



Universidade Federal do Rio de Janeiro
Instituto de Geociências
Programa de Pós Graduação em Geologia

**TUFAS CALCÁRIAS DA SERRA DO CÂNDIDO, MUNICÍPIO DE
ITAOCARA (RJ):
Caracterização, contexto genético e cronologia**

ELIZA CRISTINA CELIS CORRÊA

Rio de Janeiro
Julho de 2011



UFRJ

**TUFAS CALCÁRIAS DA SERRA DO CÂNDIDO, MUNICÍPIO DE
ITAOCARA (RJ):
Caracterização, contexto genético e cronologia**

Eliza Cristina Celis Corrêa

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Mestre em Ciências (Geologia).

Orientadores Acadêmicos:

Renato Rodriguez Cabral Ramos
Marcelo de Araujo Carvalho

Rio de Janeiro
Julho de 2011

**TUFAS CALCÁRIAS DA SERRA DO CÂNDIDO, MUNICÍPIO DE
ITAOCARA (RJ):
Caracterização, contexto genético e cronologia**

Eliza Cristina Celis Corrêa

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Mestre em Ciências (Geologia).

Aprovada por:

Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida, D,Sc. (UFRJ)

Dra. Elisamara Sabadini Santos, D,Sc. (UFF)

Dra. Jane Nobre Lopes, D,Sc. (CPRM)

Rio de Janeiro
Julho de 2011

CORRÊA, Eliza Cristina Celis.

Tufas Calcárias do Centro Norte Fluminense: Caracterização, contexto genético e cronologia / Eliza Cristina Celis Corrêa – Rio de Janeiro, 2011: UFRJ/IGEO, 2011.

xiv, 104f., anexos, 29,7 cm

Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal Fluminense – UFRJ, Instituto de Geociências, Programa de Pós Graduação em Geologia, 2011.

Orientadores: Renato Rodriguez Cabral Ramos & Marcelo de Araujo Carvalho.

- | | | |
|---------------------|----------------|------------|
| 1. Tufas calcárias | 2. Petrografia | 3. Datação |
| 4. Geomicrobiologia | 5. Palinologia | |

I – IG/UFRJ II – Título da série

Dedico este trabalho aos meus pais, pelo incentivo e apoio emocional de sempre, ao meu irmão e à minha cunhada, pelos conselhos sempre oportunos, às minhas sobrinhas que são a alegria da minha vida e ao meu noivo e cúmplice, Tadeu.

AGRADECIMENTOS

Inicialmente gostaria de agradecer à minha co-orientadora não oficial Mirian Crapez, por seu entusiasmo que contagia e pela dedicação a mim concedida.

À Capes pela bolsa de mestrado e à PROAPP pelo financiamento dos trabalhos de campo.

À Christina B. Pinto da Secretaria do programa de Pós Graduação em Geologia, que me socorreu tantas vezes ao longo desta minha jornada.

À Daniella da Costa Pereira, Leonisa Sanchez-Nuñez, Sinda Beatriz Vianna Carvalhal Gomes pela paciência e pelo auxílio (imprescindível) durante a realização dos procedimentos laboratoriais no *Departamento de Biologia Marinha* da UFF.

A Luciano Gandin Machado, por ter me ensinado a usar o *Corel Draw* e por ser sempre tão solícito.

À minha amiga Clarissa Mattana, à Aline Freitas e a Jean Pierre Ybert pela despreziosa ajuda na leitura e montagem das lâminas palinológicas.

Ao geólogo Felipe Simbras, ao estudante de Geografia Guilherme Panno Vieira e aos estudantes de geologia Davi Bortoloti, Fernando Cardoso Duarte, Filipe Rocha, Frederico Zavam, Sabrina Barroso da Silva, Rennan Cavalcanti e Ygor dos Santos Rocha pela ajuda nos trabalhos de campo e pelas alegrias compartilhadas durante as viagens.

Ao professor Leonardo Ávilla e a bióloga Gisele Regina Winck por cederem algumas das fotos utilizadas nesta dissertação

Ao professor Marcos Godoy, pelas datações das amostras.

A Seu Dadinho e sua esposa e a João Gualberto da fazenda Formosa das Pias por receber a todos os participantes dos trabalhos de campo de forma tão calorosa e acolhedora. Também agradeço pelas valiosas informações locais adquiridas durante estas visitas.

A Martin Pedley e Ivo Karmann pelos esclarecimentos acerca das definições e classificações dos depósitos.

Aos meus orientadores Renato Cabral e Marcelo Araujo, pelo apoio, pela amizade, confiança e por todas as nossas divagações.

A todos que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho, muito obrigada!

RESUMO

TUFAS CALCÁRIAS DA SERRA DO CÂNDIDO, MUNICÍPIO DE ITAOCARA (RJ):
Caracterização, contexto genético e cronologia.

Eliza Cristina Celis Corrêa

Orientador (es): Renato Rodriguez Cabral Ramos e Marcelo de Araujo Carvalho.

Resumo da Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Ciências (Geologia).

Tufas calcárias são depósitos carbonáticos continentais formados em superfície sob condições não termais. Este tipo de rocha ocorre em ambientes deposicionais de características hidrológicas distintas e sua construção envolve processos bioquímicos (precipitação por bioindução ou bioinfluência) e/ou físico-químicos. A única ocorrência de tufas no Rio de Janeiro foi registrada na Serra do Cândido localizada entre os municípios de Cantagalo e Itaocara. O substrato geológico desta área apresenta lentes descontínuas de mármore calcítico que quando intemperizadas fornecem os elementos químicos necessários para a construção destes depósitos carbonáticos secundários. Ao longo das encostas da Serra do Cândido, foram registrados, até o momento 10 depósitos de tufa, dentre os quais, 4 foram escolhidos para serem analisados: Boi Morto, 18 de Março, Caxangá I e Mirindiba Maior. Todos estes depósitos foram incluídos em um mesmo modelo deposicional, denominado de *tufa de vertente*. A fim de elucidar de que forma e em que contexto as tufas da região têm se desenvolvido, foram feitas datações, análises petrográficas e palinológicas nos depósitos inativos e análises microbiológicas nos ativos. Há cerca de 25.000 anos AP, época em que os maiores depósitos formaram-se, a Terra passava por um período de seca. Para a região, este dado é corroborado pela presença de grãos de pólen de plantas de Cerrado, encontrados nas lâminas palinológicas elaboradas a partir de amostras do depósito Caxangá I. Entretanto, a presença de plantas típicas de ambientes pantanosos indica que localmente havia disponibilidade de água. Como o clima era predominantemente seco, a contribuição de águas subterrâneas ricas em CaCO₃ era responsável pela manutenção da construção de depósitos tufáceos na época. O represamento desta água favoreceu o desenvolvimento de litofácies fitohermais-estromatolíticas. A partir das análises microbiológicas observou-se que a influência da atividade microbiana na formação das tufas é importante não apenas em sistemas palustres e lacustres, como também nas cascatas. Acredita-se que a precipitação carbonática seja perene com períodos de interrupção aleatórios. Atualmente observa-se que em épocas de seca, a redução do fluxo d'água favorece uma precipitação química ou bioinfluenciada, já em períodos úmidos, a precipitação bioinduzida é favorecida.

Palavras-chave: tufas calcárias, petrografia, microbiologia, palinologia.

ABSTRACT**TUFAS CALCARIAS FROM SERRA DO CÂNDIDO, ITAOCARA CITY (RJ):
characterization, genetic background and chronology**

Eliza Cristina Celis Corrêa

Supervisors: Renato Rodriguez Cabral Ramos and Marcelo de Araujo Carvalho.

Abstract of MSc. thesis presented at Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, as part of requirements to obtain the Title of Master of Sciences (Geology).

Calcareous tufas are continental carbonate deposits formed on air-surface under freshwater settings. This rock occurs at depositional environments with distinct hydrologic characteristics and its building includes biochemical (precipitation by bioinduction or bioinfluence) and/or physico-chemical processes. The unique occurrence of tufa in Rio de Janeiro state was recorded at the Serra do Cândido placed between Cantagalo and Itaocara cities. The geologic substrate shows discontinuous lens of calcitic marble, that when weathered liberates chemical elements for the construction of the secondary carbonate deposits. All over the Serra do Candid's hillslope were recorded, 10 deposits, 4 of them were chosen for this study: Boi Morto, 18 de março, Caxangá I and Mirindiba Maior. All deposits were included in the same depositional model, named perched springline. To elucidate how and in which context the local tufas are being developed, petrographic analysis, palynology investigation (only Caxangá I) and the age determinations of the inactive deposits were carried out. Moreover microbiologic analysis was performed. About 25.000 years AP, when the deposits developed, the Earth was dryer than today. Based on Cerrado pollen grains the results confirmed the dry period related to glacial phase. Nevertheless, the presence of typical paludal plants indicates that water was available locally. As the climate was mainly dry, the underground water, full of CaCO₃, was responsible for the maintenance of the tufas growth. The water damming favored the development fitoherm-stromatolitic lithofacies. The results of microbiologic analysis indicate a microbial activity influenced not only the formation of tufas at paludal and lake places, but also cascade systems. We believe that the carbonate precipitation is perennial with random interruptions periods. Currently, in dry seasons, the low waterflow favors the chemical or the bioinfluenced precipitations. In wet seasons, the tufa formation occurs mainly by bioinduced precipitation.

Key-words: calcareous tufas, petrography, microbiology, palynology.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização dos depósitos de tufas calcárias ao longo da Serra do Cândido (*Google Earth, 2011* acessada em 23 de maio de 2011).

Figura 2: Localização da região Centro Norte e da Serra do Cândido no estado do Rio de Janeiro. *Imagem Landsat* (MIRANDA, 2005).

Figura 3: (a) Abrigo-sob-rocha do depósito Caxangá I (novembro de 2006); (b) Vista lateral do depósito Mirindiba Maior (fevereiro de 2010); (c) Cascata da tufa 18 de Março (setembro de 2008); (d) Depósito Boi Morto durante a época de seca em 2006 (novembro de 2006, Fonte: Nicola, 2006).

Figura 4: Bloco rolado de mármore calcítico sacaroidal da Unidade São Joaquim.

Figura 5: Mapa e perfil geológico-estrutural do Domínio Italva na região Centro Norte do Estado do Rio de Janeiro. Em vermelho está destacada a área de estudo (PEIXOTO & HEILBRON, 2010).

Figura 6: Observar as pastagens no sopé da serra do Cândido, enquanto nas encostas e nos topos de morro ocorre a chamada de floresta estacional semidecidual, cuja composição se aproxima da vegetação original (*Imagens obtidas em maio de 2009*).

Figura 7: Coleta de sedimento para análises microbiológicas em depósito de tufa em cascata (*Imagem obtida em junho de 2010*).

Figura 8: Observação do método para sulfato redução. Perceber a mudança de cor induzida pela mudança de pH, nas duas primeiras diluições.

Figuras 9: (a) À direita, aspecto geral do abrigo-sob-rocha do Caxangá I. (b) À esquerda, detalhe do pavimento do abrigo-sob-rocha de onde foram coletadas as amostras para datação (Imagens obtidas por NICOLA, 2006).

Figura 10: Depósito de tufa Mirindiba Maior, localizado na vertente NW da Serra do Cândido. (Imagem obtida em fevereiro de 2010).

Figura 11: Esquema mostrando o ambiente de formação dos tipos de depósitos carbonáticos continentais. Notar que, no caso, as tufas e os travertinos não apresentam diferenças (PENTECOST & VILLES, 1994 *apud* CORRÊA, 2006).

Figura 12: Bacias de travertino na gruta Novo Tempo, distrito de Boa Sorte, município de Cantagalo/RJ (Fonte: *Sociedade Carioca de Pesquisas Espeleológicas*)

Figura 13: Tufa lacustre no Parque Nacional Ruidera, Espanha (imagem retirada de Pedley, 2009).

Figura 14: Observar os depósitos fluviais de barragem no parque de Plitvice na Croácia.

Figura 15: (a) escarpa da Formação Xaraiés na Serra das Araras, MT; (b) tufa em cascata na Serra da Bodoquena, MS.

Figura 16: Distribuição dos principais depósitos de tufas em território brasileiro (adaptada e CORRÊA, 2006).

Figura 17: Molde de tronco em tufa intraclástica detrítica no depósito 18 de Março (Fonte: SPEC, anos 1990)

Figura 18: abaixo: Localização e identificação dos depósitos desenvolvidos a sudeste da serra do Cândido: Boi Morto, 18 de março e Caxangá; acima: depósitos desenvolvidos a noroeste da serra do Cândido: Mirindiba Menor, Mirindiba Maior e Mirindiba Mirim, todos inativos.

Figura 19: Localização dos depósitos de tufa calcária na Serra do Cândido, no município de Itaocara. Os depósitos em azul foram aqueles estudados nessa Dissertação.

Figura 20: *Acima*: Croqui topográfico do abrigo-sob-rocha Caxangá I. *Abaixo*: Seções transversais da cavidade.

Figura 21 (à esquerda): Vista frontal do depósito de tufa Caxangá I (Fonte: Nicola, 2006)

Figura 22 (à direita): Panorama lateral do depósito de tufa (abrigo-sob-rocha) do Caxangá I.

Figura 23: Modelo evolutivo do abrigo-sob-rocha Caxangá I. (I) escarpa de mármore; (II) erosão da escarpa e deposição de calhaus e matacões desta litologia na base da escarpa; (III) início da progressão do depósito de tufa no topo da escarpa, através da incrustação de briófitas e raízes pendentes; cimentação por carbonato de cálcio do depósito rudáceo da base da escarpa; (IV) progressão do dossel de tufa; formação de estalactites e dos oncólitos; e início da formação do pavimento do abrigo; (V) progressão do dossel de tufa; formação do pavimento do abrigo (estromatólitos) e dos espeleotemas (estalactites, estalagmites, colunas, cortinas, *micro-gours*).

Figura 24: Moldes de raízes presentes nas tufas do abrigo-sob-rocha do Caxangá I.

Figura 25: (a) base do pavimento do abrigo-sob-rocha do Caxangá I constituída por brecha sustentada por calhaus e matacões de mármore, cimentados por carbonato de cálcio; (b) detalhe da brecha destacando-se o elevado conteúdo de seixos angulosos de quartzo.

Figura 26: Oncólitos (pérolas de cavernas) formadas na base do depósito Caxangá I. (imagens obtidas por Renato R.C. Ramos em setembro de 2008).

Figura 27: Aspectos do interior do abrigo-sob-rocha Caxangá 1 (Fonte: Nicola, 2006)

Figura 28: (a) Espeleotemas do tipo cortinas e micro-*gours* no interior do abrigo. (b) Paleosuperfície do pavimento do abrigo cimentado por carbonato de cálcio.

Figura 29: (a) Estruturas de estromatólitos domais no pavimento do abrigo Caxangá I; (b) Amostra de topo do depósito de tufa Caxangá 1. Observar as laminações onduladas do estromatólito domal. *Foto: Eliza Corrêa em novembro de 2010.*

Figura 30: Depósito de tufa Caxangá II

Figura 31: Vista lateral do depósito Caxangá II e modelo de tufa de vertente de Pedley (1990)

Figura 32: Perfil sintético da base do abrigo sob rocha Caxangá 1.

Figura 33 (à esquerda): Lateral do depósito Mirindiba Maior.

Figura 34 (à direita): Detalhe do depósito da base de Mirindiba Maior, formado por *tufas fitohermais-estromatolíticas*.

Figura 35: Panorama da área onde ocorre o depósito de tufa 18 de Março.

Figura 36: (a) Junta horizontal no mármore calcítico. (b) ressurgência de água através de junta no local dos pontos de coleta 0a e 0b.

Figura 37: (a) Tufa de vertente ativa. (b) Tufa de vertente inativa.

Figura 38: Depósitos ativos e desativados na localidade 18 de Março. Presença de duas litofácies: fitohermal-estromatolítica, relacionada à cascata e fitoclástica, relacionada aos lagos que se formam a frente das cascatas.

Figura 39: Panorama do depósito Boi Morto, no sopé da Serra do Cândido (setembro de 2010).

Figura 40: À esquerda, depósito Boi Morto em outubro de 2006, completamente seco e, a direita, o mesmo em junho de 2010.

Figura 41: (a) Amostra MN168RS retirada do depósito 18 de Março e (b) amostra MN186RS, retirada do depósito Mirindiba. Ambas apresentam elevada porosidade formada por abundantes moldes de vegetais decompostos.

Figura 42: Fotomicrografia da amostra MN186RS (Mirindiba). Molde de folha preenchido por cimento carbonático.

Figura 43: Fotomicrografia da amostra MN168RS (18 de Março). Orifício de raiz preenchido por sedimentos siliciclásticos possivelmente pós-deposicionais aprisionados e cimentados.

Figura 44: Fotomicrografia da amostra MN168RS (18 de Março). Possível talo de macrófita incrustado.

Figura 45: Fotomicrografia da amostra MN168RS (18 de Março). Acima: cortes transversais de raízes e rizóides; abaixo: estrutura laminada de origem microbiana.

Figura 46: Fotomicrografia da amostra MN168RS (18 de Março). Bolha incrustada pelo processo de nucleação física.

Figura 47: (a) Amostra MN185RS do depósito 18 de Março apresentando intercalações de lâminas maciças e porosas; (b) Amostra MN187RS do depósito Mirindiba Maior é homogênea e não apresenta intercalações notórias.

Figura 48: Fotomicrografias da amostra MN185RS (depósito 18 de Março). Estrutura arborescente formada por cristais carbonáticos.

Figura 49: Fotomicrografias da amostra MN185RS (18 de Março). Filamentos radiados de cianobactérias.

Figura 50: Fotomicrografias da amostra MN188RS (Mirindiba Maior). Microfácies laminada-grumosa e microdetritica.

Figura 51: Fotomicrografias da amostra MN187RS do depósito Mirindiba Maior. (a e b) Possíveis talos de alga Carácea.

Figura 52: Fotomicrografias da amostra MN182RS (Caxangá I). Natureza peloidal da fábrica grumosa

Figura 53: Fotomicrografias da amostra MN182RS (Caxangá I). Textura laminada gradando para textura grumosa.

Figura 54: Fotomicrografias da amostra MN182RS (Caxangá I). Estruturas estromatolíticas.

Figura 55: Fotomicrografias da amostra MN179RS (18 de Março). Transição de uma textura mais porosa rica em raízes e rizóides de macrófitas e uma textura mais densa formada pela trama de cianobactérias

Figura 56: Fotomicrografia da amostra MN169RS (18 de Março). Presença de microestruturas estromatolíticas acima de uma textura grumosa.

Figura 57: Fotomicrografia da amostra MN169RS (18 de Março). Sequências de precipitações químicas e biológicas.

Figura 58: Fotomicrografia da amostra MN169RS (18 de Março). Buraco possivelmente construído por larva ou organismos vermiforme (seta vermelha).

Figura 59: Fotomicrografia da amostra MN178RS (18 de Março). Sequências de texturas e tipos de precipitação – química (seta preta) e bioquímicas (seta vermelha);

Figura 60: Fotomicrografia da amostra MN178RS (18 de Março). Aproximação da sequências de texturas e tipos de precipitação (química - seta preta e bioquímicas - seta vermelha);

Figura 61: Fotomicrografia da amostra MN178RS (18 de Março). O seqüenciamento repete-se por toda a lâmina (químico – seta preta; bioquímico – seta vermelha).

Figura 62: Fotomicrografia da amostra MN178RS (18 de Março). Textura laminada de origem microbiana (seta vermelha) seguida de textura porosa (seta preta).

Figura 63: Fotomicrografia da amostra MN178RS (18 de Março). Raiz ou rizóides de macrófitas.

Figura 64: Fotomicrografia da amostra MN178RS (18 de Março). Sedimentos siliciclásticos sindeposicionais cimentados por carbonato de cálcio.

Figura 65: Fotomicrografia da amostra MN173RS (18 de Março). Textura grumosa e estruturas semelhantes a estromatólitos domais;

Figura 66: Fotomicrografia da amostra MN173RS (18 de Março). Crescimentos de cianobactérias filamentosas no entorno do molde de raiz.

Figura 67: Arenito seixoso comentado por CaCO_3 no depósito 18 de Março

Figura 68: Antera contendo grão de pólen de Bombaceae.

Figura 69: Grãos de pólen das famílias Bombaceae, Malvaceae, Euphorbiaceae, Asteraceae e Erythroxylaceae.

Figura 70: Aglomerado de Euphorbiaceae (possivelmente *Bernardia*).

Figura 71: Aglomerado de *Dalechampia*.

Figura 72: Depósito 18 de Março - deposição atual de carbonato em matéria vegetal a partir da ressurgência de águas com elevado grau de dureza por fraturas horizontais.

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Identificação das amostras de mão, nome dos depósitos de onde estas foram retiradas e número de lâminas produzidas para cada amostra. Em **negrito** as amostras selecionadas para a análise petrográfica.

Quadro 2: Localização e identificação dos pontos de coleta de água e sedimentos.

Quadro 3: Classificação faciológica adaptada de Pedley (1990) e Ford & Pedley (1996).

Quadro 4: Modelos de ambientes deposicionais de tufas adaptado de Pedley (1990), Ford & Pedley (1996) e Carthew (2003a).

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Número de diluições feitas para cada amostra coletada nas diferentes campanhas.

Tabela 2: Número de diluições feitas para cada amostra coletada nas diferentes campanhas.

Tabela 3: Parâmetros físico-químicos medido com sonda multiparâmetros.

Tabela 4: Resultado CB (carbono bacteriano) para as três campanhas realizadas entre julho de 2010 e janeiro de 2011.

Tabela 5: Resultado número mais provável de sulfato-redutoras e fermentativas para as três campanhas realizadas entre Julho de 2010 e Janeiro de 2011.

Tabela 6: Datações absolutas por ^{14}C – idade radiocarbônica e idade calibrada.

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1: Resultado das razões *Pachira/Dalechampea* (U/S) nas lâminas SSS vermelha MP e SSS azul MP retiradas do abrigo sob rocha Caxangá I.

Gráficos 2: Variação do CB (carbono bacteriano) de bactérias heterotróficas ao longo das 3 campanhas.

Gráfico 3: Variação do CB (carbono bacteriano) de bactérias autotróficas ao longo das 3 campanhas.

Gráficos 4: Variação das bactérias sulfato redutoras ao longo das três campanhas.

Gráficos 5: Variação das bactérias fermentativas ao longo das três campanhas.

SUMÁRIO

RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE QUADROS	xiv
LISTA DE TABELAS	xv
LISTA DE GRÁFICOS	xvi
Capítulo 1: INTRODUÇÃO	1
1.1 Apresentação	1
1.2 Justificativa	2
1.3 Objetivos	3
1.3.1 <u>Objetivo Geral</u>	3
1.3.2 <u>Objetivos específicos</u>	3
Capítulo 2: ÁREA DE ESTUDO	4
2.1 Localização e Acessos	4
2.2 Fisiografia regional	8
2.2.1 <u>Clima</u>	8
2.2.2 <u>Geomorfologia</u>	8
2.2.3 <u>Geologia</u>	9
2.2.4 <u>Flora</u>	11
Capítulo 3: METODOLOGIA	13
3.1 Revisão bibliográfica	13
3.2 Trabalhos de campo	13
3.2.1 <u>Topografia</u>	14
3.2.2 <u>Perfis colunares</u>	14
3.3 Análises Laboratoriais	15
3.3.1 <u>Petrografia</u>	15
3.3.2 <u>Palinologia</u>	16
3.3.3 <u>Análise Microbiológica</u>	16
3.3.4 <u>Datação</u>	21

Capítulo 4: FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	23
4.1 O carste	23
4.2 Terminologia	24
4.3 Tufas calcárias	27
4.3.1 <u>Características Gerais</u>	27
4.3.2 <u>Gênese de tufas</u>	27
4.3.3 <u>A nucleação</u>	29
4.3.4 <u>Deposição sazonal</u>	30
4.3.5 <u>Classificação das tufas</u>	31
4.3.6 <u>Tufas no Brasil e no Mundo</u>	35
4.4 Aspectos microbiológicos	37
4.4.1 <u>Versatilidade dos procaríotos</u>	37
4.4.2 <u>A influência dos procaríotos na formação de rochas carbonáticas</u>	38
4.4.3 <u>Os microbialitos</u>	39
4.4.3.1 <i>As comunidades bentônicas microbianas</i>	39
4.4.3.2 <i>Atividade metabólica nas esteiras microbianas</i>	41
4.4.3.3 <i>Precipitação de carbonato em esteiras microbianas</i>	44
4.4.3.4 <i>A influência de variações sazonais em CBM</i>	45
4.5 Aspectos macrobiológicos	46
4.5.1 <u>Influência de organismos eucariotos na precipitação de carbonato</u>	46
4.6 Palinologia	47
4.6.1 <u>Palinologia em ambientes de caverna e abrigos</u>	48
4.7 Datação	49
 Capítulo 5 RESULTADOS	 51
5.1 Tipos de depósitos tufáceos	51
5.2 Localização dos depósitos de tufa na Serra do Cândido	51
5.3 Classificação e caracterização dos depósitos de tufa	53
5.3.1 <u>Caxangá I</u>	53
5.3.1.1 <i>Topografia</i>	53
5.3.1.2 <i>Classificação e gênese</i>	54
5.3.1.3 <i>Painel estratigráfico</i>	60

5.3.2	<u>Mirindiba Maior</u>	60
5.3.3	<u>18 de Março</u>	61
5.3.4	<u>Boi Morto</u>	64
5.4	Descrição das Litofácies.	65
5.4.1	<u>Litofácies 1: Tufa fitoclástica</u>	65
5.4.2	<u>Litofácies 2: Intercalações de tufas fitohermal-estromatolítica</u>	69
5.4.3	<u>Litofácies 3: Tufa macrodetrítica litoclástica</u>	80
5.4.4	<u>Litofácies 4: Tufa oolítica</u>	81
5.5	Análise Palinológica	81
5.6	Físico Química da água	86
5.7	Análises Microbiológicas	87
5.7.1	<u>Numeração de bactérias autotróficas e heterotróficas por epifluorescência</u>	91
5.7.2	<u>Número mais provável de fermentativas e sulfato-redutoras</u>	92
5.7.3	<u>Taxa de precipitação de carbonato</u>	93
5.8	Datação radiométrica	94
Capítulo 6:	DISCUSSÃO	97
Capítulo 7:	CONCLUSÃO E SUGESTÕES	99
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	101
	ANEXO I - Tabela de datações	116

Capítulo 1: INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

Tufas calcárias são rochas formadas pela precipitação de minerais de carbonato de cálcio em águas continentais não termais. A condição *sinequanon* para a ocorrência destes depósitos é a presença de afloramentos de rochas carbonáticas como calcários, dolomitos e mármore. Este tipo de rocha representa depósitos carbonáticos secundários cuja gênese é complexa e envolve fenômenos químicos, físicos e/ou biológicos. As tufas podem ocorrer em ambientes com características hidrológicas distintas, tais como pântanos, lagos, rios e nascentes (PETTYJOHN, 1957; FORD, 1989; PEDLEY, 1990; FORD & PEDLEY, 1996; CARTHEW, 2003a; PEDLEY, 2003, PENTECOST, 2005 e CORRÊA, 2006).

Embora as tufas sejam amplamente estudadas fora do Brasil, neste país os trabalhos que abordam este tema são mais escassos. A maior parte dos estudos sobre tufas concentra-se nas regiões da Serra da Bodoquena (MS), Serra das Araras (MT) e Rio Salitre (BA) (CORRÊA, 2004; CORRÊA, 2006; OLIVEIRA, 2009). Na Paraíba e no Ceará, alguns depósitos foram descritos em um único trabalho publicado por Duarte & Vasconcelos (1980). Certamente, existem diversos depósitos ainda pouco estudados no país, uma vez que, de acordo com estimativas recentes, o território brasileiro possui entre 450.000 e 600.000 km² de extensão de áreas carbonáticas (KARMANN, 1994). Desta forma pode-se concluir que cerca de 5-7% da superfície do país apresenta condições de conter tufas calcárias.

Em 1994, quando a *Sociedade Carioca de Pesquisas Espeleológicas* (SPEC) iniciou um trabalho de prospecção de cavernas no Distrito Espeleológico da região Centro Norte do Rio de Janeiro, foi registrada pela primeira vez a presença de tufas calcárias neste Estado (RAMOS *et al.*, 2005). Estas foram encontradas nos vales que drenam as vertentes das serras do Cândido e das Águas Quentes, nos municípios de Cantagalo e Itaocara. Ao longo destas serras é possível observar diversos depósitos de variáveis tamanhos, sendo os de Caxangá e Mirindiba Maior (distrito de Laranjais, Itaocara/RJ) os mais imponentes.

Desde a descoberta deste tipo de depósito em território fluminense, foram realizados até o presente alguns poucos trabalhos sobre estas tufas: uma monografia (NICOLA, 2006) e três resumos em congresso (RAMOS *et al.*, 2005, SILVA *et al.* 2010 e CORRÊA *et al.*, 2010).

1.2 Justificativa

A relevância de se estudar tufas calcárias baseia-se no fato deste tipo de depósito apresentar grande valor científico e paisagístico.

Tufas e outros depósitos carbonáticos secundários constituem, de maneira geral, importantes registros paleoclimáticos, pois sua formação e desenvolvimento são influenciados diretamente pelo clima e, portanto, variam de acordo com a temperatura, taxa de evaporação, regime de chuvas etc. Os vestígios de folhas e grãos de pólen também podem auxiliar na reconstituição paleoambiental da região de formação do depósito (FORD & PEDLEY, 1996; VERMOERE, 1999; FRANK, 2000; AULER, 2004; GARNETT, 2004; CROSBY, 2002).

Atualmente, sabe-se que os reservatórios petrolíferos de idade Aptiana (Pré-sal), são formados por rochas carbonáticas de origem microbial (microbialitos), as quais apresentam estruturas semelhantes às tufas. Por isso, o interesse nestes depósitos carbonáticos continentais tem aumentado desde então, uma vez que estes afloramentos servem como análogos para estudos mais aprofundados sobre produção e exploração destes reservatórios (PAPATERRA, 2010).

As tufas formam estruturas de rara beleza e algumas vezes desenvolvem-se, gerando cavernas ou abrigos-sob-rocha notáveis, com importante potencial turístico. Desta forma, fica evidente seu valor paisagístico e a importância destes depósitos como patrimônio espeleológico (BOGGIANI, 2003; RAMOS *et al.*, 2005).

Além de todos os aspectos acima explicitados, as tufas do Centro Norte fluminense, especificamente, constituem os únicos depósitos deste tipo no Estado do Rio de Janeiro, e vêm sendo ameaçados pela expansão da mineração voltada para o pólo cimenteiro daquela região. No início dos anos 1950, mineradoras foram implantadas na região Centro Norte fluminense com o intuito de explorar os

mármore. O avanço das lavras já acarretou o desaparecimento de diversas cavidades subterrâneas, dentre elas a Gruta do Vira e Sai, destruída pela atividade mineradora nos anos 1970 (SPEC, 1998; CORRÊA, 2009). Sendo assim, o estudo destas tufas é fundamental para ajudar no esforço de preservação destes depósitos.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo Geral

Elucidar o tipo de modelo evolutivo dos depósitos de tufa calcária na Serra do Cândido, município de Itaocara, enfatizando os aspectos microbiológicos.

1.3.2 Objetivos específicos

- Classificar os tipos de depósitos tufáceos que ocorrem ao longo das duas vertentes da Serra do Cândido;
- Caracterizar macro e microscopicamente alguns dos depósitos inativos da região;
- Compreender o processo genético das tufas atuais, elucidando a contribuição da atividade microbiológica na formação desses depósitos;
- Desenvolver o primeiro estudo palinológico no substrato do abrigo-sob-rocha do Caxangá I, de modo a caracterizar a vegetação e, conseqüentemente, o paleoclima, durante a evolução deste depósito.
- Esclarecer a influência da sazonalidade na precipitação de CaCO_3 nos depósitos de 18 de março e Boi Morto, onde há a formação atual de tufa;
- Realizar novas datações por radiocarbono nos dois principais depósitos de tufa da área de estudo.

Capítulo 2: ÁREA DE ESTUDO

2.1 Localização e Acessos

Os municípios de Itaocara e Cantagalo estão geograficamente localizados no Centro Norte Fluminense e pertencem à região administrativa Noroeste (Figura 1). Itaocara possui 428 km² de extensão e é subdividido em 6 distritos (Sede, Laranjais, Portela, Jaguarembé, Estrada Nova e Batatal). Já a unidade territorial de Cantagalo possui 749 km² de superfície, dividida em 5 distritos (Sede, Santa Rita da Floresta, Euclidelândia, São Sebastião do Paraíba e Boa Sorte). A Serra do Cândido, área de estudo da presente Dissertação, encontra-se nos domínios do distrito de Laranjais/Itaocara e de Boa Sorte/Cantagalo (RAMOS *et al.*, 2005; NICOLA, 2006; PREFEITURA DE CANTAGALO, 2011).



Figura 1: Localização da região Centro Norte e da Serra do Cândido no estado do Rio de Janeiro. Imagem Landsat (MIRANDA, 2005).

Segundo Renato Ramos (comunicação oral), a toponímia “Serra do Cândido”, presente na folha Santa Maria Madalena (IBGE, 1974), é desconhecida pela maioria dos moradores locais, que a designam através de várias toponímias locais referentes a distintos trechos da serra, tais como: Serra do Canudo, Gramal, Panela d’Água, Formosa das Pias, Santa Bárbara, Chave do Lontra, Mirindiba e outras. Segundo Nicola (2006), a denominação “Serra do Canudo” talvez seja uma corruptela de “Cândido”.

A rota para ir do Rio de Janeiro à área de estudo é feita inicialmente pela Rodovia Niterói-Manilha (BR-101) até a localidade de Duques (Itaboraí), de onde se toma a Avenida Teles e a RJ-116 até Nova Friburgo. Dessa cidade, segue-se pela mesma rodovia até o entroncamento com a RJ-160 a partir da qual se acessa as cidades de Cordeiro e Cantagalo, e pela RJ-152 aos distritos de Euclidelândia e Boa Sorte. A partir desse último, utiliza-se a RJ-166 que alcança o distrito de Laranjais, em Itaocara e, através da qual, se alcança os depósitos de tufa da vertente noroeste da serra do Cândido. A partir Laranjais, toma-se a estrada de terra RJ-184 e, após 1,9 km, alcança-se a entrada para os depósitos de tufa do Caxangá, nas terras da Usina Central. Por essa mesma estrada, segue-se por mais 1 km até uma bifurcação, tomando-se uma estrada vicinal no sentido sudoeste (à direita), que dá acesso à vertente sudeste da serra do Cândido e aos principais depósitos de tufa. As tufas estudadas estão distribuídas ao longo das vertentes noroeste e sudeste da Serra do Cândido entre as latitudes $21^{\circ}49'30''S$ / $21^{\circ}25'27''S$ e as longitudes $42^{\circ}13'12''W$ / $42^{\circ}08'15''W$ (Figura 2).

Parte das tufas foi descoberta em meados dos anos 1990, quando a equipe da *Sociedade Carioca de Pesquisas Espeleológicas* (SPEC) estava desenvolvendo um trabalho de prospecção e pesquisa espeleológica na região. Já foram localizados 10 depósitos ao longo desta serra, sendo provável que existam muitos outros ainda não registrados. Alguns destes são avistados da estrada, porém, como estão em área de propriedade privada, é necessária a prévia autorização dos donos do terreno para a visita, o que nem sempre é obtido.



Figura 2: Localização dos depósitos de tufas calcárias ao longo da Serra do Cândido (Google Earth, 2011 acessada em 23 de maio de 2011).

Dentre os diversos depósitos de tufa registrados na Serra do Cândido, apenas quatro serão abordados no presente trabalho: *Caxangá I*, *Mirindiba Maior*, *18 de Março* e *Boi Morto* (Figura 3). Estes foram escolhidos devido à sua representatividade regional. O depósito de *Caxangá I* constitui um notável abrigo-sob-rocha em tufa, rico em espeleotemas e cuja exposição do pavimento possibilita a determinação de seu processo evolutivo. O depósito de *Mirindiba Maior* é o mais imponente dos depósitos presentes na vertente noroeste da Serra do Cândido. No depósito denominado de *18 de Março* (RAMOS *et al.*, 2005) há

tufas em formação ao lado de depósitos inativos. O depósito denominado de *Boi Morto* (RAMOS *et al.*, 2005) constitui uma tufa ativa, que apresenta clara sazonalidade uma vez que o fluxo de água neste local é intermitente.



Figura 3: (a) Abrigo-sob-rocha do depósito Caxangá I (novembro de 2006); (b) Vista lateral do depósito Mirindiba Maior (fevereiro de 2010); (c) Cascata da tufa 18 de Março (setembro de 2008); (d) Depósito Boi Morto durante a época de seca em 2006 (novembro de 2006, Fonte: Nicola, 2006).

2.2 Fisiografia regional

2.2.1 Clima

Segundo Nimer *et al.* (1979), o Sudeste do Brasil é a região com maior número de tipos e subtipos climáticos do país. São observados desde climas quentes e semiáridos até mesotérmicos superúmidos, totalizando 14 subtipos. Isto só é possível devido às suas características físicas peculiares tais como, altimetria, disposição do relevo, posição latitudinal, vasta zona costeira e dinâmica atmosférica complexa. O Centro Norte fluminense está localizado no vale do rio Paraíba do Sul entre as latitudes 21° e 24° S, onde a incidência de radiação solar é alta, o que torna o clima mais quente. Além disso, como o vale é circundado pelas serras da Mantiqueira e do Mar, ocorre a ascensão orográfica, que é responsável pela redução da precipitação regional. O efeito orográfico acontece quando uma massa de ar atinge uma encosta, no caso as serras da Mantiqueira e do Mar, e começa a subir a elevação. À medida que sobe, a massa de ar se resfria e precipita o que resulta em chuvas abundantes a barlavento da escarpa (ilhas úmidas) e baixa precipitação a sotavento, ou seja, no vale do rio Paraíba do Sul (NIMER *et al.*, 1979). A proximidade com a zona costeira, por sua vez, confere à região uma umidade relativa do ar relativamente alta, cerca de 80% (BRASIL, 1983; SANT'ANNA NETO, 2005). A união de todos estes fatores resulta em um clima regional quente e semi-úmido com períodos de seca com duração de quatro a cinco meses.

