

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

SÉRGIO LEANDRO VIEIRA DE TOLEDO

CARACTERIZAÇÃO E CRONOLOGIA DAS
TUFAS CALCÁRIAS DA FAZENDA AURORA,
OUROLÂNDIA – BA.

Orientador: Prof. Dr. Lucas Verissimo Warren
Coorientador: Profa. Dra. Rosimarie Rohn

Rio Claro - SP

2017

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

SÉRGIO LEANDRO VIEIRA DE TOLEDO

CARACTERIZAÇÃO E CRONOLOGIA DAS
TUFAS CALCÁRIAS DA FAZENDA AURORA,
OUROLÂNDIA – BA.

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Lucas Verissimo Warren
Coorientador: Profa. Dra. Rosimarie Rohn

Rio Claro - SP

2017

552 Toledo, Sérgio Leandro Vieira de
T649c Caracterização e cronologia das tufas calcárias da Fazenda
Aurora, Ouroândia – BA / Sérgio Leandro Vieira de Toledo.
- Rio Claro, 2017
106 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Lucas Verissimo Warren
Coorientador: Rosimarie Rohn Davies

1. Petrologia. 2. Tufas calcárias paludais. 3. Eventos
Heinrich Stadial 3 e Heinrich Stadial 1. 4. LOE. 5. Isótopos
estáveis de oxigênio e carbono. 6. Ultraestruturas de
carbonatos. I. Título.

SÉRGIO LEANDRO VIEIRA DE TOLEDO

CARACTERIZAÇÃO E CRONOLOGIA DAS
TUFAS CALCÁRIAS DA FAZENDA AURORA,
OUROLÂNDIA – BA.

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Lucas Verissimo Warren

Prof. Dr. Paulo César Boggiani

Prof. Dr. Rogério Schiffer de Souza

Conceito: Aprovado

Rio Claro, SP 24 de outubro de 2016

À Ayumi de Aquino Otsuka.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001, do Centro de Geociências Aplicadas ao Petróleo - UNESPetro, Instituto de Geociências e Ciências Exatas - ICGE Universidade Estadual Paulista - UNESP, Laboratório de Isótopos Estáveis (LIESP) e do Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (LEGaL), ambos localizados no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo – USP.

RESUMO

Este trabalho caracterizou e buscou a compor o quadro paleoambiental em que se formou o depósito paludal de tufas calcárias num pequeno paleovale (72.000 m²) na Fazenda Aurora, em Ourolândia, centro-norte do Estado da Bahia, Brasil. Neste intuito, optou-se por uma abordagem multi-indicadores (*multy-proxy*), baseada na descrição e análise integrada da petrografia e ultraestruturas das tufas, além de dados de geoquímica isotópica de carbono e oxigênio e cronologia a partir de datações pelo método LOE (Luminescência Opticamente Estimulada). O depósito de Ourolândia é composto por tufas microdetriticas, com idade de 29.293±4.347 anos, desenvolvidas nas margens norte e sul, e tufas fitoermais do tipo *boundstone* e *framestone*, com idade de 16.631±4.319 anos, formadas sobre surgências alinhadas ao longo do fundo plano do paleovale. As tufas estudadas contêm moldes de plantas aquáticas, semiaquáticas e terrestres, além de abundantes moldes de cianobactérias das espécies cf. *Phormidium incrustatum* e cf. *Phormidium foveolarum*, que indicam evolução do sistema em condições de água rasa, doce e à temperatura ambiente. A excelente preservação de algumas tufas, de acordo com imagens de Microscópio Eletrônico de Varredura, permitiu reconhecer *Extracellular Polymeric Substances* e a ultraestrutura dos carbonatos (desde nanocristais até microcolunas). Os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ indicam fonte predominante de carbono derivado de matéria orgânica vegetal, com contribuição de plantas C3 ligeiramente maior que de plantas C4 no segundo evento deposicional (-8.52 e -10.40 ‰ VPDB, respectivamente). Já os valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ sugerem águas de procedência meteórica e maior incidência de chuvas no segundo evento deposicional (-4,41 e -6,35‰ VPDB, para cada evento). As possíveis condições favoráveis à formação das tufas em ~30.000 e ~16.000 anos provavelmente se deram em resposta às mudanças climáticas ocorridas no nordeste brasileiro, em decorrência dos eventos cíclicos milenares no Hemisfério Norte *Heinrich Stadial (HS) 3* e *1*, respectivamente, que geraram aumento significativo da umidade da região, interrompendo longos períodos predominantemente semi-áridos, com clara correlação entre a formação das tufas de Ourolândia - BA e o aumento da taxa de crescimento e diminuição dos valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas em cavernas próximas ao depósito.

Palavras-chave: Tufas calcárias paludais; Quaternário; LOE; Heinrich Stadial (HS) 3 e 1; isótopos de oxigênio e carbono; Ultraestruturas de calcita.

ABSTRACT

This research characterizes and reconstructs paleoenvironments of paludal tufas in a small paleovalley (72,000 m²) at Ouro-lândia, State of Bahia, Northeast Brazil, applying a multiproxy approach based on petrography and ultrastructure analyses, in addition to carbon and oxygen isotope geochemistry and tufa geochronology by Optically Stimulated Luminescence -OSL. The deposit consists of 29,293±4,347 microdetritic tufas, formed on the northern and southern margins, and 16,631±4,319 boundstone and framestone tufas, edified on aligned springs along the flat bottom of the paleovalley. The tufas contain aquatic, semi-aquatic and terrestrial plant molds, as well as abundant cyanobacterial molds of cf. *Phormidium incrustatum* and cf. *Phormidium foveolarum*, indicating the evolution of the system under shallow, fresh water conditions at ambient temperature. The preservation of some tufas on Scanning Electronic Microscope images enabled clear recognition of Extracellular Polymeric Substances and the ultrastructure of carbonates (from nanocrystals to microcolumns). The isotopic values of $\delta^{13}\text{C}$ indicate a predominant source of carbon derived from organic matter, with a contribution of C3 plants possibly slightly higher than C4 plants in the second depositional event (-8.52 and -10.40 ‰ VPDB, respectively). The $\delta^{18}\text{O}$ isotopic values suggest that the water in the paleoenvironment was mainly of meteoric origin and the pluviometric index was higher in the second depositional period (-4.41 and -6.35 ‰ VPDB, for each event). The favourable conditions for the tufa formation around ~30,000 and ~16,000 years were probably a response to exceptionally humid phases in Northeast Brazil that occurred as brief interruptions of long predominantly semiarid periods. These humid phases were also recognized in speleothems of caves near the tufa deposit, as enhance of growth rate and negative incursion of $\delta^{18}\text{O}$ during Heinrich Stadial (HS) 3 and 1 millenary cyclical events in the Northern Hemisphere.

Keywords: Paludal calcareous tufa; Quaternary; OSL; Heinrich Stadial (HS) events 3 and 1; carbon and oxygen stable isotopes; carbonate ultrastructures.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	10
1.1 Características gerais do sistema deposicional paludal	11
2 OBJETIVOS	13
3 ÁREA DE ESTUDO	14
3.1 Localização	15
3.2 Aspectos climáticos	18
3.3 Vegetação	20
3.4 Caracterização geológica da área	24
3.5 Aspectos geomorfológicos	20
4 MATERIAIS E MÉTODOS	27
4.1 Revisão bibliográfica	27
4.2 Análises laboratoriais	27
4.2.1 Preparação das amostras	28
4.2.2 Microscopia óptica	28
4.2.3 Microscopia eletrônica de varredura - MEV	28
4.2.4 Geologia isotópica de carbono e oxigênio	29
4.2.5 Datação por luminescência opticamente estimulada - LOE	29
4.2.5.1 Preparação das amostras para Geocronologia – LOE	30
4.2.5.2 Mensuração LOE	30
4.2.5.3 Espectrometria Gama de Alta Resolução	31
5 CARACTERIZAÇÃO DO DEPÓSITO	33
5.1 Características gerais do depósito	33
5.2 Características mesoscópicas	39
5.3 Características Microscópicas	42
5.3.1 Textura das Tufas da Fazenda Aurora	42
5.4 Tipificação das tufas calcárias da Fazenda Aurora	47
5.4.1. Tufas Autóctones Fitoermais.....	47
5.4.1.1 Tufas autóctones fitoermais (<i>boundstone</i>) – tipo retilíneo	49
5.4.1.2 Tufas autóctones fitoermais (<i>boundstone</i>) – tipo cônico	53
5.4.1.3 Tufas autóctones fitoermais (<i>boundstone</i>) – tipo microterraços	57
5.4.1.4 Tufas autóctones fitoermais (<i>boundstone</i>) – tipo troncos de vegetais superiores	61
5.4.1.5 Tufas autóctones fitoermais (<i>framestone</i>) – tipo talos de algas carófitas	65

5.4.2 Tufas Alóctones Clásticas	68
5.4.1 <i>Tufas alóctones microdetriticas – tipo maciça</i>	68
5.5 Microbiota	71
5.5.1 Filamentos de Bactérias.....	71
5.5.2 Extracellular Polymeric Substances (EPS)	74
5.6 Características ultraestruturais	75
5.6.1 Introdução.....	75
5.6.2 Ultraestruturas das tufas calcárias da Fazenda Aurora	76
6 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE CARBONO E OXIGÊNIO	83
6.1 Isótopos estáveis de carbono	84
6.2 Isótopos estáveis de oxigênio	86
6.3 Dados isotópicos de carbono e oxigênio das tufas da Fazenda Aurora	87
6.3.1 Características Evolutivas do Evento (1)	90
6.3.2 Características evolutivas do Evento (2)	92
7 DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE)	94
7.1 Introdução	94
7.2 Seleção de amostras	96
7.3 Resultados	96
8 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	98
REFERÊNCIAS	101

1 INTRODUÇÃO

Tufas calcárias são formadas a partir da precipitação de carbonato de cálcio em sistemas deposicionais aquáticos continentais de águas frias como vertentes, rios, lagos e pântanos (FORD & PEDLEY, 1996). Vestígios de animais, vegetais e microrganismos, principalmente cianobactérias, são comuns nessa rocha. Para que haja a formação de tufa calcária é necessário a interação entre águas acidificadas e rochas ricas em carbonato de cálcio. As águas são produto das chuvas e se acidificam durante o processo de percolação em solos ricos em CO₂, produto da decomposição de matéria orgânica vegetal (Andrews et al., 2000). O contato entre as rochas ricas em cálcio e as águas acidificadas induz a liberação de íons de cálcio na solução percolante. Esta solução ao retornar à superfície perde CO₂ (degaseificação) por fatores físicos e bioquímicos. Os fatores físicos são dominantes e ocorrem devido à diferença da pressão de CO₂ entre a solução e a atmosfera, ao choque mecânico das águas contra obstáculos e à alta turbulência em pontos do corpo d'água. Os processos bioquímicos de degaseificação envolvem principalmente a utilização de CO₂ e HCO₃⁻ por plantas, algas e bactérias em processos metabólicos fotossintetizantes.

A degaseificação provoca o aumento do pH da solução e induz a precipitação de carbonato de cálcio. De forma simplificada, as etapas químicas de acidificação da água meteórica, dissolução da rocha parental e precipitação de carbonato de cálcio são expressas pelas equações (1) e (2):



O carbonato precipitado fica em solução até que ocorra sua nucleação por processos bióticos e abióticos. Os mecanismos bióticos de nucleação são divididos em nucleação ativa induzida, nucleação ativa controlada e a nucleação passiva influenciada (DUPRAZ et al., 2009). Os pontos de nucleação ativa induzida e passiva influenciada são o *Extracellular Polymeric Substance - EPS*, de colônias de bactérias e diatomáceas e as bainhas de cianobactérias (DUPRAZ et al., 2009). Já precipitação ativa controlada ocorre principalmente no interior de algas calcificadoras – i.e. carófitas e determinadas espécies de bactérias. Os processos abióticos de nucleação envolvem principalmente a atração por diferenças de carga elétrica entre o substrato – com carga negativa, e os íons de cálcio – com carga positiva.

Tufas calcárias são consideradas promissores arquivos paleoclimáticos e paleoambientais, uma vez que seus isótopos estáveis de carbono e oxigênio podem ser empregados com sucesso na interpretação da temperatura, taxas pluviométricas, tipo de vegetação e espessura de solos vigentes a época de formação do depósito (ANDREWS et al. 2000).

Os métodos tradicionais de geocronologia aplicáveis a tufas são datação absoluta por Urânio e Tório ($^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$) e radiocarbono (^{14}C). Tais métodos, entretanto, apresentam limitações. No primeiro, erros podem ocorrer devido à contaminação da amostra por terrígenos. O segundo método é pouco preciso para rochas mais antigas que 60 mil anos, já que a meia-vida do isótopo ^{14}C é relativamente curta. Nesse contexto, um terceiro método, pioneiramente aplicado em tufas no Brasil por Ribeiro et al., (2015), denominado Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), apresenta-se como alternativa promissora para a determinação cronológica de depósitos de tufa calcárias.

No Brasil o estudo de tufas tem recebido crescente atenção - uma vez levantada à possibilidade de que as rochas-reservatório do Pré Sal brasileiro sejam depósitos de carbonatos continentais, incluindo tufas. Contudo, trabalhos pioneiros de caracterização de depósitos brasileiros remetem ao início do século passado - Branner (1910), seguido por trabalhos realizados por Almeida (1964), com destaque para os sistemáticos trabalhos realizados na Serra da Bodoquena - MS (BOGGIANI & COIMBRA, 1995; UTIDA et al., 2007; OLIVIEIRA, 2009, RIBEIRO et al., 2015), Serra das Araras - MT (CORREA, 2006), Itaboraí - RJ (SANT'ANNA et al., 2004); Bacia Potiguar - RN (REYES-PÉREZ et al., 2003) e Bahia (WANG et al., 2004, AULER, 1999; AULER & SMART, 2001; CRISTALLI, 2006; CRISTALLI et al., 2007; TOLEDO, 2012; ROHN et al., 2015).

1.1 Características gerais do sistema deposicional paludal

Entre os quatro ambientes deposicionais propostos por Ford & Pedley (1996), o sistema paludal é o menos retratados pela literatura. Provavelmente as condições ambientais específicas para sua gênese, como a presença de vales com fundo plano com surgências alinhadas em seu interior, fluxo de água lento e contínuo, e o clima favorável ao estabelecimento de vegetação, restrinjam sua formação em comparação aos depósitos fluviais, lacustres e de vertentes. Os depósitos paludais são caracterizados pela ocorrência de edifícios carbonáticos elevados em relação ao terreno e alinhados de forma contínua por longos

trechos. Tais edifícios são resultado da precipitação de calcita sobre plantas *in situ* localizadas sobre surgências no embasamento de águas subterrâneas ricas em cálcio.

O processo de formação dos fitoermas inicia-se com a colonização da superfície externa de plantas submersas por bactérias e diatomáceas que, para fixação, proteção e otimização do ambiente colonizado, produzem um muco composto por polissacarídeos, carboidratos, lipídeos e proteínas denominado *Extracellular Polymeric Substance* – EPS, que é sucessivamente impregnado por calcita. O desenvolvimento do fitoerma é sazonal e sua estruturação interna reflete mudanças ambientais como temperatura e variação da disponibilidade de água no ambiente, refletindo assim às variações climáticas anuais. Moldes de plantas semiaquáticas e aquáticas, *in situ* e *ex situ* como macrófitas e briófitas são comumente preservados em depósitos paludais, além de algas de água doce e cianobactérias, principalmente na forma de moldes externos e internos. As morfologias externas dos fitoermas podem variar em altura e comprimento desde pequenos corpos centimétricos (como na incrustação de seixos, blocos e matações) até grandes estruturas de alguns metros quadrados.

Nesse contexto geológico-ambiental figura o depósito de tufas calcárias da Fazenda Aurora, descoberto em 2010 pelos geólogos Benjamim Bley de Brito Neves da Universidade de São Paulo e Aroldo Misi da Universidade Federal da Bahia (Rohn et al., 2015). As feições macroscópicas do depósito foram descritas em relativo detalhe em Toledo (2012) e Rohn et al., (2015). Todavia trabalhos anteriores abrangeram de forma preliminar as características petrográficas e pouco trataram sobre ultraestruturas, análises geoquímicas para interpretações ambientais e datações. Nessa conjuntura a presente dissertação trata de preencher esta lacuna ao discutir em detalhe as características estruturais e ultraestruturais das tufas calcárias da Fazenda Aurora, bem como seus registros paleoclimáticos, que relatam o desenvolvimento do depósito em consequência de mudanças paleoclimáticas ocorridas no nordeste brasileiro nas últimas dezenas de milhares de anos.

2 OBJETIVOS

A presente dissertação tem como objetivo caracterizar o depósito de tufas calcárias da Fazenda Aurora, no município de Ourolândia – Bahia e elucidar o conjunto de fatores que condicionaram e influenciaram sua gênese. Em termos específicos, o trabalho visa:

- classificar as tufas em distintas escalas, dando ênfase às feições microscópicas, inclusive microfósseis e ultraestruturas utilizando microscopia ótica e eletrônica de varredura;
- identificar as variações ambientais ao longo do tempo, que ocorreram durante os processos de precipitação da calcita, por meio de isótopos de oxigênio e carbono;
- determinar a idade do depósito por Luminescência Opticamente Estimulada – LOE;
- integrar os resultados e os discutir em contexto regional mais amplo, com o seu significado em relação às mudanças climáticas regionais ocorridas no nordeste brasileiro durante o Quaternário.

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização

O depósito de tufas calcárias da Fazenda Aurora situa-se no município de Ourolândia no centro norte do estado da Bahia a cerca de 400 km da capital Salvador. A entrada da Fazenda Aurora localiza-se a NE da rodovia BR-368, na altura do km 90, aproximadamente 35 quilômetros do centro urbano da cidade de Ourolândia, na coordenada $10^{\circ}48'32''S$ e $41^{\circ}13'07''W$ (Figura 1). Algumas das maiores cavernas carbonáticas do Brasil ocorrem nas proximidades da área, como Toca da Boa Vista e da Barriguda a 85 km no sentido NW, e a Gruta dos Brejões I e II, a 30 km no sentido SW.

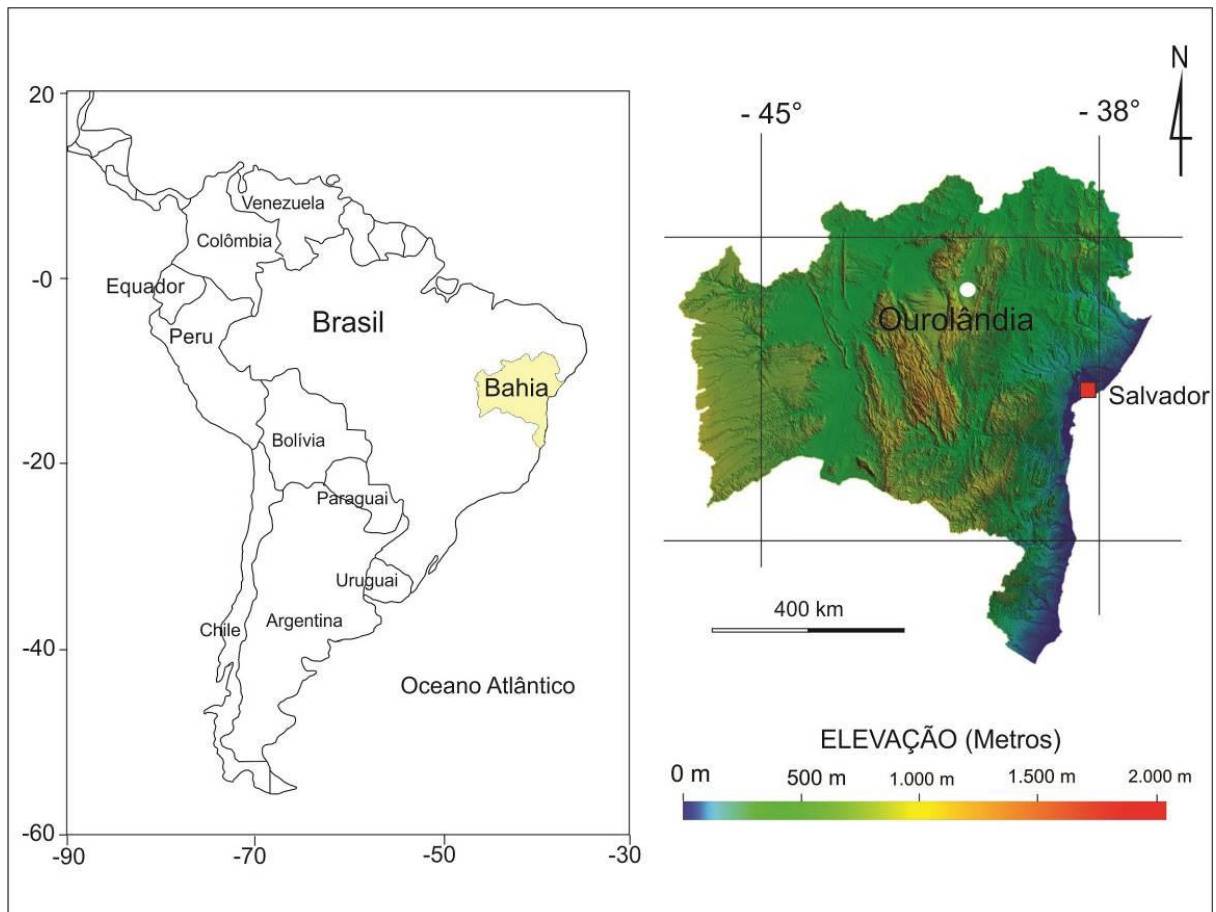


Figura 1 – Localização da área de estudo com detalhe para o mapa topográfico da Bahia. Modificado de Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia (2015). Dado o tamanho da ocorrência e a escala dos mapas utilizados, a área de estudo encontra-se na área indicada pelo círculo branco.

3.2 Aspectos climáticos

Com clima atípico em comparação às demais áreas equatoriais brasileiras, onde ocorre à predominância de variações do clima tropical, a área estudada enquadra-se atualmente, segundo a tipologia climática de Köppen-Geiger que considera a sazonalidade, taxa de precipitação e os valores médios anuais e mensais da temperatura do ar, a classificação clima árido quente (*BWh*), com evapotranspiração potencial anual superior à precipitação, ausência de cursos de água permanentes (*B*), regime pluviométrico inferiores a 500 mm anuais (*W*) (Figura 2) e temperatura média anual do ar igual ou superior a 18°C (*h*) (RAO & HADA, 1990).

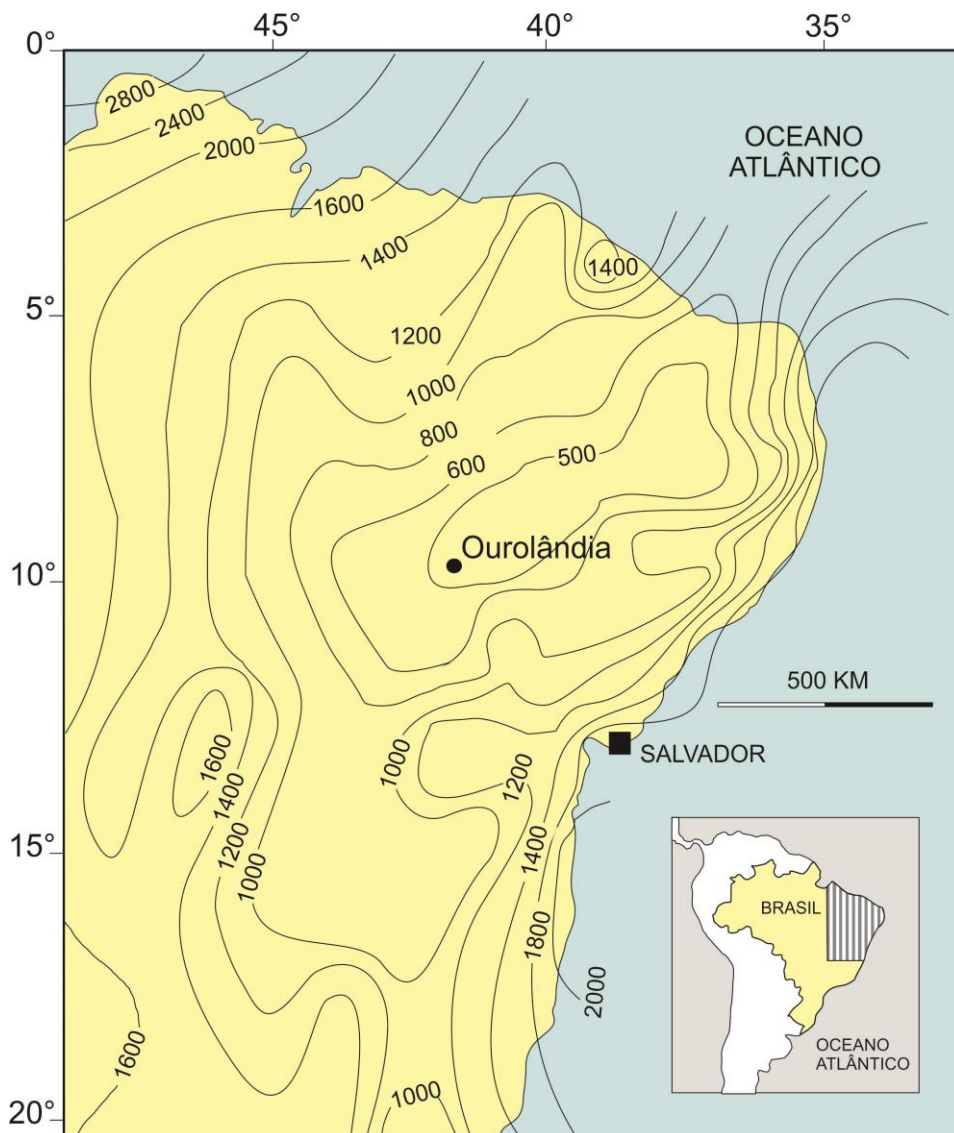


Figura 2 – Mapa pluviométrico do nordeste brasileiro. Linhas contínuas indicam os índices médios anuais de pluviosidade para o período de 1931 a 1960. Destaque para a cidade de Ouarolândia com médias inferiores a 500 mm anuais. Adaptado de Auler & Smart (2001).

Na área de estudo as estações chuvosas estão concentradas nos meses de dezembro, janeiro, fevereiro e março (RAO & HADA, 1990) com médias acumuladas próximas a 500 mm por ano (Figura 3), deficiência hídrica que varia entre 834 a 1.401 mm e temperaturas entre 21 e 27 °C ao longo do ano. Já o período de seca estende-se entre os meses de maio e outubro. Não há rios perenes na área, com escoamento superficial restrito a raros eventos de chuvas intensas.

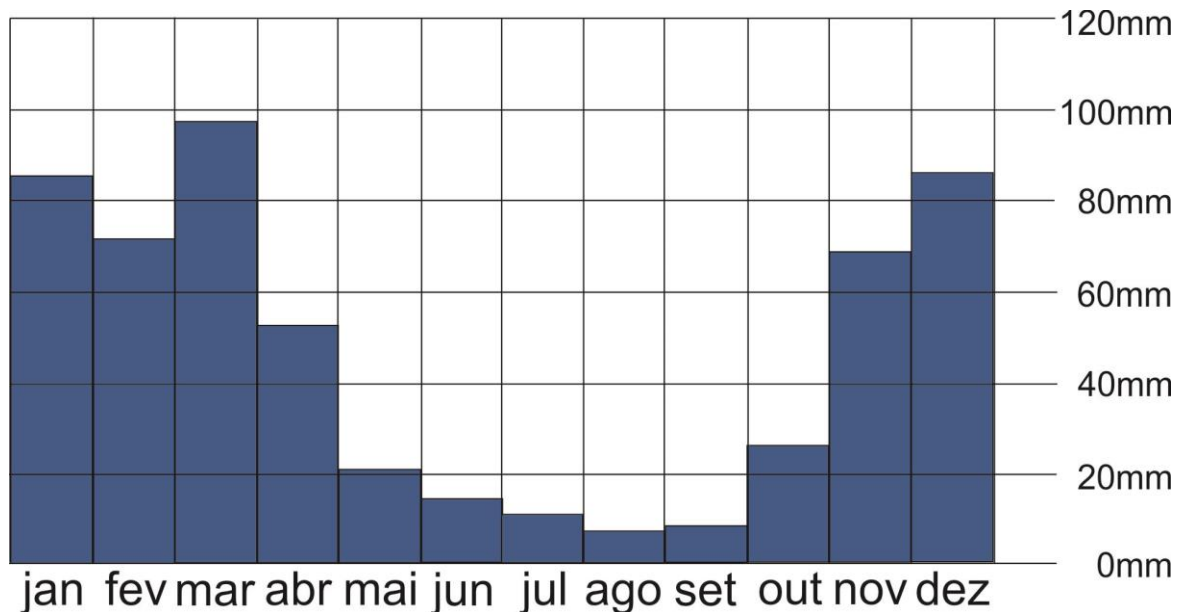


Figura 3 – Precipitação média anual da área estudada entre os anos de 1964 e 1983, conforme dados coletados em 91 estações pluviométricas localizadas na bacia do rio Salitre e nas suas proximidades. Modificado de Silva et al., (2003).

A Zona de Convergência Intertropical, ou ITCZ do consagrado termo em inglês *Intertropical Convergence Zone* é o principal agente responsável pelas chuvas da área estudada (WANG et al., 2004), com influência direta nas variações interanuais e intersazonais na quantidade e intensidade da chuva. A faixa nebulosa da ITCZ tem posição anual média em 3° N, com variação de posicionamento induzida por mudanças na temperatura da superfície do mar entre as faixas tropicais do oceano Atlântico Norte e do Atlântico Sul (CRISTALLI, 2006). Nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro a ITCZ desloca-se para sul da linha do Equador em decorrência da menor temperatura superficial do Atlântico Norte, provocando as escassas chuvas na região estudada, enquanto nos meses de julho, agosto e setembro a ITCZ desloca-se para norte, em decorrência da menor temperatura superficial do Atlântico Sul, provocando diminuição de chuvas na região (Figura 4 a).

Embora relativamente estável nos últimos 10.000 anos, evidências apresentadas por (WANG et al., 2004; CRUZ et al., 2006; CRISTALLI, 2006, STRIKIS, 2011 e BARRETO,

2010) indicam que eventos de escala milenar, diretamente associados a mudanças do padrão de circulação e temperatura do oceano Atlântico Norte, modificaram de forma cíclica o clima do nordeste brasileiro, com consequências diretas na área de estudo. Nesse contexto, destacam-se particularmente os Eventos Heinrich (nomeados de 1 a 6), tratando-se de períodos, em média de 1,5 mil anos (STRIKIS, 2011), de frio extremo no hemisfério Norte, com expansões de geleiras, redução da temperatura atmosférica e da superfície do oceano Atlântico Norte, com consequência direta na acentuação do deslocamento da ITCZ para sul, o que provocou períodos de maior umidade na área de estudo – com aumento das taxas e intensidade das chuvas na região (Figura 4 b).

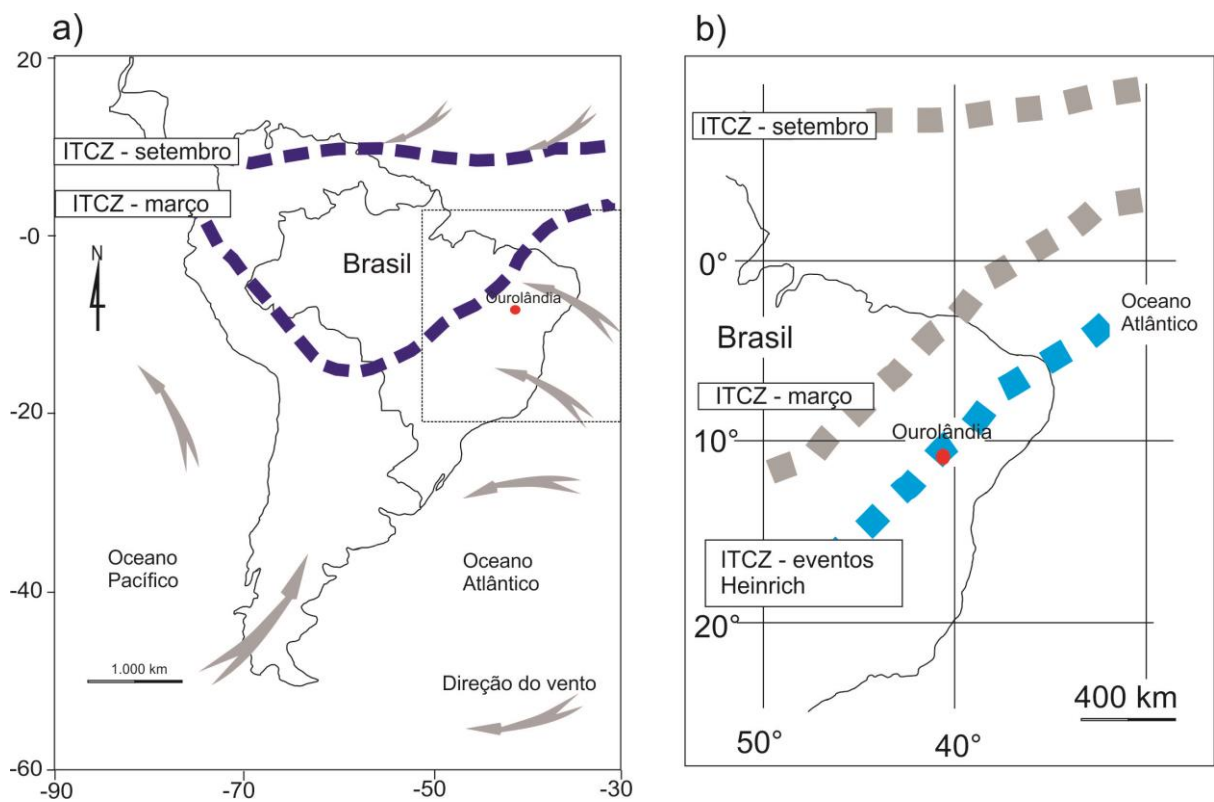


Figura 4 - Intertropical Convergence Zone (ITCZ). A) Posições sazonais da ITCZ (linhas tracejadas) no final do inverno austral (setembro) e final do verão austral (março), e principais direções dos ventos na porção leste da América do sul (setas cinza). B) Detalhe da variação sazonal atual da posição da ITCZ entre os meses de setembro e março e provável posição da ITCZ durante o máximo deslocamento para sul em decorrência dos eventos *Heinrich Stadial (HS)*. Adaptado de Wang et al. (2004) e Cristalli (2006).

3.3 Vegetação

As condições climáticas específicas de determinada região como disponibilidade hídrica, insolação e temperatura média anual determinam as características da vegetação endêmica de uma área. Nesse contexto, as adaptações relacionadas à quantidade de água necessária aos ciclos fotossintéticos da planta definem sua classificação em três categorias: i) C3, ii) C4 e iii) CAM (Tabela 1). Os vegetais do tipo C3 são essencialmente arbóreos e de clima úmido, compreendem aproximadamente 85% de todos os vegetais superiores do globo terrestre, já o tipo C4 abrange apenas 5% do total de vegetais superiores, sendo representados essencialmente por arbustos e gramíneas de clima árido, enquanto os vegetais do tipo CAM são essencialmente cactáceas de climas árido e desértico.

Tabela 1- Relação entre produção de CO₂ e consumo de H₂O por grupo fotossintético de planta.

Tipo de Planta	Quantidade de CO₂ gerado (g)	Quantidade de H₂O utilizada (g)	Temperatura ótima (°C)
C3	1,0-3,0	1000	20-35°C
C4	2,0-5,0	1000	30-45°C
CAM	10,0-40,0	1000	30-45°C

Fonte: Vieira et al., 2010.

A composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica de determinada área está diretamente relacionada à quantidade de vegetais C3, C4 e CAM presentes. Matéria orgânica proveniente de vegetais com ciclo fotossintético C3 apresentam $\delta^{13}\text{C}$ com valores entre -30 e -24‰, enquanto plantas com ciclo fotossintético C4 & CAM possuem valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -10 a -16‰ (PASSENDA et al., 1996).

As condições climáticas atuais da área de estudo de caráter predominantemente árido, favorecem a existência predominante de vegetações do tipo C4 e CAM – típicas do bioma Caatinga (Figura 5), plantas adaptadas ao ambiente quente e seco, composta por arbustos, cactáceas e árvores espinhosas de pequeno porte (Figura 6).

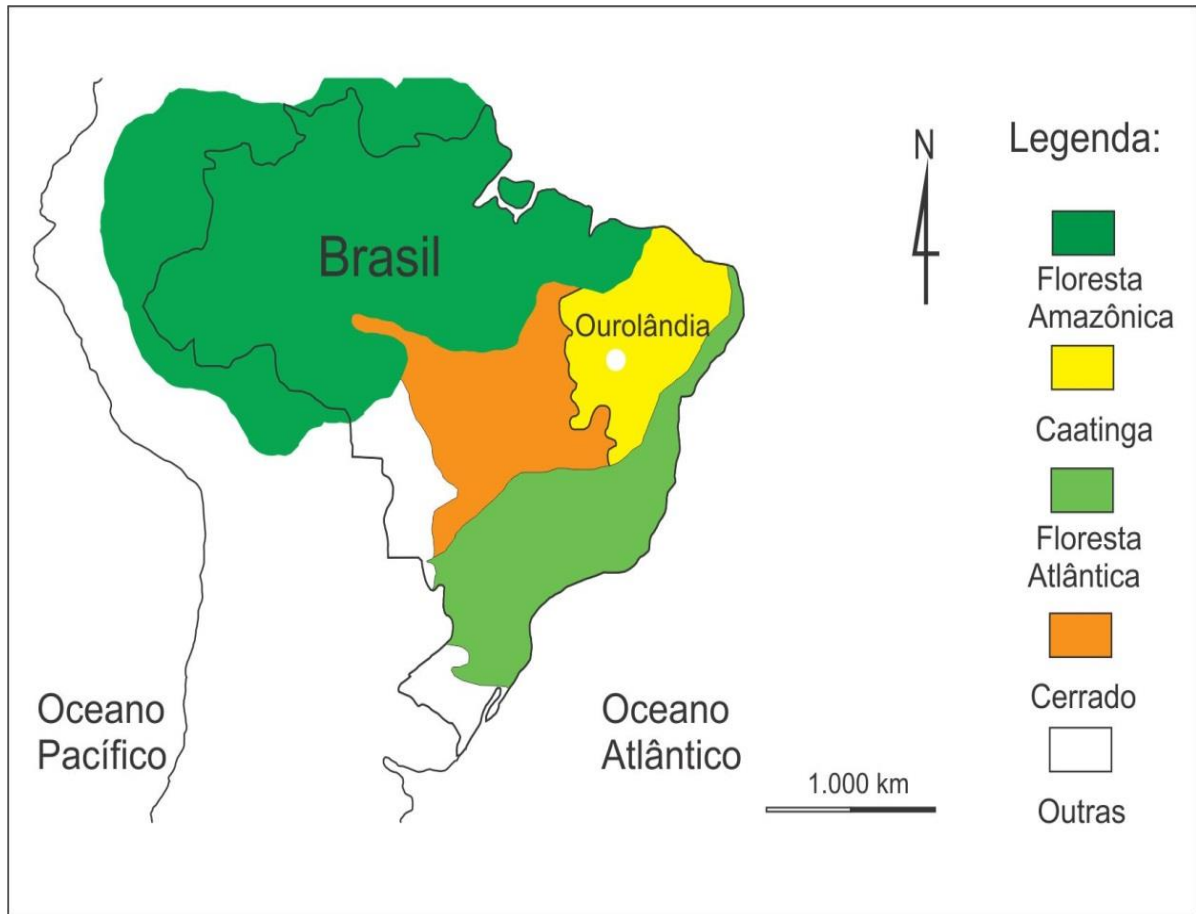


Figura 5 – Mapa sintético da distribuição da vegetação do Brasil. Simplificado de Wang et al., (2004).

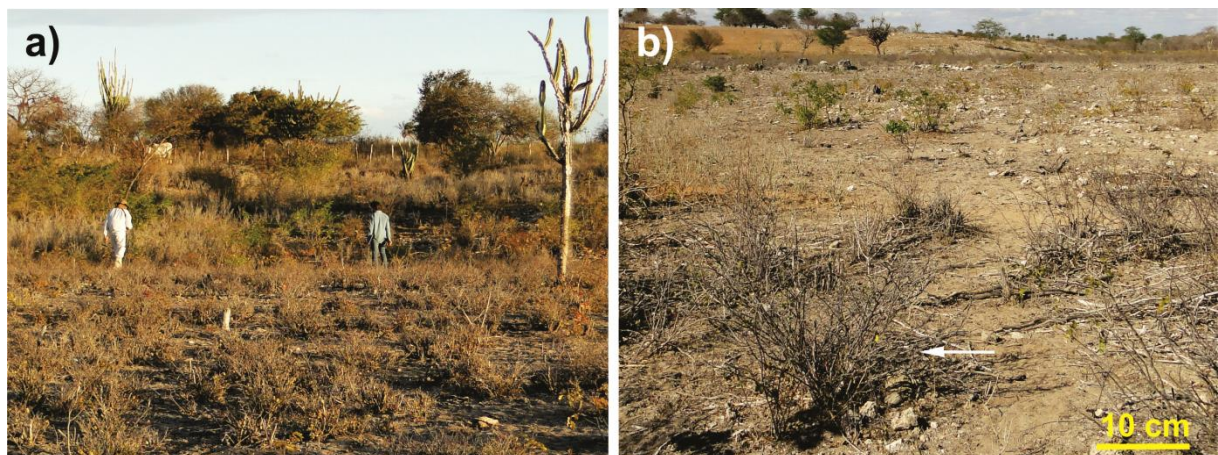


Figura 6 – Vegetação atual da área de estudo. A) Vegetação típica do bioma Caatinga nas redondezas do depósito, composta por por arbustos, cactáceas e árvores espinhosas de pequeno porte. B) Detalhe de esparsa vegetação na porção central do depósito de Tufas da Fazenda Aurora, essencialmente arbustos espinhosos e cactáceas.

3.4 Caracterização geológica da área

Localizada no município de Ourolândia - centro norte do estado da Bahia, a área de estudo encontra-se geologicamente na porção Setentrional do Cráton São Francisco (Figura 7), de idade Arqueano/Paleoproterozóico (ALMEIDA et al., 1977), que foi preservado dos eventos orogênicos que culminaram na estruturação das faixas móveis Brasilianas, Pan-Africanas e na configuração do supercontinente Gondwana Oeste (ALKMIM & MARTINS-NETO, 2001).

A porção setentrional do Cráton São Francisco é caracterizada por coberturas sedimentares plataformais metamorfasadas de idade Mesoproterozoico, agrupadas no Supergrupo Espinhaço e coberturas plataformais siliciclásticas de idade Neoproterozoico agrupadas no Supergrupo São Francisco (FIGUEIREDO, 2008).

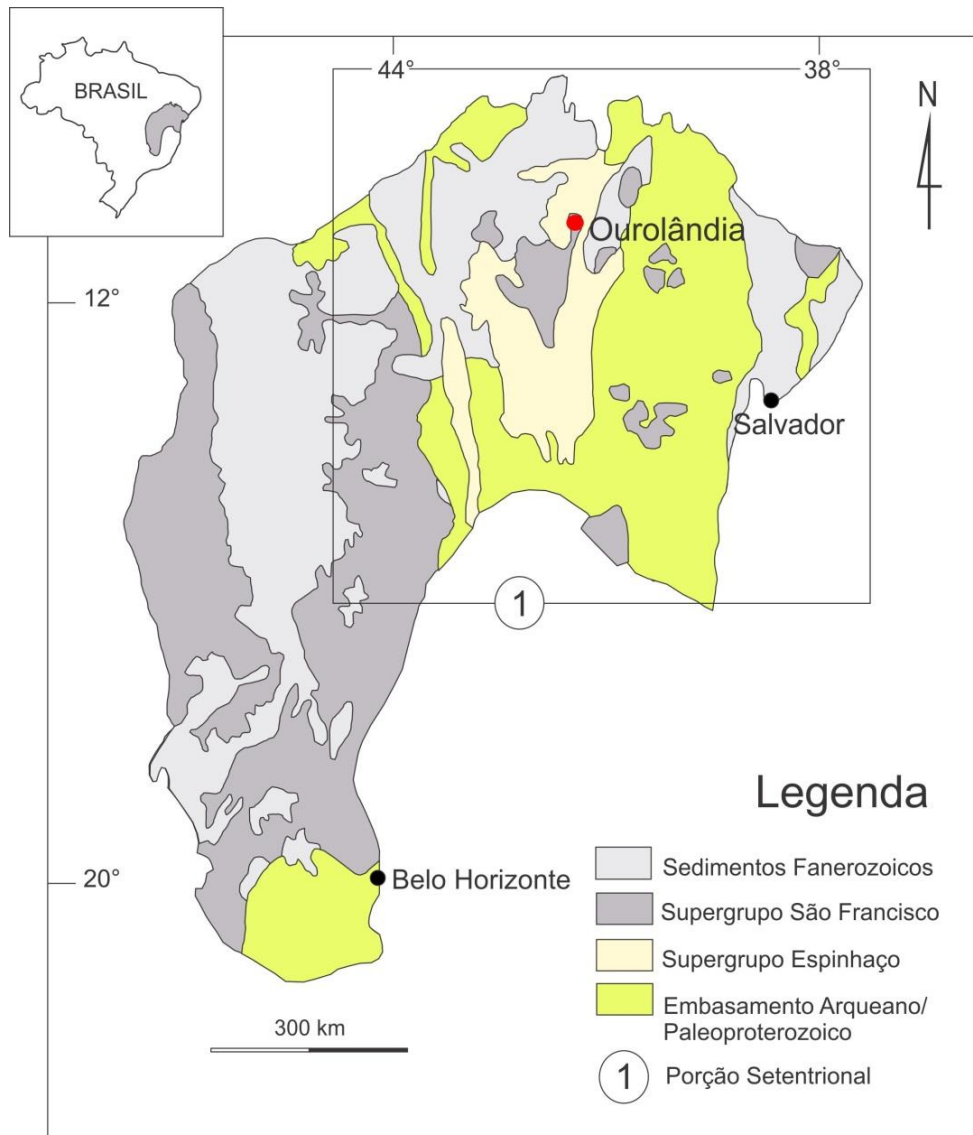


Figura 7 – Mapa geológico do Cráton São Francisco. Simplificado de Alkmim & Martins-Neto, (2001).

Na região de estudo, o Supergrupo Espinhaço é representado pela Formação Morro do Chapéu - Grupo Chapada Diamantina, composta por quartzitos feldspáticos, metassiltitos avermelhados, sericita-quartzo xistos e, localmente, conglomerados mono e oligomíticos (BRITO-NEVES et al., 2012). As principais serranias que circundam o depósito de tufas de Ourolândia são sustentadas por quartzitos dessa formação.

