



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

LUCAS NORONHA CUNHA

ORIGEM DOS NÍVEIS DE BRECHAS DA FORMAÇÃO GUIA,
TANGARÁ DA SERRA, MT

GEOCIÊNCIAS
U F P A

BELÉM – PARÁ
ABRIL DE 2013

LUCAS NORONHA CUNHA

**ORIGEM DOS NÍVEIS DE BRECHAS DA FORMAÇÃO GUIA,
TANGARÁ DA SERRA, MT**

Trabalho de Conclusão de Curso, apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA, em cumprimento as exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Joelson Lima Soares

Belém
2013

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da UFPA

C972o Cunha, Lucas Noronha
Origem dos níveis de brechas da Formação Guia,
Tangará da Serra, MT / Lucas Noronha Cunha; Orientador:
Joelson Lima Soares – 2013

108 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em
geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de
Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2013.

1. Neoproterozóico. 2. Formação Guia. 3. Brechas
Carbonáticas. 4. Cavernas. 5. Diques Neptunianos I. Soares,
Joelson Lima, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III.
Título.

CDD 22^a ed.: 551.78172

LUCAS NORONHA CUNHA

ORIGEM DOS NÍVEIS DE BRECHAS DA FORMAÇÃO GUIA, TANGARÁ DA SERRA, MT

Trabalho de Conclusão de Curso, apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA, em cumprimento as exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Data da aprovação: 02/04/2013

Conceito: BOM

Banca examinadora:

Joelson Lima Soares

Prof. Dr. Joelson Lima Soares – Orientador
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

José Augusto Martins Corrêa

Prof. Dr. José Augusto Martins Corrêa – Membro
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

Fábio Henrique Garcia Domingos

Prof. Dr. Fábio Henrique Garcia Domingos – Membro
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

À minha família,
Abel Cunha, Neuma Cunha,
Samara Cunha, Jonata Cunha.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço a Deus por ter me sustentado e me guiado durante toda minha vida, não deixando eu me afastar dos seus caminhos e me dando forças e sabedoria pra continuar e superar os obstáculos encontrados até aqui.

Aos meus pais Abel e Neuma, por terem me dado apoio e educação para que hoje eu estivesse aqui realizando este sonho.

Aos meus irmão Samara e Jonata pela amizade e companheirismo durante todos esses anos.

A minha namorada Mila pelo amor, amizade e paciência que teve comigo durante esse ano, sem ela não teria chegado até aqui.

Aos meus amigos da igreja.

Ao meu orientador Prof. Dr. Joelson Soares pelas orientações prestadas neste trabalho e na minha vida acadêmica, assim como o apoio, companheirismo e amizade construída ao longo desse tempo. E pela paciência durante esses mais de dois anos de monitorias e TCC.

Ao Prof. José Augusto pelas críticas e sugestões extremamente construtivas referentes a este trabalho.

Aos fariseus mais chegados: Zé (tubarão), Maurição (Zenon), Carlota, Chafic, Cris (Aldemir), Vitor, Luizinho, Papi, Rafael, Bruninha, Haline e Ingrid, por terem me aturado durante esses 5 anos, eu sei que isso não foi fácil. Tenho sorte de ter amigos como vocês.

Aos meus colegas de turma e de laboratório Renato (socó), Raphael (síndrome) e Tiago pela amizade e companheirismo durante todo esse tempo trabalhando juntos.

A toda a turma de Geologia de 2008, por ter compartilhado tantos momentos juntos, em cada uma das nossas viagens e confraternizações durante o curso.

Aos Professores Dr José Bandeira e Dr. Afonso Nogueira, além dos outros amigos do GSED, Pedro, Valber, Hudson, Latino, Cleber, Isaac Salém, Isaac Rudnitzki,

Cesar, Walmir, Andressa, Carla e Priscila pelos momentos juntos, pelas brincadeiras e contribuições dadas este trabalho.

Aos responsáveis e técnicos dos laboratórios, Prof. Claudio Lamarão (MEV), Rômulo Angélica (Raio-X) e Joelma (Laminação) por terem tornado possível a realização desse trabalho.

A toda a turma de 2009 pela amizade construída durante o Campo II.

A todos os outros alunos e professores que participaram da minha vida acadêmica de forma direta e indireta.

E ao POP que desde o primeiro dia de aula dizia que eu não ia terminar nem o primeiro semestre, tai pop eu consegui e rumo ao mestrado!

RESUMO

A Formação Guia (Grupo Araras) é constituída por calcários finos betuminosos, folhelhos e brechas calcárias, localmente dolomitizados que registram ambientes de águas profundas, supersaturadas em CaCO_3 . A base desta unidade compõe a capa carbonática relacionada ao último evento glacial do Criogeniano (635 Ma) no Brasil. Níveis de brechas são comumente encontrados nos calcários da Formação Guia na região de Tangará da Serra, estado de Mato Grosso. Brechas carbonáticas são geralmente complexas quanto à interpretação dos processos geradores. Eventos tectônicos, fluxos gravitacionais e exposição subaérea são os principais processos formadores de brechas em rochas carbonáticas. Desvendar qual a origem dos níveis de brechas na área de estudo é um dos principais objetivos deste trabalho. Estudos petrográficos e geoquímicos (MEV e difração de raios X) têm sido alguns dos métodos utilizados para determinar as condições diagenéticas e/ou deposicionais que formaram as brechas. Nesse trabalho foi realizada a descrição dos constituintes deposicionais (clastos e matriz) e diagenéticos (cimentos e substituições) de dois níveis de brechas e a interpretação dos processos que as geraram. O primeiro nível foi descrito próximo ao contato entre as formações Mirassol d'Oeste (dolomitos finos) e Guia, consiste de uma brecha carbonática de arcabouço aberto, formando zonas descontínuas de até 3m de espessura, apresenta clastos de diferentes litotipos como dolomitos, calcários e arenitos. Os clastos são angulosos, mal selecionados e apresenta-se disposto de forma caótica sem nenhuma orientação preferencial. A matriz é composta de calcita microcristalina de cor vermelha e maciça. São também descritos nesse nível de brecha: cimento carbonático fibroso, feições de dissolução como poros *vugs*, concreções de composição ferro-manganesífera, conchas de gastrópodes e espleotemas. O segundo nível descrito está posicionado na porção central da Formação Guia e consiste de brechas carbonáticas intraformacionais de arcabouço aberto e fechado com até 4m de espessura, seus clastos correspondem a fragmentos de argilitos e calcários pertencentes à Formação Guia. Os clastos são predominantemente angulosos, mal selecionados, retangulares e tabulares, em geral estão dispostos de forma caótica, porém na porção basal, próximo à rocha encaixante os clastos apresentam uma disposição paralela ao contato e tendem a concentrar-se em maior abundância na parte inferior do nível. A matriz é maciça, de cor vermelha e composição predominantemente de calcita, apresenta-se com

cristais grossos de calcita com feições de dolomita barroca e drusas de calcita e dolomita barroca desdolomitizada. Localmente, a brecha também apresenta cimento carbonático constituído por cristais de calcita espática e romboedros de dolomita entre os clastos. O primeiro nível é interpretado como resultado de processos cársticos associados a movimentos tectônicos de soergimento que expuseram as rochas a zona vadosa. A presença de depósitos descontínuos contendo espeleotemas, concreções ferro-manganesíferas e poros de dissolução dentro de camadas de rochas carbonáticas são comumente interpretados como feições de exposição subaérea. A presença de conchas de gastrópodes não fossilizadas sugerem que os processos de formação da caverna ocorreram no Holoceno. O segundo nível é interpretado como preenchimento de diques neptunianos formados a partir de fraturamento e dilatação de calcários da Formação Guia gerada por sismicidade. A ocorrência do cimento de calcita magnesiana sugere cimentação em águas marinhas enquanto que a presença de dolomita romboédrica é provavelmente produto de substituição da matriz micrítica e da calcita espática. Dolomitas barrocas indicam que fluidos hidrotermais afetaram as brechas durante a mesodiagênese. Processos de desdolomitização podem estar associados a condições de telodiagênese. Estas brechas que preenchem diques neptunianos estão associadas a uma zona de dobras e falhas entre zonas sem deformação. Não foram identificadas feições que indiquem exposição subaérea, portanto a formação das brechas neste nível está provavelmente associada a processos tectônicos, como abalos sísmicos em ambiente de soterramento.

Palavras-chave: Formação Guia. Neoproterozóico. Brechas Carbonáticas. Cavernas. Diques Neptunianos.

ABSTRACT

The Guia Formation (Araras Group) is constituted of thin bituminous limestone, shales and calcareous breccias, locally dolomitized which register deepwater environments, oversaturated with CaCO_3 . The base of this unit composes the carbonate cover related to the last Cryogenian glacial event (635 my) in Brazil. Breccia levels are commonly found on the limestones of the Guia Formation at the region of Tangará da Serra, state of Mato Grosso. Carbonate breccias are generally complicated regarding the interpretation of the generating processes. Tectonic events, gravity flows and subaerial exposure are the main breccia forming processes in carbonate rocks. To unveil the origin of the breccia levels in the study area is one of the main goals of this work. Petrographic and geochemical studies (SEM and X-Ray diffraction) are some of the methods used to determine the diagenetic and/or depositional conditions that formed the breccias. In this work was done the description of the depositional composition (clasts and matrix) and diagenetic (cements and replacement) of two levels of breccias, and the interpretation of the processes that generated them. The first level was described next to the contact between the formations Mirassol d'Oeste (thin dolomites) and Guia, it consists of a carbonate breccia with open framework, forming discrete zones up to 3m thick, presents clasts of different lithotypes such as dolomites, limestones and sandstones. The clasts are angular, poorly selected and present themselves in a chaotic way with no preferential orientation. The matrix is composed of solid microcrystalline calcite in the red color. In this breccia level are also described: fibrous carbonate cement, dissolution features such as vug poros, iron-manganese concretions, gastropod shells and speleothems. The second level described is located in the central position of the Guia Formation and consists of intraformational carbonate breccias with open and closed frameworks up to 4m thick, their clasts correspond to argillite and limestone fragments belonging to the Guia Formation. The clasts are predominantly angular, poorly selected, rectangular and tabular, generally arranged in a chaotic way, nevertheless in the basal portion, next to the enclosing rock, the clasts present a parallel to the contact arrangement and tend to concentrate in larger abundance in the lower part of the level. The matrix is solid, red-colored and composed predominantly of calcite, present thick calcite crystals with features of baroque dolomite and calcite druses and undolomitized baroque dolomite. Locally, the breccia

also shows carbonate cement composed of spatic calcite crystals and dolomite rombs among the clasts. The first level is interpreted as the result of karst processes associated with tectonic uplift movements. The presence of discrete deposits containing speleothems, iron-manganese concretions and dissolution pores inside within the layers of the carbonate rocks are commonly interpreted as features of subaerial exposure. The presence of unfossilized gastropod shells suggests that the cave formation processes occurred in the Holocene. The second level is interpreted as the filling of neptunian dikes formed from fracturing and dilatation of limestones of the Guia Formation generated by seismicity. The occurrence of magnesian calcite cement suggests cementation in seawater while the presence of romboedric dolomite is probably a product of the substitution of the micritic matrix and the spatic calcite. Baroque dolomites indicate that the hydrothermal fluids affected the breccias during mesodiagenesis. Undolomitization processes can be associated to telodiagenesis conditions. These breccias that fill neptunian dikes are associated to a zone of folding and faulting between zones without deformation. Features that indicate subaerial exposure were not identified, therefore the formation of breccias in this level is probably associated to tectonic processes such as seismic events in buried environments.

Keywords: Guia Formation. Neoproterozoic. Carbonate Breccias. Neptunian Dikes. Caves.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Mapa de localização geológica da região sul do Cráton Amazônico e norte da Faixa Paraguai. A) Contexto geotectônico. B) Mapa geológico simplificado da região de Tangará da Serra e da mina Calcário Tangará.22
- Figura 2 - Litoestratigrafia do Grupo Araras. Indicado por rosa está a base e a porção central da Formação Guia, onde estão localizados os níveis de brechas.....26
- Figura 3 - Sucessões carbonáticas esquemáticas das Formações Mirassol d'Oeste e Guia com a indicação do posicionamento de cada um dos níveis de brecha.34
- Figura 4 - Dolomitos peloidais rosados da Formação Mirassol d'Oeste localizados abaixo do primeiro nível de brecha descrito.36
- Figura 5 - Intercalação de calcários e folhelhos com, fissilidade bem desenvolvida, característicos da Formação Guia, rocha encaixante do primeiro nível de brecha.36
- Figura 6 - Fotomicrográficas da rocha encaixante do primeiro nível de brecha. A) Foto geral do dolomito peloidal pertencente a Formação Mirassol d'Oeste; B) Foto de pelóide, característico dos dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste.....37
- Figura 7 - Afloramento onde ocorre o nível de brecha 1. A) Visão geral do afloramento; B) Clastos angulosos e dispostos de forma aleatória; C) e D) Concreções ferruginas vista em detalhe com o auxílio de lupa.....40
- Figura 8 - Conchas de gastrópodes associadas a esferulitos de calcita que dão um aspecto rugoso a rocha.....41
- Figura 9 - Poro preenchido parcialmente por cristais de calcita botroidal.41
- Figura 10 - Espeleotemas descritos no nível de brecha 1. A) Estalactites de composição calcítica. B) Feições colunares de composição calcítica.42
- Figura 11 - Porção da brecha bastenata afetada por processos de dissolução e cimentação. A) Poros de canais vistos no afloramento; B) Poro parcialmente cimentado por cristais lamelares e radiais de calcita, entre os quais são identificadas linhas escuras caracterizando linhas de crescimento. Com o auxílio de lupa e visto

também que esse cimento foi parcialmente corroído por dissolução; C) Cristais fibrosos de calcita obliterando parcialmente e totalmente os poros.	43
Figura 12 - Imagem relativa aos clastos descritos na amostra. A) Clasto de marca arenosa com borda irregular recoberta fina película de óxido e ferro; B) Clasto de mudstone de formato tabular.....	45
Figura 13 - Difratoograma de raios-X feito na matriz da brecha.....	46
Figura 14 - Feições microscópicas do nível de brecha 1. A) São descritas concreções de Fe e Mn em torno das quais se desenvolvem halos de precipitação de óxido e ferro e manganês que tingem a matriz da rocha; B) Poros de canais parcialmente preenchidos por cimento de calcita Mg.....	48
Figura 15 - Poro vug gerado por dissolução da matriz da rocha.....	49
Figura 16 - Fotomicrográfica da estalactite descrita no nível de brecha 1. A) e B) Cristais fibrosos e radiais de calcita Mg separados por linhas escuras de calcita microcristalina que delimitam fases de precipitação do cimento calcítico.	50
Figura 17 - Cristais de calcita em forma de leques de hábito radial, tratando-se possivelmente de um polimorfo de aragonita.	53
Figura 18 - Cristais de calcita espática que ultrapassam indiscriminadamente as linhas de sujeira presente nos espeleotemas.....	54
Figura 19 – Calcário com marcas onduladas compostas por cristais aciculares e radiais de calcita.....	56
Figura 20 Fotomicrográficas do calcário da Formação Guia. A) Leques de cristais aciculares e calcita; B) Hidrocarboneto alojado nos poros das Rochas da Formação Guia.....	57
Figura 21 – Nível de brecha 2 visto em afloramentos. A) e B) Brecha calcária preenchendo fissuras métricas em camadas de intercalados com folhelhos deformados por tectônica calcários (indicado por linhas amarelas).	59

Figura 22 – Clastos do segundo nível de brecha. A) e B) Clastos de argilitos de cores esbranquiçadas e calcários acinzentados do nível de brecha 2.....	60
Figura 23 - Zona basal da brecha próximo ao contato com a rocha encaixante onde os clastos de formato tabular apresentam-se orientados paralelos a encaixante.	61
Figura 24 - Drusas de calcita ocorrentes na porção superior do dique. A) Imagem geral da amostra da drusa de calcita; B) Macrocristais de calcita com clivagem cúbica vistas com o auxílio de lupa; C) Macrocristais de dolomita barroca caracterizada por suas faces curvadas vistas com o auxílio de lupa.	62
Figura 25 - Difrátometro de raios-X referente aos clastos do nível de brecha 2.	63
Figura 26 - Difrátometros de raios-X referentes a matriz do nível de brecha 2. Na amostra L-A foram identificados os seguintes minerais: dolomita, hematita, quartzo e calcita. Enquanto que na amostra T4 foi identificado: quartzo, calcita e microclina.	65
Figura 27 - Cristais de calcita com faces curvadas, característica de dolomitas barrocas, e com aspecto sujo.	66
Figura 28 - Cristais de calcita com extinção ondulante.	66
Figura 29 - Imagens micrográficas dos diversos tipos de cimento encontrados no nível de brecha 2. A) Cristais milimétricos de calcita espática; B) cristais romboédricos de dolomita e cimento de óxido de ferro.	68
Figura 30 - Poro intercrystalino formado por dissolução dos cristais de dolomita indicados pela seta.	69
Figura 31 - Plano de estilólito na forma de eletrocardiograma, indicado pela seta, em matriz dolomítica caracterizado pela acumulação de argilominerais e óxidos de ferro no plano de dissolução.	69
Figura 32 - Difrátometros de raios-X referentes aos cristais de calcita encontrados nas drusas. Tanto na amostra X-A quanto na L-B o único mineral identificado foi calcita.	70

Figura 33 - Imagem obtida através do MEV. A) Cristais de calcita com clivagem cúbica; B) Cristais de calcita cúbica com seus vértices corroídos por dissolução. ...71

Figura 34 - Modelo esquemático ilustrando o desenvolvimento brechas cársticas. A) Estágio inicial antes da ação de processos cársticos; B) Fase na qual a caverna já está formada, e os espeleotemas (estalactites, estalagmites e colunas) estão em fase de formação, assim como o início do processo de fraturamento; C) Estágio final após o colapso da caverna devido as pressões litostáticas, formando assim o nível de brecha cárstica.77

Figura 35 – Modelo esquemático ilustrando o desenvolvimento de diques neptunianos por atividade sísmica (I a III). Em IV uma visão transversal do dique neptuniano da mina Calcário Tangará com base no modelo de Cozzi (2000), para diques neptunianos de plataformas carbonáticas rasas.....79

1 INTRODUÇÃO	19
1.1 APRESENTAÇÃO	19
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA DE TRABALHO	20
1.3 OBJETIVOS	22
2. GRUPO ARARAS	24
2.1 ASPECTOS GERAIS	24
2.2 LITOESTRATIGRAFIA	25
3. BRECHAS CARBONÁTICAS	27
4. MATERIAIS E MÉTODOS	31
4.1 ANÁLISES PETROGRÁFICA	31
4.2 DIFRAÇÃO DE RAIOS X	32
4.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV) E ESPECTROMETRIA DE ENERGIA DISPERSIVA DE RAIOS –X (EDS)	32
5. PETROGRAFIA E CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DOS NÍVEIS DE BRECHAS	33
5.1 DESCRIÇÃO DOS AFLORAMENTOS	33
5.2 NÍVEL DE BRECHAS 1	35
5.2.1. Rocha encaixante	35
5.2.2 Descrição Macroscópica	38
5.2.3 Descrição Microscópica	44
5.2.4 Interpretação	51
5.3 NÍVEL DE BRECHAS 2	55
5.3.1 Rocha Encaixante	55
5.3.2 Descrição Macroscópica	58
5.3.3 Descrição Microscópica	63
5.3.4 Interpretação	72
6 DISCUSSÕES	75

7 CONCLUSÕES	80
REFERÊNCIAS	81
ANEXO A – Dados gerados nas análises de MEV e EDS	86

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Rochas carbonáticas de idade Neoproterozóica tem sido alvo de intensas pesquisas científicas nas últimas décadas (HOFFMAN et al., 1998a,b; KNOLL, 2000; HOFFMAN; SCHRAG, 2002; HALVERSON et al., 2004; CORSETTI et al., 2004; XIAO et al., 2004). As sucessões carbonáticas neoproterozóicas registram as principais mudanças paleoclimáticas e paleogeográficas que ocorreram neste período, como por exemplo, extensas glaciações, formação do supercontinente Gondwana e diversificação dos metazoários (HOFFMAN et al., 1998a, b, SUMNER, 2002; HOFFMAN;SCHRAG, 2002; MOCZYDLOWSKA, 2008).

