento meteorológico-oceanográfico catastrófico, mas de curta duração, na bacia do Rio Ribeira de Iguape.

Figura 35: DOC separado

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SABER, A.N. A geomorfologia do Estado de São Paulo. **Aspectos geográficos da terra bandeirante**. Rio de Janeiro, IBGE, p. 1- 97, 1954.

AB'SABER, A. N. Fundamentos da Geomorfologia Costeira do Brasil Atlântico Inter e Subtropical. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, n. 1, p. 27-43, 2000.

AB'SABER, A.N. A Ilha comprida no litoral de Cananéia-Iguape. In: **A obra de Aziz Nacib Ab'Sáber**. São Paulo: Beca, 2010. (DVD anexo).

AB'SABER, A.N. Problemas paleogeográficos do Brasil Sudeste. **Boletim Geográfico**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 127, 392-402, 1955.

AB'SABER, A.N.; BESNARD, W. Sambaquis da região lagunar de Cananéia. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, São Paulo, v.4, 215-238, 1953.

ABSY, M. L. 1975. Pólen e esporos do Quaternário de Santos. **Hoehnea**, n. 5, p. 1-26.

ABSY, M.L.; SERVANT, M. A História do clima e da vegetação pelo estudo do pólen. **Revista Ciência Hoje**, v.16, n. 93, p. 57-59, 1993.

ABSY, M.L.; SUGUIO, K. Palynological content and paleoecological significance of the drilled sediment samples from the Baixada Santista, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 27, p. 287-290, 1975.

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

ALEXANDRE, A.; MEUNIER, J.-D. Late Holocene Phytolith and Carbon-Isotope Record from a Latosol at Salitre, South-Central Brazil. **Quaternary Research**, San Diego, v. 51, p. 187–194, 1999.

ALMEIDA, F.F.M. **Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista**. 1964. Tese de Doutorado. São Paulo, Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo, 1964.

ALMEIDA, F.F.M. Geologia do Estado de São Paulo, In: Fundamentos geológicos do Relevo Paulista. Província Costeira. **Boletim IGC 41**, 226 p. 1997.

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

ALMEIDA, F.F.M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 48, p. 15-26, 1976.

AMARAL, P.G.C. **Evolução da sedimentação lagunar Holocênica na região de Jaguaruna, Estado de Santa Catarina: Uma abordagem sedimentológica-**

micropaleontológica integrada. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 194 p., 2008.

ANGULO, R.J.; LESSA, G.C.; SOUZA, M.C. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, n° 06, p. 486-506, 2006.

ANGULO, R.J., ISLA, F.I., SCHNACK, E.J., SOUZA, M.C. A review of Holocene sea-level curves from the southwest Atlantic Ocean. In: Fletcher, C.H., Matthews, J.V. (Eds.) **The Non-steady State of the Inner Shelf and Shoreline: Coastal Change on the Time Scale of Decades to Millennia in the Late Quaternary**. Inaugural Meeting of IGCP Project #437 "Coastal Environmental Change During Sea Level Highstands", Honolulu, Hawaii, Abstracts with Programs, 1999, p. 35–36.

ANGULO, R.J. Indicadores morfológicos e sedimentológicos de paleoníveis marinhos quaternários na costa paranaense. **Boletim paranaense de Geociências**, v. 42, p. 185-202, 1994.

ANGULO, J.R.; PESSENDA, L.C.R.; SOUZA, M.C. O significado das datações ^{14}C na Reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras Quaternárias do Litoral Paranaense. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n° 1, p. 95-106, 2002.

ANGULO, R.J.; SUGUIO, K. 1994. Problems in interpreting Quaternary beach-ridges: example from the State of Paraná coast, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 66(3):347-358.

ANGULO, R.J., SUGUIO, K. Re-evaluation of the Holocene sea-level maxima for the State of Paraná, Brazil. **Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.**, n.113, 385–393, 1995.

ANGULO, R.J.; LESSA, G.C. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**, v. 140, n° 97, p. 141-166, 1997.

ANGULO, R.J., LESSA, G.C.; SOUZA, M.C. The Holocene Barrier Systems of Paranaguá and Northern Santa Catarina Coast, Southern Brazil. In: DILLENBURG, S.; HESP, P. **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Springer, Berlim, v. 1, 135-176, 2009.

ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.F. Variação do nível relativo do mar nos últimos dois mil anos na região sul do Brasil: uma discussão. **Boletim Paranaense de Geociências**. v. 44, p. 67-75, 1996.

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

ARAUJO, D.S.D.; LACERDA, L.D. A Natureza das Restingas. **Ciência Hoje**, v. 6, n.33, 42-48, 1987.

BARBIERI, E. **Avaliação do impacto ambiental na parte sul da Ilha Comprida: litoral sul do Estado de São Paulo**, 1995, 122 f. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) – Faculdade de Filosofia Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo (FFLCH –USP), São Paulo, 1995.

BARBONI, D.; BONNEFILLE, R.; ALEXANDRE, A.; MEUNIER, J.D. Phytoliths as paleoenvironmental indicators, West Side Middle Awash Valley, Ethiopia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 152, n° 1-2, p. 87-100, 1999.

BARCELOS, J.H.; SUGUIO, K.; COIMBRA, A.M. Sedimentação e subambientes deposicionais da Ilha Comprida, São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1976, **Anais**. Ouro Preto, Sociedade Brasileira de Geologia, v.1., p.107-135.

BARCELOS, R.L.; CAMARGO, P.B.; GALVÃO, A.; WEBER, R.R. Sedimentary Organic Matter in Cores of the Cananéia-Iguape Lagoonal Estuarine System, São Paulo State. **Journal of Coastal Research**, SI 56, p. 1335 – 1339, 2009.

BARRON, E.J.; LOMOLINO, M.V. **Biogeografia**. 2. ed. Ribeirão Preto: FUNPEC, 2006.

BARRON, E.J.; MOORE, G.T. Climate model application in paleoenvironmental analysis. **Society for Sedimentary Geology**, v. 33, 339 p. 1994.

BARROS, M.A. **Transição Pleistoceno/Holoceno, médio vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): uma abordagem palinológica**. UFRJ. Tese de Doutorado, 200 p. 2003.

BARROS, M.A.; BARTH, O.M.; MELLO, C.L.; MOURA, J.R.S.; PEIXOTO, M.N.O. História recente da vegetação e o uso da terra no médio vale do Rio Paraíba do Sul. **Leandra**, v.15, p.47-57, 2000.

BARTH, O.M.; LUZ, C.F.P.; TOLEDO, M.B.; BARROS, M.A.; SILVA, C.G. Palynological data from Quaternary deposits of two lakes in the northern region of the state of Rio de Janeiro. In: Goodman DK and Clarke RT (eds.), **Proceedings of the IX Palynological Congress**. Houston, Texas, USA, 1996. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, p. 443-450, 2001.

BEGATO, J.L. **Impacto ambiental antrópico na APA (Área de Proteção Ambiental) da Ilha Comprida (SP) da Pré-história à Atualidade**. UnG, Dissertação de Mestrado, 95 p. 2007.

BEHLING, H. Investigations into the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and climate in Santa Catarina (Brazil). **Veget. Hist. Archaeobot.**, v. 4, 127-152, 1995.

BEHLING, H. Late Quaternary vegetational, climate and fire history from the tropical mountain region of Morro de Itapeva, SE, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 129, p. 407-421, 1997.

BEHLING, H. South and southeast Brazilian grasslands during late Quaternary times: a synthesis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.177, p. 19-27, 2002.

BEHLING, H.; BAUERMANN, S.; NEVES, P. C. Holocene environmental changes in the São Francisco de Paula region, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.14, n° 6, p. 631-639, 2001.

BEHLING, H.; NEGRELLE, R. Tropical rain forest climate dynamics of the atlantic lowland, southern Brazil, during the late Quaternary. **Quaternary Research**, v. 56, p.383-389, 2001.

BEHLING, H.; PILLAR, V.; ORLÓCI, L.; BAUERMANN, S. Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of Cambará do Sul core in southern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 203, n° 3-4, p.277-297, 2004.

BEHLING, H; LICHTE, M. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical southeastern Brazil. **Quaternary Research**, v. 48, p. 348-358, 1997.

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

BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R. Contribuição ao estudo da Formação Pariquera-Açu, Estado de São Paulo. **Boletim Paranaense de Geografia**, n° 17-41, 1965.

BISSA, W.M.; YBERT, J.P.; CATHARINO, E.L.M.; KUTNER, M. Evolução Paleoambiental na Planície Costeira do Baixo Ribeiro durante a Ocupação Sambaquieira. **Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia**, v. 10, p.89-102, 2000.

BISSA, W.M. **Reconstituição dos Paleoambientes de uma Planície Holocênica no Curso Inferior do Rio Ribeira (Município de Iguape, SP)**. Dissertação de Mestrado, FFLCH/USP, 60 p., 1998.

BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; VILAS-BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. Quaternary marine formations of the coast of the state of Bahia, Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, São Paulo, p. 232-253, 1979.

BOLTVOSKOY, E.; WADEIRA-FALCETA, M.; THIESEN, V.Z. Foraminíferos del Testigo 22 (Talud de Brasil Meridional). **Ameghiniana, Revista de la Asociación Paleontológica Argentina**, v. 1-2, p. 179-208, 1982.