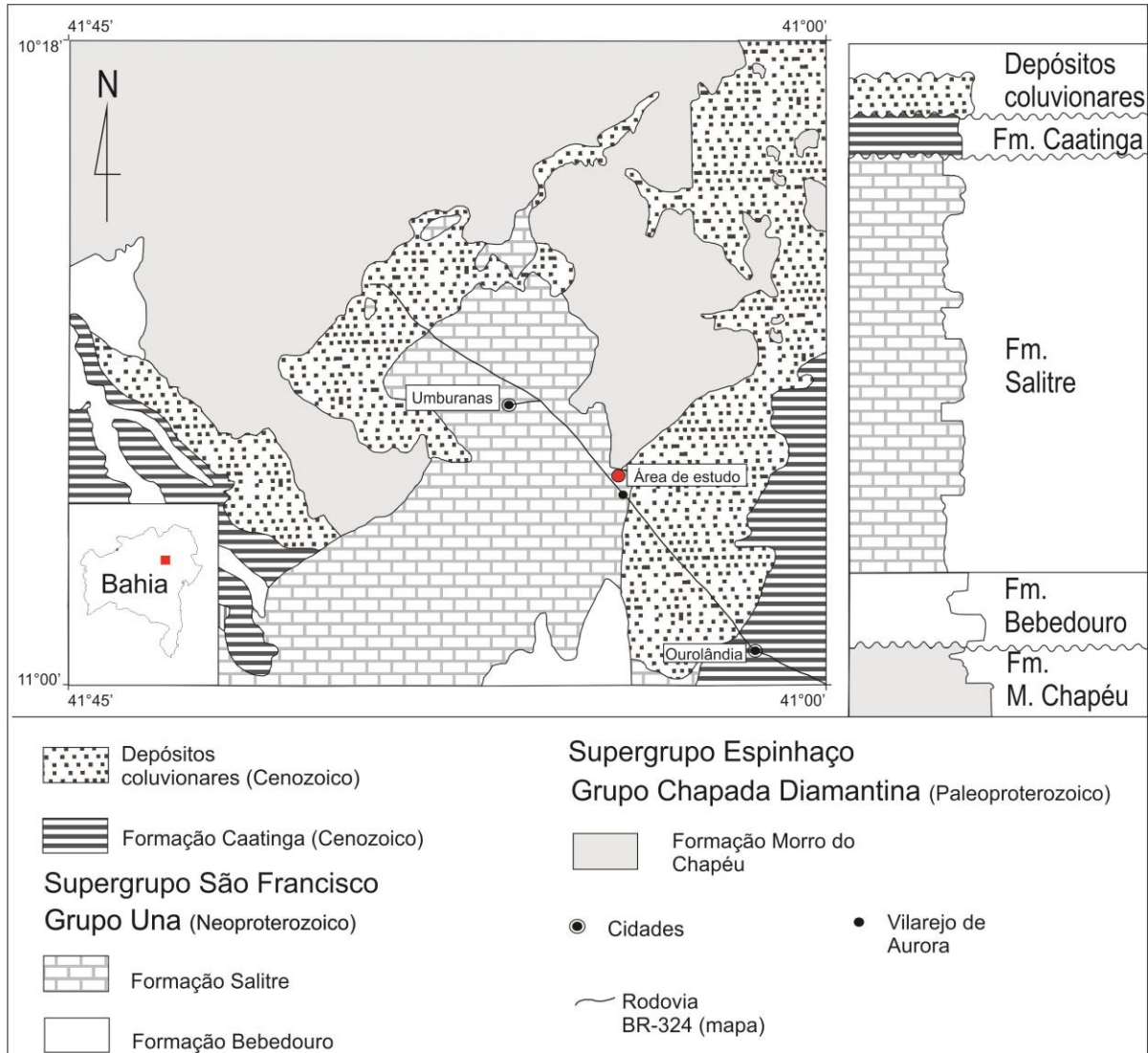


Figura 8 - Mapa geológico do centro-norte da Bahia conforme Brito-Neves et al., (2012). Coluna estratigráfica adaptada e simplificada de Souza et al., (1993).

Em contato erosivo e angular com a Formação Morro do Chapéu jazem os litotipos glácio-siliciclásticos de idade Neoproterozoico do Supergrupo São Francisco (BRITO-NEVES et al., 2012) representados na área por rochas do Grupo Una – formações Bebedouro e Salitre. A Formação Bebedouro de 780 Ma é a unidade basal, com origem glácio-marinha, composta por diamictitos maciços e estratificados (BABINSKI et al., 2007), arenitos grossos, médios e finos, e pelitos laminados com seixos dispersos (FIGUEIREDO, 2008). A Formação Salitre de 670 Ma, em contato gradacional com a Formação Bebedouro, é constituída

essencialmente por dolomitos e calcários marinhos precipitados sobre rampa carbonática em ambiente raso, com forte influência de ondas e marés (DOMINGUEZ, 1993). Localmente há intercalação de arenitos feldspáticos estratificados (BRITO-NEVES et al., 2012).

Na área de estudo as rochas carbonáticas da Formação Salitre mantiveram a disposição original sub-horizontal, sendo compostas por calcilitos e calcarenitos, finos e bandados (BRITO-NEVES et al., 2012), com frequente a ocorrência de grandes estromatólitos dômicos, não colunares (Figura 9), pequenos estromatólitos colunares e nódulos de evaporitos substituídos (FAIRCHILD et al., 2015). Arenitos da Formação Salitre ocorrem no sul da área (Figura 10).



Figura 9 – Exemplos de rochas carbonáticas da Formação Salitre na Fazenda Aurora. A) Detalhe de estromatólito dômico, vista oblíqua. B) Detalhe de estromatólito dômico, vista superior. C) Visão geral de bioerma estromatolítico.

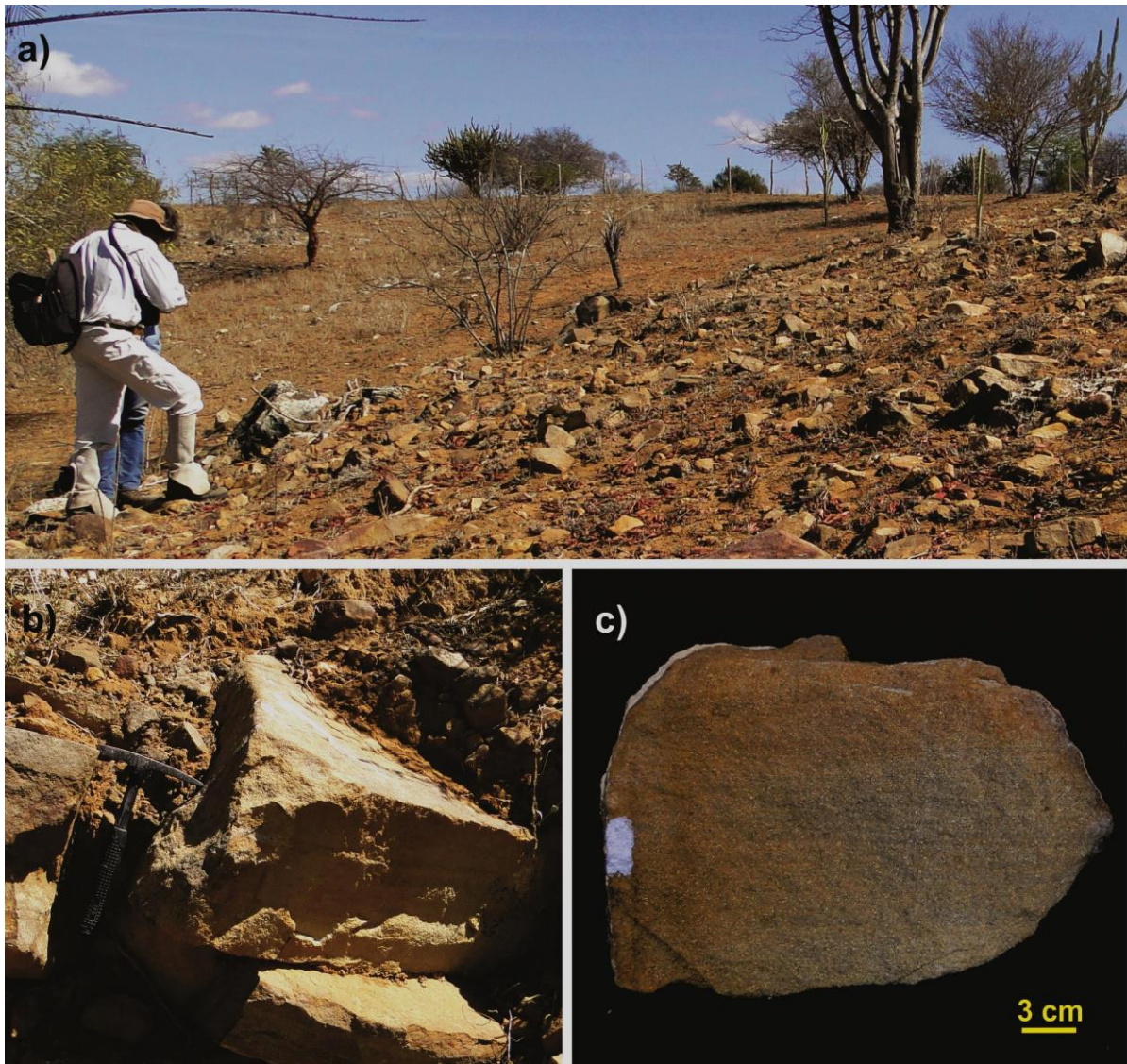


Figura 10 – Afloramento de arenitos feldspáticos na Fazenda Aurora. A) visão geral da área de afloramento. B) Detalhe de afloramento. C) Detalhe estratificação plano-paralela de bloco seccionado.

A SW da área estudada, a Formação Salitre apresenta um sistema conjugado de falhas na direção N-S como efeito de uma compressão regional, e fraturas de alívio de direção E-W (MAIA et al., 2010). As principais cavernas da região (a SW e NE num raio de até 90 km do depósito) apresentam desenvolvimento preferencial nas direções supracitadas, evidenciando padrão preferencial de dissolução do carbonato nessas estruturas (SILVA, 2015). Além das rochas pré-cambrianas, a região apresenta ainda calcretes vadosos e freáticos da Formação Caatinga, atribuídos ao Quaternário, com espessuras de até 30 m, constituídos por arcabouço micrítico, localmente substituído por dolomita e sílica, além de partículas envelopadas (oncóides e nódulos), rizoides e moldes vegetais (PENHA, 1994). Completam o quadro geológico da área os depósitos Quaternários de tufas calcárias fluviais (Vale dos rios Salitre e Jacaré) e depósitos aluvionares, eluvionares e de tálus (BRITO-NEVES et al., 2012).

3.5 Aspectos geomorfológicos

Duas superfícies de aplainamento clássicas do Brasil Central e Oriental, conhecidas como Superfície Sul Americana (de possível idade eopaleógena) e Superfície Velhas (de possível idade neógena) são reconhecidas na área (BRITO-NEVES et al., 2012). A Superfície Sul Americana perfaz o topo das várias serranias e elevações topográficas da região como serra de São Maurício, serra de São Lourenço e serra do Vento, suportadas por quartzitos da Formação Morro do Chapéu, Supergrupo Chapada Diamantina, em cotas tipicamente entre 900 e 1.100 m (Figura 13). Já a Superfície Velhas é menos elevada, e caracterizada por extensos platôs com cotas entre 550 e 650 m, predominante sobre os carbonatos da Formação Salitre, Grupo Una (Figura 13).

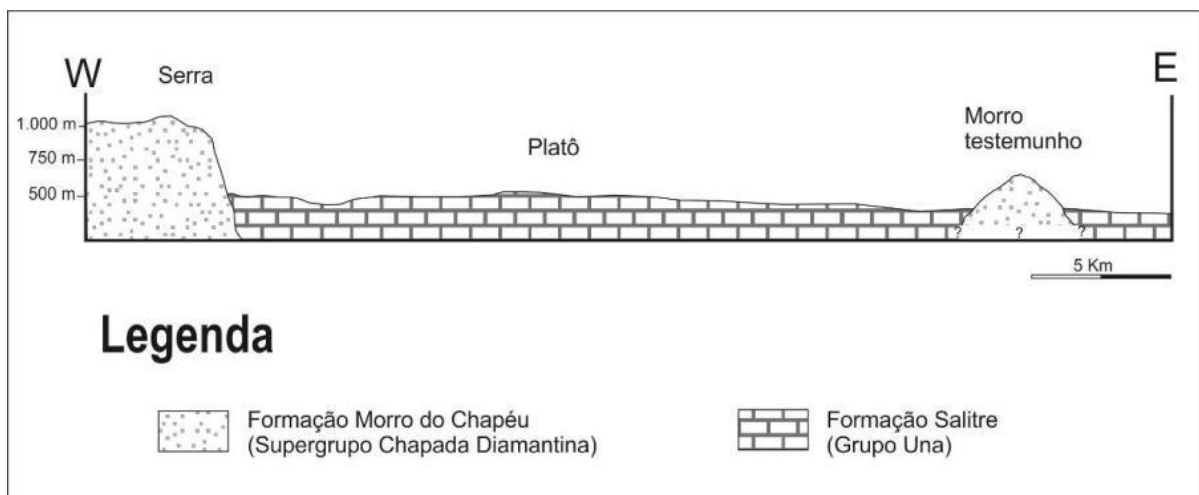


Figura 11 – Perfil esquemático dos principais componentes morfológicos da área. Modificado de Brito-Neves et al, (2012).

No platô carbonático (Superfície Velhas) localizam-se os vales dos principais rios da área, rio Salitre e rio Jacaré, caracterizados por leitos efêmeros (ativos apenas em raros eventos de intensa precipitação), com destacada ocorrência de afloramentos de calcretes da Formação Caatinga, além de depósitos coluvionares, de tálus, e de tufas calcárias fluviais (CRISTALLI, 2006). O depósito de tufas de Ourolândi ra também ocorre sobre o platô carbonático (da Superfície Velhas), numa depressão alongada rasa (até cerca de 3 m mais baixa que as áreas vizinhas), de direção aproximada E-W, com 50 m de largura e pelo menos 400 m de comprimento, com leve declive para E (Figura 14).

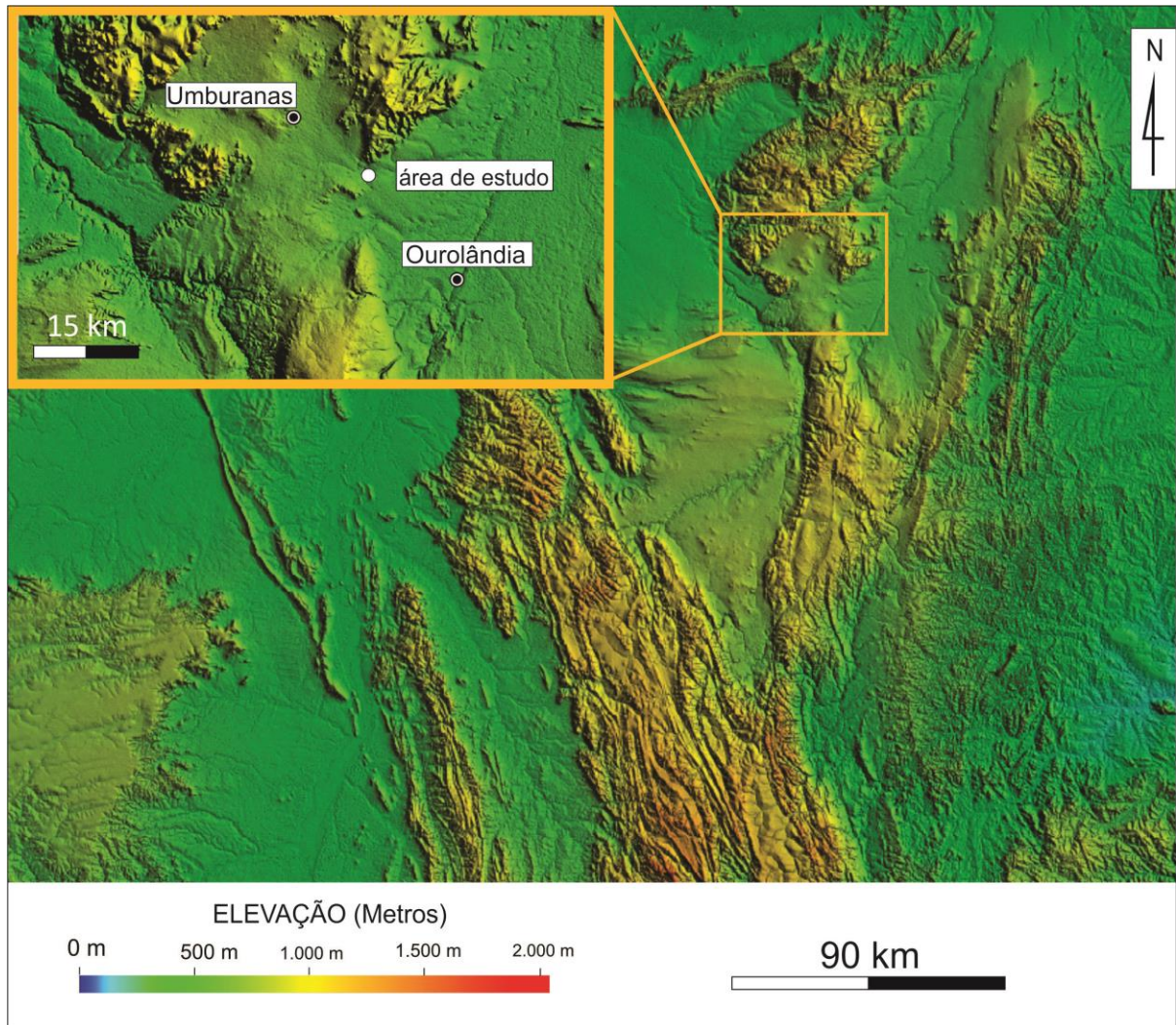


Figura 12 - Modelo de Elevação Digital do Terreno, com ênfase para área de estudo. A coloração verde representa cotas médias de 500 m, enquanto a coloração amarela representa cotas aproximadas de 1000 m. Modificado de Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia (2015).



Figura 13 – Aspecto morfológico geral da área estudada (vista para norte). As montanhas fazem parte da Serra de São Maurício, cujo topo corresponde à Superfície Sul Americana, cotas médias em torno de 1.000 m. As áreas adjacentes, com cerca de 550 m de altitude, provavelmente correspondem à Superfície Velhas. Na porção inferior esquerda da figura estão localizadas as tufas calcárias da Fazenda Aurora.

Nas adjacências da área, ocorrem também feições típicas de relevo cárstico carbonático, como dissoluções (Figura 15), rede de drenagens superficiais restritas, estruturas de desabamento e acomodação, além de cavernas e cânions (LAUREANO & CRUZ, 2002).



Figura 14 – Aspecto morfológico geral da área de ocorrência das tufas (vista para sul), caracterizada por depressão rasa com suave declive. Os montículos alinhados na porção esquerda central da imagem são tufas calcárias.

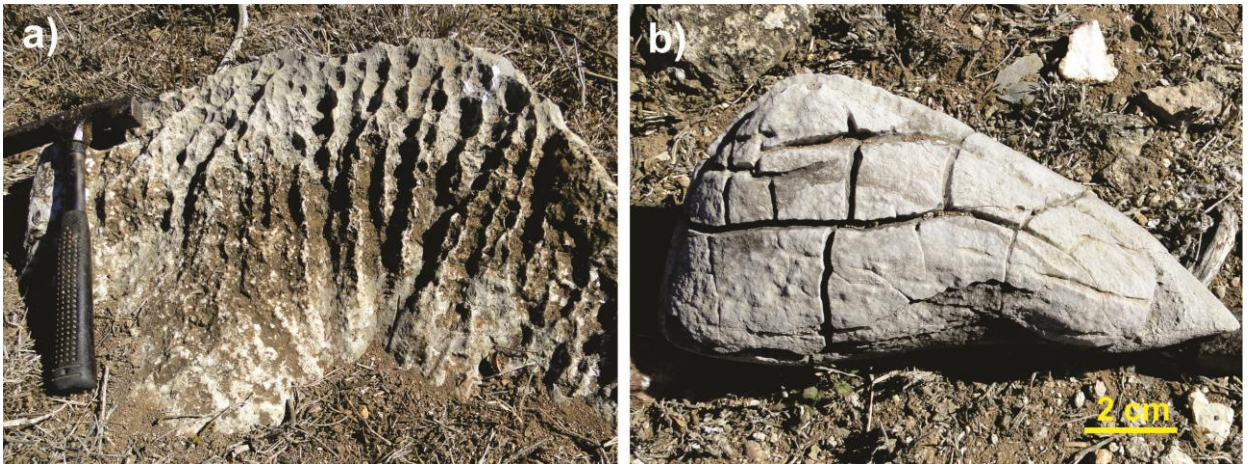


Figura 15 – Feições de dissolução em carbonato da Formação Salitre na área da Fazenda Aurora. A) Carbonato da Formação Salitre apresentando dissolução do tipo lapíás. B) Bloco de carbonato da Formação Salitre com feições de dissolução.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

O presente trabalho propôs a aplicação de diferentes técnicas investigativas na compreensão de questões relativas à deposição e gênese de tufas calcárias da Fazenda Aurora, Ourolândia - BA. Nesta perspectiva, a integração dos resultados obtidos permitiu também o refinamento do quadro paleoclimático do Cenozoico do Nordeste brasileiro. Abaixo estão relacionados e detalhados os métodos investigativos aplicados nesta pesquisa.

4.1 Revisão Bibliográfica

Foi revisada a literatura relacionada à origem, ambientes genéticos e processos de sedimentação das tufas calcárias. Buscou-se ainda, informações pormenorizadas a respeito das suas características petrográficas e fossilíferas, além da utilização das tufas como indicadores (*proxy*) para reconstrução paleoclimática, com ênfase na aplicação e interpretação de dados analíticos dos isótopos estáveis de carbono e oxigênio.

Concomitantemente, foram revisados os métodos de datação aplicáveis a tufas calcárias, além de levantadas informações bibliográficas sobre a área de estudo, com foco na evolução geológica, climática e da vegetação endêmica da região.

4.2 Análises Laboratoriais

As análises laboratoriais envolveram procedimentos de preparação e análise petrográfica, paleontológica, isotópica e geocronológica. O armazenamento, laminação e as análises macro e microscópicas foram realizadas nos Laboratórios do Centro de Geociências Aplicadas ao Petróleo - UNESPetro, Instituto de Geociências e Ciências Exatas - ICGE Universidade Estadual Paulista - UNESP - Câmpus de Rio Claro (SP). A preparação e obtenção de dados isotópicos e de datações foram realizadas respectivamente, no Laboratório de Isótopos Estáveis (LIESP) e no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (LEGaL), ambos localizados no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo - USP.

4.2.1 Preparação das amostras

Ao todo, 40 amostras foram enviadas ao Laboratório de Macrofósseis (UNESPetro), onde ocorreu a catalogação com a sigla AUR, em referência a Fazenda Aurora, seguida por três números. As amostras foram então fotografadas e descritas a partir de suas características macroscópicas como morfologia, textura, estrutura e conteúdo fossilífero. Algumas amostras foram selecionadas e seccionadas por meio de serra diamantada, a fim de produzir fatias polidas (*slabs*) para a melhor visualização de estruturas internas.

4.2.2 Microscopia óptica

Após a análise das amostras seccionadas, foram selecionados 25 exemplares de tufas representativas do depósito para a confecção de lâminas petrográficas. Buscou-se confeccionar lâminas paralelas e perpendiculares às principais estruturas macroscópicas observadas, almejando o detalhamento destas e a definição de sua composição paleontológica e mineralógica. As lâminas foram analisadas e fotografadas no Laboratório de Microfotografia do UNESPetro, utilizando microscópios ótico *Carl Zeiss (Axio Imager A1m)* acoplado à câmera (*Axiocam MRc5*). Algumas amostras foram também analisadas e fotografadas por meio de Lupa *Zeiss (SteREO Discovery.V20)* acoplada à câmera (*Axiocam MRc5*). Nessa etapa foram delimitadas as porções alteradas e recristalizadas das lâminas, no intuito de pré-selecionar amostras adequadas ao método de análise de isótopos estáveis de carbono e oxigênio, além de amostras com potencial para o método de datação por luminescência opticamente estimulada (LOE).

4.2.3 Microscopia eletrônica de varredura – MEV

Para as análises de MEV foram selecionadas 10 amostras de tufas representativas do depósito. As amostras escolhidas foram seccionadas em blocos retangulares de até 5 cm e limpas por jatos de ar. Buscou-se aumentar a eficiência e a resolução das imagens captadas por meio da metalização de 4 amostras com ouro. O equipamento utilizado para a sessão foi o *Scanning Eletron Microscope Zeiss EVO MA15* pertencente ao Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LMEV) - UNESPetro, operado com filamento de Tungstênio, com voltagem entre 18.00 Kv e 20.0 0Kv e pressão variável entre 0.03Pa e 98Pa .

4.2.4 Geologia isotópica de carbono e oxigênio

Foram selecionadas 23 amostras para as análises isotópicas de carbono e oxigênio, considerando-se a diversidade morfológica e a representatividade das fácies no depósito. Para cada amostra foram coletadas de 2 a 3 alíquotas, produzindo um total de 61 amostras para análise de isótopos de carbono e oxigênio. O procedimento laboratorial de preparação das amostras envolveu a escolha dos pontos de amostragem por meio de análises petrográficas prévias. Para tanto, buscou-se evitar porções recristalizadas, áreas fraturadas e intemperizadas. Após a etapa de seleção das áreas adequadas, a amostragem foi realizada por meio de extração com broca milimétrica de vídia, produzindo pequenas porções pulverizadas de carbonato que foram então armazenadas em recipientes herméticos individuais do tipo *Eppendorff*.

As análises de carbono e oxigênio foram realizadas segundo procedimento padrão de análise isotópica de elementos leves, com extração inicial do CO₂ das amostras a partir da reação com H₃PO₄(100%) à temperatura constante de 25°C, durante 24 horas. Após a extração, o gás foi purificado criogenicamente por meio do uso de armadilha química de nitrogênio líquido e álcool. A amostra de gás foi então analisada em espectrômetro de massa *ThermoFinnigan Delta Plus Advantage*, acoplado a um sistema de preparação *online* de amostras do tipo *Gas-Bench-II*, calibrado segundo padrões internacionais e a partir de referências internas de laboratório. Os resultados apresentados na notação *per mil*, apresentam referência ao padrão VPDB (*Vienna – Pee Dee Belemnite*).

4.2.5 Datação por luminescência opticamente estimulada – LOE

Foram selecionadas três amostras para datação por luminescência opticamente estimulada – LOE, levando em conta a presença de grãos de quartzo, confirmadas por meio de lâminas petrográficas, abrangência de fácies no depósito e características isotópicas específicas. As técnicas empregadas na preparação e mensuração seguiram o modelo para datação de tufas calcárias proposto por Ribeiro et al., (2014).

4.2.5.1 Preparação das amostras para geocronologia LOE

Com o intuito de remover as superfícies exteriores previamente expostas à luz, foram retirados utilizando martelo e cinzel dois centímetros superficiais das três amostras selecionadas para datação. Os núcleos das amostras (diâmetro entre de 5 a 10 cm) foram então triturados utilizando pilão e almofariz em porções entre 0,5-2 mm. Posteriormente as amostras foram lavadas com água destilada, para remoção das frações finas (silte e argila) e tratados, por meio da técnica padrão (AITKEN, 1998), para remoção de carbonatos e material orgânico, respectivamente por meio de ataque de HCl (10%) e H₂O₂ (30%).

O material residual produzido foi macerado com ácido HF (38%) por cerca de 40 minutos, para a remoção da camada externa dos grãos de quartzo, e eliminação de possíveis grãos de outros minerais. Os grãos foram então umedecidos e peneirados, para seleção das frações entre 180-250 µm e 63-189 µm. Após essa etapa, as alíquotas selecionadas foram avaliadas em microscópio binocular para garantir a baixa concentração de feldspatos e minerais pesados.

4.2.5.2 Mensurações LOE

A alíquota de grãos de quartzo com granulção entre 180-250 µm de cada amostra foi posta em microrecipientes de aço, de modo a formar uma camada única de grãos, com até 4 grãos por recipiente. Estes compartimentos foram encaminhados ao sistema de medição Risø DA-20 OSL/TL, equipado com fonte de radiação beta embutida com taxas de dose de 0.084 Gy/s e 0.119 Gy/s por recipiente. Diodos emissores de luz azul em 470 nm foram empregados para a estimulação óptica e a luminescência foi medida por um filtro Hoya U-340. Posteriormente foram realizadas observações dos grãos ao microscópio óptico, acoplado a filtro de luz vermelha, e foi realizada a estimulação dos mesmos por infravermelho para reavaliar o teor de purezas em quartzo das alíquotas e as possíveis contaminações por feldspato.

Os 0.8 s iniciais da curva de decaimento LOE foram utilizados para o cálculo do sinal LOE corrigido e para a estimativa da Dose Equivalente. O teste de *recuperação de dose* foi realizado nas amostras empregando o protocolo *Single Aliquot Regeneration – SAR*, com pré-aquecimento de 200°C e doses de 2.5, 33.6 e 84.0 Gy, com estimulação adicional por diodo azul a 280°C ao fim de cada ciclo SAR, no intuito de minimizar a regeneração e aumentar as dose de recuperações, tal como recomendado por Murray & Wintle (2003).

Etapa	Processo
1	Dose (Di)
2	Pré-aquecimento a 220°C por 10s
3	Estimulação óptica por 40s a 125°C (Li)
4	Dose Teste
5	Aquecimento a 60°C
6	Estimulação óptica por 40s a 125°C (Ti)
7	Estimulação óptica por 40s a 280°C

Quadro 1 - Protocolo SAR utilizado para cálculo da Dose Equivalente nas alíquotas e nos grãos individuais de quartzo.

As alíquotas com quociente de reciclagem entre 0,9 e 1,1 foram utilizadas para a estimativa da dose equivalente. A recuperação então foi calculada como a razão entre (%) do Sinal D5 (0 Gy) e a o sinal natural. As doses equivalentes naturais foram calculadas ajustando uma função exponencial saturada única ou uma função linear para amostras com alta (10 a 10² Gy) ou baixa (até 5 Gy) dose equivalente, respectivamente. Adicionalmente, a sensibilidade para o componente rápido LOE foi calculado para alíquotas saturadas utilizando a integral dos primeiros 0.8s do sinal de dose de teste. A sensibilidade foi expressa como porcentagem do sinal do componente rápido relativo ao sinal total (integral dos 40s de estimulação) para evitar vieses devido aos diferentes tamanhos das alíquotas. O cálculo da sensibilidade da componente rápida como porcentagem de sinal total LOE seguiu os procedimentos de Sawakuchi et al., (2011).

4.2.5.3 Espectrometria gama de alta resolução

O material exterior residual, aparado previamente das amostras de tufas foi triturado em frações menores que 2mm e utilizado para a espectrometria gama de alta resolução e para o cálculo da Taxa de Dose. As amostras trituradas, em torno de 300g, foram secas e empacotadas em recipientes plásticos selados e armazenadas por 28 dias a fim de permitir o equilíbrio de Radônio. A medição da espectrometria gama foi realizada com detector de Germânio de alto grau de pureza (HPGe), envolto em blindagem de chumbo, resfriado por N₂

líquido, com registro eletrônico de espectro. O detector HPGe possui energia de resolução de 2.1 KeV e eficiência relativa de 55%. O espectro de Raio Gama foi adquirido por um período de 24 horas.

As atividades dos núclídeos ^{40}K , ^{238}U e ^{232}Th foram calculadas por meio do software de calibração de eficiência baseado no ISOCS - *In Situ Object Counting System* - *Canberra Industries*, para o detector HPGe. O desequilíbrio das cadeias de decaimento ^{238}U e ^{232}Th foram avaliados utilizando as taxas de atividade dos núclídeos filhos. As taxas de dose de radiação para as amostras de tufas foram calculadas utilizando as concentrações dos núclídeos ^{40}K , ^{238}U e ^{232}Th combinadas com as taxas de dose cósmicas, estimadas por meio da latitude, longitude, altitude, profundidade de soterramento e densidade do material que recobria as amostras (PRESCOTT & STEPHAN, 1982).

5 CARACTERIZAÇÃO DO DEPÓSITO

5.1 Características gerais do depósito

A área de estudo está localizada na porção centro-norte do Estado da Bahia, entre os municípios de Orolândia e Umburanas, em área pertencente à Fazenda Aurora. A altitude média é de 600 m. O depósito encontra-se sobre carbonatos de idade Neoproterozoico da Formação Salitre, localizados no fundo de um vale com baixa declividade, margens pouco pronunciadas e mergulho suave para leste em direção do rio do rio Salitre (Figura 16). Circundam o depósito as serras de São Maurício (norte), Batista e Vento (respectivamente, oeste e sul), com altitudes médias de 1.000 m. Devido ao clima semiárido da região, há ausência de corpos d'água perenes, sendo o principal rio da região - rio Salitre, ativo apenas em raros eventos de chuvas intensas.

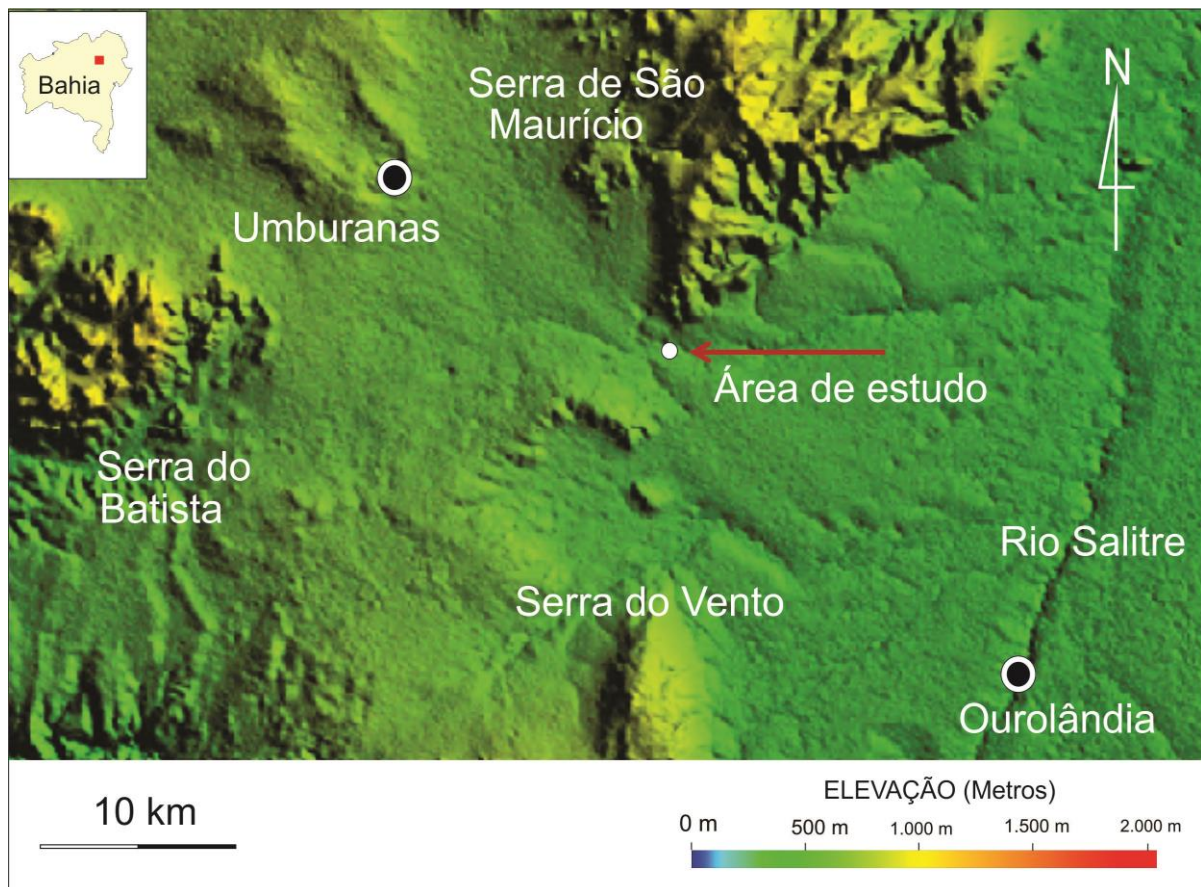


Figura 16 – Feições geomorfológicas nas imediações da área de estudo. Destaque para as serranias de São Maurício, Batista e do Vento, e para o leito do rio Salitre (leste da área). Modificado de Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia (2015).

O depósito estudado é composto por tufas calcárias fitoermais, que afloram acima do substrato perfazendo uma exposição relativamente contínua (Figura 18), de aproximadamente 600 m de extensão na direção aproximada E-W e um pouco mais de 100 m de largura na parte baixa do vale ou 150-200 m de largura considerando as tufas que ocorrem diretamente sobre rochas carbonáticas pré-cambrianas nas margens do vale (Figura 19).



Figura 17 – Aspecto geral da porção leste do depósito de tufas da Fazenda Aurora, vista para Norte. Notar baixa declividade da área. Seta indica posição do afloramento de tufas.



Figura 18 – Aspecto geral da porção leste do depósito de tufas da Fazenda Aurora. Vista para Sul. Notar baixa declividade área e afloramento alinhado das tufas (seta indica o início do depósito).

A forma de ocorrência mais frequente das tufas é o alinhamento de fitoermas em faixas de 1-3 m de largura, predominantemente na direção E-W e ENE-WSW (Figuras 19, 20 a), apresentando algumas mudanças abruptas para a direção quase ortogonal à primeira. Na parte oeste da área, diversos fitoermas constituem pares paralelos de longos alinhamentos com largura aproximada de 2 m (Figura 20 b). Também são observadas algumas aglomerações semicirculares de vários fitoermas (Figura 20 c).

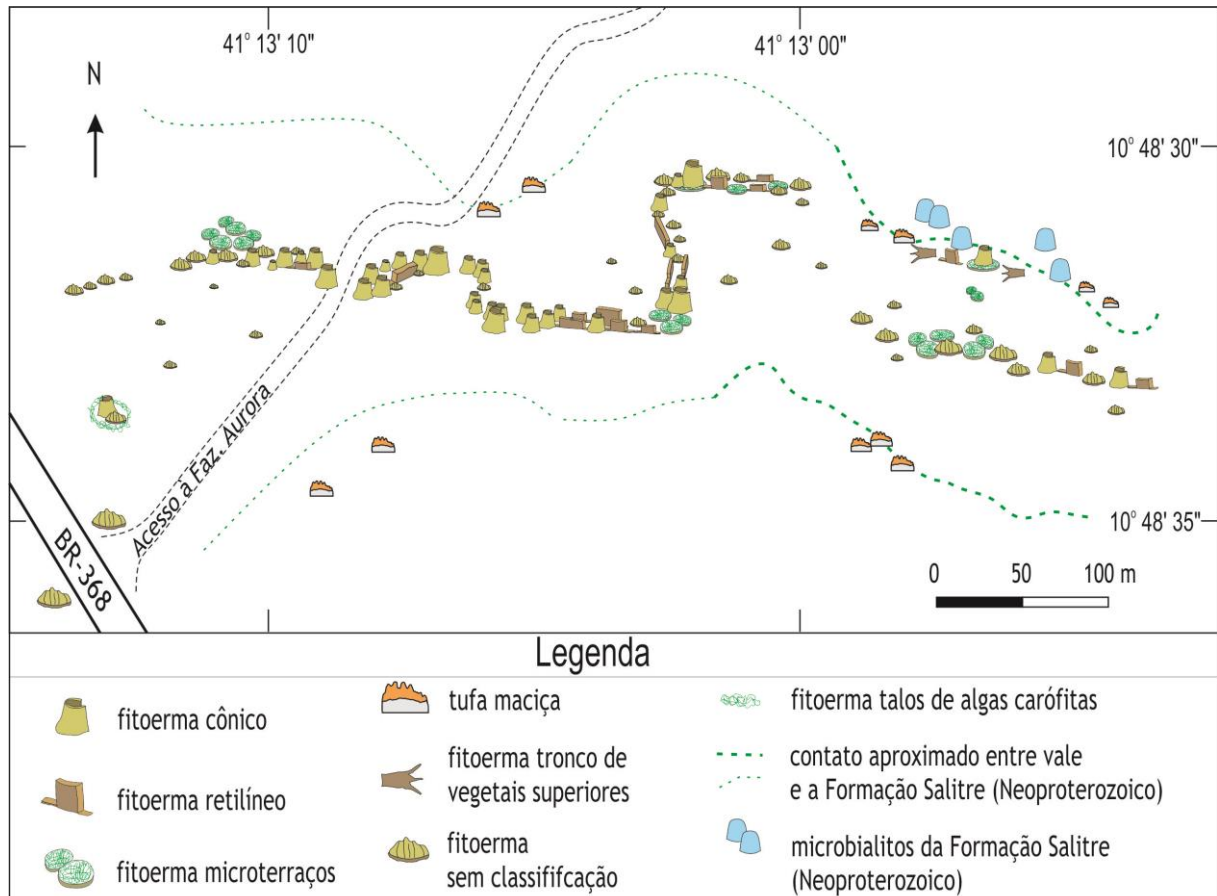


Figura 19 – Mapa esquemático do depósito de tufas calcárias da Fazenda Aurora. Modificado de Rohn et al. (2015).

Em menor frequência e majoritariamente próximo ao alinhamento principal e na parte sudoeste da Fazenda Aurora, no interior de pequenas depressões, há grandes concentrações de talos algas carófitas incrustados por calcita. No vale, entre os fitoermas e por vezes encobrendo-os, ocorrem sedimentos inconsolidados finos. Alguns fitoermas ocorrem a sudoeste da rodovia BR-368, em posição topográfica um pouco mais alta, porém não puderam ser descritos em detalhe por estarem muito mal preservados. Embora o depósito seja composto essencialmente por fitoermas, foram utilizados critérios para a classificação dessas estruturas em grupos com características semelhantes, conforme a morfologia externa, dimensões, conteúdo fossilífero, além de tramas e texturas. A classificação do depósito foi realizada *sensu* Pedley (1990) com adaptações da nomenclatura de modo a abranger as particularidades e

singularidades dos fitoermas do depósito estudado, uma vez que a morfologia externa de alguns exemplares é incomum a outros depósitos descritos na literatura.

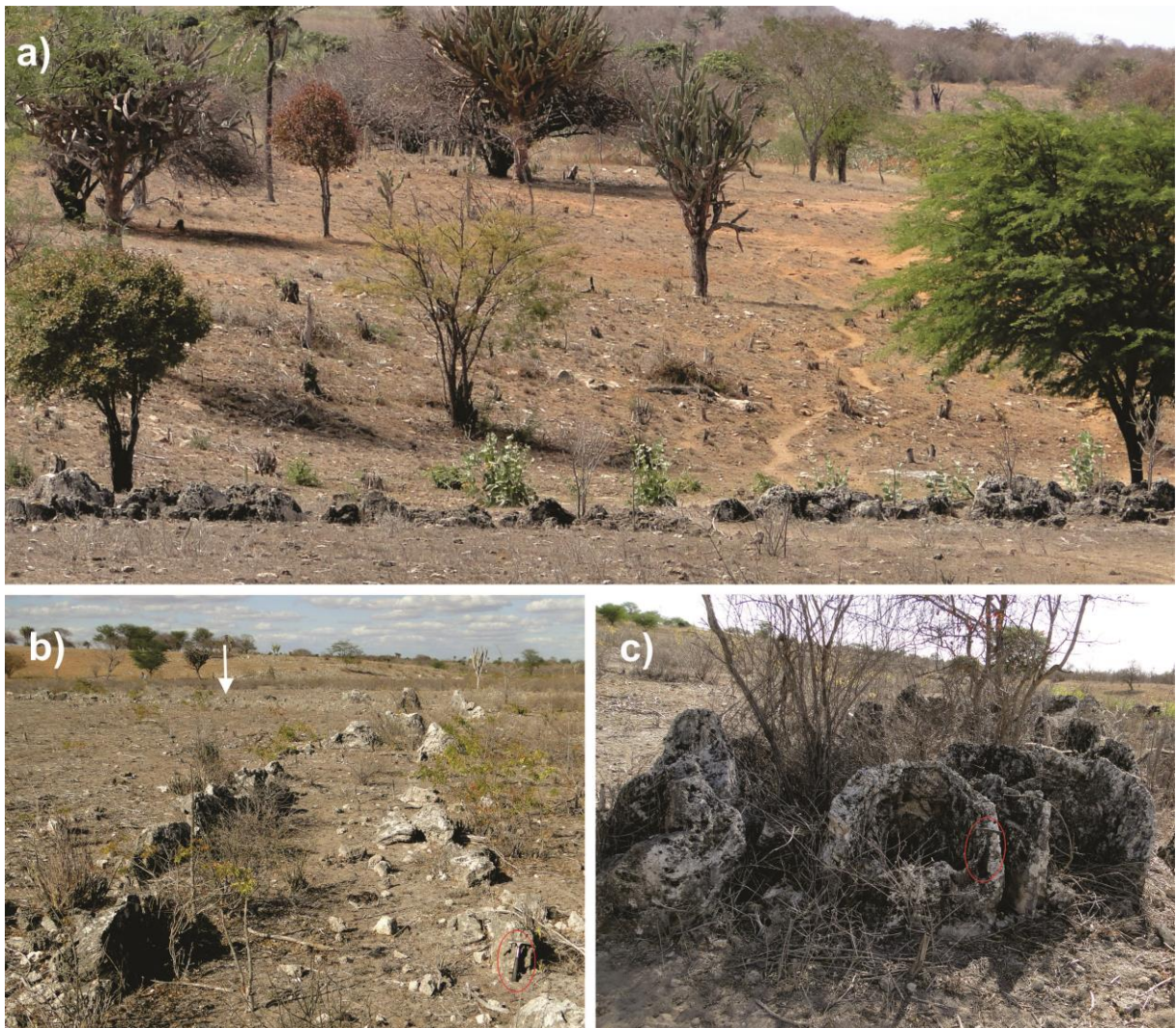


Figura 20 - Forma de ocorrência das tufas calcárias da Fazenda Aurora. A) Alinhamento de fitoermas do tipo cônico. B) Corredores formados por alinhamentos paralelos de fitoermas do tipo retilíneo (parcialmente fragmentados) e alguns cônicos; notar, ao fundo, que o alinhamento muda abruptamente para a esquerda numa direção quase ortogonal à primeira (seta). C) Aglomeração circular formada por fitoermas do tipo cônico.