No Brasil as evidências destes eventos estão registradas nos carbonatos das formações Mirassol d'Oeste e Guia pertencentes ao Grupo Araras, que afloram na margem sudeste do Cráton Amazonas e na Faixa Paraguai, nos limites do Estado de Mato Grosso (NOGUEIRA; RICCOMINI 2006, SOARES; NOGUEIRA 2008, SOARES 2012). Diversos trabalhos estratigráficos e estruturais já foram e continuam sendo realizados nesta região (NOGUEIRA 2003, NOGUEIRA; RICCOMINI 2006, SOARES; NOGUEIRA 2008, SOARES et al., no prelo). Particularmente importante tem sido a discussão a respeito da origem dos diversos níveis de brechas que são encontrados na Formação Guia.

Brechas carbonáticas são geralmente complexas quanto à interpretação dos processos geradores. Eventos tectônicos, fluxos gravitacionais e exposição subaérea são comuns processos formadores de brechas em rochas carbonáticas (LAZNICKA 1988). Brechas produzidas por fluxos gravitacionais apresentam clastos de diferentes composições e geralmente são sustentados por matriz e ocorrem próximos a taludes. Brechas tectônicas são comuns em zonas de placas tectônicas ativas, tanto durante movimentos transcorrentes, compressionais e distensivos, são geralmente caracterizadas por clastos que apresentam a mesma composição das rochas encaixantes. Brechas produzidas por exposição subaérea são formadas em zonas de soergimento relacionado a tectônica ou rebaixamento do nível do mar, que expõem as rochas carbonáticas a processos meteóricos. Este tipo de brecha

comumente preenche cavernas ou cavidades formadas pela dissolução da rocha carbonática.

Diques neptunianos são feições comuns em depósitos de plataforma carbonática que passaram por processos de soerguimento ou abalos sísmicos. Diferenciar os diques neptunianos formados por estes processos tem sido alvo de debates ao longo da história de estudos geológicos. Comum é a confusão quando depósitos de cavernas antigas contendo brechas são muito semelhantes às brechas produzidas por sismicidade e que preenchem os diques neptunianos. Faz-se necessário uma diferenciação do processo formador, pois isto implica em importantes modificações na interpretação paleogeográfica e tectônica da plataforma carbonática.

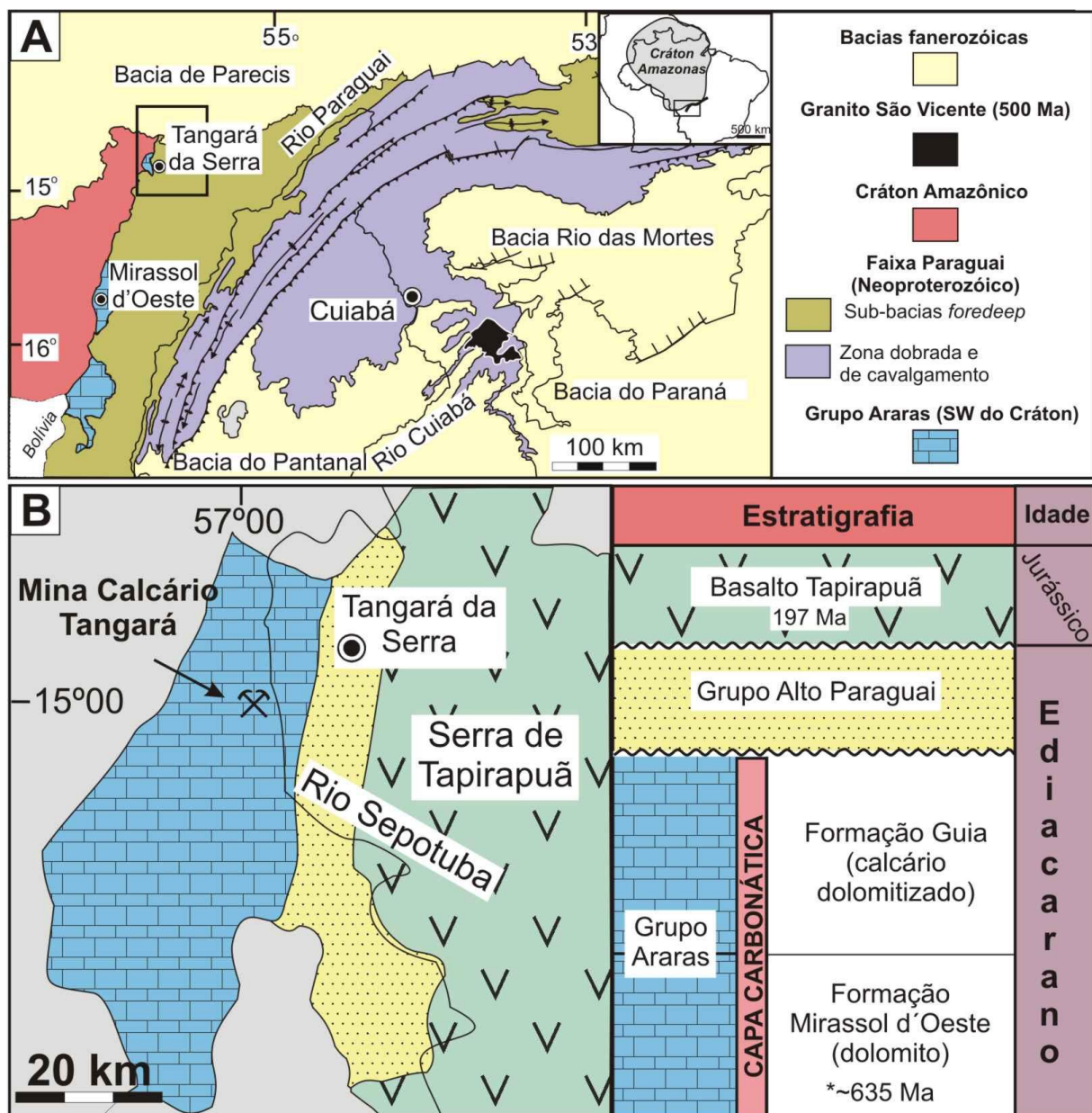
Na região de Tangará da Serra, três níveis de brechas carbonáticas ocorrem na Formação Guia. O primeiro e segundo níveis são muito semelhantes, apresentando brechas intraformacionais e descontinuidade lateral, enquanto que o terceiro nível é mais local e apresenta brechas e megabrechas (blocos de calcário) intraformacionais e estruturas de escorregamento (SOARES; NOGUEIRA 2008, SOARES et al., no prelo). O terceiro nível não é discutido neste trabalho por ter a sua gênese já esclarecida (Soares ; Nogueira 2008, Soares et al., no prelo). Somente os dois primeiros níveis são descritos neste trabalho por apresentarem feições semelhantes a brechas formadas tanto por sismicidade como em cavernas. Devido à carência de estudos mais aprofundados a respeito desses níveis de brechas este trabalho de conclusão de curso foi elaborado com o intuito de caracterizar tais rochas para elucidar melhor os seus processos de formação, assim como descrever os eventos diagenéticos ocorridos durante a sua formação.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA DE TRABALHO

A área de estudo está localizada na porção oeste da região de Tangará da Serra, Estado do Mato Grosso, distante 240 km da capital Cuiabá. Tangará da Serra está situada entre as serras de Tapirapuã e dos Parecis, porém a região apresenta geralmente relevo de topografia plana e densa cobertura vegetal, sendo as melhores

exposições encontradas nas frentes de lavra pertencentes à Mina Calcário Tangará, em afloramentos nos limites da Fazenda Alvorada, e nas margens dos rios Formoso e Sepotuba, este último afluente do rio Paraguai. Nestes locais as rochas carbonáticas apresentam comumente ampla continuidade lateral por centenas de metros. O acesso para a área de estudo é feito pela da rodovia MT-358, km 18, saindo-se de Tangará da Serra em direção à cidade de Campo Novo e em seguida por 15 km em estrada vicinal até a entrada da mina de Calcário Tangará (Figura 1). A sucessão carbonática encontrada em Tangará da Serra, com cerca de 60 m de espessura, corresponde a Formação Mirassol d'Oeste e base da Formação Guia pertencentes à parte inferior do Grupo Araras (Figura 1) conforme proposta estratigráfica de Nogueira e Riccomini (2006).

Figura 1 - Mapa geológico da região sul do Cráton Amazônico e norte da Faixa Paraguai. A) Contexto geotectônico. B) Mapa geológico simplificado da região de Tangará da Serra e da mina Calcário Tangará.



Fonte: Modificado de Nogueira (2003) e Soares ; Nogueira (2008).

1.3 OBJETIVOS

Esta monografia pretende elucidar parte da história de formação das brechas que ocorrem em dois níveis estratigráficos da Formação Guia, as prováveis relações com ambientes deposicionais de plataforma e as mudanças diagenéticas. Haja vista,

que os trabalhos anteriores realizados nessa área apenas citam, mas não fazem um estudo detalhado desses níveis e brechas.

Os objetivos específicos deste trabalho incluem:

- Desvendar a origem dos diferentes níveis de brechas da Formação Guia.
- Entender a formação dos bolsões de calcita e outras feições associadas os níveis de brechas estudados.

2. GRUPO ARARAS

2.1 ASPECTOS GERAIS

A área de estudo está inserida na borda sul do Cráton Amazônico, onde ocorre uma faixa descontínua de depósitos glaciais (Formação Puga), carbonáticos (Grupo Araras) e siliciclásticos (Grupo Alto Paraguai), o primeiro interpretado como produto do evento de glaciação global Marinoano do final do Neoproterozóico (NOGUEIRA; RICCOMINI 2006). Os depósitos carbonáticos podem alcançar até 700 m de espessura e ocorrem nesta região como camadas subhorizontais (mergulhando 3° para NNW) e sem indícios de metamorfismo. As rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai se sobrepõem de forma discordante à sucessão carbonática neoproterozóica. Estimativas de idade entre 627 e 520 Ma para as rochas sedimentares da borda sul do Cráton Amazônico foram baseadas em valores de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$, razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e dados de paleomagnetismo (TRINDADE et al., 2003, ALVARENGA et al., 2004, TOHVER et al., 2006, ROMERO et al., 2013).

O Grupo Araras é constituído, da base para o topo, de quatro formações, a saber: Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres (NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006). Níveis de brechas têm sido descritos nas formações Guia, Serra do Quilombo e Nobres (SOARES; NOGUEIRA 2008, NOGUEIRA; RICCONIMI, op.cit, MILHOMEM NETO 2012, RUDNITZKI; NOGUEIRA, 2012).

A Formação Guia, objeto de estudo deste trabalho, apresenta cerca de 200 m de espessura e é constituída essencialmente por calcários finos e betuminosos, de cor cinza a preto, intercalados por folhelhos betuminosos e piritosos (NOGUEIRA, 2003), folhelhos betuminosos, pelitos vermelhos e *cementstones*. A base desta unidade é considerada a porção calcária da capa carbonática Puga (NOGUEIRA; RICCOMINI 2006). Em Tangará da Serra a Formação Guia foi interpretada como depósitos de plataforma marinha profunda (supersaturada em CaCO_3), com três níveis de brechas ainda pouco entendidos (SOARES ; NOGUEIRA 2008). O contato com a Formação Serra do Quilombo apresenta calcários e dolomitos intensamente fraturados, dando origem a brechas com cimento dolomítico (NOGUEIRA, 2003).

2.2 LITOESTRATIGRAFIA

A base litoestratigráfica deste trabalho tem como base a tese de doutorado de Nogueira (2003), que identifica a primeira seqüência de capa carbonática bem descrita e documentada na América do Sul. O Grupo Araras é uma sucessão de rochas carbonática de aproximadamente 600 m de espessura, inserida na borda sul do Cráton Amazônico. A seqüência carbonática Araras é sobreposta pelos diamictitos glaciais da Formação Puga que apresenta um recobrimento siliciclástico do Grupo Alto Paraguai. As rochas carbonáticas do Grupo Araras foram divididas, da base para o topo, em quatro formações, sendo elas: 1) Mirassol d'Oeste 2) Guia, 3) Serra do Quilombo e 4) Nobres.

Formação Mirassol d'Oeste apresenta espessura máxima de 15 m é constituída por dolomitos rosados e finos com pelóides e estromatólitos e está sobreposta a Formação Puga. Formação Guia, formada essencialmente por calcário finos e betuminosos e folhelhos. Formação Serra do Quilombo, constituída por dolomitos finos a arenosos, brechas dolomíticas e brechas com matriz. Formação Nobres, formada por dolomitos finos (*dolomudstone*) a arenosos (*dolorudstone* intraclástico), brechas e conglomerados dolomíticos, arenitos, pelitos e níveis de sílex secundário (NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006) (Figura 2). Níveis de brechas que tem sido descritos nas formações Guia, Serra do Quilombo e Nobres (NOGUEIRA; RICCONIMI 2006, SOARES; NOGUEIRA 2008). Estromatólitos dômicos e estratiformes também foram identificados na parte superior da Formação Nobres.

Figura 2 - Litoestratigrafia do Grupo Araras. Indicado por rosa está a base e a porção central da Formação Guia, onde estão localizados os níveis de brechas.

IDADE	LITOESTRATIGRAFIA		PALEOAMBIENTE	
Cambriano	Grupo Alto Paraguai	Formação Diamantino	Conglomerados, arenitos e pelitos.	Fluvial entrelaçado, delta e mar restrito/prodelta
		Formação Sepotuba	Pelitos, folhelhos e arenitos.	Plataforma marinha dominada por tempestade
		Formação Raizama	Arenitos e pelitos, carbonatos substituídos por sílex subordinados.	Plataforma rasa dominada por tempestade e maré
E D I A C R A N O	Grupo Araras	Formação Nobres	Dolomitos arenosos, estromatólitos dômicos estratiformes e rugosos. Sílica secundária substituindo camadas de carbonato. Arenitos finos, ritmitos e pelitos subordinados. Moldes de cristais de evaporitos.	Planície de maré/ <i>sabkha</i>
		Formação Serra do Quilombo	Brechas dolomíticas cimentada por dolomita espática, brechas dolomíticas de arcabouço aberto e dolomitos arenosos.	Plataforma moderadamente profunda dominada por tempestades e eventualmente por sismos
		Formação Guia	Calcários finos e folhelhos betuminosos. Subordinadamente calcários cristalinos ricos em crostas e cimento. Grãos terrígenos esporádicos.	Plataforma profunda anóxica
		Formação Mirassol d'Oeste	Dolomitos finos rosados, laminados, peloidais e estromatólitos estratiformes.	Plataforma supersaturada em CaCO ₃
		Formação Puga	Diamictitos e siltitos seixosos.	Plataforma profunda eufótica
Criogeniano				Glacial marinho

				 Discordância erosiva
				 Descontinuidade regional

Fonte: Modificado de Nogueira e Riccomini (2006).

3. BRECHAS CARBONÁTICAS

De acordo com Tucker (2001), a classificação de brechas aplica-se a rochas com clastos de granulometria grossa (>2 mm). Elas diferem de conglomerados devido à forma dos clastos, no caso de conglomerados seus grãos são arredondados a subarredondado, já as brechas apresentam clastos variando de angulosos a subangulosos.

Sua classificação pode ser feita através da composição mineralógica dos constituintes, do local de formação e da petrofábrica (TUCKER, 2001, NICHOLS, 2009). Através da composição dos clastos podemos classificar as brechas como monomíticas, aquelas que apresentam clastos de uma única composição, oligomíticas, compostas por clastos de dois ou três tipos litológicos distintos, ou polimíticas, que apresentam clastos de diversos tipos rochas (Tucker, 2001). Com relação ao local de origem dos clastos Tucker (2001) classifica as brechas como: intraformacionais, e extraformacionais. Brechas intraformacionais apresentam clastos originados na mesma formação na qual estão depositados, enquanto que os clastos constituintes das brechas extraformacionais são pertencentes a outras formações. Com relação à petrofábrica brechas são classificadas como ortoconglomerados ou paraconglomerados (Nichols, 2009). Elas são classificadas como ortoconglomerados quando seu arcabouço é fechado, de forma que sua estrutura é suportada pelos clastos. Já os paraconglomerados são brechas que apresentam arcabouço aberto e sustentado pela matriz.

Os ortoconglomerados podem ter diversas origens, entre elas: a) conglomerado de praia: pobre em matriz, pouco espesso, clastos geralmente bem arredondados e achatados; b) conglomerado fluvial: pode conter clastos intraformacionais (pelito), intercalado a arenitos; c) conglomerado de leques aluviais: conhecido também como fanglomerado formado por fluxos de massa gravitacionais; d) pavimento de deserto; e) conglomerados em leques submarinos: depósitos de correntes de turbidez e processos gravitacionais.

Exemplos de depósitos de paraconglomerados são: a) diamictito glacial ou tilito, predominantemente depósito maciço continental de morenas com distribuição

granulométrica muito variável. Critérios para transporte glacial: blocos estriados, distribuição de blocos grandes com composição variável mostrando pouca mudança granulométrica lateral; b) *dropstone*: geralmente argilito marinho ou lacustre, laminado, contendo fragmentos de rochas, liberados de *icebergs*. Os fragmentos não apresentam tendência granulométrica lateral; c) argilito seixoso (*pebbly mudstone*): em geral é difícil diferenciar entre diamictito glacial e diamictito não glacial, este depositado a partir de fluxos gravitacionais.

Geneticamente as brechas podem diferir muito dos conglomerados, principalmente quando são de origem não-deposicional. Conseqüentemente, alguns critérios devem ser usados para a descrição e classificação de brechas diferentes dos utilizados para os conglomerados. A mistura de clastos arredondados e angulosos é algumas vezes chamada de brechas-conglomeráticas (NICHOLS, 2009). Enquanto os conglomerados são caracterizados principalmente pelo tamanho e composição petrográfica dos clastos, nas brechas a forma e o *fitting* (maneira como os componentes se ajustam) dos clastos, bem como o teor e a composição da matriz são fundamentais (NICHOLS, 2009). Nos conglomerados, o processo de transporte é importante, já nas brechas é enfocado o processo de fragmentação. Assim, clastos menores nos conglomerados indicam energia de transporte reduzida, já nas brechas componentes menores apontam maior energia de fragmentação (TUCKER 2001). O termo megabrechas é usado para depósitos que contêm grandes blocos de rocha (LAZNICKA, 1988, TUCKER, 2003). As brechas podem ser classificadas em deposicionais e não-deposicionais (LAZNICKA, 1988).

Brechas deposicionais são caracterizadas por depósitos de: a) tilitos, que se apresentam pobremente selecionados, com composição polimítica e fragmentos estriados e facetados (SUGUIO, 2003); b) fanglomerado: depósitos de leques aluviais (*sheet flood deposits* ou *debris flow deposits*), brechas originadas de fluxos gravitacionais (*mass-flow breccias*) são parecidas com os depósitos de tilitos (MIALL, 1992); c) brecha de ante-recife (*fore-reef breccia*), que apresentam fragmentos recifais gerados pela força de ondas ou por bioerosão; d) brecha gerada por fluxo gravitacional (*mass-flow breccia*): a maioria destas brechas tem origem subaquática, onde na base dos depósitos encontra-se frequentemente gradação inversa; e) brecha de escarpa (*talus*): brecha gerada por desabamento de terrenos.

Brechas não-deposicionais são formadas geralmente por processos tectônicos ou diagenéticos. Estes depósitos podem ser classificados como: a) brechas de dissolução, geralmente ocorrem em sequências sedimentares caracterizadas pela intercalação de camadas evaporíticas e carbonáticas, onde a dissolução de camadas evaporíticas pode levar à fragmentação de camadas carbonáticas e à formação de brecha de colapso monomítica com cimento de calcita (ANDERSON et al., 1978); b) brechas de contração: pode ocorrer em calcilutitos ou sedimentos silicosos, através de desidratação na zona de supramaré e geralmente apresentam um alto grau de *fitting*. Entretanto, os componentes podem ser retrabalhados por ondas/correntes de tempestade (TUCKER; WRIGHT, 2002); c) brechas de cisalhamento, são geralmente caracterizadas por clastos monomíticos, de acordo com o grau de competência das camadas podem ser gerados vários tipos de brecha. Corpos lenticulares delimitados por planos de cisalhamento e circundados por material incompetente (*mass-flow breccia*) e em rochas muito competentes brechas de fricção cujos fragmentos têm matriz gerada pela trituração da rocha (farinha de falhas); d) brechas de impacto, formadas pelo impacto de grandes meteoritos (LAZNICKA, 1988); e) pseudobrechas: esta fábrica é freqüente em calcários e dolomitos e apresenta-se em forma de “clastos” escuros, com delimitações pouco nítidas, em uma matriz mais clara. Os “clastos”, na verdade são áreas de recristalização que podem ocorrer em várias gerações (TUCKER; WRIGHT, 2002).

