

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO**

**FÁCIES E CONDICIONANTES GENÉTICOS DAS TUFAS DA SERRA DA BODOQUENA  
(MATO GROSSO DO SUL)**

**Lara Poliny Nogueira da Silva**

**Paulo César Boggiani (Orientador)**

**MONOGRAFIA**

**N° 23/36**

**SÃO PAULO  
2023**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO**

**FÁCIES E CONDICIONANTES GENÉTICOS DAS TUFAS DA SERRA DA  
BODOQUENA (MATO GROSSO DO SUL)**

**LARA POLINY NOGUEIRA DA SILVA**

**Monografia apresentada ao Instituto de Geociências da USP,  
curso de Geologia para obtenção do título de  
Bacharel em Geologia.**

**Orientador: Prof. Dr. Paulo César Boggiani**

**SÃO PAULO  
2023**

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>7</b>
<b>2. METAS E OBJETIVOS.....</b>	<b>8</b>
<b>3. TUFAS CALCÁRIAS .....</b>	<b>8</b>
3.1 Evolução dos conhecimentos sobre as Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena .....	8
3.2 Tufas Calcárias como análogos aos reservatórios carbonáticos do Pré-Sal .....	9
<b>4. MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	<b>10</b>
4.1 Trabalho de Campo .....	10
4.2 Individualização das litofácies e petrografia .....	10
4.3 Investigação dos isótopos de C e O .....	11
4.4 Espectroscopia micro-Raman .....	12
<b>5. ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DA BACIA DO RIO FORMOSO.....</b>	<b>13</b>
5.1 Associação de Fácies do Banhado do Rio Formoso (paludais).....	15
5.2 Associação de Fácies do Médio Rio Formoso.....	27
5.3 Associação de Fácies de Cachoeiras do Rio Mimoso .....	28
<b>6. ANÁLISE LABORATORIAIS.....</b>	<b>30</b>
6.1 Isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio em tufas calcárias.....	30
6.2 Dados de isótopos de carbono e oxigênio das tufas do Rio Mimoso .....	31
6.3 Espectroscopia micro-Raman .....	38
<b>7. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO .....</b>	<b>40</b>
<b>8. CONCLUSÃO .....</b>	<b>42</b>
<b>9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>44</b>

## **Agradecimentos**

Agradeço ao meu orientador e grande amigo Paulo César Boggiani, por aceitar me orientar desde o início da minha iniciação científica e durante todo o desenvolvimento do trabalho de formatura.

Aos Guias de Bonito-MS por todo apoio e ajuda durante a realização das atividades de campo, principalmente ao Dilian, Jair e a Nara.

Aos meus melhores amigos, Léo, Laila, Emili, Livia, Biro, Su, Catarina, Xopz, Giorgio e Maria por serem meu alicerce em toda a graduação. Ao Vinicius por toda ajuda com o tratamento de imagens e pelas análises por espectroscopia micro-Raman e ao Jesus Sallas, por todo apoio com a preparação de amostras para as análises petrográficas.

A minha família, minhas irmãs, Mary e Elsy, minha mãe Izabel, minhas avós Elza e Cleide, avô e meus tios e tias.

Agradeço ao professor Nicolás Misailidis Stríkis, pelas contribuições com os dados dos isótopos das chuvas da região de Bonito-MS, bem como auxílio no tratamento desses dados e posterior interpretação.

Agradeço a Giselle Utida pelo apoio nas discussões prévias que foram fundamentais para o desenvolvimento do trabalho.

Agradeço a professora Juliana de Moraes Leme Basso, e seu aluno Gustavo, pelo uso do Laboratório de estudos Paleobiológicos essencial às análises microscópicas.

Por fim, agradeço ao Programa de Recursos Humanos PRH-43.1 da ANP, pelo financiamento da minha pesquisa “Estudo de porosidade em tufo calcárias e possíveis correlações com os calcários continentais do Pré-Sal” (Projeto nº 3507).

## RESUMO

A Serra da Bodoquena, no Estado de Mato Grosso do Sul, apresenta extensa área com exposições de calcários muito puros da Formação Tamengo (Grupo Corumbá) com desenvolvimento de relevo cárstico e a maior concentração de tufas calcárias ativas conhecidas na América do Sul. Além da importância ambiental e turística, em função da beleza cênica, as tufas possibilitam estudos paleoclimáticos e têm sido consideradas possíveis análogos dos reservatórios do Pré-Sal. Através de revisão bibliográfica, trabalho de campo e análises laboratoriais, no presente trabalho foram definidas e descritas as fácies sedimentares e determinados os condicionantes genéticos das tufas calcárias na Bacia do Rio Formoso. A análise faciológica permitiu distinguir três associações de fácies, a Associação de Fácies do Banhado, diferenciada nas Fácies i. Micrita pulverulenta, ii. Oncólitos, iii. Muralhas do Rio Formoso; Associação de Fácies Médio Rio Formoso, que compreende as fácies de Barragens; e por fim a Associação de Fácies do Rio Mimoso que engloba as Cachoeira do rio homônimo. Como condicionantes, identificou-se parâmetros geomorfológicos, hidrológicos e influência do substrato rochoso, com predominância das micritas pulverulentas nas cabeceiras, barragens na porção média do Rio Formoso e cachoeiras de tufas no Rio Mimoso onde afloram metadiamicítitos da Formação Puga, que proporcionam relevo mais acidentado e maior turbulência das águas. Investigações de espectroscopia micro-Raman revelaram a presença de calcita e querogênio nas tufas fitohermais. Investigações de isótopos de C e O revelaram valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  de -6,57 a -8,54 ‰ e  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  de -6,46 e -10,36 ‰, o que apontou influência de carbono orgânico na composição do carbono total dissolvido, indicando predomínio de plantas C3. Para os valores de isótopos de oxigênio, estes permitiram identificar fluido de origem meteórica no sistema deposicional. A comparação dos dados de isótopos de O obtidos nas tufas coincidem com valores teóricos calculados para os dados de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  da calcita precipitada, a partir de dados de chuva obtidos em trabalho anterior, confirmando o potencial das tufas para estudos paleoclimáticos, apesar da maior complexidade e dificuldade de obtenção de amarrações geocronológicas.

**PALAVRAS-CHAVE:** Tufas Calcárias, Formação Serra da Bodoquena, Análise de Fácies.

## ABSTRACT

The Serra da Bodoquena, in the State of Mato Grosso do Sul, presents an extensive area with exposures of very pure limestones from the Tamengo Formation (Corumbá Group) with development of karst relief and the highest concentration of active limestone tufas known in South America. In addition to its environmental and touristic importance, due to their scenic beauty, tufas enable paleoclimatic studies and have been considered possible analogues of the Pre-Salt reservoirs. Through bibliographical review, fieldwork and laboratory analyses, in the present work the sedimentary facies were defined and described and the genetic conditions of limestone tufas in the Rio Formoso Basin were determined. The faciological analysis made it possible to distinguish three facies associations, the Banhado Facies Association, differentiated into Facies i. Powdery micrite, ii. Oncoliths, iii. Walls of Rio Formoso; Middle Rio Formoso Facies Association, which comprises the Dam facies; and finally the Mimoso River Facies Association, which encompasses the Waterfalls of the river of the same name. As conditions, geomorphological and hydrological parameters and the influence of the rocky substrate were identified, with a predominance of powdery micrites in the headwaters, dams in the middle portion of the Formoso River and tufa waterfalls in the Mimoso River where metadiamicrites from the Puga Formation emerge, which provide greater relief rough terrain and greater water turbulence. Raman investigations revealed the presence of calcite and kerogen in the phytothermal tufas. Analyses of C and O isotopes revealed values of  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  of -6.57 to -8.54 ‰ and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  of -6.46 and -10.36 ‰, which indicated the influence of organic carbon in the composition of total dissolved carbon, indicating a predominance of C3 plants. For oxygen isotope values, these allowed the identification of a fluid of meteoric origin in the depositional system. Comparison of O isotope data obtained from tufas coincide with theoretical values calculated for  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  data from precipitated calcite, based on rainfall data obtained in previous work, confirming the potential of tufas for paleoclimatic studies, despite the greater complexity and difficulty in obtaining geochronological moorings.

**KEYWORDS:** Limestone Tufas, Serra da Bodoquena Formation, Facies Analysis.

## 1. INTRODUÇÃO

As tufas são depósitos carbonáticos continentais, formados a partir de águas superficiais ricas em carbonato de cálcio dissolvido. Frequentemente, apresentam restos de macro e microvegetais, invertebrados e registros microbianos (Pedley, 1990 e Ford & Pedley, 1996).

Na Serra da Bodoquena, encontram-se extensos depósitos de tufas calcárias, associados ao desenvolvimento de um relevo cárstico. Especificamente na Bacia do Rio Formoso, essas rochas se expõem em cachoeiras e barragens, configurando um dos principais atrativos turísticos da região. No entanto, a área enfrenta conflitos decorrentes do crescimento da agricultura, que tem ocasionado turvamentos repetitivos nas águas, antes destacadas pela sua limpidez. Há preocupações crescentes quanto à preservação dessas estruturas, ainda em processo de formação.

Originalmente, esses depósitos foram inseridos na Formação Xaraiés por Almeida (1965) e posteriormente foram redefinidos como Formação Serra da Bodoquena, abrangendo idades que variam do Quaternário até o presente (Sallun et al., 2009).

O estudo das tufas era antes restrito a questões acadêmicas, com investigações petrográficas e sobre a gênese (Capezzuoli et al., 2014). Os estudos evoluíram para investigações paleoclimáticas (Wang et al., 2004) e, recentemente, como possíveis análogos às rochas carbonáticas dos reservatórios do Pré-Sal (Oste, 2017). Após esse interesse econômico, o conhecimento sobre esses carbonatos continentais vem crescendo de forma significativa.

Trabalhos anteriores avançaram no entendimento dos depósitos de tufas calcárias da Serra da Bodoquena, sobretudo nas primeiras menções aos depósitos, Almeida (1965), Boggiani & Coimbra 1995, diferenciação dos tipos de depósitos, Boggiani et al. (2002), estudo paleontológico e tafonômico Utida (2009), Oliveira (2009, 2013), breve menção da relação do carste Serra da Bodoquena e desenvolvimento das tufas Sallun, (2005), definição da “Formação Serra da Bodoquena” para os depósitos de tufas Sallun et al. (2009), e datações por *Optically Stimulated Luminescence – OSL* em Ribeiro (2017).

Nesse contexto, as tufas calcárias da Serra da Bodoquena representam um componente crucial do ambiente cárstico local, a complexidade geológica da região leva a necessidade de preencher lacunas existentes no entendimento dos fatores condicionantes da gênese dessas rochas bem como, estudos detalhados sobre a diferenciação dos tipos de fácies de tufas distribuídas na Bacia Hidrográfica do Rio Formoso.

Com isso, o presente trabalho de formatura teve por objetivo principal, ampliar o estudo sobre as tufas calcárias da Serra da Bodoquena, no Estado de Mato Grosso do Sul, mais especificamente na Bacia do Rio Formoso, onde são mais diversas e representativas. Além disso, visou-se a caracterização da distribuição dos diferentes tipos de tufas ao longo da Bacia com ênfase na interpretação dos seus condicionantes genéticos, complementado com investigações de isótopos de C e O e considerações sobre o uso para estudos paleoclimáticos.

## 2. METAS E OBJETIVOS

O objetivo da presente monografia foi a realização da individualização faciológica dos diferentes tipos de fácies de tufas calcárias presentes na Bacia Hidrográfica do Rio Formoso, Mato Grosso do Sul. Interpretação dos seus condicionantes genéticos e investigação de possíveis indicadores paleoclimáticos, por meio de atividades de campo, descrições macroscópicas e petrográficas, e uso de isótopos de C e O.

Como meta atingida, apresenta-se um quadro de distribuição e tipos de tufa na Bacia do Rio Formoso e os diferentes condicionantes envolvidos em sua formação.

## 3. TUFAS CALCÁRIAS

### 3.1 Evolução dos conhecimentos sobre as Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena

Almeida (1943) fez a primeira menção aos depósitos carbonáticos presentes na escarpa de Corumbá, definindo-os como Formação Xaraéis. Esta unidade é composta por conglomerados basais de cimento carbonático, seguidos de calcários que apresentam fósseis, vestígios de vegetais e moluscos, bem como calcretes. Posteriormente, fez menção a calcários continentais na Serra da Bodoquena (Almeida, 1965), ao longo dos rios Aquidabã e Formoso.

Sucederam-se os mapeamentos da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) nas escalas: 1:250.000 (Projeto Bodoquena Corrêa et al., 1979) e 1:50.000 (Projeto Bonito - Aquidauana Nogueira et al., 1978), assim como o mapeamento do Projeto RADAMBRASIL (Araújo et al., 1982), sem, no entanto, se aprofundarem na delimitação e melhor definição desses carbonatos continentais.

A constatação de que os depósitos da escarpa de Corumbá seriam mais antigos, provavelmente pleistocênicos, e associados a eventos de calcretização, diferentes dos calcários fluviais da Serra da Bodoquena, ainda em formação, levou à separação das “Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena”, que correspondem a uma unidade distinta da Formação

Xaraiés, inicialmente descrita por Almeida (1943), como a unidade basal da Bacia do Pantanal. Posteriormente, Boggiani et al. (2002) aprofundaram as descrições das tufas calcárias da Serra da Bodoquena, destacando seu potencial para estudos paleoclimáticos e paleohidrológicos, com diferenciação dos tipos de tufas, como as de barragens, cachoeiras e depósitos de micrita inconsolidada (calcário pulverulento).

Em continuidade ao entendimento de que são as tufas calcárias seriam distintas dos calcretes da Formação Xaraiés, Sallun et al. (2009) apresentaram a proposta formal Formação Serra da Bodoquena para as tufas, com separação em dois membros: o Membro Rio Formoso, com os depósitos de represas e cachoeiras que se destacam ao longo do rio homônimo, e o Membro Fazenda São Geraldo, composto por micritos, depósitos inconsolidados, lavrados na fazenda de mesmo nome.

Estudos detalhados foram realizados na forma de dissertação de mestrado e doutorado, como os trabalhos de Utida (2009), com detalhado estudo paleontológico e tafonômico, Oliveira (2009, 2013) e Ribeiro (2017) com datações por *Optically Stimulated Luminescence – OSL*.

As tufas calcárias, na região estudada, vêm sendo estudadas, nos últimos anos, em função de serem possíveis análogos dos reservatórios do Pré-Sal, como nos trabalhos de Oste (2017) e Oste et al. (2021).

### **3.2 Tufas Calcárias como análogos aos reservatórios carbonáticos do Pré-Sal**

As rochas carbonáticas do Pré-Sal apresentam grande heterogeneidade lateral e vertical, constituindo sistema sedimentar distinto em termos composicionais com controvérsias sobre a gênese, inclusive se biótica ou abiótica. Os primeiros modelos deposicionais foram interpretados como representativos de ambiente marinho (Dias, 2005; Moreira et al., 2007; Gomes et al., 2009). Posteriormente, esses modelos foram reinterpretados como sendo de ambiente lacustre e caráter alcalino (Wright, 2012, 2022; Muniz & Bosence, 2015; Tosca & Wright, 2015, 2018; Wright & Barnett, 2015; Lima & De Ros, 2019).