Os seis tipos de tufas que ocorrem na Fazenda Aurora são classificados *sensu* Pedley (1990) nas categorias de tufa autóctone fitoermal – tipos *boundstone* e *framestone*, e de tufa clástica microdetritica – do tipo micrítica. A primeira categoria engloba as estruturas carbonáticas cuja principal característica é a presença de plantas preservadas *in situ* como suporte para desenvolvimento das tufas (Figura 28). A segunda categoria – clástica microdetritica, é formada pela cimentação de carbonato sobre elementos detriticos, principalmente fragmentos rochosos, restos de vegetais e bioclastos. As características das tufas da Fazenda Aurora são apresentadas de forma sumarizada no Quadro 2.

Tipos de tufa	Características gerais
Tipo Retilíneo	Edifícios retilíneos (até 1m de altura e 0,3m de largura), essencialmente verticais, apresentam moldes de caules de micro e macrófitas em posição de vida (Figura 21 a); a estrutura interna é acamadada, marcada pela intercalação de camadas densas e porosas de carbonato. Petrograficamente expõem texturas laminadas e dendrolítica (composta por abundantes moldes de filamentos de cianobactérias). Possuem alta porosidade.
Tipo Cônico	Edifícios cônicos assimétricos (até 1m de altura, diâmetro de até 1 m), essencialmente verticais, apresentam moldes de caules de <i>Thypha</i> em posição de vida (Figura 21 b); a estrutura interna é levemente acamadada, marcada por camadas densas e porosas de carbonato. Petrograficamente apresentam texturas laminadas e dendrolítica (composta por abundantes moldes de filamentos de cianobactérias incrustados). Possuem alta porosidade.
Microterraços	Edifícios de pequeno porte (até 0,1m de altura e diâmetro métrico), essencialmente horizontais, apresentam moldes de caules de micro e macrófitas em posição de vida e fragmentos de conchas de gastrópodes (Figura 21 c); a estrutura interna é laminada, marcada por alternância de camadas densas e porosas de carbonato. Petrograficamente apresentam texturas laminadas e dendrolítica (composta por abundantes moldes de filamentos de cianobactérias incrustados). Possuem alta porosidade.
Troncos de vegetais superiores	Incrustação de carbonato em torno de caules individuais de plantas superiores (até 0,5 m de altura e 0,4 m de diâmetro) em posição de vida (Figura 21 d); possuem estrutura interna concêntrica, com alternância cíclica de camadas de carbonato densas e porosas. Petrograficamente apresentam texturas dendrolítica e laminadas. Possuem alta porosidade.
Talos de algas carófitas	Incrustação de talos de algas <i>carófitas</i> em posição de vida. Afloramentos métricos, essencialmente horizontais (Figura 21 e). Mesoscopicamente apresentam estruturas crostiformes, densas e homogêneas. Possuem alta porosidade.
Maciço	Incrustação de carbonato diretamente sobre material detrítico – clastos rochosos e fragmentos vegetais (Figura 21 f). Estrutura interna maciça a levemente acamadada. Petrograficamente apresentam textura micrítica/peloidal. Não possuem porosidade visível a olho nu.

Quadro 2 – Nomenclatura proposta e características gerais das tufas da Fazenda Aurora.

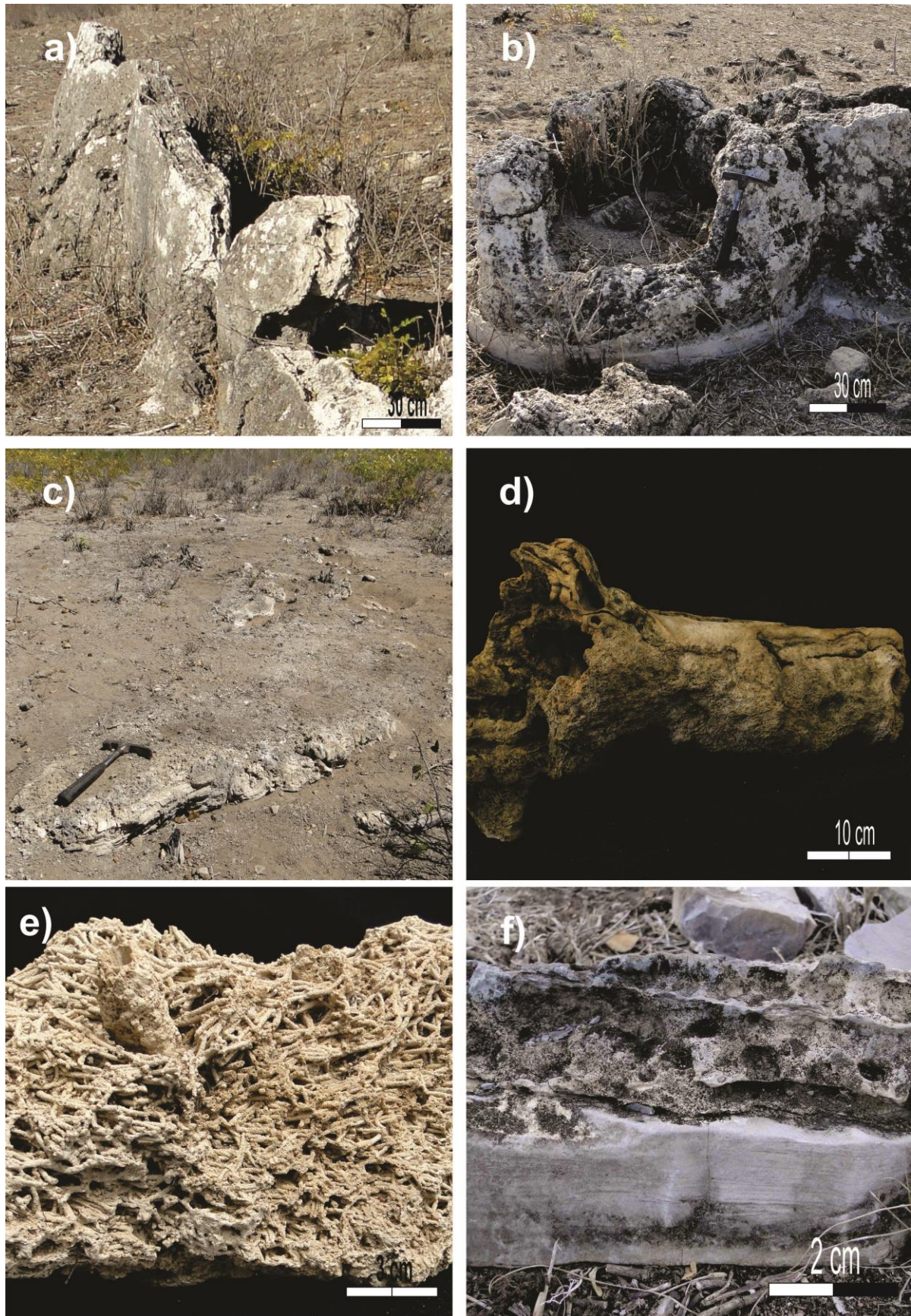


Figura 21 – Exemplos dos seis tipos de tufo calcáreo que ocorrem no depósito da Fazenda Aurora, Ourorândia, BA. A) Fitoerma do tipo retilíneo. B) Fitoermas do tipo cônico. C) Fitoerma do tipo microterraço. D) Fitoerma do tipo tronco de vegetais superiores. E) Fitoerma do tipo talos de algas carófitas. F) Tufo clássica do tipo maciço (porção superior) sobre bloco de carbonato da Formação Salitre.

5.2 Características mesoscópicas

As características mesoscópicas apresentadas neste capítulo refletem os elementos arquitetônicos e os principais padrões internos presentes nas tufas calcárias da Fazenda Aurora. Nesse contexto são exibidos, independentemente do tipo de tufa apresentado, os três padrões básicos de estruturas internas reconhecidas no depósito, a estrutura crostiforme, a estrutura acamadada e a estrutura maciça (Figuras 22 a 24).

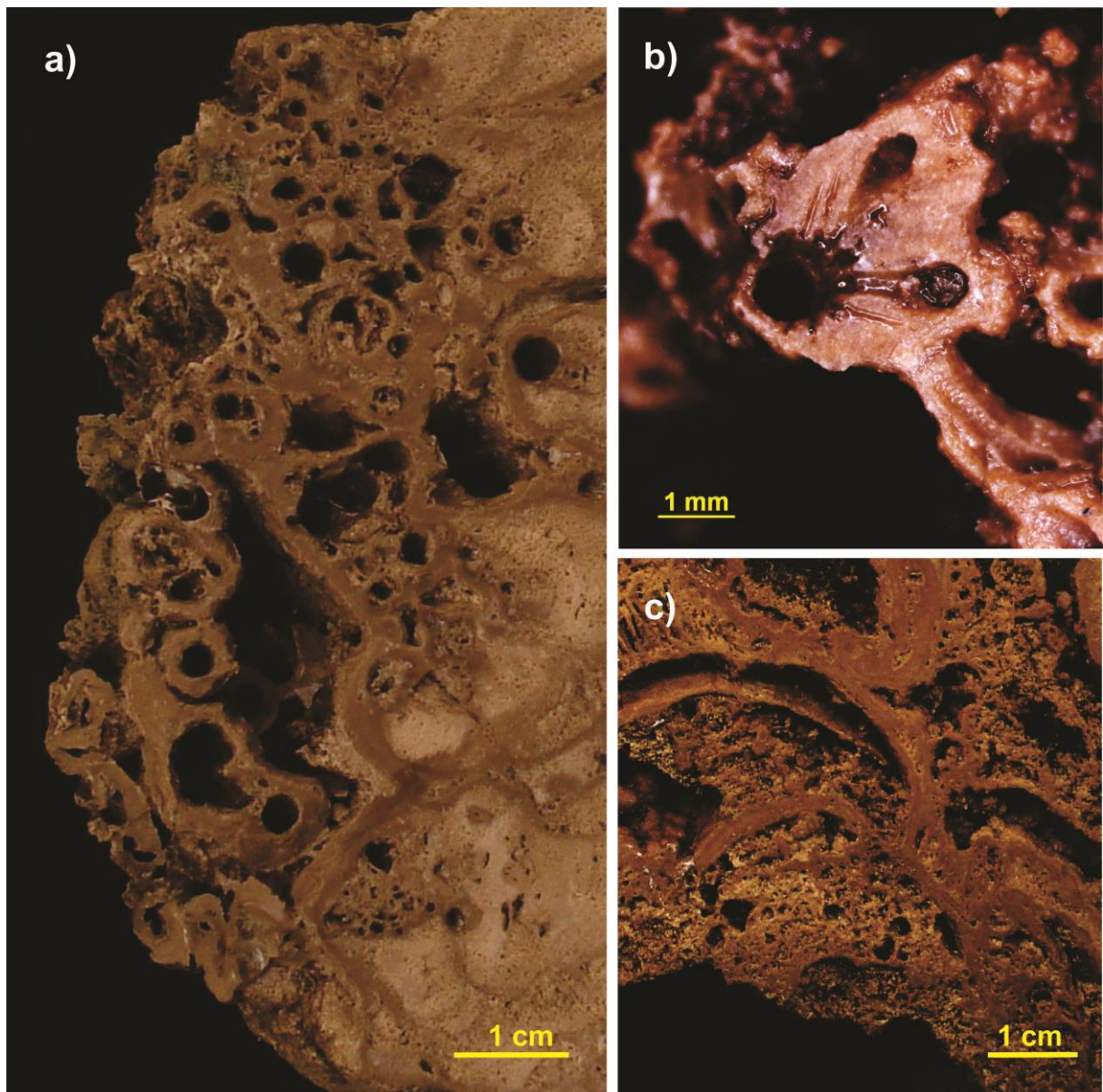


Figura 22 – Estrutura crostiforme. Tufas calcárias do depósito da Fazenda Aurora, Ourolândia, BA. A) Estrutura crostiforme centimétrica na forma de moldes de caules de variados dimensões, tufa do tipo retilíneo. B) Estrutura crostiforme milimétrica sobre talo de alga carófito em tufa do tipo talos de algas carófitas. C) Estrutura crostiforme centimétrica na forma de moldes de folhas alongadas (porções escuras), tufa do tipo cônico.

A estrutura crostiforme é composta essencialmente por lâminas milimétricas de calcita com aspecto denso, escuro e homogêneo a olho nu (Figura 22). Ocorre na forma de moldes de caules e folhas de dimensões variadas, frequentemente centimétricas, e na forma de lâminas retilíneas intercaladas a camadas porosas (ver estrutura acamadada). Ocorre em tufas do tipo retilíneo, cônico, troncos e microterraços. Nas tufas do tipo talos de algas carófitas, esta estrutura ocorre como moldes milimétricos de algas do gênero *Chara*, sendo a estrutura mesoscópica principal deste tipo de tufa (Figura 22 b).

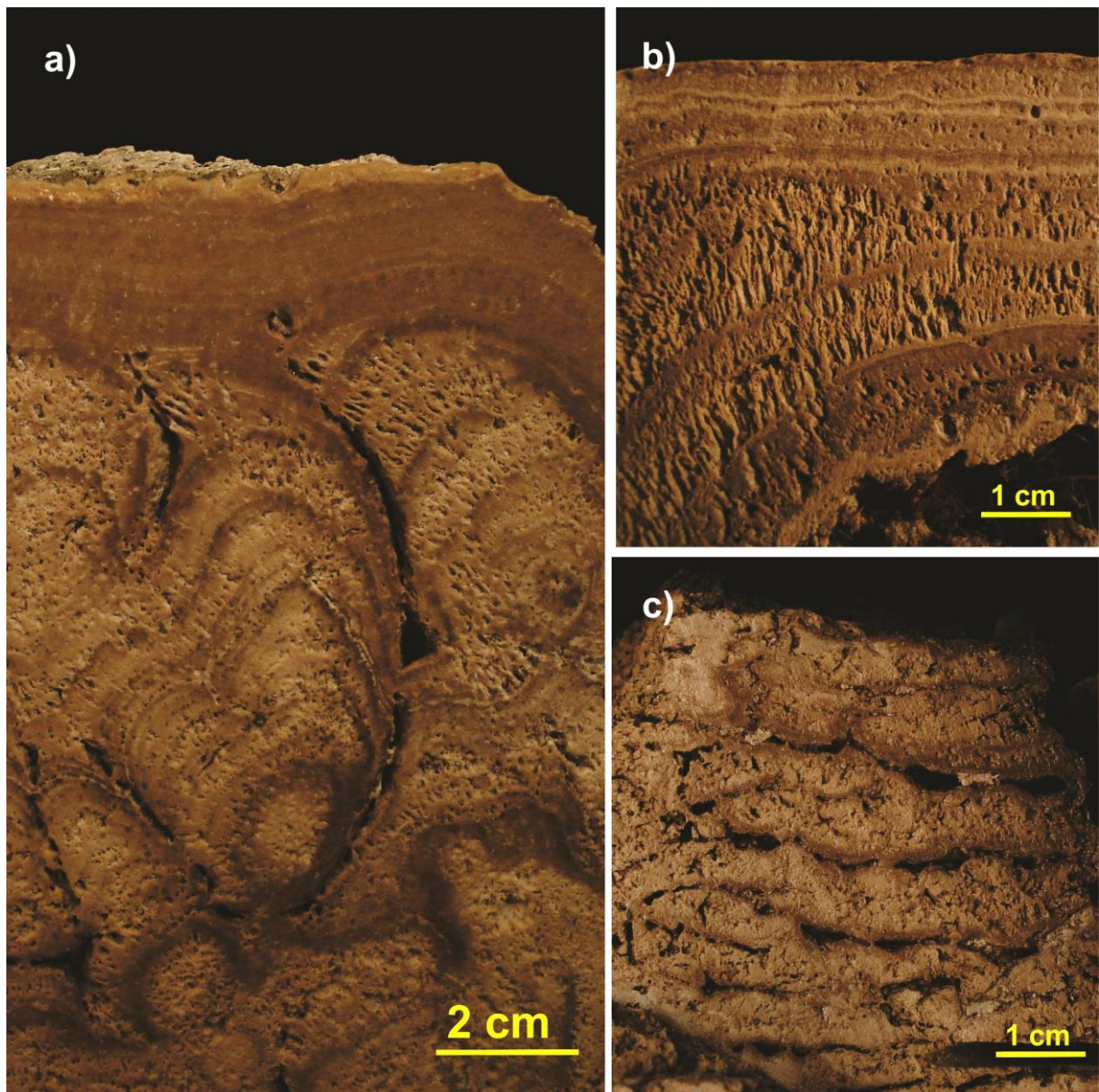


Figura 23 – Estrutura acamadada – tufas calcárias do depósito da Fazenda Aurora, Ouroilândia, BA. A) Estrutura acamadada com padrão elíptico (similar a estromatolítico), marcada pela alternância de camadas crostiformes densas e camadas porosas em tufa do tipo retilíneo. B) Estrutura acamadada com padrão concêntrico, formada pela alternância de camadas crostiformes densas e camadas porosas centimétricas em tufa do tipo tronco de vegetais superiores. C) Estrutura acamadada com padrão paralelo, formada pela alternância de camadas crostiformes densas e camadas porosas centimétricas em tufa do tipo retilíneo.

Após a decomposição da matéria orgânica, a estrutura crostiforme conserva a forma original do arcabouço vegetal, conferindo a tufa a alta porosidade móldica e alta permeabilidade (Figura 22 c).

A estrutura acamadada ocorre em íntima associação à estrutura crostiforme. É constituída pela alternância cíclica de níveis crostiformes densos, milimétricos e níveis porosos, frequentemente centimétricos (Figura 23). O padrão da estrutura acamadada pode ser elíptico (estromatolítico) (Figura 23 a), concêntrico ou planar e varia de acordo com a estrutura que o precedeu. É a estrutura mais comum nas tufas do tipo retilíneo, cônico, troncos e microterraço. Não ocorre, nas tufas do tipo talo de algas carófitas e tufas do tipo maciça.

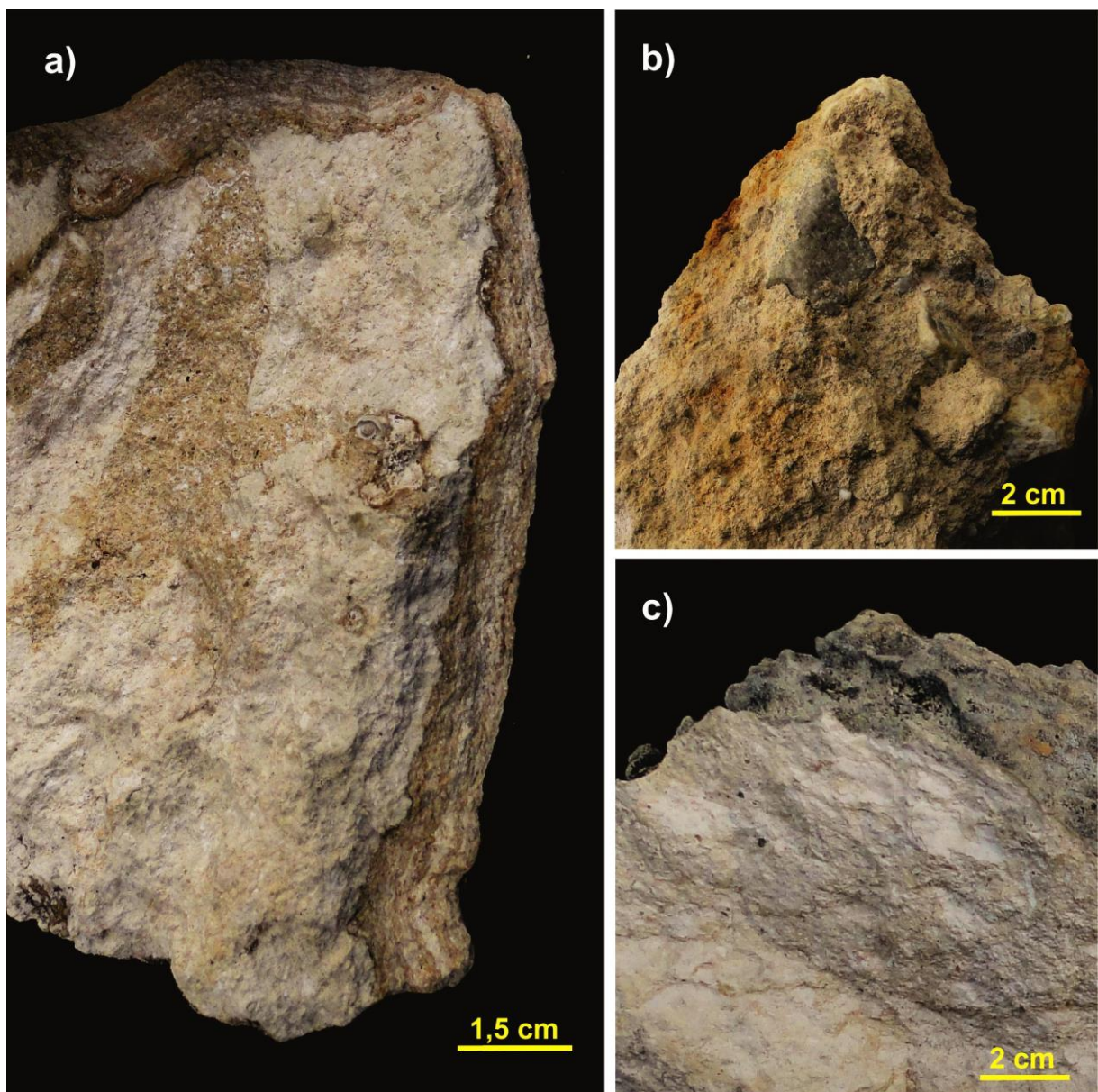


Figura 24 – Estrutura maciça – tufas calcárias do depósito da Fazenda Aurora, Ouroândia, BA. A) Estrutura maciça com porções levemente laminada em tufa do tipo maciça. B) Estrutura maciça em amostra com clastos em tufa do tipo maciça. C) Padrão típico de ocorrência da estrutura maciça, homogênea e sem porosidade aparente em tufa do tipo maciça.

A estrutura maciça é essencialmente homogênea, localmente apresenta laminação incipiente (Figura 24 a). A calcita é distribuída de forma uniforme sobre substratos inorgânicos, como blocos e seixos de carbonatos e arenitos da Formação Salitre (Figura 24 b) e em menor frequência, sobre restos orgânicos de vegetais e animais. É constituída por carbonato fino e friável, não apresenta porosidade visual aparente. Ocorre majoritariamente em tufas do tipo maciço.

5.3 Características Microscópicas

Por definição, tufas calcárias são constituídas essencialmente por carbonato de cálcio com baixo teor de magnésio. O principal elemento mineralógico desta rocha é a calcita, que petrograficamente ocorre como micrita, microesparita e esparita (PEDLEY & ROGERSON, 2010). As tramas e texturas que ocorrem nas tufas calcárias são, portanto, função direta da associação e organização espacial dos componentes petrográficos supracitados que, por sua vez, refletem as condições ambientais e os processos durante seu período de formação do depósito (PENTECOST, 2005).

5.3.1 Texturas das Tufas calcárias da Fazenda Aurora

Com intuito que analisar os componentes petrográficos associados ao depósito de tufas calcárias da Fazenda Aurora e assim estabelecer parâmetros para sua gênese e evolução, foram empregadas técnicas de análises petrográficas por meio de lâminas delgadas e microscopia eletrônica de varredura (MEV).

Os principais componentes petrográficos das tufas calcárias da Fazenda Aurora são a micrita (m) - com hábito anédrico, majoritariamente opaca em lâmina delgada, com cristais inferiores a 4 μm (Figura 25 a), a microesparita (mesp), que exhibe hábito subédrico a euédrico, com cristais claros de tamanho entre 5 e 15 μm (Figura 25 b) e a esparita (esp), com hábito euédrico, formada por cristais claros com tamanho superior a 15 μm (Figura 25 c). As interações e os diferentes graus de organização entre a micrita (<4 μm), a microesparita (entre 5 e 15 μm) e a esparita (>15 μm) conformam as texturas microscópicas mais comuns do depósito de tufa da Fazenda Aurora, classificadas *sensu* Perri et al., (2012) como textura laminar (L), textura dendrolítica (D), textura grumosa (G), textura adensada (A) e a textura micrítica (M) (Figuras 26 a 28). A esparita ocorre também, como crostas em superfícies que outrora foram substratos orgânicos, principalmente em talos de algas carófitas.

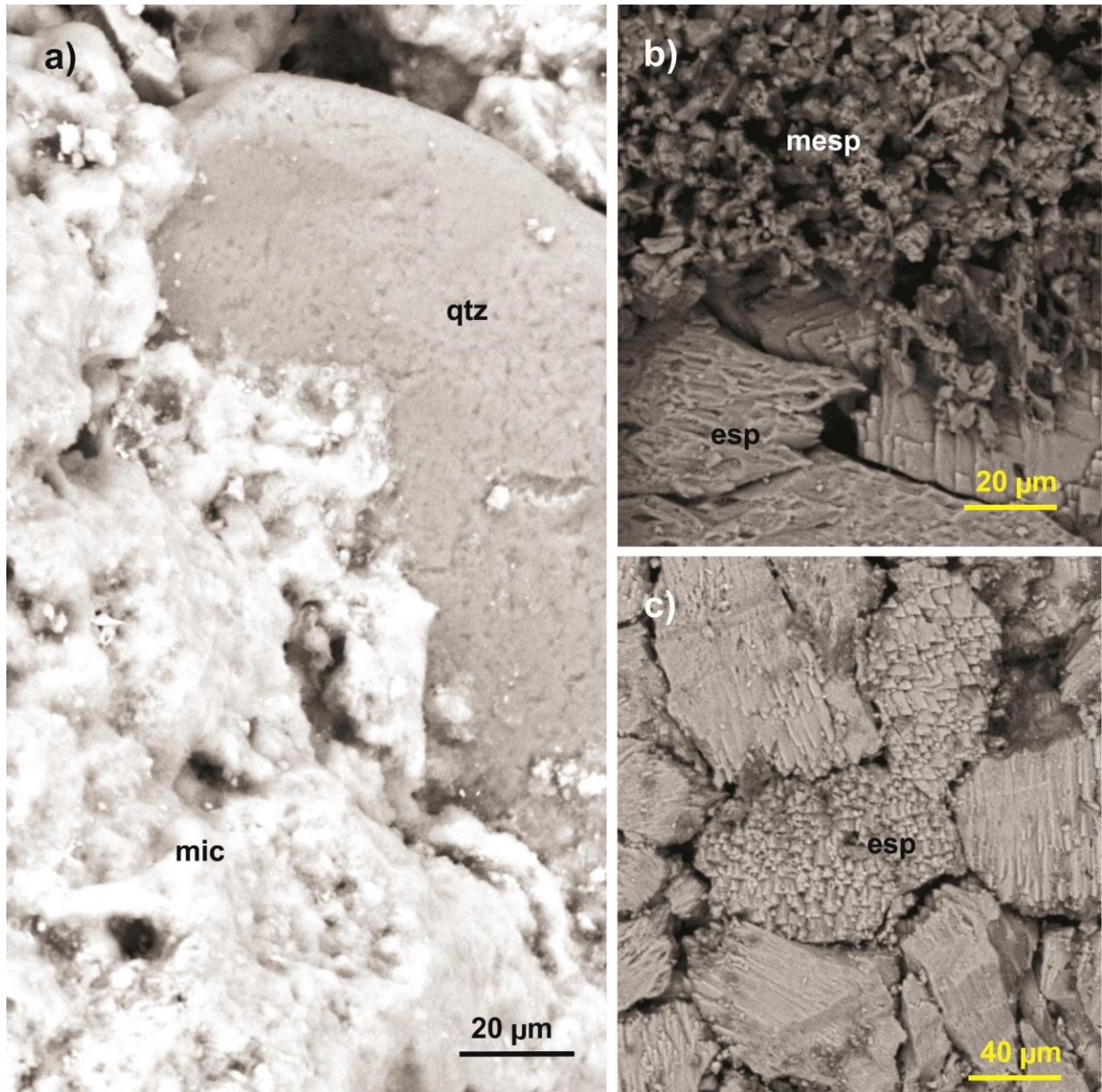


Figura 25 – Componentes mineralógicos das tufas calcárias da Fazenda Aurora, Ourolândia-BA. A) Micrita (mic) sobre grão de quartzo (qtz) em tufa tipo maciça. B) Microsparita (mesp) em tufa tipo cônico. C) Esparita (esp) em tufa tipo cônico. Todas as imagens obtidas por MEV.

A textura laminar (L) consiste na alternância entre lâminas delgadas de micrita, planas ou levemente enrugadas, com 10 a 50 µm de espessura, e lâminas de microsparita, por vezes, esparita, com espessura similar ou superior (Figura 26). Esta textura (alternância entre micrita e microesparita/esparita) ocorre frequentemente paralela aos moldes de vegetais e, por vezes, intercalada entre lâminas porosas compostos por textura dendrolítica.

A textura dendrolítica (D) consiste em filamentos de cianobactérias (no depósito, majoritariamente representadas pelas espécies cf. *Phormidium incrustatum* e cf. *Phormidium foveolarum*), mineralizados por micrita e microesparita (Figura 27).

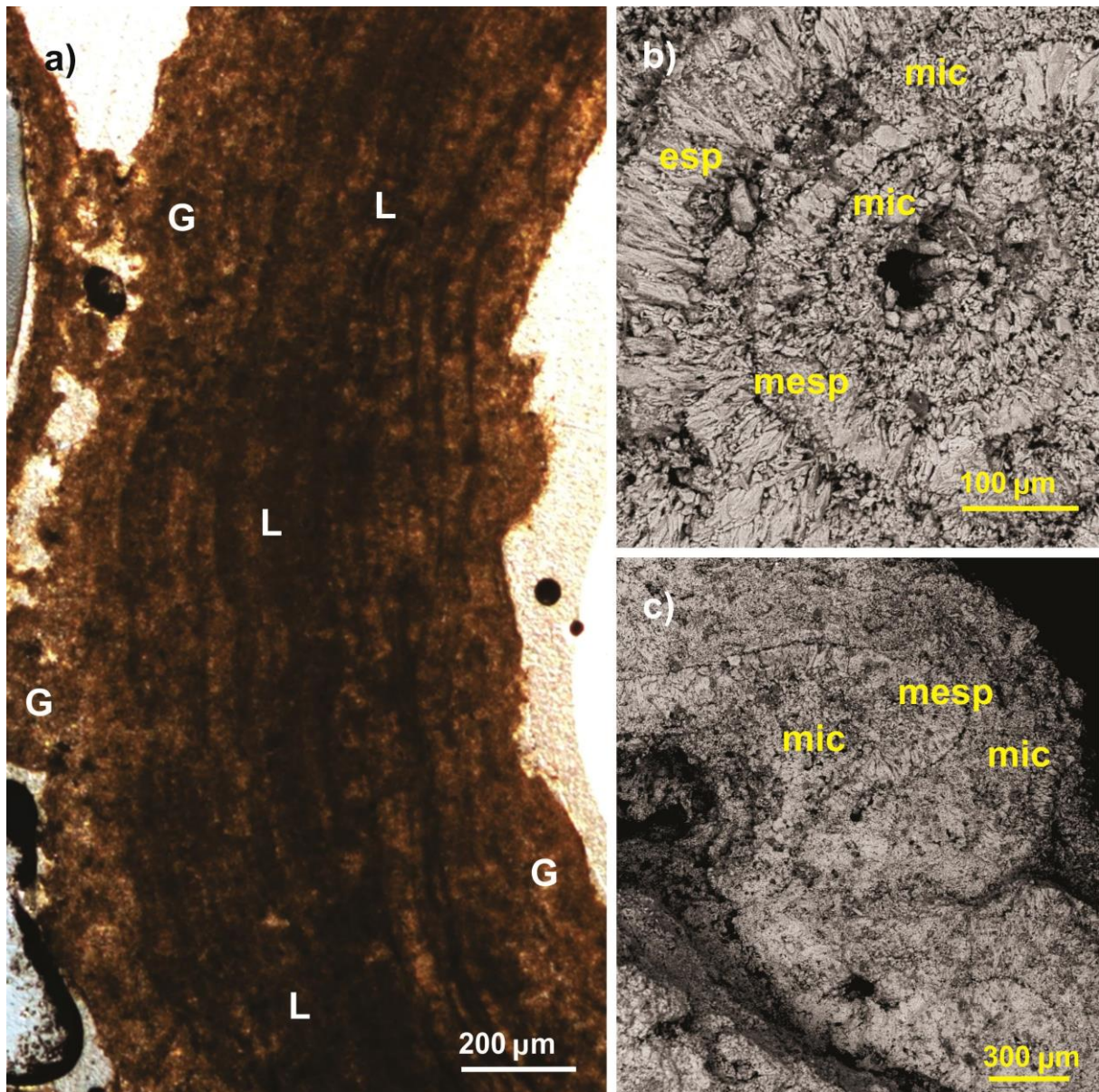


Figura 26 – Textura laminar de tufas do depósito da Fazenda Aurora, Ouroilândia – BA. A) Incrustação de pequeno caule vegetal (agora preservado como molde) por carbonato com textura laminar (L) – intercalação entre lâminas de micrita (castanho escuro) e de microesparita (castanho claro), localmente com trama grumosa (G). Polarizador paralelo em tufa tipo retilíneo. B) Incrustação carbonática sobre fino eixo caulinar (agora molde) exibindo textura laminar com porções micríticas (mic) de 20 a 50 μm , alternadas a porções de microesparita (mesp) e esparita (esp) com 30 a 50 μm de espessura. Imagem obtida por MEV. C) Trama laminar, composta por alternância de lâminas de micrita (mic) e microesparita (mesp) em tufa do tipo retilíneo. Imagem obtida por MEV.

A disposição dos filamentos na trama dendrolítica (D), indicada pelos respectivos moldes, varia entre o arranjo caótico e o arranjo organizado (com filamentos paralelos a subparalelos) (Figura 27 c). Nas porções com grande densidade de filamentos, a trama dendrolítica (D) pode passar (em lâmina delgada) à textura adensada (A) (Figura 27 a).

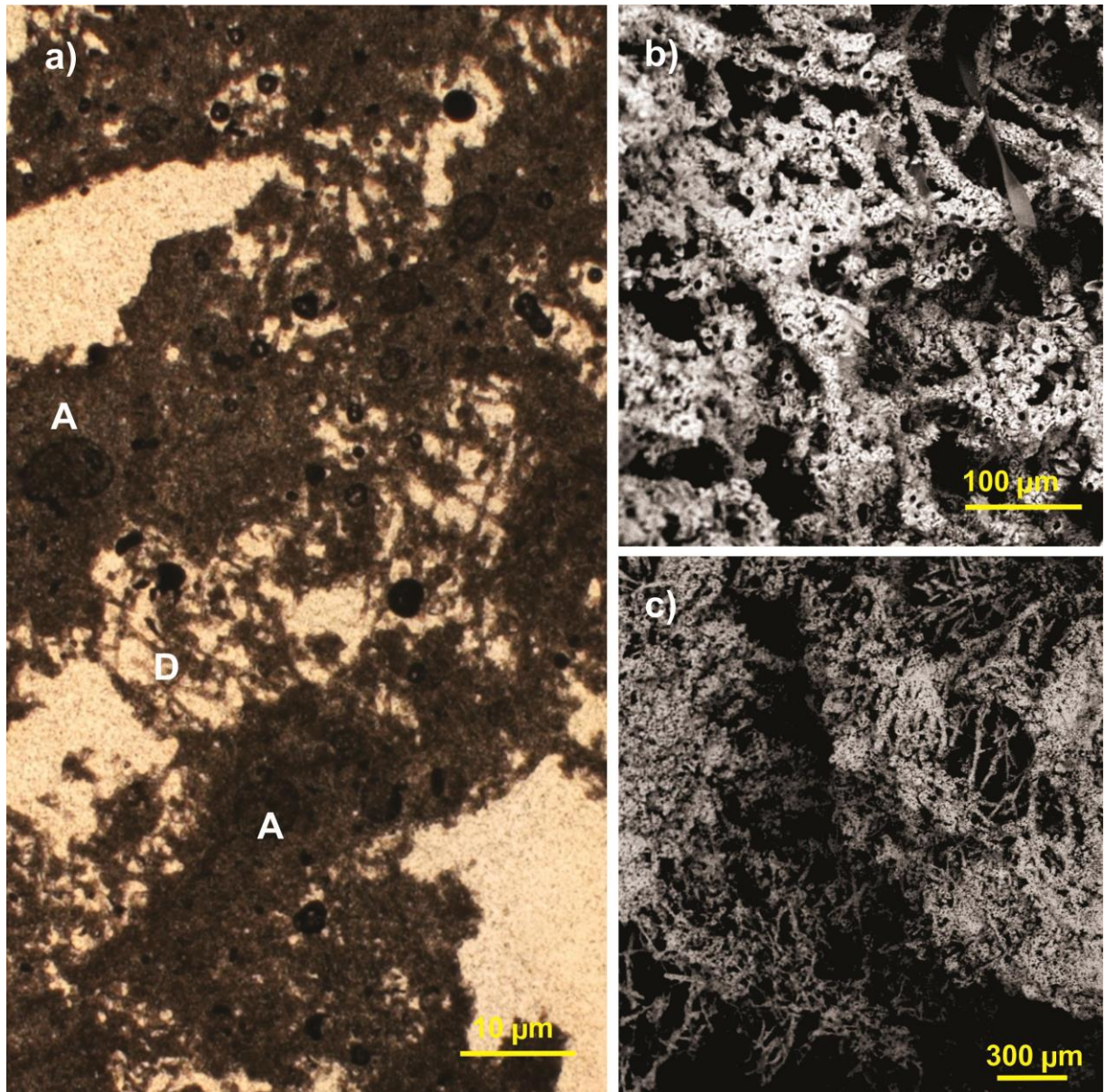


Figura 27 – Textura dendrolítica nas tufas da Fazenda Aurora, Ourolândia – BA. A) Visão geral de textura dendrolítica (D) intercalada à textura adensada (A) em tufa tipo microterraço, porções claras representam poros. Lâmina delgada, polarizador paralelo. B) Detalhe de filamentos de cianobactérias (cf. *Phormidium incrustatum*) conformando a textura dendrolítica em tufa do tipo microterraço. Imagem obtida por MEV. C) Trama dendrolítica conformada por filamentos de cianobactérias distribuídos de forma caótica em tufa do tipo microterraço. Imagem obtida por MEV.

É comum a alternância de intervalos milimétricos com textura laminar (L) e intervalos centimétricos com textura dendrolítica (D), que em escala mesoscópica constitui a estrutura acamada (Figura 23). A textura micrítica (M) é composta por densas e contínuas porções homogêneas de micrita (Figura 28). Pequenas variações nessa textura, como laminações incipientes (marcadas principalmente pela existência de faixas ricas em grãos siliciclásticos e fragmentos detríticos), ocorrem de forma pontual. Outra situação é a gradação de textura micrítica para a textura grumosa, essencialmente composta por pelóides com franja de esparita (Figura 26 a).

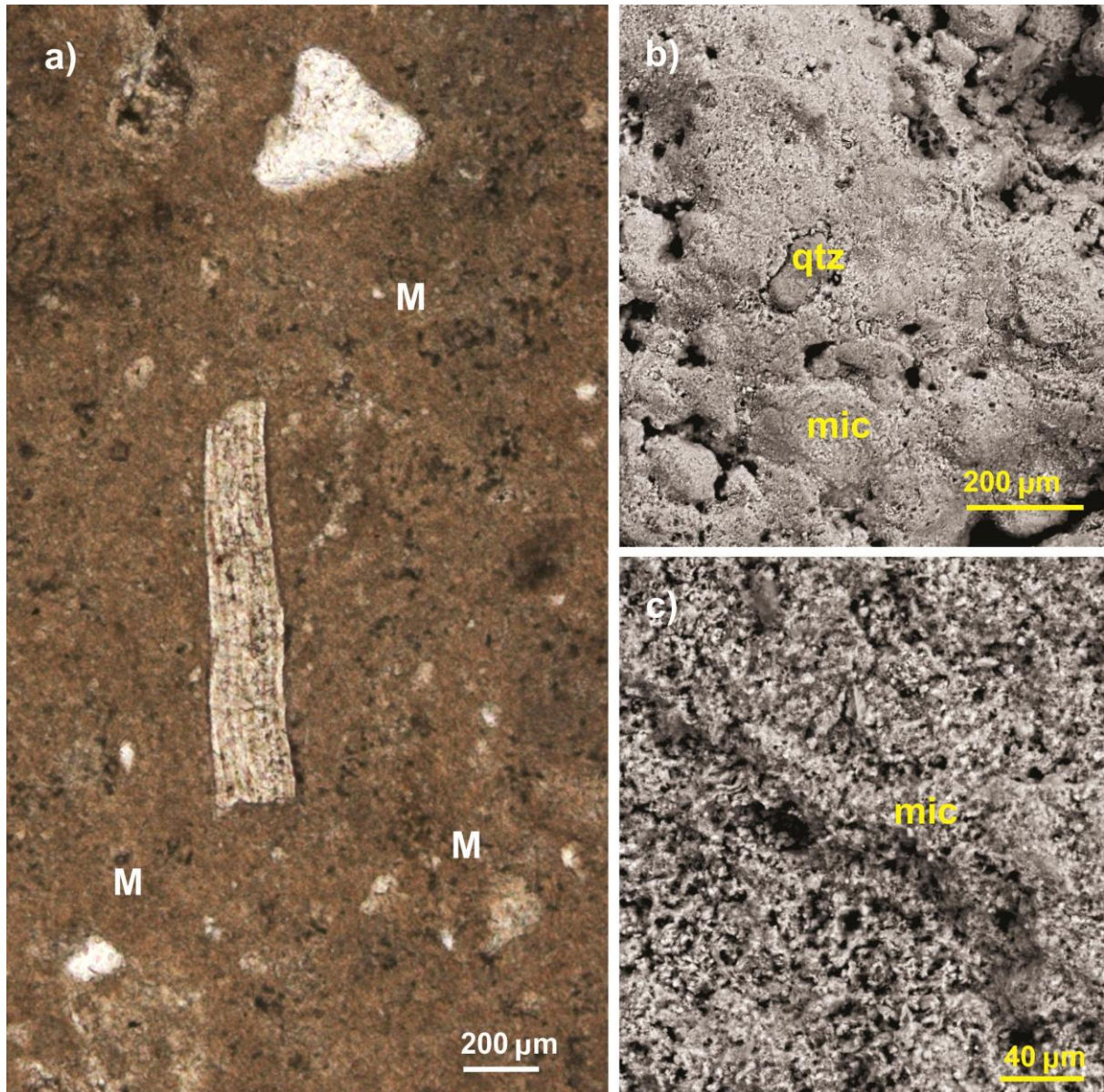


Figura 28 – Textura micrítica – depósito de tufas da Fazenda Aurora, Ouroilândia – BA. A) Aspecto geral homogêneo da trama micrítica (M). Notar presença de grãos siliciclásticos dispersos. Polarizador paralelo. B) Detalhe de micrita (mic) e grãos de quartzo (qtz) em tufa do tipo maciça. Imagem obtida por MEV. C) Detalhe de textura micrítica (mic). Imagem obtida por MEV.

O padrão de porosidade associado as textura micrítica (M) e grumosa (G) é muito baixo, uma vez que poros são praticamente ausentes (Figura 28 a), já a textura laminada (L), quando formada sobre o que outrora foram substratos orgânicos, apresenta porosidade média a alta (Figura 26 a), enquanto a textura dendrolítica (D) exibe porosidade alta, localizada entre os moldes mineralizados de cianobactérias e por vezes também em seu interior (Figura 27 a e b). As texturas laminada (L), dendrolítica (D) e grumosa (G) ocorrem preferencialmente nas tufas dos tipos retilíneo, cônico, troncos e microterraços. A textura micrítica ocorre preferencialmente nas tufas do tipo maciço.

5.4 Tipificação das tufas calcárias da Fazenda Aurora

5.4.1. Tufas autóctones fitoermais

Segundo Pedley (1990) as tufas autóctones fitoermais se dividem nos tipos *boundstone* (ou estromatolíticas) e no tipo *framestone*. No depósito da Fazenda Aurora o primeiro tipo é o mais comum e consiste nos fitoermas clássicos - estruturas vegetais *in situ* cimentadas por sucessivas camadas de micrita e esparita, com íntima associação a cianobactérias. O segundo tipo, *framestone* compreende estruturas carbonáticas formadas a partir de hidrófitas, onde a precipitação de carbonato de cálcio se dá majoritariamente no interior do organismo a partir de processos metabólicos, seguidos por nucleação externa associada à cianobactérias e processos inorgânicos. No depósito da Fazenda Aurora as hidrófitas mais comuns são algas do gênero *Chara*.

Os processos relacionados à formação dos fitoermas do tipo *boundstone* são importantes nesta dissertação, uma vez que essas estruturas perfazem grande parte do depósito de tufas estudado.

Segundo Pedley (1992), de forma generalizada, para que haja a formação dos fitoermas do tipo *boundstone* deve ocorrer inicialmente à submersão (ou ao menos a constante umidificação) de estruturas vegetais *in situ* como caules, ramos e folhas, que servirão de anteparo para o desenvolvimento da tufa (Figura 29 a). A superfície vegetal externa submergida é então colonizada por cianobactérias e diatomáceas que, ao produzirem EPS para fixação e proteção da colônia, fornecem substrato para as primeiras nucleações de carbonato. A sequência de formação de fitoermas dá-se frequentemente por uma primeira lâmina heterogênea de micrita, cuja deposição ocorreria sob influência orgânica (PEDLEY, 1992), seguida por uma lâmina homogênea de esparita, geralmente relacionada a processos abióticos de precipitação (Figura 29 c). O padrão de incrustação é policíclico, relacionado a variações climáticas no decorrer do ano, e as incrustações se repetem enquanto as condições ambientais permanecem favoráveis.

No decorrer da formação do fitoerma, logo após as primeiras incrustações, é comum a decomposição do anteparo vegetal (Figura 29 b), no entanto as camadas/lâminas carbonáticas inicialmente precipitadas são suficientemente rígidas para evitar o colapso do edifício carbonático.