BONETTI, C.V.D.H. **Associações de foraminíferos e tecamebas indicadoras de sub-ambientes na zona estuarina do Rio Itapitangui – Cananéia/SP**, 1995, Dissertação (Mestrado), Instituto Oceanográfico da USP, 1995.

BORBA-ROSCHER, M.; ALEXANDRE, A.; VARAJAO, A.F.D.C.; MEUNIER, J.D.; VARAJAO, C.A.C.; COLIN, F. Phytoliths as indicators of pedogenesis and paleoenvironmental changes in Brazilian cerrado. **Journal of Geochemical Exploration**, Amsterdam, v. 88, n.1/3, p. 172-176, 2006.

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

BOVE, C.P.; GIL, A.S.B.; MOREIRA, C.B.; ANJOS, R.F.B. Hidrófitas fanerogâmicas de ecossistemas aquáticos temporários da planície costeira do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Acta Botânica Brasilica**, v. 17, n° 1, p. 119-135, 2003.

BOWEN, D.G. A stratigraphic framework for multidisciplinary work. **Quaternary Geology**. Oxford: Pergamon, 237 p., 1997.

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

BRIZZOTTI, M.M.; COSTA FARIA, M. **Atlas da Restinga: Cananéia**. No ar desde 2008. Disponível em: <http://labtrop.ib.usp.br/doku.php?id=projetos:restinga:restsul:divulga:atlas#iguape>. Acesso em: 07 de julho 2014.

BRIZZOTTI, M.M.; COSTA FARIA, M.. **Atlas da Restinga: Iguape**. No ar desde 2010. Disponível em: <http://labtrop.ib.usp.br/doku.php?id=projetos:restinga:restsul:divulga:atlas#iguape>. Acesso em: 07 de julho 2014.

BRIZZOTTI, M.M.; COSTA FARIA, M.. **Atlas da Restinga: Ilha Comprida**. No ar desde 2009. Disponível em: <http://labtrop.ib.usp.br/doku.php?id=projetos:restinga:restsul:divulga:atlas#iguape>. Acesso em: 07 de julho 2014.

BROCKER, W.S. Does the trigger for abrupt climate change reside in the oceano or in the atmosphere? **Science**, v. 300, p. 1519-1522, 2003.

BUSO JUNIOR, A.A. **Dinâmica ambiental holocênica (vegetação, clima e nível relativo marinho) baseada em estudos interdisciplinares de alta resolução, no litoral norte do Estado do Espírito Santo**. 2010, 188 p. Dissertação de Mestrado, CENA-USP, Piracicaba, 2010.

CALEGARI, M.R.; MADELLA, M.; VIDAL TORRADO, P.; OTERRO, X.L.; MACIAS, F.; OSTERRIETH, M. Opal phytolith extraction in oxisols. **Quaternary International**, v. 287, p. 56-62, 2013.

CALEGARI, M.R. **Ocorrência e Significado Paleoambiental do Horizonte A Húmico em Latossolos**. 2008, 256 p. Tese de Doutorado, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” - ESALQ/USP. 2008.

CAMARGO, J.G.C.; FERREIRA, P.S.A.; TROPPEMAIR H. Estudo fitogeográfico e Ecológico da Bacia Hidrográfica Paulista do Rio da Ribeira, **Biogeografia** 5, São Paulo, Instituto de Geografia da USP, p. 24, 1972.

CAMARGO, M.G. Sysgran: Um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, nº 2, p. 371-378, 2006.

CAMPANHA, G.A.C.; SADOWSKI, G.R. Cinturão Ribeira: tectônica e questões pendentes sobre sua evolução. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. **Anais**. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1998, p. 17.

CAMPANHA, G.A.C.; SADOWSKI, G.R. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). **Precambrian Research**, v. 98, p. 31-51, 1999.

CAMPOS, W. **Análise e mapeamento da estrutura da paisagem da Ilha Comprida, no litoral sul de São Paulo**, 2013, 167 p. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) Faculdade de Filosofia Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo (FFLCH – USP), São Paulo, 2013.

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

CAMPOS, W. W. **Análise geoecológica e paisagística dos ecossistemas costeiros da ilha comprida, no Complexo Estuarino-lagunar de Iguape-Cannanéia –SP**. São Paulo, 2009, 280 f. Trabalho de Graduação Individual de São Paulo, 2009.

CAMPOS, W.W. **Análise e mapeamento da estrutura da paisagem da Ilha Comprida, no Litoral Sul de São Paulo**. São Paulo, 2013, 167 f. Dissertação (Mestrado), São Paulo, 2013.

CARMO, J.P. de A.; BONINI, J.C.; OLIVEIRA, R. F.; SILVA, P. D. D. Estágios da formação da planície costeira de Cananéia-Iguape Ilha Comprida-SP. SEMANA DE GEOTECNOLOGIAS, 1, 2008. **Resumos expandidos**, Rio Claro, UNESP, 2008.

CARREÑO, A.L.; COIMBRA, J.C.; DO CARMO, D.A. Late Cenozoic sea level changes evidenced by ostracodes in the Pelotas basin, southernmost Brazil. **Marine Micropaleontology**, v. 37, p. 117-129, 1999.

CARTER, H.J. History and classification of the known species of *Spongilla*. **Annals and Magazine of Natural History**, v.5, n.7, 77-107, 1981.

CASTRO, J.W.; SUGUIO, K.; SOANE, J.C.S.; CUNHA, A.; DIAS, F. Sea-Level fluctuations and coastal evolution in the state of Rio de Janeiro, southeastern Brazil. **Anais da academia Brasileira de Ciências**, v.86, n.2, 671-683, 2014.

CATHARINO, E.L.M.; MONTOVANI, W.; BATGLI, E. Composição Florística e Fitofisionomia de uma Mata de turfeira (Floresta Pluvial Tropical Atlântica) localizada em uma planície quaternária recente. **Relatório**, Escola de Agricultura Luiz de Queiroz, 38 p. 1986.

CECCHET, F.A. **Conjunto de fitólitos dos estratos inferiores da Floresta Ombrófila Densa (Linhares – Espírito Santo): subsídios para reconstrução paleoambiental**. Monografia de Conclusão de Curso. Licenciatura em Geografia. Colegiado de Geografia, Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Campus Marechal Candido Rondon. 2012. 87 p.

COE, H.H.G. **Fitólitos como indicadores de mudanças na vegetação xeromórfica da região de Búzios/Cabo Frio, RJ, durante o Quaternário**. Universidade Federal Fluminense, Tese de Doutorado, 300 p. 2009.

COELHO, L.G.; BARTH, O.M.; CHAVES, H.A.F. O registro palinológico das mudanças de vegetação na região da Baía de Sepetiba, Rio de Janeiro, nos últimos 1000 anos. **Leandra**, v.14, p. 51-63, 1999.

COELHO, L.G.; BARTH, O.M.; CHAVES, H.A.F. Palynological records of environmental changes in Guaratiba mangrove área, southeast Brazil, in the last 6,000 years B.P. **Pesquisas em Geociências**, v. 29, p. 71-79, 2002.

COELHO, M.R.; MARTIN, V.M.; VIDAL-TORRADO, P.; SOUZA, C.R. de G.; PEREZ, X. L.O.; VÁZQUEZ, F.M. Relação solo-relevo-substrato geológico nas restingas da planície costeira do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v.34, n° 3, p. 1-11, 2010.

CONSELHO NACIONAL DO MEIO AMBIENTE – CONAMA. 1994. Resolução Conama n° 6. Disponível em: <<http://www.mma.gov.br/port/conama/res/res96/res0796.html>> Acesso em 20/11/2012.

CONSELHO NACIONAL DO MEIO AMBIENTE – CONAMA. 1996. Resolução Conama n° 7. Disponível em: <<http://www.mma.gov.br/port/conama/res/res94/res0694.html>> Acesso em 20/11/2012.

CORDEIRO, S.H. **Palinologia de sedimentos da Lagoa dos Patos, Rio Grande do Sul, Brasil**. 1991, 212 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1991.

CORDEIRO, R.C.; TURCQ, B.; SUGUIO, K.; VOLKMER-RIBEIRO, C.; SILVA, A.O.; SIFEDDINE, A.; MARTIN, L. Holocene environmental changes in Carajás Region (Pará, Brazil) recorded by lacustrine deposits. **Verh. International Verein Limnology**, 814-817, 1997.

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

CRONIN, T.; RAYMO, M.; KYLE, K. Pliocene (3,2-2,4Ma) ostracode faunal cycles and deep ocean circulation, North Atlantic Ocean. **Geology**, v. 24, p. 695-698, 1996.

CORREA, I.C.S. **Analyse Morphostructurale et Evolution Paléogéographique de la Plataforma Continentale Atlantique Sud-Brésilienne (Rio Grande do Sul-Brésil)**. Tese de Doutorado, Université de Bordeaux 1. 314 p., 1990.

CUNHA, C.M.L.; SOUZA, T.A.A Cartografia do relevo de áreas de sedimentação recente: o caso do Litoral Sul Paulista. UNESP, **Geociências**, v. 29, n° 2, p.187-199, 2010.

DE BLASIS, P.A.D.A **A ocupação Pré-Colonial do Vale do Ribeira de Iguape, SP: os sítios líticos do Médio Curso**. Dissertação de Mestrado, USP, 72 p., 1988.