Para alguns autores (Dias, 2005; Moreira et al., 2007; Terra et al., 2010; Muniz & Bosence, 2015; Mercedes-Martín et al., 2016), essas rochas seriam microbialitos, seguindo modelo biótico de precipitação. Já para outros autores (Wright & Barnett, 2015; Tosca & Wright, 2015; Farias et al., 2019; Lima & De Ros, 2019; Gomes et al., 2019; Wright, 2022), a origem seria abiótica, com raras evidências de atividade biológica, sendo a precipitação mediada pela mudança das condições geoquímicas da água.

Destacam-se as contribuições de Gomes et al. (2019) com a descrição das fácies da Formação Barra Velha da Bacia de Santos, individualizando-as em: i. fácie *mudstone*, representativa da lama carbonática, ii. fácie esferulito, calcita esférica a sub esférica com extinção radial, e iii. fácie *shrub* com crescimento de material calcítico em formato arborescente. A fim de se melhor entender a origem destes sedimentos carbonáticos, buscouse análogos representativos, como no trabalho de síntese de Brelaz et al. (2017) com destaque para os estromatólitos de Lagoa Salgada no Rio de Janeiro, Estromatólitos da Formação Yacoraite da Bacia de Salta na Argentina, Calcário Laminado do Membro Crato, Formação Santana, Bacia do Araripe no Ceará e Travertinos de Tívoli, Itália.

Nesse contexto, o estudo das Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena, tem se inserido como possíveis depósitos similares aos reservatórios Aptianos do Pré-Sal Brasileiro, com destaque para os estudos de Oste (2017) e Oste et al. (2021).

#### **4. MATERIAIS E MÉTODOS**

Os estudos das tufas calcárias da Bacia do Rio Formoso foram realizados através dos seguintes métodos: 4.1) Trabalho de Campo; 4.2) Individualização das litofácies, caracterização macroscópica e microscópica; 4.3) Investigação dos isótopos de C e O; 4.4) Análise composicional por espectroscopia micro-Raman.

##### **4.1 Trabalho de Campo**

Fez parte do presente projeto a realização de um trabalho de campo para a cidade de Bonito-MS, tal etapa foi realizada entre os dias 02/07/23 e 09/07/23, partindo de São Paulo - SP via BR-374 e BR-267. A atividade desempenhou um papel fundamental na coleta de dados e amostras, partiu-se de levantamentos preliminares, com estudos topográficos em mapa para identificar possíveis áreas de interesse relevantes para pesquisa.

O enfoque dado foi a realização da interpretação dos elementos geomorfológicos dos depósitos de tufas ao longo da Bacia do Rio Formoso, interpretações dos condicionantes genéticos e coleta de novas amostras de rochas para realização de análises de isótopos de Carbono e Oxigênio. O trabalho de campo abrangeu ainda, a individualização das fácies de tufas nos rios Formoso e seus afluentes Formosinho e Mimoso.

##### **4.2 Individualização das litofácies e petrografia**

A individualização de fácie sedimentares teve por base os métodos clássicos de Walker & James (1992) e Nichols (2009), com uso das classificações de tufas de Pedley (1990) e Ford & Pedley (1996).

As análises petrográficas foram realizadas a partir de 18 seções delgadas de amostras de tufas antigas, provenientes de depósitos das Muralhas do Rio Formoso. O preparo das amostras envolveu a impregnação com resina epoxiglass e corante azul Orasol. O método consiste em preparação de uma mistura com 50g de resina epoxiglass, 5 g de endurecedor epoxiglass, 7 g de acetona, 1 g de corante Orassol, após isso leva-se a amostra para o equipamento *Struers CitoVac*, o qual gera vácuo de 200 mbar, e adiciona-se a mistura na amostra sob vácuo, após o tempo de vácuo a amostra então é reservada para que a resina endureça. O tempo de endurecimento é de cerca de 2 semanas, com a resina devidamente endurecida a amostra é levada para laminação. Tal procedimento foi realizado no Laboratório de Geologia Sedimentar (LabSed) do Instituto de Geociências da USP.

As análises petrográficas foram realizadas no Laboratório de Estudos Paleobiológicos do IGc/USP, utilizando microscópio *Zeiss Stemi* com câmera *AxioCam* acoplada, e software *Zeiss Zen* para obtenção do imageamento, com identificação e definição dos constituintes texturais, compostionais e estruturais, bem como investigar a presença de atividade microbiana das tufas.

#### **4.3 Investigação dos isótopos de C e O**

Três amostras de tufas com uma série de laminações foram selecionadas para investigação dos isótopos de carbono e oxigênio (MM-01, MM-02 e TC-01). O conjunto de amostras MM 01 e 02, são amostras provenientes de depósitos de tufas modernas do Rio Mimoso, tais amostras são tufas fitohermais e apresentam uma alternância típica de micrita maciça (*sinter tufa*) intercaladas com camadas porosas de deposição de micrita sob talos de musgos (*moss tufa*).

Já a amostra TC-01 embora que seja uma tufa fitohermal, também proveniente de depósitos modernos do Rio Mimoso, não apresenta o mesmo padrão de intercalação entre *sinter tufa* e *moss tufa*, mas apresenta certa laminação de camadas mais porosas com camadas de micrita densa cristalizada. Fez parte do trabalho investigar um possível indicador paleoclimático dessas camadas.

Nesse sentido, a preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Terrenos Cárticos do IGc/USP e envolveu o corte em serra com fio diamantado, e posterior secagem em temperatura ambiente. Em seguida com auxílio de uma broca de aço de carbono foi feita a amostragem por meio de perfurações submilimétricas (*drilling*), a amostragem não foi feita obedecendo um padrão ou um distanciamento pré-estabelecido entre as perfurações. O critério de amostragem foi a coleta alternada de amostras de *sinter tufa* e *moss tufa* no caso

das amostras MM 01 e 02. Já para as amostra TC-01 coletou-se alternadamente amostras das camadas de micrita maciça e as camadas mais porosas (Figura 2).

As amostras obtidas possuíram idealmente 200 µg, e foram armazenadas em tubos de ensaio com tampa rosqueada.

Em seguida as amostras extraídas, foram analisadas no laboratório de isótopos estáveis do Centro de Pesquisas Geocronológicas (LIE-CPGEO) do IGc/USP, por meio de um espectrômetro de massa de fonte gasosa, modelo *Deltaplus Advantage* (*Thermo Finningan*).

O procedimento padrão de obtenção dos dados, segundo Stríkis (2017) consistem em extração do dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) liberado a partir da hidrólise ácida do CaCO<sub>3</sub> com H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> a 100% em um reator sob temperatura de 72 °C. O CO<sub>2</sub> é então arrastado dos tubos de ensaio por meio de um fluxo de Hélio para o acessório tipo *Finnigan Gas Bench*, no qual é separado do vapor d'água dentre outros gases, por um sistema de cromatografia gasosa. Esse sistema opera de forma automatizada.

No interior do espectrômetro, um arranjo formado por um coletor triplo de oxigênio/carbono executa a avaliação das proporções isotópicas de dióxido de carbono por meio de uma fonte iônica.

As razões isotópicas são expressas na notação delta (δ), e são fruto da diferença entre a razão medida da amostra e o padrão de referência, equações (1) e (2). No caso utilizou-se o padrão internacional VPDB (*Vienna Pee Belemnite*), comumente empregado para rochas carbonáticas.

$$\delta^{18}\text{O} (\text{\textperthousand}) = [(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}}/(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}} - 1] \times 1000 \quad \text{Eq.(1)}$$

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

#### 4.4 Espectroscopia micro-Raman

Posteriormente às análises petrográficas e geoquímicas, foram selecionadas 3 seções delgadas para investigação dos componentes mineralógicos da rocha, com uso da espectroscopia micro-Raman.

A espectroscopia Raman é uma técnica analítica que se baseia no espalhamento inelástico da luz para fornecer informações detalhadas sobre as vibrações moleculares de uma amostra. Emprega a absorção de infravermelho e o espalhamento Raman para caracterizar as moléculas.

Quando os fótons da radiação incidente atingem o objeto estudado, eles podem sofrer espalhamento Rayleigh (elástico), ou espalhamento inelástico. No caso em que os fótons sofrem espalhamento inelástico (espalhamento Raman), a energia dos fótons emitidos é ligeiramente menor do que a inicial, e esta diferença energética relaciona-se com o estado vibracional de cada molécula, o que por sua vez fornece informações da geometria molecular do material, já que cada material possui um padrão de deslocamento energético característico (*Fingerprint*) (Smith & Dent, 2005).

A técnica foi realizada na Central Analítica do Instituto de Química da USP, com uso do equipamento da marca *Renishaw modelo in-Via*, que possui um detector CCD e microscópio *Leica* com objetivas de 10x, 20x, 50x e 100x, e dispõe de três lasers com comprimentos de ondas específicos (532 nm; 633 nm ou 784 nm). No presente estudo, foi empregado o de 784 nm, com identificação do material sedimentar por comparação com espectros obtidos com os presentes na literatura.

## 5. ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DA BACIA DO RIO FORMOSO

A Bacia do Rio Formoso se desenvolve em relevo cárstico (Sallun, 2005), que se destaca pela extensa e diversificada formação de tufas. Está situada em uma ampla área de exposição de rochas carbonáticas, pertencentes às formações Bocaina e Tamengo (Grupo Corumbá), com predominância da segunda. O Rio Formoso tem sua cabeceira com ressurgência em um conduto rochoso com dez metros de diâmetro, captando água da bacia hidrográfica vizinha, do Rio Perdido (Figura 01).

O Rio Formoso destaca-se como o principal curso d'água na bacia hidrográfica, contando ainda com o Rio Formosinho, que percorre em paralelo, e o Rio Mimoso, sendo estes dois últimos reconhecidos como elementos de grande importância. Além desses, registram-se drenagens secundárias notáveis, a exemplo dos rios Santo João e Anhumas, este último caracterizado por sua natureza intermitente (conforme ilustrado na Figura 02).



Figura 01. Nascente do Rio Formoso com ressurgência em rocha, de 10 m de diâmetro, no extremo da Bacia do Rio Formoso, o que demonstra que tem captação de águas da bacia hidrográfica vizinha, do Rio Perdido.

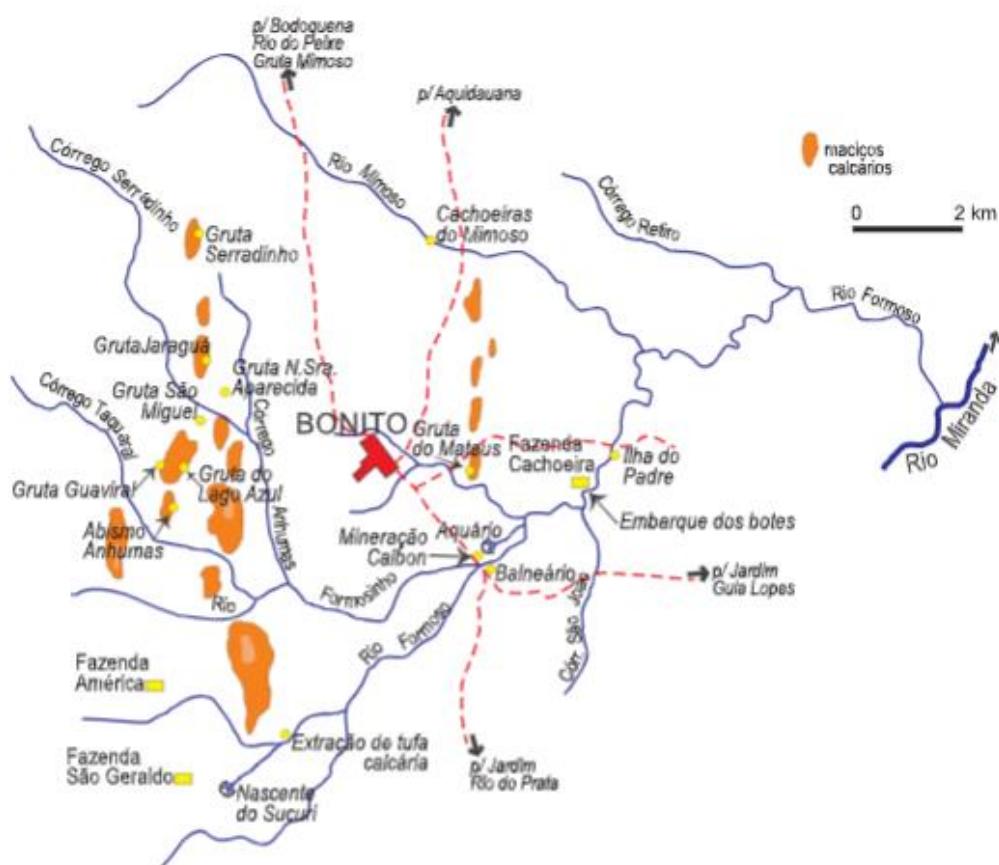


Figura 02. Esquema da Bacia do Rio Formoso, na parte central da Serra da Bodoquena (Mato Grosso do Sul).

O Rio Formoso apresenta em sua parte alta extensa área de várzea, conhecida localmente como “banhado”, com vegetação rasteira, marcada pela Associação de Fácies do Banhado, de características paludais e predominância de micrita pulverulenta, com a Fácie de Oncólitos na base e, na parte média do rio, pela Associação de Fácies de Barragens.

A Associação de Fácies do Rio Formoso inclui os extensos depósitos de micrita de seu afluente paralelo Rio Formosinho, bem como depósitos antigos de tufas pertencentes a associação de Fácies Muralhas do Rio Formoso. Ao norte da bacia o Rio Mimoso apresenta destacado relevo caracterizado pela associação de Fácies Cachoeiras do Rio Mimoso. Na Figura 03, pode-se observar um quadro da distribuição dos diferentes tipos de associações de fácies verificadas na Bacia Hidrográfica do Rio Formoso, que serão detalhados nos tópicos a seguir.

