

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS
OCEANOS E DA TERRA

JENIFER GARCIA GOMES

**RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL DA FOZ DO RIO
PARAÍBA DO SUL, RJ, DURANTE O QUATERNÁRIO, ATRAVÉS
DE BIOMINERALIZAÇÕES DE SÍLICA**

Niterói

2020

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS
OCEANOS E DA TERRA

JENIFER GARCIA GOMES

**RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL DA FOZ DO RIO
PARAÍBA DO SUL, RJ, DURANTE O QUATERNÁRIO, ATRAVÉS
DE BIOMINERALIZAÇÕES DE SÍLICA**

Tese apresentada ao Departamento de
Geologia e Geofísica Marinha da
Universidade Federal Fluminense,
como requisito parcial para a obtenção de grau de
Doutor em Dinâmica dos Oceanos e da Terra

Orientador: Prof.^a Dr.^a Heloisa Helena Gomes Coe

Niterói

2020

JENIFER GARCIA GOMES

**RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL DA FOZ DO RIO
PARAÍBA DO SUL, RJ, DURANTE O QUATERNÁRIO, ATRAVÉS
DE BIOMINERALIZAÇÕES DE SÍLICA**

Tese apresentada ao Departamento de
Geologia e Geofísica Marinha da
Universidade Federal Fluminense,
como requisito parcial para a obtenção de grau de
Doutor em Dinâmica dos Oceanos e da Terra

Aprovada em 15 de maio de 2020

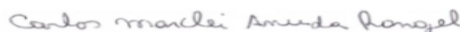
BANCA EXAMINADORA



Prof.^a Dr.^a HELOISA HELENA GOMES COE – Orientadora
Universidade Federal Fluminense – UFF



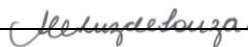
TAÍSA CAMILA SILVEIRA DE SOUZA
Universidade Federal Fluminense – UFF



Prof. Dr. CARLOS MARCLEI DE ARRUDA RANGEL
Universidade Federal Fluminense – UFF



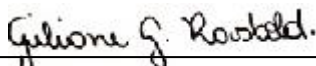
Prof.^a Dr.^a KITA DAMASIO MACARIO
Universidade Federal Fluminense – UFF



Prof.^a Dr.^a ROSA CRISTINA CORRÊA LUZ SOUZA
Universidade Federal Fluminense – UFF



Prof.^a Dr.^a CÁTIA PEREIRA DOS SANTOS
Curso de Geografia - CEDERJ



Prof.^a Dr.^a GILIANE GESSICA RASBOLD
Universidade Estadual de Maringá

Niterói

2020

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

G633r Gomes, Jenifer Garcia
Reconstituição Paleoambiental da Foz do Rio Paraíba do
Sul, RJ, Durante o Quaternário, Através de
Biomineralizações de Sílica / Jenifer Garcia Gomes ; Heloisa
Helena Gomes Coe, orientadora. Niterói, 2020.
172 f. : il.

Tese (doutorado)-Universidade Federal Fluminense, Niterói,
2020.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2020.d.14106456737>

1. Reconstituição paleoambiental. 2. Biomineralizações de
Sílica. 3. Norte Fluminense. 4. Geociências. 5. Produção
intelectual. I. Coe, Heloisa Helena Gomes, orientadora. II.
Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências.
III. Título.

CDD -

AGRADECIMENTOS

À minha família pelo apoio incondicional não só nesse percurso. Especialmente ao meu pai Claudio, minha mãe Silviani e meus irmãos Emily, Ariadne, Junior e Bruna, que compreenderam todos os momentos que passei durante a realização dessa pesquisa. Os dias que estava longe, finais de semana lendo, revisando e estudando. Os dias em que entenderam que a ausência física tinha uma razão muito importante. O amor incondicional de vocês fez esse trabalho possível.

Ao meu noivo Thiago por me apoiar incondicionalmente em todos os momentos, de alegria, tristeza, destempero e doença. Pessoa que só me dá orgulho, esforçado, trabalhador, responsável e carinhoso, eu não podia ter alguém melhor para compartilhar minha vida. Obrigada pelos conselhos, por passar suas férias no laboratório me auxiliando, por me acompanhar aos congressos e cursos, seu apoio é e sempre será muito importante. Obrigado pelo auxílio com as tabelas de resultados, você é maravilhoso! Te amo demais.

Ao meu filho Pietro, que chegou durante o doutorado e se tornou meu melhor companheiro, inclusive ganhando o apelido de baby UFF da tia Elis de tanto que ele ama ir ao campus. Gratidão por me tornar uma pessoa melhor, mais paciente e buscadora de novos conhecimentos. Você é o amor da minha vida todinha.

Agradeço muito por ter amigas incríveis que estão sempre presentes e disponíveis para fazer sorrir, para chorar juntas e agora na quarentena, para desabafar no grupo. Em especial à Andressa e Joana!

Especialmente a minha professora e orientadora Heloisa Helena Gomes Coe. Obrigada por me apresentar os fitólitos, por todo apoio, oportunidades e confiança. Trabalhar com você é uma honra. Ganhei uma segunda mãe com a profissão que escolhi. Trabalhar com você desde 2010 é um privilégio e apesar das dificuldades financeiras nunca deixou de me dar total apoio e recursos para que essa tese tornasse realidade. Só gratidão por sua amizade.

Ao Dr. Cleverson Guizan, que foi sempre muito solícito e inclusive fez um campo de 3 dias para a coleta das amostras analisadas durante esse trabalho. Um agradecimento também aos seus estagiários que auxiliaram no trabalho de campo.

À Universidade Federal Fluminense (UFF), ao Instituto de Geociências, ao LAGEMAR (Laboratório de Geologia Marinha) e à CAPES, pela concessão da bolsa de estudos, financiando a realização desse trabalho.

À professora Kita Macario, do Instituto de Física da UFF, pela realização das datações Carbono 14 das amostras.

Gratidão por toda ajuda no laboratório à irmã e bolsista Emily Gomes, que participou de todas as etapas de preparo das amostras.

À Dr.^a e colega Cátia que, sempre tão gentil, cedeu material sobre as frústulas de diatomáceas e a identificação do Dr. Fábio Pamplona, muito grata por tudo.

À Dr.^a Giliane Rasbold, por toda disponibilidade e ajuda na identificação das espículas de esponjas, muito obrigada!

À Dr.^a Taísa, que está sempre disponível para bater um papo descontraído ou para passar perrengue chique na disciplina do PASI, toda em inglês por 5 dias seguidos. Não esqueço as nossas risadas com Alex naqueles dias de microscopia sem fim. Obrigada por tanto.

Ao Dr. Marclei que acompanha, mesmo que de longe, minha jornada como pesquisadora desde a graduação e inclusive foi membro da banca lá em 2012 e hoje está novamente presente.

Aos meus autores preferidos que lançam livros para o momento de distração da minha mente inquieta e aos meus músicos preferidos, obrigada por serem trilha sonora dessa tese.

“Onde quer que haja mulheres e homens,
há sempre o que fazer,
há sempre o que ensinar,
há sempre o que aprender”.
(Paulo Freire)

SUMÁRIO

Lista de figuras.....	10
Lista de tabelas.....	14
<u>RESUMO</u>	15
<u>ABSTRACT</u>	16
1 -INTRODUÇÃO	17
2 - ÁREA DE ESTUDO	20
3 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	24
3.1. Deltas fluviais: o caso do rio Paraíba do Sul	24
3.2. Reconstituição Paleoambiental.....	28
3.3. Biomineralizações	32
3.4. Biomineralizações de sílica.....	36
3.4.1. Silicofitólitos.....	37
3.4.2. Espículas de Esponjas	49
3.4.3. Frústulas de Diatomáceas	55
3.5. Datação por ¹⁴ C – AMS	58
4. METODOLOGIA	61
4.1. Trabalhos de campo	61
4.2. Análises laboratoriais	63
4.2.1. Extração de biomineralizações.....	63
4.2.2. Análises granulométricas.....	66
4.2.3. Datações.....	67
5. APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	69
5.1. <u>Sondagem 1</u>	69
5.1.1. Localização e descrição da sondagem	69
5.1.2. Granulometria.....	71
5.1.3. Fitólitos.....	73
5.1.4. Espículas de Esponjas.....	78
5.1.5. Frústulas de Diatomáceas.....	82

5.1.6. Datações por ^{14}C –AMS	84
5.2. <u>Sondagem 2</u>	85
5.2.1. Localização e descrição da sondagem.....	85
5.2.2. Granulometria.....	87
5.2.3. Fitólitos.....	88
5.2.4. Espículas de Esponjas.....	94
5.2.5. Frústulas de Diatomáceas	96
5.2.6. Datações por ^{14}C – AMS.....	98
5.3. <u>Sondagem 3</u>.....	99
5.3.1. Localização e descrição da sondagem.....	99
5.3.2. Granulometria	102
5.3.3. Fitólitos.....	105
5.3.4. Espículas de Esponjas.....	112
5.3.5. Frústulas de Diatomáceas.....	115
5.3.6. Identificação das conchas.....	119
5.3.7. Datações por ^{14}C -AMS	121
5.4. <u>Sondagem 4</u>.....	122
5.4.1. Localização e descrição da sondagem	122
5.4.2. Granulometria	124
5.4.3. Fitólitos.....	125
5.4.4. Espículas de Esponjas.....	130
5.4.5. Frústulas de Diatomáceas.....	133
5.4.6. Identificação das conchas.....	137
5.4.7. Datações por ^{14}C -AMS.....	137
6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	138
6.1 Sondagem 1 (S1)	138
6.2 Sondagem 2 (S2)	144
6.3 Sondagem 3 (S3)	147
6.4 Sondagem 4 (S4)	151
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	155
8.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	158

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa geomorfológico da região Norte Fluminense	20
Figura 2 - Imagem de satélite do delta do rio Mississipi nos Estados Unidos	25
Figura 3 - Imagem de satélite do delta do rio Ganges	25
Figura 4 - Imagem de satélite do delta do rio Paraíba do Sul (RJ)	26
Figura 5 - A) Frequência anual da direção das ondas e B) frequência anual da direção das ondas nas estações do ano	26
Figura 6 - Porcentagem da direção dos ventos para a região Norte Fluminense	27
Figura 7 - Imagem de satélite atual das cristas de praia observadas na foz do rio Paraíba do Sul	27
Figura 8 - Curvas de variação do nível do mar durante o Quaternário	30
Figura 9 - Curva de variação do nível do mar durante o Quaternário	31
Figura 10 - Fitólitos de tipo <i>bulliformflabellate</i> em folhas	37
Figura 11 - Ciclo do silício e exemplo de biomineralização	38
Figura 12 - Partes das plantas onde são produzidos fitólitos	39
Figura 13 - Células buliformes	39
Figura 14 - Exemplo de células silicificadas e não silicificadas em plantas herbáceas ...	40
Figura 15 - Fitólitos de tipo <i>spherioidechinata</i> : a) Na planta (Arecaceae), 25 µm	40
Figura 16 - Fitólitos do tipo <i>papillate</i> : a) na planta Cyperaceae; b) no solo	41
Figura 17 - Principais morfotipos de fitólitos, segundo a nomenclatura do ICPN 1.0	43
Figura 18 - Distribuição bicompartimentada dos fitólitos para um solo ferrálico sob floresta, Congo	45
Figura 19 - Exemplar vivo de uma esponja	49
Figura 20 - Exemplar vivo de <i>Corvospongillaseckti</i>	50
Figura 21 - Megascleras, microscleras e gemoscleras observadas em microscópio	51
Figura 22 - Espículas de sílica unidas em fibras	51
Figura 23 - Foto ao microscópio óptico das espículas de <i>Dosiliapydanieli</i>	52
Figura 24 - Foto ao microscópio óptico do conjunto das espículas de <i>T.repens</i>	53
Figura 25 - Foto ao microscópio óptico do conjunto das espículas de <i>O.navicella</i>	53
Figura 26 - Foto ao microscópio óptico do conjunto das espículas de <i>Metaniaspinata</i> ..	54
Figura 27 - Estrutura da frústula da diatomácea	56
Figura 28 - Diatomáceas observadas em microscópio de varredura eletrônica (MEV) ...	57
Figura 29 - Esquema representando as etapas da pesquisa	61
Figura 30 - Imagem com a localização dos pontos de coleta S1, S2, S3 e S4	62
Figura 31 - Fotos feitas em laboratório durante a descrição dos testemunhos	63
Figura 32 - Amostras no agitador mecânico durante a fase de extração de carbonatos..	64
Figura 33 - Amostras durante processo de branqueamento	65
Figura 34 - Extração da M.O.	65

Figura 35 - Remoção de argilas	66
Figura 36 - Etapas da análise granulométrica	67
Figura 37 - Localização da Sondagem 1	69
Figura 38 - Representação das análises granulométricas da S1	72
Figura 39 - Triângulo textural da sondagem S1	72
Figura 40 - Total de fitólitos observados na Sondagem 1	73
Figura 41 - Classificação dos fitólitos observados na Sondagem 1	75
Figura 42 - Tipos de fitólitos classificáveis na S1	76
Figura 43 - Tipos de fitólitos observados na S1	76
Figura 44 - Índice D/P da Sondagem 1	77
Figura 45 - Índice Bi da Sondagem 1	78
Figura 46 - Total de espículas de esponjas observadas na Sondagem 1	79
Figura 47 - Classificação das espículas de esponjas da Sondagem 1	80
Figura 48 - Principais espículas de esponjas observadas na S1	80
Figura 49 - Ambientes de origem das esponjas e diatomáceas observadas na Sondagem 1	81
Figura 50 - Total de frústulas de diatomáceas da S1	82
Figura 51 - Classificação das frústulas de diatomáceas observadas na S1	83
Figura 52 - Principais tipos de frústulas de diatomáceas observados na S1	83
Figura 53 - Localização da Sondagem 2	85
Figura 54 - Representação das análises granulométricas da S2	87
Figura 55 - Triângulo textural da sondagem S2	88
Figura 56 - Total de fitólitos na Sondagem 2	88
Figura 57 - Classificação dos Fitólitos observados na Sondagem 2	90
Figura 58 - Tipos de fitólitos observados na Sondagem 2	91
Figura 59 - Principais tipos de fitólitos observados na Sondagem 2	92
Figura 60 - Índice D/P da Sondagem 2	93
Figura 61 - Índice Bi da Sondagem 2	93
Figura 62 - Total de espículas de esponjas observadas na Sondagem 2	94
Figura 63 - Classificação das espículas de esponjas observada na Sondagem 2	95
Figura 64 - Prancha com fotografias das espículas de esponjas observadas na S2	95
Figura 65 - Ambientes de origem das esponjas e diatomáceas observadas na Sondagem 2	96
Figura 66 - Total de frústulas de diatomáceas observadas na Sondagem 2	97
Figura 67 - Classificação das frústulas de diatomáceas observadas na Sondagem 2	97
Figura 68 - Tipos de frústulas de diatomáceas observadas na S2	98
Figura 69 - Localização da Sondagem 3	99
Figura 70 - Representação das análises granulométricas da sondagem S3	104
Figura 71 - Triângulo textural da sondagem S3	104
Figura 72 - Total de fitólitos observados na Sondagem 3	105

Figura 73 - Classificação dos fitólitos observados na Sondagem 3	107
Figura 74 - Tipos de fitólitos observados na Sondagem 3	108
Figura 75 - Principais tipos de fitólitos observados na Sondagem 3	109
Figura 76 - Índice D/P da Sondagem 3	109
Figura 77 - Índice Bi da Sondagem 3	110
Figura 78 - Índice Ic da Sondagem 3	111
Figura 79 - Índice Pa/P da Sondagem 3	111
Figura 80 - Total de espículas de esponjas na Sondagem 3	112
Figura 81 - Classificação das espículas de esponjas na Sondagem 3	113
Figura 82 - Fotos das espículas de esponjas observadas em microscópio na Sondagem 3	114
Figura 83 - Ambientes de origem das esponjas e diatomáceas observadas na Sondagem 3	115
Figura 84 - Total de frústulas de diatomáceas observadas na Sondagem 3	116
Figura 85 - Classificação das frústulas de diatomáceas da Sondagem 3	117
Figura 86 - Fotografias dos principais tipos de frústulas de diatomáceas observados em microscópio na Sondagem 3	117
Figura 87 - Imagem de <i>H. australis</i> (d'ORBIGNY, 1835) em detalhe	120
Figura 88 - Conchas da espécie <i>Heleobiaaustralis</i> (d'ORBIGNY, 1835) na amostra	120
Figura 89 —Dist. espacial das conchas da espécie <i>Heleobiaaustralis</i> (d'Orbigny, 1835)	121
Figura 90 - Localização da Sondagem 4	122
Figura 91 - Representação das análises granulométricas da sondagem S4	124
Figura 92 - Triângulo textural da Sondagem 4	125
Figura 93 - Total de fitólitos observados na Sondagem 4	125
Figura 94 - Classificação dos fitólitos observados na Sondagem 4	127
Figura 95 - Tipos de fitólitos observados na Sondagem 4	128
Figura 96 - Principais tipos de fitólitos observados na Sondagem 4	128
Figura 97 - Índice D/P da Sondagem 4	129
Figura 98 - Índice Bi da Sondagem 4	130
Figura 99 - Total de espículas de esponjas na Sondagem 4	131
Figura 100 - Classificação das espículas de esponjas na Sondagem 4	132
Figura 101 - Fotos das espículas de esponjas observadas em microscópio na S4	132
Figura 102 - Ambientes de origem das esponjas e diatomáceas observadas na S4	133
Figura 103 - Total de frústulas de diatomáceas observadas na Sondagem 4	134
Figura 104 - Classificação das frústulas de diatomáceas da Sondagem 4	135
Figura 105 - Fotografias dos principais tipos de frústulas de diatomáceas observados em microscópio na Sondagem 4	135
Figura 106 - Localização das 4 sondagens em relação às principais feições geológicas e geomorfológicas da planície deltaica do rio Paraíba do Sul	138
Figura 107 - Resultados da sondagem 1 com delimitação de zonas	143
Figura 108 - Resultados da Sondagem 2 com delimitação de zonas	146

Figura 109 - Resultados da Sondagem 3 com delimitação de zonas	150
Figura 110 - Resultados da Sondagem 4 com delimitação de zonas	154

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Alguns <i>proxies</i> e suas aplicações em estudos paleoambientais	29
Tabela 2 - Descrição e localização das amostras	62
Tabela 3 - Descrição do Ponto de coleta S1	70
Tabela 4 - Análises granulométricas da Sondagem 1	71
Tabela 5 - Biomineralizações observadas na Sondagem 1	74
Tabela 6 - Identificação das espículas de esponjas encontradas na Sondagem 1 e suas características ambientais	81
Tabela 7 - Identificação das frústulas de diatomáceas encontradas na Sondagem 1 e suas características ambientais	84
Tabela 8 - Descrição do Ponto de coleta S2	86
Tabela 9 - Resultados das análises granulométricas da Sondagem S2	87
Tabela 10 - Biomineralizações observadas na Sondagem 2	89
Tabela 11 - Identificação das espículas de esponjas encontradas na Sondagem 2 e suas características ambientais	95
Tabela 12 - Identificação das frústulas de diatomáceas encontradas na Sondagem 2 e suas características ambientais	98
Tabela 13 - Descrição do Ponto de coleta S3	100
Tabela 14 - Resultados das análises granulométricas da Sondagem S3	102
Tabela 15 - Biomineralizações observadas na Sondagem 3	106
Tabela 16 - Identificação das espículas de esponjas encontradas na Sondagem 3 e suas características ambientais	114
Tabela 17 - Identificação das frústulas de diatomáceas encontradas na Sondagem 3 e suas características ambientais	118
Tabela 18 - Descrição do Ponto de coleta S4	123
Tabela 19 - Resultado das análises granulométricas da Sondagem 4	124
Tabela 20 - Biomineralizações observadas na Sondagem 4	126
Tabela 21 - Identificação das espículas de esponjas encontradas na Sondagem 4 e suas características ambientais	132
Tabela 22 - Identificação das frústulas de diatomáceas encontradas na Sondagem 4 e suas características ambientais	136

RESUMO

A planície deltaica do rio Paraíba do Sul, na costa norte do estado do Rio de Janeiro, é uma área importante para estudos paleoambientais, todavia estudos sobre a vegetação através das biomineralizações de sílica são inéditos nessa região. A evolução dessa planície deltaica deu origem a diversas lagoas formadas sob diferentes regimes de nível do mar e variações climáticas. Essas lagoas rasas, atualmente isoladas ou não do mar, são na verdade relictos de baías de um grande sistema de paleolagoas. Além disso, essa região também sofre grande influência da ocupação desordenada que retirou grande parte da cobertura vegetal original, substituindo por grandes plantações de cana-de-açúcar e pastagens. Diante da importância que essas áreas costeiras têm para os ecossistemas e devido a sua vulnerabilidade, pretende-se que este trabalho de reconstituição paleoambiental através de biomineralizações de sílica seja uma contribuição para a compreensão da dinâmica atual e pretérita do litoral norte fluminense. Para tal, foram feitas 4 sondagens geológicas nas quais foram realizadas análises de silicofitólitos, que representam a vegetação terrestre, de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas como bioindicadores aquáticos, da granulometria dos sedimentos, a identificação de conchas e datações ^{14}C –AMS. Nas sondagens analisadas foram identificadas zonas com características ambientais distintas. Algumas foram associadas a fases de ambiente mais continental, com granulometria mais fina e predomínio de indicadores terrestres, os fitólitos, como as Zonas I das Sondagens 1, 2 e 4. Na Sondagem 3 essa fase mais continental não foi identificada, sendo a zona mais antiga caracterizada como um ambiente estuarino. Em todas as sondagens a fase continental ou estuarina é substituída por uma com maior presença de superfícies líquidas, o que foi identificado pela mudança para uma granulometria mais arenosa e maior presença dos bioindicadores aquáticos (espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas). Essa fase corresponde, provavelmente, ao máximo da transgressão do Holoceno, ocorrido há cerca de 5.000 anos AP. Na última zona de todas as sondagens foi identificado um ambiente litorâneo, com vegetação terrestre predominantemente herbácea e de áreas alagadas, mas também grande presença de corpos aquosos de água doce ou salobra e forte influência marinha. Essa fase provavelmente está ligada a um período de regressão marinha a partir dos 4000 / 3700 anos AP. Mais recentemente, a atividade antrópica também tem contribuído muito para mudanças na vegetação e no sistema de drenagem da região. A análise *multiproxy*, utilizando biomineralizações de sílica de organismos aquáticos e terrestres, associada a outros estudos geológicos, geomorfológicos e de outros indicadores biogeoquímicos já realizados na região, contribuiu para a melhor compreensão das condições relacionadas à dinâmica e evolução dos ambientes deposicionais e de sua complexidade neste trecho do litoral fluminense. O conhecimento do passado é essencial a compreensão dos processos atuais contribuindo, assim, para o gerenciamento e preservação desses ambientes e sua biodiversidade.

Palavras-chave: reconstituição paleoambiental; biomineralizações de sílica; planície deltaica do Rio Paraíba do Sul; Quaternário.

ABSTRACT

The delta plain of the Paraíba do Sul River, on the north coast of the state of Rio de Janeiro, is an important area for paleoenvironmental studies, however studies on vegetation through silica biomineralizations are unprecedented in this region. The evolution of that delta plain gave rise to several lagoons formed under different regimes of sea level and climate variations. These shallow lagoons, currently isolated or otherwise from the sea, are actually relics of bays of a large system of paleolagoons. In addition, this region is also heavily influenced by the disorderly occupation that removed much of the original vegetation cover, replacing it with large plantations of sugar cane and pastures. Although it has already been extensively studied from the geological-geomorphological point of view and there have even been studies on its vegetation, there are still gaps on its biogeoclimatic evolution, which can be filled with studies using silica biomineralizations, which remain pioneering in this region. Given the importance that these coastal areas have for ecosystems, and due to their vulnerability, it is intended that this paleoenvironmental reconstruction through silica biomineralizations contributes to the understanding of current and past dynamics of the north coast of Rio de Janeiro. To this end, 4 geological cores were extracted, in which the following analyses were carried out: silico-phytoliths, which represent terrestrial vegetation, sponge spicules and diatom frustules as aquatic bioindicators, sediment granulometry, shell identification, and ^{14}C – AMS dating. Areas with distinct environmental characteristics were identified in the analyzed cores. Some were associated with phases of a more continental environment, with finer granulometry and a predominance of terrestrial indicators, phytoliths, such as Zones I of core 1, 2, and 4. In core 3 this more continental phase was not identified, being the oldest zone and characterized as an estuarine environment. In all the cores, the continental or estuarine phase is replaced a phase with a greater presence of liquid surfaces, which was identified by the change to sandier granulometry and a greater presence of aquatic bioindicators (sponge spicules and diatom frustules). This phase probably corresponds to the maximum of the Holocene transgression, which occurred about 5,000 years BP. In the last zone of all the cores, a coastal environment was identified, with predominantly herbaceous terrestrial vegetation and flooded areas, but also a great presence of aqueous bodies of fresh or brackish water and strong marine influence. This phase is probably linked to a period of marine regression from 4000/3700 years BP. More recently, human activity has also contributed greatly to changes in the region's vegetation and drainage system. Multiproxy analysis, using silica biomineralizations of aquatic and terrestrial organisms, associated with other geological studies, geomorphological studies, and other biogeochemical indicators already carried out in the region, contributed to a better understanding of the conditions related to the depositional environment dynamic and its evolution and their complexity on this stretch of the Rio de Janeiro coast. Knowledge of the past is essential to understanding current processes, thus contributing to the management and preservation of these environments and their biodiversity.

Keywords: paleoenvironmental reconstruction; silica biomineralizations; delta plain of the Paraíba do Sul River; Quaternary.

1 – INTRODUÇÃO

Os estudos paleoambientais possibilitam a compreensão dos processos que ocorreram no passado, permitindo o conhecimento dos processos de sedimentação, dos tipos de vegetação, da modificação de intensidade dos eventos naturais, a identificação de períodos mais úmidos ou mais secos, da presença de água doce ou salgada ao longo de um período de tempo. A região da foz do Rio Paraíba do Sul, RJ, tem grande importância para o ecossistema do Norte Fluminense, pois suas águas são utilizadas para abastecimento da população, irrigação das culturas lá plantadas, pesca, etc. Além disso, essas atividades modificaram e continuam modificando a geologia local, onde há grande acúmulo sedimentar (FIGUEIREDO Jr. *et al.*, 2003).

Segundo Mueheet *al.*, (2006), o litoral do estado do Rio de Janeiro se divide em três grandes compartimentos de acordo com a orientação de sua linha costa e seu grau de indentação. O segmento em que está inserida a área de estudo deste trabalho é o oriental, que se estende do rio Itabapoana, no limite com o Espírito Santo, ao cabo Frio. Este segmento é dominado pela orla da planície em forma de delta do rio Paraíba do Sul, precedida por estreitos cordões litorâneos transgressivos com forte transporte litorâneo, trechos com transposição de ondas e, em geral, fragilidade da linha de costa.

Atafona se encontra na margem direita da desembocadura do rio Paraíba do Sul e apresenta o mais intenso fenômeno erosivo de todo o litoral do Estado, seguido, logo ao sul, por um trecho com tendência de progradação. Área com intenso processo erosivo desde a década de 50, a ação das ondas já destruiu cerca de 200 construções, entre casas, hotéis e estabelecimentos comerciais, e a velocidade dessa erosão é de cerca de 7,8 m/ano (RIBEIRO *et al.*, 2006). Ao norte da desembocadura, até o rio Itabapoana, observa-se um embaçamento parcialmente protegido pelo litoral protuberante do Espírito Santo, apresentando fenômenos erosivos localizados especialmente em pequeno trecho de falésias sedimentares ativas. Já entre Macaé e o cabo Frio, passando pelo cabo Búzios, o litoral alterna entre planícies costeiras de cristas de praia e promontórios rochosos (MUEHE *et al.*, 2006; VASCONCELOS, 2016).

No Complexo Deltaico do Paraíba do Sul (CDPS) as cristas de praia são predominantes na paisagem, cuja evolução está associada a processos fluviais e costeiros, principalmente a atuação do rio Paraíba do Sul e os efeitos da oscilação do nível do mar no período Quaternário (ROCHA e FERNANDEZ, 2014). Podemos visualizar este complexo deltaico como um conjunto de ambientes sedimentares relacionados às duas principais fases de orientação do rio: a mais antiga, que seria quando a foz provavelmente ficava entre Campos e Cabo de São Tomé; a segunda fase seria a atual, onde a foz se encontra ao largo do município de São João da Barra, em

Atafona (SILVA, 1987). A primeira fase deixou como registro a crista de praia localizada entre Carapebus e Quissamã, também área de estudo deste trabalho.

A planície deltaica do Paraíba do Sul é uma área importante para estudos paleoambientais, cujas características geológicas da oscilação do nível do mar durante o Holoceno já foram investigadas por diversos pesquisadores, como, por exemplo Martin *et al.* (1984, 1993, 1997). Apesar disso, ainda restam lacunas quanto às condições bioclimáticas que marcaram a evolução da cobertura vegetal durante o Holoceno. Buscando reconstituir a vegetação, algumas análises palinológicas foram realizadas em testemunhos de lagoas da região (por exemplo, LUZ *et al.*, 2010, 2011), mas outras pesquisas ainda eram necessárias.

Neste trabalho, foram escolhidos como indicadores as biomineralizações de sílica, tanto terrestres, os fitólitos, como aquáticos, as espículas de esponjas e as frústulas de diatomáceas, por serem bons indicadores de tipos de vegetação, clima, condições ambientais, dinâmica hidrológica, entre outros, e se preservarem por um longo período de tempo. Ainda são pouco utilizados em estudos paleoambientais no Brasil e, nessa região, essa é uma pesquisa pioneira. Para que um estudo paleoambiental se torne mais completo e preciso, é necessário se associar *proxies* diferentes (análises *multiproxies*). Por isso, também foram utilizadas análises granulométricas, datações por ^{14}C -AMS (Espectrometria de Massa com Aceleradores), além da correlação com outros estudos já realizados na região.

Fitólitos são partículas sólidas de opala biogênica (sílica amorfa), geralmente encontradas nas frações silte e areia muito fina, que se formam por absorção de ácido silícico $[\text{Si}(\text{OH})_4]$ entre e no interior das células de diversas plantas vivas (PIPERNO, 1985). Eles preservam os registros da vegetação natural, podendo inferir mudanças de densidade arbórea de uma região, estresse hídrico, temperatura e identificar tipos de vegetação.

As esponjas têm sua estrutura formada por um esqueleto interno que funciona como suporte para a parte mole do animal. Esse esqueleto (espículas) pode ser de constituição calcária, silicosa ou espongina. Este fator faz com que o animal tenha potencial para fossilização e seja utilizado como “*proxy*” em estudos paleoambientais (CÂNDIDO *et al.*, 2000; VOLKMER-RIBEIRO e PAULS, 2000).

Diatomáceas são algas microscópicas, medindo entre 2 e 500 μm , com uma enorme variedade de espécies (cerca de 5600) (ROUND *et al.*, 2007). Com multiplicidade de formas, elas também colonizam um grande leque de habitats, indo da água doce e oceanos até sedimentos úmidos, sendo que a maior parte das diatomáceas vive em ambiente aquático (FARIA, 2013). São associadas à grande sensibilidade e

rapidez com que respondem às variações ambientais, como salinidade e pH, tornando-se poderosas marcadoras ambientais, oceanográficas, paleoambientais e paleoceanográficas (SANTOS, 2010).

As datações por Carbono 14 das amostras são realizadas para situar as mudanças registradas no tempo e relacionar os resultados desta pesquisa com outras reconstituições ambientais já realizadas para a região ou áreas adjacentes.

Com a interpretação dos dados obtidos por todos os indicadores é possível a elaboração de hipóteses sobre a evolução da vegetação (natural ou cultivada), clima e variações do nível do mar na área estudada, efetuando, desta forma, uma análise *multiproxy*.

Objetivos

A tese tem como objetivo reconstituir o ambiente do litoral Norte Fluminense, visando aprimorar o conhecimento da dinâmica da Foz do Rio Paraíba do Sul, RJ, durante o Quaternário.

Para atingir tal objetivo busca-se:

- a caracterização qualitativa e quantitativa (concentração, classificação de morfotipos e cálculo de índices fitolíticos) de assembleias fitolíticas, a fim de compreender os processos que ocorreram na vegetação durante o Quaternário;
- a identificação e classificação de espículas de esponjas e diatomáceas em sedimentos para relacioná-las com seus ambientes de origem (marinho, costeiro e continental);
- a inferência de mudanças na vegetação e no ambiente da região, relacionando as análises de fitólitos com as de espículas de esponjas e de diatomáceas;
- o estabelecimento, a partir de datações por ^{14}C -AMS, da cronologia das mudanças ambientais observadas, a fim de realizar a reconstituição paleobiogeoclimática da área de estudo.

2 - ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo encontra-se na região Norte Fluminense, inserida na porção continental do complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (Figura 1), representando a porção terrestre da Bacia de Campos. Possui cerca de 1 milhão de habitantes, o que corresponde a 6% da população do Estado do RJ, sendo que a população fica, em sua maior parte, concentrada em Campos dos Goytacazes (49%) (LUZ *et al.*, 2011; SEBRAE/RJ, 2015). Caracteriza-se por ser uma vasta várzea originária de uma antiga baía que, após ascensão continental e regressão marinha, resultou em uma planície de grande extensão, onde é comum a ocorrência de solos com camadas argilosas distribuídas de forma aleatória (LAMEGO, 1955).

O Norte Fluminense compreende os municípios de São Francisco do Itabapoana, São Fidélis, Conceição de Macabu, São João da Barra, Campos dos Goytacazes, Quissamã, Carapebus e Macaé (Figura 1).

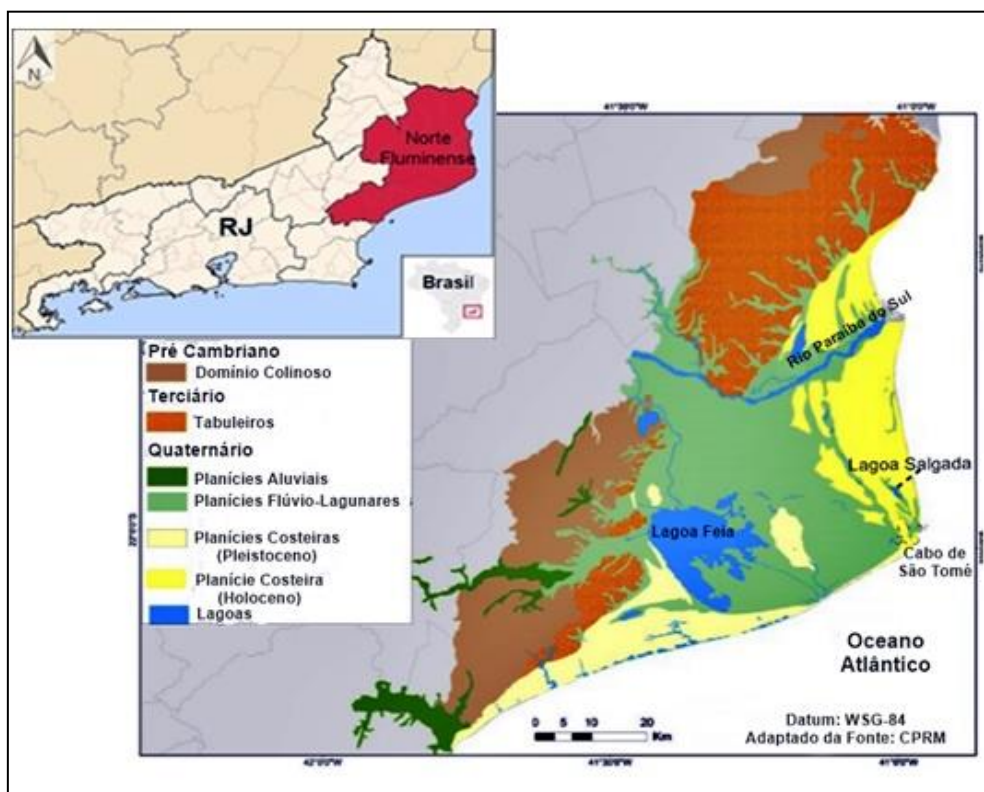


Figura 1: Mapa geomorfológico da região Norte Fluminense (modificado de Vasconcelos, 2016)

Segundo Ramos *et al.* (2009), o clima da região é classificado como tropical úmido, com verão chuvoso e inverno seco, sendo a normal climatológica da precipitação pluviométrica anual igual a 1.055,3 mm. Entretanto, eventos extremos de precipitação têm causado diversas modificações nas características ambientais da região, tendo ocorrido cinco inundações só na década de 2000. As temperaturas médias anuais variam de 24°C a 27°C no verão e diminuem no inverno (21° a 24°C). Durante o inverno

ocorre um menor aquecimento do ar próximo à superfície, já que a passagem das frentes frias pelo Sudeste influencia diretamente na pressão atmosférica média, variando entre 1.015 e 1.020 hPa. No verão, as pressões médias variam entre 1.012 a 1.015 hPa, com ventos predominantes de NE (37,73%), com intensidade fraca a moderada; também são percebidas rajadas ocasionais de SW que são associadas à presença de frentes frias e ciclones extratropicais pela área (PINHO, 2003).

No Norte Fluminense, a Mata Atlântica representa um mosaico de diferentes ecossistemas, com vegetação de restinga, de floresta tropical, de pântano e de campos. Todavia, as atividades econômicas desenvolvidas nesta região desde a chegada dos europeus destruíram grandes áreas da vegetação original e dos sedimentos dos lagos e lagoas (LUZ *et al.*, 2011).

As características geológicas das oscilações do nível do mar ocorridas durante o Holoceno na planície costeira/deltaica do rio Paraíba do Sul, no Norte Fluminense, foram estudadas por Martin *et al.* (1984,1993,1997). Alguns estudos paleoambientais demonstraram que as mudanças no nível oceânico ocorridas neste período mudaram a configuração da costa brasileira em diversos pontos (LUZ *et al.*, 2011). Tais mudanças afetaram, inclusive, o processo de sedimentação em lagos e a vegetação da região (CORDEIRO e LORSCHETTER, 1994; LORSCHETTER, 1997; COELHO *et al.*, 1999, 2002, 2008; BARTH *et al.*, 2001, 2004, 2006; MACEDO *et al.*, 2007).

O litoral da região é caracterizado pelo sucessivo truncamento de cristas de cordões arenosos e, na parte de trás desses cordões, por uma extensa planície flúvio-lagunar, resultante do ressecamento da Lagoa Feia recoberta, em parte, por uma grande baixada flúvio-deltaica (INEA/ECOLOGUS, 2010).

A região Norte Fluminense é formada por rochas cristalinas do embasamento Pré-Cambriano, sedimentos cenozóicos associados à Planície Costeira do rio Paraíba do Sul (Formação Barreiras do período Terciário) e por depósitos colúvio-aluvionares, praias eólicos, marinhos, lagunares e por depósitos flúvio lagunares do período Quaternário (INEA/ECOLOGUS, 2010) (VASCONCELOS, 2016) (Figura 1).

A partir de 5.100 anos AP, foram formadas as ilhas-barreira que isolaram grandes corpos lagunares e desenharam a configuração atual das baixadas, dominada por intensa sedimentação flúvio-marinha, flúvio-lagunar e flúvio-deltaica. Essas formações são resultantes do período de regressão marinha subsequente ao máximo transgressivo holocênico (AMADOR, 1986).

Os depósitos colúvio-aluvionares são constituídos por cascalhos, areias e lamas resultantes da ação de processos de fluxos gravitacionais e aluviais de transporte de material de alteração das vertentes. Apresentam granulometria, espessura e extensão

variadas. Nas regiões de baixa declividade e ao longo das drenagens temos sedimentos arenosos e lamosos, eventualmente com presença de cascalhos (INEA/ECOLOGUS, 2010).

Os depósitos marinhos e lagunares da região têm origem relacionada ao evento transgressivo marinho ocorrido há 123 mil anos, no Pleistoceno. A presença das cristas de praia na superfície dos depósitos arenosos sugere que esses terraços não foram submersos durante a última transgressão. Eles ainda apresentam cicatrizes características das antigas drenagens que estavam ativas quando o nível de base era inferior ao atual (INEA/ECOLOGUS, 2010).

Segundo Martin *et al.* (1997), a Planície Costeira do rio Paraíba do Sul, mais conhecida por Baixada Campista, é formada em sua maior parte por sedimentos marinhos/transicionais, continentais fluviais e lagunares (Figura 1).

Na mesorregião Norte Fluminense, o destaque é para a baixada Campista, que consiste em uma extensa planície deltaica e é caracterizada por diversos ambientes deposicionais. A baixada Campista foi tradicionalmente ocupada pela monocultura da cana-de-açúcar. Tanto ela quanto os tabuleiros adjacentes, que são terrenos constituídos por sedimentos terciários do Grupo Barreiras, têm terrenos planos ou pouco ondulados, com solos profundos e bem drenados (Latossolos e Argissolos Amarelos) (DANTAS *et al.*, 2005).

Os depósitos sedimentares da Formação Barreiras caracterizam-se por sedimentos continentais areno-argilosos e argilo-arenosos inconsolidados. Ao serem limonitizados, esses sedimentos formaram concreções ferruginosas (RAMALHO, 2005). De acordo com Martin *et al.* (1997), a sedimentação Barreiras ocorreu no Plioceno, quando o clima da região era semiárido, sujeito a chuvas esporádicas e torrenciais. Nesta época, o nível do mar era mais baixo que o atual e os sedimentos dessa formação entulharam a plataforma continental (BIGARELLA e ANDRADE, 1964).

A sedimentação Barreiras só foi interrompida quando o clima se tornou mais úmido e no Pleistoceno, com a transgressão marinha, a porção mais externa da Formação Barreiras começou a ser erodida, dando origem às falésias que ocorrem no Nordeste do país (VILAS-BOAS *et al.*, 1979).

A planície costeira do norte fluminense apresenta um grupo de lagoas/paleolagoas isoladas do mar durante o Quaternário pelos sedimentos do rio Paraíba do Sul (Lagoa de Cima) e por barreiras arenosas ou cristas de praia (Lagoa Salgada e Lagoa do Campelo) (Figura 1). Os sedimentos terciários continentais (Formação Barreiras) foram invadidos pela água do mar durante as fases de transgressão do Holoceno, dando origem a numerosas paleolagoas. Seu desenvolvimento em lagoas

pode estar relacionado às oscilações do nível do mar nos últimos 7.000 anos. A fase inicial foi estabelecida no sul do Cabo São Tomé, com a formação de um grande paleolago e um delta intralagunal relacionado à formação da Lagoa Feia, a maior da região. O estabelecimento de um sistema de cristas de praia originou muitas lagoas isoladas durante esta fase. O rio Paraíba do Sul mudou para sua posição atual provavelmente durante a última transgressão marítima, permanecendo numerosos paleocanais. Outro sistema de crista de praia foi desenvolvido posteriormente no lado norte deste cabo, originando um sistema lagunar adicional (MARTIN *et al.*, 1984, 1993, 1997).

No entorno da Lagoa Feia (Figura 1) os depósitos sedimentares são os flúvio-lagunares, conhecidos como brejos, que são separados da costa por um cordão arenoso que se estende em direção ao Cabo de São Tomé. Os solos formados nessa região possuem altos teores de sais e enxofre (Gleissolos salinos e Timórficos) (DANTAS *et al.*, 2005).

Já na foz do rio Paraíba do Sul (Figura 1), observa-se um sistema de cristas de cordões arenosos em linha de costa progradante. Os solos na baixada flúvio-deltaica, que foi construída pelo rio Paraíba do Sul, são férteis e bastante drenados (Neossolos e Cambissolos Flúvicos) (DANTAS *et al.*, 2005).

A sedimentação marinha da planície deltaica do rio Paraíba do Sul é constituída por um empilhamento de feixes de cordões litorâneos de origem marinha, ao sul da desembocadura do rio, ou de origem fluvial e marinha no norte da desembocadura (DANTAS, 2000).

A evolução quaternária do baixo curso do rio Paraíba do Sul apresenta importantes correlações com eventos de transgressões e regressões marinhas ocorridas durante o Quaternário (DOMINGUEZ *et al.*, 1981). Estudos de Souza e Peres Filho (2019) sugerem que durante o Holoceno provavelmente a linha de costa se encontrava cerca de 20 km mais adentro do continente, sendo posteriormente deslocada como consequência de um aumento da descarga fluvial. Essa mudança na hidrodinâmica fluvial, estaria associada a pulsações climáticas relacionadas a Pequena Idade do Gelo. Reforçando a hipótese de deposição durante regressão marinha, observa-se que os baixos terraços fluviomarinhos estão localizados a cerca de 20 km da atual linha de costa, enquanto o baixo terraço marinho encontra-se a cerca de 500 metros.

3 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. Deltas fluviais: o caso do rio Paraíba do Sul

Apesar do delta do rio Paraíba do Sul não apresentar a forma clássica da letra grega “ Δ ”, abordada por Suter (1995), o termo continua sendo o mesmo para todos os complexos deltaicos.

Suguio (1981) fala dos deltas como feições deposicionais de configuração extremamente variável, sendo seu termo utilizado para designar depósitos sedimentares contíguos, em parte subaéreos e parcialmente submersos, depositados em um corpo de água (oceano ou lago), principalmente pela ação de um rio, no caso deste trabalho, o rio Paraíba do Sul. A sedimentação contínua irá resultar em progradação da linha de costa, formando uma protuberância nas proximidades da desembocadura, ou seja, uma região de progradação irregular da linha de costa associada à desembocadura de um rio.

Independentemente da sua morfologia, são definidos como acumulações costeiras subaéreas e submarinas, com origem na foz dos rios, e seus sedimentos são remobilizados pelas ondas, correntes e marés (VASCONCELOS *et al.*, 2016). Os deltas ocorrem em costas com características progradacionais e se formam quando os sedimentos transportados por rios se acumulam ao entrar na bacia oceânica (FISHER, 1969; BACOCOLI, 1971; GALLOWAY, 1975; POLIZEL, 2014).

Para que ocorra um delta é necessária uma relação entre aporte sedimentar e energia do meio receptor. O rio, por exemplo, deve fluir em direção a um corpo de água (oceano, um lago ou uma laguna); estando carregado de sedimentos desde sua nascente. Esses sedimentos irão se acumular na desembocadura quando a energia do meio receptor não for suficiente para transportá-los e redistribuí-los ao longo da costa (SUGUIO, 1981).

A construção deltaica depende da ação recíproca dos processos marinhos (efeito das ondas, marés e das correntes) e do regime fluvial no retrabalhamento dos sedimentos (ROCHA, 2009). De modo geral, existem três tipos principais de deltas marinhos, que incluem: delta fluvial, delta de maré e delta de onda (FISHER, 1969; GALLOWAY, 1975).

Os deltas fluviais podem ser caracterizados pelo influxo fluvial elevado e pelos processos bacinais de baixa energia. Um exemplo clássico de delta fluvial é o do rio Mississippi (Estados Unidos) (Figura 2) (GALLOWAY, 1975).



Figura 2: Imagem de satélite do delta do rio Mississippi nos Estados Unidos.
(Fonte: Wikipédia, 2005)

Os deltas que apresentam barras arenosas longitudinais ao curso do rio são os deltas de maré. As barras arenosas fazem com que a desembocadura se divida em diversos pequenos cursos, onde se desenvolvem manguezais, e se formam em costas sujeitas à forte ação de correntes de maré. Um exemplo de delta de maré é o do rio Ganges na Índia (Figura 3) (GALLOWAY, 1975; FISHER, 1969; ROSSETTI, 2008; FAGHERAZZI, 2008).

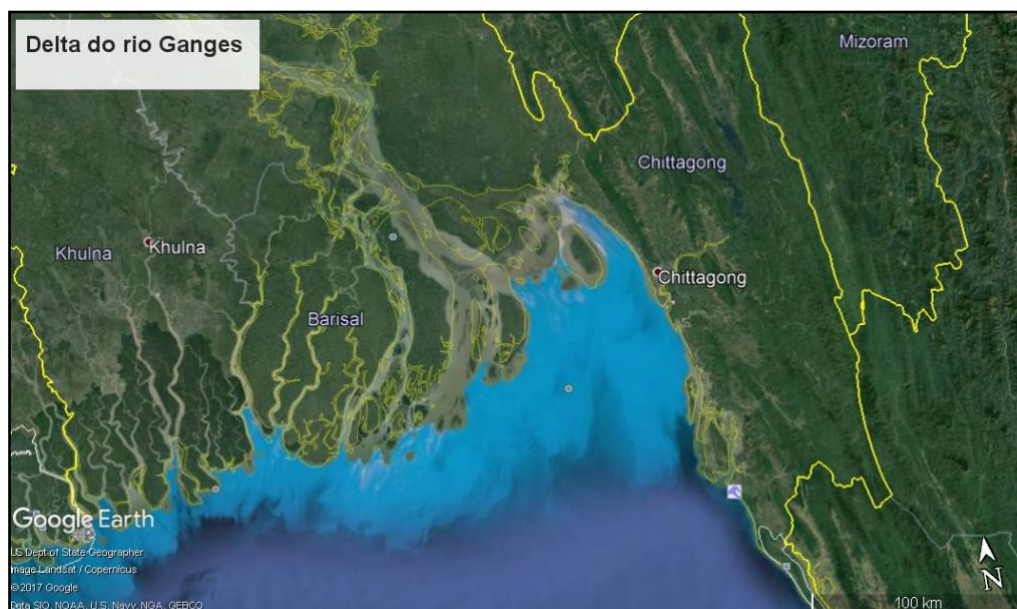


Figura 3: Imagem de satélite do delta do rio Ganges. (Fonte: Wikipédia, 2011)

Deltas de onda são formados em costas que são dominadas pelos processos de onda, com carga de sedimento fluvial rapidamente redistribuída pela ação das ondas. São constituídos por sucessões de cordões litorâneos, dispostos paralelamente à costa,

ou seja, transversalmente à direção de progradação (BACOCOLI, 1971; SUGUIO *et al.*, 1982). Deltas dominados por ondas são caracterizados como destrutivos, de fácil identificação, pela geometria em cúspide ou convexa em relação ao mar. Eles podem ser alimentados apenas por um canal fluvial ou por canais múltiplos ou distributários (FISHER, 1969; CHRISTOFOLETTI, 1981).

O delta do Rio Paraíba do Sul (Figura 4), conjuntamente com os deltas dos rios Doce, Jequitinhonha, São Francisco e Parnaíba, foram considerados por Galloway (1975) como delta dominado por ondas.

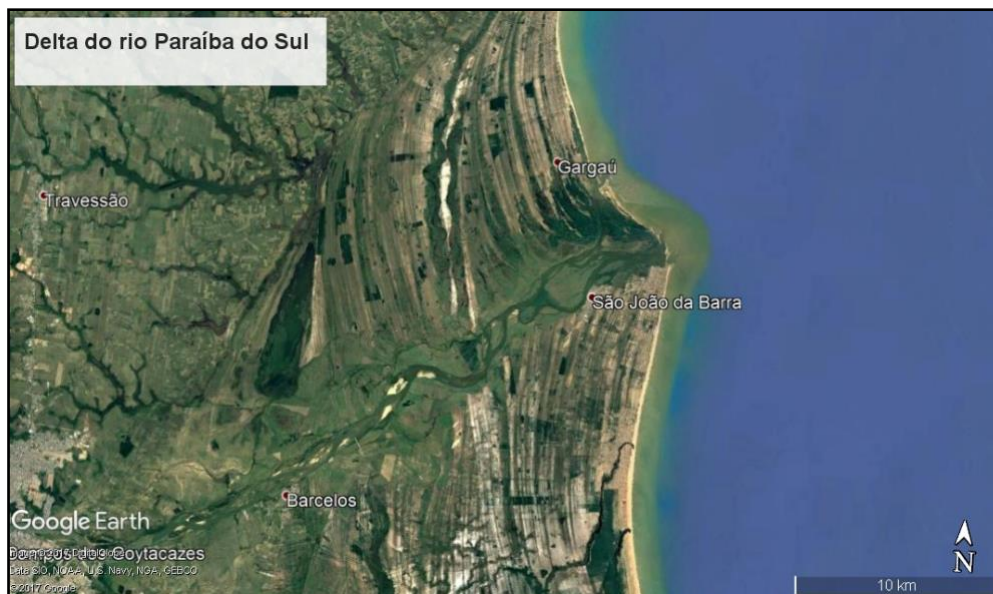


Figura 4: Imagem de satélite do delta do rio Paraíba do Sul (RJ). (Fonte: Google Earth, 2017)

Souza (1988) fez análises sobre as ondas que ocorrem na região do delta do rio Paraíba do Sul e obteve que a maior frequência da direção de incidência de ondas está associada a ventos locais dos quadrantes nordeste e leste, ocorrendo ainda ondas provenientes dos quadrantes SE, S e SW, associadas a frentes frias. Essas ondas apresentam uma altura média compreendida entre 1,6 e 2m (Figuras 5 e 6).

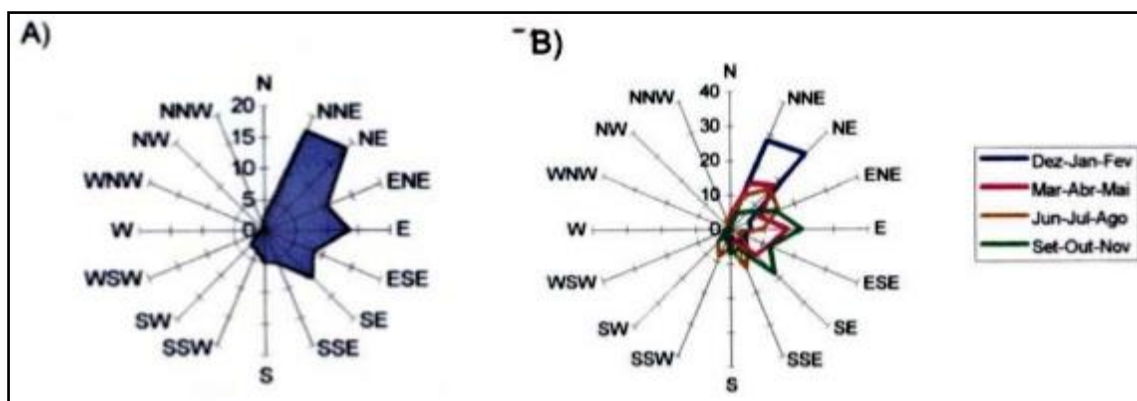


Figura 5: A) Frequência anual da direção das ondas e B) frequência anual da direção das ondas nas estações do ano (Fonte: SOUZA, 1988)

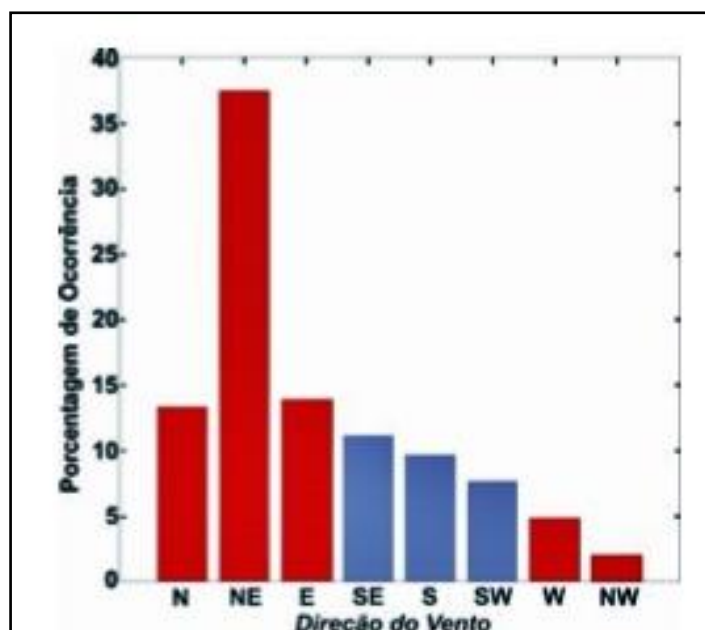


Figura 6: Porcentagem da direção dos ventos para a região Norte Fluminense. (Modificado de PINHO, 2003)

A margem sul da foz do rio Paraíba do Sul apresenta sucessivos sistemas de cristas de praia (SILVA, 1987 *apud* ROCHA, 2009). Os sedimentos para a construção das mesmas são provenientes do rio Paraíba do Sul que, provavelmente, se juntaram a sedimentos oriundos de fontes mais ao sul, em direção ao cabo de São Tomé, que, distribuídos pela corrente longitudinal, representariam de fato a fonte de sedimentos arenosos para a construção das cristas de praia (ROCHA, 2009) (Figura 7).

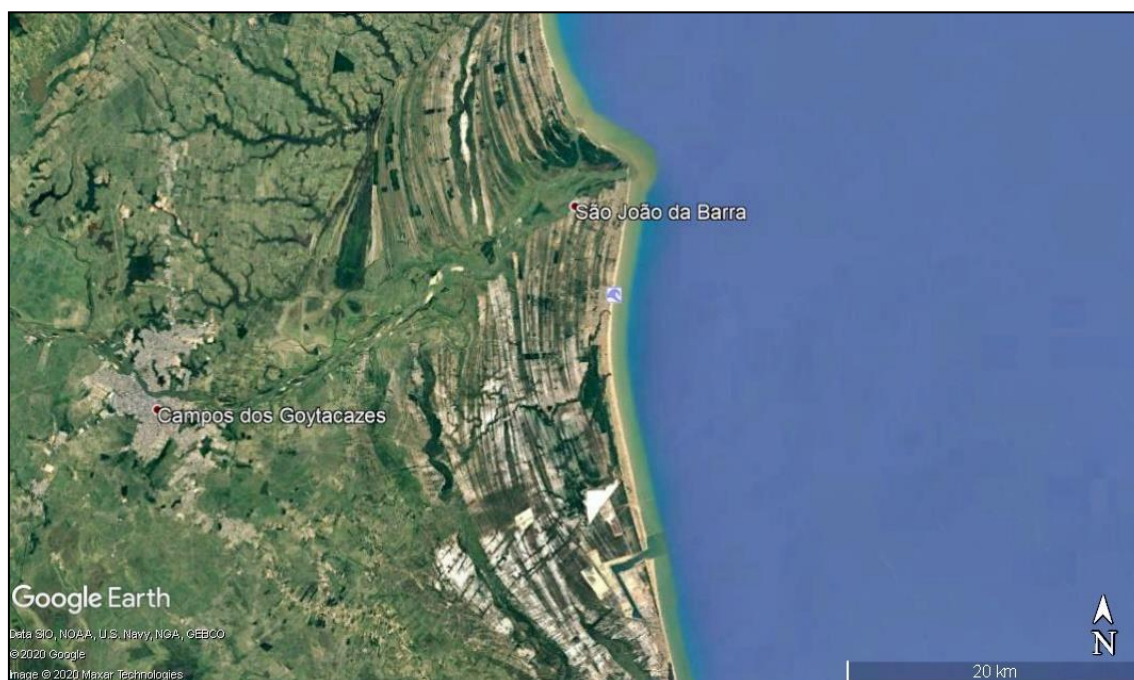


Figura 7: Imagem de satélite atual das cristas de praia observadas na foz do rio Paraíba do Sul. (Google Earth, 2020)

A evolução geológica do Complexo Deltaico do rio Paraíba do Sul (RJ), se deve à sedimentação elevada de origem fluvial, já que o aporte de sedimentos deste rio é elevado, ligado às variações do nível do mar e ao terreno ser tectonicamente propício à deposição (LAMEGO, 1944; DIAS e GORINI, 1980; DIAS, 1981; DIAS *et al.* 1984a, 1984b; SILVA, 1987; VASCONCELOS, 2010, 2016; ROCHA, 2014; FERNANDEZ e ROCHA, 2015).

Diversos trabalhos trazem relevantes observações sobre a foz do rio Paraíba do Sul, uma delas é de que o interior da mesma é formado por uma planície composta de sucessivas cristas arenosas que indicam posições passadas da linha de costa, e que ao sul da foz o litoral é retilíneo (DIAS, 1981; DOMINGUEZ *et al.*, 1981; MARTIN *et al.*, 1984; FLEXOR *et al.*, 1984; VASCONCELOS, 2016).

3.2. Reconstituição Paleoambiental

A preocupação com as mudanças climáticas e as consequências das mesmas para o planeta Terra aumentou nos últimos tempos, o que fez com que diversas ciências se dedicassem a compreender o planeta em que vivemos desde sua origem, sua evolução, os efeitos causados pela interferência antrópica e como podemos contribuir para preservá-lo. A Geologia, a Geofísica, a Biologia, a Arqueologia, a Paleobotânica e diversos outros ramos da ciência têm se dedicado a reconstituir os ambientes passados. É possível entender que o objetivo principal das reconstituições paleoambientais é o de refazer a história, ou seja, compreender como eram constituídos os ambientes pretéritos (SEIXAS, 2017).

Segundo Salgado-Labouriau (1994), as variações climáticas ocorrem em fases de longos intervalos de temperaturas extremamente baixas, chamadas fases glaciais, intercaladas por fases mais quentes, que são semelhantes ao ambiente atual, chamadas de fases interglaciais. As diversas mudanças ambientais continuam até a atualidade e são acionadas por mecanismos astronômicos, modificações atmosféricas, fenômenos geológicos, etc. (SOUZA *et al.*, 2005). Deve-se levar em conta também o surgimento do ser humano durante o período Quaternário, já que ele atua de forma significativa nas mudanças ambientais e na intensidade desses fenômenos. As reconstituições paleoambientais são importantes para a distinção e compreensão do efeito das atividades humanas na variabilidade climática natural ao longo do Quaternário (WATERS *et al.*, 2016).

Uma das primeiras mudanças que podemos identificar no ambiente é na vegetação. Espécies que viviam num ambiente pretérito podem desaparecer e novas podem surgir, características desse novo ambiente em formação. A mudança na vegetação causa também a mudança na fauna, já que os animais também dependem

da estabilidade do ambiente em que vivem para ali se manter. Daí a importância dos estudos paleoambientais reconstituindo ambientes e identificando os eventos causadores das mudanças ocorridas (SEIXAS, 2017).

Para a realização de estudos de paleobioclimáticos é necessária a utilização de bioindicadores, como os foraminíferos, pólenes, silicofitólitos, espículas de esponjas, frústulas de diatomáceas, isótopos de oxigênio e de carbono etc. Esses *proxies* (indicadores) possuem características próprias, capacidades e limitações, e sua aplicação deve ser selecionada para cada objetivo e ambiente analisado (HILLAIRES-MARCEL, 2007 apud SANTOS, 2010). Uma reconstituição paleoambiental pode ser mais bem realizada com a utilização de vários indicadores e metodologias, já que dessa forma a lacuna deixada por um *proxy* pode ser suprida por outro (GOMES *et al.*, 2016).

Na Tabela 1 são apresentados alguns bioindicadores e suas principais aplicações.

Tabela 1 – Alguns *proxies* e suas aplicações em estudos paleoambientais

PROXY (INDICADOR)	ANÁLISES PALEOAMBIENTAIS
Silicofitólitos	Mudanças no tipo de vegetação e no clima
Espículas de Esponjas	Variações de ambientes aquáticos (água doce e salgada)
Pólen e Palinomorfos	Mudanças florísticas e climáticas
Dendrocrinologia	Mudanças climáticas
Isótopos estáveis do Carbono	Mudanças no tipo de vegetação
Vermetídeos	Variação do nível do mar, instabilidade tectônica e mudança eustática
Ostracodes	Bons indicadores batimétricos
Cocolitoforídeos	Variações Paleoceanográficas
Frústulas de Diatomáceas	Variações de ambientes aquáticos (água doce e salgada)

Fonte: Informações adaptadas de: Piperno (1988); Tomazello (2001); Pessenda *et al.*, (2005); Leal e Lorscheitter (2006); Rebotim (2011); Silva *et al.*, (2012); Vilano (2013) e Seixas (2017).

No Brasil, foram realizados diversos trabalhos relevantes de reconstituições paleoambientais.

Estudos sistemáticos iniciados em 1974 culminaram com melhores conhecimentos sobre a história dos níveis relativos do mar, principalmente nos últimos 7.000 anos, na porção central da costa brasileira (SUGUIO *et al.*, 1985; MARTIN *et al.*, 1996). Na localidade de Olivença (BA) foram encontrados restos de corais relativamente bem preservados, que foram coletados na porção basal do terraço marinho e foram

datados pelo método U/Th (MARTIN *et al.*, 1982; BERNAT *et al.*, 1983), com idades entre $116 \pm 6,9$ e $132 \pm 9,0$ mil anos AP.