2.2.2 Geomorfologia

O Estado do Rio de Janeiro apresenta grande diversidade de relevos, abrangendo desde setores de relevo baixo, nas faixas litorâneas e depressões, até maciços serranos que chegam a 2000 m de altitude. Este padrão altimétrico, condiciona a variedade climática observada na região, mencionada anteriormente (BRASIL, 1983; MIRANDA, 2005).

O contexto geomorfológico fluminense caracteriza-se pela presença de dois domínios morfoestruturais: os depósitos sedimentares e as faixas de dobramentos remobilizados. A região do Vale do Paraíba do Sul, onde se

encontra os municípios de Itaocara e Cantagalo, pertence ao domínio das faixas de dobramentos remobilizados (BRASIL, 1983). A área de estudo do presente trabalho, a Serra do Cândido, está inserida especificamente, nos “alinhamentos de cristas do Paraíba do Sul”, uma das três unidades geomorfológicas observadas no Vale do Paraíba do Sul. A morfologia desta área apresenta forte controle estrutural, que é evidenciado por blocos deslocados e pelas escarpas e relevos alinhados, que coincidem com os dobramentos e falhamentos originais (BRASIL, 1983).

2.2.3. Geologia

Desde a década de 1950 o conjunto de rochas da região Centro-Norte fluminense recebeu diversas denominações litoestratigráficas. A primeira publicação sobre o assunto foi escrita por Rosier (1957) que nomeou o conjunto de Série Paraíba-Desengano. Em 1978, Oliveira incluiu os litotipos no Grupo Paraíba do Sul, e este termo foi adotado posteriormente por outros autores. Atualmente, de acordo com Peixoto & Heilbron (2010), a região está inserida no Domínio Italva, uma subdivisão do Terreno Oriental da Faixa Ribeira. Os litotipos que constituem este domínio são: sillimanita granada biotita gnaisse, hornblenda biotita gnaisse bandado intercalado com biotita gnaisse e mármores predominantemente calcíticos com intercalação de anfibolito.

Heilbron & Machado (2003) fizeram a interpretação do paleoambiente de alguns dos litotipos encontrados e dataram os anfibolitos intercalados nos mármores. Os mármores teriam sido originados em uma antiga plataforma marinha rasa onde era depositado material carbonático (atividade química ou bioquímica), com pulsos de material arenoso quartzoso. Os hornblenda biotita-gnaisses representam uma região de menor energia, com deposição de argilas calcárias em ambiente mais profundo ou em uma parte mais restrita da bacia. Já os anfibolitos registram atividade magmática de natureza básica.

Os dados geocronológicos obtidos a partir dos anfibolitos revelaram uma idade U-Pb de cristalização de 848 ± 11 Ma e metamorfismo de 501 ± 7 Ma. Portanto, os litotipos teriam sido metamorfizados no ciclo Brasileiro que se estendeu do Neoproterozóico ao Ordoviciano Inferior, com cerca de 160 Ma de duração. A orientação NE-SW das estruturas das rochas do Domínio Italva

corroboram esta hipótese uma vez que esta é a direção geral das estruturas brasileiras.

O Domínio Italva é dividido em 6 unidades litoestratigráficas (Figura 5). A área de estudo do presente trabalho está localizada na Unidade São Joaquim, que é representada principalmente por mármore que compõem o relevo mais escarpado da região. São também encontradas faixas gnáissicas (não mapeáveis) e anfibolíticas (camadas centimétricas a métricas contínuas e paralelas à foliação do mármore). O mármore local possui textura sacaroidal grossa, maciça, coloração de esbranquiçada a acinzentada, granulometria variada, de médio a muito grossa, com cristais de carbonatos romboédricos bem desenvolvidos. A presença de grafita e sulfetos disseminados ou orientados é comum (PEIXOTO & HEILBRON, 2010).

Os mármore calcíticos da Unidade São Joaquim estão dispostos na forma de grandes lentes, sendo reconhecidas duas áreas de ocorrência. A mais importante, onde está inserida a área de estudo, constitui o grande corpo contínuo que forma as serras das Águas Quentes e do Cândido, apresentando largura superior a 4 km na região de Euclidelândia. A leste, o mármore ocorre na forma de lentes descontínuas, com orientação paralela a da lente principal da qual dista de 3 a 6 km, sendo que a lente principal possui cerca de 3 km de largura na região da Ponte do Rio Negro (Figura 4).



Figura 4: Bloco rolado de mármore calcítico sacaroidal da Unidade São Joaquim.

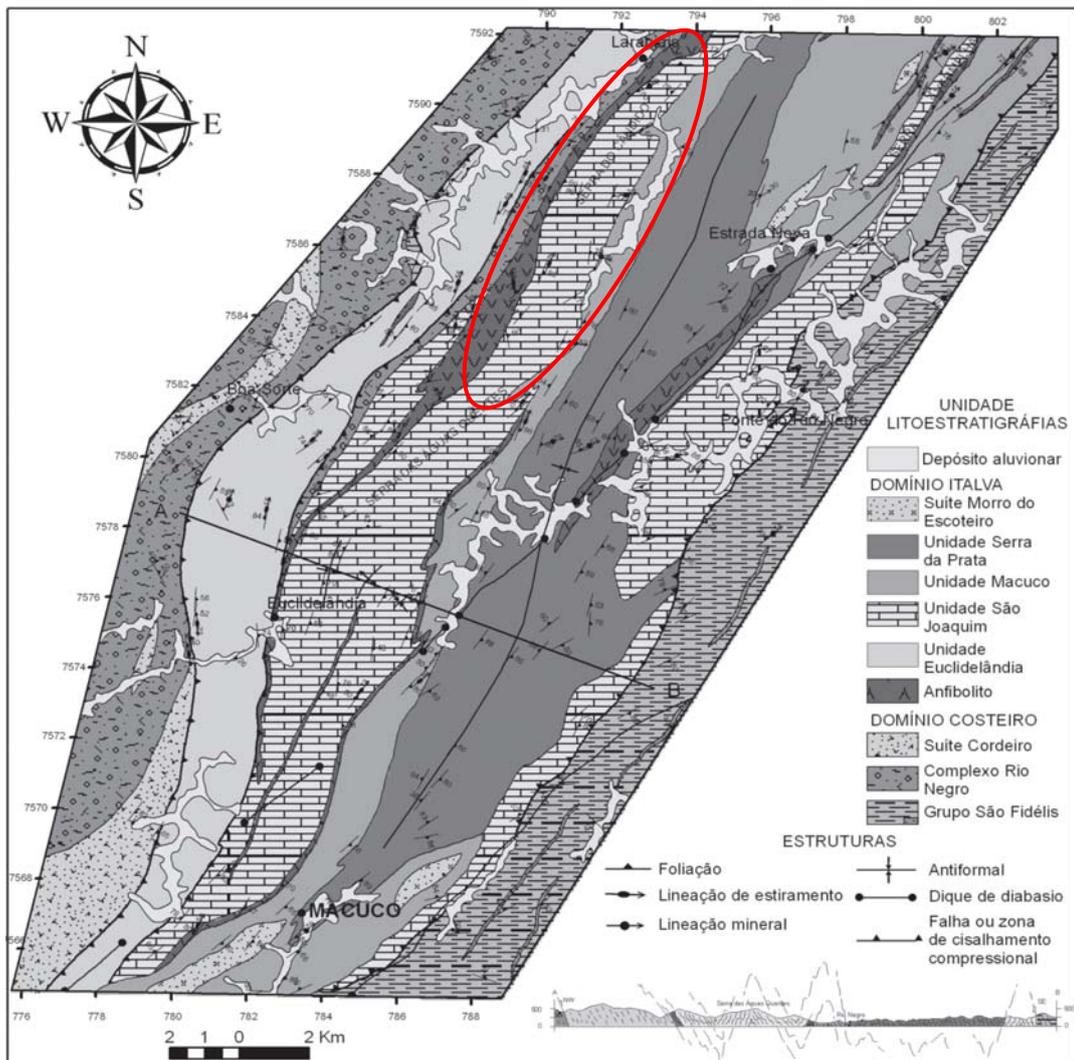


Figura 5: Mapa e perfil geológico-estrutural do Domínio Itálcia na região Centro Norte do Estado do Rio de Janeiro. Em vermelho está destacada a área de estudo, na Unidade São Joaquim (PEIXOTO & HEILBRON, 2010).

2.2.4 Flora

Segundo Veloso *et al.* (1991), o vale do rio Paraíba do Sul, incluindo os municípios de Itaocara e Cantagalo, foi uma região originalmente revestida por Floresta Estacional Semidecidual (BRASIL, 1983). Este tipo de floresta é caracterizado pela presença de vegetação caducifólia, ou seja, cerca de 20 a 50% das espécies arbóreas sofrem uma queda pronunciada de folhas, determinada pela estação de seca bem marcada que, na presente área de estudo, tem duração de aproximadamente 5 meses (BRASIL, 1983; VELOSO *et al.*, 1991; SOS MATA ATLÂNTICA, 2002).

Contudo, desde o século XIX, esta região tem sido submetida à intensa interferência antrópica, na forma de exploração madeireira, atividades agrícolas (ciclos do café e da cana) e, mais recentemente, a pecuária leiteira e de corte. Com isso, a vegetação original foi, em grande parte, substituída por campos de pastagem e culturas ou vegetação secundária sem palmeiras (BRASIL, 1983). Atualmente, os remanescentes florestais na região de estudo restringem-se às encostas e topos dos morros locais e em ilhas esparsas de vegetação que estão em acelerado processo de degradação, o que resulta numa paisagem extremamente fragmentada (figuras 6 e 7).

Até o momento, existe na Região Centro-Norte fluminense apenas uma unidade de proteção integral, o Parque Estadual da Serra do Desengano. Em outubro de 2009, o *Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas* (CECAV-ICMBIO) conjecturou a criação da Unidade de Conservação Serra das Águas Quentes, abrangendo as serras das Águas Quentes e do Cândido, planejada pelo Escritório Regional do *Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade* (ICMBIO) em Nova Friburgo em parceria com a *Sociedade Brasileira de Espeleologia* (SBE). Esta proposta seria uma das metas deste órgão para o ano de 2011.



Figura 6: Observar as pastagens no sopé da serra do Cândido, enquanto nas encostas e nos topos de morro ocorre a chamada de floresta estacional semidecidual, cuja composição se aproxima da vegetação original (*Imagens obtidas em maio de 2009*).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Revisão bibliográfica

Ao longo de dois anos, foram selecionados artigos e dissertações que abordassem os seguintes temas: 1) Classificação e formação de carbonatos continentais; 2) Tufas calcárias no Brasil e no mundo; 3) Problemas de terminologia – travertinos e tufas; 4) Esteiras microbianas; 5) A influência da sazonalidade na gênese de tufas; 6) A contribuição biológica na formação de tufas; 7) Deposição de tufas em ambientes tropicais; 8) Métodos de datação absoluta aplicados em carbonatos; 9) Datação de tufas pela série de desequilíbrio do urânio; 10) Deposição de grãos de pólen modernos em relevos cársticos; 11) Petrografia e litofácies de tufas; 12) Metabolismo de bactérias sulfato redutoras e a precipitação de carbonato; 13) Reconstrução de paleoambientes e paleoclimas por isótopos estáveis ou palinologia; 14) Características fisiográficas da região administrativa noroeste do Rio de Janeiro; 15) Evolução geológica da região Centro Norte fluminense.

Os artigos relacionados aos temas compreendidos entre os itens 1 e 13 foram utilizados para a fundamentação de idéias e conceitos preexistentes e para a discussão dos resultados obtidos na presente dissertação. Já os itens 14 e 15 foram utilizados para caracterizar a área de estudo e compreender a influência da fisiografia regional na formação das tufas.

A padronização das citações e referências bibliográficas seguiu as regras propostas pela *Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT)*.

3.2 Trabalhos de campo

Foram realizadas 6 viagens a campo entre setembro de 2008 e janeiro de 2011. A primeira viagem, entre os dias *12 e 13 de setembro de 2008*, teve como objetivo: (1) fazer topografia do abrigo-sob-rocha do Caxangá e (2) elaborar perfil colunar do depósito estratificado. Em *abril de 2009* foi realizado um trabalho de campo cuja função principal foi (3) a obtenção de um amplo inventário fotográfico da área de estudo. Nos dias *23 a 25 de fevereiro de 2010* foram realizados (4) identificação dos depósitos de tufa ao longo da Serra do Cândido, (5) coletas de

amostras para as análises petrográficas, palinológicas e para datação, e (5) a aquisição de mais fotos. As três últimas viagens (09 de junho de 2010, 17 de setembro de 2010 e 27 de janeiro de 2011) foram campanhas realizadas com o intuito de coletar sedimentos e água utilizados nas análises microbiológicas.

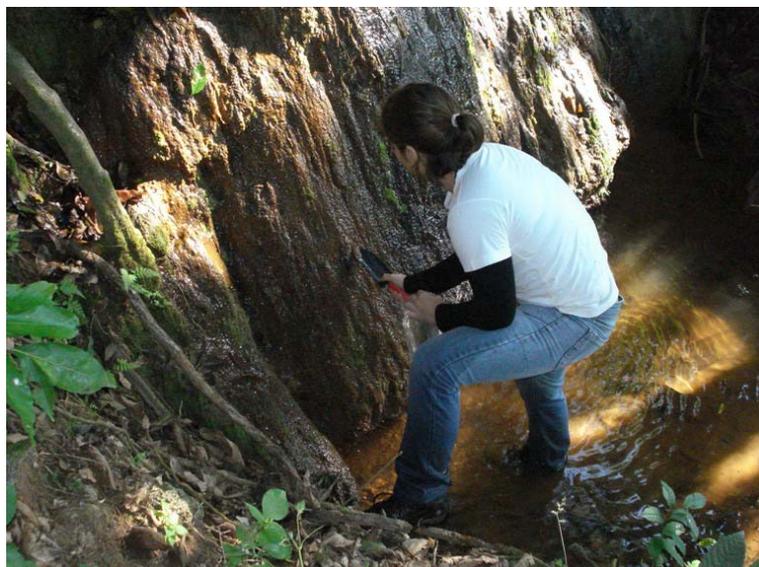


Figura 7: Coleta de sedimento para análises microbiológicas em depósito de tufa em cascata (Imagem obtida em junho de 2010).

3.2.1 Topografia

O único depósito de tufa que forma um abrigo-sob-rocha na região foi denominado de Caxangá I, pela SPEC nos anos 1990. Sua topografia foi feita através do método trena e bússola e o mapa topográfico confeccionado através do *software Adobe Illustrator e Corel Draw 11*.

3.2.2 Perfis colunares

Mirindiba Maior, na vertente noroeste da Serra do Cândido, e Caxangá I, em sua vertente sudeste (vide Figura 2), foram os maiores depósitos de tufa estratificada encontrados até o momento. Devido a problemas de acesso, não foi possível fazer a descrição dos estratos em Mirindiba Maior. Portanto foi elaborado um perfil colunar simplificado apenas da base do depósito Caxangá I. O perfil foi digitalizado através do *software Corel Draw 11*.

3.3 Análises Laboratoriais

3.3.1 Petrografia

Durante as etapas de campo foram coletadas amostras de tufa destinadas às análises macro e microscópicas. A descrição macroscópica foi feita com o auxílio de uma lupa de mão. Já a análise microscópica foi feita pela leitura de lâminas através do microscópio petrográfico *Zeiss Axioplan* do Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional/UFRJ (DGP-MN/UFRJ).

Para a produção das 15 lâminas petrográficas, foram selecionadas 9 amostras (Quadro 1). Fez-se necessário a montagem de mais de uma lâmina petrográfica para algumas das amostras escolhidas devido à riqueza de informações observadas macroscopicamente. Cabe ressaltar que todas as amostras coletadas foram tombadas e incorporadas à *Coleção Didática de Rochas Sedimentares* do DGP-MN/UFRJ. As lâminas foram produzidas no Laboratório de Laminação do IGEO/UFRJ. As amostras apresentam de média a alta porosidade, sendo muitas destas bastante friáveis. Por isso, foi necessário impregnar as amostras com resina para em seguida seccioná-las e, finalmente, realizar a montagem das lâminas.

Quadro 1: Identificação das amostras de mão, nome dos depósitos de onde estas foram retiradas e número de lâminas produzidas para cada amostra. Em **negrito** as amostras selecionadas para a análise petrográfica.

AMOSTRA	DEPÓSITO	Nº DE LÂMINAS	AMOSTRA	DEPÓSITO	Nº DE LÂMINAS
MN168RS	18 de Março	2	MN177RS	18 de Março	-
MN169RS	18 de Março	1	MN178RS'	18 de Março	3
MN170RS	18 de Março	-	MN178RS''	18 de Março	2
MN171RS	18 de Março	-	MN179RS	18 de Março	-
MN172RS	18 de Março	-	MN182RS	Caxangá 1	2
MN173RS	18 de Março	1	MN185RS	Mirindiba	-
MN174RS	18 de Março	-	MN186RS	Mirindiba	1
MN175RS	18 de Março	-	MN187RS	Caxangá 1	1
MN176RS	18 de Março	-	MN188RS	Mirindiba	1

3.3.2 Palinologia

Foram coletadas 3 amostras da base do abrigo-sob-rocha em tufa do Caxangá I, destinadas à preparação de lâminas palinológicas para a realização do levantamento paleoflorístico. A preparação e contagem do conteúdo das lâminas foram realizadas no Laboratório de Palinologia Aplicada do DGP/Museu Nacional/UFRJ, segundo o método padrão para o Quaternário (YBERT, 1992).

Inicialmente fez-se a identificação das amostras e a pesagem de alíquotas em 10g cada. Estas foram então submetidas ao tratamento químico para remover componentes de natureza inorgânica. O ácido clorídrico (HCl) a 37% (ou P.A.) é utilizado para retirar os carbonatos da amostra e o ácido fluorídrico (HF) a 40%, para extinguir os silicatos. Após os ataques ácidos é necessário utilizar uma técnica de remoção mecânica denominada bateamento. Esta técnica objetiva separar as partículas minerais ainda existentes na amostra, do material que é aproveitado na preparação da lâmina (matéria orgânica). Os minerais decantam e a matéria orgânica fica em suspensão. O conteúdo em suspensão foi colocado por cerca de 20 segundos no ultra-som a fim de desagregar a matéria orgânica amorfa ainda presente no resíduo. Então foi adicionado 1ml de hidróxido de potássio (KOH) a 10%, numa temperatura de 80° C. O KOH é um agente oxidante, e age como defloculante. As amostras foram mantidas em repouso por 5 a 10 minutos e depois lavadas com água destilada. Por fim foi feita a montagem da lâmina com o produto final. A leitura das lâminas foi realizada no Laboratório de Paleoecologia Vegetal (LAPAV) do DGP-MN/UFRJ, utilizando um microscópio *Zeiss Axioplan* com uma câmera acoplada modelo *AxioCam MRC*. Foram utilizadas lentes objetivas de 20x para a visualização do conteúdo das lâminas e de 100x para identificação dos palinomorfos.

3.3.3 Análise Microbiológica

Foram realizadas três campanhas (8/6/2010, 17/9/2010 e 27/1/2011) para a coleta de sedimentos e água em duas localidades da Serra do Cândido: 18 de Março e Boi Morto. Em cada um desses locais foram selecionados três pontos de coleta de sedimento e um ponto para água (Quadro 2).

Na segunda campanha foi utilizada uma sonda multiparâmetros YSI modelo QS-600 para medir pH, salinidade, temperatura, oxigênio dissolvido e potencial de oxirredução da água nos três pontos de coleta.

Quadro 2: Localização e identificação dos pontos de coleta de água e sedimentos.

Ponto	Campanha	Localidade	Coordenadas UTM*
0a	1	sedimento 18 de Março	0791784 / 7587115
0b	2 e 3	cascata 18 de Março	
1	1, 2 e 3	sedimento 18 de Março	0791767 / 7587112
Água	1, 2 e 3	drenagem 18 de Março	
2 ^a	1, 2 e 3	sedimento Boi Morto	0791447 / 7586199
2b	1, 2 e 3	cascata Boi Morto	

*datum: córrego alegre; fuso: 23K

Na 1^a campanha, foram retiradas três amostras de sedimento do fundo dos poços formados à frente das cascatas (P0a, P1 e P2a), com cerca de 100g de sedimento cada uma. Estas amostras foram acondicionadas em pequenos sacos separados selados e mantidos em um recipiente com gelo. Duas amostras foram coletadas através da raspagem direta do depósito carbonático (P0b e P2b).

Na 2^a e na 3^a campanhas, a denominação do ponto P0a foi alterada para P0b, pois o sedimento do fundo do poço foi substituído pelo sedimento de raspagem (cascata). Optou-se por esta mudança, pois não haviam sido coletadas amostras de cascata para a análise microbiológica de sedimentos químicos na localidade 18 de Março.

A água utilizada para análise foi coletada apenas no depósito 18 de Março. Na 1^a campanha, a água foi retirada diretamente da cascata. Entretanto observou-se que esta água fluía de uma fratura, o que influenciaria diretamente nas análises microbiológicas. Na 2^a e na 3^a campanhas foi decidido que a água passaria a ser coletada do poço na base da cascata.

Foram utilizados dois métodos, quantitativos e qualitativos, para as análises microbiológicas do presente trabalho:

- número mais provável de bactérias sulfato-redutoras e de bactérias fermentativas;

- numeração de bactérias autótrofas e heterótrofas por microscopia de epifluorescência.

O número mais provável é um método indireto de quantificação que foi desenvolvido por análises estatísticas complexas (APHA, 1995). Para realizá-lo, foram produzidos dois meios de cultura, um específico para crescimento de bactérias sulfato-redutoras e outro para bactérias fermentadoras. Estes meios foram inoculados com diferentes concentrações de amostra, até se alcançar um crescimento microbiano igual a zero, observado pela não mudança de cor do meio de cultura. Após a inoculação, as amostras permaneceram durante 48 horas na estufa a 37°C, tempo máximo para garantir o crescimento das bactérias presentes no meio. As análises estatísticas foram realizadas pela Bióloga Maria Leonisa Sanchez-Nuñez¹.

Meio de cultura para sulfato-redução

Para a produção deste meio, seguiu-se o protocolo padrão API (*American Petroleum Institute*). Para 530 ml de água adiciona-se:

- Lactato de sódio – 2,12g;
- Ácido ascórbico – 0,053g
- Sulfato de magnésio – 0,106g
- Fosfato dipotássico – 0,0053g
- Sulfato ferroso amoniacal – 0,106g
- Cloreto de sódio – 5,3g
- Resarzurina sódica – 0,00053g
- Cisteína – 0,26g

O meio de cultura líquido e cor-de-rosa foi autoclavado ao final de seu preparo. Após a inoculação das amostras, adicionou-se óleo mineral para garantir um meio de cultura anaeróbio ideal para o crescimento de bactérias sulfato-redutoras. A presença de bactérias é indicada pela mudança da cor rosa para o preto. Isto ocorre devido a atividade metabólica bacteriana que ocasiona a precipitação de sulfetos (Figura 8).

¹ Microbiologista do Departamento de Biologia Marinha da Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Tabela 1: Número de diluições feitas para cada amostra coletada nas diferentes campanhas.

Número de diluições para sulfato-redução

	<i>P0a</i>	<i>P0b</i>	<i>P1</i>	<i>P2a</i>	<i>P2b</i>	água
1ª campanha	5	X	5	5	5	5
2ª campanha	X	4	4	5	4	4
3ª campanha	X	5	5	5	5	5

Obs: o X indica as amostras que não foram coletadas.

Como pode ser observado na Tabela 1, para este meio de sulfato-redução foram feitas 5 diluições para todas as amostras coletadas na 1ª e na 3ª campanha. Já na 2ª campanha, para os pontos P0b, P1, P2b e água, foram feitas 4 diluições, uma vez que durante a 1ª campanha foram obtidos valores negativos nas duas últimas diluições.



Figura 8: Observação do método para sulfato redução. Perceber a mudança de cor induzida pela mudança de pH, nas duas primeiras diluições.

Meio de cultura para fermentação

Os ingredientes para a produção do meio para crescimento anaeróbio fermentativo são:

- Bactopeptona – 0,2g
- Agar – 1,5g
- Meio mineral – 100ml
- Azul de metileno – 0,5ml

Este meio apresenta uma textura em gel, que solidifica em poucos minutos após a autoclavagem. A inoculação é feita com o auxílio de uma alça de arame, que perfura três vezes o gel. A presença de bactérias é indicada pela mudança da cor do meio devido à mudança de pH, ligada à produção de ácidos orgânicos. De azul, o meio fica verde amarelado.

Tabela 2: Número de diluições feitas para cada amostra coletada nas diferentes campanhas.

Número de diluições para fermentação

	<i>P0a</i>	<i>P0b</i>	<i>P1</i>	<i>P2a</i>	<i>P2b</i>	água
1ª campanha	4	X	4	4	4	4
2ª campanha	X	4	2	4	5	2
3ª campanha	X	4	4	4	4	4

Obs: o X indica as amostras que não foram coletadas.

Como observado na Tabela 2, para este meio de fermentação foram feitas 4 diluições para todas as amostras coletadas na 1ª e na 3ª campanha. Na 2ª campanha, as amostras P1 e água passaram por apenas 2 diluições uma vez que na 1ª campanha o crescimento bacteriano foi igual à zero ainda na terceira diluição. Já a P2b passou por 5 diluições, pois na 1ª campanha, as 4 diluições não foram suficientes para alcançar um valor de crescimento bacteriano igual à zero. As outras amostras permaneceram com 4 diluições.

A numeração de bactérias autótrofas e heterótrofas por microscopia de epifluorescência, por sua vez, é um método de contagem direto do número de bactérias (KEPNER & PRATT, 1994). Para tal, foram produzidas lâminas seguindo o padrão:

- 1) Para a observação de bactérias autótrofas, filtrou-se diretamente a água a ser analisada. Amostras de sedimento devem ser previamente diluídas em salina.
- 2) A produção de lâminas para observação de bactérias heterótrofas difere apenas na introdução do cromóforo diacetato de fluoresceína, responsável pela coloração das células bacterianas vivas, denominadas também viáveis.

Após a preparação das lâminas, estas foram levadas ao microscópio *Zeiss Axioskop 50*. A luz do microscópio é submetida a filtros para que a luz incidente na preparação tenha o comprimento de onda adequado, que vai excitar as moléculas no interior das células. Por sua vez as moléculas excitadas vão então emitir fluorescência. No microscópio, sob radiação ultravioleta, as bactérias autotróficas aparecem com uma coloração avermelhada ou alaranjada, devido à autofluorescência dos pigmentos fotossintéticos. Já as heterotróficas aparecem de cor verde.

Fez-se então a contagem direta de bactérias heterotróficas e autotróficas utilizando-se magnificação de 1000 vezes. Foram contados o total de 10 campos da superfície da lâmina em triplicata.

O resultado foi colocado em uma tabela onde se fez a contagem do número de células e de carbono bacteriano (CB), através de fórmulas estatísticas pré-estabelecidas por Carlucci *et al.* (1986):

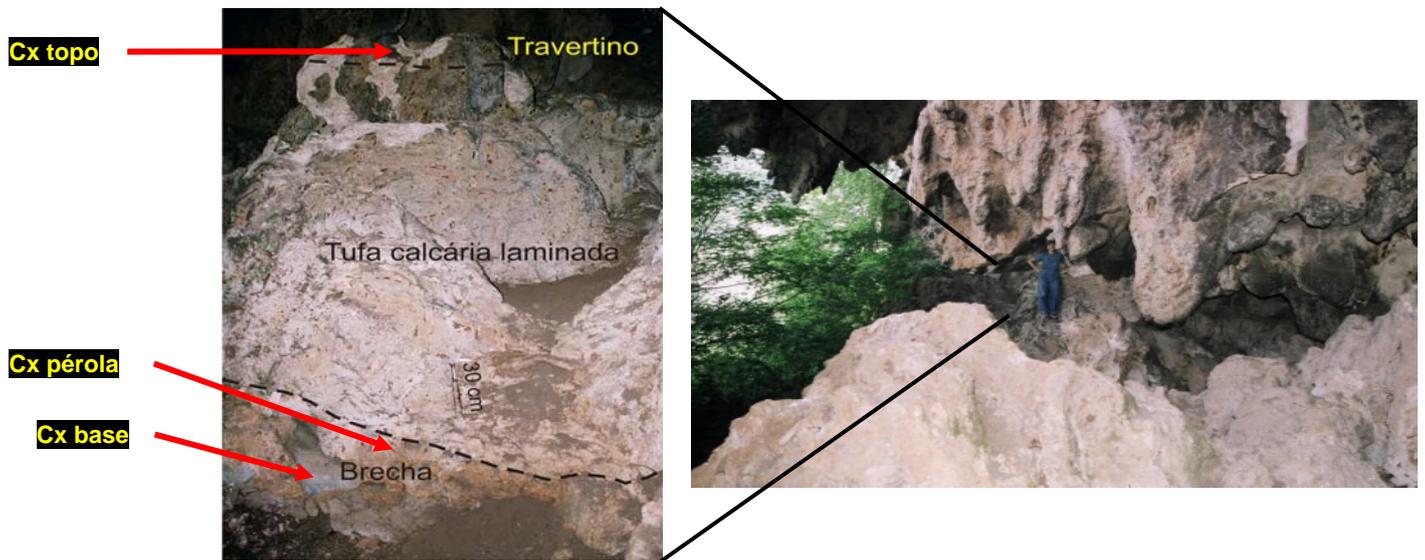
$$(1) N^{\circ} \text{ de células} = \sum_{\text{campos } 1-10} X n^{\circ} \text{ de diluições} \times 964,5061953$$

$$(2) \text{CB} = \sum_{\text{campos } 1-10} X 1,2 \times 0,00000001$$

3.3.4 Datação

Inicialmente, foram selecionadas duas amostras do pavimento do abrigo-sob-rocha do Caxangá I - uma de sua base e outra do topo; e uma amostra do depósito Mirindiba Maior. Estas foram destinadas ao *Laboratório de Datação Radiocarbônica do Instituto de Radioproteção e Dosimetria/Comissão Nacional de Energia Nuclear (IRD/CNEN)* sob responsabilidade do Prof. Dr. José Marcus Godoy, para datação pelo método U-Th. Tal procedimento teve o intuito de retificar ou ratificar a datação por radiocarbono realizada por Nicola (2006) em amostra de tufa da base do depósito Caxangá I, que obteve idade de 20.500 anos cal AP. Contudo, não foi possível obter das amostras de tufas uma concentração de átomos de urânio e de tório suficientes para a utilização do método. Por isso, foram encaminhadas ao mesmo Laboratório 4 amostras para datação pelo método do radiocarbono, 3 coletadas no depósito do Caxangá (pérolas de caverna, base e topo do pavimento) e 1 no depósito de Mirindiba Maior (figuras 9

e 10). A possível confirmação da datação realizada anteriormente em outro laboratório poderá tornar o resultado obtido anteriormente, mais fiável.



Figuras 9: (a) À direita, aspecto geral do abrigo-sob-rocha do Caxangá I. (b) À esquerda, detalhe do pavimento do abrigo-sob-rocha de onde foram coletadas as amostras para datação (Imagens obtidas por NICOLA, 2006).



Figura 10: Depósito de tufa Mirindiba Maior, localizado na vertente NW da Serra do Cândido. (Imagem obtida em fevereiro de 2010).

Capítulo 4: FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1 O carste

Sistemas cársticos são formas de relevo ativas que se desenvolvem a partir de processos de dissolução e abatimento de rochas carbonáticas, evaporíticas e siliciclásticas (KÖHLER 1998; SUGUIO, 1999). Entre as rochas mais propícias a carstificação encontram-se as carbonáticas, pois além de serem formadas por minerais altamente solúveis, estes litotipos geralmente possuem porosidade primária baixa. Quanto maior a porosidade primária, menor o efeito de dissolução da rocha, pois a água tende a infiltrar de maneira difusa, ocupando os espaços vazios entre sedimentos. Em maciços calcários, o escoamento de água dá-se principalmente por porosidade secundária, ou seja, pelas juntas e fraturas presentes na rocha. Desta forma a carga dissolutiva concentra-se nas zonas ou linhas de fraqueza, acarretando a aceleração do processo de formação do carste (BICALHO, 2003; CORREA, 2009). Estas linhas de fraqueza apresentam um controle estrutural e influenciam tanto na orientação e extensão do relevo cárstico quanto na localização e lineamento dos depósitos carbonáticos secundários (AULER *et al.*, 2005; CASTRO, 2007).

A água é o agente modelador do carste e por isso, uma substância imprescindível no desenvolvimento deste. A alta pluviosidade, típica das regiões tropicais, favorece, portanto, a formação de relevos cársticos. O fenômeno de carstificação origina feições superficiais (ou exocársticas) e feições subterrâneas (ou endocársticas) que são condicionadas por dois processos: diluição e precipitação (GUILLESON, 1996; AULER *et al.*, 2005).

Águas meteóricas quando entram em contato com elevados níveis de CO_2 no solo, tornam-se ácidas. Com isso, quando esta água penetra na rocha carbonatada, induz sua dissolução e a formação de um composto solúvel de $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ – bicarbonato de cálcio, que passa a ser transportado em solução. Este processo gera feições superficiais como poliés, lapiás, dolinas, uvalas e torres. A contínua dissolução e lixiviação de minerais de carbonato conduzem à saturação de $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ na água, que é um dos fatores responsáveis pela precipitação e pela origem dos depósitos carbonáticos secundários tais como

espeleotemas, travertinos e tufas (GUIMARÃES, 1974; BICALHO, 2003; CORREA, 2006).

4.2 Terminologia

Durante anos a utilização dos termos “tufa” e “travertino” causaram grande confusão (FORD & PEDLEY, 1996). Nos dicionários de geociências na língua portuguesa tais como Guerra & Guerra (2001) e Suguio (1998) estes termos acabaram sendo utilizados como sinônimos. De acordo com Pentecost & Villes (1994), a semelhança entre estes depósitos está no fato de ambos serem carbonatos secundários e comumente formados em superfície (Figura 11).



Figura 11: Esquema mostrando o ambiente de formação dos tipos de depósitos carbonáticos continentais. Notar que, no caso, as tufas e os travertinos não apresentam diferenças (PENTECOST & VILLES, 1994 *apud* CORRÊA, 2006).

Alguns autores como Carrara (1994) e Buccino *et al.* (1978) chamavam quaisquer rochas carbonáticas formadas em ambiente continental sob condições termais ou não termais, de travertinos. Por outro lado, ainda no início do século passado Jannettaz (1910 *apud* KAVALERIDZE, 1960) já havia diferenciado os termos “travertinos” e “tufas”, classificando-os, respectivamente, como:

“Calcários compactos de um branco pardacento, leves e sólidos recebendo bem a argamassa por causa das cavidades, em geral paralelas, de que eles são muitas vezes perfurados. Pode-se considerar estas cavidades como produzidas pelo escapamento do gás carbônico, que se libertara ao mesmo tempo que o calcário se depositava nas águas que o haviam transportado em estado de bicarbonato. Algumas destas cavidades parecem provir de formas vegetais.”

“Rochas da mesma natureza, porém mais leves, tendo cavidades maiores cujas paredes, muitas vezes, em forma de escamas ou esfolhadas, se modelaram sobre ramos de plantas já desaparecidas”

Atualmente muitos autores consideram os travertinos como depósitos carbonáticos maciços, associados às fontes hidrotermais, cuja formação está relacionada à deposição por diminuição de temperatura ou atividade de bactérias extremófilas. Já o termo “tufa” é utilizado para os calcários continentais porosos, formados em águas não termais (temperatura ambiente) de superfície e que tipicamente contém restos e vestígios de macrófitas, micrófitas, invertebrados e microorganismos (CHAFETZ & FOLK, 1984, FORD, 1989 e FORD & PEDLEY, 1996). O problema desta classificação é que em ambientes não termais também é possível observar a formação de carbonatos maciços.

Segundo Corrêa (2006), o termo “travertino” no Brasil é empregado ainda para designar um tipo de espeleotema formado no substrato de cavernas e que se assemelha a uma pequena represa. Para o autor, os travertinos hidrotermais e as represas de travertino (formados exclusivamente em sub-superfície) são depósitos completamente diferentes e apenas se confundem devido a um problema de tradução, visto que “na língua inglesa as represas de travertino são chamadas de *rimstone dam*”. Na realidade, *rimstone*, assim como *microgours* e *gours*, são apenas classificações de tipos morfológicos dos depósitos chamados genericamente de “terraços de travertino”. Ao contrário do que Corrêa (2006) afirma, travertino é um termo genérico utilizado para designar depósitos carbonáticos maciços em forma de terraços, terracetes ou represas e que podem ser encontrados ao redor de fontes hidrotermais ou em diversos ambientes de terrenos carbonáticos como cavernas (Figura 12), rios e córregos (PENTECOST, 2005).