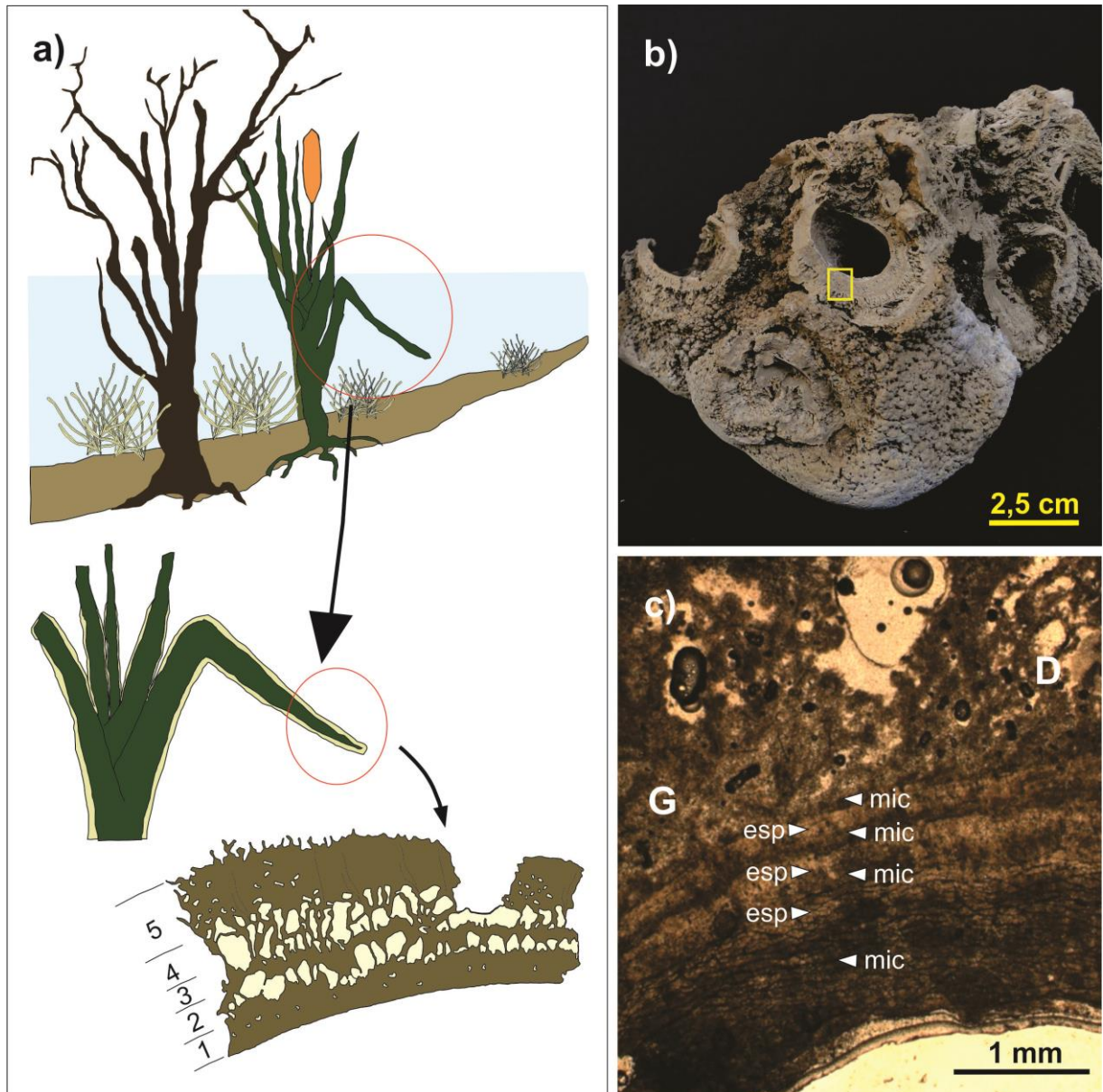


Figura 29 – Esquema de formação de fitoermas (*tipo boundstone*). A) esquema geral de formação dos fitoermas (1– primeira cimentação por micrita, 2, 3 e 4 alternância de camadas esparíticas, micríticas e esparíticas, respectivamente e 5 – porção externa, porosa, rica em filamentos de cianobactérias mineralizados – típica textura dendrolítica). Adaptado de Pedley (1990). B) Fragmento basal de fitoerma com moldes vegetais *in situ*. Retângulo amarelo indica a posição de (c). C) Lâmina delgada evidenciando padrão de precipitação típico de fitoermas (comparar com sequência de 1 a 5 do item a). Notar textura dendrolítica (D) na porção superior da imagem.

Entre os caules é comum a ocorrência de peloides, conchas de gastrópodes, folhas e ramos que são cimentados e incorporados posteriormente ao fitoerma (PEDLEY, 1992).

5.4.1.1 Tufas autóctones fitoermais (*boundstone*) – tipo retilíneo

Os fitoermas do tipo retilíneo, designados como *Muros* em Rohn et al., (2015) ocorrem majoritariamente sobre o eixo principal do depósito (paralelos à elongação do paleovale). Conformam alinhamentos métricos de vários fitoermas, de forma paralela (Figura 30 a) ou simples (Figura 30 b), que em alguns pontos ultrapassam 10 m de extensão.

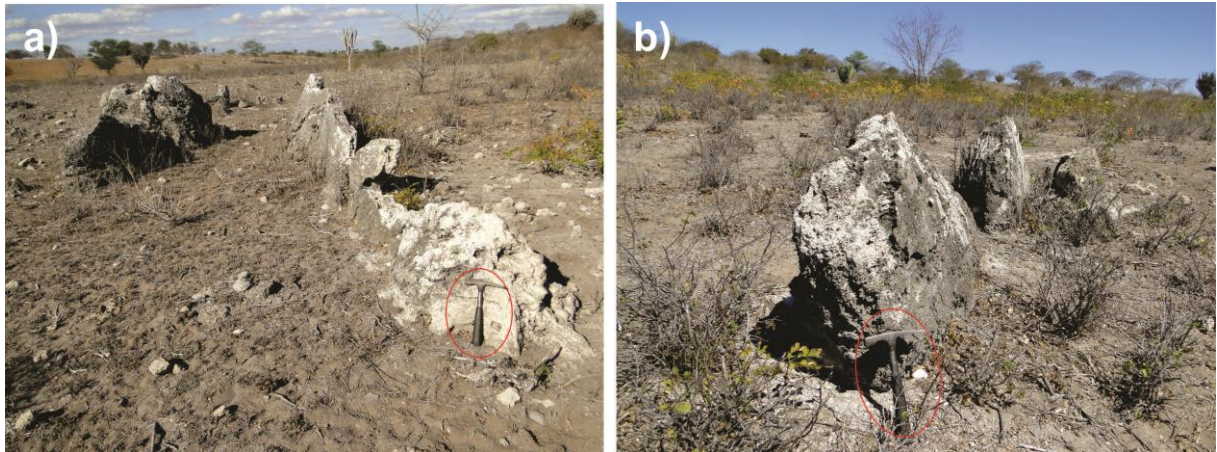


Figura 30 – Visão geral das principais formas de ocorrência do fitoermas (*boundstone*) do tipo retilíneo. A) Alinhamentos paralelos. B) Alinhamentos simples.

Os fitoermas retilíneos são verticais, possuem altura média de 0,7 m, espessura máxima de 0,3 m e comprimento entre 0,8 e 4 m (Figura 31). Um fitoerma do tipo retilíneo pode ocorrer isolado, porém mais comumente encontra-se paralelo a vários fitoermas do tipo cônico alinhados ou paralelo a um outro fitoerma do tipo retilíneo à distância de 1,5 a 2 m. Neste caso, a face vertical do fitoerma voltada para o fitoerma paralelo é aqui designada como face “interna” e sua face oposta como “externa”.

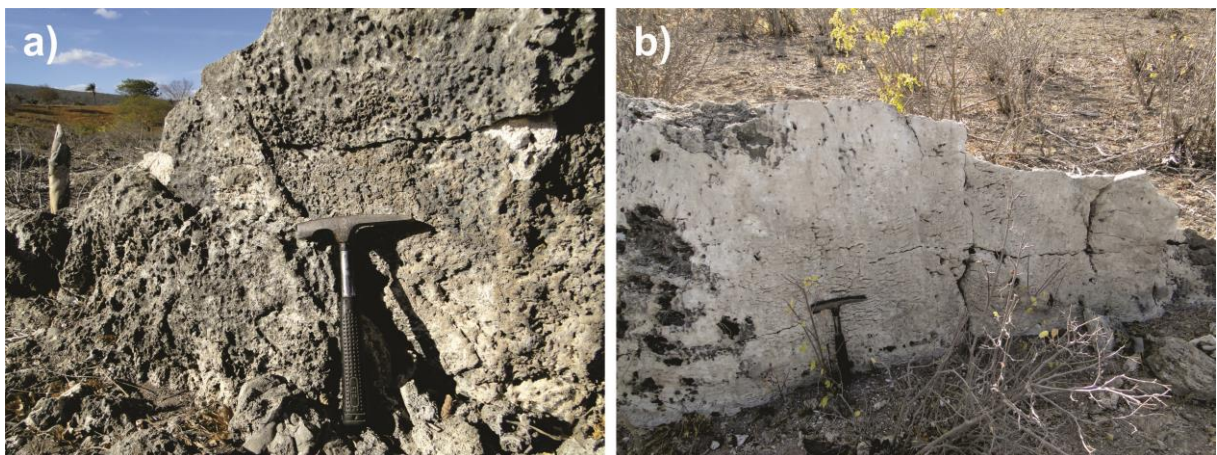


Figura 31 – Visão geral de fitoermas (*boundstone*) do tipo retilíneo. A) Face externa. B) Face interna.

Na porção basal da face externa, os fitoermas do tipo retilíneo exibem inúmeros moldes de vegetais *in situ*, dispostos de forma organizada, com formato circular e interiores

ocos (Figura 32 a e b). Os moldes são pouco abundantes ou ausentes no interior do fitoerma. A face interna do fitoerma apresenta padrão acamadado e ausência de moldes vegetais (Figura 32 c).

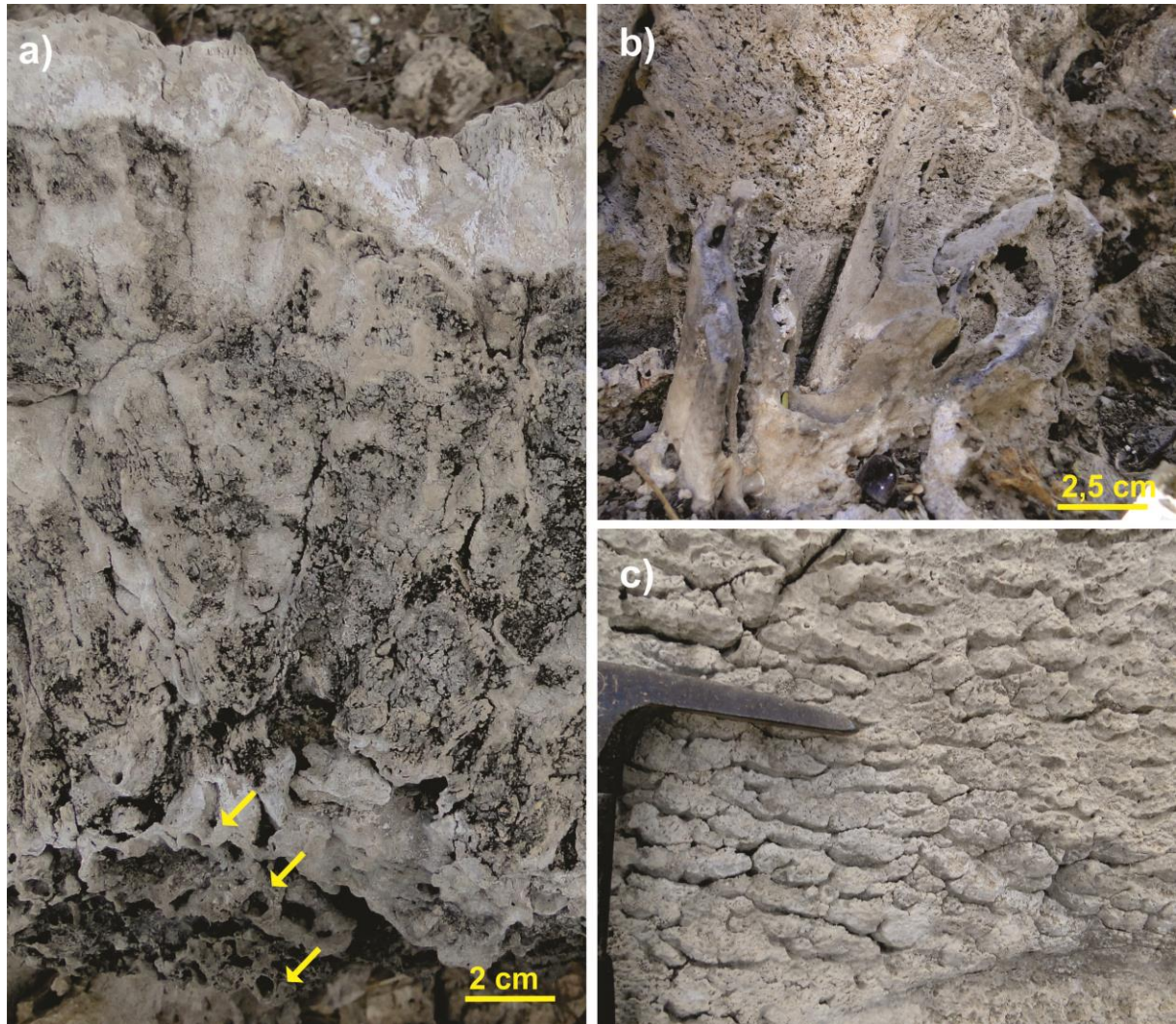


Figura 32 – Visão geral de fitoerma (*boundstone*) do tipo retilíneo. A) Vista superior da porção mediana de fitoerma quebrado. Notar presença de moldes circulares de vegetais na face externa (setas). B) Detalhe de molde de vegetal – porção basal da face externa. C) Detalhe de textura homogênea, levemente acamadada - da porção basal da face interna.

Em amostras seccionadas horizontalmente, os moldes exibem cimentação por camadas de carbonato muito finas, escuras, circulares e homogêneas a olho nu (Figura 33). Pontualmente entre os moldes, ocorrem vazios não preenchidos por carbonato, provavelmente produto da decomposição de anteparos vegetais (Figura 33 a). A partir dos moldes circulares ocorre o desenvolvimento de camadas alternadamente densas e porosas com espessura milimétrica, em direção à face interna do fitoerma. Na porção proximal aos moldes, estas camadas originaram estruturas elipsoides horizontais, divergentes, lembrando estromatólitos colunares horizontais (Figura 33 b). No sentido distal, as estruturas elipsoides são substituídas por um padrão ondulado similar ao estromatolítico pseudocolunar, ainda no sentido da face

interna do fitoerma. Os pares de carbonato denso e poroso se repetem de forma cíclica até a superfície oposta do fitoerma.

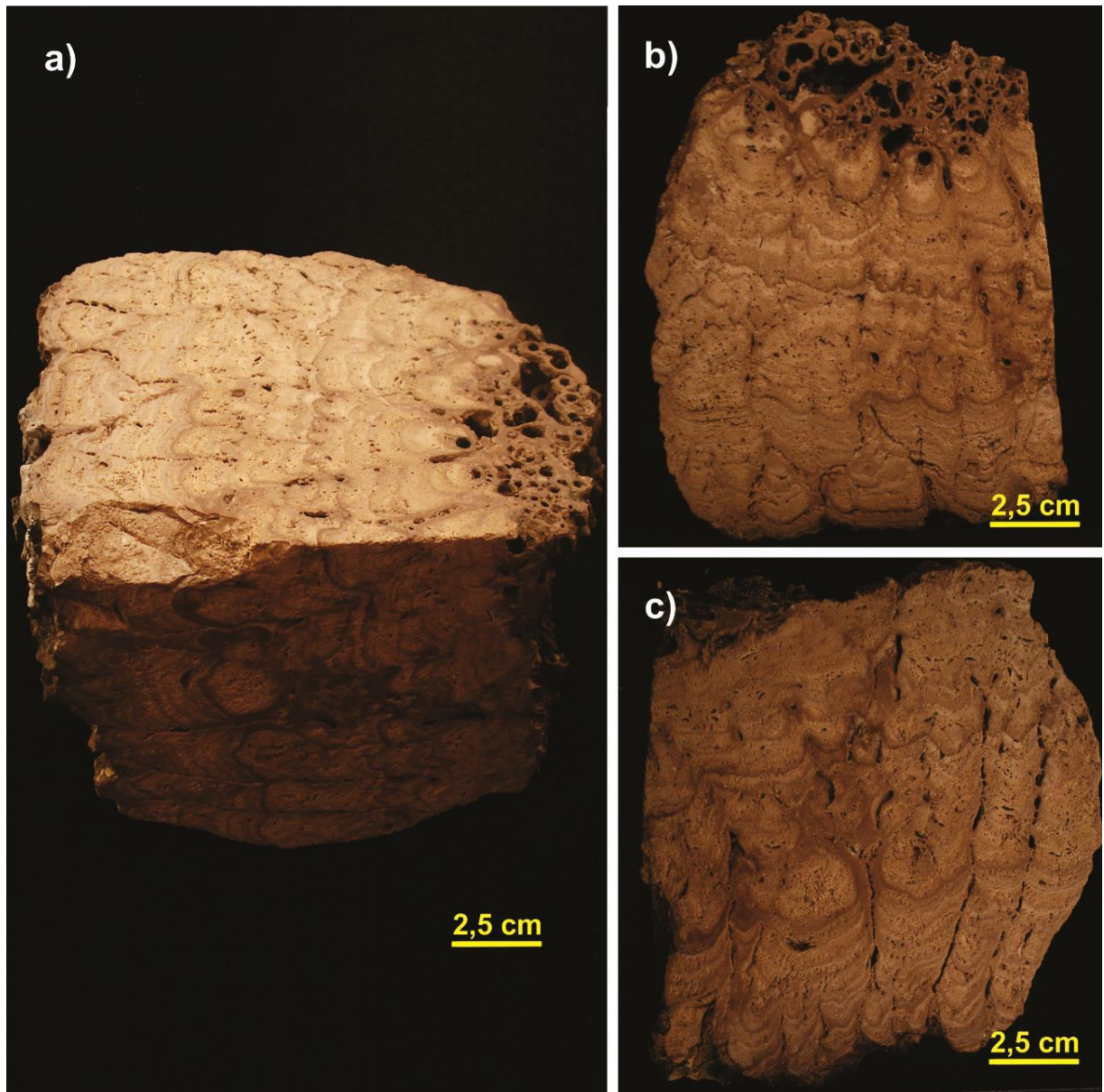


Figura 33 - Fitoerma (*boundstone*) do tipo retilíneo – amostra seccionada. A) Visões perpendicular e paralela as aos moldes vegetais. B) Detalhe de poção perpendicular aos moldes vegetais. C) Aspecto geral paralelo aos moldes vegetais.

Microscopicamente os fitoermas do tipo retilíneo apresentam moldes milimétricos circulares (caules) (Figura 34 d) e alongados (folhas) (Figura 34 c), raros grãos siliciclásticos (quartzo), moldes de cianobactérias e raros bioclastos como conchas de moluscos. A textura próxima aos moldes é laminada (L) (Figura 34 a e d), marcada pela alternância entre lâminas de micrita (até 50 μm) e lâminas de esparita até (50 μm). Sobre a textura laminada ocorre textura dendrolítica (D), composta por filamentos de cianobactérias (cf. *Phormidium* sp.)

(Figura 34 b). Entres os moldes vegetais, é comum a presença de peloides cimentados por esparita, conformando textura grumosa (G) (Figura 34 d). Alguns moldes vegetais apresentam em seu interior material castanho indiferenciado (matéria orgânica?) (Figura 34 c). A porosidade é muito alta (maior que 25%) dos tipos móldica (caules, folhas e bactérias) e fenestral (Figura 34 a).

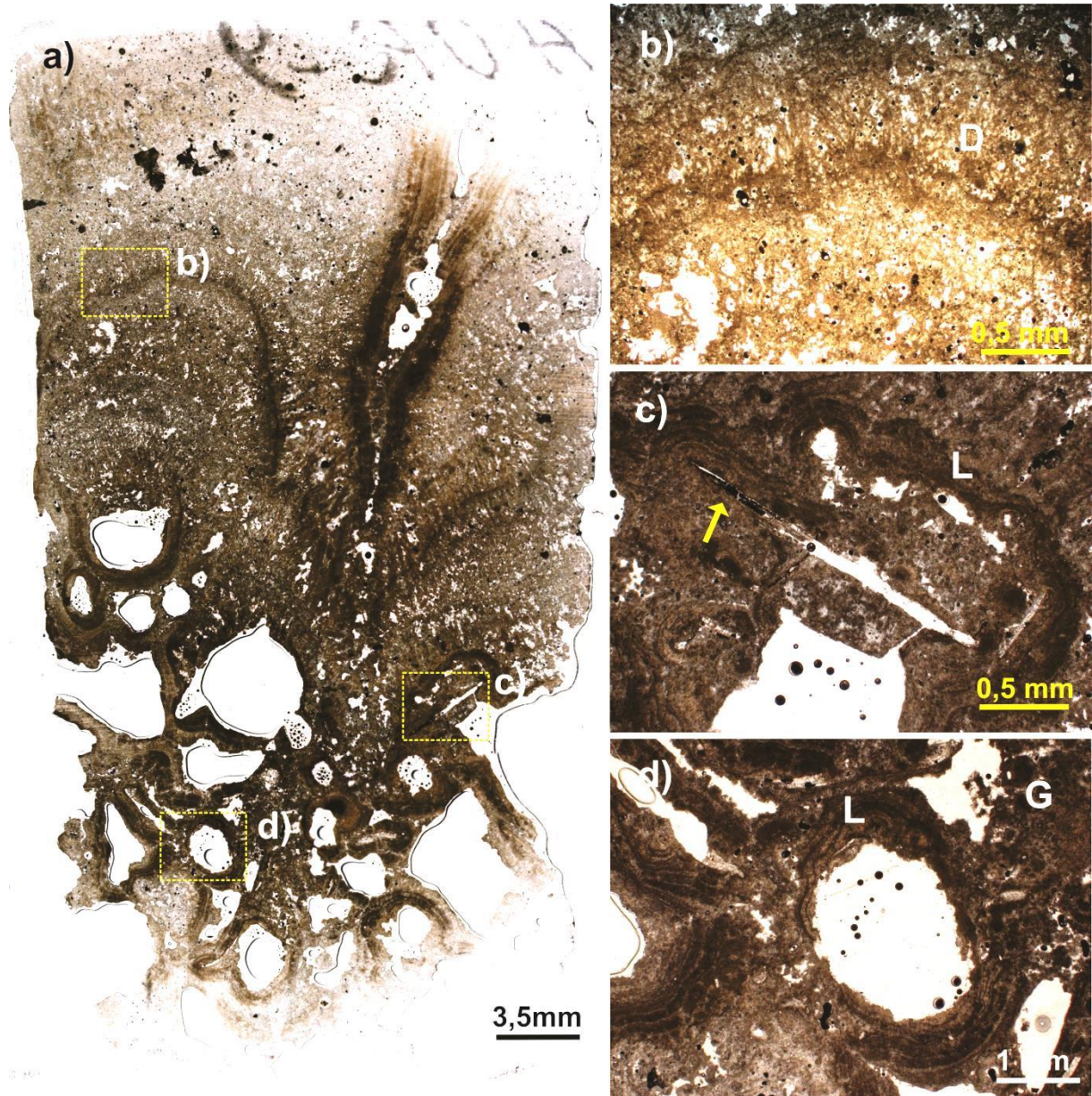


Figura 34 – Lâmina delgada - fitoerma (*boundstone*) do tipo retilíneo. A) Visão geral. Polarizador paralelo. Retângulos indicam a posição das imagens de detalhe b, c e d. B) Detalhe de textura dendrolítica (D). Polarizador paralelo. C) Detalhe de textura laminada (L) sobre molde alongado de folha. Seta indica material indiferenciado, provável resquício de matéria orgânica vegetal. Polarizador paralelo. D) Detalhe de textura laminada (L) sobre molde de caule e textura grumosa (G) em porção distal. Polarizador paralelo.

5.4.1.2 Tufas autóctones fitoermais (*boundstone*) – tipo cônico

Os fitoermas do tipo cônico, correspondentes aos *Cones e Semicones* de Rohn et al., (2015) afloram majoritariamente sobre o eixo principal do depósito (paralelos à elongação do paleovale), com raras estruturas isoladas (Figura 19). São os fitoermas mais abundantes na Fazenda Aurora. Ocorrem comumente em alinhamentos de dezenas de metros compostos por vários fitoermas (Figura 35 a) e por vezes paralelos a fitoermas do tipo retilíneo (Figura 19 a). Ocorrem também, de forma menos expressiva, em aglomerações circulares (Figura 35 b).

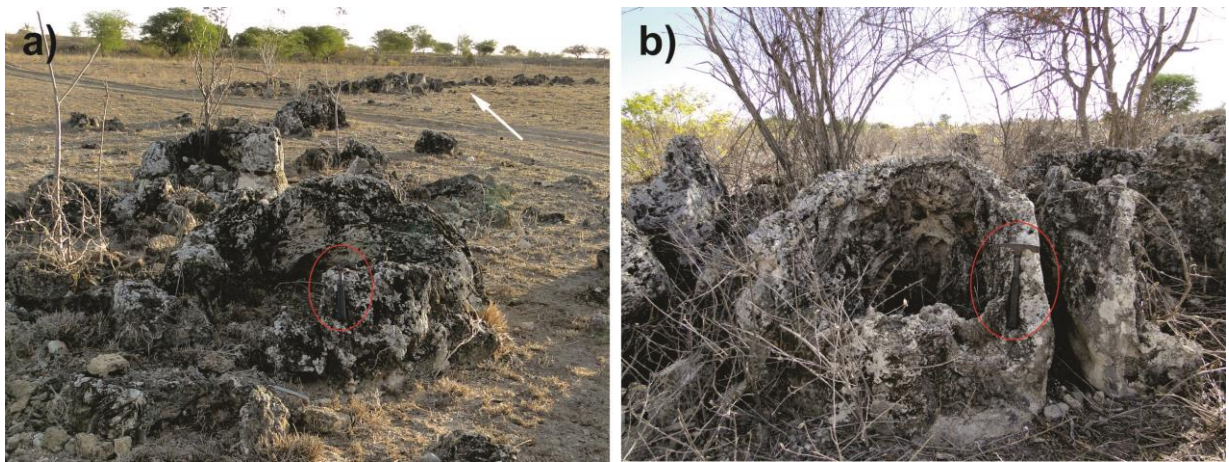


Figura 35 – Forma de ocorrência dos fitoermas (*boundstone*) do tipo cone. A) Fitoermas cônicos alinhados (seta). B) Agrupamento circular (visão parcial).

Os fitoermas do tipo cone são assimétricos e essencialmente cônicos, com abertura no topo e interior sem preenchimento. Exibem altura entre 0,3 e 0,7 m, paredes com espessura entre 0,15 e 0,3 m e diâmetro entre 0,5 e 1,2 m. Frequentemente apresentam a parede voltada para E com menor espessura ou mesmo ausente (Figura 36).

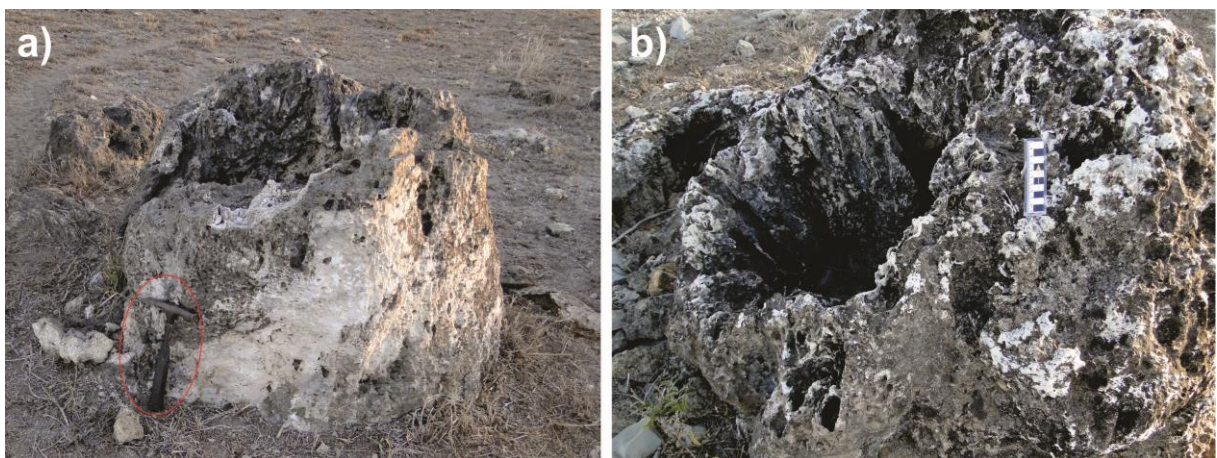


Figura 36 – Visão geral dos fitoermas (*boundstone*) do tipo cone. A) Ausência de parede voltada para E. B) Detalhe de interior oco, rico em moldes vegetais. Notar assimetria na espessura das paredes.

As paredes internas do fitoerma do tipo cônico são ricas em moldes vegetais, frequentemente organizados em posição vertical (Figura 37). Alguns fitoermas apresentam moldes vegetais dispostos de forma caótica na porção basal interna. A superfície da parede exterior apresenta textura homogênea, localmente acamada (Figura 36 a).

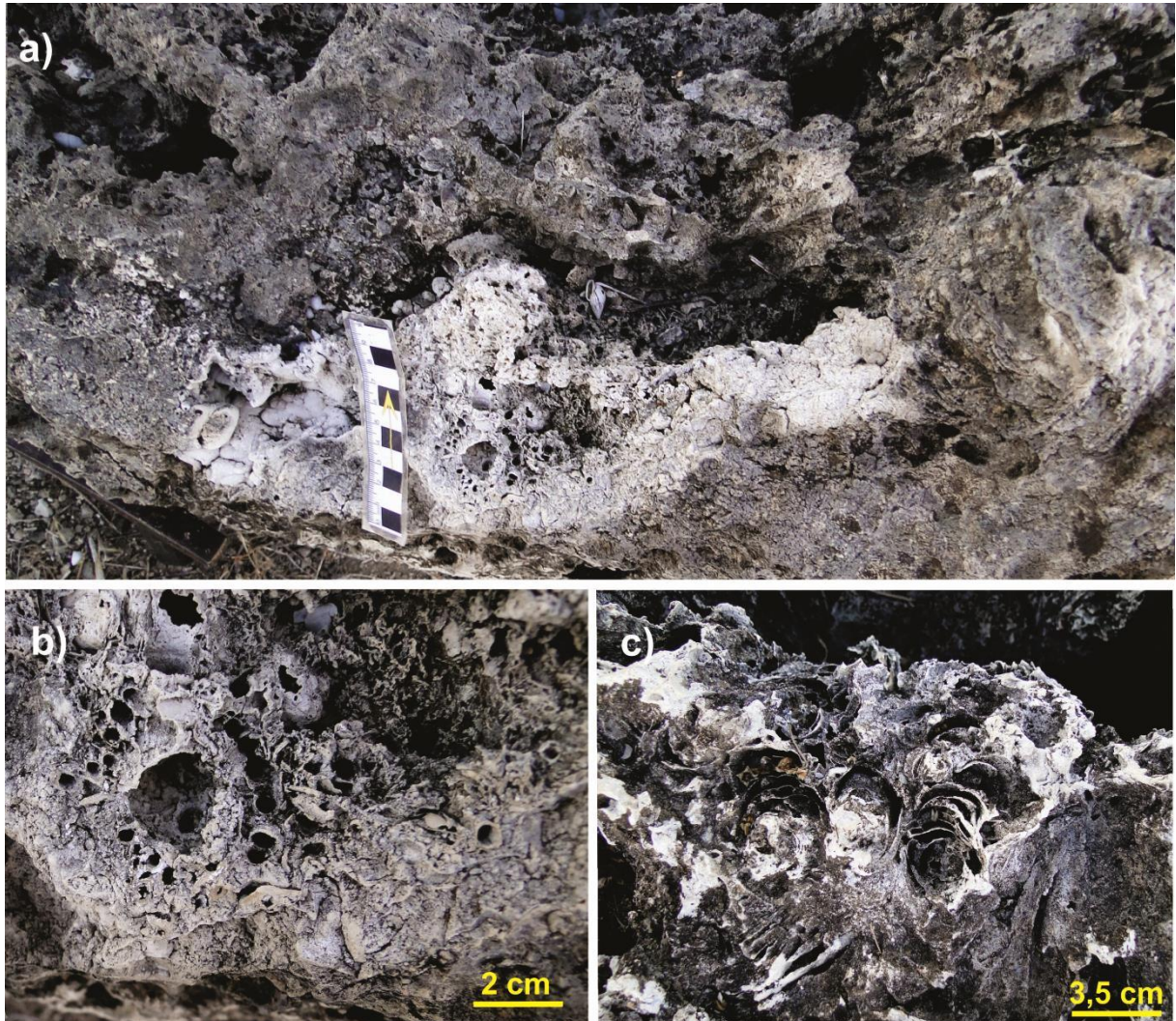


Figura 37 – Vista perpendicular de paredes dos fitoermas (*boundstone*) do tipo cone. A) Moldes circulares de *Typha* (porção externa). Notar presença de poros e cavidades na parede. B) e C) Detalhe de moldes circulares de *Typha*.

Segundo Rohn et al., (2015), os moldes vegetais presentes nestes fitoermas representam as porções basais das bainhas foliares de plantas do gênero *Typha* - monocotiledônea quase cosmopolita de habitats aquáticos e úmidos. Caules finos não identificados, raízes e conchas de pequenos gastrópodes plano-espirais perfazem as estruturas fossilíferas preservadas no interior deste fitoerma. Em amostras seccionadas horizontalmente, os fitoermas do tipo cônico apresentam estrutura crostiforme nas imediações do molde vegetal, seguida pela estrutura acamadada, levemente organizada concentricamente que se estende em por toda a parede até a face interna (Figura 38).

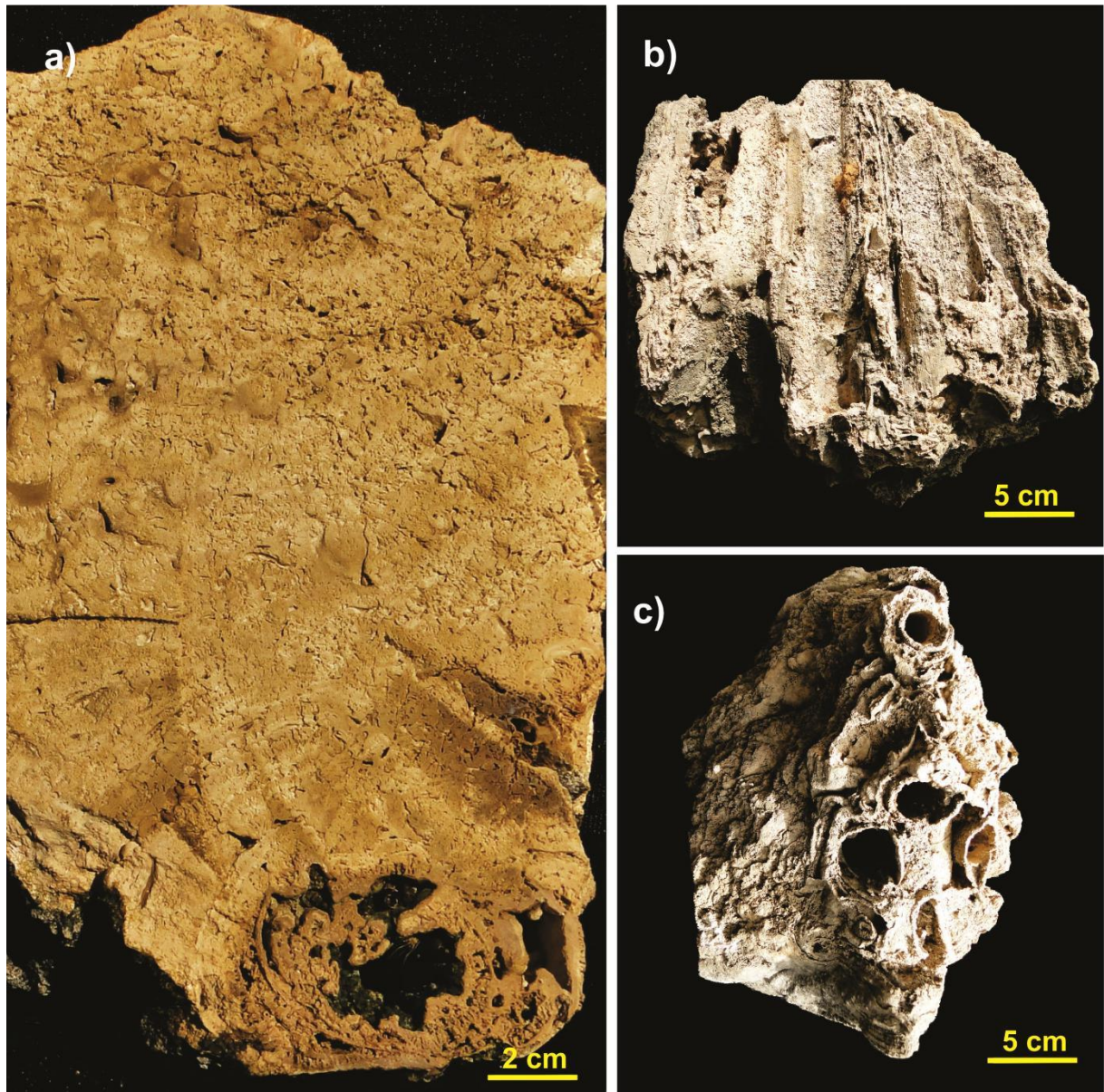


Figura 38 – Fitoerma (*boundstone*) do tipo cone. A) Detalhe de parede de fitoermas (*boundstone*) do tipo cone seccionada horizontalmente. B) e C) Visão lateral e transversal de moldes de *Typha*.

Microscopicamente os fitoermas do tipo cone apresentam moldes alongados (folhas) e circulares (caules), raros grãos siliciclásticos (quartzo) e raros bioclastos, frequentemente conchas de moluscos (Figura 39). A textura próxima aos moldes é laminada (L), marcada pela alternância entre lâminas de micrita (até 50 μm) e lâminas de esparita (até 50 μm). Sobre a textura laminar ocorre textura grumosa (G), composta essencialmente por pelóides cimentados por esparita e textura dendrolítica (D), composta por filamentos de cianobactérias. Algumas amostras, nas porções distais dos moldes, podem apresentar intercalação entre níveis com textura laminada (L) e níveis com textura dendrolítica (D), com os filamentos frequentemente perpendiculares às laminações. A porosidade é muito alta (maior que 25%) dos tipos móldica (caules, folhas e cianobactérias), vugular e fenestral (Figura 38).

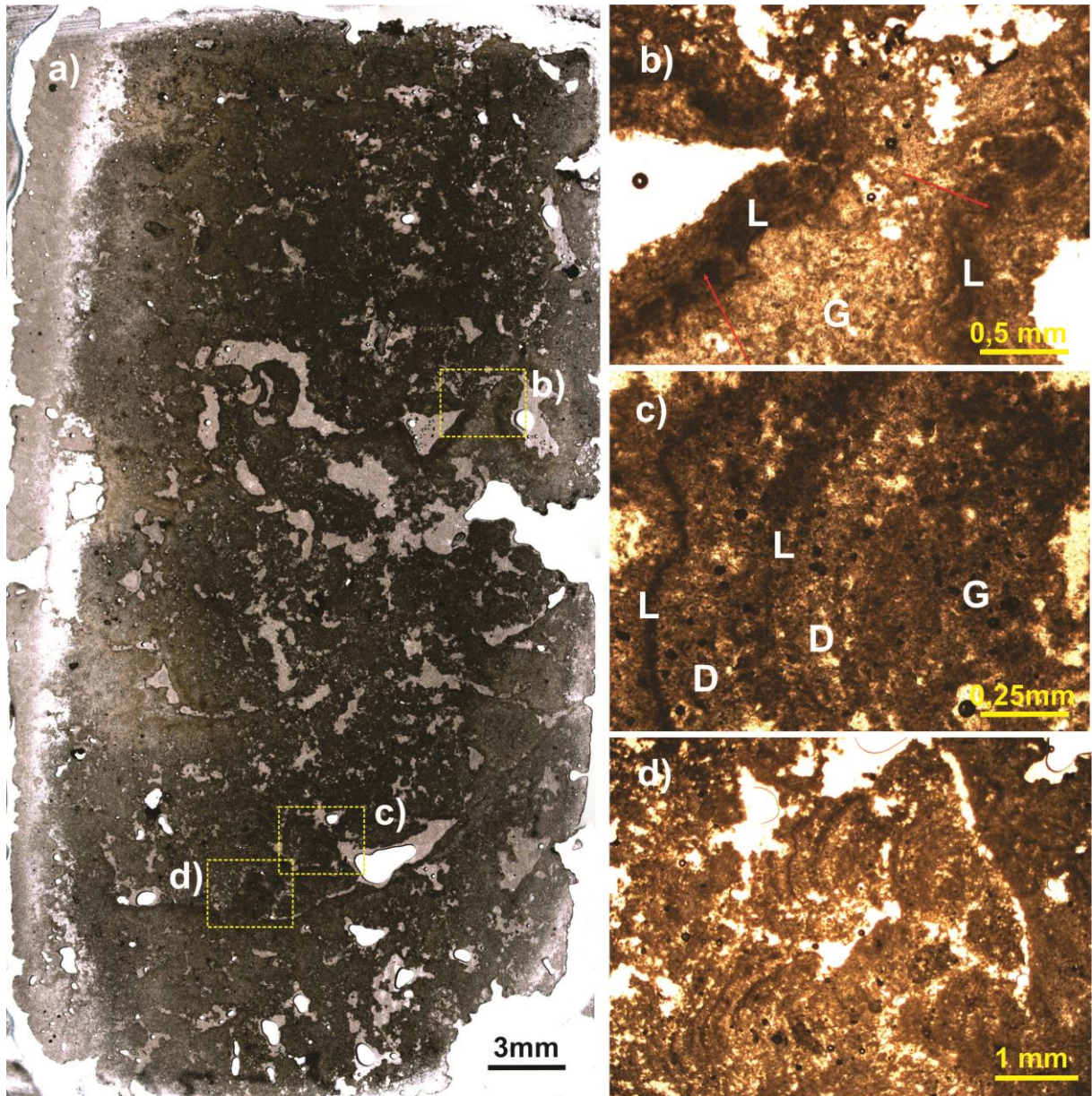


Figura 39 – Lâmina delgada - fitoerma (*boundstone*) do tipo cone. A) Visão geral. Polarizador paralelo. Retângulos indicam a posição das imagens de detalhe b, c e d. B) Detalhe de textura laminada (L) sobre molde de folha, e textura grumosa (G). Polarizador paralelo. C) Detalhe de textura dendrolítica (D) intercalada à textura laminada (L) e textura grumosa (G). Polarizador paralelo. D) Detalhe de porosidade (porções claras) associada à textura dendrolítica. Polarizador paralelo. Imagens c e d rotacionadas em relação à imagem a.

5.4.1.3 Tufas autóctones fitoermais (*boundstone*) – tipo microterraço

Os fitoermas do tipo microterraço, denominados como *Barragens* em Rohn et al. (2015), ocorrem comumente próximos ao eixo principal do depósito (frequentemente perpendiculares à elongação do paleovale) em áreas com um pequeno declive (Figura 19).

Conformam afloramentos pontuais, frequentemente compostos por conjuntos de pequenos canais (Figura 40 a) e terraços escalonados (Figura 40 b). Nas porções mais baixas da área de estudo, estes fitoermas também parecem ocorrer, porém estão parcial ou totalmente recobertos por sedimentos inconsolidados (Figura 42 a).

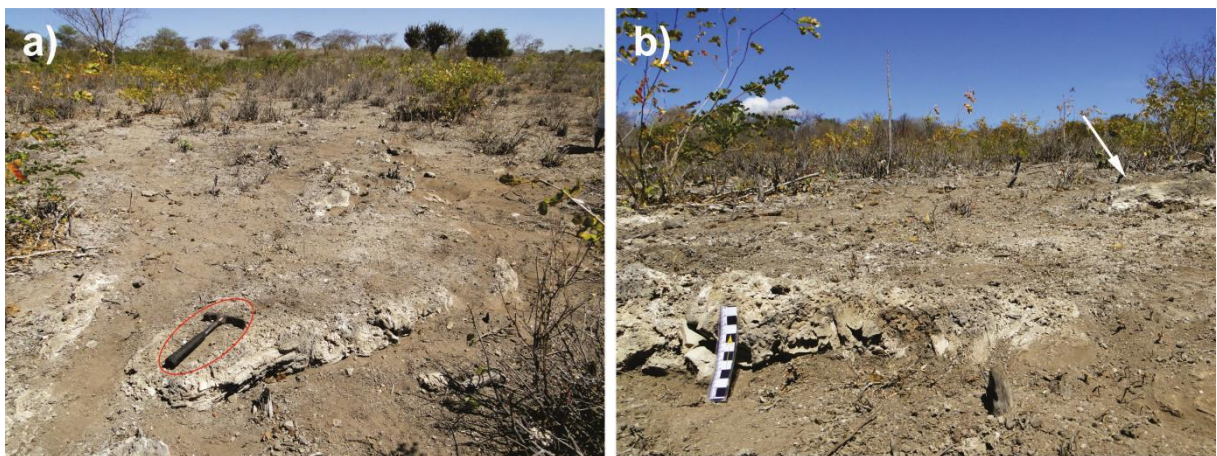


Figura 40 – Forma de ocorrência dos fitoermas (*boundstone*) do tipo microterraço. A) Pequenos canais formado entre fitoermas tipo microterraço. B) Fitoermas escalonados, seta indica fitoerma em posição elevada do terreno.

Os fitoermas do tipo microterraço são caracteristicamente horizontais (Figura 39 a), com alturas não superiores a 0,15 m (Figura 40 b). Em planta apresentam formato circular a semicircular ou alongado (comprimentos geralmente inferiores a 2 m) (Figuras 40 a 41). As paredes externas são convexas, sinuosas, pouco espessas e ricas em protuberâncias (Figuras 41 b e c).

A porção interna dos microterraços é preenchida por emaranhados de talos de algas carófitas dispersas de forma aleatória ou levemente orientadas (Figura 41 a e Figura 43 b), além de fragmentos carbonáticos detríticos, sedimentos inconsolidados, moldes vegetais aleatoriamente distribuídos e conchas de gastrópodes.