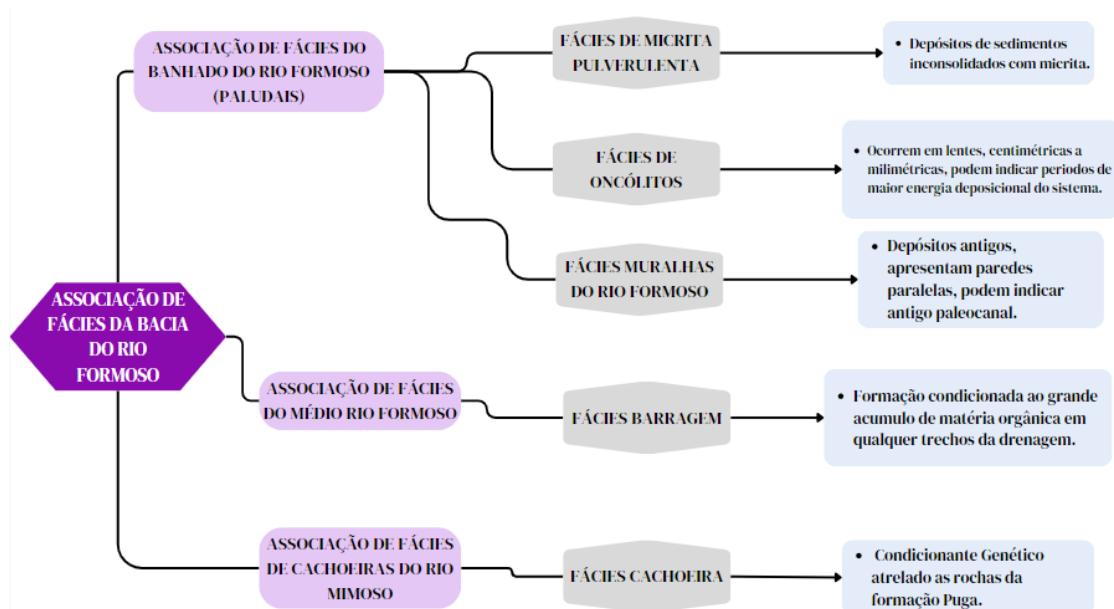


Figura 03. Quadro da distribuição das diferentes Associações de Fácies da Bacia Hidrográfica do Rio Formoso.

## 5.1 Associação de Fácies do Banhado do Rio Formoso (paludais)

### 5.1.1 Fácie de Micrita Pulverulenta

Os depósitos de micrita pulverulenta ocorrem em toda extensão da parte alta da Bacia do Rio Formoso, na região do banhado. Esses depósitos exibem espessuras que variam de alguns decímetros até três metros. Esta fácie não apresenta estruturas sedimentares, com raras e isoladas estraflacções cruzadas, dada pela orientação dos talos carbonáticos das macroalgas *Caraceas*, muito abundantes em toda a planície (Figura 04 e 05). Estes depósitos formam extensos corpos de sedimentos carbonáticos de granulação variando entre areia fina a argila com micrita inconsolidada (Figura 5).



Figura 04. Ponto TF-14, Emaranhado de algas da família *Characea*, ao realizarem fotossíntese as algas retiram CO<sub>2</sub> da água o que favorece a reação de precipitação do carbonato de cálcio. Destaca-se em branco porção com carbonato de cálcio precipitado.

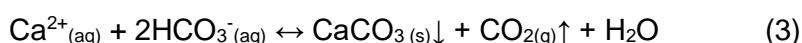


Figura 05. Praia da Figueira, Bonito-MS, Ponto TF-14 Depósito antigo de micrita pulverulenta, destaque para extensa faixa de micrita inconsolidada na coloração branca, ausência de estruturas ou processos de cimentação.

Sallun Filho et al. (2009) reuniram os depósitos抗igos de micritos no Membro Fazenda São Geraldo. Os depósitos de micritos são ricos em gastrópodes, com identificação das espécies *Pomacea canaliculata*, *Pomacea semperi*, *Idiopyrgus souleyetianus*, *Bulimulus angustus* e *Biomphalaria sp.* (Utida, 2009, Utida et al., 2017). Segundo estes autores, o gênero *Pomacea* habita lagos, lagoas e áreas inundadas em geral, o mesmo ocorre com a *Biomphalaria*, mas exclusivamente em áreas de pouca correnteza. Neste depósito também ocorrem ostracodes, girogonites, algas caráceas e microgastrópodes.

Subjacente aos depósitos de micrito, ocorrem concentração de oncólitos centimétricos, com laminação concêntrica e curiosas formas cônica, que caracterizam a fácie de mesmo nome. Utida (2009) interpretou que a presença dos oncólitos, que ocorrem abaixo dos depósitos de micritos, demonstraria uma fase com corrente de água que teria evoluído para uma fase lacustre, com a deposição da lama calcária, com posterior colmatação e estabelecimento da vegetação do banhado (fase palustre).

Interpreta-se que a origem da micrita dessa fácie estaria relacionada ao crescimento abundante das algas caráceas do gênero *Chara*, assim como também de cianobactérias epifíticas (Anadon et al., 2000; Utida, 2009). Em águas bicarbonatadas, o gás carbônico necessário para as algas não se encontra liberado, mas sim associado ao  $\text{HCO}_3^-$ , e essas algas possuem como característica a capacidade de utilizar o  $\text{HCO}_3^-$  para obtenção de  $\text{CO}_2$  necessário para fotossíntese, com isso o estado de equilíbrio da água é alterado e o  $\text{CaCO}_3$  é secretado internamente conforme visto na Eq (3). A morte das algas e posterior desintegração resulta na precipitação da micrita.



Equação de equilíbrio químico do carbonato de cálcio.

Outro processo de precipitação de micrita seria o bioinduzido, através da ação de cianobactérias (Figura 06). Ao realizarem a fotossíntese estas consomem o gás carbônico e induzem indiretamente a precipitação da micrita, na forma de lama fina, em processo semelhante ao demonstrado por Robbins & Blackwelder (1992), no mar do Caribe.

Os autores supracitados introduziram o termo "Whiting" para descrever o mencionado processo que ocorrem em plataformas carbonáticas supersaturadas em carbonato. Esse fenômeno envolve a nucleação de  $\text{CaCO}_3$  nas células do fitoplâncton, seguida pela precipitação de *mudstone* (lama carbonática).



Figura 06. Imagem aérea do Rio Formoso na área do banhado, com fenômenos esporádicos de possível precipitação de micrita, por bioindução com a proliferação de cianobactérias.

Apesar da formação atual de micrita ocorrer em sistema paludal, segundo os estudos paleontológicos de Utida (2009) essa fácie, posterior a formação dos oncólitos e deposição de argila (argilominerais), teria se depositado em ambiente lacustre, continuamente colmatado, até chegar na situação atual do banhado.

### 5.1.2 Fácies de Oncólitos

Os oncólitos ocorrem com laminações internas concêntricas, e formatos oval, circular e cônicas, com núcleo bioclástico, litoclástico ou até mesmo orgânico. Esses depósitos afloram na Bacia do Rio Formoso em corpos lenticulares, Figura 07, de espessuras centimétricas a métricas com matriz carbonática de fração argilosa a arenosa entre os clastos (Rodrigues, 2019).

Os oncólitos da Bacia do Rio Formoso apresentam tamanhos em média de 4 cm, núcleo formado por sílica amorfa, quartzo, calcita espática ou fragmentos de oncólitos, sendo a calcita o principal componente mineralógico das laminações que ocorre em forma de micrita, (Figura 08).

Oliveira (2009) classificou essas rochas como “packstones oncolíticos”. O autor destacou que abaixo dessas fácies ocorrem, em contatos abruptos, calcretes brechados e acima delas os depósitos de micrita pulverulenta.

Na classificação de Ford & Pedley (1996) e Pedley (1990), são classificados como tufas clásticas oncoloidais. Utida (2009) destacou que a formação dos oncólitos se deu sob condições de alta energia com aumento do nível da água. A verificação de oncóides de crescimento concêntrico permite ainda inferir que houve transporte, que permitiu crescimento em ambos os lados.



Figura 07. Lentes de oncólitos no leito do Rio Sucuri, na Fazenda São Geraldo/Bonito-MS. Afloramento contendo lente de oncólito, destaque para micrita inconsolidada no topo, na base predominam argilas indicativo da transição do aporte de sedimentos terrígenos para carbonáticos. Fonte: (Rodrigues,2019).

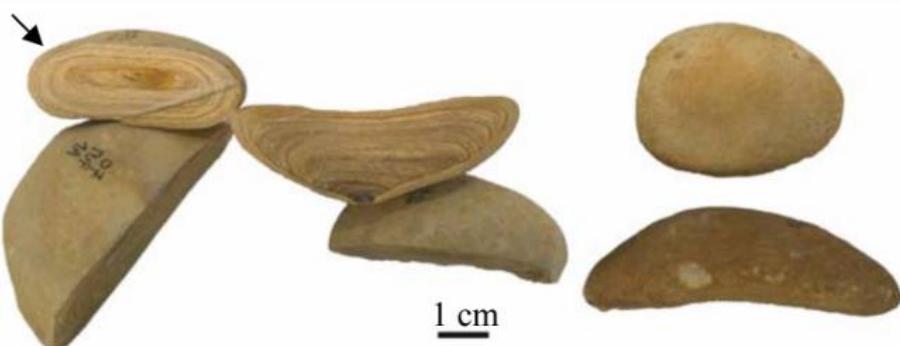


Figura 08. Oncólitos, provenientes da Mineração “Calcário Xaraés”, o oncolito indicado pela seta possui crescimento concêntrico, o que evidencia transporte durante seu crescimento, já os demais não indicam o mesmo padrão. Fonte: (Utida, 2009).

### 5.1.3 Fácies Muralhas do Rio Formoso

A Fácies Muralhas do Rio Formoso correspondem a um diferente tipo de barragem de tufa calcária, inativas e diferenciadas entre os demais tipos. Caracteriza-se pela presença de paredes paralelas, com espaçamento de 30 a 40 cm, e altura na ordem de 1,5 m, (Figuras 09 e 10). Sua disposição é linear e adquire centenas de metros de extensão perpendicular ao paleocanal do Rio Formoso em trechos de menor declividade.

Atualmente as muralhas encontram-se em áreas de várzea na parte alta do Rio Formoso e inserem-se estratigraficamente na Formação Serra da Bodoquena, membro Rio

Formoso (Sallun et al., 2009), em variação lateral aos depósitos de micrita inconsolidada do Membro Fazenda São Geraldo, situando-se topograficamente em posição mais elevada.

Essa fácie apresenta alternâncias de lâminas de micrita densa, milimétrica a centimétrica, alternada com lâminas formadas pela incrustação de micrita sobre talos de vegetais, algas, musgos ou cianobactérias (Figura 11) que possui maior porosidade relativa e baixa resistência mecânica. Segundo a classificação de Ford & Pedley (1996) e Pedley (1990) se enquadram no tipo fitohermas.



Figura 09. Muralhas do Rio Formoso em Bonito-MS, notar alinhamento paralelo das paredes.



Figura 10. Muralhas do Rio Formoso, Bonito-MS, destaque para a disposição das paredes interna e externa e alinhamento paralelo.

As análises macróscópicas das amostras revelaram a abundância de fragmentos vegetais, como visto na Figura 11, além disso observa-se com nitidez a presença da alternância de laminações, principalmente na base da amostra (Figura 12).



Figura 11. Tufa calcária Fitohermal, da Muralha do Rio Formoso, Bonito-MS, destaque para abundância de fragmentos vegetais como troncos e folhas com camada fina de micrita no topo da amostra, Amostra 11-FOR-02.



Figura 12. Tufa Calcária Fitohermal da Muralha do Rio Formoso, Bonito-MS. Na base a amostra apresenta laminação bem marcada, e no topo há maior concentração de matéria orgânica, Amostra 11-FOR-01.

As análises microscópicas permitiram identificar textura laminada, submilimétrica a milimétrica de micrita com coloração escura, alternadas com lâminas microespáticas de coloração clara evidenciada na Figura 13. Ressalta-se camadas submilimétricas de cor avermelhada, sugerindo a presença de óxidos de ferro, com porções com poros e lâminas microespáticas e micriticas. Entre as laminações por vezes podem ocorrer fitoclastos, bioclastos, pelóides e moldes de gravetos/galhos.

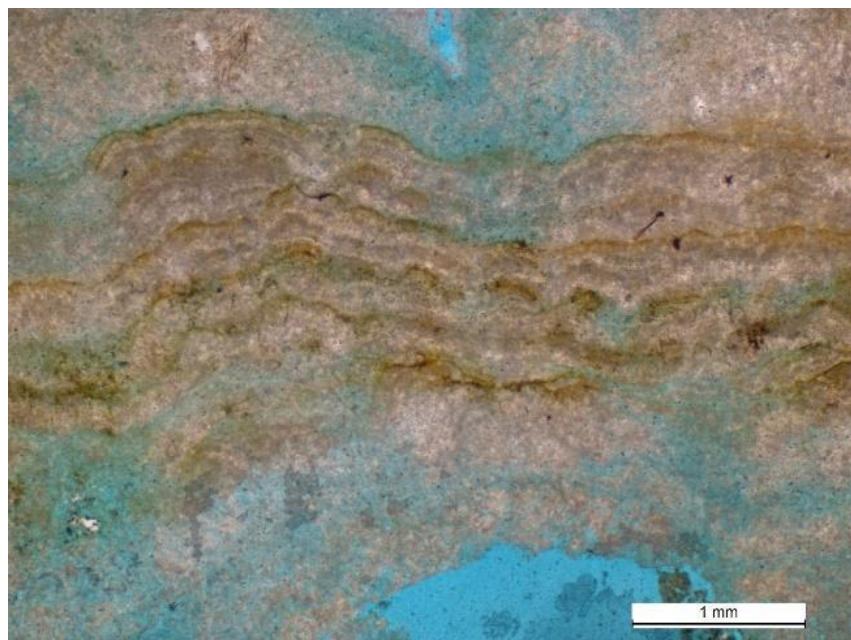


Figura 13. Imagem de seção delgada, polarizadores paralelos, destaque para dissolução das lâminas micritis com preservação da espatásicas caracterizando uma **porosidade interlaminar** (Amostra 11-FOR-01, Muralhas do Rio Formoso).

Distingue-se nas laminações a presença de filamentos de cianobactérias, na ordem de 10 µm (Figuras 14 e 15). Tais filamentos apresentam-se conservados (coloração preta), ou demonstram processos de cimentação e substituição por cristais de calcita euédrica. Esses filamentos desenvolvem-se preferencialmente na direção ortogonal à laminação o que dá origem a uma trama dendrolítica.