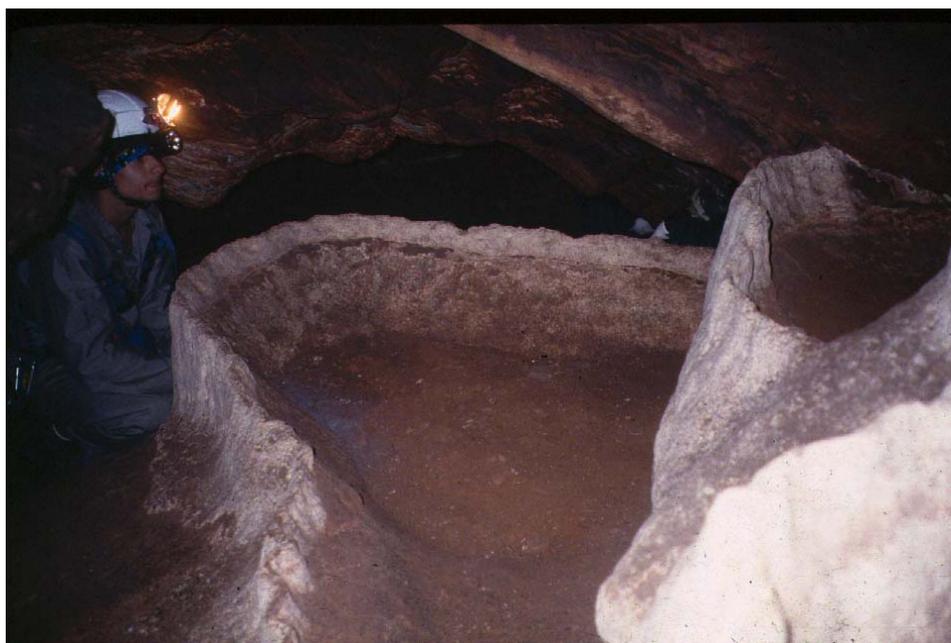


Figura 12: Bacias de travertino na gruta Novo Tempo, distrito de Boa Sorte, município de Cantagalo/RJ (Fonte: *Sociedade Carioca de Pesquisas Espeleológicas*)

As variadas morfologias de terraços de travertinos possuem características litológicas e petrográficas muito similares, pois os fatores que controlam o crescimento dos diferentes morfotipos são os mesmos. Sabe-se atualmente que a formação destes depósitos depende da interação entre a química da água, a cinética de precipitação, topografia, hidrodinâmica, degaseificação de CO₂, erosão, sedimentação e atividade biológica. Este processo é de grande complexidade e continua sendo até o momento um problema intrigante. A contribuição e o efeito de cada um desses parâmetros na construção dos “terraços de travertino” ainda é uma questão a ser resolvida (HAMMER, 2010).

No presente trabalho, o termo “travertino” será utilizado em seu sentido genérico e, portanto, serão considerados apenas feições macroscópicas que se encontram associadas aos depósitos de tufas.

4.3 Tufas calcárias

4.3.1 Características Gerais

As tufas calcárias são depósitos carbonáticos de superfície que contém tipicamente restos e vestígios de macrófitas e micrófitas, invertebrados e microorganismos. A estrutura sedimentar desta rocha é tipicamente caótica e sua consistência varia de friável a compacta. Apresenta porosidade intercrystalina de baixa a moderada, porém a porosidade estrutural é geralmente alta (FORD & WILLIAMS, 1989; FORD & PEDLEY, 1996; PENTECOST, 2001).

É comum observar este tipo de depósito sendo formado em áreas onde ocorre ressurgência de águas continentais subterrâneas. Estas emergem de aquíferos saturados em $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ cujas águas, ao chegarem a superfície, tendem a perder CO_2 para a atmosfera, uma vez que os níveis atmosféricos deste gás são bem menores que em subsuperfície. A precipitação físico-química de minerais de CaCO_3 dá-se principalmente pela perda de CO_2 que pode ainda ser acelerada por altas taxas de evaporação, agitação da água e/ou por atividade fotossintética (FORD & WILLIAMS, 1989; FORD & PEDLEY, 1996; PENTECOST, 2001; ZHANG *et al.*, 2001; CORREA, 2006). Ainda se discute a influência biológica na formação destes depósitos carbonáticos e, alguns autores como Pentecost (2005), acreditam que seja difícil determinar o papel da biota na precipitação dos carbonatos. Outros autores como Emeis *et al.* (1987), Casanova (1991) e Ford & Pedley (1996) afirmam que a biomediação é de grande importância no processo de precipitação carbonática, principalmente em locais de baixo fluxo d'água. Recentemente, Rogerson (2008) e Pedley (2009) através de experimentos controlados em laboratório mostraram que a participação biológica é relevante inclusive em ambientes de alta energia, como cachoeiras.

4.3.2 Gênese de tufas

Embora exista uma vasta gama de minerais de carbonato (aragonita, siderita, gipsita, dolomita, ankerita), os depósitos secundários são comumente formados por calcita, que é quimicamente composta apenas por carbonato de

cálcio. O mineral aragonita apresenta a mesma constituição química da calcita, mas o padrão das estruturas cristalinas é diferente, sendo a calcita mais termoestável e, portanto, mais abundante na natureza (PETTYJOHN, 1957; BICALHO, 2003; SAMPAIO & ALMEIDA, 2005).

A equação geral (1) de precipitação da calcita é:



O fenômeno de precipitação de carbonato de cálcio e a consequente formação de tufas ou de quaisquer carbonatos secundários, ocorre devido a um conjunto de processos físico-químicos (gerando calcificação inorgânica) e/ou biológicos (gerando calcificação por indução ou influência biológica).

A constância da deposição dos minerais de carbonato estará garantida enquanto a temperatura se mantiver entre 10°C e 30°C, a disponibilidade hídrica permanecer de média a alta, o pH da água for básico, a pressão de CO₂ estiver baixa e a saturação de bicarbonato de cálcio for constante. Algumas variáveis ambientais poderão ainda influenciar na velocidade de formação e espessamento do depósito tais como: relevo, turbulência e velocidade da água, fotossíntese e atividade biológica (EMEIS *et al.*, 1987; FORD & WILLIAMS, 1989; CHAFETZ *et al.*, 1991; TUCKER, 2001; ZHANG *et al.*, 2001; OLIVEIRA, 2009).

Em relevos íngremes, por exemplo, a velocidade e a turbulência da água são maiores. Como a molécula de 2HCO₃ é instável, a simples aceleração do fluxo d'água resulta na desagregação da molécula e liberação de gás carbônico. A fotossíntese e a evaporação, por sua vez, também podem influenciar na concentração deste gás, retirando-o constantemente do ambiente. A diminuição da pressão de CO₂ irá então induzir a precipitação físico-química do carbonato, formando o depósito.

Regiões temperadas apresentam grande amplitude de temperatura ao longo do ano e, durante o inverno, a temperatura permanece por volta de 5°C ou menos. Já nas regiões próximas aos trópicos, a amplitude térmica diária é maior que a anual. Raramente a temperatura fica abaixo de 10°C, salvo em algumas localidades específicas que, devido a fatores como altitude, pode apresentar até

mesmo temperaturas abaixo de 0°C, durante o inverno (FORD & WILLIAMS, 1989; OLIVEIRA, 2009). Quanto à disponibilidade hídrica, em regiões tropicais a taxa de evaporação é alta e as chuvas são perenes. Nos períodos de seca, a pluviosidade pode reduzir a menos da metade, mas mesmo assim, a precipitação anual nos países tropicais é maior que em países temperados (NIMER, 1979; RADAMBRASIL, 1983; SANT'ANNA NETO, 2005). O clima tropical também favorece o crescimento e estabelecimento da vegetação, muito mais abundante e diversa nessas regiões. Isto leva a maiores taxas fotossintéticas, aumentando ainda mais a liberação de CO₂ para a atmosfera. Devido a todos os fatores apresentados, é possível afirmar que nos trópicos, a formação de tufas pode acontecer de maneira constante, sem interrupção, uma vez que a umidade e a temperatura são geralmente altas, enquanto em zonas temperadas, pode haver interrupção deste processo durante a fase mais fria e seca do ano (CARTHEW, 2003a).

4.3.3 A nucleação

O processo de nucleação é de extrema importância para a formação de depósitos químicos, dentre eles, os carbonáticos. Este fenômeno atua acumulando e aglutinando os microcristais em suspensão, impedindo, portanto, a dispersão destas partículas. Existem dois tipos de nucleação: a física e a bioquímica (VENABLES *et al.*, 1984; OLIVEIRA, 2009).

A nucleação física ocorre quando existe uma diferença entre a carga eletrostática dos microrcristais dispersos e do substrato onde ocorrerá a nucleação. Este tipo de nucleação pode ainda ser desencadeado por processos biológicos. Durante a fotossíntese, algas, plantas e cianobactérias liberam oxigênio que formam bolhas com carga eletrostática idêntica a do substrato e diferente dos cristais em suspensão, o que resulta na nucleação física (VENABLES *et al.*, 1984; CHAFETZ *et al.*, 1991; OLIVEIRA, 2009).

Já a nucleação bioquímica está relacionada à aderência de partículas de carbonato de cálcio a exopolissacarídeos (EPS) secretados por bactérias, cianobactérias e algas. Este produto metabólico apresenta textura pegajosa e tem como objetivo garantir a sobrevivência destes microrganismos, protegendo-os contra produtos tóxicos, estresse termal e predação (DECHO, 1990; STAL, 1995).

Além disso, o EPS promove a união das células e, no caso das bactérias, serve como um meio para comunicação química entre os indivíduos de uma determinada população ou comunidade (CRAPEZ, 2010). Esta substância pode atuar tanto na nucleação bioquímica (aprisionamento dos microcristais), explicitada acima, quanto na nucleação física, uma vez que este apresenta a mesma carga eletrostática do substrato (EMEIS *et al.*, 1987; CHAFETZ *et al.*, 1991; OLIVIERA, 2009).

4.3.4 Deposição sazonal

Muitas tufas são formadas por intercalações centimétricas a decimétricas de texturas porosas e maciças. Esta característica sugere uma alternância sazonal na deposição. Os fatores que controlam a textura das tufas em crescimento são a temperatura, irradiância, atividade biológica e hidrologia, principalmente o fluxo d'água. Estes fatores variam ao longo do ano, e por isso a contribuição de cada um destes na formação da tufa é diferente (ANDREWS & BRASIER, 2005; GRADZÍNSKI, 2010).

Latham & Schwarcz (1992), Ford & Pedley (1996) e Andrews & Brasier (2005) atribuíam uma maior taxa de precipitação de carbonato ao verão, período mais quente e úmido com grande disponibilidade de água no sistema. Nos meses de inverno, o elevado déficit hídrico levaria a uma drástica redução na precipitação. No entanto, estudos realizados nos trópicos notam uma menor precipitação carbonática durante o verão uma vez que a grande quantidade de água acaba por diluir a solução, o que reduz a saturação de sais na água, inibindo a formação de tufas. Além disso, o aumento acentuado na vazão das drenagens favorece a erosão dos depósitos (CORRÊA, 2006). Oliveira (2009) percebeu que regiões tropicais não sofrem uma interferência sazonal tão intensa quanto às regiões temperadas, onde o inverno é tão frio que mata a biota, influenciando na deposição das tufas. Porém, em sua área de estudo – Serra da Bodoquena, MS – ele percebeu que as tufas fitohermais são formadas principalmente durante o inverno. Nesta estação a menor quantidade de chuva leva a um menor aporte de terrígeno e, conseqüentemente, a uma coluna d'água mais transparente que permite a entrada de luz favorecendo a fotossíntese e a conseqüente proliferação de cianobactérias. Recentemente, estudos contestaram esta padronização na

deposição sazonal. Gradzinski (2010), por exemplo, calculou a taxa de crescimento em quatro sítios: Zarivá, Karwów, Lucky e Haj, depósitos localizados entre a Eslováquia e a Polônia. O autor percebeu que nos três primeiros sítios, a taxa de crescimento foi maior no verão de 2003, enquanto em Haj, o maior desenvolvimento da tufa foi durante o inverno de 2002-2003. Isto ocorreu devido a uma condição hidrológica específica da região durante este período, quando a contribuição de água subterrânea aumentou. Sendo assim, conclui-se que a taxa de crescimento não dependerá exclusivamente das condições climáticas, mas também do regime de águas subterrâneas local. Em Lucky, por exemplo, os altos valores de crescimento durante o verão foram devido a uma anomalia climática que ocorreu durante o ano de 2003. O clima anormalmente seco e quente, com taxa de precipitação abaixo da média, causou uma diminuição da contribuição de águas meteóricas e, portanto, a proporção de águas subterrâneas aumentou, alterando a química da água que alimenta o depósito e estimulando o crescimento vigoroso da tufa.

Que existe uma variação sazonal na deposição de carbonatos continentais é incontestável. Porém, pode-se observar que não existe uma tendência comum, um padrão na taxa de crescimento sazonal em tufas. Na realidade a variação na taxa de precipitação de minerais carbonáticos está relacionada a fatores abióticos e bióticos² regionais e principalmente locais. Por isso torna-se ainda mais complicado comparar taxa de crescimento de tufas em regiões temperadas e tropicais, visto que o clima temperado apresenta quatro estações bem marcadas enquanto no clima tropical é possível diferenciar apenas duas estações: verão e inverno.

4.3.5 Classificação das tufas

Oliveira (2009) elaborou um interessante histórico sobre as tentativas de classificações das tufas desde o fim do século XIX até o presente. As classificações iniciais eram insatisfatórias, pois, quando não puramente descritivas, estas eram baseadas em aspectos pontuais, como a classificação

² As conseqüências das mudanças sazonais na comunidade microbiana bentônica e a influência deste fator (biótico) na precipitação de carbonato serão abordadas com maiores detalhes no item 4.4.3.4 (p. 51) desta dissertação.

botânica proposta pela primeira vez por Irion & Müller (1968), a classificação físico-química sugerida por Ordoñez e colaboradores em 1983 e a classificação geológica de Brancaccio *et al.* (1986). Em 1996, Ford & Pedley apresentaram uma classificação que hoje é a mais utilizada no meio científico. Para tal, o autor levou em conta a gênese, o ambiente de deposição, além da presença de macro e microvestígios orgânicos, abrangendo assim todos os aspectos utilizados anteriormente por outros cientistas. No presente trabalho, será utilizada a classificação faciológica proposta por Pedley (1990) e Ford & Pedley (1996) (Quadro 3).

Quadro 3: Classificação faciológica adaptada de Pedley (1990) e Ford & Pedley (1996).

ALÓCTONE		AUTÓCTONE
Microdetrítica	Macrodetrítica	Fitohermais
<u>Matriz suportada</u>	<u>Clasto suportada</u>	
Micrítica	oncoidal e cianólita	(a) Camadas de pelóides e micrita (bacteriohermas tipo estromatolítico);
Peloidal	intraclástica	(b) Microherma formada por colônias de cianobactérias;
Sapropelítica	Fitoclástica	
Litoclástica	Litoclástica	(c) Estrutura composta por macrófitas recobertas por micrita e franjas e cimento de calcita espática.
Lime Mudstone	Wacke/Packstone Grainstone	Boundstone

Segundo Pedley (1990) as *tufas autóctones fitohermais* são aquelas que apresentam fábrica altamente porosa e permeável e presença de restos de macrófitas, fungos, diatomáceas e de cianobactérias em abundância. Orifícios preenchidos com micrita, fitoclastos e tufa detrítica também são comuns. Já as *tufas autóctones estromatolíticas*, como o nome já diz, constituem fácies dominadas por estromatólitos de até 1 m de diâmetro. Estes esqueletos geralmente estão associados às cianobactérias do gênero *Oscillatoria*. Dentre as *alóctones macrodetríticas*, as *fitoclásticas* são formadas tipicamente por pedaços de galhos e folhas transportados, que formam o principal arcabouço da rocha. As *cianólitas oncoidais* são compostas por oncólitos esféricos a subesféricos com núcleos variados (fragmentos de madeira, gastrópodes, grãos de quartzo, ossos de morcegos). A fábrica é grão-suportada, associada com micrita ou intraclastos

tufáceos. Geralmente este tipo de fácies está associada a fluxos d'água de baixa energia. As *litoclásticas* são ricas em restos inorgânicos, que formam o principal arcabouço da rocha sendo estas, portanto sustentadas pelos clastos. Nas *intraclásticas detríticas* predominam sedimentos tamanhos silte e areia, associados a fragmentos de tufas originados anteriormente.

Os *depósitos alóctones microdetríticos* compreendem tufas *litoclásticas*, *sapropelíticas*, *micríticas* e *peloidais*. As *litoclásticas microdetríticas* diferem das *macrodetríticas* pelo simples fato de serem sustentadas pela matriz. As *sapropelíticas* são formadas por pequenas partículas de restos orgânicos transportados e, as *micríticas*, caracterizam-se por apresentarem camada de micrita bem densa. Acredita-se que sua origem esteja associada à precipitação de calcita extracelular durante a fotossíntese. Podem estar associadas às tufas fitohermais. Já as *peloidais* são depósitos muitas vezes sustentados por grãos do tipo peloidal agrupados em massas polinucleadas e que medem menos de 70 µm, sendo, portanto, perceptível apenas em microscópio.

A complexidade de litofácies em sistemas tufáceos resulta diretamente da relação destes sistemas com as irregularidades do substrato, ou seja, as litofácies estarão associadas à diferentes ambientes deposicionais. Ford & Pedley (1996) e Carthew (2003a) definem quatro tipos de ambientes deposicionais: *fluviais*, *palustres*, *lacustres* e de *vertente* (ou de nascentes suspensas – *perched springline*) (Figura 13). O modelo *fluvial* ainda pode ser subdividido em *entrelaçado* e de *barragem*, enquanto o de *vertente*, em *proximal* e *distal* (Quadro 4).



Figura 13: Tufa lacustre no Parque Nacional Ruidera, Espanha (imagem retirada de Pedley, 2009).

Um quinto modelo, a *tufa de cascata*, foi descrito por Pedley (1990). Carthew (2003a) chegou a classificá-lo como um sub-ambiente fluvial, todavia, atualmente, este modelo passou a ser considerado uma característica faciológica comum a qualquer ambiente que apresente superfícies verticais (modelo fluvial de barragem, de vertente, etc.) (PEDLEY, 2009).

Quadro 4: Modelos de ambientes deposicionais de tufas adaptado de Pedley (1990), Ford & Pedley (1996) e Carthew (2003a).

AMBIENTE DEPOSICIONAL	SUBAMBIENTE	CARACTERÍSTICAS E LITOFÁCIES
Nascentes suspensas ou vertente	<u>Proximal</u>	Depósitos lobulados, com superfície convexa ou achatada, que se desenvolvem a partir de ressurgências de águas subterrâneas. Cortinas de musgos (tufas fitohermais) que recobrem a cachoeira são responsáveis pela precipitação de carbonato. Cavernas podem ser formadas atrás da cortina de tufa e estalactites podem crescer no local. Nas áreas mais íngremes, onde a água flui rapidamente, encontram-se terraços de travertino . Os depósitos próximos às fontes podem tornar-se subhorizontais e formar poças que apresentarão fácies semelhantes às formadas em ambientes palustres como as estromatolíticas . Podem conter tufas fitoclásticas .
	<u>Distal</u>	Depósitos quase horizontais formados por tufas intraclásticas detriticas com raras lentes de fitoclastos associadas ao local. Níveis de paleosolos são comuns.
Fluvial	<u>Barragem</u>	Desenvolvida normalmente em passagens estreitas a partir do represamento da água corrente por uma série de barragens de tufas fitohermais formadas a jusante do rio. À montante encontram-se tufas micríticas associadas a pequenas porções de tufas fitohermais .
	<u>Entrelaçado</u>	Tufa cianólita oncoidal associadas a lentes de tufas fitoclásticas marginais e a tufas microdetriticas com desenvolvimento de estromatólitos assimétricos ao leito do rio.
Lacustre		Associadas a extensos e lânticos corpos d'água, onde na margem desenvolvem-se tufas fitohermais e estromatolíticas . Em lugares de profundidade menor que 5 m, é comum encontra-se algas do gênero <i>Chara</i> . Todo o fundo do lago é coberto por tufa microdetritica que pode estar associada com os produtos das florações sazonais de algas.
Palustre		Desenvolvidas em enconstas pouco drenadas (pantanosas). É comum a incrustação de macrófitas gerando tufas fitohermais. Tufas microdetriticas podem ser formadas localmente nos poços (micrítica, peloidal, sapropelítica e litoclástica).

Nos diferentes ambientes supracitados podem ocorrer processos semelhantes de deposição e, por isso, as características petrográficas são comuns a mais de um modelo deposicional (Quadro 4) (FORD & PEDLEY, 1996).

O subambiente distal de uma *tufa de nascente suspensa* (ou *de vertente*) também se assemelha em alguns aspectos às *tufas palustres*. Já o modelo *fluvial entrelaçado* contém aspectos similares ao modelo *lacustre* (FORD & PEDLEY, 1996).

4.3.6 Tufas no Brasil e no Mundo

As tufas calcárias são rochas organosedimentares de ampla distribuição geográfica, ocorrendo comumente em todos os continentes do planeta, sob regimes climáticos variados (de semi-árido a temperado). Os depósitos mais estudados até o momento estão localizados no hemisfério norte, principalmente nos Estados Unidos e em muitos países europeus (FORD & PEDLEY, 1996).

Na Inglaterra já foram catalogados mais de 159 tufas ativas e inativas, metade destas associadas ao regime hidrológico de calcários de idade carbonífera (359 a 299 M.a.) localizados ao norte da Inglaterra. Na Itália está localizado um dos maiores depósitos de nascentes suspensas que cobre uma área de cerca de 10 km². As rochas carbonáticas mesozóicas presentes na Espanha, Alemanha e no sul da França, dão origem a numerosos e variados depósitos. Em Valencia, na Espanha, estão os depósitos de tufa mais antigos do mundo, datados do Paleoceno (66 a 56 M.a.). Ao sul da Alemanha, na cidade de Schwabian Alps, os depósitos não impressionam por seu tamanho, beleza ou antiguidade, mas sua fama está relacionada a publicação do primeiro e aclamado trabalho sobre deposição inorgânica de carbonatos em substrato biológico (algas, musgos, folhas) publicado pelos autores Irion & Müller (1968). Depósitos antigos e inativos são encontrados até mesmo na Suíça e na Áustria, países cuja temperatura é tão baixa, que a formação atual de tufas torna-se improvável. A maior parte dos depósitos nesses países está coberta por cascalhos e morenas do Pleistoceno Tardio. Na Áustria, ainda é possível observar-se tufas algálicas incrustando pedras e cascalhos das bordas de lagos alpinos. Tufas palustres e em cascata são encontradas na Noruega. Estas são consideradas os depósitos mais boreais do mundo. Os mais famosos e belos depósitos fluviais, por sua vez, estão localizados em Plitvice, na Croácia, ao longo do rio Koranga (Figura 15) (FORD & PEDLEY, 1996).

O depósito de maior extensão fica no continente asiático, especificamente em Antalya, na Turquia. Neste local, tufas fluviais cobrem cerca de 650 km² e os depósitos chegam a medir 270 m de espessura. Na Ásia, vários países apresentam ocorrência de tufas, como Afeganistão, Paquistão, Índia, Japão, dentre outros (FORD & PEDLEY, 1996).

No hemisfério sul, poucas tufas foram descritas até o momento. Existem importantes depósitos na Oceania, na África e na América do Sul. Especificamente no Brasil, foram registradas tufas nas regiões Centro-Oeste (Serra das Araras, MT; Corumbá, MS e Serra da Bodoquena, MS), Sudeste (Centro Norte fluminense, RJ e Monjolo, MG) e Nordeste (Bacia Potiguar, CE e RN; Umbuzeiro surubim, PB; Serra da Borracha, BA; Vale do Rio Jacaré, BA ; Vale do Rio Salitre, BA) (figuras 14 e 16). Sem dúvidas o maior e mais estudado depósito brasileiro é o da Serra da Bodoquena. Nesta localidade e no Centro Norte fluminense são encontrados depósitos em plena formação. Todas as outras localidades apresentam apenas depósitos inativos (CORRÊA, 2006).

Principais Depósitos de Tufa no Brasil

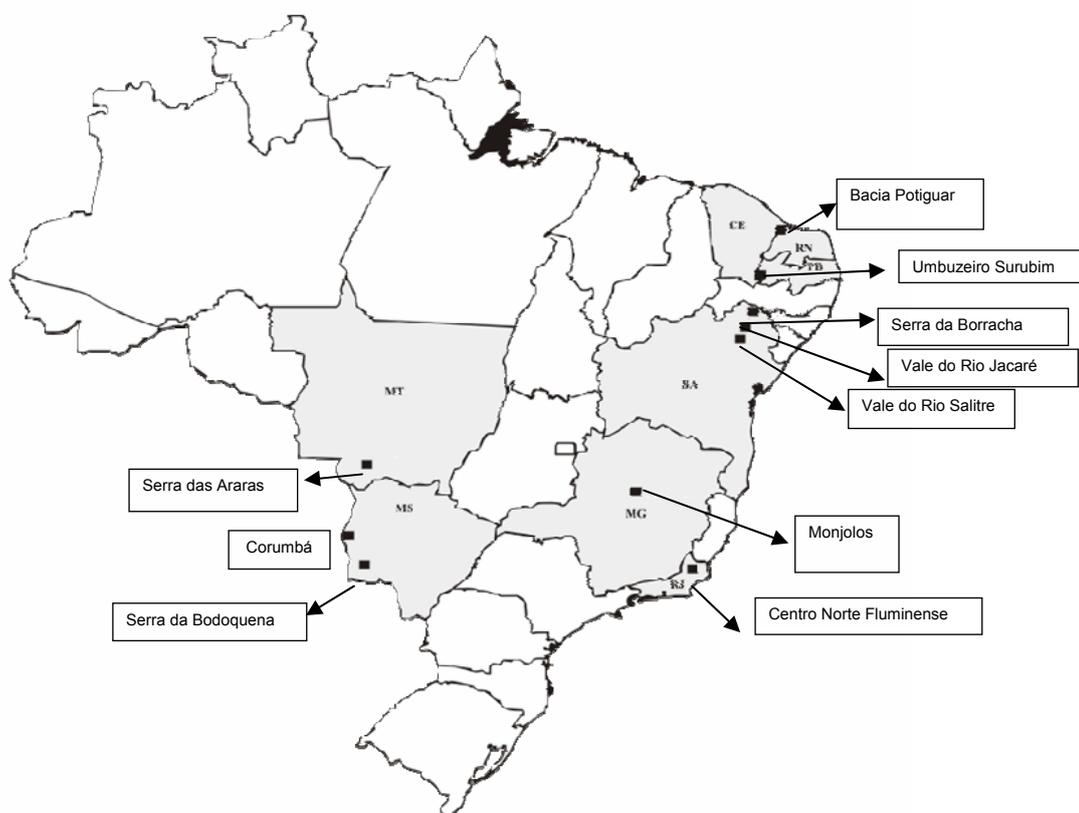


Figura 14: Distribuição dos principais depósitos de tufas em território brasileiro (adaptada e CORRÊA, 2006).



Figura 15: Observar os depósitos fluviais de barragem no parque de Plitvice na Croácia.

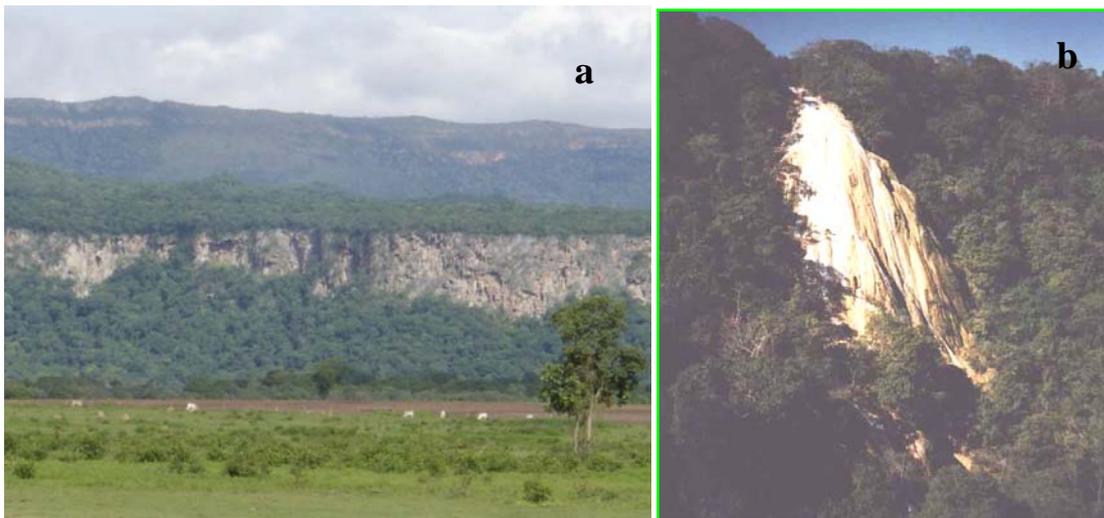


Figura 16: (a) escarpa da Formação Xaraiés na Serra das Araras, MT; (b) tufa em cascata na Serra da Bodoquena, MS.

4.4 Aspectos microbiológicos

4.4.1 Versatilidade dos procariotos

A Terra primitiva apresentava uma atmosfera tóxica e temperaturas extremamente altas, o que tornava improvável o surgimento de vida sob tais condições. Entretanto, os primeiros registros de vida datam desta mesma época

em que o ambiente era tão hostil. A vida surge há aproximadamente 3,5 bilhões de anos, e os primeiros organismos deviam ser no mínimo muito versáteis e resistentes para conseguir sobreviver naquela época. Acredita-se que os primeiros seres vivos tenham sido microorganismos muito semelhantes às bactérias atuais e que estes tenham participado ativamente da modelagem de condições para a evolução dos organismos pluricelulares. Estima-se que atualmente, só nos oceanos, o número de bactérias chegue a 10^{29} células e que a diversidade destes microorganismos é imensa, exercendo importantes funções principalmente nos ciclos biogeoquímicos. Na realidade, é difícil pensar em processos que estes organismos não estejam envolvidos (CRAPEZ, 2010).

Bactérias e cianobactérias participam de vários processos geológicos, influenciando inclusive na formação de rochas sedimentares, principalmente as carbonáticas.

4.4.2 A influência dos procariotos na formação de rochas carbonáticas

As rochas carbonáticas podem ser formadas por três processos diferentes: mineralização, biomineralização ou organomineralização. A mineralização é quando a construção da rocha em um substrato abiótico acontece devido a fatores como degaseificação, evaporação e supersaturação, sem a menor influência biológica. A biomineralização segundo Mann (2002) e Perry *et al.* (2007) é o produto da captação seletiva de elementos, os quais são incorporados a estruturas funcionais de organismos, por controle biológico estrito. Através deste processo são formadas as conchas de moluscos, os esqueletos de algas calcárias, etc. Já a organomineralização é o processo em que a precipitação de um mineral qualquer ocorre devido à interação deste com uma matriz orgânica. Esta precipitação não é geneticamente controlada. A organomineralização pode ser:

1) Intrínseca e ativa (biologicamente induzido): atividade microbiana induz as condições para a precipitação, sendo essencial a presença destes microorganismos vivos durante o processo de organomineralização. A matriz orgânica influencia inclusive na morfologia e composição dos cristais.

2) Extrínseca e passiva (biologicamente influenciado): a mineralização da matéria orgânica não depende diretamente da presença de organismos vivos (DUPRAZ *et al.*, 2009).

4.4.3 Os microbialitos

Segundo Burne & Moore (1987):

“Microbialitos são depósitos organosedimentares resultantes do aprisionamento e união de partículas de sedimentos detríticos a partir de comunidades microbianas bentônicas (CMB)”

Esta afirmativa significa que os microbialitos são originados apenas a partir do processo de organomineralização, ou seja, sua formação está diretamente associada à presença de comunidades microbianas bentônicas. Sendo assim, de acordo com o que foi definido no item 4.3.2 desta dissertação, as litofácies fitohermais e estromatolíticas das tufas calcárias podem ser consideradas um tipo de microbialito.

4.4.3.1 As comunidades bentônicas microbianas

Comunidades bentônicas microbianas (CBM) são associações complexas de procariotos fotossintéticos, bactérias quimioautotróficas, heterotróficas e microalgas eucariotas (BAULD, 1986 *apud* BURNE & MOORE, 1987). As células destes microorganismos podem ser preservadas como fósseis, porém, estes só podem ser identificados com o auxílio de MEV (microscopia eletrônica de varredura). Com isso a maior parte dos estudos baseia-se principalmente nos registros geológicos macroscópicos: as estruturas organosedimentares. (MERZ-PREIß & RIDING, 1999; CHUTKO & LAMOUREUX, 2009; OLIVEIRA, 2009).

As CBMs podem interagir com o sedimento de três formas diferentes:

1) Filme: os organismos estão dispersos pelo sedimento frouxamente consolidado.

2) Esteira: existe uma íntima associação entre uma CBM coesa e os sedimentos detríticos capturados. É constituída principalmente por cianobactérias.

Frequentemente apresentam laminações, as quais possuem cores diferentes como resultado do crescimento de fotoautotróficos compostos de diferentes pigmentos fotossintetizantes excitados por frequências distintas do espectro de luz disponível. A morfologia desta varia de acordo com a salinidade, luminosidade, velocidade da corrente, temperatura, aporte de nutrientes, competição, dentre outros fatores (MARTINEZ-ALONSO, 1992; DUPRAZ *et al.*, 2006).

3) Grumos – produzidas pela mineralização das células das bactérias bentônicas. Constituída principalmente por cianobactérias cocóides.

Dependendo do tipo de interação das CBMs com o sedimento (filme, esteira ou grumo) e da composição desta comunidade (que espécies microbianas estão presentes no microambiente), serão geradas diferentes estruturas internas que, de maneira geral, classificam-se em:

- 1) Estromatolítica (KALKOWSKY, 1908): laminação pode ser delgada ou não, e em alguns casos, ligeiramente plana. Maior parte destas estruturas é formada por cianobactérias filamentosas. Apresentam grande variedade de formas (estratiforme, domal, nodular, ramificado, colunar e biscuit) e tamanhos (entre micrômetros a 10 metros de altura). A forma pode ser influenciada por processos erosivos e diagenéticos (DUANE & AL-ZAMEL, 1999).
- 2) Trombolítica (AITKEN, 1967): textura grumosa ou coagulada, estruturação não laminada, formadas principalmente por cianobactérias cocóides. Alguns autores a consideram um produto do distúrbio ou alteração de estromatólitos.
- 3) Críptica (AITKEN, 1967; KENNARD & JAMES, 1986) estrutura imprecisa, mosqueada e irregular. Apenas identificáveis em microscópio.
- 4) Oncolítica (PIA, 1927): laminação concêntrica com notória influência microbiana.
- 5) Esferulítica (TAYLOR, 1975): agregados de esferulitos.

Sendo assim, o microbialito estromatolítico pode ser chamado de **estromatólito**; o microbialito trombolítico de **trombólito** e o microbialito oncolítico de **oncólito**. As outras duas categorias são chamadas de microbialito críptico e

microbialito esferulítico (BURNE & MOORE, 1987). Na realidade, estas estruturas internas não aparecem sempre isoladas uma das outras, uma vez que a formação de cada tipo está diretamente relacionada a determinadas características ambientais as quais modificam ao longo do ano. Se ao longo do período de crescimento, a CBMs não sofrer nenhum tipo de distúrbio, a tendência é que se desenvolvam laminações regulares. Este padrão é resultado de variações sazonais da composição específica, da densidade de organismos fotossintetizantes e de níveis de excreção de polissacarídeos que modificam em resposta a mudanças periódicas da intensidade de luz, da temperatura e da profundidade da coluna d'água (MARTINEZ-ALONSO, 1992).

4.4.3.2 Atividade metabólica nas esteiras microbianas

As CBMs, quando em formato de esteiras microbianas, apresentam estratificação, isto é, camadas que são dominadas por diferentes guildas³. Abaixo segue uma sequência com a distribuição destes microorganismos ao longo das camadas:

- 1ª) na camada mais externa é comum encontrar cianobactérias e eubactérias heterotróficas aeróbias. Muitas vezes estão presentes sulfato-redutoras tolerantes a altos níveis de oxigênio.
- 2ª) logo abaixo da 1ª camada estão as bactérias fotossintetizantes anoxigênicas.
- 3ª) entre a camada que inicia a redução dos níveis de oxigênio e a região anoxigênicas quem domina são as fermentativas.
- 4ª) a penúltima camada é dominada por heterotróficas anaeróbicas, principalmente sulfato-redutoras estritas.
- 5ª) bactérias oxidantes de sulfeto (quimiolitotróficas) ocupam a camada mais profunda da esteira.

O microambiente é caracterizado pela flutuação de gradientes físico-químicos, principalmente luz, oxigênio, carbono e sulfetos. As diferentes guildas

³ Guildas correspondem à associação de organismos ou microorganismos que apresentam mesmo hábito alimentar ou nicho ecológico.

estarão localizadas em camadas distintas de acordo com as condições microambientais ideais para estas (BURNE & MOORE, 1987).

Cianobactérias ocupam com sucesso diversos tipos de ambientes conseguindo sobreviver em condições óxicas ou anóxicas e subsistindo por muitas horas na ausência de luz. Para conseguir resistir ao período escuro, algumas espécies são capazes de assimilar e armazenar açúcares e outros compostos orgânicos durante o período claro (fotoheterotrofia) para que na ausência de luz possam obter energia a partir dos carboidratos endógenos acumulados durante o dia. Se além de escuro, o microambiente for anóxico, algumas cianobactérias serão capazes de realizar fermentação. Outras, na ausência de oxigênio utilizam sulfeto (uma substância altamente tóxica para algumas espécies) como acceptor de elétrons⁴ (RIPPKA, 1972). Existem ainda cianobactérias que toleram alta salinidade e resistem à baixa disponibilidade de água, estas espécies são adaptadas a locais desérticos (VERRECCHIA *et al.*, 1995).

Apesar da versatilidade metabólica das cianobactérias, quando estas ocupam locais abaixo da zona eufótica, estarão em competição com outros microorganismos heterotróficos, os quais dominam os estratos afóticos. Durante períodos de morte de cianobactérias, aumenta a disponibilidade de carbono orgânico o que influencia diretamente na taxa de decomposição (STAL, 1995).