DE GRANDE, A.; LOPES, E.A. Plantas da restinga da Ilha do Cardoso (São Paulo, Brasil). **Hoehnea**, v. 9, p. 1-22, 1981.

DENEBAY, J.-P.; EICHLER, B.B.; GUILLOU, J.J.; EICHLER-COELHO, P.; COELHO, C.; PORTO-FILHO, E. Comportement des peuplements de foraminifères et comparaison avec l'avifaune dans une lagune fortement stratifiée: La Lagoa da Conceição (SC, Brésil). **Revue de Paléobiologie**, v.16, 55-75, 1997.

DENEBAY, J.-P. PAWLOWSKI, J.; DECROUEZ, D. **Les foraminifères actuels**. Paris: Masson, 1996, 329 p.

DE OLIVEIRA, P.E; BEHLING, H.; LEDRU, M.P; BARBERI, M.; BUSH, M.; SALGADO-LABOURIAU, M.L.; GARCIA, M.J.; MEDEANIC, S.; BARTH, O.M.; BARROS, M.A.; SCHEEL-YBERT, R. Paleovegetação e paleoclimas do Quaternário do Brasil. Capítulo 3. In: **Quaternário do Brasil**. SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.; DE OLIVEIRA, P.E. (Eds.). Ribeirão Preto: Holos, p. 52-74, 2005.

DE OLIVEIRA, P.E. **A Palynological record of Late Quaternary vegetational and Climatic Change in Southeastern Brazil**. Columbus, Ohio, USA, Tese de Doutorado, 242 p. 1992.

DIAS, J.M.A. **A análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos**. Universidade do Algarve, Faro, Portugal, 84 p. 2004.

DULEBA, W.; COIMBRA, J.C.; PETRI, S.; BARBOSA, C.F. Foraminíferos, tecamebas e ostracodes recentes utilizados como bioindicadores em estudos

ambientais brasileiros. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIU, K.; SANTOS, M. & OLIVEIRA, (Ed.), **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto, Holos, 2005. p. 94-113.

DULEBA, W.; PETRI, S.; COIMBRA, J.C.F. Foraminíferos, Tecamebas e Ostracodes Sub-recentes e Fósseis do Quaternário do Brasil. In: **Revista do Instituto de Geociências da USP**, Publicação Especial, São Paulo: USP, 2007.

DULEBA, W. Interpretações paleoambientais obtidas a partir das variações na coloração das carapaças de foraminíferos da Enseada do Flamengo. **Boletim do Instituto Oceanográfico**. São Paulo, v. 42, p.63-72, 1994.

DULEBA, W.; DEBENAY, J.P. Hydrodynamic circulation in the estuaries of Estação Ecológica Juréia-Itatins, Brazil, inferred from foraminifera and thecamoebian assemblages. **Journal of Foraminiferal Research**, v. 33, p. 62-93, 2003.

DULEBA, W.; DEBENAY, J.P. EICHLER, B.B. Holocene environmental and water circulation changes: foraminifer morphogroups evidence in Flamengo Bay (SP, Brazil). **Journal of Coastal Research**, v. 15, p. 554-571, 1999.

DULEBA, W. **Variações nas associações de tecamebas, foraminíferos e ostracodes sub-recentes da região lagunar de Cananéia-Iguape, SP**. 1997, São Paulo, 232 p., Tese (Doutorado) Universidade de São Paulo, 1997.

EICHLER, B.B.; BONETTI, C. Distribuição dos foraminíferos e tecamebas ocorrentes no manguezal do Rio Baguaçu, Cananéia, São Paulo – Relações com Parâmetros Ambientais. **Pesquisas**, v.22, 32-37, 1995.

ERDTMAN, G. **Pollen morphology and plant taxonomy – Angiosperma**. New York: Hafner Publishing Company, 1952.

EZCURRA DE DRAGO, I. Las especies sudamericanas de *Corvomeyenya* Weltner (Porifera, Spongillidae). **Physis (B)**, v.33, n.87, 233-240, 1974.

EZCURRA DE DRAGO, I. Un nuevo gênero sudamericano de esponjas: *Corvoheteromeyenya* gen nov. (Porifera Spongillidae). **Neotropica**, v.25, n.74, 109-118, 1979.

FAEGRI, K.; IVERSEN, P. **A Text-book of modern pollen analysis**. New York: John Wiley & Sons, 168 p. 1989.

FAUL, K.L.; RAVELO, A.C. DELANEY, M.L. Reconstructions of upwelling, productivity, and photic zone depth in the eastern equatorial Pacific Ocean using planktonic foraminifera stable isotopes and abundance. **Journal of Foraminiferal Research**, v. 30, p. 110-125, 2000.

FEARN, M.L. Phytoliths in sediment as indicators of grass pollen source **Review of Palaeobotany and Palynology**, v.103, nº 1-2, 1988.

FOLK, R.L. A review of grain size parameters. **Sedimentology**, v. 6, p. 73-83, 1961.

FOLK, R.L. Stages of textural maturity in sedimentary rocks. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 21, p. 127-130, 1951.

FOLK, R.L.; WARD, W. Brazos River Bar: A study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 27, n° 1, p. 3-26, 1957.

GAMMON, P.R.; JAMES, N.P. Paleoenvironmental controls on upper Eocene biosiliceous neritic sediments, Southern Australia. **Journal of Sedimentary Research**, v.73, n.6, 957-972, 2003.

GANDOLFO, O.C.B.; SOUZA, L.A.P.; TESSELER, M.G.; RODRIGUEZ, M. Estratigrafia da Ilha Comprida (SP): um exemplo de aplicação de GPR. **Brazilian Journal of Geophysics**, v.19, n.3, 251-262, 2001.

GARCIA, M.J.; DE OLIVEIRA, P.E.; SARAIVA, R.; SIQUEIRA, E. A Holocene vegetational and climatic record from the Atlantic rainforest belt of coastal State of São Paulo, SE Brazil. **Review of Palynology and Palaeobotany**, v.131, p.181-199, 2004.

GASTON, K.J. **The structure and dynamics of geographic ranges**. Oxford: Oxford University Press. 2003.

GEOBRÁS S/A. **Complexo Valo Grande, Mar Pequeno e Rio Ribeira de Iguape**. Relatório GEOBRÁS S/A, Engenharia e Fundações para o Serviço do Vale do Ribeira do Departamento de Águas e Energia Elétrica/SO, 1966, 2 Vol.

GIANNINI, P.C.F.; GUEDES, C.C.F.; ÂNGULO, R.J.; ASSINE, M.L.; SOUZA, M.C.; MORI, E.K. Geometria de cordões litorâneos e espaço de acomodação sedimentar na Ilha Comprida, litoral sul paulista: modelo baseado em aerofotointerpretação. **Abstracts of the 9° Congresso da ABEQUA**, Recife, 2003a.

GIANNINI, P.C.F.; GUEDES, C.C.F.; NASCIMENTO JR., D.R.; TANAKA, A.P.B.; ANGULO, R.J.; ASSINE, M.L.; SOUZA, M.C. Sedimentology and morphologic evolution of the Ilha Comprida Barrier System, southern São Paulo coast. In: DILLENBURG, S.R. & HESP, P. (Eds.). **Geology of the Brazilian coastal barriers: Lecture Notes in Earth Sciences**. Heidelberg: Berlin: Springer-Verlag, 2009.

GIANNINI, P.C.F.; GUEDES, C.C.F.; ASSINE, M.L.; ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; PESSENDA, L.C.R.; TATUMI, S.H. Variação transversal e longitudinal de propriedades sedimentológicas nos cordões litorâneos da ilha Comprida, litoral sul paulista. **Abstracts of the 9° Congresso da ABEQUA**, Recife, 2003b.

GOUVEIA, S.F.; HORTAL, J.; CASSEMIRO, F.A.S.; RANGEL, T.F.; DINIZ-FILHO, J. A.F. Nonstationary effects of productivity, seasonality and historical climate changes on global amphibian diversity. **Ecography**, v. 36, p. 104-113, 2013.

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

GUEDES, C.C.F. **Evolução sedimentar Quaternária da Ilha Comprida, Estado de São Paulo**. 2009. 147 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 2009.

GUERRA, A.T. **Dicionário Geológico-Geomorfológico**. 6. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1980.

GUTIJAHN, M.R. Critérios Relacionados à Compartimentação de Bacias Hidrográficas: A Bacia do Rio Ribeira de Iguape. **Anais do V Simpósio de Geografia Física Aplicada**. São Paulo, 1993.

HARRISON, F.W.; GLEASON, P.J.; STONE, P.A. Paleolimnology of lake Okeechobee, Florida: analysis utilizing spicular components of freshwater sponges (Porifera: Spongilidae). **Notulae Naturae**, 454, 1-6, 1979.

HEILBRON, M.; SOARES, A.C.P.; CAMPOS NETO, M.; SILVA, L.C.; TROUW, R.; JANASI, V. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; NEVES, B.B.B. (Org.). **Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda, v. I, p. 203-234, 2004.

HIPPENSTEEL, S.P.; MARTIN, R.E.; NIKITINA, D.; PIZZUTO, J.E. The formation of Holocene marsh foraminiferal assemblages, middle Atlantic coast, U.S.A.: implications for Holocene sea-level change. **Journal of Foraminiferal Research**, v. 30, p. 272-293, 2000.

INSTITUTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO DO ESTADO DE SÃO PAULO. Folha Topográfica de Iguape. São Paulo. Escala 1:250.000, 1954.

IPT. 1981. Avaliação de Turfeiras nos Vales dos Rios Mogi-Guaçu, Ribeira de Iguape, Jacaré-Pepira e Itapetininga - Fase de Semi-Detalhe. São Paulo: **Relatório IPT 16.408**.

IVANAUSKAS, N.M. **Caracterização Florística e Fisionômica da Floresta Atlântica sobre a Formação Pariqueira-Açu, na Zona da Morraria Costeira do Estado de São Paulo**. Instituto de Biologia da Universidade de Campinas, Dissertação de Mestrado, 232 p., 1997.

JACKSON, S.T. Pollen and spores in quaternary lake sediments as sensors of vegetation composition: theoretical models and empirical evidence. In: **Sedimentation of organic particles**. TRAVERSE, A. (Ed.). Cambridge University Press: p. 253-286, 1994.

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

JUNIOR, A.A.B. **Dinâmica ambiental holocênica (vegetação, clima e nível relativo marinho) baseada em estudos interdisciplinares de alta resolução, no**

litoral norte do Estado do Espírito Santo. Centro de Energia Nuclear na Agricultura da USP, Piracicaba, Dissertação de Mestrado, 190 p. 2010.

KALIA, P.; CHOWDHURY, S. The coiling direction in ceratobuliminid foraminifera as climatic index – a proposition. **Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology**. v. 41, p.165-170, 1983.

KIRIZAWA, M.; LOPES, E.A.; PINTO, M.M.; LAM, M.; LOPES, M.I.M. S. Vegetação da Ilha Comprida: aspectos fisionômicos e florísticos. In: ACIESP (Org.) 2.º Congresso Nacional sobre essências nativas, São Paulo. **Anais**, v. 2, p. 386-391, 1992.

KONDO, R.; IWASA, Y. Biogenic opals of humic yellow latosols and yellow latosols in the Amazon region. **Research Bulletin Obihiro University**, Obihiro, v.12, p. 231–239, 1981.

KRUMBEIN, W. Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles. **Journal of Sed. Petrol.**, v. 11, p. 64-72, 1941.

LAIDER, R.B.; SCOTT, D.B. Foraminifera and Arcellacea from Portes Lake, Nova Scotia: modern distribution and paleodistribution. **Canadian Journal of Earth Sciences**. v. 33, p. 1410-1427, 1996.

LAMEGO AR. 1945. **O homem e o brejo**. Serviço Gráfico do IBGE, Rio de Janeiro, Brasil.

LE CADRE, V.; DEBENAY, J.P.; LESOURD, M. Low pH effects on *Ammonia baccharii* test deformation: implications for using test deformations as pollution indicator. **Journal Foram. Res.**, v. 33, p. 1-9, 2003.

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

LEDRU, M.P.; ROUSSEAR, D.D.; CRUZ, F.W.J.; RICCOMINI, C.; KARMANN, I.; MARTIN, L. Paleoclimate changes during the last 100.000 yr from a record in the Brazilian Atlantic rainforest region and interhemispheric comparasion. **Quaternary Research**, San Diego, v. 64, n. 3, 444-450, 2005.

LEDRU, M.P.; BRAGA, P.I.S.; SOUBIÈS, F.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. The last 50.000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** v. 123, p. 239-257, 1996.

LEDRU, M.P., SALGADO-LABOURIAU, M.L.; LORSCHETTER, M.L. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 year B. P., Rev. **Palaeobot. Palynol.**, 99, 131 – 142, 1998.

LEPSCH, I.F.; SARAIVA, I.R.; DONZELI, P.L.; MARINHO, M.A.; SAKAI, E.; GUILLAUMON, J.R.; PFEIFER, R.M.; MATTOS, I.F.A.; ANDRADE, W.J.; SILVA,

C.E. F. Macrozoneamento das terras da região do Rio Ribeira de Iguape, SP. **Boletim Científico do Instituto Agrônômico**, v. 19, p. 1-181, 1990.

LESSA, G.C.; ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.; ARAÚJO, A.D. 2000. Morphostratigraphy and evolution of a regressive barrier in south Brazil. **Marine Geology**, 165, 87-108.

LESSA, G.C.; ANGULO, R.J. Oscilations or not oscilations, that is the question - Reply. **Marine Geology**, p.189-196, 1998.

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

Lima, C.M.; Volkmer-Ribeiro, C.; Pessenda, L.C.R.; Rosseti, D.F.; Zanardo, A. Influência marinha durante o Pleistoceno superior e Holoceno em região central da Ilha do Marajó (PA) evidenciada por espículas de esponjas. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44, 2008. **Resumos**, Curitiba, SBG, p.1018, 2008.

LOEBLICH, A.R.; TAPPAN, H. Protista. *In*: MOORE, R.C. **Treatise on invertebrate paleontology, Part C**. New York: The University Kansas Press, 1964, v.1, 510 p., v.2, 390 p.

LOPES, E.A. Vegetação da Planície Costeira e Baixa Encosta nas bacias dos Rios Iguaré e Guaratuba (Bertioga-SP). **Anais do VIII Congresso de Ecologia do Brasil**, nº 1-2, 2007.

LORSCHETTER, M.L. Estudo Polínico de Sedimentos da Mata Paludosa do Faxinal, Torres, Rio Grande do Sul. *In*: Iº Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, **Anais**, p.155-161. 1987.

LORSCHETTER, M.L. Evidences of sea oscillations of the Late Quaternary in Rio Grande do Sul, Brazil, provided by palynological studies. **Quaternary of South America and Antartic Peninsula**, v.1, p. 53-60, 1983.

LORSCHETTER, M.L. O Holoceno na Planície Costeira e no Planalto oriental do Sul do Brasil. *In*: **Simpósio Dinâmica da vegetação dos últimos milênios em ecossistemas brasileiros**, Manaus, v. 1, 33-36, 2010.

LORSCHETTER, M.L. Palinologia de sedimentos quaternários do testemunho T15, cone do Rio Grande, Atlântico Sul, Brasil. Descrições taxonômicas. Parte I. **Pesquisas**, 21, p. 61-117, 1988.

LORSCHETTER, M.L. Palinologia de sedimentos quaternários do testemunho T15, cone do Rio Grande, Atlântico Sul, Brasil. Descrições taxonômicas. Parte II. **Pesquisas**, 22, p. 89-127, 1989.

LORSCHETTER, M.L. Pollen registers of the south and southeast regions of Brazil during the last 40,000 years. **Série Geoquímica Ambiental**, v. 1. p. 55-61, 1992.

LORSCHUITTER, M.L.; DILLENBURG, S.R. Holocene palaeoenvironments of the northern coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil, reconstructed from palynology of Tramandai lagoon sediments. **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**, v. 11, p. 73-97, 1998.

LORSCHUITTER, M.L.; DILLENBURG, S.R. Palinologia de sedimentos da laguna de Tramandaí, Rio Grande do Sul, Sul do Brasil. In: VIII Reunião de Paleobotânicos e Palinólogos. São Paulo. **Resumos**, p. 34, 1994.

LORSCHUITTER, M.L.; LEMOS, V.B. Estudo palinológico preliminar em turfeiras do Estado do Paraná. In: II Simpósio Sul-brasileiro de Geologia. Florianópolis, Santa Catarina. **Anais**, p. 461-473, 1985.

LORSCHUITTER, M.L.; ROMERO, E.J. Palynology of Quaternary sediments of the Core T15 - Rio Grande Cone, South Atlantic, Brazil. In: Rabassa, J. (Ed.) **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**, v. 3. Rotterdam: A. A. Balkema, p. 55-92, 1985.

LORSCHUITTER, M.L.; TAKEDA, I.J.M. Reconstituição paleoambiental da região dos Campos Gerais, Paraná, através da palinologia de sedimentos da lagoa Dourada. In: V Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Niterói, RJ, Universidade Federal Fluminense, **Anais**, p. 18-21, 1995.

LORSCHUITTER, M.L.; TURCQ, B.; RICCOMINI, C. Palinologia de sedimentos paludosos de Colônia, São Paulo, Brasil. **Paleobotânica Latinoamericana**, v. 9, n.1, p. 27, 1999.

LUZ, C.F.P., BARTH, O.M., MARTIN, L. Evolução das florestas tropicais estacionais semidecidual e ombrófila densa durante o Holoceno médio na região norte do Rio de Janeiro, baseada em palinologia. **Geociências**, v.4, n. 6, p. 74-84, 1999.

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

LUZ, C.F.P.L. Os registros palinológicos como sensores das dinâmicas da vegetação no holoceno da região norte do Estado do Rio de Janeiro. **Anuário do Instituto de Geociências do Rio de Janeiro**, v. 26, p.188-190, 2003.

LU, H.; LIU, K. Phytoliths of common grasses in the coastal environments of Southeastern USA. **Estuarine Coastal and Shelf Science**, v. 58, n° 03, p. 587-600, 2003.

MADELLA, M.; ALEXANDRE, A.; BALL, T. International Code for Phytolith Nomenclature 1.0. **Annals of Botany**, 2005.