Martin (1979-1980), com o auxílio de reconstruções das paleolinhas do nível do mar, produziu curvas de variação do nível do mar no Holoceno construídas para diversos setores da costa brasileira (Figura 8).

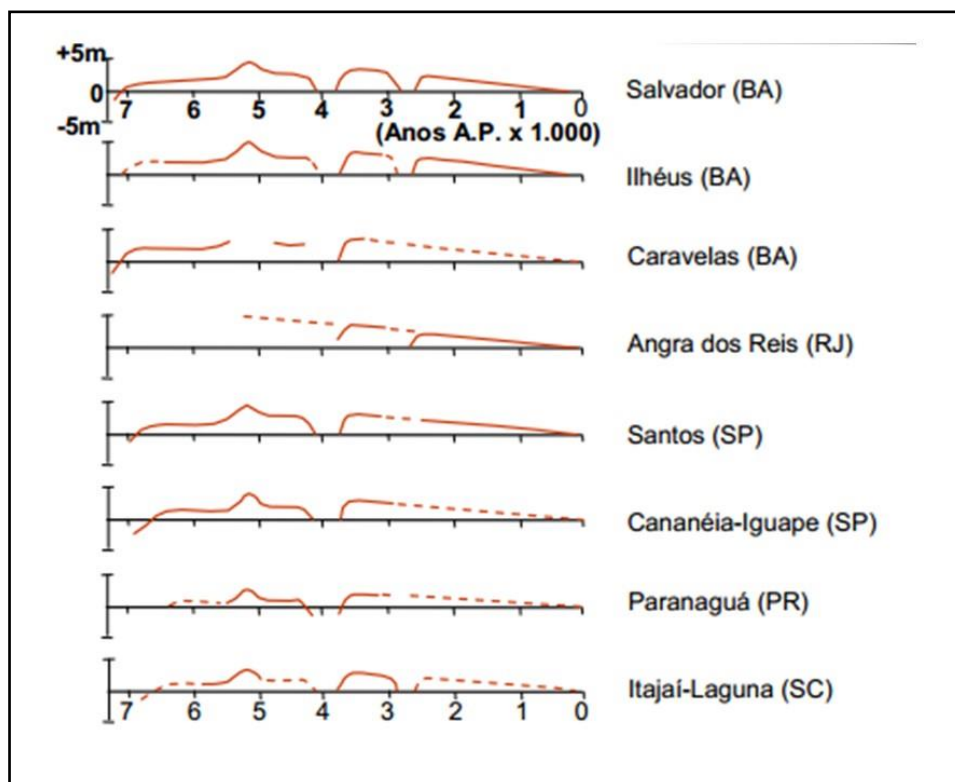


Figura 8: Curvas de variação do nível do mar durante o Quaternário elaboradas por Martin (Fonte: SUGUIO *et al.*, 1985).

A mais recente transgressão marinha foi definida em virtude de inúmeras reconstruções do nível do mar no espaço e no tempo, realizadas com mais de 700 datações de radiocarbono (SUGUIO *et al.*, 1985; ANGULO e SUGUIO, 1995) (Figura 9). Do mesmo modo, as posições de algumas conchas, juntamente com uma comparação entre as idades de radiocarbono e valores $\delta^{13}\text{C}$ de conchas de moluscos, têm fornecido informações muito interessantes sobre as flutuações do nível relativo do mar durante os últimos 6.000 anos (FLEXOR e MARTIN, 1979). A utilização destes dados tem permitido a delineação de curvas de completa ou parcial flutuação do nível relativo do mar para diversos setores da costa brasileira, e em diferentes lugares do mundo.

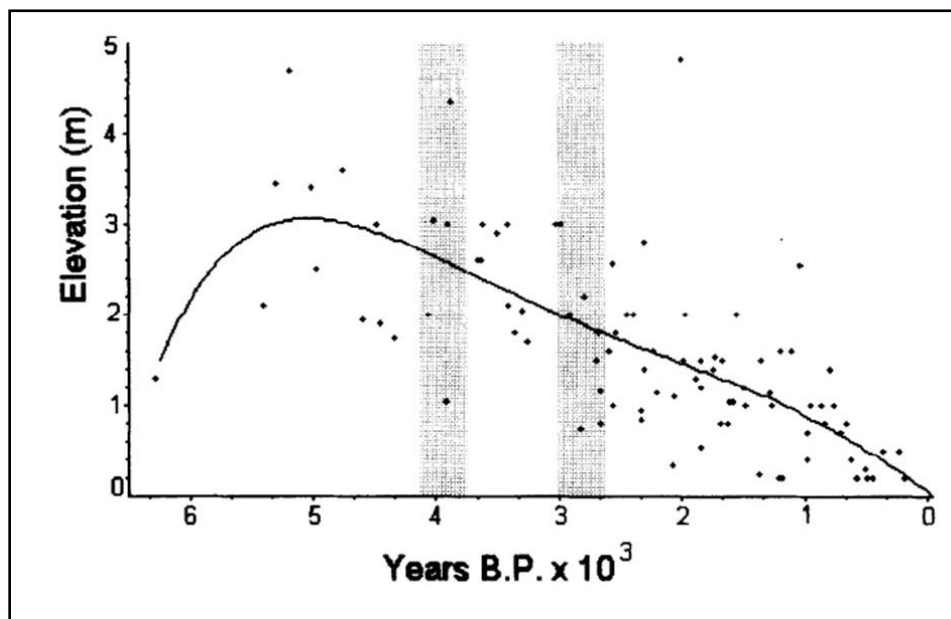


Figura 9: Curva de variação do nível do mar durante o Quaternário elaborada por Angulo. (Fonte: ANGULO e LESSA, 1997).

Para a maior parte da planície costeira do Paraná e para o sul de São Paulo, Suguio e Martin (1978) identificaram pelo menos duas gerações de cristas de praia (*beachridges*) separadas por uma zona baixa, pantanosa, que se estende por aproximadamente 50 km paralela à linha de costa.

Dominguez *et al.* (1990) elaboraram um mapa geológico dos depósitos quaternários que ocorreram ao longo da costa de Pernambuco, e observaram que a curva de nível do mar feita para a região da Bahia, Sergipe, Alagoas, Rio de Janeiro e São Paulo é válida também para o Estado de Pernambuco.

Para a área de Guaratuba e Paranaguá, Angulo (1992) e Angulo e Suguio (1995) utilizaram indicadores de paleoníveis marinhos e, assim, descobriram que as areias ricas em matéria orgânica também ocorrem nos depósitos holocênicos, relocando o nível do mar após a transgressão pleistocênica (PMT) a 4m acima do nível atual.

Com o intuito de comprovar a ocorrência de vermetídeos vivos e fósseis ao sul da Ilha de Cabo Frio, Dias *et al.* (2011) encontraram vermetídeos de aproximadamente 2810 anos AP, comprovando que os mesmos não desapareceram no Atlântico Sul.

Análises palinológicas feitas na Lagoa dos Patos, RS, identificaram mudanças na vegetação local, que teve origem a 5170 anos AP e era xerófila e halófitas, caracterizando um ambiente seco. Com o aumento da transgressão marinha em 4080 anos AP, ocorreu o princípio do desenvolvimento de vegetação de floresta, que se intensificou concomitantemente com a regressão marinha, ocorrida em 4000 anos AP (CORDEIRO e LORSCHETTER, 1994).

Barth *et al.* realizaram uma análise palinológica de um sedimento datado em 4210 anos AP, na Baía de Guanabara, RJ (2004), e em uma amostra de sedimento de manguezal da Baía de Guanabara, datado em 1760 anos AP (2006). Os autores concluíram que o manguezal localizado no setor leste da Baía de Guanabara foi instalado neste período, recebendo sedimentos provenientes das bacias hidrográficas circundantes.

Coelho *et al.* (2008) trouxeram informações importantes sobre a vegetação pretérita da Reserva Biológica do Poço das Antas, em Silva Jardim, Rio de Janeiro. Os resultados desse trabalho indicaram uma área dominada pela Floresta Ombrófila em torno de 6080 anos AP e que a vegetação mudou para uma floresta fragmentada em 4090 anos AP, permanecendo fragmentada e restrita às baixas colinas até o período atual, sugerido pelas datações de 3520 anos AP, 1880 anos AP e 1810 anos AP.

Alguns trabalhos importantes de reconstituição paleoambiental já foram realizados na área de estudo. Em 2005 e 2006, Luz *et al.* pontuaram os processos temporais que influenciaram a deposição de palinomorfos na Lagoa do Campelo, no Norte Fluminense. A dinâmica deposicional dos palinomorfos foi estudada na região Norte Fluminense e os resultados obtidos indicam que a deposição na Lagoa de Cima ocorre de acordo com a resposta da vegetação em relação ao nível do mar e que, na Lagoa do Campelo, essa dinâmica depende diretamente do nível de água do rio Paraíba do Sul (LUZ *et al.*, 2010).

Luz *et al.* (2011) buscaram evidências palinológicas da substituição da vegetação higrófila pela vegetação de campo, registrado em 6.500 e ca. 4.000 anos AP, analisando sedimentos de dois testemunhos, um na Lagoa de Cima e outro na Lagoa do Campelo. Os resultados mostram que essa substituição ocorreu de forma natural e estava relacionada às oscilações do nível do mar. As variações ambientais ocorridas na região impediram que a vegetação arbórea se estabelecesse o que levou a uma fragmentação da floresta, dando origem então a uma vasta vegetação de campo na paisagem.

3.3. Biomineralizações

Biomineralização é o processo pelo qual são formados minerais, substâncias amorfas ou mineraloides, a partir do funcionamento metabólico dos organismos vivos, de procariontes a eucariontes, incluindo humanos (LOWESTAN, 1981; WEINER e DOVE, 2003). São muito frequentes na natureza, todavia ainda são pouco estudadas. Resultam na formação de complexos sólidos orgânicos e inorgânicos em sistemas biológicos (HINKE *et al.*, 2005) conhecidos como biominerais, que diferem dos minerais de origem inorgânica, pois dependem diretamente de atividade celular (JAHREN, 1996).

As biomineralizações possuem naturezas diversas e podem ser cristalinas, paracristalinas ou amorfas. Possuem composição química muito variada, sendo as mais comuns as de carbonatos e oxalatos de cálcio, sílica amorfa, e oxihidróxidos de ferro e de manganês (OSTERRIETH, 2006). Este processo pode ser considerado celular e também global, visto que ocorre em todo o planeta, atuando como fonte e sumidouro de íons solúveis, considerando que durante sua realização há uma constante troca de ânions e cátions entre as células (OSTERRIETH, 2005).

Segundo Weinere Dove (2003), a biomineralização é um processo que produz tecidos rígidos que são utilizados pelos organismos vivos. Os produtos mineralizados são compostos por materiais compreendidos entre componentes minerais e orgânicos: são biocompostos que combinam macromoléculas de lipídios, proteínas e polissacarídeos conjugadas a 60 diferentes tipos de mineraloides destacando-se a hidroxiapatita, carbonato de cálcio e sílica.

Nem sempre esse processo vai gerar minerais, sendo comum como resultado a formação de substâncias amorfas. São exemplos de biomineralizações amorfas, a opala biogênica ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), o carbonato de cálcio amorfo ($\text{CaCO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), os oxalatos de cálcio hidratados ($\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), sulfetos amorfos de ferro (FeS) e ferrihidrita ($5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 9n\text{H}_2\text{O}$).

As biomineralizações podem ser utilizadas como ferramenta para o estudo paleoambiental, já que elas podem ajudar na compreensão de diversos processos ocorridos em um determinado lugar. Elas podem ser produzidas em um local particular, ficando ali retidas, possibilitando a reconstituição de suas características ambientais pretéritas. Todavia, elas também podem ser transferidas de um lugar para outro por meio de diferentes processos de transporte. Podem ainda ser excretadas, dissolvidas e remineralizados no seu lugar de origem ou em outro (OSTERRIETH, 2005).

Os produtos de algumas biomineralizações, como é o caso dos de sílica biogênica, possuem baixo potencial tanto para migrar quanto para se decompor em sedimentos e em solos se forem comparados, por exemplo, a outros indicadores tais como os pólenes. Essa propriedade reforça a importância do estudo das biomineralizações como indicadores paleoambientais, visto que poderá indicar a biodiversidade dos ambientes estudados, não só os atuais como também os mais antigos, fornecendo, desse modo, elementos essenciais e indispensáveis para suas recomposições. Dessa forma, compreendemos que o estudo das biomineralizações é relevante em reconstituições paleoambientais, já que as mesmas favorecem a compreensão dos processos pedosedimentares ocorridos no passado (OSTERRIETH, 2005).

Nos organismos, os constituintes rígidos biomineralizados exercem funções mecânicas de sustentação, corte, defesa de predadores etc., além das funções físicas como magnetismo, óptica e piezoelétrica. As biomineralizações podem ser facilmente reconhecidas como ossos e dentes em vertebrados e conchas em moluscos. Nas plantas vasculares ocorrem como precipitações intra e extracelulares microscópicas, formadas de sílica amorfa ou oxalato de cálcio. Nos seres unicelulares, como algas e bactérias, geralmente são mineraloides de magnetita, sílica ou gipsita (CHANG e KIRSCHIVINK, 1989).

Este processo pode ocorrer de duas formas: a) controlada: onde o processo é controlado pelo metabolismo, desde o seu início até a inibição do crescimento dos mineraloides; b) não controlada, sendo produto de reações entre organismo e o ambiente. Quando formados por condições controladas, os biominerais têm propriedades como forma, tamanho, cristalinidade, bastante diferentes dos minerais inorgânicos (WEINER e DOVE, 2003).

Os minerais biogênicos de carbonato de cálcio são os mais abundantes, tanto em termos de quantidade produzida, quanto em variabilidade de táxons que os produzem. Até a década de 1980, o campo de estudo das biomineralizações, era conhecido como calcificação, devido à predominância de biominerais que contêm cálcio nos organismos. A descoberta de biominerais compostos de outros cátions aliada ao fato de os biominerais de cálcio apresentarem este elemento ligado a fosfatos, carbonatos, oxalatos etc., tornaram frequente o uso do termo “biomineralização” pelos pesquisadores de mineraloides biogênicos (WEINER e DOVE, 2003).

A biomineralização de magnetita é o mais antigo sistema de mineralização mediado por organismos vivos (KIRSCHIVINK e HAGADORN, 2000). As biomineralizações de sílica ocorrem principalmente como precipitação intracelular – embora exista precipitação extracelular em plantas - deste modo são mais comuns em indivíduos de escala microscópica (KNOLL *et al.*, 2003): no Filo Cercozoa (ameboides e flagelados), na Classe Ebriidia (CAVALIER-SMITH, 1993) nos únicos gêneros *Ebriasp.* e *Hermesinum* sp. (de incerta ligação filogenética com silicoflagelados, dinoflagelados ou radiolários) (HARGRAVES, 1985; KORHOLA e SMOL, 2001) e no Infrarreino Heterokonta, representados principalmente pelas frústulas das diatomáceas (CAVALIER-SMITH e CHAO, 2006).

No Reino Animalia, não há predominância de biomineralizações de sílica: o filo Porífera apresenta silicificação das espículas de esponjas nas Classes Hexactinellida e Demospongiae; na subclasse Copepoda são mandíbulas opalinizadas (Artropodes); além de corpos microscópicos intracelulares na epiderme de larvas do Filo Brachiopoda.

No Reino Plantae as biomineralizações de algas de água doce e marinha foram trocadas de outros minerais para silicofitólitos em algumas plantas vasculares, principalmente nas famílias Poaceae, Cyperaceae e Equisetaceae (PAROLIN *et al.*, 2010).

Knollet *al.* (2003) afirmam que, antes do desenvolvimento das biomineralizações pelos organismos eucariontes, o CaCO_3 e a SiO_2 se acumularam preferencialmente ao longo das margens dos oceanos do Proterozoico, nas planícies de marés e lagoas costeiras. A distribuição global de texturas nos acamamentos de arenitos indica a deposição através de algum tipo de acumulação controlada, sugerindo a existência de microorganismos que acumularam nestas superfícies, provavelmente bactérias – num período anterior à existência dos estromatólitos.

De acordo com PortereKnoll (2000), as biomineralizações mais antigas conhecidas são de protistas, preservadas no *ChuarGroup*, no Grand Canyon, Arizona - estas biomineralizações de pirita e óxidos de ferro tem 742 ± 6 milhões de anos. O registro mais antigo de biomineralizações de sílica está no Grupo Tindir, no noroeste do Canadá, datado de 650 a 630 milhões de anos. Este registro constitui-se em assembleias de Chrysophytas, preservadas em nódulos de chert. KirschvinkeHagadorn (2000) acreditam que as feições de magnetita constituídas de puro óxido de ferro, características de biomineralizações de bactérias, podem ser encontradas em sedimentos de 2 bilhões de anos, indicando um desenvolvimento da biomineralização que, posteriormente, foi ampliado e modificado para uso de outros minerais na “explosão de vida” do Cambriano – lembrando que o desenvolvimento da biomineralização não se deu ao mesmo tempo das diferenciações dos filos. Segundo os mesmos autores, as biomineralizações apresentam 28 origens dentro dos eucariotas: 20 origens entre os Metazoários, duas origens nas Chlorophytas, duas entre as Rhodophytas, uma entre os Cencozoans, Haptophytes, Heterokontas e Alveolates, ou seja, desenvolveram-se em linhagens separadas no Pré-cambriano (CHANG e KIRSCHVINK, 1989 *apud* LUCENA, 2016).

Os elementos essenciais para a vida são N, P, S, Si, K e Ca, reciclados por sistemas terrestres e marinhos. Numa escala de tempo menor do que 1000 anos, a redistribuição dos elementos essenciais acontece na atmosfera, biosfera e hidrosfera em maior concentração do que na litosfera (por exemplo, a concentração de CO_2 na atmosfera), porém em escala de longo termo a perda dos elementos bioessenciais para a litosfera torna-se importante. O silício é o segundo mais abundante elemento na crosta terrestre. Combinado, forma o mais abundante grupo de minerais e concentrações variadas de sílica estão presentes em todos os seres vivos (LUCENA, 2016).

3.4. Biomineralizações de sílica

Neste trabalho, são usados três tipos de biomineralizações de sílica: os fitólitos, as espículas de esponja e as frústulas de diatomáceas. O uso dessas biomineralizações como *proxy* justifica pelo fato de se mostrarem como bons bioindicadores para estudos paleoambientais e para se complementarem quando uma das biomineralizações deixar lacunas na reconstituição paleoambiental (GOMES *et al.*, 2017).

O termo sílica refere-se à SiO_2 - correta composição da sílica e de um grupo dos silicatos, formados de minerais e mineraloides (KLEIN e DUTROW, 2012). A sílica (SiO_2) disponível na crosta terrestre pode estar na forma de quatro minerais: quartzo, tridimita, cristobalita e opala. A tridimita é o mineral do grupo da sílica comum em rochas vulcânicas ácidas, em calcários e arcósios altamente metamorfizados; a cristobalita é mais comum em rochas basálticas e arenitos metamorfizados. No solo, o Si é um constituinte de minerais primários, aluminossilicatos secundários e várias formas de SiO_2 . O quartzo é o óxido de silício mais abundante nos solos. A maior estabilidade do quartzo deve-se ao fato da sua cristalização ocorrer a partir do magma em ambientes próximos à superfície (EPSTEIN, 2001).

O empacotamento denso da estrutura cristalina do quartzo e a alta resistência das ligações Si-O-Si contribuem para sua maior permanência nos solos e menor solubilidade (EPSTEIN, 2001; LEPSCH, 2011). Na sua fase orgânica, o ácido monossilícico é absorvido por vários organismos vivos marinhos e terrestres nos quais sofre polimerização formando a opala biogênica ou opala-A (KLEIN e DUTROW, 2012).

A dissolução de sílica biogênica colabora na produção do ácido monossilícico, que pode também percolar até o nível freático, atingir os rios e oceanos, participando do ciclo global do silício, ou ser novamente absorvido pelas plantas. Em temperatura ambiente e pH 7, a solubilidade da sílica amorfa no solo é de aproximadamente 50 a 60 mg l^{-1} de Si e a do quartzo é usualmente de 3 a 11 mg^{-1} . A solubilidade da opala biogênica é baixa: 0,5 a 20 mg l^{-1} de Si (KLEIN e DUTROW, 2012), provavelmente devido a fatores como: a) a quimissorção de íons metálicos (Al, Fe, Mg, Ca, Cu, Pb) nas superfícies das moléculas de óxidos de Si; b) a morfologia e tamanho dos corpos silicosos; c) a oclusão de C ou a presença de fases cristalinas associadas; todavia, em solos de áreas tropicais o Si é lixiviado levando a uma alta concentração de Al e Fe. Tal situação é pouco comum em solos desenvolvidos sob clima tropical, salvo se condicionada por impedimento de drenagem ou solos localizados nas posições mais baixas do relevo – por isso há predomínio de caulinita e relativa abundância dos óxidos na maioria dos solos brasileiros (KLEIN e DUTROW, 2012).

3.4.1. Silicofitólitos

Os silicofitólitos são partículas de sílica amorfa, geralmente encontradas nas frações silte e areia muito fina como resultado da absorção de ácido silícico [$\text{Si}(\text{OH})_4$] do solo pelas plantas, que se formam por precipitação de sílica amorfa entre e nas células de diversas plantas vivas (PIPERNO, 1988). A senescência e a decomposição dos restos vegetais fazem com que os fitólitos sejam incorporados ao solo, sendo bastante estáveis, podendo se tornar importantes microfósseis, já que apresentam configurações típicas da vegetação de origem. A forma do fitólito recorda um “molde” da célula em que foi formado (COE e OSTERRIETH, 2014) (Figura 10).

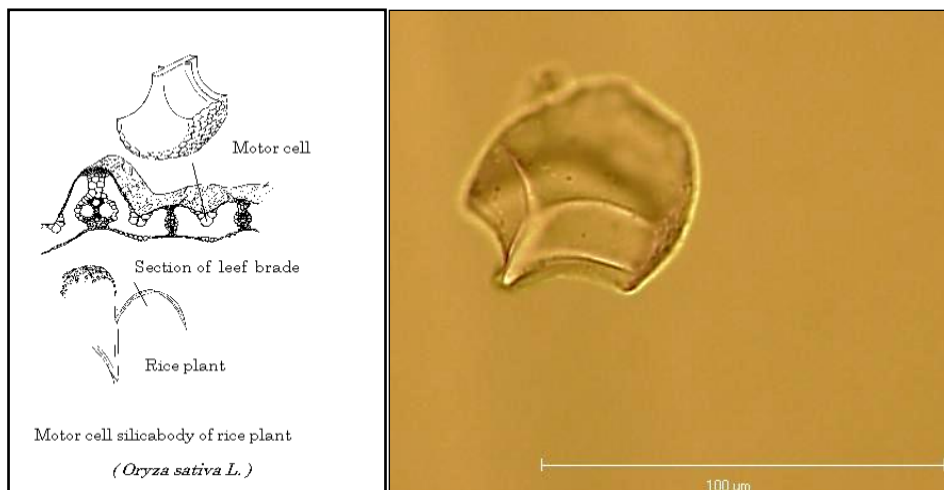


Figura 10: Fitólitos de tipo *bulliformflabellate* em folhas de: a) *Oryza sativa*; b) *Chloridoideae* (Fonte: COE, 2009)

Através de seu sistema radicular, as plantas absorvem ácido monossilícico $\text{Si}(\text{OH})_4$ do solo, concentrando-o em várias partes de sua estrutura por meio da transpiração da água, fazendo com que a sílica se polimerize (PIPERNO, 2006). Esse processo é definido por Osterrieth (2008) como biomineralização. Quando a deposição da planta ocorre, seus restos são incorporados ao sedimento, resultando na deposição de partículas sólidas de sílica hidratada, ou seja, os silicofitólitos ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) (SEIXAS, 2017) (Figura 11).

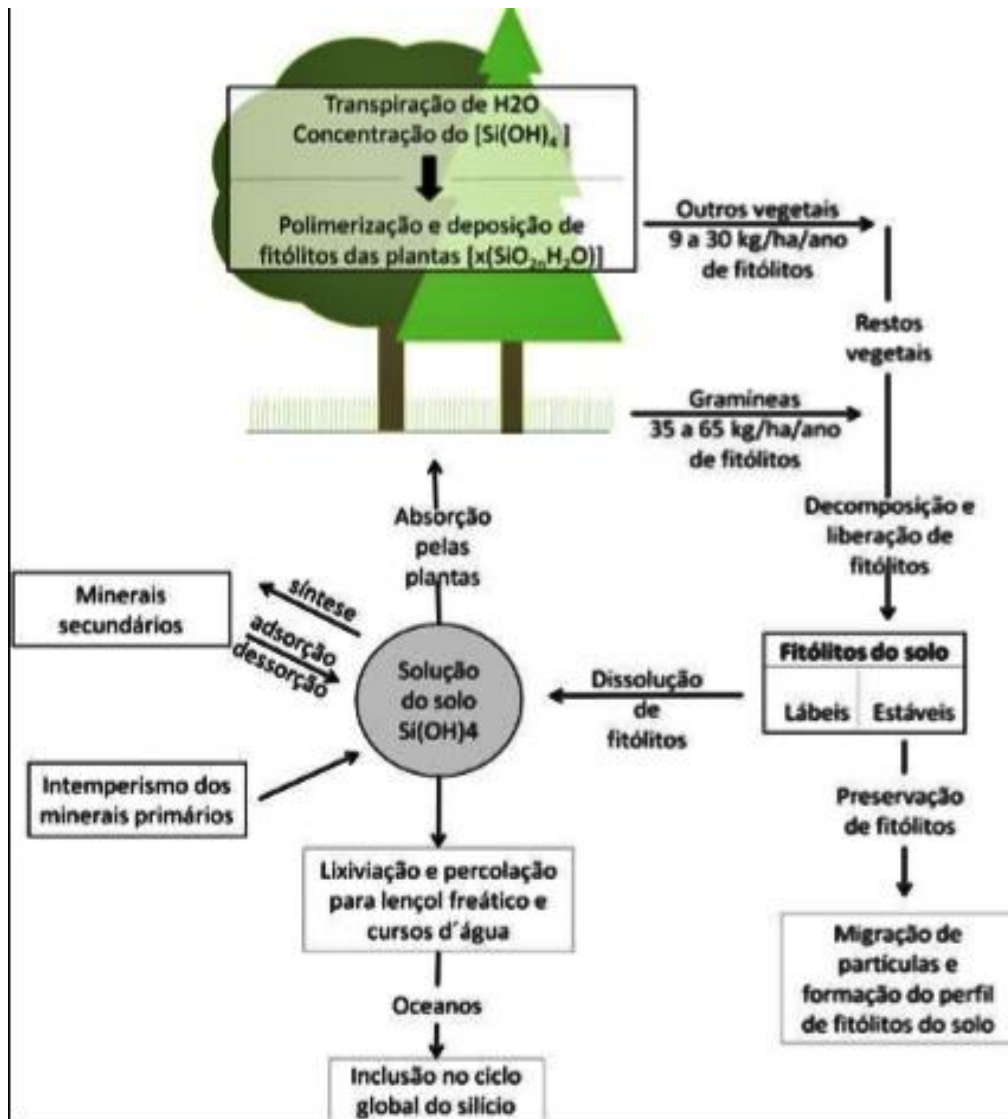


Figura 11: Ciclo do silício e exemplo de biomineralização (Fonte: LEPSCH, 2011)

Os fitólitos preservam os registros da vegetação natural, podendo a análise de suas assembleias auxiliar no estudo de mudanças de densidade arbórea de uma região e na identificação de tipos de vegetação, ao se comparar com assembleias modernas. Como podemos observar na figura 12, eles podem ser produzidos nas folhas de gramíneas ou de plantas lenhosas, no tronco das árvores ou de arbustos e nas raízes de gramíneas ou de plantas lenhosas (COE, 2009). Porém, na maioria dos casos, os fitólitos se precipitam na epiderme, no mesófilo das gramíneas e no xilema secundário das dicotiledôneas lenhosas (WELLE, 1976; MOTOMURA *et al.*, 2004).

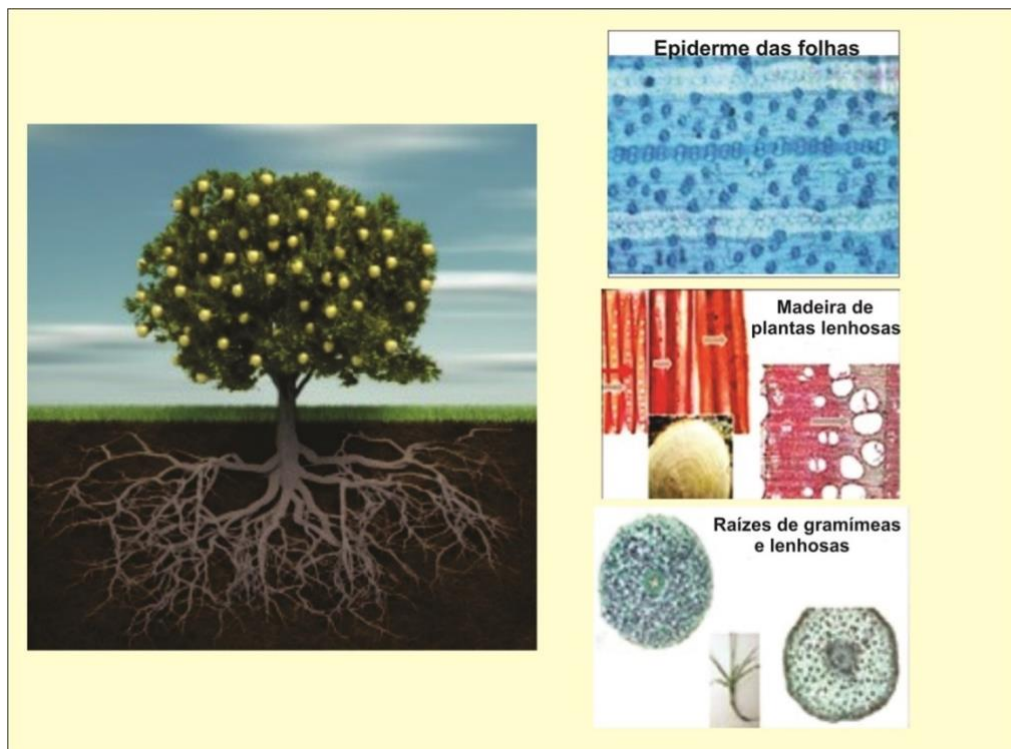


Figura 12: Partes das plantas onde são produzidos fitólitos
(Fonte: COE, 2009, modificado de MADELLA, 2008)

Dentre os fitólitos produzidos por gramíneas e ciperáceas, vale ressaltar a importância das células buliformes, que possuem uma função muito específica, pois são elas que permitem que as plantas abram e fechem os estômatos nas horas mais quentes do dia, fazendo com que a evapotranspiração seja reduzida, auxiliando na formação dos fitólitos no interior das células (COE, 2009) (Figura 13).

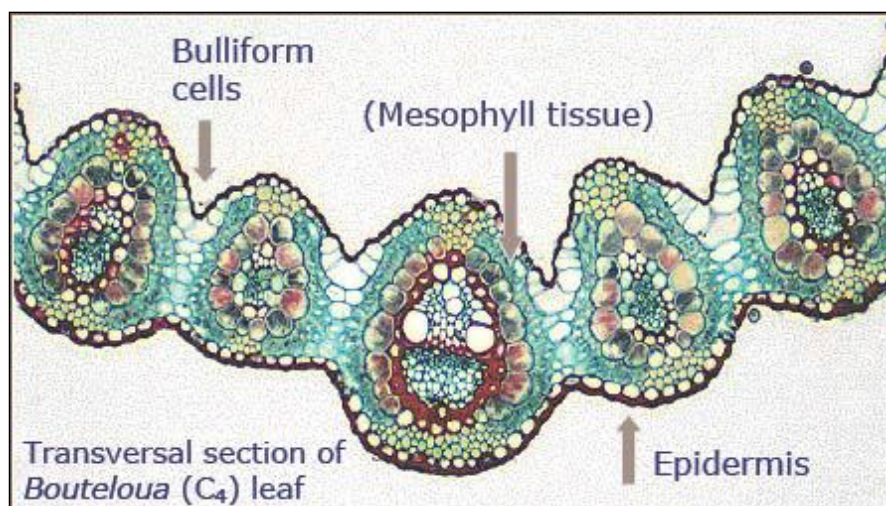


Figura 13: Células buliformes (Fonte: COE, 2009, modificado de MADELLA, 2008)

As razões pelas quais os fitólitos são depositados nas células das plantas são, primeiramente, para dar suporte mecânico para as células; em segundo lugar, para dar força aos órgãos e estruturas das plantas (Figura 14); em terceiro lugar, para proteger

as plantas dos herbívoros e parasitas e, finalmente, para neutralizar ânions e cátions “venenosos” para as plantas (COE e OSTERRIETH, 2014).

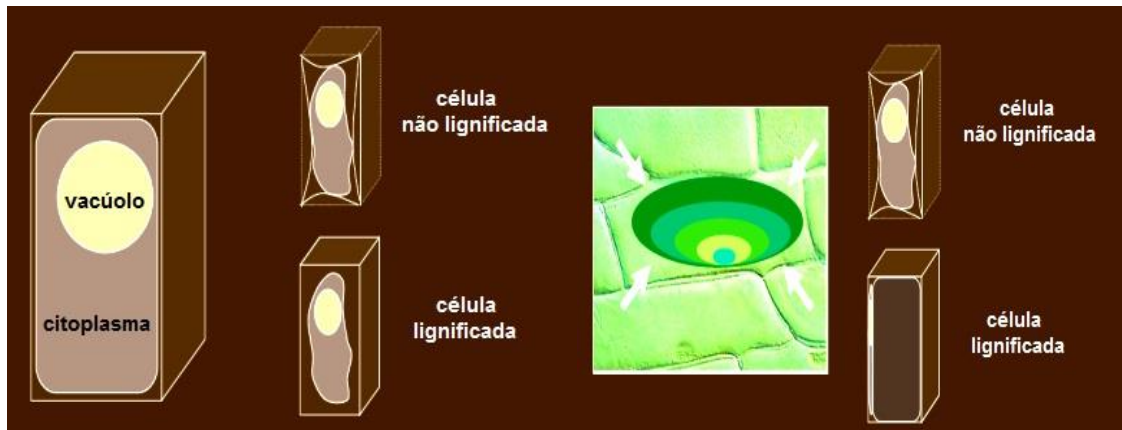


Figura 14: Exemplo de células silicificadas e não silicificadas em plantas herbáceas (Fonte: COE, 2009, modificado de MADELLA, 2008)

A produção de fitólitos pelas plantas não é homogênea em relação às famílias. O mais alto nível de produção fitolítica é o das Poaceae, 20 vezes superior ao das dicotiledôneas lenhosas. Nas gramíneas os fitólitos são particularmente abundantes, atingindo de 1 a 5% de Si do peso seco (WEBB e LONGSTAFFE, 2000).

Os esqueletos de sílica guardam uma arquitetura da célula original, ou seja, possuem a forma das células das plantas, o que faz com que possamos descrevê-los anatomicamente, como se pode observar nos exemplos das figuras 15 e 16 (MADELLA *et al.*, 2005).

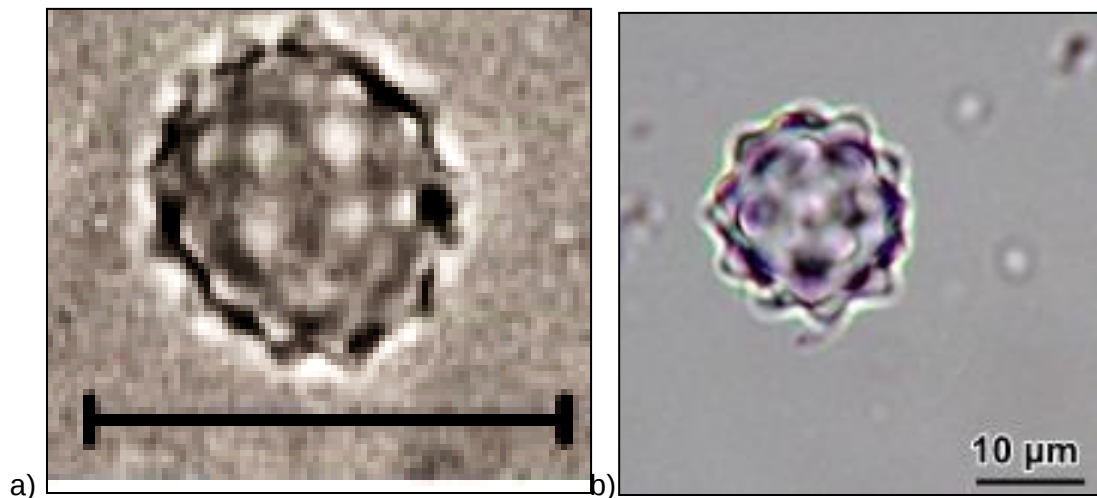


Figura 15: Fitólitos de tipo *spherioidechinate*: a) Na planta (Arecaceae), 25 µm (Fonte: RASBOLD *et al.*, 2011); b) no solo (Foto Coe, 2011)

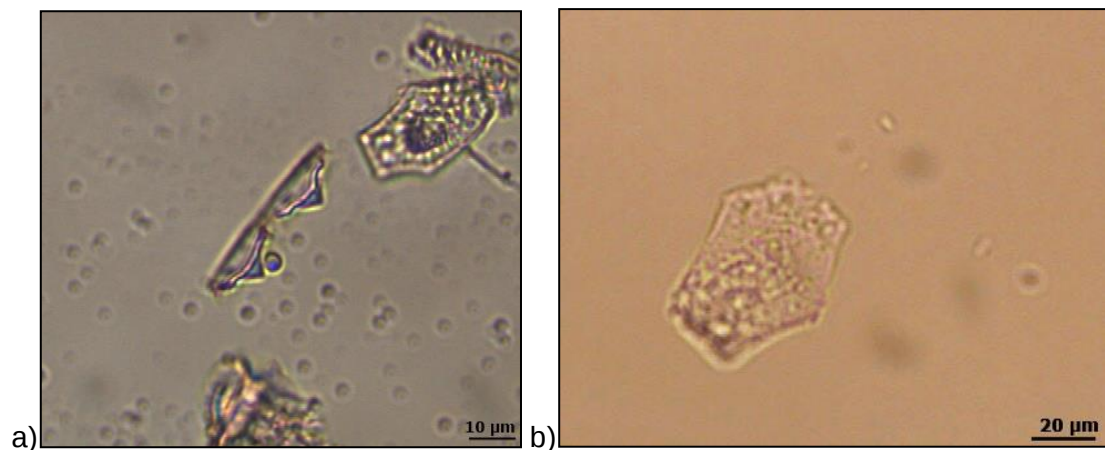


Figura 16: Fitólitos do tipo *papillate*: a) na planta Cyperaceae; b) no solo (Fotos Gomes, 2014, 2015)

A produção de fitólitos pelas plantas é conhecida como múltipla e redundante, já que uma mesma planta pode produzir diferentes morfotipos (multiplicidade) e o mesmo morfotipo pode ser produzido em diferentes tecidos de plantas e por diferentes plantas (redundância), o que dificulta a identificação da planta que o originou (COE e OSTERRIETH, 2014).

Os silicofitólitos podem ser classificados por três formas: taxonômica, tipológica e/ou taxonômico-tipológica. Porém, a multiplicidade e redundância da produção de fitólitos pelas plantas fazem com que atribuir valor taxonômico a um único fitólito seja pouco consistente (COE e OSTERRIETH, 2014). É por essa razão que se fazem análises das assembleias fitolíticas e não de um único fitólito ou uma planta específica. Uma assembleia fitolítica é constituída por um número estatisticamente válido de tipologias fitolíticas e representa a produção média qualitativa e quantitativa de fitólitos de uma vegetação em particular (COE e OSTERRIETH, 2014).

A nomenclatura dos fitólitos foi normatizada pelo ICPN (*International Code for Phytolith Nomenclature*) (MADELLA *et al.*, 2005) e recentemente atualizada pelo ICPN 2.0 (NEUMANN *et al.*, 2019), com o intuito de desenvolver a comunicação entre pesquisadores, criando uma harmonia e uniformização da descrição e nomenclatura dos fitólitos. Segundo as normas do ICPN, um tipo de fitólito pode ser observado em um determinado táxon, mas ele só é considerado diagnóstico se for exclusivamente deste táxon, podendo também ser identificado quando a flora de uma região geográfica específica foi estudada.

Após compreendermos como se formam e porque são denominados a partir de suas características morfológicas, podemos conhecer os tipos de fitólitos mais comuns e a que tipos de plantas correspondem (Figura 17).

A- Fitólitos característicos das Poaceae (TWISS, 1969, 1992; KONDO *et al.*, 1994):

1. **PANICOIDEAE** – típica de climas quentes e úmidos ou de solos com forte teor de água disponível, de ciclo fotossintético C4 e altas; também existem algumas com ciclo fotossintético C3, que crescem em áreas de sombras. Este tipo de **Poaceae** produz principalmente os fitólitos do tipo **BILOBATE** e **CROSS**;
2. **CHLORIDOIDEAE** – de ciclo fotossintético C4 e baixas, são adaptadas a regiões quentes e secas, produzindo principalmente o fitólito do tipo **SADDLE**;
3. **POOIDEAE** – de ciclo fotossintético C3, são abundantes em regiões temperadas, frias e/ou de altitude em zona intertropical, produzem principalmente fitólitos do tipo **RONDEL** e **TRAPEZOID**(*trapeziform*);
4. **ARUNDINOIDEAE** – em ciclo fotossintético C3, são encontradas em todas as regiões, ou seja, não produzem tipos de fitólitos característicos. Produzem fitólitos do tipo **RONDEL**, **BILOBATE**, **POLYLOBATE** e **CROSS**;
5. **BAMBUSOIDEAE** – de ciclo fotossintético C3, são características de zonas tropicais e temperadas quentes, são essencialmente florestais, não produzem fitólitos de tipos característicos, e sim fitólitos do tipo **BILOBATE**, **POLYLOBATE** e **CROSS**.

Posteriormente as descrições dos fitólitos foram complementadas e nove tipos de fitólitos são atribuídos às **Poaceae**:

1. **SADDLE** – é produzido em grandes quantidades nas células curtas da epiderme das plantas **Chloridoideae** (C4) e por algumas **Bambusoideae**;
2. **TRAPEZOID**(*trapeziform*)– é produzido em grande parte nas células curtas da epiderme das **Pooideae**;
3. **BILOBATE**, **POLYLOBATE**(*cylindricalpolylobate*) e **CROSS** – são produzidos em maior parte nas células curtas da epiderme das **Panicoideae** e em menor quantidade nas **Chloridoideae**, **Arundinoideae** e **Bambusoideae**;
4. **RONDEL** – é produzido em grande parte nas células curtas da epiderme das **Pooideae** (C3 das regiões temperadas, frias e/ou de altitudes) e pelas **Bambusoideae**;
5. **ACUTE BULBOSUS**(*acicular haircell/unciformhaircell*)- é produzido nos pelos absorventes das epidermes de todas as gramíneas;
6. **ELONGATEDDENTATE** (*echinate*), **SINUATE** ou **ENTIRE**) – é produzido nas células longas de todas as gramíneas;
7. **BLOCKY**(*parallelepipedalbulliformcell*) e **BULLIFORM FLABELLATE**(*cuneiformbulliformcell*) – é produzido nas células buliformes das epidermes de todas as gramíneas.

B- Fitólitos característicos das Dicotiledôneas Lenhosas (SCURFIELD *et al.*, 1978; WELLE, 1976; KONDO *et al.*, 1994; PIPERNO e BECKER, 1996; ALEXANDRE *et al.*, 1999):

1. **SPHEROID ORNATE** (*globular granulate*) – tipo de fitólito produzido no xilema secundário das dicotiledôneas lenhosas;
2. **SPHEROID PSILATE** (*globular psilate*) – tipo de fitólito que pode ser de folhas e galhos de dicotiledôneas, também de algumas monocotiledôneas herbáceas e podem ser observados nas raízes de algumas gramíneas.

C- Outros tipos de fitólitos:

1. **SPHEROID ECHINATE** (*globular echinate*) – é produzido nas folhas das **Arecaceae** (KONDO *et al.*, 1994; RUNGE, 1999; VRYDAGHS e DOUTRELEPONT, 2000) e **Bromeliaceae** (PIPERNO, 1985, 2006);
2. **PAPILLATE** (*papillae*) – produzido pelas **Cyperaceae** (Le COHU, 1973; OLLENDORF, 1987; KONDO *et al.*, 1994; WALLIS, 2003);
3. **SPHERICAL WITH SOCKETS** (*spiny body, spiked*) - produzido pelas **Pinaceae** (BLINNIKOV, 2002; DELHON *et al.*, 2003).

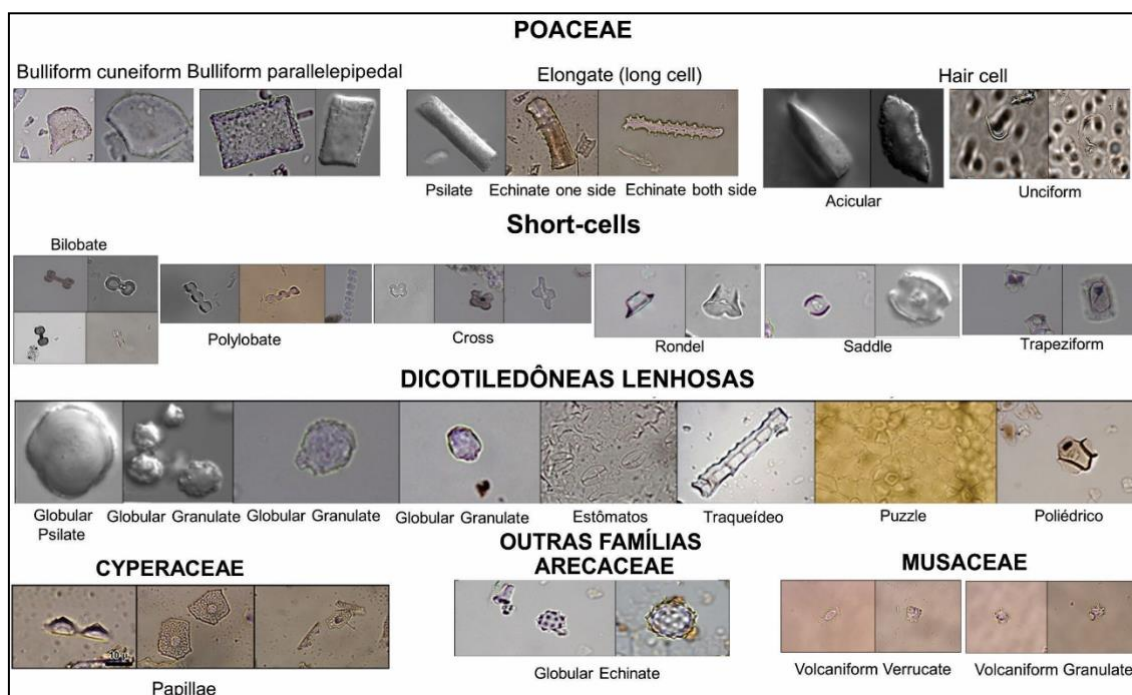


Figura 17: Principais morfotipos de fitólitos, segundo a nomenclatura do ICPN 1.0 (Organizado por Coe e Gomes, 2015)

As análises das assembleias fitolíticas tornam possível definir tipos de cobertura vegetal e inferir se a mesma sofreu mudanças, mas não dizer quais espécies de plantas havia naquela região.

Os índices fitolíticos calculados após a contagem dos fitólitos permitem inferir parâmetros climáticos. Existem cinco índices:

- O índice **D/P** (Dicotiledônea/Poaceae) é indicador de densidade de cobertura arbórea; calcula-se a proporção de fitólitos característicos dos elementos lenhosos em relação à soma dos fitólitos característicos de gramíneas (COE *et al.*, 2014).

$$D/P = \text{spheroid ornate} / (\text{bilobate} + \text{todosos short cells} + \text{acute bulbosus} + \text{bulliform flabellate} + \text{blocky})$$

- O índice **Iph** permite estimar a aridez do ambiente, através da relação entre as gramíneas C4 baixas x C4 altas (BREMOND, 2003).

$$Iph (\%) = [\text{saddle} / (\text{saddle} + \text{cross} + \text{bilobate})] \times 100$$

- O índice **Bi** é um indicador de estresse hídrico, calculando a proporção do morfotipo *bulliform* em relação ao total de fitólitos de gramíneas (BREMOND *et al.*, 2005).

$$Bi \% (Fs) = [(\text{bulliform flabellate} + \text{blocky}) / (\text{short cells} + \text{acute bulbosus} + \text{bulliform flabellate} + \text{blocky})] \times 100$$

- O índice **Ic** indica a adaptação da formação vegetal a uma temperatura mínima e/ou à Pressão Parcial de Dióxido de Carbono (pCO_2) forte (zonas de altitude) (TWISS, 1992).

$$Ic (\%) = [(\text{rondel} + \text{crenate} + \text{trapezoid}) / (\text{todosos short cells})] \times 100$$

- O índice **Pa/P** (Palmeiras/Poaceae) calcula a densidade de cobertura de palmeiras em relação à cobertura por gramíneas. Foi calculado pela primeira vez por Coe (2009).

$$Pa/P = \text{spheroid echinate} / (\text{todosos short cells} + \text{acute bulbosus} + \text{bulliform flabellate} + \text{blocky})$$

É a partir do cálculo desses índices que os fitólitos podem ser vistos como marcadores fiáveis das vegetações intertropicais e a diversidade das vegetações e climas pode ser melhor compreendida através dos estudos fitolíticos (BREMOND, 2003).

Por ser o fitólito um microfóssil que se preserva bem em condições oxidantes, apesar do estudo fitolítico através de amostras de solo ser um bom recurso, não pode ser negligenciado o fato que a erosão e a acumulação agindo sobre o solo podem ser prejudiciais a esse tipo de análise, ou seja, esses processos devem ser considerados ao realizar um estudo.

Outro fator que não pode ser esquecido ao utilizar o solo como recurso de pesquisa é que o mesmo está sujeito ao processo de translocação e de atividades biológicas, o que causa a mistura dos fitólitos novos e antigos em um mesmo horizonte, formando um polo lábil e um polo estável. O polo lábil é formado por fitólitos jovens que

são rapidamente dissolvidos e sua abundância diminui conforme a profundidade do perfil aumenta, atingindo zero na base do perfil. O polo estável é formado pelas partículas antigas, que são mais resistentes à dissolução, ou seja, permanece constante conforme a profundidade e representa o total de fitólitos da base do perfil (ALEXANDRE *et al.*, 1997) (Figura 18).

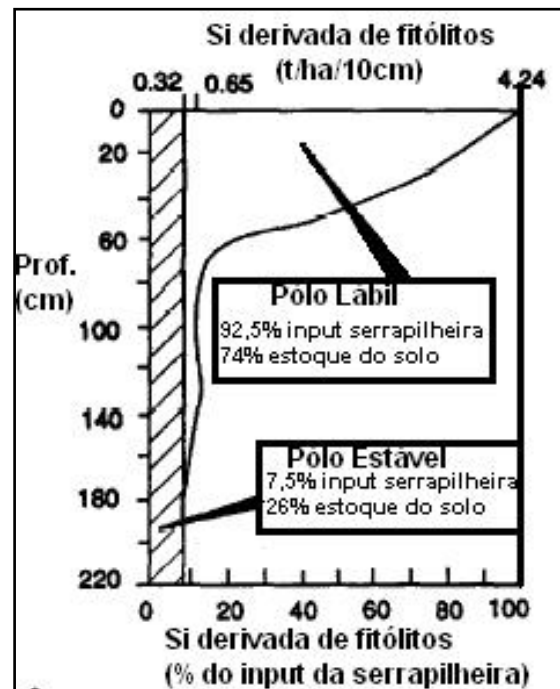


Figura 18: Distribuição bicompartmentada dos fitólitos para um solo ferralítico sob floresta, Congo (Modificado de ALEXANDRE *et al.*, 1997)

As seqüências fitolíticas de solo podem registrar mudanças de vegetação em escala local ou regional. Como os fitólitos são liberados nos solos por humificação ou combustão da matéria orgânica, supõe-se frequentemente que uma grande proporção de fitólitos de solo seja originária da vegetação local (RUNGE, 1999; BREMOND *et al.*, 2005).

Os fitólitos permitem a caracterização da vegetação de um local ou de uma região, reconstituições paleobotânicas, paleoclimáticas e arqueológicas. Em estudos pedológicos, permitem que o pesquisador compreenda melhor a relação evolução x degradação dos solos, a conformação das matrizes e sua relação com a estabilidade dos agregados do solo e, por fim, entender melhor o ciclo biogeoquímico da sílica (COE, 2009).

Os estudos fitolíticos ainda não são muito abundantes no Brasil. Os primeiros trabalhos utilizando os fitólitos como bioindicadores foram realizados por Laboriau e Sendulsky (1966), que descreveram corpos silicosos em Poaceae do cerrado. Campos e Laboriau (1969) propuseram uma nova técnica de extração dos corpos silicosos no

solo, indicando a realização da retirada do material alcalino antes da incineração. Silva e Laboriau (1970) aperfeiçoaram o conhecimento de corpos silicosos no cerrado.

Piperno e Becker (1996) realizaram uma reconstituição paleoambiental, através de assembleias fitolíticas em Manaus, Amazonas. Apesar dos resultados não indicarem mudanças do tipo de vegetação, os autores observaram uma mudança na composição florística, com redução da frequência de Marantaceae após 4000 anos cal AP, indicando um ambiente mais úmido do que o atual.

Em Salitre, MG, estudos feitos por Alexandre *et al.* (1999), analisaram assembleias fitolíticas extraídas de um solo ferralítico sob cobertura de floresta mesofítica semidecídua. O índice D/P comparado ao obtido para a vegetação atual revela dois períodos de expansão da cobertura arbórea entre 3000 e 4000 anos cal AP e em cerca de 600 anos cal AP.

Lepsch (2006) estudou fitólitos no Triângulo Mineiro buscando descrever a morfologia e quantificar os fitólitos de latossolos do cerrado. Os resultados indicaram que os latossolos e o solo glei pouco húmico apresentaram quantidades maiores de fitólitos no silte do que na areia muito fina.

Calegari (2009) estudou a ocorrência e significado paleoambiental do Horizonte A húmico em Latossolos, e seus resultados indicaram que este horizonte pode ser considerado como “relictual”, por preservar os fitólitos indicativos de climas passados mais secos no horizonte B. Coe (2009) e Coe *et al.* (2012a, b) estudaram a região de Búzios e Cabo Frio, RJ, inferindo a evolução da vegetação particular da área durante o Quaternário.

Na última década, foram realizadas mais reconstituições paleoambientais através de análises fitolíticas no Brasil. Gomes (2012), Gomes *et al.* (2014) e Coe *et al.* (2014) utilizaram os silicofitólitos para explicar a gênese e formação de solos na Bacia do Rio São João, RJ, onde os solos de tipo eluvial se mostraram ideais para a realização da reconstituição paleoambiental, ao contrário dos solos do tipo aluvial, pois se originam de uma mistura de material, inclusive de fitólitos.

Chuang (2012, 2016) e Augustin *et al.* (2014) realizaram pesquisas na região do Espinhaço Meridional que possibilitaram a identificação de variações nos ambientes nos quais ocorreram os processos geomorfológicos. A alternância de condições mais secas e mais úmidas que as atuais influenciaram os processos de acumulação e o elevado grau de alteração dos fitólitos evidencia a intensidade dos processos erosivos. As análises fitolíticas e isotópicas associadas à Geomorfologia se mostraram bastante eficazes na compreensão da evolução da paisagem e de mudanças ambientais.

Ramos (2014e 2016) e Coe *et al.* (2015) abordaram a dinâmica e as mudanças ocorridas na vegetação da restinga de Maricá durante o Quaternário.

Rocha (2014) utilizou os fitólitos para reconstituir o ambiente em uma voçoroca na Depressão de Gouveia, MG, onde encontrou fitólitos de gramíneas.

Também em Minas Gerais, Lucena (2016) estudou a paleovegetação e suas implicações para a dinâmica geomorfológica no Parque Estadual Veredas do Peruaçu. A autora identificou três ambientes diferenciados na bacia do rio Peruaçu, tanto pelas condições ambientais de estresse hídrico e cobertura vegetal quanto pela capacidade de perda ou acumulação de sedimentos.

Seixas (2015), Coe *et al.* (2015) e Barros *et al.* (2016) fizeram a reconstituição paleoclimática de registros sedimentares fluviais no Quadrilátero Ferrífero, onde os silicofitólitos encontrados eram de morfotipos maiores, que são mais resistentes e suportam por um período maior de tempo a erosão advinda dos intensos processos geomorfológicos da região.

Gomes (2015) e Gomes *et al.* (2016, 2017) estudaram a evolução do uso do solo e da cobertura vegetal durante o Quaternário nas bacias dos rios Macacu e Caceribu, RJ, através de biomineralizações de sílica, abordando as mudanças na vegetação no setor leste da Baía de Guanabara e corroborando os estudos feitos anteriormente, onde os momentos de grandes inundações, que alteravam as características ambientais locais, foram observados através dos silicofitólitos, espículas de esponjas, análises dos isótopos estáveis do carbono e datações por ^{14}C .

Ramos (2016) reconstituiu o ambiente da Ilha Grande no Quaternário através dos silicofitólitos e isótopos estáveis de carbono.

Uma análise de uma sequência pedoestratigráfica em Água Doce, Sul do Brasil, inferiu que a vegetação de Campo ocupou as encostas da área compreendida pela paleocabeceira estudada do Último Interestadial ao Holoceno Superior. Os índices fitolíticos sugeriram um regime térmico contínuo frio desde o Último Interestadial, mais seco durante o Último Máximo Glacial e Holoceno Médio/Superior (PAISANI *et al.*, 2016).

Rasbold *et al.* (2016) analisaram um testemunho de 44 cm de profundidade, na região de Turvo, no Paraná, e obtiveram datação C^{14} de 14.553 anos cal AP na amostra de 44 cm, e 6.090 anos cal AP, na amostra de 22 cm. Com as análises fitolíticas foi possível inferir duas fases de deposição, a primeira (44 e 32 cm) com predomínio de condições climáticas mais secas do que as atuais (aumento do índice IpH e Bi), e a segunda fase (30 cm ao topo) foi caracterizada por aumento gradativo da umidade (redução do IpH).

Calegariet *et al.* (2015) aplicaram uma abordagem *interproxym* focada na análise de fitólitos, de grãos de pólen e análise granulométrica de sedimentos ao estudo da Lagoa do Macuco, em Linhares no Estado do Espírito Santo. Foram identificadas três zonas polínicas, que indicaram a presença de uma vegetação demangue entre 7700 anos cal AP e 4396 anos cal AP, seguida do deslocamento da vegetação das áreas mais baixas para as partes marginais mais elevadas do vale (4396 anos cal AP - 1287 anos cal AP) e a uma terceira fase que representa o período da instalação do atual lago, entre 1287 anos cal AP e os dias atuais. Também no Espírito Santo, Lorente *et al.* (2015) analisaram um testemunho de coletado na planície deltaica do litoral norte do estado. O trabalho teve como principal objetivo a caracterização do conjunto de fitólitos, auxiliado pelas fácies sedimentares, dados isotópicos para reconstituir o paleoambiente. A análise de fitólitos permitiu o estabelecimento de três intervalos que refletem mudanças na vegetação e provavelmente no clima a partir de ~7589 anos cal AP.

Seixas (2017) reconstituiu as condições paleoambientais e inferiu possíveis mudanças no clima e na vegetação associadas à ocorrência de linhas de pedra, ocorridas durante o Quaternário no Médio Vale do Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro.

No Paraná, Parolin *et al.* (2017) encontraram evidências de que houve um período mais seco no Holoceno Médio através das análises fitolíticas de um testemunho de sedimento turfoso, em uma lagoa no Morro da Pedra Branca, em Ortigueira, com datação C^{14} da amostra em 30cm de profundidade em 5.372 anos cal AP.

Dias (2017) utilizou estudos de fitólitos, complementados por análises isotópicas e pedológicas, em amostras coletadas em 3 perfis no Rio Grande do Norte e 1 no Ceará, na ecorregião da Depressão Sertaneja Setentrional. Em todos os perfis verificou-se um aumento do D/P com a profundidade, indicando que a cobertura arbórea era mais densa no passado, sugerindo um ambiente mais úmido que o atual. A partir de cerca de 3000 anos cal AP verifica-se uma redução da umidade, como observado em outros estudos na região.

Coe *et al.* (2017) caracterizaram os fitólitos extraídos do Sambaqui da Tarioba, situado em Rio das Ostras (Rio de Janeiro) a fim de inferir informações paleoambientais. Este sambaqui foi ocupado por um período de cerca de 500 anos. O índice D/P sugeriu uma vegetação arbórea e os valores do índice Bi% indicaram um forte estresse hídrico, inferindo que a vegetação circundante ao sítio arqueológico em torno de 3530(130) / 3890(140) anos cal AP consistia em floresta seca.

Santos (2018) contribuiu para o entendimento das mudanças paleoambientais ocorridas no litoral de Maricá (RJ). Através desse trabalho a autora conseguiu observar

três fases com distintas condições paleoambientais na região: sendo que a primeira (8500 – 6500 anos cal AP) apresentava um ambiente mais úmido que o atual e com vegetação arbustiva/arbórea densa; a segunda fase (6500 – 300 anos cal AP) indicou um período menos úmido e com predomínio da vegetação herbácea; por fim, na terceira fase (após 3000 anos cal AP) pode-se observar um período úmido e com vegetação arbustiva/arbórea novamente.

3.4.2. Espículas de Esponjas

As esponjas são, de acordo com Cândido *et al.* (2000), os organismos mais simples do Reino Animal por não apresentarem estrutura tecidual e serem desprovidos de órgãos e de tecidos celulares, tendo sido uma das primeiras formas de vida pluricelulares (Figura 19). Os poríferos, como também são chamadas, são organismos exclusivamente aquáticos e encontrados em águas continentais e marinhas, sendo muito úteis para estudos evolutivos, bioquímicos, taxonômicos, ecológicos e paleoecológicos (MACHADO, 2009). Os registros fósseis mais antigos conhecidos das esponjas datam do Cambriano (BARNES, 1995).



Figura 19: Exemplar vivo de uma esponja(Foto: PAROLIN, Mauro, 2008. Lepafe/Fecilcam)

De acordo com Volkmer-Ribeiro e Pauls (2000), as esponjas continentais são provenientes das esponjas marinhas. A transgressão marinha sobre as áreas continentais, por várias eras geológicas, deixou mares rasos isolados no continente que, com o passar do tempo, foram dessalinizados de forma gradual pelo aporte de água doce, proporcionando um ambiente de adaptação para as esponjas.

Os poríferos continentais se reproduzem de forma sexuada, por larvas livres nadantes, e assexuada, apresentando gêmulas abundantes que são responsáveis pela dispersão a longas distâncias das esponjas, pois, além de seguirem o fluxo da água,

elas são engolidas por peixes e/ou são levadas nas patas e plumas de aves limnícolas (VOLKMER-RIBEIRO, 1999; CÂNDIDO *et al.*, 2000).

Esses organismos são bentônicos, ou seja, vivem presos a um substrato firme, e filtradores. É por esses fatores que as esponjas são consideradas bioindicadores, elas refletem a qualidade da água e não suportam águas com grandes concentrações de sedimentos, além de ocorrerem da superfície a grandes profundidades (SILVA *et al.*, 2009).

A estrutura corporal das esponjas é constituída por um conjunto de vários padrões celulares como pinacócitos, coanócitos, arqueócitos, porócitos, esclerócitos e fibrócitos, embebidos em uma massa gelatinosa e fibrosa chamada de meso-hilo, que essas células secretam. As células se organizam dando origem a canais e câmaras internas por onde a água circula, trazendo partículas e resíduos de matéria orgânica em suspensão; a matéria orgânica é filtrada pelos coanócitos e a superfície externa e os canais são revestidos por pinacócitos (CÂNDIDO *et al.*, 2000) (Figura 20).