Brechas carbonáticas geralmente apresentam elevada complexidade envolvendo a sua gênese. Os processos de formação de brechas em rochas carbonáticas são descritos por Laznicka (1988), que detalha a formação de brechas através de processos tectônicos, fluxos gravitacionais e cársticos relacionados a exposição subaérea. As brechas de origem tectônicas ocorrem comumente em regiões atingidas por movimentos transcorrentes, compressionais e distensivos, onde as brechas produzidas geralmente apresentam clastos de composição semelhante às rochas encaixantes, formando assim brechas intraformacionais. Já as brechas geradas através de fluxos gravitacionais tratam-se comumente de rochas oligomíticas e geralmente são sustentadas por matriz e ocorrem próximos a taludes. Com relação às brechas produzidas por exposição subaérea são formadas em zonas de soerguimento, ligados a processos tectônicos ou ao rebaixamento do nível

do mar, de forma que as rochas carbonáticas ficam expostas a processos meteóricos. Neste caso processos cársticos atuam sobre as rochas carbonáticas gerando cavernas ou cavidades que devido às pressões a elas impostas resultam num colapso gerando brechas com clastos variáveis dispostos aleatoriamente (LAZNICKA 1988).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 ANÁLISES PETROGRÁFICA

A análise petrográfica foi utilizada como ferramenta básica para a descrição e caracterização dos constituintes da rocha, assim como para a interpretação paleoambiental da sucessão estudada, e para a identificação dos principais processos diagenéticos a qual a rocha foi submetida. Para o estudo petrográfico foram confeccionadas 6 lâminas delgadas de amostras dos diferentes níveis de brecha, com o objetivo de identificar as principais texturas, feições diagenéticas e componentes, principalmente clastos e matriz/cimento. Estas foram tratadas no Laboratório de Petrologia Sedimentar do Grupo de Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia – GSED da Universidade Federal do Pará (UFPA). A classificação dos tipos de brechas seguirá as propostas de Laznicka (1988) e Tucker (2001), baseada principalmente no tamanho, forma, composição e fábrica dos clastos, e se contêm ou não cimento/matriz.

As fotomicrografias das principais feições e relações entre os constituintes da rocha foram obtidas em Microscópio Petrográfico modelo ZEISS AxiosKop 40 com câmera acoplada AxioCam HRc pertencente ao laboratório de Petrografia Sedimentar do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED - UFPA).

Foram utilizadas técnicas de coloração seletiva, para auxiliar na identificação de diferentes tipos de carbonatos consistindo no tingimento de lâminas com solução combinada de Alizarina Vermelha S (0,2g / 100 mL de 1,5 HCl) e ferrocianeto de potássio (2g / 100mL), ambas as soluções misturadas numa proporção de 3 partes de volume de Alizarina para 2 partes de ferrocianeto. Este é um método auxiliar que permite a identificação da mineralogia das brechas, fazendo distinção entre calcita (CaCO_3) e dolomita (CaMgCO_3), além de distinguir calcita e dolomita ferrosa.

4.2 DIFRAÇÃO DE RAIOS X

A difração de raios X é um método rápido, seguro e relativamente barato que pode ser utilizado para determinar a mineralogia de rochas carbonáticas, e permite uma determinação bastante acurada da quantidade de determinado elemento na estrutura cristalina dos minerais (SCHOLLE ; SCHOLLE 2003, FLUGEL 2004). A difração de raios X possibilita determinar a composição de sedimentos carbonáticos, principalmente na análise de rochas carbonáticas muito finas (matriz das brechas). Os dados de difração de raios X forneceram informações da composição mineralógica dos constituintes das rochas.

4.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV) E ESPECTROMETRIA DE ENERGIA DISPERSIVA DE RAIOS -X (EDS)

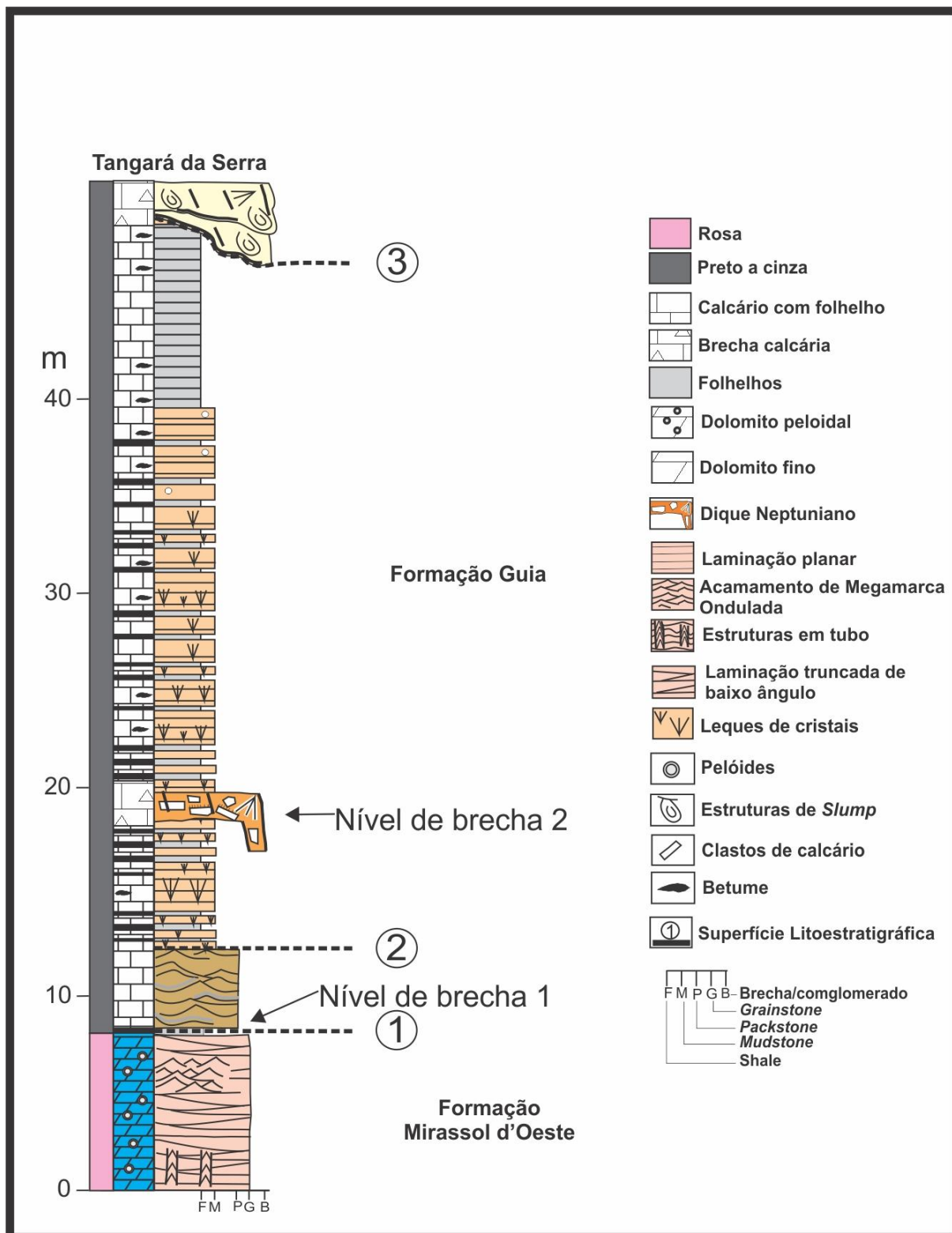
A microscopia eletrônica de varredura (MEV ou na sigla em inglês SEM= *scanning electron microscopy*) é utilizada no estudo de pequenos objetos e na visualização em 3D de grãos. O MEV, contudo, é comumente utilizado não somente para examinar as texturas superficiais dos sedimentos, mas também para a identificação de minerais e análises químicas semiquantitativas, isso só é possível quando está acoplado a um analisador de dispersão de energia (EDS = *energy dispersive x-ray detector*). Os estudos com EDS mostram a composição e distribuição dos elementos. Durante a preparação as amostras são metalizadas com uma liga de ouro-paládio (ou outro material condutor) e então é inserido no MEV. A utilização de MEV no estudo de rochas carbonáticas antigas e modernas proporciona um melhor entendimento dos seus produtos e processos deposicionais e diagenéticos. Nesse trabalho foi usada para identificar os minerais assim como quantificar cada um, além disso, foram geradas imagens para comprovar determinadas feições descritas nas lâminas.

5. PETROGRAFIA E CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DOS NÍVEIS DE BRECHAS

5.1 DESCRIÇÃO DOS AFLORAMENTOS

A sucessão de Tangará da Serra possui aproximadamente 65 m de espessura sendo caracterizada, da base para o topo, por dolograinsstones/dolopackstones pelóidais pouco deformados e sem deformação da Formação Mirassol d'Oeste, lateralmente contínuos e com espessura de até 7 m. Estes dolomitos são caracterizados por apresentarem laminação plano-paralela, quasi-planar com truncamentos de baixo ângulo, laminação ondulada simétrica e estruturas em tubo (SOARES 2012). Estruturas deformacionais sin-sedimentares como falhas lítricas e dobras métricas ocorrem localmente (SOARES et al., no prelo). Estes depósitos são recobertos por camadas descontínuas de marga dolomítica com laminação paralela, de cor vermelha, pertencente à Formação Guia, que ocorrem principalmente preenchendo sinclinais de dobras métricas, e calcários finos com acamamentos de megamarcas onduladas que passam lateralmente para calcários finos com laminação quase planar e ondulada (SOARES et al., no prelo). Sobreposto a estes depósitos ocorrem calcários finos com leques de cristais intercalados com folhelhos. A Formação Guia apresenta espessura aproximada de 58 m, com camadas poucos deformados e geralmente com mergulhos baixos entre 1° a 9°. O topo da sucessão é caracterizado pela ocorrência de calcários cinza a preto com laminação irregular e ricos em betume. Sobre os dolomitos e calcários ocorrem localmente calcários com estruturas de escorregamento e brechas intraformacionais (Figura 3). Dois níveis de deformação descontínuos lateralmente, compostos predominantemente de brechas intraformacionais, são encontrados na Formação Guia. O primeiro nível ocorre próximo ao contato entre os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste e os calcários da Formação Guia. O segundo nível ocorre na porção intermediária da sucessão calcária. Um terceiro nível com brechas intraformacionais é encontrado no topo da sucessão. Entretanto, estes depósitos não são o foco do presente trabalho, devido a sua ocorrência local e depósitos pouco espessos.

Figura 3 - Sucessões carbonáticas esquemáticas das Formações Mirassol d'Oeste e Guia, aflorantes na região de Tangará da Serra, com a indicação do posicionamento de cada um dos níveis de brecha.



Fonte: Modificado de Soares 2012

5.2 NÍVEL DE BRECHAS 1

5.2.1. Rocha encaixante

As rochas encaixantes do nível de brecha 1 correspondem a dolomitos peloidais, que apresentam estruturas como laminação plano-paralelas a levemente ondulados (Figura 4) e calcários finos com acamamentos de megamarcas onduladas e leques de cristais pseudomorfos de aragonita. Microscopicamente os dolomitos são constituídos por micro- e macropelóides, poros *vugs*, cimento de dolomita e calcita espática e estilólitos. As laminações são marcadas por variações no conteúdo de cimento e no tamanho dos pelóides. As laminações mais espessas são compostas por macropeloides e abundante cimento de dolomita. As laminações mais finas, por sua vez, são caracterizadas por micropelóides e pouco ou nenhum cimento. Segundo Soares (2012) estas laminações são características das microfácies *dolograinstone/dolopackstone* (laminações espessas) e *dolomudstone* (laminações delgadas). Localmente os poros são preenchidos por hidrocarbonetos.

Os calcários são caracterizados por calcita microcristalina (micrito) com laminação desenhada por grãos terrígenos, leques de cristais fibrosos e margas dolomíticas. Localmente, o micrito apresenta-se neomorfizado e dolomitizado. O material terrígeno é caracterizado por grãos de quartzo, feldspatos e micas de tamanho silte a areia muito fina. Os leques de cristais são centimétricos e apresentam aspecto coalescente, são conectados por crostas de calcita e truncam microlaminações de micrito e grãos terrígenos intercalados.

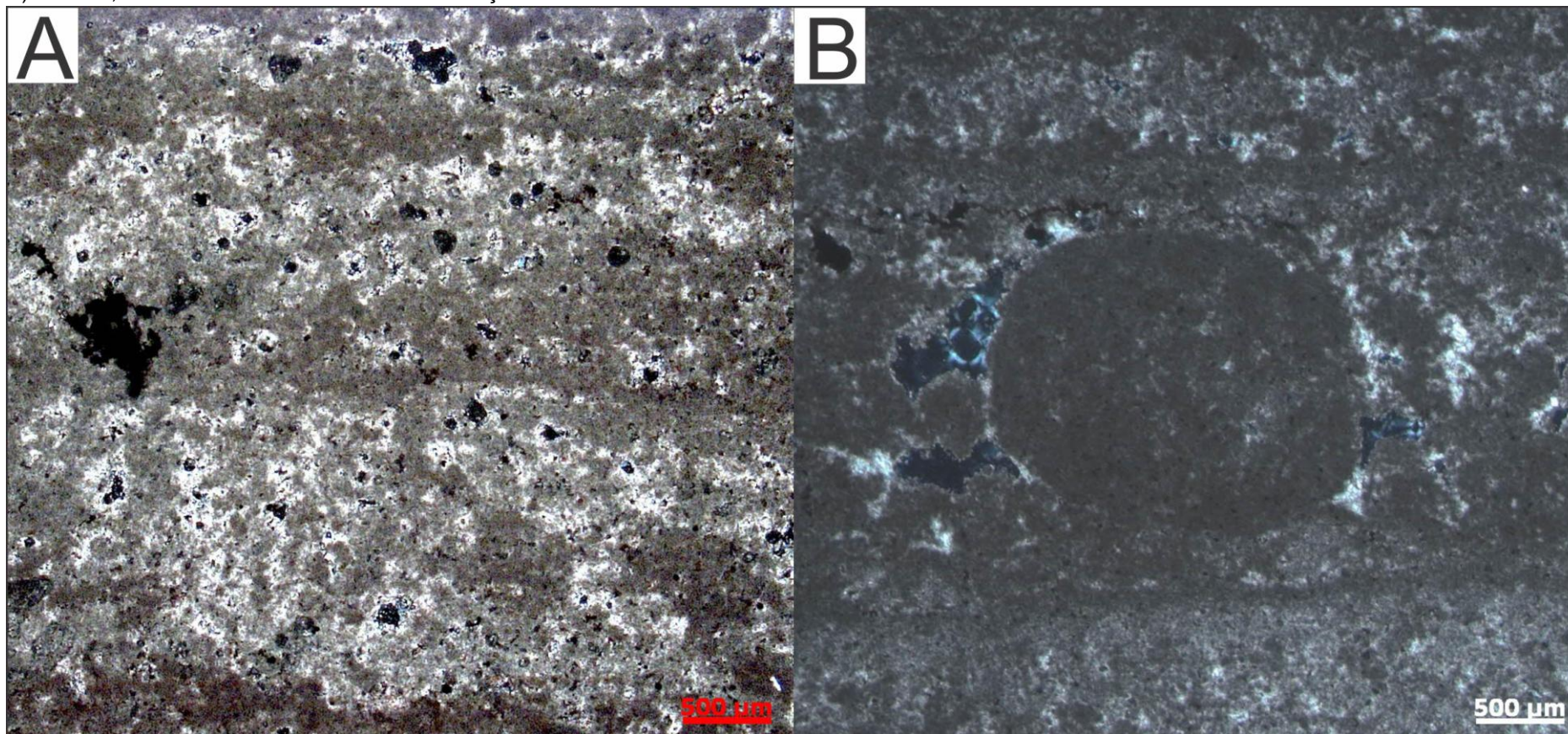
Figura 4 - Dolomitos peloidais rosados da Formação Mirassol d'Oeste localizados abaixo do primeiro nível de brecha descrito.



Figura 5 - Intercalação de calcários e folhelhos com, fissilidade bem desenvolvida, característicos da Formação Guia, rocha encaixante do primeiro nível de brecha.



Figura 6 - Fotomicrográficas da rocha encaixante do primeiro nível de brecha. A) Foto geral do dolomito peloidal pertencente a Formação Mirassol d'Oeste; B) Pelóide, característico dos dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste.



5.2.2 Descrição Macroscópica

O primeiro nível de brecha é caracterizado por clastos de dolomitos rosados oriundos da Formação Mirassol d'Oeste e calcários cinza avermelhados da Formação Guia, por matriz carbonática de cor rosa avermelhado, além de raros clastos de arenitos com matriz carbonática (marga). Os clastos encontrados nesse nível de brecha são angulosos, mal selecionados e com dimensões centimétricas, estão dispostos de forma aleatória e não apresentam nenhum tipo de orientação preferencial, (Figura 7). A brecha calcária apresenta arcabouço aberto formando camadas descontínuas lateralmente e de até 3 m de espessura.

No primeiro nível de brecha também ocorrem concreções ferro-manganesíferas, poros vugs e de canais, além de conchas de gastrópodes recentes e lentes de cristais fibrosos e botroidais de calcita. As concreções ferro-manganesíferas (Figura 7) são encontradas dispersas em matriz rosa avermelhada e preenchendo fraturas. As conchas de gastrópodes ocorrem localmente, porém nestes locais elas são abundantes, e associados à esferulitos de calcita de tamanhos variados e que dão um aspecto rugoso a rocha. As conchas de gastrópodes apresentam tamanhos variados e são caracterizados por apresentarem conchas espiraladas e septos pouco visíveis; aparentemente há pouca ou nenhuma mudança na composição das conchas originais (Figura 8). Estas observações foram feitas em campo e por fotos, porém maiores conclusões não puderam ser realizados devido a falta de material para a análise. Os poros vugs e de canais ocorrem em praticamente todo o nível de brecha e variam de poucos milímetros até 20 cm de comprimento. Os poros estão associados diretamente aos planos de dissolução que ocorrem na matriz carbonática, onde são preenchidos parcialmente por cristais de calcita botroidal, ou mais raramente em lente de cristais fibrosos (Figura 9).

Feições como colunas e estalactites de composição calcítica são comuns neste nível de brecha (Figura 10). Estes espeleotemas são de tamanhos variados, porém não ultrapassam 60 cm de altura. Lentes descontínuas de cristais fibrosos e com hábito botroidal de composição calcítica preenchem parcialmente ou completamente poros de canal e vugs. Algumas lentes de cristais fibrosos parecem cobrir uma superfície, semelhante a feições de travertinos encontrados em cavernas. Linhas escuras separam diferentes fases de crescimento de cristais fibrosos de

calcita. Os cristais fibrosos também são comuns, obliterando completamente a porosidade, contudo localmente podem apresentar feições de dissolução (Figura 11). Os cristais de hábito botroidal ocorrem somente nas bordas dos poros, formando aspectos semelhantes a drusas.

Figura 7 - Afloramento onde ocorre o nível de brecha 1. A) Visão geral do afloramento; B) Clastos angulosos e dispostos de forma aleatória; C) e D) Concreções ferruginas vista em detalhe com o auxílio de lupa.