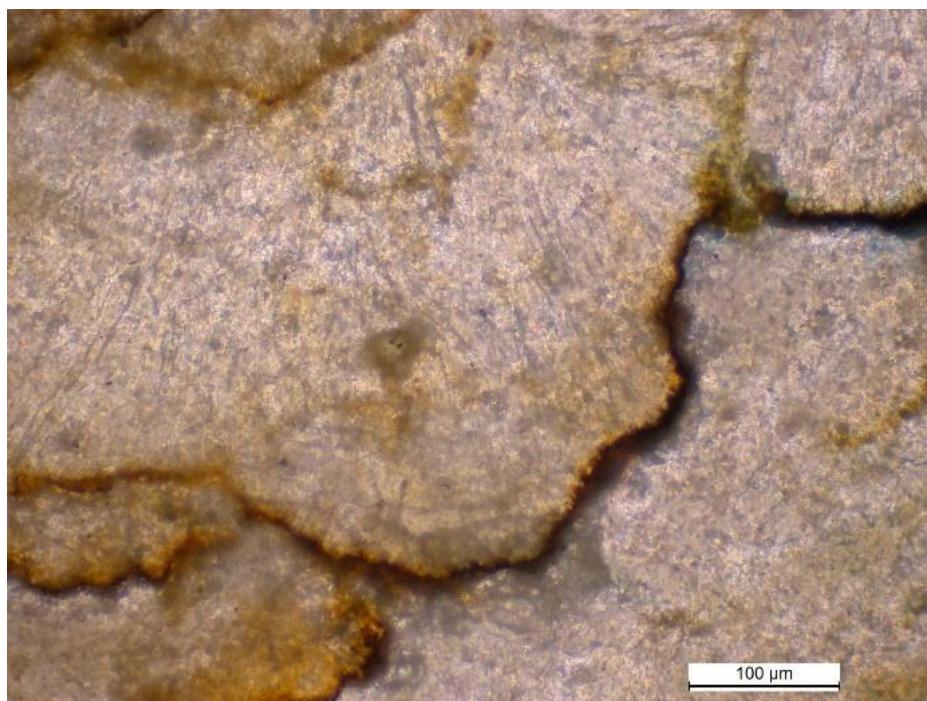


Figura 14. Imagem ao microscópio ótico, com polarizadores cruzados, evidenciando trama de filamentos de cianobactérias perpendicularmente a laminação em tufa fitohermal, dando origem a uma **trama dendrolítica**.  
(Amostra, 11-FOR-04, Muralhas da Bacia do Rio Formoso)

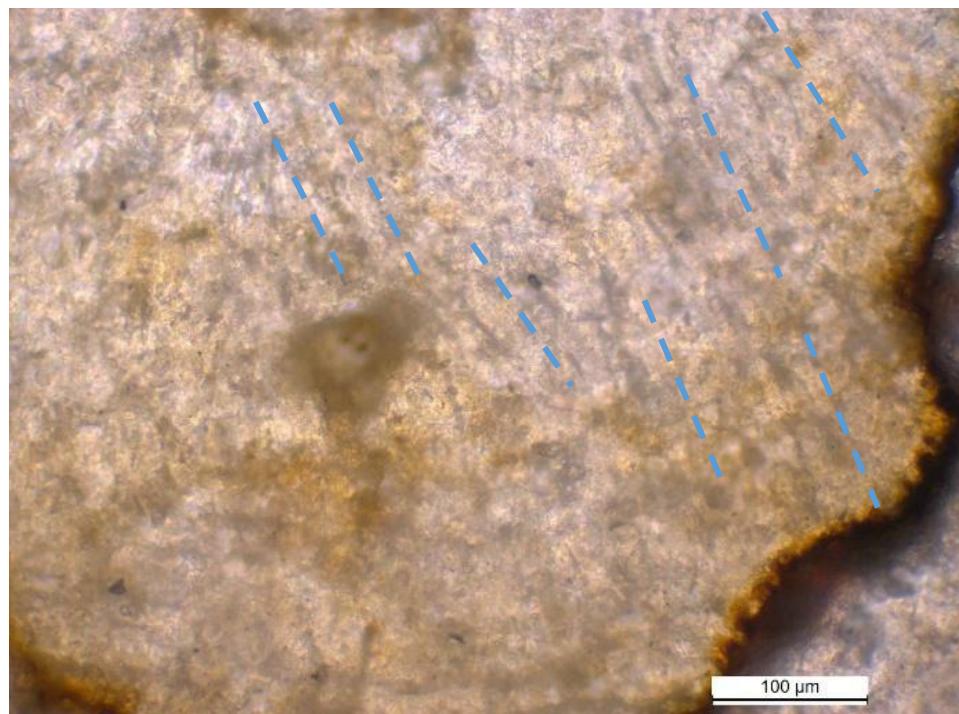


Figura 15. Imagem ao microscópio ótico, com polarizadores cruzados, evidenciando trama de filamentos de cianobactérias, em preto ocorrem filamentos preservados na ordem de 10 µm (Destaque em azul), intercalam-se com eles filamentos cimentados e substituídos por cristais de calcita euédrica (Amostra 11-FOR-04, Muralhas da Bacia do Rio Formoso).

Constatou-se porosidades relativamente altas nessa fitohermas, maiores que 25% e é possível destacar a incrustação de micrita nos talos dos musgos e/ou algas formando emaranhados milimétricos a centímetros (Figura 16). Observa-se ainda a incrustação de carbonato de cálcio sobre galhos, e outros vestígios vegetais. Essa fácie possui como característica comum a abundância de fitoclastos, moldes de caules representados por espaços cilíndricos vazios, ocasionalmente pode apresentar bioclastos, e trama densa de cianobactérias (Figuras 17 e 18).

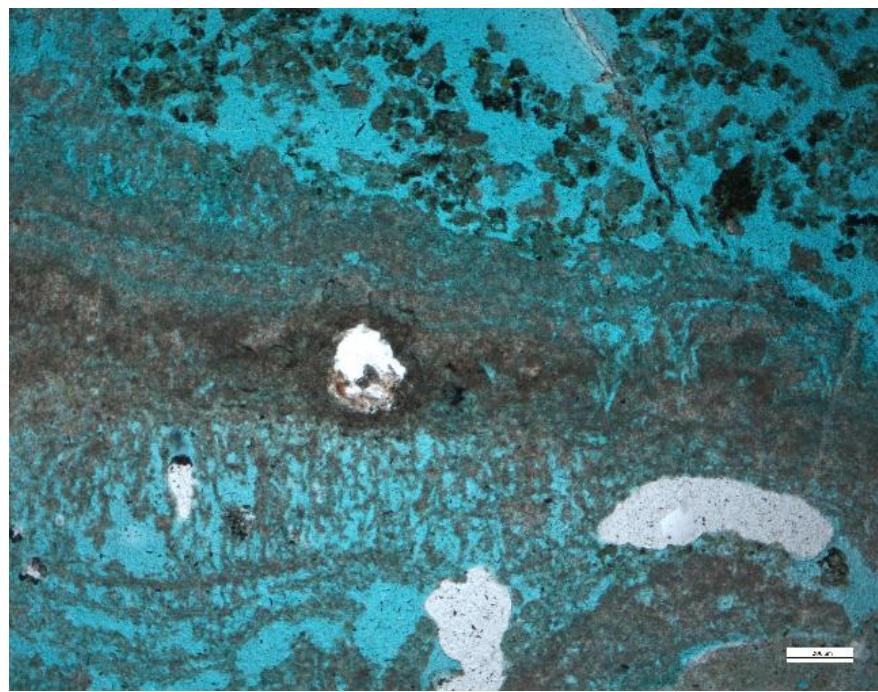


Figura 16. Imagem de seção delgada, polarizadores paralelos, exibindo tufa fitohermal, destaque para incrustação de micrita nos talos dos musgos, notar a alta porosidade, e os numerosos fitoclastos na parte superior da secção delgada (Amostra 11-FOR-01, Muralhas da Bacia do Rio Formoso).

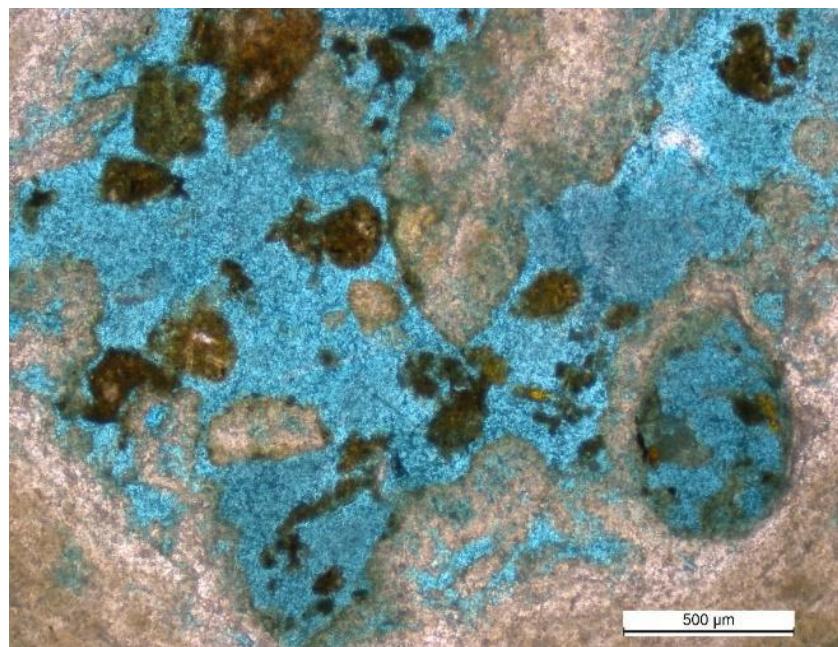


Figura 17. Imagem ao microscópio ótico, polarizadores paralelos, evidenciando molde de graveto, formato circular, fitoclastos e pisóides (Amostra 11-FOR-2, Muralhas do Rio Formoso).



Figura 18. Imagem ao microscópio ótico, polarizadores paralelos, exibindo bioclastos do tipo gastrópodes lacustres, notar cimentação de micrita envolvendo o bioclasto (Amostra 11-FOR-03, Muralhas do Rio Formoso).

Foi verificado ainda um padrão de crescimento de calcita em formato arborescente, exibindo alta a média porosidade, tal padrão assemelha-se aos *shrubs* característicos de travertinos (Figuras 19 e 20). No entanto, diferentemente do que ocorre nos travertinos o crescimento desta calcita se dá por processos essencialmente biológicos. De acordo com Pedley (1992), a explicação para esse padrão específico está relacionada às fitohermas do tipo *boundstone*. Nesse contexto, ocorre a geração de biofilmes, conhecidos como Substâncias Poliméricas Extracelulares (EPS), no ambiente deposicional. Esses biofilmes são excretados por cianobactérias com o propósito de proteger a colônia. O biofilme, por sua vez, atua como local de nucleação da calcita, marcando o início da primeira deposição de micrita sob os talos vegetais (e/ou musgos e algas).

Após a deposição da micrita, ocorre a precipitação de lâminas de espato por processos abióticos. Em seguida, para continuar realizando a fotossíntese, o organismo passa por uma fase de crescimento, e um novo ciclo de incrustação se inicia. Este ciclo está geralmente associado às oscilações climáticas anuais. Esse padrão cíclico destaca a influência direta das variações climáticas na dinâmica do crescimento e deposição, evidenciando a sensibilidade desses organismos ao ambiente em que estão inseridos.

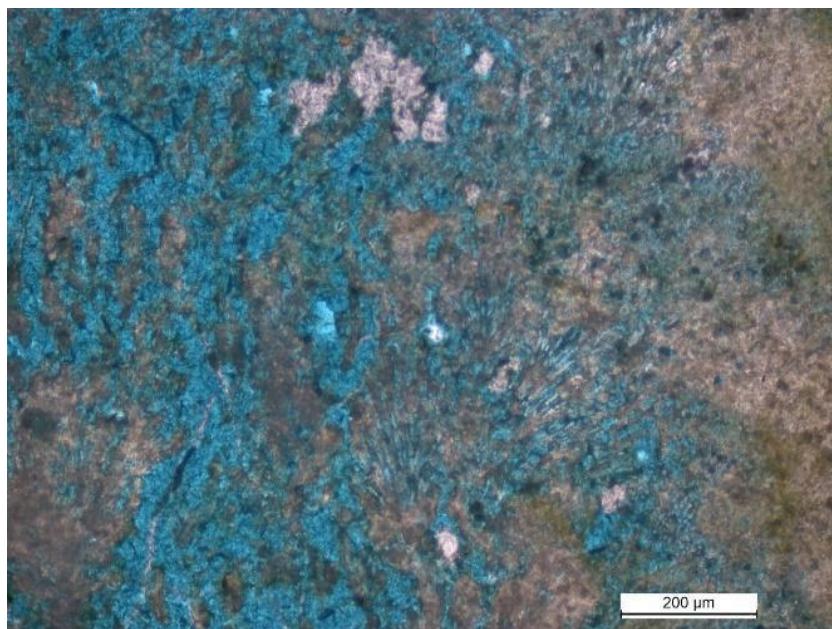


Figura 19. Imagem em Microscópio óptico, polarizadores paralelos, evidenciando crescimento em calcita em formato radial, semelhante a formato arbustivo típico das fácies *shrub* (Amostra 11-FOR-04, Muralhas da Bacia do Rio Formoso).

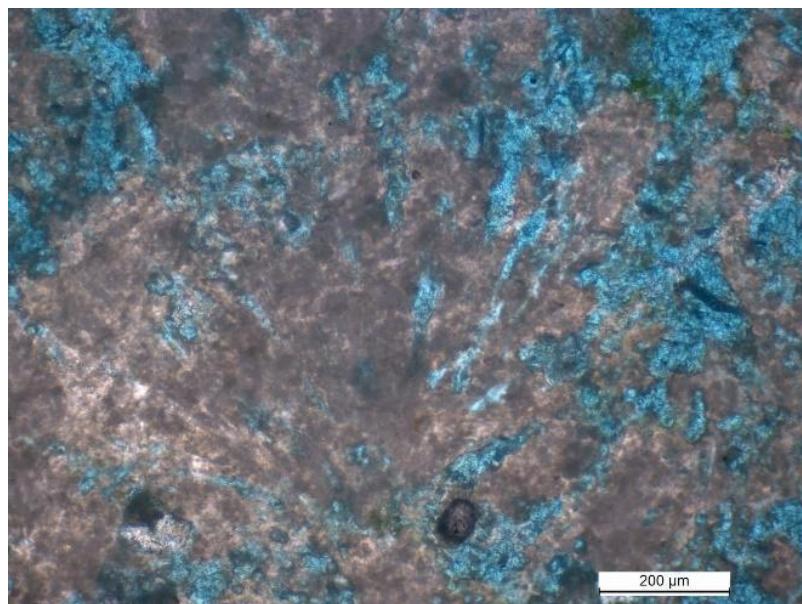


Figura 20. Imagem em Microscópio óptico, polarizadores paralelos, evidenciando crescimento em calcita em formato radial, semelhante a formato arbustivo típico das fácies *shrub* (Amostra 11-FOR-04, Muralhas da Bacia do Rio Formoso).

A fácie de Muralhas do Rio Formoso é antiga, não se encontra em formação, e sem formas similares, antigas ou em formação, em outras regiões, com as paredes paralelas que a caracteriza. Provavelmente, esta fácie estaria associada a uma fase hídrica mais intensa do que a atual. Esta fase hídrica mais intensa, pode estar associada à interpretada por Utida (2009) relacionada à formação dos oncólitos basais às fácies de micrita pulverulenta da fase

lacustre, com posterior colmatação até a situação atual das várzeas (banhados) dos rios Formoso e Formosinho.

## 5.2 Associação de Fácies do Médio Rio Formoso

### 5.2.1 Fácies Barragem

As barragens de tufa são formas atuais e antigas. Apresentam alturas métricas a centimétricas, na ordem de 0,5 m e estendem-se por toda margem do rio (Figura 21).

Essas barragens ocorrem principalmente no Rio Formoso, formando barragens naturais e sequência de lagos, limitados por essas barragens. Apresentam como característica a ampla variedade de macro e micro vegetais principalmente troncos e folhas além de algas e cianobactérias, inserem-se no Membro Rio Formoso (Sallun et al., 2009).