MADELLA, M. The "stones from plants": A review of phytolith studies and classification in Europe, Asia and North America. In: ZUCOL, A.; OSTERRIETH, M.;

BREA, M. (Eds.) **Fitolitos: Estado Actual del Conocimiento en America del Sur**. Editorial Universidad Nacional de Mar del Plata , p. 23-39, 2008.

MAMEDE, M.C.H.; CORDEIRO, I.; ROSSI, L.; MELO, M.M.R.F.; OLIVEIRA, R. J. Mata Atlântica. In: MARQUES, O. A. V.; DULEBA, W. **Estação Ecológica Juréia-Itatins: Ambiente Físico, flora e fauna**. Ribeirão Preto: Holos, p. 115-132, 2005.

MANTOVANI, W. **Estrutura e dinâmica da floresta atlântica na Juréia, Iguape - SP**. 1993, Tese de livre-docência, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

MARCHIORETTO, M.S. **Os gêneros Hebanthe Mart. e Pfaffoa Mart. (Amaranthaceae) no Brasil**. Tese (Doutorado). Porto Alegre, RS: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 255f., 2008.

MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; SUGUIO, K. Vibrotestemunhador leve: construção, utilização e potencialidades. **Boletim do Instituto Geológico - USP**, v. 16, nº 1-2, p. 59- 66, 1995.

MARTIN, L., DOMINGUEZ, J.M.L., BITTENCOURT A.C.S.P. Fluctuating Holocene Sea Level in Eastern and Southeastern Brazil: Evidence from Multiple Fossil and Geometric Indicators. **Journal of Coastal Research**. p. 101-124. 2003.

MARTIN et al. Oscilations or not oscillations, that is the question: Comment on ANGULO, R.J. and LESSA, G.C.. "The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions" [Mar. Geol., 140, 141-166]. **Marine Geology**, n. 150, p. 189-196, 1998.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. O Quaternário Marinho no Litoral do Estado de São Paulo. In: 29º Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais**, SBG, Belo Horizonte, v. 1, p. 281-294, 1976.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. Excursion route along the Brazilian coast between Santos (SP) and Campos (RJ) (North of State of Rio de Janeiro). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GLOBAL CHANGES IN SOUTH AMERICA DURING THE QUATERNARY, Special publication, v. 2, 1989.

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

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. Le Quaternaire Marin du littoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ). In: SUGUIO, K.; FAIRCHILD, T.R.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. (Eds.). **Proceedings of the international Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary**, São Paulo, p. 296-331, 1979.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; FLEXOR, J.M.; VILAS-BOAS, G.S. Enregistrement des périodes de fortes et faibles énergies à l'embouchure d'un fleuve: le cas du Rio Paraíba do Sul (Brésil). Implications climatiques. **Comptes rendus Hebdomadaires des Seances de l'academie des Sciences**, 299, ser. II, p. 661- 664, 1984.

MARTIN, L.; MORNER, N.A.; FLEXOR, J.M.; SUGUIO, K. Fundamentos e reconstrução de antigos níveis marinhos no Quaternário. **Boletim do Instituto Geológico**, v. 4, (publ. Esp.), 161 p., 1986.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. Excursion route along the coastline between the town of Cananéia (state of São Paulo) and Guaratiba outlet (state of Rio de Janeiro). **International symposium on coastal evolution in the quaternary**. São Paulo, 1978a.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. As flutuações de nível do mar durante o Quaternário Superiore a evolução geológica de “deltas” brasileiros. IG - USP, **PUBL. ESP.**1993.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M. **Geologia do Quaternário Costeiro do Litoral Norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo**. Belo Horizonte: CPRM. 112 p., 1997.

Mc CARTHY, F.; COLLINS, E.; McANDREWS, J.H. A comparison of postglacial Arcellacean (“Thecamoebian”) and pollen succession in Atlantic Canada, illustrating the potential of Arcellaceans for paleoclimatic reconstructions. **Journal of Paleontology**, v. 69, p. 980-993, 1995.

MEDEANIC, S. Registros palinológicos nos sedimentos superficiais nas marismas atuais na parte estuarina da Laguna dos Patos: Contribuição nas reconstruções paleoambientais. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário e II Congresso do Quaternário dos Países de Língua Ibéricas, **Anais**, v. 2, p. 10, 2003.

MEDEANIC, S.; CORREA, I.C.S. Climatic changes in the coastal plains of the Rio Grande do Sul state in the Holocene: palynomorph evidences. **Panamjas – Pan-American Journal of Aquatic Science**, v. 5, n.2, p. 287-297, 2010.

MEDEANIC, S.; DILLENBURG, S.R.; TOLDO JR., E.E. Novos dados palinológicos da transgressão marinha pós-glacial em sedimentos da Laguna dos Patos. **Revista da Universidade de Guarulhos**, v. 6, n. 6, p. 64-76, 2001.

MEDEANIC, S.; TORGAN, L.C.; CLEROT, L.C.P.; SANTOS, C.B. Holocene marine transgression in the coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil: Palynomorph and Diatom evidence. **Journal of Coastal Research**, v. 25, n.1, p. 224-233, 2009.

MEDEANIC, S.; CORDAZZO, C.V.; CORRÊA, I.C.S.; MIRLEAN, N. Os fitólitos em gramíneas de dunas do extremo sul do Brasil: Variabilidade morfológica e importância nas reconstruções paleoambientais costeiras. **Gravel**, v. 6, nº 2, p. 1-14, 2008.

MEDIOLI, F.S.; SCOTT, D.B. Thecamoebians lacustres (principalmente arcellaceans) como ferramentas potenciais para interpretações paleolimnological. **Paleogeografia, Paleoclimatologia, Paleoecologia**, v. 62, p.361-386, 1988.

MEIRELES, A.J.A.; ARRUDA, G.A.; THIERS, P.R.R. Integração dos indicadores Geoambientais de flutuação do nível relativo do mar e de mudanças climáticas no Litoral Cearense. **Revista Mercator**, p. 109-134. 2005.

MELHEM, T.S.; CRUZ-BARROS, M.A.; CORRÊA, A.M.S.; WATANABE, H.M.; SILVESTRE-COPELATO, M.S.F.; ESTEVES, V.L.G. Variabilidade Polínica em plantas de Campos do Jordão (São Paulo, Brasil). **Boletim do Instituto de Botânica**, São Paulo, nº 16, p. 104, 2003.

MELO, M.S.A. Formação Pariquera-Açu: Relações entre Sedimentação, Tectônica e Geomorfogênese. **Relatório IPT 27.527**, 1989.

MELO, M.S. **A Formação Pariquera-Açu e depósitos relacionados à sedimentação tectônica e geomorfogênese**. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 211 p., 1990.

METZGER, J.P. O que é ecologia da paisagem? **Biota Neotropica**, Campinas, São Paulo, v.1, n.1/2, 2001.

MONTEIRO, C.A.F. **A dinâmica climática e as chuvas do Estado de São Paulo: estudo em forma de Atlas**. São Paulo: Laboratório de Climatologia, Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo, 130 p., 1973.

MOORE, P.D.; WEBB, J.A.; COLLINSON, M.E. **Pollen Analysis**. Oxford Blackwell Scientific Public, 216 p., 1991.

MURILLO, M.T.; BLESS, M.J.M. Spores of recent Colombian Pteridophyta. 1. Trilete Spores. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v.18, p. 223-269, 1974.

NEVES, LORSCHETTER, M.L. Upper Quaternary Palaenvironments in the Northern Coastal Plain of Rio Grande do Sul, Brazil. **Quaternary of South America and Antarctica Peninsula**, v.9, p.223-269, 1995.

NEVES, P.C.P.; LORSCHETTER, M.L. Palinologia de sedimentos de uma mata tropical paludosa na Planície Costeira do Sul do Rio Grande do Sul, Brasil. In: VI Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário e Reunião sobre o Quaternário da América do Sul, Curitiba, **Resumos Expandidos**, p.341-344, 1997.

NEVES, P. C. P. **Palinologia de sedimentos de uma mata tropical paludosa em Terra de Areia, Planície Costeira Norte, Rio Grande do Sul, Brasil**. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 230f. 1991.

NIGAN, R. Dimorphic forms of recent foraminifera: an additional tool in paleoclimatic studies. **Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology**, v. 53, p. 239-244, 1986.

NIGAN, R.; RAO, A.S. Proloculus size variation in recent benthic foraminifera: implications for paleoclimatic studies. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 24, p. 649-655, 1987.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro, IBGE, 421p. 1989.

NUNES, B.A.; RIBEIRO, M.I.C.; ALMEIDA, V.J.; NATALI FILHO, T. **Manual Técnico de Geomorfologia**. Rio de Janeiro, IBGE - Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 113 p., 1994.

ODGEN, C.G.; HARLEY, R.H. 1980. **An atlas of freshwater testate amoebae**. Oxford/London: British Museum (Natural History)/ Oxford University Press, 222p.

PAROLIN, M.; VOLKMER-RIBEIRO, C.; STEVAUS, J.C. Sponge spicules indicators of the Holocene in the Upper Paraná River, Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, 10 (1): 17 -26, 2007.

PENNAK, R.W. **Fresh-water invertebrates of the United States**. Ronald Press Co., New York, 1953. 769 p.

PESSENDA, L.C.R.; ARAVENA, R.; MELFI A.J.; TELLES, E.C.C; BOULET, R.; VALENCIA, E.P.E; TOAMZELLO, M. The use of carbon isotopes (C-13, C-14) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in Central Brazil. **Radiocarbon**, New Haven, v. 38, n° 2, p 191-201, 1996.