As cianobactérias são produtores primários ocupando a base da cadeia alimentar em diversos microecossistemas. Sua atividade fotossintética irá aumentar a concentração de O₂ na camada superior da esteira. Como a difusão deste O₂ é relativamente lenta estes dois fatores irão resultar na supersaturação deste gás no microambiente. Já a constante fixação de CO₂ no período claro leva a uma baixa de carbono inorgânico disponível no microambiente. No momento em que for alcançada a supersaturação de oxigênio e a depleção de CO₂, a fixação de carbono fotossintético será interrompida. Embora as cianobactérias sejam conhecidas por possuir mecanismos eficientes de acumulação de CO₂ e serem capazes de absorver bicarbonato, acredita-se que estes mecanismos não sejam suficientes para suprir as demandas metabólicas em determinados períodos. Por

⁴ Aceptores de elétrons são elementos químicos que tendem a ganhar elétrons numa reação de oxiredução. Na respiração aeróbia o O₂ serve como um acceptor de elétrons. Esta molécula é um agente oxidante que ao ganhar elétrons sofre redução. A reação de redução do O₂ é altamente exergônica (SADAVA *et al.*, 2009).

isso, neste momento, as cianobactérias precisarão de uma nova forma de obtenção de energia, o glicolato, o qual é produzido a partir de fotorrespiração. O oxigênio passará a ser intensamente consumido e pouco produzido. Quando a escuridão pára a fotossíntese, a rápida dinâmica do oxigênio nas comunidades bentônicas e a relativamente lenta difusão de oxigênio leva a uma redução drástica deste elemento neste período e em pouco tempo o microrambiente fica anóxico. As cianobactérias então deixam de fazer degradação aeróbica e iniciam o processo de fermentação junto às eubactérias fermentadoras. Isto levará a um grande aumento na produção de acetatos, lactatos e etanol que serão a principal fonte de carbono orgânico do microambiente durante o período escuro (MARTINEZ-ALONSO, 1992; STAL, 1995).

Resumindo o que foi discutido acima, a mais importante fonte de matéria orgânica em uma comunidade microbiana bentônica é provavelmente a fotorrespiração de dia, formando glicolato, e a fermentação a noite, produzindo acetato, lactato e etanol. Estes compostos são excelentes substratos para bactérias sulfato redutoras (STAL, 1995).

No passado, acreditava-se que as bactérias sulfato-redutoras eram anaeróbias estritas, porém, estas ocorrem inclusive no topo das esteiras e biofilmes (COHEN, 1989). Atualmente, sabe-se que as bactérias sulfato redutoras toleram oxigênio por longos períodos e algumas, inclusive, fazem respiração oxigênica. A atividade das sulfato-redutoras origina sulfetos os quais podem ser oxidados quimicamente ou biologicamente. A camada mais profunda é dominada por bactérias quimiolitotróficas que oxidam os sulfetos produzidos pelas sulfato-redutoras (STAL, 1995), retroalimentando todo o sistema.

Em qualquer comunidade microbiana bentônica, os microorganismos apresentam uma relação de interdependência quase mutualística, pois todos dependem das condições criadas e dos metabólitos produzidos pelas diferentes guildas da comunidade. Claramente, as propriedades fisiológicas e a coordenação do metabolismo microbiano através de *quorum sensing*⁵ podem ser a chave para o sucesso das esteiras microbianas no meio ambiente durante toda

⁵ *Quorum sensing* é um sofisticado sistema de comunicação interbacteriana capaz de enviar e receber mensagens químicas que permitem a coordenação de comportamentos cooperativos tanto a nível populacional como também a nível de comunidade. As bactérias usam a produção, liberação, troca e detecção de moléculas sinalizadoras para medir a densidade celular e emitir uma resposta em relação ao número de células (CAPREZ, 2010).

a história da Terra (BAUMGARTNER *et al.*, 2006; DECHO *et al.*, 2009; DUPRAZ, *et al.*, 2009).

4.4.3.3 Precipitação de carbonato em esteiras microbianas

Para a formação de microbialitos, não basta apenas a presença de cálcio em solução. Como explicitado anteriormente, é necessária a presença de complexas comunidades microbianas bentônicas para ocorrer a estruturação deste tipo de rocha carbonática. A construção e a destruição do precipitado carbonático varia de acordo com as mudanças de pH do meio. Metabolismos microbianos que induzem um aumento da alcalinidade do microambiente irão favorecer a precipitação do carbonato, enquanto metabolismos microbianos que induzem a produção de ácidos orgânicos ou o consumo da alcalinidade irão resultar na dissolução deste carbonato (BAUMGARTNER *et al.*, 2006).

Tanto cianobactérias quanto bactérias sulfato-redutoras (BSR) facilitam a precipitação. As cianobactérias aumentam a alcalinidade do meio a partir da captura de CO₂ durante a fotossíntese. Além disso, a atividade fotossintética reduz a concentração de CO₂ até o ponto de saturação deste com relação à calcita (STUMM, 1985). Já as BSR influenciam no pH a partir do consumo de sulfato e da produção de sulfetos aumentando a alcalinidade durante a decomposição da matéria orgânica. O sulfeto produzido pelas BRS serve de doador de elétrons para as bactérias quimiolitotróficas que oxidam o sulfeto. Durante este processo o carbonato de cálcio é dissolvido. (BAUMGARTNER *et al.*, 2006; BRAISSANT, 2007).

Durante anos a errada concepção de que as BSR restringiam-se às zonas anóxicas afetou a percepção de sua importância na precipitação e litificação de carbonato, processos que preservam as esteiras microbianas no registro geológico. Pesquisadores têm observado que as BSR não apenas sobrevivem na zona óxica como também exibem as maiores taxas de sulfato-redução nestas condições. Lyons *et al.* (1984) realizou um experimento a fim de medir os efeitos bióticos e abióticos na precipitação de carbonato em sedimentos continentais e percebeu que as taxas de sulfato redução correspondem às taxas de precipitação de carbonato. Estes resultados sugerem que as BSR podem realmente ser as

principais responsáveis pela litificação das esteiras microbianas. (BAUMGARTNER *et al.*, 2006).

Além da precipitação do carbonato ter uma relação direta com as alterações do pH provocadas pela comunidade microbiana, os depósitos também podem ser formados a partir de nucleação bioquímica, como explicado no item 4.4.3. As eubactérias, cianobactérias e algas produzem polissacarídeos naturalmente com o objetivo de unir e proteger as células contra estresses ambientais. Existem dois tipos de polissacarídeos:

- 1) EPS (exopolissacarídeos): fracamente associados às células, esta substância é secretada no meio e acabam sendo conhecidos como *mucilagem coletiva*.
- 2) CPS (polissacarídeos capsulares): são componentes estruturais que formam cápsulas ou bainhas que circundam a célula. São tipicamente encontrados em cianobactérias e microalgas.

Ambas as estruturas podem atuar na captura e aderência de minerais de carbonato por nucleação bioquímica.

4.4.3.4 A influência de variações sazonais em CBM

A composição das CBM sofre variações sazonais. Em regiões tropicais, durante o período úmido, predominam as cianobactérias e as sulfato-redutoras. Já no período seco, a sulfato-redução praticamente cessa e o número de cianobactérias reduz, porém, estas continuam sendo predominantes no microambiente. As flutuações na composição destas comunidades influenciam na flutuação do bandejamento de microbialitos. A precipitação organomineral ocorre mais intensamente durante a fase úmida. Na fase seca, levando-se em conta unicamente a composição microbiana, observa-se uma tendência à dissolução de carbonato ou um equilíbrio entre precipitação organomineral e dissolução. Todavia, a redução de pluviosidade leva a saturação de carbonato o que favorece a precipitação química do carbonato (BURN & MOORE, 1987; CARTHEW, 2006a). Esta concepção leva a crer que a precipitação seja um processo perene nos trópicos.

4.5 Aspectos microbiológicos

4.5.1 Influência de organismos eucariotos na precipitação de carbonato

Macrófitas (restos de plantas, musgos e algas pluricelulares) exercem um papel importante no desenvolvimento de depósitos tufáceos fitoclásticos, pois servem de arcabouço e/ou substrato para a formação e crescimento das tufas. Estes organismos podem ser incorporados às rochas em posição de vida ou fornecer pilhas de detritos orgânicos que podem ser integrados aos depósitos. O tamanho deste material orgânico varia de pequenas folhas e galhos a grandes troncos (Figura 17). Este tipo de tufa apresenta alta porosidade e pode resultar em depósitos bastante volumosos, indicadores de deposição por enxurrada (CARTHEW, 2003b).

Além de tufas fitoclásticas (depósitos de enxurrada), as macrófitas também podem formar outro tipo de depósito, as tufas fitohermais. Quando o pH está muito alto e a água muito saturada em cálcio, características ambientais típicas de períodos secos, a atividade fotossintética pode causar a calcificação extracelular (mineralização da região entre a membrana plasmática e a parede celular) de talos e da oosfera de algas do gênero *Chara*, principalmente. Macrófitas também auxiliam junto à comunidade microbiana bentônica na captura e aprisionamento de sedimentos em suspensão (IRION & MÜLLER, 1968; ANDREWS *et al.*, 2004).



Figura 17: Molde de tronco em tufa intraclástica detrítica no depósito 18 de Março (Fonte: SPEC, anos 1990)

4.6 Palinologia

A Palinologia é o estudo da morfologia e da dispersão de palinomorfos (grãos de pólen, esporos, dentre outras partículas orgânicas compostas por parede orgânica resistente). O primeiro trabalho sobre o tema foi publicado em 1910 por Lenart Von Post. O autor percebeu que grãos de pólen e esporos presentes em amostras de sedimento poderiam servir como indicadores de vegetação passada. Desde então, a palinologia tem sido utilizada amplamente como uma importante ferramenta em trabalhos de reconstrução paleoambiental e paleoclimática. Atualmente a palinologia pode ser aplicada em diversas áreas como em estudos de criminologia, polinização ecológica, estratigrafia, arqueologia, etc.

Grãos de pólen podem ser encontrados em todos os ambientes sedimentares, de continental a marinho englobando assim pântanos, manguezais, lagos, rios, etc. Contudo a preservação de palinomorfos depende de uma série de fatores dentre eles a litologia, o tipo de sedimento, diagênese e as condições ambientais que influenciaram no processo de sedimentação.

Em sedimentos tamanho areia (0,063 a 2 mm), encontra-se apenas megasporos e grandes grãos de pólen, já em argila (<0,004 mm) ocorrem principalmente nanofósseis. A litologia onde observamos a maior concentração de grãos de polens e esporos é no tamanho silte (0,004 a 0,063 mm). Sendo assim conclui-se que quanto mais arenoso ou argiloso o material de trabalho, menor a concentração de palinomorfos.

Com relação ao tipo de sedimento, os grãos de pólen apresentam maior probabilidade de preservação em sedimentos siliciclásticos. Em sedimentos carbonáticos, a concentração de pólen é geralmente baixa devido à influência da alta atividade microbiana (McGARRY & CASELDINE, 2004). Contudo, já foi demonstrado por alguns autores que grãos de pólen bem preservados podem ser extraídos de depósitos carbonáticos (como espeleotemas) em quantidades suficientes para a realização de trabalhos de reconstrução da paleovegetação local (VERMOERE, 1999).

Produtos da diagênese também influenciam diretamente na preservação de palinomorfos. Quanto maior o grau de oxidação ou de recristalização do sedimento, menor a concentração de grãos de pólen.

Já a aridez favorece a preservação de palinomorfos. A umidade é uma condição ambiental importante para a atuação de seres decompositores logo, sedimentos formados em lugares úmidos são menos favoráveis à preservação (McGARRY, 2004).

Para utilizar a palinologia como ferramenta nos trabalhos de reconstrução paleoambiental, a preservação do pólen é um tema de grande importância. Além de todas as condições ambientais externas supracitadas, o potencial de preservação de cada grão de pólen também deve ser levado em conta no momento da interpretação do paleoambiente. Quanto maior a quantidade de esporopolenina contida na exina dos grãos de pólen, mais resistente este será (McGARRY, 2004). Não considerar todos esses vieses da preservação, pode induzir o pesquisador ao erro.

4.6.1 Palinologia em ambientes de caverna e abrigos

O registro e distribuição de grãos de pólen em uma caverna ou abrigo-sob-rocha dependem basicamente de dois fatores: tafonomia do grão de pólen (bioestratinomia e fóssildiagênese) e a morfologia da cavidade (McGARRY, 2004).

A tafonomia inclui os mecanismos de transporte e dispersão do pólen, que podem acontecer por anemofilia (vento), zoofilia (animais) e hidrofília (água). Grãos de pólen transportados pelo vento não penetram ao fundo da cavidade e são mais comuns na entrada das cavernas. O transporte por zoofilia apresenta maior capacidade de dispersão, pois o grão de pólen pode ser carregado associado ao corpo do animal ou no material fecal. Pela água, os palinomorfos podem ser carreados por fluxo de água corrente ou percolação (MCGARRY, 2004). Em água corrente encontram-se grãos de pólen originários da vegetação ciliar e de “chuvas de pólen” regionais. Neste caso, a variação na distribuição de palinomorfos no interior de cavidades não depende da morfologia desta. Quanto à percolação, ainda discute-se sobre a influência desta no transporte de grãos de pólen (BASTIN, 1978; BURNEY & BURNEY, 1993).

4.7 Datação

Datações absolutas são utilizadas para designar idades precisas às rochas. Este tipo de datação baseia-se no decaimento radioativo de isótopos instáveis e emprega o conceito central de meia vida como mecanismo para a determinação da idade do material datado. Meia-vida é o tempo necessário para que a massa inicial de um elemento radioativo seja reduzida à metade, como resultado da desintegração atômica. Deste decaimento surgem os “elementos filhos”, definidos pelos pares isotópicos ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$; $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$; $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$; $^{231}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) que indicam qual novo elemento surge do decaimento radioativo dos núcleos primários. Cada par de isótopo representa um método de datação e apresenta um limite de uso que irá depender da meia vida de seus elementos. A meia vida pode ser curta (^{14}C) ou longa ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$; $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$; $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$) e de acordo com o evento geológico que se quer datar, os métodos aplicados serão diferentes (TEIXEIRA *et al.*, 2000).

Para depósitos carbonáticos, as técnicas de datação que podem ser empregadas são radiocarbono (^{14}C), ressonância paramagnética eletrônica, paleomagnetismo, e a série do urânio (SCHWARCZ, 1990). Especificamente para tufas calcárias, as técnicas mais utilizadas nos trabalhos têm sido a do radiocarbono e a série do urânio. A datação pela série de urânio é vantajosa com relação à datação pela série ^{14}C sobre dois aspectos: o decaimento inicia no ajuste zero do relógio radiogênico e a abrangência de tempo é maior. O método radiocarbono abrange no máximo 50.000 anos AP e só pode ser utilizado para datar material de origem recente (Pleistoceno tardio-Holoceno). Já o método U-Th abrange até 500.000 anos AP, apresentando, portanto maiores possibilidades de aplicação (DRYSDALE & HEAD, 1994; RIBEIRO *et al.*, 2001; GARNETT, 2004).

Segundo Holmgren *et al.* (2003), durante o intemperismo de rochas-fonte, o urânio é oxidado e se torna facilmente solúvel em água, sendo transportado por águas pluviais ou fluviais. Já seus isótopos filhos, tório e protactínio são menos solúveis, permanecendo assim na zona de intemperismo. O urânio pode ser precipitado junto ao carbonato de cálcio. A nova formação mineral (rocha carbonática) contém, então, somente urânio e nenhum dos isótopos filhos. O urânio, portanto, inicia o decaimento no ajuste zero do relógio radiogênico. Já a

datação por ^{14}C não é tão precisa uma vez que depósitos carbonáticos secundários são sistemas abertos submetidos frequentemente a processos de dissolução e precipitação de minerais carbonáticos, o que pode gerar alteração dos resultados.

Capítulo 5 RESULTADOS

5.1 Tipos de depósitos tufáceos

De maneira geral, as tufas localizadas ao longo da Serra do Cândido podem ser divididas em dois grandes grupos: (1) depósitos ativos e (2) depósitos inativos. Os depósitos inativos podem ser ainda (2.1) *recentes* ou (2.2) *antigos*. Os depósitos considerados *recentes* são aqueles que apresentam baixo grau de sobrecrecimento dos cristais de calcita, e que, portanto, sua formação deve estar limitada ao Holoceno. Os depósitos *antigos* são aqueles que apresentam alto grau de sobrecrecimento de cristais e, por isso, sua formação possa ter cessado no início do Holoceno.

5.2 Localização dos depósitos de tufa na Serra do Cândido

Até fevereiro de 2010, apenas os depósitos presentes na vertente sudeste da Serra do Cândido haviam sido estudados. Entretanto, são visíveis a partir da rodovia RJ-166 diversos depósitos de tufa escalonados na vertente noroeste da serra, até então nunca acessados. O trabalho de campo realizado no local permitiu reconhecer *in loco* 3 depósitos de tufa nesta vertente (Figura 19), todos estes inativos e antigos, ou seja, não estão mais em processo de formação, sofrendo constante erosão. A “desativação” desses depósitos pode estar relacionada a processos erosivos ou neotectônicos, o que deve ser investigado minuciosamente. Outros depósitos de tufa foram observados mais a sul, na região de Chave do Lontra, entretanto estes ainda não foram acessados.

Os 3 depósitos da vertente noroeste foram identificados e ilustrados na Figura 18, entretanto, o único depósito desta área que foi estudado no presente trabalho será o denominado Mirindiba Maior, depósito estruturalmente muito semelhante ao Caxangá II (ver figuras 30 e 33).

Na vertente sudeste da Serra do Cândido, foram registrados até o momento 7 depósitos, incluindo a recentemente descoberta tufa dos Espinhos. Nesta dissertação, foram escolhidos 3 depósitos da vertente sudeste para análise (Caxangá I, 18 de Março e Boi Morto). A demarcação e ilustração destes podem ser observadas nas figuras 18 e 19.

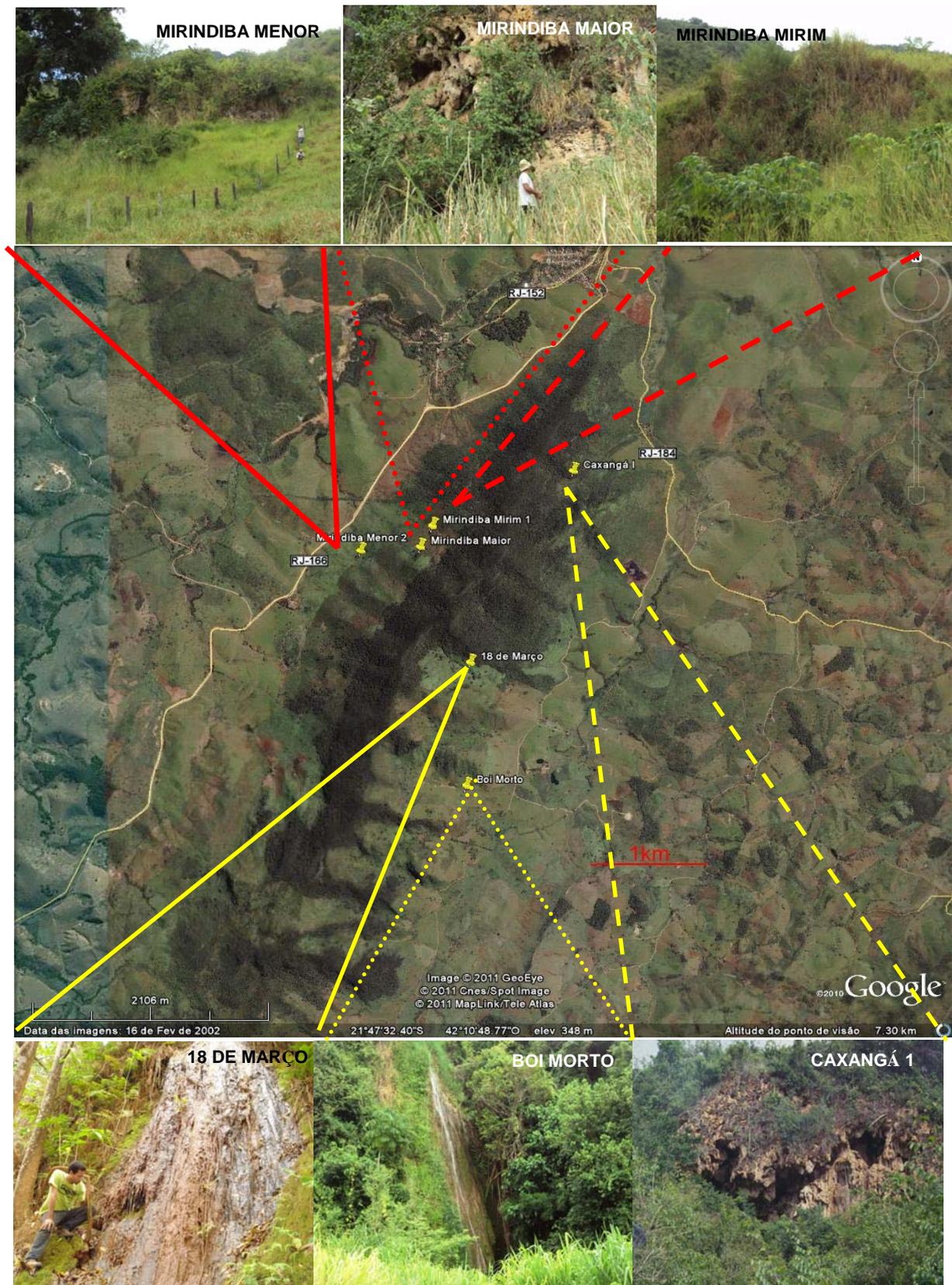


Figura 18: abaixo: Localização e identificação dos depósitos desenvolvidos a sudeste da serra do Cândido: Boi Morto, 18 de março e Caxangá; acima: depósitos desenvolvidos a noroeste da serra do Cândido: Mirindiba Menor, Mirindiba Maior e Mirindiba Mirim, todos inativos.

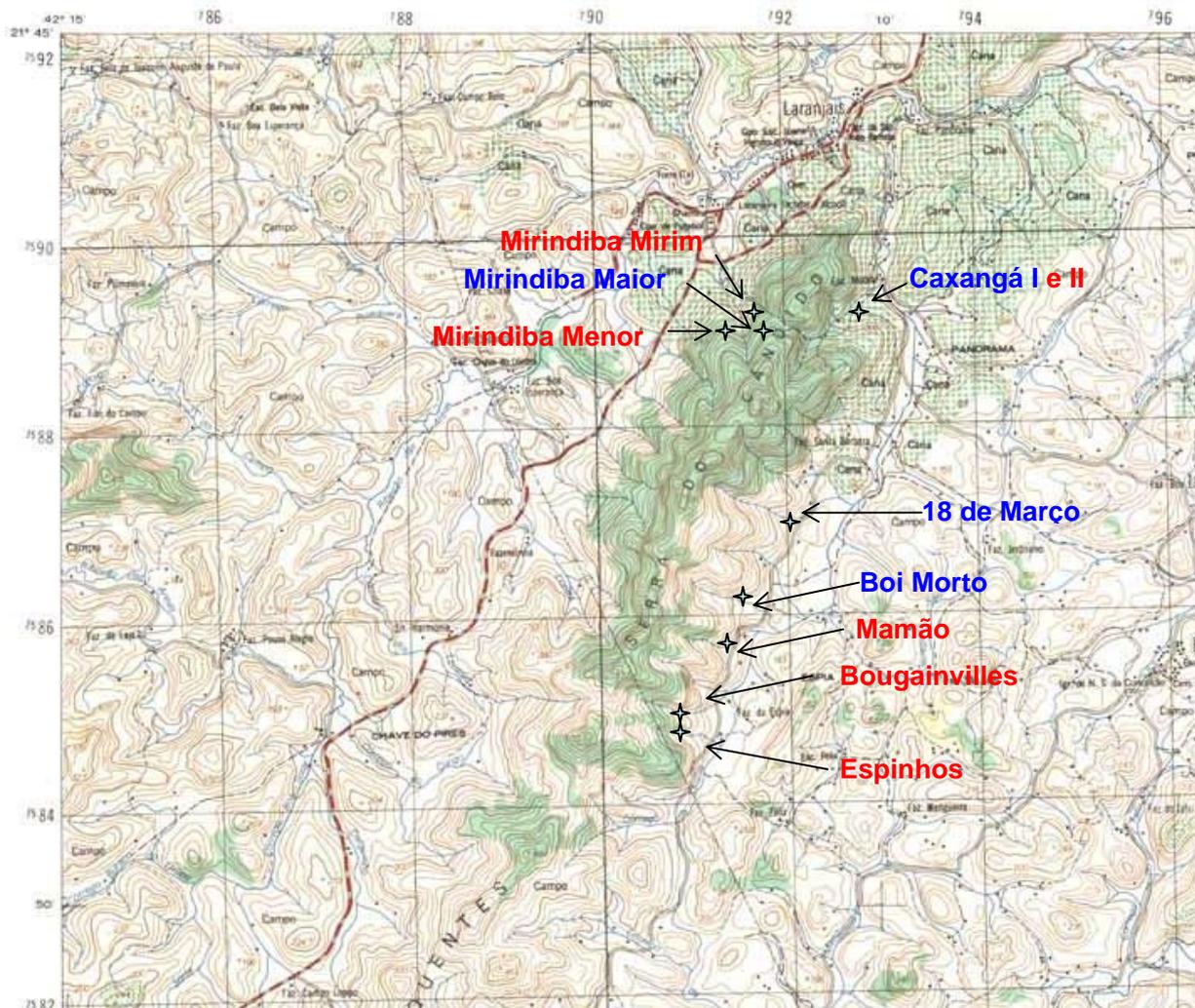


Figura 19: Localização dos depósitos de tufa calcária na Serra do Cândido, no município de Itaocara. Os depósitos em azul foram aqueles estudados nessa Dissertação.

5.3 Classificação e caracterização dos depósitos de tufa

5.3.1 Caxangá I

5.3.1.1. Topografia

Dos quatro depósitos analisados, apenas Caxangá I forma um abrigo-sob-rocha. Neste foi elaborado um croqui topográfico a fim de ilustrar as particularidades do depósito, determinando a localização, a orientação e as variações do relevo (Figura 20).

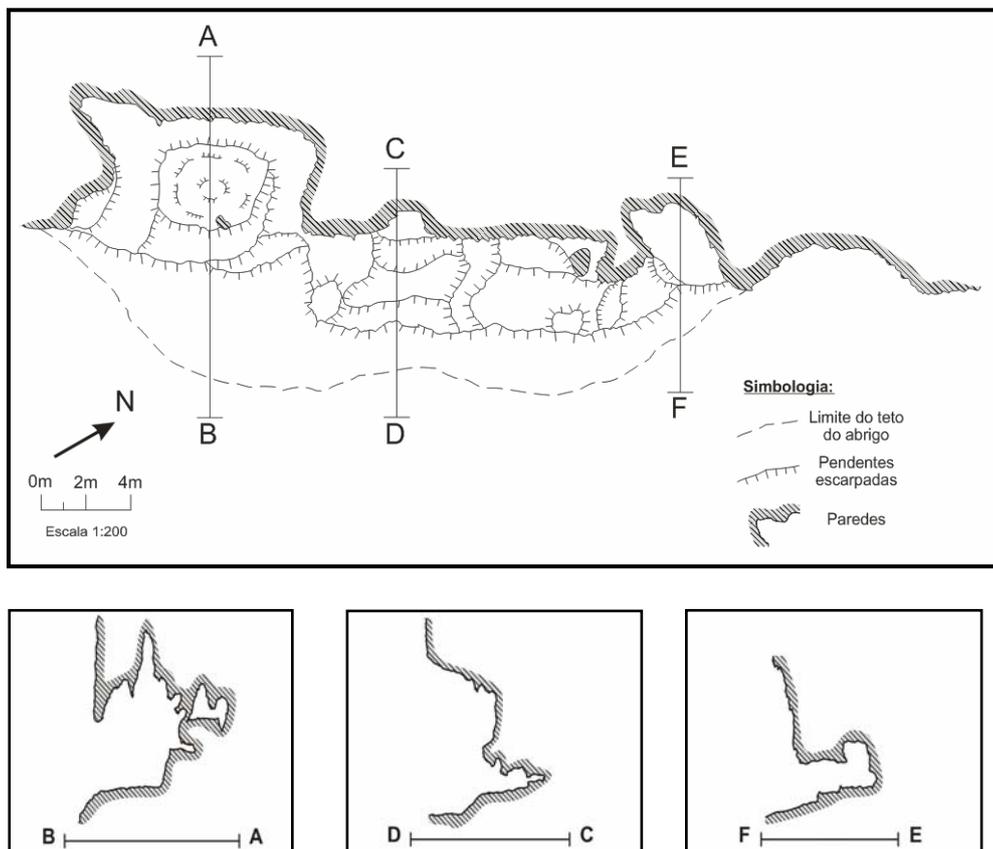


Figura 20: *Acima:* Croqui topográfico do abrigo-sob-rocha Caxangá I. *Abaixo:* Seções transversais da cavidade.

5.3.1.2. Classificação e gênese

A morfologia deste depósito assemelha-se ao modelo de *nascentes suspensas* (ou *tufa de vertente*) (PEDLEY, 1990; FORD & PEDLEY, 1996; CARTHEW, 2003a). Esta conclusão baseia-se na identificação de depósitos distais formados por tufas litoclásticas macrodetríticas, na formação de terraços de travertinos nas áreas íngremes dos depósitos proximais, na presença de estruturas semelhantes a estromatólitos e no desenvolvimento de um abrigo-sob-rocha repleto de espeleotemas típicos deste modelo deposicional (figuras 21 e 22).

A evolução deste abrigo-sob-rocha teria ocorrido da seguinte maneira (Figura 23): inicialmente, havia uma escarpa formada por mármore calcítico, cujo processo erosivo atuante provocava a queda de calhaus e matacões desta litologia em sua base, além do aporte de fluxos trativos e gravitacionais episódicos que transportavam sedimentos siliciclásticos de variada granulometria. Em um determinado momento, a vigência de um clima mais úmido e/ou a ressurgência de água subterrâneas através de fraturas, teria induzido o aumento

do fluxo de águas ricas em CaCO_3 derivado da dissolução dos mármore, iniciando o processo de desenvolvimento deste depósito de tufa. Os minerais precipitavam no entorno de briófitas e de outras plantas (Figura 24) na parte superior da escarpa, formando aglomerados de talos e raízes incrustados, que permitiu a formação de uma cortina de tufas pendente. Simultaneamente, o escoamento e o gotejamento dessas águas provenientes da cortina precipitaram CaCO_3 ao redor dos fragmentos de mármore da base (Figura 25a), formando uma brecha sustentada pelos clastos, com matriz formada por sedimentos terrígenos (Figura 25b) e abundante cimento carbonático. Foram registradas na matriz dessa brecha e imediatamente acima destas, níveis de oólitos (pérolas de cavernas) formados pelo gotejamento proveniente da cortina de tufa presente no teto do abrigo (Figura 26).

A água ao escorrer começou a formar abundantes espeleotemas por gotejamento (estalactites – Figura 27, estalagmites, colunas) e por escoamento (cortinas e feições do tipo terraço de travertinos - *gours* e *micro-gours*, e antigos pavimentos da cavidade cimentados por CaCO_3) (Figura 28). Estruturas estromatolíticas podem ser observados formando a maior parte do pavimento do abrigo-sob-rocha (Figura 29).



Figura 21 (à esquerda): Vista frontal do depósito de tufa Caxangá I (Fonte: Nicola, 2006)

Figura 22 (à direita): Panorama lateral do depósito de tufa (abrigo-sob-rocha) do Caxangá I.

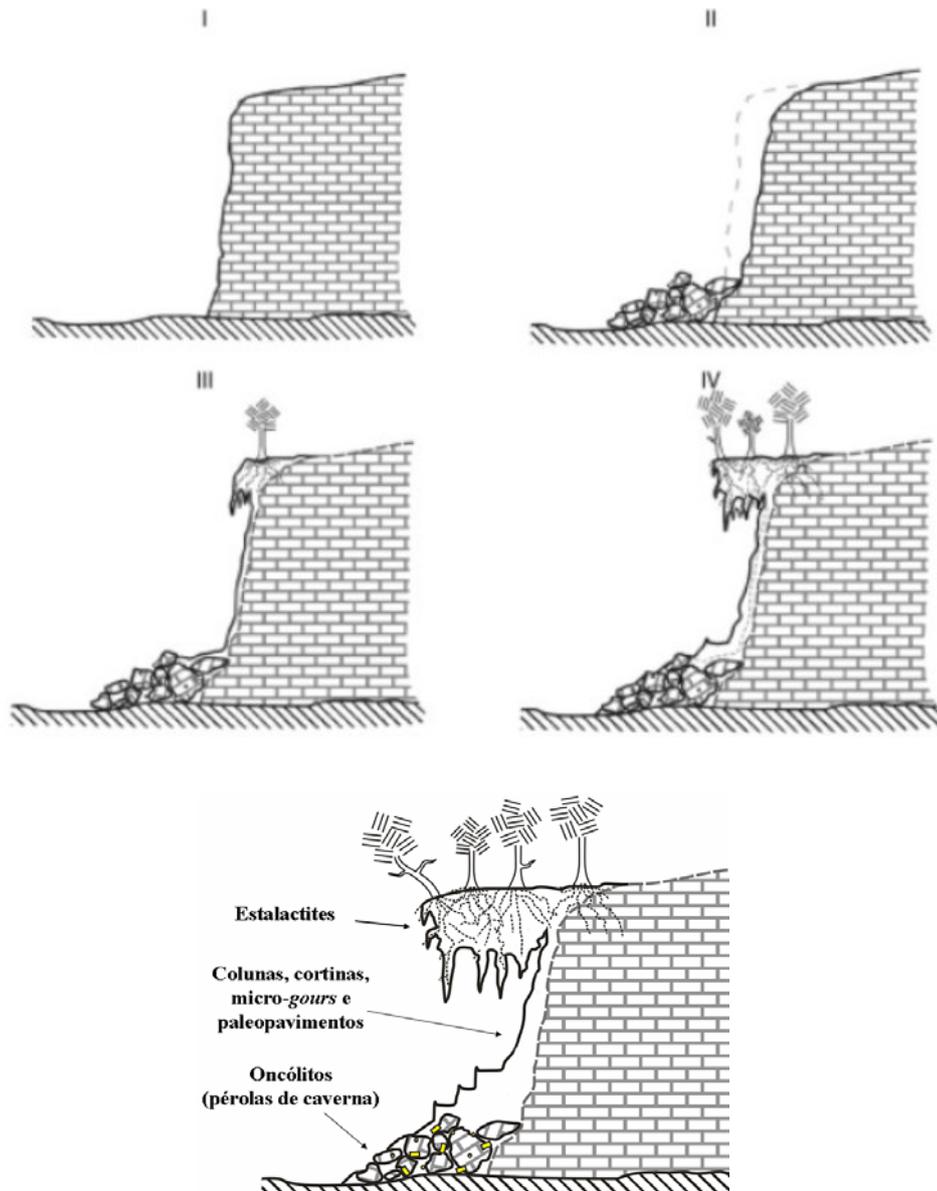


Figura 23: Modelo evolutivo do abrigo-sob-rocha Caxangá I. (I) escarpa de mármore; (II) erosão da escarpa e deposição de calhaus e matacões desta litologia na base da escarpa; (III) início da progressão do depósito de tufa no topo da escarpa, através da incrustação de briófitas e raízes pendentes; cimentação por carbonato de cálcio do depósito rudáceo da base da escarpa; (IV) progressão do dossel de tufa; formação de estalactites e dos oólitos; e início da formação do pavimento do abrigo; (V) progressão do dossel de tufa; formação do pavimento do abrigo e dos espeleotemas (estalactites, estalagmites, colunas, cortinas, micro-gours).



Figura 24: Moldes de raízes presentes nas tufas do abrigo-sob-rocha do Caxangá I.



Figura 25: (a) base do pavimento do abrigo-sob-rocha do Caxangá I constituída por brecha sustentada por calhaus e maticões de mármore, cimentados por carbonato de cálcio; (b) detalhe da brecha destacando-se o elevado conteúdo de seixos angulosos de quartzo.



Figura 26: Oólitos (pérolas de cavernas) formadas na base do depósito Caxangá I. (imagens obtidas por Renato R.C. Ramos em setembro de 2008).

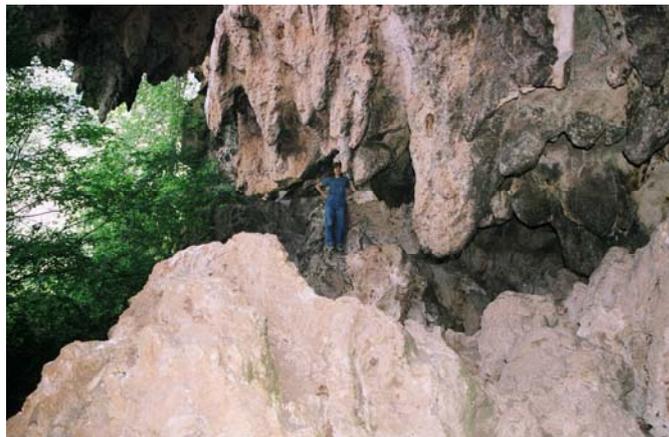


Figura 27: Aspectos do interior do abrigo-sob-rocha Caxangá 1 (Fonte: Nicola, 2006)

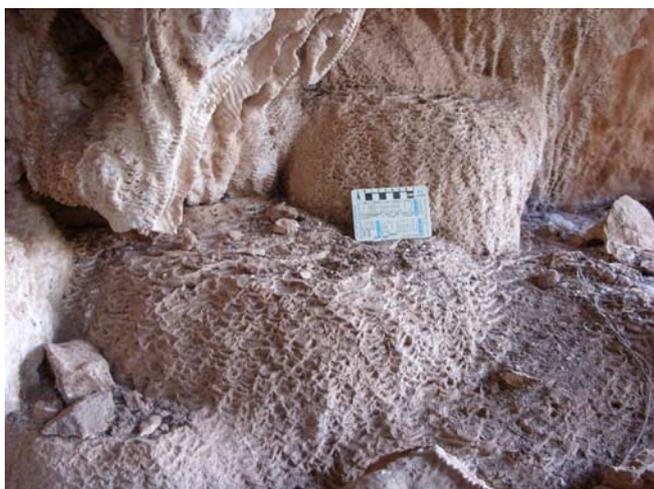


Figura 28: (a) Espeleotemas do tipo cortinas e micro-gours no interior do abrigo. (b) Paleosuperfície do pavimento do abrigo cimentado por carbonato de cálcio.