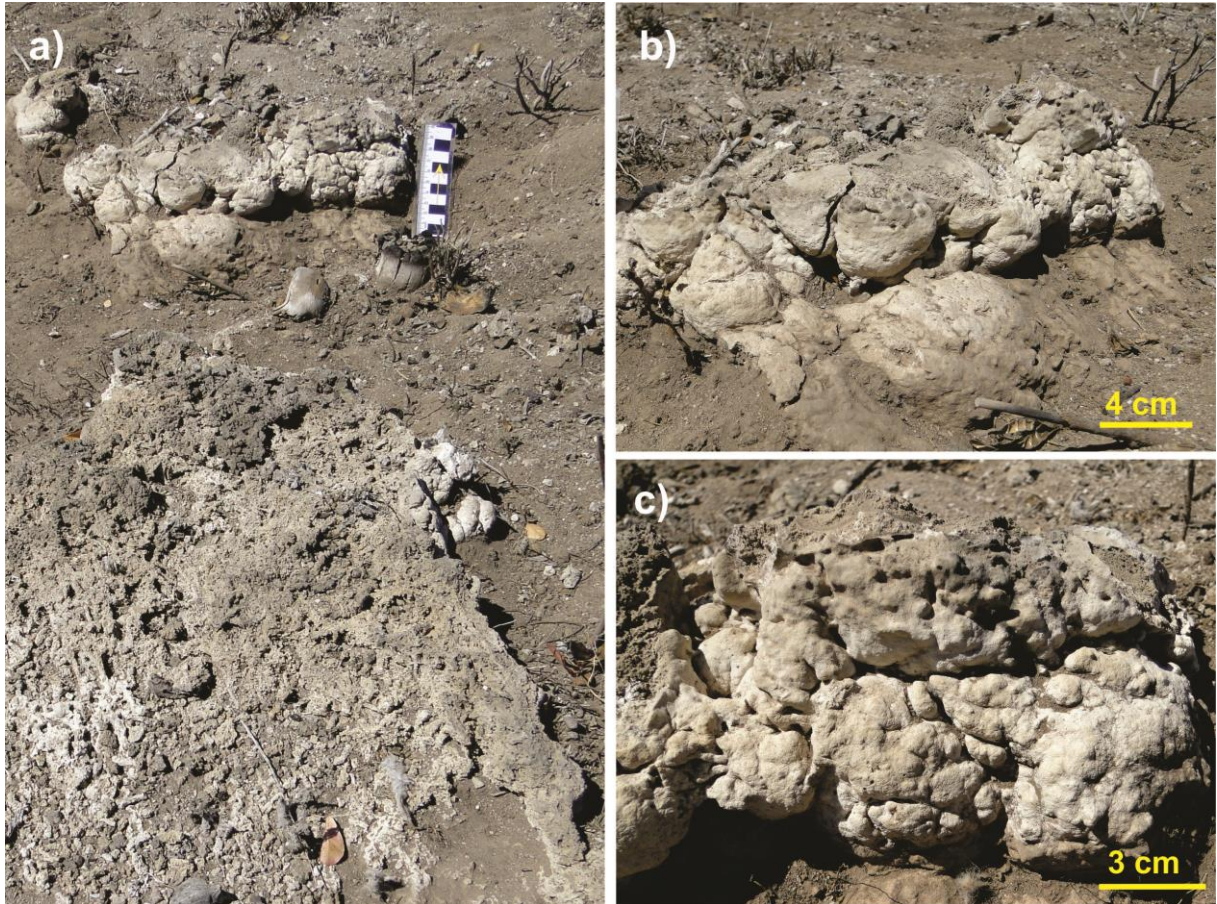


Figura 41 – Fitoermas (*boundstone*) do tipo microterraço. A) Detalhe de dois fitoermas paralelos conformando pequeno canal. Notar preenchimento do fitoerma inferior por talos de algas ligeiramente orientados e presença de sedimentos inconsolidados encobrendo fitoerma superior. B) e C) Detalhe de protuberâncias na face externa dos fitoermas.

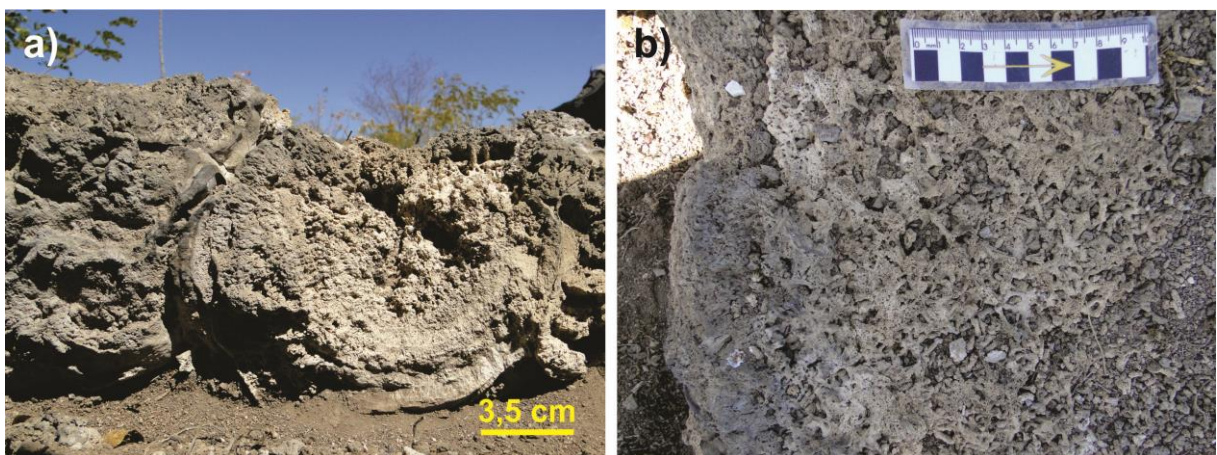


Figura 42 – Fitoerma (*boundstone*) do tipo microterraço. A) Detalhe de fitoerma com parede fragmentada. Notar intercalação entre camadas densas, milimétricas e camadas porosas, centimétricas. B) Detalhe de preenchimento do fitoerma por talos de algas dispostos de forma aleatória.

Amostras fragmentadas de fitoermas do tipo microterraço exibem moldes circulares e alongados de pequenos caules e finas raízes, e intercalações entre camadas densas, milimétricas e porosas, centimétricas (Figura 42 a). A porção interna da parede (voltada para

o interior do fitoerma) é frequentemente repleta de fragmentos de algas e pequenos moldes vegetais (Figura 43 b e c).

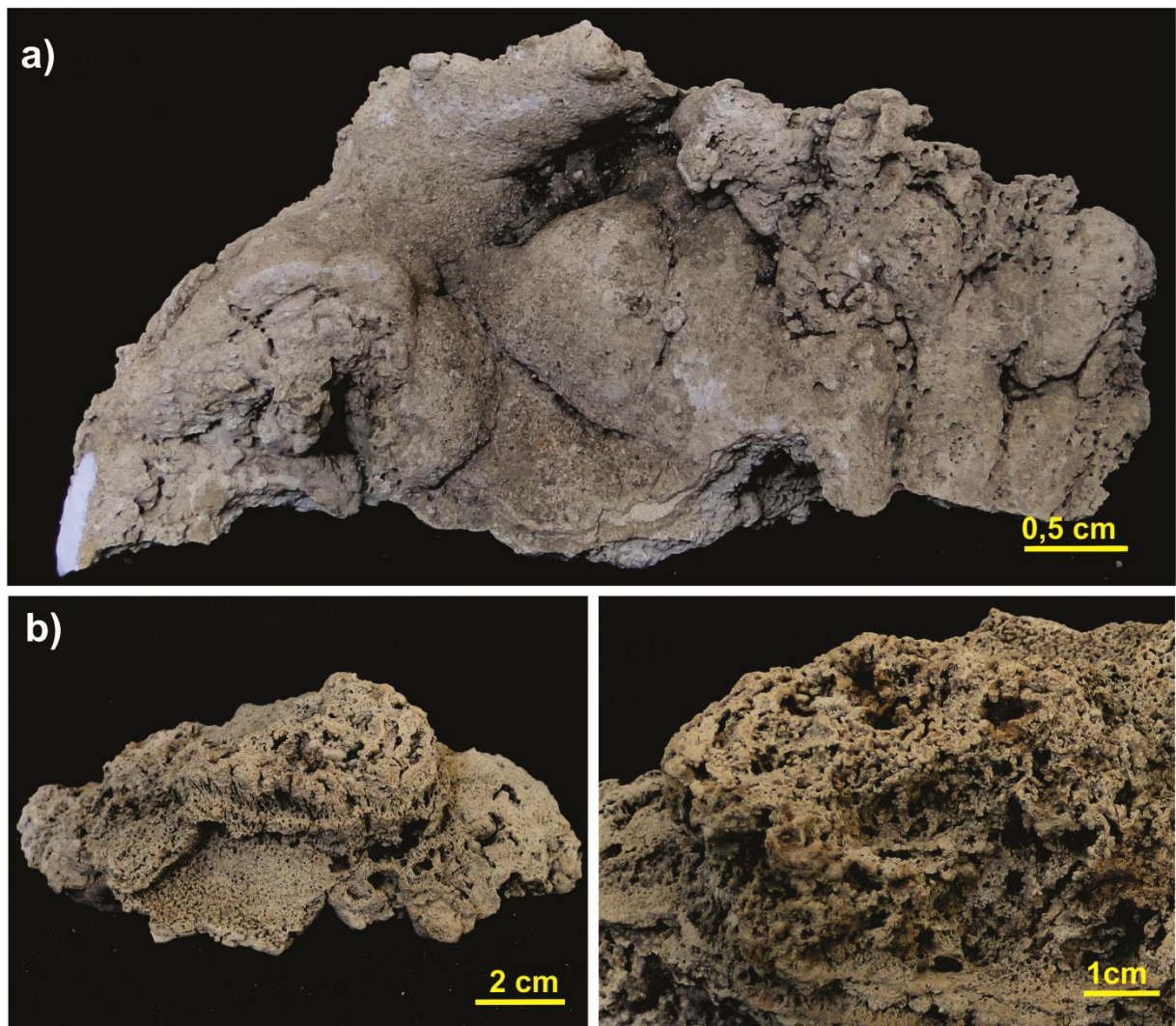


Figura 43 – Fitoerma (*boundstone*) do tipo microterraço. A) Detalhe da porção externa de fragmento de fitoerma microterraço. Notar aspecto grumoso, levemente sinuoso e a presença de moldes de pequenos caules e finas raízes (porção superior direita). B) Detalhe da porção interna de fragmento de fitoerma microterraço. C) Detalhe de (b). Notar presença de porosidade associada.

Microscopicamente as seções delgadas das paredes externas dos microterraços revelam a presença de textura laminada (L) composta por cíclicas laminações milimétricas de micrita e esparita, intercaladas entre lâminas com textura dendrolítica (D) composta por filamentos de cianobactérias orientados em posição ortogonal à laminação. A análise petrográfica do material carbonático contido no interior de um microterraço (Figura 44) revelou a presença de moldes de vegetais, possivelmente musgos (Figura 44 c), algas com diâmetro médio de 200 μm (provavelmente da ordem *Zygnematales*) (Figura 44 b), fragmentos de bioclastos (concha de moluscos) (Figura 44 d), pelóides e raros grãos siliciclásticos (quartzo). Os moldes vegetais apresentam cimentação com intercalação entre

lâminas de micrita e lâminas de esparita, e exibem nas porções distais pelóides cimentados por esparita – textura grumosa (G). Moldes de filamentos de cianobactérias ocorrem de forma pontual. A porosidade é muito alta (acima de 25%) dos tipos, móldica, interpartícula e intercrystalina.

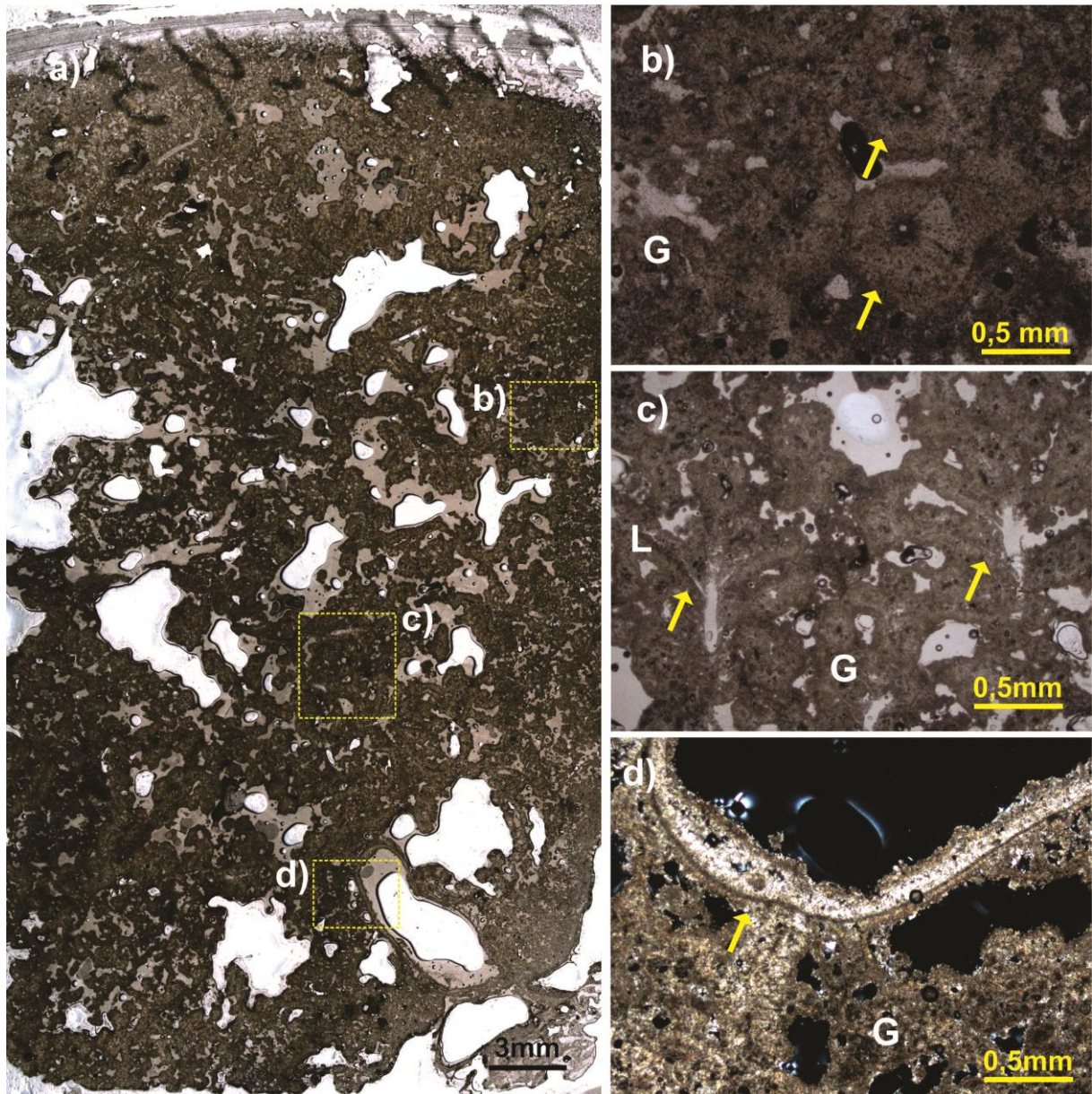


Figura - 44 Lâmina delgada de material contido no interior de fitoerma (*boundstone*) do tipo microterraço. A) Visão geral. Polarizador paralelo. Retângulos indicam a posição das imagens de detalhe b, c e d. B) Detalhe de algas provavelmente da ordem *Zygnematales* (setas). Polarizador paralelo. C) Detalhe moldes, em corte transversal, de musgos (seta). Polarizador paralelo. D) Detalhe de fragmento de gastrópode (seta) e textura grumosa (G) na porção inferior da imagem. Polarizador cruzado. Imagens c e d rotacionadas em relação à imagem a.

5.4.1.4 Tufas autóctones fitoermais (*boundstone*) – tipo troncos de vegetais superiores

Os fitoermas do tipo tronco de vegetais superiores, denominados como *Incrustação em tronco vegetal* em Rohn et al., (2015), ocorrem de forma pontual na margem norte do paleovale, em área ligeiramente elevada e fora do eixo principal do depósito (Figura 18). É o fitoerma de menor ocorrência em todo o depósito estudado.

Os fitoermas ocorrem frequentemente truncados próximo à base (Figura 45 b), sendo comum a ocorrência de fragmentos rolados e possivelmente afastados de suas respectivas origens (Figura 45 a).



Figura 45 – Fitoerma (*boundstone*) do tipo tronco de plantas superiores. A) Visão geral da área de ocorrência dos fitoermas fragmentados. B) Detalhe de fitoerma *in situ*. Notar moldes circular possivelmente de raiz.

Os fitoermas deste tipo são constituídos essencialmente por um tronco de vegetal superior, incrustado por sucessivas camadas concêntricas de carbonato (Figura 46). Os exemplares coletados apresentam base com até 0,4 m de diâmetro, sendo comum sua ramificação em moldes menores, circulares, provavelmente raízes (Figura 46 a). A porção superior, a partir da base, apresenta forma cilíndrica, com altura de até 0,7 m e diâmetro uniforme, que não ultrapassa 0,2 m (Figura 46 c).

As camadas de carbonatos que constituem as paredes desse fitoerma são levemente assimétricas, com espessuras variando em um mesmo fitoerma entre 0,05 a 0,1 m (Figura 47 b e c). A porção exterior do fitoerma é lisa ou levemente enrugada (Figura 46 a). Não há preservação do vegetal no interior do fitoerma, o que confere o formato cilíndrico e frequentemente oco de seu interior. Por vezes pode ocorrer o preenchimento do interior do fitoerma por carbonato (Figura 47 b e c).

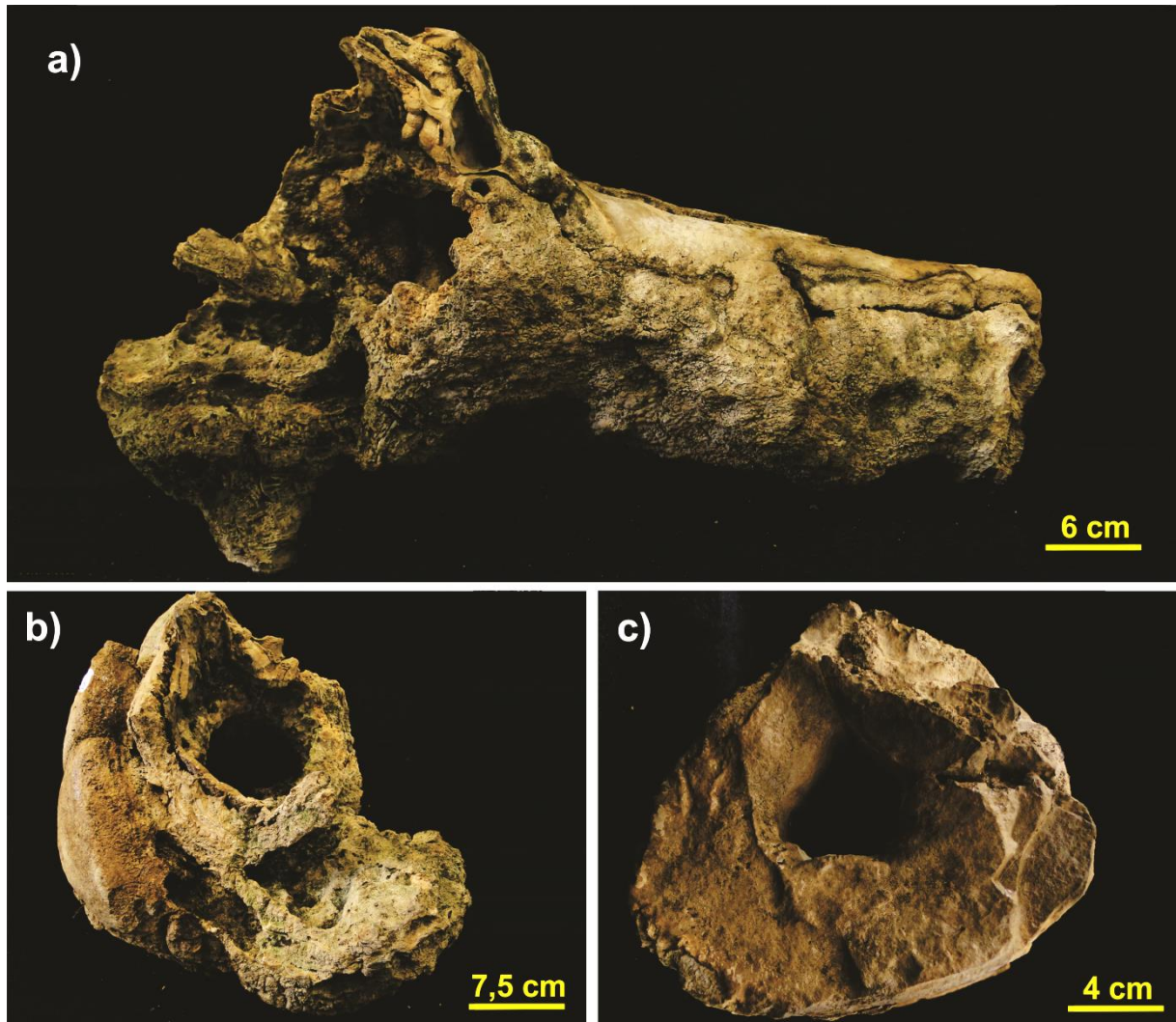


Figura 46 – Fitoerma (*boundstone*) do tipo tronco de plantas superiores. A) Aspecto longitudinal. Notar base ramificada (porção da esquerda) com diâmetro maior que no topo da amostra (porção da direita). B) Aspecto da superfície basal (aproximadamente transversal) da amostra. Notar o molde cilíndrico de tronco na porção central da estrutura. C) Aspecto da superfície superior (aproximadamente transversal) da amostra. Notar assimetria das paredes e o molde cilíndrico no centro.

Amostras em corte transversal exibem estrutura acamadada, com padrão concêntrico (Figura 47 c), formado pela alternância de camadas milimétricas/centimétrica porosas e delgadas lâminas densas (Figura 47 c). Estas últimas, por sua vez, são constituídas por lâminas porosas submilimétricas de micrita e lâminas densas submilimétricas esparíticas (estrutura crostiforme). As camadas porosas possuem poros submilimétricos, homogêneos e perpendiculares às laminações.

Entre as camadas pode haver a ocorrência de poros centimétricos, alongados e irregulares. O material que preenche o molde central de alguns fitoermas apresenta textura homogênea, com poros arredondados, sendo comum a ocorrência de grãos siliciclásticos (Figura 47 c).

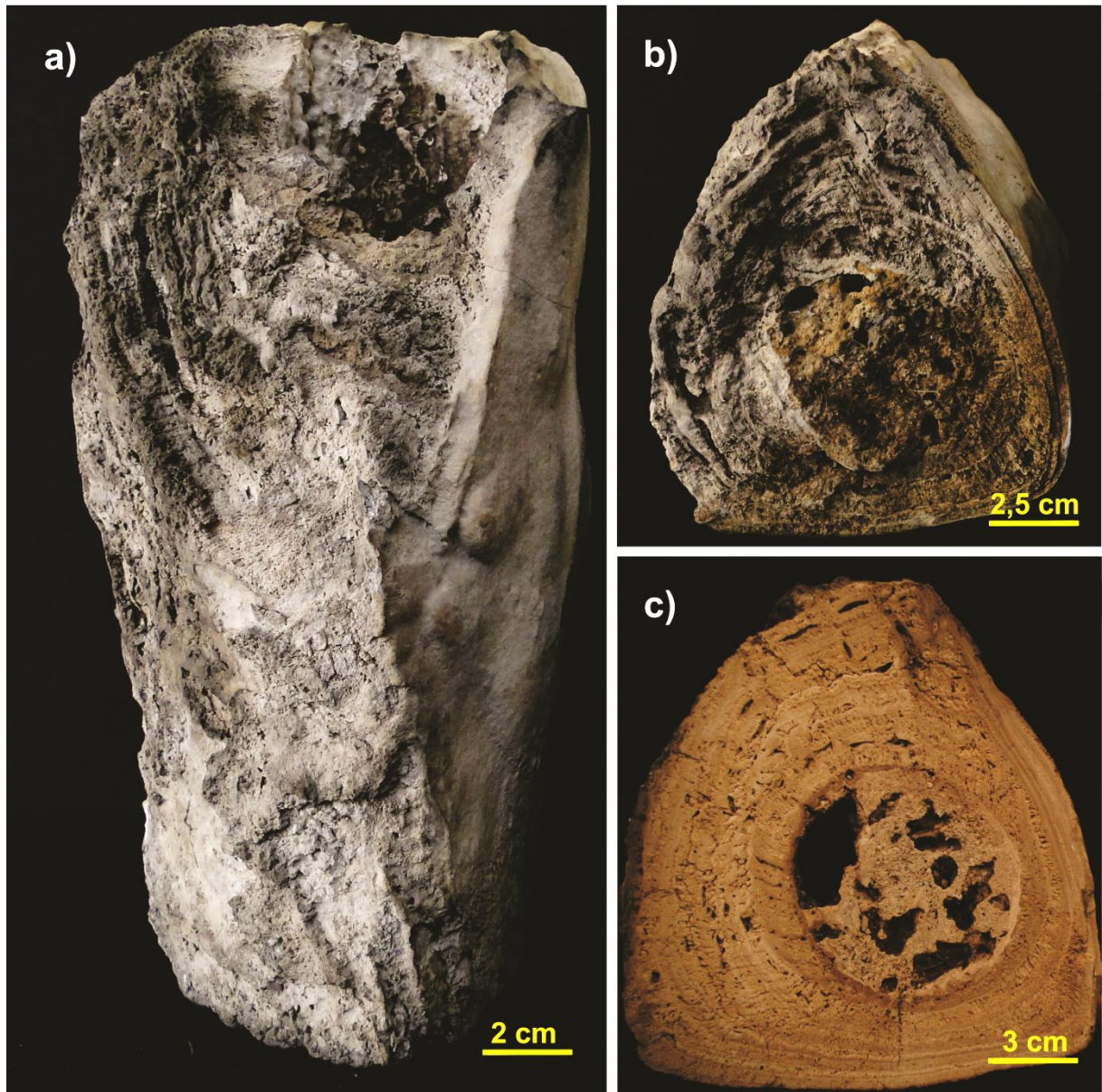


Figura 47 – Fitoerma (*boundstone*) do tipo tronco de plantas superiores. A) Detalhe do exterior do fitoerma com aspecto enrugado (parte superior da imagem). B) Detalhe da porção superior do fitoerma em corte transversal. Notar assimetria da espessura das paredes e molde cilíndrico (centro) preenchido por carbonato. C) Corte transversal da amostra ilustrada em b, detalhe da estrutura acamadada (constituída pela alternância cíclica de níveis crestiformes densos e milimétricos, e níveis porosos, frequentemente centimétricos).

Microscopicamente os fitoermas do tipo tronco de vegetais superiores apresentam padrão planar (Figura 48 a). A textura próxima ao molde vegetal é laminada (L), marcada pela alternância entre lâminas de micrita (até 50 μm) e lâminas de esparita até (50 μm) (Figura 48 d). Sobre a textura laminada ocorrem porções com textura dendrolítica (D), composta por filamentos de cianobactérias (cf. *Phormidium* sp.). Nas porções distais dos moldes, ocorre a intercalação entre níveis com textura laminada e níveis com textura dendrolítica, com os moldes dos filamentos frequentemente perpendiculares às laminações (Figura 48 b). A

porosidade é muito alta (maior que 25%) dos tipos móldica e fenestral (entre os moldes de filamentos).

Alguns fitoermas apresentam o molde central preenchido por peloides, grãos siliciclásticos (quartzo) e raras conchas de gastrópodes; nestes locais as texturas predominantemente são grumosa (G) e micrítica (M) (Figura 48 d).

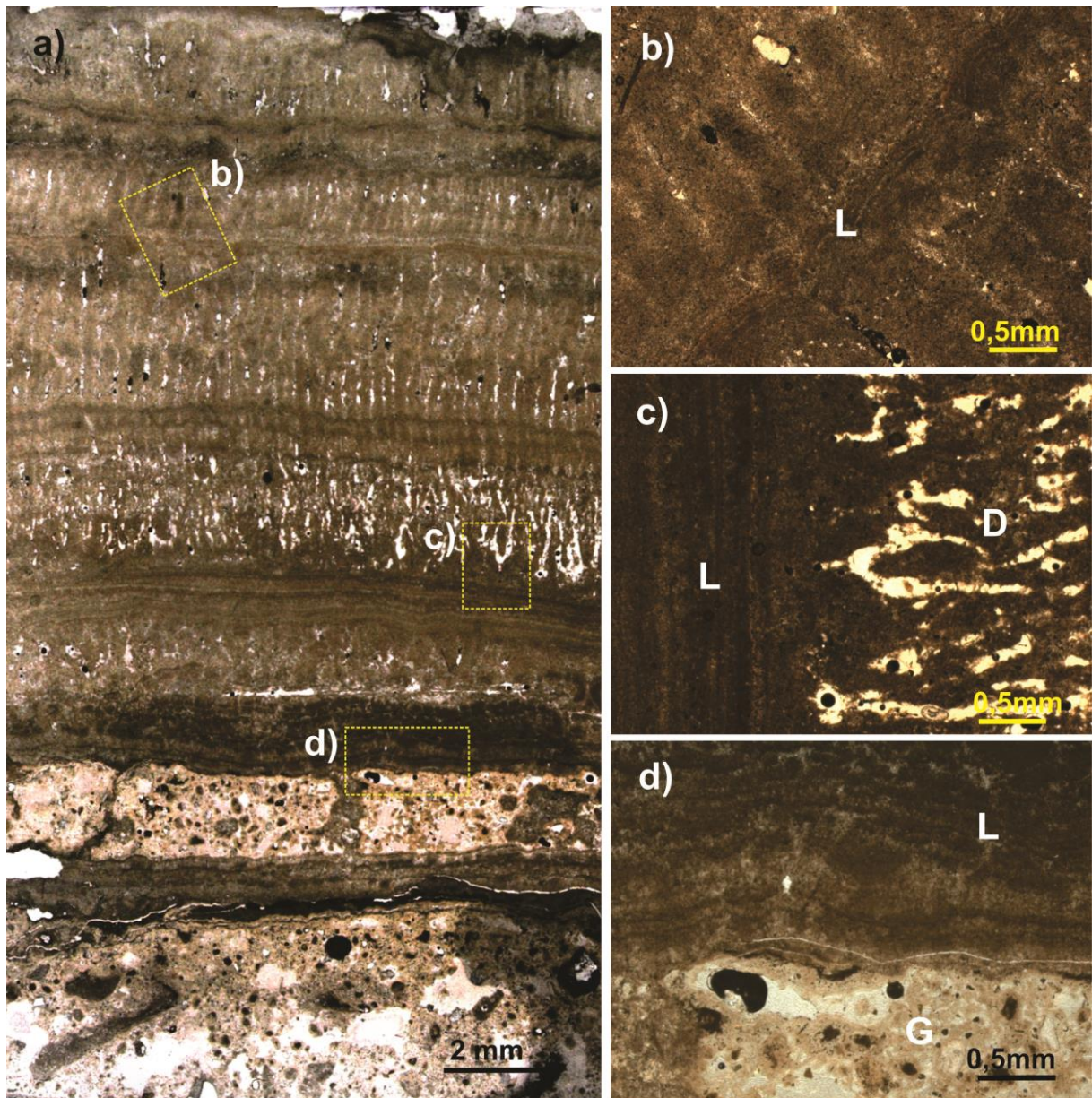


Figura 48 – Lâmina delgada - fitoerma (*boundstone*) do tipo tronco de vegetais superiores. A) Visão geral. Polarizador paralelo. Retângulos indicam a posição das imagens de detalhe b, c e d. B) Detalhe de textura laminada (L). Polarizador paralelo. C) Detalhe de intercalação entre texturas laminada (L) e dendrolítica (D). Polarizador paralelo. D) Detalhe de textura laminada (L) e porção interna do molde preenchido por carbonato com textura grumosa (G). Polarizador paralelo. Imagens b e c rotacionadas em relação à imagem a.

5.4.1.5 Tufas autóctones fitoermais (*framestone*) – tipo talos de algas carófitas

Os fitoermas do tipo talos de algas carófitas, já apresentados com esta denominação por Rohn et al., (2015), ocorrem majoritariamente sobre o eixo principal do depósito e em pequenas depressões subcirculares (com 4-5 m de diâmetro) nas margens norte e sul do paleovale (Figura 14). Conformam afloramentos planos e contínuos, comumente no interior de fitoermas do tipo microterraço (Figura 49). Ocorrem também próximos a fitoermas dos tipos retilíneo e cônico. Os afloramentos são frequentemente encobertos por sedimentos inconsolidados (Figura 49 c).



Figura 49 – Visão geral das principais formas de ocorrência do fitoermas (*framestone*) do tipo talos de algas carófitas. A) Ocorrência em pequena depressão localizada na margem sudoeste do paleovale; seta indica posição de imagem b. B) Detalhe de emaranhado de talos de algas carófitas. C) Fitoerma do tipo microterraço com fitoermas do tipo talo de alga carófitas (seta) em seu interior. Notar parcial soterramento por sedimentos inconsolidados.

As algas carófitas, formalmente designadas como *Chara*, são macrófitas de ambientes límnicos rasos, atados por rizoides a substrato lamoso, vivendo totalmente

submersos, caracterizados por um eixo caulinar principal (“talo”), ramos que emergem de nós e estruturas reprodutivas masculinas e femininas também emergentes dos nós. Estas últimas (oogônios) possuem longas células externas espiraladas com carbonato de cálcio, mas inclusive os talos podem ficar revestidos por esta substância quando as algas vivem em águas carbonatada. No caso da Fazenda Aurora, preservaram-se principalmente moldes de eixos caulinares, formados devido à incrustação por esparita e posterior decomposição do material orgânico. Estas estruturas são relativamente retilíneas, com diâmetro médio de 200 μm e comprimento centimétrico, e ocorrem em posição aproximadamente horizontal, distribuídas de forma levemente orientada ou caótica (Figura 50 a). Entre os talos há abundantes espaços vazios (Figura 50 b e c), por vezes preenchidos por carbonato, fragmentos vegetais e carapaças de ostracodes e conchas de gastrópodes.

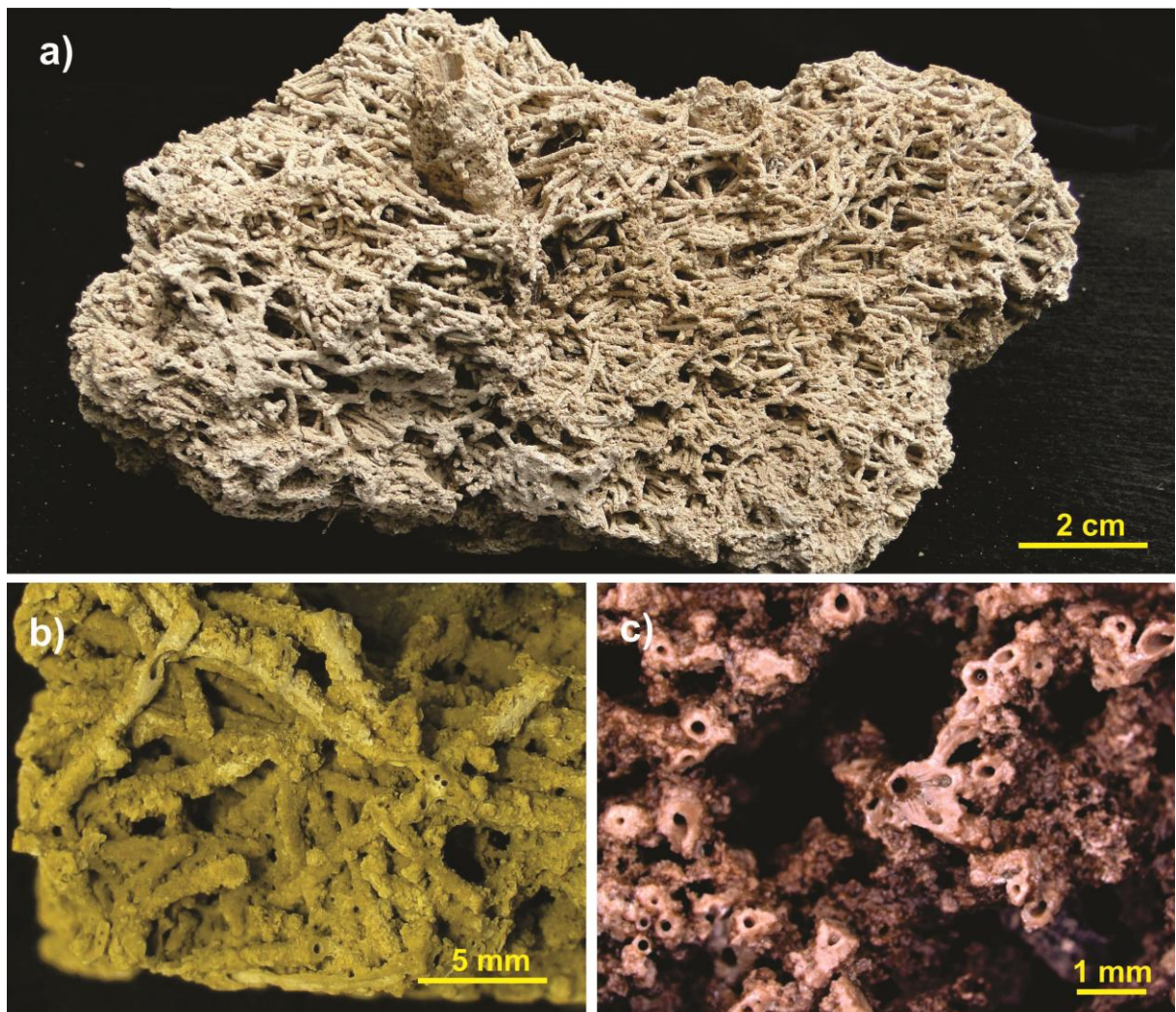


Figura 50 – Fitoerma (*framestone*) do tipo talo de alga carófitas, caracterizando-se pela incrustação de carbonato de cálcio nos talos. A) Talos de algas carófitas preservados em posição horizontal, com leve orientação; a estrutura subvertical representa a incrustação de provável caule de *Typha* preservado in situ, demonstrando a íntima associação entre as duas macrófitas aquáticas. B) Detalhe porção lateral dos talos de carófitas. C) Detalhe de porção transversal dos talos – amostra seccionada.

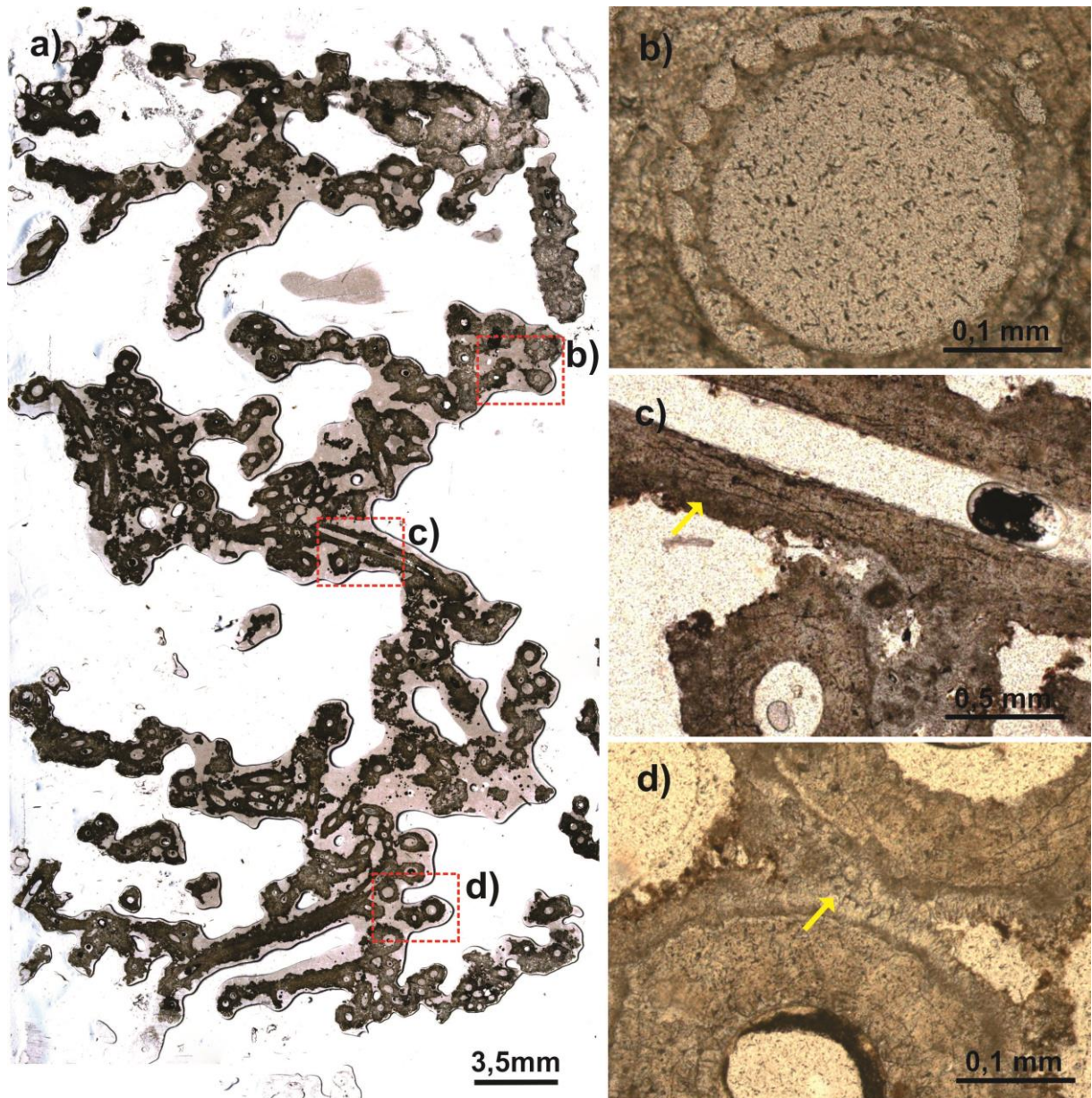


Figura 51 – Lâmina delgada - fitoerma (*framestone*) do tipo talo de alga carófito. A) Visão geral, com destaque para porosidade muito alta característica deste fitoerma. Polarizador paralelo. Quadrados indicam a posição das imagens de detalhe b, c e d. B) Detalhe de corte transversal (oogônio) de algas carófitas do gênero *Chara*. Polarizador paralelo. C) Corte longitudinal e transversal de talos de carófito com fina e irregular camada de micrita (seta). Polarizador paralelo. D) Detalhe dois talos de algas carófitas cimentados por calcita subédrica (cristalino médio e fino, seta). Polarizador paralelo.

Microscopicamente os fitoermas do tipo talos de algas carófitas são compostos essencialmente por moldes de algas carófitas (*Chara* sp.) (Figura 51 a), peloides, raros grãos siliciclásticos (quartzo) e raras conchas de gastrópodes. A textura próxima aos moldes é maciça, composta essencialmente por esparita. Sobre a textura maciça ocorrem delgadas e irregulares camadas com textura micrítica/peloidal (Figura 51 c). Raros filamentos de cianobactérias (*Phormidium* sp.) ocorrem nessa camada. Sobre esta camada é comum também, a cimentação por calcita subédrica, de tamanho cristalino médio, que por vezes une

dois ou mais talos (Figura 51 d e c). Estruturas fusiformes, interpretadas como oogônios (Figura 51 b) são encontradas pontualmente. A porosidade é muito alta (maior que 25%) do tipo móldica e intermóldica.

5.4.2 Tufas Alóctones Clásticas

5.4.2.1 Tufa alóctone microdetritica – tipo maciça

Este grupo é o único representante das tufas alóctones microdetriticas, *sensu* Pedley (1990) no depósito da Fazenda Aurora. Os afloramentos de tufa do tipo maciça ocorrem majoritariamente fora do eixo principal do depósito (Figura 18), nas margens norte (Figura 52 a) e sul do paleovale (Figura 52 b).

Conformam afloramentos de dimensões e espessuras variadas, de finas incrustações pontuais sobre blocos (Figura 52 a) a grandes e espessos afloramentos (Figura 52 b) diretamente sobre o embasamento. Os afloramentos das tufas do tipo maciça frequentemente são encobertos por sedimentos inconsolidados.

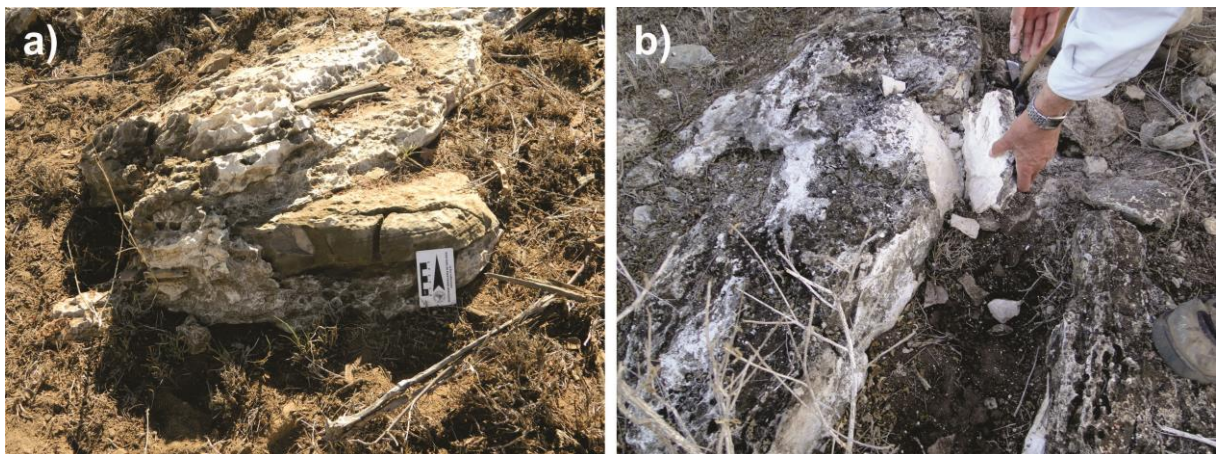


Figura 52 – Visão geral das principais formas de ocorrência das tufa microdetritica do tipo maciça. A) Afloramento de pequenas dimensões de tufas maciças sobre bloco de carbonato da Formação Salitre (porções mais esbranquiçadas), parcialmente encoberto por sedimentos inconsolidados modernos. B) Afloramento de grandes dimensões de tufas maciças, parcialmente encoberto por sedimentos inconsolidados modernos.

A tufa do tipo maciça ocorre como crostas irregulares milimétricas a centimétricas, dependendo da superfície original do substrato incrustado (até sobre seixos a matacões rolados, Figuras 53 b e c), e nos locais em que possui maiores espessuras (até algumas dezenas de centímetros) sua geometria tende a ser tabular com superfície plana horizontal (Figura 52 b). As tufas maciças podem ocupar áreas de alguns metros quadrados de extensão, quando ocorrem diretamente sobre o embasamento carbonático. A porção superior dos

afloramentos é frequente irregular, com reentrâncias e saliências e por vezes com padrão levemente laminado (Figura 52 a).