PESSENDA, L.C.R.; ARAVENA, R.; MELFI A.J.; TELLES, E.C.C; BOULET, R.; VALENCIA, E.P.E; TOAMZELLO, M. The use of carbon isotopes (C-13, C-14) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in Central Brazil. **Radiocarbon**, New Haven, v. 38, n° 2, p 191-201, 1996.

PESSENDA, L.C.R. GOUVEIA, S.E.M.; FREITAS, H.A.; RIBEIRO, A.S.; ARAVENA, R.; BENDASSOLLI, J.A.; LEDRU, M.P.; SIEFEDDINE, A.F.; SCHEEL-YBERT, R.. Isótopos do Carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. In: SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.; DE OLIVEIRA, P.E. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, p. 75-83, 2005.

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

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

PESSENDA, L.C.R.; RIBEIRO, A.S.; GOUVEIA, S.E.M.; BENDASSOLI, J.A.; BOULET, R.; PELLEGRINOTTI, T.C.; SILVA, V.F. Dinâmica do ecótono cerrado-floresta desde o Pleistoceno tardio na região Barreirinhas, Estado do Maranhão,

empregando os isótopos do carbono do solo. In: Congresso da ABEQUA, **Boletim de Resumos**, Rio Grande do Sul, p. 344-345, 2001.

PESSENDA, L.C.R.; RIBEIRO, A.S.; GOUVEIA, S.E.M.; BENDASSOLLI, J.A.; BOULET, R.; PELLEGRINOTTI, T.C.; SILVA, V.F. Dinâmica do ecótono cerrado-floresta desde o Pleistoceno tardio na região de Barreirinhas. Estado do Maranhão, empregando os isótopos do carbono do solo. In: VIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos Quaternários, **Anais**. 2001.

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

PETRI, S.; SUGUIO, K. Some aspects of the Neo-Cenozoic sedimentation in the Cananeia-Iguape lagoonal region, São Paulo, Brazil. **Estudos Sedimentológicos**. v. 1, p. 25-33, 1971.

PETRI, S.; SUGUIO, K. Stratigraphy of the Iguape-Cananéia Lagoonal Region Sedimentary Deposits, São Paulo, Brazil. Part II: Heavy minerals studies, microorganisms inventories and stratigraphical interpretations. **Boletim I.G.**, Instituto de Geociências, USP, 4: 71-85, 1973.

PIPERNO, D.R. Phytoliths: **A Comprehensive Guide for Archaeologist and Paleoecologists**. Lanham: AltaMira Press, 238p, 2006.

PIPERNO, D.R. **Phytoliths Analysis: an archaeological and geological perspective**. San Diego Academic Press, 280 p., 1988.

PIPERNO, D.R.; PEARSAL, D.M. The silica bodies of tropical American Grasses: Morphology, Taxonomy and implications for grass systematics and fossil phytolith identification. **Smithsonian Contributions to Botany 85**, Washington, 40 p. 1998.

PRADO, J. Pteridófitas do maciço da Juréia. In: MARQUES, O.A.V.; DULEBA, W. **Estação Ecológica Juréia-Itatins: Ambiente Físico, flora e fauna**. Ribeirão Preto: Holos, p. 139 -151, 2004, ISBN 85-86699-37-3.

RAMOS NETO, M. B. **Análise florística e estrutural de duas florestas sobre a restinga de Iguape, São Paulo**. Instituto de Biociências da Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 1993.

REIMER, P.J.; BAILLIE, M.G.L.; BARD, E.; BAYLISS, A.; BECK, J.W.; BERTRAND, C. J.H.; BLACKWELL, P.G.; BUCK, C.E.; BURR, G.S.; CUTLER, K.B.; DAMON, P.E.; EDWARDS, R.L.; FAIRBANKS, R.G.; FRIEDRICH, M.; GUILDERTSON, T.P.; HOGG, A. G.; HUGHEN, K.A.; KROMER, B.; MCCORMAC, G.; MANNING, S.; BRONK RAMSEY, C.; REIMER, R.W.; REMMELE, S.; SOUTHON, J.R.; STUVIER, M.; TALAMO, S.; TAYLOR, F. W.; VAN DER PLICHT, J.; WEYHENMEYER, C. E. IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. **Radiocarbon**, v. 46, p. 1029–1058, 2004.

RICCOMI, C.O. **Rift Continental do Sudeste do Brasil**. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 256 p. 1989.

RODRIGUES, R.R. **Análise de um remanescente de vegetação natural às margens do rio Passa Cinco, Ipeúna, SP**. Instituto de Biologia, Universidade Estadual de Campinas, Tese de Doutorado, 325 p. 1991.

ROSS, J.L.S. A morfogênese da Bacia do Ribeira de Iguape e os sistemas ambientais. **GEOUSP**. Espaço e Tempo. São Paulo, v. 12, p. 21-46, 2002.

ROUBIK; D.W.; MORENO, J.E. **Pollen and Spores of Barro Colorado Island**. Missouri Botanical Garden, 268 p. 1991.

ROVNER, Irwin. Potential of Opal Phytolith for use in Paleoecological Reconstruction. **Quaternary Research**. San Diego, V.1. p. 343-359, 1971.

RUNGE, Freia. The Opal Phytoliths Inventory of Soil in Central Africa – Quantities, Shapes, Classification, and Spectra. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, vol. 107, p. 23-53, 1999.

SAIA, S.E.M.G. **Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Quaternário tardio com base em estudo multi/interdisciplinar no Vale do Ribeira (sul do Estado de São Paulo)**. CENA/USP, Tese de Doutorado, 137 p. 2006.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. **Critérios e Técnicas para o Quaternário**. São Paulo: Edgar Blücher, 2007.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. Reconstruindo as comunidades vegetais e o clima no passado. **Revista Humanidades**, v. 48, p. 24-40, 2001.

SALLUN, A.E.M.; FILHO, W.S.; SUGUIO, K.; BABINSKI, M.; GOIA, S.M.C.L.; HARLOW, B.A.; DULEBA, W.; DE OLIVEIRA, P.E.; GARCIA, M.J.; WEBER, C.Z.; CRISTOFOLETTI, S.R.; SANTOS, C.S.; MEDEIROS, V.B.; SILVA, J.B.; SANTIAGO-HUSSEIN, M.C.; FERNANDES, R.S. Geochemical evidence of the 8.2 ka events and other Holocene environmental change recorded in paleolagoon sediments, southeastern Brazil. **Quaternary Research**, 77: 31-43, 2012.

SAMPAIO, D.; SOUZA, V.C.; OLIVEIRA, A.A.; PAULA-SOUZA, J.; RODRIGUEZ, R.R. **Árvores da Restinga: Guia de identificação**. São Paulo: Neotropica, 276 p., 2005.

SANT'ANNA NETO, J.L.; NERY, J.T. Variabilidade e mudanças climáticas no Brasil e seus impactos regionais. In: SOUZA, C.R. de G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M. dos S.; OLIVEIRA, P.E. **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos. 2005.

SANTANA, C.L.; SOUZA, C.R. de G. Fatores condicionantes de enchentes/inundações em rios costeiros: estudo de caso do baixo Rio Ribeira de Iguape (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA, 2004, CD-ROM.

SÃO PAULO (Estado). Secretaria de Economia e Planejamento. Coordenadoria de Planejamento Ambiental. Divisão de Planejamento do Litoral. **Macrozoneamento do Complexo Estuarino-Lagunar de Iguape e Cananéia: plano de gerenciamento costeiro**. São Paulo, 1990.

SATYAMURTI, P.; NOBRE, C.; DIAS, P.L.S. South America. In: KAROLY, D.J.; VICENT, D.J (Eds.). **Meteorology on the Southern Hemisphere**. Boston: American Meteorological Society, 1998, p.119-139.

SANTOS, D.S.; BARTH, O.M.; CHAVES, H.A.F. Mudanças na vegetação do manguezal de Guaratiba, Estado do Rio de Janeiro, nos últimos 6.000 anos, baseado em Palinologia. **Revista da Universidade de Guarulhos**, Geociências V, número especial, p. 156-159, 2000.

SCHEEL-YBERT, R. Vegetation stability in the Southeastern Brazilian coastal area from 5500 to 1400 14C yr BP deduced from charcoal analysis. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 110, n. 1-2, p. 111-138, 2000.

SCOTT, D.B., MEDIOLI, F.S. & SCHAFER, C.T. 2001. **Monitoring in coastal environments using foraminifera and thecamoebian indicators**. Cambridge: Cambridge University Press. 177p.

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

SILVEIRA, J.D. Baixadas Litorâneas Quentes e Úmidas. **Geografia 8**, Boletim 152, FFLCH/USP, 1952.

SILVA, C.H.Z. **Diversidade, estrutura e distribuição espacial de Palmeiras (ARECACEAE) em Floresta Ombrófila Aberta no município de Porto Velho, Rondônia**. Trabalho de Conclusão de Curso – TCC – Bacharelado em Ciências Biológicas. Depto. de Ciências Biológicas da Fundação Universidade Federal de Rondônia. Porto Velho – RO (2008). 38p.