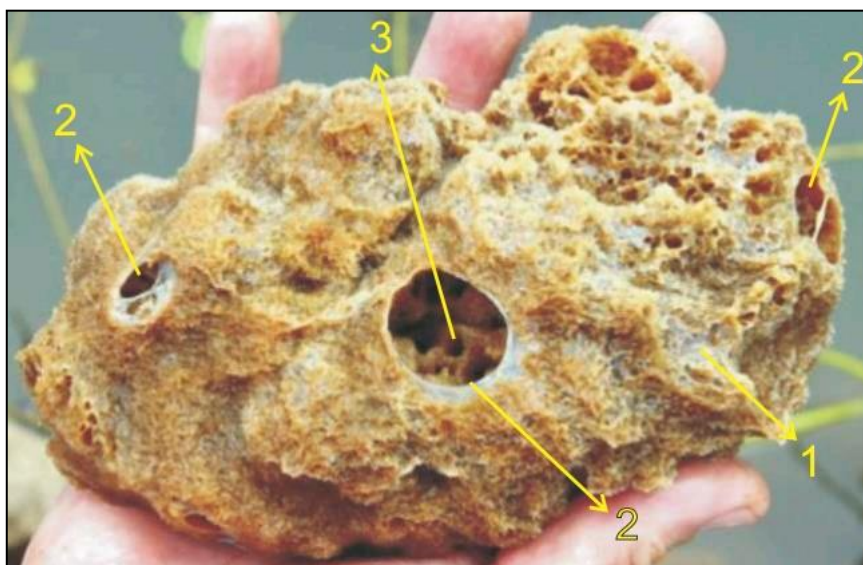


Figura 20: Exemplar vivo de *Corvospongillasecki* (Bonetto&Ezcurra de Drago, 1966), retirado do substrato de macrófita que se desenvolveu no lago de Itaipu. A foto ilustra com precisão: 1 - o revestimento esbranquiçado que constitui a pinacoderme de dessa esponja; 2 - os grandes orifícios na pinacoderme que representam áreas osculares, por onde a água filtrada pela esponja é devolvida ao meio líquido; 3 - os canais excurrentes, visíveis no interior da área oscular, que conduzem a água filtrada até a área oscular. Foto: Thomaz, Sidnei Magela, Nupélia/PEA/UEM. (Fonte: PAROLIN *et al.*, 2010)

A estrutura esquelética da esponja tem como função sustentar as distintas agrupações de células, sua estrutura delicada é constituída por espículas silicosas. Essas espículas são divididas em megascleras, microscleras e gemoscleras (Figura 21). Megascleras são espículas que integram toda a rede esquelética e, de forma geral, são as maiores espículas presentes, podendo até permitir a identificação de espécies em alguns casos. As microscleras são espículas menores e com a superfície com espinhos,

além de possuírem valor taxonômico na caracterização de gêneros e espécies. Gemoscleras são espículas que recobrem as gêmulas das esponjas e que possuem o caráter morfológico mais importante para a caracterização de famílias, gêneros e espécies (Figura 22) (VOLKMER-RIBEIRO e PAULS, 2000).

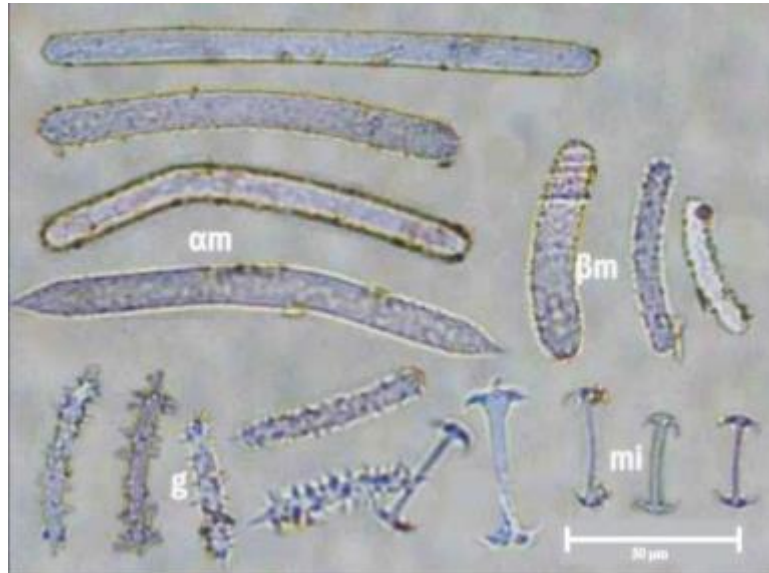


Figura 21: Megascleras, microscleras e gemoscleras observadas em microscópio óptico (Fonte: PAROLIN *et al.*, 2010)



Figura 22: Espículas de sílica unidas em fibras (Fonte: MACHADO *et al.*, 2013)

Os primeiros registros de esponjas de água doce para o Brasil foram feitos a partir da segunda metade do século XIX, quando foram coletados espécimes na Amazônia por naturalistas e viajantes europeus. Atualmente são conhecidos no mundo 26 gêneros de poríferos de água doce que produzem gêmulas, cerca de 133 espécies e também 7 gêneros de esponjas que não produzem gêmulas. Já no Brasil, foram registrados 20 gêneros e 44 espécies (VOLKMER-RIBEIRO, 1999).

Após apresentar como são formadas as esponjas e suas espículas, em seguida serão apresentadas algumas espécies:

1 - ***Dosiliapydanieli***- de acordo com Volkmer-Ribeiro e Parolin (2010), essa esponja forma crostas delicadas e de cor verde e suas gêmulas apresentam pequenas esferas amarelas. Tem como substrato folhas, caules e raízes de vegetação aquática, em ambientes de lagoa sujeita a períodos de seca. Essa esponja pode apresentar três tipos de espículas, megascleras do esqueleto, microscleras do pinacoderma e gemoscleras (Figura 23).

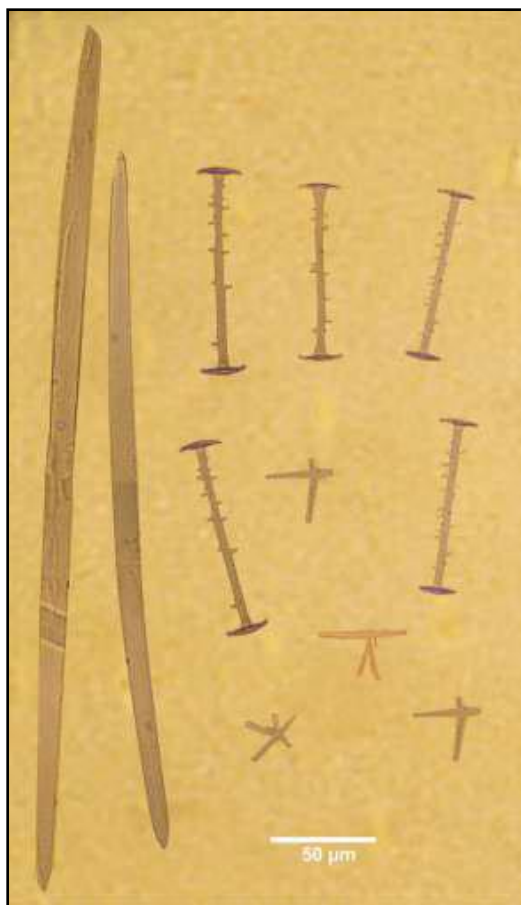


Figura 23: Foto ao microscópio óptico das espículas de *Dosiliapydanieli* (Foto: MARCOTTI, Tais Cristina Berbet. Lepafe/Fecilam)

2 - ***Trochospongillarepens***- essa esponja forma crostas laminares duras que vão da cor cinza a preta, com superfície lisa e ósculos notórios, vive sobre substratos rochosos de fundos de rios com forte correnteza. Essa esponja apresenta dois tipos de megascleras e tem gemoscleras (VOLKMER-RIBEIRO e PAROLIN, 2010) (Figura 24).

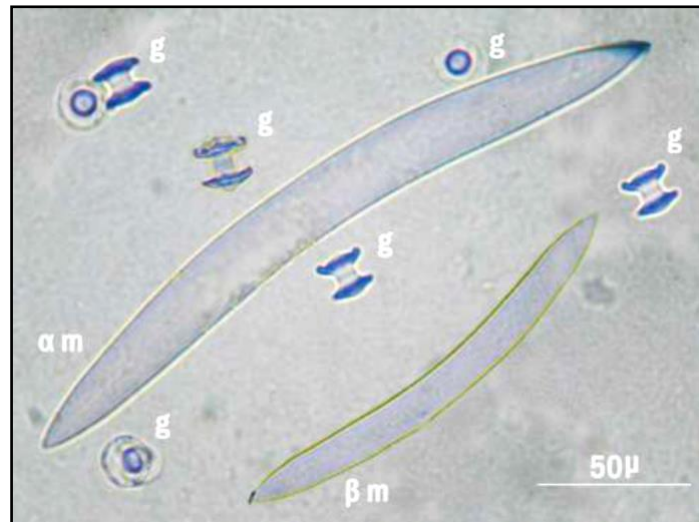


Figura 24: Foto ao microscópio óptico do conjunto das espículas de *Trochospongillarepens* (Foto: MARCOTTI, Tais Cristina Berbet.Lepafe/Fecilam)

3 - ***Oncoscleranavicella*** - essa espécie de esponja é típica de fundos de rios com substratos rochosos. Possui consistência mais ou menos rígida, compreensível e cor amarelada. Possui apenas dois tipos de espículas: megascleras do esqueleto e gemoscleras que revestem as gêmulas (VOLKMER-RIBEIRO e PAROLIN, 2010) (Figura 25).



Figura 25: Foto ao microscópio óptico do conjunto das espículas de *Oncoscleranavicella* (Foto: MARCOTTI, Tais Cristina Berbet.Lepafe/Fecilam)

4 - ***Metaniaspinata*** - essa espécie de esponja se fixa em porções de vegetação mergulhada nas águas, ales de folhas, galhos e troncos tombados em lagoas. Possui quatro tipos de espículas: duas categorias de megascleras no esqueleto, microscleras do pinacoderma e gemoscleras que revestem as gêmulas (VOLKMER-RIBEIRO e PAROLIN, 2010) (Figura 26).

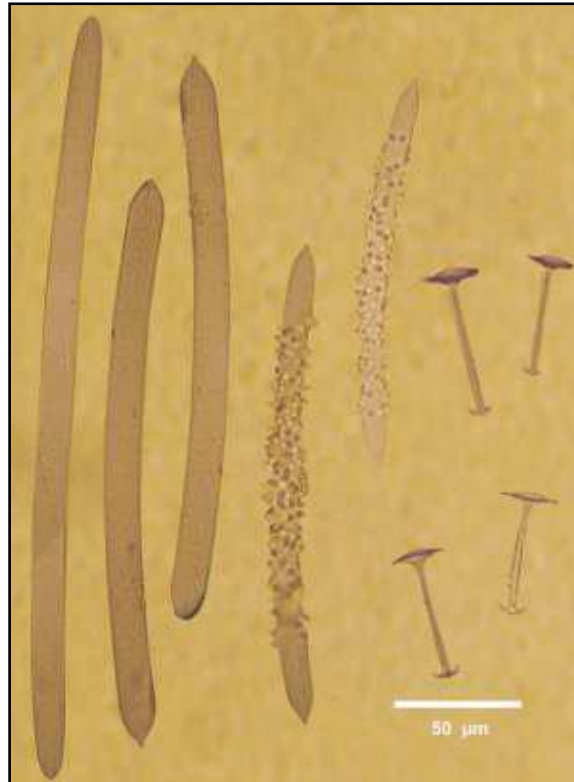


Figura 26: Foto ao microscópio óptico do conjunto das espículas de *Metaniaspinata* (Foto: MARCOTTI, Tais Cristina Berbet.Lepafe/Fecilam)

Os registros de estruturas de esponjas inteiras são raros quando se trata de estudos paleontológicos. Entretanto, foram encontradas pela primeira vez na cidade de Catalão, Goiás, no paleolago Cemitério, estruturas completas e muito antigas de espécies de água doce, datando do Pleistoceno. As gêmulas encontradas foram identificadas como sendo das atuais espécies *Corvoheteromeyenias australis*, *Dosiliapydanieli*, *Radiospongilla amazonensis* e *Corvomeyeniathum* (MACHADO *et al.*, 2013).

Os estudos paleoambientais através das espículas de esponjas de água doce são realizados em diversas bacias hidrográficas no país. No rio Paraná, foram analisadas espículas de esponjas que indicaram um ambiente mais seco no presente do que no Pleistoceno Tardio e início do Holoceno (GUERREIRO *et al.*, 2013). Silva *et al.* (2012) analisaram as espículas de esponjas encontradas no baixo curso do Rio Ribeira de Iguape, SP, e as dataram, indicando uma possível mudança do canal do rio Ribeira de Iguape para oeste do local pesquisado.

No trabalho de Volkmer-Ribeiro *et al.* (2010) foi encontrado um novo gênero de esponjas de água doce, *Pottsielapesae* n. gen. n. sp., com uma nova espécie de águas amazônicas. Já no Mato Grosso do Sul, os estudos feitos por Parolin *et al.* (2005) confirmaram a presença de paleodrenagens na região de Taquarussu indicadas por diversos autores ao longo dos anos 1980 e 1990.

Santos (2018) contribuiu para o entendimento das mudanças paleoambientais ocorridas no litoral de Maricá (RJ). Através desse trabalho a autora conseguiu observar três fases com distintas condições paleoambientais na região: sendo que a primeira (8500 – 6500 anos cal AP) as espículas de esponjas indicaram a existência de uma lagoa de águas rasas em um ambiente de baixa energia e conectada ao mar por um canal intermitente; na segunda fase (6500 – 300 anos cal AP) foi possível observar um aumento na energia das ondas e também o início do processo de colmatção da lagoa; por fim, na terceira fase (após 3000 anos cal AP) pode-se observar um período de baixa energia hidrodinâmica e com redução da lâmina d'água.

3.4.3. Frústulas de Diatomáceas

As diatomáceas são algas unicelulares pertencentes aos Protistas, que vivem isoladas ou reunidas em colônias. Elas só podem ser encontradas em zona fótica. São abundantes em quase todos os ambientes aquáticos e podem ser encontradas tanto em ambiente bentônico (associadas a substratos), quanto em ambiente planctônico (flutuação) (PATRICK e REIMER, 1966; STOEMER e SMOL, 2001; LOBO, 2002).

São algas microscópicas, medindo entre 2 e 500µm, com uma enorme variedade de espécies (cerca de 5600) (ROUND *et al.*, 2007). Com multiplicidade de formas, elas também colonizam um grande leque de habitats, indo da água doce e oceanos até sedimentos úmidos, sendo que a maior parte das diatomáceas vive em ambiente aquático (FARIA, 2013).

Apresentam uma característica distintiva, a parede celular de origem silicosa chamada de frústula (sílica polimerizada). A frústula é composta de duas valvas (epivalva e hipovalva), que se encontram ornamentadas de diversas formas, mais ou menos complexas (Figura 27).

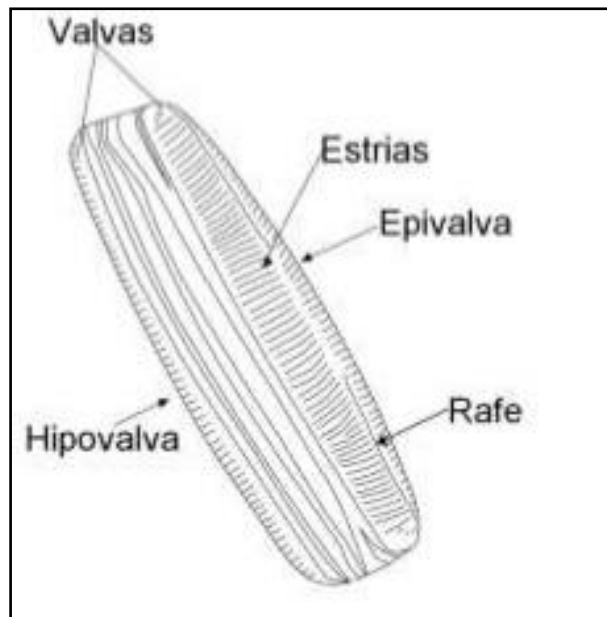


Figura 27: Estrutura da frústula da diatomácea (Fonte: FARIA, 2013)

A forma e a ornamentação das valvas, como pontos, estrias, alvéolos e câmaras, tipos e posição da rafe (estrutura correlacionada à locomoção de alguns gêneros e espécies) permitem a identificação dos táxons (PATRICK e REIMER, 1966).

As diatomáceas são um dos principais grupos constituintes do fitoplâncton, pois sua atividade fotossintética é o primeiro passo na fixação do carbono inorgânico em carbono orgânico particulado no ambiente aquático (LALLI e PARSONS, 1993), tornando-se então o grupo responsável por 95% da produção primária na maioria desses ecossistemas (RAYMONT, 1963).

As diatomáceas pertencem à Divisão Bacillariophyta e são organizadas em três classes: 1) **Coscinodiscophyceae**, que é caracterizada por apresentar células circulares, triangulares ou quadradas, ou alongadas, com simetria de padrão radial, ausência de rafe, com costa e septos muito raros e, às vezes, formam colônias ligadas por filamentos em zigue e zague, por espinhos, muco ou quitina, chamadas também de diatomáceas cêntricas, e são geralmente encontradas em flutuação no plâncton; 2) **Fragilareophyceae**, que possui células alongadas e simétricas, com padrão bilateral, orientadas em direção a uma costela longitudinal (o esterno), não apresenta rafe, costa e septos podem ser observados, onde muitos gêneros têm fileiras de pequenos espinhos na junção das valvas e formam colônias que se juntam na base pelo muco, essas diatomáceas são comumente encontradas no plâncton, ou aderidas a algum tipo de substrato que pode ser uma planta, rocha, etc.; 3) **Bacillariophyceae**, que apresenta células alongadas e, muitas vezes, simétricas, com padrão bilateral, orientada no sentido longitudinal, com rafe, onde costa e septos podem estar presentes, essa classe raramente forma colônias (Figura 28) (ROUND *et al.*, 1990).

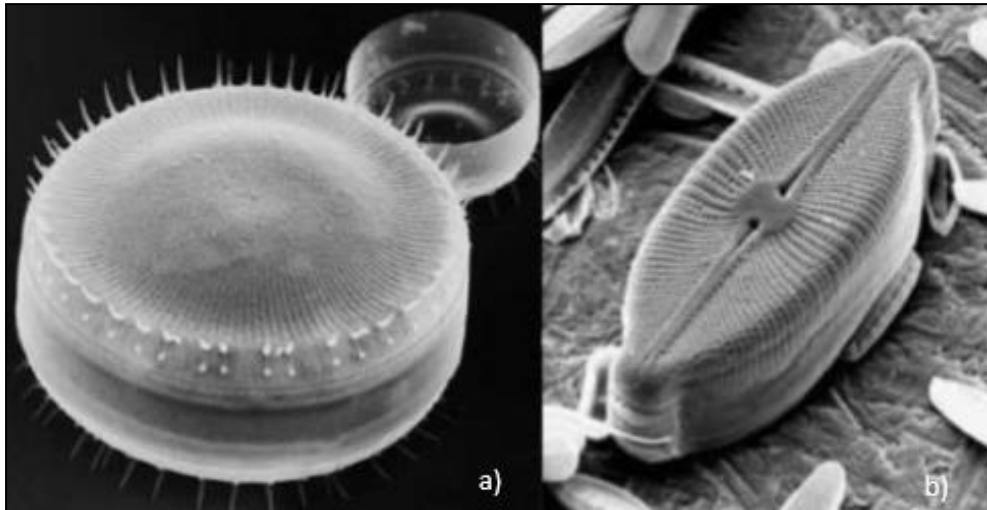


Figura 28: Diatomáceas observadas em microscópio de varredura eletrônica (MEV) a) diatomácea de Ordem Centrales; b) diatomácea de Ordem Pennales (Fotos: Mann, 2008)

De acordo com Harwood e Gersonde (1990), as diatomáceas são microorganismos ubíquos e encontram-se preservados em sedimentos marinhos desde o Jurássico inferior (cerca de 190 Ma). Elas ocorrem em grande abundância e diversidade em diferentes meios aquáticos, associadas à grande sensibilidade e a rapidez com que respondem às variações ambientais, como salinidade, pH, etc., tornando-as poderosas marcadoras ambientais, oceanográficas, paleoambientais e paleoceanográficas (SANTOS, 2010).

Os estudos utilizando diatomáceas como bioindicador paleoambiental tornaram possível a interpretação de mudanças ocorridas no passado em regiões que foram modificadas naturalmente ou pelo ser humano (OLIVEIRA, 1985). Por ser constituída de um material que a mantém bem preservada por um longo período de tempo, a flora diatomácea fóssil pode ser comparada com a flora recente e auxiliar na reconstituição paleoambiental, validando o princípio do Uniformitarismo/Atualismo que diz que “o presente é a chave do passado” (LYELL, 1830 - 1833). Em 1987, Ireland utilizou as diatomáceas para estudar as lagoas de Itaipu e Piratininga em Niterói, RJ. Fürstenberger (2001) estudou uma turfeira localizada na porção leste da Bahia, no médio curso do rio São Francisco, e o registro de diatomáceas acumulado a partir da transição Pleistoceno/Holoceno indicou quatro mudanças principais na comunidade e no paleoambiente da região nos últimos 11.000 anos AP. Em Recife, Hussein (2004) realizou também a reconstrução paleoambiental utilizando as diatomáceas como bioindicadores. Suas análises indicaram a presença de variações ambientais controladas por alterações do nível relativo do mar nos últimos 7.000 anos e, de acordo com a mesma, seus resultados corroboram as previsões obtidas por Suguio et al. (1985) e Suguio (1999).

No Sudeste, Vydotto (2008), realizou um estudo através de diatomáceas, pólen e isótopos de carbono de sedimentos de um mangue no Parque Estadual da Ilha Cardoso, SP. No Sul do país, Amaral (2008) fez uma análise da evolução sedimentar lagunar da região de Jaguaruna em Santa Catarina. Apesar das diatomáceas serem boas indicadoras paleoambientais, elas apresentam limitações como qualquer outro *proxy*, pois alguns sedimentos são pobres em restos destes organismos, gerando uma dificuldade de interpretação paleoambiental. Este é um dos motivos pelos quais no presente trabalho propomos uma análise *multiproxy*, pois onde um indicador for falho, outro pode suprir estas lacunas.

Santos (2018) contribuiu para o entendimento das mudanças paleoambientais ocorridas no litoral de Maricá (RJ). Através desse trabalho a autora conseguiu observar três fases com distintas condições paleoambientais na região: sendo que a primeira (8500 – 6500 anos cal AP) as frústulas de diatomáceas indicaram a existência de uma lagoa de águas rasas em um ambiente de baixa energia e conectada ao mar por um canal intermitente; na segunda fase (6500 – 300 anos cal AP) foi possível observar um aumento na energia das ondas e também o início do processo de colmatção da lagoa; por fim, na terceira fase (após 3000 anos cal AP) pode-se observar um período de baixa energia hidrodinâmica e com redução da lâmina d'água.

3.5. Datação por ^{14}C – AMS

A datação por radiocarbono é um método de datação radiométrica, que usa o radioisótopo natural carbono 14 para determinar a idade de materiais carbonáceos de até cerca de 40 mil anos. A datação por carbono 14 atualmente é muito utilizada pela Arqueologia e pela Antropologia, para a determinação da idade aproximada dos mais diversos artefatos. Por isso, usá-la nesta pesquisa é muito importante, pois possibilita relacionar o resultado desta técnica com os das análises das biomineralizações e sedimentológicas. De acordo com Farias (2002), a maior parte do carbono presente na Terra é composta de uma mistura de dois isótopos estáveis: 98,9% de carbono 12 e 1,1% de carbono 13, porém, amostras naturais de carbono sempre contêm traços de um terceiro isótopo, o carbono 14.

O carbono 14 apresenta a meia vida de aproximadamente 5730 anos. É formado nas camadas superiores da atmosfera, onde os átomos de nitrogênio 14 são bombardeados por nêutrons contidos nos raios cósmicos. Com isso, ocorre uma reação com o oxigênio do ar, formando dióxido de carbono ($^{14}\text{CO}_2$) que é absorvido pelos seres vivos (FARIAS, 2002).

Este método foi desenvolvido em 1949, na Universidade de Chicago, pelo químico Willard Libby (FRANCISCO *et al.*, 2011). A quantidade de carbono 14 manteve-

se constante nos últimos 20.000 anos e o teor de carbono 14 também é constante nos vegetais e animais (KUNTZ *et al.*, 1999). Enquanto vivos, cerca de 15 desintegrações acontecem por minuto e por grama de carbono total. No entanto, quando o vegetal ou animal morre, cessa a absorção de CO₂ com ¹⁴C, e começa o decaimento beta do carbono 14. Nesse decaimento, após 5.730 anos, a radioatividade cairá para a metade. Desse modo, medindo a radioatividade residual do fóssil, pode-se calcular a sua idade. Assim que um organismo morre, ele para de absorver novos átomos de carbono. A relação de carbono 12 por carbono 14 no momento da morte é a mesma que nos outros organismos vivos, mas o carbono 14 continua a decair e não é mais repostado. Numa amostra, a meia-vida do carbono 14 é de 5.730 anos, enquanto a quantidade de carbono 12, por outro lado, permanece constante. Ao olhar a relação entre ¹²C e ¹⁴C na amostra, comparando-a com a relação em um ser vivo, é possível determinar a idade de algo que viveu em tempos passados de forma bastante precisa.

As idades por radiocarbono não calibradas são dadas em anos de radiocarbono AP (Antes do Presente), onde o presente é igual ou após 1950.

De acordo com Pezzo (2002), os estudos comprovam que a técnica de datação através do carbono 14 tem suas limitações. Uma delas é a consideração de que a quantidade total de carbono 14 na atmosfera permaneceu constante ao longo do tempo (acima de 20.000 anos), o que pode não ser totalmente verdadeiro. É importante também considerarmos que um objeto com “apenas” cem anos de idade não poderia ser convenientemente datado, uma vez que nesse período de tempo a quantidade de radiação emitida terá diminuído muito pouco para ser detectada alguma diferença. Assim, a incerteza na medida efetuada será de 100 anos. Objetos com mais de 40.000 anos (ou seja, aproximadamente sete “meias-vidas”) também não podem ser datados com grande segurança, uma vez que após esse lapso de tempo a radiação emitida terá sido reduzida a praticamente zero. Sendo assim, a técnica aplica-se com boa margem de segurança para objetos que tenham entre 100 e 40 mil anos de idade.

Na pesquisa atual, a datação por carbono 14 foi feita através da técnica AMS (Espectromia de Massa com Aceleradores), que é uma poderosa técnica de determinação de concentração isotópica ou medida de abundância de um determinado átomo numa dada amostra, sendo hoje a mais avançada técnica de cronologia e rastreadores. Graças à associação de um acelerador de partículas tipo Tandem a um espectrômetro de massa, íons são detectados com energias de ordem de centenas de milhares ou milhões de elétron-volts (MeV) em detectores desenvolvidos para o estudo da Física Nuclear. Desta forma, a interferência de isótopos e isóbaros, tanto atômicos quanto moleculares, é minimizada e a abundância de um átomo da amostra pode ser

medida com sensibilidade de 1 parte em 10^{15} e com precisão de até 0.5% (FIFIELD, 1999). A técnica possibilita a diminuição do tamanho das amostras da ordem de 10^4 e o tempo de medida da ordem de 10^2 em relação à espectroscopia beta, possibilitando diversas novas aplicações, como, por exemplo, na área biomédica (SANTOS *et al.*, 1999).

Usar radiocarbono como marcador em seres vivos é de grande importância, já que todo tecido orgânico é composto de carbono. Além do tamanho reduzido das amostras, a característica mais importante da técnica de AMS é, sem dúvida, a não associação do tempo de medida com a meia-vida do elemento, o que deu maior precisão aos resultados. Incontáveis são as aplicações, distribuídas em quase todos os campos da ciência, da contagem direta de elementos de meia-vida longa como, por exemplo, o ^{10}Be (1.5×10^6 anos), o ^{26}Al (7.1×10^5 anos) e o ^{36}Cl (3.01×10^5 anos) (GOMES *et al.*, 2010).

Dentre todos os isótopos que podem ser estudados por AMS, o que possui maior número de aplicações é, sem dúvida, o ^{14}C , devido ao valor de sua meia vida. O uso de ^{14}C como radioisótopo em datação de eventos se aplica na faixa de centenas a dezenas de milhares de anos. Na área de Arqueologia, pode-se estudar a civilização dos construtores de sambaquis, desde a origem da ocupação do litoral sudeste brasileiro, quanto o desenvolvimento sociocultural desta civilização primitiva (MACARIO *et al.*, 2009). Na área de Geologia Marinha, o uso de AMS é extremamente importante. Os estudos de paleotemperaturas oceânicas e o de estabilidade de fundo oceânico dependem da datação de minúsculos organismos coletados no fundo do mar, o que é possível por AMS. É muito importante para nossa indústria petrolífera estudar a estabilidade do fundo de nossa plataforma continental nesta região (MACARIO *et al.*, 2004). Em Geoquímica e Paleoclimatologia, o ^{14}C é também muito utilizado como marcador e na cronologia de eventos como queimadas, sendo os principais trabalhos realizados na Região Amazônica (BARBOSA *et al.*, 2004; SANTOS *et al.*, 2001). Em Biologia Marinha/ Oceanografia, o ^{14}C mostrou-se excelente marcador de fenômenos ligados a ressurgências costeiras, pois o sinal de ^{14}C de cada tipo de água é transmitido ao longo da cadeia trófica (FERRAZ *et al.*, 2004). Trabalhos realizados com o uso dos silicofitólitos e o ^{14}C associados foram realizados tanto no Rio de Janeiro, como em Minas Gerais, os trabalhos de Coe (2009), Gomes (2012 e 2015), Rocha (2014), Ramos (2014 e 2016), Lucena (2016), Seixas (2015 e 2017), Santos (2018).

4. METODOLOGIA

O estudo seguiu uma série de etapas, com revisão bibliográfica, trabalhos de campo, análises laboratoriais e interpretação/correlação de dados (Figura 29).

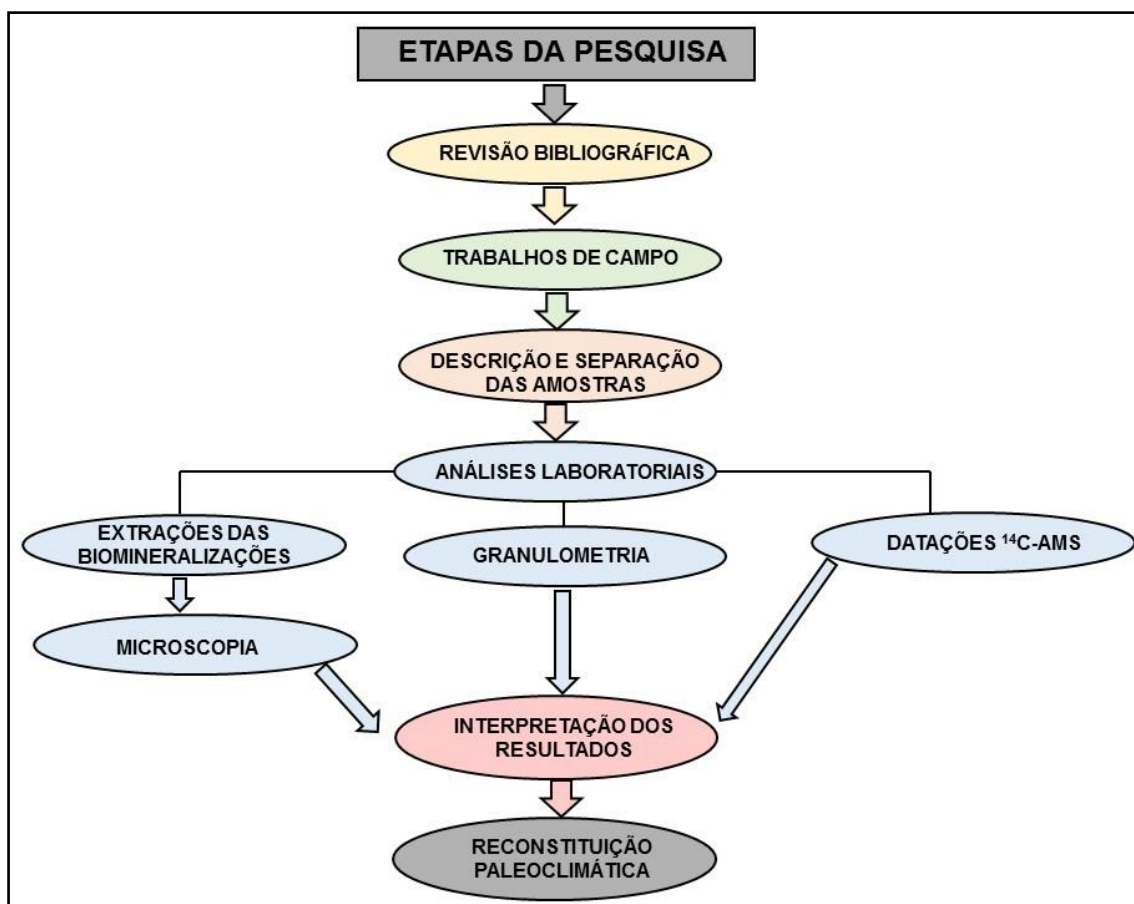


Figura 29: Esquema representando as etapas da pesquisa.

4.1. Trabalhos de campo

O primeiro trabalho de campo foi realizado no dia 09/04/2016 para conhecimento da área e definição de pontos de coleta. O segundo campo foi realizado em 24,25 e 26 de agosto de 2016, quando foram coletadas todas as amostras para a realização do estudo (Figura 30).

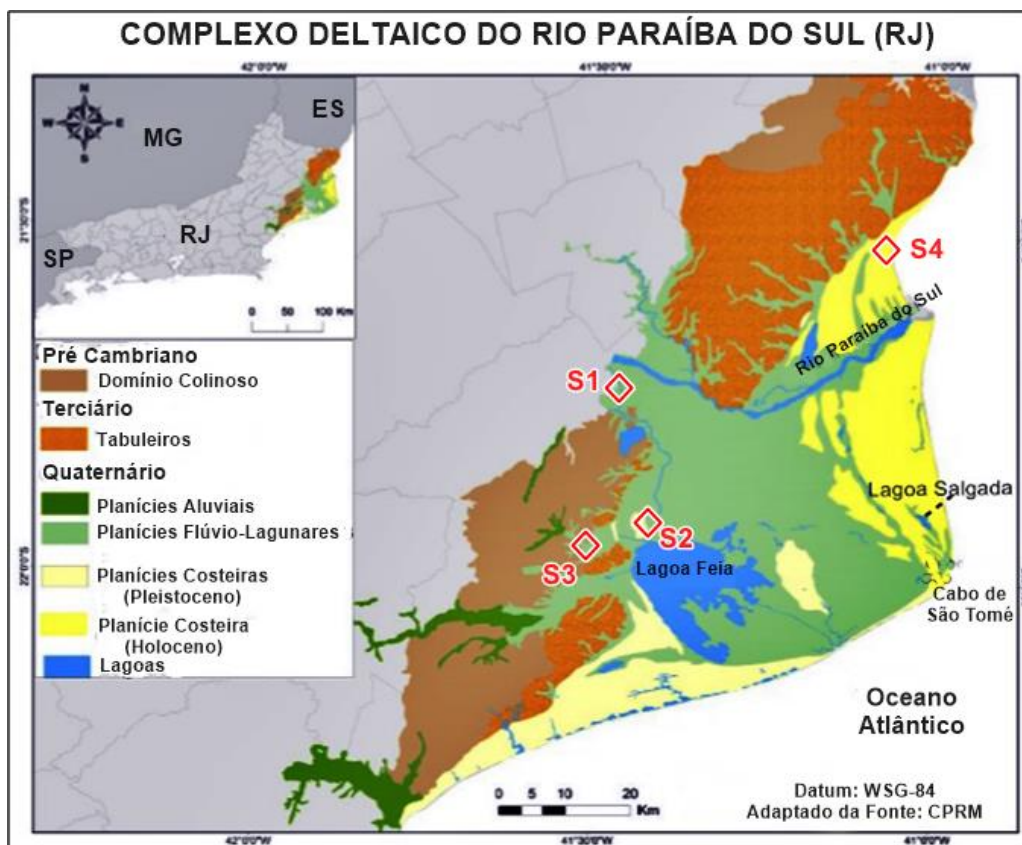


Figura 30: Imagem com a localização dos pontos de coleta S1, S2, S3 e S4 (Modificado de VASCONCELLOS, 2016)

As amostras foram coletadas e cedidas pelo Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva, do Laboratório de Geologia Marinha (LAGEMAR/UFF), e fazem parte do projeto “Caracterização Sedimentológica e Geoquímica das Lagoas Salgada, Vermelha e Brejo do Espinho”.

Foram feitas 4 sondagens (S1, S2, S3 e S4) através do trado russo, amostrados a cada 5 ou 10 cm, com um total de 80 amostras (Figura 31). Na Tabela 2 estão apresentados os dados dos pontos de coleta e suas características.

Tabela 2: Descrição e localização das amostras

Ponto de Coleta	Referência	Coordenadas	Características	Amostragem
S1	Lagoa de Cima	21°46'25.1"S 41°30'29.5"O	Coletado a 30cm da lâmina d'água, 1,30m de profundidade	16 amostras coletadas a cada 10 cm
S2	Dores de Macabu	21°54'28.6"S 41°27'55.2"O	0,70m de profundidade	14 amostras coletadas a cada 5 cm
S3	Quissamã	22°00'56.3"S 41°32'02.6"O	1° metro de turfeira. 5,40m de profundidade	50 amostras coletadas a cada 10 cm
S4	Guaxindiba	21°28'55.6"S 41°05'14.1"O	1,10m de profundidade	10 amostras coletadas

Após a coleta das amostras, as mesmas foram descritas e separadas para as análises de biomineralizações, onde foram feitas a extração dos fitólitos, das espículas de esponja e das frústulas de diatomáceas (Figura 31). Para a Sondagem 1 foram selecionadas 7 amostras para análises de biomineralizações, para a Sondagem 2, 11 amostras, para a Sondagem 3 15 amostras e para a Sondagem 4 selecionamos 4 amostras.



Figura 31: a, b, c, d) Fotos feitas em laboratório durante a descrição dos testemunhos; e, f, g, h) fotos feitas durante coleta (Fotos: Gomes e Silva, 2016)

4.2 Análises Laboratoriais

4.2.1. Extração de biomineralizações

A extração dos fitólitos, das espículas de esponjas e das frústulas de diatomáceas foi realizada no laboratório de sedimentologia do LAGEMAR, na UFF, e no Laboratório de Geografia (LABGEO) na Faculdade de Formação de Professores da UERJ. As análises microscópicas foram realizadas no Laboratório de Dinâmicas Ambientais (LABDIN) na FFP/UERJ.

Materiais como carbonatos, matéria orgânica, argila, óxidos de ferro e minerais diversos existentes no solo foram removidos através de técnicas desenvolvidas e adaptadas a partir de protocolos já existentes e utilizados por Coe (2009), provenientes de uma adaptação do protocolo de extração de fitólitos de solos e sedimentos de Kelly (1990) e do utilizado pela equipe do Prof. Dr. Mauro Parolin, da Faculdade Estadual de Ciências e Letras, da Universidade Estadual do Paraná, campus de Campo Mourão.

As amostras foram descarbonatadas de acordo com o protocolo de extração de fitólitos em sedimentos (GOMES, 2012), onde 10 gramas de sedimento são colocados em falcons de 50 ml e recebem 15ml de ácido clorídrico a 1N (Figura 32).



Figura 32: Amostras no agitador mecânico durante a fase de extração de carbonatos (Foto: Gomes, 2017)

Após as amostras serem descarbonatas, as mesmas passaram pela adição de branqueador (Hipoclorito de Sódio a 6%), para acelerar o processo de queima de matéria orgânica e solubilização do ferro (Figura 33).

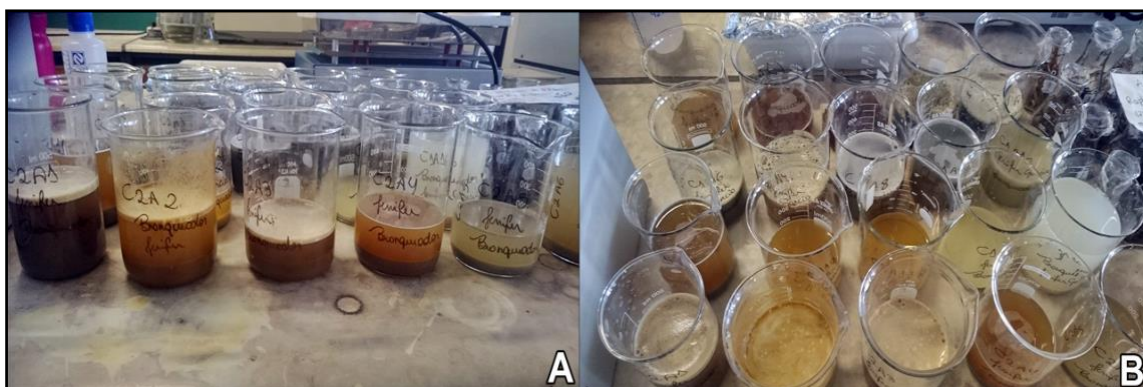


Figura 33: Amostras durante processo de branqueamento (Fotos: Gomes, 2017)

A queima da matéria orgânica (M.O.) foi realizada através do protocolo para amostras com excesso de M.O., onde elas recebem uma solução de ácido sulfúrico a 65% e ácido nítrico PA e no final 20 ml de peróxido de hidrogênio a 30% (Figura 34).

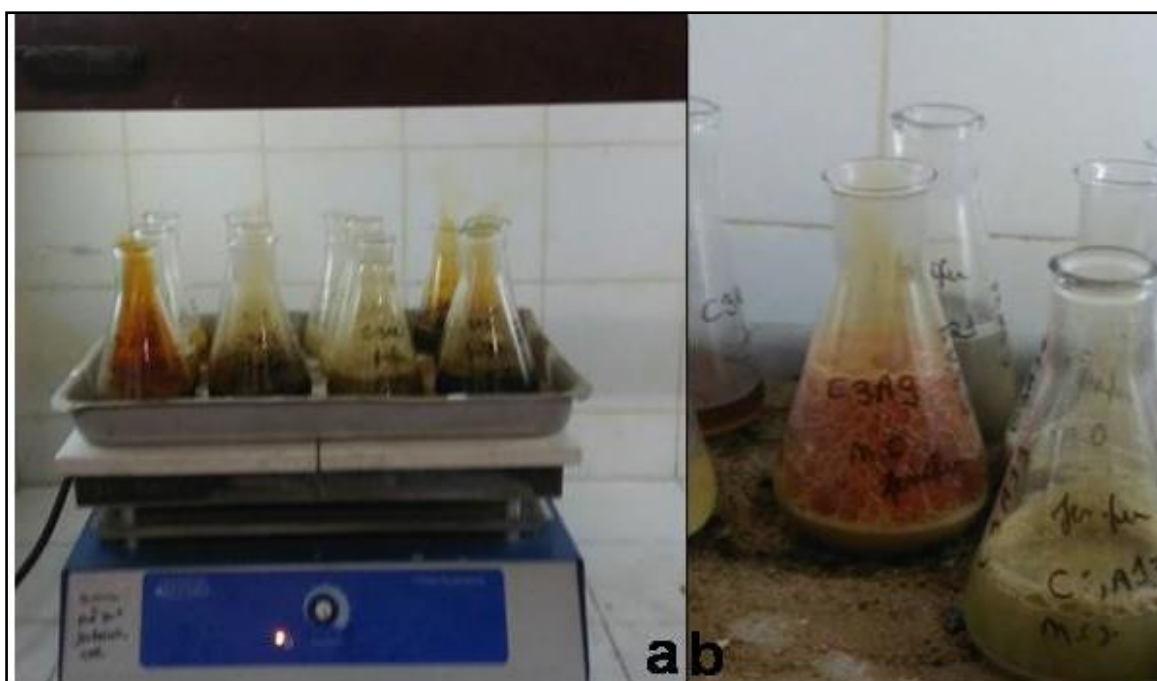


Figura 34: Extração da M.O. (Fotos: Gomes, 2017)

A remoção da argila foi feita com a adição de hexametáfosfato de sódio e EDTA na amostra (Figura 35) Após esse passo, as amostras foram peneiradas e conservadas em álcool 70% para a confecção das lâminas.



Figura 35: Remoção de argilas (Foto: Gomes, 2017)

Foram confeccionadas lâminas permanentes de todas as amostras preparadas, com resina Entellan®. A confecção de lâminas é realizada a partir da pipetagem com um volume fixo de 25µl da amostra. As mesmas foram observadas em microscópio e as biomineralizações foram contadas de forma diferente.

Para a quantificação dos fitólitos presentes em cada amostra foi realizada uma contagem de 3 transectos em cada lâmina no sentido horizontal, considerando tanto os fitólitos classificáveis (que permitem identificar seu morfotipo) quanto os não classificáveis (fitólitos são alterados ou quebrados que é impossível distinguir seu morfotipo). Para a identificação dos morfotipos foi feita uma contagem de no mínimo 200 fitólitos classificáveis, seguindo a nomenclatura estabelecida pelo ICPN2.0 (*International Code for Phytolith Nomenclature*, NEUMANN et al., 2019).

Para as espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas, as amostras foram contadas em 10 transectos de cada lâmina, sendo feita a contagem de 3 lâminas de cada amostra.

4.2.2. Análises granulométricas

As análises granulométricas foram realizadas no Laboratório de Geografia (LABGEO) na Faculdade de Formação de Professores da UERJ, seguindo o Manual de Métodos de Análise de Solos da Embrapa (1997) da Embrapa.

Para a separação granulométrica do solo realizou-se dispersão total das partículas (Método da Pipeta). As amostras de solo foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira de malha de 2 mm para obter-se a terra fina seca ao ar (TFSA). A granulometria foi realizada a partir da dispersão de 10 g de TFSA com NaOH 0,1 mol/L

e agitação em alta rotação (12.000 rpm), durante 15 minutos. As frações areia grossa e fina são separadas por tamisação em peneiras com malhas de 0,2 e 0,053 mm de abertura, respectivamente. A fração argila é determinada pelo método da pipeta, e a fração silte, calculada por diferença (EMBRAPA, 1997) (Figura 36).



Figura 36: Etapas da análise granulométrica. 1 – amostras no agitador elétrico “stirrer”; 2 – lavagem do sedimento retido na peneira; 3 – agitação do material na proveta; 4 – solução de água destilada + NaOH + sedimento. Fotos: Gomes 2019.

4.2.3. Datações

As datações foram feitas através do método do ^{14}C , pela técnica de AMS, nos laboratórios do Instituto de Física da UFF. A matéria orgânica do solo (MOS) passa por um pré-tratamento com HCl para remoção de carbonatos. São utilizadas aproximadamente 10 mg de matéria orgânica do total de MOS, que passa por um tratamento ácido/básico/ácido (ABA) para remoção de carbonatos e carbono lábil (GOMES *et al.*, 2010). As concentrações em radiocarbono são relatadas como frações do padrão moderno, D^{14}C e idade radiocarbono convencional, segundo as convenções de Stuiver & Polach (Radiocarbon, v. 19, p.355, 1977). Devido à fase de preparação das amostras, são subtraídos *Backgrounds*, com base em medidas de carvão livre de ^{14}C . Os resultados são corrigidos para fracionamento isotópico, de acordo com as

convenções de Stuiver&Polach (1977), com valores $\delta^{13}\text{C}$ medidos no grafite preparado usando espectrômetro AMS.

Para combustão, as amostras são colocadas em tubos de quartzo com CuO e fio de prata e aquecidos a 160°C durante a noite. As amostras para determinação de *background* (“branco”) são tratadas da mesma maneira que as amostras em análise. Valores de *background* de preparação de amostras, quando aplicável, são subtraídos de todas as amostras, com base em medidas de carvão livre de ^{14}C (pré-tratado com ABA ou HCl), para obter CO_2 suficiente para produzir uma amostra.

Para determinar contaminação por *deadcarbon* (carbono antigo) em amostras com menos de 0,1mg C, também são preparados conjuntos com ácido oxálico I(OX-I), medidos junto com as amostras. Todas as correções de *background* e as avaliações de precisão e exatidão em amostras de baixo teor seguem o protocolo de Santos *et al.* (Nuclear Instruments and Methods B, v.259. p. 293-302, 2007).

As idades obtidas são posteriormente calibradas pelo programa OxCal, utilizando a curva de calibração de amostra Atmosférica para o hemisfério Sul SHcal13 e são apresentadas em anos cal AP.

5. APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Serão apresentados os resultados de todas as análises realizadas neste estudo, começando pela descrição das sondagens, análises granulométricas, fitolíticas (quantificação, classificação, tipos e índices fitolíticos), espículas de esponjas (quantificação, classificação e ambientes), frústulas de diatomáceas (quantificação, classificação e ambientes), identificação das conchas encontradas nos sedimentos e ao final serão apresentados os resultados das datações por ^{14}C – AMS.

5.1. Sondagem S1

5.1.1 Localização e Descrição da Sondagem

A Sondagem 1 está localizada próxima à lagoa de Cima, ligada ao rio Ururaí, que vai até a Lagoa Feia, a 22 km de distância (Figura 37). A Lagoa de Cima está inserida em um vale (bacia do rio Imbé) localizado entre a Formação Barreiras e o embasamento rochoso, a 50 km a oeste da linha costeira. Esta lagoa de água doce pode ter sido formada por uma obstrução de um paleolago (Baía de Ururaí) sendo, assim, o Lago mais antigo da região. É condicionada pelo fluxo dos rios Urubu e Imbé e apresenta uma saída chamada Ururaí que flui em direção à Lagoa Feia, a qual, por sua vez, está conectada ao mar por uma passagem estreita (LUZ *et al.*, 2010). Atualmente, não apresenta atividades industriais, mas uma intensa agricultura de cana-de-açúcar, pastagens e um pequeno fragmento remanescente da Mata Atlântica no limite com a lagoa (FEEMA, 1979; SOFFATI NETTO, 1985, 1991).

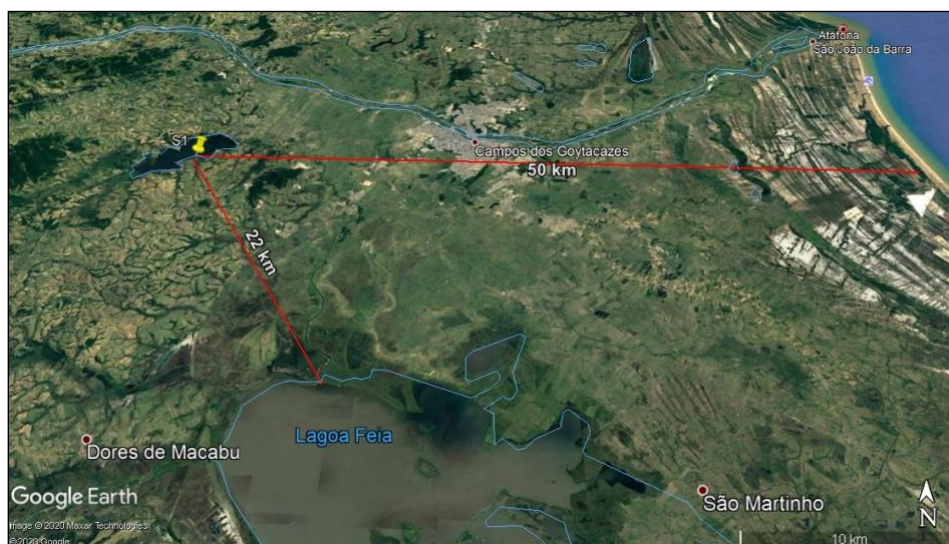


Figura 37: Localização da Sondagem 1. Fonte: Google Earth

A sondagem S1 foi descrita no laboratório, onde foram coletadas diversas amostras, com as texturas descritas através do tato e cores determinadas através da escala de Munsell. Essas especificidades podem ser observadas na Tabela 3.

Tabela 3: Descrição do Ponto de coleta S1

S1	Profundidade (cm)	Textura	Cor	Detalhes
S1A1(areia)	0-4 cm	Arenosa	10YR4/1	Amostra marrom, sem presença de matéria orgânica
S1A2 (início da turfa)	4-10 cm	Lama	5Y2.5/1	Cheiro forte, presença de M.O., maleável e cor escura.
S1A3	10-20 cm	Lama e presença de silte	Gley 1 2.5/10Y	Maleável, cheiro forte e presença de M.O.
S1A4	20-30 cm	Lama e presença de silte	Gley 1 2.5/10Y	Maleável, cheiro forte e presença de M.O.
S1A5	30-40 cm	Lama	Gley 1 2.5/10Y	Maleável, cheiro forte e presença de M.O. Pedaco de tronco a 33cm de prof.
S1A6	40-50 cm	Lama	Gley 1 2.5/10Y	Maleável, cheiro forte e presença de M.O. Pedaco de tronco a 40cm e 50 cm de prof.
S1A7	50-60 cm	Lama e presença de silte	Gley 1 .5/N	Maleável, cheiro forte e presença de M.O.
S1A8	60-70 cm	Lama e presença de silte	Gley 1 2.5/N	Maleável, cheiro forte e presença de M.O.
S1A9 (final da turfa)	70-74 cm	Lama	Gley 1 2.5/N	Maleável, cheiro forte e presença de M.O.
S1A10	74-80 cm	Arenosa	Gley 1 .5/N	Cinza e com presença de M.O.
S1A11	80-90 cm	Arenosa	Gley 1 .5/N	Pedaços de tronco e/ou raízes a 87 cm de prof. Presença de M.O.
S1A12	90-95 cm	Arenosa	5Y4/1	Cinza e com presença de M.O.
S1A13	95-102 cm	Arenosa	2.5Y5/6	Amarela, com presença de M.O.
S1A14	102-110 cm	Sem sedimento	Sem cor	Amostra sem sedimento, presença de raiz enviada para datação
S1A15	110-120 cm	Muito arenosa	5Y7/1	Pedaco de tronco ou raiz a 118 cm de prof. enviado para datação. Sedimento cinza claro.
S1A16	120-130 cm	Muito arenosa	5Y7/1	Cinza claro, sem presença de M.O.

5.1.2. Granulometria

Na Sondagem 1 foram feitas análises granulométricas em 9 amostras, cujos resultados podem ser observados na Tabela 4.

Tabela 4: Análises granulométricas da Sondagem 1

Amostra	Profundidade	Areia				Silte (%)	Argila (%)
		Total (%)	Grossa (%)	Média (%)	Fina (%)		
S1A1	0-4 cm	87,8	0,2	72,3	15,3	5,2	7,07
S1A7	60-70 cm	31,2	0,0	28,6	2,6	63,7	5,05
S1A8	70-74 cm	25,1	0,0	21,4	3,7	68,8	6,06
S1A10	74-80 cm	61,9	0,0	48,9	13,0	23,0	15,15
S1A11	80-90 cm	62,2	0,0	49,0	13,2	21,7	16,16
S1A12	90-95 cm	43,9	0,0	30,4	13,6	23,7	32,32
S1A13	95-102 cm	40,0	0,5	23,9	15,7	56,9	3,03
S1A15	110-120 cm	39,3	1,2	30,3	7,8	34,4	26,26
S1A16	120-130 cm	38,2	0,4	28,4	9,4	33,5	28,28

A granulometria da sondagem S1 apresenta tendência é de aumento da fração arenosa da base para o topo, com os maiores valores observados na amostra A1 (87,8% - areia franca) e pouco mais de 60% nas amostras A10 e A11, que apresentaram textura franco argilo arenosa, como pode ser observado no triângulo textural no gráfico abaixo. Quanto à fração silte, a mesma apresenta variação, com um significativo aumento nas amostras A13 (textura argilosa), A8 (textura muito argilosa) e A7 (textura muito argilosa), onde passam de 55% (Figuras 38 e 39).

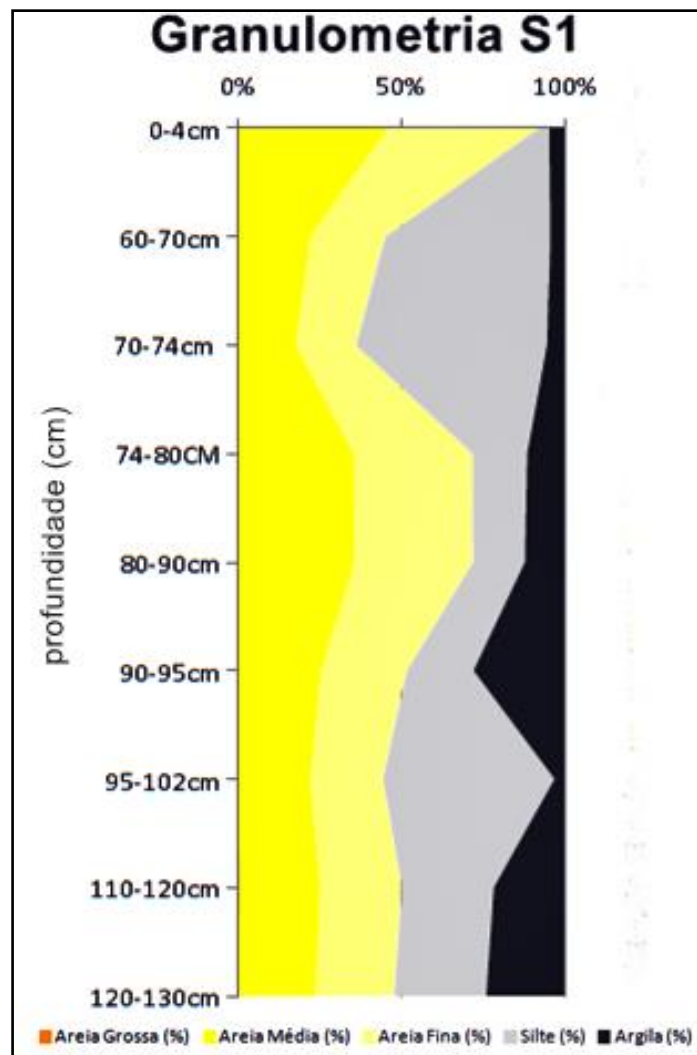


Figura 38: Representação das análises granulométricas da S1

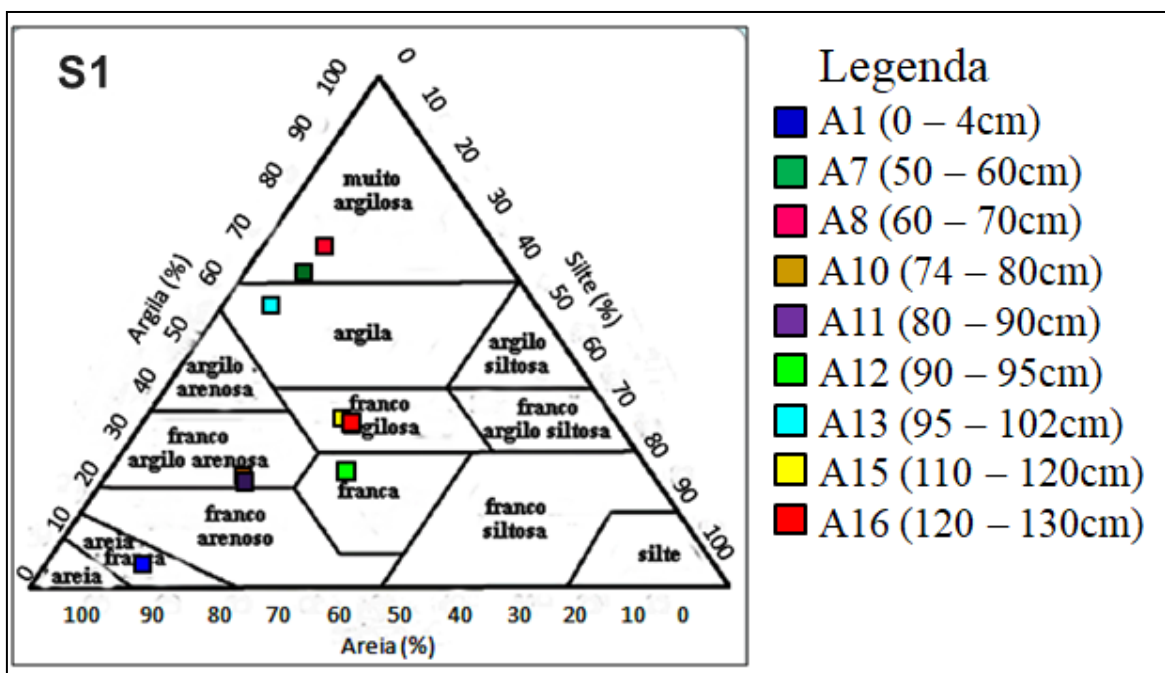


Figura 39: Triângulo textural da sondagem S1

5.1.3. Fitólitos

Para a análise de fitólitos foram selecionadas as amostras A1 (0cm de profundidade), A4 (25cm), A7 (55cm), A9 (72cm), A11 (85cm), A13 (98cm) e A16 (125cm).

O estoque de fitólitos na Sondagem 1 apresentou valores bem homogêneos em toda sua extensão. Os maiores valores observados foram nas amostras A11 e A13, com 561 e 543 unidades, respectivamente. Já os menores valores foram observados nas amostras A4 e A16, com 420 e 483 unidades (Tabela 5 e Figura 40).

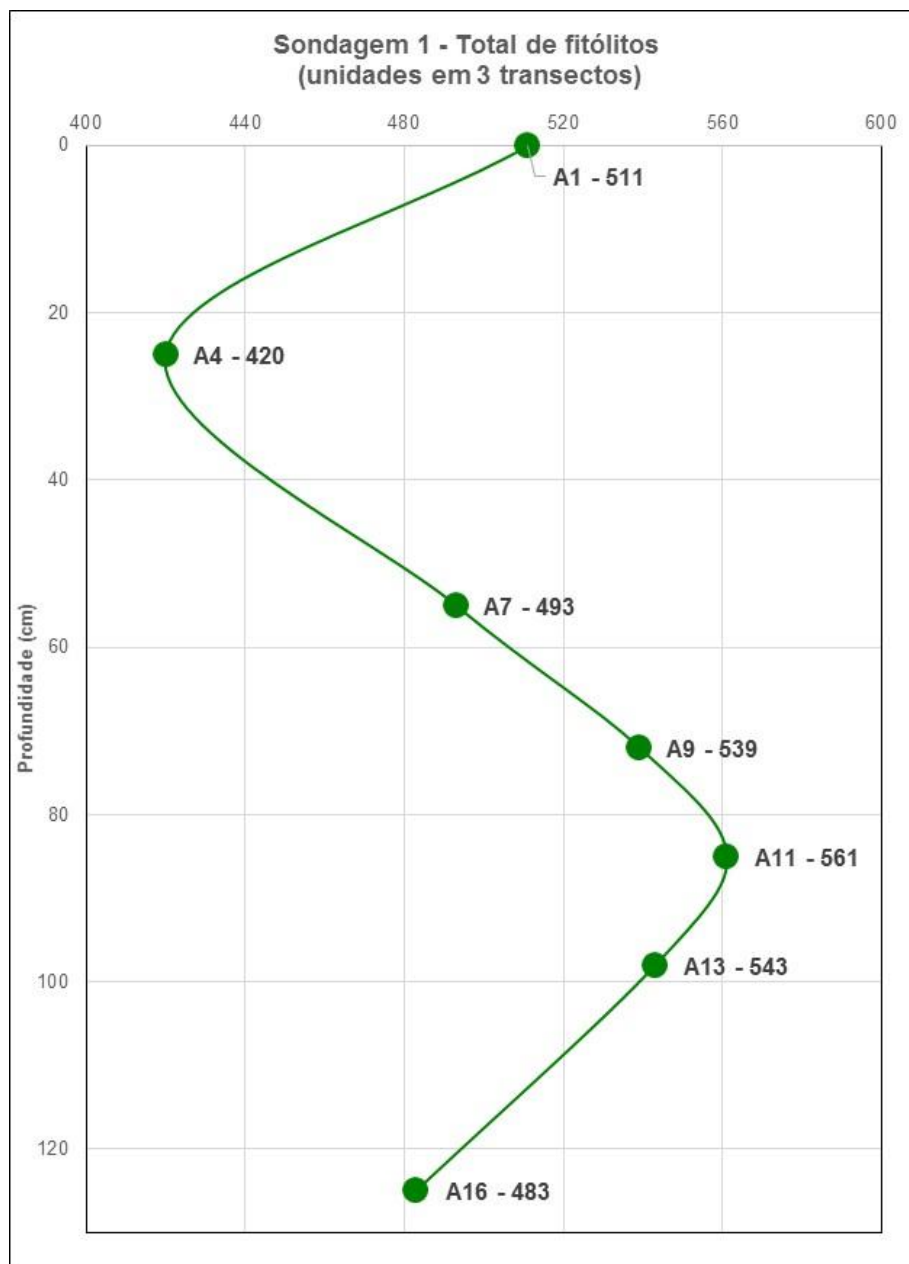


Figura 40: Total de fitólitos observados na Sondagem 1.