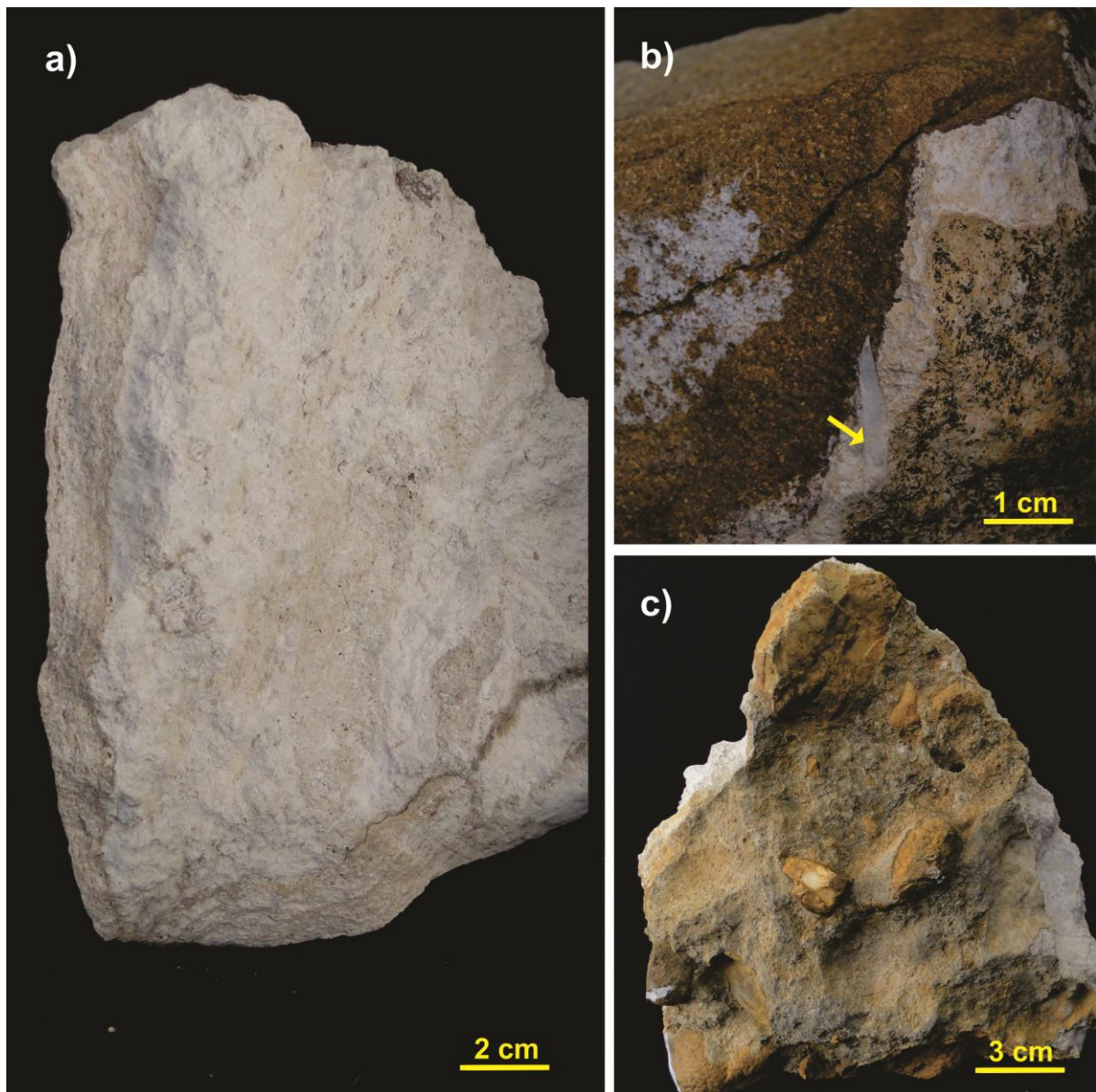


Figura 53 – Tufa microdetrítica tipo maciça. A) Porção interna de amostra fragmentada - textura maciça (centro) a levemente laminada (borda). B) Detalhe de delgada cobertura de tufa maciça (seta) sobre bloco de arenito da Formação Salitre. C) Tufa micrítica englobando seixos.

Amostras seccionadas nas posições horizontal e vertical de tufas do tipo maciça revelam estrutura homogênea à levemente acamadada a olho nu (Figura 53 a), por vezes com clastos arredondados e angulosos de composição carbonática e arenítica (Figura 53 c), além de moldes de fragmentos vegetais e conchas, dispostos de forma caótica. Os moldes e clastos presentes apresentam incrustação por massas homogêneas de micrita. Este tipo de tufa apresenta baixíssima porosidade, com poros não visíveis a olho nu.

Microscopicamente as tufas microdetriticas tipo maciça são compostas por pelóides, grãos siliciclásticos (quartzo) (Figura 54 a), e conchas de gastrópodes. As texturas presentes são maciça (M) e grumosa (G) (Figura 54 c). Os pelóides ocorrem coalescidos e dispersos. Grãos siliciclásticos ocorrem de forma abundante, distribuídos de maneira caótica e, em algumas amostras, intercalados entre camadas micríticas/peloidais (Figura 54 d). Não há porosidade visual aparente.

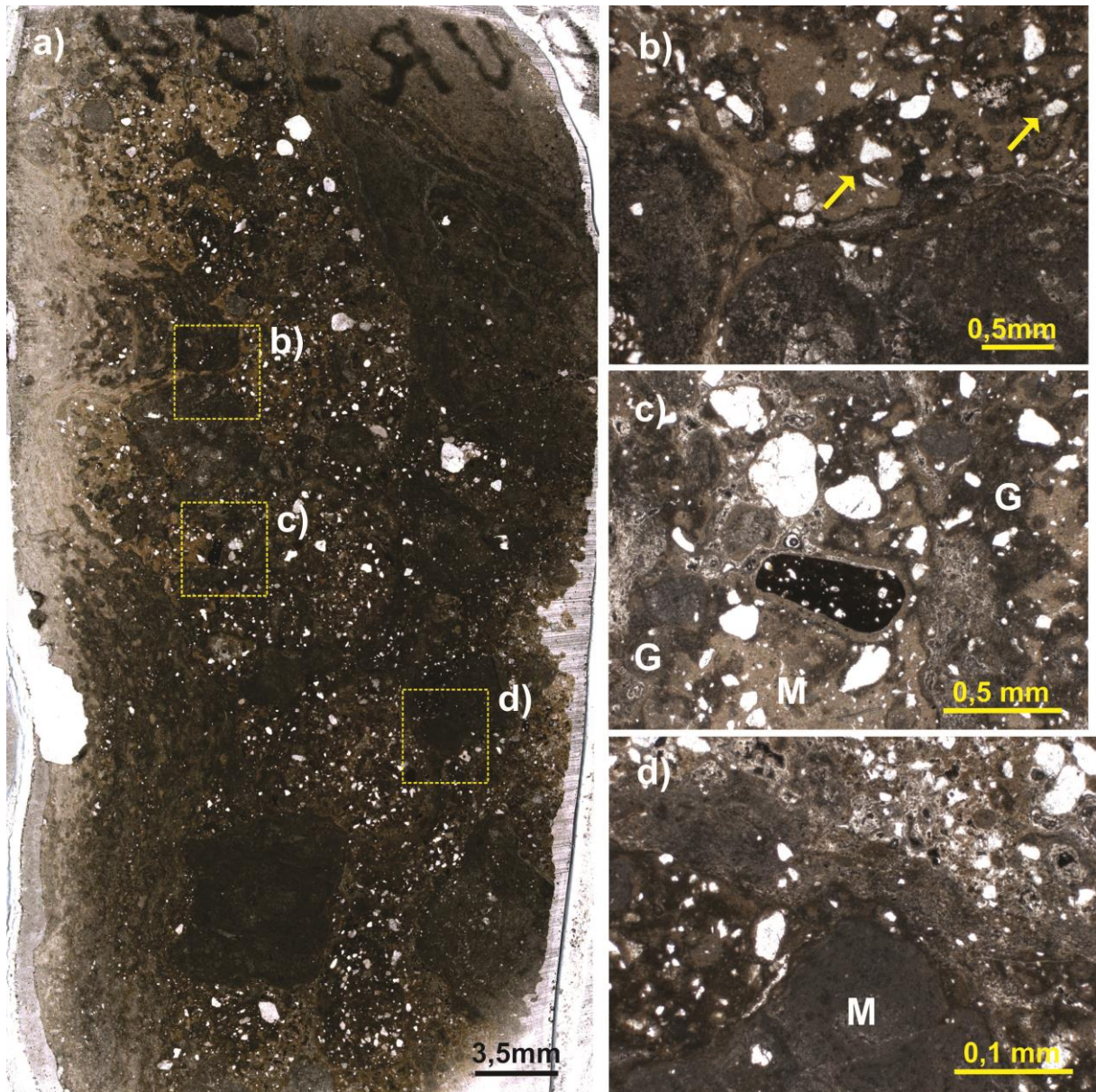


Figura 54 – Lâmina delgada - tufa microdetritica tipo maciça A) Visão geral. Polarizador paralelo. Notar ausência de poros. Retângulos Quadrados indicam a posição das imagens de detalhe b, c e d. Imagens. B) Detalhe de grãos siliciclásticos distribuídos de forma dispersa (seta). Polarizador paralelo. C) Detalhe de textura maciça (M) e grumosa (G). Polarizador paralelo. D) Detalhe de textura maciça (M) e abundantes grãos siliciclásticos distribuídos de forma aleatória. Imagens c, b e d rotacionadas em relação à imagem a.

5.5 Microbiota

A análise de lâminas delgadas por meio de microscopia óptica e a análise de amostras de tufas submetidas à microscopia eletrônica de varredura (MEV) revelaram evidências de microrganismos em todos os tipos de tufas estudados. Os principais elementos encontrados são estruturas cilíndricas, retilíneas, não ramificadas, alongadas e mineralizadas, interpretadas como moldes externos de filamentos de cianobactérias. Outros elementos detectáveis, majoritariamente por meio de MEV, são feixes de estruturas irregulares, ramificadas e alongadas, interpretadas como resquícios de *substância polimérica extracelular* ou, como referidas nesta dissertação, pelas iniciais do consagrado termo em inglês *extracellular polymeric substances* (EPS).

5.5.1 Filamentos de Bactérias

Dentre os elementos microbiais, os moldes externos das bainhas de filamentos de cianobactérias não ramificadas são as estruturas orgânicas mais comuns encontradas em todo depósito. A identificação dessas estruturas foi realizada por meio da medida do diâmetro e caracterização dos aspectos morfológicos dos moldes em comparação à literatura concernente ao tema (GOLUBIC et al., 1994; FREYTET & VERRECCHIA, 1994; PENTECOST, 2005).

Os moldes encontrados comumente ocorrem em camadas de carbonato maciço e como emaranhados de filamentos isolados em camadas porosas. A distribuição e o arranjo dos cristais sobre os moldes dos filamentos sugerem que os filamentos forneceram superfícies para a nucleação dos cristais, embora em alguns raros casos, foram observados filamentos envolvidos por cristais euédricos a subédricos sem aparente relação direta com nucleação superficial (Figura 55 b). Dois morfótipos principais de filamentos, caracterizados por diferenças no diâmetro, comprimento, morfologia e a forma de carbonato incrustante, foram observados nas tufas da Fazenda Aurora. Embora a taxonomia de bactérias em tufas calcárias seja considerada controversa, as características dimensionais e microestruturais dos filamentos encontrados indicam afinidade com cianobactérias do gênero *Phormidium*. A primeira espécie apresenta moldes de filamentos sem ramificações, com diâmetro entre 1 e 2 μm e comprimento de algumas centenas de micrômetros (Figura 55). O interior das estruturas filamentosas apresenta parede lisa, sem traços de segmentação (Figura 55 a). Em lâminas petrográficas, o contorno dos filamentos é claro - devido à presença predominante de esparita (Figura 55 c). Os filamentos são dispostos de maneira subparalela à aleatória em

aglomerações densas (Figura 55 a). Segundo descrições em Freytet & Verrecchia (1994) e Pentecost (2005), as características encontradas remetem à espécie *Phormidium foveolarum*. Contudo, em se tratando de moldes, estas cianobactérias são preliminarmente classificadas como cf. *Phormidium foveolarum*.

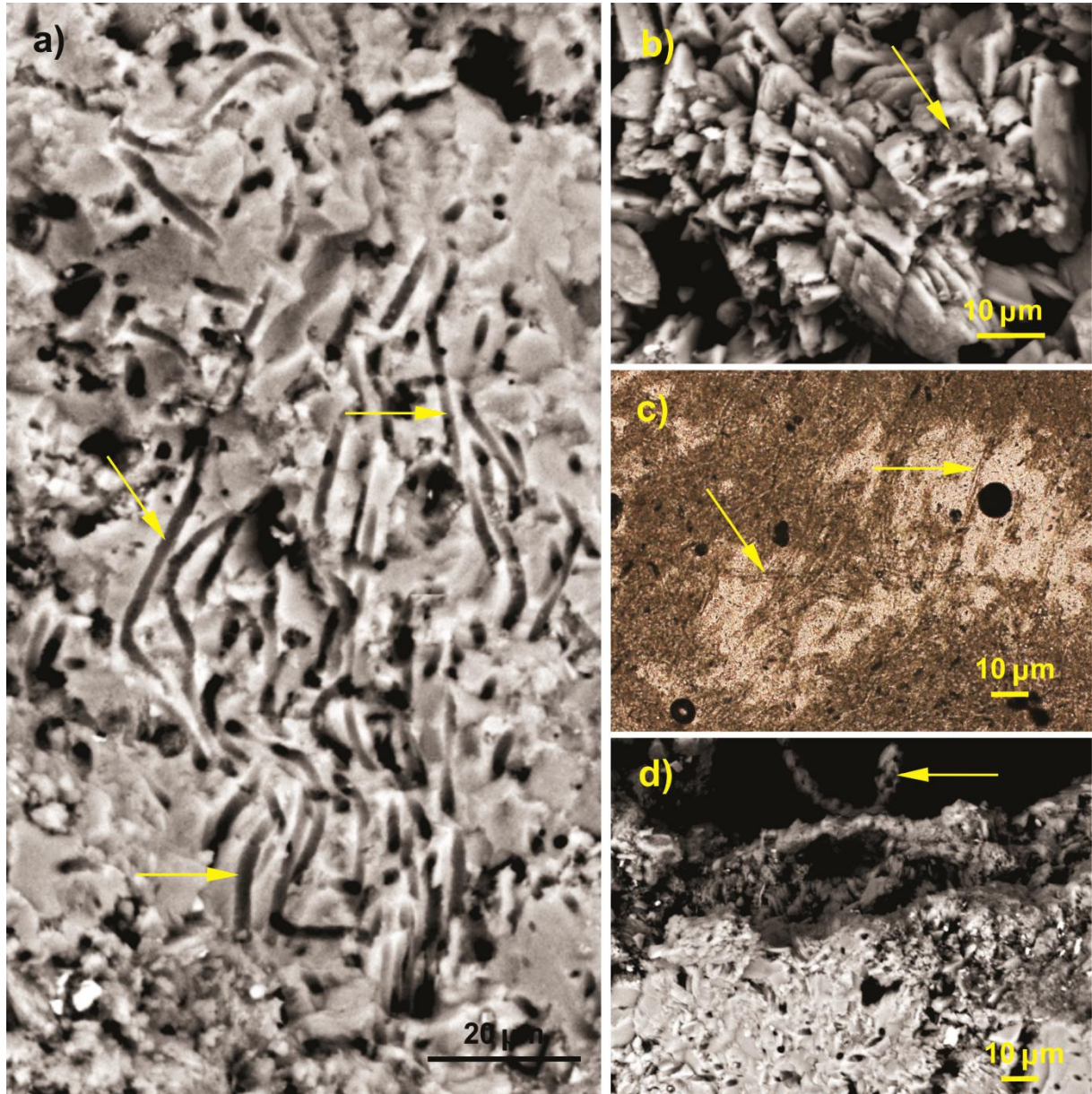


Figura 55 – Moldes externos de filamentos de cianobactérias (cf. *Phormidium foveolarum*) impregnados por calcita nas tufas da Fazenda Aurora, Ourolândia - BA. A) Moldes de filamentos (setas) orientados de forma subparalela em camada de esparita. Imagem de MEV. B) Moldes envoltos por cristais euhédricos de esparita (seta). Imagem de MEV. C) Moldes de cf. *Ph. foveolarum* vistos em lâmina delgada, mostrando textura dendrolítica e porosidade intermoldica (área clara). Polarizador paralelo. D) Situação semelhante à da (C) em imagem de MEV. Observar moldes de filamentos em camada densa na porção inferior da imagem e filamentos incrustados dentro de poro na porção superior da imagem (seta).

A segunda espécie de cianobactéria identificada é caracterizada por filamentos sem ramificações, com diâmetro entre 5 e 6 μm , e comprimentos que podem ultrapassar 100 μm (Figura 56). A incrustação inicial dos filamentos ocorre por densa cobertura de micrita que

confere o contorno escuro dos filamentos em lâmina petrográfica (Figura 56 c). Sobre os filamentos já incrustados às vezes ocorreram também incrustações de microesparita (Figura 56 b). Esta espécie de cianobactéria é a mais comum e foi observada em todos os tipos de tufa descritos. Segundo descrições em Freytet & Verrecchia (1994), Golubic et al., (1994) e Pentecost (2005), as características encontradas remetem a espécie *Phormidium incrustatum*. Entretanto, preliminarmente deu-se preferência à classificação aberta cf. *Phormidium incrustatum* tendo em vista a preservação incompleta das cianobactérias estudadas.

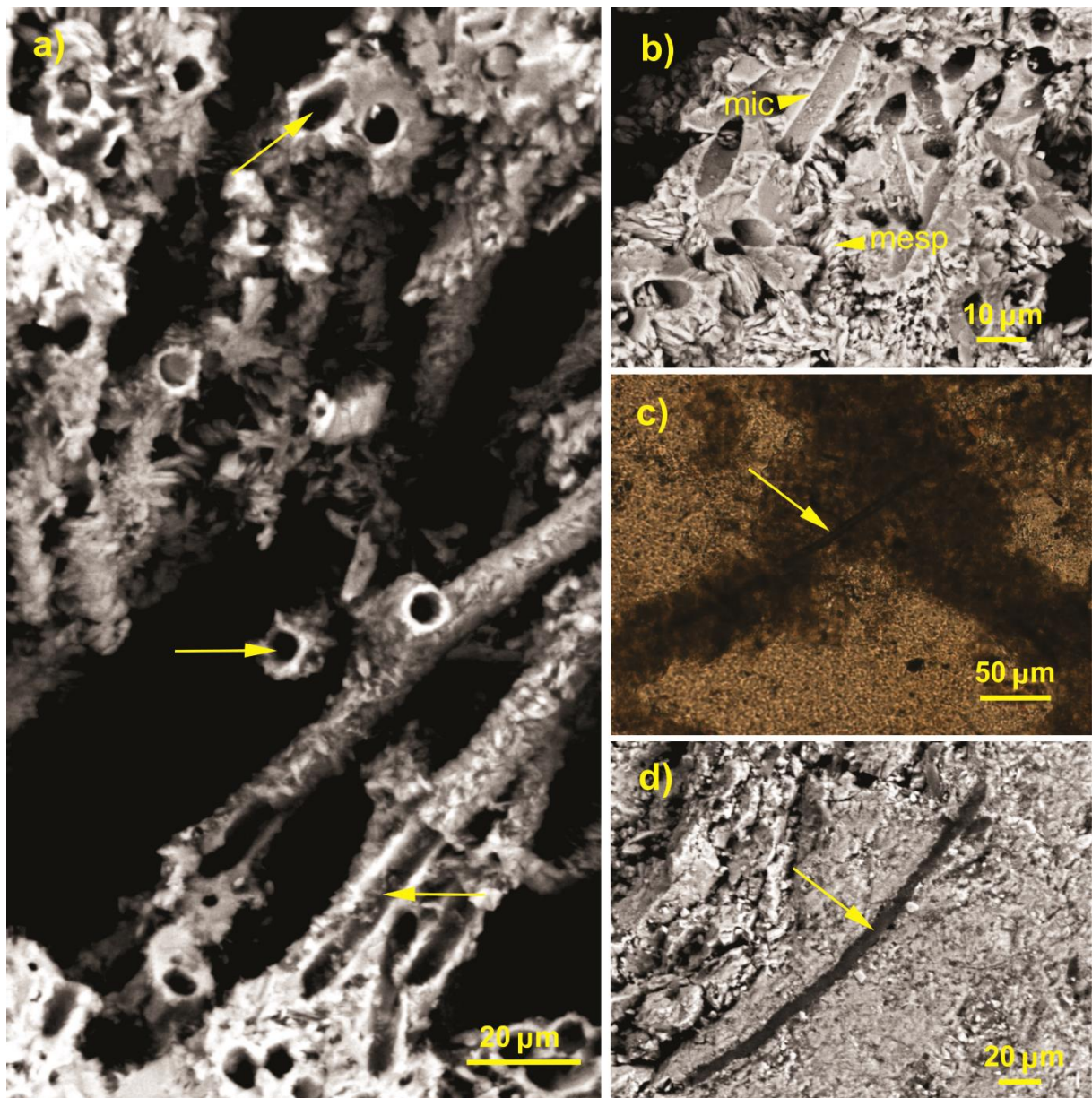


Figura 56 – Moldes externos de filamentos de cianobactéria (cf. *Phormidium incrustatum*) nas tufas da Fazenda Aurora, Ouro-lândia-BA. A) Moldes subparalelos (setas), mostrando textura dendrolítica. Diâmetros variam entre 5 µm e 6 µm. Imagem de MEV. B) Filamentos incrustados por película muito fina de micrita (mic), com posterior cimentação por cristais de microesparita (mesp). Imagem de MEV. C) Filamentos (seta) envolvidos em micrita (com aparência escura) em seção delgada. Lâmina delgada, polarizador paralelo. D) Filamento (carbonoso?) preservado em camada micrítica (setas). Imagem MEV.

5.5.2 Extracellular Polymeric Substance (EPS)

Nas amostras de tufas da Fazenda Aurora dos tipos “maciça” e “troncos de vegetais superiores”, foram encontrados e analisados pontualmente, exclusivamente por meio de MEV, feixes alongados, não retilíneos e frequentemente ramificados com largura entre 1 e 15 μm e comprimento de algumas dezenas de micrômetros (Figura 57), com pelóides de tamanhos variados associados (Figura 57 D). Estas estruturas foram comparadas à literatura concernente ao tema (PEDLEY et al., 2009; MANZO et al., 2012; PERRI et al., 2012) e interpretadas como resquícios de EPS microbiano.

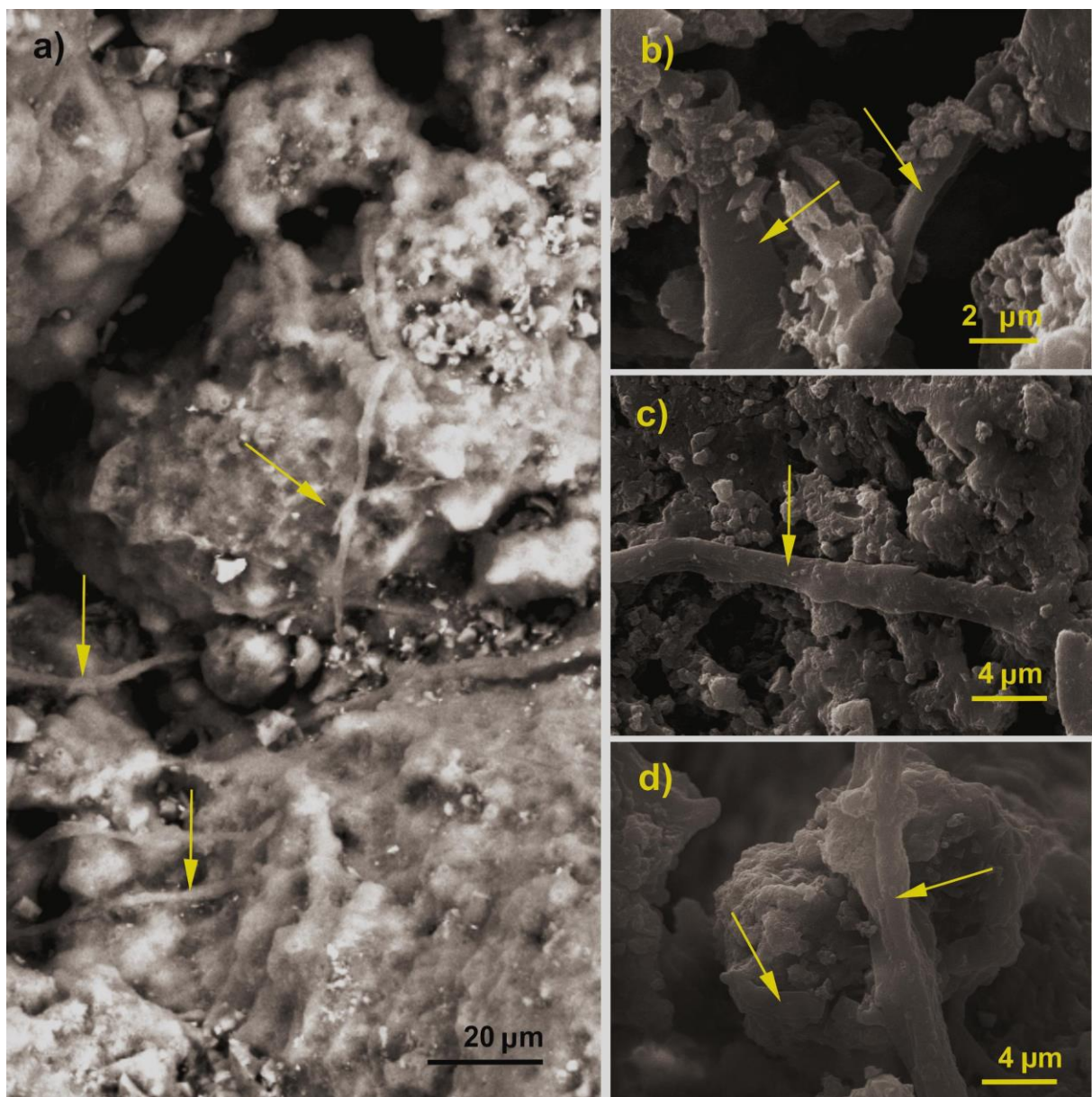


Figura 57 – Feixes carbonáticos interpretados como EPS (*Extracellular Polymeric Substance*) em tufas da Fazenda Aurora, Ourolândia-BA. A) Vestígios de provável EPS (setas) sobre superfície da amostra do tipo micrítico. Imagem de MEV. B) Detalhe de ramificação e feixe de provável EPS. Imagem de MEV. C) e D) Feixes alongados de provável EPS entre cristais e aglomerados de calcita.

5.6 Características ultraestruturais

5.6.1 Introdução

Diversos mecanismos sobre a precipitação mineral, que variam de puramente abióticos a puramente bióticos, têm sido propostos para explicar a formação dos depósitos de tufas calcárias (MANZO et al., 2012). Trabalhos recentes (PLEDLEY et al., 2009; PERRI et al., 2012 E MANZO et al., 2012) entretanto, indicam a combinação de processos abióticos e bióticos, como os mais prováveis responsáveis pela precipitação mineral, sendo a supersaturação da água, por desgaseificação de CO₂ combinada com a presença de comunidades microbianas, constituindo um biofilme, fundamentais nesse processo (PEDLEY et al., 2009).

Para confirmar a hipótese dos processos físicoquímicos e agentes bióticos envolvidos na precipitação mineral das tufas, Pedley et al., (2009) criaram em laboratório aparatos que reproduziam condições similares a sistemas naturais de geração de tufas, com pontos de desgaseificação da água por perda mecânica de CO₂ e presença de comunidades microbianas em pontos específicos do sistema. Estes autores mostraram que a nucleação da calcita essencialmente ocorreu em associação a substratos orgânicos. Observou-se também que ultraestruturas foram geradas durante os processos iniciais de mineralização dos substratos orgânicos. Pesquisas posteriores realizadas por Manzo et al., (2012) e Perri et al., (2012) em sistemas de tufas fluviais ativas, endossaram a presença de ultraestruturas de calcita relacionadas à presença de substratos orgânicos. Segundo esses autores a deposição de calcita em depósitos de tufas ocorre no espaço denominado zona de precipitação ativa – ADZ, associado a biofilmes aderidos a superfícies de estruturas dômicas, denominadas microcolunas, com precipitação adicional em filamentos de cianobactérias suspensos sobre as microcolunas (PERRI et al., 2012). Na ADZ, nanocristais subsféricos de 10 a 20 nm de diâmetro (Figura 58 a) são as primeiras unidades a se precipitarem no depósito de tufas e se formam pela substituição de material orgânico degradado (células de bactérias e tecidos vegetais) e sob a superfície da bainha de cianobactérias vivas.

A coalescência de nanoesferas produz, então, nanocristais maiores, na forma de bastonetes irregulares (100 a 200 nm) (Figura 58 a) que, ao se coalescerem, geram as três classes básicas de estruturas organizadas nas tufas calcárias: i) poliedros de 1 a 2 µm de comprimento, ii) tríades curtas de calcita fibrosa de 0,4 µm de comprimento e iii) tríades de 0,1 µm de comprimento, denominadas tríades longas (PERRI et al., 2012) (Figura 58 b).

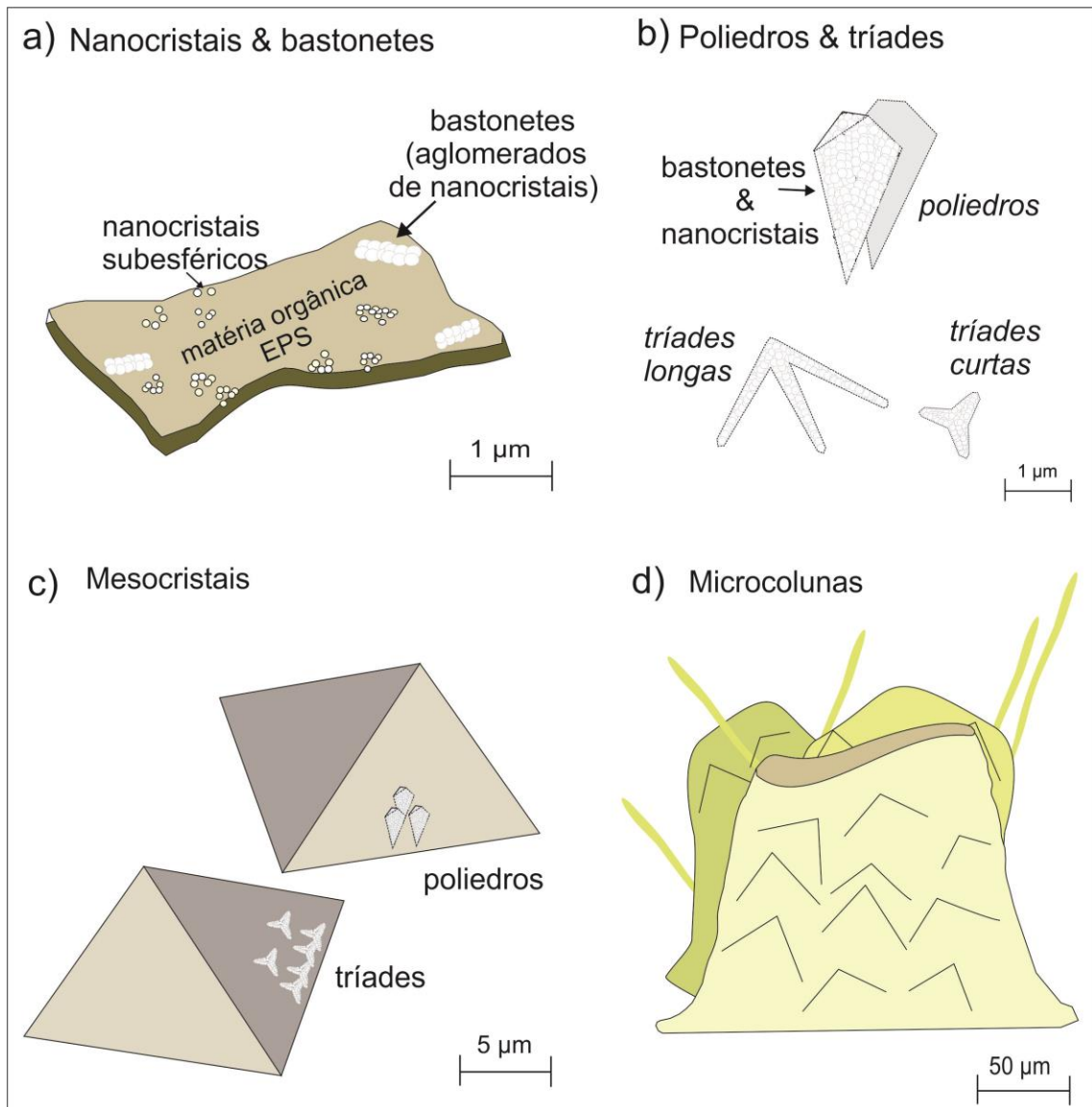


Figura 58 – Etapas sucessivas na formação de microcolunas em tufas calcárias. A) Nanocristais subesféricos e aglomerados de nanocristais. B) Poliedros, tríades longas e tríades curtas. C) Mesocristais formados pela coalescência de tríades e poliedros. D) Microcolunas formadas pela coalescência de mesocristais. Adaptado de Manzo et al. (2012).

Os poliedros e tríades (longas e curtas) ao coalescerem formam mesocristais (Figura 58 c) com dezenas de micrômetros de comprimento. A aglutinação dos mesocristais resulta na formação das microcolunas (Figura 58 d) (MANZO et al., 2012).

5.6.2 Ultraestruturas das tufas calcárias da Fazenda Aurora

Com intuito de investigar a origem e possíveis associações entre ultraestruturas e vestígios das comunidades microbianas presentes nas tufas calcárias da Fazenda Aurora, foram efetuadas análises por meio de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) com alto

vácuo, em amostras representativas do depósito. Estas análises revelaram ultraestruturas relacionadas a elementos biológicos como resquícios de EPS e moldes de filamentos de cianobactérias. Embora nanoesferas isoladas, não tenham sido observadas, provavelmente pela escala de observação aplicada, nanocristais subsféricos e alongados, com diâmetro entre 30 a 200 nm (Figura 59) são abundantes e interpretados como possíveis aglutinações de nanoesferas e bastonetes.

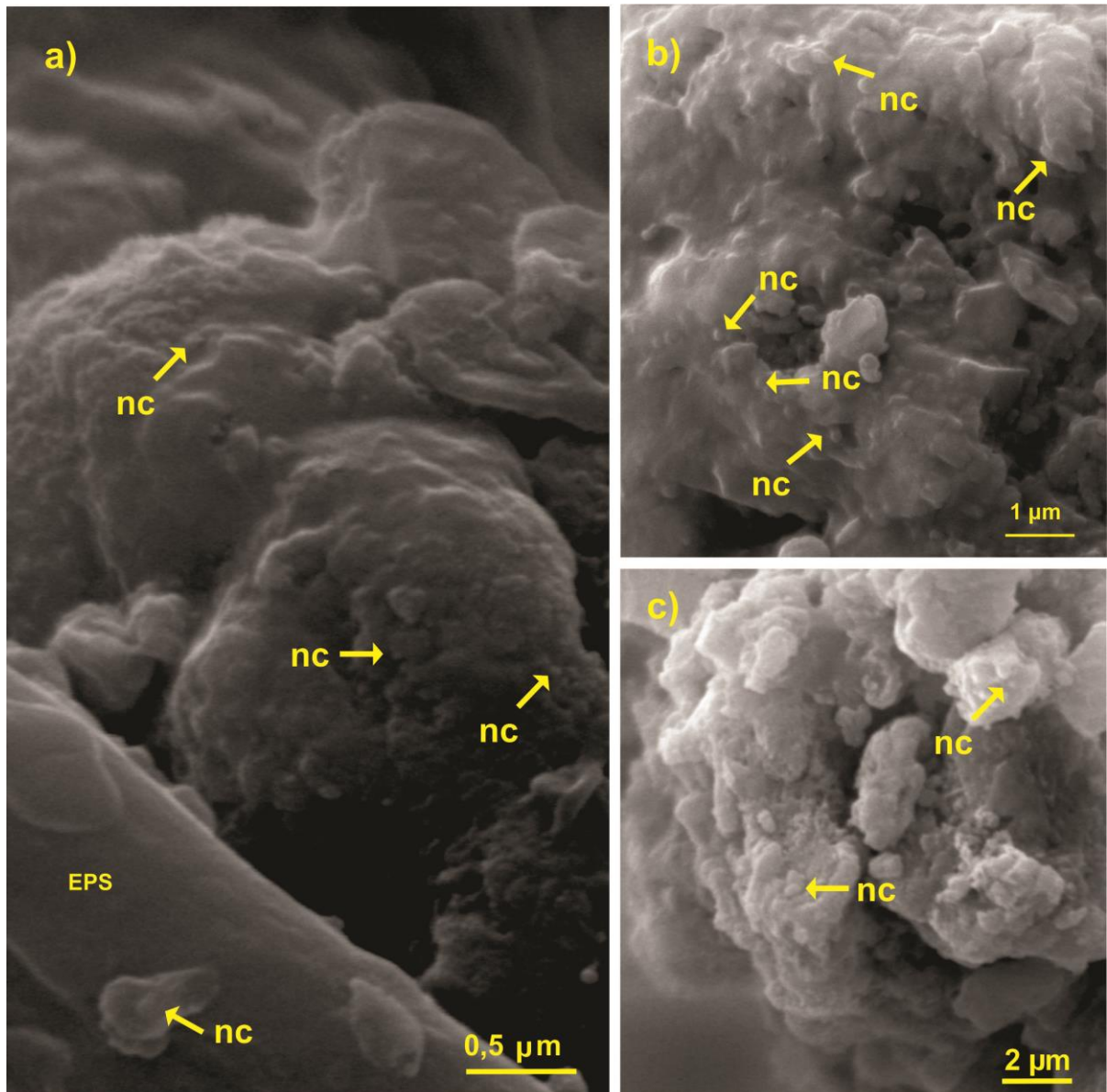


Figura 59 – Detalhe de nanocristais nas tufas calcárias da Fazenda Aurora. A) Nanocristais esféricos e subsféricos (nc) associados à EPS em tufa tipo tronco. Imagem MEV. B) e C) Detalhe de nanocristais esféricos e subsféricos. B - tufa tipo tronco; C - tufa tipo retilíneo. Imagens MEV.

Nanocristais ocorrem de forma dispersa em todos os tipos de tufas e estão intimamente associados a porções de tufas com resquícios de EPS (Figura 59 a) e diretamente sobre a superfície externa de filamentos isolados de cianobactérias.

Segundo Manzo et al., (2012) e Perri et al., (2012) a aglutinação dos nanocristais dá origem aos três tipos básicos de ultraestruturas organizadas nas tufas calcárias, as tríades longas – até 1 μm (Figura 60), as tríades curtas – até 0,4 μm (Figura 61), e os poliedros, com comprimento de entre 1–2 μm (Figura 62).

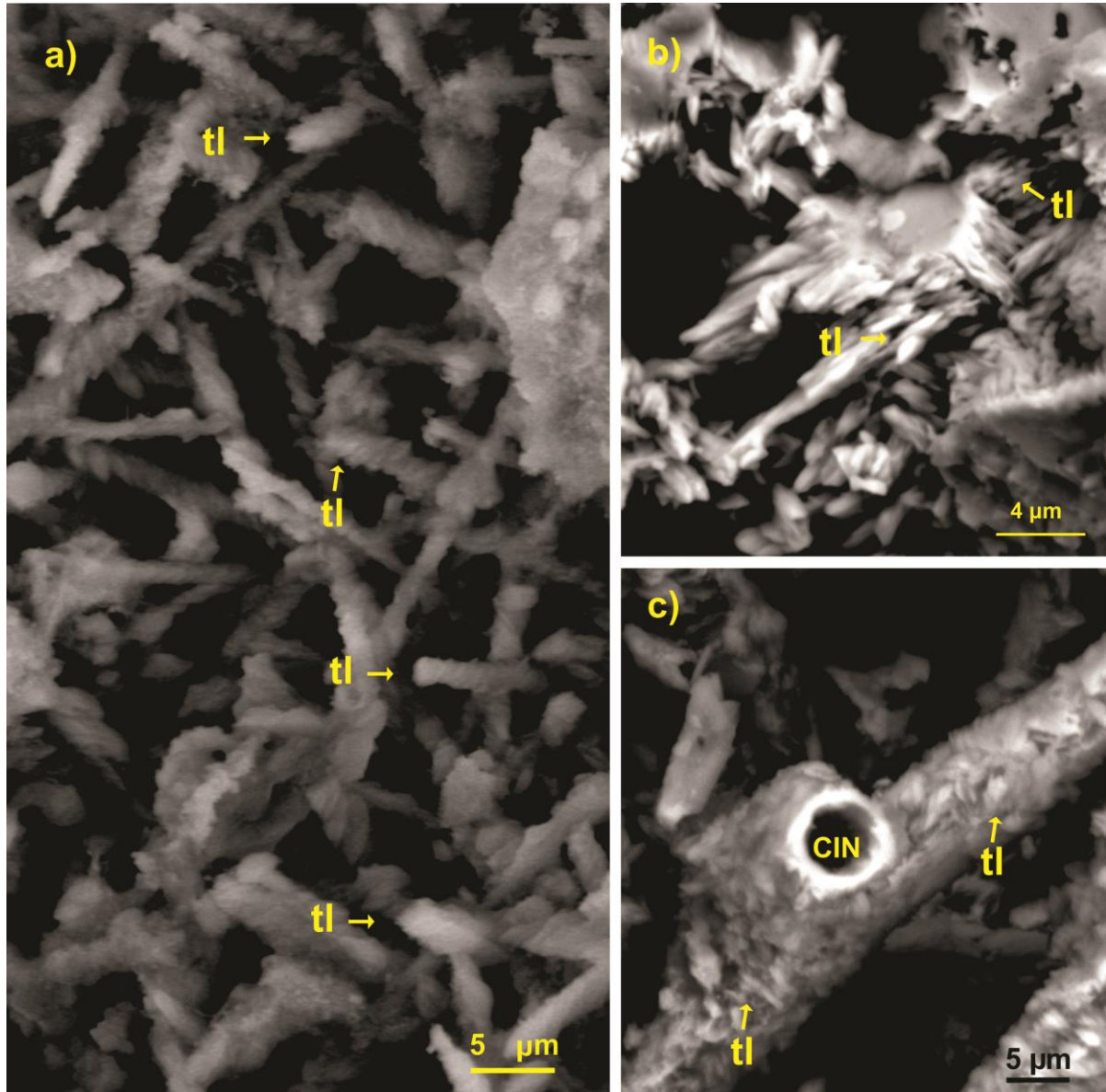


Figura 60 – Detalhe de tríades longas nas tufas calcárias da Fazenda Aurora, observadas através de MEV. A) Tríades longas (tl) empilhadas de forma sucessiva ao longo de um eixo comum, formando estruturas na forma de agulhas, associada à EPS em tufa do tipo maciça. Imagem MEV. B) Detalhe de conjunto de tríades longas (tl) em tufas do tipo cônico. Imagem MEV. C) Filamento de cianobactéria (cf. *Phormidium incrustatum*) (CIN) com superfície externa com abundante cobertura por tríades longas (tl) em tufas do tipo cônico. Imagem MEV.

As tríades são estruturas ordenadas compostas por três segmentos, que partem de uma ponta comum. Variam de tamanho entre 1 μm , denominadas tríades longas (Figura 60) e 0,4 μm , denominadas tríades curtas (Figura 61) (MANZO et al., 2012). As tríades longas comumente ocorrem em pilhas ao longo de um único eixo, formando estruturas na forma de agulhas (Figura 60 a). Essas tríades são encontradas em todos os tipos de tufas fitoermais do

depósito da Fazenda Aurora e estão frequentemente associadas a filamentos de cf. *Phormidium incrustatum* (Figura 60 c) e sobre EPS em amostras de tufa do tipo maciça.

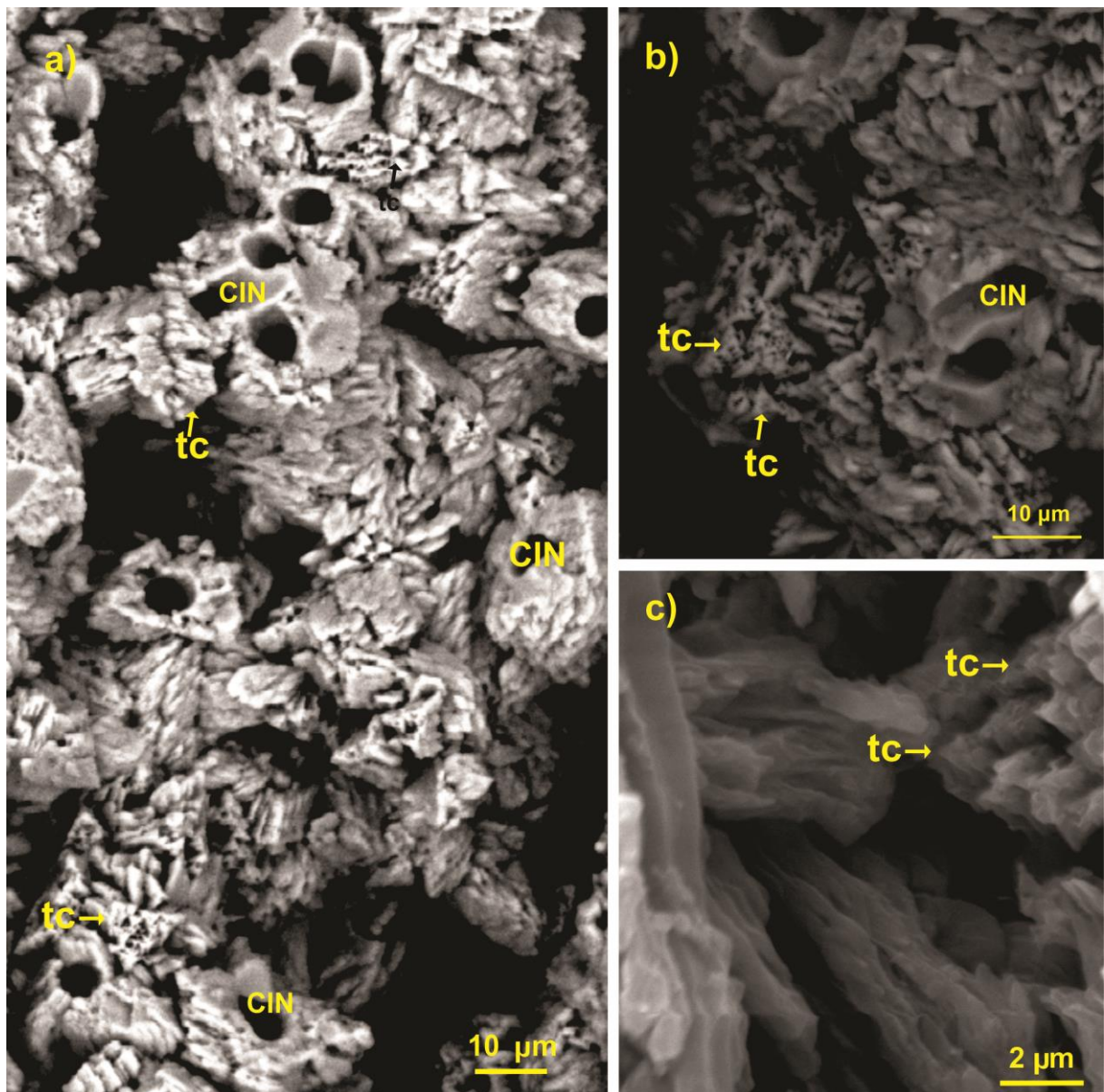


Figura 61 – Detalhe de tríades curtas (tc) nas tufas calcárias da Fazenda Aurora. A) Tríades curtas (tc) formando mesocristais sobre filamento de cianobactéria (CIN) da espécie cf. *Phormidium incrustatum* em tufas do tipo cônico. Imagem MEV. B) Detalhe de tríades curtas (tc), com formato bem definido, sobre filamento de cianobactéria (CIN) da espécie cf. *Phormidium incrustatum* em tufas do tipo cônico. Imagem MEV. C) Detalhe de tríades curtas (tc) em molde de cianobactéria em tufas do tipo tronco. Imagem MEV.