Figura 29: (a) Estruturas semelhantes à biohermas no pavimento do abrigo Caxangá I; (b) Amostra de topo do depósito de tufa Caxangá 1. Observar as laminações onduladas que formam possíveis estromatólitos domais. *Foto: Eliza Corrêa em novembro de 2010.*

Próximo à Caxangá I, cerca de 175 m a sudoeste, ocorre um imponente depósito de tufa, talvez o de maior altura em toda a região, denominado de Caxangá II pela equipe da SPEC nos anos 1990 (Figura 30). Este depósito deve ter formado um abrigo-sob-rocha semelhante ao de Caxangá I, entretanto, atualmente encontra-se mais erodido que o seu análogo e seus espeleotemas apresentam um aspecto mais intemperizado. Constitui uma feição típica de *tufa de vertente* (PEDLEY, 1990) – (Figura 31). Este depósito não foi estudado no âmbito desta dissertação.



Figura 30: Depósito de tufa Caxangá II

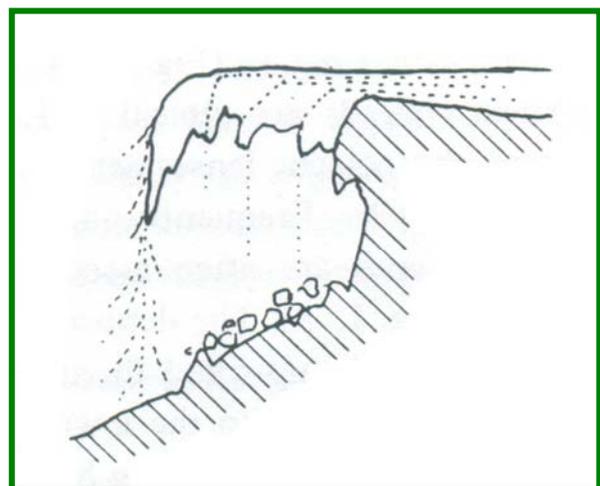


Figura 31: Vista lateral do depósito Caxangá II e modelo de tufa de vertente de Pedley (1990)

5.3.1.3 Painel estratigráfico

A base do depósito Caxangá I apresenta 3 fácies distintas. Os primeiros 60 cm do depósito são formados de brecha cimentada por carbonato de cálcio (F1), uma *tufa macrodetrítica* tipicamente *litoclástica*. Logo acima, existe uma lente de uma provável *tufa macrodetrítica oolítica* com espessura de 20 cm (F2). Entre 80 cm e o topo, encontra-se um pacote composto por talos de macrófitas, raízes de plantas e por estruturas semelhantes a estromatólitos relacionados à litofácies *tufa fitohermal macrofítica-estromatolítica* (F3) (Figura 32).

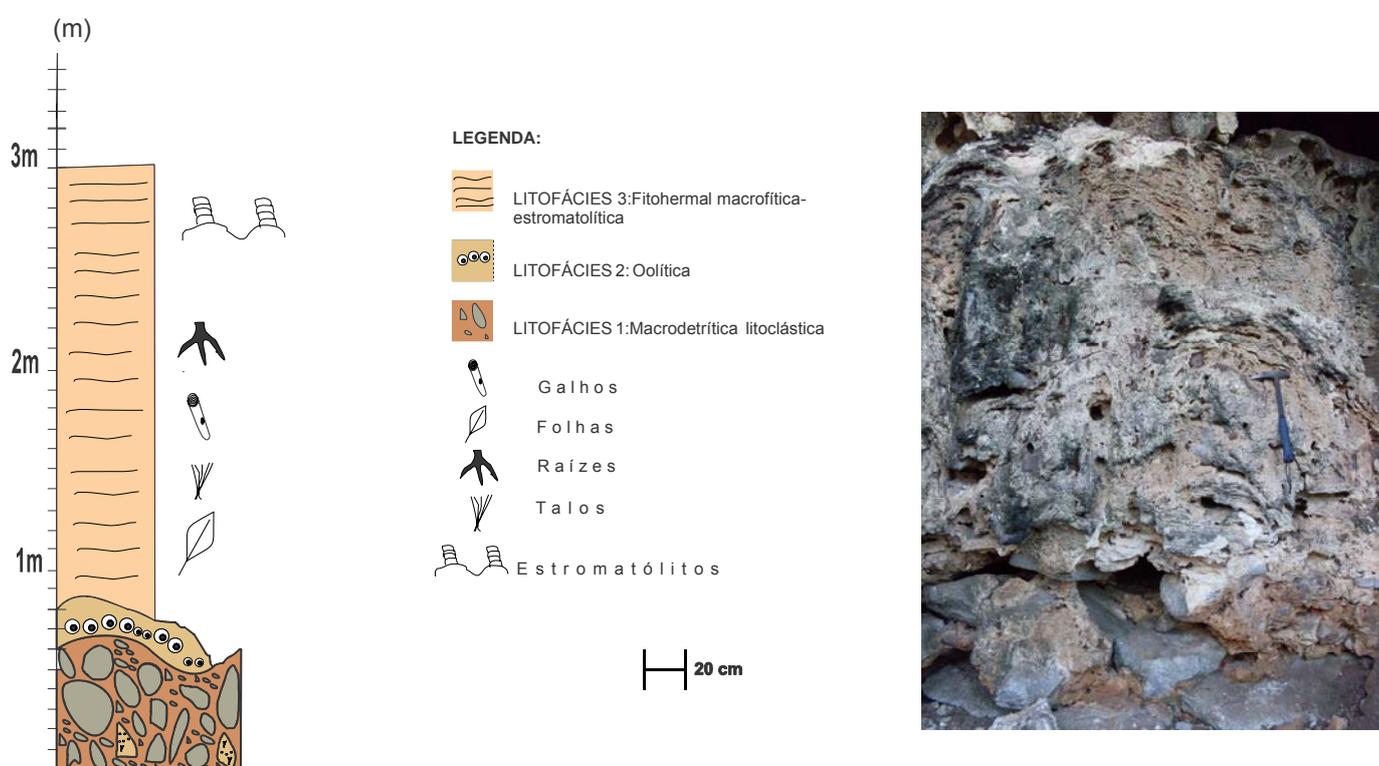


Figura 32: Perfil sintético da base do abrigo sob rocha Caxangá I.

5.3.2 Mirindiba Maior

Este depósito, inativo e antigo, está situado na vertente noroeste da Serra do Cândido. Ele assemelha-se ao Caxangá I em termos de tamanho e morfologia, mas, da mesma forma que Caxangá II, não forma atualmente um abrigo-sob-rocha e seus espeleotemas apresentam aspecto intemperizado (Figura 33). Possivelmente, Mirindiba Maior constitui uma tufa de vertente que permaneceu

ativa por um longo período. Foi registrado em sua base, pacote de cerca de 2 m de *tufa fitohermal macrofítica-estromatolíticas* (Figura 34), que formava o antigo substrato do depósito de tufa em vertente. Acima deste, ocorre um pacote de *tufa fitoclástica* formada a partir da precipitação de carbonato na superfície de folhas e macro restos transportados.

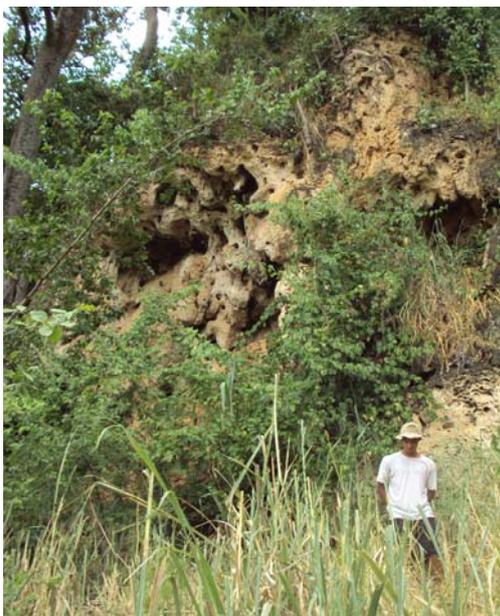


Figura 33 (à esquerda): Lateral do depósito Mirindiba Maior.

Figura 34 (à direita): Detalhe do depósito da base de Mirindiba Maior, formado por *tufas fitohermais macrodetriticas-estromatolíticas*.

5.3.3 18 de Março

Este depósito, situado na vertente sudeste da Serra do Cândido (Figura 35), constitui um modelo clássico de tufa de vertente. Diversos depósitos de tufa ativos e inativos concentram-se na base da serra, ao longo de uma drenagem alimentada tanto pelas águas superficiais, como por águas oriundas de diversas ressurgências, condicionadas por juntas horizontais e subhorizontais (Figura 36). Em seu leito estreito forma-se uma variedade de depósitos carbonáticos. Nos trechos mais íngremes, ocorrem notáveis tufas de vertente ativas e inativas (Figura 37) e terracetes de travertinos (Figura 38).



Figura 35: Panorama da área onde ocorre o depósito de tufa 18 de Março.



Figura 36: (a) Junta horizontal no mármore calcítico. (b) ressurgência de água através de junta no local dos pontos de coleta 0a e 0b.



Figura 37: (a) Tufa de vertente ativa. (b) Tufa de vertente inativa.

Um dos aspectos mais notáveis desta área é a existência de depósitos atuais e inativos recentes. Ao mesmo tempo em que podem ser observados *in loco* os processos deposicionais atuais formadores de distintas litofácies, estes podem ser associados aos antigos depósitos que ocorrem por toda a área. Na base das cascatas ocorrem pequenos corpos d'água onde há a constante deposição de macro restos vegetais, tais como folhas e galhos, bem como sedimentos arenosos (Figura 38). Analogamente, foram identificados antigos depósitos de *tufa fitoclástica* associada a *tufa fitohermal macrofítica-estromatolítica*, correlacionáveis à deposição carbonática na base de antigas tufas de vertente (Figura 38).

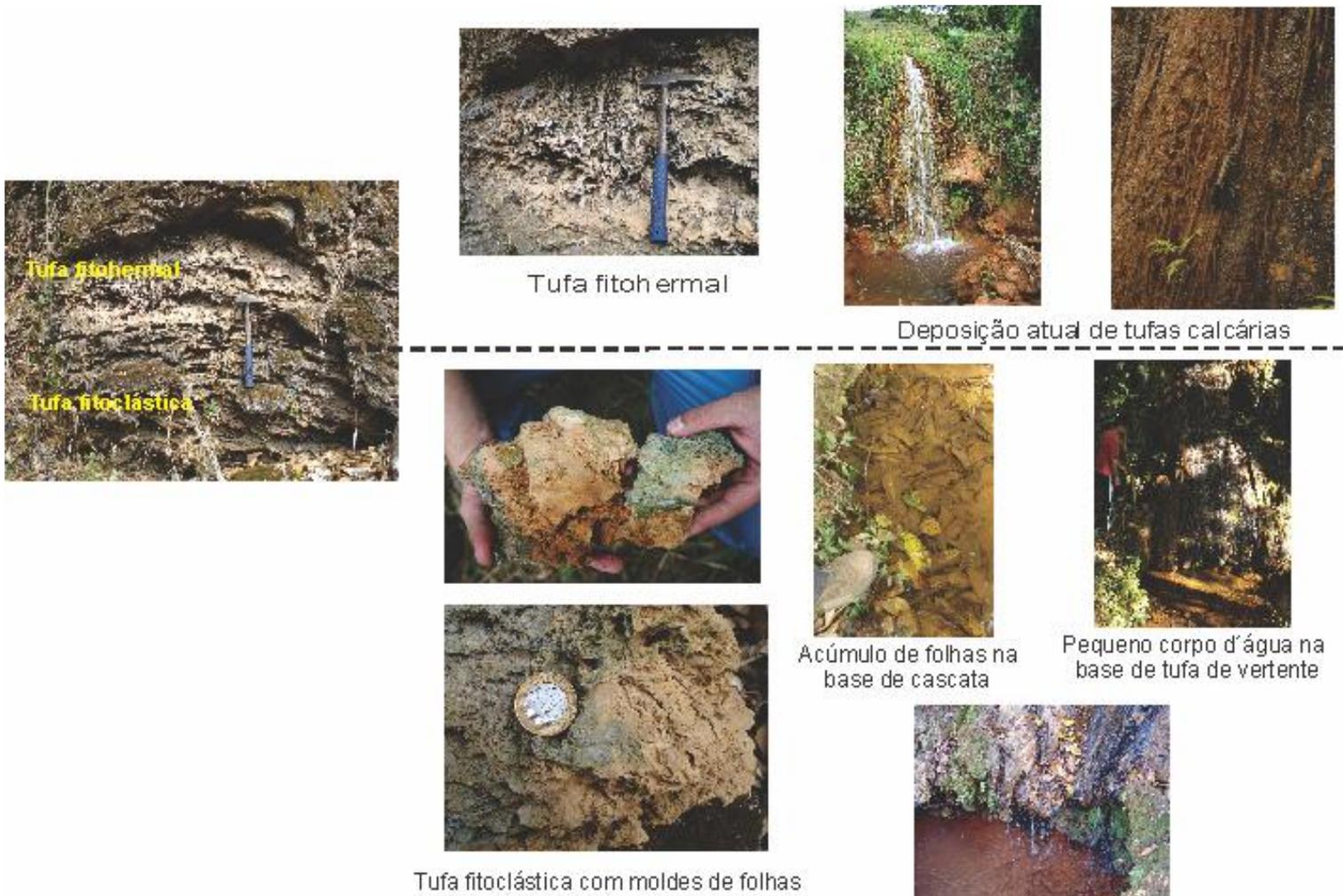


Figura 38: Depósitos ativos e desativados na localidade 18 de Março. Presença de duas litofácies: fitohermal macrofítica-estromatolítica, relacionada à cascata e fitoclástica, relacionada aos lagos que se formam a frente das cascatas.

5.3.3 Boi Morto

O depósito denominado de Boi Morto pela SPEC nos anos 1990 localiza-se na vertente sudeste da Serra do Cândido, nas terras da Fazenda Formosa das Pias (Figura 39). Neste destaca-se uma cascata onde se desenvolveram pequenos abrigos-sob-rocha com algumas estalactites e, principalmente, a maior tufa de vertente ativa de toda a região. Ao contrário da drenagem onde está localizado o depósito 18 de Março, perene ao longo de todo ano, neste local observa-se uma forte sazonalidade, sendo que em anos de estiagem, a cascata permanece completamente seca (Figura 40).



Figura 39: Panorama do depósito Boi Morto, no sopé da Serra do Cândido (setembro de 2010).



Figura 40: À esquerda, depósito Boi Morto em outubro de 2006, completamente seco e, à direita, o mesmo em junho de 2010.

5.4 Descrição das Litofácies

Os depósitos estudados ao longo da Serra do Cândido (Caxangá I, Boi Morto, 18 de Março e Mirindiba Maior) formam um mesmo tipo de modelo deposicional: *tufa de vertente* ou *de nascentes suspensas*. Contudo, as variadas idades de formação e condições ambientais em que os respectivos depósitos desenvolveram-se, influenciaram no desenvolvimento de variadas características texturais macroscópicas e microscópicas. Foram identificadas um total de 4 litofácies distintas, sendo que 2 das mais frequentes (*Tufa fitoclástica* e *Intercalações de tufas fitohermal macrofítica-estromatolítica*) serão descritas principalmente a partir de suas características petrográficas, conforme a nomenclatura proposta por Ford & Pedley (1996).

5.4.1. Litofácies 1: *Tufa fitoclástica*

As tufas incluídas nesta litofácies apresentam porosidade elevada, conteúdo fossilífero abundante caracterizado por talos e moldes de folhas e algum material detrítico (figuras 41a e b). Em relação ao conteúdo siliciclástico, foram observados grãos angulosos de areia fina, de composição quartzosa e feldspática (microclina), além de minerais opacos e muscovita (Figura 44). Outro aspecto desta litofácies é representado pela alta porosidade móldica, gerada pela abundância de matéria orgânica (moldes de conchas de moluscos, de talos de algas e musgos, etc. – figuras 43, 44 e 45) e por bolhas de oxigênio liberadas durante atividade fotossintética (Figura 46), que serviram de núcleos para a precipitação de carbonato. Na borda destes poros nota-se o sobrecrecimento de cristais de minerais de carbonato (calcita ou aragonita) (Figura 42). Duas amostras apresentaram esta litofácies MN186RS e MN168RS. A principal diferença entre estas consiste no grau dos neomorfismos, maior na amostra MN186RS, sugerindo que a tufa de Mirindiba Maior é mais antiga que a de 18 de Março.

Este tipo de depósito é formado a partir da incrustação de materiais orgânicos (folhas, talos, etc.) transportados ao longo a drenagem. Quando encontram uma barreira qualquer ou chegam a um corpo de menor energia, este

material deposita e cristais de carbonato de cálcio precipitam por bioinfluência e nucleação física sobre este, preservando seu molde.



Figura 41: (a) Amostra MN168RS retirada do depósito 18 de Março e (b) amostra MN186RS, retirada do depósito Mirindiba. Ambas apresentam elevada porosidade formada por abundantes moldes de vegetais decompostos.

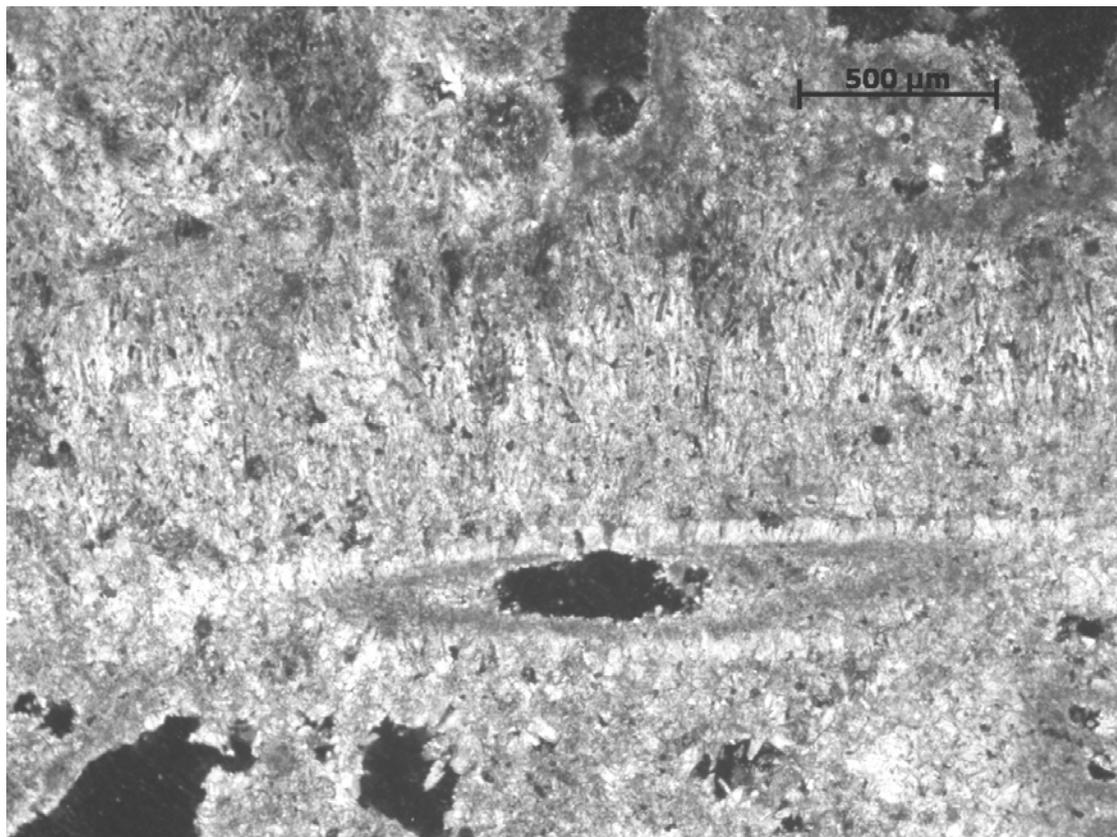


Figura 42: Fotomicrografia da amostra MN186RS (Mirindiba). Molde de folha preenchido por cimento carbonático.

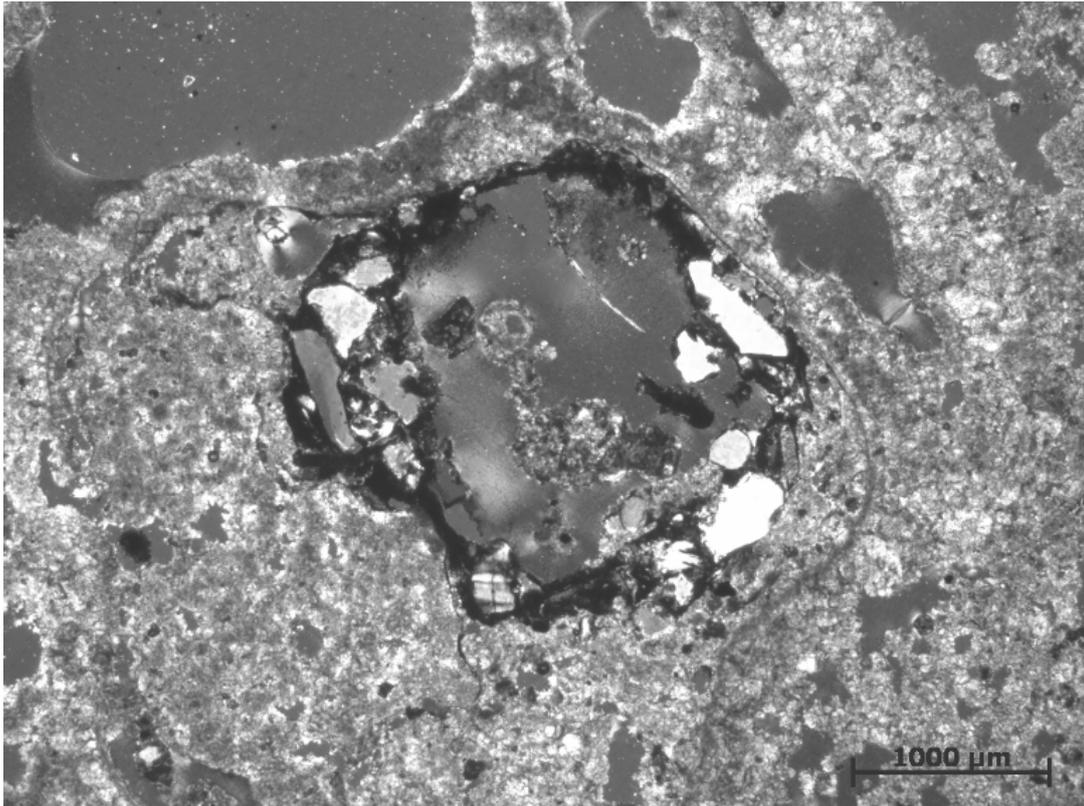


Figura 43: Fotomicrografia da amostra MN168RS (18 de Março). Orifício de raiz preenchido por sedimentos siliciclásticos possivelmente pós-deposicionais aprisionados e cimentados.

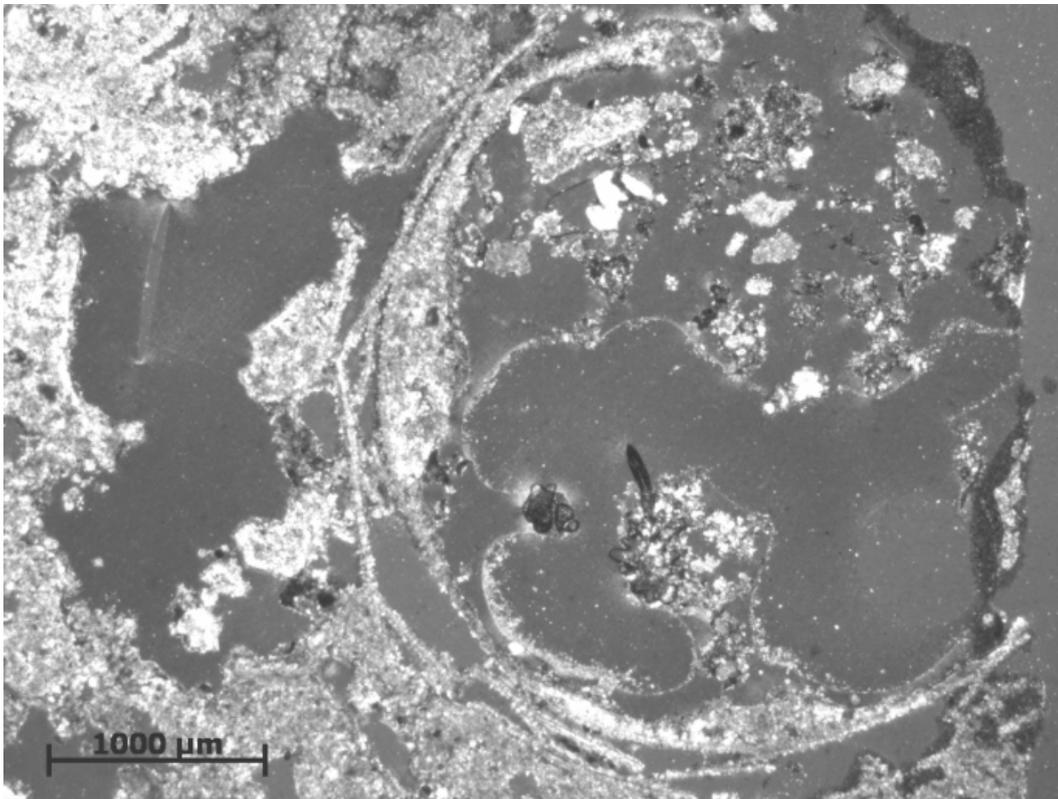


Figura 44: Fotomicrografia da amostra MN168RS (18 de Março). Possível talo de macrófita incrustado.

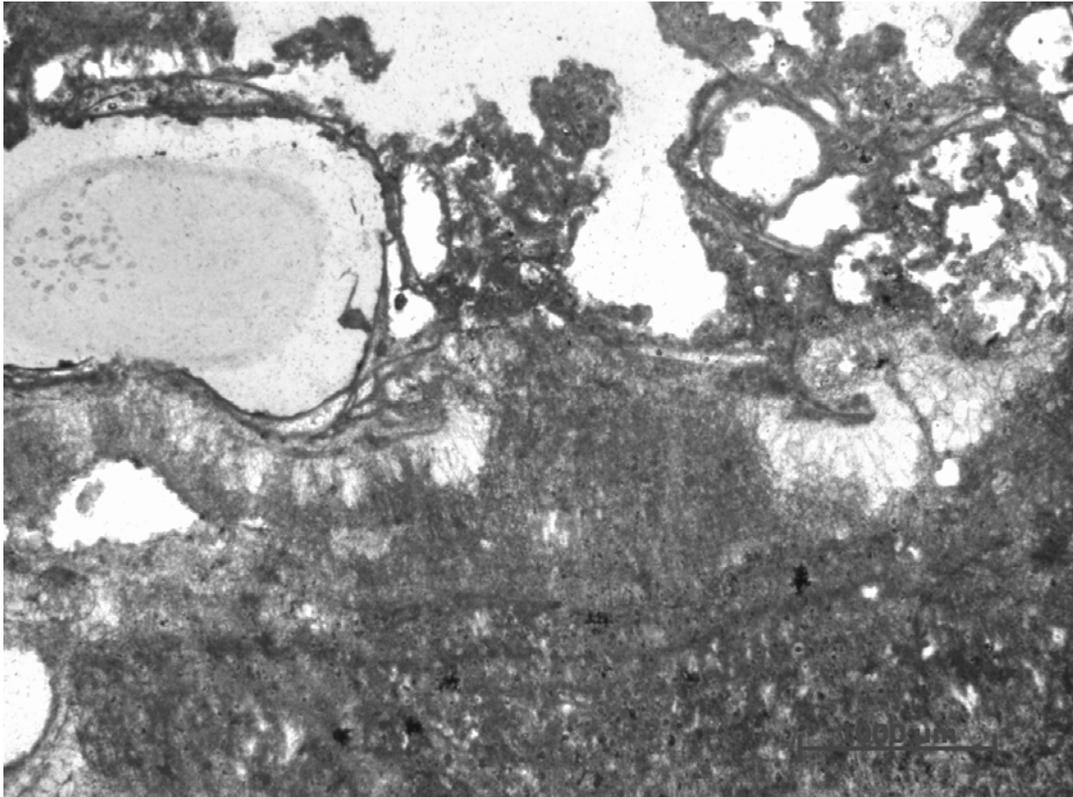


Figura 45: Fotomicrografia da amostra MN168RS (18 de Março). Acima: cortes transversais de raízes e rizóides; abaixo: estrutura laminada de origem microbiana.

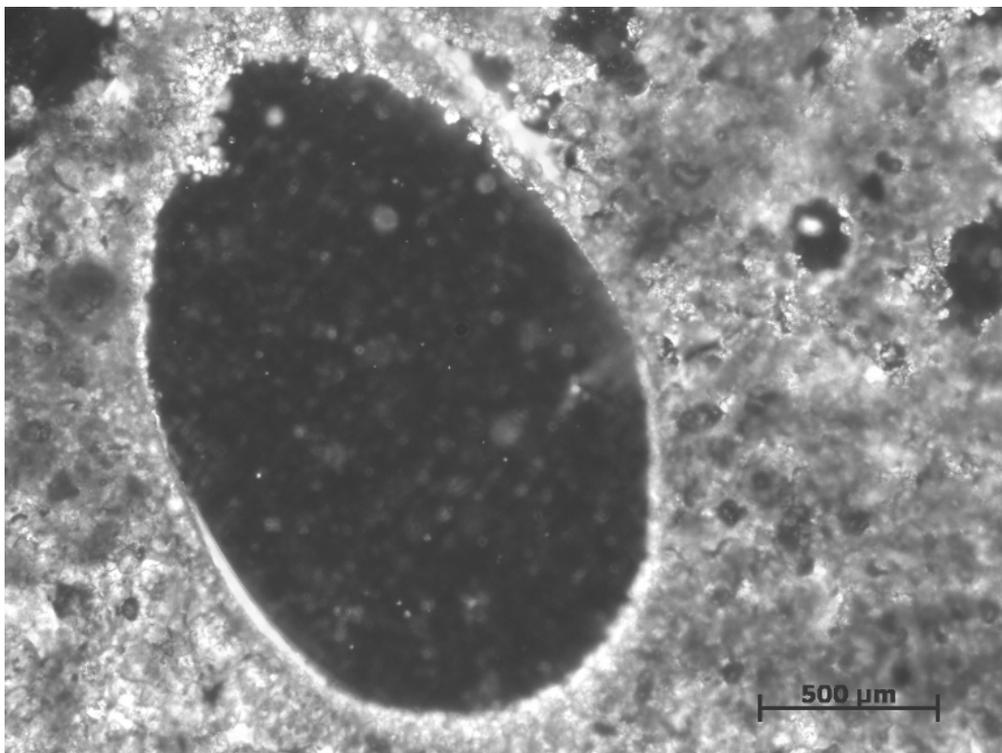


Figura 46: Fotomicrografia da amostra MN168RS (18 de Março). Bolha incrustada pelo processo de nucleação física.

5.4.2 Litofácies 2: *Intercalações de tufas fitohermal macrofíticas-estromatolíticas*

Esta litofácies apresenta uma característica bastante peculiar, representada, macroscopicamente, por uma alternância de lâminas de tufa porosa e tufas maciças laminadas, medindo cada uma destas de 1 mm a 1,5 cm (Figura 47a). Possivelmente, nos períodos de maior umidade há o desenvolvimento da textura maciça, pois a proliferação de algas, musgos, cianobactérias e de eubactérias sulfato redutoras influenciam numa alta precipitação orgânica (bioinduzida), gerando um carbonato laminado e denso. Nas estações de seca, com o baixo aporte de carbono, reduz a atividade microbiana, principalmente devido à queda nas populações de cianobactérias e de sulfato-redutoras. A redução da vazão de água concentra os íons de carbonato aumentando a taxa de precipitação química e bioinfluenciada (microincrustações de algas, musgos, galhos e folhas de plantas vascularizadas e cianobactérias), o que tende a gerar a textura porosa. Com isso têm-se uma precipitação perene ao longo do ano, porém, com diferentes características texturais. Durante o período de seca aumenta a precipitação de cimento espático e no período úmido aumenta a presença de micrita devido à precipitação biologicamente induzida. Mineralogicamente esta fácies é composta por calcita e traços de argilominerais. As amostras que apresentaram claramente esta litofácies foram MN169RS, MN173RS, MN178RS, MN179RS e MN185RS (depósito 18 de Março) (figuras 48 a 51 e 55 a 66).

Algumas amostras dos depósitos de Mirindiba Maior e Caxangá I (MN188RS, MN182RS e MN187RS) parecem, a princípio, não pertencer à litofácies 2. Macroscopicamente, estas amostras possuem uma estrutura sedimentar maciça (Figura 47b), consistência compacta, porosidade média e, em algumas delas, é possível observar estruturas estromatolíticas domais centimétricas (Figura 29). Já quando observadas ao microscópio, nota-se uma alternância textural que, ao invés de exibir os vestígios florísticos típicos da litofácies fitohermal, apresenta textura grumosa não laminada de ação microbiana (figuras 52, 53 e 54). Assim, duas hipóteses podem ser traçadas:

- 1) Esta textura foi formada devido à precipitação de carbonato bioinfluenciada por cianobactérias cocóides, originando a fábrica peloidal observada.
- 2) Pode ter ocorrido uma alteração na textura fitohermal destes depósitos devido a processos diagenéticos pós-deposicionais, o que teria gerado as texturas grumosas.

Independente da hipótese, estas amostras podem ser consideradas como pertencentes à litofácies 2, pois, apesar das alterações texturais, a formação destas tufas, também pode ter sido controlada por processos sazonais.

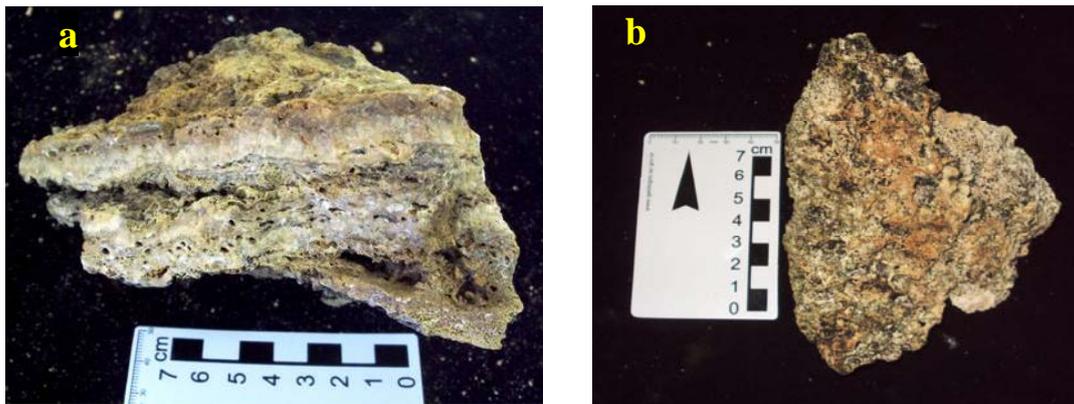


Figura 47: (a) Amostra MN185RS do depósito 18 de Março apresentando intercalações de lâminas maciças e porosas; (b) Amostra MN187RS do depósito Mirindiba Maior é homogênea e não apresenta intercalações notórias.

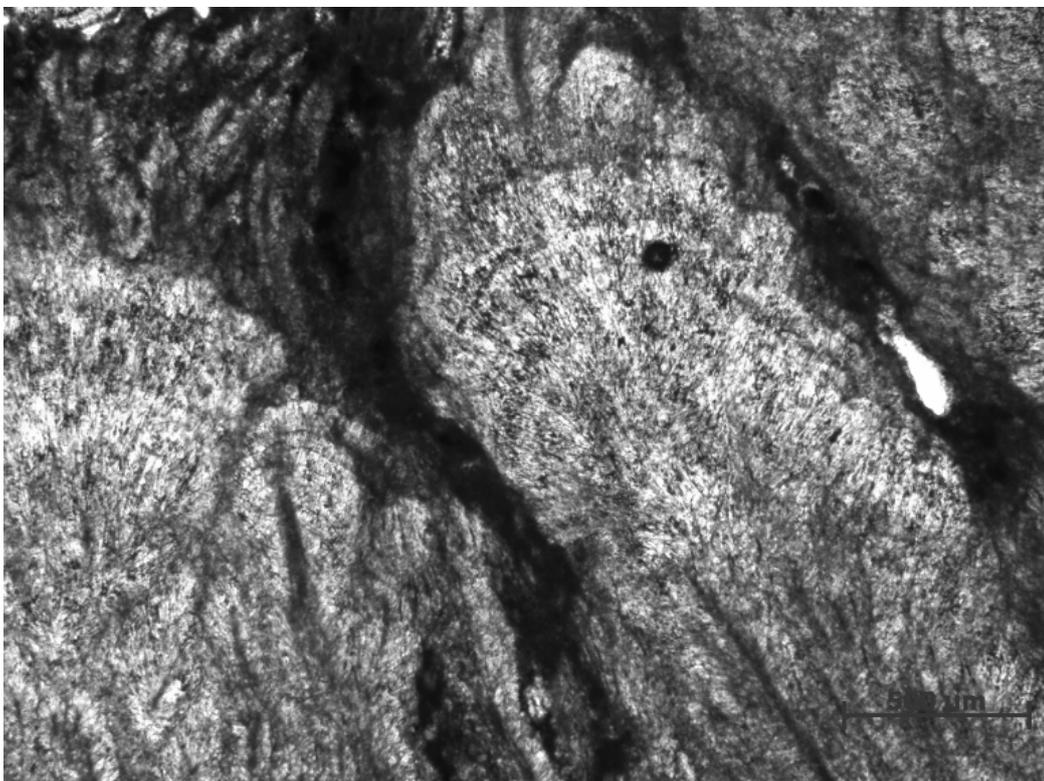


Figura 48: Fotomicrografias da amostra MN185RS (depósito 18 de Março). Estrutura arborescente formada por cristais carbonáticos.