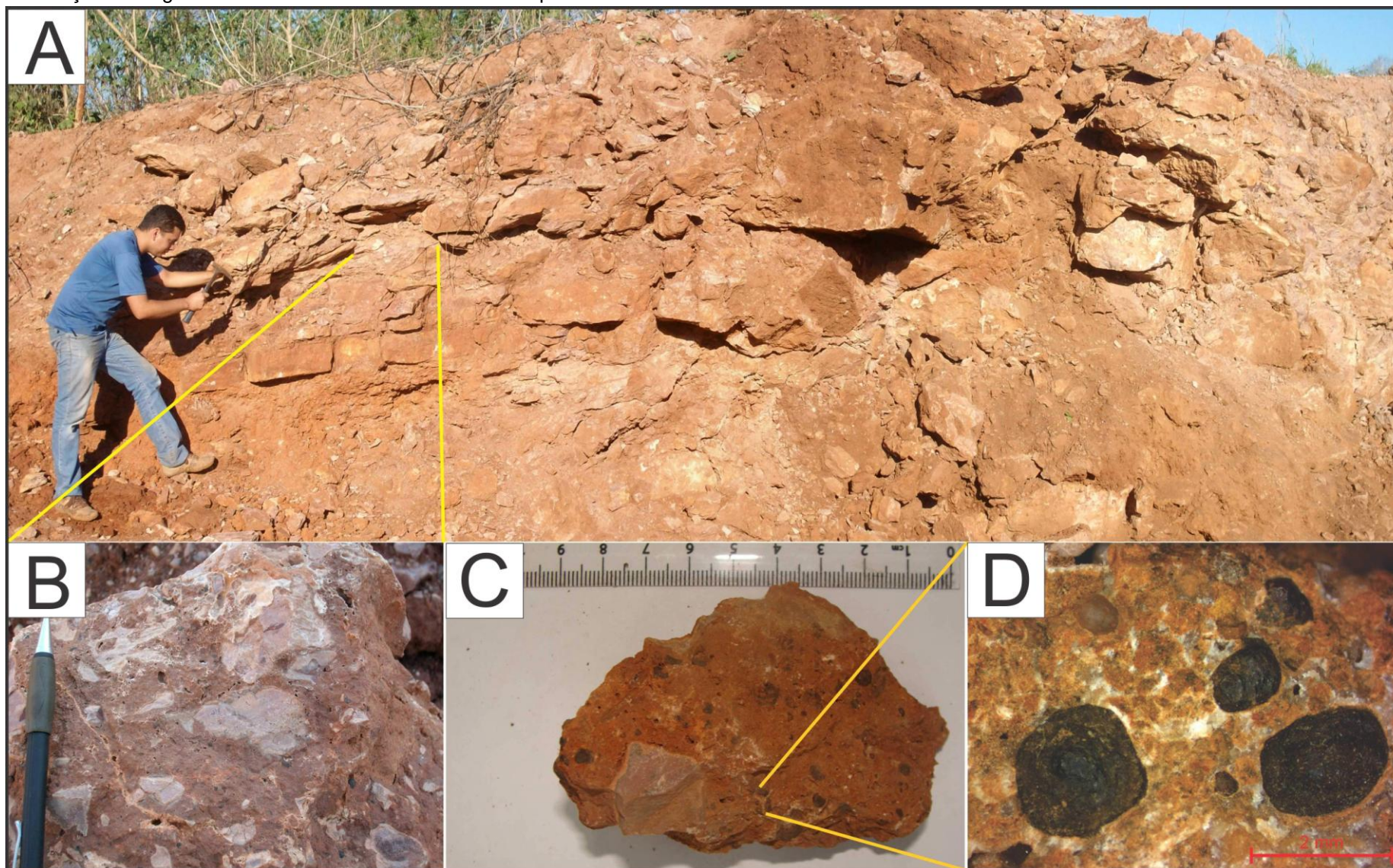


Figura 8 - Conchas de gastrópodes associadas a esferulitos de calcita que dão um aspecto rugoso a rocha.



Figura 9 - Poro preenchido parcialmente por cristais de calcita botroidal.

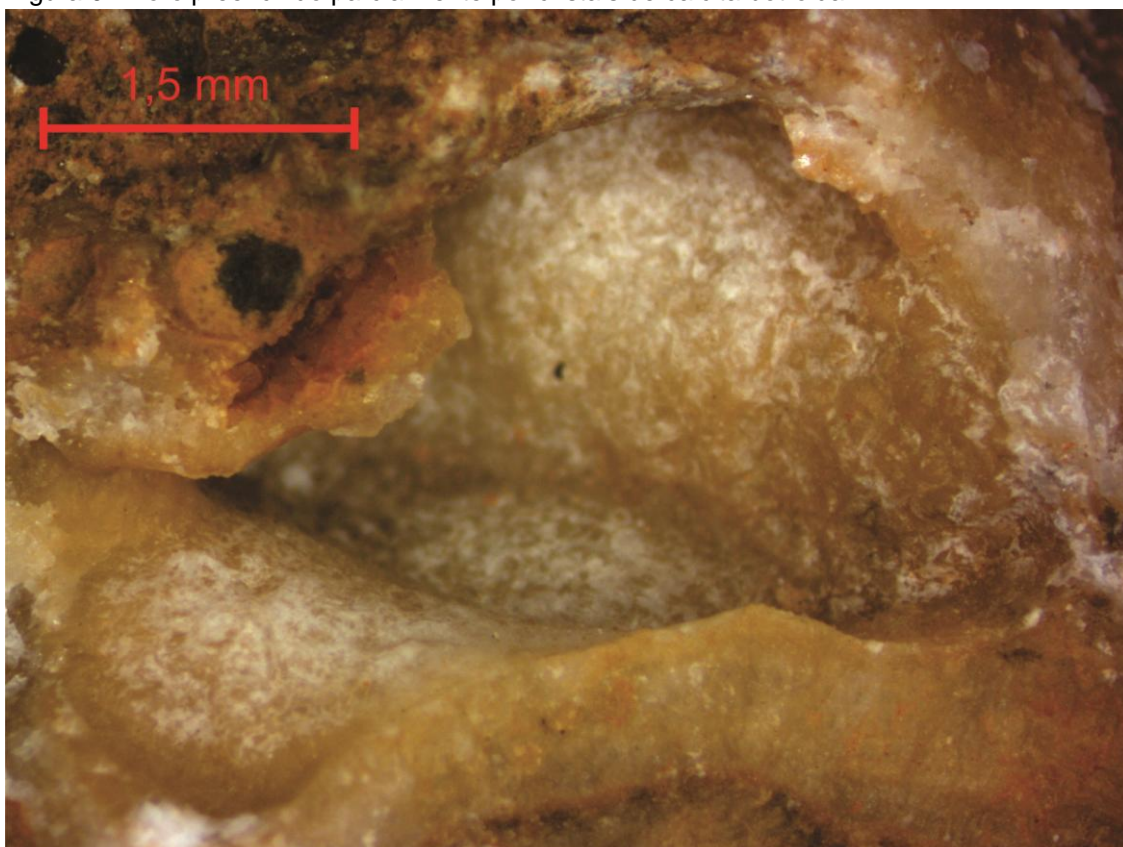


Figura 10 - Espeleotemas descritos no nível de brecha 1. A) Estalactites de composição calcítica. B) Feições colunares de composição calcítica.

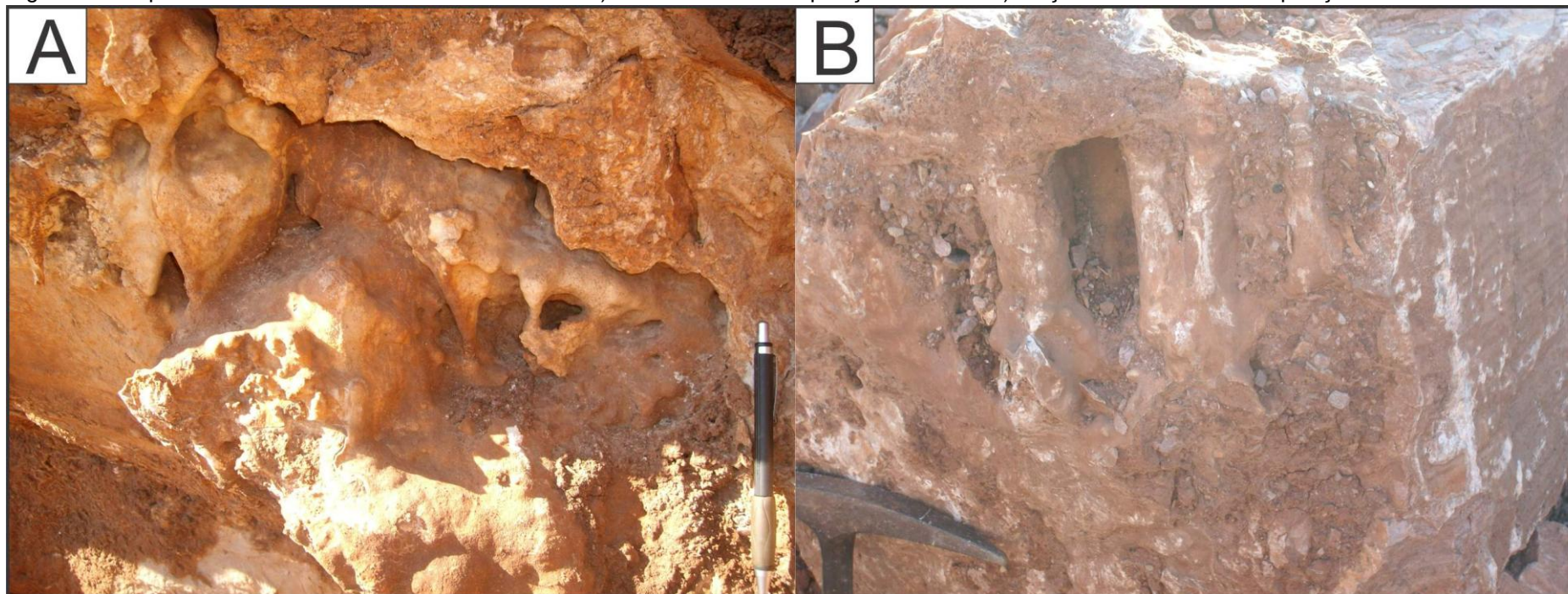
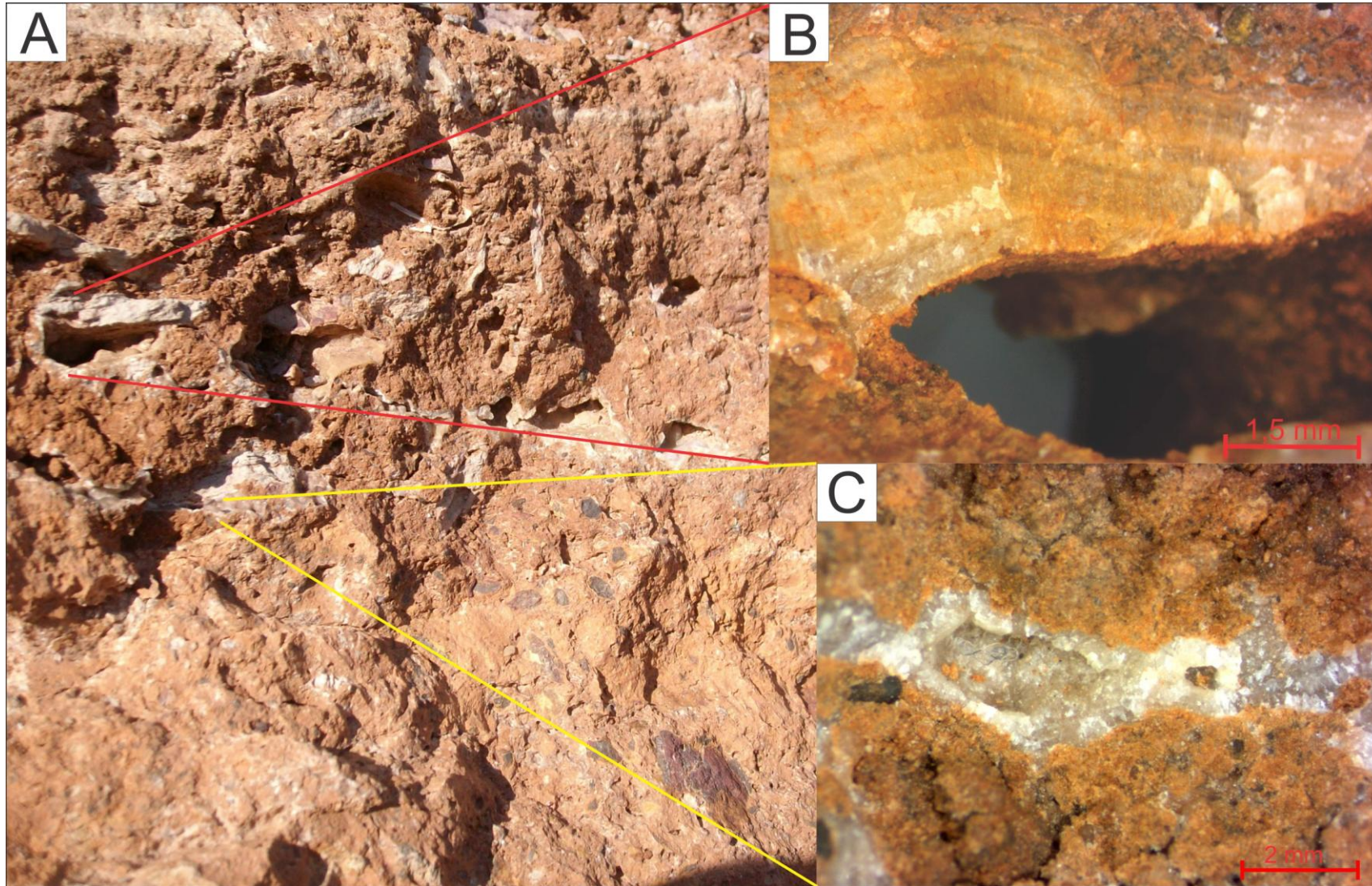


Figura 11 - Porção da brecha bastante afetada por processos de dissolução e cimentação. A) Poros de canais vistos no afloramento; B) Poro parcialmente cimentado por cristais lamelares e radiais de calcita, entre os quais são identificadas linhas escuras caracterizando linhas de crescimento. Com o auxílio de lupa e visto também que esse cimento foi parcialmente corroído por dissolução; C) Cristais fibrosos de calcita obliterando parcialmente e totalmente os poros.



5.2.3 Descrição Microscópica

A descrição de lâminas delgadas do primeiro nível de brechas possibilitou a visualização das características da matriz, clastos, poros e precipitados químicos que ocorrem neste nível. A brecha é oligomítica contendo clastos de tipos litológicos distintos, sendo eles de rochas siliciclásticas (marga arenosa) e carbonáticas (dolomito, mudstone e calcário) (Figura 12). Os clastos são compostos de dolomita com micropelóides, calcita microcristalina, grãos de quartzo e margas, mal selecionados, possuem grau de arredondamento variando desde anguloso até bem arredondado e correspondem a aproximadamente 30% da rocha. Os clastos têm bordas irregulares, geralmente apresentam aspecto corroído e são cobertos por películas de óxido de ferro. A matriz da rocha é composta por calcita microcristalina e pseudoespática, além de grãos dispersos de quartzo, ortoclásio e muscovita tamanho silte e areia fina, e óxido de Ferro como mostra o difratograma da Figura 13.

Figura 12 - Imagem relativa aos clastos descritos na amostra. A) Clasto de marca arenosa com borda irregular recoberta fina película de óxido e ferro; B) Clasto de mudstone de formato tabular.

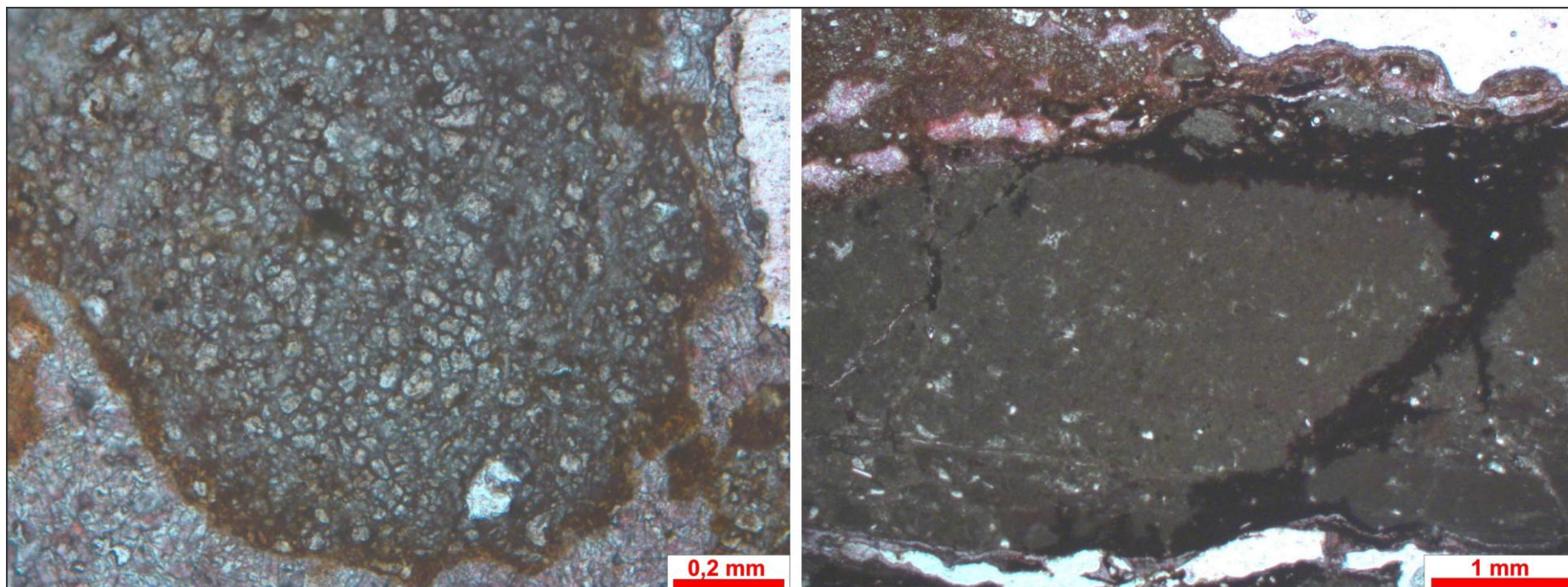
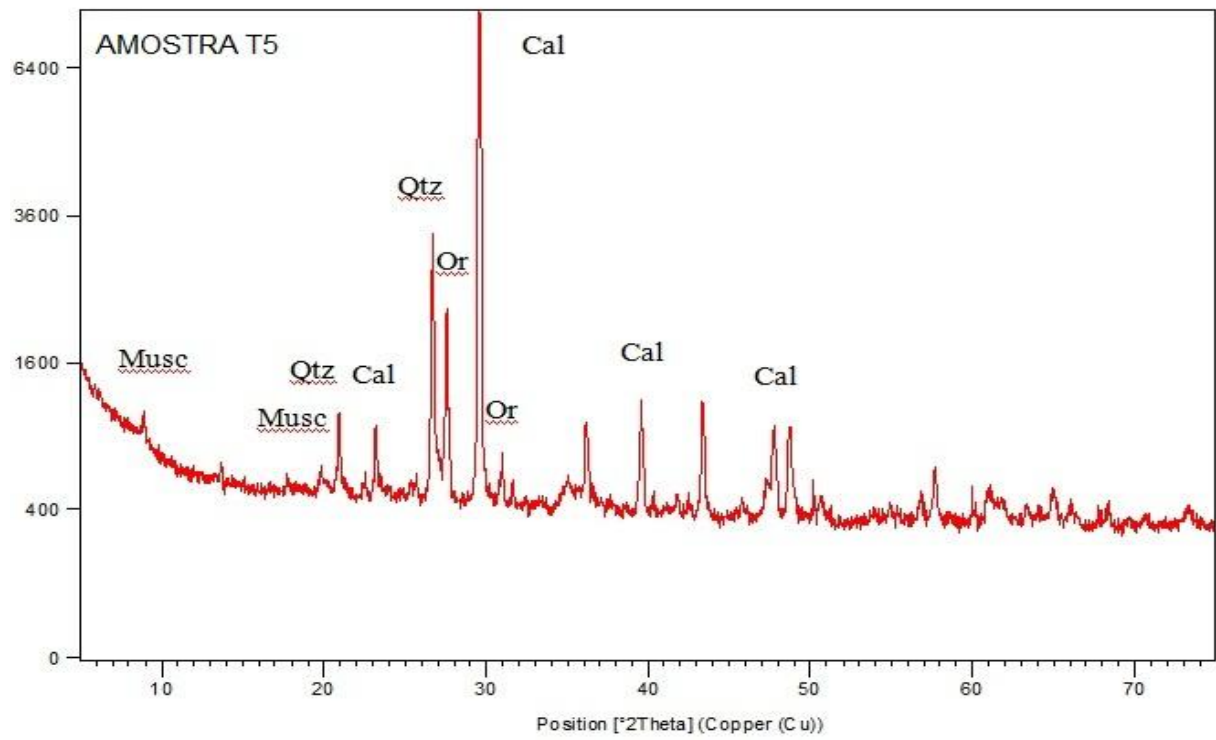


Figura 13 - Difratoograma de raios-X feito na matriz da brecha



Concreções de cor preta são encontradas dispersas na matriz. Estas concreções apresentam formas e tamanhos variados, são compostas por material afanítico opaco e grãos de quartzo tamanho silte. As concreções maiores (0,5 e 2 cm) são mais esféricas e arredondadas, enquanto que as concreções menores (menos que 1 mm de comprimento) são angulosas e variam de esféricas a alongadas. As concreções apresentam em sua composição principalmente óxidos de ferro e manganês, e subordinadamente quartzo e feldspato. Os minerais que contêm Fe e Mn constituem a “matriz” afanítica que compõem as concreções. Os feldspatos e quartzos presentes são grãos terrígenos que são englobados pelo material ferro-manganesífero. Localmente, ao redor destas concreções ocorrem halos de precipitação de óxido de ferro e manganês que tingem a matriz com manchas vermelhas (Figura 14).