Tabela 5: Biomineralizações observadas na Sondagem 1

		FITÓLITOS															ESPÍCULAS DE ESPONJAS						FRÚSTULAS DE DIATOMÁCEAS					
Amostra	Profundidade ^a	Total ^b	Classificação ^c		Tipos ^d										Índices		Total ^b	Preservação ^b		Ambiente ^g			Total ^b	Preservação ^b		Ambiente		
			Classificáveis	Não classificáveis	Blocky	Bull. Flabellate	Elongate	Acute Bulbosus	Spheroid Ornate	Spheroid Echinata	Spheroid Psilate	Trapezoid	Rondel	Bilobate	D/P ^e	Bi% ^f		Inteiras	Fragmentadas	ESP - Marinho ^g	ESP - Continental ^g	Total identificadas ^b		Inteiras	Fragmentadas	DIAT - Marinho ^g	DIAT - Salobro ^g	Total identificadas ^b
A1	0	511	43,6	56,4	20,6	7,6	8,1	26,0	15,2	0,0	3,1	10,8	4,5	4,0	0,21	38,4	88	17	71	92	8	13	11	8	3	88	12	100
A4	25	420	67,6	32,4	38,4	6,3	4,6	21,5	15,1	2,1	1,4	5,3	0,4	4,9	0,20	58,3	84	29	55	100	0	12	98	0	98	0	0	0
A7	55	493	43,6	56,4	41,4	15,3	7,9	13,0	10,7	0,0	4,2	0,9	0,0	6,5	0,14	73,5	65	16	49	100	0	3	124	13	111	100	0	100
A9	72	539	46,4	53,6	22,8	16,4	11,6	20,4	15,6	1,2	7,6	2,0	0,0	2,4	0,24	61,3	33	8	25	0	6	6	132	18	114	98	2	100
A11	85	561	37,4	62,6	50,5	13,8	0,0	26,7	7,1	0,5	0,0	0,5	0,0	1,0	0,08	69,6	36	3	33	0	0	0	43	18	25	100	0	100
A13	98	543	39,6	60,4	26,5	8,4	15,3	34,4	10,7	0,0	4,7	0,0	0,0	0,0	0,15	50,3	9	0	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0
A16	125	483	45,5	54,5	17,3	15,0	17,3	32,7	7,7	0,0	10,0	0,0	0,0	0,0	0,12	49,7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

a) cm; b) unidades em 3 transectos; c) % do total; d) % dos fitólitos classificáveis;

e) D/P= *spheroid ornate* / (*short cells* + *acute bulbosus* + *bulliform flabellate* + *blocky*)

f) Bi%= [(*bulliform flabellate* + *blocky*) / (*short cells* + *acute bulbosus* + *bulliform flabellate* + *blocky*)] x 100

g) % total de identificadas

Entre os fitólitos observados na Sondagem 1 há os classificáveis (quando se pode distinguir o morfotipo) e os não classificáveis (quando estão tão alterados/quebrados que é impossível distinguir o morfotipo). Na Tabela 5 e na figura 41 podemos observar a classificação dos fitólitos em toda a sondagem, que se mostrou bem homogênea, não apresentando o padrão normal de aumento dos não classificáveis com a profundidade. A maior porcentagem de fitólitos classificáveis ocorreu na amostra A4, com valor de 67,6%. No restante da S1 os valores de fitólitos não classificáveis foram sempre acima de 50%, chegando a um máximo de 62,8% na amostra A11.

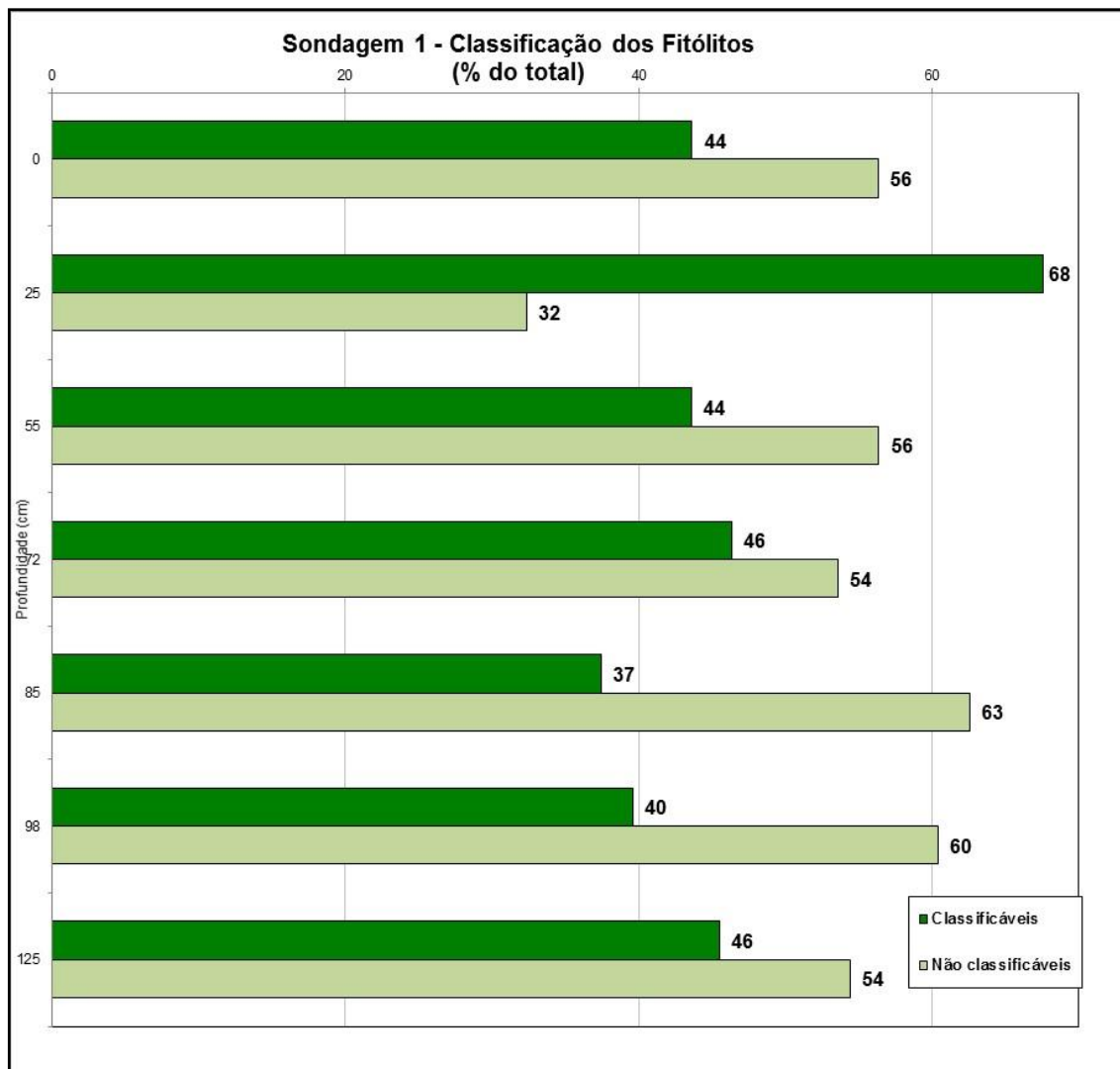


Figura 41: Classificação dos fitólitos observados na Sondagem 1.

As porcentagens de morfotipos de fitólitos observados na S1 estão apresentados na Tabela 5 e na figura 42. De maneira geral, os tipos mais abundantes foram *blocky* (com porcentagem de 50,5 na A11 e 41,4 na A7) e *acutebulbosus* (com 34,4% na A13 e 32,7% na A16). Os tipos predominantes na amostra A1 foram *acutebulbosus* (26%), *blocky* (20,6%) e *spheroidornate* (15,2%). Na amostra A7 observamos o predomínio dos fitólitos *blocky* (41,4%) e *bulliformflabellate* (15,3%).

Fotografias dos principais tipos de fitólitos observados ao microscópio estão apresentadas na figura 43.

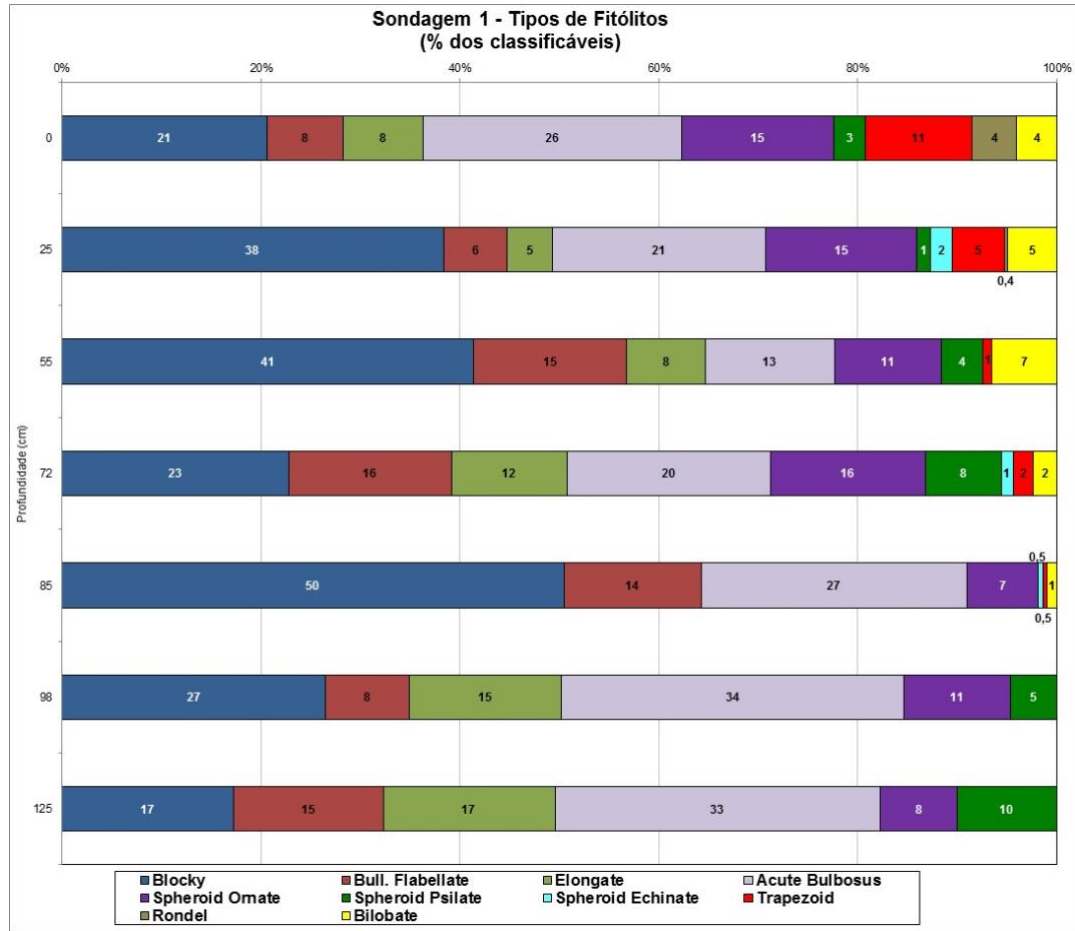


Figura 42: Tipos de fitólitos classificáveis na S1.

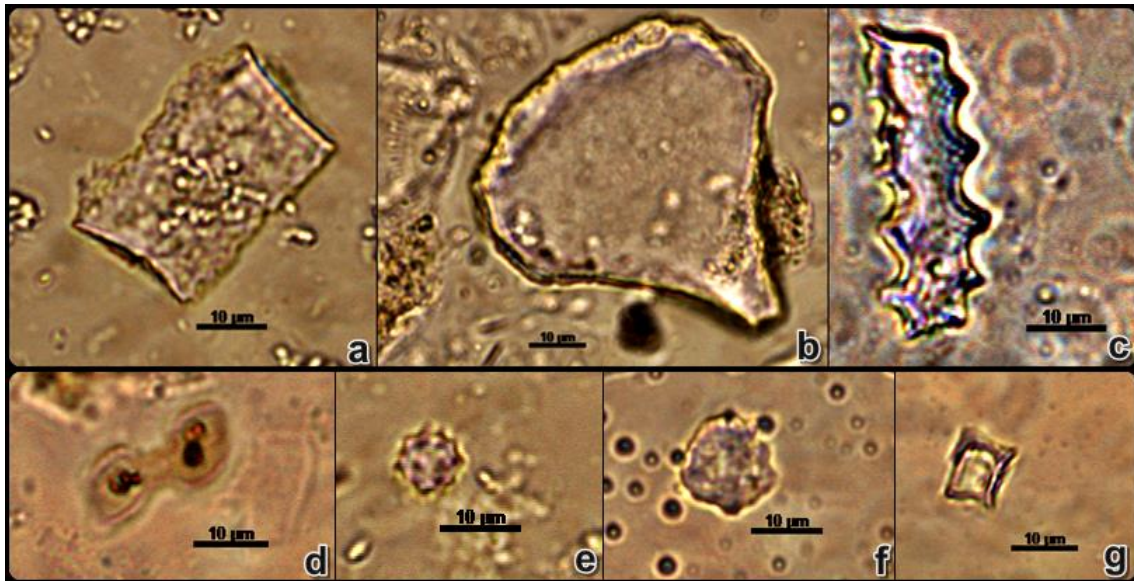


Figura 43: Tipos de fitólitos observados na S1: a) *blocky*; b) *bulliformflabellate*; c) *elongatesinuate*; d) *bilobatebrown*; e) *spheroidechinate*; f) *spheroidornate*; g) *trapezoid*.

Na Sondagem 1 foi possível calcular os índices D/P (cobertura arbórea) (Figura 44) e Bi (estresse hídrico) (Figura 45). O índice D/P foi baixo em toda a sondagem, com valor máximo de 0,24 na amostra A9(Tabela 8), indicando o predomínio de vegetação aberta ao longo de todo o período analisado, com tendência de um pequeno aumento da base para a superfície. (Tabela 5).

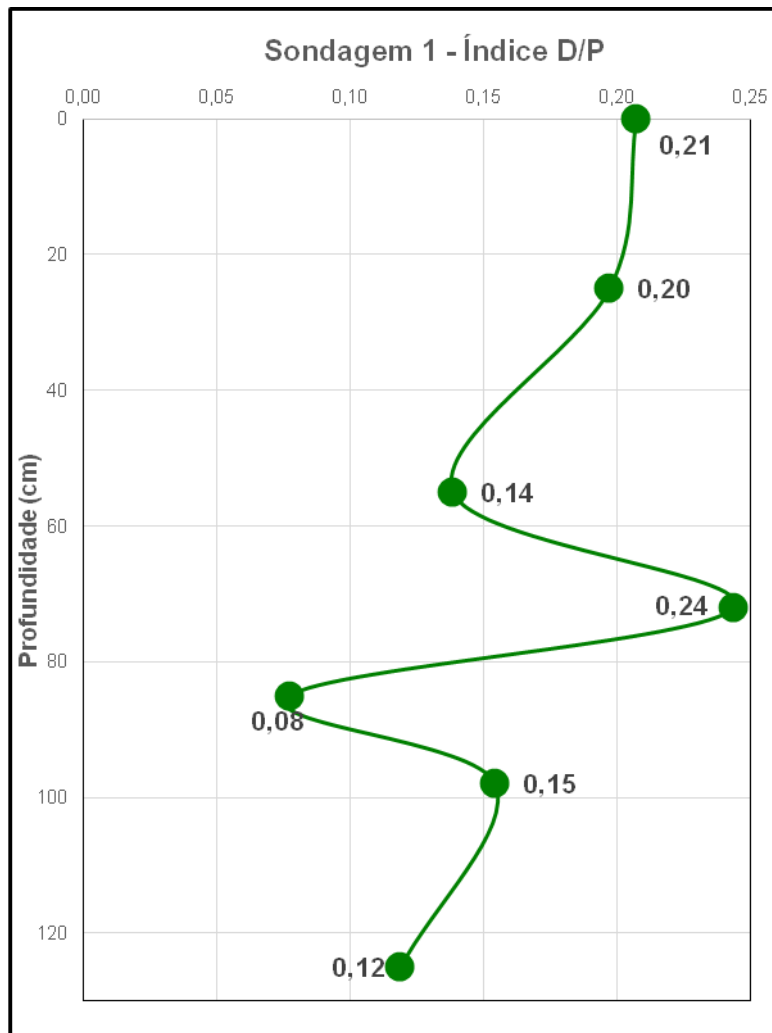


Figura 44: Índice D/P da Sondagem 1.

Já o índice Bi, apresentou bastante variação ao longo da sondagem, começando na base com valores medianos, aumentando o estresse hídrico de A11 (69,6%) a A7 (73,5%), para em seguida reduzir até o valor mínimo em A1 (38,4%).

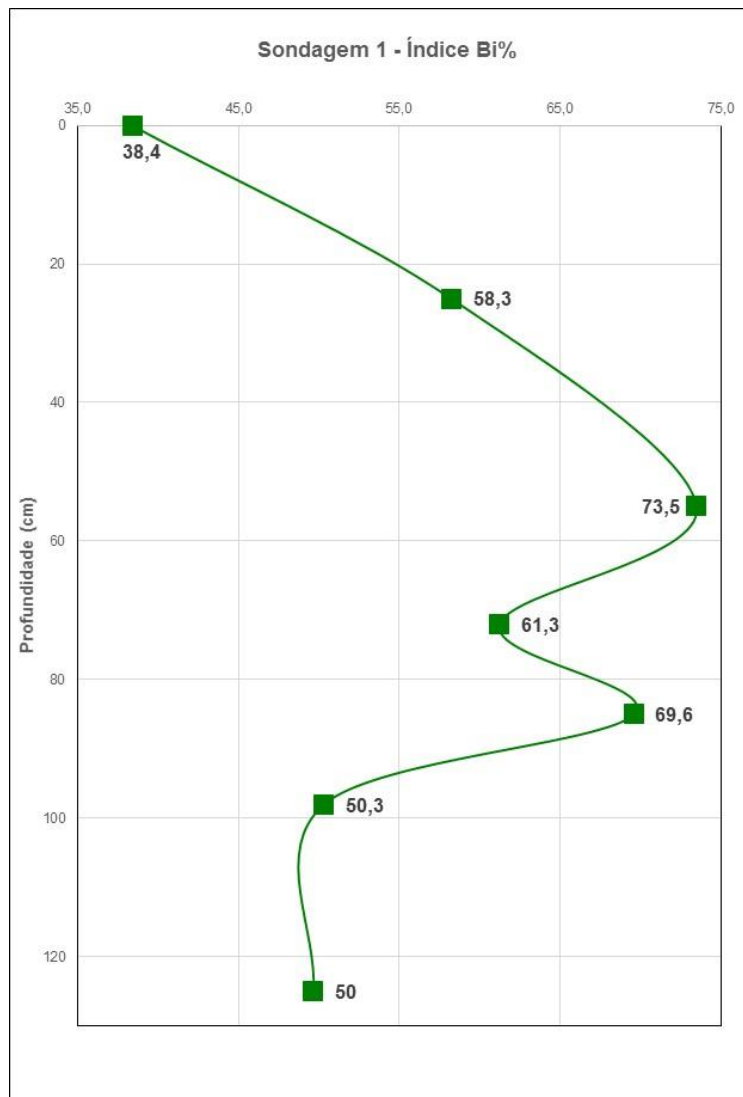


Figura 45: Índice Bi da Sondagem 1.

5.1.4. Espículas de Esponjas

Para a análise de espículas de esponjas foram selecionadas as amostras A1 (0cm de profundidade), A4 (25cm), A7 (55cm), A11 (85cm), A13 (98cm) e A16 (125cm).

O total de espículas de esponjas observadas na S1 está disposto na Tabela 5 na figura 46. Os valores aumentaram da base para a superfície, partindo de nenhuma na amostra A16 até um de 82 unidades observadas em A1.

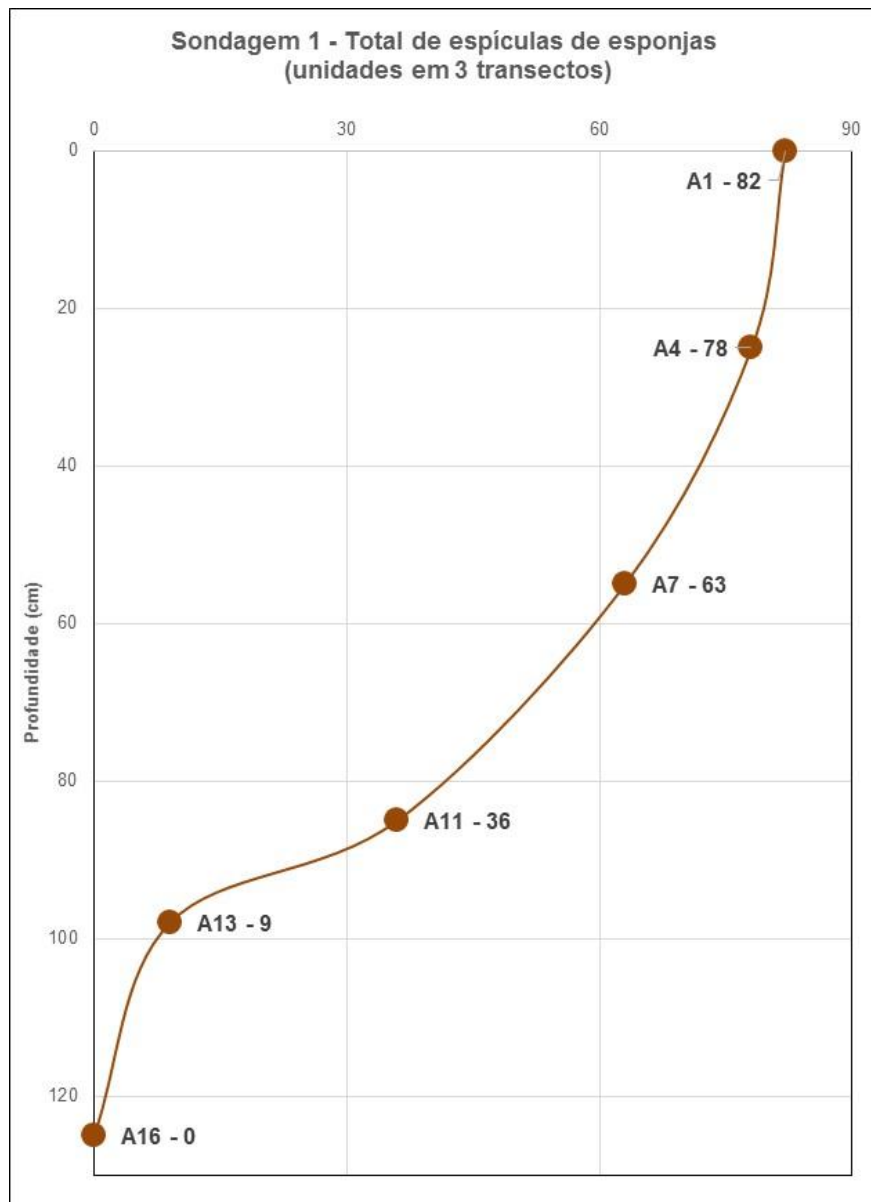


Figura 46: Total de espículas de esponjas observadas na Sondagem 1.

As espículas de esponjas foram classificadas em inteiras e fragmentadas, como se pode observar na figura 47 e na Tabela 5. Apesar do estoque de espículas ter aumentado na direção da superfície, sua classificação mostra que em toda a S1 a taxa de preservação foi baixíssima, com valor máximo de espículas de esponjas inteiras de 23 em A4 e de 71 unidades fragmentadas em A1.

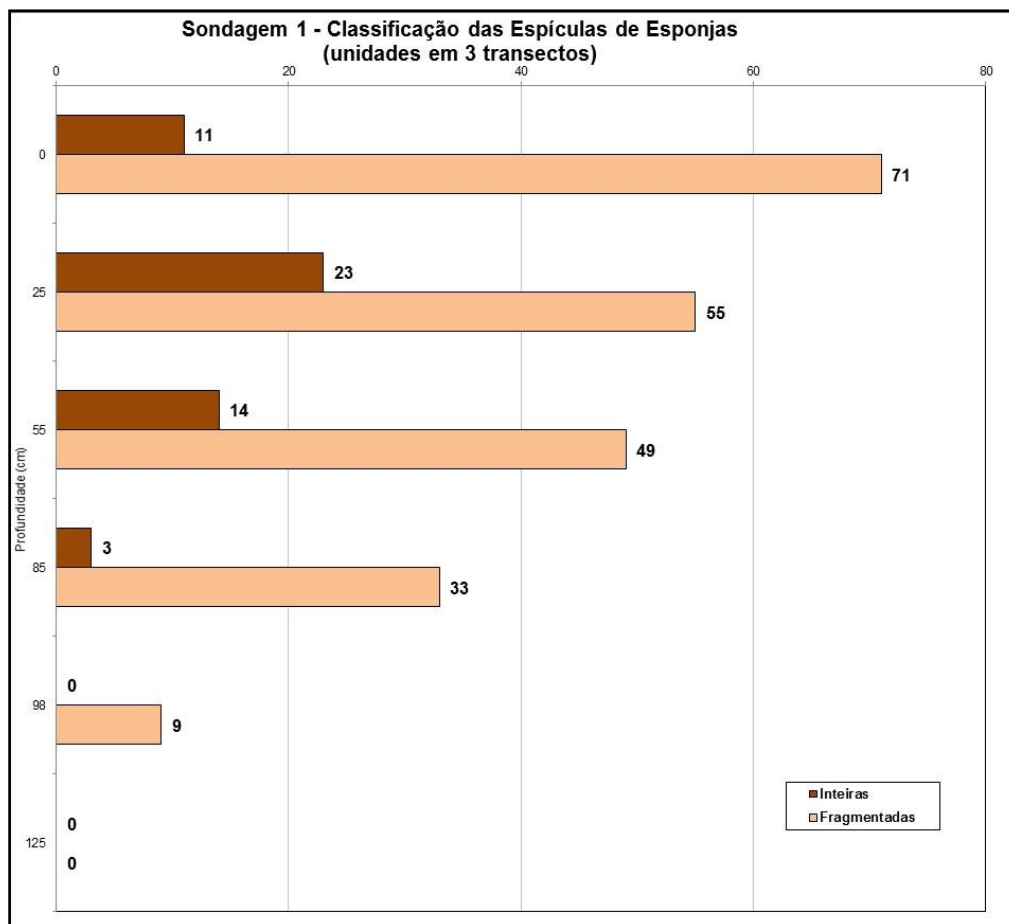


Figura 47: Classificação das espículas de esponjas da Sondagem 1.

Os tipos de espículas observados estão apresentados e caracterizados por ambiente nas Tabelas 5 e 6 e a figura 48 apresenta fotografias de algumas espículas de esponjas observadas na Sondagem 1.

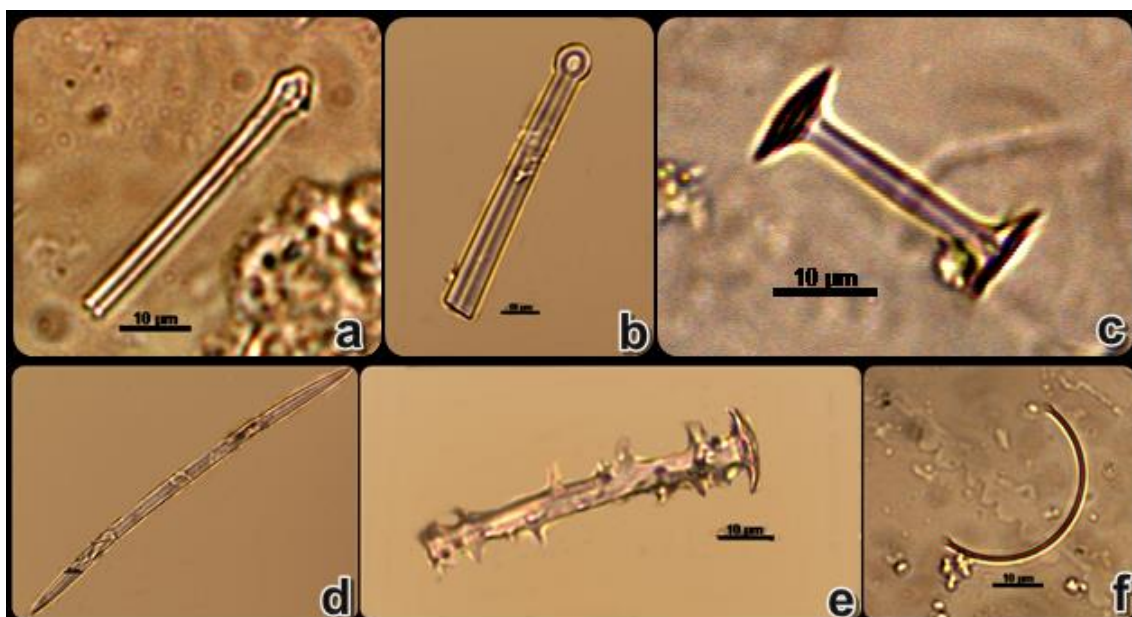


Figura 48: Principais espículas de esponjas observadas na S1: a, b) Tilóstilo; c) *Trochospongillavariabilis*; d) *Oxea*; e) *Ephydatia facunda*; f) Sigma

Tabela 6: Identificação das espículas de esponjas encontradas na Sondagem 1 e suas características ambientais.

ESPÍCULA DE ESPONJA	TAXONOMIA	AMBIENTE
Gemosclera	<i>Trochospongiavariabilis</i> Bonettoe Ezcurrea de Drago, 1973	Continental
Gemosclera	<i>Ephydatia facunda</i> Weltner, 1895	Continental (lagoas e pântanos)
Gemosclera	Acantobirrótulas	Continental
Microsclera	<i>Heteromeyenia</i>	Continental
Sigma	<i>Poelocisclerida</i>	Marinho
Tilóstilo	Demospongiae	Marinho

Entre as espículas identificadas, em A9 todas eram de ambiente continental, e nas outras amostras mais superficiais praticamente todas (de 100 a 92%) eram de ambiente marinho (Figura 49).

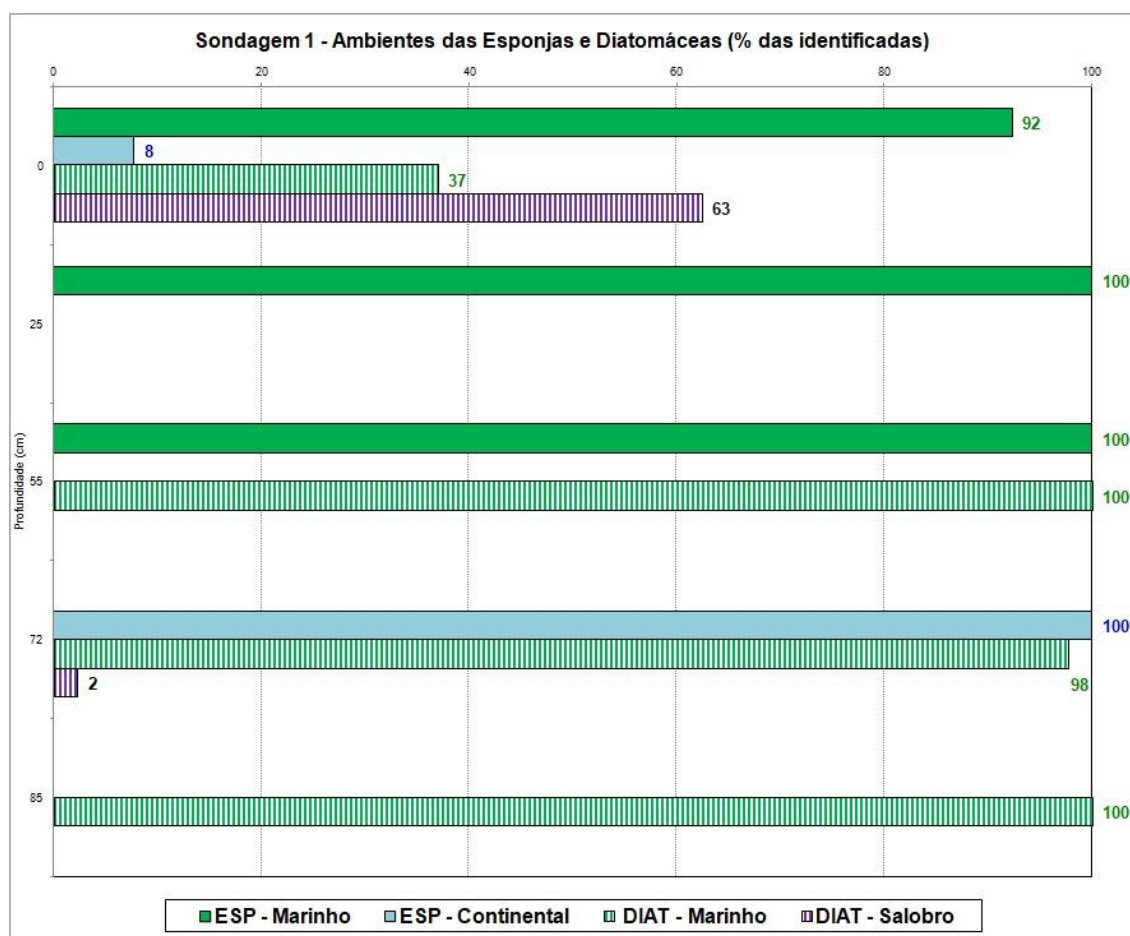


Figura 49: Ambientes de origem das esponjas e diatomáceas observadas na Sondagem 1,

5.1.5. Frústulas de Diatomáceas

Para a análise de frústulas de diatomáceas foram selecionadas as amostras A1 (0cm de profundidade), A4 (25cm), A7 (55cm), A9 (72cm), A11 (85cm), A13 (98cm) e A16 (125cm).

O estoque das frústulas de diatomáceas observadas na Sondagem 1 pode ser observado na figura 50 e na Tabela 5. Não foram observadas frústulas nas amostras mais profundas (A16 e A13), aumentando significativamente nas amostras A9 e A7 (132 e 129 unidades respectivamente) para depois diminuir muito (11) na amostra superficial.

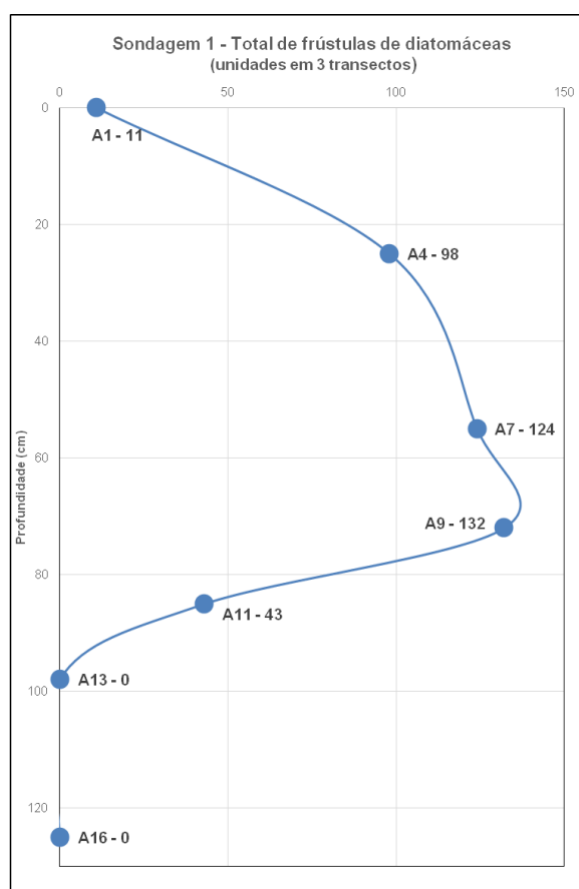


Figura 50: Total de frústulas de diatomáceas da S1.

A classificação das frústulas de diatomáceas está apresentada na figura 51 e na Tabela 5. Em toda a S1 as frústulas de diatomáceas foram predominantemente fragmentadas, sendo que os maiores valores observados de frústulas inteiras foram nas amostras A9 e A11, com 18 unidades cada. As amostras A7 e A9, onde se obteve o maior estoque, apresentaram os maiores valores de frústulas fragmentadas com 111 e 114 unidades, respectivamente.

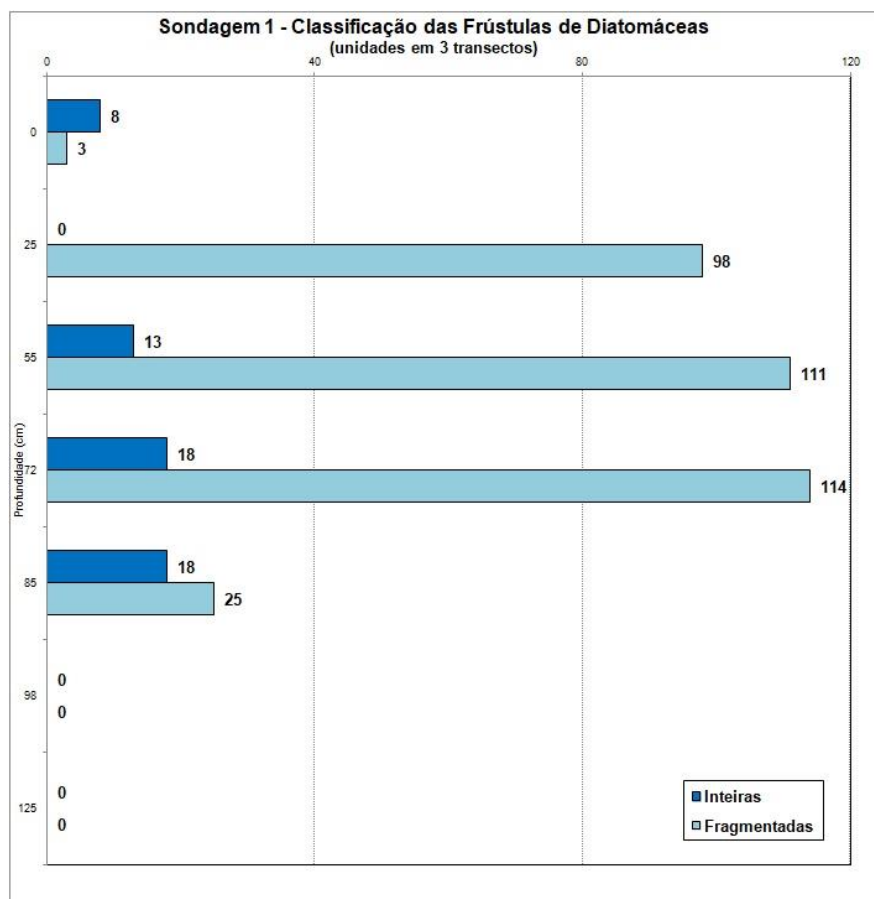


Figura 51: Classificação das frústulas de diatomáceas observadas na S1.

Os tipos de frústulas de diatomáceas observadas em toda a S1 estão apresentados na figura 52 e a caracterização de cada tipo identificado está descrita nas Tabelas 5 e 7. Entre as frústulas de diatomáceas identificadas, de A11 a A7 praticamente todas eram de ambiente marinho. Já na amostra mais superficial (A1), 63% eram continentais e apenas 37% de ambiente marinho (Figura 49).

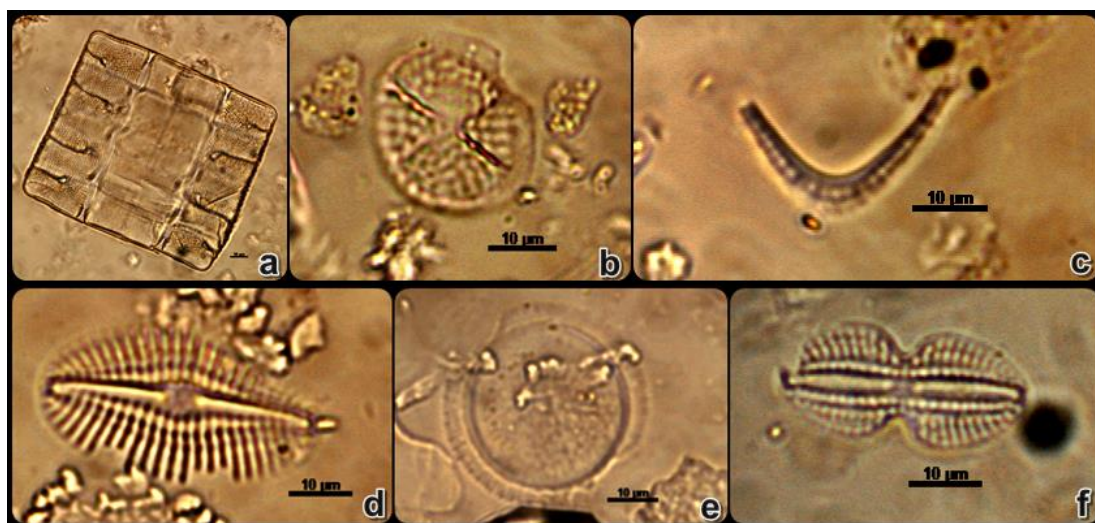


Figura 52: Principais tipos de frústulas de diatomáceas observados na S1: a) espécie *Paraliasulcata* (Ehrenberg) Cleve; b) espécie *Polymyxus coronalis* Bailey; c) gênero *Rhopalodia*; d) gênero *Amphora*; e) gênero *Cyclotella*; f) gênero *Diploneis*.

Tabela 7: Identificação das frústulas de diatomáceas encontradas na Sondagem 1 e suas características ambientais.

Amostra	Profundidade (cm)	Nome do gênero/espécie	Características ambientais
A1	0	<i>Paraliasulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marinha, litoral de mares calmos e tropicais
		Gênero <i>Rhopalodia</i>	Bentônica e de águas salobras
A4	25	-	-
A7	55	<i>Paraliasulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marinha, litoral de mares calmos e tropicais
		Gênero <i>Diploneis</i>	Predominantemente marinho
		Gênero <i>Cyclotella</i>	Marinho, litorâneo e eurihalino
		Gênero <i>Amphora</i>	Marinho
A9	72	<i>Paraliasulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marinha, litoral de mares calmos e tropicais
		Gênero <i>Diploneis</i>	Predominantemente marinho
		Gênero <i>Cyclotella</i>	Marinho, litorâneo e eurihalino
		Gênero <i>Amphora</i>	Marinho
		Gênero <i>Rhopalodia</i>	Bentônica e de águas salobras
A11	85	<i>Paraliasulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marinha, litoral de mares calmos e tropicais
		Gênero <i>Amphora</i>	Marinho
		Gênero <i>Cyclotella</i>	Marinho, litorâneo e eurihalino
A13	98	-	-
A16	125	-	-

5.1.6. Datação por ^{14}C -AMS

Na Sondagem 1, foram selecionadas para datação as amostras A6 – pedaço de madeira (50 cm de profundidade), A11 – pedaço de madeira (87cm de profundidade) e A16 – MOS (130 cm de profundidade).

5.2. Sondagem 2

5.2.1. Localização e Descrição da Sondagem

A Sondagem 2 é situada a 6,5 km da Lagoa Feia, na beira de um pequeno canal que é ligado à mesma (Figura 53).



Figura 53: Localização da Sondagem 2. Fonte: Google Earth

A sondagem S2 foi descrita no laboratório, onde foram coletadas diversas amostras, com as texturas descritas através do tato e cores determinadas através da escala de Munsell. Essas especificidades podem ser observadas na Tabela 8.

Tabela 8: Descrição do Ponto de coleta S2

S2	Profundidade (cm)	Textura	Cor das amostras úmidas	Detalhes
S2A1	0-5 cm	Silte e argila	2.5Y3/1	Marrom escuro com fundo alaranjado, presença de raízes a 3 cm de profundidade, presença de M.O.
S2A2	5-10 cm	Silte e argila	2.5Y3/3	Marrom alaranjado, com presença de M.O.
S2A3	10-15 cm	Silte e argila	2.5Y3/2	Marrom escuro com presença de M.O.
S2A4	15-20 cm	Silte e argila	10YR4/6	Marrom alaranjado, com presença de M.O.
S2A5	20-25 cm	Areia fina	Gley 1 4/N	Cinza azulada, sem presença de M.O., compactada
S2A6	25-30 cm	Areia fina	Gley 1 4/N	Cinza azulada, com presença de M.O., compactada
S2A7	30-35 cm	Arenosa	5Y5/2	Cinza claro, compactada e com presença de M.O.
S2A8	35-40 cm	Arenosa	5Y6/1	Areia Grossa, cinza claro, compactada e com presença de M.O.
S2A9	40-45 cm	Arenosa	2.5Y 5/3	Cinza, presença de areia grossa e M.O.
S2A10	45-50 cm	Arenosa com cascalhos	2.5Y 5/3	Presença de cascalho a 49 cm, compactada, areia grossa sem M.O.
S2A11	50-55 cm	Arenosa com cascalhos	10YR5/8	Presença de cascalhos, marrom alaranjado e sem presença de M.O.
S2A12	55-60 cm	Arenosa com cascalhos	10YR6/8	Presença de cascalhos, marrom alaranjado e sem presença de M.O.
S2A13	60-65 cm	Arenosa com cascalhos	10YR6/8	Presença de cascalhos, marrom alaranjado e sem presença de M.O.
S2A14	65-70 cm	Arenosa com cascalhos	10YR6/8	Presença de cascalhos, marrom alaranjado e sem presença de M.O.

5.2.2. Granulometria

Os resultados das análises granulométrica da S2 podem ser observados na Tabela 9.

Tabela 9: Resultados das análises granulométricas da Sondagem S2

Amostra	Profundidade	Areia				Silte (%)	Argila (%)
		Total (%)	Grossa (%)	Média (%)	Fina (%)		
S2A2	5-10 cm	33,9	8,9	4,9	20,1	49,9	16,2
S2A4	15-20 cm	44,0	15,4	10,4	18,3	35,8	20,2
S2A5	20-25 cm	49,9	11,0	11,5	27,5	27,8	22,2
S2A6	25-30 cm	50,6	14,7	11,7	24,1	18,1	31,3
S2A7	30-35 cm	49,3	11,5	11,9	25,9	10,3	40,4
S2A9	40-45 cm	62,5	23,2	11,4	27,9	0,1	37,4
S2A10	45-50 cm	69,7	31,9	11,9	26,0	0,0	30,3
S2A11	50-55 cm	73,3	39,8	10,5	23,0	4,5	22,2
S2A12	55-60 cm	78,1	43,7	11,1	23,2	0,7	21,2
S2A13	60-65 cm	78,1	45,3	10,9	21,9	5,7	16,2
S2A14	65-70 cm	73,5	34,8	12,7	25,9	0,3	26,3

A granulometria no ponto S2 (Figura 54) apresenta uma diminuição gradual na concentração de frações arenosas da base para o topo. O maior valor apresentado da fração silte é na amostra A2 (textura argilosa), com valor de 49,9% e o menor valor da mesma fração é observado nas amostras A14, A10 e A9 com valores de 0,3, 0 e 0,1%, respectivamente, as quais apresentam textura franco arenosa (Figura 55).

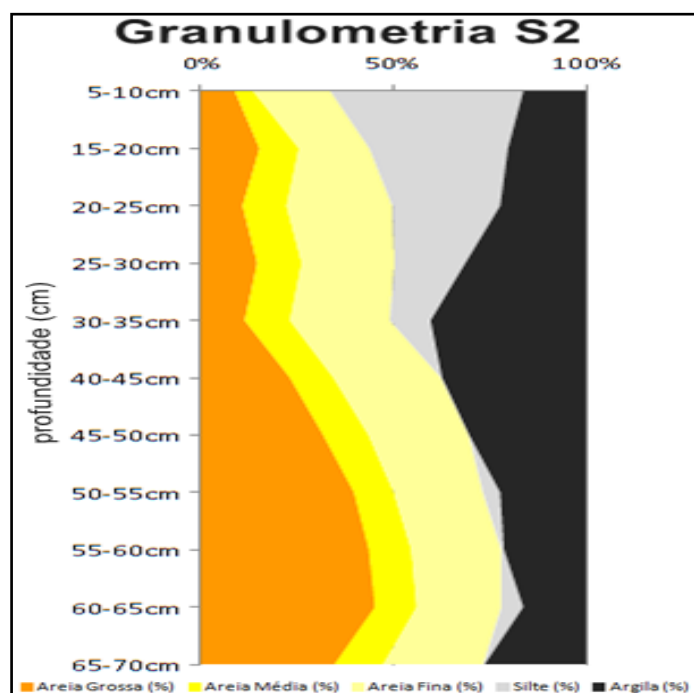


Figura 54: Representação das análises granulométricas da S2.

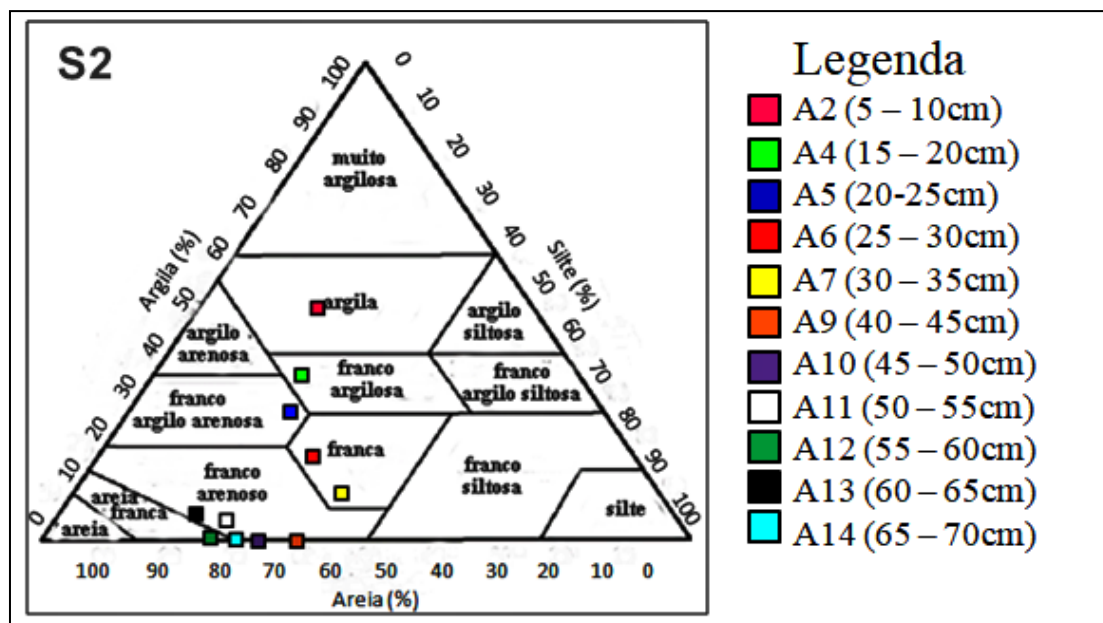


Figura 55: Triângulo textural da sondagem S2.

5.2.3. Fitólitos

Para a análise de fitólitos foram selecionadas as amostras A1 (0 cm de profundidade), A4 (17cm), A6 (30cm), A10 (47cm) e A14 (67cm).

Só foram observados fitólitos nas amostras A1, A4 e A6. O maior estoque foi na amostra A4 (880 unidades) e o menor valor foi observado na A6 (22 unidades). Após 30 cm de profundidade nenhum tipo de biomineralização foi observado (Tabela 10 e Figura 56).

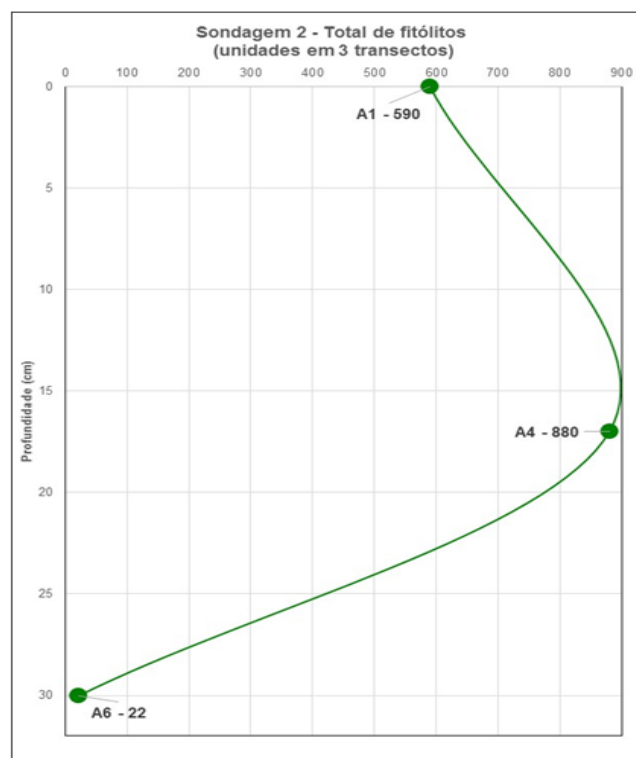


Figura 56: Total de fitólitos na Sondagem 2.

Tabela 10: Biomineralizações observadas na Sondagem 2

[illegible]

a) cm; b) unidades em 3 transectos; c) % do total; d) % dos fitólitos classificáveis;

e) D/P= *spheroid ornate* / (*bilobate* + *cross* + *saddle* + *acute bulbosus* + *elongate* + *bulliform flabellate* e *blocky*)

f) $Bi\% = [(bulliform\ flabellate + blocky) / (short\ cells + acute\ bulbosus + bulliform\ flabellate + blocky)] \times 100$

g) % total de identificadas

Na Tabela 10 e na figura 57 podemos observar a classificação dos fitólitos na Sondagem 2, que apresentou o padrão normal de aumento dos não classificáveis com a profundidade. A maior porcentagem de fitólitos classificáveis ocorreu na amostra A1, com valor de 66%. No restante da S2 os valores de fitólitos não classificáveis foram sempre acima de 50%, chegando a um máximo de 68% na amostra A6.

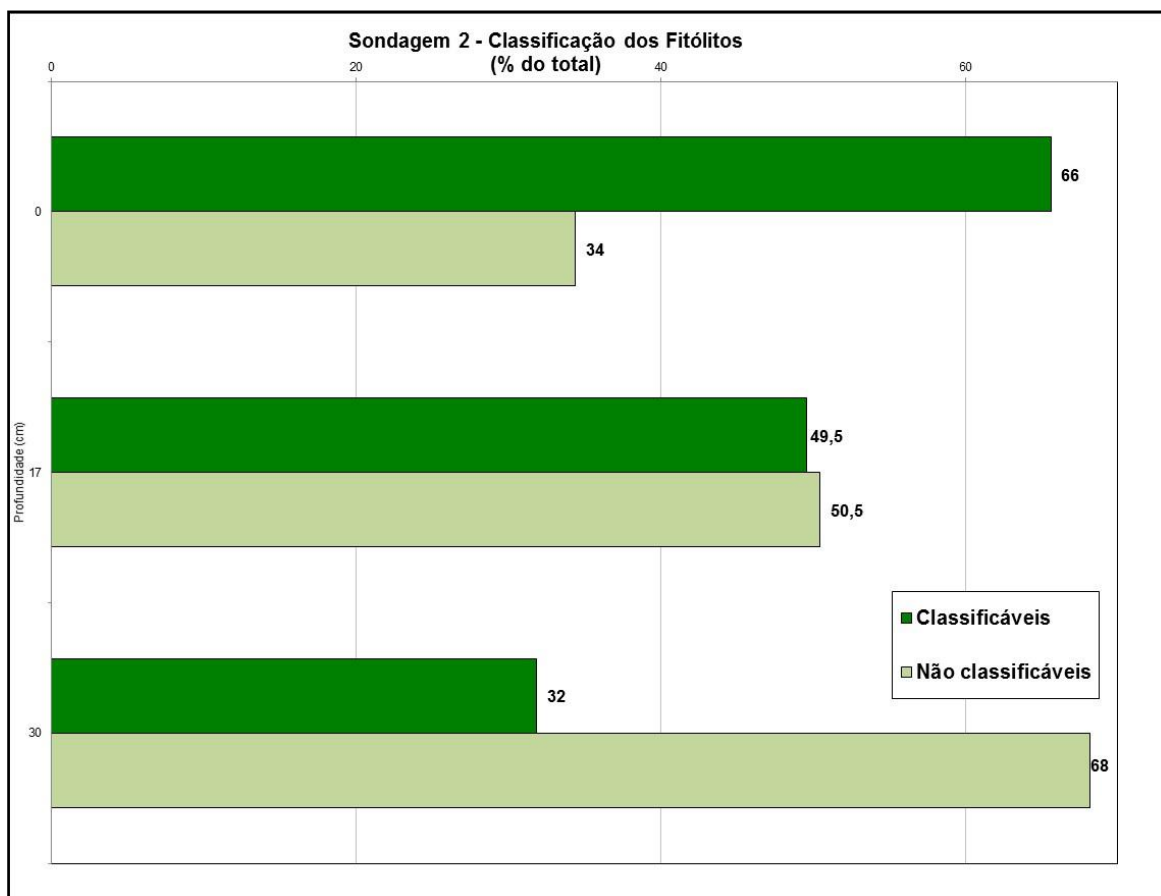


Figura 57: Classificação dos Fitólitos observados na Sondagem 2.

As porcentagens de morfotipos de fitólitos observados na S2 estão apresentadas na Tabela 10 e na figura 58. De maneira geral, os tipos mais abundantes foram *spheriornate*, *elongate* e *bilobate*. Os tipos predominantes na amostra A1 foram *spheriornate* (26%), *elongate* (20,6%) e *bilobate* (15,2%). Na amostra A4 o predomínio foi dos fitólitos *bilobate* (23%), *elongate* (15) e *rondel* (16%). Na amostra A6 o predomínio é do tipo *spheriornate* (57%). Fotografias dos principais tipos de fitólitos observados ao microscópio estão apresentadas na figura 59.

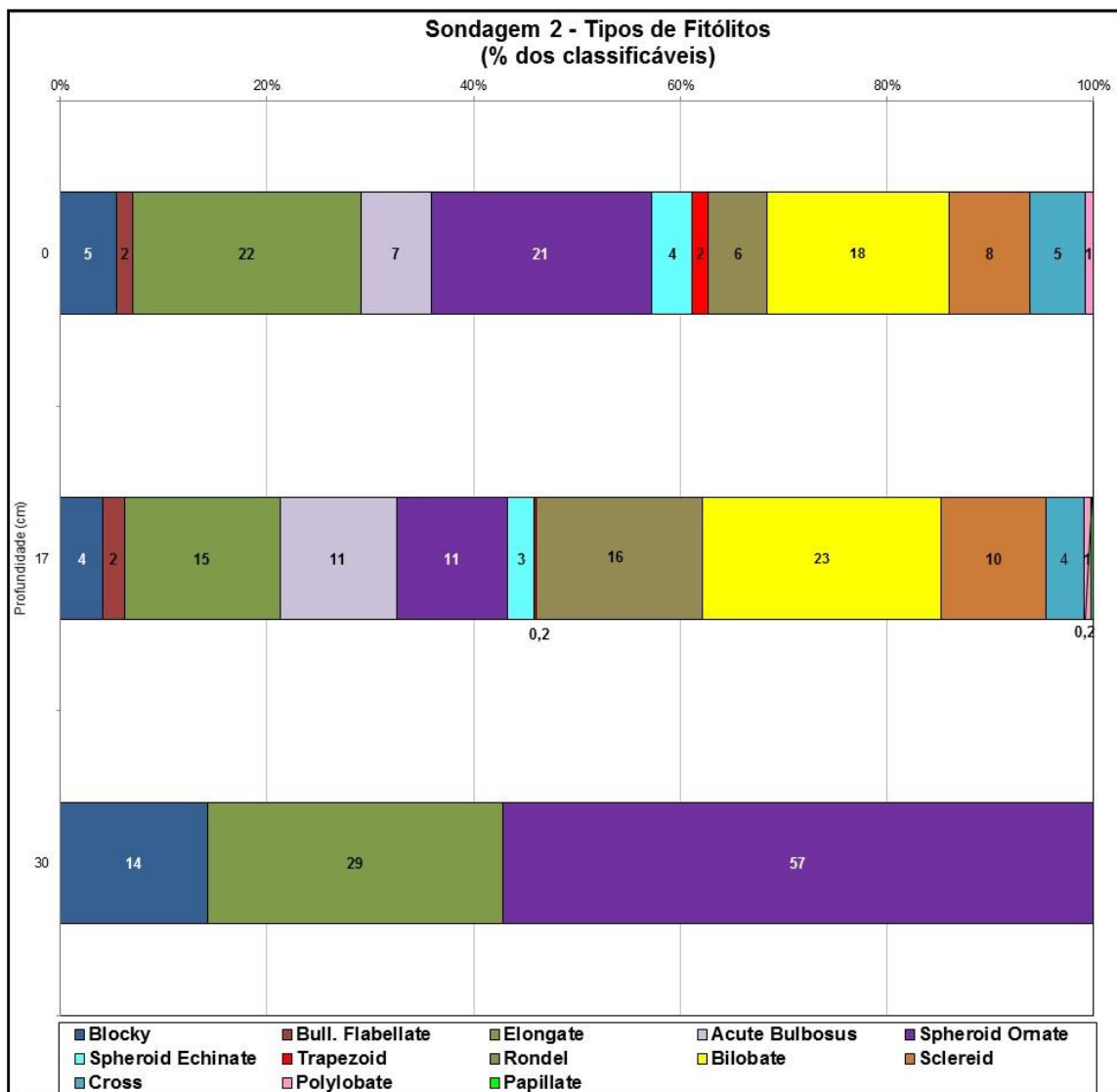


Figura 58: Tipos de fitólitos observados na Sondagem 2.

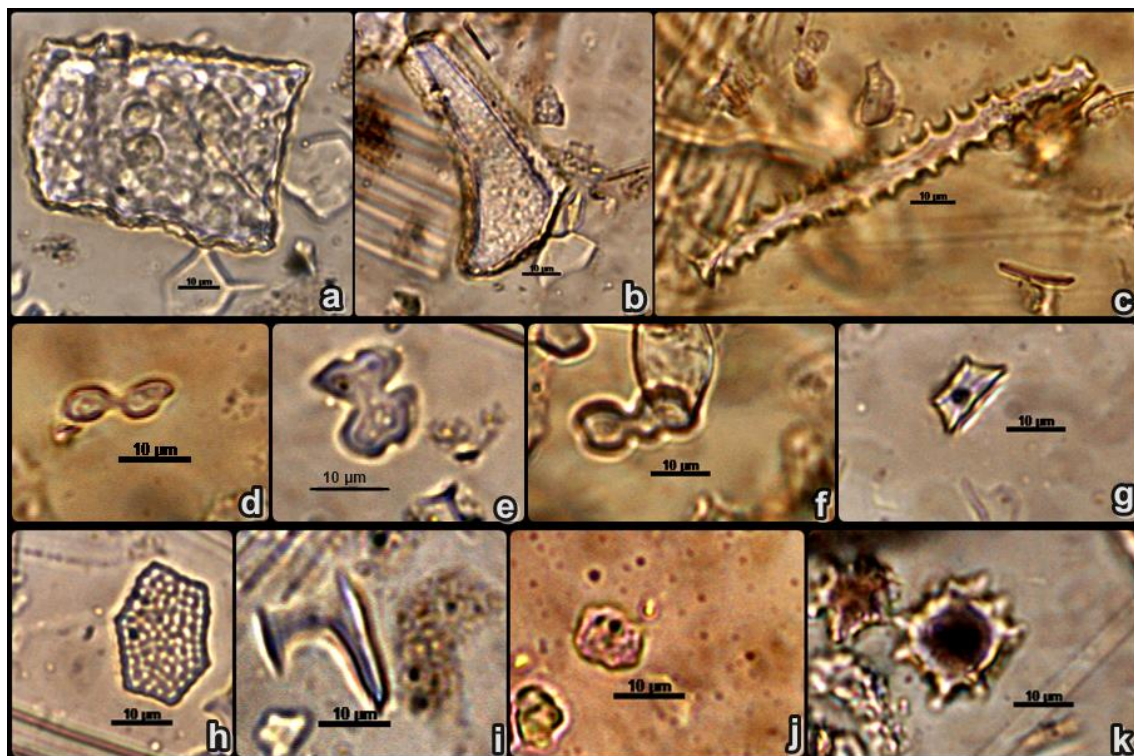


Figura 59: Principais tipos de fitólitos observados na Sondagem 2: a) *blocky*; b) *bulliformflabellate*; c) *elongateddentate*; d) *bilobate*; e) *cross*; e) *polylobate*; g) *rondel*; h) *papillate*; i) *sclereid*; j) *spheroidornate*; k) *spheroidechinate*.