SILVA, J.B. **Reconstituição paleoambiental de ambientes marinhos nas regiões Sudeste e Sul brasileiras (SP, RS) baseada em análises microfaunísticas e geoquímicas de sedimentos**. Tese (Doutorado) Universidade de São Paulo, 231 p., 2013.

SILVA, K.C.; PAROLIN, M.; BISSA, W.M. Espículas de esponjas VS. Variações no nível relativo do mar na região de Iguape, Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v.15, n. 3, p. 1 – 8, 2013.

SOUZA, C.R. de G. **As células de deriva litorânea e a erosão nas praias do Estado de São Paulo**. São Paulo. Instituto de Geociências Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 2 volumes, 1997.

SOUZA C.R. de G.. **Considerações sobre os Processos Sedimentares Quaternários e atuais na Região de Caraguatatuba, Litoral Norte do Estado de**

São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1990, 314 p.

SOUZA, C.R. Mapeamento de compartimentos fisiográficos de planície costeira e baixa-encosta e da vegetação associada, no Litoral Norte de São Paulo. In: **VI Simpósio Nacional de Geomorfologia/Regional Conference on Geomorphology**, Goiania-GO, 2006.

SOUZA, C.R. de G; LOPES, E. A.; MOREIRA, M. G. Proposta de Classificação de biomas de planície costeira e baixa-média encosta em Bertioga (SP). In: SEB, CONGRESSO DE ECOLOGIA DO BRASIL, **Resumos Expandidos**, 2007, CD-ROM

SOUZA, C.R.G.; LUNA, G.C. Unidades quaternárias e vegetação nativa de planície costeira e baixa encosta da Serra do Mar no Litoral norte de São Paulo. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 29, n.1/2, p 1-18, 2008.

SOUZA, L.A.P.; TESSLER, M.G.; GALLI, V.L. O Gráben de Cananéia. **Revista Brasileira de Geociências**, 26 (3): 139-150, 1996.

SOUZA, L.L.E. **Análise granulométrica, textural e mineralógica de sedimentos da Região Sul de Itaboraí, RJ.** Monografia de Bacharelado em Geologia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, 70 p., 2011.

SOUZA, C.R. de G.; BENDAZOLI, A.; SUGIYAMA, M.; LOPES, E.A.; KIRIZAWA, M.A. Relação entre o meio físico e a biota no estudo da "restinga" do Estado de São Paulo. In: VI Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA), Curitiba (PR), ABEQUA. **Resumos Expandidos**, p. 367-372. 1997.

SOUZA, C.R. de G. & SOUZA, A.P. Geologia e Geomorfologia da Área da Estação Ecológica Juréia-Itatins. In: MARTIN, O.A.V.; DULEBA, W. (Eds.). **Estação Ecológica Juréia-Itatins. Ambiente Físico, Flora e Fauna**. Ribeirão Preto: Holos, 2004, p. 16-33.

SOUZA, C.R. de G.; HIRUMA, S.T.; SALLUN, A.E.M.; RIBEIRO, R.R.; AZEVEDO SOBRINHO, J.M. **"Restinga": Conceitos e empregos do termo no Brasil e implicações na Legislação Ambiental**. Instituto Geológico - Secretaria de Meio Ambiente do Estado de São Paulo, São Paulo, 104 p., 2008.

SOUZA, C.R. de G; LOPES, E.A.; MOREIRA, M.G. Proposta de Classificação de biomas de planície costeira e baixa-média encosta em Bertioga (SP). In: SEB, CONGRESSO DE ECOLOGIA DO BRASIL, **Resumos Expandidos**, 2007, CD-ROM.

SOUZA, T.A.; CUNHA, C.M.L. O Litoral Sul do Estado de São Paulo: Uma proposta de compartimentação geomorfológica. **Caminhos da Geografia**, v. 12, nº 37, p.107-123, 2005.

SOUZA, V.C.; CAPELLARI JR. L. A vegetação de dunas e restingas da Estação Ecológica Juréia-Itatins. In: MARQUES, O.A.V.; DULEBA, W. **Estação Ecológica**

Juréia-Itatins: Ambiente Físico, flora e fauna. Ribeirão Preto: Holos, 2004, ISBN 85-86699-37-3, p. 103-114.

SOUZA, V.C.; LORENZI, H. **Botânica Sistemática: guia ilustrado para identificação das famílias de Angiospermas da flora brasileira, baseado em APG II.** Nova Odessa: Instituto Plantarum, 640 p., 2005, ISBN 85-86714-21-6.

SPINELLI, F.P. **As rochas alcalinas de Cananéia, litoral sul do Estado de São Paulo: estudos mineralógicos, geoquímicos e isótopos.** Tese (Doutorado em Oceanografia Química e Geológica) Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 154 p. 2007.

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

STUIVER, M., REIMER, P.J. Extended I4C data base and revised CALIB 3.0. I4C age calibration program. **Radiocarbon**, v.35, p. 215-230, 1993.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais.** São Paulo: Oficina de Textos. 408 p., 2010.

SUGUIO, K. O papel das variações do nível relativo do mar durante o Quaternário tardio na origem da Baixada Litorânea de Juréia, SP. In: MARTIN, O. A. V.; DULEBA, W. (Eds.). **Estação Ecológica Juréia-Itatins. Ambiente Físico, Flora e Fauna.** Ribeirão Preto: Holos, p. 34-41, 2004.

SUGUIO, K. Recent progress in Quaternary geology of Brazil. **Episodes**. p. 217-220, 1999.

SUGUIO K.; et al. Paleoníveis do mar e paleolinhas de costa. In: DE SOUZA, C.R.G.; et al. (eds.) **Quaternário do Brasil.** Ribeirão Preto: Holos, p. 114-129, 2005.

SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia.** São Paulo: Edgard Blucher, 317p., 1973.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Classificação de costas e evolução geológica das planícies litorâneas quaternárias do Sudeste e Sul do Brasil. Simpósio sobre ecossistemas da costa sul e sudeste brasileira. São Paulo, Academia de Ciências do Estado de São Paulo, **Anais**, p. 1-28, 1987.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. **Mapas Geológicos do Litoral de São Paulo.** São Paulo, Secretaria de Obras e Meio Ambiente/Departamento de Águas e Energia Elétrica, Escala 1:100.000, 1978b.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Mecanismos de gênese das planícies sedimentares quaternárias do litoral do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Ouro Preto, **Anais**, v.1, p. 295 – 305, 1976.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Quaternary formations of the state of São Paulo and southern Rio de Janeiro, In: SBG, INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, São Paulo. Special Publication, v.1, 55 p. 1978a.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J-M; AZEVEDO, A.E.G. Flutuações do nível do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral Brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, p. 273-286, 1985.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. Paleoshorelines and the sambaquis of Brazil. In: JOHNSON, L.L.; STRIGHT, M. (Eds.). **Paleoshorelines and prehistory: An investigation of method**. CRC Press, Boca Raton, p. 83-99, 1992.

SUGUIO, K.; PETRI, S. Stratigraphy of the Iguape-Cananéia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo, Brazil. Part I: Field observations and grain size analysis. **Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo**, v. 4, p.1-20. 1973.

SUGUIO, K.; TESSELER, M.G. Depósitos quaternários da planície costeira de Cananéia-Iguape (SP). **Publicação especial do Instituto Oceanográfico – USP**, v. 9, p. 1-33, 1992.

SUNDARAM D.; SUGUIO, K. Nota preliminar sobre uma assembleia mioflorística da Formação Pariquera-Açu. In: VIII CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, MME – DNPM, **Anais**, Série Geológica, nº 9, p 1-33, 1992.

SUGUIO, K.; ABSY, M.L. ; FLEXOR, J.M.; LEDRU, M.P.; MARTIN, L.; SIFEDDINE, A.; SOUBIÈS, F.; TURCQ, B.; YBERT, J.P. Evolution of the Continental and Coastal environment during the last climatic cycle in Brazil (120 KY B.P to present). **Boletim IG-USP**, Série Científica, São Paulo, v. 24, p. 27-41, 1993.

SZTUTMAN, M. **O Mosaico Vegetacional da Planície Litorânea de Cananéia-Iguape e suas relações com o ambiente: um estudo de caso no Parque Estadual da Campina Encantado, Pariquera-Açu (SP)**. ESALQ/USP, Dissertação de Mestrado, 176 p. 2000.

TESSLER, M. **Dinâmica Quaternária no litoral sul-paulista**. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 277 p.,1988.

TESSLER, M. **Sedimentação atual na região lagunar de Cananéia-Iguape, Estado de São Paulo**. Dissertação (Mestrado em Geologia Sedimentar) Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2v, 169 p.,1982.

TESSLER, M.G.; FURTADO, V.V. Dinâmica das feições de assoreamento da região lagunas Cananéia-Iguape, Estado de São Paulo. **Boletim Instituto Oceanográfico**, 32(2): 117-124, 1983.

TESSLER, M.; MAHIQUES, M.M. Utilization of coastal geomorphic features as indicator of longshore transporte: example of the southern coastal region of the state of São Paulo, Brasil. **Journal of Coastal Research**, Florida, USA, v.9, n. 3, p. 823-830, 1993.

TIESZEN, L. L.; HEIN, D.; QVORTRUP, S.; TROUGHTON, J.; IMBAMBA, S. Use of de ^{13}C values to determine vegetation selectivity in East African herbivores. **Oecologia**, Berlim, v. 37, p. 351:359, 1979.