Em relação à porosidade, a rocha apresenta poros de dimensões muito variáveis chegando a atingir em lâmina delgada 10 mm. São classificados como megaporos que foram formados por processos de dissoluções formando poros vugs e de canais, estes últimos podem alcançar mais que 20 cm de comprimento (Figura 12, 13 e 15) (CHOQUETTE; PRAY 1970). Alguns poros foram totalmente preenchidos por cimento de calcita, porém a rocha ainda preservou uma alta porosidade onde os poros equivalem a cerca de 15% da rocha. O cimento de calcita apresenta leques de cristais radiais, forma e hábito que remetem a aragonita. Os poros em canal ocorrem dispersos ou formando planos de dissolução na matriz; são parcialmente preenchidos por calcita espática de hábito fibroso e botroidal (Figura 14).

Figura 14 - Feições microscópicas do nível de brecha 1. A) São descritas concreções de Fe e Mn em torno das quais se desenvolvem halos de precipitação de óxido e ferro e manganês que tingem a matriz da rocha; B) Poros de canais parcialmente preenchidos por cimento de calcita Mg.

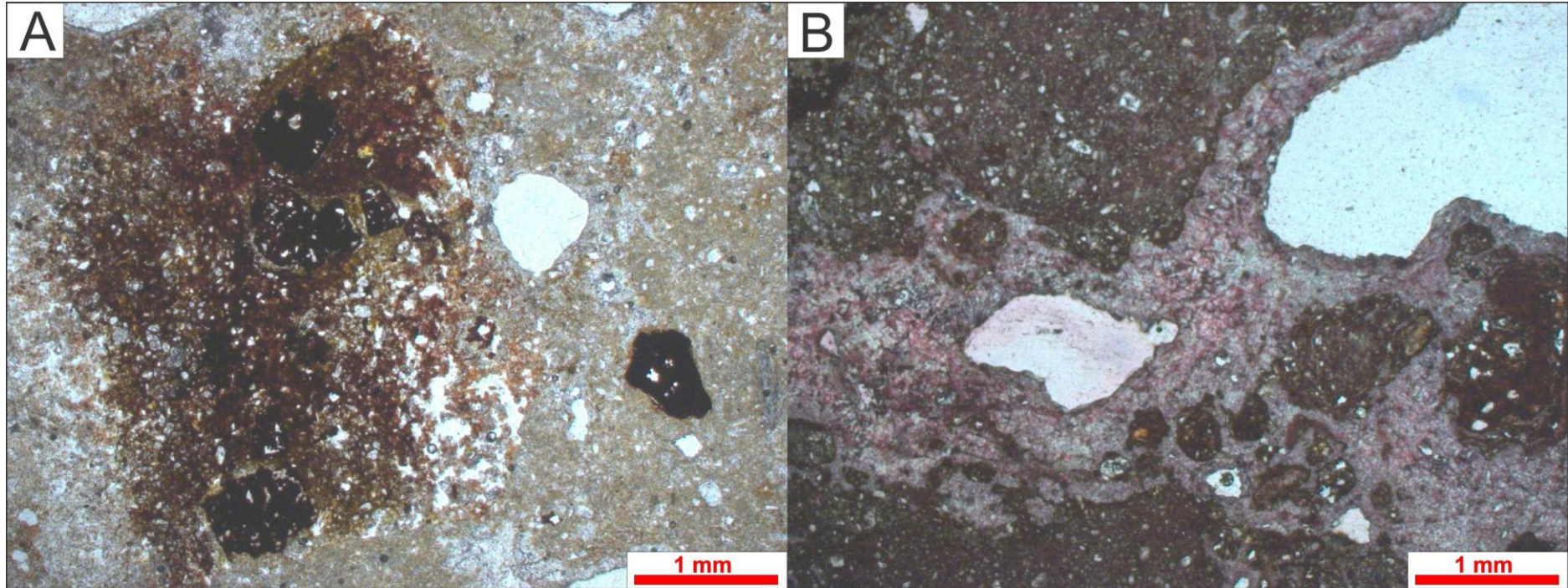
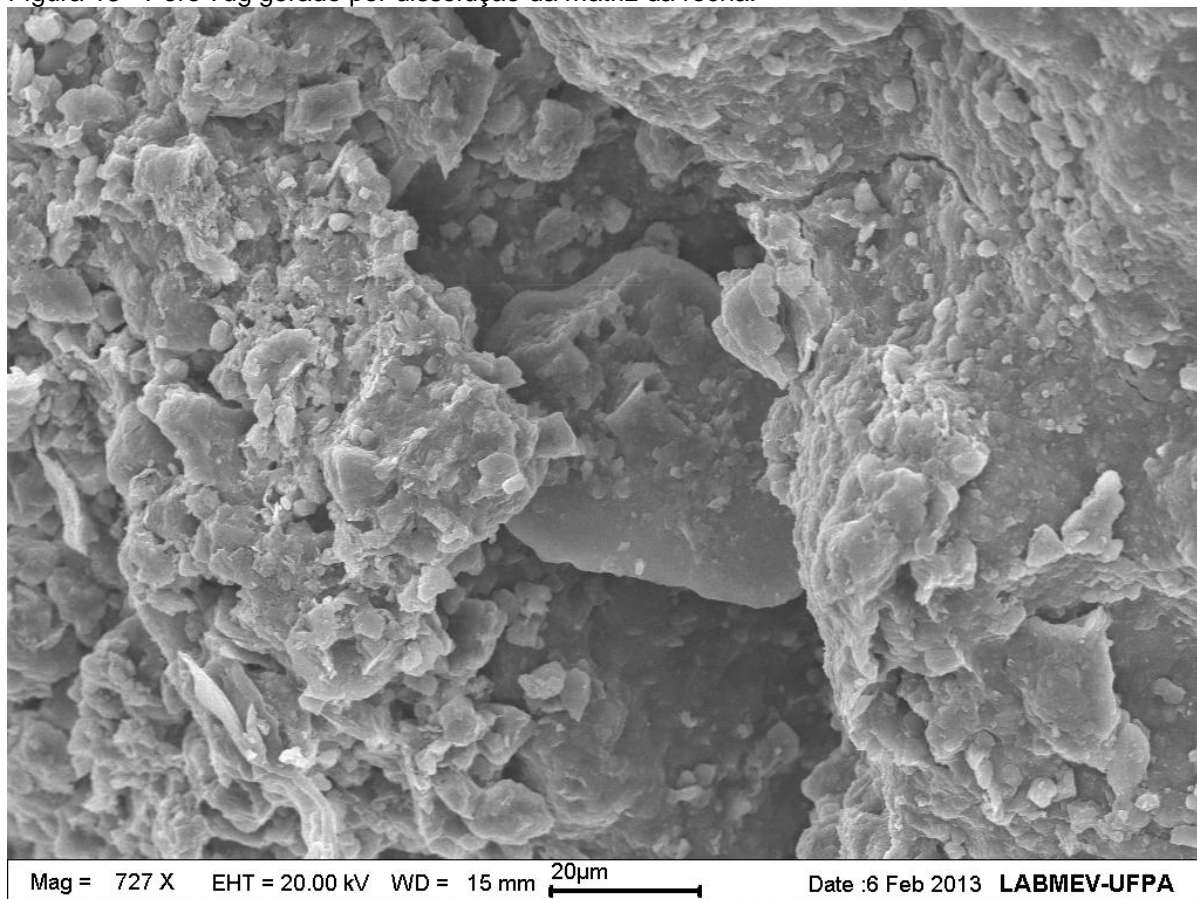
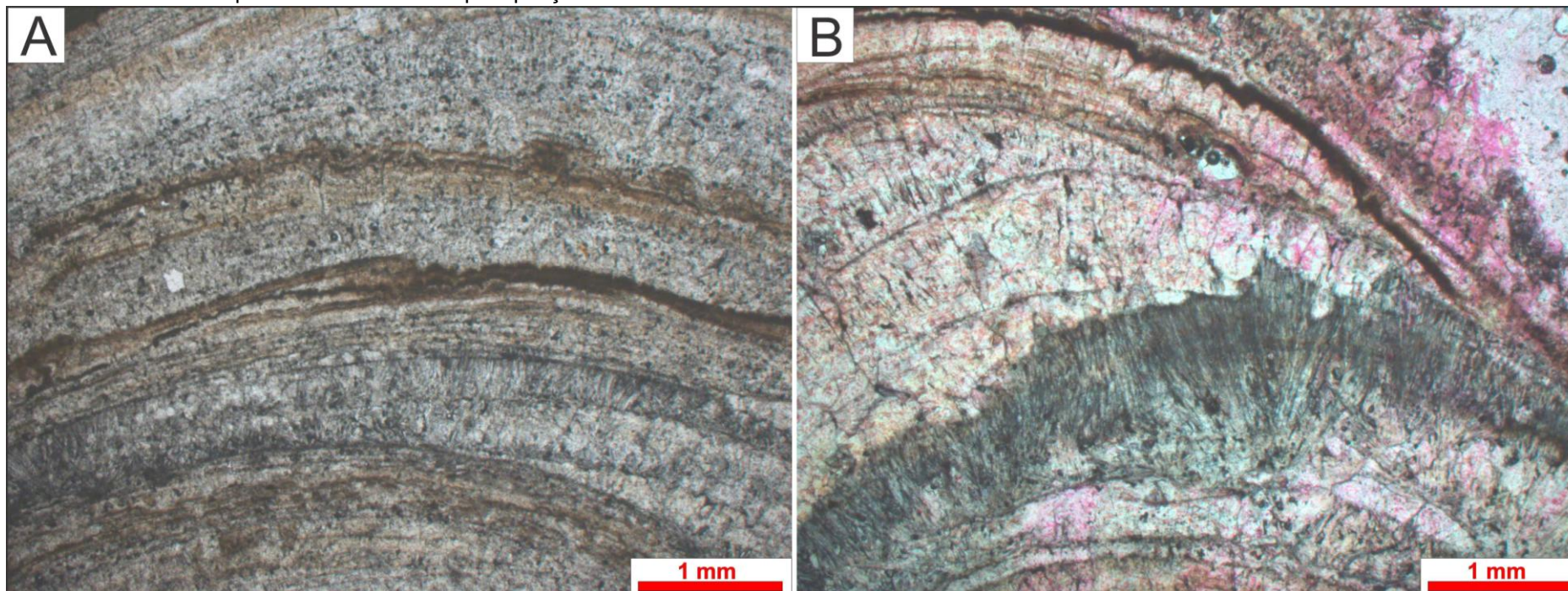


Figura 15 - Poro vug gerado por dissolução da matriz da rocha.



Os precipitados químicos são semelhantes a feições de espeleotemas. As colunas e estalactites são compostas por cristais fibrosos milimétricos de calcita dispostos radialmente e concêntricos, separadas por linhas escuras de calcita microcristalina (Figura 16). O centro das colunas e estalactites é comumente oco. Cristais grossos são visíveis envolvendo os cristais fibrosos e ultrapassando as linhas de crescimento do espeleotema. As superfícies de hábito botroidal e lentes apresentam subcristais de calcita lamelares radiais e cristais com mosaico xenotópico.

Figura 16 - Fotomicrográfrica da estalactite descrita no nível de brecha 1. A) e B) Cristais fibrosos e radiais de calcita Mg separados por linhas escuras de calcita microcristalina que delimitam fases de precipitação do cimento calcítico.



5.2.4 Interpretação

O nível de brecha apresenta varias feições de dissolução, desde a rocha encaixante até a própria matriz da brecha. Feições como poros *vug* e de canais, espeleotemas, cristais de calcita com hábito botroidal e feições semelhantes a precipitados travertinos são indícios dos processos cársticos pelo qual a rocha passou (CULVER; WHITE, 2005). Esse também corresponde ao provável processo de formação da brecha, de forma que a dissolução das rochas carbonáticas gerou cavernas que foram submetidas à pressão litostática, até que a mesma sofresse um colapso fragmentando a rocha encaixante gerando os clastos de formatos irregulares e mal selecionados encontrados no nível de brecha (LAZNICKA 1988). A deposição desses clastos processou-se de forma instantânea, explicando assim a distribuição aleatória dos clastos, sem nenhuma orientação preferencial.

O precipitado calcítico constituinte dos espeleotemas apresentam hábito radial e em forma de leques aciculares (Figura 17), forma e hábito que remetem a cristais de aragonita (SANDBERG 1985), sendo assim possivelmente correspondem a cristais pseudomórficos de aragonita, assim como ocorre nas rochas encaixantes. Outra feição que indica o processo de substituição ocorrido nas estalactites é a extinção de cristais grossos de calcita que não se limitam as linhas de crescimento dos cristais aciculares, ultrapassando-as indiscriminadamente (Figura 18). Apesar de serem semelhantes os cristais da rocha encaixante são maiores (> 5 cm), coalescentes e acompanham o acamamento tabular das camadas de calcário. Enquanto que os cristais fibrosos de calcita nos espeleotemas são menores (<2 cm), apresentam distribuição restrita aos espeleotemas (estalactites, colunas e travertinos). Os cristais pseudomorfos de aragonita da rocha encaixante foram produzidos no fundo oceânico supersaturado em CaCO_3 (SOARES; NOGUEIRA, 2008). As sucessivas linhas escuras de crescimento que separam os cristais fibrosos identificados nas estalactites e nos cristais aciculares precipitados no interior dos poros *vugs* e de canais caracterizam diferentes estágios de precipitação, possivelmente relacionados a flutuações geoquímicas ou variações no nível do lençol freático (SCHOLLE; SCHOLLE, 2003). Outra possibilidade, é que estas linhas escuras estejam associadas a biofilmes que se desenvolveram na superfície de estalactites e de cristais de hábito botroidal, relacionados a colonização de microorganismos (JONES, 2011). Posteriormente, esse período de precipitação

carbonática foi sucedido por processos de dissolução dos cristais de calcita, principalmente os de hábito botroidal e os que constituem os travertinos; este processo de dissolução formou poros vugs e de canal como visto nas Figuras 11 e 14.

As concreções ricas em ferro e manganês, também relacionadas à zona vadosa, são responsáveis também pela geração do cimento de óxido de ferro, de forma que em torno desses clastos desenvolvem-se halos ricos em óxido de Fe. Segundo Friedrich; Catalano (2009) a precipitação de óxidos de Fe e Mn ocorre quando águas subterrâneas anóxicas entram na caverna com oxigênio e em depósitos formados por drenagens, neste caso o transporte e deposição de Fe e Mn seriam controlados pelos gradientes pH. Neste caso Fe seria encontrado somente nas águas subterrâneas infiltradas (*groundwater seep*), enquanto que o Mn seria encontrado tanto em águas subterrâneas infiltradas como nos depósitos formados pelas drenagens (FRIEDRICH et al., 2011). Ambientes de cavernas são comumente úmidos, suavemente alcalinos e oxidantes, nestas condições as formas estáveis de Mn e Fe em hidratos e óxidos podem ocorrer (HILL 1982). Estas formas estáveis são altamente insolúveis e podem ocorrer na forma de concreções, crostas e envelopes (*coatings*).

Outro fato importante a ser citado é a presença de conchas de gastrópodes não fossilizadas que possibilitam interpretações com relação ao período de formação da rocha. Neste caso como as conchas não se encontram fossilizadas a única explicação para a preservação delas é que a origem da caverna se deu em período recente, durante o Holoceno, muito posterior ao período de formação da rocha encaixante.

Tais processos cársticos são típicos de zona vadosa, onde o soerguimento ou rebaixamento do nível do mar ocasionou a exposição de rochas carbonáticas que foram formadas em ambiente marinho (TUCKER, 2001). Na zona vadosa as rochas carbonáticas são mais afetadas por fluidos meteóricos que causam a dissolução do carbonato de cálcio durante períodos de centenas de milhões de anos (SCHOLLE; SCHOLLE 2003). Durante este período ocorre extensiva dissolução de minerais carbonáticos marinhos instáveis como aragonita e calcita magnesiana, e

reprecipitação de minerais carbonáticos mais estáveis como calcita com baixo teor de Mg (*low-Mg calcite*) (SCHOLLE; SCHOLLE 2003).

Figura 17 - Cristais de calcita em forma de leques de hábito radial, tratando-se possivelmente de um polimorfo de aragonita.

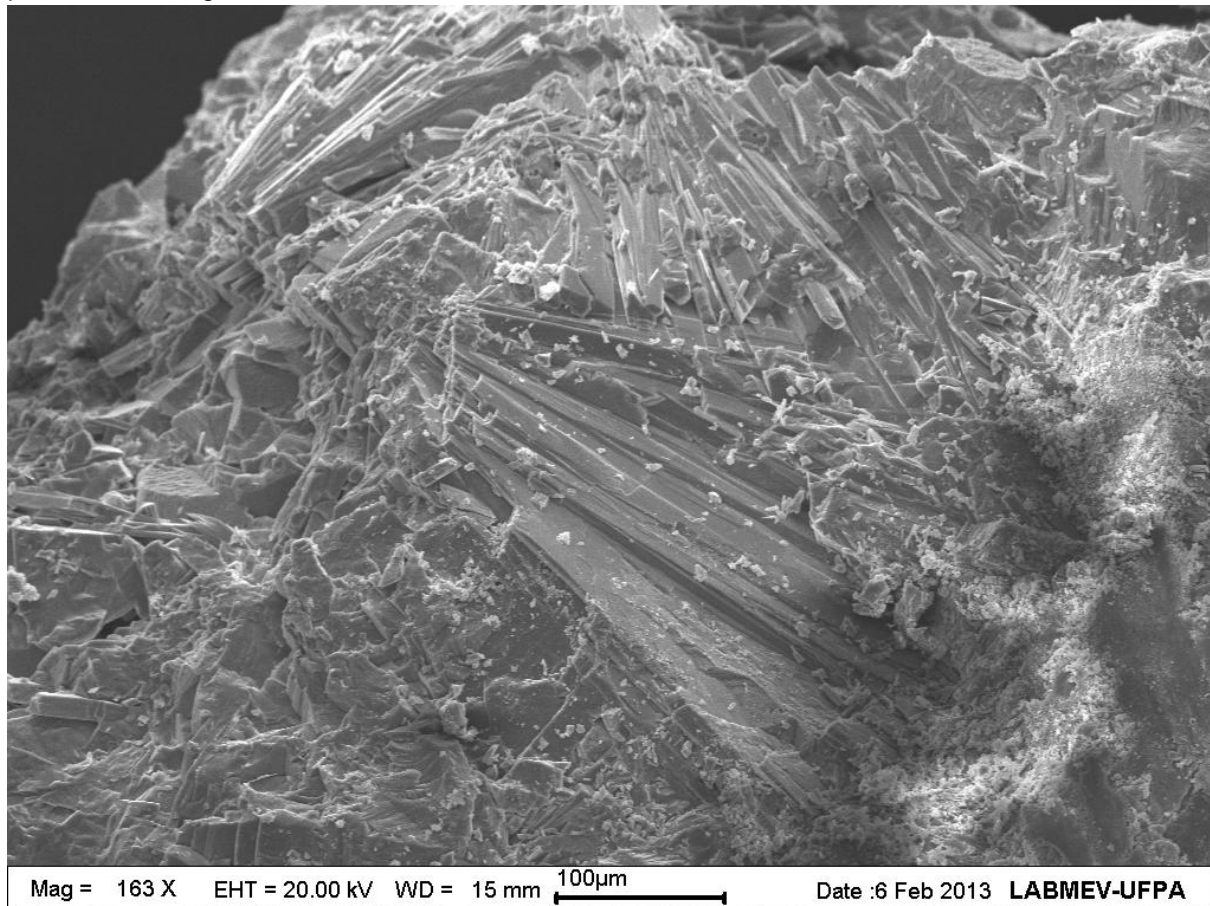


Figura 18 - Cristais de calcita espática que ultrapassam indiscriminadamente as linhas de sujeira presente nos espeleotemas.