As tríades curtas (0,4 µm) ocorrem majoritariamente sobre os moldes externos de filamentos de cianobactérias das espécies cf. *Phormidium foveolarum* e *Phormidium incrustatum* (Figura 61 a e b), e em menor quantidade próximas a resquícios de EPS. São ultraestruturas típicas de tufas fitoermais do depósito estudado. Em algumas amostras é possível identificar tríades com formas bem definidas (Figura 61 b) e porções com tríades curtas aglutinadas e coalescidas com formato externo parcialmente obliterado (Figura 61 a).

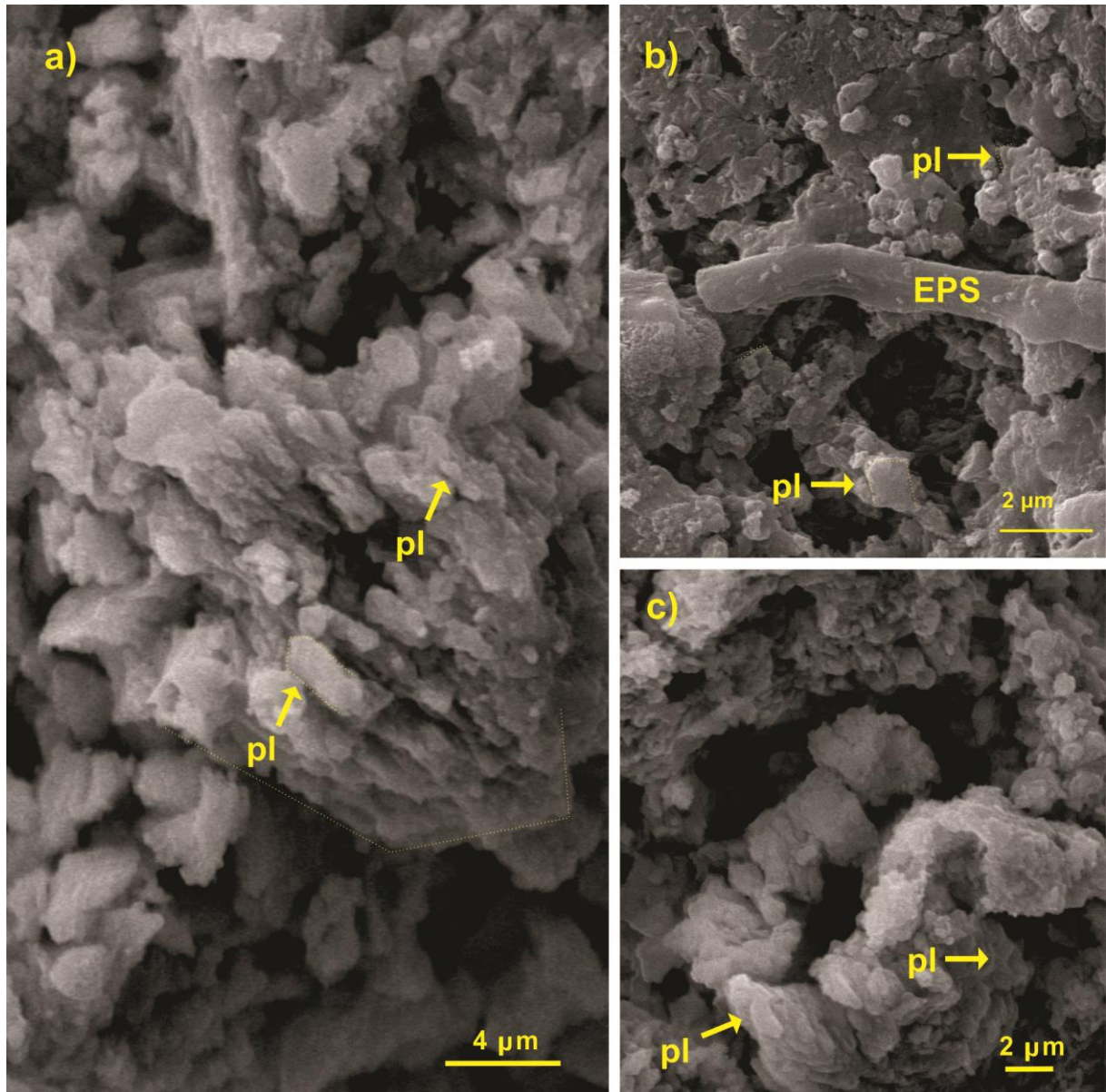


Figura 62 – Detalhe de poliedros (pl) nas tufas calcárias da Fazenda Aurora. A) Aspecto geral de poliedros (pl) alinhados, com dimensões entre 1 e 2 μm , formando possível mesocristal em tufa do tipo tronco. Imagem MEV. B) Poliedros (pl) associados a resquícios de EPS em tufas do tipo tronco. Imagem MEV. C) Detalhe de poliedros (pl) de 1 e 2 μm , parcialmente coalescidos – tufas do tipo tronco. Imagem MEV.

Os poliedros apresentam forma alongada, possuem dimensões entre 1 e 2 μm , e são resultado da sucessiva coalescência de nanocristais (Figura 62). Ocorrem próximos a resquícios de EPS e filamentos de cianobactérias em amostras de tufa fitoermal (Figura 62 b). A contínua aglutinação tríades longas (1 μm), tríades curtas (0,4 μm) e poliedros (1 a 2 μm) originaram os cristais subédricos de calcita com dezenas de micrômetros, denominados mesocristais, que constituem as estruturas fundamentais das microcolunas (Figura 63).

Os mesocristais apresentam forma subédrica, com dimensões máximas de algumas dezenas de micrômetros (Figura 63). Mesocristais ocorrem próximos a resquícios de EPS (Figura 63 a) e filamentos de cianobactérias.

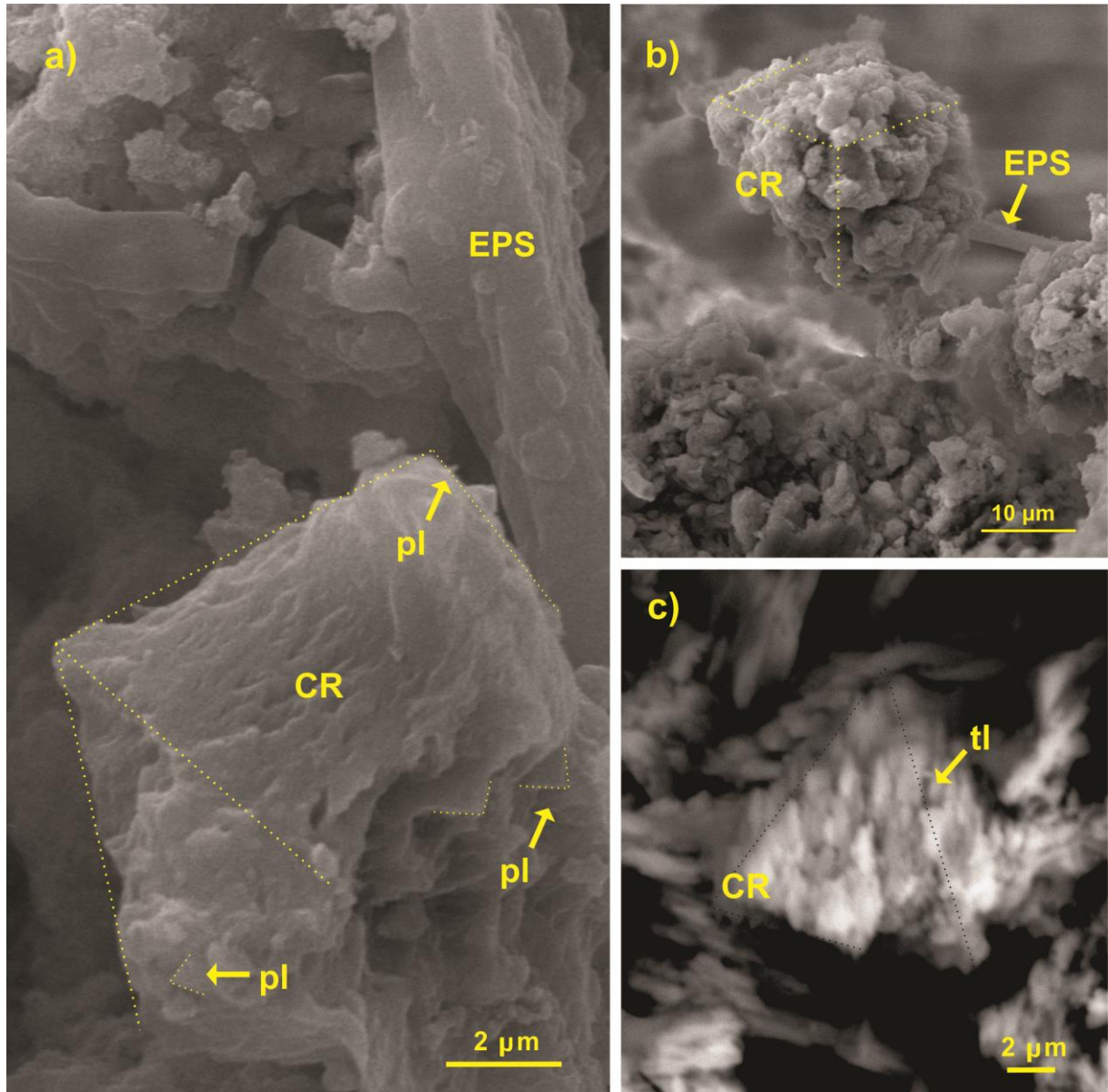


Figura 63 – Detalhe de mesocristais (CR) nas tufas calcárias da Fazenda Aurora. A) Mesocristal (CR), com destaque para alguns poliedros (pl). Imagem MEV. B) Mesocristal (CR) associado a feixe de EPS em tufas do tipo tronco. Imagem MEV. C) Mesocristal (CR) formado pela coalescência de tríades longas (tl) em tufas do tipo cônica. Imagem MEV.

As microcolunas, produto da coalescência de mesocristais, exibem forma colunar, com porção superior ligeiramente dômica (Figura 64). Apresentam algumas dezenas de micrômetros de largura e até algumas centenas de micrômetros de altura. Distribuem-se pela superfície das tufas, conferindo-lhe aspecto levemente ondulado (Figura 64 b). Nas tufas calcárias da fazenda Aurora as ultraestruturas básicas tríades (longas e curtas) e poliedros são encontrados tanto em porções próximas a resquícios de EPS, quanto sobre moldes de

filamentos de cianobactérias, não sendo observada a relação direta entre o tipo de substrato orgânico e a ultraestrutura presente, embora alguns autores, como Pedley et al., (2009), sugeriram a relação entre a formação de determinadas ultraestruturas e determinados tipos de substratos orgânicos, com tríades longas relacionados a invólucros de cianobactérias e tríades curtas e poliedros ao EPS dos biofilmes.

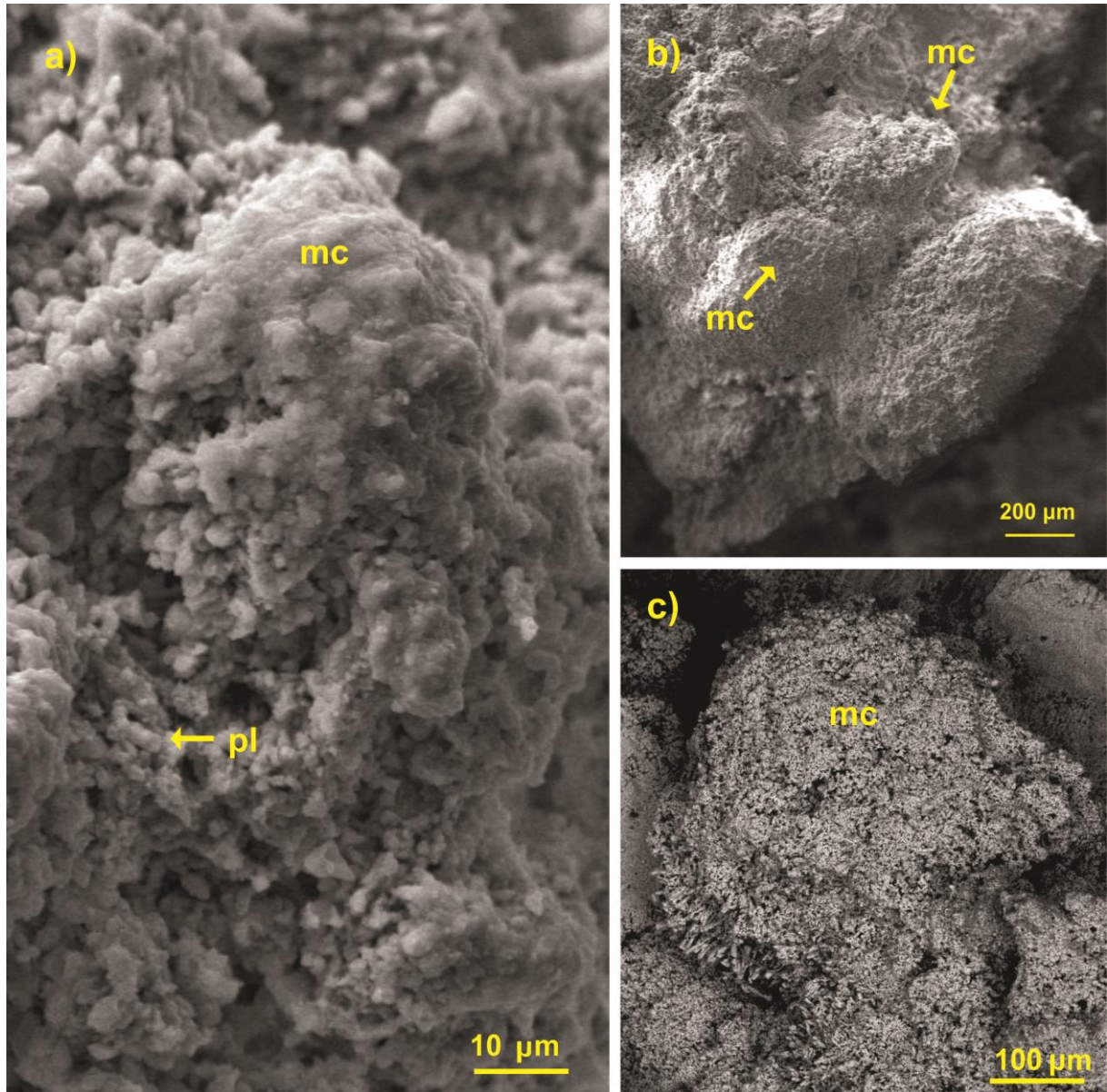


Figura 64 – Detalhe de microcolunas nas tufas calcárias da Fazenda Aurora. A) Microcoluna (mc) formada por coalescência sucessiva de poliedros (pl) em tufa do tipo tronco. Imagem MEV. B) Conjunto de microcolunas (mc) formando superfície levemente sinuosa em Tufa do tipo tronco. Imagem MEV. C) Microcoluna (mc) em tufas do tipo cônica. Imagem MEV.

6 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE CARBONO E OXIGÊNIO

Tufas calcárias são empregadas com sucesso como indicadores paleoambientais e paleoclimáticos conforme demonstrado por estudos realizados em depósitos de regiões temperadas (ANDREWS, 2006; GUO & CHAFETZ, 2014) e regiões tropicais (OLIVEIRA 2009; LEE et al., 2013). A morfologia, geoquímica e composição isotópica registradas nessas rochas permitem inferências sobre as condições ambientais e os processos geológicos que atuaram durante o período de formação do depósito.

O registro paleoclimático contido nas tufas calcárias da Fazenda Aurora é estudado neste capítulo por meio da análise da variação dos pares isotópicos estáveis de carbono ^{12}C e ^{13}C e de oxigênio ^{16}O e ^{18}O . Os pares isotópicos em questão sofrem discretas variações em sua abundância relativa conforme os ciclos biogeoquímicos a que são submetidos durante o período de formação das tufas calcárias. Estas variações, uma vez mensuradas e comparadas a padrões internacionais pré-estabelecidos, permitem inferências sobre os processos geológicos e os fatores ambientais como temperatura, umidade, taxas de pluviosidade e características da vegetação vigentes à época de deposição do depósito (ANDREWS, 2006).

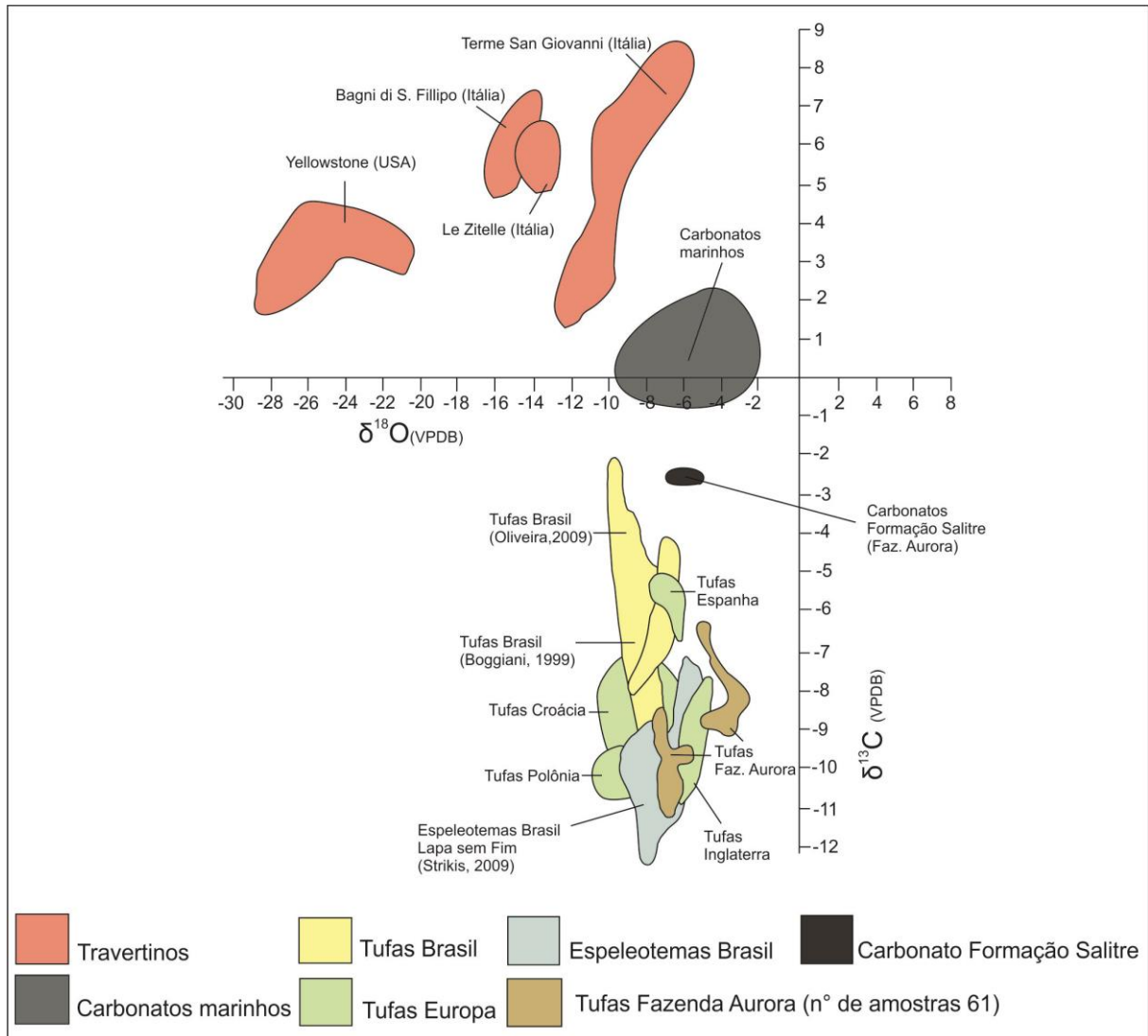
A análise das variações dos pares isotópicos de oxigênio e carbono são medidas por meio das razões entre $^{12}\text{C} - ^{13}\text{C}$ e $^{16}\text{O} - ^{18}\text{O}$ e expressas na notação δ (delta), segundo as equações (2) e (3). Os resultados obtidos são então expressos na notação ‰ - *per mil* - que proporciona uma expansão na escala de análise, comparativamente às pequenas diferenças observadas (PENTECOST, 2005).

$$(2) \delta^{13}\text{C} = [({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}) \text{ amostra} / ({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}) \text{ padrão} - 1] \times 1000$$

$$(3) \delta^{18}\text{O} = [({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}) \text{ amostra} / ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}) \text{ padrão} - 1] \times 1000$$

O padrão utilizado nesta dissertação para $\delta^{13}\text{C}$ e o $\delta^{18}\text{O}$ é o VPDB – *Vienna Peedee Belemnite standard*. Valores positivos de δ indicam que a amostra é enriquecida no nuclídeo pesado em relação ao padrão VPDB, enquanto valores negativos sugerem depleção da amostra nesse nuclídeo. De maneira geral, a assinatura isotópica de carbono e oxigênio em carbonatos varia dentro de parâmetros razoavelmente específicos. Esse padrão, ainda que em estado de arte, começa a ser estabelecido por diversos autores à medida que novas análises isotópicas se somam às compilações existentes. A Figura 65, adaptada de Gandin & Capezzuoli (2008), exemplifica o padrão isotópico determinado para alguns exemplos de

carbonatos continentais e marinhos ao redor do mundo.



6.1 Isótopos estáveis de carbono

O valor isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ nas tufas calcárias está relacionado diretamente às proporções entre as fontes de carbono que contribuem para a composição final do carbono total dissolvido (CTD) das águas subterrâneas nas redondezas do depósito (MCDERMOTT, 2004). Valores de CTD enriquecidos em $\delta^{13}\text{C}$ indicam contribuição principal de carbono inorgânico, produto da dissolução de rochas carbonáticas do substrato rochoso, enquanto que CTD com valores depletados de $\delta^{13}\text{C}$ indicam origem de carbono orgânico, derivado essencialmente da decomposição de vegetais e da atividade metabólica de microrganismos decompositores.

Em se tratando de assinaturas isotópicas negativas de carbono, a análise do valor de $\delta^{13}\text{C}$ indica ainda as características da vegetação predominante na área durante o período de formação do depósito (Figura 66), uma vez que a matéria orgânica proveniente de vegetais com metabolismo C3 (árvores, arbustos e gramíneas de clima úmido) e C4 & CAM (gramíneas, arbustos e cactáceas de clima árido e semiárido) apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ específicos (DEOCAMPO, 2010).

Vegetais do tipo C3 possuem os valores mais negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (-24‰ e -30‰), enquanto vegetais do tipo C4 & CAM apresentam valores menos negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (-10‰ e -16‰) (PESSENDA et al., 1996). Por esta razão, depósitos de tufa com domínio de plantas do tipo C3 precipitam carbonato com valores de $\delta^{13}\text{C}$ menores que -8‰ (VPDB), enquanto depósitos com domínio de plantas do tipo C4 precipitam carbonato com valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -6 e +2‰ (VPDB) (SMITH et al., 2004). Paralelamente, valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ podem indicar indiretamente a atuação de fatores climáticos como aumento da taxa de evaporação com perda preferencial de $^{12}\text{CO}_2$ e o aumento do tempo de residência da água no aquífero carbonático.

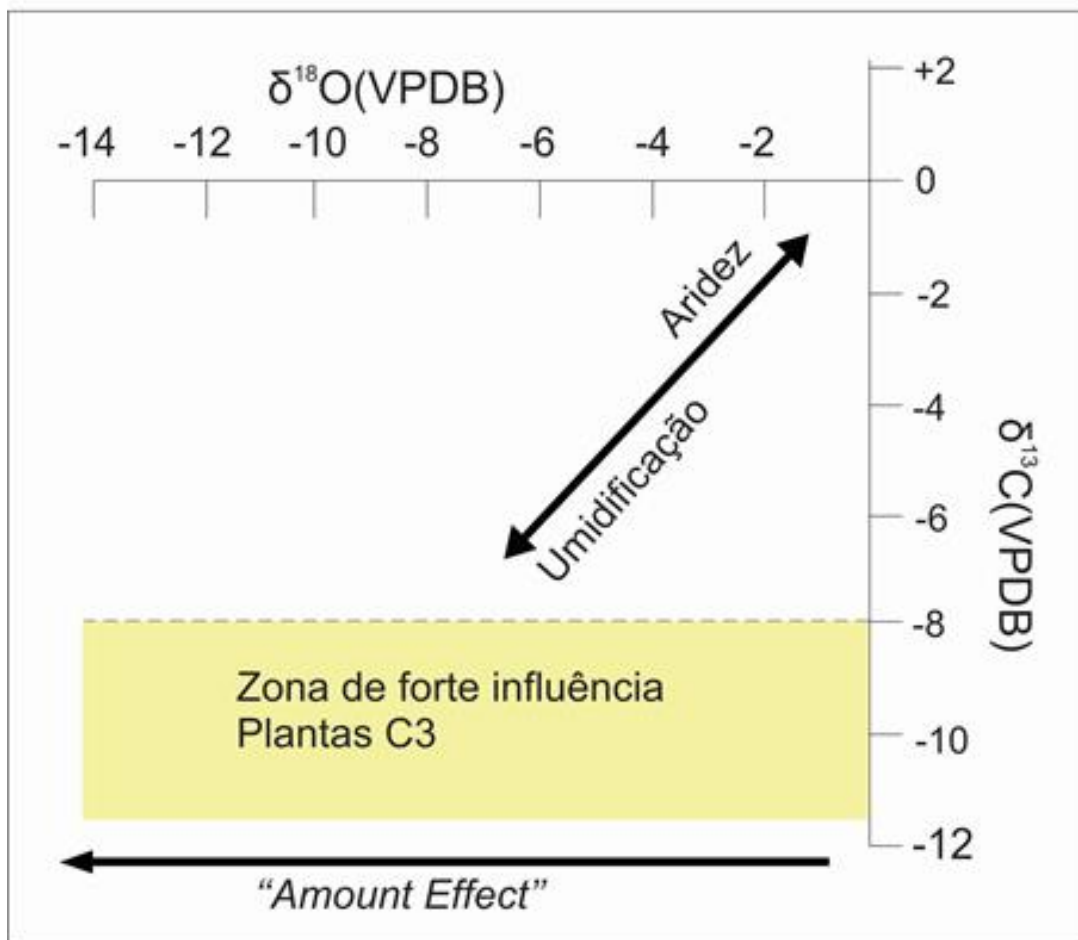


Figura 66 - Exemplificação das tendências isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ relacionados a variações de teores de umidade e tipos de plantas nas redondezas do depósito. Adaptado de Andrews (2006).

6.2 Isótopos estáveis de oxigênio

A assinatura isotópica de oxigênio nas tufas calcárias é majoritariamente função do valor do $\delta^{18}\text{O}$ das chuvas que abastecem os aquíferos do sistema, além da temperatura da água na qual a calcita se precipitou - equação (4) e (5), e em maior ou menor intensidade de fatores locais como a perda de isótopos leves por evaporação (ANDREWS, 2006). Equações de paleotemperatura como a de Anderson & Artur (1983) - equação (4) e Hays & Grossman (1991) – equação (5), são amplamente utilizadas, em regiões de clima temperado para a estimativa da paleotemperatura da água no momento da precipitação das calcitas, empregando para esse fim o valor de $\delta^{18}\text{O}$ da calcita e o valor do $\delta^{18}\text{O}$ da água a partir da qual a calcita se precipitou, armazenada em inclusões fluídas no interior do carbonato.

$$(4) T \text{ } ^\circ\text{C} = 16.0 - 4.14 (\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita(VPDB)}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{água(VSMOW)}}) + 0.13(\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita(VPDB)}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{água(VSMOW)}})^2$$

$$(5) T \text{ } ^\circ\text{C} = 15.7 - 4.36 (\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita(VPDB)}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{água(VSMOW)}}) + 0.12(\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita(VPDB)}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{água(VSMOW)}})^2$$

As equações de paleotemperatura, entretanto, apresentam melhor resultado fora dos trópicos (DEOCAMPO, 2010), uma vez que nos trópicos a taxa pluviométrica regional é o principal controlador do valor isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ dos corpos d'água, o que faz com que a temperatura seja uma variável negligenciável na determinação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ das calcitas (DANSGAARD, 1964; ROZANSKI et al., 1993).

Dessa forma, faz-se necessário a melhor compreensão dos mecanismos responsáveis pelas variações dos valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ das chuvas em regiões tropicais. No nordeste do Brasil, o principal fenômeno modelador da composição isotópica do $\delta^{18}\text{O}$ das chuvas é o *Amount effect* (STRIKIS, 2011). Este fenômeno inicia-se durante os primeiros processos de condensação no interior das nuvens, quando as moléculas de água enriquecidas em ^{18}O são removidas preferencialmente durante as primeiras chuvas, tornando o valor de $\delta^{18}\text{O}$ do vapor residual depletado em ^{18}O (Figura 67). Dessa forma tem-se que a assinatura de $\delta^{18}\text{O}$ da água da chuva se torna mais negativa à medida que ocorre incremento no volume de chuvas e ampliação da duração do período chuvoso (BARRETO, 2010).

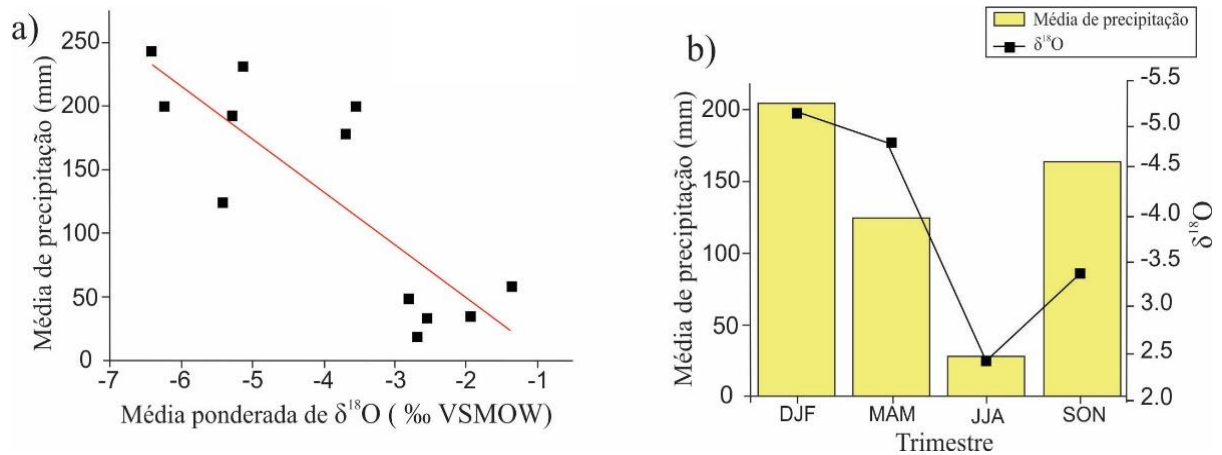


Figura 67 – *Amount effect*. A) Correlação entre o acumulado mensal de chuvas (mm) e a média ponderada de $\delta^{18}\text{O}$ em relação ao acumulado mensal. B) Relação entre a média pluviométrica trimestral e os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da chuva nas estações do IEA (*International Atomic Energy Agency*) em Brasília. Adaptado de Strikis (2011).

6.3 Dados isotópicos de carbono e oxigênio das tufas da Fazenda Aurora

Para verificação da assinatura isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das tufas calcárias do depósito da Fazenda Aurora, foram selecionadas 23 amostras considerando-se a diversidade morfológica, a representatividade da amostra e sua posição espacial dentro do depósito. Para cada amostra foram coletadas de 2 a 6 alíquotas, que produziram o total de 61 aferições isotópicas. A composição isotópica de oxigênio e carbono do depósito é apresentada na forma de gráficos de $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 68), enquanto gráficos de linhas são utilizados para as tendências de variação isotópica total do depósito (Figura 70).

Os resultados das aferições isotópicas e a análise dos padrões de variação de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ foram empregados na inferência dos eventos responsáveis pelas mudanças climáticas e ambientais que culminaram na formação do depósito. Os dados isotópicos foram ainda utilizados como critérios na seleção de amostras para datação do depósito. A composição isotópica $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das tufas calcárias da Fazenda Aurora e informações sumarizadas sobre a amostragem são apresentadas na Tabela 2.

Tabela 2 - Valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ e dados amostrais dos tipos de tufas analisados.

Tipo	Número de Amostra	Número de resultados	Valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB)	Valores médios de $\delta^{18}\text{O}$ (VPDB)
<i>Maciço</i>	9	15	-8,52	-4,41
<i>Retilíneo</i>	5	15	-9,82	-6,24
<i>Cônico</i>	6	16	-10,32	-6,37
<i>Troncos</i>	2	11	-10,42	-6,12
<i>T. carófitas</i>	1	4	-11,06	-6,69
Valores totais	23	61	-10,028	-5,966

De forma geral, as variações isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das tufas da Fazenda Aurora, em comparação aos demais depósitos de carbonatos continentais ao redor do mundo (Figura 65), sugerem que elas se formaram sem influência de eventos hidrotermais no depósito.

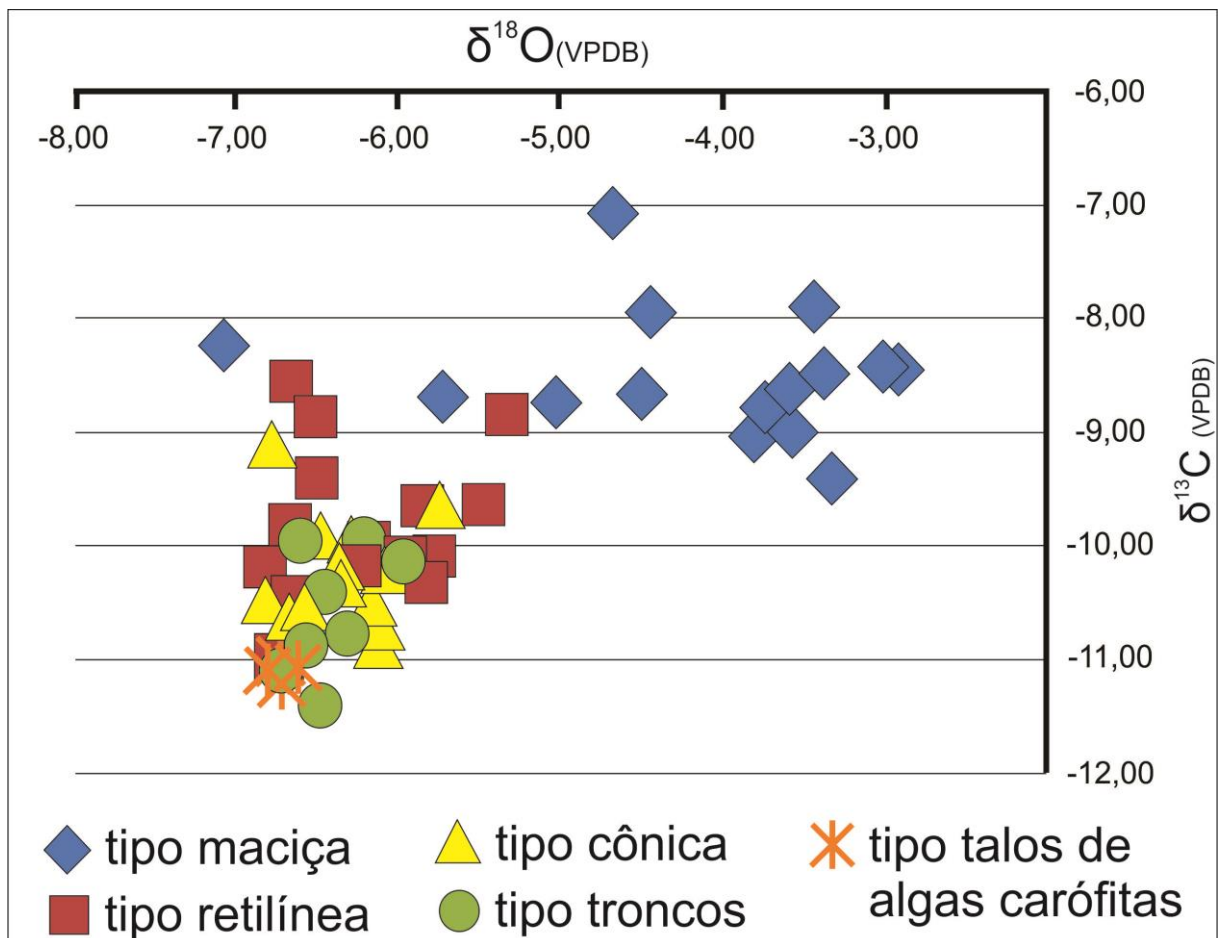


Figura 68 – Gráfico $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ das tufas calcárias da Fazenda Aurora.

As pequenas variações entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e de $\delta^{13}\text{C}$ das tufas fitoermais dos tipos retilíneo, troncos de vegetais, cônico e talos de algas carófitas (Figura 69) sugerem que as condições ambientais atuantes durante o período formação destes fitoermas foram similares. Em contrapartida, os valores discrepantes de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das tufas do tipo maciça, significativamente mais positivos em relação às demais, indicam condições de precipitação em clima ligeiramente diferente (Figura 69).

A partir deste fato, foram interpretados dois períodos distintos de formação de tufas denominados como Evento 1 - com valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ mais positivos e Evento 2 - com valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ significativamente mais negativos (Figura 69). Amostras dos *Eventos 1 e 2* foram então datadas pelo método de Luminescência Opticamente Estimulada – LOE, por meio das amostras AUR 35 – tufa tipo maciça representante do *Evento 1* e AUR 9 e AUR 31 – tufas tipo retilíneo, representantes do *Evento 2*. A idade obtida para o *Evento 1* foi de 29.293 ± 4.347 mil anos e para o *Evento 2*, 16.631 ± 4.319 mil anos.

O hiato temporal de aproximadamente 13.000 (+/- 4.000) anos entre os *eventos 1 e 2* corrobora a hipótese de que tenham ocorrido mudanças ambientais - com influência direta nos valores isotópicos de carbono e oxigênio das tufas. A partir da idade 29.293 ± 4.347 mil anos obtida para o *Evento 1* e a idade de 16.631 ± 4.319 mil anos para o *Evento 2*, pode-se concluir que a evolução isotópica do depósito ocorreu no sentido da diminuição gradual e concomitante dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 69).

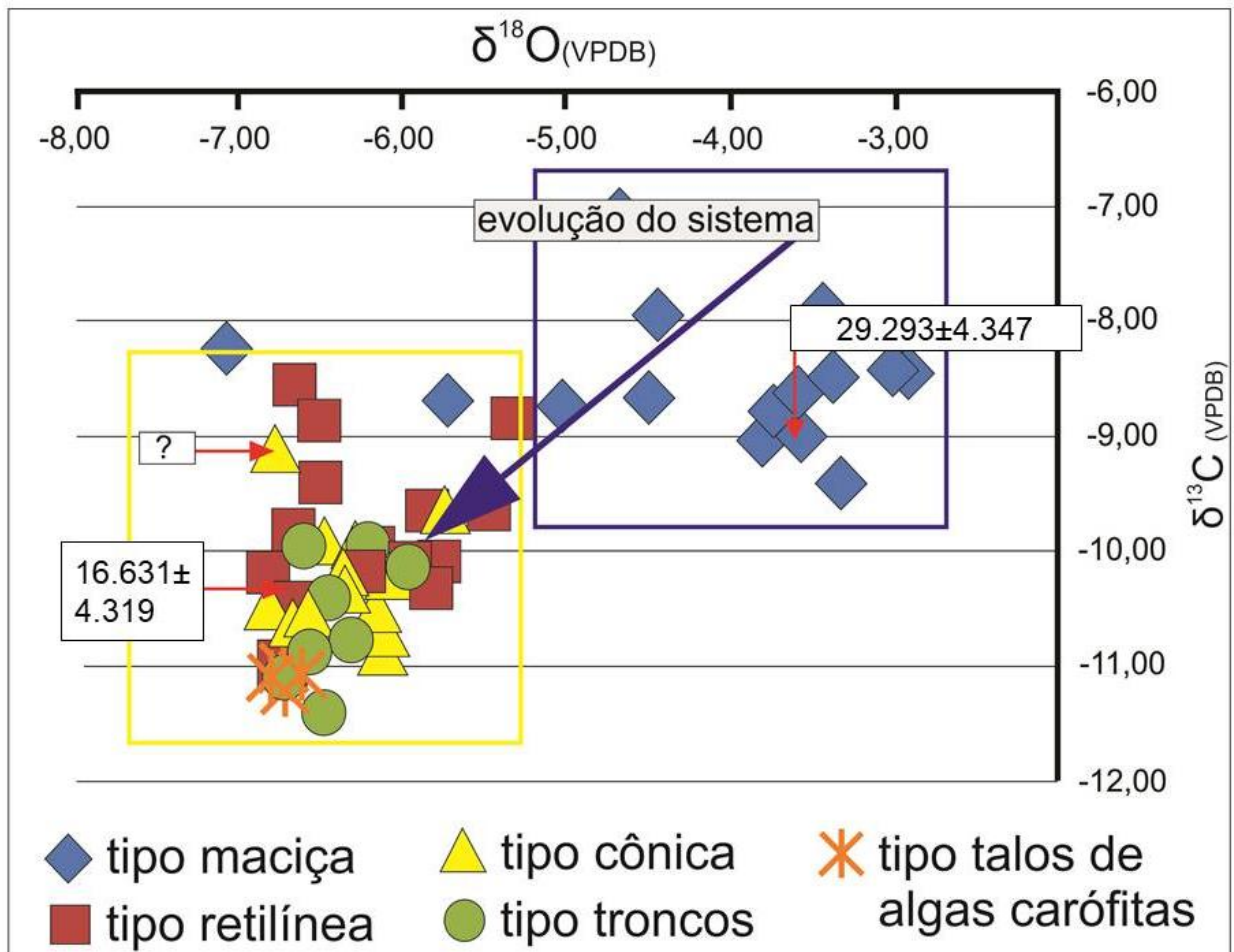


Figura 69 – Quadro evolutivo geral para o depósito. Setas vermelhas indicam a posição e valores das amostras datadas (em sentido anti-horário – seta vertical para AUR-35, setas horizontais para AUR 31 e AUR 9, respectivamente).

As variações concomitantes nos valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ observadas no depósito (Figura 70) podem ser interpretadas de duas maneiras. A primeira é que tenha ocorrido desequilíbrio isotópico entre a água e a calcita precipitada, com indicação de intenso fracionamento cinético (HENDY, 1971), devido à atuação de eventos locais, como evaporação. A segunda hipótese é que a variação concomitante dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 70) está relacionada ao aumento progressivo da umidificação do clima regional, com favorecimento da substituição de áreas originalmente abertas (com predomínio de plantas C4 e CAM) por áreas com vegetação mais densa ou fechada (predomínio de plantas C3).

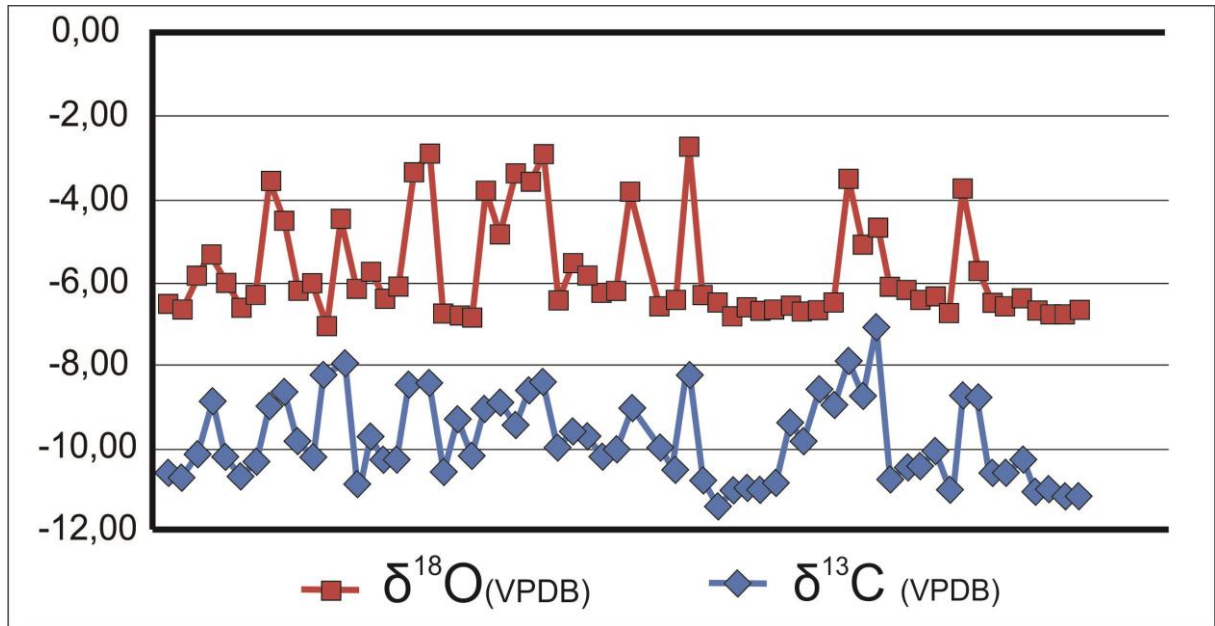


Figura 70 – Gráfico de linha com variação concomitante entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das tufas calcárias do depósito. Os quadrados vermelhos e losangos azuis representam os valores isotópicos das amostras. O espaçamento horizontal é simétrico e tem como objetivo único à separação regular dos valores isotópicos de todas as amostras.