Interpreta-se que a formação e localização dessas barragens apresenta condicionante geomorfológico e hidrológico, na parte média do Rio Formoso, com maior declive do que a região do banhado, no sentido da nascente, e maior aporte de água, mas a localização da barragem em si não teria nenhum condicionante do substrato. Interpreta-se que qualquer elevação, mesmo um tronco caído, aumentaria a turbulência e consequente processo de “degassing”. Esse acúmulo contribui para o aumento da taxa de turbulência da água e a subsequente perda de CO<sub>2</sub>, o que, por sua vez, favorece os processos de nucleação física “captura” dos cristais de CaCO<sub>3</sub> precipitados. A nucleação do carbonato de cálcio pode ser ainda mais estimulada pelo desenvolvimento de biofilmes (*Extracellular polymeric substances* - EPS), capazes de reter cristais em suspensão por diferença de carga eletrostática, ou por aderência. As Figuras 21 e 22 ilustram uma barragem de tufa calcária no Rio Mimoso, onde se podem observar esteiras microbianas e um significativo acúmulo de macrovegetais.



Figura 21. Estância Mimosa, Bonito-MS, Ponto TF-05, Barragens de tufas calcárias, notar o alto acúmulo de matéria orgânica.

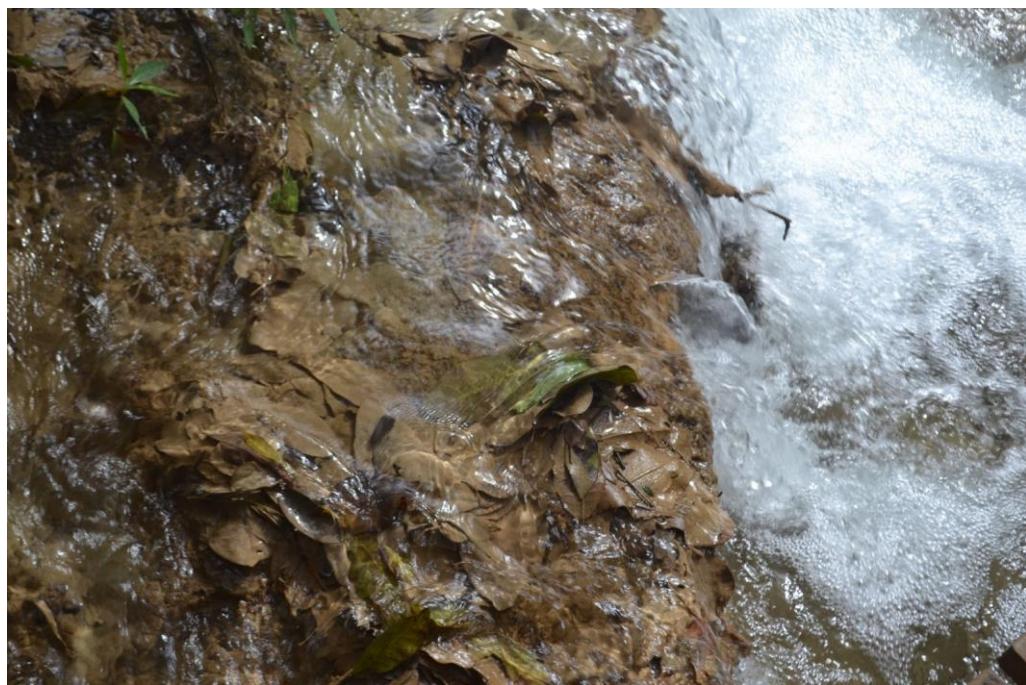


Figura 22. Estância Mimosa, Bonito-MS, Ponto TF-05, Barragem de tufa cálcaria em desenvolvimento, nota-se o continuo acúmulo de troncos, e folhas primordial para a gênese desse tipo de depósito.

### 5.3 Associação de Fácies de Cachoeiras do Rio Mimoso

#### 5.3.1 Fácies Cachoeira

As cachoeiras ocorrem extensamente nas drenagens atuais do rio Mimoso e juntamente com as barragens representam os principais depósitos de tufas calcárias da região (Figuras 23 e 24). As cachoeiras apresentam estratificação centimétrica de *moss tufa* e *sinter*

tufa, a qual será melhor discutida no Tópico 6.0. Semelhante às estalagmitas nas cachoeiras são comuns a precipitação de tufas em formato pendente, ocorrendo sob proeminências.

No caso específico desta associação, percebe-se nítida associação com o substrato rochoso. O Rio Mimoso corre sobre exposições do metadiamictito da Formação Puga que proporciona relevo relativamente mais acidentado o que, por sua vez, condiciona a formação de inúmeras cachoeiras, em drenagens mais encaixadas com maior declive e maior turbulência, com consequente mais acentuada perda de CO<sub>2</sub>, o que leva à precipitação de calcita. Esse processo pode ser visualizado com destaque na Figura 25.



Figura 23. Estância Mimosa, Bonito-MS, Ponto TF-04, Cachoeiras de tufas cárquarias ativas no Rio Mimoso.

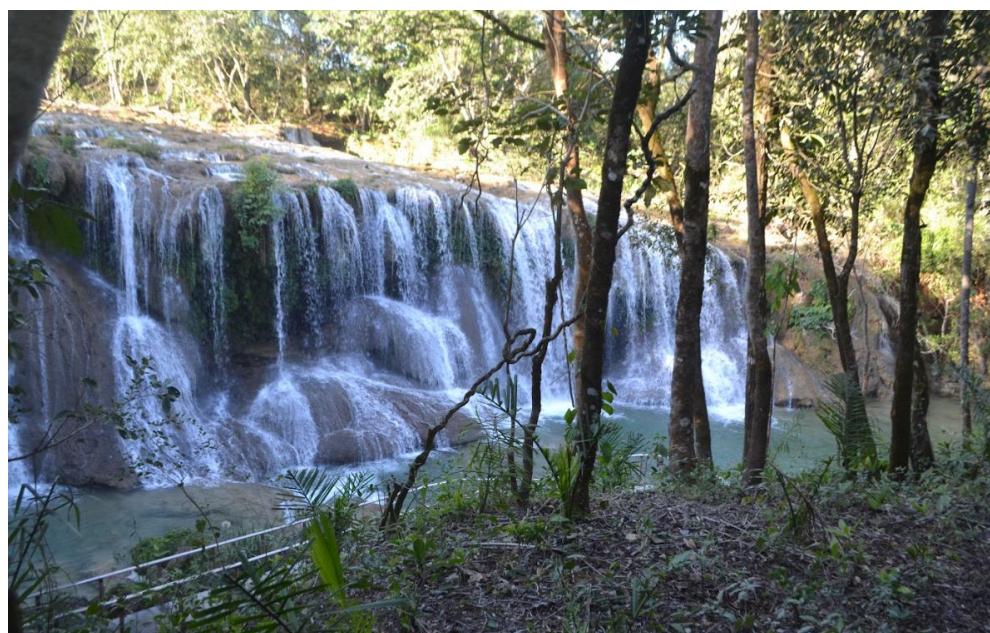


Figura 24. Parque das Cachoeiras, Bonito-MS, Ponto TF-01, Cachoeira de tufa calcária ativa no Rio Mimoso.



Figura 25. Parque das Cachoeiras, Bonito-MS, Ponto TF-03, Cachoeira de tufa calcária ativa no Rio Mimoso, notar a direita da imagem (destaque em amarelo) a relação entre os diamictitos da Formação Puga e o desenvolvimento das tufas.

## 6. ANÁLISE LABORATORIAIS

### 6.1 Isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio em tufas calcárias

As variações em  $\delta^{13}\text{C}$  nas tufas calcárias estão relacionadas às diferentes fontes de carbono que influenciam sua composição final do carbono total dissolvido (CTD) (Mcdermott, 2004).

Quando o carbono dissolvido nas águas subterrâneas é principalmente derivado da dissolução de rochas carbonáticas presentes no substrato rochoso, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  tendem a ser enriquecidos (maior proporção relativa de  $^{13}\text{C}$ , ou seja, o mais pesado). Por outro lado, quando a principal fonte de carbono dissolvido é de origem orgânica, derivada da decomposição de matéria vegetal ou da atividade metabólica de microrganismos decompositores, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  tendem a mais negativos. O carbono orgânico, devido à sua origem biológica, geralmente possui uma assinatura isotópica mais negativa, devido a maior quantidade relativa de  $^{12}\text{C}$ , mais leve (Andrews, 2006).

A investigação dos isótopos estáveis de carbono permite ainda determinar a característica da vegetação predominante durante a gênese do depósito, dado que vegetais superiores C3 (árvores, arbustos e gramíneas) e C4 e CAM (gramíneas, arbustos e cactáceas de clima árido e semiárido) exibem valores de  $\delta^{13}\text{C}$  específico (Deocampo, 2010). Segundo Smith et al. (2004) os valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  das tufas calcárias relacionadas a plantas do tipo C3 são menores do que -8‰, já os valores representativos do domínio das plantas do tipo C4, estão entre -6 e +2‰ (VPDB), sendo os valores da vegetação CAM, intermediários. Outro

fator a ser considerado é o "degassing", ou seja, perda de CO<sub>2</sub>, por evaporação ou turbulência, e o tempo de residência da água no aquífero (Andrews, 2006; Toledo, 2017).

## 6.2 Dados de isótopos de carbono e oxigênio das tufas do Rio Mimoso

Estudos recentes apontam as tufas calcárias como bons indicadores paleoambientais e paleoclimáticos (Andrews, 2006). Foi enfoque do presente projeto investigar em detalhe o significado da alternância de laminações milimétricas a centimétricas de micrita maciça e relativamente densa alternada com camadas mais espessas e de alta porosidade, de 1 a 2 cm de espessura, de calcita mais cristalizada (*sparry crystalline calcites*). Na Tabela 01, abaixo, são apresentados novos dados de isótopos de C e O obtidos no presente trabalho de formatura, em análises realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (LIE-CPGEO) do IGc/USP.

Tabela 01. Análise dos isótopos de carbono e oxigênio das tufas do Rio Mimoso Bonito-MS, as amostras indicadas como MM são *moss/sinter* tufas do Rio Mimoso e a TC 01 são fitohermas da Cachoeira do Taíka (Rio Mimoso).

SPE	AMOSTRA	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$ (V-PDB)	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ (V-PDB)
161272	MM-01-01	-7,43	-7,55
161273	MM-01-02	-7,36	-7,37
161274	MM-01-03	-7,46	-7,21
161275	MM-01-04	-7,17	-7,77
161276	MM-02_01	-6,46	-7,73
161277	MM-02_02	-7,21	-8,09
161278	MM-02_03	-6,98	-7,73
161279	MM-02-04	-7,15	-8,08
161280	MM-02-05	-7,07	-8,11
161281	TC01-1	-10,35	-6,57
161282	TC01-2	-8,32	-7,76
161283	TC01-3	-9,67	-8,06
161284	TC01-4	-7,91	-8,28
161285	TC01-5	-9,99	-7,77

161286	TC01-6	-10,14	-7,99
161287	TC01-7	-10,46	-7,87
161288	TC01-8	-9,20	-8,44
161289	TC01-9	-9,72	-7,75
161290	TC01-10	-10,30	-8,64
161291	TC01-11	-7,69	-7,72
161292	TC01-12	-8,87	-7,72
161293	TC01-13	-7,58	-7,88
161294	TC01-14	-8,25	-8,25
161295	TC01-15	-7,69	-8,18
161296	TC01-16	-8,83	-8,27

O conjunto de amostras MM-01 e MM-02 (Figura 26) são provenientes de depósitos de tufa modernos do Rio Mimoso, formados pela alternância de lâminas de *sinter* tufa e *moss* tufa. A amostra TC-01, Figura 27, é proveniente de um depósito ativo e moderno também do Rio Mimoso, essa amostra apresenta laminação de camadas mais porosas com camadas de calcita densa, porém não é classificada como um *moss/sinter* tufa clássico enquadra-se apenas na classificação de tufa fitohermal. Inicialmente, a proposta era investigar os isótopos de C e O, apenas no *moss/sinter* tufa, entretanto, durante as atividades de campo realizadas para o projeto, não foi possível coletar uma amostra representativa desta litofácies, o que levou a buscar uma amostra similar e testar a hipótese paleoambiental na mesma.





Figura 26. Amostras MM-01 (26.A) e 02 (26.B), moss/sinter tufa clássico provenientes do Rio Mimoso.

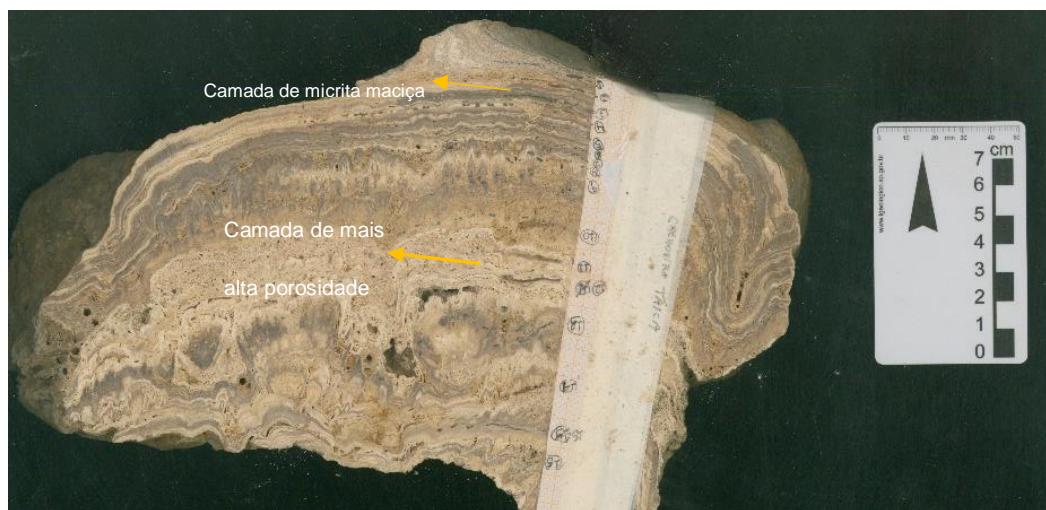


Figura 27. Amostra TC-01, coletada na cachoeira do Taíka, no Rio Mimoso em Bonito-MS.

Conforme indicado na Tabela 01, as análises de  $\delta^{13}\text{C}$  revelaram valores entre -6,46 e -10,36 ‰ VPDB. Para interpretar a contribuição do Carbono Total Dissolvido (CTD) o gráfico da Figura 28 foi elaborado com os valores obtidos nas análises, baseando-se nas interpretações de Andrews (2006) e Toledo (2017).

A leitura do gráfico permite concluir que a contribuição do CTD é majoritariamente orgânica, quanto a amostra TC-01 esta possui influência de plantas do tipo C3, isso é corroborado por meio das amostras de mão nas quais observa-se talos de vegetais superiores e até mesmo pequenos galhos. Já os resultados das amostras MM-01 e 02 se inserem no campo de transição, considerando o contexto o qual elas se inserem, interpreta-se essas amostram ainda possuem maior influência da vegetação do tipo C3.

Por essa razão os valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  das tufas calcárias, do Rio Mimoso na Serra da Bodoquena, possuem influência da fotossíntese, além de predominância de plantas, briófitas e angiospermas, no sistema deposicional.