THORN, V.C. Phytoliths in palaeoecology. **Geology Today**, Vol. 23, No. 4, pp. 153-157; 2007.

TOMAZELLI, L.J. **Contribuição ao Estudo dos Sistemas Depositionais Holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul – com ênfase no sistema eólico**. IG - UFRGS, Tese de Doutorado, 270 p., 1990.

TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A. O Cenozóico no Rio grande do Sul: Geologia da Planície Costeira. In: HOLTZ, M.; DE ROS, L. F. (Eds.) **Geologia do Rio Grande do Sul**. p.375-406, 1979.

TRAVERSE, A. **Paleopalynology**. London; Uwin Human, 600 p., 1988.

TWISS, C.. Predicted world distribution of C3 and C4 grass phytoliths. In: RAPP, G.; MULHOLAND, S.C.J. (Eds.) **Phytolith Systematics**. New York: Plenum Press, 1992.

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

TWISS, P.C.. Grass-opal phytoliths as climatic indicators of the Great Plains Pleistocene. In: JOHNSON, W.C. **Quaternary Environments of Kansas**. Kansas Geology, Survey Guidebook, v. 5, p. 179-188, 1987.

TWISS, C. A cormudgeon's view of Grass phytolitholog. 1992. In: MEUNIER, J.D.; COLIN, F. (Eds). **Phytoliths Applications in earth sciences and human history**. Balkema, Amsterdam, 2001, 7-25.

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

UEHARA, R. S; DULEBA, W.; PETRI, S.; MAHIQUES, M; RODRIGUES, M. Micropaleontologia e sedimentologia aplicadas à análise paleoambiental: um estudo de caso em Cananéia, São Paulo, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 10, nº 3, p. 137-150, 2007.

URIEN, C. M. Modelos deposicionais na Plataforma Continental do Rio Grande do Sul (Brasil) Uruguai e Buenos Aires (Argentina). **Notas Técnicas, CECO**, UFRGS, Porto Alegre. p.13-25, 1998.

VAN GEEL, B; BOHNCKE, S.J.P.; DEE, H. A Palaecological study of an upper late glacial and Holocene sequence from “De Borchert”, The Netherlands. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 31, p. 367-448, 1981.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Editora UFV, Viçosa-MG. 449p. 2000.

VILLWOCK, J. A. A Costa Brasileira: Geologia e Evolução. **Notas Técnicas**. p. 38-49, 1994.

VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. **Notas Técnicas**. v. 8, p. 1-45, 1995.

VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B.A.; GODOLPHIM, M.F.; HORN FILHO, N.Q. **Mapa Geológico da Província Costeira do Rio Grande do Sul – Escala 1:1.000.000**. CECO, IG-UFRGS. Porto alegre, 1994.

VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN FILHO, N.Q.; BACHI F.A.; DEHNHARDT, B.A. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**, p. 79-97, 1986.

VISHER, G.S. Grais size distribution and depositional processes. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 39, p. 1074-1106, 1969.

VOLKMER-RIBEIRO, C. & MACHADO, V.S. 2007b. Freshwater sponges (Porifera: Demospongiae), indicators of some typical coastal habitats at South America: redescrptions and key to identification. **Iheringia, Série Zoologia**, 97(4):157-167. doi:10.1590/S0073-4721007000200005.

VOLKMER-RIBEIRO, C. & MACHADO, V.S. 2008. *Corvoheteromeyenia heterosclera*. In: A.B.M. Machado; G.M. Drummond & A.P. Paglia (Eds.) **Livro vermelho da fauna ameaçada de extinção**, Ministério do Meio Ambiente, p. 239-240.

VOLKMER-RIBEIRO, C. & PAULS, S.M. 2000. Esponjas de Agua Dulce (Porifera, Demospongiae) de Venezuela. **Acta Biologica Venezuelica**, 20(1):1-28.

VOLKMER-RIBEIRO, C. Esponjas. In: **Biodiversidade do Estado de São Paulo síntese do conhecimento ao final do século XX: Invertebrados de água doce**. São Paulo, FAPESP, v.4, p 1 -19, 1999.

VOLKMER-RIBEIRO, C.; EZCURRA DE DRAGO, I. & Parolin, M. 2007a. Spicules of the freshwater sponge *Ephydatia facunda* indicate lagoonal aleoenvironment at the pampas of Buenos Aires Province. **Journal of Coastal Research**, 07(50):449-452.

VOLKMER-RIBEIRO, C.; EZCURRA DE DRAGO, I.; PAROLIN, M. Spicules of the freshwater sponge *Ephydatia facunda* indicate lagoonal Paleoenvironment at the Pampas of Buenos Aires province, Argentina. Proceedings ICS, **Journal of Coastal Research**, SI, v. 50, p 449-452, 2007.

VOLKMER-RIBEIRO, C.; MARQUES, M.C.D.; DE ROSA-BARBOSA, R. & MACHADO, V.S. 2004. Sponge spicules in sediments indicate evolution of coastal freshwater bodies. **Journal of Coastal research**, **39**:469-472.

VOLKMER-RIBEIRO, C.; TURCQ, B. Analysis of silicic spicules of a freshwater sponge indicate paleoenvironmental changes. Rio de Janeiro: **Acta Microscópica**, v. 5, n.B, p. 186-187, 1996.

WAINER, I.K.C.; COLOMBO, P.M.; MGUEL, A.J. Boletim de monitoramento climatológico para as Bases norte e Dr. João Paiva de Carvalho do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. **Relatórios Técnicos do Instituto Oceanográfico**, 38: 1-13. São Paulo: Laboratório de Meteorologia da Universidade de São Paulo, 1996.

WEBB, E.A.; LONGSTAFFE, F.J.. The oxygen isotopic compositions of silica phytoliths and plant water in grasses: implications for the study of paleoclimate. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 64, n. 5, p. 767-780, 2000.

YBERT, J.P.; SALGADO-LABOURIAU, M.L.; BARTH, O.M.; LORSCHETTER, M.L.; BARROS, M.A.; CHAVES, S.A.M.; LUZ, C.F.P.; RIBEIRO, M.; SCHELL, R. & VICENTINI, K.F. Sugestões para padronização da metodologia empregada em estudos palinológicos do Quaternário. **Revista do Instituto de Geologia**. v. 13, n.2, p. 47-49, 1992.

YBERT, J. P.; BISSA, W. M.; CATHARINO, E. L. M.; KUTNER, M.. Environmental and sea-level variations on the southeastern Brazilian coast during the Late Holocene with comments on prehistoric human occupation. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 189, p. 11-24, 2003.

YBERT, J.P.; SALGADO-LABOURIAU, M.L.; BARTH, O.M.; LORSCHETTER, M. L.; BARROS, M. A.; CHAVES, S. A .M.; LUZ, C.F.P.; RIBEIRO, M.; SCHEEL, R.; VICENTINI, K. F. Sugestões para Padronização da Metodologia Empregada em Estudos Palinológicos do Quaternário. **Revista do Instituto Geológico**, v. 13, nº 2, p.47-49, 1992.

ZALAN, P.V.; OLIVEIRA, J.A.B. Origem e evolução estrutural do sistema de Títes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, 13 (2): 269-300, 2005.

ANEXOS

Anexo I

Figura 30: Euphorbiaceae: 1 – Tipo *Acalypha* sp., 2 – Tipo *Alchornea* sp. (vista equatorial), 3 – *Alchornea* sp. (vista polar); 4 – Anacardiaceae; 5 – Araceae Tipo *Anthurium* sp.; 6 - Arecaceae; 7,8 - Asteraceae; 9 - Begoniaceae; 10 - Bignoneaceae; 11,12 – Bromeliaceae (contorno).

Figura 31: 13 – Boraginaceae Tipo *Cordia* sp.; 14 – Sapindaceae Tipo *Cupania* sp.; 15 – Cyperaceae *Cyperus* sp.; 16 – Moraceae Tipo *Dorstenia* sp.; 17 – Caryophyllaceae Tipo *Drymaria* sp.; 18 – Ericaceae; 19,20,21 – Fabaceae; 22 - Rubiaceae Tipo *Guetarda* sp.; 23 – Cloranthaceae Tipo *Hedyosmum* sp.; 24 – Malphighiaceae.

Figura 32: Euphobiaceae Tipo *Illex* sp. 25,26 – abertura; 27 – contorno; 28 – Loranthaceae; 29 – Malvaceae; 30 – Fabaceae Tipo *Mimosa* sp.; 31 – *Myrsine* sp.; 32 – Myrtaceae; 33 – Piperaceae Tipo *Pipers* sp.; 34 – Poaceae; 35 – Proteaceae; 36 – Tipo *Rapanea* sp.

Figura 33: 37,38 – Rubiaceae; 39 – Rutaceae; 40 – Sapindaceae; 41 - Sapotaceae; 42 – Bignoneaceae Tipo *Tabebuia* sp.; 43 – *Tibouchina* sp.; 44 – Rutaceae *Zanthoxylum* sp.; 45 - Araliaceae Tipo *Shefflerai* sp.; 46 – Simplicococ; 47 – Rubiaceae; 48 – Moraceae.

Figura 34: 49 – Monolete; 50,51 – Polypodiaceae; 52 – *Polypodium* sp.; 53 – Pteridófito; 54 – Monolete Verrugado.