A segunda hipótese parece ser a mais provável para os valores encontrados no depósito de tufas da Fazenda Aurora, uma vez que em regiões tropicais, como no estado da Bahia, local de ocorrência do depósito estudado, seja previsível que o aumento de umidade produza condições favoráveis para o aumento da vegetação e conseqüentemente da produção de CO_2 biogênico no solo. Dessa forma, o aumento das chuvas induziria os valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$, devido à ação direta do *Amount Effect* (Figura 67), enquanto que o adensamento da vegetação provocaria a diminuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$.

6.3.1 Características Evolutivas do Evento (1)

O Evento (1), que culminou na formação das tufas do tipo maciça, possui idade de 29.293 ± 4.347 anos. Esta idade é coincidente ao evento de escalar milenar *Heinrich Stadial* (HS) 3 (ocorrência entre 31.700 a 28.000 anos anteriores ao presente), documentado nas zonas de altas latitudes do Hemisfério Norte como um período de frio abrupto, com duração entre 1.500 e 3.000 anos, cujo reflexo no nordeste brasileiro foi o aumento e intensificação das chuvas (STRIKIS, 2011).

Os eventos cíclicos milenares *Heinrich Stadial* (HS) induziram mudanças regionais periódicas no nordeste brasileiro, em decorrência do aumento e da intensidade das chuvas na região, com reflexos documentados em quedas abruptas nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em estalagmites

(WANG et al., 2007b; CRUZ et al., 2006; STRIKIS, 2011; BARRETO, 2010), aumento de sedimentação orgânica e de resíduos de plantas aquáticas e terrestres em depósitos lacustres (SIDFEDDINE et al., 2003), além de mudanças nas dinâmicas de sedimentação marinha com aumento do aporte de terrígenos (JENNERJAHN et al., 2004) e expansão de florestas (plantas tipo C3) sobre os campos (plantas tipo C4) (LEDRU et al., 2006; CRISTALLI, 2006).

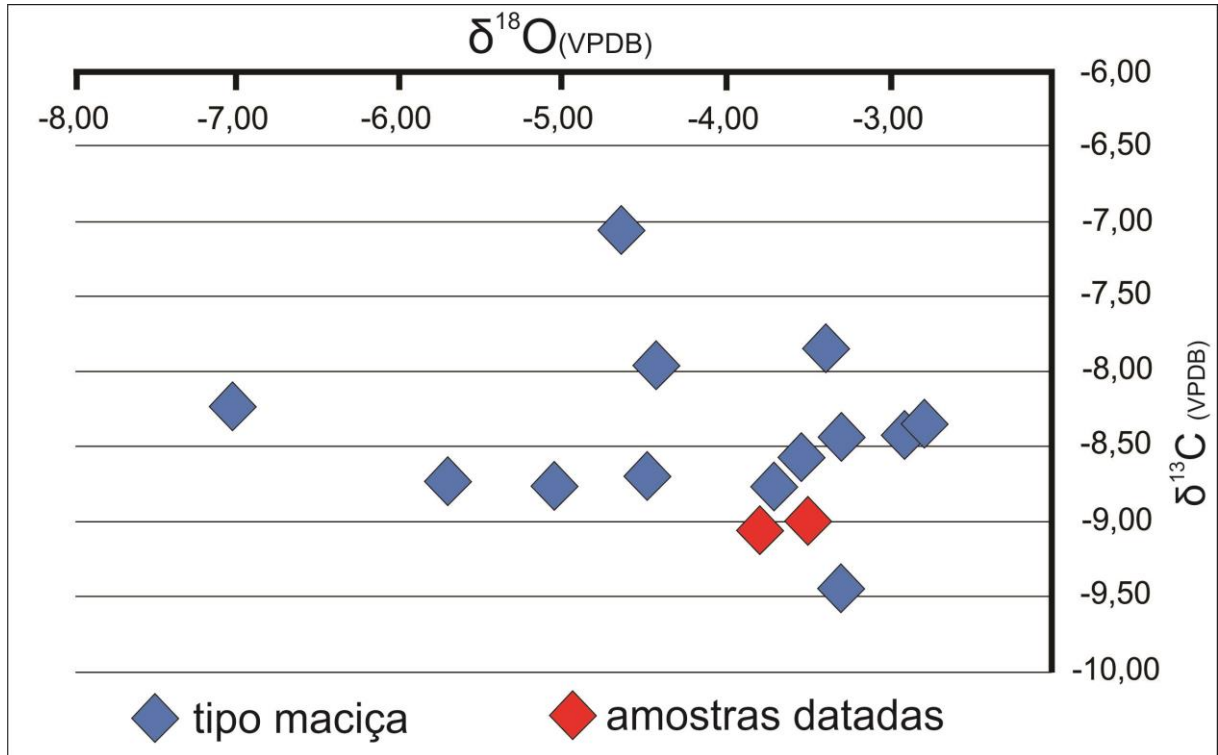


Figura 71 – Gráfico $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ do Evento 1 e posicionamento da amostra AUR-35 de idade 29.293 ± 4.347 anos antes do presente.

À parte dos pormenores evolutivos que culminaram na precipitação das tufas do tipo maciça, o *Evento 1* de idade 29.293 ± 4.347 anos, certamente é resultado do aumento da umidade regional em consequência do evento *Heinrich Stadial* (HS) 3. Tal fato é corroborado por Barreto (2010) em estudos realizados com espeleotemas de cavernas na Chapada Diamantina, que indicam picos na taxa de crescimento e quedas abruptas nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ de porções de espeleotemas referentes ao período entre 30.000 e 29.000 anos. Tal fato sugere a instalação de período com clima regional francamente úmido, proporcionando condições favoráveis à precipitação de tufas calcárias na área estudada (Figura 72).

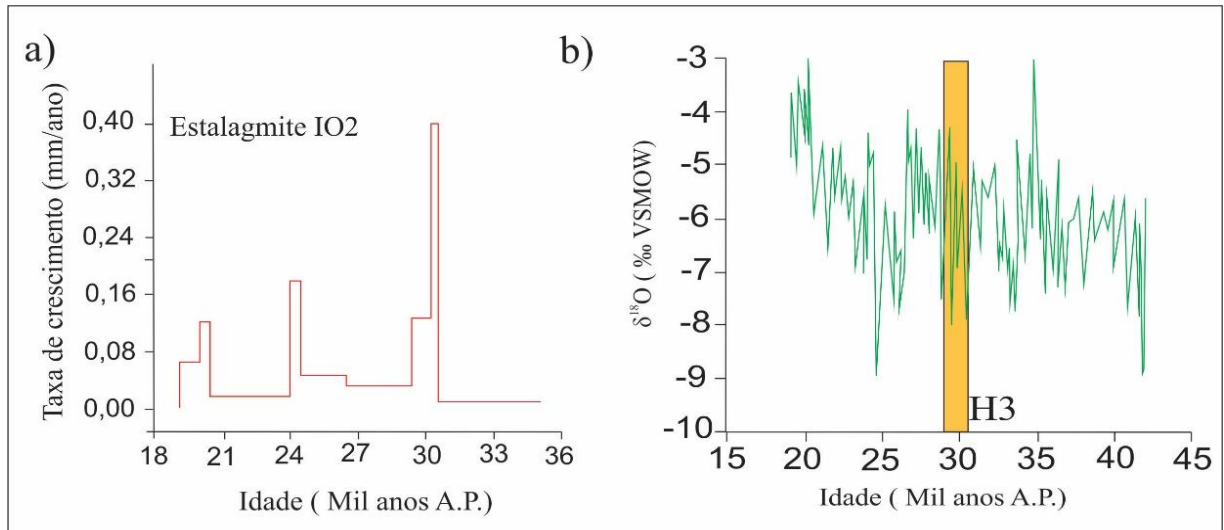


Figura 72 – Aumento abrupto da taxa de crescimento (mm/ano) da estalagmite IO2 (estalagmite caverna Ioiô - Chapada Diamantina) entre ~ 31.000 e 29.000 anos (a) associados à queda abrupta nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ durante o período de ocorrência do evento *Heinrich Stadial* (H3). Modificado de (BARRETO, 2010).

6.3.2 Características evolutivas do Evento (2)

O *Evento 2* possui as tufas com os menores valores $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ do depósito (Figura 68), além de maior área de ocorrência, maior expressão em variedades morfológicas e maior volume de rocha gerado. Este evento datado por meio da amostra AUR-9 (tipo retilíneo) indica idade de formação de 16.631 ± 4.319 anos. Esta idade é coincidente ao evento global de escalar milenar *Heinrich Stadial* (HS) 1 de ocorrência entre 16.000 e 15.000 A. P. (BARRETO, 2010).

Os baixos valores relativos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das tufas que compõem o *Evento 2*, em comparação aos valores do *Evento 1* (Figura 68) somados ao expressivo volume de rocha gerado, sugerem o aumento de pluviosidade em relação ao *Evento 1*, com predomínio de condições favoráveis para o adensamento de vegetação do tipo C3 nas imediações do depósito. O adensamento da vegetação possivelmente favoreceu um aumento da pressão de CO_2 ($p\text{CO}_2$) nos solos, produzido pela decomposição de matéria orgânica vegetal, que por sua vez favoreceu a acidificação da água de percolação (pela produção de HCO_3 a partir do CO_2 biogênico), resultando no aumento da dissolução do substrato carbonático, com consequente aumento da quantidade de tufa formada. À parte dos pormenores evolutivos para o *Evento 2* de idade 16.631 ± 4.319 anos, pode-se afirmar com relativa segurança de que este seja equivalente ao evento *Heinrich Stadial* (HS) 1 caracterizado por aumento abrupto de umidade no nordeste brasileiro entre 18.000 e 16.000 anos. Picos na taxa de crescimento e quedas significativas nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas em cavernas da Chapada Diamantina, apresentadas por Barreto (2010), corroboram a existência de condições favoráveis à

precipitação de tufas calcárias na área de estudo nesse período (Figura 74).

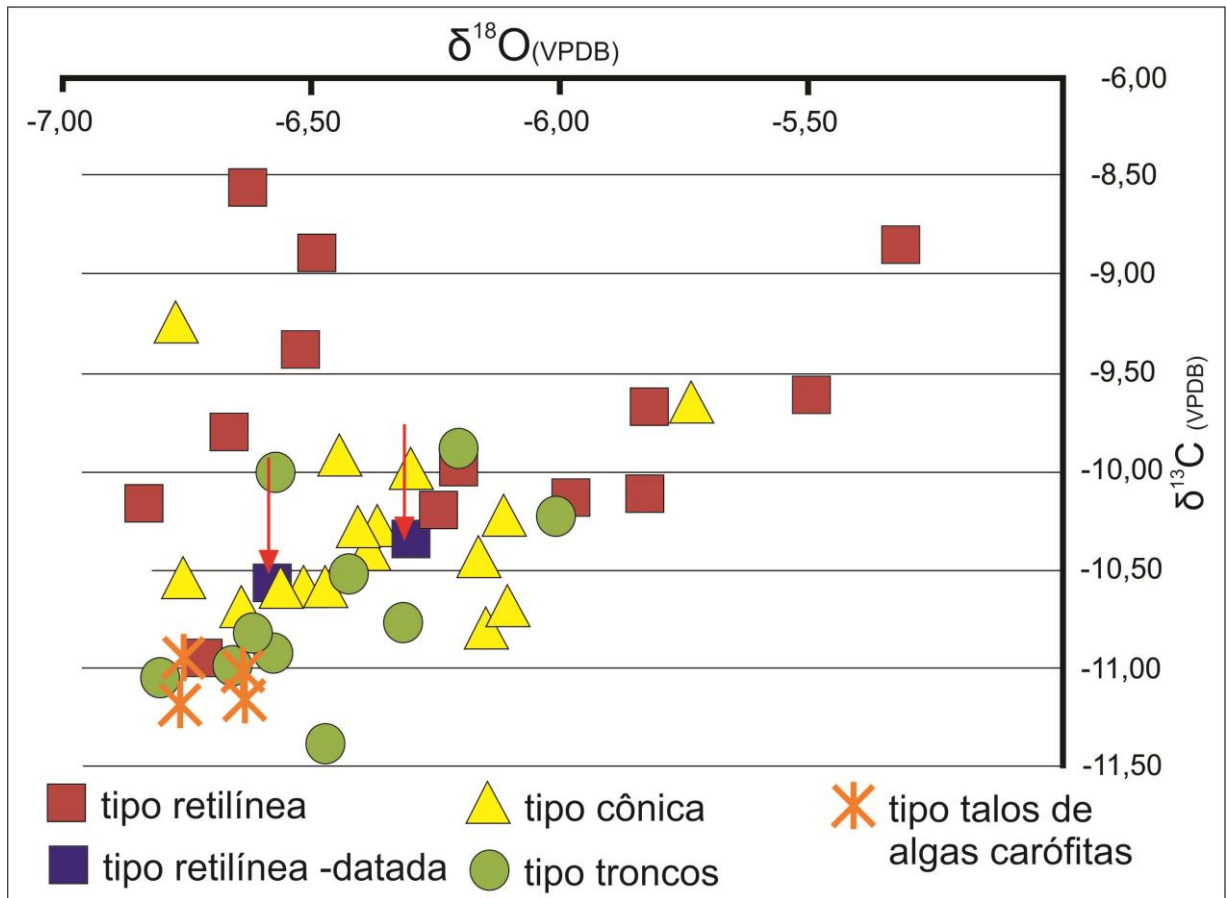


Figura 73 – Gráfico $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ do Evento 2, setas indicam posicionamento da amostra AUR-9 de idade 16.631 ± 4.319 anos antes do presente.

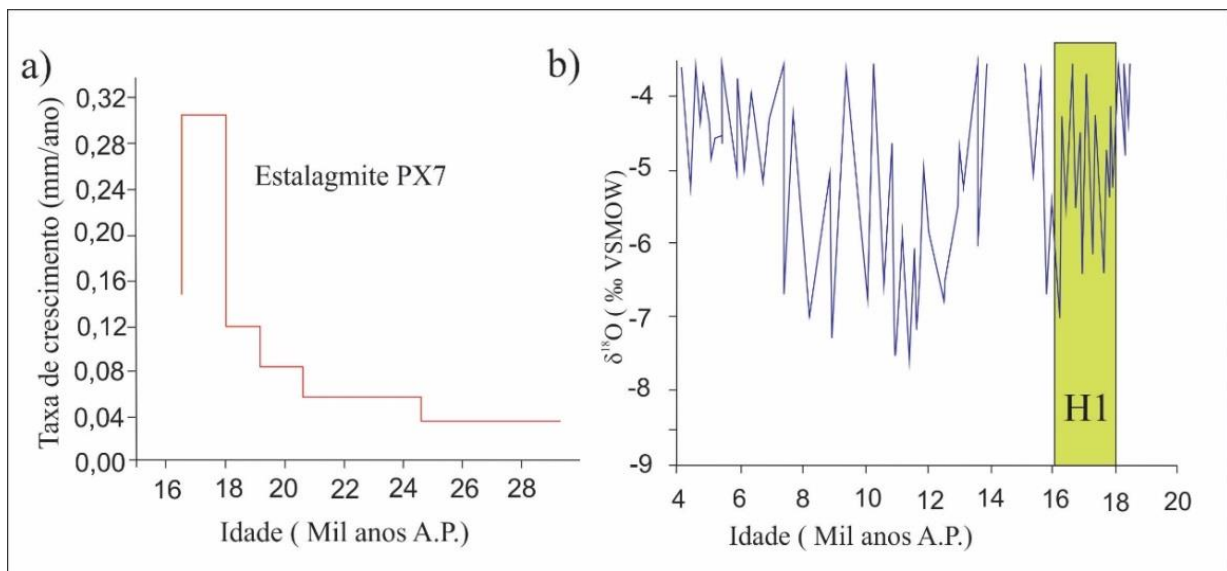


Figura 74 – A) Aumento abrupto da taxa de crescimento (mm/ano) da estalagmite PX7 (estalagmite caverna Paixão - Chapada Diamantina) entre ~ 18.000 e 16.000 anos. B) Queda abrupta nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite PX7 durante o período de ocorrência do evento Heinrich 1 (H1). Modificado de (BARRETO, 2010).

7 DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE)

7.1 Introdução

O método de datação por Luminescência Opticamente Estimulada – LOE, empregado para a datação do depósito de tufas da Fazenda Aurora, utilizou a luminescência proveniente de grãos de quartzo trapeados no interior das tufas calcárias para a aferição das idades de formação do depósito. O método, embora ainda pouco utilizado no Brasil, desponta-se como alternativa plausível para a datação de depósitos desta natureza, como demonstrado por Ribeiro et al., (2015), uma vez que métodos tradicionais de datação de carbonatos, como datação absoluta por Urânio e Tório ($^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$) e radiocarbono (^{14}C) apresentam limitações para sua aplicação nesse tipo de rocha, em decorrência sobretudo, da contaminação por terrígenos após a formação do depósito, no caso do primeiro, e da limitação do segundo para rochas mais antigas que 60 mil anos, uma vez que a meia-vida do isótopo ^{14}C é relativamente curta.

Luminescência ou fotoesvaziamento é a propriedade física de determinados materiais cristalinos ou vítreos de emitir luz quando estimulados por um agente excitante, desde que, previamente expostos à radiação ionizante ambiental, proveniente de raios cósmicos e isótopos radioativos. A depender do agente excitante, a luminescência recebe nomes específicos, como no caso da luz - luminescência opticamente estimulada (LOE) e do calor - termoluminescência (TL) (MINELI, 2013).

Os responsáveis pela existência da luminescência nos minerais são defeitos cristalinos causados pela incorporação de impurezas ou a ausência de íons na vacância principal dos retículos cristalinos. A teoria de banda dos sólidos explica a luminescência nos minerais. Nesta teoria, a radiação ionizante ambiental (partículas α e β e radiação γ) cria pares “elétrons – buracos” que se movimentam livremente pelo cristal (Figura 75 a). Os elétrons se movimentam pela banda de condução, enquanto os buracos se movimentam pela banda de valência (Figura 75 a). Quando elétrons e buracos atingem a banda proibida (Figura 75 b), pode ocorrer o aprisionamento dos mesmos, em níveis localizados de energia, denominados armadilhas de elétrons e armadilhas de buracos, respectivamente (SAWAKUCHI, 2011). A exposição do material previamente ionizado a um agente excitante, como luz (solar ou artificial), induz a liberação dos elétrons e buracos aprisionados em suas respectivas armadilhas, que ao se movimentarem podem ser recombinados as suas partes contrárias

(Figura 75 c). Essa recombinação resulta na liberação de energia luminosa, com intensidade proporcional ao número de recombinações sucedidas.

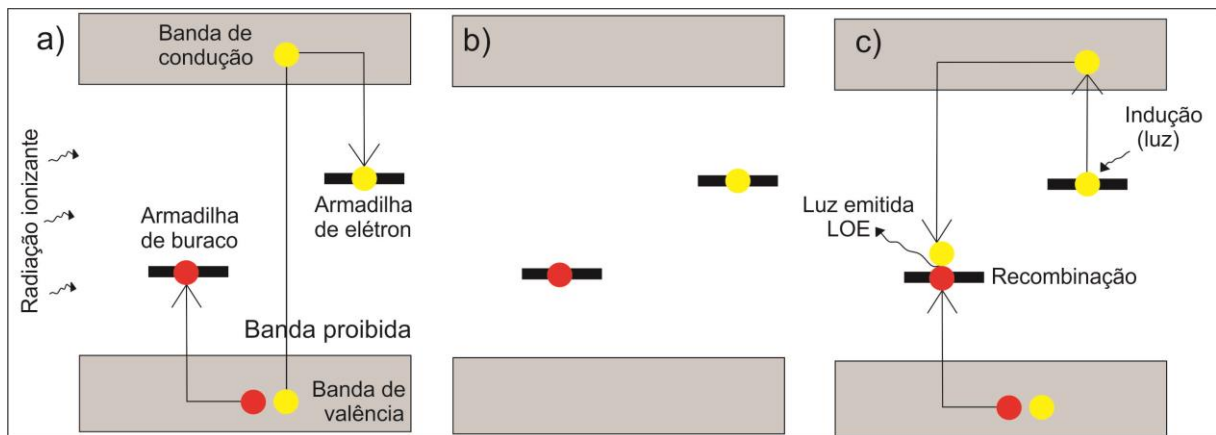


Figura 75 – Representação do fenômeno da luminescência e da teoria de banda dos sólidos em minerais. A) Exposição do mineral à radiação ionizante e geração de elétrons livres e buracos, que ao se movimentarem são capturados por armadilhas na banda proibida. B) Estado metaestável com buracos e elétrons aprisionados em suas respectivas armadilhas. C) Elétrons liberados de suas armadilhas devido à indução por agente excitante (luz) que ao se movimentarem se recombinam com buracos e geram a emissão de luz (luminescência). Adaptado de Sawakuchi (2011).

De forma simplificada, a datação de tufas calcárias por LOE esta relacionada ao transporte de partículas siliciclásticas (principalmente grãos de quartzo) em superfície, que ao se movimentarem, seja pela ação do vento ou da água, sofrem fotoesvaziamento devido a exposição do grão mineral à ação da luz solar. Quando incorporados às tufas calcárias em formação, ou seja, cessada a exposição do grão à luz solar, a radiação ionizante ambiental (provocada por minerais radioativos e raios cósmicos) é novamente acumulada nos defeitos cristalinos do quartzo. Dessa maneira a idade de incorporação do mineral siliciclástico a tufas pode ser inferida como idade de formação do depósito.

A idade de incorporação do grão siliciclástico a tufa é dada pela razão entre a dose acumulada durante o período em que grão permaneceu no interior da tufa (Dose acumulada) e a dose anual da radiação ambiental no local de incorporação do grão (Taxa de dose), conforme a equação (1):

$$\text{Idade [a]} = \frac{\text{Dose acumulada[Gy]}}{\text{Taxa de dose[Gy/a]}}$$

O *range* de idades mensurável pelo método de Luminescência Opticamente Estimada - LOE varia de poucas décadas (limitado pelo sinal mínimo para detecção da energia ionizante acumulada no mineral) até 200.000 anos (definido pela absorção máxima possível de energia ionizante ambiental pelo mineral).

7.2 Seleção de amostras

Para a datação do depósito de tufas da Fazenda Aurora, três amostras de tufa foram selecionadas para o emprego do método LOE, uma do tipo maciça e duas do tipo retilíneo, identificadas através das siglas AUR 35, AUR 9 e AUR 31, respectivamente. Foram selecionadas amostras do primeiro e do segundo evento deposicional obtidas a partir das análises isotópicas do depósito (Figura 71), com presença de grãos de quartzo trapeados em seu interior, confirmada por petrografia óptica.

7.3 Resultados

Das amostras selecionadas para datação, AUR 31, AUR 35 e AUR 9, apenas as amostras AUR 35 e AUR 9 viabilizaram a datação pelo método LOE. Tal fato se deu em virtude da granulometria e concentração dos grãos de quartzo presentes na amostra AUR 31, menores que a fração areia fina e média (180-250 μm) ideal a aplicação do método, e a problemas com as características particulares de luminescência dos grãos de quartzo encontrado nessa amostra.

Das amostras datadas AUR 35 e AUR 9, foram utilizados alíquotas de grãos de quartzo de granulação areia fina e média (180-250 μm) para a amostra AUR 35 e alíquotas de grãos de quartzo com granulação silte e argila (4-11 μm) para a amostra AUR 9. Os principais dados referentes às doses (cósmica, gama, beta e total) e as idades obtidas para as amostras são apresentada na Tabela 3.

Tabela 3 – Dados de doses e idades das amostras AUR 35 e AUR 9 – tufas calcárias Fazenda Aurora.

Amostra	Dose (Gy)	Taxa de dose total (Gy/ky)	Taxa de dose cósmica (Gy/y)	Taxa de dose Gama (Gy/y)	Taxa de dose Beta (Gy/y)	Idade
AUR35 - Maciça	14,52+/- 1,27	0,468+/- 0,027	0,1786+/- 0,0089	0,123	0,169	29.293± 4.347
AUR 9 - Retilíneo	3,95+/- 0,51	0,238+/- 0,104	0,2046+/- 0,1034	0,015	0,018	16.631± 4.319

As idades obtidas pelo método LOE para o depósito de tufas da Fazenda Aurora, apresentam boa consistência em relação a dados isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$) e taxas de crescimento de espeleotemas em cavernas na Chapada Diamantina (próximas ao depósito de tufas estudado),

apresentados por Barreto (2010).

A idade de 29.293 ± 4.347 anos, obtida a partir da amostra AUR 35 para as tufa do tipo maciça, apresenta boa correlação a picos de precipitação de carbonatos nas cavernas, coincidindo também com quedas significativas nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ nas porções de espeleotemas que se formaram no mesmo período (entre 30.000 e 29.000 anos). Segundo Barreto (2010), tais valores estariam relacionados ao aumento significativo da umidade na região em decorrência da atuação do evento *Heinrich Stadial* (HS) 3 no Hemisfério Norte.

A idade de 16.631 ± 4.319 anos obtida a partir da amostra AUR 9 (tufa tipo retilíneo), embora com possível imprecisão, parece correlacionar-se a picos na taxa de crescimento e a quedas abruptas nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ de porções de espeleotemas relacionadas, segundo Barreto (2010), ao evento *Heinrich Stadial* (HS) 1, no período entre 18.000 e 16.000 anos. Este evento também resultou na instalação de clima regional úmido, portanto, favorável ao desenvolvimento de tufas no depósito da Fazenda Aurora.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

A presente dissertação caracterizou o depósito de tufas calcárias da Fazenda Aurora, no município de Ouro-lândia – Bahia e apontou o conjunto de fatores que condicionaram e influenciaram a sua gênese. Pela primeira vez, foram analisadas ultraestruturas das tufas desse depósito (através de imagens de Microscopia Eletrônica de Varredura), assim como foram incluídos estudos de isótopos de Oxigênio e Carbono, e datações por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).

As tufas afloram num pequeno vale na direção E-W (72.000 m²) sobre o embasamento carbonático, em longos alinhamentos, paralelos à direção do vale, alguns alinhamentos perpendiculares (interligando os paralelos), alguns depósitos erráticos e tufas em posição um pouco mais alta e marginal ao vale. De acordo com as características macroscópicas, os depósitos foram classificados como tufas autóctones fitoermais (*boundstones* e *framstones*) subdivididas em cinco tipos designados como retilíneo, cônico (às vezes, bem assimétrico), microterraço, troncos de vegetais superiores e talos de algas carófitas. Particularmente nas porções inferiores dos tipos retilíneo e cônico há grande abundância de moldes da gramínea aquática *Typha* em posição de vida. Adicionalmente, ocorrem tufas alóctones microdetriticas - tipo maciça. Estas últimas e as incrustações em troncos de vegetais superiores ocorrem principalmente nas posições marginais do vale.

Em escala mesoscópica, foi possível caracterizar, em detalhe, a laminação das tufas, normalmente com alternância de intervalos porosos e densos, provavelmente relacionados à ciclicidade climática sazonal vigente a época da formação do depósito.

Em escala de Microscopia Eletrônica de Varredura, reconheceram-se não só os filamentos de cianobactérias (isto é, seus moldes que as permitem identificar com cf. *Phormidium incrustatum* e *P. foveolarum*), como também EPS (*extracellular polymeric substances*), assim como os carbonatos precipitados a partir do EPS em distintas escalas, desde nanocristais, até poliedros, tríades, mesocristais e microcolunas. Este tipo de abordagem é inédito para as tufas do Brasil.

Os dados isotópicos de oxigênio e carbono coletados no depósito indicam evolução do sistema em temperatura ambiente, com águas de procedência meteórica e a contribuição de carbono de origem orgânica na formação das tufas.

A característica plana do fundo do vale, a morfologia e assimetria dos fitoermas, com maiores espessuras de carbonatos nas porções voltadas para oeste (montante), a presença de abundantes moldes de cianobactérias e plantas aquáticas e terrestres

preservadas em posição de vida, somadas a mudanças abruptas nas direções dos alinhamentos dos principais fitoermas, permitem inferir que o ambiente deposicional apresentava fluxo de água ascendente por fraturas do embasamento, concomitante a fluxo lento, contínuo e unidirecional para leste (em direção ao rio Salitre), que denotam o caráter paludal do depósito de tufas da Fazenda Aurora.

As análises isotópicas de carbono e oxigênio e as datações realizadas por meio de Luminescência Ópticamente Estimada (LOE) permitiram estipular dois períodos de formação dos depósitos, em 29.293 ± 4.347 e 16.631 ± 4.319 ., provavelmente relacionados aos intervalos de umidificação do nordeste brasileiro em decorrência dos eventos de frio abrupto no hemisfério Norte *Heinrich Stadial* (HS) 3 e *Heinrich Stadial* (HS) 1, respectivamente.

Há cerca de 30 mil anos, uma vez estabelecidas condições de maior umidade na área, ocorreu à deposição das tufas alóctones microdetriticas nas margens norte e sul do paleovale. Não há evidencia de tufas fitoermais depositadas nesse período mais úmido, não sendo possível afirmar, entretanto, se de fato não ocorreu deposição ou se eventuais fitoermas foram parcial ou totalmente erodidos ou se foram sepultadas por sedimentos ou, ainda, se foram sobrepostas por outros fitoermas mais novos.

Seguiu-se então um longo período semiárido, sem registro de tufas. De acordo com as análises realizadas, em torno de 16 mil anos A.P., restabeleceram-se as condições úmidas da área, promovendo o segundo pulso de deposição de tufas, preferencialmente ao longo do eixo E-W da paleodrenagem e também N-S. As tufas depositadas nesse período são essencialmente fitoermas do tipo *boundstone* e do tipo *framestone*.

Os dados isotópicos corroboram a hipótese de dois eventos distintos de formação das tufas, pois ao comparar os carbonatos do primeiro evento com os do segundo, constata-se diminuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (-4,41 e -6,35‰ VPDB, para cada evento), que indicam mais chuvas e maior umidade no evento mais recente, e a diminuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (-8,52 e -10,40‰ VPDB, para cada evento), que podem indicar aumento na contribuição de carbono orgânico proveniente de plantas C3 em relação a plantas C4 no segundo evento.

Algumas questões não foram analisadas nesta dissertação e poderão ser abordadas em trabalhos futuros, como a duração dos períodos de deposição das tufas, a espessura do depósito em subsuperfície e a comprovação de fraturas no embasamento carbonático que teriam condicionado o alinhamento dos fitoermas dentro do paleovale. Também não foram prospectadas áreas a montante e a jusante da área de estudo, não sendo possível inferir se o depósito de tufas calcárias da Fazenda Aurora é um sistema paludal limitado à sua própria área ou se pertenceu a um sistema mais amplo composto por outros ambientes de deposição

de tufas.

Ressalta-se também que o depósito de Tufas da Fazenda Aurora, até o presente momento, é o único depósito paludal de tufas descrito no Brasil, com fitoermas de morfologia incomum e sem paralelos na literatura brasileira e internacional, com potencial científico ainda não totalmente explorado. Dessa forma, reitera-se o pedido de seu descobridor Benjamim Bley de Brito Neves para que o sítio seja protegido por lei, preservando este incomum arquivo científico e paleoclimático para as futuras gerações de pesquisadores.

REFERÊNCIAS

- AITKEN, M.J. **An Introduction to Optical Dating**. Oxford, Oxford University Press, 1998. 267 p.
- ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A bacia intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: PINTO, C.P.; MARTINS-NETO, M. A. (eds) **A Bacia do São Francisco. Geologia e recursos minerais**. SBG/MG Belo Horizonte, MG, Brasil, p. 9-30. 2001.
- ALMEIDA, F. F. M. Geologia do centro-oeste mato-grossense. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM**, Rio de Janeiro, v. 215, p. 133, 1964.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE. 1977. Campina Grande. **Atas...** Campina Grande, 1977, p.363-391.
- ANDERSON, T. F.; ARTHUR, M. A. 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and palaeoenvironmental problems. In: ARTHUR, M. A.; ANDERSON, T. F.; KAPLAN, I. R.; VEIZER, J.; LAND, L. S. (eds.) **Stable Isotopes in Sedimentary Geology, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course Notes**, vol. 10, p. 1.1–1.151, 1983.
- ANDREWS, J. E. Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: synthesis and review. **Earth-Science Reviews**, v. 75, p. 85–104, 2006.
- AULER, A. S. **Karst Evolution and palaeoclimate in Eastern Brazil**. 1999. PhD Thesis, University of Bristol, Bristol, 1999.
- AULER, A. S.; SMART, P. L. Late Quaternary paleoclimate in semiarid Northeastern Brazil from Useries dating of travertine and water-table speleothems. **Quaternary Research**, v. 55, p. 159-167, 2001.
- BABINSKI, M.; VIEIRA, L.; TRINDADE, R. F. I. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambui Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. **Terra Nova**, 19, p. 401– 406, 2007.
- BARRETO, E. A. S. **Reconstituição da pluviosidade da Chapada Diamantina (BA) durante o Quaternário Tardio através de registros isotópicos (O e C) em estalagmites**. 2010, f. 100. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.
- BOGGIANI, P.C.; COIMBRA, A.M. Quaternary limestones of the Pantanal area, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 67, p. 343 – 349, 1995.
- BRANNER, J. C. The Tombador scarpment in the state of Bahia, Brazil. **American Journal of Science**, v. 30, n. 179, p. 335-543, 1910.
- BRITO-NEVES, B. B.; SANTOS, R. A.; CAMPANHA, G. A. C. **A discordância**

angular e erosiva entre os grupos Chapada Diamantina e Bambuí (Una) na folha Mirangaba-Bahia. São Paulo, 2012, p. 99-114. (Geol. USP, Sér. cient., v.12, n.2)

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

CRISTALLI, P.S., **Macrofitofósseis em tufos calcários quaternários do norte da Bahia como indicadores paleoclimáticos.** 2006. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

CRISTALLI, P. S.; SALLUN-FILHO, W.; PETRI, S.; KARMANN, I.; UTIDA, G.; MITTELSTAED, C. A. Tafonomia de folhas fósseis e características deposicionais de tufos Quaternários de Campo Formoso, Bahia, Brasil. In: CARVALHO, I. S.; CASSAB, R. C. T.; SCHWANKE, C.; CARVALHO, M. A.; FERNANDES, A. C. S.; RODRIGUES, M. A. C.; CARVALHO, M. S. S.; ARAI, M.; OLIVEIRA, M. E. Q. (eds) **Paleontologia: cenários da vida.** Rio de Janeiro: Interciência, v. 2, p. 251 – 260, 2007.

CRUZ, S. C. P.; ALKMIM, F. F. The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco craton region, Eastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 78(1), p. 151–173, 2006.

CRUZ, Jr. F.W.; BURNS, S. J.; KARMANN, I.; SHARP, W. D.; VUILLE, M.; FERRARI, J. A. A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene. **Quaternary Science Reviews**, V.25, p. 2749- 2761, 2006.

DANSGAARD, W. Stable isotopes in precipitation. **Tellus** 4, p. 436-468, 1964.

DEOCAMPO, D. M. The geochemistry of continental carbonates. **Developments in Sedimentology** 62, p.1-59, 2010.

DOMINGUEZ, J. M. L. As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: DOMINGUEZ, J. M. L.; MISI, A. (eds) O Cráton do São Francisco, SBGSGM-CNPq. Edição Especial, p.137-159, 1993.

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

FAIRCHILD T. R.; ROHN, R.; PEREIRA, C. P.; Microbialitos da Formação Salitre, Bacia de Irecê (Neoproterozóico), Chapada Diamantina (Bahia). In: Fairchild, T. R.; Rohn, R.; Dias-Brito, D. (eds.) **Microbialitos do Brasil do Pré-Cambriano ao Recente : um atlas.** Rio Claro, UNESP - IGCE - UNESPetro, Obra 2, p. 194-248, 2015.

FIGUEIREDO, F. T. **Fácies sedimentares e proveniência da Formação Bebedouro, Neoproterozoico (BA).** 2008, f. 121. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

FORD, T. D.; PEDLEY, H. M. A review of tufa and travertine deposits of the world. **Earth- Science Reviews**, v.41, n.3, p.117 – 175, 1996.

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

GANDIN, A.; CAPEZZUOLI, E. Travertine versus Calcareous tufa: distinctive petrologic features and stable isotopes signatures. **Italian Journal of Quaternary Science**, 21(1B), p. 125-136, 2008.

GOLUBIC, S.; VIOLANTE, C.; FERRERI, V.; D'ARGENIO, B. Algal control and early diagenesis in Quaternary travertine formation (Rocchetta a Volturno, central Apennines). In: BARATTOLO, F.; DE CASTRO, P.; PARENTE, M. (eds.) **Studies on Fossil Benthic Algae**. Boll. Soc. Paleontol. Italia., Spec. Vol. 1, p. 231–247, 1993.

GUO, L.; CHAFETZ, H. S. Trends in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values in lacustrine tufa mounds: Palaeohydrology of Searles Lake, California. **Sedimentology** 61, 221-237, 2014.

HAYS, P.D.; GROSSMAN, E.L. Oxygen isotopes in meteoric calcite cements as indicators of continental paleoclimate. **Geology**, 19, p. 441 – 444, 1991.

HENDY, C.H. The isotopic geochemistry of speleothems-I. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as paleoclimatic indicators. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 35, p. 801-824, 1971.

JENNERJAHN, T.C.; VENUGOPALAN, I.; ARZ, H. W.; BEHLING, H.; PATZOLD, J.; WEFER, G. Asynchronous terrestrial and marine signals of climate change during Heinrich Events. **Science**, v. 306, p. 2236 - 2239, 2004.

LAUREANO, F.; CRUZ JR, F.W. Grutas de Iraquara (Iraquara, Seabra e Palmeiras), BA: Um dos principais sítios espeleológicos do Brasil, In: SCHOBENHAUS, C. CAMPOS, D.A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. L. C. (eds.). **Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil**. 1ª edição. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), p. 461 – 468, 2002.

LEDRU, M.P.; CECCANTINI, G.; GOUVEIA, S. E. M.; LÓPEZ-SÁEZ, J. A.; PESSENDA, L. C. R.; RIBEIRO, A. S. Millennial-scale climatic and vegetation changes in a northern Cerrado (Northeast, Brazil) since the Last Glacial Maximum. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, p.1110 – 1126, 2006.

LEE, R. K. L.; OWEN, R. B.; RENAUT, R. W.; BEHRENSMEYER A. K.; POTTS, R.; SHARP, W. D. Facies, geochemistry and diatoms of late Pleistocene Ologesailie tufas, southern Kenya Rift. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 374, p. 197 – 217, 2013.

MAIA, P. H. P.; DIAS NETO, B.; CORRÊA GOMES, L. C. Análise Geológica e Estrutural das Fissuras e Subsidiências no Carste de Lapão. **Cadernos de Geociências**, v. 7, n. 2, 2010.

MANZO, E.; PERRI, E.; TUCKER, M. E. Carbonate deposition in a fluvial tufa system: processes and products (Corvino Valley – southern Italy). **Sedimentology**, 59, p. 553-577, 2012.

MCDERMOTT, F. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. **Quaternary Science Reviews**, v. 23, p. 901-918, 2004.

MINELI, R. C. Proveniência e retrabalhamento sedimentar das areias da Volta Grande do rio Xingu, PA. 2013. 64 f. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

MURRAY, A.S.; WINTLE, A.G. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvement in reliability. **Radiation Measurements**, 37, p. 377 – 381, 2003.

OLIVEIRA, C. E. **Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena-MS**. 2009. 149 f. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

PEDLEY, H. M. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. **Sedimentary Geology**, 68, p. 143–154, 1990.

PEDLEY, H. M. Freshwater (Phytoherm) reefs: the role of biofilms and their bearing on marine reef cementation. **Sedimentary Geology**, 79, p. 255–274, 1992.

PEDLEY, H. M.; ROGERSON, M.; MIDDLETON, R. Freshwater calcite precipitates from in vitro mesocosm flume experiments: a case for biomediation of tufas. **Sedimentology**, 56, p. 511–527, 2009.

PEDLEY, H. M.; ROGERSON, M. In vitro investigations of the impact of different temperature and flow velocity conditions on tufa microfabric. In: Pedley H.M. and Rogerson, M. (eds.) **Tufas and Speleothems: Unravelling the Microbial and Physical Controls**, London, Geol. Soc. London Spec. Publ, p. 193–210, 2010.

PENHA, A. E. P. P. **O calcário caatinga de Ouroândia, Bahia: Feições diagnósticas, gênese e evolução de um perfil calcrete**. 1994. Universidade Federal da Bahia – Salvador. 1994.

PENTECOST, A. **Travertine**. Berlim, Springer-Verlag, v.1, 2005, p. 1-445.

PERRI, E.; MANZO, E.; TUCKER, M. E. Multi-scale study of the role of the biofilm in the formation of minerals and fabrics in calcareous tufa, **Sedimentary Geology**, p. 16-29, 2012.

PRESCOTT, J.R.; STEPHAN, L.G. The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating: latitude, altitude and depth dependencies. **Journal of Council Europe**, p. 17 – 25, 1982.

RAO, V.B.; HADA, K.; Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v.42, p. 81-91, 1990.

REYES-PÉREZ, Y. A.; LIMA FILHO, F. P.; SANT'ANNA, L.; BEZERRA, F. R. H.; CÓRDOBA, V. C.; MENEZES, L.; SOUZA, A. M. Tufas calcárias na bacia Potiguar, nordeste do Brasil. In: IX CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DOS ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 2003, Recife. Resumo... v. 41.

RIBEIRO, L. M. A. L.; SAWAKUCHI, A.O.; WANG, H.; SALLUN FILHO, W.; NOGUEIRA, L. OSL dating of Brazilian fluvial carbonates (tufas) using detrital quartz grains. **Quaternary International**, 320, p. 146 -156, 2014.

ROHN, R.; FAIRCHILD, T.R.; TOLEDO, S. L. V.; BOGGIANI, P.C.; BRITO NEVES, B. B.; YAMAMOTO, J. K. Tufa Calcária Quaternária da Fazenda Aurora, Orolândia, Estado da Bahia. In: Fairchild, T. R.; Rohn, R.; Dias-Brito, D. (eds.) **Microbialitos do Brasil do Pré-Cambriano ao Recente : um atlas**. Rio Claro, UNESP - IGCE - UNESPetro, Obra 2, p. 344-367, 2015.

ROZANSKI, K.; ARAGUÁS, L. Spatial and temporal variability of stable isotope composition of precipitation over the South American continent. **Bulletin de l'Institut Français d'Étude Andines**, v.24, p. 379 - 390, 1995.

SANT'ANNA, L. G.; RICCOMINI, C.; RODRIGUES-FRANCISCO, B. H.; SIAL, A. N.; CARVALHO, M. D.; MOURA, C. A. V. The Paleocene travertine system of the Itaborai basin, Southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 18, p. 11-25, 2004.

SAWAKUCHI, A. O.; BLAIR, M.W.; DEWITT, R.; FALEIROS, F. M.; HYPPOLITO, T. N.; GUEDES, C. C. F. Thermal history versus sedimentary history: OSL sensitivity of quartz grains extracted from rocks and sediments. **Quaternary Geochronology**, 6, p. 261 – 272, 2011.

SAWAKUCHI, A.O.; GUEDES, C. C. F.; DEWITT, R.; GIANNINI, P. C. F.; BLAIR, M.W.; NASCIMENTO JR, D. R; FALEIROS, F. M. Quartz OSL sensitivity as a proxy for storm activity on the southern Brazilian coast during the Late Holocene. **Quaternary Geochronology**, 13, p. 92 -102, 2012.

SIFEDDINE, A.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; LEDRU, M. P. L.; TURCQ, B.; KNOPPERS, B.; MARTIN, L.; MELLO, W. Z.; PASSENAU, H.; DOMINGUEZ, J. M. L.; CORDEIRO, R. C.; ABRÃO, J. J.; BITTENCOURT, A. C. S. P. A 2.1000 cal years paleoclimatic record from Caço Lake, Northern, Brazil: Evidence from sedimentary and pollen analyses. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 189, p. 25-34, 2003.

SILVA, R. A. E. **Controle estrutural do carste hipogênico Toca da Boa Vista - Toca da Barriguda na Formação Salitre, Norte do Cráton São Francisco**. 2015, f. 58, Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2015.

SILVA, A.M.S; BRANDÃO, L.C; SANTOS, M.E; GALO, I.C. Plano de Gerenciamento da Sub-bacia do rio Salitre. Salvador, ANA/GEP/PNUMA/OEA, 2003, 86 p.

SMITH, J.R.; GIEGENGACK, R.; SCHWARCZ, H. P. Constraints on Pleistocene pluvial climates through stable isotope analysis of fossil-spring tufas and associated gastropods, Kharga Oasis, Egypt. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, **184**, p. 147 – 161, 2004.

SOUZA, S. L.; Brito, P. C. R.; Silva, R. W. S.; Pedreira, A. J. Estratigrafia, Sedimentologia e Recursos Minerais da Formação Salitre na Bacia de Irecê, Bahia. Salvador, Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM), 1993. 36 p. (Série Arquivos Abertos 2).

STRIKIS N. M. **Paleopluviosidade no norte de Minas Gerais durante o Glacial tardio e Holoceno com base em registros de espeleotemas**. 2011, f. 124. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

SUPERINTENDÊNCIA DE ESTUDOS ECONÔMICOS E SOCIAIS DA BAHIA – SEI. **Modelo Digital de Elevação - Estado da Bahia**. Salvador, 2005. Mapa, escala 1:500.000. (Divisão Político-Administrativa do Estado da Bahia, 2015).

TOLEDO, S. L.V. **Caracterização preliminar das tufas calcárias quaternárias de Ourolândia, Bahia**. 2012, f 60. Monografia. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2012.

UTIDA, G.; PETRI, S.; SALLUN FILHO, W.; BOGGIANI, P. C. Gastrópodes em tufos calcários quaternários da Serra da Bodoquena, Bonito, MS. *In*: CONGRESSO Brasileiro De Paleontologia, 2007, **Anais SBP**, p. 146-147.

VIEIRA, E. L.; SOUZA, G. S.; SANTOS, A. R.; Silva, J. S. **Manual de Fisiologia Vegetal**. São Luis, EDUFMA, 2010, p. 230.

WANG, X.F.; AULER, A.S.; EDWARDS, R.L.; CHENG, H.; CRISTALLI, P.S.; SMART, P.L.; RICHARDS, D.A. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. **Nature** **432**, p. 740 -743, 2004.

WANG, X.; EDWARDS, R. L.; AULER, A. S.; CHENG, H.; ITO, E.; Millennial-scale interhemispheric asymmetry of low-latitude precipitation: Speleothem evidence and possible high latitude forcing. **Geophysical Monography**, **173**, p. 279-293, 2007.