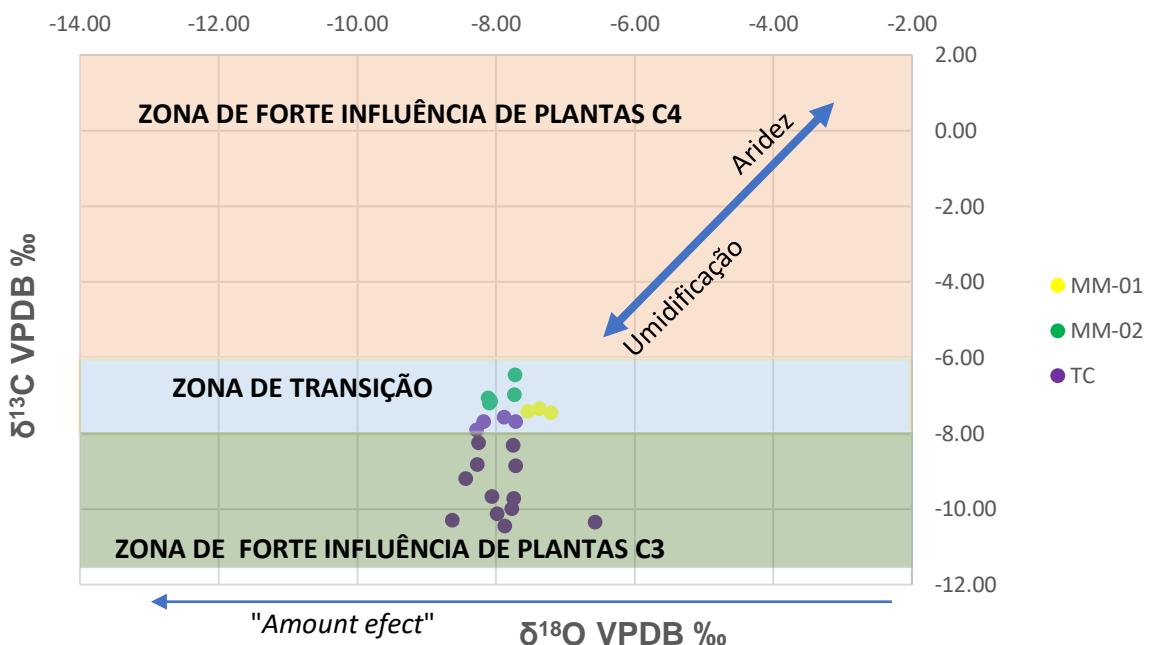


Figura 28. Diagrama de Dispersão  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  vs  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ , das tufas cárneas do Rio Mimoso e Zonas de predomínio de vegetação do tipo C3,C4 e CAM. Adaptado de Toledo (2017) e retirado de Andrews (2006).

A fim de se avaliar a contribuição dos isótopos de C da rocha encaixante, predominantemente calcários calcíticos da Formação Tamengo (Grupo Corumbá), foram avaliados os dados disponíveis desta formação em trabalho realizado por Boggiani et al. (2010). Os dados, segundo esses autores, demonstram da base para o topo: i. incursão positiva de  $\delta^{13}\text{C}$  para +4‰ PDB superando os níveis negativos observados no período pós-glacial, ii. uma queda para -3.5‰ PDB, relacionada a uma notável regressão seguida por uma subsequente transgressão, iii. um aumento positivo significativo para +5.5‰ e iv. um platô identificado por valores de  $\delta^{13}\text{C}$  em torno de +3‰. Os valores obtidos por Boggiani et al. (2010) foram convertidos para VPDB e inseridos no gráfico da Figura 29, juntamente aos valores das tufas, obtidos no presente trabalho.

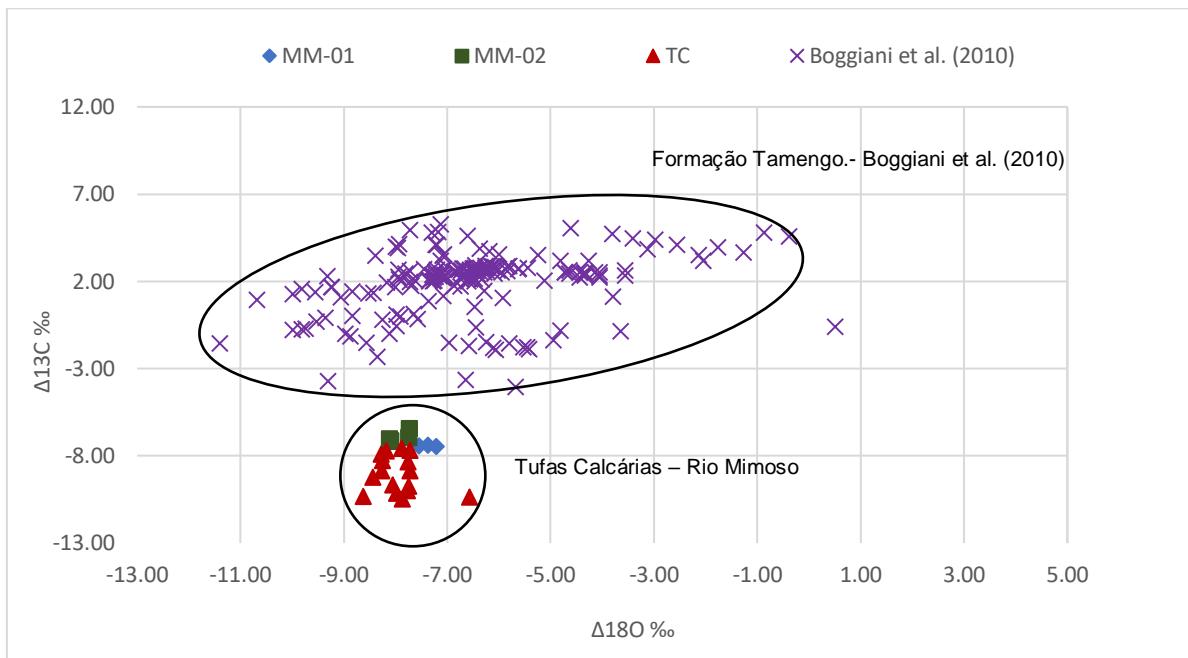


Figura 29. Diagrama de dispersão de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  vs  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ , da Formação Tamengo (Grupo Corumbá), rochas calcárias do embasamento de Boggiani et al. (2010) e Tufas Cárneas do Rio Mimoso, correspondente presente projeto de formatura sendo MM1 MM2 e TC1 diferentes amostras.

Ao comparar os dados obtidos em Boggiani et al. (2010), com os dados obtidos no presente trabalho, vê-se que os dados se agrupam em dois conjuntos de dados bem diferenciados. O fato dos valores de isótopos de C da Formação Tamengo serem positivos e os tufas negativos, indica pouca contribuição do C da rocha encaixante na assinatura final das tufas sendo, portanto, a contribuição do C destas, essencialmente orgânico, resultante de processo de fotossíntese.

No tocante as análises dos isótopos de oxigênio, as assinaturas isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  obtidas exibem valores que variam de -6,57 a -8,54 ‰ VPDB. Esses valores indicam que a água de origem do sistema deposicional seria essencialmente meteórica.

Novello et al. (2017) realizaram estudos paleoclimáticos na Caverna Jaraguá, na região de Bonito-MS. Na Tabela 2, pode-se observar as médias anuais ponderadas de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$  da água meteórica entre os anos hidrológicos de 2011 a 2014. Os valores obtidos por Novello et al. (2017) foram -7,16; -5,58; -7,16‰ em VSMOW respectivamente.

Tabela 02. Dados isotópicos de oxigênio da água da chuva na Caverna Jaraguá em Bonito-MS (modificada de Novello et al. 2017)

Ano Hidrológico	$\delta^{18}\text{O}$ anual médio ponderado (‰, VSMOW)	1000 lnα	α	$\delta^{18}\text{O}$ Teórico - calcita (‰, VPDB)
2011-2012	-7,16	29,27	1,030	-8,3
2012-2013	-5,58	29,28	1,030	-6,7
2013-2014	-7,16	29,29	1,030	-8,3

Para que os valores obtidos de  $\delta^{18}\text{O}$ , reflitam em valores de variações no ciclo hidrológico, é necessário que no processo de precipitação do mineral ocorra em condições de equilíbrio (Stríkis, 2017).

Dado que a precipitação do  $\text{CaCO}_3$  pode ocorrer tanto em condições de equilíbrio ou desequilíbrio isotópico associado ao fracionamento cinético, é necessário realizar o cálculo do fator  $\alpha$  (Fator de fracionamento) que é inversamente proporcional a temperatura. Considerando uma temperatura média anual na região de Bonito-MS de 24 °C, o cálculo do fator alfa é realizado por meio da equação retirada de Johnston et al. (2013) Eq (4).

$$1000\ln \alpha_{\text{calcita-água}} = 18.03(10^3/T) - 32.42 \quad (4)$$

Com isso realizou-se a conversão do valor de  $\delta^{18}\text{O}$  em VSMOW para VPDB e calculou-se o  $\delta^{18}\text{O}$  da calcita precipitada nessas condições utilizando a Eq (5).

$$\alpha_{\text{calcita-água}} = 1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}} / 1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{água}} \quad (5)$$

Desse modo obteve-se os valores teóricos de calcita precipitada sendo -8,3, -6,7, -8,3‰ VPDB, Tabela 02. Comparando esses valores com os valores obtidos no presente trabalho, pode-se determinar que as tufas calcárias do Rio Mimoso se precipitaram em condições muito próximas do equilíbrio isotópico, confirmando que o fluido formador foi exclusivamente meteórico, o que reforça ainda a característica das tufas de apresentarem potencial para estudos paleoclimáticos.

Boggiani et al. (2002) em estudo das tufas da Serra da Bodoquena, distinguiram duas distribuições dos isótopos de O entre depósitos antigos e modernos. Os depósitos recentes apresentaram baixos valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ , coerentes com as condições hidrológicas da drenagem, com fluxo de água contínuo. A verificação de baixos valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  também nos depósitos modernos levou a interpretação de que as condições de formação destas seriam semelhantes às atuais.

Além de Boggiani et al. (2002), Utida (2009) e Oliveira (2009), realizaram estudos geoquímicos na mesma região. No gráfico da Figura 30 são apresentados os dados obtidos em trabalhos anteriores e os obtidos no presente projeto. Comparando esses valores, verifica-se que ambos dados se inserem nos campos típicos de tufas calcárias (Andrews, 2006), os valores obtidos para Boggiani et al. (2002) apresentam maior dispersão dos isótopos de oxigênio, e os valores obtidos por Oliveira (2009) e Utida (2009) apresentam maiores dispersões nos valores de carbono. Tais dispersões podem ser atribuídas ao tipo de amostra

coletada, bem como o local, Boggiani et al. (2002) e Oliveira (2009) realizaram amostragem em tufas calcárias, já Utida (2009) concentrou sua amostragem em micritos.

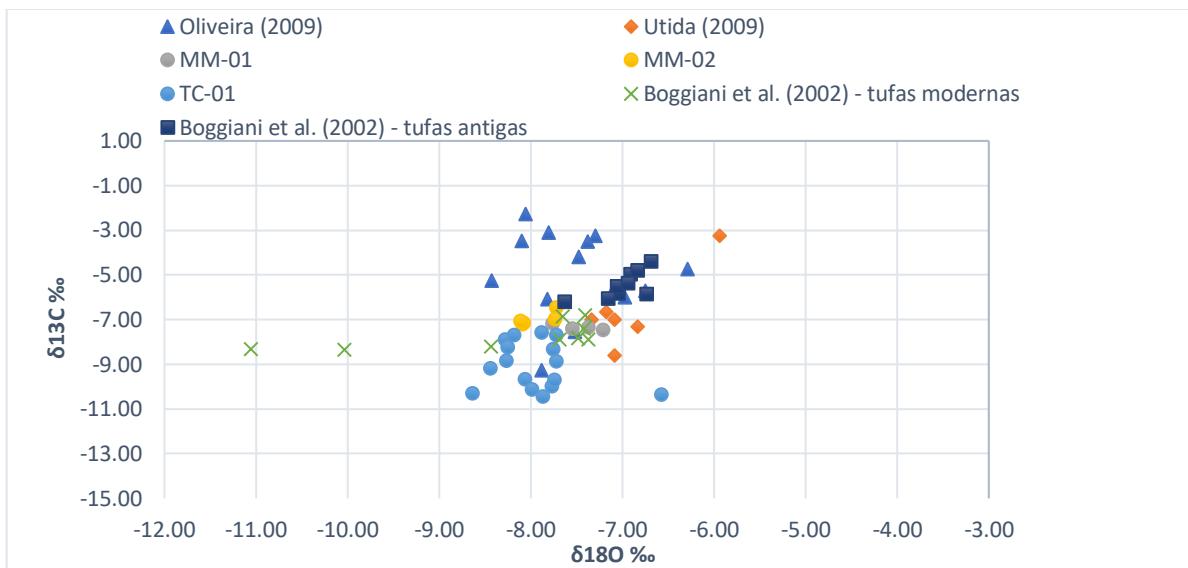


Figura 30. Diagrama de dispersão com relação isotópica de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  vs  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  em carbonatos da Serra da Bodoquena.

Procurou-se aplicar o estudo de isótopos de C e O para entendimento do bandamento característico da alternância de lâminas micriticas com lâminas porosas nas tufas estudadas. A Figura 31 exibe o gráfico da variação de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  e  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  na amostra TC-01.

A leitura da figura 31, permite inferir certa tendência negativa dos valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  nas camadas mais porosas quando comparado as camadas de micrita maciça. Já os valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  são mais negativos nas camadas de alta porosidade e mais positivos nas camadas de micrita maciça, observa-se que essa intercalação de valores está mais evidente no topo da amostra, no entanto na base da amostra não é possível verificar o mesmo padrão, principalmente quanto aos isótopos de oxigênio onde estes não indicam muita variabilidade.