Na S2 foi possível calcular apenas os índices D/P (cobertura arbórea)(Figura 60) e Bi (estresse hídrico)(Figura 61). O índice D/P,foielevado (4) na amostra A6 para em seguida reduzir muito nas amostras mais superficiais (0,18 e 0,48) (Tabela 10), indicando uma grande abertura da vegetaçãonesse período. Já o índice Bi, apresentou grande variação ao longo da sondagem, com valores muitoelevados em profundidade (A6 - 100%), reduzindo muito nas amostras mais superficiais (A4-10,1%, A1-15,6%) (Tabela 10).

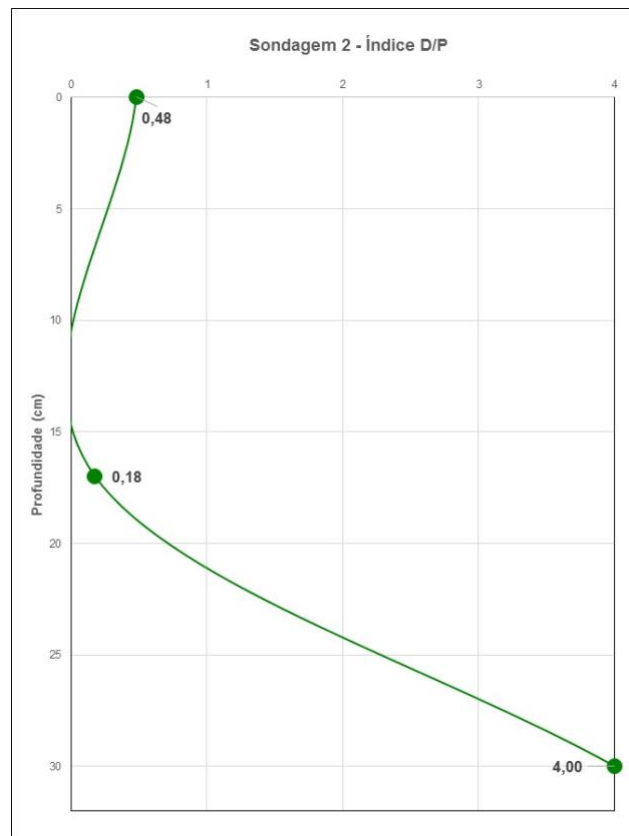


Figura 60: Índice D/P da Sondagem 2.

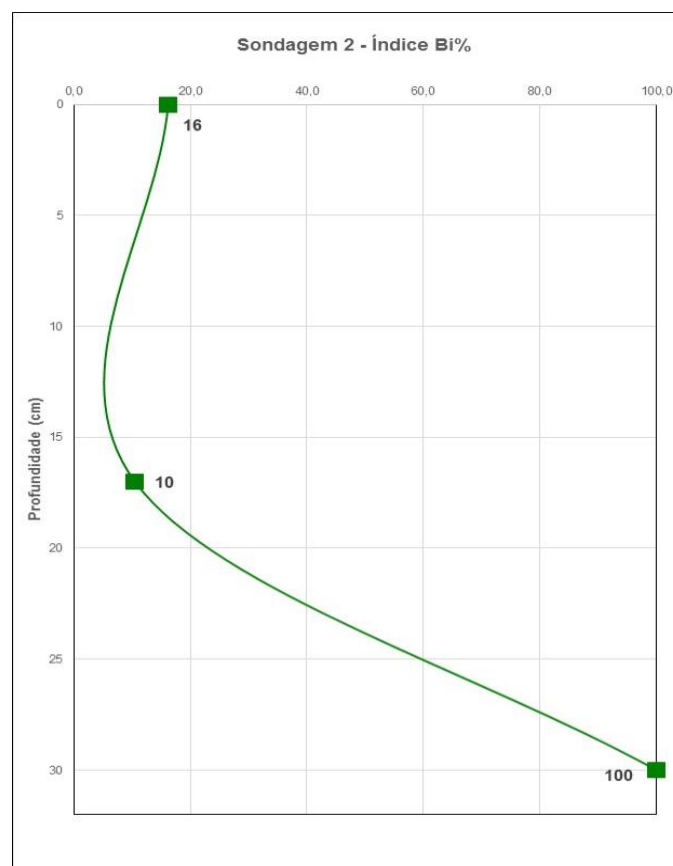


Figura 61: Índice Bi da Sondagem 2.

5.2.4. Espículas de Esponjas

Para a análise de espículas de esponjas foram selecionadas as amostras A1 (0cm), A4 (17cm), A6 (30cm), A10 (47cm) e A14 (67cm).

O total de espículas de esponjas observadas na S2 está disposto na Tabela 10 na figura 62. Os valores aumentaram com adiminuição da profundidade, com nenhuma espícula na amostra A6 e um máximo de 66 unidades observadas em A1. Após 30 cm de profundidade nenhum tipo de biomineralização foi observado.

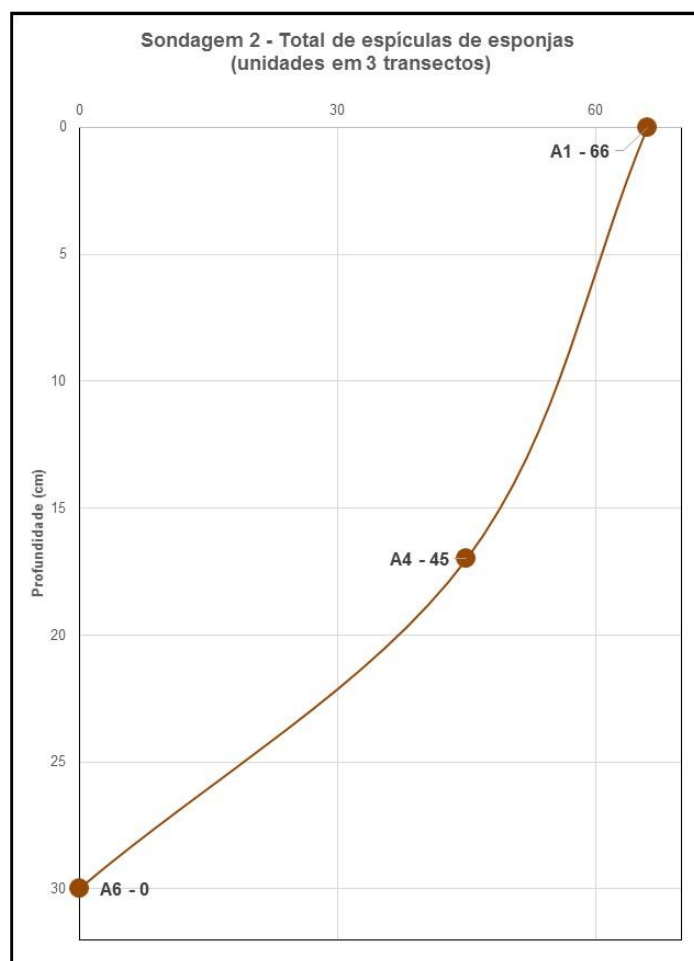


Figura 62: Total de espículas de esponjas observadas na Sondagem 2.

As espículas de esponjas foram classificadas em inteiras e fragmentadas, como se pode observar na figura 63 e na Tabela 10. Tanto a quantidade de espículas quanto sua preservação aumentam conforme a redução da profundidade. Nas amostras A1 e A4 a taxa de preservação foi boa, sendo que na A4, o valor de espículas de esponjas inteiras foi menor que o de fragmentadas (17 – 28), enquanto em A1 o total de unidades de espículas inteiras foi o dobro das fragmentadas (44 -22).

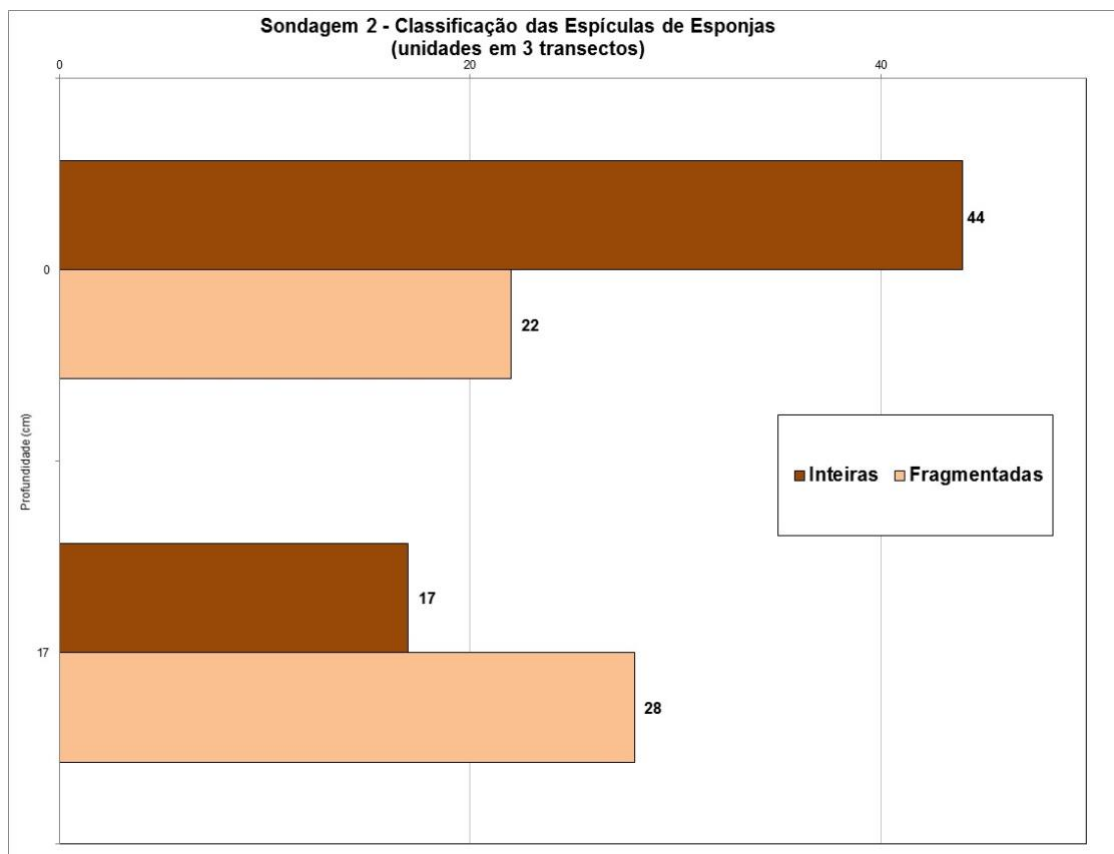


Figura 63: Classificação das espículas de esponjas observada na Sondagem 2.

Na sondagem 2 foi possível identificar alguns tipos de espículas e relacionar com os ambientes em que elas são encontradas (Tabela 11). Na figura 64 podemos observar as fotografias dos tipos de espículas de esponjas observadas na S2.

Tabela 11: Identificação das espículas de esponjas encontradas na Sondagem 2 e suas características ambientais.

ESPÍCULA DE ESPONJA	TAXONOMIA	AMBIENTE
Anisoquela	<i>Poecilosclerida</i>	Marinho
Isoconicodiscorabdo	<i>Latrunculidae – Sceptrellasp</i>	Marinho
Oxyáster	Demospongiae	Marinho
Gemosclera	<i>Trochospongillavariabilis</i>	Continental

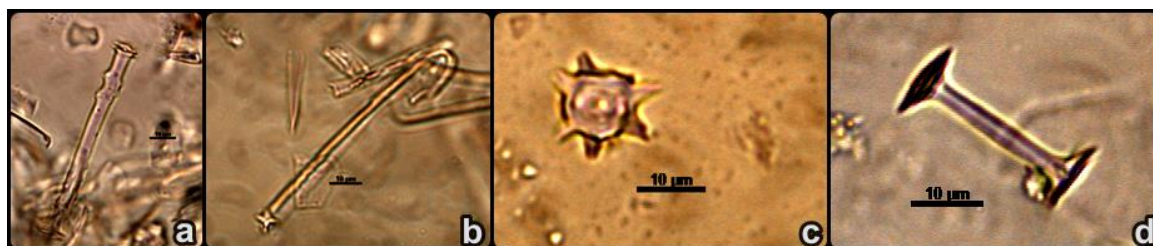


Figura 64: Prancha com fotografias das espículas de esponjas observadas na S2: a) *Isoconicodiscorabdo*; b) *Anisoquela*; c) *Oxyáster*; d) *T. variabilis*.

Na S2, entre as espículas identificadas praticamente todas (94-95%) são de ambiente marinho (Figura 65).

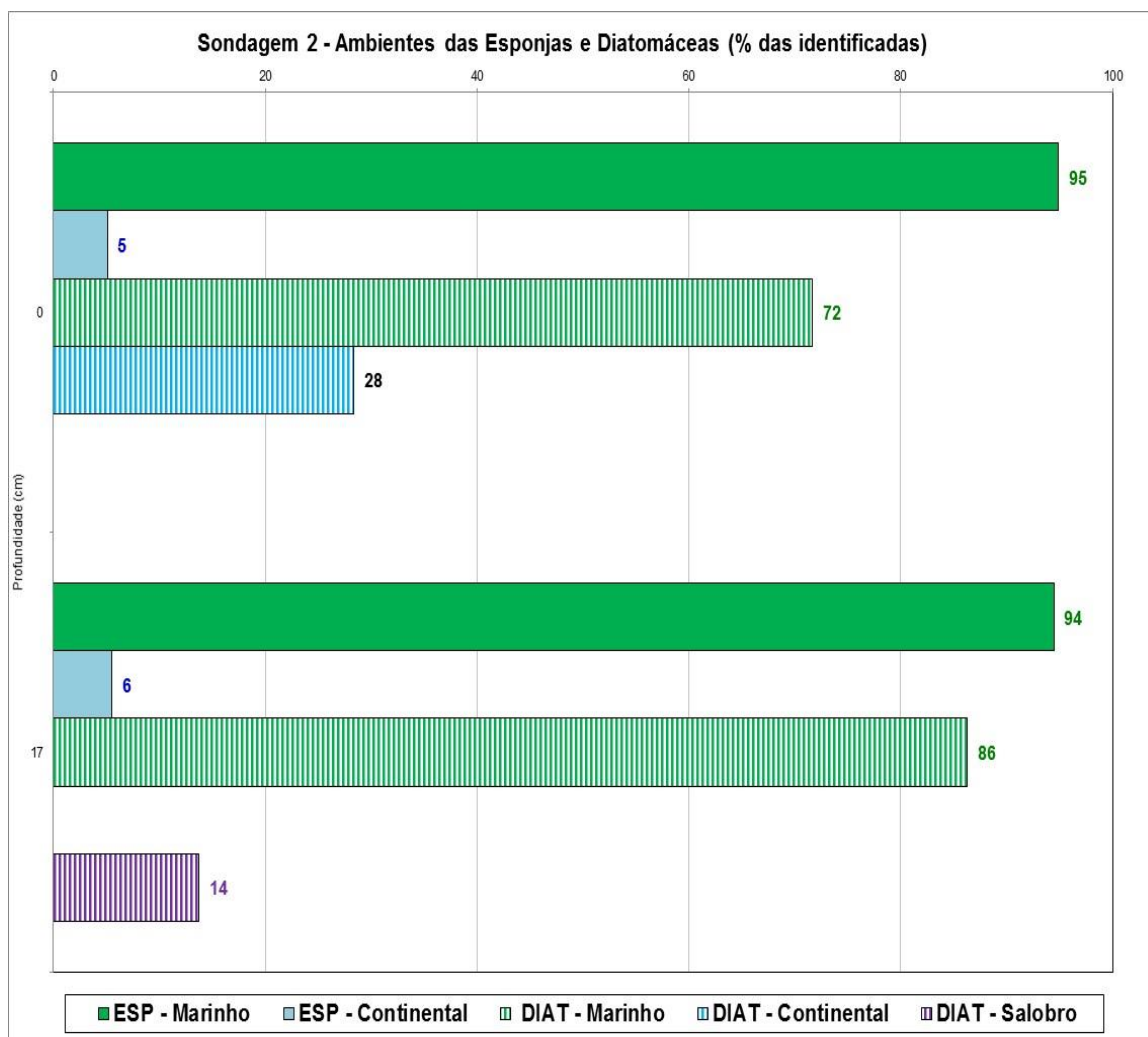


Figura 65: Ambientes de origem das esponjas e diatomáceas observadas na Sondagem 2

5.2.5. Frústulas de Diatomáceas

Para a análise de frústulas de diatomáceas foram selecionadas as amostras A1 (0cm), A4 (17cm), A6 (30cm), A10 (47cm) e A14 (67cm).

O estoque das frústulas de diatomáceas observadas na Sondagem 2 pode ser observado na figura 66 e na Tabela 10. Na amostra A6 nenhuma frústula foi observada, enquanto nas amostras mais superficiais a quantidade de frústulas foi extremamente elevada (1035 e 886 respectivamente).

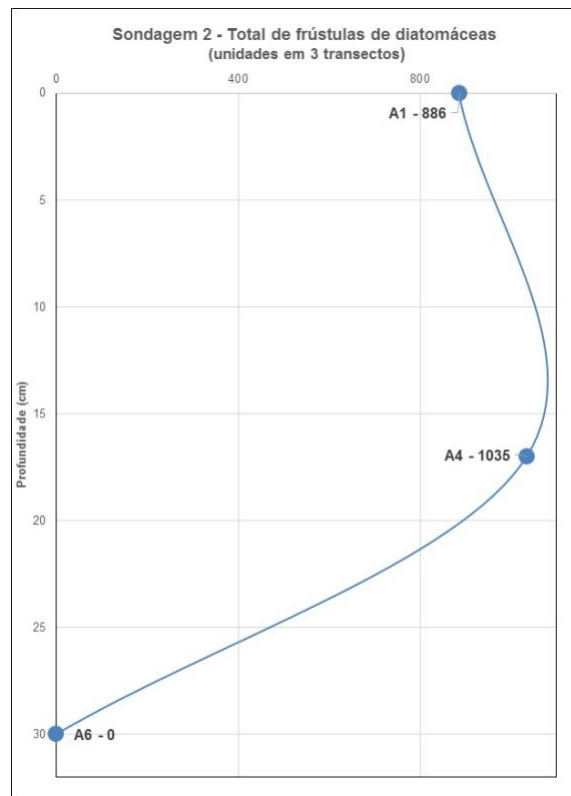


Figura 66: Total de frústulas de diatomáceas observadas na Sondagem 2.

A classificação das frústulas de diatomáceas está apresentada na figura 67 e na Tabela 10. Na amostra A4, o cenário é equilibrado, com um total de 552 frústulas inteiras e 482 fragmentadas. Na amostra A1 o total de unidades fragmentadas foi de 523, maior que o total de frústulas inteiras (363).

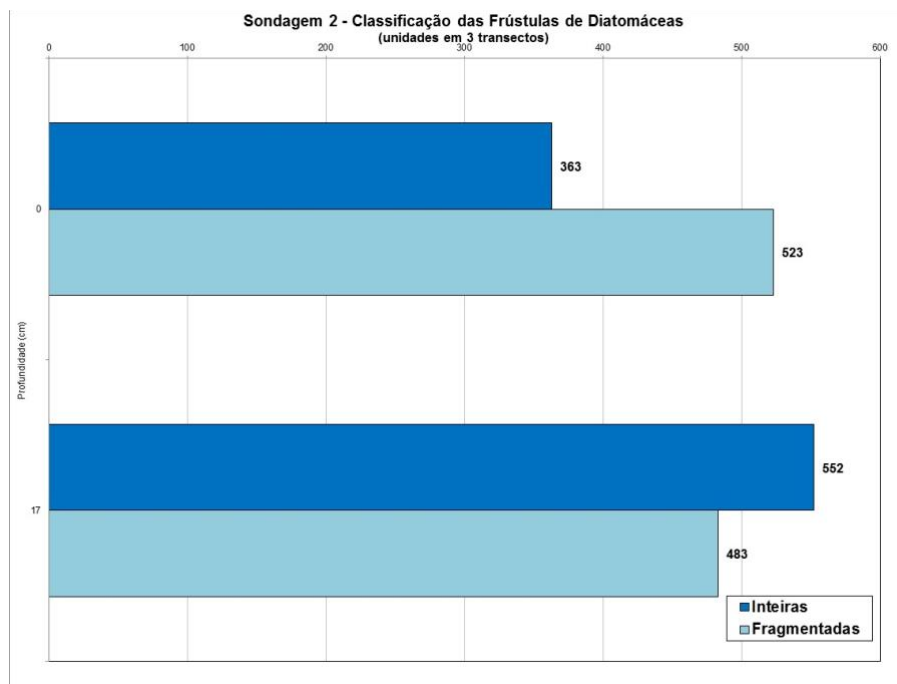


Figura 67: Classificação das frústulas de diatomáceas observadas na Sondagem 2.

Os tipos de frústulas de diatomáceas observadas em toda a S2 estão apresentados na figura 68 e a caracterização de cada tipo identificado está descrito nas Tabelas 10 e 12.

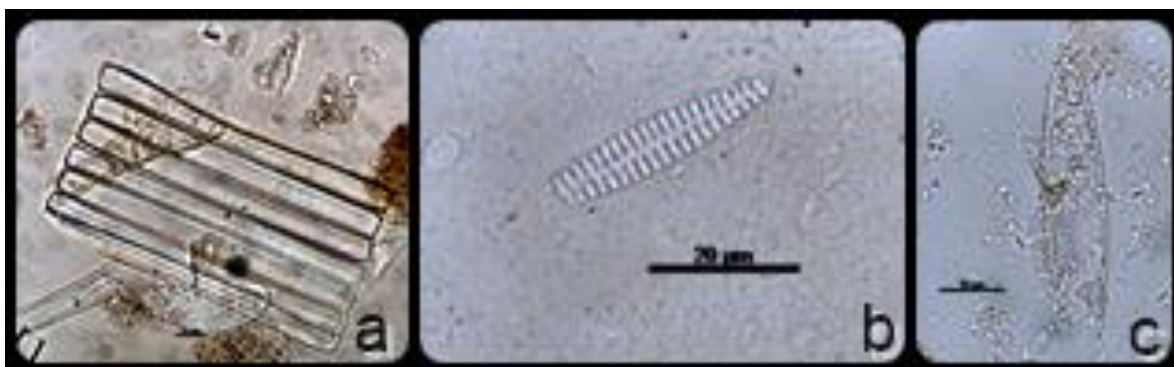


Figura 68: Tipos de frústulas de diatomáceas observadas na S2: a) espécie *Paraliasulcata* (Ehrenberg) Cleve; b) gêneros *Staurosira* e *Staurosirella*; c) gênero *Navicula*.

Tabela 12: Identificação das frústulas de diatomáceas encontradas na Sondagem 2 e suas características ambientais.

Amostra	Profundidade (cm)	Nome do gênero/espécie	Características ambientais
A1	0	<i>Paraliasulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marinha, litoral de mares calmos e tropicais
		Gêneros <i>Staurosira</i> e <i>Staurosirella</i>	Água doce e ambos os gêneros vivem anexados aos grãos de areia
A4	17	<i>Paraliasulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marinha, litoral de mares calmos e tropicais
		Gênero <i>Navicula</i>	Bentônica de água salobra

Nas 2 amostras onde foram identificadas frústulas de diatomáceas predominaram as de origem marinha (86 – 72%). Na A4 foram observadas algumas frústulas de ambientes salobros(14%) e na A1 não foram identificadas 28% frústulas de ambientes continentais (Figura 65).

5.2.6. Datação por ^{14}C -AMS

Na Sondagem 2, foi selecionada para datação a amostra A14 - sedimento (70 cm de profundidade).

5.3. Sondagem 3

5.3.1. Descrição da Sondagem

A Sondagem 3 é situada a 10 km da Lagoa Feia e a 23,5 km da linha costa atual, na beira de um pequeno canal que é ligado à mesma (Figura 69).



Figura 69: Localização da Sondagem 3. Fonte: Google Earth

A sondagem S3 foi descrita no laboratório, onde foram coletadas diversas amostras, com as texturas descritas através do tato e cores determinadas através da escala de Munsell. Essas especificidades podem ser observadas na tabela 13.

Tabela 13: Descrição do Ponto de coleta S3

S3	Profundidade (cm)	Textura	Cor das amostras úmidas	Detalhes
S3A1	0-10 cm	Silte e lama	5Y 2.5/2	Muitas raízes a 5 cm de prof.
S3A2	10-20 cm	Silte e lama	5Y 2.5/2	Muitas raízes a 15 cm de prof.
S3A3	20-30 cm	Silte e lama	5Y 2.5/2	Algumas raízes a 24 cm de prof.
S3A4	30-40 cm	Silte e lama	5Y 2.5/2	Amostra compactada, com presença de M.O.
S3A5	40-50 cm	Silte e lama	5Y 2.5/2	Amostra compactada e lamosa, com presença de M.O.
S3A6	50-60 cm	Silte e lama	5Y3/2	Presença de raízes. Amostra escura e lamosa.
S3A7	60-70 cm	Silte e lama	5Y3/2	Amostra escura e lamosa, com raras raízes.
S3A8	70-80 cm	Silte e lama	5Y3/2	Aumento na presença de raízes e de cor escura.
S3A9	80-90 cm	Silte e lama	5Y3/2	Poucas raízes e de cor escura.
S3A10	90-100 cm	Silte e lama	5Y3/2	Sem presença de raízes, cor escura e presença de M.O.
S3A11	105-115 cm	Silte e lama	5Y3/1	Escura, sem raízes e com M.O.
S3A12	115-125 cm	Silte e lama	5Y3/1	Escura, com poucas raízes e presença de M.O.
S3A13	125-135 cm	Silte e lama	5Y3/1	Poucas raízes a 120 cm de prof. Cor escura
S3A14	135-145 cm	Silte e lama	5Y3/2	Raiz a 140 cm de profundidade, cor escura e presença de M.O.
S3A15	145-155 cm	Silte e lama	5Y3/2	Raiz a 148 cm de profundidade, cor escura e presença de M.O.
S3A16	160-170 cm	Silte e lama	5Y 2.5/1	Cor escura, com presença de M.O.
S3A17	170-180 cm	Silte e lama	5Y 2.5/1	Cor escura, com presença de M.O. e presença de raízes a 172 cm de profundidade
S3A18	180-190 cm	Silte e lama	5Y 2.5/1	Cor escura, raízes raras e presença de M.O.
S3A19	190-200 cm	Silte e lama	5Y4/1	Cor escura e com presença de M.O.
S3A20	200-210 cm	Silte e lama	5Y4/1	Cor escura e com presença de M.O.
S3A21	215-225 cm	Silte e lama	5Y4/1	Cor escura e com presença de M.O.
S3A22	225-235 cm	Silte e lama	Gley 1 4/N	Cor escura e com presença de M.O.
S3A23	235-245 cm	Silte e lama	Gley 1 4/N	Cor escura e com presença de M.O.
S3A24	245-255 cm	Silte e lama	Gley 1 4/10Y	Cor escura e com presença de M.O.
S3A25	255-265 cm	Silte e lama	Gley 1 4/10Y	Cor escura e com presença de M.O.

S3	Profundidade (cm)	Textura	Cor das amostras úmidas	Detalhes
S3A26	270-280 cm	Silte e lama	Gley 1 4/N	Cor escura e com presença de M.O.
S3A27	280-290 cm	Silte e lama	Gley 1 4/10Y	Cor escura e com presença de M.O.
S3A28	290-300 cm	Silte e lama	Gley 1 4/10Y	Cor escura e com presença de M.O.
S3A29	300-310 cm	Silte e lama	Gley 1 4/10Y	Cor escura e com presença de M.O.
S3A30	310-320 cm	Silte e lama	Gley 1 4/10Y	Cor escura e com presença de M.O.
S3A31	325-335 cm	Silte e lama	Gley 1 4/10Y	Cor escura e com presença de M.O.
S3A32	335-345 cm	Silte e lama	Gley 1 4/10Y	Cor escura e com presença de M.O.
S3A33	345-355 cm	Silte e lama	Gley 1 4/10Y	Cor escura e com presença de M.O.
S3A34	355-365 cm	Silte e lama	Gley 1 4/10Y	Cor escura e com presença de M.O.
S3A35	365-375 cm	Silte e lama	Gley 1 4/10Y	Cor escura e com presença de M.O.
S3A36	380-390 cm	Silte e lama	Gley 1 4/10Y	Cor escura e com presença de M.O.
S3A37	390-400 cm	Silte e lama	Gley 1 4/10Y	Cor escura e com presença de M.O.
S3A38	400-410 cm	Silte e lama	Gley 1 4/10Y	Cor escura e com presença de M.O.
S3A39	410-420 cm	Silte e lama	Gley 1 4/10Y	Cor escura e com presença de M.O.
S3A40	420-430 cm	Silte e lama	Gley 1 4/10Y	Cor escura e com presença de M.O.
S3A41	435-445 cm	Silte e lama	Gley 1 4/10Y	Cor escura e com presença de M.O.
S3A42	445-455 cm	Silte e lama	Gley 1 4/10Y	Cor escura e com presença de M.O.
S3A43	455-465 cm	Silte e lama	Gley 1 4/10Y	Cor escura e com presença de M.O.
S3A44	465-475 cm	Silte e lama	Gley 1 4/10Y	Cor escura e com presença de M.O.
S3A45	475-485 cm	Silte e lama	Gley 1 4/10Y	Cor escura e com presença de M.O.
S3A46	490-500 cm	Silte e lama	Gley 1 4/N	Cor escura e com presença de M.O.
S3A47	500-510 cm	Arenosa	Gley 1 4/N	Muitas conchas, identificadas como <i>Heleobiaaustralis</i> (d'Orbigny, 1835)
S3A48	510-520 cm	Arenosa	Gley 1 4/N	Muitas conchas, identificadas como <i>Heleobiaaustralis</i> (d'Orbigny, 1835)
S3A49	520-530 cm	Arenosa	Gley 1 4/N	Muitas conchas, identificadas como <i>Heleobiaaustralis</i> (d'Orbigny, 1835), redução da fração areia grossa
S3A50	530-540 cm	Arenosa	Gley 1 4/N	Redução da presença de conchas e areias. Conchas identificadas como <i>Heleobiaaustralis</i> (d'Orbigny, 1835)

5.3.2. Granulometria

Os resultados das análises granulométricas da S3 podem ser observados na Tabela 14.

Tabela 14: Resultados das análises granulométricas da Sondagem S3

Amostra	Profundidade	Areia				Silte (%)	Argila (%)
		Total (%)	Grossa (%)	Média (%)	Fina (%)		
S3A1	0-10 cm	26,4	0,3	17,2	8,9	53,4	20,2
S3A2	10-20 cm	15,8	0,8	5,9	9,1	57,0	27,3
S3A3	20-30 cm	25,7	0,3	20,0	5,4	50,1	24,2
S3A4	30-40 cm	17,5	0,4	15,7	1,5	52,2	30,3
S3A5	40-50 cm	10,6	0,0	8,1	2,5	84,3	5,1
S3A6	50-60 cm	18,0	0,0	15,8	2,2	80,0	2,0
S3A7	60-70 cm	12,0	0,0	11,2	0,8	73,8	14,1
S3A8	70-80 cm	22,1	0,0	20,9	1,2	63,7	14,1
S3A9	80-90 cm	21,8	0,0	19,0	2,8	60,0	18,2
S3A10	90-100 cm	29,4	0,0	25,8	3,6	51,4	19,2
S3A11	105-115 cm	31,4	0,0	27,5	3,9	56,5	12,1
S3A12	115-125 cm	33,5	0,0	26,7	6,8	49,3	17,2
S3A13	125-135 cm	37,0	0,0	32,2	4,8	49,9	13,1
S3A14	135-145 cm	27,0	0,0	21,6	5,5	59,9	13,1
S3A15	145-155 cm	42,1	0,0	36,4	5,7	46,8	11,1
S3A19	190-200 cm	32,8	0,0	27,8	4,9	55,1	12,1
S3A20	200-210 cm	23,4	0,0	20,1	3,3	65,5	11,1
S3A21	215-225 cm	22,8	0,0	16,9	5,9	73,1	4,0
S3A22	225-235 cm	33,7	0,0	27,6	6,1	52,1	14,1
S3A23	235-245 cm	39,8	27,3	4,8	7,7	51,1	9,1
S3A24	245-255 cm	28,5	0,0	23,8	4,7	59,3	12,1
S3A25	255-265 cm	31,7	0,0	28,5	3,1	68,3	0,0

Amostra	Profundidade	A. Total (%)	A. Grossa (%)	A. Média (%)	A. Fina (%)	Silte (%)	Argila (%)
S3A26	270-280 cm	23,2	0,0	18,8	4,4	65,7	11,1
S3A27	280-290 cm	40,2	0,0	36,4	3,8	42,6	17,2
S3A28	290-300 cm	27,1	0,0	22,8	4,3	61,8	11,1
S3A29	300-310 cm	29,5	0,0	27,7	1,9	62,4	8,1
S3A30	310-320 cm	29,5	0,0	27,9	1,6	64,4	6,1
S3A31	325-335 cm	41,2	0,0	32,7	8,5	43,7	15,2
C3A32	335-345 cm	31,1	0,0	26,5	4,5	58,8	10,1
S3A33	345-355 cm	33,2	0,0	27,8	5,4	62,8	4,0
S3A34	355-365 cm	16,9	10,9	2,4	3,6	74,0	9,1
S3A36	380-390 cm	6,2	4,1	0,5	1,6	52,4	41,4
S3A37	390-400 cm	13,9	9,6	1,4	2,9	45,7	40,4
S3A38	400-410 cm	8,9	1,7	0,3	6,9	49,7	41,4
S3A39	410-420 cm	5,0	0,9	0,0	4,1	49,6	45,5
S3A40	420-430 cm	3,6	1,3	0,4	1,9	50,0	46,5
S3A41	435-445 cm	13,7	0,0	6,8	6,9	68,1	18,2
S3A42	445-455 cm	8,6	0,0	4,3	4,2	59,1	32,3
S3A43	455-465 cm	4,2	0,6	0,2	3,4	48,3	47,5
S3A44	465-475 cm	3,2	0,9	0,4	1,9	46,3	50,5
S3A45	475-485 cm	9,3	0,0	4,0	5,3	42,2	48,5
S3A46	490-500 cm	8,3	0,0	5,7	2,6	65,5	26,3
S3A47	500-510 cm	23,0	0,0	13,0	10,0	34,6	42,4
S3A48	510-520 cm	29,1	0,0	16,7	12,5	42,6	28,3
S3A49	520-530 cm	31,0	0,0	27,6	3,3	62,0	7,1
S3A50	530-540 cm	12,9	0,0	9,6	3,3	43,6	43,4

A granulometria da sondagem S3 apresentou uma concentração muito grande de textura argilosa, muito argilosa e argilosiltosa. Os maiores valores de concentração

de silte (superiores a 80%) foram encontrados nas amostras A6 e A5, ambas sendo classificadas como muito argilosas, e a maior concentração de areia fina foi de pouco mais de 10% na A48 e na A47, sendo classificadas como textura franco argilosa e argilosa, respectivamente (Figuras 70 e 71).

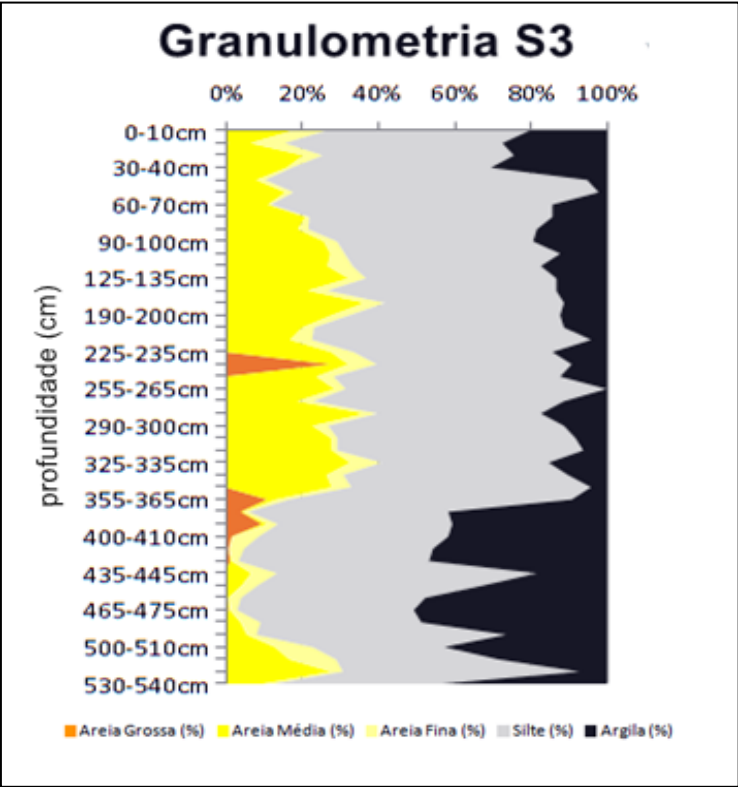


Figura 70: Representação das análises granulométricas da sondagem S3.

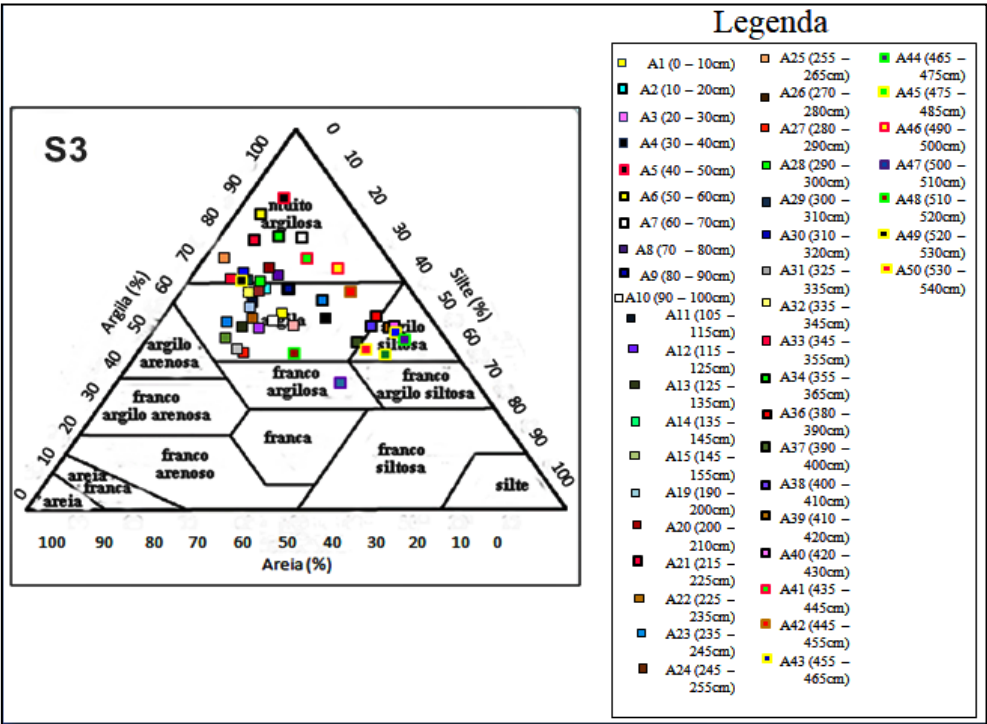


Figura 71: Triângulo textural da sondagem S3.

5.3.3. Fitólitos

Para a análise de fitólitos foram selecionadas as amostras A1 (0cm), A6 (55cm), A11 (110cm), A15 (150cm), A22 (230cm), A24 (250cm), A26 (275cm), A28 (295cm), A33 (350cm), A37 (395cm), A42 (450cm), A49 (525cm) e A50 (540cm).

O total de fitólitos na S3 apresentou grandes variações ao longo da sondagem, com valores muito elevados nas amostras A1 (576), A6 (538), A11 (541), A37 (547), A42 (768) e A49 (592). O menor valor observado foi na amostra A28 (317 unidades), não seguindo o padrão normal de distribuição com a profundidade (Tabela 15 e Figura 72).

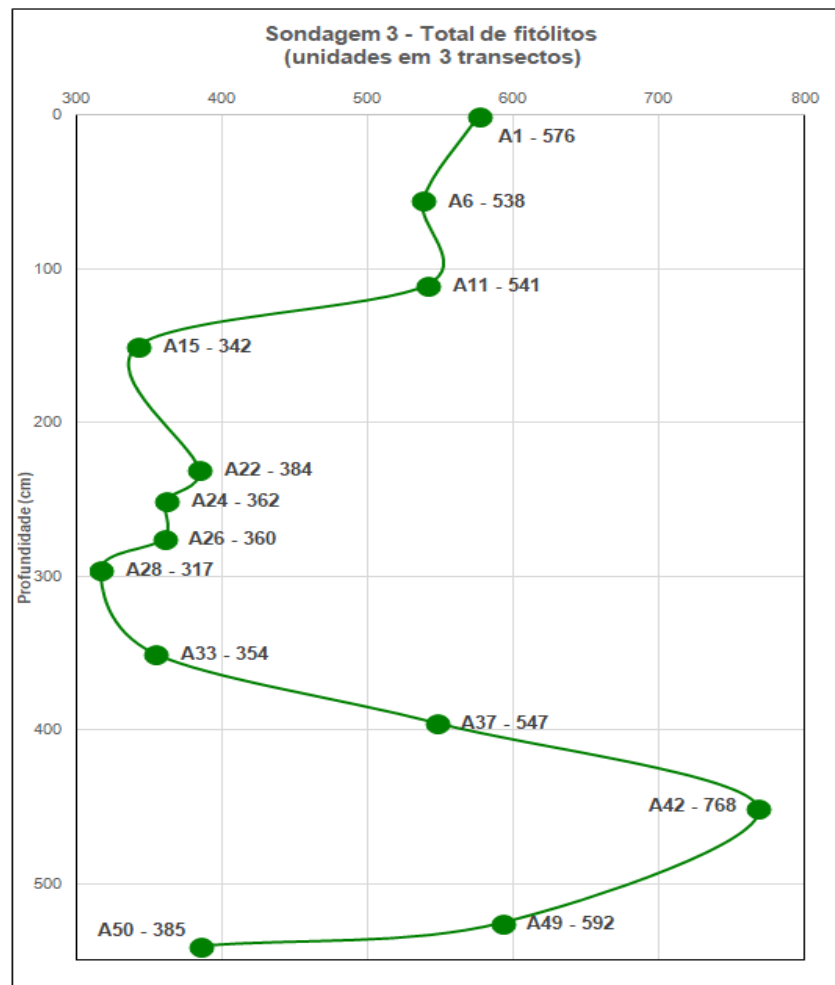


Figura 72: Total de fitólitos observados na Sondagem 3.

Tabela 15: Biomineralizações observadas na Sondagem 3.

		FITÓLITOS																ESPÍCULAS DE ESPONJAS						FRÚSTULAS DE DIATOMÁCEAS										
Amostra	Profundidade ^a	Total ^b	Classificação ^c		Tipos ^d												Índices				Total ^b	Preservação ^b		Ambiente				Total ^b	Preservação ^b		Ambiente			
			Classificáveis	Não classificáveis	Blocky	Bull. Flabellate	Elongate	Acute Bulbosus	Sclereid	Spheroid Ornate	Spheroid Echinata	Spheroid Psilate	Trapezoid	Rondel	Bilobate	Cross	Papillate	D/P ^e	Bi% ^f	Ic% ^g		Pa/P ^h	Inteiras	Fragmentadas	Marinho ⁱ	Continental ⁱ	Ambos ⁱ		Total identificado ^b	Inteiras	Fragmentadas	Marinho ⁱ	Continental ⁱ	Total identificado ^b
A1	0	576	57,8	42,2	5,4	3,0	15,3	8,7	2,7	15,0	1,2	1,8	0,6	6,9	25,5	11,1	0,0	0,23	13,1	16,2	0,02	270	112	158	72	16	12	115	567	239	328	179	60	239
A6	55	538	43,5	56,5	11,1	2,1	14,1	19,2	6,0	23,5	1,3	3,0	3,0	3,0	10,7	1,7	0,9	0,46	25,8	37,8	0,03	144	85	59	85	7	8	87	273	102	171	35	70	105
A11	110	541	59,7	40,3	19,8	6,5	9,0	22,3	1,5	30,7	3,1	1,2	1,9	2,2	1,5	0,3	0,0	0,56	48,3	100,0	0,06	123	50	73	94	0	6	50	460	107	353	21	86	107
A15	150	342	71,6	28,4	19,6	4,5	13,5	18,8	4,5	31,8	3,3	0,4	0,4	0,0	3,3	0,0	0,0	0,68	51,8	12,5	0,07	106	42	64	95	0	5	42	465	67	398	43	28	71
A22	230	384	56,3	43,8	22,2	10,6	8,3	25,9	2,3	25,5	1,4	0,0	0,9	0,9	1,9	0,0	0,0	0,41	52,6	66,7	0,02	88	20	68	90	0	10	20	504	121	383	61	62	123
A24	250	362	63,5	36,5	19,1	8,3	7,8	21,3	3,9	30,0	3,5	1,7	1,7	0,4	2,2	0,0	0,0	0,57	51,6	83,3	0,07	85	12	73	100	0	0	12	329	108	221	63	48	111
A26	275	360	71,9	28,1	13,9	8,5	9,3	17,0	6,2	29,0	6,6	5,0	1,2	0,8	2,7	0,0	0,0	0,66	50,9	55,6	0,15	84	12	72	100	0	0	12	316	102	214	60	45	105
A28	295	317	69,7	30,3	16,7	12,2	9,5	15,4	8,6	25,3	5,4	3,6	0,0	1,4	1,8	0,0	0,0	0,53	61,0	42,9	0,11	74	14	60	100	0	0	14	444	122	322	72	52	124
A33	350	354	60,7	39,3	17,7	15,8	13,0	10,2	0,0	27,9	1,9	2,3	2,8	0,0	8,4	0,0	0,0	0,51	61,0	33,3	0,03	102	40	62	100	0	0	40	429	101	328	99	8	107
A37	395	547	47,2	52,8	15,9	6,6	12,8	12,8	0,0	29,5	3,5	1,2	3,5	5,4	8,9	0,0	0,0	0,55	42,3	62,2	0,07	111	52	59	60	36	4	52	407	96	311	88	11	99
A42	450	768	38,8	61,2	14,1	6,4	11,4	15,8	0,3	29,5	3,4	1,0	3,4	4,7	10,1	0,0	0,0	0,54	37,7	54,5	0,06	140	79	61	75	20	5	79	479	171	308	141	32	173
A49	525	592	40,4	59,6	20,5	7,1	10,0	2,5	1,3	33,1	6,3	0,0	6,3	3,8	9,2	0,0	0,0	0,67	55,9	77,4	0,13	210	153	57	66	25	9	153	165	45	120	30	16	46
A50	540	385	49,4	50,6	25,3	6,3	10,5	6,3	0,0	32,1	8,9	0,0	3,2	1,1	5,3	1,1	0,0	0,66	65,2	57,1	0,18	240	192	48	76	20	5	192	191	73	118	67	9	76

a) cm; b) unidades em 3 transectos; c) % do total; d) % dos fitólitos classificáveis;

e) D/P= *spheroid ornate* / (*bilobate* + *cross* + *saddle* + *acute bulbosus* + *elongate* + *bulliform flabellate* e *blocky*)f) Bi%= [(*bulliform flabellate* + *blocky* / (*short cells* + *acute bulbosus* + *bulliform flabellate* + *blocky*))] x 100g) Ic%= [(*rondel* + *trapezoid*) / (*short cells*)] x 100h) Pa/P = *spheroid echinata* / (*short cells* + *acute bulbosus* + *elongate* + *bulliform flabellate* + *blocky*)

i) % total de identificadas

Na Tabela 15 e na figura 73 podemos observar que a classificação dos fitólitos em toda a sondagem não apresentou o padrão normal de aumento dos não classificáveis com a profundidade. A maior porcentagem de fitólitos classificáveis ocorreu na amostra A15 e A26, com porcentagem de 72% para ambas. No restante da S3 os valores de fitólitos não classificáveis foram bem variados, chegando a um máximo de 61% na amostra A42.

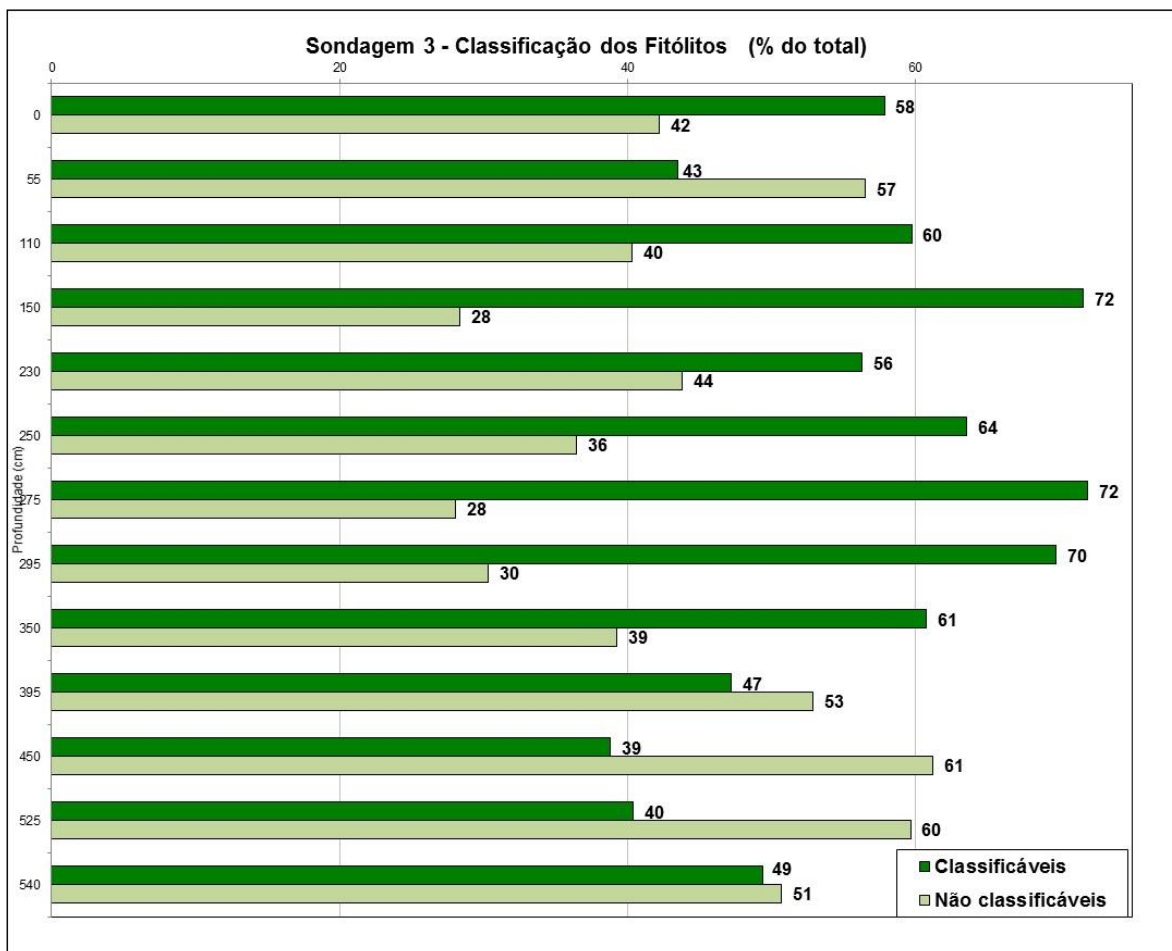


Figura 73: Classificação dos fitólitos observados na Sondagem 3.

As porcentagens de morfotipos de fitólitos observados na S3 estão apresentadas na Tabela 15 e na figura 74. Fotografias dos principais tipos de fitólitos observados ao microscópio estão apresentadas na figura 75.

De maneira geral, os tipos mais abundantes foram *spheriornate*, *blocky* e *acutebulbosus*. Os tipos predominantes na amostra A1 foram *bilobate* (26%), *spheriornate* (15%), *elongate* (15%) e *cross* (11%). Na amostra A6 observamos o predomínio dos fitólitos *spheriornate* (24%), *acutebulbosus* (19%) e *elongate* (14%). Na amostra A11 o predomínio é do tipo *spheriornate* (31%), *acutebulbosus* (22%) e *blocky* (20%). Na A15, o predomínio do tipo *spheriornate* (32%), *blocky* (20%) e *acutebulbosus* (19%). Os tipos de fitólitos predominantes na A22 foram o *acutebulbosus*

(26%), *spheriornate*(25%), *blocky*(22%). Nas amostras A24 e A26 predominou o tipo *spheriornate* (30% e 29%), *acutebulbosus*(21% e 17%) e *blocky*(19% e 14%). Na amostra A28 o tipo de fitólito predominante foi o *spheriornate*(25%), *blocky*(17%) e *acutebulbosus*(15%). A amostra A33 apresentou como tipo de fitólito mais abundante o do tipo *spheriornate* (28%), *blocky* (18%) e *bulliformflabelatte*(16%). Nas amostras A37 e A42 o tipo mais abundante foi o *spheriornate* (29% e 30%). Por fim, nas amostras A49 e A50 os tipos predominantes foram o *spheriornate*(33% e 32%) e o *blocky*(21% e 25%).

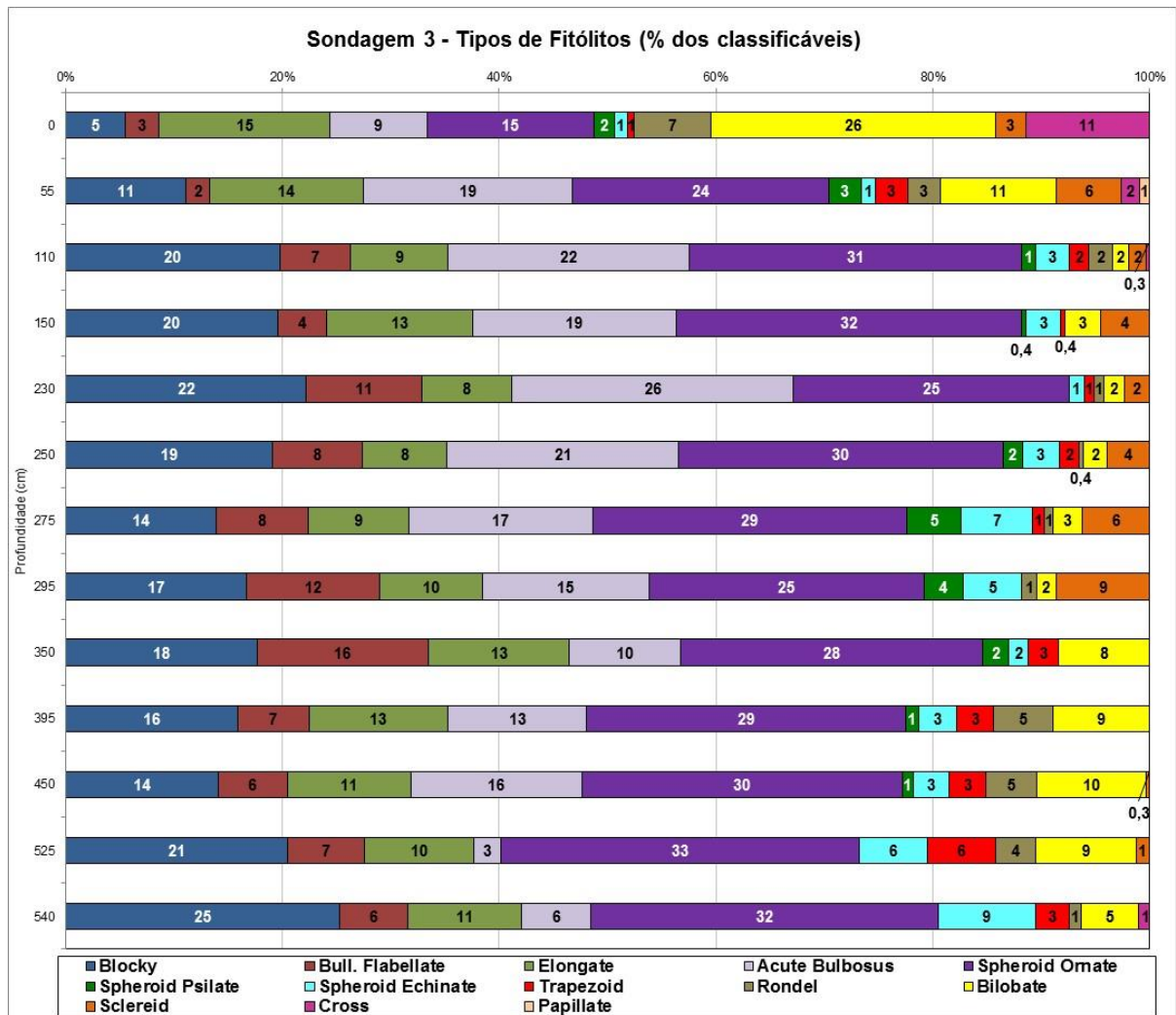


Figura 74: Tipos de fitólitos observados na Sondagem 3.

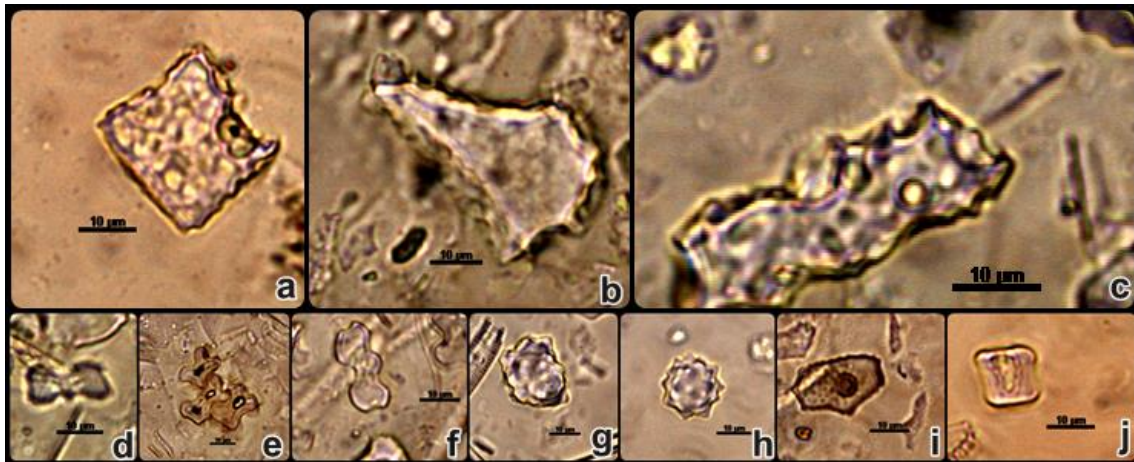


Figura 75: Principais tipos de fitólitos observados na Sondagem 3: a) *blocky*; b) *bulliformflabelatte*; c) *elongateornate*; d) *bilobate*; e) *cross*; f) *polylobate*; g) *spheroidornate*; h) *spheroidechinate*; i) *papillate*; j) *trapezoid*

O índice D/P (cobertura arbórea) da S3 apresentou valores baixos em toda a sondagem, com tendência a uma relativa diminuição da base para o topo da sondagem. Os valores máximos foram de 0,68 na amostra A15, 0,67 na amostra A49 e 0,66 nas amostras A26 e A50. Já o valor mais baixo foi encontrado na amostra A1 (0,23) (Figura 76 e Tabela 15).

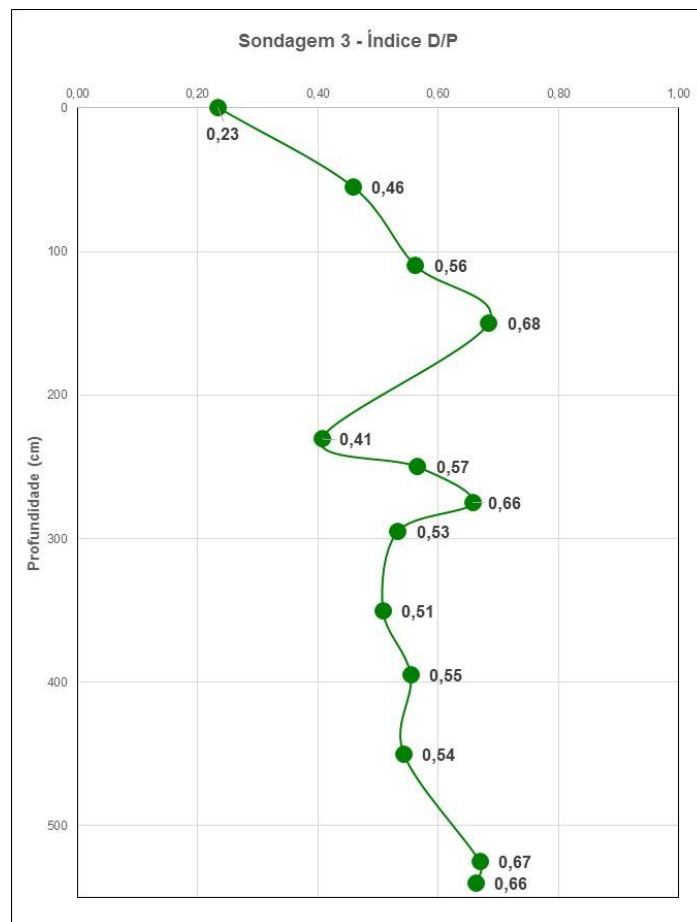


Figura 76: Índice D/P da Sondagem 3.

O índice Bi (estresse hídrico) variou bastante ao longo de toda a Sondagem 3, apresentando o maior percentual na base (amostra A50 - 65,2%) e nas amostras A33 e A28 (61%). A partir de A28 o estresse hídrico tende a diminuir, sendo o menor valor encontrado na A1 (13,1%) (Figura 77 e Tabela 15).

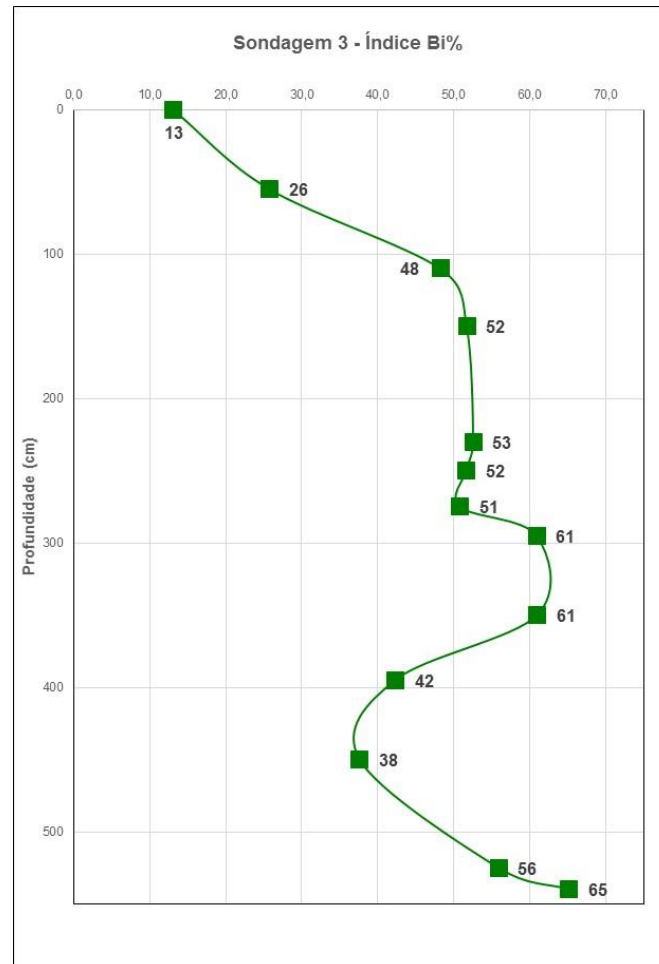


Figura 77: Índice Bi da Sondagem 3.

O índice Ic (climático) variou bastante ao longo de toda a S3 (Tabela 15), os maiores valores foram encontrados nas amostras A11 (100%) e A24 (83%) e os menores nas amostras A15 (13%) e A1 (16%) (Figura 78).

O índice Pa/P (palmeiras) da Sondagem 3 foi sempre muito baixo, porém com algumas variações (Tabela 15, figura 79). Os maiores valores foram observados nas amostras A50 e A26, com 0,18 e 0,15, respectivamente, e os mais baixos foram nas amostras A33, A22 e A6 (0,02 - 0,03).