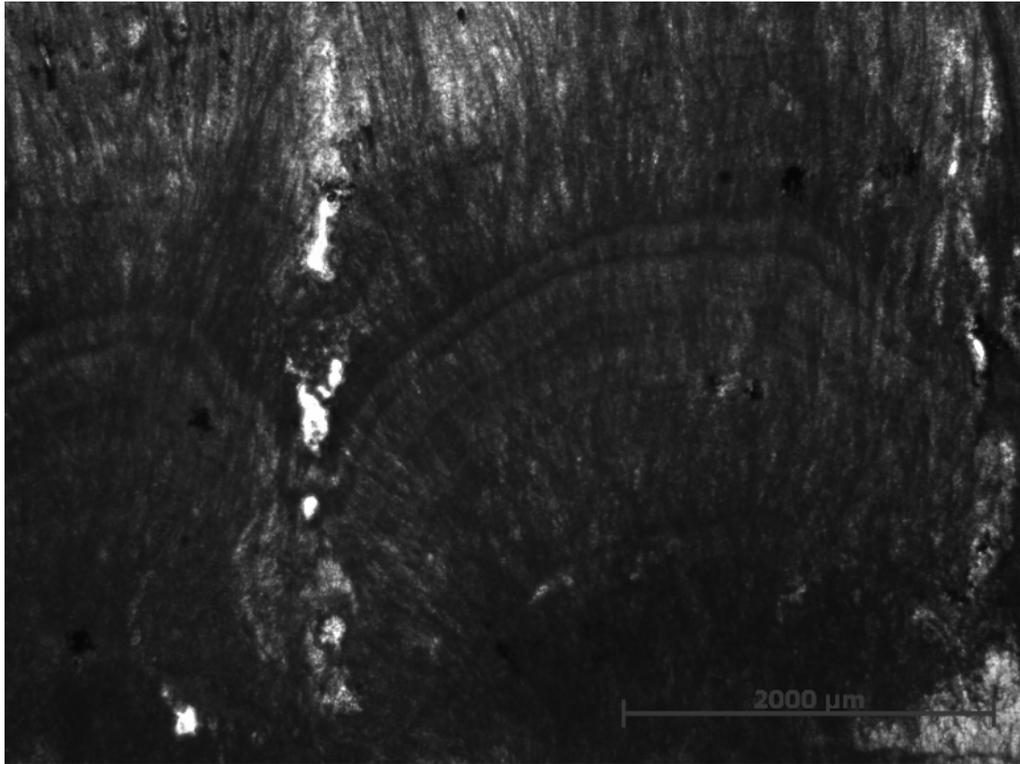


Figura 49: Fotomicrografias da amostra MN185RS (18 de Março). Prováveis filamentos radiados de cianobactérias.

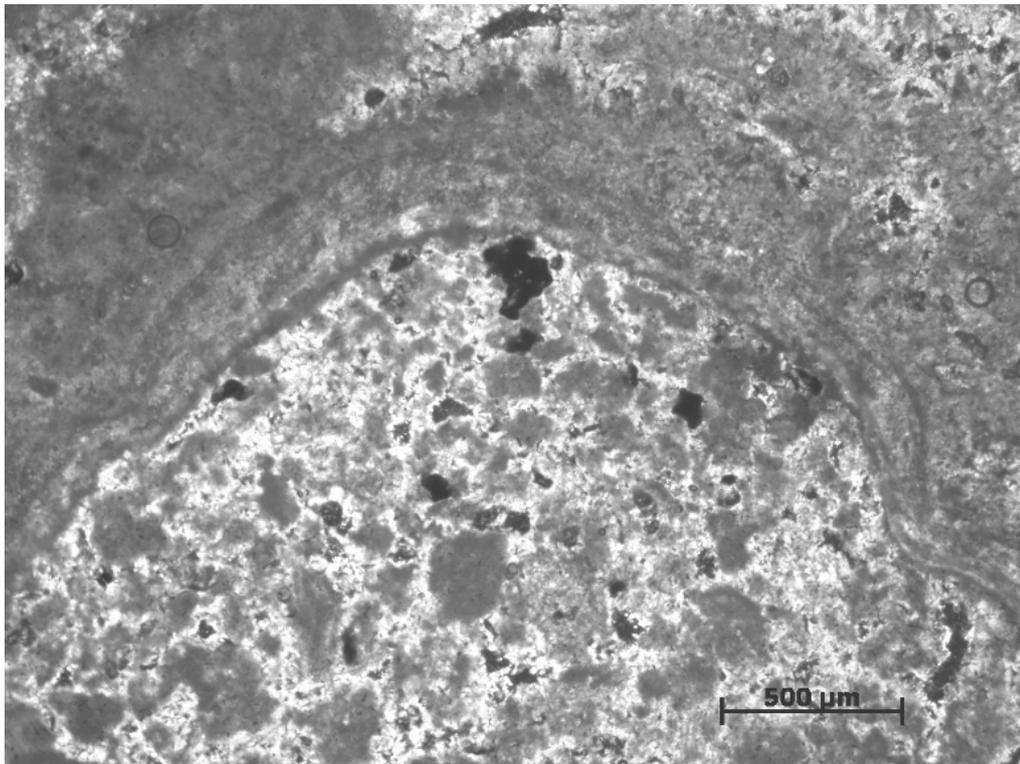


Figura 50: Fotomicrografias da amostra MN188RS (Mirindiba Maior). Microfácies laminada-grumosa e microdetrítica.

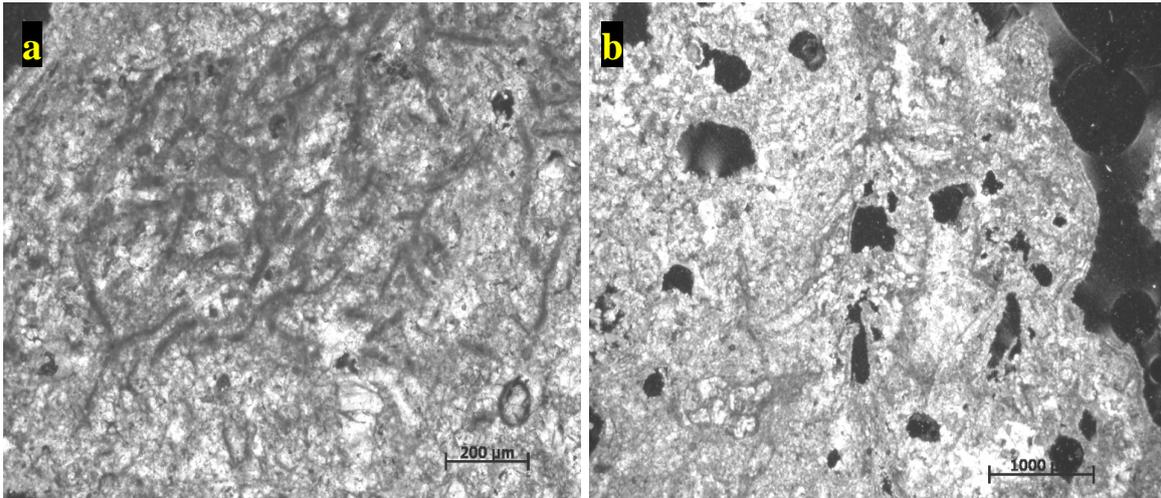


Figura 51: Fotomicrografias da amostra MN187RS do depósito Mirindiba Maior. (a e b) Possíveis talos de alga Carácea.

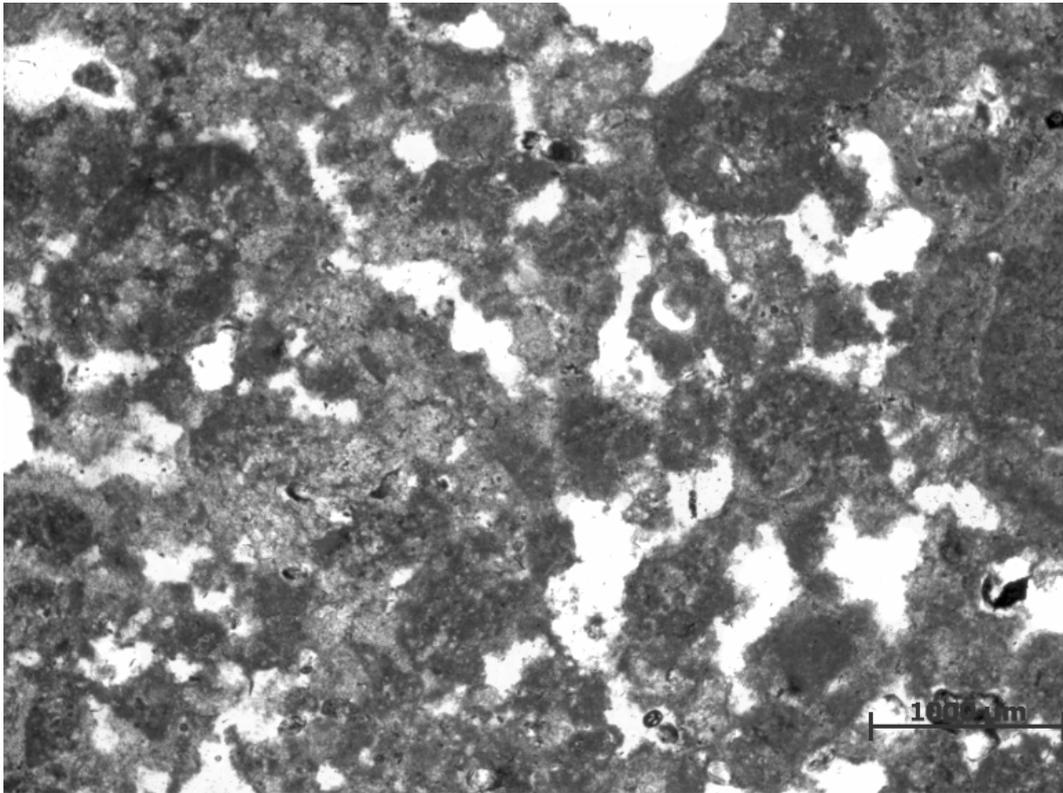


Figura 52: Fotomicrografias da amostra MN182RS (Caxangá I). Natureza peloidal da fábrica grumosa

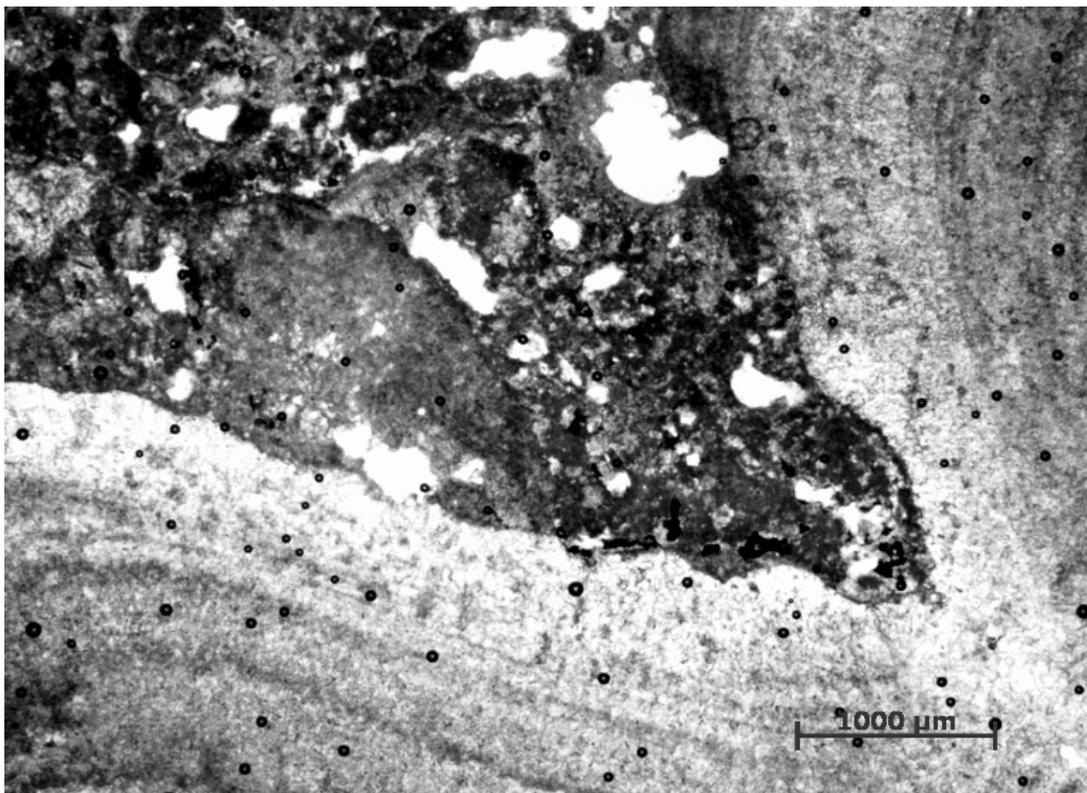


Figura 53: Fotomicrografias da amostra MN182RS (Caxangá I). Textura laminada gradando para textura grumosa.

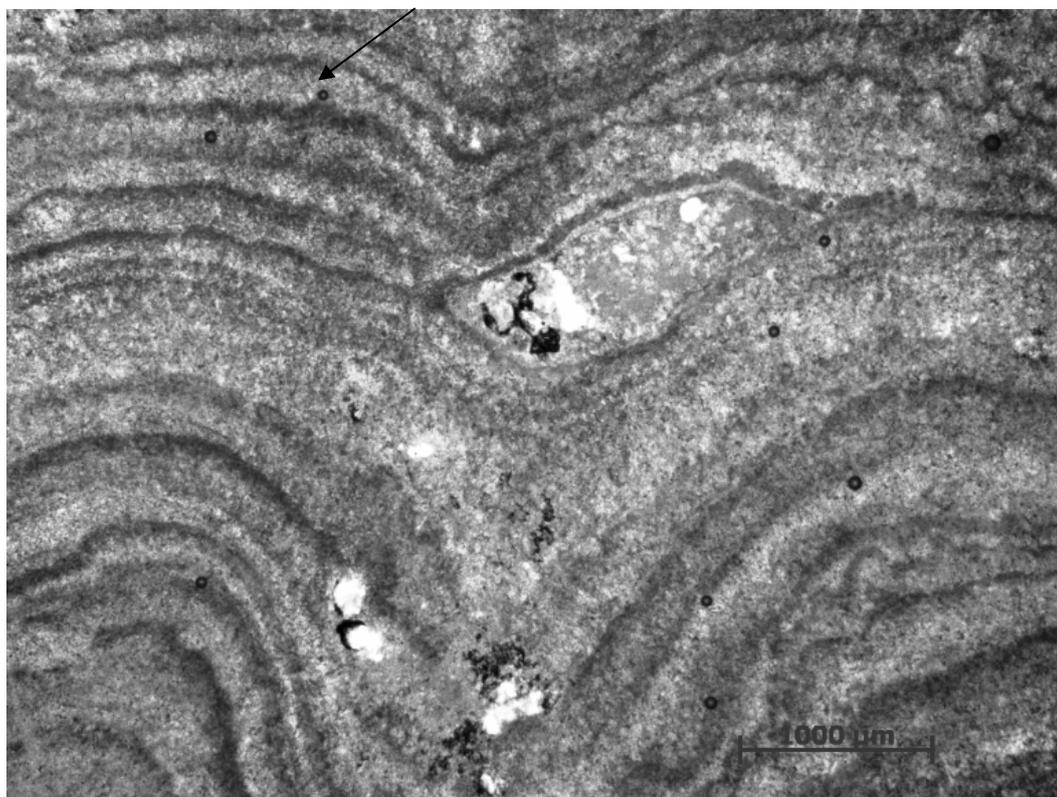


Figura 54: Fotomicrografias da amostra MN182RS (Caxangá I). Estruturas laminadas que se assemelham a estromatólitos.

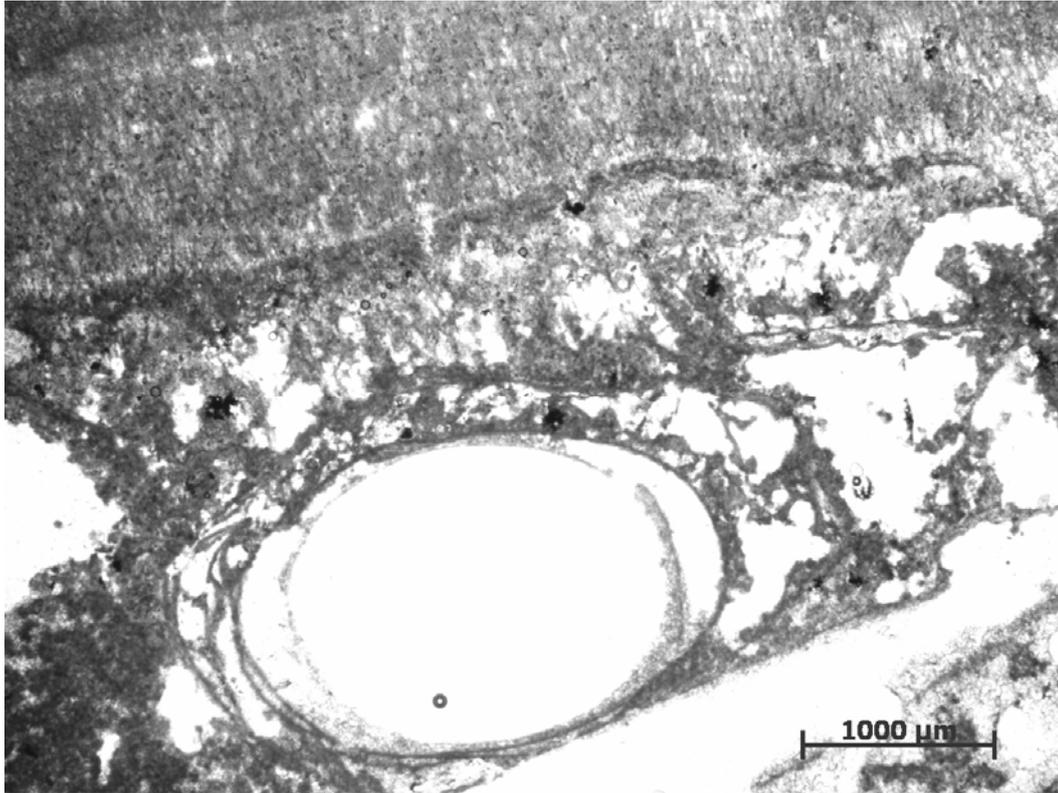


Figura 55: Fotomicrografias da amostra MN179RS (18 de Março). Transição de uma textura mais porosa rica em raízes e rizóides de macrófitas e uma textura mais densa formada pela trama de cianobactérias

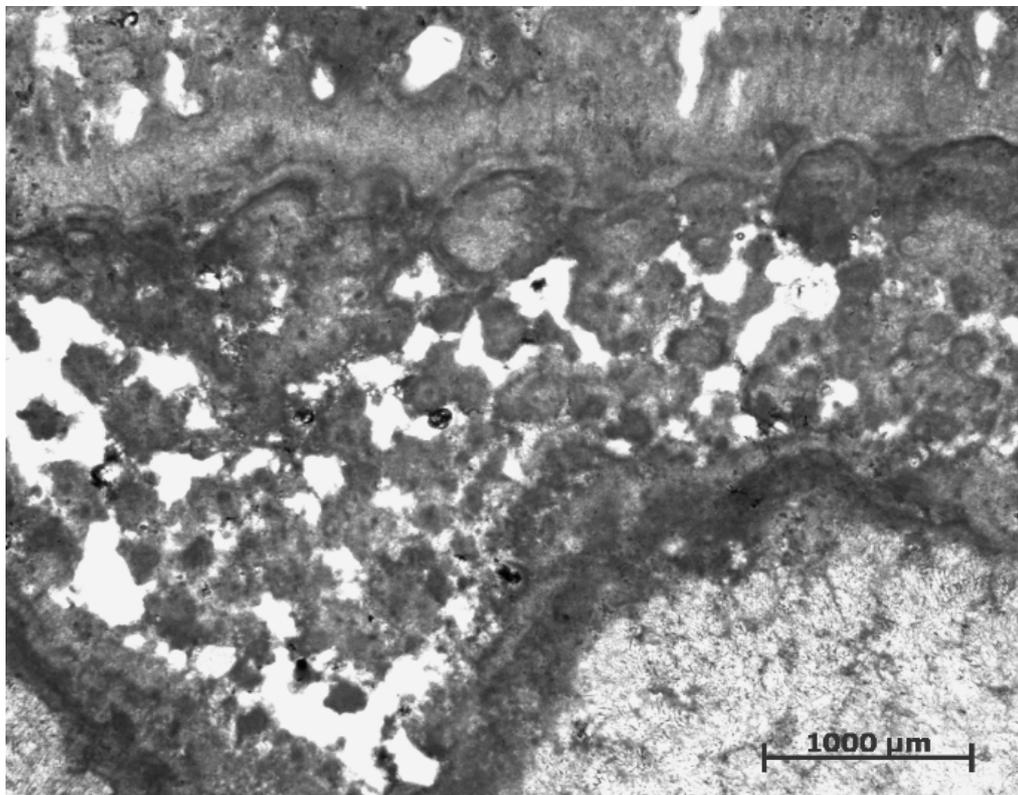


Figura 56: Fotomicrografia da amostra MN169RS (18 de Março). Presença de microestruturas laminadas acima de uma textura grumosa.

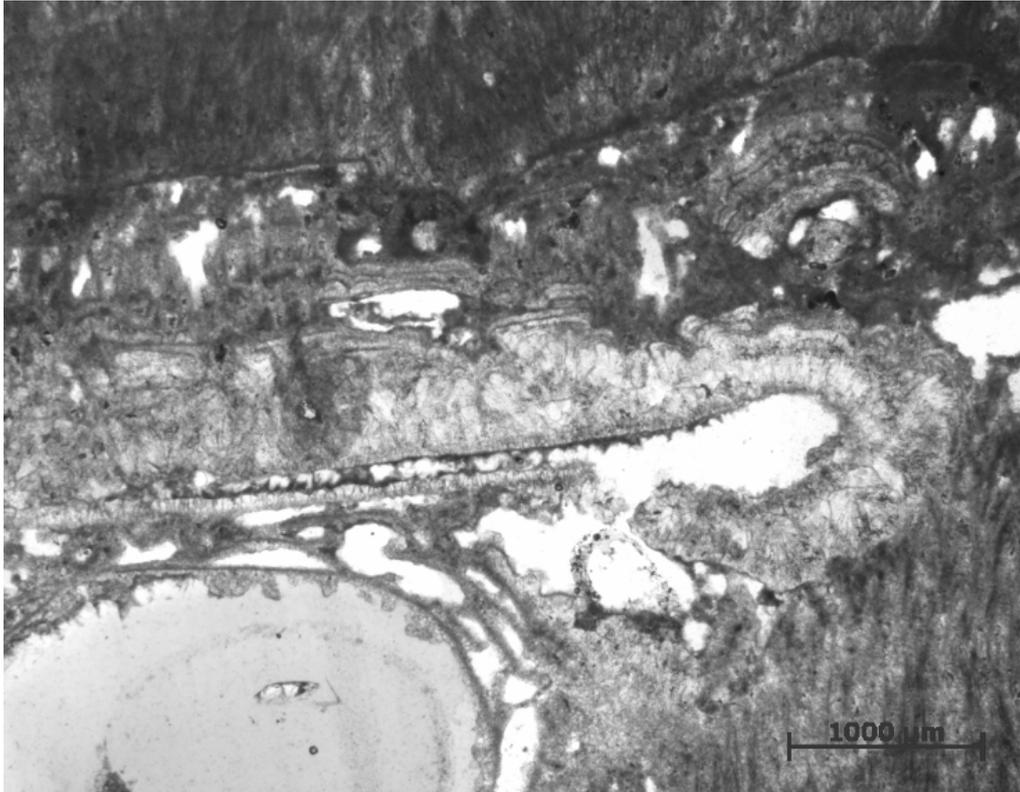


Figura 57: Fotomicrografia da amostra MN169RS (18 de Março). Sequências de precipitações químicas e biológicas.



Figura 58: Fotomicrografia da amostra MN169RS (18 de Março). Orifício possivelmente construído por larva ou organismos vermiforme (seta vermelha).

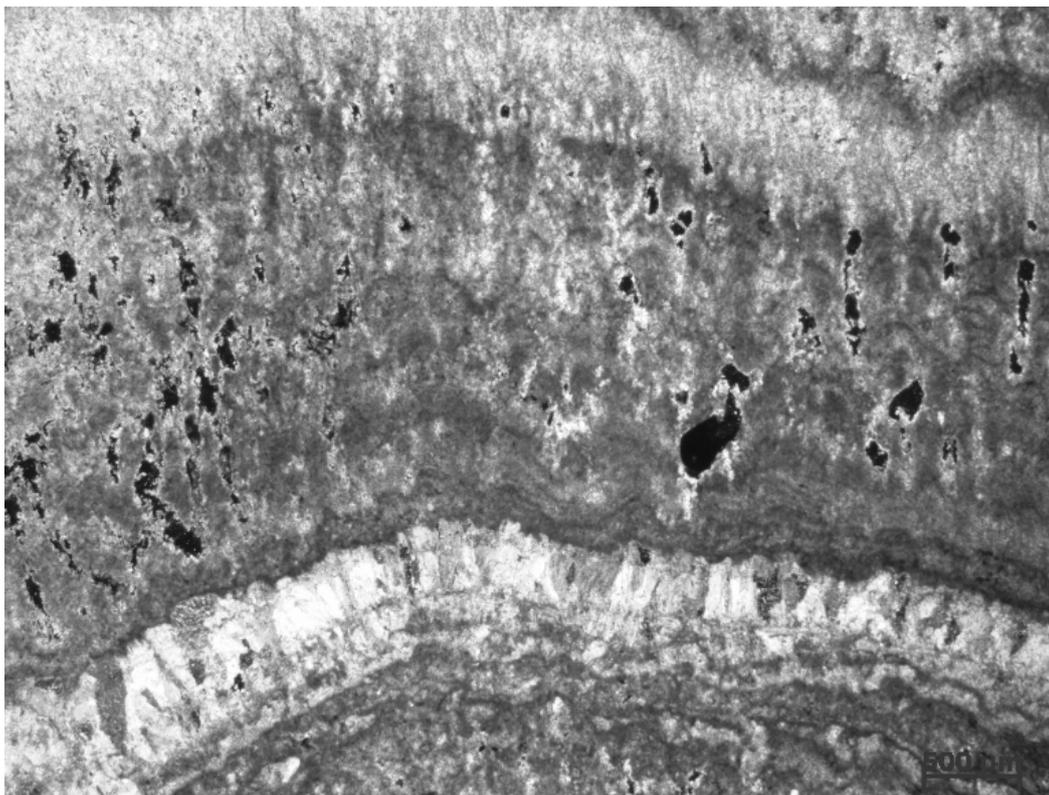


Figura 59: Fotomicrografia da amostra MN178RS (18 de Março). Sequências de texturas e tipos de precipitação – química (seta preta) e bioquímicas (seta vermelha);

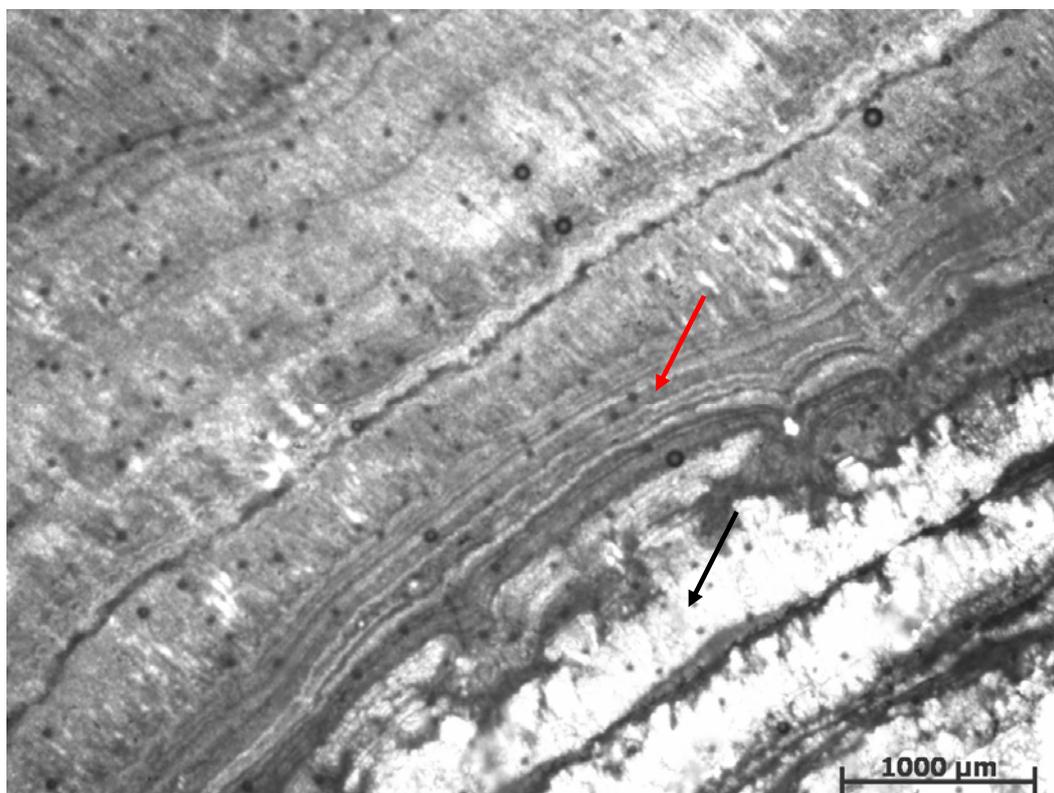


Figura 60: Fotomicrografia da amostra MN178RS (18 de Março). Aproximação da sequências de texturas e tipos de precipitação (química - seta preta e bioquímicas - seta vermelha);

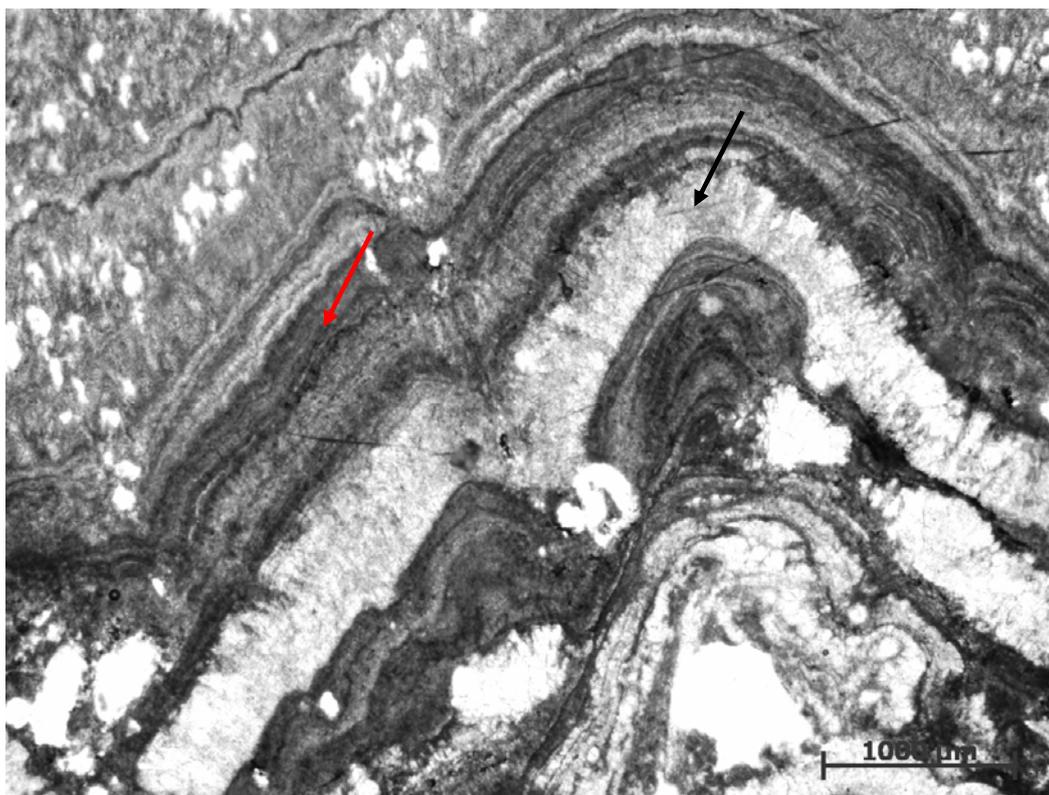


Figura 61: Fotomicrografia da amostra MN178RS (18 de Março). O seqüenciamento repete-se por toda a lâmina (químico – seta preta; bioquímico – seta vermelha).

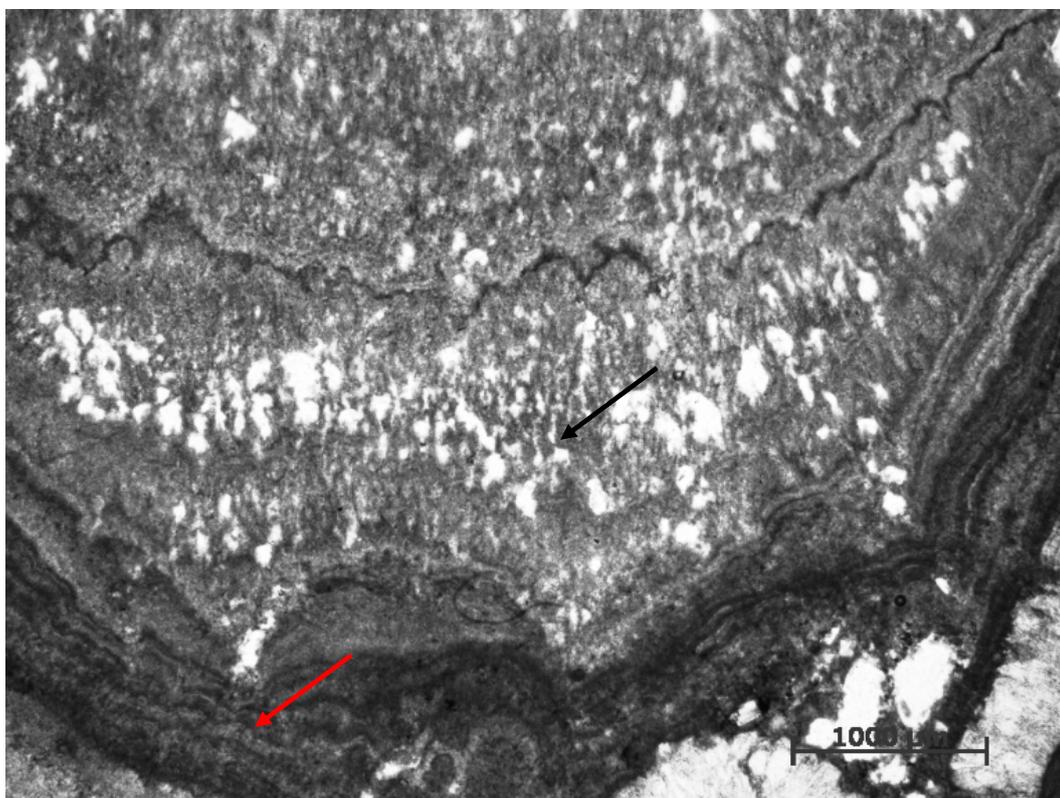


Figura 62: Fotomicrografia da amostra MN178RS (18 de Março). Textura laminada de origem microbiana (seta vermelha) seguida de textura porosa (seta preta).

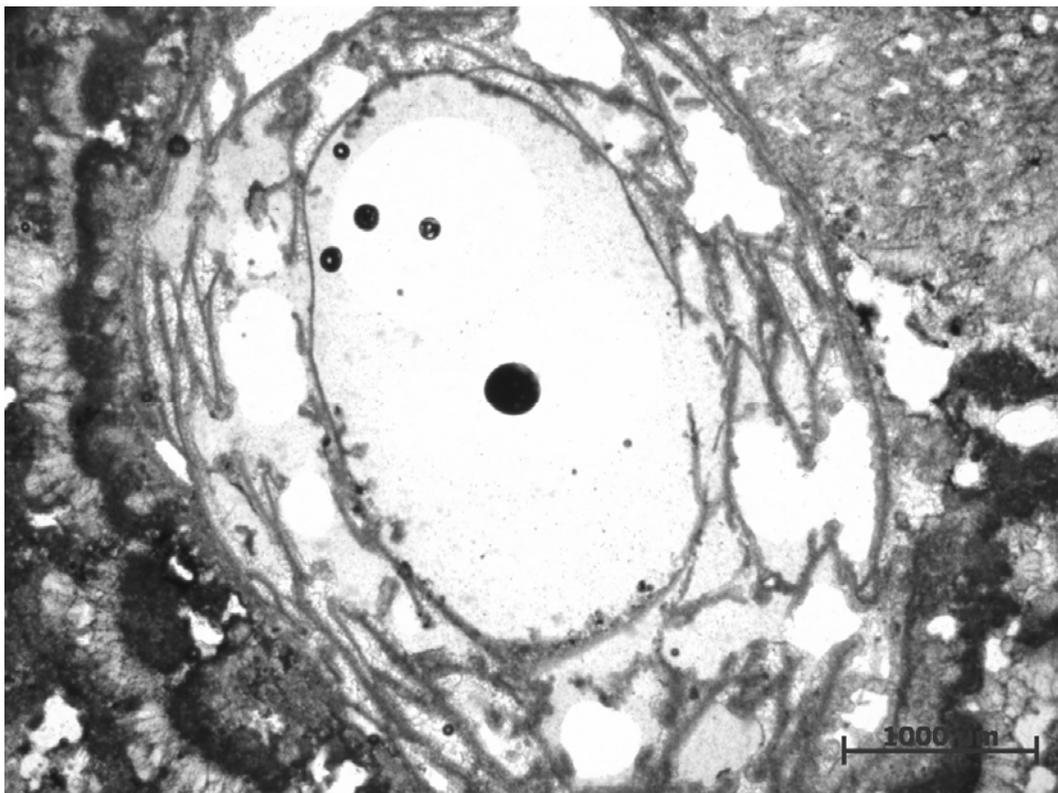


Figura 63: Fotomicrografia da amostra MN178RS (18 de Março). Raiz ou rizóides de macrófitas.