5.3 NÍVEL DE BRECHAS 2

5.3.1 Rocha Encaixante

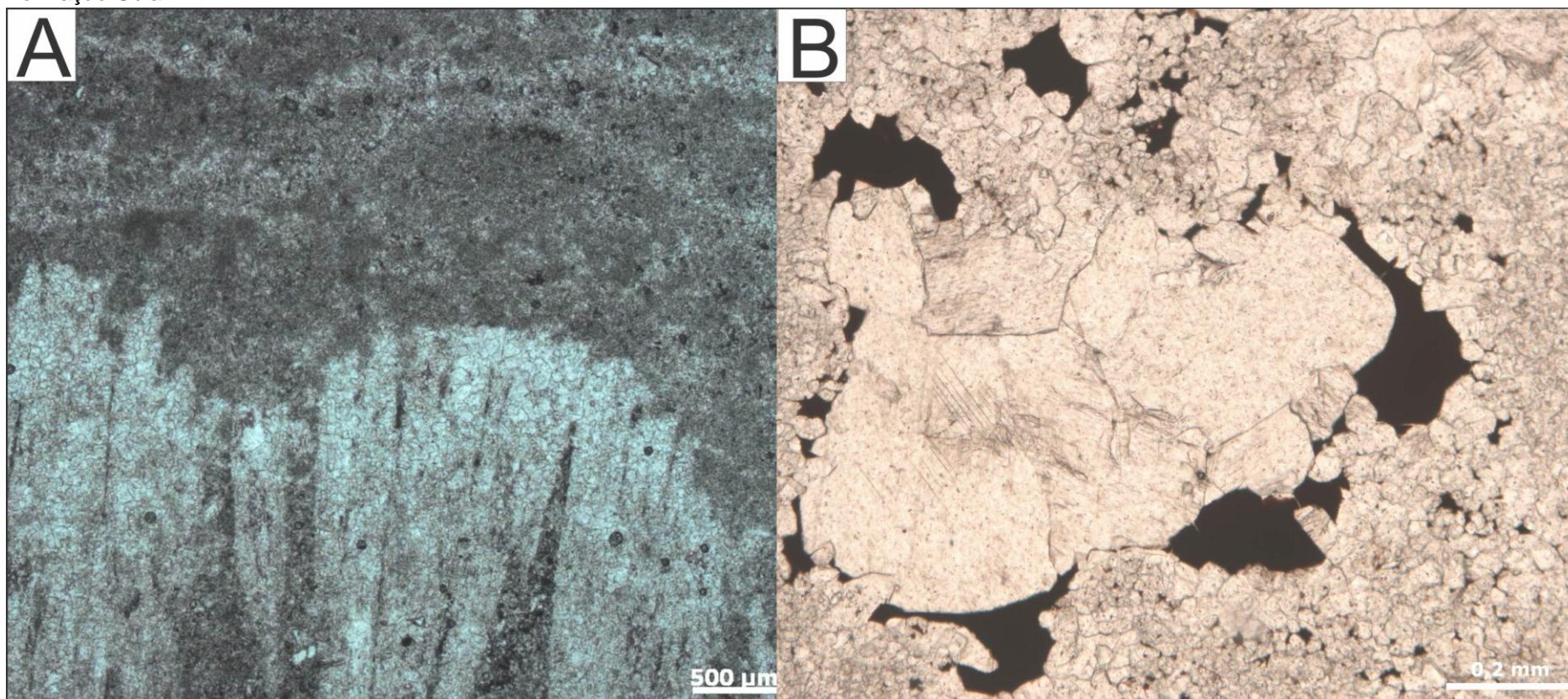
A rocha encaixante do segundo nível de brechas corresponde a calcários finos intercalados com folhelhos cinza a pretos contínuos lateralmente por centenas de metros. Os calcários são caracterizados por camadas tabulares de aproximadamente 10 e 15 centímetros de espessura, localmente com marcas onduladas no topo e compostas por leques de cristais aciculares e calcita microcristalina que ocorrem intercalados (Figura 19). As camadas de folhelhos são menos espessas que as de calcários (geralmente menores que 5 centímetros), apresentam fissilidade bem desenvolvida, grãos de quartzo tamanho silte e cristais de pirita oxidada (SOARES 2012).

Microscopicamente os leques são compostos de subcristais de calcita anedral, dolomita ferrosa e hidrocarbonetos. Os leques de cristais são conectados lateralmente por finas crostas de calcita (Figura 20 A). A calcita microcristalina é afanítica e localmente microespática, apresenta-se com grãos de quartzo, feldspato e micas formando laminações delgadas, descontínuas e planas. Cristais cúbicos de pirita oxidada ocorrem disseminados na rocha. Planos de estilólitos são comuns, e concentram material insolúvel como grãos terrígenos, óxido de ferro, argilominerais e hidrocarbonetos (Figura 20 B). Fraturas e planos de falhas são comuns na zona de ocorrência das brechas do segundo nível. Associados aos planos de falhas podem ocorrer dobras métricas.

Figura 19 – Calcário com marcas onduladas compostas por cristais aciculares e radiais de calcita.



Figura 20 Fotomicrográficas do clacário da Formação Guia. A) Leques de cristais aciculares e calcita; B) Hidrocarboneto alojado nos poros das Rochas da Formação Guia.



5.3.2 Descrição Macroscópica

Esse nível de brecha é encontrado na porção central da Formação Guia, trata-se de uma brecha calcária de arcabouço aberto e localmente fechado que preenchem fissuras métricas (Figura 21 A e B). Os clastos encontrados são predominantemente retangulares e tabulares, e ocorrem como fragmentos angulosos, mal selecionados e com tamanhos centimétricos, sua composição corresponde a argilitos de cores esbranquiçadas e calcários acinzentados (Figura 22). Os clastos são mais abundantes na porção intermediária e inferior das fissuras. Em direção ao topo do corpo de brecha a quantidade de clastos diminui até desaparecerem por completo. Os clastos na base e próximos da parede da fissura apresentam uma orientação subparalela ao contato com a rocha encaixante (Figura 23). Na porção superior da brecha ocorrem comumente drusas de cristais de calcita grossa e euédrica. Macrocristais de dolomita barroca são comumente associados à borda destes bolsões de cristais (Figura 24). A matriz intersticial é maciça, vermelha e de natureza calcítica, localmente dolomítica.

Figura 21 – Nível de brecha 2 visto em afloramentos. A) e B) Brecha calcária preenchendo fissuras métricas em camadas de calcários intercalados com folhelhos deformados por tectônica (indicado por linhas amarelas).

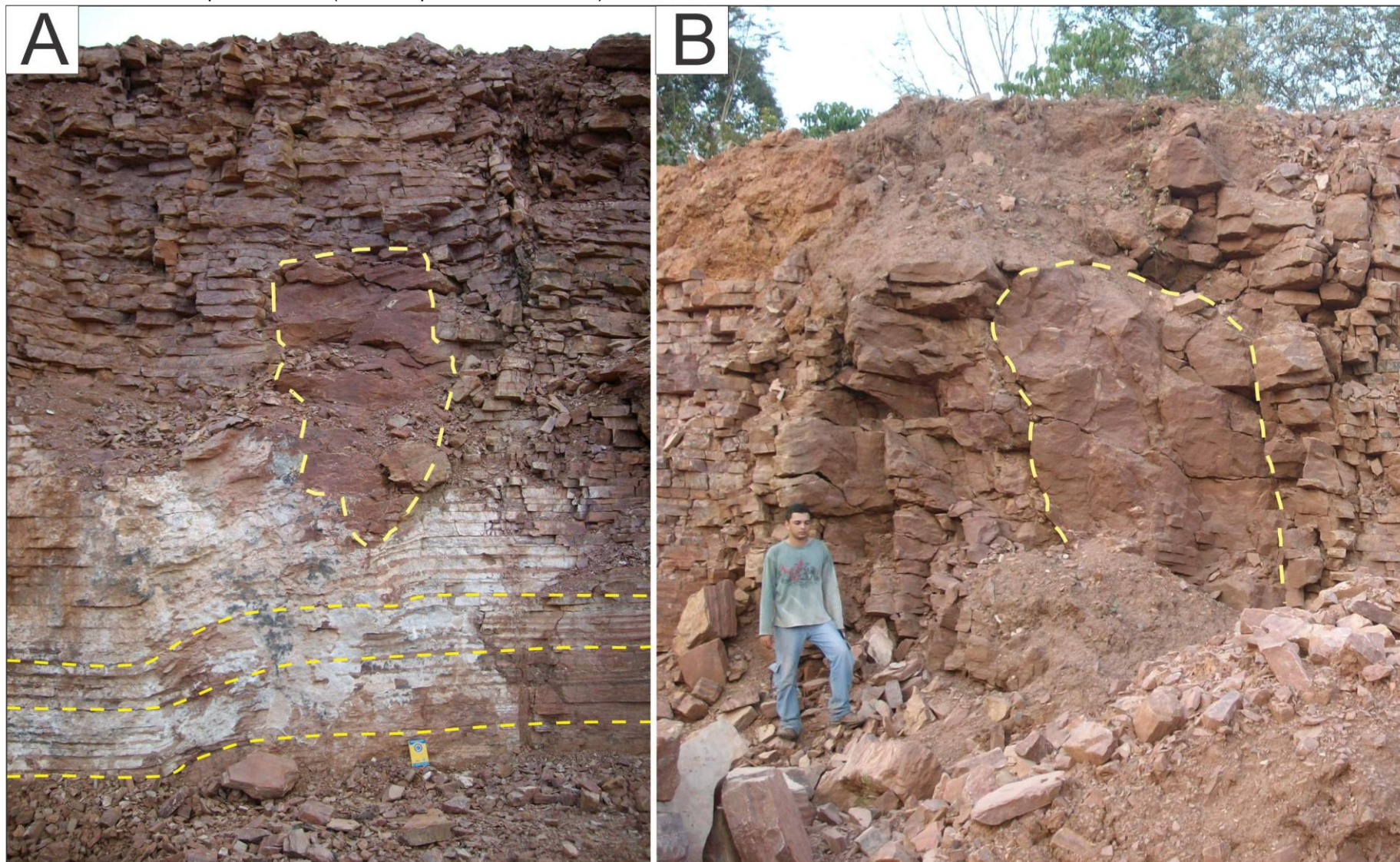


Figura 22 – Clastos do segundo nível de brecha. A) e B) Clastos de argilitos de cores esbranquiçadas e calcários acinzentados do nível de brecha 2.

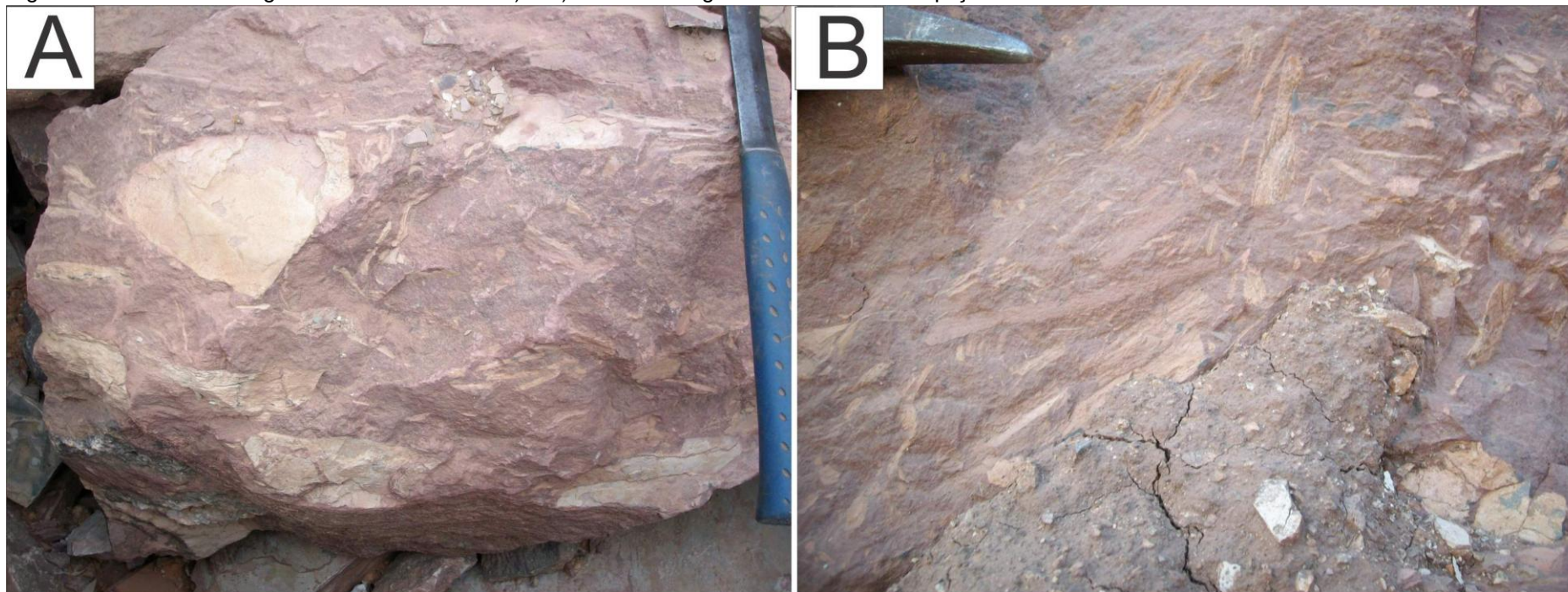
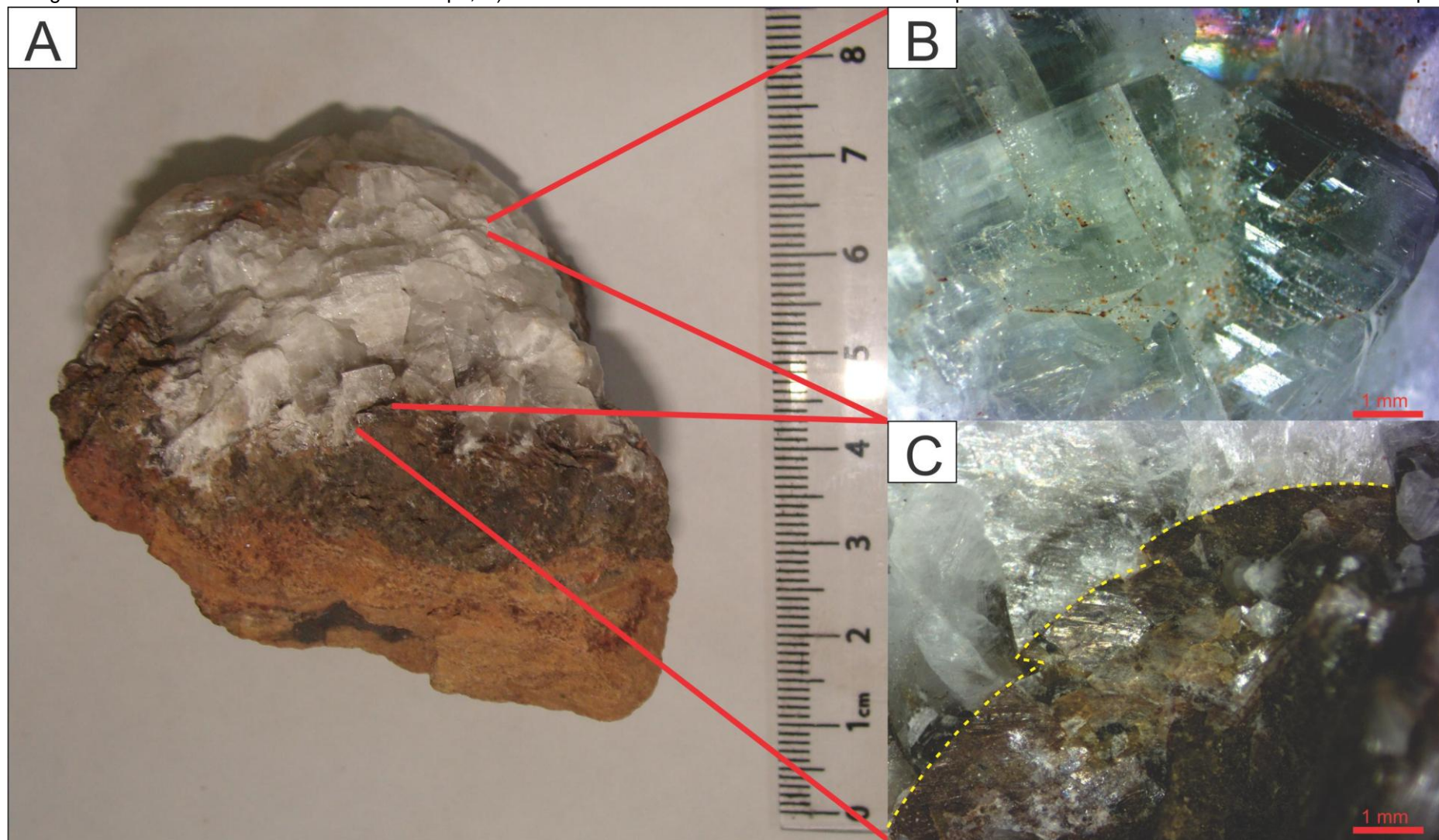


Figura 23 - Zona basal da brecha próximo ao contato com a rocha encaixante onde os clastos de formato tabular apresentam-se orientados paralos a encaixante.



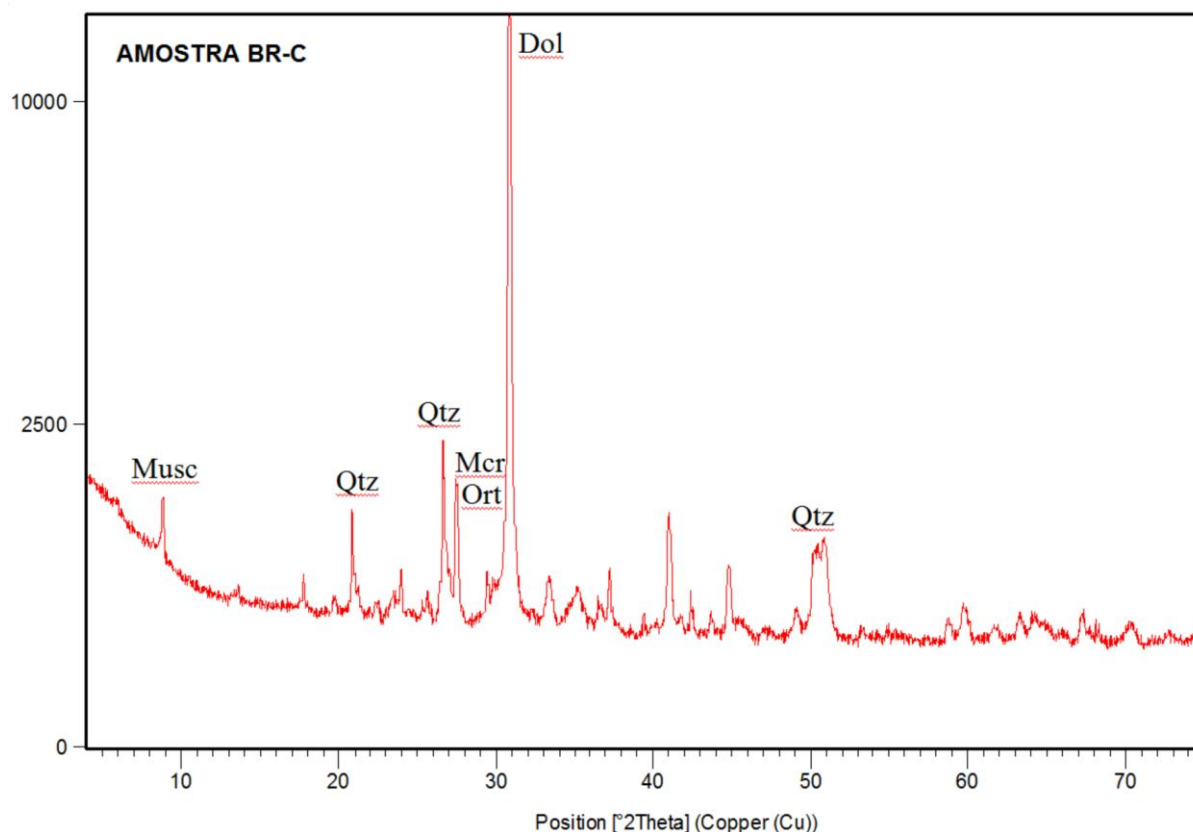
Figura 24 - Drusas de calcita ocorrentes na porção superior do dique. A) Imagem geral da amostra da drusa de calcita; B) Macrocristais de calcita com clivagem romboédrica vistas com o auxílio de lupa; C) Macrocristais de dolomita barroca caracterizada por suas faces curvadas vistas com o auxílio de lupa.