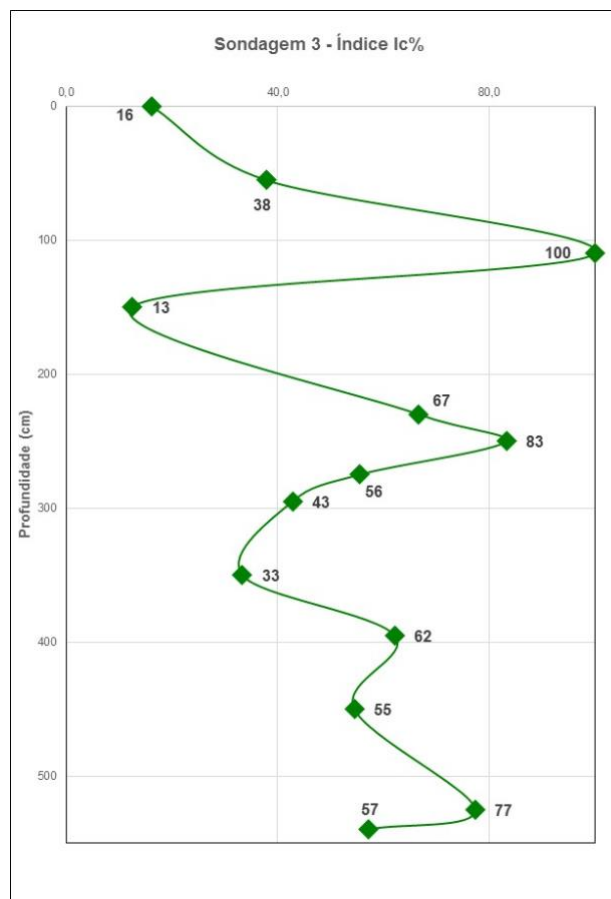


Figura 78: Índice Ic da Sondagem 3.

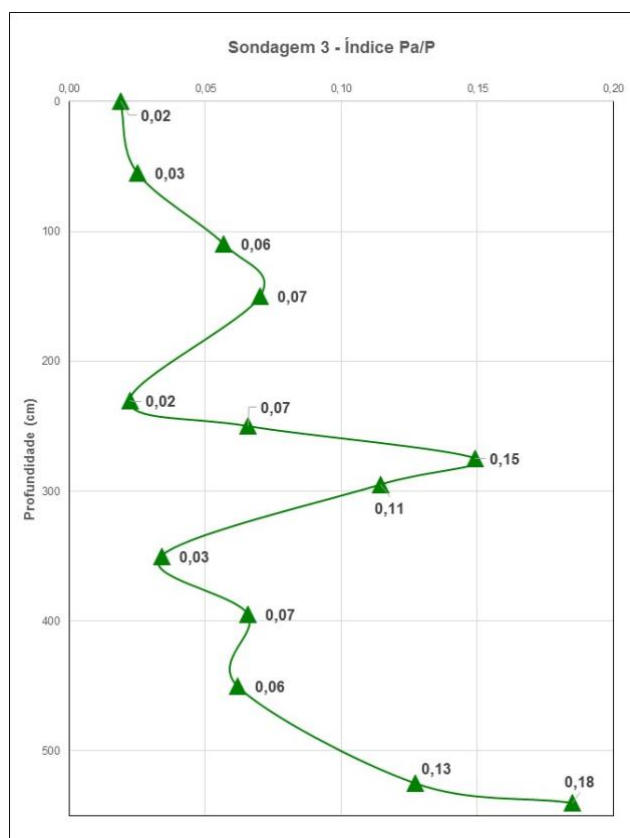


Figura 79: Índice Pa/P da Sondagem 3.

5.3.4. Espículas de esponjas

Para a análise de espículas de esponjas foram selecionadas as amostras A1 (0 cm), A6 (55 cm), A11 (110 cm), A15 (150 cm), A22 (230 cm), A24 (250 cm), A26 (275 cm), A28 (295 cm), A33 (350 cm), A37 (395 cm), A42 (450 cm), A49 (525 cm) e A50 (540 cm).

O total de espículas de esponjas observadas na S3 está disposto na Tabela 15 na Figura 80. O estoque de espículas apresentou uma grande mudança na sua concentração, começando com altos valores na amostra mais profunda(A50 – 240 unidades), reduzindo progressivamente até A28 (74 unidades – menos valor da sondagem) para então começar a subir até a amostra mais superficial, que tem o maior estoque da sondagem (A1 - 270 unidades).

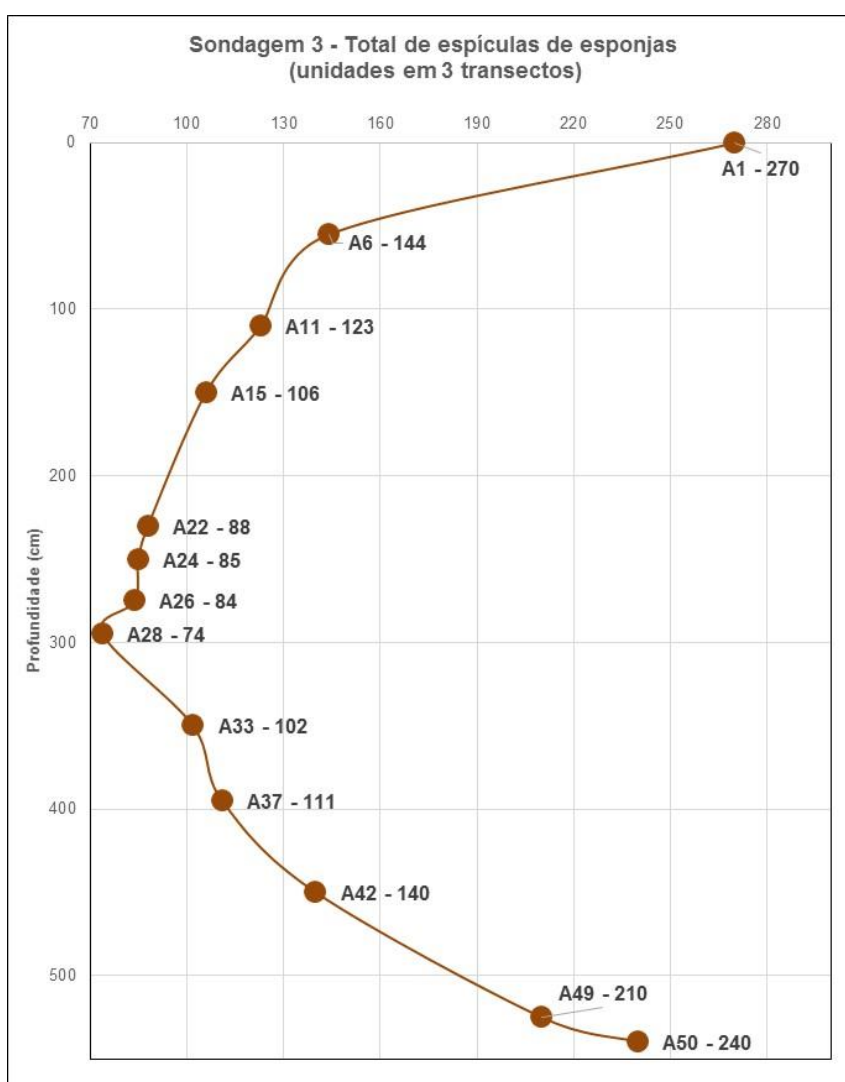


Figura 80: Total de espículas de esponjas na Sondagem 3.

A classificação das espículas de esponjas da S3 está disposta na Tabela 15 e na Figura 81. As fotografias dos tipos de espículas observados na Sondagem estão dispostas na figura 82.

Os maiores valores de espículas de esponjas inteiras foram observados nas amostras mais profundas, A50 (192 unidades) e A49 (159 unidades), já o maior valor de espículas de esponjas fragmentadas foi observado na amostra mais superficial, a A1, com 158 unidades.

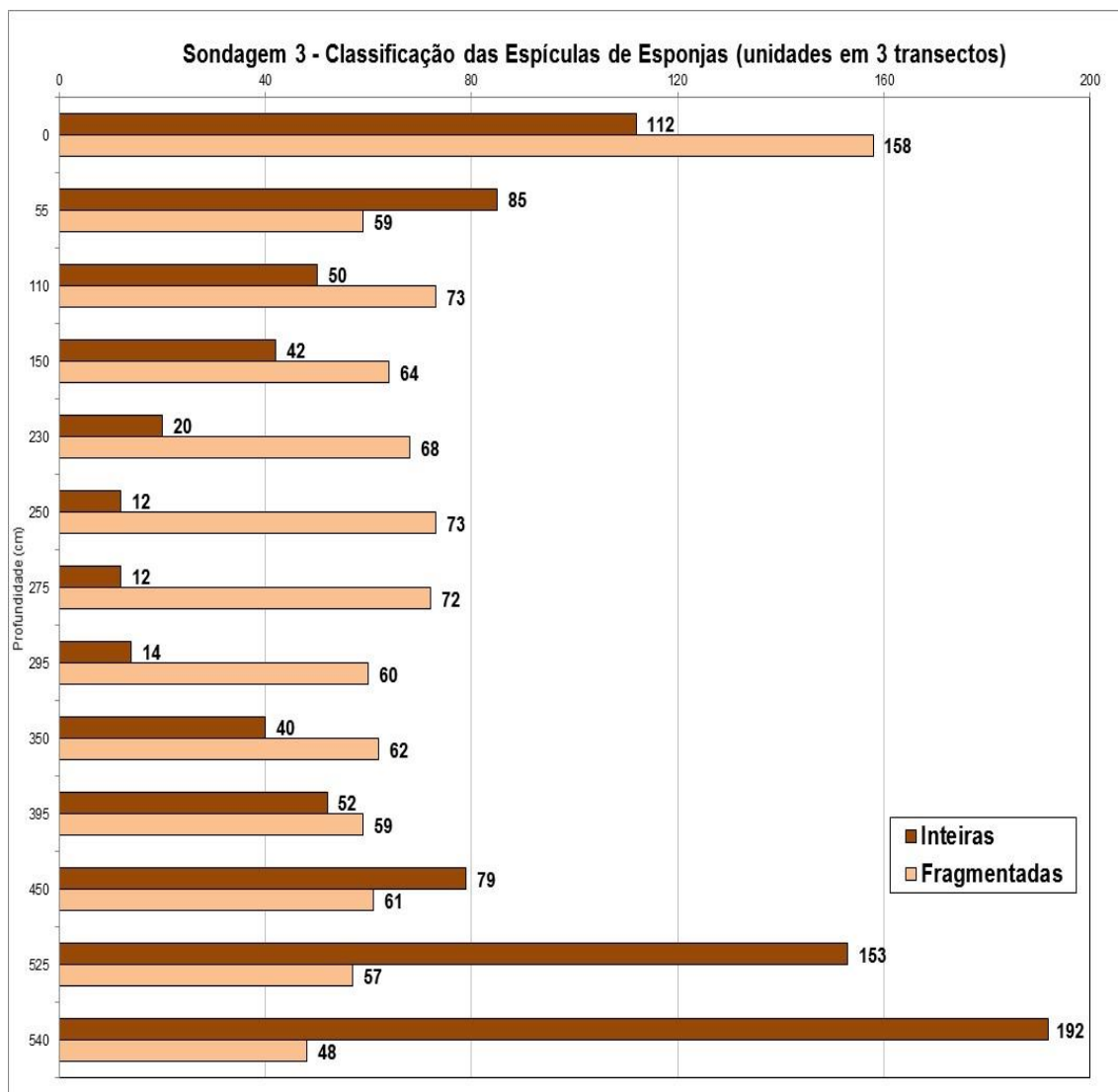


Figura 81: Classificação das espículas de esponjas na Sondagem 3.

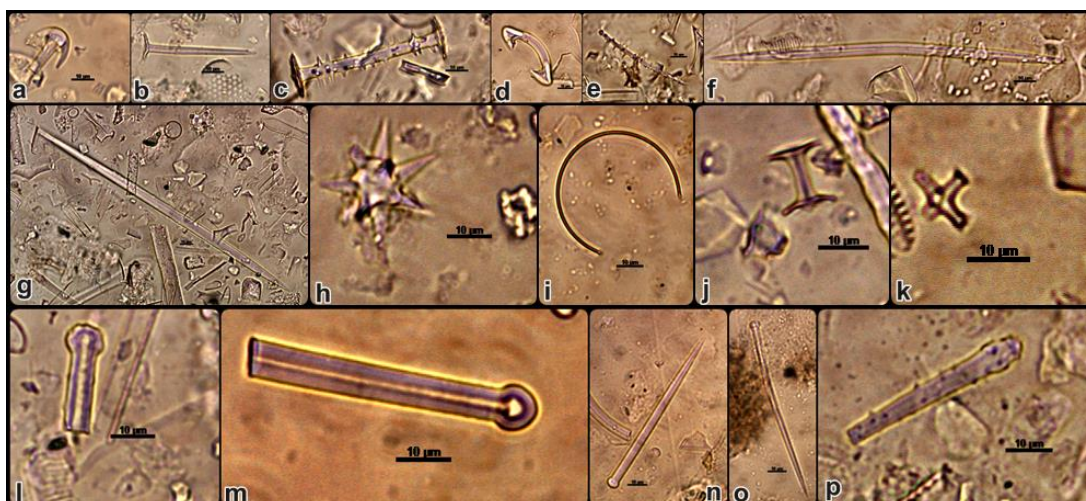


Figura 82: Fotos das espículas de esponjas observadas em microscópio na Sondagem 3: a) anatriênio; b) orthotriênio; c) *Ephydatia facunda* Weltner, 1895; d) isoquela; e) microsclera com espinhos; f) óxea; g) estilo; h) óxyaster; i) sigma; j) *Trochospongillavariabilis* Bonetto e Ezcurra de Drago, 1973; k) tilaster; l-m) tilóstilo; n-o) tilóstilolobado; p) tilóstilo com espinhos.

Na Sondagem 3 foi possível identificar algumas espículas de esponjas e relacioná-las com os ambientes que elas geralmente vivem que podem ser observadas na Tabela 16.

Tabela 16: Identificação das espículas de esponjas encontradas na Sondagem 3 e suas características ambientais.

ESPÍCULA DE ESPONJA	TAXONOMIA	AMBIENTE
Anatriênio?	<i>Acanthidae – Acanthus sp.</i>	Marinho
Estilo	Demospongiae	Marinho
Gemosclera	<i>Trochospongillavariabilis</i> Bonetto e Ezcurra de Drago, 1973	Continental
Gemosclera	<i>Ephydatia facunda</i> Weltner, 1895	Continental (lagoas e pântanos)
Isoquela	Poecilosclerida	Marinho
Orthotriênio espinado	Thombidae	Marinho
Óxea	Demospongiae	Continental/Marinho
Oxyáster	Demospongiae	Marinho
Sigma	<i>Poelocisclerida</i>	Marinho
Subtilóstilo	Demospongiae	Marinho
Tiláster	Demospongiae	Marinho
Tilóstilo	Demospongiae	Marinho
Tilóstilo Lobado	<i>Subiritidae - Terpios sp.</i>	Marinho
Tilóstilo com espinhos	<i>Poelocisclerida – Tedania sp.?</i>	Marinho

Entre as espículas não fragmentadas observadas, em toda a sondagem a maioria (entre 60 e 100%) era de ambiente marinho. Das amostras A50 até A37 (entre 37 e 20%) e nas amostras mais superficiais aparecem em segundo lugar (7 a 16%) as espículas de ambientes continentais, não tendo sido observadas nas demais amostras. Em menor proporção aparecem as espículas de esponjas de ambos ambientes (entre 4 e 13%), não tendo sido observadas nas amostras A33 até A24 (Figura 83).

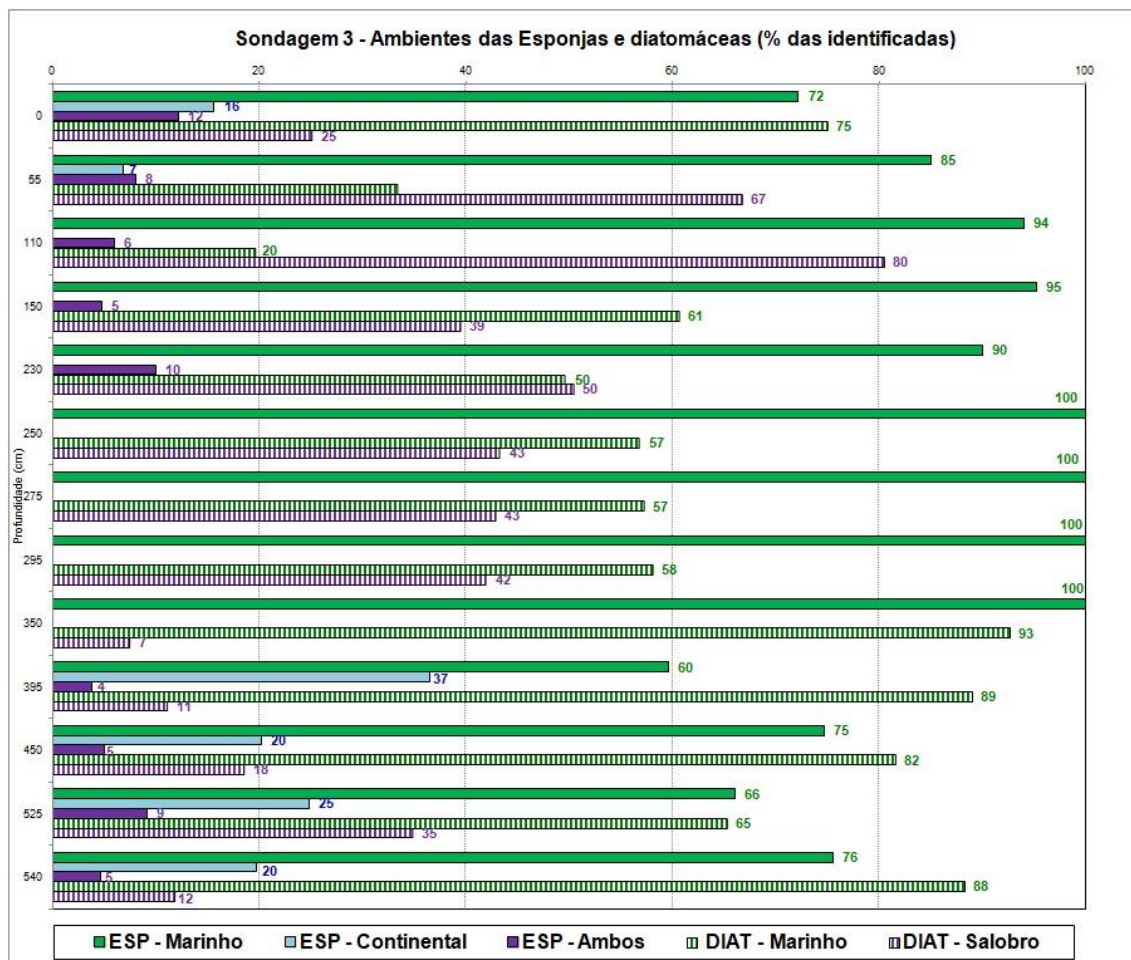


Figura 83: Ambientes de origem das esponjas e diatomáceas observadas na Sondagem 3.

5.3.5. Frústulas de Diatomáceas

Para a análise de frústulas de diatomáceas foram selecionadas as amostras A1 (0 cm), A6 (55 cm), A11 (110 cm), A15 (150 cm), A22 (230 cm), A24 (250 cm), A26 (275 cm), A28 (295 cm), A33 (350 cm), A37 (395 cm), A42 (450 cm), A49 (525 cm) e A50 (540 cm).

O total de frústulas de diatomáceas observadas na S3 está disposto na Tabela 15 na Figura 84. Na base da sondagem (A50 – A49) o estoque era menor (191 – 165 unidades). A partir de A42 o estoque tende a aumentar, com algumas exceções (como em A26, A24 e A6) até atingir o valor máximo (567 unidades) na amostra mais superficial.

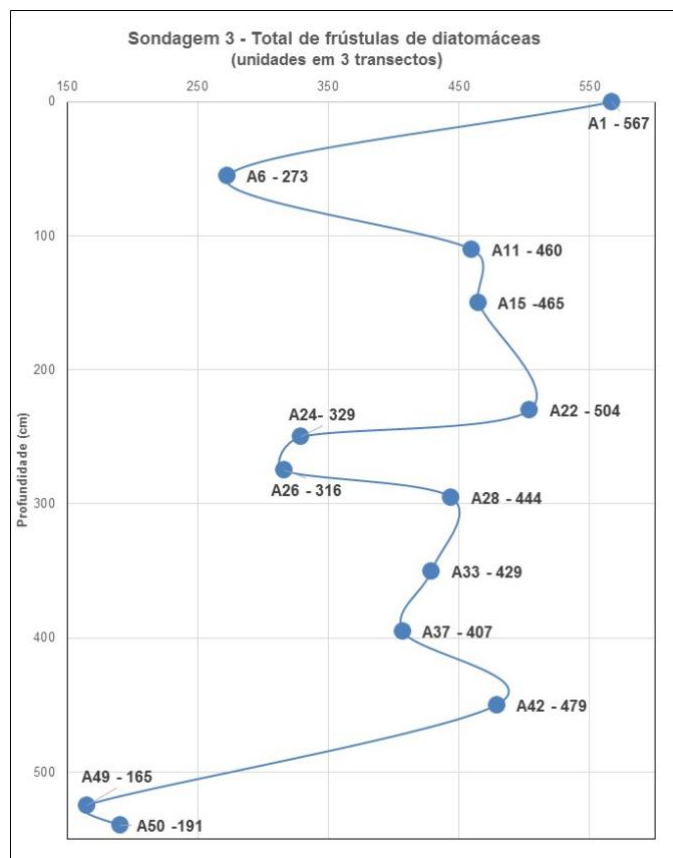


Figura 84: Total de frústulas de diatomáceas observadas na Sondagem 3.

A classificação das frústulas de diatomáceas da S3 está disposta na Tabela 15 e na Figura 85. As fotografias dos tipos de espículas observados na Sondagem estão dispostas na figura 86.

Na S3 ocorreu sempre o predomínio de frústulas de diatomáceas fragmentadas, com maiores valores observados nas amostras A15 (398 unidades) e A22 (383 unidades). A maior concentração de frústulas de diatomáceas inteiras foi observada nas amostras A1 (239 unidades) e A42 (171 unidades).

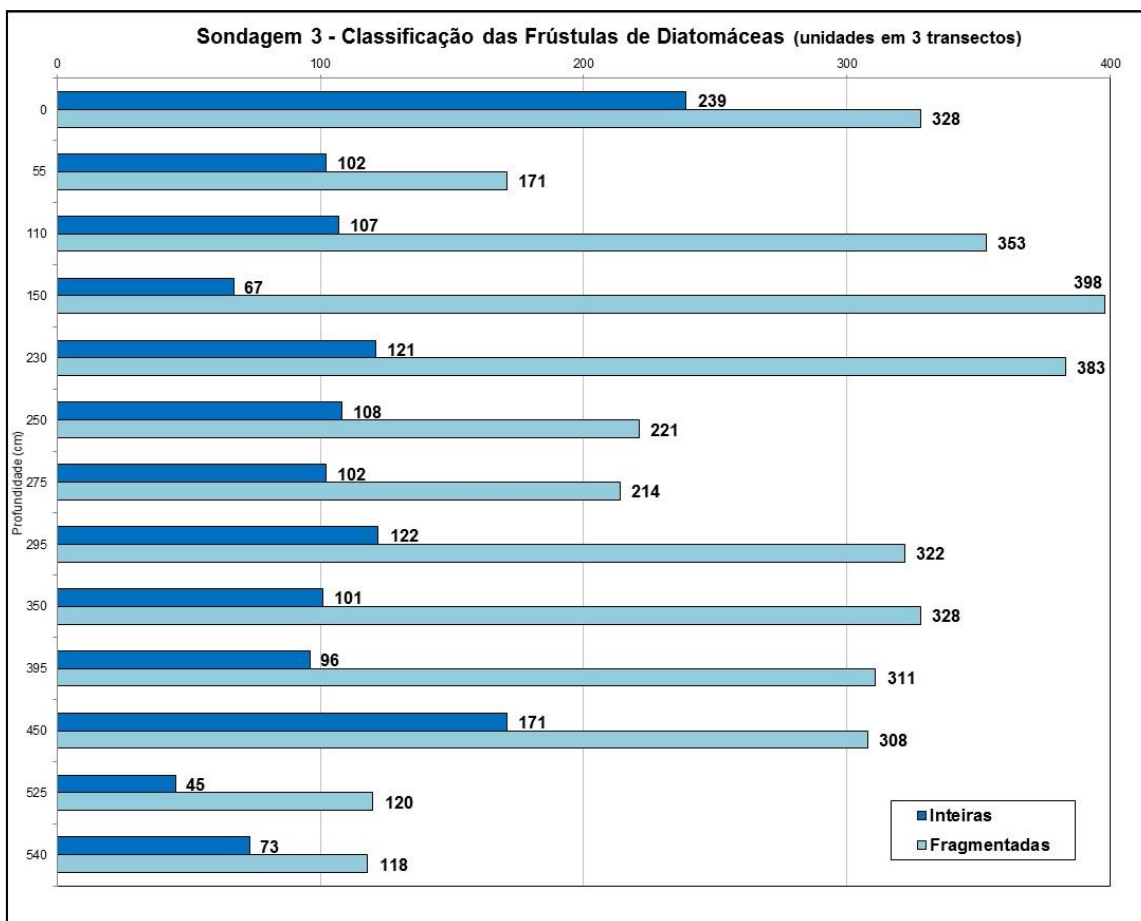


Figura 85: Classificação das frústulas de diatomáceas da Sondagem 3.

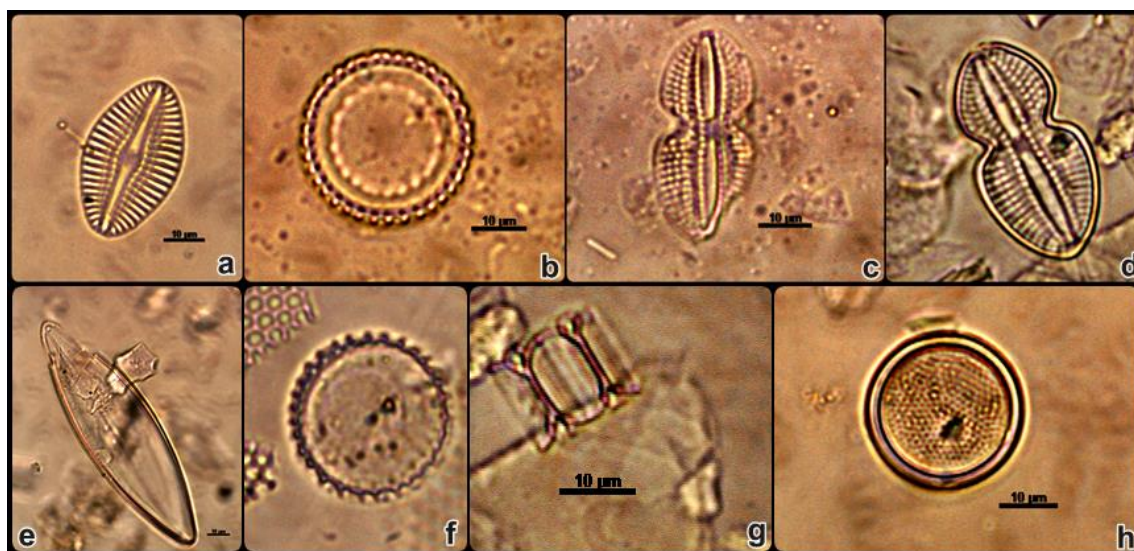


Figura 86: Fotografias dos principais tipos de frústulas de diatomáceas observados em microscópio na Sondagem 3: a) gênero *Amphora*; b) gênero *Cyclotella*; c - d) gênero *Diploneis*; e) gênero *Navicula*; f) *Paraliasulcata*(Ehrenberg) Cleve (vista valvar); g) *Paraliasulcata*(Ehrenberg) Cleve (vista pleural); h) gênero *Thalassiosira*.

Na Sondagem 3 foi possível identificar algumas frústulas de diatomáceas e relacioná-las com os ambientes que elas geralmente vivem, que podem ser observadas na Tabela 17.

Tabela 17: Identificação das frústulas de diatomáceas encontradas na Sondagem 3 e suas características ambientais.

Amostra	Profundidade (cm)	Nome do gênero/espécie	Características ambientais
A1	0	Gênero <i>Navicula</i>	Bentônica de água salobra
		<i>Paraliasulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marinha, litoral de mares calmos e tropicais
		Gênero <i>Rhopalodia</i>	Bentônico e de águas salobras
		<i>Polymyxuscorolalis</i> Bailey	Águas doces e salobras, suporta variação de salinidade
A6	55	Gênero <i>Navicula</i>	Bentônica de água salobra
		<i>Paraliasulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marinha, litoral de mares calmos e tropicais
		Gênero <i>Rhopalodia</i>	Bentônico e de águas salobras
		Gênero <i>Diploneis</i>	Representantes predominantemente marinhos
		Gênero <i>Thalassiosira</i>	Planctônica marinha, com ampla distribuição e ausente em águas mais frias
A11	110	Gênero <i>Cyclotella</i>	Marinha, litorânea e eurihalina
		<i>Paraliasulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marinha, litoral de mares calmos e tropicais
		Gênero <i>Rhopalodia</i>	Bentônico e de águas salobras
		Gênero <i>Navicula</i>	Bentônica de água salobra
		<i>Polymyxuscorolalis</i> Bailey	Águas doces e salobras, suporta variação de salinidade
A15	150	Gênero <i>Diploneis</i>	Representantes predominantemente marinhos
		Gênero <i>Thalassiosira</i>	Planctônica marinha, com ampla distribuição e ausente em águas mais frias
		Gênero <i>Cyclotella</i>	Marinha, litorânea e eurihalina
		<i>Polymyxuscorolalis</i> Bailey	Águas doces e salobras, suporta variação de salinidade
		Gênero <i>Navicula</i>	Bentônica de água salobra
		<i>Paraliasulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marinha, litoral de mares calmos e tropicais
A22	230	Gênero <i>Rhopalodia</i>	Bentônico e de águas salobras
		Gênero <i>Diploneis</i>	Representantes predominantemente marinhos
		Gênero <i>Thalassiosira</i>	Planctônica marinha, com ampla distribuição e ausente em águas mais frias
		Gênero <i>Cyclotella</i>	Marinha, litorânea e eurihalina
		<i>Polymyxuscorolalis</i> Bailey	Águas doces e salobras, suporta variação de salinidade
		Gênero <i>Navicula</i>	Bentônica de água salobra
A24	250	<i>Paraliasulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marinha, litoral de mares calmos e tropicais
		Gênero <i>Rhopalodia</i>	Bentônico e de águas salobras
		Gênero <i>Diploneis</i>	Representantes predominantemente marinhos
		Gênero <i>Thalassiosira</i>	Planctônica marinha, com ampla distribuição e ausente em águas mais frias
		Gênero <i>Cyclotella</i>	Marinha, litorânea e eurihalina
		<i>Polymyxuscorolalis</i> Bailey	Águas doces e salobras, suporta variação de salinidade
A26	275	Gênero <i>Navicula</i>	Bentônica de água salobra
A26	275	<i>Paraliasulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marinha, litoral de mares calmos e tropicais
		Gênero <i>Rhopalodia</i>	Bentônico e de águas salobras
		Gênero <i>Diploneis</i>	Representantes predominantemente marinhos
		Gênero <i>Thalassiosira</i>	Planctônica marinha, com ampla distribuição e ausente em águas mais frias
		Gênero <i>Cyclotella</i>	Marinha, litorânea e eurihalina
A28	295	<i>Polymyxuscorolalis</i> Bailey	Águas doces e salobras, suporta variação de salinidade
		Gênero <i>Navicula</i>	Bentônica de água salobra
		<i>Paraliasulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marinha, litoral de mares calmos e tropicais
		Gênero <i>Rhopalodia</i>	Bentônico e de águas salobras
		Gênero <i>Diploneis</i>	Representantes predominantemente marinhos
A28	295	Gênero <i>Thalassiosira</i>	Planctônica marinha, com ampla distribuição e ausente em águas mais frias

		Gênero <i>Cyclotella</i>	Marinha, litorânea e eurihalina
		<i>Polymyxuscorolalis</i> Bailey	Águas doces e salobras, suporta variação de salinidade
A33	350	Gênero <i>Navicula</i>	Bentônica de água salobra
		<i>Paraliasulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marinha, litoral de mares calmos e tropicais
		Gênero <i>Rhopalodia</i>	Bentônico e de águas salobras
A33	350	Gênero <i>Diploneis</i>	Representantes predominantemente marinhos
		Gênero <i>Thalassiosira</i>	Planctônica marinha, com ampla distribuição e ausente em águas mais frias
		Gênero <i>Cyclotella</i>	Marinha, litorânea e eurihalina
		<i>Polymyxuscorolalis</i> Bailey	Águas doces e salobras, suporta variação de salinidade
A37	395	Gênero <i>Navicula</i>	Bentônica de água salobra
		<i>Paraliasulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marinha, litoral de mares calmos e tropicais
		Gênero <i>Rhopalodia</i>	Bentônico e de águas salobras
		Gênero <i>Diploneis</i>	Representantes predominantemente marinhos
		Gênero <i>Thalassiosira</i>	Planctônica marinha, com ampla distribuição e ausente em águas mais frias
		Gênero <i>Cyclotella</i>	Marinha, litorânea e eurihalina
A42	450	<i>Polymyxuscorolalis</i> Bailey	Águas doces e salobras, suporta variação de salinidade
		Gênero <i>Navicula</i>	Bentônica de água salobra
		<i>Paraliasulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marinha, litoral de mares calmos e tropicais
		Gênero <i>Rhopalodia</i>	Bentônico e de águas salobras
		Gênero <i>Diploneis</i>	Representantes predominantemente marinhos
		Gênero <i>Thalassiosira</i>	Planctônica marinha, com ampla distribuição e ausente em águas mais frias
A49	525	Gênero <i>Cyclotella</i>	Marinha, litorânea e eurihalina
		<i>Polymyxuscorolalis</i> Bailey	Águas doces e salobras, suporta variação de salinidade
		Gênero <i>Navicula</i>	Bentônica de água salobra
		<i>Paraliasulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marinha, litoral de mares calmos e tropicais
		Gênero <i>Rhopalodia</i>	Bentônico e de águas salobras
		Gênero <i>Diploneis</i>	Representantes predominantemente marinhos
A50	540	Gênero <i>Thalassiosira</i>	Planctônica marinha, com ampla distribuição e ausente em águas mais frias
		Gênero <i>Cyclotella</i>	Marinha, litorânea e eurihalina
		<i>Polymyxuscorolalis</i> Bailey	Águas doces e salobras, suporta variação de salinidade
		Gênero <i>Navicula</i>	Bentônica de água salobra
		<i>Paraliasulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marinha, litoral de mares calmos e tropicais
		Gênero <i>Rhopalodia</i>	Bentônico e de águas salobras

Entre as frústulas não fragmentadas observadas, em praticamente toda a sondagem (de A50 a A15 e novamente em A1) a maioria (entre 50 e 93%) era de ambiente marinho. Em quase todas também foram observadas frústulas de ambientes salobros. A amostra A11 se destaca pela predominância (80%) de espécies salobros, com predomínio de 67%(Figura 83).

5.3.6. Identificação das conchas

As conchas observadas no ponto de coleta S3 foram identificadas pela Prof.^a Dr.^a Rosa Souza como da espécie *Heleobia australis* (d'ORBIGNY, 1835). Pertence ao reino Animalia, filo Mollusca, classe Gastropoda, da ordem Mesogastropoda, família Hydrobiidae e gênero *Heleobia* (Figura 87). Sinonímia: *Littoridina australis nana* Marcus & Marcus, 1963. Essas conchas foram observadas das amostras A50 até a A47.



Figura 87: Imagem de *H. australis* (d'ORBIGNY, 1835) em detalhe.

Foto: Walther Ishikawa, 2014

(http://www.planetainvertebrados.com.br/index.asp?pagina=especies_ver&id_categoria=27&id_subcategoria=0&com=1&id=233&local=2)

As conchas dessa espécie podem atingir até 4,5 mm de comprimento e seu habitat é de regiões estuarinas, em substratos areno-lodosos e sobre alga verde *Enteromorpha*. Suas principais características físicas é que são alongadas e oval-cônicas, com 6 voltas, superfície com algumas linhas de crescimento (Figura 88).

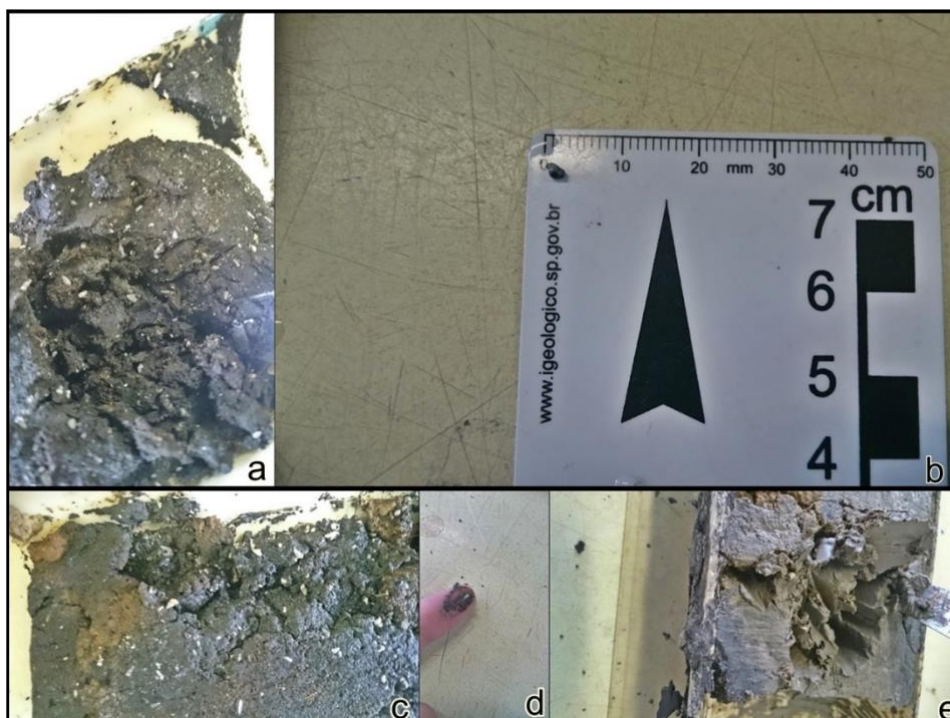


Figura 88: a, c, e: Conchas da espécie *Heleobia australis*(d'ORBIGNY, 1835) na amostra; b, d: Detalhe do tamanho das conchas da espécie *Heleobia australis*(d'ORBIGNY, 1835). (Fotos: Gomes, 2016 e 2017)

A espécie se distribui entre as latitudes 24°S e 41°S, área correspondente às Províncias Paulista e Patagônica. Está presente do estado de São Paulo ao Rio Grande do Sul, estendendo-se até o Uruguai e Argentina (Figura 89) tendo sido encontrada em diversos sítios arqueológicos do tipo sambaqui.



Figura 89: Distribuição espacial das conchas da espécie *Heleobia australis*(d'Orbigny, 1835). (Fonte: SOUZA et al., 2011)

É uma espécie de caramujo bastante comum na natureza, encontrado na região litorânea tropical, subtropical e temperada da América do Sul. A *H. australis* é típica de ambientes estuarinos, sempre conectados ao mar, já que sua reprodução depende da presença de água salobra (NEVES *et al.*, 2010).

Essa espécie vive fixa em pedras submersas e raízes de aguapés, também em águas doces e salobras. Sua população domina a foz do estuário e decresce conforme segue na direção do interior do rio (SILVA e VEITENHEIMER-MENDES, 2004).

5.3.7. Datações por ^{14}C -AMS

Na Sondagem 3, foram selecionadas para datação as amostras A48 - conchas (515 cm de profundidade) e A50 –conchas (540 cm de profundidade).

5.4. Sondagem 4

5.4.1 Descrição da Sondagem

A Sondagem 4 foi realizada próxima a uma pequena lagoa, na margem esquerda da foz do rio Paraíba do Sul e próxima (5,6 km) da Lagoa do Campelo e a 3,2 km da linha de costa atual (Figura 90).

A Lagoa do Campelo está localizada a 17 km da linha costeira, com cerca de 8 m de altura, contornando a Formação Barreiras e atingindo os sedimentos da planície costeira, que cobrem as camadas cretáceas da Bacia de Campos. Sem um afluente e um efluente, o lago recebe água doce e sedimentos de vários pântanos e brejos conectados ao rio Paraíba do Sul. Um pequeno remanescente da floresta sazonal semidecidual pode ser observado a 5 km a sudoeste do lago, e um pequeno fragmento de floresta paludosa de vegetação de restinga na margem nordeste do lago. Pastagens, agricultura de cana e plantações de subsistência constituem a paisagem regional da bacia de drenagem. A vegetação do brejo ao lado das margens da lagoa apresenta Cyperaceae, Poaceae, alguns outros taxons de plantas e um grande cinturão característico de taboa (*Typha*) (LUZ *et al.*, 2010).

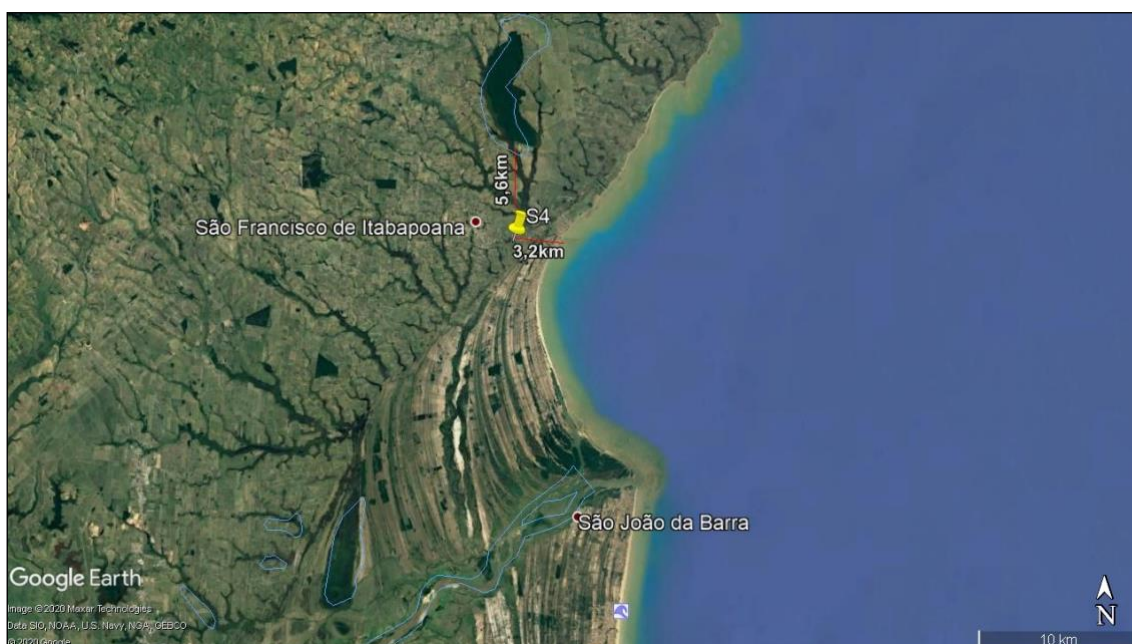


Figura 90: Localização da Sondagem 4. Fonte: Google Earth

A sondagem S4 foi descrita no laboratório, onde foram coletadas diversas amostras, com as texturas descritas através do tato e cores determinadas através da escala de Munsell. Essas especificidades podem ser observadas na tabela 18.

Tabela 18: Descrição do Ponto de coleta S4

S4	Profundidade (cm)	Textura	Cor das amostras úmidas	Detalhes
S4A1	0-10	Silte e argila	Gley 1 2.5/10Y	Muitas conchas da espécie <i>Heleobiaaustralis</i> (d'Orbigny, 1835)
S4A2	10-20 cm	Silte e argila	Gley 1 2.5/10Y	Muitas conchas da espécie <i>Heleobiaaustralis</i> (d'Orbigny, 1835)
S4A3	20-30 cm	Areia média	Gley 1 2.5/10Y	Presença de muitas raízes e poucas conchas da espécie <i>Heleobiaaustralis</i> (d'Orbigny, 1835)
S4A4	30-40 cm	Areia média	Gley 1 2.5/10Y	Raízes e conchas da espécie <i>Heleobiaaustralis</i> (d'Orbigny, 1835)
S4A5	40-50 cm	Areia média	Gley 1 2.5/10Y	Aumento da presença de areias e redução das conchas identificadas como <i>Heleobiaaustralis</i> (d'Orbigny, 1835)
S4A7	65-75 cm	Silte e argila	Gley 1 5/5G_/1	Amostra cinza, sem presença de fração arenosa
S4A8	75-85 cm	Silte e argila	Gley 1 5/5G_/1	Amostra cinza, sem presença de fração arenosa
S4A9	85-95 cm	Silte e argila	Gley 1 5/5G_/1	Amostra cinza, sem presença de fração arenosa
S4A10	95-110 cm	Silte e argila	Gley 1 5/5G_/1	Amostra cinza, sem presença de fração arenosa

5.4.2. Granulometria

O resultado das análises granulométricas da sondagem S4 estão apresentadas na tabela 19.

Tabela 19: Resultado das análises granulométricas da Sondagem 4

Amostra	Profundidade (cm)	Areia				Silte (%)	Argila (%)
		Total (%)	Grossa (%)	Média (%)	Fina (%)		
S4A2	10-20 cm	50,9	22,2	11,1	17,6	26,9	22,2
S4A3	20-30 cm	61,0	37,7	10,7	12,6	32,9	6,1
S4A4	30-40 cm	68,5	29,9	23,4	15,2	16,4	15,2
S4A5	40-50 cm	61,4	16,3	29,1	16,0	20,5	18,2
S4A7	65-75 cm	49,1	12,1	19,1	17,9	41,8	9,1
S4A8	75-85 cm	9,8	1,3	3,0	5,5	10,4	79,8
S4A9	85-95 cm	16,1	4,5	4,3	7,3	27,3	56,6
S4A10	95-110 cm	7,0	1,0	1,5	4,6	31,4	61,6

A granulometria da S4 apresentou bastante variação ao longo da sondagem. A porcentagem total de areia é baixa na base, com aumento progressivo na direção da superfície. Os valores de areia total mais baixos foram encontrados nas amostras A8 (9,8%), A9 (16,1%) e A10 (7%), sendo as mesmas de textura franco siltosa e franco argilosiltosa. Já a amostra A4 (franco arenosa) apresentou porcentagem de areia total de 68% (Figuras 91 e 92).

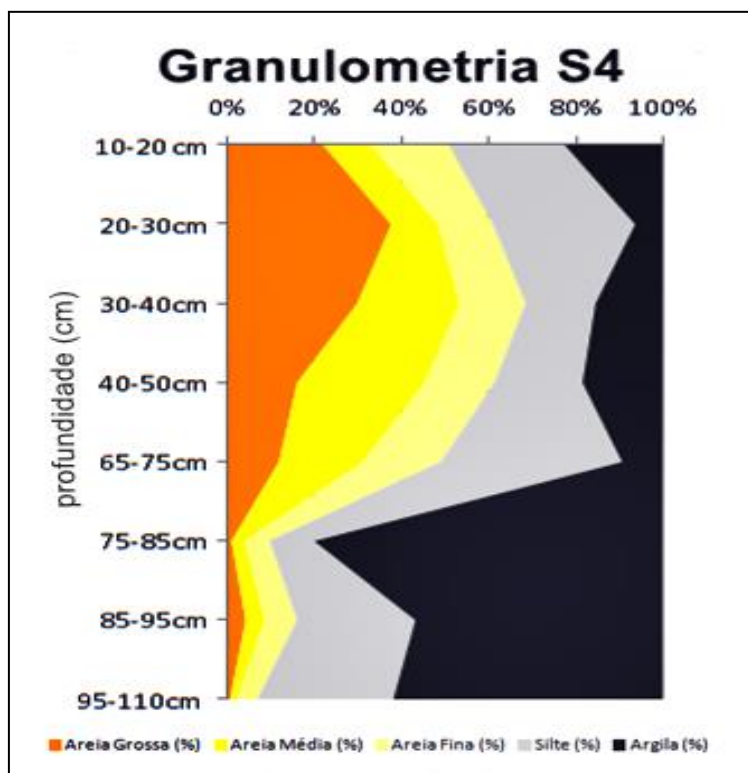


Figura 91: Representação das análises granulométricas da sondagem S4

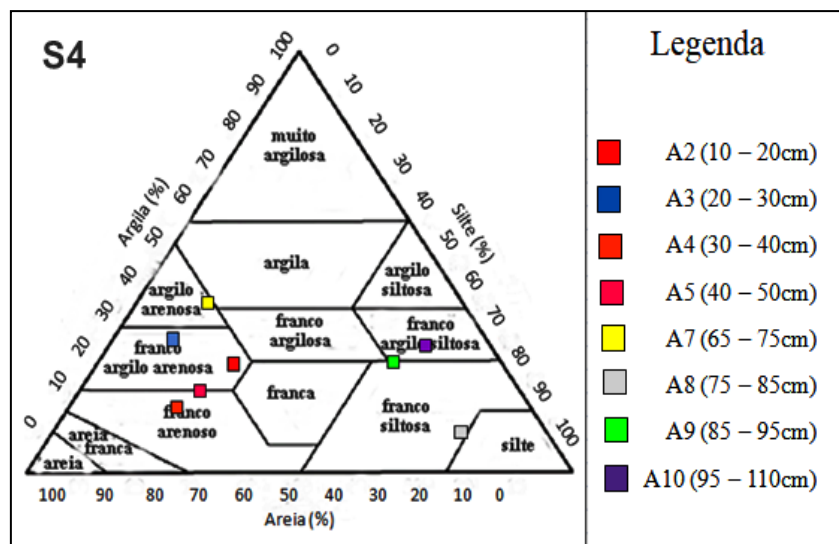


Figura 92: Triângulo textural da Sondagem 4

5.4.3. Fitólitos

Para a análise de fitólitos foram selecionadas as amostras A1 (0cm), A4 (35cm), A7 (70cm) e A10 (110cm).

O total de fitólitos na S4 apresentou maior concentração na base, com valores muito elevados nas amostras A10 (609) e A7 (552). O menor valor observado foi na amostra A4 (226 unidades), não seguindo o padrão normal de distribuição com a profundidade (Tabela 20 e Figura 93).

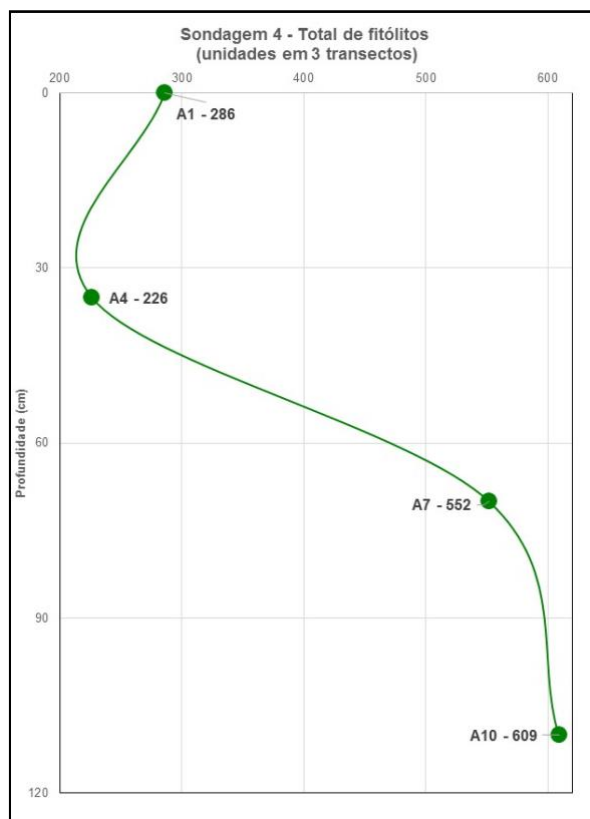


Figura 93: Total de fitólitos observados na Sondagem 4.

Tabela 20: Biomineralizações observadas na Sondagem 4

		FITÓLITOS											ESPÍCULAS DE ESPONJAS							FRÚSTULAS DE DIATOMÁCEAS							
Amostra	Profundidade ^a	Total ^b	Classificação ^c		Tipos ^d								Índices		Total ^b	Preservação ^b		Ambiente			Total ^b	Preservação ^b		Ambiente			
			Classificáveis	Não classificáveis	Blocky	Bull. Flabellate	Elongate	Acute Bulbosus	Spheroid Ornate	Spheroid Psilate	Bilobate	Cross	D/P ^e	Bi% ^f		Inteiras	Fragmentadas	ESP - Marinho ^g	ESP - Continental ^g	Total identificadas ^h		Inteiras	Fragmentadas	DIAT - Marinho ^g	DIAT - Continental ^g	DIAT - Salobro ^g	Total identificadas ^h
A1	0	286	70,3	29,7	10,9	1,0	10,4	6,0	0,0	69,2	0,0	0,0	0,00	66,7	33	24	9	71	29	24	51	36	15	72	0	19	51
A4	35	226	89,4	10,6	17,3	5,0	28,7	15,3	10,4	19,3	4,0	0,5	0,25	52,9	83	45	38	93	7	45	135	116	19	84	0	16	135
A7	70	552	37,5	62,5	25,1	0,0	37,7	23,7	5,3	8,2	0,0	0,0	0,11	51,5	10	4	6	100	0	4	17	12	5	58	25	17	17
A10	110	609	33,8	66,2	28,2	20,9	8,7	23,3	12,6	6,3	0,0	0,0	0,17	67,8	16	6	10	100	0	6	30	14	16	0	100	0	30

a) cm; b) unidades em 3 transectos; c) % do total; d) % dos fitólitos classificáveis;

e) D/P= *spheroid ornate* / (*short cells* + *acute bulbosus* + *bulliform flabellate* + *blocky*)

f) Bi%= [(*bulliform flabellate* + *blocky*) / (*short cells* + *acute bulbosus* + *bulliform flabellate* + *blocky*)] x 100

g) % total de identificadas

Na Tabela 20 e na figura 94 podemos observar a classificação dos fitólitos na Sondagem 4, que apresentou o padrão normal de aumento dos não classificáveis com a profundidade. A maior porcentagem de fitólitos classificáveis ocorreu na amostra A4, com valor de 89%. Os maiores valores de fitólitos não classificáveis foram na base da S4, amostra A10, com 66%.

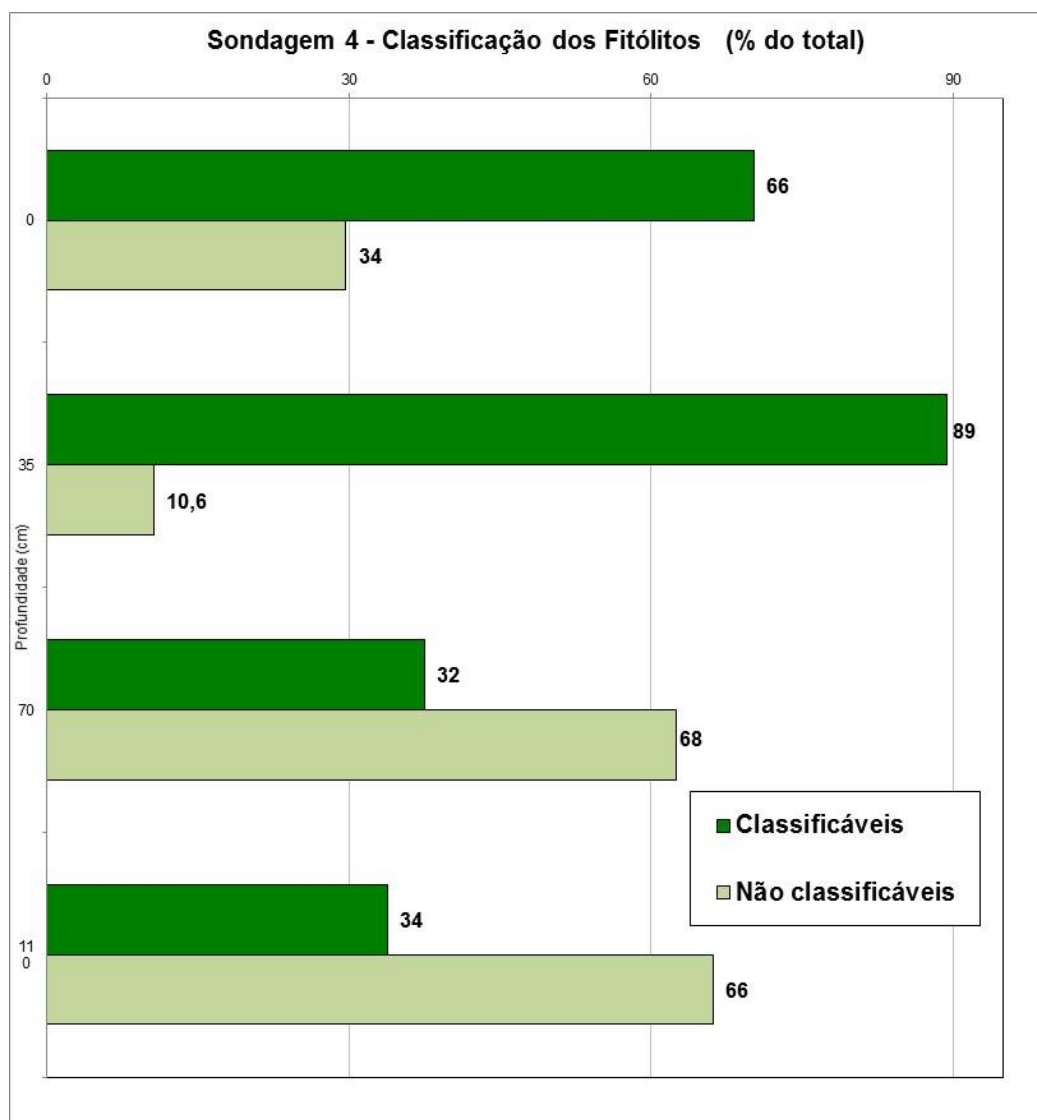


Figura 94: Classificação dos fitólitos observados na Sondagem 4.

As porcentagens de morfotipos de fitólitos observados na S4 estão apresentadas na Tabela 20 e na figura 95. De maneira geral, os tipos mais abundantes foram *spheroidpsilate*, *elongate*, *blocky* e *acutebulbosus*. O tipo predominante na amostra A1 foi o *spheroidpsilate* (69%). Na amostra A4 o predomínio foi dos fitólitos *elongate* (29%). Na amostra A7 o predomínio é do tipo *elongate* (38%), *blocky* (25%) e *acutebulbosus* (24%). Na amostra A10 o predomínio é do tipo *blocky* (28%), *acutebulbosus* (23%) e *bulliformflabellate* (21%). Fotografias dos principais tipos de fitólitos observados ao microscópio estão apresentadas na figura 96.

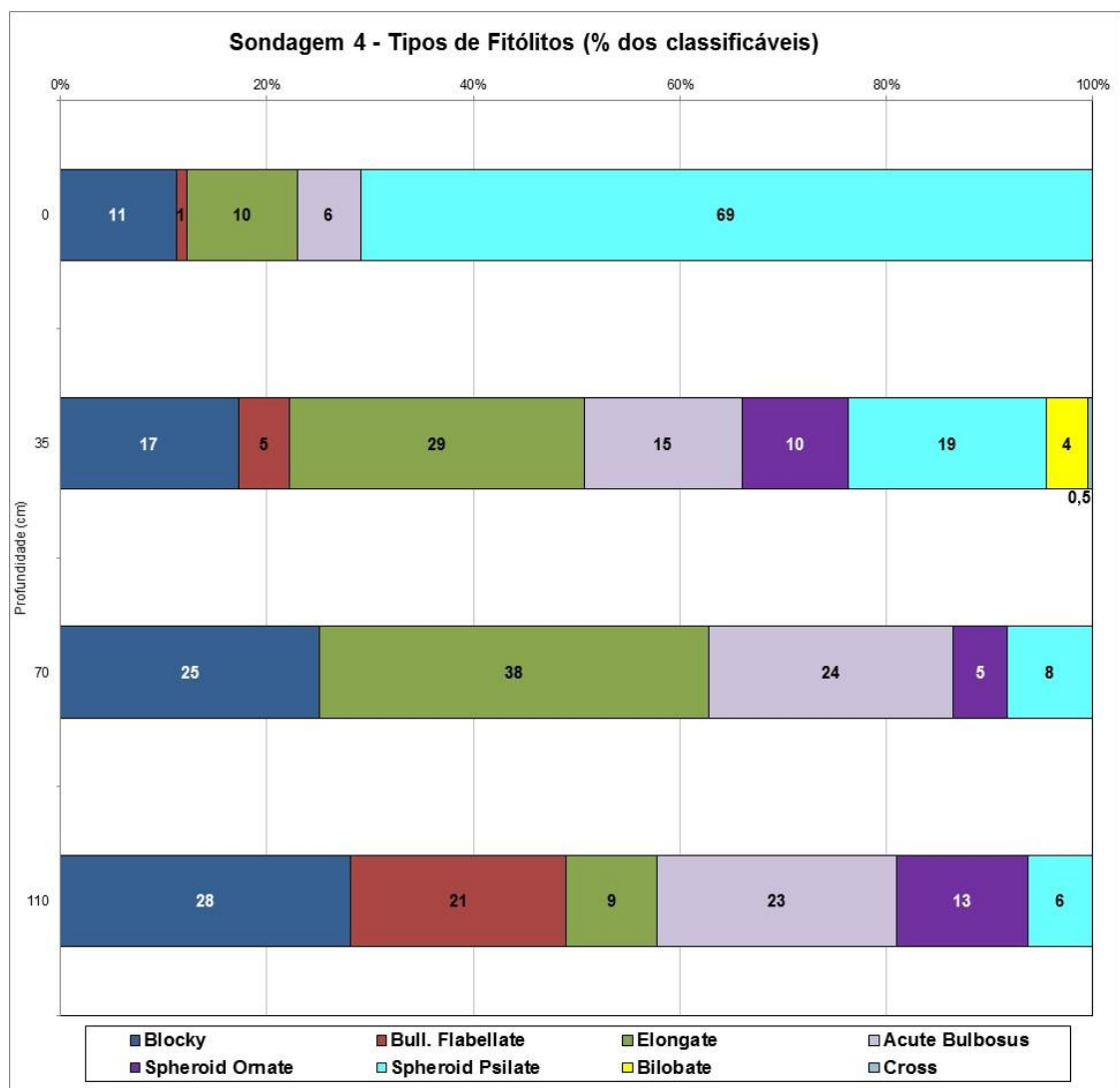


Figura 95: Tipos de fitólitos observados na Sondagem 4.

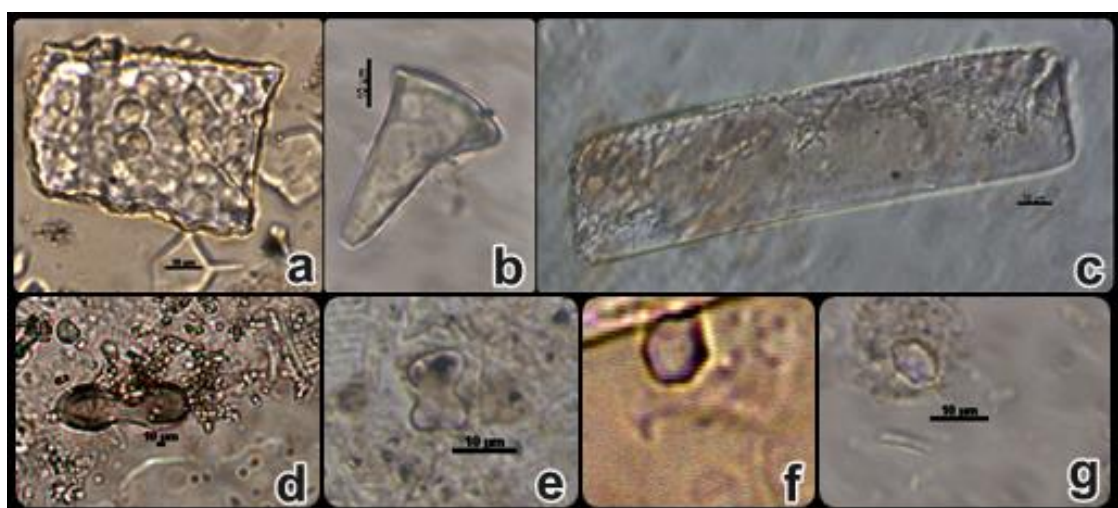


Figura 96: Principais tipos de fitólitos observados na Sondagem 4: a) *blocky*; b) *bulliform flabellate*; c) *elongate*; d) *bilobate*; e) *cross*; f) *spheroid psilate*; g) *spheroid ornate*.