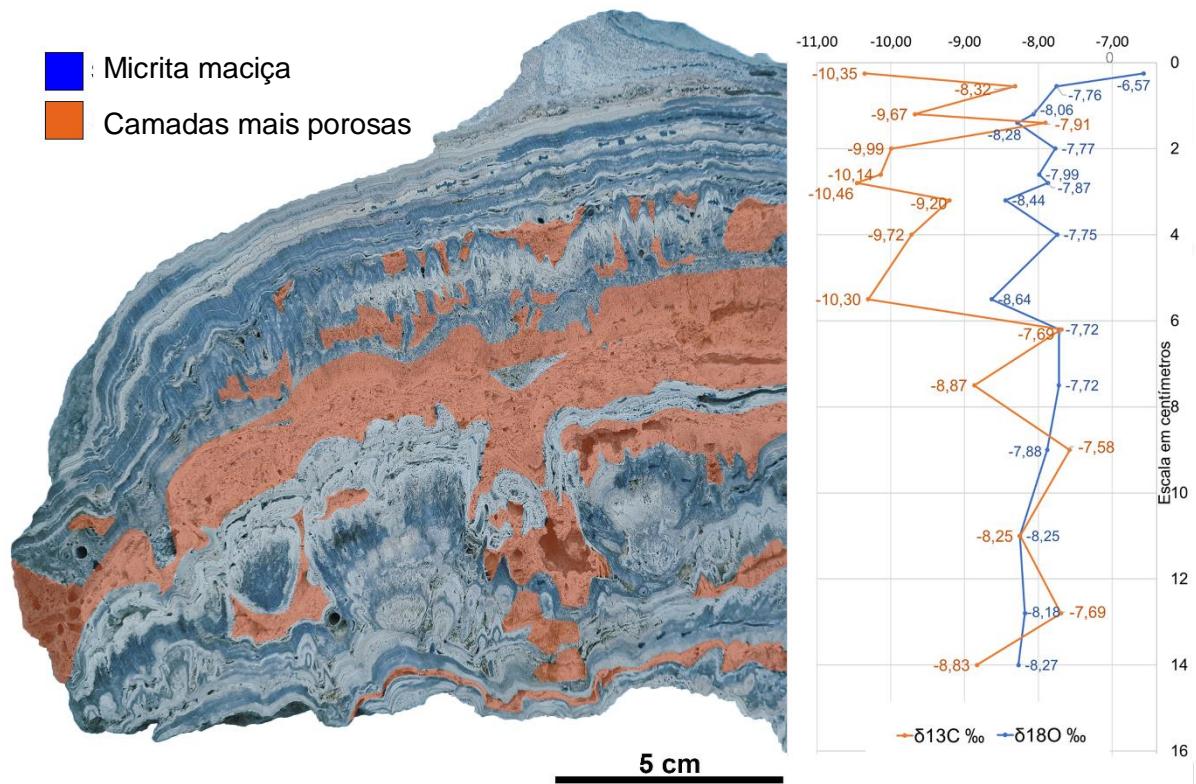


Figura 31. Variação dos isótopos estáveis de carbono e oxigênio para amostra TC-01, em azul destaca-se as porções de composição micrítica, e em vermelho destaca-se as porções de maior porosidade.

### 6.3 Espectroscopia micro-Raman

As análises por espectroscopia micro-Raman revelaram que o principal constituinte mineralógico das tufas cárneas da Bacia do Rio Formoso é a calcita.

A calcita é uma das formas polimórficas do  $\text{CaCO}_3$  e os espectros Raman deste mineral estão relacionados com as ligações C-O e são divididos em três seções: I. 1700-1200  $\text{cm}^{-1}$  relacionada a estiramento assimétrico das ligações C-O do  $\text{CO}_3$ , II. 1200-600  $\text{cm}^{-1}$  ligada ao estiramento simétrico das ligações C-O do  $\text{CO}_3$  e III. 500-100  $\text{cm}^{-1}$  associada às vibrações externas do  $\text{CO}_3$  (Santos et al., 2019).

A Figura 32 exibe os resultados obtidos durante os ensaios por espectroscopia micro-Raman, sendo destacada uma banda intensa em  $1086 \text{ cm}^{-1}$  e um segundo pico menos intenso em  $713 \text{ cm}^{-1}$ , ambos referentes ao estiramento simétrico das ligações C-O, o que corrobora com a interpretação da composição do carbonato ser a calcita, e não aragonita.

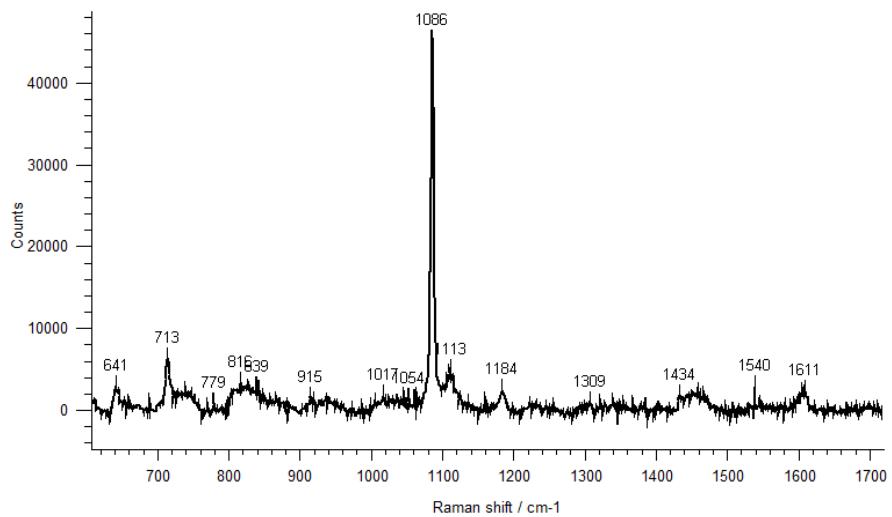


Figura 32. Espectro Raman, da calcita, Amostra 11-FOR-04, Muralhas do Rio Formoso.

A espectroscopia micro-Raman permitiu ainda a identificação de concentração de matéria orgânica em determinadas lâminas das tufa, na forma de querogênio. O querogênio corresponde a fração insolúvel da matéria orgânica modificada após os processos diagenéticos. Quimicamente é um biopolímero tridimensional formado por núcleos aromáticos, e ligado por cadeias alifáticas lineares ou ramificadas.

É subdividido em querogênio do Tipo I. rico em hidrogênio, comumente presente em rochas geradoras, e de ambiente lacustre. Tipo II. empobrecido em hidrogênio e enriquecido em oxigênio é característico de matéria orgânica de origem marinha, e Tipo III. apresenta altas razões O/C e deriva de matéria orgânica de origem terrestre (Balbinot, 2008).

Os espectros Raman do carbono, dividem-se em três bandas, a banda G refere-se à vibração dos átomos de carbono  $sp^2$  em uma rede cristalina, indicando a presença de regiões grafíticas e na análise por espectrometria Raman exibem picos característicos de 1500 a 1600  $cm^{-1}$ . Ela fornece informações sobre a ordem estrutural e a condutividade elétrica do material.

Já as bandas D e D' estão relacionadas a defeitos e desordens na estrutura, sendo sensíveis a distorções na rede de carbono. A banda D é associada a desordens estruturais locais, enquanto a D' está relacionada a deslocamentos do tipo "dangling bonds", sendo os picos característicos para essas bandas respectivamente D (1200 a 1400  $cm^{-1}$ ), D' (aproximadamente 1620  $cm^{-1}$ ) (Schmidt, 2017).

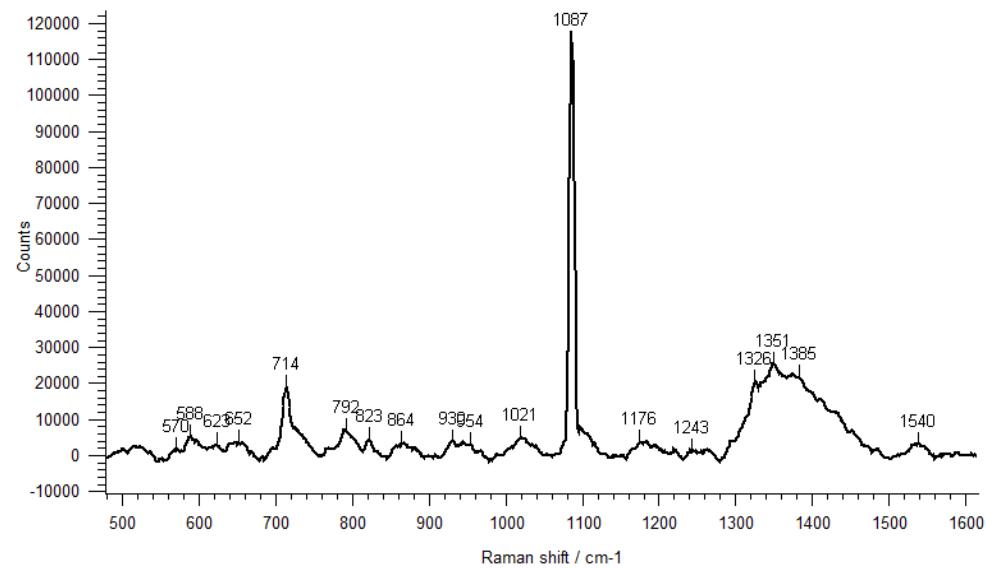


Figura 33. Espectro Raman, da calcita, e querogênio. Amostra 11-FOR-04, Muralhas do Rio Formoso.

A leitura da Figura 33, permite interpretar, um pico intenso em  $1087\text{ cm}^{-1}$  representativo da calcita, e o pico de  $714\text{ cm}^{-1}$  também atribuído a calcita. A partir das comparações com a bibliografia (Schmidt, 2017), os picos que variam entre  $1326$  e  $1385\text{ cm}^{-1}$  são representativos do querogênio associado à da Banda D.

## 7. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO

No presente trabalho, verificou-se diferentes fácies em diferentes posições na Bacia do Rio Formoso, tendo se constado a distribuição das mesmas nas cabeceiras (Banhados do Rio Formoso), ao longo do médio curso do Rio Formoso e uma distribuição específica no Rio Mimoso (Figura 34).



Figura 34. Distribuição das diferentes associações de fácies e sua localização na Bacia do Rio Formoso.

As Fácies de Micrita pulverulenta predominam na região do banhado, nas cabeceiras do Rio Formoso. Ainda no banhado na base dos micritos desenvolve-se as Fácies de Oncólitos, característico pelo seu formato cônico/ovalar, partindo para o médio Rio Formoso ocorrem as Fácies de Barragem.

Distingue-se ainda no mesmo rio as Fácies de Muralha, correspondente a antigos depósitos de tufas fitohermais, com paredes paralelas e retilíneas. Já ao norte da bacia ocorre as Fácies Cachoeira do Rio Mimoso, condicionadas pelo diferente substrato rochoso, com metadiamictitos e relevo mais acidentado.

Acrescentou-se à discussão, investigar em detalhe as causas da típica laminação apresentada pelas tufas e sua representatividade paleoclimática (Andrews & Brasier 2005). No geral as tufas exibem alternância de lâminas milimétricas a centimétricas de micrita maciça alternadas com lâminas milimétricas a centimétricas de material poroso friável com calcita euédrica e espática, geralmente sob macro e micro vegetais, entre elas o musgo, e/ou algas.

Kano et al. (2002) e Kano & Fujii (2000), em estudos de tufas modernas no Japão sob influência de clima temperado, evidenciaram que as taxas de precipitação do CaCO<sub>3</sub> da região estudada foram maiores no verão e reduzida no inverno e primavera, com isso nos meses de clima quente haveria predominância da formação de camadas mais porosas, tais como o *moss tufa*, em resposta a um maior crescimento das colônias de cianobactérias sobre tapetes

de musgo, devido a maior temperatura e luminosidade. Já no inverno a atividade biológica é reduzida bem como as taxas de luminosidade, assim há predominância da deposição de micrita maciça (*sinter tufa*).

A Serra da Bodoquena apresenta clima tropical úmido, com altas taxas pluviométricas no verão e baixas no inverno. O fluxo de água da Bacia Hidrográfica do Rio Formoso é maior no verão, o que causa aumento da taxa de turbidez dos rios tributários da bacia bem como redução da atividade das cianobactérias fotossintetizantes. Nesse sentido, formulou-se à hipótese de que o padrão apresentado por Kano et al. (2003) e Kano & Fujii (2000) aplicado em climas temperados estaria invertido na Serra da Bodoquena, em decorrência do maior volume de água no verão, maior diluição do carbonato e possível maior turbidez das águas, o que impediria a fotossíntese. Desta forma, interpreta-se preliminarmente que, ao contrário do que ocorre no Japão, o crescimento na Serra da Bodoquena seria maior no inverno.

Os dados isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  das tufas do Rio Mimoso revelaram que existe uma discreta estratificação do padrão isotópico entre as camadas de maior porosidade (*moss tufa*) e as lâminas de *sinter tufa*, com valores mais negativos, tanto de isótopos de C e O, nas porções mais porosas, de *moss tufa*, no entanto, isso não é verificado em toda a amostra.

Infelizmente, não foi possível obter amostras ideais para o estudo de variações verão/inverno, como se esperava no início do trabalho. Mesmo as amostras com clara distinção *sinter tufa* e *moss tufa* (MM 01 e MM 02), os resultados de valores de isótopos de C e O não foram suficientes para o tipo de investigação pretendida. O estudo de isótopos de C e O de águas de chuvas obtidos por Novello et al. (2017) permitiu a realização do cálculo do  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  teórico da calcita depositada com esses valores de isótopos. Com esse cálculo, os valores teóricos obtidos da calcita, variam de -6,7 a -8,3 ‰ VPDB, comparando esses valores teóricos com os obtidos para as tufas fitohermais, que variam de -6,57 a -8,54 ‰ VPDB, o que demonstram corresponderem com fidelidade os valores de isótopos das águas de chuva.

## 8. CONCLUSÃO

A análise faciológica dos depósitos de tufa na Serra da Bodoquena permitiu identificar as seguintes fácies: i. Micrita pulverulenta, ii. Oncólitos (Banhado do Rio Formoso – Paludais), iii. Muralhas (Médio Rio Formoso), iv. Barragem (Rio Formoso) e v. Cachoeira (Rio Mimoso). Os depósitos de micrita pulverulenta são formados por sedimentos finos inconsolidados, com ausência de estruturas deposicionais e comumente apresentam conteúdo fossilífero. Os oncólitos afloram em lentes, sendo compostos por lâminas de micrita concêntrica em formato

esférico e subesférico. As muralhas e as barragens representam depósitos similares, compostos por tufas fitohermais de tamanho métrico a centimétrico. As muralhas são depósitos antigos formados por paleocanais retilíneos, enquanto as barragens estão em formação e ocorrem transversalmente ao canal do rio, sendo sua gênese atribuída ao surgimento de obstáculos naturais ao longo do rio, sem relação com o substrato rochoso. Na porção média do Rio Formoso, qualquer tronco caído poderia dar origem ao início do crescimento de uma barragem de tufa que, ao crescer, chegam a adquirir de dois a três metros de altura, barrando o rio que, nessa parte, constitui uma série de lagos naturais limitados por essas barragens.

As cachoeiras de tufa, com predominância no Rio Mimoso, tem claro condicionante geológico, por ser área de exposição de metadiamicítitos da Formação Puga. Esse substrato rochoso proporciona relevo mais acidentado e com drenagem mais encaixada e com maior declive, proporcionando a formação de inúmeras cachoeiras.

Em escala microscópica, as tufas analisadas exibiram alternância de laminationes submilimétricas a milimétricas de micrita com coloração escura, intercaladas com lâminas microespáticas de coloração clara. Foi destacada ainda a presença de fitoclastos, moldes de gravetos e conchas de gastrópodes.