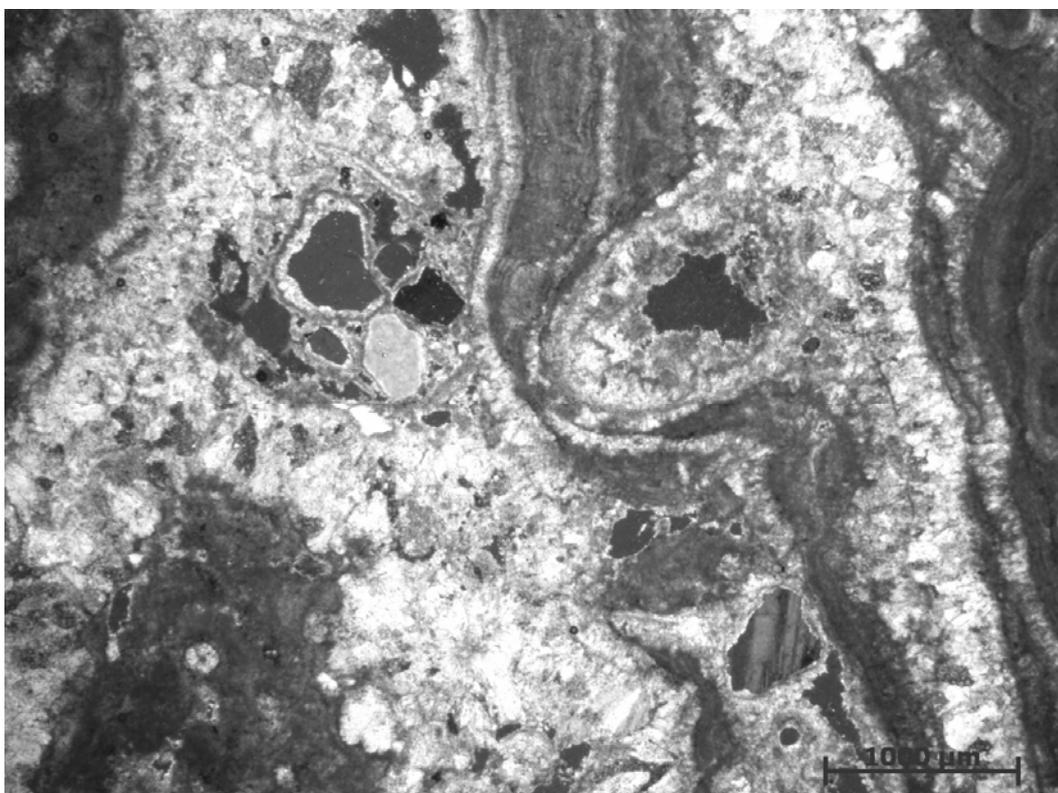


Figura 64: Fotomicrografia da amostra MN178RS (18 de Março). Sedimentos siliciclásticos sindeposicionais cimentados por carbonato de cálcio.

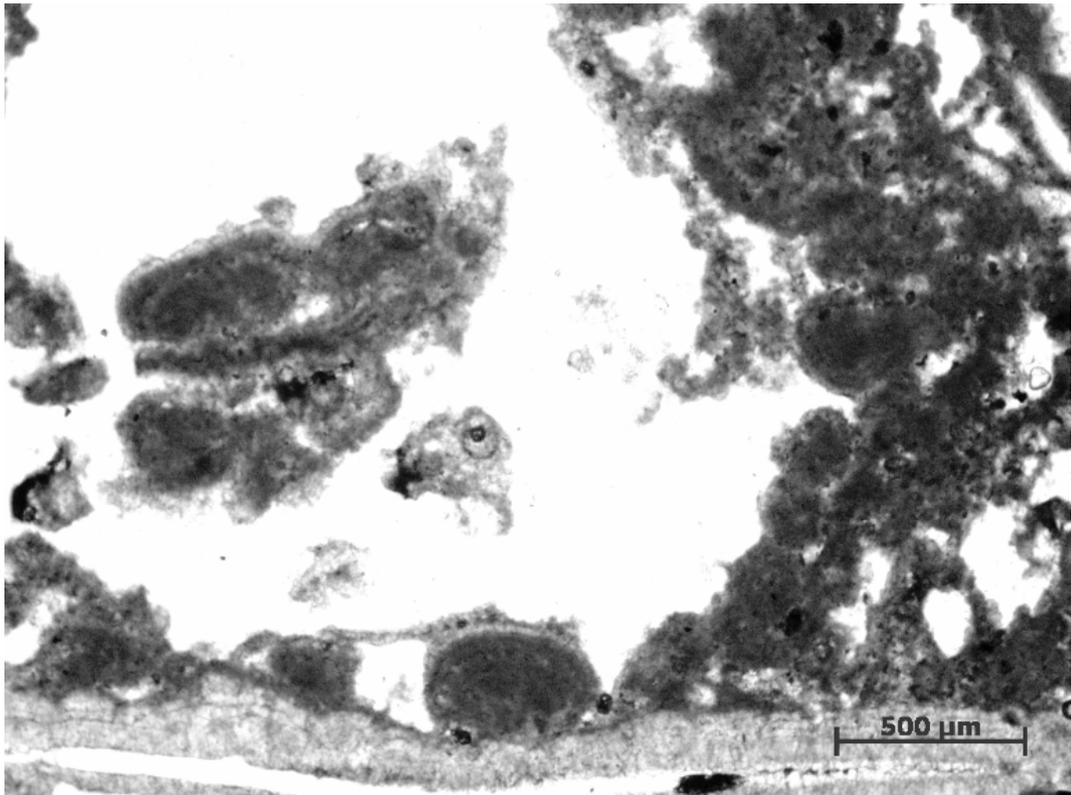


Figura 65: Fotomicrografia da amostra MN173RS (18 de Março). Textura grumosa microbiana e estruturas domais.

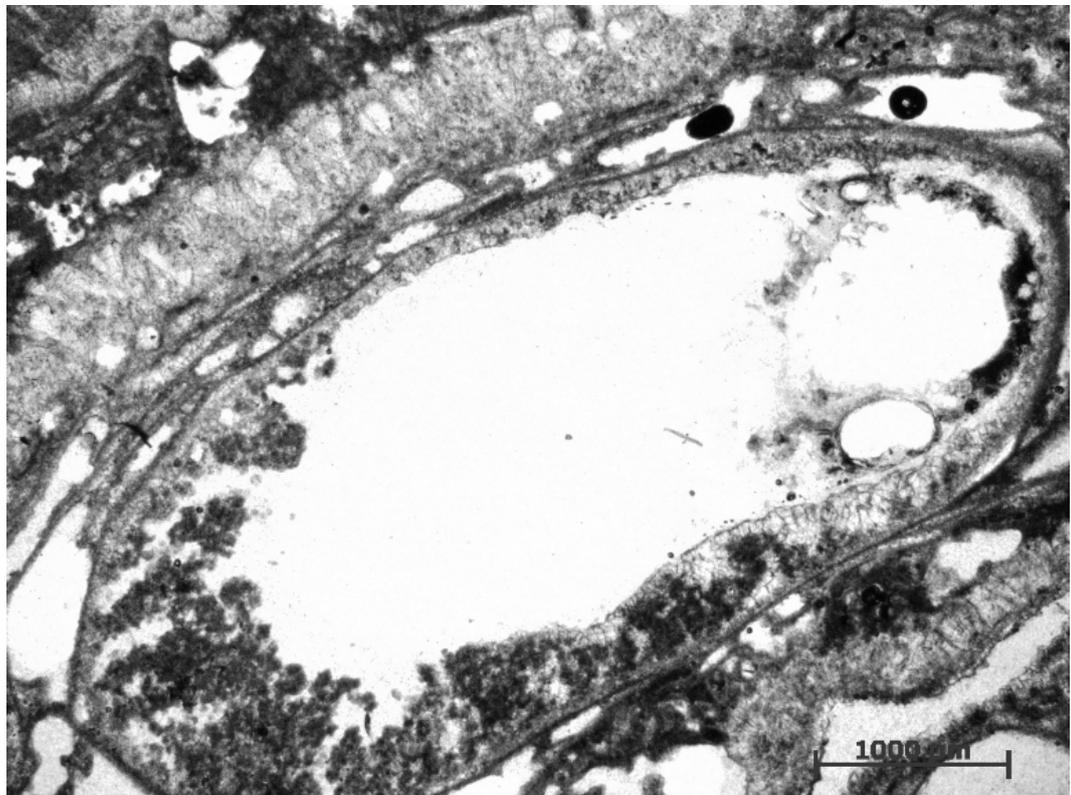


Figura 66: Fotomicrografia da amostra MN173RS (18 de Março). Crescimentos de cianobactérias filamentosas no entorno do molde de raiz.

As litofácies a seguir numeradas como 3 e 4 não foram amostradas e, portanto, não foram elaboradas lâminas petrográficas destas. Suas descrições basearam-se exclusivamente em características macroscópicas.

5.4.3 Litofácies 3: *Tufa macrodetrítica litoclástica*

Esta litofácies, observada na base dos depósitos Caxangá I e 18 de Março, caracteriza-se macroscopicamente por uma brecha maciça sustentada por calhaus até matações de mármore e intraclastos de tufas mais antigas, com matriz de carbonato maciça rica em areia quartzosa seixosa (ver figuras 25, 32 e 67).

A origem desta litofácies no depósito Caxangá I está associada ao início da evolução deste. A água rica em CaCO_3 , que escorreu pela da cortina de tufa em formação, ocasionou a cimentação da brecha da base da escarpa (vide item 5.3.1.2). Já no depósito 18 de Março, a tufa macrodetrítica litoclástica é formada a partir da cimentação por CaCO_3 nas pequenas represas no sopé das escarpas, de sedimentos siliciclásticos trazidos por fluxos trativos ou gravitacionais durante enxurradas.



Figura 67: Arenito seixoso cimentado por CaCO_3 no depósito 18 de Março

5.4.4 Litofácies 4: *Tufa oolítica*

Esta litofácies forma uma pequena lente de cerca de 10-20 cm logo acima da brecha representada pela litofácies 4, no depósito de Caxangá I. Ela é composta basicamente por oólitos (ou pérolas de caverna) de variados tamanhos e formas, também cimentados por CaCO_3 .

A formação destas estruturas esféricas (oólitos) dá-se a partir da incrustação de alguns materiais como grãos de minerais e ossos de morcegos. Estes materiais servem como núcleo de precipitação de CaCO_3 . Para tal, a solução deve estar saturada deste sal, por isso é comum o desenvolvimento de oólitos em poças rasas, como em terraços de travertino, onde a água flui lentamente ocasionando a concentração de carbonato (HILL & FORTI, 1997).

Ford & Pedley (1996) descrevem uma litofácies (oncolítica-cianolítica) que é bastante semelhante macroscopicamente a tufa oolítica aqui descrita. Entretanto, as tufas oncolíticas cianolíticas são formadas por influência microbiana direta. Como não pudemos comprovar a ativa participação microbiana na formação das estruturas esféricas encontradas no depósito Caxangá I, foi utilizada uma nova terminologia para esta litofácies: tufa oolítica.

5.5 Análise Palinológica

Das três lâminas produzidas, apenas duas apresentaram número suficiente de grãos de pólen para contagem (cerca de 200 grãos de pólen por lâmina). Nestas lâminas foram encontradas 7 famílias das quais apenas 5 gêneros foram identificados (ver Figura 69).

- 1) Família Euphorbiaceae, Gêneros *Dalechampia*, *Bernardia*

Maioria herbácea, esta família é comum em áreas secas ou degradadas. O gênero *Bernardia* é formado por herbáceas restritas ao Sudeste do Brasil. Já *Dalechampia* é encontrada em áreas secas, como o Cerrado (MARCHANT, 2002).

2) Família Anacardiaceae, Gênero *Schinus*:

Muito comuns em florestas tropicais, são plantas pioneiras. O gênero *Schinus* é arborecente e ocorre em áreas secas da América do Sul (MARCHANT, 2002).

3) Família Bombaceae, Gêneros *Pseudobombax*, *Pachira*

Geralmente arborecentes, muitas espécies desta família são polinizadas por morcegos. O gênero *Pseudobombax* é típico de florestas tropicais semidecíduais enquanto a *Pachira* ocorre em ambientes pantanosos ou galerias (MARCHANT, 2002).

4) Família Mimosaceae

Família representada por árvores, arbustos e herbáceas de ampla distribuição ecológica que são comuns em regiões secas, mas também podem estar presentes em florestas tropicais (MARCHANT, 2002).

5) Família Asteraceae

Lianas, herbáceas, arbustos e pequenas árvores, as asteraceas são comuns em áreas secas. Algumas espécies toleram altas concentrações de sais (MARCHANT, 2002).

6) Família Malvaceae

De distribuição cosmopolita existem espécies arbóreas, arbustivas e herbáceas. São encontradas em ambientes pantanosos, ao longo de rios e manguezais. Podem ser observadas em florestas tropicais e até no cerrado (MARCHANT, 2002).

7) Família Erythroxylaceae:

Família formada por árvores e arbustos que geralmente contém alcalóides. Ampla distribuição, desde florestas tropicais a cerrado. Comuns em vegetação secundária.

A identificação dos grãos de pólen indica que a região na época de formação do depósito Caxangá I apresentava um clima quente e relativamente seco, com a ocorrência de floresta semidecídua semelhante ao que se observa atualmente. Porém este tipo de vegetação está cada vez mais escassa região devido ao intenso desmatamento realizado pela atividade pecuária. Esta hipótese é corroborada pela presença de grãos de pólen de diversas plantas típicas de Cerrado. Alguns tipos observados no registro indicam que o local onde se formou a tufa apresentava áreas alagadas formando brejos e pântanos na planície a frente dos depósitos Caxangá I e II (Figura 68).

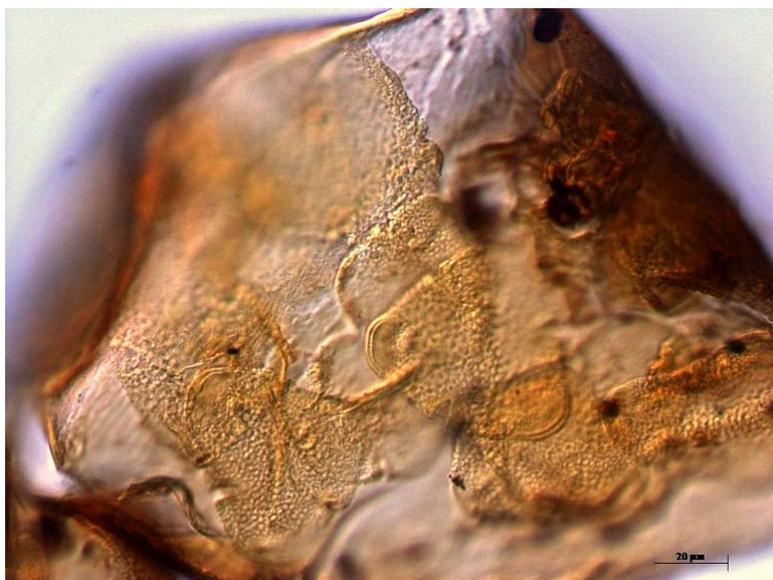


Figura 68: Antera contendo grão de pólen de Bombaceae.



Figura 69: Grãos de pólen das famílias Bombaceae, Malvaceae, Euphorbiaceae, Asteraceae e Erythroxylaceae.

No registro palinológico são observados aglomerados de grãos de pólen dos gêneros *Dalechampia* e *Bernardia* (Euphorbiaceae) e *Pachira* (Bombaceae) (Figuras 70 e 71), os tipos dominantes nas lâminas analisadas. Este dado indica que o transporte não foi eficaz denotando uma proximidade da área fonte. Esse fator pode levar a uma falsa inferência de dominância destes gêneros na região.

Para elaborar uma conclusão acerca da diversidade ou dominância dos grãos de pólen, seriam necessários mais dados e, portanto maior quantidade de lâminas analisadas. De qualquer forma, a partir de uma análise da razão entre os gêneros *Dalechampia* (típica de ambiente seco) e de *Pachira* (típica de ambiente úmido) nas três lâminas elaboradas (SSS vermelha MP, SSS azul MP e SSS amarela MP), observa-se o resultado do Gráfico 1.



Figura 70: Aglomerado de Euphorbiaceae (possivelmente *Bernardia*).

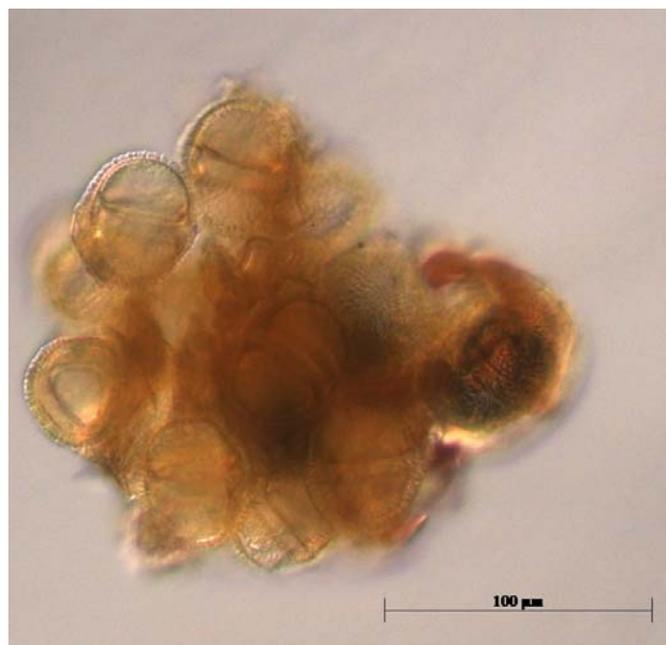
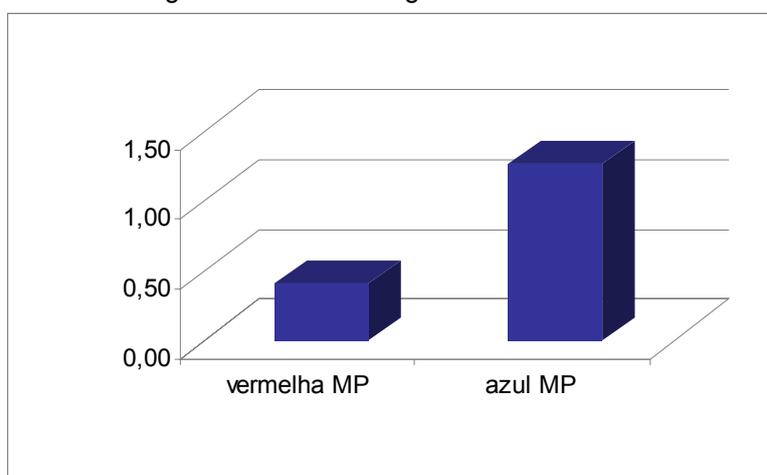


Figura 71: Aglomerado de *Dalechampia*.

Na lâmina SSS amarela MP não foram encontrados grãos de pólen suficientes para a elaboração desta análise. Na lâmina SSS vermelha MP o número de grãos de pólen do gênero *Dalechampia* (147) foi superior ao número encontrado de grãos de pólen do gênero *Pachira* (60). Já a lâmina SSS azul MP, aconteceu o inverso. O gênero *Pachira* (114) foi um pouco mais freqüente que *Dalechampia* (90). Este resultado sugere uma alternância de períodos mais úmidos e mais secos na região.

Gráfico 1: Resultado das razões *Pachira/Dalechampea* (U/S) nas lâminas SSS vermelha MP e SSS azul MP retiradas do abrigo sob rocha Caxangá I.



5.6 Físico Química da água

A medição de parâmetros físico químicos, feita através de sonda multiparâmetros YSI QS-600 apenas na 2ª campanha (setembro de 2010), apresentou os resultados na Tabela 3.

Nos três pontos coletados, a água apresentou temperatura média de 21,5°C e o pH variou entre 7,4 e 8,14.

A quantidade de oxigênio dissolvido (OD) será maior quanto menor a temperatura e turbidez da água, maior a pressão, mais rápido for o fluxo d'água, menor a profundidade e menor a poluição (STUMM & MORGAN, 1996). Em ambiente tipo cascata há uma tendência a uma concentração relativamente alta de oxigênio. A média de oxigênio dissolvido nos pontos P1 e P2 foi de 9,5 mg/l numa temperatura de aproximadamente 22°C, ou seja, nestes dois pontos a concentração de oxigênio estava acima do ponto de saturação. Já no ponto equivalente a P0, o valor de OD foi de 7,24 mg/l numa temperatura de 21°C. Este

resultado estava abaixo do ponto de saturação, o que indica alto consumo de oxigênio.

Tabela 3: Parâmetros físico-químicos medido com sonda multiparâmetros.

	P0	P1	P2
Temperatura	21,1°C	22,3°C	21,67°C
Condutividade	388 Ms/cm ³	447 Ms/cm ³	307 Ms/cm ³
Salinidade	0,19	0,21	0,15
OD %	81,90%	108,1	109,30%
OD mg/l	7,24 mg/l	9,35	9,6
pH	7,45	7,93	8,14
POR	69,75	65,6	53,3

5.7 Análises Microbiológicas

Os resultados microbiológicos obtidos a partir de epifluorescência e os dados estatísticos do número mais provável podem ser observados nas tabelas 4 e 5 respectivamente.

Tabela 4: Resultado CB (carbono bacteriano) para as três campanhas realizadas entre julho de 2010 e janeiro de 2011.

	Campanha 1 (ESTIAGEM)		Campanha 2 (CHUVA)		Campanha 3 (ESTIAGEM)	
	Autotróficas	Heterotróficas	Autotróficas	Heterotróficas	Autotróficas	Heterotróficas
P0a	1,074	<u>4,209</u>	-	-	-	-
P0b	-	-	<u>8,76</u>	2,35	5,4	<u>7,1</u>
P1	4,2	<u>7,12</u>	1	<u>3,7</u>	3,7	4
P2a	<u>8,02</u>	3,2	4,69	<u>5,19</u>	3,86	<u>5,54</u>
P2b	3,333	3,185	<u>5,06</u>	2,5	3,86	<u>6,17</u>
água fratura	0	1,7	-	-	-	-
água repr.			2,94	<u>9,14</u>	<u>6,17</u>	3,86

Gráficos 2: Variação do CB (carbono bacteriano) de bactérias heterotróficas ao longo das 3 campanhas.

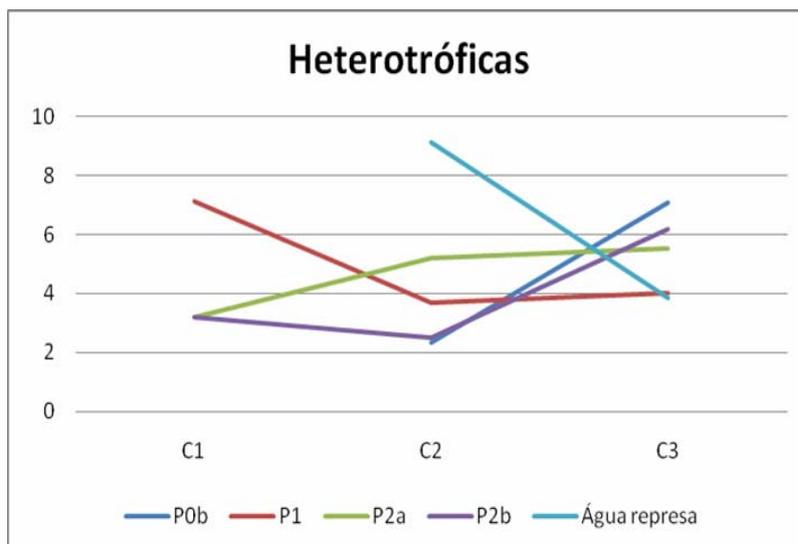
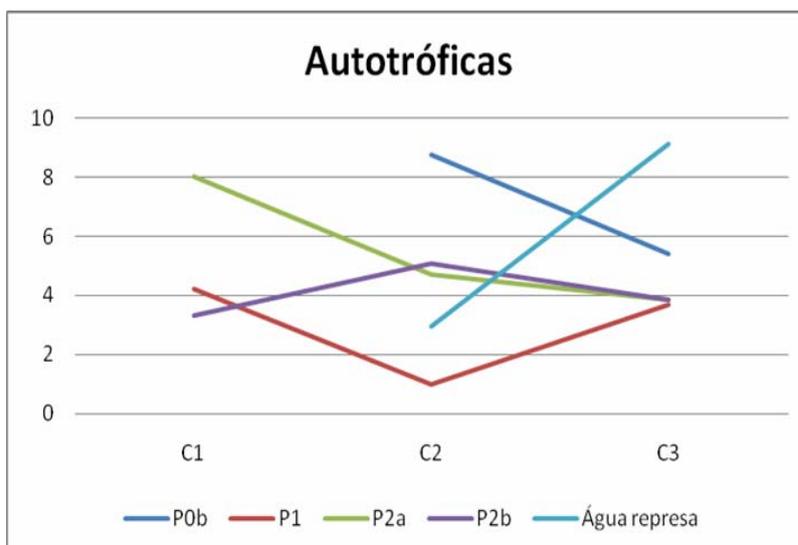


Gráfico 3: Variação do CB (carbono bacteriano) de bactérias autotróficas ao longo das 3 campanhas.



Nos Gráficos 2 e 3, observa-se que durante a 1ª campanha o número de bactérias heterotróficas foi superior em grande parte das amostras, sendo que apenas a amostra P2a (sedimento de fundo) apresentou um número superior de autótrofas. Já em P2b (raspagem da cascata) as concentrações de carbono orgânico heterotrófico e autotrófico estavam equilibradas.

Na 2ª campanha, a dominância de autotróficas foi observada nos sedimentos coletados nas cascatas. Nas outras amostras existe um domínio de heterotróficas.

Na 3ª campanha, o carbono heterotrófico estava em maior concentração que o carbono autotrófico em todas as amostras com exceção da água.

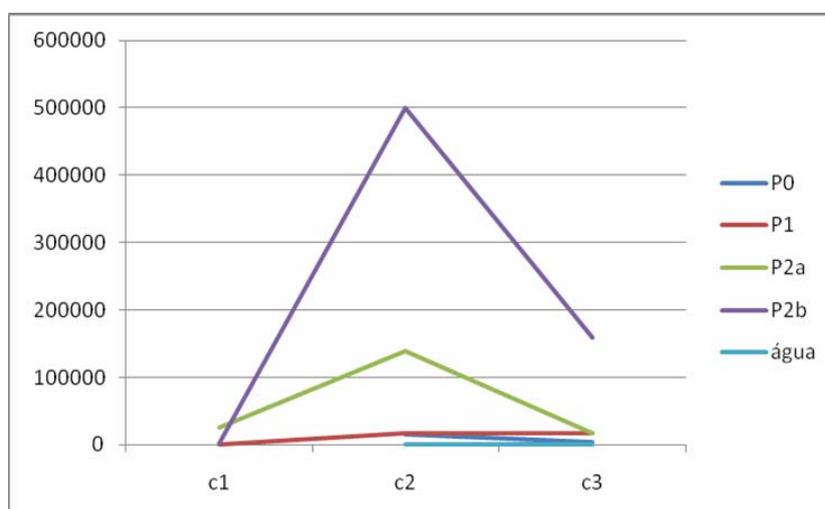
Outro dado que deve ser ressaltado é que ao longo das 3 campanhas a maior parte das amostras apresentou concentrações de CB heterotrófico e de CB autotrófico inversamente proporcionais, com exceção de P1 (sedimento de fundo).

Tabela 5: Resultado número mais provável de sulfato-redutoras e fermentativas para as três campanhas realizadas entre Julho de 2010 e Janeiro de 2011.

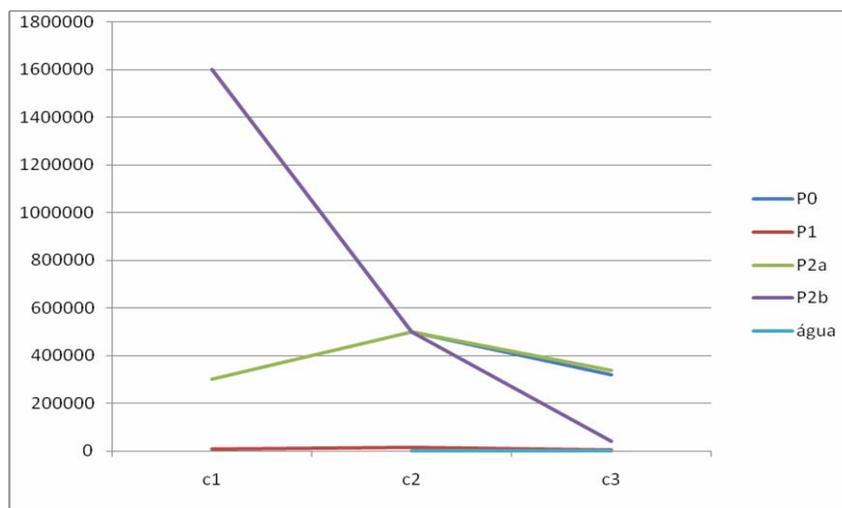
Amostras	1ª campanha	2ª campanha	3ª campanha	Unidade
P0a	5×10^2	-	-	NMP/100g
P0b	-	$1,6 \times 10^4$	$3,5 \times 10^3$	NMP/100g
P1	5×10^2	$1,7 \times 10^4$	$1,7 \times 10^4$	NMP/100g
P2a	$2,6 \times 10^5$	$1,4 \times 10^5$	$1,7 \times 10^4$	NMP/100g
P2b	3×10^3	5×10^5	$1,6 \times 10^5$	NMP/100g
água	$2,4 \times 10^2$	5×10^2	$1,4 \times 10^2$	NMP/100ml
Amostras	1ª campanha	2ª campanha	3ª campanha	Unidade
P0a	$1,7 \times 10^5$	-	-	NMP/100g
P0b	-	5×10^5	$3,2 \times 10^4$	NMP/100g
P1	9×10^3	$1,6 \times 10^4$	3×10^3	NMP/100g
P2a	3×10^5	5×10^5	$3,4 \times 10^5$	NMP/100g
P2b	$1,6 \times 10^6$	5×10^5	4×10^4	NMP/100g
Água	2	$1,6 \times 10^3$	$1,7 \times 10^3$	NMP/100ml

*NMP: número mais provável. Esta unidade está relacionada à mensuração aproximada do número de células bacterianas numa determinada amostra.

Gráficos 4: Variação das bactérias sulfato redutoras ao longo das três campanhas.



Gráficos 5: Variação das bactérias fermentativas ao longo das três campanhas.



Observando-se os resultados expostos na tabela 5 em conjunto com os gráficos 4 e 5 foram feitas quatro análises diferentes comparando-se **I**: as atividades metabólicas nas três campanhas, **II**: as atividades metabólicas numa mesma campanha e **III**: as atividades metabólicas na água e no sedimento.

I: As atividades metabólicas nas três campanhas

Com relação a sulfato redução, a campanha mais expressiva foi a 2^a. A média de bactérias nas amostras da 2^a campanha foi de 1×10^5 enquanto as 1^a e 3^a campanhas os valores foram $5,2 \times 10^3$ e $3,9 \times 10^4$ respectivamente.

As fermentativas apresentaram maiores números nas 1^a ($4,1 \times 10^5$) e 2^a (3×10^5) campanhas. A 3^a campanha ($8,3 \times 10^4$) gerou um resultado um pouco menor com relação às outras duas campanhas.

II: As atividades metabólicas numa mesma campanha

Analisando-se separadamente, na 1^a campanha as amostras dos pontos P0a e P1 (sedimentos de fundo), e ainda P2b (cascata) apresentaram maior número de bactérias fermentativas que de sulfato redutoras. Em P2a as concentrações estavam equilibradas enquanto na água havia maior sulfato redução.

Na 2ª campanha, apenas P0b (cascata) e a água obtiveram maiores valores de fermentação. P1, P2a (sedimentos de fundo) e P2b (cascata) apresentaram mesma concentração de sulfato redutoras e fermentativas.

Já na 3ª campanha, as concentrações de bactérias fermentativas foram maiores em P0b (cascata 18 de Março), P2a e água e as bactérias sulfato redutoras dominaram em P1 e P2b (cascata Boi Morto).

III: As atividades metabólicas água X sedimento

Tanto para sulfato redução quanto para fermentação foi observado que havia mais bactérias associadas ao sedimento que à água, ou seja, a comunidade microbiana bentônica é predominante.

5.7.1 Numeração de bactérias autotróficas e heterotróficas por epifluorescência

O maior número de autotróficas indica a maior fixação de carbono inorgânico pela fotossíntese, o que reduz a concentração do elemento no ambiente devido à utilização deste na produção de carboidratos (carbono orgânico). A remoção do excesso de CO₂ leva a um aumento do pH influenciando na precipitação de minerais carbonáticos. Já o domínio de bactérias heterotróficas indica que está ocorrendo maior consumo de carbono orgânico e possível produção de ácidos orgânicos, dependendo do tipo de heterótrofa que está presente em maior número no microambiente. Se a maior concentração for de bactérias sulfato redutoras, é possível que esteja havendo consumo de sulfetos e aumento da alcalinidade, o que estimula a construção de carbonatos. Se houver uma maior concentração de fermentadoras, o processo de destruição deste carbonato irá prevalecer (BAUMGARTNER *et al.*, 2006; BRAISSANT, 2007).

A concentração e composição das comunidades microbianas variam de acordo com a ocorrência de chuvas locais. Na região de estudo as estações úmida e seca são normalmente bem marcadas, contudo, são comuns períodos chuvosos durante o inverno e períodos de estiagem no verão o que pode influenciar completamente a comunidade microbiana local. Por isso, nos resultados microbiológicos, os termos estiagem e chuva não têm relação com os

períodos de inverno e verão e, sim, com a proximidade do último evento de chuva.

A partir das campanhas realizadas no presente trabalho, observou-se que a chuva influencia na maior disponibilidade de carbono inorgânico carreado, o que produz um aumento de autotróficas na cascata. Apesar do aumento do fluxo d'água neste período, a descontinuidade e baixa turbulência deste fluxo foram insuficientes para gerar a desagregação das comunidades bentônicas microbianas que se encontram bem aderidas, envoltas por EPS. Por isso, a precipitação de carbonato pode ter sido favorecida. No sedimento e na água, o aumento da coluna d'água causou a redução do número de autotróficas (DUPRAZ, 2009).

Nas amostras coletadas durante a estiagem, foi observado um maior número de heterotróficas, com exceção das amostras P2a na 1ª campanha e da água da 3ª campanha, as quais apresentaram uma alta taxa de autotrofia, o que pode ser explicado pela redução da lâmina d'água. A amostra P2b da 1ª campanha (estiagem) foi retirada de uma esteira microbiana típica. Neste tipo de microambiente todas as moléculas orgânicas produzidas são consumidas, o que gera o equilíbrio explicitado pelos dados expostos na Tabela 4: o número de heterotróficas é praticamente igual ao número de autotróficas. Já a água da 1ª campanha foi obtida a partir de uma ressurgência por fratura. A falta de luz no interior desta fratura justifica a ausência de bactérias autotróficas encontrado no resultado. Para definir se nesses períodos de estiagem ocorre precipitação ou dissolução é importante saber quais as heterotróficas estão em maior número nas cascatas. A análise dos sedimentos de fundo das pequenas represas de onde foram coletadas as amostras **P0a**, **P1** e **P2a**, foi realizada principalmente com o intuito de compreender a dinâmica daquele ambiente e o grau de poluição deste uma vez que as tufas ocorrem em meio a uma pastagem.

5.7.2 Número mais provável de fermentativas e sulfato-redutoras

Os dados mais importantes neste trabalho são os relacionados às amostras coletadas diretamente da cascata. Na 1ª campanha, observou-se que a amostra **P2b** o número de eubactérias fermentativas é claramente superior ao de sulfato-redutoras, porém, esta apresentou um número equilibrado entre

autotróficas e heterotróficas, como explicitado anteriormente. O sistema em equilíbrio pode favorecer a precipitação por nucleação física ou bioquímica ou simplesmente indicar uma pausa na deposição mineral.

A amostra **P0b** da 2ª campanha apresentou um número muito alto de autotróficas e uma quantidade significativa de sulfato redução. Embora o número de fermentativas seja superior ao número de sulfato-redutoras, tudo indica que neste local esteja acontecendo precipitação de carbonato. Na amostra P2b além da alta concentração de autotróficas há também uma grande quantidade de sulfato-redutoras e bastante oxigênio dissolvido, indicando alta taxa de fotossíntese e pH alcalino (Tabela 4), o que indica possível construção de depósito tufáceo (STUMM & MORGAN, 1985).

A amostra **P0b** da 3ª campanha apresenta um número de heterotróficas superior ao número de autotróficas. Além disso, o número de fermentativas supera a quantidade de sulfato-redutoras. Isto poderia estar favorecendo a dissolução de carbonato no local. Na localidade de onde foi retirada a amostra P2b, apesar do maior número de heterótrofas, pode estar ocorrendo construção de carbonato, pois o número de sulfato-redutoras é maior que o de fermentativas o que torna o pH mais alcalino.

5.7.3 Taxa de precipitação de carbonato

Como não foi realizado no presente trabalho nenhum experimento de medição do crescimento dos depósitos, não se sabe o valor da taxa de precipitação do carbonato. Porém, acredita-se que esta taxa oscile ao longo do ano. Após eventos de chuva a precipitação bioinduzida é favorecida gerando estruturas estromatolíticas típicas enquanto após períodos de estiagem ocorre a construção química e biologicamente influenciada de carbonatos, gerando a textura porosa da rocha. Sendo assim, acredita-se que a precipitação seja perene, ou seja, não existe uma estação específica em que a formação do carbonato cesse de vez, porém, em determinadas épocas a erosão do depósito pode ser favorecida em detrimento da deposição.