Na S4 foi possível calcular apenas os índices D/P (cobertura arbórea) (Figura 97) e Bi (estresse hídrico) (Figura 98). O índice D/P nas amostras mais profundas base é baixo (0,17 – 0,11), aumentando para 0,25 na amostra A4 para em seguida reduzir a zero na amostra mais superficial (A1) (Tabela 20), indicando uma grande abertura da vegetação nesse período. Já o índice Bi, apresentou grande variação ao longo da sondagem, com valores mais elevados semelhantes na base (A10 - 68%) e no topo (A1 – 67%) (Tabela 20).

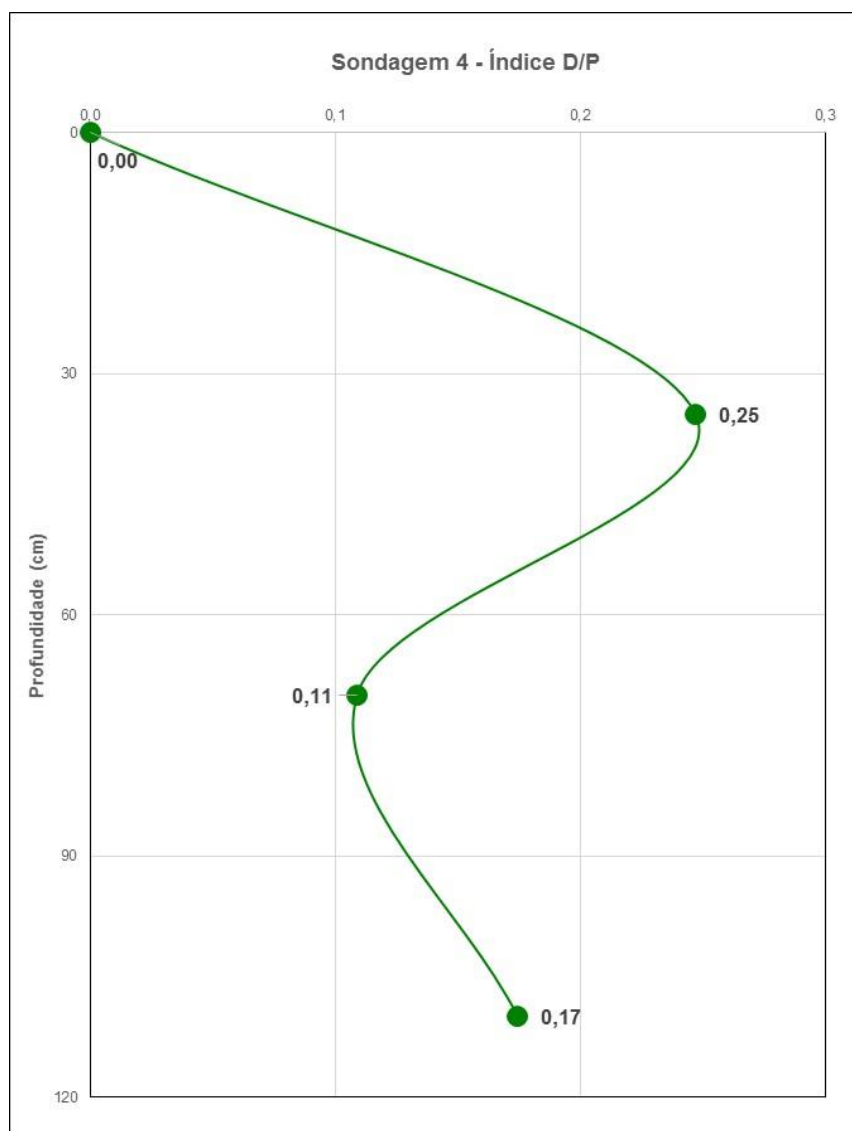


Figura 97: Índice D/P da Sondagem 4.

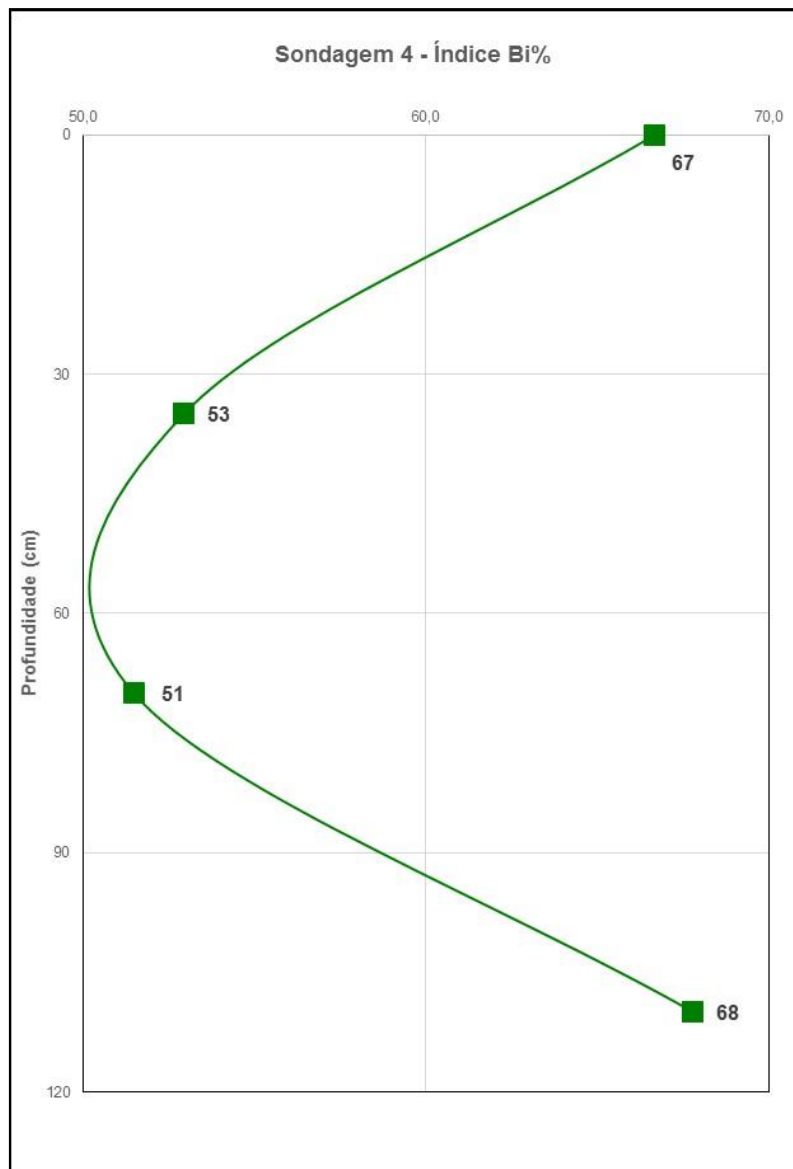


Figura 98: Índice Bi da Sondagem 4.

5.4.4. Espículas de esponjas

Para a análise de espículas de esponjas foram selecionadas as amostras A1 (0cm), A4 (35cm), A7 (70cm) e A10 (110cm).

O total de espículas de esponjas observadas na S4 está disposto na Tabela 20 na figura 99. Os valores aumentaram com a diminuição da profundidade, com apenas 10 espículas na amostra A7 e um máximo de 83 unidades observadas em A4.

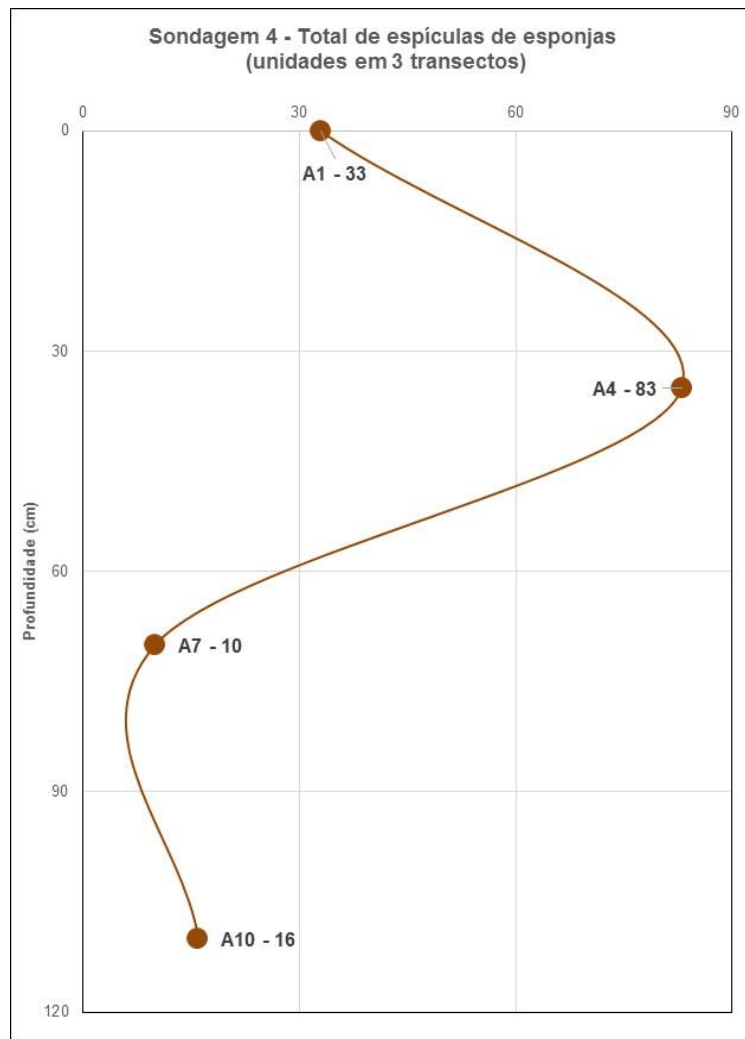


Figura 99: Total de espículas de esponjas na Sondagem 4.

A classificação das espículas de esponjas da S4 está disposta na Tabela 20, 21 e na Figura 100. As fotografias dos tipos de espículas observados na Sondagem estão dispostas na figura 101.

Os maiores valores de espículas de esponjas inteiras e fragmentadas foram observados na amostra A4 (45 unidades inteiras e 38 fragmentadas).

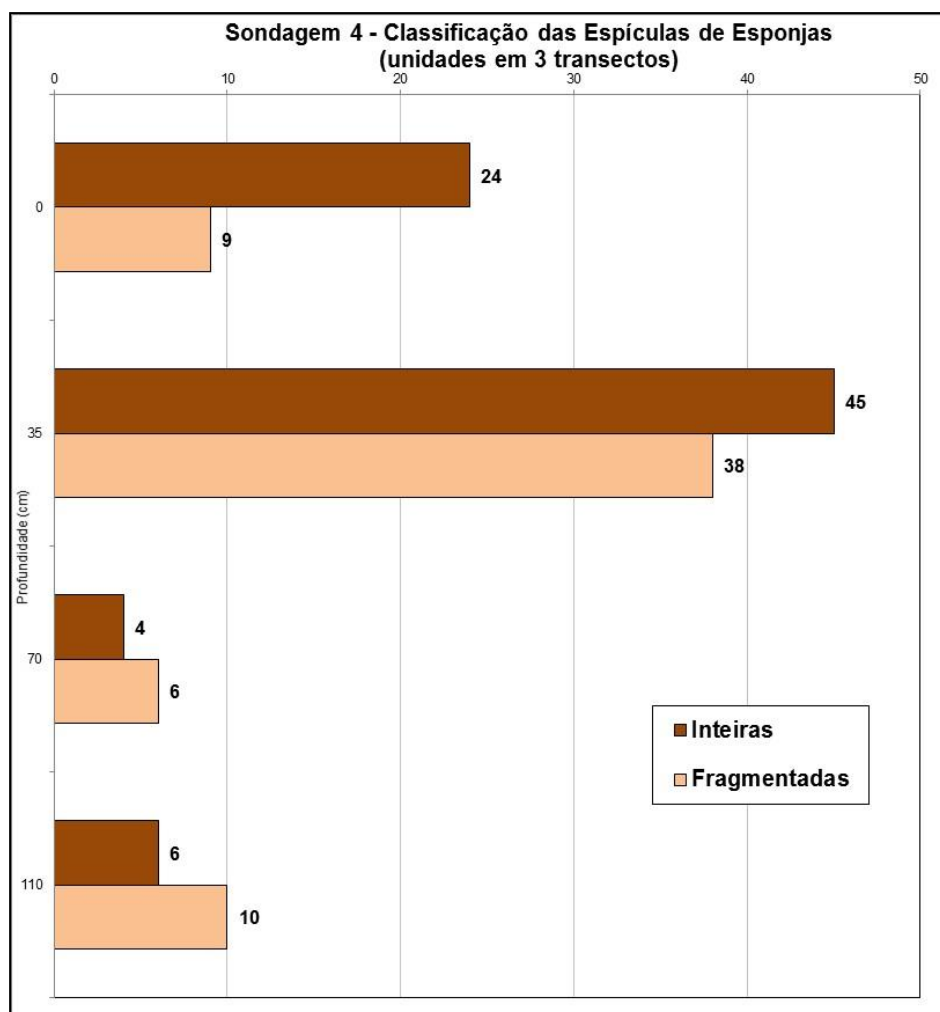


Figura 100: Classificação das espículas de esponjas na Sondagem 4.

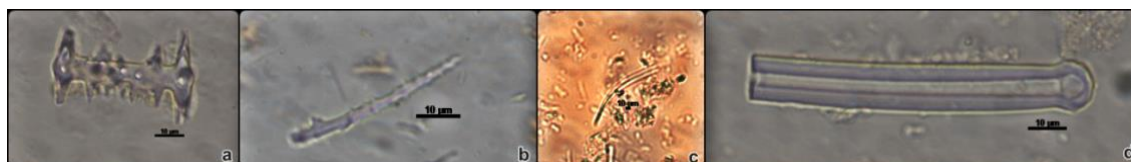


Figura 101: Fotos das espículas de esponjas observadas em microscópio na Sondagem 4: a) gemosclera *Ephydatia facunda*; b) microscle com espinhos; c) sigma; d) tilóstilo.

Tabela 21: Identificação das espículas de esponjas encontradas na Sondagem 4 e suas características ambientais.

ESPÍCULA DE ESPONJA	TAXONOMIA	AMBIENTE
Estilo	Demospongiae	Marinho
Gemosclera	<i>Ephydatia facunda</i> Weltner, 1895	Continental (lagoas e pântanos)
Sigma	<i>Poelocisclerida</i>	Marinho
Tilóstilo	Demospongiae	Marinho
Tilóstilo lobado	<i>Subiritidae - Terpios sp.</i>	Marinho

Entre as espículas identificadas, em toda a sondagem a maioria (entre 71 e 100%) era de ambiente marinho. Nas amostras mais profundas (A10 e A7) só são observadas espículas marinhas. A partir de A4 aparecem poucas espículas de ambientes continentais (7 e 29%)(Figura 102).

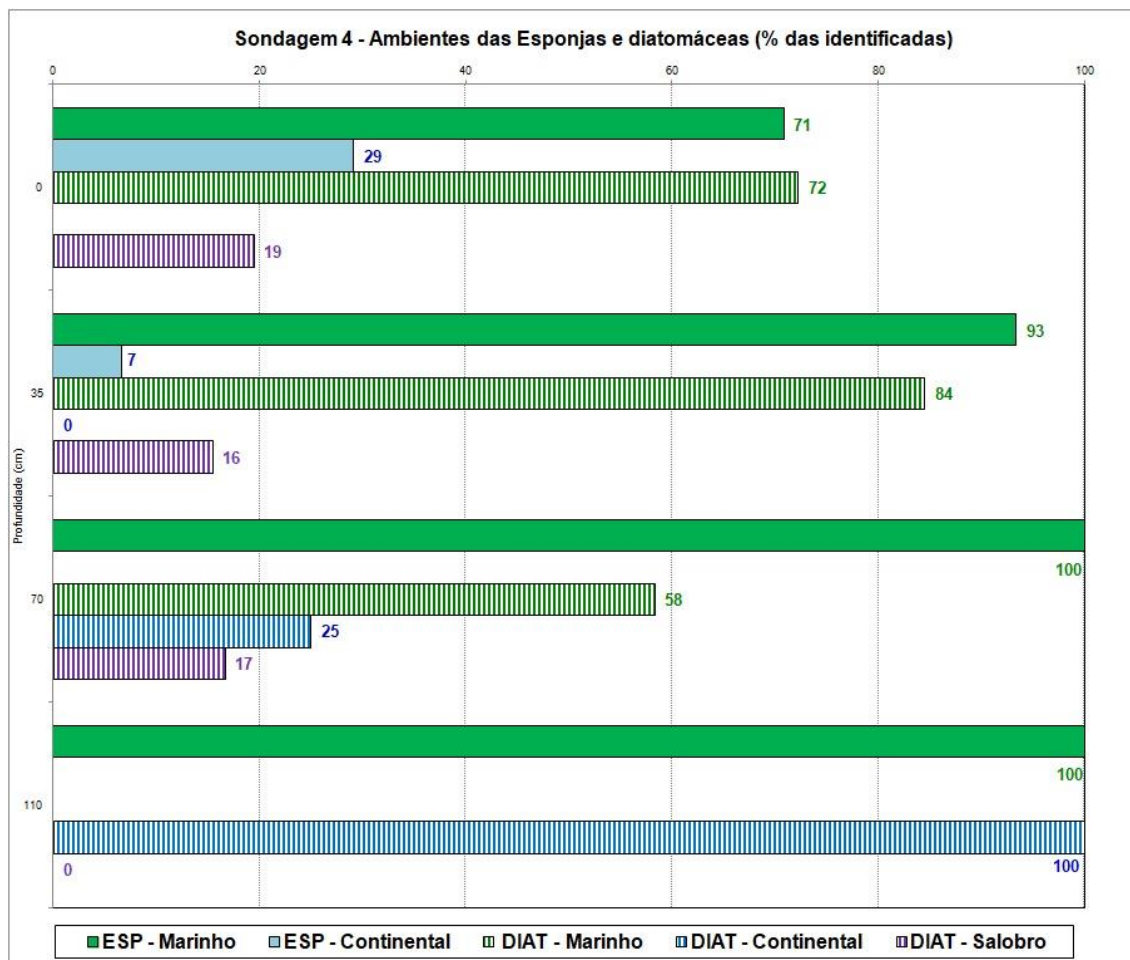


Figura 102: Ambientes de origem das esponjas e diatomáceas observadas na Sondagem 4.

5.4.5. Frústulas de Diatomáceas

Para a análise de frústulas de diatomáceas foram selecionadas as amostras A1 (0cm), A4 (35cm), A7 (70cm) e A10 (110cm).

O total de frústulas de diatomáceas observadas na S4 está disposto na Tabela 20 na Figura 103. Na base da sondagem (A10 – A7) o estoque era menor (30 – 17 unidades). Na amostra A4 o estoque aumentou, apresentando a maior concentração de toda S4 com 135 unidades.

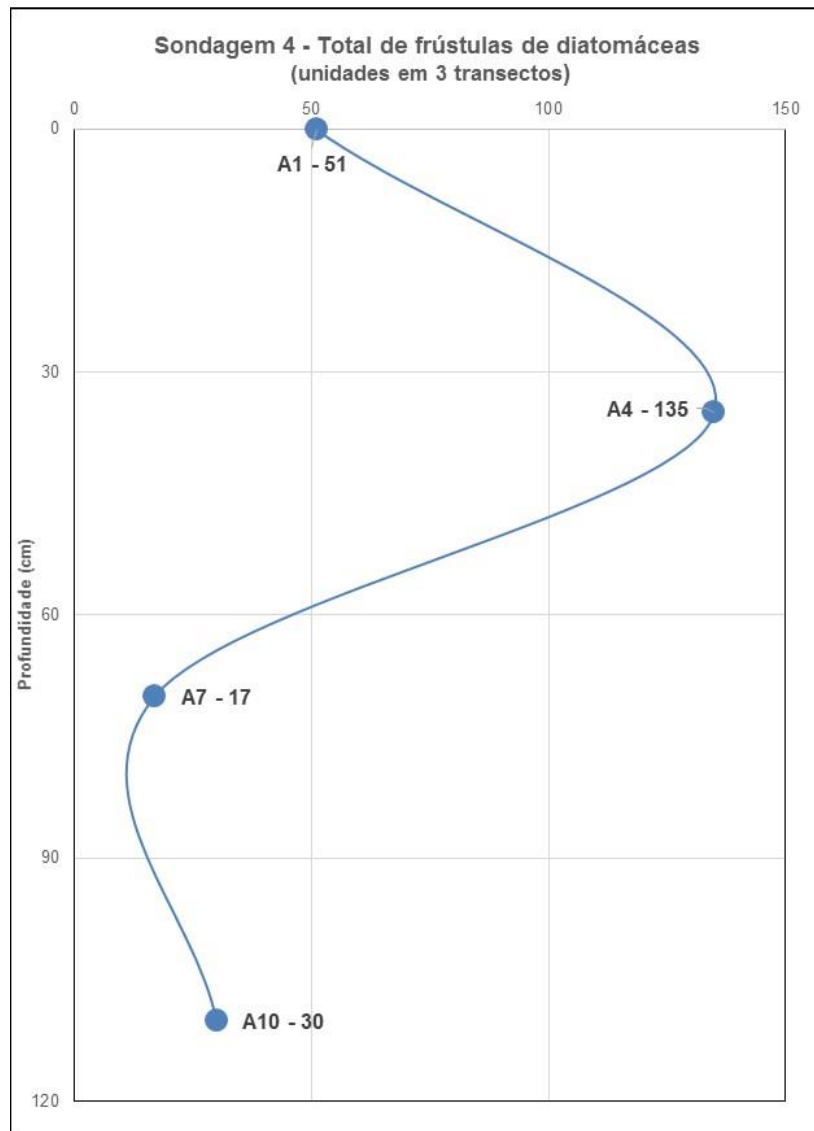


Figura 103: Total de frústulas de diatomáceas observadas na Sondagem 4.

A classificação das frústulas de diatomáceas da S4 está disposta na Tabela 20 e na Figura 104. As fotografias dos tipos de espículas observados na Sondagem estão dispostas na figura 105.

Na S4 a maior concentração de frústulas de diatomáceas inteiras e fragmentadas foi observada na amostra A4 (116 e 19 unidades).

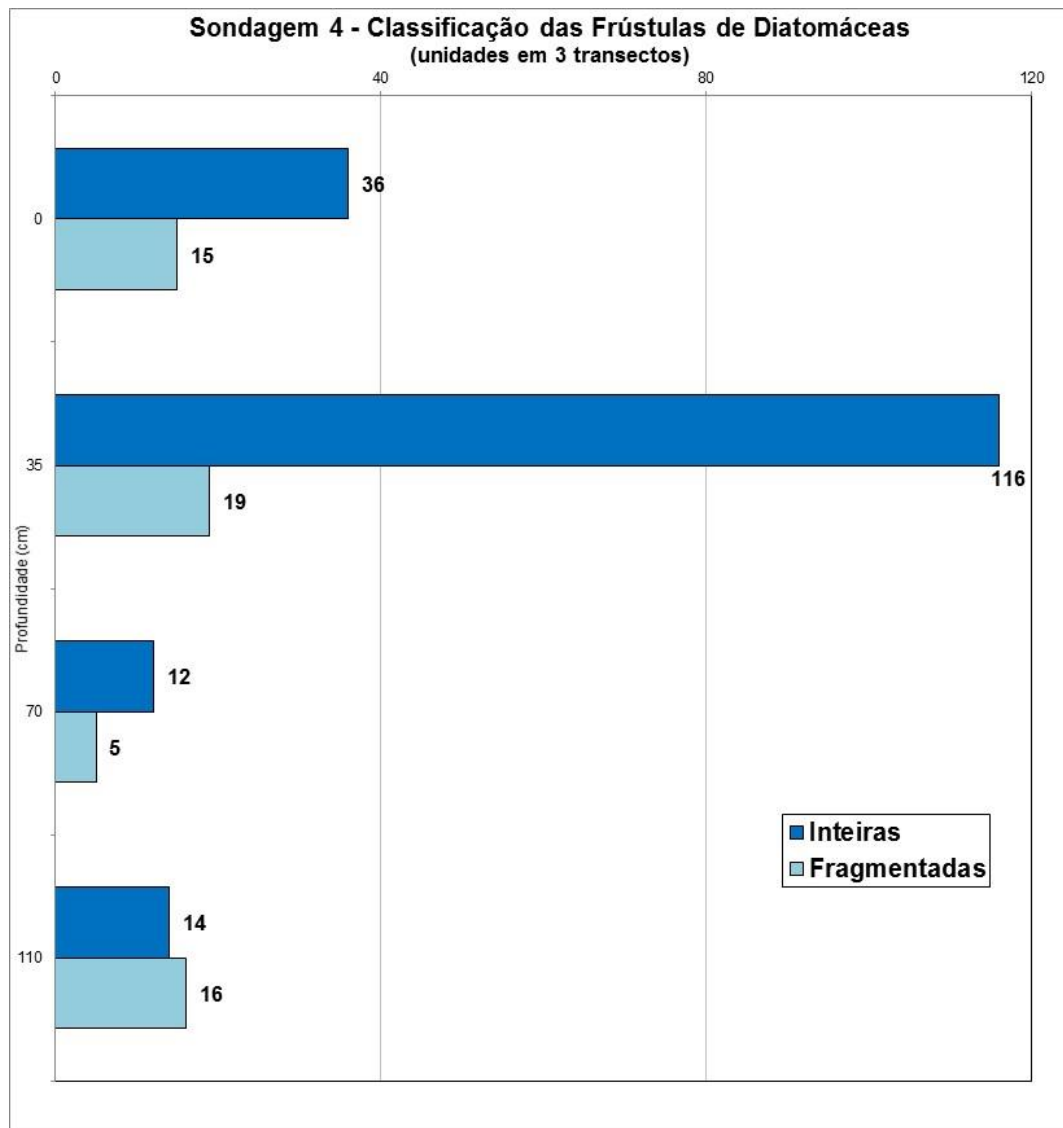


Figura 104: Classificação das frústulas de diatomáceas da Sondagem 4.



Figura 105: Fotografias dos principais tipos de frústulas de diatomáceas observados em microscópio na Sondagem 4: a) gênero *Amphora*; b) gênero *Cyclotella*; c) *Plagiogrammastaurophorum*; d) *Paraliasulcata*(Ehrenberg) Cleve; e) *Polymyxuscoronalis*Bailey; f) gênero *Diploneis*; g) gênero *Rhopalodia*.

Na Sondagem 4 foi possível identificar algumas frústulas de diatomáceas e relacioná-las com os ambientes que elas geralmente vivem, que podem ser observadas na Tabela 22.

Tabela 22: Identificação das frústulas de diatomáceas encontradas na Sondagem 4 e suas características ambientais.

Amostra	Profundidade (cm)	Nome do gênero/espécie	Características ambientais
A1	0	<i>Paraliasulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marinha, litoral de mares calmos e tropicais
		Gênero <i>Rhopalodia</i>	Bentônico e de águas salobras
		Gênero <i>Diploneis</i>	Representantes predominantemente marinhos
		Gênero <i>Cyclotella</i>	Marinha, litorânea e eurihalina
		<i>Plagiogrammastaurophorum</i>	Marinha
A4	30	<i>Paraliasulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marinha, litoral de mares calmos e tropicais
		Gênero <i>Diploneis</i>	Representantes predominantemente marinhos
		Gênero <i>Rhopalodia</i>	Bentônico e de águas salobras
		Gênero <i>Cyclotella</i>	Marinha, litorânea e eurihalina
		<i>Plagiogrammastaurophorum</i>	Marinha
		<i>Polymyxuscorolalis</i> Bailey	Águas doces e salobras, suporta variação de salinidade
A7	70	Gênero <i>Staurosira</i>	Águas doces e vivem anexados aos grãos de areia
		Gênero <i>Diploneis</i>	Representantes predominantemente marinhos
		<i>Paraliasulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marinha, litoral de mares calmos e tropicais
		<i>Plagiogrammastaurophorum</i>	Marinha
		<i>Polymyxuscorolalis</i> Bailey	Águas doces e salobras, suporta variação de salinidade
		Gênero <i>Rhopalodia</i>	Bentônico e de águas salobras
A10	110	Gênero <i>Staurosira</i>	Águas doces e vivem anexados aos grãos de areia

Entre as frústulas identificadas, em A10 só foram encontradas de ambiente continentais, que vão diminuindo progressivamente na direção da superfície, não aparecendo em A1. Inversamente, a proporção de frústulas de ambientes salobros vai aumentando progressivamente na direção da superfície. Em A7, A4 e A1 predominam as de ambiente marinho (Figura 102).

5.4.6. Identificação das conchas

As conchas observadas nos pontos de coleta S4 também foram identificadas pela Prof.^a Dr.^a Rosa Souza como da espécie *Heleobia australis* (d'ORBIGNY, 1835), reino Animalia, filo Mollusca, classe Gastropoda, ordem Mesogastropoda, família Hydrobiidae e gênero *Heleobia* (Figuras 87, 88 e 89). Essas conchas foram observadas nas amostras de A5 até A1.

5.4.7 Datação por ¹⁴C-AMS

Na Sondagem 4, foi selecionada para datação a amostra A6 – conchas (50 cm de profundidade).

6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os resultados das análises granulométricas e das biomineralizações das 4 sondagens localizadas na planície deltaica do rio Paraíba do Sul (Figura 106) foram integrados e foram delimitadas zonas de acordo com as características ambientais inferidas. Esta síntese dos resultados por zonas será apresentada a seguir para cada uma das sondagens.

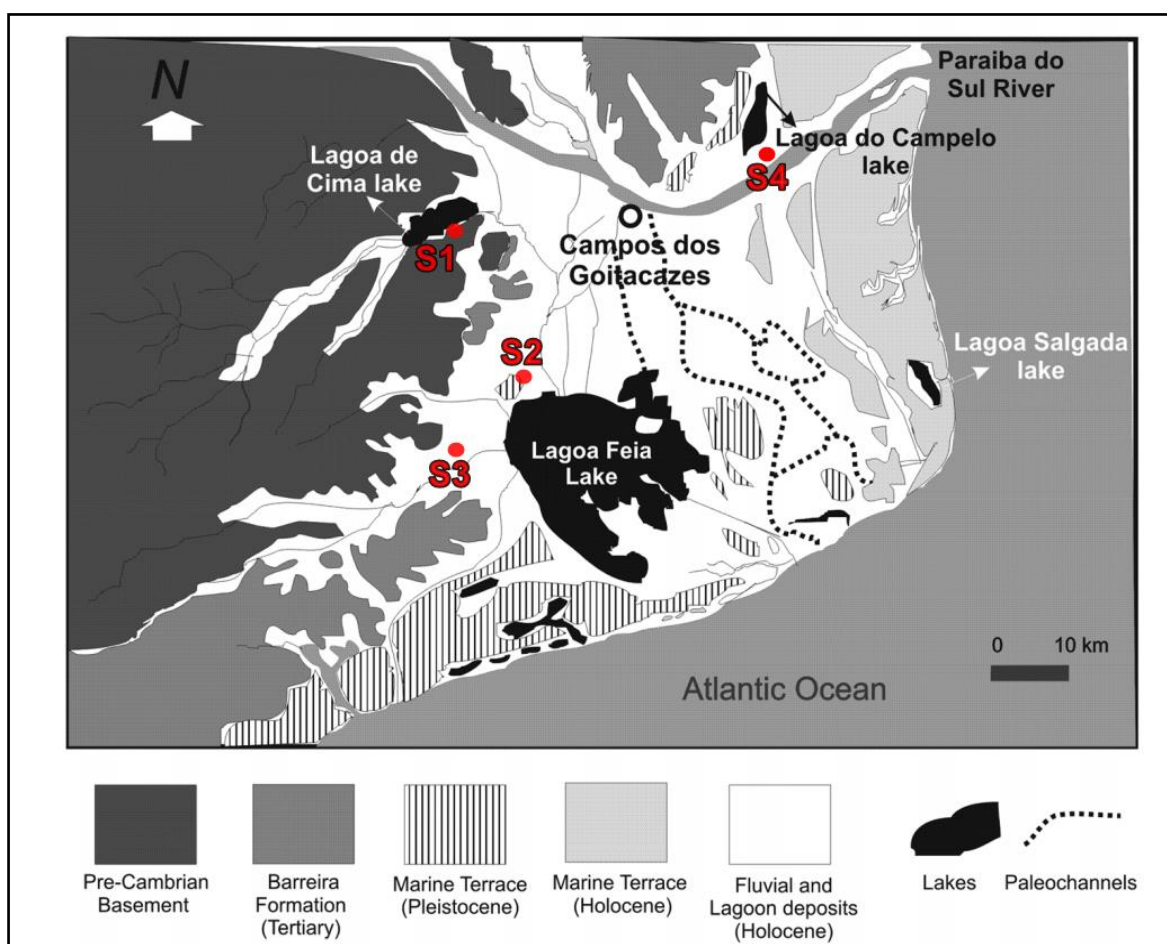


Figura 106: Localização das 4 sondagens em relação às principais feições geológicas e geomorfológicas da planície deltaica do rio Paraíba do Sul.

Fonte: adaptado de Luz *et al.*, 2011

6.1 Sondagem 1 (S1)

A Sondagem 1 (S1) foi coletada na borda da Lagoa de Cima, na margem direita do rio Paraíba do Sul, ligada ao rio Ururaí, que vai até a Lagoa Feia (Figuras 37, 106). Nessa sondagem foi possível observar diferentes tendências e para melhor visualização, foram delimitadas três zonas em relação a suas características ambientais (Figura 107).

Zona I (130cm – 85cm, compreende as amostras A16 a A11) - **Fase Continental**

Esta fase é marcada pela deposição predominante de sedimentos lamosos (Tabela 4 e Figuras 38, 39 e 106), evidenciando um ambiente de baixa energia

hidrodinâmicasujeito à influência de processos deposicionais de pouca intensidade, tanto costeiros (influência da maré), quanto continentais (aporte fluvial).

O estoque de fitólitos na base era mediano e foi aumentando na direção do limite da Zona (Tabela 5 e Figura 107). O índice D/P (cobertura arbórea) foi extremamente baixo e quase não variou (Tabela 5 e Figura 107), indicando a presença de vegetação mais aberta. O estresse hídrico é moderado na base dessa zona, tendendo a aumentar em direção ao topo (Tabela 5 e Figura 45). O estresse hídrico pode estar ligado a variações no lençol freático e/ou no nível da lâmina d'água da lagoa. Luz *et al.* (2011), através de análises palinológicas de sedimentos da Lagoa de Cima, também identificaram vegetação predominantemente hidrófita (principalmente Cyperaceae e Typhaceae), ervas (*Althernanthera* e Poaceae), além de plantas de hábito variável (*Mimosa pudica* e Moraceae), arbustos (*Piper* e *Geonoma*) e arbóreas/arbustos (*Cecropia* e *Myrcia*) em sedimentos de 6.985 anos AP a 5.725 anos AP. Gomes (2015) analisando a produtividade de silicofitólitos em plantas da família Typhaceae, observou que as mesmas não produzem fitólitos.

Na base da Zona I não foram observadas espículas de esponjas nem frústulas de diatomáceas (Tabela 5 e Figura 107), reforçando a hipótese que o ambiente não era permanentemente inundado. A partir da amostra A13 começam a aparecer alguns fragmentos de espículas e algumas diatomáceas, cujo grau de preservação é tão baixo que é impossível identificar seu ambiente de origem (Tabela 5, Figuras 47, 51 e 107).

Os resultados da granulometria e biomineralizações obtidos são corroborados pelas análises de palinomorfos de Luz *et al.* (2011) na Lagoa de Cima. Os autores afirmam que seus estudos podem corroborar os resultados de Martin *et al* (1997) de que o nível do mar antes dos 7.000 anos AP era mais baixo do que o atual. Isso foi demonstrado por uma sequência arenosa na parte inferior do testemunho e concentrações muito baixas de palinomorfos, o que pode indicar que a velocidade do fluxo de água na Lagoa de Cima aumentou devido à queda do nível do mar. Um intervalo areia-argila cobriu essa sequência arenosa e forneceu uma evidência de uma fase de transição entre uma deposição continental (provavelmente fluvial) e uma sequência lamosa de sedimentos de lagos. A floresta higrófila se estabeleceu ao redor da lagoa desde a sua origem e co-habitou por volta de 6.500 anos BP com vegetação herbácea.

Zona II (85 cm a 25 cm, compreende as amostras A11 a A4) – **Fase de avanço do mar e do nível dos corpos aquáticos**

Esta fase é marcada por uma mudança na composição granulométrica (Tabela 4 e Figuras 38, 39 e 107), com aumento na proporção de areia e diminuição dos sedimentos finos. A presença de sedimentos mais grossos neste local sugere uma deposição caracterizada por eventos de maior energia, possivelmente associados à incidência de ondas de tempestades, que alcançam, por *overwash* ou canais de maré, as áreas à retaguarda das barreiras arenosas ou cristas de praia. Santos (2018) encontrou evidências semelhantes em Itaipuaçu, na planície costeira de Maricá, RJ.

O estoque de silicofitólitos diminui (Tabela 5 e Figura 107) e o índice D/P apresenta um pequeno aumento na amostra A9 (0,24), sendo o maior valor de toda a S1, porém ainda extremamente baixo, não indicando mudanças no tipo de cobertura vegetal, com predomínio de herbáceas. Como observado por Luz *et al.* (2011), a vegetação do entorno da Lagoa de Cima é predominantemente hidrófita, que não produz muitos fitólitos. As análises palinológicas de Luz *et al.* (2011) na Lagoa de Cima concluíram que as áreas inundadas se espalharam pelo vale baixo do rio Imbé durante o máximo do nível do mar do Holoceno (± 5.100 anos AP), e desenvolveram-se grandes florestas higrófilas. O relativo aumento do índice D/P talvez possa ser explicado pela deposição de fitólitos provenientes de áreas de mata um pouco mais afastadas da lagoa, como observado por Luz *et al.* (2011), quando caracterizam a área atual com presença de vegetação da Mata Atlântica ao redor da Lagoa de Cima, e por Santos (2018) ao analisar amostras de um ambiente de restinga em Maricá, obtendo aumento do índice D/P devido à deposição dos fitólitos da floresta de encosta do entorno.

Os estoques de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas aumentam, e para ambos indicadores, embora ainda muito fragmentados, já é possível identificar alguns exemplares e relacioná-los com seus ambientes de origem (Tabela 5, Figuras 47, 51 e 107). Na base da ZII é registrada a presença de espículas de esponjas de ambiente continental, com representantes do gênero *Heteromeyenia* e das espécies *Ephydatia facunda* Weltner, 1985. A espécie *Ephydatia facunda* Weltner, 1985, é associada exclusivamente a ambientes organicamente enriquecidos, nas áreas marginais de lagunas, com proximidade a pequenos rios, evoluindo para lagos e banhados em processo de colmatção, com fundo lodosos, sempre próximo dos oceanos (HOOPER e VAN SOEST, 2002; VOLKMER-RIBEIRO e MACHADO, 2007) e *Trochospongillavariabilis* Bonetto e Ezcurra de Drago, 1973. A partir da metade da ZII verifica-se uma redução das espículas de ambientes continentais e um aumento das de ambiente marinho, com presença do tipo tilóstilo, do gênero *Demospongiae* (Figura 106). Da base até o meio da ZII só foram identificadas frústulas de diatomáceas de ambientes marinhos, dos gêneros *Cyclotella*, *Amphora* e *Diploneis* e da espécie

Paraliasulcata (Ehrenberg) Cleve (ROELOFS, 1984; ZONG, 2011; ZHANG *et al.*, 2015) (Figura 107).

A redução no estoque de fitólitos e o aumento dos bioindicadores aquáticos (espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas) sugerem que nesse período tenha havido um aumento das áreas alagadas e da influência marinha. Essa fase corresponde provavelmente, de acordo com Castro *et al.* (2014, 2018) e Suguio *et al.* (1985), ao máximo da transgressão do Holoceno, ocorrido há cerca de 5.000 anos AP, quando o nível relativo do mar atingiu cerca de 3 m acima do atual, causando a submersão da área costeira.

Zona III (25 cm a 0 cm, compreende as amostras A4 a A1) – **Fase de ambiente lagunar**

As análises granulométricas apresentaram a maior concentração de areias de toda a S1, ultrapassando 60 % de concentração no topo da zona (Tabela 4 e Figuras 38, 39 e 107). A alternância entre camadas com predominância de areia (Zona III) e lama (Zona I), aponta para um ambiente deposicional marcado por constantes mudanças no grau de energia.

O estoque de fitólitos volta a aumentar, mas ainda é menor que na Zona I e o índice D/P se mantém estável (Tabela 5 e Figura 107). As análises palinológicas realizadas por Luz *et al.* (2011) na Lagoa de Cima identificaram um aumento na concentração dos tipos de pólen arbóreo a partir de 5725 anos AP. Cruz *et al.* (2019) identificaram na Lagoa Salgada um período mais úmido entre 5800 e 3700 anos AP, com predominância de plantas C3 e aumento na taxa de sedimentação.

As espículas de esponjas são predominantemente marinhas e com quantitativo estável. Já as frústulas de diatomáceas têm seu estoque reduzido em comparação com a ZII e com predomínio de ambiente salobro, com poucas representantes de ambiente marinho (Tabela 5 e Figura 107).

Essa fase provavelmente está ligada a um período de regressão marinha, como identificado por Luz *et al.* (2011) a partir de 4000 anos AP na Lagoa de Cima e por (chamada de fase lagunar). Segundo os estudos de Cruz *et al.* (2019) na Lagoa Salgada, a regressão do nível do mar a partir de 3.700 anos AP promoveu a evolução do delta do rio Paraíba do Sul na planície costeira e a formação do sistema lagunar.

Segundo Luz *et al.* (2011), por volta de 4.000 anos de BP, a queda repentina do nível do mar causou a queda dos valores de acumulação de palinomorfos. A vegetação campestre se desenvolveu novamente nessa época e co-habitou com a floresta higrófila. A taxa de sedimentação foi muito baixa após 3.000 anos AP, provavelmente devido à remoção de sedimentos finos com o fluxo crescente do rio Ururaí em direção à Lagoa Feia e pelas atividades hidráulicas realizadas na região. A amostra do topo

provavelmente corresponde à sedimentação real na lagoa e apresenta tipos de pólen de plantas cultivadas na região. Na Sondagem 1, o topo da Zona III representa a fase atual, com um ambiente antropizado, com presença de vegetação de pântano, cultivo de cana-de-açúcar, pastagem e remanescentes de vegetação arbustiva.

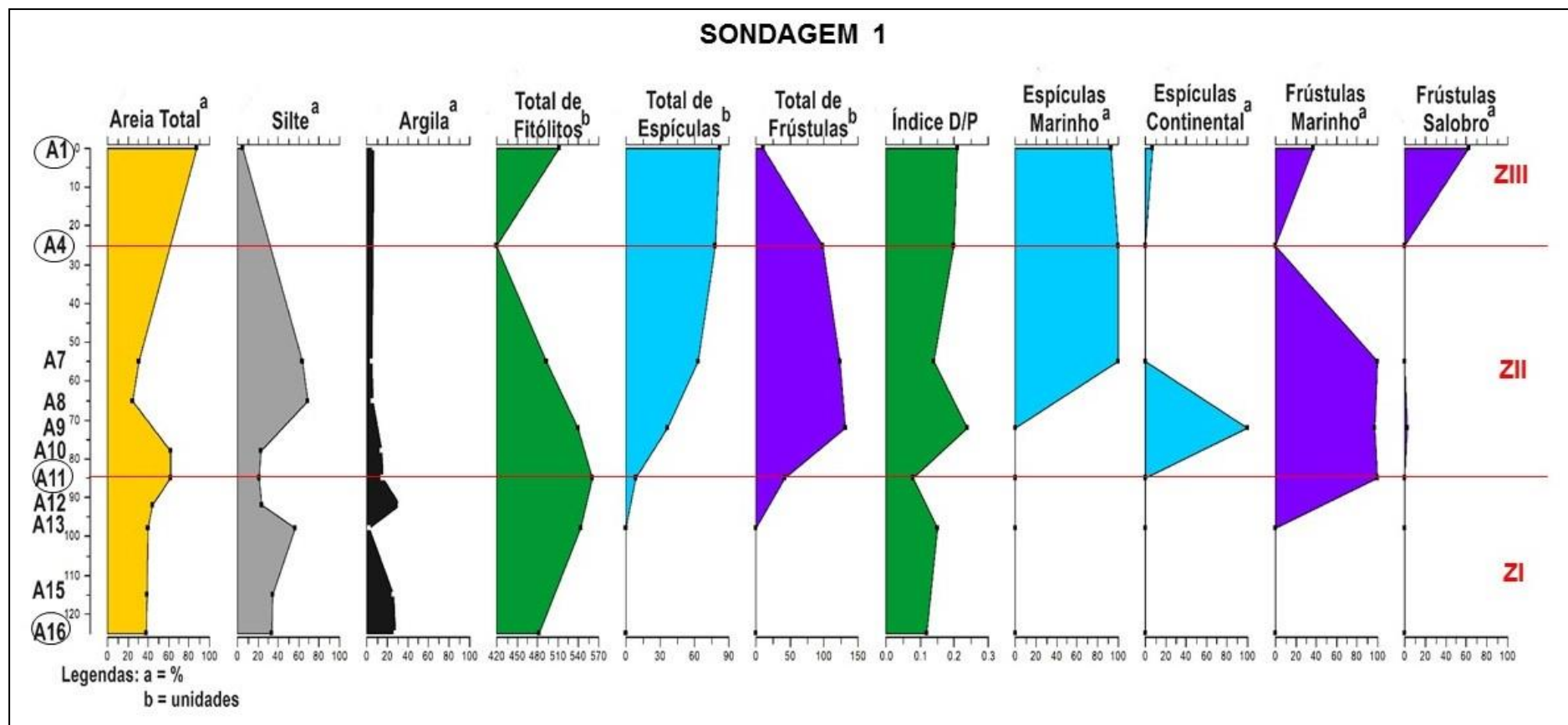


Figura 107: Resultados da sondagem 1 com delimitação de zonas.

6.2 Sondagem 2 (S2)

A Sondagem 2 é situada a 6,5 km da Lagoa Feia, na beira de um pequeno canal que é ligado à mesma (Figuras 53 e 106). Nessa sondagem foi possível delimitar duas zonas em relação a suas características ambientais (Figura 108). Apesar de ser uma sondagem com 70 cm de comprimento, só foi possível interpretar o ambiente através das biomineralizações de sílica nas camadas de 30 cm a 0 cm de profundidade, já que a concentração de areia média e grossa nas camadas mais profundas não possibilitou a retenção dos fitólitos, espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no sedimento.

Zona I (30 cm a 20 cm, compreende as amostras A7 e A6) - **Fase Continental com vegetação arbórea**

Esta fase é marcada pela redução da fração arenosa em comparação com a base da sondagem, com aumento da fração silte (Tabela 9, Figuras 54, 55 e 108), o que explica a retenção das biomineralizações no sedimento (COE, 2009, GOMES, 2012, 2015; SEIXAS, 2014; SANTOS, 2018). O aumento dos sedimentos mais finos pode estar ligado a um período mais úmido, como o observado por Luz *et al.* (2011) na Lagoa de Cima a partir de 5725 anos AP e por Cruz *et al.* (2019) na Lagoa Salgada entre 5800 e 3700 anos AP e na Zona III da Sondagem 1.

O estoque de fitólitos é muito baixo (Tabela 10 e Figura 108). O índice D/P é bastante elevado, evidenciando a presença de uma formação vegetal mais desenvolvida, com espécies arbustivas/arbóreas. Tal característica sugere um ambiente com altos índices pluviométricos, caracterizando esta fase como um período mais úmido, no qual predominou uma formação vegetal arbustiva/arbórea densa.

Não foram observados bioindicadores aquáticos (espículas de esponja e frústulas de diatomáceas) (Tabela 10 e Figura 108).

Zona II (20 cm a 0 cm, compreende as amostras A4 e A1) - **Fase Continental com vegetação herbácea, grande presença de corpos líquidos e muita influência marinha**

Nota-se grandes diferenças em todas as análises realizadas, principalmente dos bioindicadores.

A granulometria apresenta ainda maior redução das frações arenosas e aumento do silte em comparação com toda a S2, sugerindo um ambiente de menor energia, sujeito à influência de processos deposicionais de pouca intensidade, tanto costeiros, quanto continentais. Tais características ofereceram condições tranquilas para a sedimentação e teriam contribuído para a retenção dos bioindicadores.

O estoque de fitólitos aumenta muito em relação à Zona I, mas reduz um pouco na amostra mais superficial. Há uma redução muito grande do índice D/P (de 4 para

0,18/0,48), indicando uma abertura da vegetação e o predomínio de plantas herbáceas (Tabela 10 e Figura 108) provavelmente adaptadas a áreas alagadas, com possível aumento dos corpos líquidos nessa fase, quando os bioindicadores aquáticos, sobretudo as frústulas de diatomáceas, são observados em abundância (Tabela 10 e Figura 108). A abundância de frústulas em relação ao quantitativo de espículas sugere a existência de acúmulos sem volume expressivo de água, o que facilita o desenvolvimento das diatomáceas. Situação inversa foi encontrada por Santos (2018), na planície costeira de Maricá, onde foi encontrado um maior quantitativo de espículas de esponja (incluindo gemoscleras) que de frústulas de diatomáceas.

Quase todas as espículas de esponjas identificadas são de ambiente marinho (*Poecilosclerida*, *Latrunculidae* – *Sceptrellasp*, *Demospongiae*), conforme descrito por SANTOS *et al.* (2011) num trabalho de caracterização de tipos de espículas de esponjas de esponjas de sílica encontradas em sedimentos paleolacustres (Tabela 11 e Figura 108).

As frústulas de diatomáceas apresentam predomínio de tipos ligados a ambientes marinhos calmos, como a espécie *Paraliasulcata* (Ehrenberg) Cleve, que foi caracterizada como de ambiente marinho e tropical (GEBÜHR *et al.*, 2009; MCQUOID e HOBSON, 1998; MCQUOID e NORDBERG, 2002; ROELOFS, 1984; CRAWFORD, 1979), mas também aparecem exemplares dos gêneros *Navicula*, bentônica de água salobra, e *Staurosira* e *Staurosirella*, de água doce.

Essa zona representa a fase atual da sondagem 2, que, como na Zona III da Sondagem 1, sofre influência antrópica, com presença de brejos, cultivo de cana-de-açúcar, pastagem e remanescentes de vegetação arbustiva.

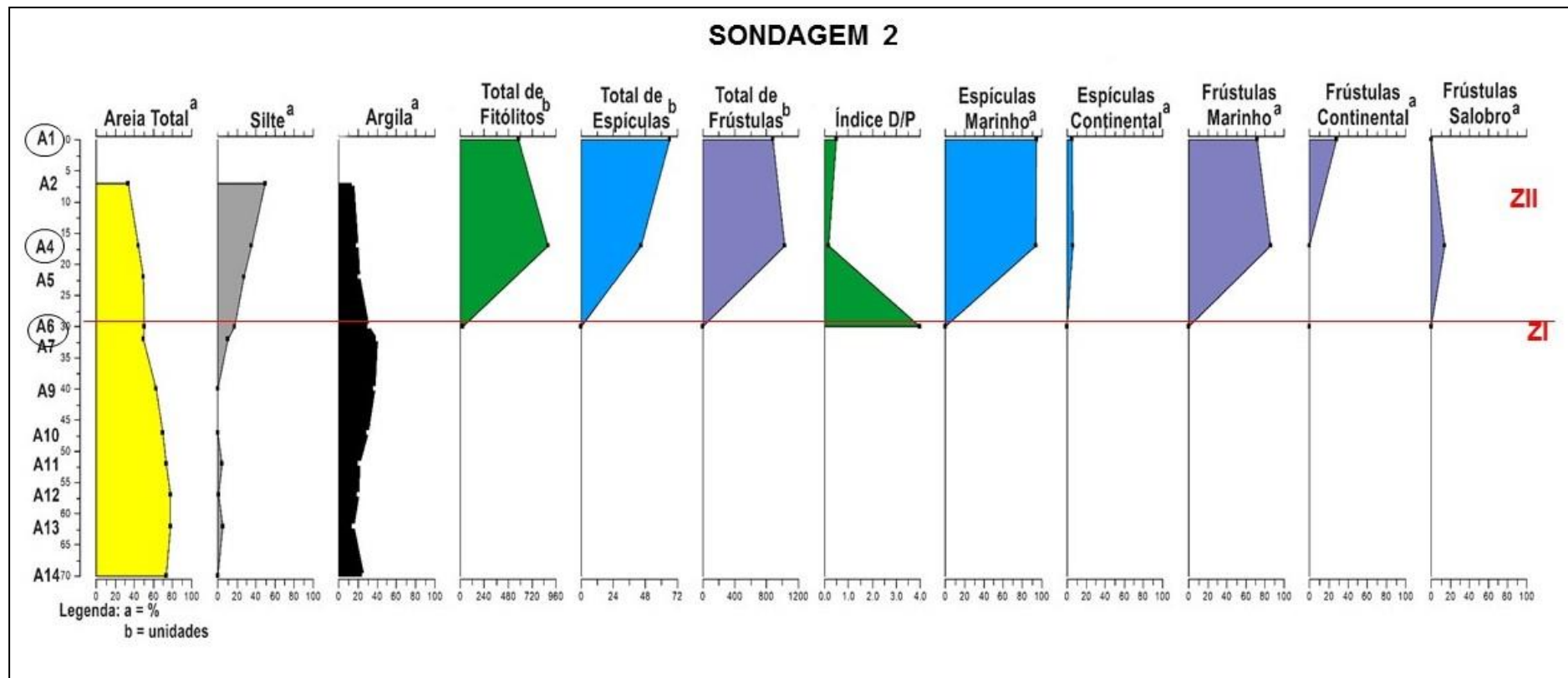


Figura 108: Resultados da Sondagem 2 com delimitação de zonas.

6.3 Sondagem 3 (S3)

A sondagem 3 fica situada a cerca de 10km da Lagoa Feia (Figuras 69 e 106) e 23km da linha de costa. A Lagoa Feia tem em seu entorno depósitos sedimentares flúvio-lagunares, conhecidos como brejos, separados por um cordão arenoso que se estende até o Cabo de São Tomé (DANTAS *et al.*, 2005). A Lagoa Feia foi formada relacionada com as oscilações do nível do mar nos últimos 7.000 anos (MARTIN *et al.*, 1984, 1993, 1997). Na S3 foi possível delimitar três zonas distintas (Figura 109).

Zona I (540 cm a 445 cm, compreende as amostras A50 a A42, na base da sondagem)

– Fase estuarina

Esta fase é marcada pela deposição predominante de sedimentos lamosos, com grande concentração de silte e argila (Tabela 14 e Figuras 70, 71 e 109), evidenciando um ambiente de baixa energia hidrodinâmica, sujeito à influência de processos deposicionais tanto costeiros, quanto continentais (aporte fluvial).

A base da Zona I (amostras A50 a A47) sugere ser um ambiente estuarino, já que foi observada uma concentração de conchas da espécie *Heleobia australis* (d'Orbigny, 1835) (Figuras 87 e 88). Esta espécie é bastante comum na natureza e encontrada na região litorânea tropical, subtropical e temperada da América do Sul, em regiões estuarinas e com ligação ao mar, pois sua reprodução necessita da presença da água salobra para ocorrer (NEVES *et al.*, 2010).

O estoque de fitólitos na base da zona é pequeno, mas com tendência a ir aumentando na direção do topo, apresentando a maior concentração de toda a S3 na amostra A42 (768 unidades). O índice D/P é baixo, e quase não varia, indicando uma vegetação aberta em toda a ZI (Tabela 15 e Figura 109). Apesar de muito baixo, o índice Pa/P registrou a presença de algumas palmeiras nessa fase (Tabela 15 e Figura 79).

Da base para o topo da Zona I as espículas de esponjas diminuem, com predomínio das marinhas (tilóstilo, oxyáster, isoquela, estilo, orthotriênioespinado, sigma, subtilóstilo, tiláster, tilóstilo com espinhos e anatriênio?) (SANTOS *et al.*, 2011), porém com presença de continentais (gemoscлерas de *Ephydatia facunda* Weltner, 1895 e de *Trochospongillavariabilis* Bonetto e Ezcurra de Drago, 1973, sendo a primeira relacionada a ambiente continental de lagoas e pântanos) e de esponjas que vivem em ambos os ambientes (óxea). Já a concentração de frústulas de diatomáceas cresce na direção do topo da zona, com aumento das diatomáceas de ambiente marinho e redução da concentração de diatomáceas de ambiente continental. Esta fase apresenta semelhanças ambientais com a Zona II da Sondagem 2, onde também foi observada uma maior abundância de frústulas em relação ao quantitativo de espículas, sugerindo

a existência de acúmulos sem volume expressivo de água, o que facilita o desenvolvimento das diatomáceas.

Zona II (445 cm a 105 cm, compreende as amostras A42 a A11) – **Fase de aumento da influência marinha**

A granulometria quase não se modifica, há um pequeno aumento da fração arenosa, mas continua o predomínio de finos, mas a porcentagem de argila reduz bastante (Tabela 14 e Figuras 70, 71 e 109), indicando um possível aumento da energia.

Observa-se uma significativa redução do estoque de fitólitos (342 unidades). O índice D/P se mantém estável, com exceção de uma redução na amostra A22 (0,41) (Tabela 15 e Figura 109). A densidade de palmeiras é mínima em toda essa zona (Tabela 15 e Figura 79).

O estoque de espículas continua a se reduzir e são classificadas majoritariamente como marinhas (Tabela 15 e Figura 109), o inverso acontecendo com as frústulas de diatomáceas, que continuam a aumentar seu estoque, mas que também são na maior parte de ambiente marinho, embora continuem a aparecer frústulas de ambientes continentais (Tabela 16 e 17 e Figura 84).

Com maior concentração de bioindicadores aquáticos e quase exclusivamente marinhos, observamos que esta fase foi a de maior influência de corpos líquidos em toda a S3, sendo provavelmente sem volume expressivo de água (marinha, salobra ou doce), já que favoreceram mais o estabelecimento de diatomáceas. Gomes (2015) encontrou evidências de aumento da lâmina d'água através das análises de espículas de esponjas, para a porção leste da Baía de Guanabara, RJ. Parolin *et al.* (2006) corroboraram a existência de paleodrenagens já indicadas por outros autores, através das análises das espículas de esponjas.

Zona III (105 cm a 0 cm, compreende as amostras A11 a A1) – **Fase Continental com muitas áreas alagadas, influência marinha e antrópica**

As análises granulométricas voltam a apresentar um aumento da concentração de sedimentos finos e redução das areias (Tabela 14 e Figuras 70, 71 e 109).

Já os silicofitólitos apresentam um aumento no estoque, em comparação com a Zona II, porém segue menor que o da Zona I (Tabela 15 e Figura 109). O índice D/P reduz significativamente, sendo o menor de toda a S3, indicando uma possível ação antrópica (Tabela 15 e Figura 109). Este tipo de ação influenciando no índice D/P já foi observado por Gomes (2015), ao reconstituir o paleoambiente da porção leste da Baía de Guanabara e por Santos (2018) na planície costeira de Maricá, também no RJ.

O estoque das espículas de esponjas aumenta em comparação com a Zona II e apresenta predomínio de esponjas marinhas (Tabela 15 e Figura 109), como

Acanthidae *Acanthus* sp., Poecilosclerida, Thombidae, Demospongiae e *Suberitidae* *Terpios* sp.

As frústulas de diatomáceas na Zona III apresentaram uma redução em seu estoque na amostra A6 (273 unidades) e um novo aumento na amostra superficial A1 (567 unidades), com as de ambientes marinhos aumentando e continentais diminuindo (Tabela 15 e Figura 109). Quando houve aumento da concentração de diatomáceas de ambiente continental, foi determinante a presença da espécie *Polymyxus corollalis* Bailey, que vive em ambiente com águas doces ou salobras e suportam grande variação de salinidade.

Esta fase representa a situação atual onde, apesar de ser predominantemente continental e da área se encontrar a uma certa distância da linha de costa, é um ambiente com muitos corpos líquidos, com grande influência marinha e variações de salinidade. Canais de maré também podem se formar neste litoral permitindo a entrada de ondas de alta energia nos ambientes à retaguarda das barreiras e cristas de praia. Como na Zona III da Sondagem 1 e na Zona II da Sondagem 2, esta zona é antropizada, e sua cobertura vegetal atual é composta por áreas de brejo, cultivo de cana-de-açúcar, pastagem e pequenos remanescentes de vegetação arbustiva.

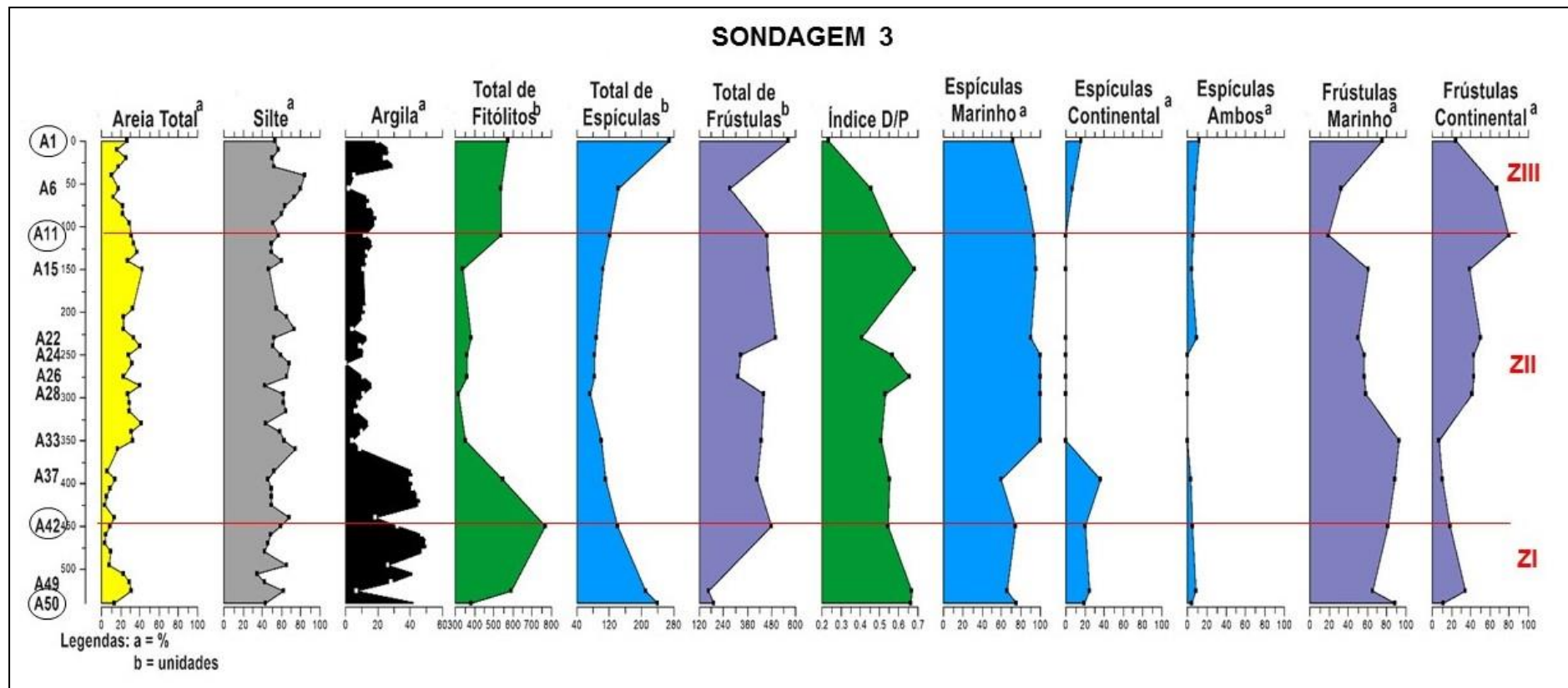


Figura 109: Resultados da Sondagem 3 com delimitação de zonas.