5.3.3 Descrição Microscópica

A brecha do nível 2 é oligomítica com clastos de apenas dois litotipos: calcários finos e argilitos maciços. Os clastos de calcários finos são compostos principalmente de calcita microcristalina, enquanto que os clastos de argila apresentam cristais cúbicos de pirita e grãos terrígenos. Os clastos são centimétricos angulosos, tabulares e mal selecionados, dispostos de forma aleatória e orientados, dependendo da zona da brecha. A proporção modal dos clastos da rocha é variável, desta forma na parte inferior da brecha e próximo ao contato com a rocha encaixante, os clastos aparecem em maiores quantidades correspondendo a até 40%, já nas porções mais centrais e superiores da brecha chegam a ocupar menos de 10% da rocha. Os grãos terrígenos dentro dos clastos apresentam composição mineralógica de muscovita, microclina, ortoclásio e quartzo (Figura 25).

Figura 25 - Difratograma de raios-X referente aos clastos do nível de brecha 2.



A matriz carbonática de cor avermelhada apresenta composições variadas, originalmente de calcita microcristalina, pode localmente apresentar calcita pseudoespática, cristais romboédricos de dolomita, hematita e grãos de quartzo e microclina (Figura 26). Os cristais de calcita apresentam dimensões variando desde

submilimétricas a milimétricas, alguns cristais de calcita apresentam faces curvadas e extinção ondulante forte características de dolomitas barrocas e aspecto sujo (FIGURA 27 e 28). Nesses cristais também foi descrita uma grande quantidade de óxido de ferro alojado nos contatos dos cristais e até mesmo nos planos de clivagem de cada cristal. Envolto pela matriz carbonática ocorrem grãos terrígenos de quartzo, feldspato e muscovita.

Figura 26 - Difratoograma de raios-X referentes a matriz do nível de brecha 2. Na amostra L-A foram identificados os seguintes minerais: dolomita, hematita, quartzo e calcita. Enquanto que na amostra T4 foi identificado: quartzo, calcita e microclina.

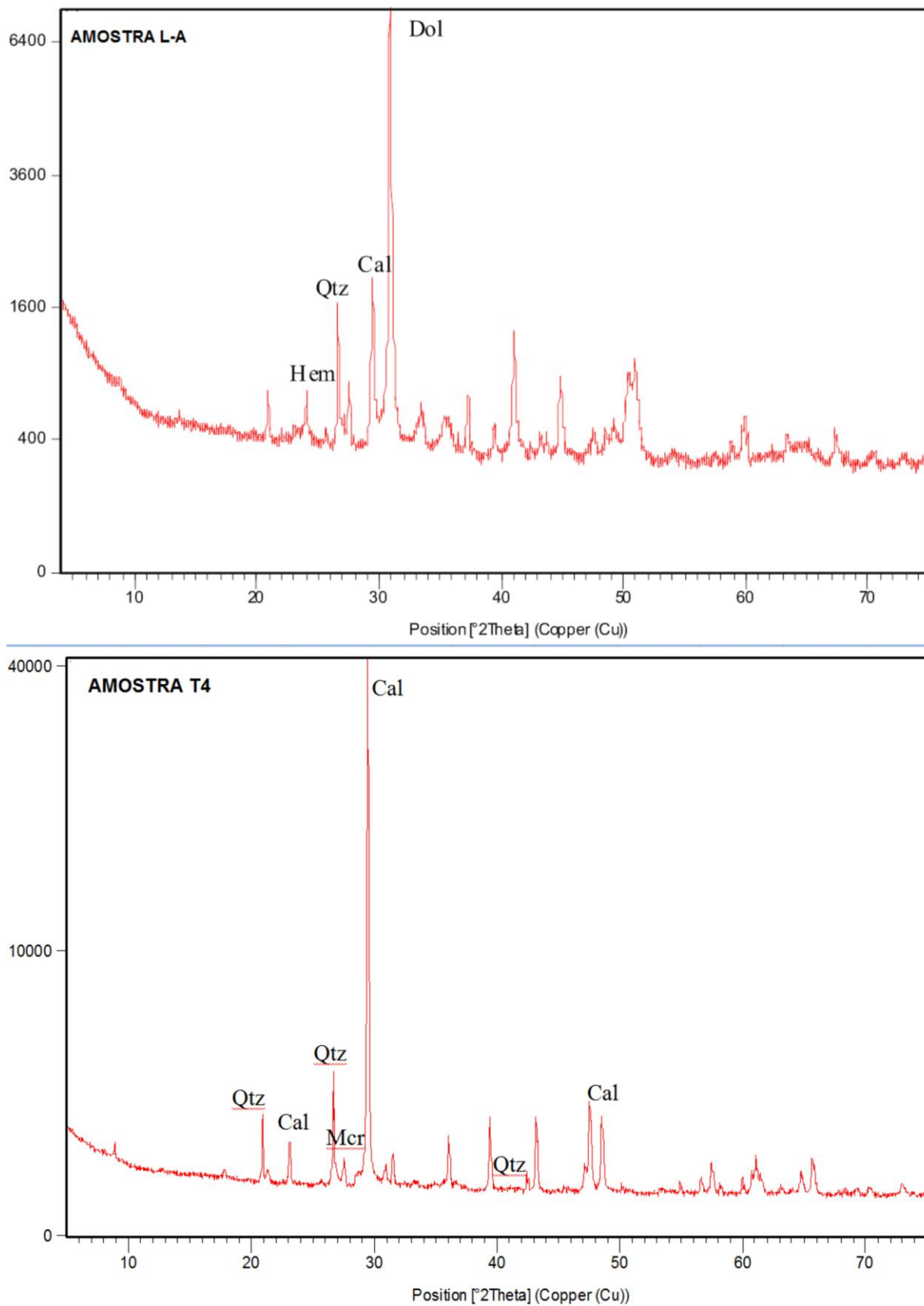


Figura 27 - Cristais de calcita com faces curvadas, característica de dolomitas barrocas, e com aspecto sujo.

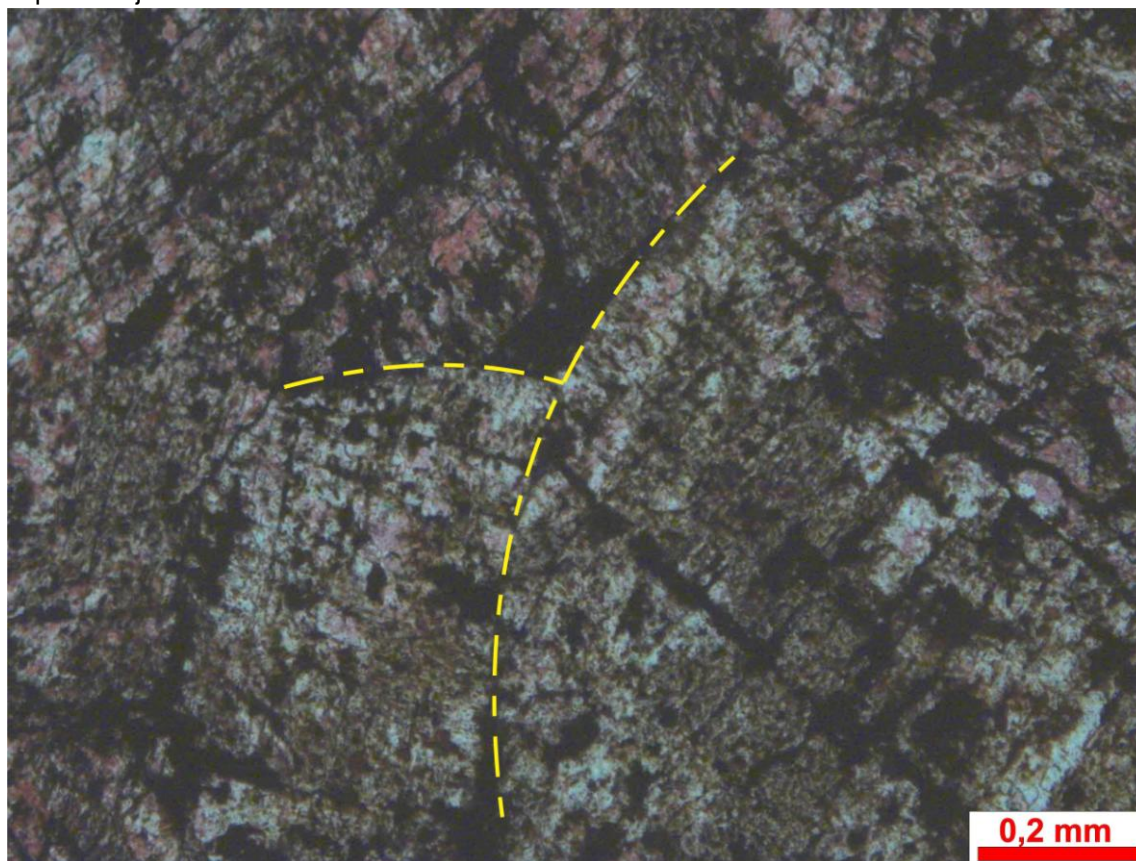
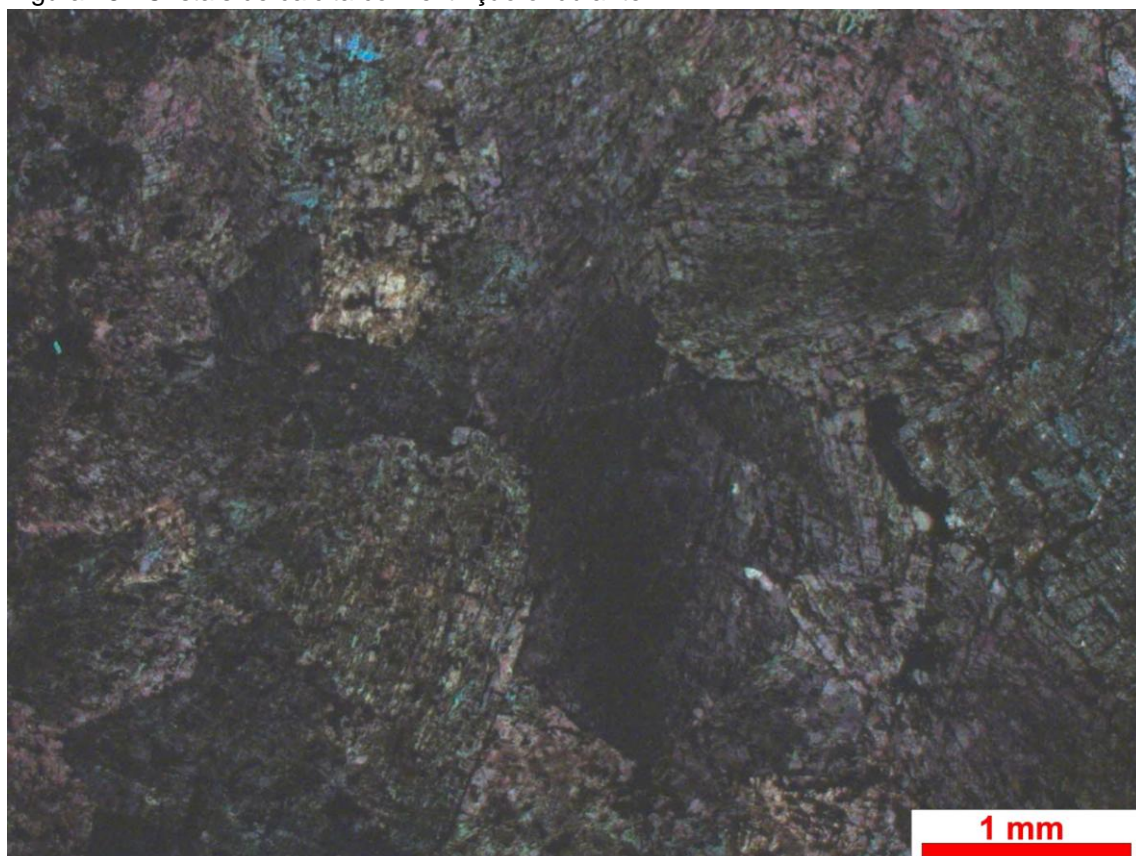


Figura 28 - Cristais de calcita com extinção ondulante.



O cimento presente nessa rocha é constituído por cristais de calcita espática (FIGURA 29 A), romboedros de dolomita e cimento de óxido de ferro (Figura 29 B), essa cimentação foi responsável pelo preenchimento parcial dos poros preexistentes na rocha, porém, mesmo de forma bastante restrita são identificados poros não preenchidos pelo cimento (Figura 30). Estes poros ocorrem de forma restrita na amostra, sendo geralmente irregulares e os limites com os cristais de dolomita são irregulares. Planos de estilólitos são raros e caracterizados pela acumulação de material insolúvel como argilominerais e óxidos de ferro no plano de dissolução (Figura 31). As drusas são constituídas principalmente por calcita grossa (Figura 32), em imagens obtidas pelo MEV é possível visualizar a clivagem romboédrica característica dos cristais de calcita (Figura 33).

Figura 29 - Imagens micrográficas dos diversos tipos de cimento encontrados no nível de brecha 2. A) Cristais milimétricos de calcita espática; B) cristais romboédricos de dolomita e cimento de óxido de ferro.

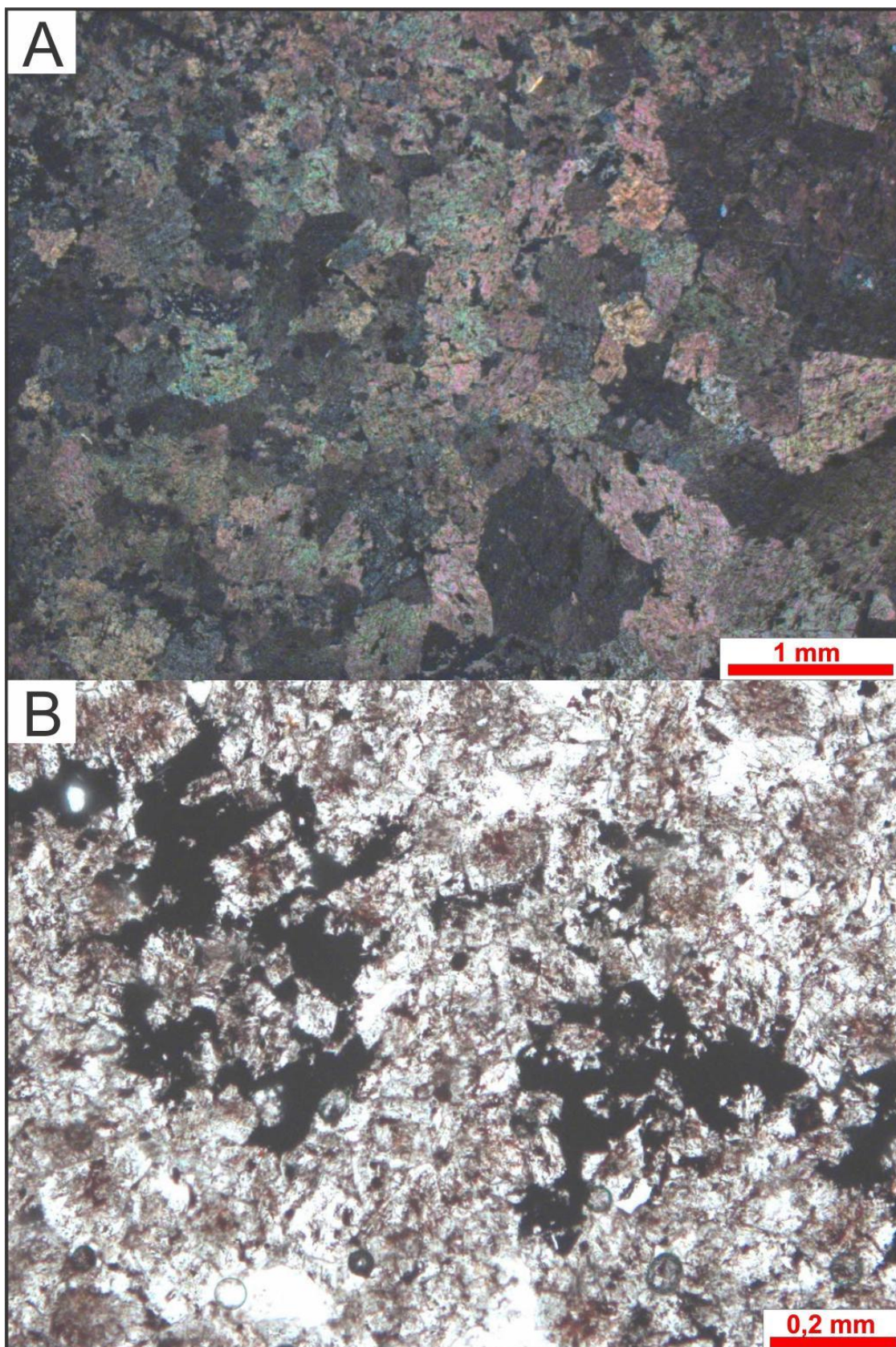


Figura 30 - Poro intercrystalino formado por dissolução dos cristais de dolomita indicados pela seta.

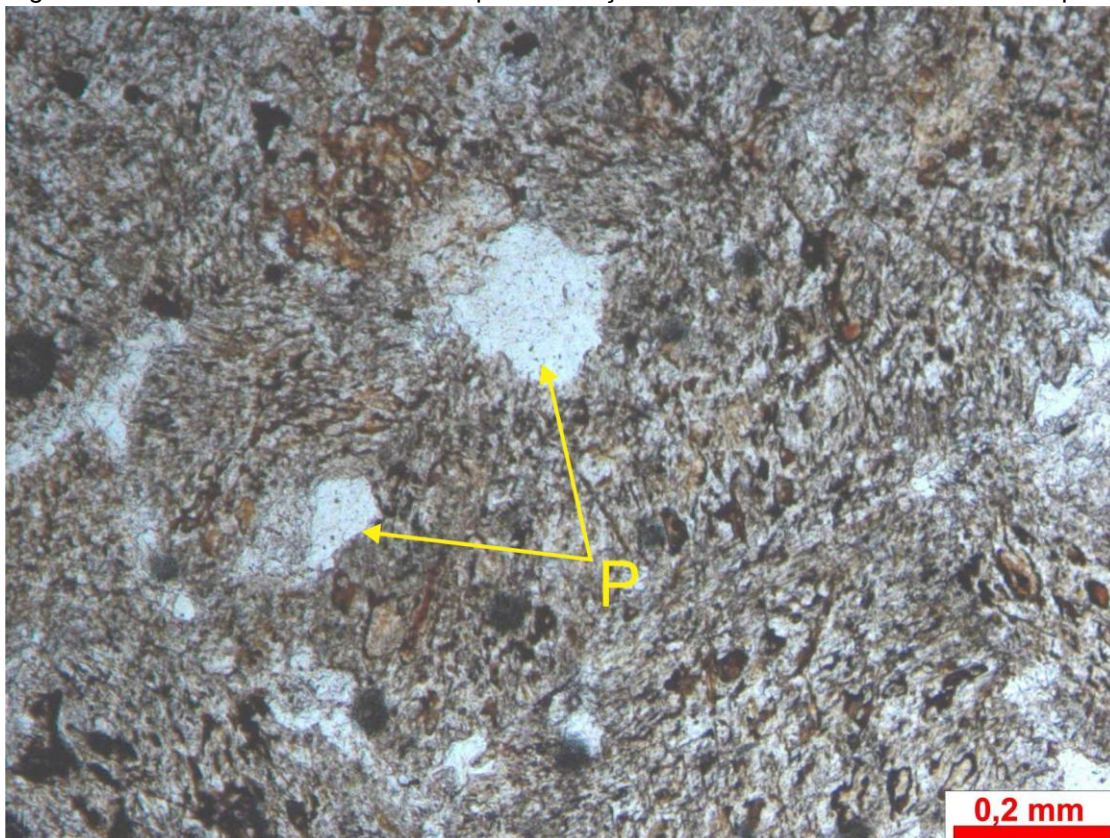


Figura 31 - Plano de estilólito na forma de eletrocardiograma, indicado pela seta, em matriz dolomítica caracterizado pela acumulação de argilominerais e óxidos de ferro no plano de dissolução.