5.3 Datação radiométrica

Como relatado no item 3.4.3, não foi possível realizar a datação pela série do urânio devido à baixa concentração deste elemento nas amostras coletadas. A datação foi realizada através do método radiocarbono.

O pavimento do abrigo sob rocha do abrigo-sob-rocha Caxangá I é formado por um depósito com quase 3 m de espessura. A camada inferior é representada por uma brecha formada por calhaus e matacões de mármore sacaroidal e material clástico cimentado por carbonato de cálcio, com níveis de oólitos (pérolas de caverna) na parte superior. Acima, ocorre espesso pacote formado por tufa fitohermal macrofítica-estromatolítica. Foram coletadas para datação duas amostras da base do depósito: uma da matriz cimentada por CaCO_3 (**CX-base**) e outra da camada de oólitos (pérolas de caverna – **CX-pérolas**) obtidas em um nível no interior da matriz cimentada da brecha. Também foi enviada para datação amostra de uma crosta carbonática (**CX-topo**) do topo do depósito, representativa do último estágio de deposição do pavimento do abrigo.

No depósito de Mirindiba Maior foi datada amostra da tufa fitohermal macrofítica-estromatolítica da base do depósito.

As amostras foram enviadas ao *Laboratório de Datação Radiocarbônica do Instituto de Radioproteção e Dosimetria/Comissão Nacional de Energia Nuclear (IRD/CNEN)* em setembro de 2010 e os resultados apresentados ao final do mês de maio de 2011 (Tabela 6 e Anexo I).

Tabela 6: Datações absolutas por ^{14}C – idade radiocarbônica e idade calibrada.

	Idade radiocarbônica	Idade Calibrada	
		Limite superior	Limite inferior
Caxangá - pérolas	18.041 anos AP	20.218 anos cal AP	19.171 anos cal AP
Caxangá – base	14.084 anos AP	15.607 anos cal AP	14.894 anos cal AP
Caxangá – topo	11.395 anos AP	11.567 anos cal AP	11.020 anos cal AP
Mirindiba	25.557 anos AP	28.953 anos cal AP	27.753 anos cal AP

O resultado obtido na amostra **Caxangá-pérolas** é coincidente com aquele obtido por Nicola (2006) para o depósito basal de Caxangá I, de 20.500 ± 240 anos cal AP. Entretanto, a amostra **Caxangá-base**, obtida no mesmo nível da amostra de Nicola (2006) indicou idade mais nova (cerca de 15 k cal anos AP), o que pode ser explicado pela “imprecisão” do método para a datação de rochas carbonáticas secundárias (HOLMGREN *et al.*, 2003), como as tufas calcárias, mencionado no item 4.7.

O abrigo-sob-rocha do Caxangá I, portanto, teve sua formação iniciada a cerca de 20 k anos cal AP, com a cimentação da matriz da brecha da base do depósito e a formação dos níveis de pérolas de caverna. A idade em torno de 11 k anos cal AP para uma crosta de calcita no topo do depósito basal (**Caxangá-topo**), indica que a deposição carbonática neste depósito cessou no princípio do Holoceno (início há 11.784 anos AP).

A amostra obtida de tufa fitohermal macrofítica-estromatolítica da base de Mirindiba Maior apresentou idade em torno de 28 k ano cal AP. Tal idade confirma que ao longo da Serra do Cândido ocorrem depósitos de tufa de distintas idades, produzidos durante fase de maior umidade regional e/ou pela ressurgência em determinados locais de águas provenientes de fraturas.

As águas provenientes de fraturas no mármore apresentam teores de CaCO_3 maiores que as águas superficiais e, como observado atualmente no depósito 18 de Março (Figura 72), devem ter contribuído significativamente para a formação dos diversos depósitos tufáceos na Serra do Cândido.

É provável que os depósitos de tufa da Serra do Cândido, formados em épocas diferentes, não estejam necessariamente associados a períodos de maior umidade regional mas, sim, a ressurgência de águas subterrâneas através das fraturas horizontais-subhorizontais durante períodos de tempo mais ou menos prolongados, em diferentes locais ao longo da serra.



Figura 72: Depósito 18 de Março - deposição atual de carbonato em matéria vegetal a partir da ressurgência de águas com elevado grau de dureza por fraturas horizontais.

6. DISCUSSÃO

As tufas Caxangá I e Mirindiba Maior começaram a se formar há aproximadamente 20 k anos cal AP e 28 k anos cal AP, respectivamente, período que coincide com o Último Máximo Glacial. Unindo esta informação ao fato de terem sido observados nos sedimentos coletados de Caxangá I, muitos grãos de pólen típicos de Cerrado, conclui-se que o clima da época era certamente seco. Entretanto, água é indispensável para que ocorra a formação de depósitos tufáceos. A presença de grãos de pólen típicos de pântanos e brejos indica que localmente, havia água suficiente disponível no sistema. Possivelmente a água que abastecia o depósito era subterrânea, rica em CaCO_3 e emergiam dos planos de fratura das rochas locais (MARCHANT *et al.*, 2002; CLARK *et al.*, 2009).

O modelo deposicional de nascentes suspensas (vertente) pôde ser aplicado a todos os depósitos analisados (Caxangá I, Mirindiba Maior, Boi Morto e 18 de Março). Esta conclusão baseou-se na:

- 1) Morfologia: depósitos lobulados e convexos com ocorrência de espeleotemas (estalactites, terraços de travertinos).
- 2) Características litofaciológicas: ocorrência de litofácies fitohermais (macrofítica-estromatolítica), fitoclásticas, e oolíticas.

As superfícies verticais, como cascatas, presentes ao longo de sistemas de vertente, são cobertas por musgos e outras macrófitas por isso, neste local desenvolvem-se litofácies fitohermais-macrofíticas. Dependendo do fluxo d'água na cascata, folhas, galhos e outros bioclastos podem ser transportados e acumulados nas poças encontradas próximas às fontes, formando depósitos fitoclásticos. Enxurradas esporádicas podem originar depósitos de tufas macrodetriticas litoclásticas ou intraclástica detritica. Já em locais ao longo da cascata, onde ocorre represamento de água, formam-se litofácies fitohermais-estromatolíticas e às vezes oncolíticas ou oolíticas (PEDLEY, 1990; PEDLEY, 2009). No depósito Caxangá I, além da litofácies fitohermal observam-se as litofácies macrodetriticas litoclásticas e oolíticas. Nos outros depósitos ao longo da Serra do Cândido as litofácies predominantes são as fitoclásticas e as intercalações de tufas fitohermais marofítica-estromatolítica. No depósito 18 de Março também são encontradas litofácies litoclástica.

Pelo que foi observado nas amostras analisadas, a influência microbiológica na formação de carbonatos continentais é de extrema importância não apenas em sistemas palustres e lacustres, como também em cascatas. Todas as lâminas petrográficas apresentaram texturas grumosas e laminadas tipicamente microbianas. O que diferenciou as amostras foi a representatividade destas estruturas internas. Das nove amostras analisadas, apenas em duas as texturas microbianas foram pouco significantes. Nas amostras MN168RS e MN186RS estas estruturas ocorreram de forma descontínua e aleatória, o que não diminui a importância da influência microbiológica na formação de seus respectivos depósitos. Na verdade, nestas duas amostras, a precipitação por bioindução é menos significativa que a precipitação bioinfluenciada. A precipitação exclusivamente química foi pouco observada.

Oliveira (2009) e Corrêa (2006) que trabalharam com tufas da Serra da Bodoquena e das Araras, respectivamente, afirmaram em suas dissertações que existe uma tendência de construção dos depósitos carbonáticos no inverno e destruição no verão, por diferentes motivos. No caso das tufas do Centro Norte Fluminense a precipitação é perene e os períodos de erosão dos depósitos, aleatórios. Parece existir uma predominância de deposição bioinduzida durante o verão e uma predominância de deposição química e/ou bioinfluenciada durante o inverno, porém para confirmarmos isto, deveriam ser feitas novas campanhas para análises microbiológicas e bioquímicas e medição da taxa de sedimentação anual nos depósitos.

7. CONCLUSÃO

A partir dos resultados apresentados conclui-se que:

- 1) Até o momento, a tufa mais antiga da região, Mirindiba Maior, apresenta idade calibrada de 27,8 k anos cal AP.
- 2) O abrigo-sob-rocha do Caxangá I, o mais notável da região, começou a se formar há cerca de 20 k anos cal AP e a deposição de CaCO_3 cessou há aproximadamente 11 k anos cal AP, abrangendo o fim do Último Máximo Glacial até o início da deglaciação.
- 3) A partir dos dados palinológicos foi possível concluir que apesar do clima mais seco, a água subterrânea que ressurgia das fraturas e as chuvas esporádicas foram suficientes para o desenvolvimento de grandes afloramentos de tufas.
- 4) Todos os depósitos analisados podem ser classificados como tufas de vertente (*perched springline*), sendo predominantes as litofácies fitohermal macrodetrítica-estromatolítica e fitoclástica.
- 5) A precipitação de carbonato é perene, e por isso ocorre tanto no inverno quanto no verão, o que varia é a forma de precipitação. Durante o inverno a redução do fluxo d'água tende a favorecer a precipitação química e bioinfluenciada enquanto no verão, há maior taxa de precipitação bioinduzida. O resultado disto é a produção de diferentes características texturais ao longo do ano. A destruição ou interrupção de formação do depósito é aleatória e pode ocorrer tanto no verão quanto no inverno.
- 6) A análise das lâminas petrográficas evidenciou a efetiva participação biológica na formação dos depósitos de vertente. Prova disto foi a notória presença de texturas grumosas e laminadas tipicamente microbianas em quase todas as lâminas, inclusive nos depósitos íngremes da cascata.

Futuros estudos deverão ser realizados para obtermos uma compreensão mais aprofundada acerca do desenvolvimento dos antigos depósitos. Sendo assim sugere-se:

- 1) Que sejam feitas medições e análises do padrão de fraturamento para determinar se o começo e a interrupção da disponibilidade de água estão relacionados a processos erosivos e climáticos ou à neotectônica.
- 2) A coleta de um testemunho na planície à frente dos depósitos Caxangá I e II e a realização de análises isotópicas, palinológicas e palinofaciológicas minuciosas.
- 3) Fazer uma análise de biopolímeros no sedimento coletado dos depósitos de tufa ativa para entender melhor a dinâmica destas macromoléculas neste sistema e assim elucidar questões sobre a atividade metabólica e a influência desta na formação das tufas locais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDREWS, J.E.; COLETTA, P.; PENTECOST, A.; RIDING, R.; DENNIS, S., DENNIS, P.F.; SPIRO, B. Equilibrium and disequilibrium stable isotope effects in modern charophyte calcites: implications for palaeoenvironmental studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **204**: 101-114, 2004.

ANDREWS, J.E. & BRASIER, A.T. Seasonal records of climatic change in annually laminated tufas: short review and future prospects. *Journal of Quaternary Science*. **20**(5): 411-421, 2005.

APHA - American Public Health Association. Microbiological examination of water. *In: Standart methods for the examination of water and wastewater*. 19th ed. Washington, D.C.: APHA, 1995.

ARENAS, C.; CABRERA, L.; RAMOS, E. Sedimentology of tufa facies and continental microbialites from the Palaeogene of Mallorca Island (Spain). *Sedimentary Geology*. **197**: 1-27, 2007.

AULER, A; WANG, X; LAWRENCE EDWARDS, R; CHENG, H.; CRISTALLI, P. S.; SMART, P. L.; RICHARDS, D.A. Quaternary ecological and geomorphic changes associated with rainfall events in presently semi-arid northeastern Brazil. *Journal of Quaternary Science*. **19**(7): 693-701, 2004.

AULER, A.S., PILÓ, L.B.; SAADI, A. Ambientes Cársticos. *In: SOUZA, C.R., SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.; OLIVEIRA, P.E. Quaternário do Brasil*. p.321-342, 2005.

BASTIN, B. L'analyse pollinique des stalagmites: une nouvelle possibilité d'approach des fluctuations climatiques du Quaternaire. *Annales Société Géologique de Belgique*. **101**: 13-19, 1978.

BAUMGARTNER, L.K.; REID R.P.; DUPRAZ, C.; DECHO, A.W. ; BUCKLEY, D.H.; SPEAR, J.R.; PRZEKOP, K.M.; VISSCHER, P.T. Sulfate reducing bacteria

in microbial mats: Changing paradigms, new discoveries. *Sedimentary Geology*. **185**: 131-145, 2006.

BICALHO, C.C. Noções básicas de espeleologia. Apostila do Curso Básico de Espeleologia do Espeleo Grupo de Brasília. 2003.

BILINSKI S.F.; BARISIC, D.; VERTACNIK, A.; BILINSKI, H.; PROHIC E. Characterization of tufa from the Dinaric Karst of Croatia: mineralogy, geochemistry and discussion of climate conditions. *Facies*. **50**: 183-193, 2004.

BOGGIANI, P.C.; COIMBRA, A.M.; GESICKI, A.L.; SIAL, A.N.; FERREIRA,V.P.; RIBEIRO, F.B.; FLEXOR, J.M. 1999. Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena. *In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. (Edit.) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Disponível em: <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio034/sitio034.htm>. Acesso em: 23 Abr. 2009.

BRAISSANT, O.; DECHO, A.W.; DUPRAZ, C.; GLUNK, C.; PRZEKOP, K.M.; VISSCHER, P.T. Exopolymeric substances of sulfate-reducing bacteria: Interactions with calcium at alkaline pH and implication for formation of carbonate minerals. *Geobiology*. **5**(4): 401-411, 2007.

BRANCACCIO, L.; D'ARGENIO, B; FERRERI, V.; DAMIANO, S.; TURI, B.; PREITE, M. M. Caratteri Tessiturali e Geochimi dei Travertini di Rochetta a Volturmo (Molise). *Bollettino della Societa Geologica Italiana*. **105**: 265-277, 1986.

BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais. Vol. 32. Folha Rio de Janeiro/Vitória (SF 23/24) – Vegetação, p. 553-608. Departamento de Produção Mineral. Rio de Janeiro. 1983.

BURNE, R. & MOORE, V.L.S. Microbialites: Organosedimentary Deposits of Benthic Microbial Communities. *Palaios*. **2**: 241-254, 1987.

BURNEY, D.A. & BURNEY, L. Modern pollen deposition in cave sites: experimental results from New York State. *New Phytologist*. **124**: 523-535, 1993.

CARLUCCI, A.F.; CRAVEN, D.B.; ROBERTSON, D.J.; WILLIAMS, P.M. Surface film microbial populations and amino acid metabolism, carbon utilization and growth rates. *Marine Biology*, v. **92**, p. 289-297, 1986.

CARTHEW, K.D.; TAYLOR, M.P.; DRYSDALE, R.N. Are current models of tufa sedimentary environments applicable to tropical systems? A case of study from the Gregory river. *Sedimentary Geology*. **162**: 199-218, 2003a.

CARTHEW, K.D.; DRYSDALE, R.N.; TAYLOR, M.P. Tufa deposits and biological activity, Riversleigh, Northwestern Queensland. In: ROACH I.C. *Advances in Regolith*, pp. 55-59. CRC LEME. 2003b.

CASANOVA, J. Biosedimentology of Quaternary Stromatolites in Intertropical Africa. *Journal of African Earth Sciences*. **12**: 409-415, 1991.

CHAFETZ, H.S. & FOLK, R.L. Travertines: depositional morphology and bacterially constructed constituents. *Journal of Sedimentology and Petrology*, **54**: 289-316, 1984.

CHAFETZ, H.S.; RUSH, P.F., UTECH, N. M. Microenvironmental controls on mineralogy and habit of CaCO₃ precipitates: an example from an active travertine system. *Sedimentology*. **38**(1): 107-126, 1991.

CHEN, J.; ZHANG, D. D.; WANG, S.; XIAO, T.; HUANG, R. Factors controlling tufa deposition in natural waters at waterfall sites. *Sedimentary Geology*. **166**: 353-366, 2004.

CHUTKO, K.J. & LAMOUREUX, S.F. Biolaminated sedimentation in a High Arctic freshwater lake. *Sedimentology*. **56**: 1642-1654, 2009.

CLARK, P.U. ; DYKE, A.S.; SHAKUN, J.D. ; CARLSON, A.E.; CLARK J.; WOHLFARTH, B.; MITROVICA, J.X.; HOSTETLER, S.W. ; MCCABE, A. M. The Last Glacial Maximum. *Science*. vol. **325** n° 5941 p. 710-714. 2009.

COHEN, Y. & ROSENBERG, E. *Microbial Mats: Physiological Ecology of Benthic Microbial Communities*. American Society for Microbiology, Washington DC. 1989.

CORRÊA, D. *Geocronologia dos depósitos de tufa dos vales dos rios Salitre e Jacaré - centro norte da Bahia: uma abordagem paleoclimática*. Monografia de graduação em Geografia. IGC/UFMG. 2004 (inédito).

CORRÊA, D. *Caracterização, Cronologia e Gênese das Tufas da Serra das Araras – Mato Grosso*. 79p. (Dissertação de Mestrado) – Departamento de Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 2006.

CORRÊA, E.C.C. *Caracterização e espeleogênese da Gruta Novo Tempo, Cantagalo, RJ*. 37p. (Monografia) – Curso de especialização em Geologia do Quaternário, Dept. de Geologia e Paleontologia, Museu Nacional, UFRJ. 2009.

CORRÊA, E.C.C.; MATTANA, C.O.; RAMOS, R.R.C.; CARVALHO, M. A. *Estudo paleoflorístico preliminar no depósito de tufa calcária do Caxangá, Distrito de Laranjais, Itaocara/RJ*. XIII Simpósio Brasileiro de Paleobotânica e Palinologia. 2010.

CRAPEZ, M.A.G. *Terra e bactérias: histórias imbricadas*. Instituto de Biologia, Depto. de Biologia Marinha, UFF. 2010.

CROSBY, B.T. *An Evaluation of Fossil Tufa as a Geochronologic and Paleoclimatic Tool: Naukluft Mountains, Namibia*. 2002.

DAVIS O.K. & ANDERSON R.S. *Pollen in Packrat (Neotoma) Middens. Pollen transport and the relationship of pollen to vegetation*. *Palynology*. **11**: 185-198, 1987.

DECHO, A.W. *Microbial exopolymer secretions in ocean environments: their role(s) in food webs and marine processes*. *Oceanography Marine Biology Annual Review*. **28**: 73–154, 1990.

DECHO, A.W., VISSCHER, P.T., FERRY, J., KAWAGUCHI, T., HE, L., PRZEKOP, K.M., NORMAN, R.S., REID, R.P., Autoinducers extracted from microbial mats reveal a surprising diversity of N-acylhomoserine Lactones (AHL's) and Abundance changes that may relate to diel pH. *Environmental Microbiology*. **11**: 409–420, 2009.

DRM-RJ. Departamento de Recursos Minerais. Folha Santa Maria Madalena. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Governo do Estado do Rio de Janeiro. Secretaria de estado de Energia, da Indústria Naval e do Petróleo. 2004.

DRM-RJ. Departamento de Recursos Minerais. Grutas Calcárias de Cantagalo – RJ. Niterói. 1997.

DRYSDALE, R.; LUCAS, S.; CARTHEW, K. The influence of diurnal temperatures on the hydrochemistry of a tufa-depositing stream. *Hydrologic Process*. **17**: 3421–3441, 2003.

DUANE, M.J. & AL-ZAMEL, A.Z. Syngenetic textural evolution of modern sabkha stromatolites (Kuwait). *Sedimentary Geology*. **127**: 273-245, 1999.

DUARTE, L.; VASCONCELOS, M.E.C. Vegetais do Quaternário do Brasil. I – Flórua de Russas, CE. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **52**(1): 37-48, 1980a.

DUARTE, L.; VASCONCELOS, M.E.C. Vegetais do Quaternário do Brasil. II – Flórua de Umbuzeiro, PB. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **52**(1): 93-108, 1980b.

DUPRAZ, C., PATISSINA, R., VERRECHIA, E.P. Simulation of stromatolite morphospace using 'DLA-CA' growth model': translation of energy in morphology. *Sedimentary Geology*. **185**: 185-203, 2006.

DUPRAZ, C.; REID R. P., BRAISSANT, O.; DECHO, A. W., NORMAN, R. S.; VISSCHER, P. T. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews*. **96**: 141-162, 2009.

EMEIS, K.C.; RICHNOW, H.H.; KEMPE, S. Travertine formation in Plitvice National Park, Yugoslavia: chemical versus biological control. *Sedimentology*. **34**(4): 595-609, 1987.

FORD, T.D. Tufa: a freshwater limestone. *Geology Today*. **5**(2): 60-63, 1989.

FORD, T. D. & WILLIAMS, P.W. Karst Geomorphology and hidrology. Londres: Unwin Hyman. 601 p. 1989.

FORD, T. D. & PEDLEY, H. M. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth Science Reviews*. **41**: 117-175, 1996.

FREYTET, P.; PLET, A. Modern freshwater microbial carbonates: the *Phormidium* stromatolites (tufa-travertine) of southern Burgundy (Paris Basin, France). *Facies*. **34**: 219-237, 1996.

FREYTET, P; VERRECCHIA, E.P. Freshwater organisms that build stromatolites: a synopsis of biocrystallization by prokaryotic and eukaryotic algae. *Sedimentology*. **45**: 535-563, 1998.

GALVÃO, A.L.C.O. (Coord.). Estudo de áreas para criação de unidades de conservação, com fins de proteção do patrimônio espeleológico. Brasília: IBAMA-CECAV. 2009. Disponível em: <<http://www.icmbio.gov.br/o-que-fazemos/pesquisa-e-monitoramento/projetos-apoiados/2011/297-cecav-estudo-de-areas-para-criacao-de-unidades-de-conservacao-com-fins-de-protecao-do-patrimonio-espeleologico>>. Acesso em: 22 mar. 2011.

GARNETT, E.R.; GILMOUR, M.A.; ROWE, P.J.; ANDREWS, J.E.; PREECE, R.C. ²³⁰Th/²³⁴U dating of Holocene tufas: possibilities and problems. *Quaternary Science Reviews*. **23**: 947-958, 2004.

GILLESON, D. Caves: Processes, Development, Management. Oxford: Blackwell Publishers. 1996.

GOOGLEARTH 2011. Acesso em: 23 mai. 2011.

GRADZINSKI, M. Factors controlling growth of modern tufa: results of a field experiment. In: *PEDLEY, H.M. & RPYGERSON, M. Tufas and speleothems: Unravelling the Microbial and Physical controls*. Geologic Society, London, Special Publications. 2010.

GUERRA, A.T. & GUERRA, A.J.T. 2001. Novo Dicionário Geológico Geomorfológico. 2ªed. Rio de Janeiro: ed. Bertrand Brasil, 652.

GUIMARÃES, J.E.P. Espeleotemas e Pérolas de Caverna. Secretaria de Agricultura – Coordenadoria da Pesquisa de Recursos Naturais – Instituto Geográfico e Geológico. Boletim 53. São Paulo. 1974.

HAMMER, Ø; DYSTHE, D.K.; JAMTVEIT, B. Travertine terracing: patterns and mechanisms. In: *PEDLEY, H.M. & RPYGERSON, M. Tufas and speleothems: Unravelling the Microbial and Physical controls*. Geologic Society, London, Special Publications. 2010.

HEILBRON, M. & MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*. **125**: 82-112, 2003.

HILL, C. & FORTI, P. Cave minerals of the world. 463 p. National Speleologic Society. 2ª ed. 1997.

HOLMGREN, K.; BAKER, A.; MCDERMOTT, F. Speleothems: Holocene dating, chronologies and age modelling. ESF-Holivar workshop. 2003.

IBAMA NOVA FRIBURGO/RJ - INSTITUTO BRASILEIRO DO MEIO AMBIENTE E DOS RECURSOS NATURAIS E RENOVÁVEIS. IBAMA Nova Friburgo - vistoria cavernas calcárias da região. Rio de Janeiro. 2008. Disponível em: http://www.pickp-au.com.br/panorama/2008/2008.07.05/ibama_nova_friburgo.htm
Acesso em: 21 Jan. 2009.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Folha Santa Maria Madalena, SF-23 -X-D-VI-4, escala 1:50.000. Rio de Janeiro. 1974.

IRION, G. & MÜLLER, G. Mineralogy, petrology and chemical composition of some calcareous tufa from the Swabische Alb, Germany. *In: MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G. M. Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe*, p. 157–171. Springer- Verlag, Berlin. 1968.

KARMANN, I. Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do Alto Vale do Rio Ribeira de Iguape, sudeste do estado de São Paulo. 228 p. (Tese de Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1994.

KAVALERIDZE, W.C. O Tufo Calcário e sua função na Evolução dos Solos "Vermelho" e "Rendzina". Editora Coleção F.T.D., São Paulo. 155p. 1960.

KEPNER, R.L Jr.; PRATT, J.R. Use of fluorochromes for direct enumerations of total bacteria in environmental samples: past and present. *Microbiological Reviews*, 603-615, 1994.

KOHLER, H.C. Geomorfologia Cárstica. *In: GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S.B. Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. 3 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 1998.

LATHAM, A. G. & SCHWARCZ, H. P. Carbonate and Sulphate Precipitates. *In: IVANOVICH, M.; HARMON, R. S. Uranium Series Disequilibrium: Applications to Earth, Marine and Environmental Sciences*. Oxford: Clarendon Press, cap. 12, 1992.

LYONS, W.B., LONG, D.T., HINES, M.E., GAUDETTE, H.E., ARMSTRONG, P.B. Calcification of cyanobacterial mats in Solar Lake, Sinai. *Geology*. **12**: 623–626, 1984.

MANN, S. Biomineralization: Principles and Concepts in Bioinorganic Materials Chemistry. p.198. Oxford University Press, Oxford. 2002.

MANTEN, A. A. Lennart von post and the foundation of modern palynology. Second International Conference on Palynology, Cortezlaan 9, Utrecht (The Netherlands). 1966.

MARCHANT, R.; ALMEIDA, L.; BEHLING, H.; BERRIO, J.C.; BUSH, M.; CLEEF, A.; DUIVENVOORDEN, J.; KAPPELE, M.; DE OLIVEIRA, P.; OLIVEIRA-FILHO, A.T.; LOZANO-GARCIA, S.; HOOGHEIMSTRA, H.; LEDRU, M.P.; LUDLOW-WIECHERS, B.; MARKGRAF, V.; MANCINI, V.; PAEZ, M.; PRIETO, A.; RANGEL, O.; SALGADO-LABOURIAU, M.L. Distribution and ecology of parent taxa of pollen lodged within the Latin American Pollen Database. *Review of Paleobotany and Palynology*. **121**: 1-75, 2002.

MARTÍNEZ - ALONSO, E.M.; MIRL, J. & GUERRERO, R. Distribution, typology and structure of microbial mat communities in Spain: a preliminary study. *Limnetica*. **8**: 185-195, 1992.

MCGARRY, S.F. & CASELDINE, C. Speleothem Palynology: an undervalued tool in Quaternary studies. *Quaternary Science Reviews*. **23**: 2389-2404, 2004.

MERZ-PREIß, M. & RIDING, R. Cyanobacterial tufa calcification in two freshwater streams: ambient environment, chemical thresholds and biological processes. *Sedimentary Geology* **126**: 103–124. 1999.

MIRANDA, E.E. (Coord.). Brasil em Relevo. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 20 mar. 2011.

NICOLA, M. Tufas Calcárias do Caxangá, Município de Itaocara, RJ. 63 p. (Monografia). Curso de especialização em Geologia do Quaternário, Dept. de Geologia e Paleontologia, Museu Nacional, UFRJ, 2007.

NIMER, E.; PINHEIRO-FILHO, A.A.; AMADOR, E.S.; ARAÚJO NETO, M.D. Climatologia da região Sudeste. In: NIMER, E. *Climatologia do Brasil*. IBGE/DERNA, Rio de Janeiro, p.265-313. 1979.

OLIVEIRA, E.C. *Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena, MS*. 90p. (Dissertação de Mestrado). Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica. Universidade de São Paulo, São Paulo. 2009

ORDÓÑEZ, S. & GARCIA DEL CURA, M.A. Recent and Tertiary fluvial carbonates in central Spain. In: COLLINSON, J. D.; LEWIN, J. *Ancient and Modern Fluvial Systems*. v.6, p. 485-497. 1983.

PALMER, A.N. *Cave Geology*. Kansas: Cave Books. 2006.

PAPATERRA, G.E.Z.P. Pré-sal: conceituação geológica sobre uma nova fronteira exploratória no Brasil. 81 p. (Dissertação de Mestrado). Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2010.

PAVLOVIC, G.; ZUPANIC, J.; PROHIC, E.; TIBLJAS, D. Impressions of the Biota Associated With Waterfalls and Cascades from a Holocene Tufa in the Zrmanja River Canyon, Croatia. *Geologia Croatica*. **55/1**: 25-37. 2002.

PEDLEY, H.M. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentology Geology*. **68**: 143-154. 1990.

PEDLEY, M. & HILL, I. The recognition of barrage and paludal tufa systems by GPR: case studies in the geometry and correlation of Quaternary freshwater carbonates. In: BRISTOW, C.S. & JOL, H.M. *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Geology Society (London), Spec. Publ., 211, 207–223. 2003.

PEDLEY, M. Tufas and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and developments. *Sedimentology*. **56**: 221–246, 2009.

PEIXOTO, C. & HEILBRON, M. Geologia da klippe Italva na região entre Cantagalo e Itaocara, nordeste do Estado do Rio de Janeiro. *Geociências*. **29**(3): 277-289, 2010.

PENTECOST, A. The tufa deposits of the Malham District. *Field Studies*. **5**: 365-387. 1981.

PENTECOST, A.; VILES, H. A review and reassessment of travertine classification. *Géographie physique et Quaternaire*. **48**(3): 305-314, 1994.

PENTECOST A. Microdistribution of algae in an Italian thermogene travertine. *Archiv für Hydrobiologie*. **152**: 439-449, 2001.

PENTECOST, A. Travertine. Springer, Berlin, 445 p. 2005.

PERRY, R.S., MCLOUGHLIN, N., LYNNE, B.Y., SEPHTON, M.A., OLIVER, J.D., PERRY, C.C., CAMPBELL, K., ENGEL, M.H., FARMER, J.D., BRASIER, M.D., STALEY, J.T. Defining biominerals and organominerals: direct and indirect indicators of life. *Sedimentary Geology*. **201**: 157-179. 2007.

PETTYJOHN, F.J. Sedimentary Rocks. 2 ed. Nova York: Harper. 1957.

PREFEITURA DE CANTAGALO. Aspectos Geográficos. Disponível em: <http://www.cantagalo.rj.gov.br/web/index.php/aspectos-geograficos>. Acesso em: 28 mar. 2011.

RAMOS, R.R.C.; BRAGA, M.V.C.; OZANICK, C.; JATOBÁ, O.; CASTRO, J.W.A. Primeiro registro de tufas calcárias no estado do Rio de Janeiro. Anais do X Congresso Brasileiro dos Estudos do Quaternário – ABEQUA. 2005.

REID, R.P.; VISSCHER, P.T.; DECHO, A.W.; STOLZ, J.F.; BEBOUTK, B.M.; DUPRAZ, C.; MACINTYRE, I.G.; PAERL, H.W. PINCKNEY, J.L.; PRUFERT-BEBOUTK, L., STEPPE, T.F.E.; DESMARAISK, D.J. The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature*. **406**: 989–992. .2000.

RIBEIRO,F.B.; ROQUE,A.; BOGGIANI,P.C.; FLEXOR, J-M. Uranium and Thorium series disequilibrium in Quaternary carbonate deposits from the Serra da Bodoquena and Pantanal do Miranda, Mato Grosso do Sul State, Central Brazil. *Applied Radiation and Isotopes*. **54**(1): 153-173, 2001.

RIPPKA, R Photoheterotrophy and chemoheterotrophy among unicellular blue-green algae. *Archiv für Mikrobiologie*. **87**: 93-98, 1972.

ROSIER, G.F. A Geologia da Serra do Mar, entre os Picos de Maria Comprida e do Desengano (Estado do Rio de Janeiro). Boletim D.R.M., v. 166, 58 p., 1957.

SADAVA.D.; HELLER H.C.; ORIANIS G.H.; PURVES W.K.; HILLIS D.M. Vida. Vol 1. 8 ed. Porto Alegre: Artmed. 2009.

SAMPAIO, J. A. & ALMEIDA, S. L. M., 2005. Calcário e Dolomito. Capítulo 15. Disponível em: <http://www.cetem.gov.br/publicacao/CTs/CT2005-132-00.pdf>, Acessado em 15-05-2008.

SANT'ANNA NETO, J.L. Decálogo da Climatologia do Sudeste Brasileiro. *Revista Brasileira de Climatologia*. **1**(1), 2005.

SCHWARCZ, H.P. Absolute age determination of archaeological sites by uranium series dating of travertines. *Archaeometry*. **22**: 3-24, 1980.

SILVA, S.B.; BATISTA, D.B.; DUARTE, F.C.; ROCHA, Y.S.; CORRÊA, E.C.C.; RAMOS, R.R.C. Deposição atual de tufas calcárias nas serras das Águas

Quentes e do Cândido, municípios de Cantagalo e Itaocara/RJ. 45º Congresso Brasileiro de Geologia. 2010.

SOS MATA ATLÂNTICA/INPE/ISA. Atlas dos remanescentes florestais da Mata Atlântica no período de 1995 - 2000. Relatório Final. dig. 46p. 2002.

SPEC – Sociedade Carioca de Pesquisas Espeleológicas. Diagnóstico ambiental e avaliação do potencial turístico da gruta Novo Tempo, município de Cantagalo, Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. 45p. 1998 (inédito).

STAL, L. J. Tansley Review n° 84: Physiological ecology of cyanobacteria in microbial mats and other communities. *New Phytology*. **131**: 1-32, 1995.

SUGUIO, K. Dicionário de Geologia Sedimentar e Áreas Afins. Editora Bertrand Brasil, 1217 p. 1998.

SUGUIO, K. O Relevo Cárstico e a Geoespeleologia. In: *SUGUIO, K. Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais: (passado+presente=futuro?)*. São Paulo: Paulo's Comunicação e Artes Gráficas. 1999.

STUMM, W. & MORGAN, J.J. Aquatic Chemistry. John Wiley & Sons, NewYork.1022 pp. 1996.

TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M.; FAIRCHILD, T.R. & TAIOLI, F. Decifrando a Terra. Oficina de Textos, São Paulo. 568p. 2000.

TUCKER, M.E. Sedimentary Petrology: na introduction to the origin of sedimentary rocks. Oxford, Inglaterra: Blackwell Publishing, 272 p., 2001.

VELOSO, H.P., RANGEL FILHO, A.L.R. & LIMA, J.C.A. 1991. Classificação da vegetação brasileira adaptada a um sistema universal. Rio de Janeiro, IBGE, 124p. *Instituto Agrônomo do Norte*. **24**: 1-44.

VENABLES, J.A.; SPILLER, D.T.; HANBUCKEN, M. Nucleation and growth of thin films. *Reports on Progress in Physics*, v.47, p. 399-459. 1984.

VERMOERE, M., DEGRYSE, P., VANHECKE, L., MUCHEZ, P., PAULISSEN, E., SMETS, E.; WAELKENS, M. Pollen analysis of two travertine sections in Baskoy (southwestern Turkey): implications for environmental conditions during the early Holocene. *Journal of Palaeobotanic and Palynology*. **105**: 93-110, 1999.

VERRECCHIA, E.P.; FREYTET, P.; VERRECCHIA, K.E.; DUMONT, J.L. Spherulites in calcrete laminar crusts: biogenic CaCO₃ precipitation as a major contributor to crust formation. *Journal of Sedimentary Research*. **65**: 690-700. 1995.

YBERT, J.P.; SALGADO-LABOURIAU, M.L.; BARTH, O.M.; LORSCHREITER, M.L.; BARROS, M.A.; CHAVES, S.A.M.; LUZ, C.F.P. RIBEIRO, M.; SCHEEL, R.; VICENTINI, K.F. Sugestões para a padronização da metodologia empregada em estudos palinológicos do Quaternário. *Revista IG, São Paulo*. **13**(12): 47-49, 1992.

ZHANG, D.D., ZHANG, Y.J.; CHENG, X. Physical mechanisms of river waterfall tufa (travertine) formation. *Journal of Sedimentology Research*. **71**: 201–216. 2001.

ANEXO I - Tabela de datações



INSTITUTO DE RADIOPROTEÇÃO E DOSIMETRIA

DIRETORIA DE PESQUISA E DESENVOLVIMENTO
COMISSÃO NACIONAL DE ENERGIA NUCLEAR

LABORATÓRIO DE DATAÇÃO RADIOCARBÔNICA

LAUDO DE ANÁLISE

Rio de Janeiro, 06 de julho de 2011

Código IRD	Cliente	Código Cliente	Descrição	Idade Radiocarbônica (anos BP)	Idade Calibrada (IC 95%)
IRD-01	Renato Ramos - Museu Nacional/UFRJ	CX Perola	Espeleotema	$(1,804 \pm 0,017) \times 10^4$	$2,02 \times 10^4 - 1,92 \times 10^4$
IRD-02	Renato Ramos - Museu Nacional/UFRJ	Mirindiba	Espeleotema	$(2,556 \pm 0,021) \times 10^4$	$2,90 \times 10^4 - 2,78 \times 10^4$
IRD-03	Renato Ramos - Museu Nacional/UFRJ	CX Topo	Espeleotema	$(1,139 \pm 0,012) \times 10^4$	$1,16 \times 10^4 - 1,10 \times 10^4$
IRD-04	Renato Ramos - Museu Nacional/UFRJ	Cx Base	Espeleotema	$(1,408 \pm 0,013) \times 10^4$	$1,56 \times 10^4 - 1,49 \times 10^4$

\pm = um desvio padrão

Idade Calibrada = calculada empregando-se o programa Calib versão 6.0, curva IntCal04

Metodologia empregada = Síntese benzênica e determinação por cintilação em meio líquido, sistema calibrado com os padrões IAEA C-2 E IAEA C-5