A Fácies de Oncólitos e Fácies de Micrita Pulverulenta, ambas do Membro Rio Formoso (Formação Serra da Bodoquena), seriam representativas dessa fase antiga de maior disponibilidade hídrica. Nesse período, teria se também formado a Fácies de Muralhas do Rio Formoso em áreas de declive mais acentuado, com a presença de um lago que ocupava toda a extensão de onde afloram as micritas pulverulentas. Com a colmatação desse lago, iniciou-se a fase paludal, caracterizando a formação atual de tufas na região conhecida como Banhado dos Rios Formoso. Situação semelhante ocorre nas cabeceiras do Rio Perdido, com a presença de depósitos de micrita e regime paludal, em banhados semelhantes aos dos rios Formoso.

Os dados isotópicos de carbono e oxigênio das amostras coletadas, revelaram influência de carbono orgânico na composição do carbono total dissolvido, indicando predomínio de plantas C3. Para os valores de isótopos de oxigênio, estes permitiram identificar um fluido de origem meteórica no sistema deposicional.

A comparação dos dados de isótopos de O obtidos nas tufas coincidem com valores teóricos calculados para os dados de isótopos de O obtidos em trabalho anterior, confirmando o potencial das tufas para estudos paleoclimáticos, apesar da maior complexidade e dificuldade de obtenção de amarrações geocronológicas.

Por meio da espectrometria Raman, identificou-se o principal constituinte mineralógico dos carbonatos sendo a calcita, e verificou-se a presença de querogênio, tal técnica foi pela primeira vez empregada neste tipo de rocha para análise composicional.

Por fim, ressalta-se a importância da elaboração de projetos de geoconservação na região de estudo, dado o avanço agronegócio e processo de turvamento dos rios, o que tem posto em risco a preservação desse sistema deposicional sensível e de importância, para além do turismo, com estudos paleohidrológicos e paleoclimáticos.

## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., 1943, Geomorfologia da região de Corumbá: Boletim da Associação dos Geógrafos Brasileiros, São Paulo, no. 3, p. 8-18.
- Almeida, F.F.M., 1965, Geologia do centro-leste mato-grossense: Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia: Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM, no. 150, p. 1-97.
- Anadon, P., Utrilla, R., Vazquez, A., 2000, Use of charophyte carbonates as proxy indicators of subtle hydrological and chemical changes in marl lakes: example from the Miocene Biarb Basin, eastern Spain: *Sedimentary Geology*, v.133, n.3, p.325-347.
- Andrews, J. E, 2006, Paleoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review: *Earth Science Reviews*, v. 75, p. 85-104.
- Andrews, J.E., Brasier, A.T., 2005, Seasonal records of climatic change in annually laminated tufas: short review and future prospects: *Journal of Quaternary Science*, v. 20, p. 411-421.
- Araújo, H.J.T., Santos, N.A., Trindade, C.A.H., Pinto, J.C.A., Montalvão, R.M.G., Dourado, T.D.C., Palmeira, R.C.B., Tassinari, C.C.G., 1982, Folha SF-21- Campo Grande, 1-Geologia: Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, v. 28, p. 9-124.
- Balbinot, M., 2008, Avaliação do potencial de geração de hidrocarbonetos na Bacia de Santos integrando parâmetros geoquímicos e petrológicos [Monografia]: Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 86 p.
- Boggiani, P.C., Coimbra, A.M., 1995, Quaternary limestone of the pantanal area, Brazil: Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 67, no. 3, p. 343-349.

Boggiani, P.C., Coimbra, A.M., Gesicki, A.L.D., Sial, A.N., Ferreira, V.P., Brenha Ribeiro, F., Flexor, J. M., 2002, Tufas calcárias da Serra da Bodoquena, MS: cachoeiras petrificadas ao longo dos rios, *in* Schobbenhaus,C., Campos,D.A., Queiroz,E.T., Winge,M.; Berbert-Born,M.L.C. (Edits.) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil: Brasília, DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), v. 01, p. 249-259.

Boggiani, P.C., Gaucher, C., Sial, A. N., Babinski, M., Simon, C.M., Riccomini, C., Valderez, P.F., Fairchild, T.R., 2010, Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumbá Group, Brazil): A contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve: Precambrian Research, v. 182, p. 382-401.

Brelaz, L.C., Ribeiro, M.G.S., Borghi, L., 2017, Análise petrográfica e petrofísica de calcários análogos aos reservatórios “microbiais” do pré-sal, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 15 th, Rio de Janeiro, p. 1-6.

Capezzuoli, E., Gandin, A., Pedley, M., 2014, Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: The state of the art: Sedimentology, v. 61, p.1-21.

Corrêa, J.A., Correia Filho, F.C.L., Cislewski, G., Neto, C., Cavallon, L.A., Cerqueira, N.L.S., Nogueira, V.L., 1979, Geologia das regiões Centro e Oeste de Mato Grosso: Projeto Bodoquena: Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM/CPRM, Série Geologia Básica, no. 3, p. 111, mapa geológico esc. 1:250 000.

Deocampo, D.M., 2010, The geochemistry of continental carbonates: Developments in Sedimentology, v.62, p.1-59.

Dias, J.L., 2005, Tectônica estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira: Bol. Geociências Petrobras, no.13, p. 7–25.

Farias, F., Szatmari, P., Bahniuk, A., França, A.B., 2019, Evaporitic carbonates in the presalt of Santos Basin – genesis and tectonic implications: Mar. Petrol. Geol, v. 105, p. 251–272.

Ford, T.D., Pedley, H.M., 1996, A review of tufa and travertine deposits of the world: *Earth-Science Reviews*, v. 41, no. 3, p. 117-175.

Gomes, J.P., Bunevich, R.B., Tedeschi, L.R., Tucker, M.E., Whitaker, F.F., 2019, Facies classification and patterns of lacustrine carbonate deposition of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazilian Pre-salt: Marine and Petroleum Geology, v. 113, p.1-21.

Gomes, P.O., Kilsdonk, B., Minken, J., Grow, T., Barragan, R., 2009, The Outer High of the Santos Basin, southern São Paulo Plateau, Brazil: pre-salt exploration outbreak,

paleogeographic setting, and evolution of the syn-rift structures, *in* AAPG Search and Discovery Article #10193.

Johnston, V. E., Borsato, A., Spotl, C., Frisia, S., Miorandi, R., 2013, Stable isotopes in caves over altitudinal gradients: Fractionation behaviour and inferences for speleothem sensitivity to climate change: Climate of the Past, v.9, p.99-118.

Kano, A., Fuji, H., 2000, Origin of the gross morphology and internal texture of tufas of Shirokawa Town, Ehime Prefecture, southwest Japan: The Journal of the Geological Society of Japan, v. 106, p. 397-412.

Kano, A., Matsuoka, J., Kojo, T., Fuji, H., 2002, Origin of annual laminations in tufa deposits, Southwest Japan: Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, v.191, p. 243-262.

Lima, B.E., De Ros, L. F., 2019, Deposition, diagenetic and hydrothermal processes in the Aptian Pre-Salt lacustrine carbonate reservoirs of the northern Campos Basin, offshore Brazil: Sediment. Geol, v. 383, p. 55–81.

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

Mercedes-Martín, R., Rogerson, M.R., Brasier, A.T., Vonhof, H.B., Prior, T.J., Fellows, S.M., Reijmer, J.J.G., Billing, I., Pedley, H.M., 2016, Growing spherulitic calcite grains in saline, hyperalkaline lakes: experimental evaluation of the effects of Mg-clays and organic acids: Sediment. Geol, v. 335, p. 93–102.

Moreira, J.L.P., Madeira, C.V., Gil, J.A., Machado, M.A.P., 2007, Bacia de Santos: Bol. Geociências Petrobras, v. 15, no. 2, p. 531–549.

Muniz, M.C., Bosence, D.W.J., 2015, Pre-salt microbialites from the Campos Basin (offshore Brazil): image log facies, facies model and cyclicity in lacustrine carbonates, *in* Bosence, D.W.J., Gibbons, K.A., Le Heron, D.P., Morgan, W.A., Pritchard, T., Vining, B.A. (Eds.), Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production, v. 418. Geological Society of London, Special Publication, p. 221–242.

Nichols, G., 2009, Sedimentology and Stratigraphy: Londres, Wiley–Blackwell, 355 p.

Nogueira, V.L., Oliveira, C.C., Figueiredo, J.A., Corrêa Filho, F.C.L., Scoslewski, N.G., Souza, M.R., Moraes Filho, J.C.R., Leite, E.A., Souza, N.B., Souza, J.O., Cerqueira, N.L.S., Vanderlei, A.A., Takaschi, A.T., Abreu Filho, W., Rosito, J., Olivatti, O., Hausen, J.E.P., Gonçalves, G.N.D., Ramalho, R., Pererira, L.C.B., 1978, Projeto Bonito-Aquidauana

, Relatório Final, Goiânia, DNPM/CPRM, v. 14 (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2744).

Novello, V.F., Cruz, F.W., Vuille, M., Strikis, N.M., Edwards, R.L., Cheng, H., Emerick, S., De Paula, M.S., Li, X., Barreto, E. S., Karmann, I., Santos, R.V., 2017, A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene: Scientific Reports, v. 7, p. 44267.

Oliveira, E.C., 2009, Tufas calcárias da Serra da Bodoquena, MS [Dissertação de Mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, 149 p.

Oliveira, E.C., 2013, Rochas Carbonáticas continentais (Quaternário) do Pantanal Matogrossense e adjacências [Dissertação de Doutorado]: São Paulo, Universidade São Paulo, 104p.

Oste, J.F., Berriguete, A.R., Bó., PF. D., 2021, Depositional and environmental controlling factors on the genesis of Quaternary tufa deposits from Bonito region, Central-West Brazil: Sedimentary Geology, v. 413, p.1-18.

Oste, J.T.F., 2017, Caracterização Geoquímica dos depósitos tipo tufa do quaternário da Formação Serra da Bodoquena, Membro Rio Formoso - MS [Dissertação de Mestrado]: Curitiba, Universidade Federal do Paraná, 105 p.

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

Pedley, H.M., 1990, Classification and environmental models of cool freshwater tufas: Sedimentary Geology, v. 68, p. 143-154.

Ribeiro, L.M.A.L., 2017, Geocronologia e estratigrafia dos depósitos carbonáticos quaternários do Pantanal Sul-mato-grossense e adjacências [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 129 p.

Robbins, L. L., Blackwelder, P. L., 1992, Biochemical and ultrastructural evidence for the origin of whittings: A biologically induced calcium carbonate precipitation mechanism: Geology, v. 20, n. 5, p.464-468.

Rodrigues, A. C., 2019, Aspectos morfológicos e genéticos de oncóides da região de Bonito Mato Grosso do Sul - Brasil [Monografia]: Curitiba, Universidade Federal do Paraná, 52 p.

Sallun, W. F., 2005, Geomorfologia e Geoespeleologia do Carste da Serra da Bodoquena, MS [Teses de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 193 p.

Sallun, W.F., Karmann, I., Boggiani, P.C., Petri, S., Souza, P.C., Utida, G., 2009, A Deposição de Tufas Quaternárias no Estado de Mato Grosso do Sul: Proposta de Definição da Formação Serra da Bodoquena: Revista do Instituto de Geociências - USP, v. 9, no. 3, p. 47-60.

Santos, A. R., Menezes, D. B., Javier, E., Andrade, M. B., 2019, Aplicação da espectroscopia Raman na caracterização de minerais pertencentes a uma geocoleção: Química Nova, v. 42, n. 5, 489 -496 p.

Schmidt, J.S., Avaliação da maturação de rochas sedimentares por espectroscopia micro-Raman em fitoclastos [Dissertação de Mestrado]: Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 107p.

Smith, E., Dent, G., 2005, Modern Raman Spectroscopy – A Practical Approach: John Wiley & Sons, Ltd, 220 p.

Smith, J.R., Giegengack, R., Schwarcz, H. P., 2004, Constraints on Pleistocene pluvial climates through stable isotope analysis of fossil-spring tufas and associated gastropods, Kharga Oasis, Egypt: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v.184, p. 147 – 161.

Stríkis, N. M., 2017, Paleopluviosidade no norte de Minas Gerais durante o glacial tardio e Holoceno com base em registros de espeleotemas [Dissertação de Mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 168 p.

Terra, G.J.S., Spadini, A.R., Franca, A.B., Sombra, C.L., Zambonato, E.E., Juschaks, L.C.S., Arienti, L.M., Erthal, M.M., Blauth, M., Franco, M.P., Matsuda, N.S., Da Silva, N.G.C., Moretti Jr, P.A., D'Avila, R.S.F., De Souza, R.S., Tonietto, S.N., Dos Anjos, S.M.C., Campinho, V.S., Winter, W.R., 2010, Classificação de rochas carbonáticas aplicável as bacias sedimentares brasileiras: Bol. Geociências Petrobras, v. 18, p. 9–29.

Toledo, S. L. V., 2017, Caracterização e cronologia das tufas calcárias da Fazenda Aurora, Ourolândia – BA [Dissertação de Mestrado]: Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, 107 p.

- Tosca, N.J., Wright, V. P., 2018, Diagenetic pathways linked to labile Mg-clays in lacustrine carbonate reservoirs: a model for the origin of secondary porosity in the cretaceous pre-salt Barra Velha Formation, offshore Brazil: Geol. Soc. Lond. Spec. Publ, v. 435, p. 33–46.
- Tosca, N.J., Wright, V.P., 2015, Diagenetic Pathways Linked to Labile Mg-Clays in Lacustrine Carbonate Reservoirs: a Model for the Origin of Secondary Porosity in the Cretaceous Pre-salt Barra Velha Formation: Geological Society London Special Publication, Offshore Brazil, v. 435.
- Utida, G., 2009, Fósseis em micritos quaternários da Serra da Bodoquena, Bonito-ms e sua aplicação em estudos paleoambientais [Dissertação de Mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 225 p.
- Utida, G.; Oliveira, E. C.; Tucker, M.; Petri, S.; Boggiani, P. C., 2017, Palaeoenvironmental interpretations based on molluscs from Middle-Holocene lacustrine limestones, Mato Grosso do Sul Brazil: Quaternary International, v. 437, p. 186-198.
- Walker, R.G., James N.P., 1992, Facies Models - Response to Sea-level Change: Ontario, Geological Association of Canada, 407 p.
- Wang, X., Auler, A., Edwards, R.S., Cheng, H., Cristalli, P.S., Smart, P.L., Richards, D.A., Shen, C.C., 2004, Wet periods in northeastern Brazil over the past 210-kyr linked to distant climate anomalies: Nature, v. 432, p. 740-743.
- Wright, V.P., 2012, Lacustrine carbonates in rift settings: the interaction of volcanic and microbial processes on carbonate deposition. In: Garland, J., Neilson, J. E., Laubach, S., Whidden, K. J. (Eds.), Advances in Carbonate Exploration and Reservoir Analysis, vol. 370. Geological Society of London, Special Publications, p. 39–47.
- Wright, V.P., 2022, The mantle, CO<sub>2</sub> and the giant Aptian chemogenic lacustrine carbonate factory of the South Atlantic: some carbonates are made, not born: Sedimentology, v. 69, p. 47–73.
- Wright, V.P., Barnett, A.J., 2015, An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic Early Cretaceous lacustrine carbonates. In: Grotzinger, J. P., James, N. (Eds.), Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production, v. 418. The Geological Society of London, Special Publication, p. 209–219.