6.4 Sondagem 4 (S4)

A Sondagem 4 foi realizada próxima a uma pequena lagoa, na margem esquerda da foz do rio Paraíba do Sul e próxima (5,6 km) da Lagoa do Campelo e a 3,2 km da linha de costa atual (Figuras 90 e 106). Foram identificadas 3 zonas (Figura 110).

Zona I (110 cm a 65 cm, compreende as amostras A10 a A7) – **Fase Continental**

Na base da sondagem predominam sedimentos finos, principalmente argila, caracterizando um momento de baixa energia, (Tabela 19 e Figuras 91, 92 e 110). De acordo com Luz *et al.* (2011), a taxa de sedimentação da Lagoa do Campelo depende diretamente do nível do Rio Paraíba do Sul. Esta mesma tese foi levantada por Vasconcelos (2016), ao datar e fazer um levantamento morfoestratigráfico na mesma área de estudo.

Os fitólitos apresentaram elevado estoque, inclusive o maior da sondagem 4, com índice D/P extremamente baixo e estável (Tabela 20 e Figura 110), indicando uma vegetação dominada por Poaceae.

Os bioindicadores aquáticos (espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas) (Tabela 20 e Figura 110) na Zona I foram praticamente inexistentes, justificando essa fase ser classificada como continental. Os poucos representantes das espículas de esponjas foram exclusivamente marinhos e as frústulas de diatomáceas foram na base da zona de ambiente continental e no topo de ambiente marinho (Tabela 20 e Figura 110). Os tipos de diatomáceas identificadas foram do gênero *Diploneis*, que possuem representantes predominantemente marinhos, a espécie *Paraliasulcata* (Ehrenberg) Cleve, que vive em ambiente marinho, litorâneo com mar calmo e tropical, e pela *Plagiogrammastaurophorum*, também de ambiente marinho. Esses tipos de frústulas de diatomáceas também foram identificados por Santos (2018), em seu trabalho de reconstituição paleoambiental da planície costeira de Maricá.

Zona II (65 cm a 30 cm, compreende as amostras A7 a A4) – **Fase estuarina, com aumento da influência marinha**

No topo da Zona II (A5 - A4) ocorre a presença de algumas conchas de ambientes estuarinos, identificadas como da espécie *Heleobia australis* (d'Orbigny, 1835) (Figuras 87 e 88), que também foram encontradas na Zona I da Sondagem 3.

As análises granulométricas apresentaram um aumento na fração arenosa (Tabela 19 e Figuras 91, 92 e 110) e uma forte redução da fração silte e argila, indicando um aumento da energia em comparação com a Zona I.

Ocorre uma redução no estoque de fitólitos e um pequeno aumento do índice D/P no topo da Zona II, que, entretanto, segue extremamente baixo em toda a S4 (Tabela 20 e Figura 110). Essa redução dos fitólitos é justificada pelo aumento dos

sedimentos mais grossos, que dificultam a redução dos mesmos (SANTOS, 2018; SEIXAS, 2017; GOMES, 2015, 2012; COE, 2009). Luz *et al.*, (2011), através de análises de palinomorfos na Lagoa do Campelo, observaram uma vegetação com predomínio de ervas e hidrófitas, com MOS datada em 2.300 anos AP.

Os estoques de espículas de esponjas e o de frústulas de diatomáceas apresentaram grande aumento em comparação com a Zona I, sendo predominantemente marinhas (Tabela 20 e Figura 110).

Zona III (30 cm a 0 cm, compreende as amostras A4 a A1) – **Fase de ambiente litorâneo estabilizado**

Nesta zona foi encontrada grande concentração de conchas de ambiente estuarino, da mesma espécie observada na Zona II, a *Heleobia australis* (d'Orbigny, 1835), sugerindo uma estabilização das condições litorâneas da área que começaram a ser estabelecidas no final da Zona II.

As análises granulométricas apresentaram novamente um aumento de sedimentos finos, mas menos que na Zona I, indicando um ambiente com um pouco mais de energia que na fase inicial, porém menos que na fase anterior (Tabela 19 e Figuras 91, 92 e 110).

O estoque de fitólitos aumenta um pouco em relação à zona anterior, mas ainda é menor que na Zona I. O índice D/P, baixo em toda a sondagem, reduz mais ainda, atingindo seu menor valor (Tabela 20 e Figura 110). Luz *et al.*, (2011), analisando palinomorfos na Lagoa do Campelo, observaram que na base da sequência estudada (2790 anos AP) predominavam os polens arbóreos. Esse período correspondeu a uma diminuição do nível do mar e originou uma protrusão da foz do rio Paraíba do Sul no oceano. O nível do mar permaneceu baixo durante cerca de 100 anos. Com a elevação do nível do mar a partir de 2.700 anos da BP, ocorreram a erosão na saída do rio Paraíba do Sul e o represamento progressivo das águas na planície. No topo da sequência estudada, datado em 2.300 anos AP, houve uma mudança na vegetação e ambiente da região: a taxa de acumulação total de palinomorfos foi muito alta, principalmente pelo aumento de ervas e tipos de pólen hidrofilo. Além disso, a redução do índice D/P também pode resultar de influência antrópica com a retirada da cobertura arbórea para implementação de pastos. A vegetação original de restinga foi muito reduzida devido à intensa atividade pecuária (VASCONCELOS, 2016).

Os estoques de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas apresentam redução em relação à zona anterior, novamente com predomínio das de ambiente marinho (Tabela 20 e Figura 110), indicando um ambiente litorâneo típico, com predomínio de bioindicadores terrestres, mas com forte influência marinha.

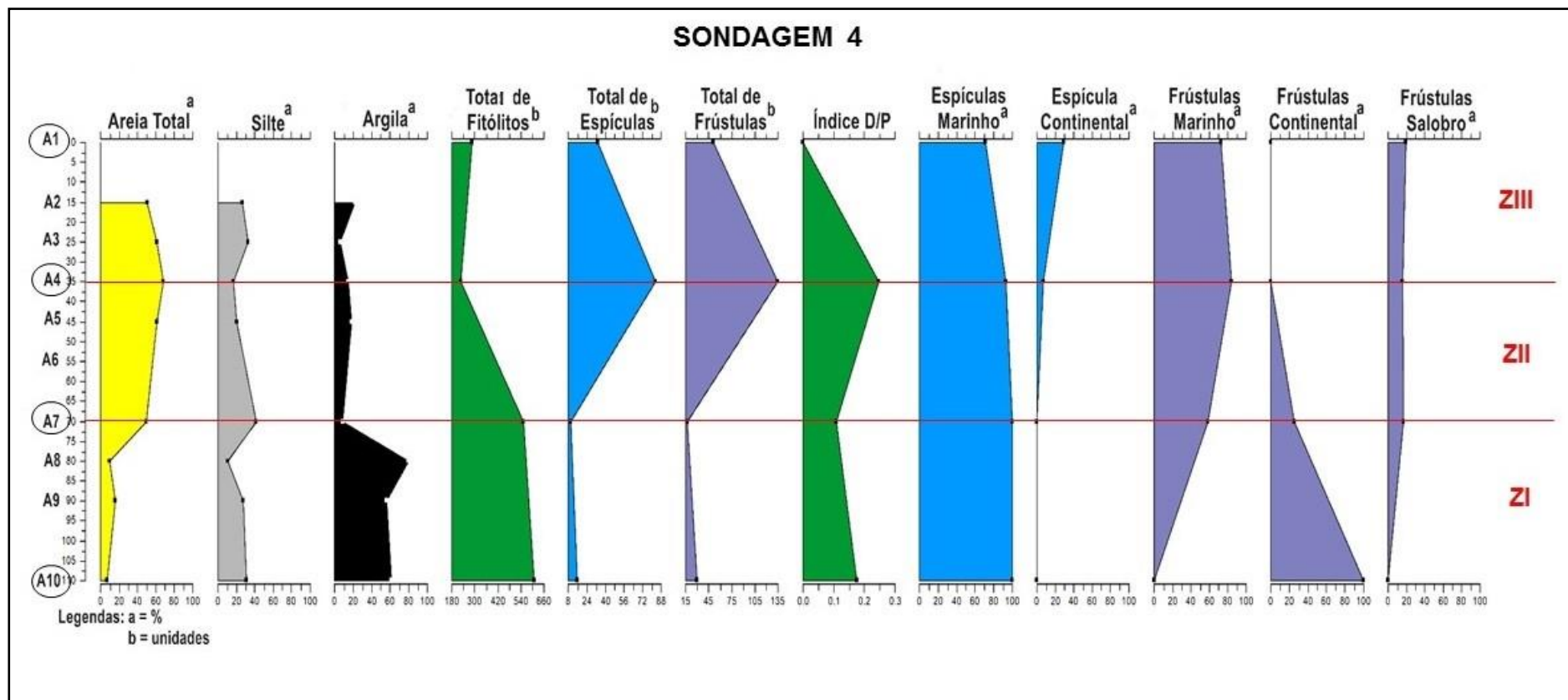


Figura 110: Resultados da Sondagem 4 com delimitação de zonas.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A planície deltaica do Paraíba do Sul, na costa norte do Rio de Janeiro, é uma área importante para estudos paleoambientais. As características geológicas da oscilação do nível do mar durante o Holoceno nessa planície deltaica foram investigadas por Martin *et al.* (1984, 1993, 1997). A formação dessa planície deltaica deu origem a diversas lagoas formadas sob diferentes regimes de nível do mar e variações climáticas. Essas lagoas rasas, atualmente isoladas ou não do mar, são na verdade relictos de baías de um grande sistema de paleolagoas.

Nesta região, a Mata Atlântica representa um mosaico de diferentes ecossistemas, como cristas de praias com vegetação xeromórfica, restinga, floresta tropical sazonal semidecidual, florestas pluviais, vegetação higrófila/pantanosa e pastagens. Apesar de sua importância ambiental, as atividades econômicas desenvolvidas nesta região desde a chegada dos europeus destruíram grandes áreas da vegetação original e dos sedimentos das lagoas.

As oscilações do nível do mar durante o Holoceno mudaram a configuração da costa brasileira em muitos locais. Esses eventos significativos afetaram o processo de sedimentação nos lagos e a vegetação regional (CORDEIRO e LORSCHETTER, 1994; LORSCHETTER, 1997; COELHO *et al.* 1999, 2002, 2008; BARTH *et al.*, 2001, 2004, 2006; MACEDO *et al.* 2007).

A reconstituição paleogeográfica da planície costeira do rio Paraíba do Sul (MARTIN *et al.* 1984, 1993, 1997) mostrou que a sedimentação do Holoceno começou com a formação de um sistema ilha barreira /lagoa. Os sedimentos transportados pelo rio Paraíba do Sul começaram a ser depositados nesta lagoa, iniciando a construção de um delta intralagunal. Com a elevação gradual do nível do mar, os sedimentos deltaicos foram depositados gradualmente em altitudes mais elevadas, represando o vale do rio Imbé.

Souza e Peres Filho (2019) verificaram a existência de descontinuidades erosivodeposicionais nas coberturas superficiais, as quais estão vinculadas aos baixos terraços fluviomarinheiros de ambas as margens do Baixo Paraíba do Sul. Essas descontinuidades são marcadas principalmente pela mudança abrupta de granulometrias arenosas para finas, indicando que as camadas arenosas estariam relacionadas a processos marinhos, enquanto as coberturas superficiais de granulometrias mais finas, a processos fluviais. Sugerem que as deposições fluviais ocorreram em consonância com a ocorrência de uma regressão marinha provavelmente ocorrida durante o Holoceno Superior, a qual pode ter sido desencadeada pelo aumento

da descarga fluvial em resposta a aspectos climáticos, provavelmente associados à Pequena Idade do Gelo.

No litoral norte fluminense, os períodos do estabelecimento de áreas herbáceas em substituição à floresta higrófila durante o Holoceno foram provavelmente devidos a um processo natural de mudança relacionado às oscilações do nível do mar, que se refletiu algumas vezes no represamento do rio Paraíba do Sul e outras na drenagem da planície. Essas variações ambientais impediram o estabelecimento de vegetação arbórea e arbustiva contínua, causando a fragmentação da floresta ou mesmo a substituição da floresta por uma vasta vegetação de campo.

Nas sondagens analisadas foram identificadas zonas com características ambientais distintas. Algumas foram associadas a fases de ambiente mais continental, com granulometria mais fina e predomínio de indicadores terrestres, os fitólitos, como as Zonas I da Sondagem 1, da Sondagem 2 e da Sondagem 4. Na Sondagem 3 essa fase mais continental não foi identificada, sendo a zona mais antiga caracterizada como um ambiente estuarino.

Em todas as sondagens a fase continental ou estuarina é substituída por uma com maior presença de superfícies líquidas, o que foi identificado pela mudança para uma granulometria mais arenosa e maior presença dos bioindicadores aquáticos (espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas). Essa fase corresponde, provavelmente, ao máximo da transgressão do Holoceno, ocorrido há cerca de 5.000 anos AP.

Na última zona de todas as sondagens foi identificado um ambiente litorâneo, com vegetação terrestre predominantemente herbácea e de áreas alagadas, mas também grande presença de corpos aquosos de água doce ou salobra e forte influência marinha. Essa fase provavelmente está ligada a um período de regressão marinha a partir dos 4000 / 3700 anos AP. Mais recentemente, a atividade antrópica também tem contribuído muito para mudanças na vegetação e no sistema de drenagem da região.

A utilização de biomineralizações de sílica de organismos aquáticos e terrestres como *proxy* para a reconstituição da planície deltaica do Rio Paraíba do Sul durante o Holoceno, metodologia pioneira nessa região, se mostrou muito eficaz e proporcionou melhor conhecimento a respeito das condições paleoambientais dessa área. A análise *multiproxy*, associando biomineralizações de sílica a outros estudos geológicos, geomorfológicos e de outros indicadores biogeoquímicos já realizados na região, contribuiu para a melhor compreensão das condições relacionadas à dinâmica e evolução dos ambientes deposicionais e de sua complexidade neste trecho do litoral fluminense. O conhecimento do passado é importante para que a compreensão dos

processos atuais contribuindo, assim, para o gerenciamento e preservação desses ambientes e sua biodiversidade.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALEXANDRE, A., MEUNIER, J. D., COLIN, F., KOUD, J. M. Plant impact on the biogeochemical cycle of silicon and related weathering processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.61, n.3, p.677-682, 1997.
- ALEXANDRE, A., MEUNIER, J. D., MARIOTTI, A., SOUBIES, F. Late Holocene Phytolith and Carbon-Isotope Record from a Latosol at Salitre, South-Central Brazil. *Quaternary Research*, v 51, 187–194, 1999.
- AMADOR, E. Lagunas Fluminenses: Classificação com base na origem, idade e processos de evolução. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 57(4):526-527, 1986.
- 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. 165p. 2008.
- ANGULO, R.J. *Geologia da planície costeira do Estado do Paraná*. Dissertação de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. 334 pp, 1992.
- 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, p.141-166, 1997.
- ANGULO, R.J., SUGUIO, K. Re-evaluation of the maxima of the Holocene sealevel curve for the State of Paraná, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, n.112, p.385–393. 1995.
- AUGUSTIN, C.H.R.R.; COE, H.H.G.; CHUENG, K.F.; GOMES, J.G. Analysis of geomorphic dynamics in ancient quartzite landscape using phytolith and carbon isotopes, Espinhaço Mountain Range, Minas Gerais, Brazil. *Géomorphologie (Paris)*. v.4, p.355-37, 2014.
- BACOCOLLI, G. Os deltas marinhos holocênicos brasileiros - uma tentativa de classificação - *Bol. Téc. PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 13 (1/2):5-38, 1971.
- BARBOSA, J. A., CORDEIRO, R. C., SILVA FILHO, E. V., TURCQ, B. J., GOMES, P. R. S., SANTOS, G. M., SIFEDDINE, A., LACERDA, L. C., HAUSLADEN, P. A., FIFIELD, K. L.; 14C-AMS as a tool for the investigation of mercury deposition at a remote Amazon location. *Nuclear Instruments and Methods in Physical Research B*, v.223. p.528 – 534, 2004.
- BARNES, R. S. K CALOW, P.; OLIVE, P. J. W. *Os Invertebrados: uma nova síntese*. 2.Ed. São Paulo: Atheneu, 1995. 526 p
- BARROS, L. F. P.; COE, H.H.G.; SEIXAS, A.P.; MAGALHÃES, A.P.; MACARIO, K.C.D. Paleobiogeoclimatic scenarios of the Late Quaternary inferred from fluvial deposits of the Quadrilátero Ferrífero (Southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*. v.67, p.71 - 88, 2016.
- 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, D. K.&CLARKE, R. T. (Eds)*Proceedings of the IX International Palynological Congress*, Houston, Texas, USA, 1996, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, p. 443–450, 2001.

- BARTH, O. M., BARRETO, C. F., COELHO, L. G., LUZ, C. F. P. Pollen record and paleoenvironment of a 4210 years BP old sediment in the Bay of Guanabara, Rio de Janeiro, Brazil. *An Acad Bras Cienc* 76: 549–551, 2004.
- BARTH, O. M., SÃO-THIAGO, L. E. U., BARROS, M. A. Paleoenvironment interpretation of a 1760 years BP old sediment in a mangrove area of the Bay of Guanabara, using pollen analysis. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, v 78: 227–229, 2006.
- BERNAT, M.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; VILASBOAS, G. S. Datation lo/U du plus haut niveau marin du dernier interglaciaire sur la côte du Brésil. Utilisation du ²²⁹Th comme traceur. *Cr Acad Sci II A*, v. 296, p. 197-200, 1983.
- BIGARELLA, J. J., ANDRADE, G. O. *Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos Cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras)*. Instituto de Ciências da Terra, Universidade do Recife: Recife, 1964.
- BLINNIKOV, M.; BUSACCA, A.; WHITLOCK, C. Reconstruction of the late Pleistocene grassland of the Columbia basin, Washington, USA, based on phytolith records in loess. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.177, n.1-2, p.77-101, 2002.
- BREMOND, L. *Calibration des fonctions de transfert entre assemblages phytolithiques, structures des végétations et variables bioclimatiques actuelles, pour l'intégration de la dynamique des biomes herbacés dans les modèles de végétation*. 2003 (Calibration des fonctions de transfert entre assemblages phytolithiques, structures des végétations et variables bioclimatiques actuelles, pour l'intégration de la dynamique des biomes herbacés dans les modèles de végétation.) - Thèse de Doctorat en Géosciences de l'environnement, direction J. GUIOT, Université Aix-Marseille III, 2003.
- 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.
- CALEGARI, M. R. *Ocorrência e significado paleoambiental do horizonte húmico em latossolos*. Tese de doutorado: USP – ESALQ (Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz), Piracicaba, 2009.
- CALEGARI, M.R; MADELLA, M.; BUSO, A.A; OSTERRIETH, M.L.; LORENTE, F.L.; PESSENDA, L.C.R. Inferências sobre Vegetação e Clima no Holoceno a partir de Fitólitos e Pólen da Lagoa do Macuco, Litoral Norte do Estado do Espírito Santo (Brasil). *Quaternary and Environmental Geosciences*. 06(1):41-50, 2015.
- CAMPOS, A. C. D., LABOURIAU, L. G. Corpos Silicosos de Gramíneas dos Cerrados - II. *Pesq. Agropec. Bras*, V. 4, P. 143-151, 1969.
- CÂNDIDO, J. L.; VOLKMER-RIBEIRO, C.; SIMÕES FILHO, F. L.; TURCQ, B. J.; CHAUVEL, A. Microsclere Variations of *Siliapydanieli* (Porífera, Spongillidae) in Caracaranã Lake (Roraima - Brazil). Palaeoenvironmental Implication. *Biociências*, 8(2): 77-92, 2000.
- CASTRO, J. W. A.; SUGUIO, K.; SEOANE, J. C. S.; CUNHA, A.M.; DIAS, F. F. Sea-level fluctuations and coastal evolution in the state of Rio de Janeiro, southeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 86, 671–683, 2014.
- CASTRO, J. W. A.; SEOANE, J. C. S.; CUNHA, A. M. D. A.; MALTA, J. V.; OLIVEIRA, C. A.; VAZ, S. R.; and SUGUIO, K. Comments to Angulo et al. 2016 on “Sea-level

fluctuations and coastal evolution in the state of Rio de Janeiro, southeastern – Brazil” by CASTRO et al. 2014, *An. Acad. Bras. Cienc.*, 90, 1369–1375, 2018.

CAVALIER-SMITH, T. The Protozoan Phylum Opalozoa. *Eukaryotic Microbiology*. v. 40. P. 609- 615, 1993.

CAVALIER-SMITH, T., CHAO, E. E. Y. Phylogeny and megasystematics of phagotrophic heterokonts (Kingdom Chromista). *J Mol Evol.*, 62: 388-420, 2006.

CHANG, S. B. R., KIRSCHVINK, J. L. Magnetofossils, the magnetization of sediments, and the evolution of magnetite biomineralization. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 17, ed. 1. p. 169-195, 1989.

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia fluvial: o canal fluvial*. 2 ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1981.

CHUENG K. F. *Inferência da cobertura vegetal e das condições climáticas no Espinhaço Meridional, MG, durante o Quaternário através dos indicadores fitólitos e isótopos de carbono*. Trabalho de Conclusão de Curso (Monografia): UERJ – FFP, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Formação de Professores, Rio de Janeiro, 2012.

CHUENG K. F. *Reconstituição paleoclimática da geodinâmica quaternária na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, através dos indicadores fitólitos e isótopos de carbono*. Dissertação (Mestrado em Dinâmica da Terra e dos Oceanos) - Universidade Federal Fluminense, 2016.

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

COE, H. H. G.; OSTERRIETH, M. L. *Synthesis of Some Phytolith Studies in South America (Brazil and Argentina)*. New York: Nova Science Publishers, 2014, v.1. 280p.

COE, H. H. G., ALEXANDRE, A., CARVALHO, C.N., SANTOS, G.M., SILVA, A.S., SOUSA, L.O.F., LEPSCH, I.F. Changes in Holocenetreecover density in Cabo Frio (Rio de Janeiro, Brazil): evidencefromsoilphytolithassemblages. *QuaternaryInternational*, 2: 1-10, 2012a.

COE, H. H. G.; CHUENG, K.; GOMES, J. G. Mudanças possivelmente antrópicas na cobertura vegetal na região de Búzios, Rio de Janeiro, identificadas através de análises de fitólitos. *RevistaTamoios* (Online), AnoVII, p.60 - 76, 2012b.

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

COE, H.H.G., RAMOS, Y.B.M., SANTOS, C.P., SILVA, A.L.C., SILVESTRE, C.P., BORRELLI, N.L.; SOUSA, L.O.F. Dynamics of production and accumulation of phytolith assemblages in the Restinga of Maricá, Rio de Janeiro, Brazil. *QuaternaryInternational*, 388-89:1 – 12, 2015.

COE, H. H. G.; SOUZA, LUZ, R. C. C.; DUARTE, REZENDE, M.; RICARDO, S. D. F.; MACHADO, FERREIRA, D. O. B.; MACARIO, K. C. D.; SILVA, E. P. Characterisationofphytolithsfromthestratigraphiclayersofthe Sambaqui da Tarioba (Rio das Ostras, RJ, Brazil). *Flora*, v.236-237, p.1 - 8, 2017.

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

COELHO, L. G., BARTH, O. M., CHAVES, H. A. F. Palynological records of environmental changes in Guaratiba mangrove area, Southeast Brazil, in the last 6000 years BP. *PesquiGeocienc* 29: 71–79, 2002.

COELHO, L. G., BARTH, O. M., ARAUJO, D. S. D. Pollen analysis of Holocene sediments from the Poço das Antas National Biological Reserve, Silva Jardim, Rio de Janeiro, Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.* 80: 531–541, 2008.

CORDEIRO, S. H., LORSCHUITTER, M. L. Palynology of Lagoa dos Patos sediments, Rio Grande do Sul, Brazil. *J Paleolimnol* 10: 35–42, 1994.

CRAWFORD, R. M.; Taxonomy and frustular structure of the marine centric diatom *Paraliasulcata*. *J. Phycol.* 15, 200 – 210, 1979.

CRUZ, A. P. S.; BARBOSA, C. F. BLANCO, A. M.; OLIVEIRA, C. A.; SILVA, C. G.; SEOANE, J. C. S. Mid-Late Holocene event registered in organo-siliclast sediments of Lagoa Salgada carbonate system, southeast Brazil. *Climate of the past*, 15, 1363 – 1373, 2019.

DANTAS, M. E. *Geomorfologia do Estado do Rio de Janeiro*. CPRM. 2000.

DANTAS, M. E.; SHINZATO, E.; MEDINA, A. I. M.; SILVA, C. R.; PIMENTEL, J.; LUMBERRAS, J. F.; CALDERANO, S. B.; FILHO, A. DE C. *Diagnóstico Geoambiental do Estado do Rio de Janeiro*. INEA, 2005.

DELHON, C., ALEXANDRE, A., BERGER, J. F., THIÉBAULT, S., BROCHIER, J. L., MEUNIER, J. D. Phytolith assemblages as a promising tool for reconstructing Mediterranean Holocene vegetation. *Quaternary Research*, v.59, n.1, p.48-60, 2003.

DIAS, G. T. M., GORINI, M. A. A Baixada Campista: Estudo morfológico dos ambientes litorâneos. In: *Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*, Camboriú. v. 1. n. 588-602. 1980.

DIAS, G. T. M. O complexo deltaico do rio Paraíba do Sul. In: *Simpósio do Quaternário no Brasil*, 4, Rio de Janeiro, Publicação Especial nº 2:58-74, 1981.

DIAS, G. T. M.; SILVA, C. G.; MALSCHITZKY, I. H.; PIRMEZ, C. A frente deltaica do rio Paraíba do Sul – fisiografia submarina e distribuição sedimentar. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, 1984, Rio de Janeiro (RJ). *Anais do XXXIII CBG*, Rio de Janeiro, 1984 a.

DIAS, G. T. M.; SILVA, C. G.; MALSCHITZKY, I. H.; PIRMEZ, C. A planície deltaica do rio Paraíba do Sul – seqüências sedimentares subsuperficiais. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, 1984, Rio de Janeiro (RJ). *Anais do XXXIII CBG*, Rio de Janeiro, p. 98-101, 1984 b.

DIAS, F. F., BREVES-RAMOS, J., PIMENTA, J., CASTRO, J. W. A., SEOANE, J. C. S. Ocorrência de Agregados de Vermetídeos Vivos e Fósseis em Costões Rochosos no Atlântico Sul. 2011. Em *XII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*, Búzios, 2011.

DIAS, R. R. *Reconstituição paleoambiental de áreas de caatinga da Depressão Sertaneja Setentrional, através de fitólitos e isótopos de carbono*. 2017. Curso (Geografia) - Faculdade de Formação de Professores da UERJ.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. Esquema evolutivo da

sedimentação quaternária nas regiões deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, 11:227-237, 1981.

DOMINGUEZ, J. M. L., BITTENCOURT, A. C. S. P., LEÃO, Z. M. A. N., AZEVEDO, A. E. G. Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 20, p. 208-215, 1990.

EPSTEIN, E. Silicon in plants: Facts vs. Concepts., In: DATNOFF L.E., SNYDER G.H., KORNDÖRFER G.H. (Ed.), *Silicon in Agriculture*. Elsevier, Amsterdam, 1-15, 2001.

FAGHERAZZI, S. Self-organization of tidal deltas. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, v. 105, n. 48, p. 18692-18695, 2008.

FARIA, B. A. C. *Diatomáceas no Contexto da Investigação das Mortes por Afogamento*. Dissertação de Mestrado em Medicina Legal e Ciências Forenses. Faculdade de Medicina da Universidade de Coimbra. 2013.

FARIAS, R. F. A química do tempo: carbono 14. *Qnesc*, v.16, 6-8, novembro, 2002.

FEEMA. *Diagnóstico ambiental do Estado do Rio de Janeiro*. FEEMSA, Rio de Janeiro, 1979.

FERNANDEZ, G. B., ROCHA, T. B. Barreiras costeiras holocênicas: geomorfologia e arquitetura deposicional no litoral do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 16, n. 2, 2015.

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

FIFIELD, L.K. Accelerator mass spectrometry and its applications. *Report Progress in Physics* 62, 1223-1274, 1999.

FIGUEIREDO Jr., A. G.; SILVA, C. G.; SANTOS, V. F.; ARTUSI, L.; SILVA, S. H. F.; GONÇALVES, C. Z.; LAUT, L. L. M.; FIGUEIREDO, C. M. V. Radiometria no delta do Rio Paraíba do Sul e sua correlação com a concentração de minerais pesados ao longo do Quaternário. In: IX Congresso Brasileiro da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2003, Recife. *Livro de Resumos do IX Congresso Brasileiro da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*, v. 1. p. 51-53, 2003.

FISHER, W. L. Facies Characterization of Gulf Coast Basin Delta Systems, with some Holocene Analogues. *Transactions of G.C.A.G.S.*, 19, 1969.

FLEXOR, J. M., MARTIN, L. Sur l'utilisation des grescoquilliers de la région de Salvador (Brésil) dans la reconstruction des lignes de rivage holocènes. In: *International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary*. 1, São Paulo, 1978, Proceedings, São Paulo, IGCP Project 61, p. 343-355, 1979.

FLEXOR, J. M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J. M. L. Gênese dos cordões litorâneos da parte central da costa brasileira. In: LACERDA, L. D. de; ARAUJO, D. S. D. de; CERQUEIRA, R. & TURCQ, B (orgs.). *Restingas: Origem, Estruturas, Processos*. CEUFF, pp. 425-440, Niterói, 1984.

FRANCISCO, J. A. S.; LIMA, A. A.; ARÇARI, D. P. *Datação por Carbono*. UNIFIA, 2011.

FÜRSTENBERGER, C. B. *Interpretações paleolimnológicas do Quaternário Recente a partir da análise da comunidade de diatomáceas (Bacillariophyceae) no sedimento do rio*

Icatu, Município de Xique-Xique, estado da Bahia, Brasil. Tese de Doutorado em Ciências Biológicas. Rio Claro, 2001.

GALLOWAY, W. E. *Process framework for describing the morfologic and stratigraphic evolution of deltaic depositinal system*. Ed. Deltas, Hoston Geol. Society, p. 87- 98, 1975.

GEBÜHR, C.; WILTSHIRE, K. H.; ABERLE, N.; VAN BEUSEKOM, J. E. E.; GERDTS, G. Influence of nutrients, temperature, light and salinity on the occurrence of *Paralia sulcata* at Helgoland Roads, North Sea. *Aquatic Biology*, v.7, 185 – 197, 2009.

GOMES, J. G. *Contribuição Para a Compreensão da Gênese e Evolução de Solos na Bacia do Rio São João, RJ, Através de Análises Fitolíticas*. Monografia, Geografia. URJ/FFP, São Gonçalo, 2012.

GOMES, J. G. *Reconstituições paleoambientais do uso do solo e da cobertura vegetal nas bacias dos rios Macacu e Caceribu, RJ, através de biomineralizações de sílica*. Dissertação de Mestrado. UFF, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2015.

GOMES, J. G., COE, H. H. G., MACARIO, K.D. Uso do bioindicador fitólitos na compreensão da gênese de solos na Bacia do Rio São João, Rio de Janeiro, Brasil. *Revista Tamoios* (Online), 10: 128 – 150, 2014.

GOMES, J. G.; COE, H. H. G.; FIGUEIREDO Jr., A. G.; MACARIO, K. Paleoenvironmental reconstruction of land use and vegetation cover in the Macacu and Caceribu river basins, Rio de Janeiro, Brazil. *In: 10th International Meeting on Phytolith Research*. 2016.

GOMES, J. G., COE, H. H. G., FIGUEIREDO Jr., A. G.; MACARIO, K. D., PINTO, T. R. M. Análise Paleoambiental do Uso e da Cobertura Vegetal das Bacias dos rios Macacu e Caceribu, RJ, Brasil. *In XVI Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário – ABEQUA*, Bertioga, São Paulo, 2017.

GOMES, P. R. S., MACARIO, K. D., ANJOS, R. M., LINARES R, CARVALHO, C., QUEIROZ, E. A new ¹⁴C-AMS facility at UFF-Niterói, Brazil. *American Institute of Physics Conference Series*, v.1265. p.435 – 48, 2010.

GUERREIRO R. L., STEVAUX J. C., PAROLIN M., ASSINE M. L. Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments in ponds and alluvial sediments of upper Paraná river, Brazil. *Rev. Bras. Paleont.*, 16(1): 39-46, 2013.

HARGRAVES, P., VÍQUEZ, R. Spatial and temporal distribution of phytoplankton in the Gulf of Nicoya, Costa Rica. *Bull. Mar. Sci.* 37:577-585, 1985.

HARWOOD, D. M, GERSONDE, R. Lower Cretaceous diatoms from ODP LEG113 Site 693 (Weddell Sea). Part 2: Resting spores, Chrysophycean cysts, an endoskeletal dinoflagellate, and notes on the origin of diatoms. *In Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v.113. Barker, P.F., Kennett, J.P., et al. (eds); College Station, TX (Ocean Drilling Program); 403-425, 1990.

HINKE, S.; GÜNTHER, M.; RÜDIGER, F.; WIENHAUS, O. Analytical methods for the characterisation of leaf surfaces: a contribution to understand the processes of biomineralization. *Applied Surface Science*, 252: 113–116, 2005.

HOOPER, J. N. A.; VAN SOEST, R. W. M. (Eds.) (2002). *Systema Porifera: um guia para a classificação de esponjas*. Kluwer Academic / Plenum Publishers: Nova York, Boston, Dordrecht, Londres, Moscou. 2 volumes. 1706 pp. ISBN 0-306-47260-0.

- HUSSEIN, M. C. S. *Reconstrução Paleoambiental do Holoceno da Lagoa Olho D'Água (Recife-PE) Através da Análise Diatomológica*. Trabalho de Conclusão de Curso – Universidade Guarulhos – Curso de Ciências Biológicas. 86p. 2004.
- INEA/ECOLOGUS. Relatório Ambiental Simplificado – RAS. *Obras de Drenagem e Dragagem dos Canais da Baixada Campista*. Rio de Janeiro, Ecologus Engenharia Consultiva. 2010.
- IRELAND S. 1987. The Holoceneseedimentaryhistoryofcoastallagoonsof Rio de Janeiro state, Brazil. In: TOOLEY M., SHENNAN I. (Ed.). *Sea-level changes*. Oxford: Basil Blackwell Ltd., p.25-66.
- JAHREN, A. H. How and why do Phytoliths form? Biomineralization. *The Phytolitharien. Bulletin of the Society for Phytolith Research*, 9: 2 – 10, 1996.
- KELLY, E.F. Methods for extractingopalphytolithsfromsoilandplant material. In: *Workshop onBioticindicatorsof global change*, Seattle, 1990.
- KIRSCHIVINK, J. L., HAGADORN, J. W. A grand unified theory of biomineralization. *The Biomineralisation of Nano-and Micro-Structures*. p. 139-150,2000.
- KLEIN, C., DUTROW, B. *Manual de Ciência dos Minerais*, 23a ed. Bookman, 2012.
- KNOLL, A., POPE, C., BARTLEY, J. K., PETROV, Y. Molar tooth structures incalcareous nodules, early Neoproterozoic Burovaya Formation, Turukhansk region, Siberia. *Sedimentary Geology* 158, no. 3-4: 235-248. 2003.
- KONDO, R.; CHILDS, C.; ATKINSON, I. *Opal Phytoliths of New Zealand*: ManaakiWhenua Press, 85 p., 1994.
- KORHOLA, A., SMOL, J. P. Ebridians. In.: *Tracking environmental change using lake sediments*. Volume 4: Zoological indicators. Kluwer Academic Publishers. V. 3, p. 225-234, 2001.
- KUNTZ, A.; FREIRE, R. S.; ROWEDLER, J. J. R.; MANSILLA, H.; RODRIGUEZ, J.; DURAN, N.;*Quim. Nova*,22, 425, 1999.
- LABORIAU, L. G.; SENDULSKY, T. Corpos silicosos de gramíneas dos cerrados. In: *Academia Brasileira de Ciência do Solo*, v.38, p.159-170, 1966.
- LALLI, C. M. & PARSONS, T. R. *BiologicalOceanography: AnIntroduction*. Pergamon Press. Oxford, 1993. 301 p.
- LAMEGO, A. R. A Bacia de Campos na geologia litorânea do petróleo. *DNPM-DGM,Bol.* nº 113, 60 p. 1944.
- LAMEGO, A. R. Geologia das Quadrículas de Campos, São Tomé, Lagoa Feia e Xexé. Rio de Janeiro, *DNPM/DGMBol*etim 154: 1-60. 1955.
- LE COHU, M. C. Examen au Microscope Electronique à Balayage des cônes de silice chez les Cypéracées. *C. R. Acad. Sci. Paris*, v.277, p.1301–1303, 1973.
- LEAL, M. G., LORSCHETTER, M. L. Pólen, esporos e demais palinórfos de sedimentos holocênicos de uma floresta paludosa, Encosta Inferior do Nordeste, Rio Grande do Sul, Brasil. *IHERINGIA, Sér. Bot.*, Porto Alegre, v. 61, n. 1-2, p. 13-47, jan./dez. 2006.
- LEPSCH, I. F. Fitólitos em solos sob cerradões do Triângulo Mineiro: relações com atributos e silício adsorvido. *Caminhos de Geografia (UFU)*, v. 6, p. 185, 2006.

- LEPSCH, I. F. *19 lições de Pedologia*. São Paulo. Oficina de Textos, 2011.
- LOBO, E. A. *Utilização de algas diatomáceas epilíticas como indicadoras de qualidade da água em rios e arroios da região hidrográfica de Guaíba, RS, Brasil*. Santa Catarina do Sul. EDUNISC. 127p. 2002.
- LORENTE, F. L., PESSEDA, L. C. R., CALEGARI, M. R., COHEN, M. C. L., ROSSETTI, D., GIANNINI, P. C. F., BUSO Jr., A. A., CASTRO, D. F., FRANÇA, M. C., BENDASSOLLI, J. A., MACARIO, K. Phytoliths as indicators of environmental changes during the Holocene in the northern coast of the Espírito Santo State (Brazil). *Quaternary and Environmental Geosciences*, 06(1): 01-15, 2015.
- LORSCHETTER, M. L. Paleoambientes do sul do Brasil no Quaternário através da Palinologia: revisão dos resultados obtidos. *Rev. Ung. Geociencia*, número especial, p. 197–199, 1997.
- LOWENSTAN, H. A. Minerals formed by organisms. *Science*, 211: 1126-1131, 1981.
- LUCENA, U. P. *Reconstrução da paleovegetação e suas implicações para a dinâmica geomorfológica no Parque Estadual Veredas do Peruaçu, MG, através dos indicadores fitolíticos*. Dissertação de Mestrado. Geografia. UFMG, Universidade Federal de Minas Gerais. 2016.
- LUZ, C. P. F., BARTH, O. M., SILVA, C. G. Spatial distribution of palynomorphs in the surface sediments of the Lagoa do Campelo lake, North region of Rio de Janeiro State, Brazil. *Acta Botanica Brasílica* (Impresso), São Paulo, v. 19, n.4, p. 741-752, 2005.
- LUZ, C. P. F., BARTH, O. M., SILVA, C. G. Dinâmica temporal na Lagoa do Campelo, região norte do estado do Rio de Janeiro, baseada em estudos palinológicos. *Revista Brasileira de Paleontologia*, Rio Grande do Sul, v. 9, n.1, p. 127-136, 2006.
- LUZ, C. P. F., BARTH, O. M., SILVA, C. G. Modern processes of palynomorph deposition at lakes of the northern region of the Rio de Janeiro State, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* (Impresso), v. 82, p. 679-690, 2010.
- LUZ, C. F. P., SILVA, C. G., BARTH, O. M., TURCQ, B. J., MARTIN, L. *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, p. 1-10, 2011.
- MACARIO, K. D., ANJOS, R. M., GOMES, P. R. S., FIGUEIREDO, A. G., SOUZA, C. L., BARBOSA, C. F., COIMBRA, M. M., ELMORE, D. AMS Radiocarbon dating on Campos Basin, Southeast Brazilian Continental Slope. *Nuclear Instruments and Methods in Physical Research B*, v. 223. p. 535 – 539, 2004.
- MACARIO, K. D., BUARQUE, A., SCHEEL-YBERT, R., ANJOS, R. M., GOMES, P. R. S., BEAUCLAIR M., HATTÉ, C. The Long Term Tupiguarani Occupation in Southeastern Brazil. *Radiocarbon* 51, 937 – 946, 2009.
- MACEDO, R. B., CANCELLI, R. R., BAUERMANN, S. G., BOR-DIGNON, S. A. L., NEVES, P. C. P. Palinologia de níveis do Holoceno da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (localidade de Passinhos), Brasil. *Gaea* 3: 68–74, 2007.
- MACHADO, V. *Espongofauna do Paleolago do Cemitério, Catalão, GO*. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado, 2009, 99 p.

- MACHADO, V. S., VOLKMER-RIBEIRO, C., IANUZZI, R. First record of preserved gemmules of a Pleistocene assemblage of freshwater sponges. *Revista Brasileira de Paleontologia* 16(2):169-180, 2013.
- MADELLA, M.; ALEXANDRE, A.; BALL, T. International Code for Phytolith Nomenclature 1.0. *Annals of Botany*, v.96, p.253-260, 2005.
- MARTIN, L. Le quaternaire marin brésilien (Littoral pauliste, sud-fluminense et bahianais). *Cahier ORSTOM série Géologie*, v.13, n.1, p.59-81, 1979-1980.
- MARTIN, L., BITTENCOURT, A. C. S. P., VILAS-BOAS, G. S. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira: datação do máximo da penúltima transgressão. *Ciências da Terra*, v.1, p.16-17, 1982.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; DOMINGUEZ, J. M. L.; DE AZEVEDO, A. E. G. Inversions du sens du transport littoral dans les cordons littoraux de la plaine côtière du Rio Doce, Brésil. Possible liaison avec des modifications de la circulation atmosphérique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, v.298, n. II, p.25-27, 1984.
- MARTIN, L., SUGUIO, K., FLEXOR, J.M., DOMINGUEZ, J. M. L., AZEVEDO, A. E. G. Evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Resumos expandidos*, Rio de Janeiro, SBG, v.1, p.84-97, 1984.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. As flutuações de nível do mar durante o Quaternário Superior e a evolução geológica de deltas brasileiros. *Boletim IG - USP, Publicação Especial* 15, 186p, 1993.
- MARTIN, L., SUGUIO, K., FLEXOR, J. M., DOMINGUEZ, J. M. L., BITTENCOURT, A. C. S. P. Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazilian coast: consequences on coastal plain construction. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 68 (3): 303–354. 1996.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J.M.L., FLEXOR, J.M. 1997. Geologia do Quaternário Costeiro do litoral Norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo. Belo Horizonte, CPRM, 112p.
- MCQUOID, M. R.; HOBSON, A. L. Assessment of Paleoenvironmental conditions on Southern Vancouver Island, British Columbia, Canada, using the marine tychoplankton *Paraliasulcata*. *Diatom Research*, 13: 2, 311 – 321, 1998.
- MCQUOID, M. R.; NORDBERG, K. The diatom *Paraliasulcata* as an environmental indicator species in coastal sediments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 56, 339 – 354, 2003.
- MOTOMURA, H.; FUJII, T.; SUSUKI, M. Silica deposition in relation to ageing of leaf tissues in *Sasaveichii* (Carriere) Rehder (Poaceae, Bambusoideae). *Annals of Botany*, v.93, p.235–248, 2004.
- MUEHE, D.; LIMA, C. F.; BARROS, F. M. L. Rio de Janeiro. In: DIETER MUEHE. (Org.). *Erosão e progradação do litoral brasileiro*. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2006, v. 1, p. 265-296.
- NEUMANN, K.; STRÖMBERG, A. E.; BALL, T.; ALBERT, R.M.; VRYDAGHS, L.; CUMMINGS, L. S. *International Code for Phytolith Nomenclature (ICPN 2.0)*. *Annals of Botany*, XX: 1-11, 2019.

- NEVES, R. A. F., VALENTIN, J. L., FIGUEIREDO, G. M. Morphological description of the gastropod *Heleobia australis* (Hydrobiidae) from egg to hatching. *Braz J Ocean.* 2010. 58(3):247-250.
- OLIVEIRA, R.J.M. Um levantamento quantitativo relativo do gênero *Actinopterychus* Ehrenberg (Chrysophyta-Bacillariophyceae) no estuário do Rio Itiberê, Paranaguá, Paraná, Brasil. *Estud. Biol.* 8:1-27, 1983.
- OLLENDORF, A. L. Archeological implications of a phytolith study at Tel Mique (Ekron), Israel. *J. Field Archaeol.*, v.14, p.453–463, 1987.
- OSTERRIETH, M. L. Biomineralizaciones de hierro y calcio, su rol en procesos biogeoquímicos de secuencias sedimentarias del sudeste bonaerense. *Actas XVI Congreso Geológico Argentino*, III: 255-262, 2005.
- OSTERRIETH, M. Ciclo biogeoquímico del Silicio: Biomineralización silíceas. J. Gallardo Lancho Ed. T(II): *Medio ambiente en Iberoamérica*: 583-590, 2006.
- OSTERRIETH, M. Silicobolitos/silicofitolitos: su rol en la matriz de suelos y paleosuelos de ambientes costeros de Buenos Aires, Argentina. In: Zucol, Osterrieth & Brea (Eds.). *Fitolitos. Estado actual de sus conocimientos en América del Sur*: 119-126, 2008.
- PAISANI, S. D. L., PAISANI, J. C., OSTERRIETH, M. L., PONTELLI, M. E. Significado paleoambiental de fitólitos em registro pedoestratigráfico de paleocabeceira de drenagem - superfície de Palmas/Água Doce (Sul do Brasil). *Geociências* (São Paulo. Online), v. 35, p. 426-442, 2016.
- PAROLIN, M., VOLKMER-RIBEIRO, C., STEVAUX, J. C. Mudanças ambientais durante o Holoceno e final do Pleistoceno indicadas por espongo fácies na região de Taquarussu/MS - Brasil. In: *X Congresso da ABEQUA*, 2005, Guarapari. Boletim de Resumo, 2005. p. 180-180.
- PAROLIN, M.; MEDEANIC, S.; STEVAUX, J. C. Registros palinológicos e mudanças ambientais durante o Holoceno de Taquarussu (MS). *Revista Brasileira de Paleontologia*, Porto Alegre, v. 1, p. 137-148, 2006.
- PAROLIN, M.; VOLKMER-RIBEIRO, C.; STEVAUX, J.C. Use of spongofacies as proxy for river-lake paleohidrology in Quaternary deposits of central-western Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 11:187-198, 2008.
- PAROLIN, M.; GUERREIRO, R. L.; KUERTEN, S.; MENEZES, H. R. Bacias hidrográficas paranaenses. In: PAROLIN, M.; VOLKMER-RIBEIRO, C.; LEANDRINI, J.A. *Abordagem ambiental interdisciplinar em bacias hidrográficas no Estado do Paraná*. Campo Mourão: Editora da Fecilcam. 60-103, 2010.
- PAROLIN, M.; MONTEIRO, M. R.; COE, H. H.G.; COLAVITE, A. P. Considerações Paleoambientais do Holoceno Médio por Meio de Fitólitos na Serra do Cadeado, Paraná. *Revista do Departamento de Geografia (USP)*. v.SBGFA, p.96 - 103, 2017.
- PATRICK, R., REIMER, C. W. *The diatoms of the United States*. Monographs of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia. Part. I, Pennsylvania, 688p. 1966.
- PESSENDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; FREITAS, H. A.; RIBEIRO, A. S.; ARAVENA, R.; BENDASSOLI, J. A.; LEDRU, M. P.; SCHEEL YBERT, R.. Isótopos do carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. In: OLIVEIRA, P.; SUGUIO, K.; GOUVEIA, C. (Org.). *O Quaternário no Brasil*. São Paulo: Holos, p. 75-93, 2005.

PEZZO, M. O assunto é datação por Carbono – 14. In.: *Univerciência*. P.4-6. Dezembro/2002.

PINHO, U. F. *Caracterização do estado do mar na Bacia de Campos*. 145 f. Dissertação de Mestrado. COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2003.

PIPERNO, D. R. Phytolith analysis and tropical paleoecology: Production and taxonomic significance of siliceous forms in new world plant domesticates and wild species. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v.45, n.3-4, p.185-228, 1985.

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

PIPERNO, D. R. *Phytoliths: a comprehensive guide for archaeologists and paleoecologists*. New York: Altamira press, 2006.

PIPERNO, D. R.; BECKER, P. Vegetacional History of a Site in the Central Amazon Basin derived from Phytolith and Charcoal Records from Natural Soils. *Quaternary Research*, v.45, n.2, p.202-209, 1996.

POLIZEL, D.M. *Inclusão de glicerina bruta em substituição parcial ao milho na dieta de ovinos*. Dissertação (Mestrado), 122 p. Universidade de São Paulo, 2014.

PORTER, S. M., KNOLL, A. H. Testate amoebae in the Neoproterozoic Era: evidence from vase-shaped microfossils in the Chuar Group, Grand Canyon. *Paleobiology* 26: 360-385, 2000.

RAMALHO, R. S. *Diagnóstico do Meio Físico como Contribuição ao Planejamento do Uso da Terra do Município de Campos dos Goytacazes, RJ*: UENF, 2005. Tese (Doutorado em Ecologia e Recursos Naturais) – Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro.

RAMOS, A. M.; SANTOS, L. A. R.; FONTES, L. T. G. (Org.). *Normais climatológicas do Brasil 1961-1990*. Brasília, DF: INMET, 2009. 465 p.

RAMOS, Y. B. M. *Coleções de Referência de Assembleias Fitólíticas Modernas na Restinga da Planície Costeira de Maricá, RJ, Para Fins de Reconstituições Paleoambientais*. Monografia, Geografia. UERJ/FFP, São Gonçalo, 2014.

RAMOS, Y. B. M. *Reconstituição Paleoambiental na Ilha Grande Através do Estudo de Fitólitos e Isótopos de Carbono*. Dissertação de Mestrado. UFF, Universidade Federal Fluminense, 2016.

RASBOLD, G. G., MONTEIRO, M., PAROLIN, M., CAXAMBU, M. G., PESSENDA, L. C. R. Caracterização dos tipos morfológicos de fitólitos presentes em *Butia paraguayensis* (Barb. Rodr.) L. H. Bailey (Arecaceae). *Iheringia. Série Botânica*, v. 66, p. 265-270, 2011.

RASBOLD, G. G., PAROLIN, M., CAXAMBU, M. G. Reconstrução paleoambiental de um depósito sedimentar por análises multiproxy, Turvo, Estado do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 19, p. 315-324, 2016.

RAYMONT, E. G. *Plankton and productivity in the oceans*. Oxford: Program Press, 1963.

REBOTIM, A. S. *Foraminíferos planctônicos como indicadores das massas de água a norte e a sul da frente/corrente dos açores: evidências de dados de abundância e isótopos estáveis*. Dissertação. Ciências Biomédicas de Abel Salazar. Universidade do Porto. 2011.

RIBEIRO, G. P.; FIGUEIREDO Jr, A. G.; ROSAS, R. O. Processos costeiros: erosão em Atafona e progradação em Grussaí, São João da Barra (RJ) - Índícios de eventos naturais. In: VI Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2006, Goiania. *Anais do VI SNG. Goiania*: VI SNG, 2006. v. 1. p. 1-11.

ROCHA, A. P. *Reconstituição Paleobiogeoclimática da Depressão de Gouveia (Minas Gerais) no Quaternário através de Análises de Fitólitos e Isótopos de Carbono*. Monografia, Geografia, UERJ/FFP, São Gonçalo, 2014.

ROCHA, T.B. *Morfodinâmica costeira e gestão de orla marítima em costa sob influência fluvial: Borda meridional do atual delta do Rio Paraíba do Sul (RJ)*. 145 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) Instituto Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2009.

ROCHA, T.B.; FERNANDEZ, G.B.; Morfoestratigrafia e radarfácies das barreiras regressivas em Quissamã (RJ). *Revista GEONORTE*, Edição Especial 4, V.10, N.1, p.115-119, 2014. (ISSN 2237-1419)

ROELOFS, A. K. Distributional Patterns and Variation of Valve Diameter of *Paralia Sulcata* in Surface Sediments of Southern British Columbia Inlets. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 18, 165 – 176, 1984.

ROSSETTI, D. F. Ambientes Costeiros. In: FLORENZANO, T. G. (Org). *Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais*. São Paulo: Oficina de Textos, p. 247- 283, 2008.

ROUND, F. E.; CRAWFORD, R. M.; MANN, D. G. *The diatom genera*. New York: Cambridge University Press, 1990. 747p.

ROUND, F.E., R.M. CRAWFORD, D.G. MANN, *The diatoms: biology & morphology of the genera*. Digitally printed ed. 2007, Cambridge: Cambridge University Press. 747p.

RUNGE, F. The opal phytolith inventory of soils in central Africa - quantities, shapes classification, and spectra. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v.107, n.1-2, p.23-53, 1999.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. *História Ecológica da Terra*. 2. ed. São Paulo: Edgar Blucher, 1994.

SANTOS, C. P. *Reconstituição paleoambiental da planície costeira de Maricá, RJ, com base em biomineralizações de sílica*. Tese de Doutorado: UFF, Universidade Federal Fluminense, 2018.

SANTOS, G. M., GOMES, P. R. S., YOKOYAMA, Y., TADA, M., CRESSWELL, R., FIFIELD, K. L. Datação por ^{14}C através de Espectrometria de Massa com Aceleradores. *Revista de Física Aplicada e Instrumentação*, 14, 18 – 29, 1999.

SANTOS, G. M., CORDEIRO, R. C., SILVA FILHO, E. V., GOMES, P. R. S., LACERDA, L. C., SIFEDDINE, A., TURCQ, B. J. Chronology of the Atmospheric Mercury in Lagoa da Pata Basin, Upper Rio Negro Region of Brazilian Amazon. *Radiocarbon*, 43, 801-808, 2001.

SANTOS G. M., SOUTHON, J. R., GRIFFIN, S., BEAUPRE, S. R., DRUFFEL, E. R. M. Ultra small-mass AMS ^{14}C sample preparation and analyses at KCCAMS/UCI Facility. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 259(1):293–302, 2007.

SANTOS, S. T. N. *Reconstrução das Condições Paleoambientais e Paleoclimáticas no Estuário do Tejo Durante o Holocênico (~12000 anos)*. Dissertação de Mestrado em Ciências do Mar – Recursos Marinhos. Universidade do Porto, 2010.

- SANTOS, C. S.; SUGUIO, K.; MORAES, F. C.; SALLUN, A. E. M.; GARCIA, M. J.; DE OLIVEIRA, P. E.; MEDEIROS, V. B.; SALLUN FILHO, W. Caracterização dos tipos de espículas de esponjassilicosas encontradas em sedimentos paleolacustres coletados na estação ecológica de Juréia-Itatins, São Paulo. *Revista UnG – Geociências*, v. 10, N. 1, p. 64 – 73, 2011.
- SCURFIELD, G.; ANDERSON, C. A.; SEGNET, E. R. Silica in wood stems. *Aust. J. Bot.*, v.22, p.211-229, 1978.
- SEBRAE/RJ. *Painel regional: Norte Fluminense / Observatório Sebrae/RJ*. -- Rio de Janeiro, 2015.
- SEIXAS, A. P. *Reconstituição Paleobiogeoclimática de Registros Sedimentares Fluviais no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, através de Análises Fitolíticas e de Isótopos de Carbono*. Monografia, Geografia. UERJ/FFP, 2015.
- SEIXAS, A. P. *Condições Paleoambientais associadas à ocorrência de stone-lines em Latossolo no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul-RJ*. Dissertação (Dinâmica dos Oceanos e da Terra) - Universidade Federal Fluminense, 2017.
- SILVA, C. G. *Estudo da evolução geológica e geomorfológica da região da Lagoa Feia, RJ*. 116 f. Dissertação (Mestrado em Geologia). Instituto Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1987.
- SILVA, K. C.; MENEZES, H. R.; PAROLIN, M. Avaliação da presença de esponjas continentais nas hidrográficas do rio Formoso e Sem Passo no município de Campo Mourão e Luiziana. In: *IV - Encontro de Produção Científica e Tecnológica da Fecilcam*, 2009, Campo Mourão: Editora da Fecilcam.
- SILVA, K. C., PAROLIN, M., BISSA, W. M. Espículas de esponjas vs variações do nível relativo do mar na região de Iguape, Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia* v. 15 n. 3, p. 319-326, Set/Dez. 2012.
- SILVA, S. T. D., LABOURIAU, L. G. Corpos Silicosos de Gramíneas dos Cerrados - III. *Pesq. Agropec. Bras.*, v. 5, p. 167-182, 1970.
- SILVA, M. C. P., VEITENHEIMER-MENDES, I. L. Nova espécie de *Heleobia* (Rissooidea, Hydrobiidae) da planície costeira do sul do Brasil. *Iheringia, Sér. Zool.* Mar;94(1): 89-94, 2004.
- SOFFIATI NETTO, A. A. Histórico Sócio-ecológico: Aspectos históricos das lagoas do norte do estado do Rio de Janeiro In: ESTEVES, Francisco de Assis. *Ecologia das lagoas costeiras*. Macaé: NUPEM, 1998.
- SOUZA, M. H. S. *Clima de ondas ao norte do Estado do Rio de Janeiro*. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) – COPPE. Universidade Federal do Rio de Janeiro: Rio de Janeiro, 1988.
- SOUZA, C. R. G., SUGUIO, K., OLIVEIRA, A. M. S. DE OLIVEIRA, P. E. *Quaternário do Brasil*. Holos Editora, Ribeirão Preto, São Paulo, p.382, 2005.
- SOUZA, A. O.; PEREZ FILHO, A. Análises granulométricas e microscópicas para a identificação de descontinuidades em coberturas superficiais associadas a baixos terraços no Baixo Paraíba do Sul – RJ. In: XVIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, Fortaleza – CE. 2019. *Anais do XVIII SBGFA*, Fortaleza, 2019.
- SOUZA, R. C. C. L.; LIMA, T. A.; SILVA, E. P. Conchas marinhas de sambaquis do Brasil. 1. ed. Rio de Janeiro: Technical Books Editora, 2011. v. 1. 254p.

STOERMER, E F. e SMOL, J. P. *The diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences*. Cambridge University Press, 469 p. 2001.

SUGUIO, K. Introdução a Sedimentação Deltaica. In: K. SUGUIO et al. (eds.) Roteiro de excursão geológica à região do complexo deltaico do Rio Paraíba do Sul. (Rio de Janeiro): 3-37. CTCQ – SBG, CENPES – Petrobras – IG-USP – UFRJ. *Simpósio do Quaternário no Brasil*, IV, Rio de Janeiro. Publ. Esp. Nº 2. Rio de Janeiro, 1981.

SUGUIO, K. *Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais: passado + presente = futuro?* Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, São Paulo, 366p. 1999.

SUGUIO K., MARTIN L. Formações Quaternárias Marinhas do Litoral Paulista e Sul Fluminense. In: *Intern. Symp. on Coastal in the Quaternary*, 1-55, 1978.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L. Evolução da planície costeira do Rio Doce durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar. *Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil*, p. 93–116. 1982.

SUGUIO, K., MARTIN, L., BITTENCOURT, A. C. S. P., DOMINGUEZ, J. M. L., FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G. Flutuações do nível relativo do mar durante o quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*. V. 15, p. 273-286. 1985.

SUTER, J.R. Deltaic Coasts. In: CARTER, R.W.G. & WOODROFE, C.D. *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press. Chapter 3, p.87- 120, 1995.

STUIVER, M., POLACH, H. A. Discussion: reporting of ¹⁴C data. *Radiocarbon* 19(3):355–63, 1977.

TOMAZELLO Filho, M; BOTOSSO, P. C.; LISI, C. S. Análise e aplicação dos anéis de crescimento das árvores como indicadores ambientais: dendrocronologia e dendroclimatologia. In: Maia, N. B., Martos, H. L.; Barrella, W. *Indicadores ambientais: conceitos e aplicações*. São Paulo: Educ. p. 117-143, 2001.

TWISS, C. Dust deposition and opal phytoliths in the Great Plains. *Transactions of the Nebraska Academy of Sciences*, v. XI, n. special issue, p.73-82, 1969.

TWISS, C. Predicted world distribution of S3 and S4 grass phytoliths. In: G. RAPP, J.; MULHOLAND, S. C. (Ed.). *Phytolith Systematics*. New York: Plenum Press, 1992.

VASCONCELOS, S. C. *Evolução Morfológica das Barreiras Arenosas ao Norte da Desembocadura do Rio Paraíba do Sul, RJ*. Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da UFF. Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2010.

VASCONCELOS, S. C. *Morfoestratigrafia da Planície Costeira ao Norte do Rio Paraíba do Sul (RJ)*. Tese de Doutorado. UFF - Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2016.

VASCONCELOS, S. C.; ROCHA, T. B.; PEREIRA, T. G.; ALVES, A. R.; FERNANDEZ, G. B. Gênese e Morfodinâmica das Barreiras Arenosas no Flanco Norte do Delta do Rio Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 17, p. 291-308, 2016.

VILANO, W. F. *Aspectos Biogeográficos e Paleogeográficos de Costões rochosos de Ubatuba – São Paulo*. Dissertação. Departamento de Geografia Física–USP, São Paulo, 2013.

VILAS BOAS, G.S., MARTIN, L., BITTENCOURT, A.C.S.P., FLEXOR, J.M. Paleogeographic and paleoclimatic evolution during the Quaternary in the Northern half

- of the coast of the State of Bahia, Brazil. In: K. Suguio, R.R. Fairchild, L. Martin e J.M. Flexor (eds.), *Proceedings of the 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary*, São Paulo: 254-263, 1979.
- VOLKMER-RIBEIRO, C. Esponjas: In: JOLY, C. A.; BICUDO, C. E de M. (Orgs.). *Biodiversidade do est. 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.; PAULS, S. M. Esponjas de água Dulce (Porífera: Demospongiae) de Venezuela. *Acta Biológica Venezuelana*, v. 20, n. 1, p.1 -28, 2000.
- VOLKMER-RIBEIRO, C.; PAROLIN, M. As esponjas. In: PAROLIN, M; VOLKMER-RIBEIRO, C; LEANDRINE, J. A. (Org.). *Abordagem ambiental interdisciplinar em bacias hidrográficas no Estado do Paraná*. Campo Mourão: Editora da Fecilcam, p. 105-130, 2010.
- VOLKMER-RIBEIRO, C. & MACHADO, V. S. (2007) Freshwatersponges (Porifera, Demospongiae) indicators of some coastal habitats in South America: Redescriptions and key to identification. *Iheringia, Série Zoologia*, 97 (2), 157–167.
- VRYDAGHS, L.; DOUTRELEPONT, H. Analyses phytolithariennes: acquis et perspectives. In: SERVANT-VILDARY, S., SERVANT, M. (Eds.). *Dynamiques à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux*. Paris: UNESCO, 2000.
- VYDOTTO, E. *Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Parque Estadual da Ilha Cardoso, SP, durante o Quaternário Tardio*. Tese de doutorado – Universidade de São Paulo, Piracicaba, 199 p. 2008.
- WALLIS, L. An overview of leaf phytolith production patterns in selected northwest Australian flora. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v.125, p.201-248, 2003.
- WATERS, C. N., ZALASIEWICZ, J., SUMMERHAYES, C., BARNOSKY, A. D., POIRIER, C., GAŁUSZKA, A. The Anthropocene is functionally and stratigraphically distinct from the Holocene. *Science*, v. 351, n. 6269, p. 22-26, 2016.
- 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.
- WEINER, S., DOVE, P. M. An Overview of Biomineralization Processes and the Problem of the Vital Effect, In DOVE, P. M., DE YOREO, J. J., WEINER, S., Editors, Biomineralization: Washington, D. C. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 54, p. 1–29, 2003.
- WELLE, B. J. H. On the occurrence of silica grains in the secondary xylem of the Chrysobalanaceae. *Iawa Bull.*, v.2, p.19-29, 1976.
- ZHANG, J.; TOMCZAK, M.; LI, C.; WITKOWSKI, A.; QIU, Y.; CHEN, H.; GAO, H. *Significance of the *Paraliasulcata* fossil record in palaeoenvironmental reconstruction of the SE Asia marginal seas over the Last Glacial Cycle*. Geological Society, London, Special Publications, 429, 2015.
- ZONG, Y. Implications of *Paraliasulcata* abundance in Scottish isolation basins. *Diatom research*. Taylor & Francis. 12:1, 125-150, 2011.