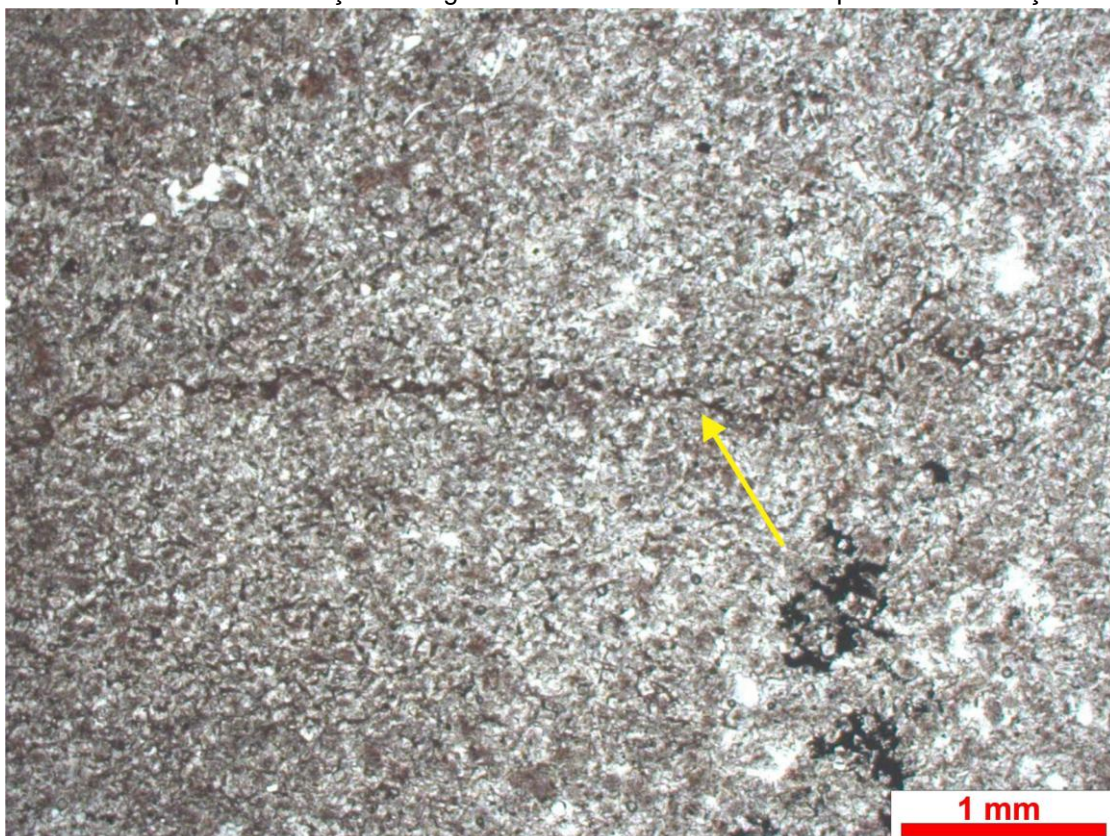


Figura 32 - Difratoograma de raios-X referentes aos cristais de calcita encontrados nas drusas. Tanto na amostra X-A quanto na L-B o único mineral identificado foi calcita.

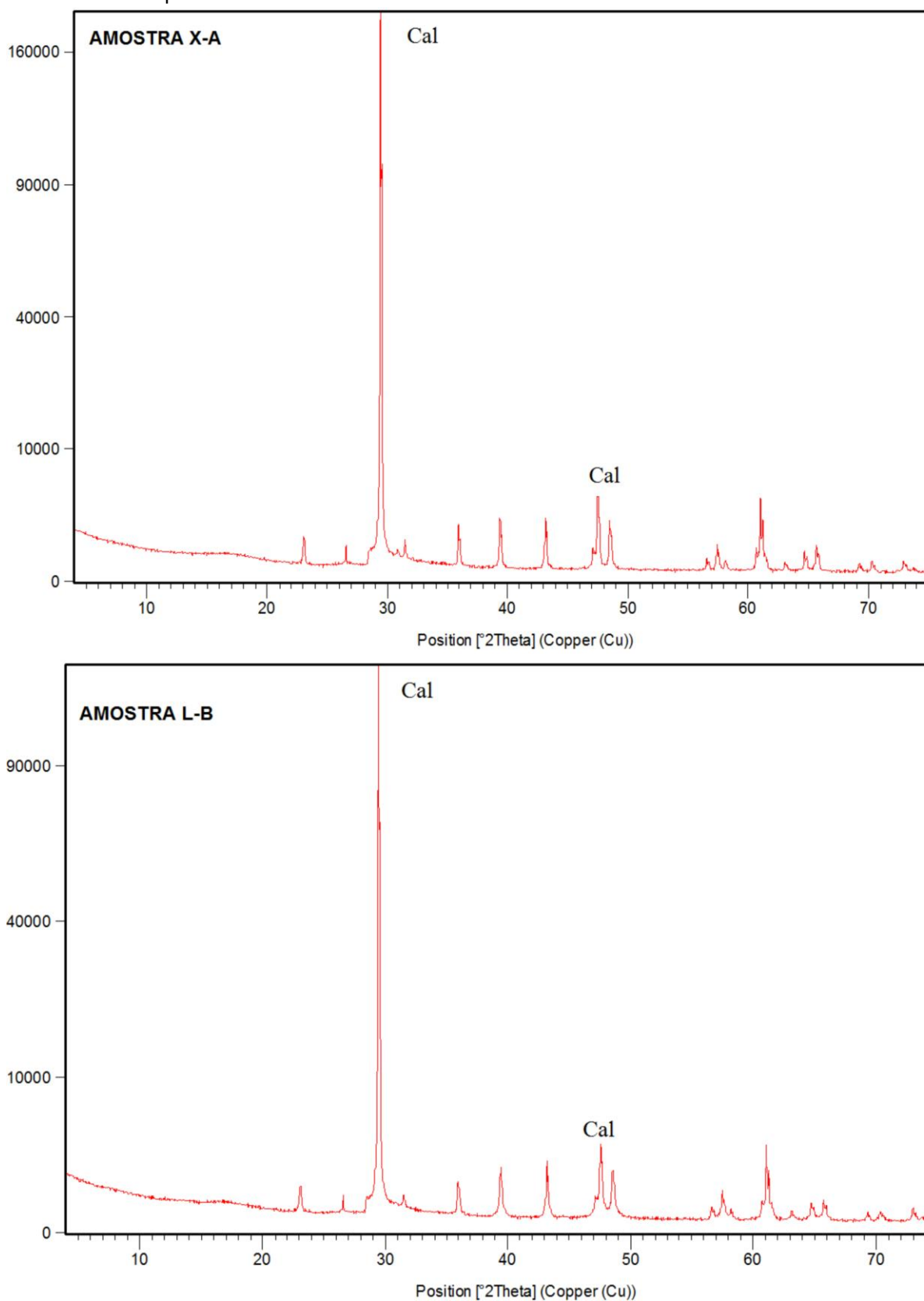
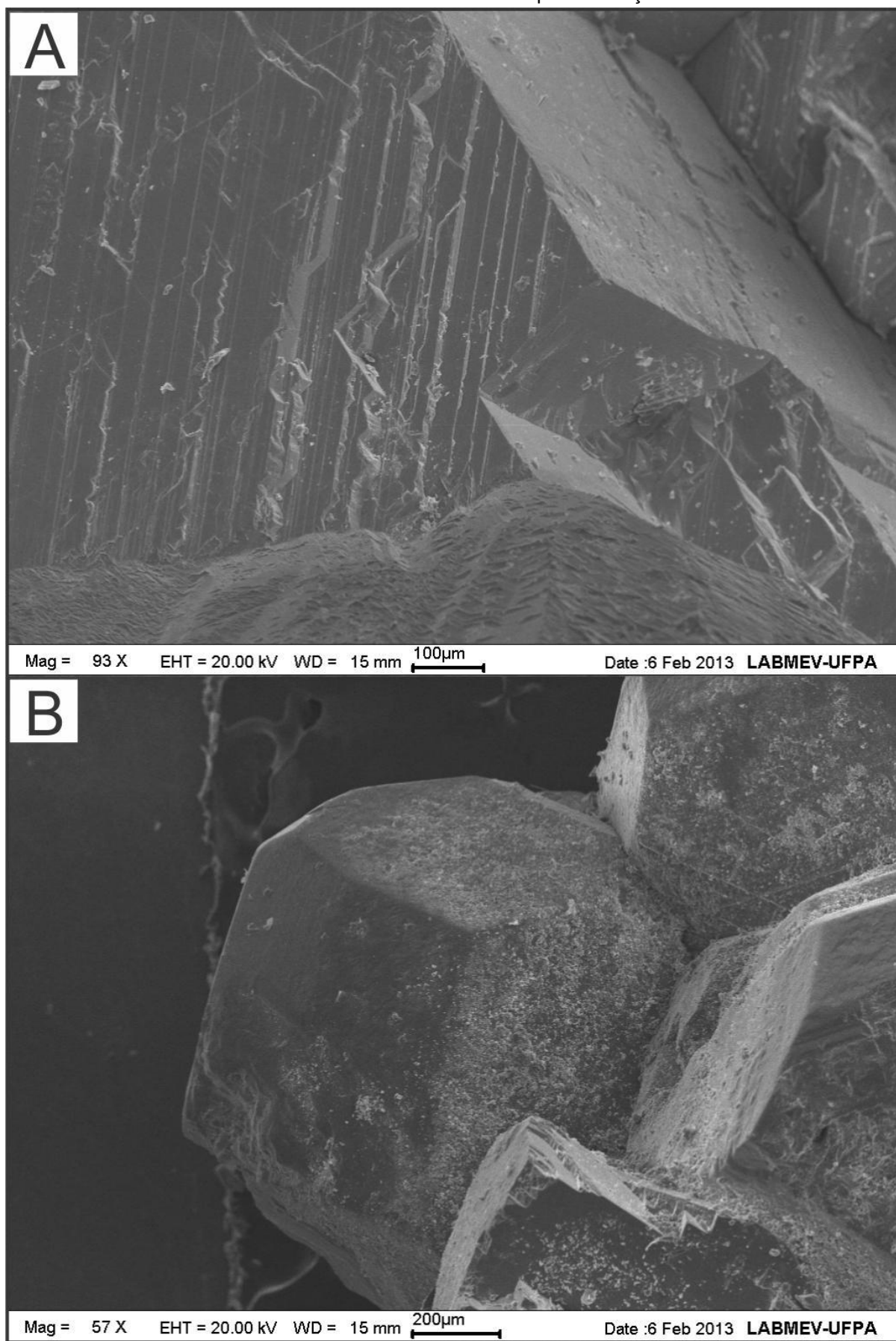


Figura 33 - Imagem obtida através do MEV. A) Cristais de calcita com clivagem romboédrica; B) Cristais de calcita romboédrica com seus vértices corroídos por dissolução.



5.3.4 Interpretação

O segundo nível de brecha é caracterizado por depósitos clásticos concentrados em fendas e fraturas abertas em calcários finos intercalados com folhelhos, interpretados como diques neptunianos. Os diques neptunianos são limitados a cima e abaixo por camadas sem deformação. Lateralmente aos diques neptunianos ocorrem falhas normais e dobras métricas. As brechas que compõem os diques neptunianos são caracterizadas por clastos tabulares de tamanhos variados e matriz calcítica de cor vermelha.

A matriz carbonática passou por sucessivas transformações diagenéticas. O primeiro processo diagenético foi a dolomitização da calcita microcristalina que compunha a matriz original, esta interpretação é principalmente devido ao aspecto “sujo” e formato romboédrico dos cristais pseudoespáticos. O aspecto sujo dos cristais é geralmente associado a presença de impurezas na lama carbonática microcristalina como, por exemplo, matéria orgânica. Apesar de serem atualmente de composição calcítica os cristais apresentam características semelhantes a cristais precipitados de dolomita barroca como: faces curvadas e extinção ondulante (RADKE; MATHIS, 1980). O processo de formação de dolomita barroca relaciona-se comumente à atividade hidrotermal em subsuperfície durante mesodiagênese (SCHOLLER; SCHOLLE, 2003), e a sua formação é típica de ambientes diagenéticos de soterramento e ocorre comumente associada a hidrocarbonetos. Radke e Mathis (1980) mostram que a formação desse tipo de dolomita acontece em condições de temperatura similares a de formação do petróleo (60 – 150°C). A composição calcítica destes cristais de dolomita barroca sugere que eles foram posteriormente desdolomitizados ou calcitizados. Nesses cristais de dolomita barroca também foi identificada grande quantidade de óxido de ferro que se encontra alojado nos contatos dos cristais e até mesmo nos planos de clivagem (Figura 27) de cada cristal, de forma que esse acúmulo poderia ter ocorrido durante o processo de desdolomitização, quando ocorre exuldação parcial do ferro presente nas dolomitas preexistentes. O processo de desdolomitização ou calcitização indica cimentação em águas marinhas e é comumente associado a condições de telodiagênese (RADKE; MATHIS, 1980).

A composição dos clastos é muito similar a da rocha encaixante com predominância de clastos de calcário e folhelho. Os grãos terrígenos encontrados dentro dos clastos e dispersos na matriz são da mesma composição dos encontrados na rocha encaixante (Soares, 2012). O fato da composição da rocha encaixante e dos clastos das brechas ser a mesma indica que as brechas tem caráter intraformacional, formada *in situ*. A disposição dos clastos tabulares paralelos à parede e sua concentração ser maior na base dos diques neptunianos (arcabouço fechado) sugerem fluxo de clastos e sedimentos em direção ao fundo do dique neptunianos. O fato de em direção ao topo, os clastos ficarem menos abundantes e ocorrer mais matriz (arcabouço aberto) sugerem que a produção de clastos foi momentânea ou mesmo instantânea, seguida logo após por sedimentação pelágica de fundo oceânico.

Feições semelhantes a drusas que ocorrem mais comumente no topo dos diques neptunianos e apresentam composição de dolomita barroca e calcita grossa e euédrica são provavelmente produtos de remobilização de fluidos tardios. A presença da dolomita barroca sugere que fluidos hidrotermais podem ter favorecido a dissolução e precipitação durante a formação das drusas.

Texturas presentes na rocha caracterizam os processos de compactação química a ela impostos, esses processos ocorrem devido ao aumento da pressão exercida pelo sobrepeso das camadas sobrepostas resultando no aumento da solubilidade ao longo do contato entre os cristais (DUNNINGTON, 1954). Nesse nível de brechas a textura identificada resultante da compactação química são estilólitos, que segundo Bathrust (1991) correspondem a superfícies suturadas que intersectam os cristais (Figura 31). Os materiais mais insolúveis presentes na rocha, como os minerais de ferro, e material terrígeno tendem a se concentrar nessas superfícies. Tucker (1992) classifica este processo como uma das principais fontes de CaCO_3 , pois a dissolução imposta à rocha normalmente é responsável pela liberação de grandes quantidades de carbonato de cálcio para o meio, desta forma tornando o ambiente supersaturado em CaCO_3 , tornando propício a precipitação de calcita. É também importante citar a extinção ondulante vista nos cristais de dolomita (Figura 28) indicativos de algum processo deformacional imposto a rocha (RADKE; MATHIS, 1980).

Deformações sinsedimentares ocorrentes em plataformas carbonáticas são caracterizadas por feições rúpteis e dúcteis, e estão normalmente relacionadas a processos de liquefação, fluidização e tectonismo (READ 1985, BOURROUILH *et al.* 1998, VERNHET *et al.* 2006, SPALLUTO *et al.* 2007). A gênese desse nível de brecha é associada a deformações tectônicas sinsedimentares (SOARES, 2012). Como visto nas rochas encaixantes da Formação Guia processos de regime rúptil atuaram na plataforma gerando dobras, falhas e fraturas. Este processo produziu fendas, que foram preenchidas pelos clastos da própria Formação Guia gerados pela fragmentação tectônica e abalos sísmicos (SOARES, 2012).

6 DISCUSSÕES

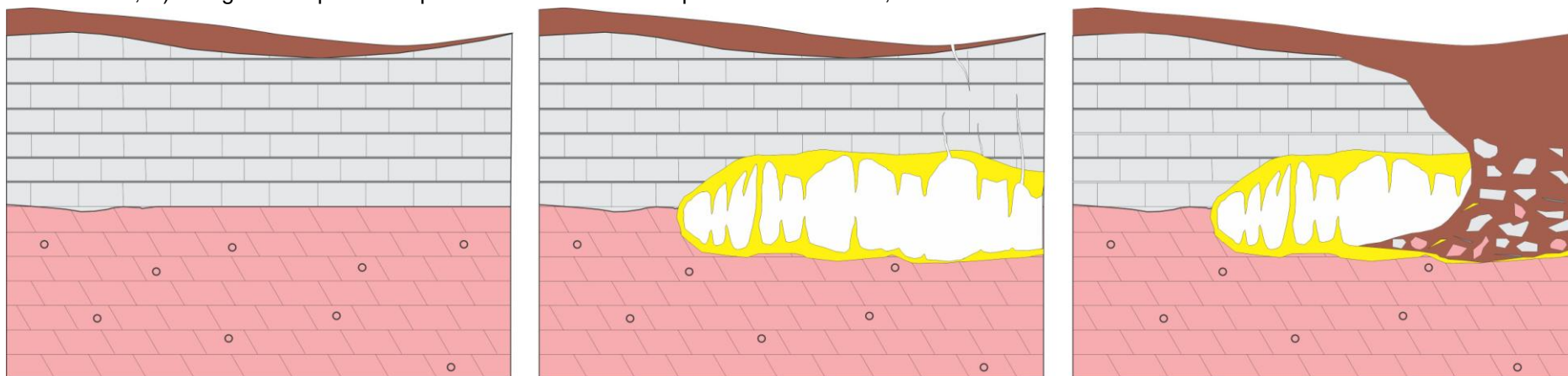
Níveis de brechas carbonáticas podem ser produzidos por diversos processos deposicionais ou não deposicionais, tais como: fluxos gravitacionais, colapso de camadas, dissolução intraestratal, abalos sísmicos etc. (LAZNICKA, 1988). Feições como diques neptunianos são comumente caracterizados por fendas métricas preenchidas por brechas intraformacionais com matriz ou cimento entre os clastos. Estruturas semelhantes aos diques neptunianos podem ser formados por processos como exposição subárea e abalos sísmicos (WINTERER; SARTI, 1994). A formação de diques neptunianos ocorre em fundos oceânicos, sendo comumente associada a movimentos tectônicos intencionais, bem como abalos sísmicos, porém sem haver feições que indiquem que a rocha passou por períodos de exposição subárea (LEHNER 1991, WINTERER; SARTI 1994, BOURROUILH 2000, MONTENAT ET AL 2007, KANDEMIR; YILMAZ 2009). Se houver evidências de exposição subáreas esta feições são interpretadas como formadas por processos de dissolução relacionada a fluidos meteóricos durante e após soerguimento tectônico ou eustático, e não recebem a denominação de diques neptunianos. A gênese de feições como ou semelhantes aos diques neptunianos são pouco discutidas em depósitos fanerozóicos pelo motivo que estas feições são quase sempre preenchidas por fósseis ou de origem marinha ou continental (faunas cavernícolas), o que facilita a interpretação de qual ambiente (marinho ou continental) esta estrutura foi gerada. Contudo, em depósitos de idade pré-cambriana isso se torna difícil pelos motivos que o registro fóssil neste período ser em grande parte de microorganismos de difícil observação em campo. Discutir a origem destas brechas intraformacionais que ocorrem em determinados níveis, geralmente limitados acima e abaixo por camadas sem deformação, é importante para o entendimento da historia tectônica de uma região.

Fissuras e fendas produzidas por exposição subárea geralmente são acompanhados por precipitados químicos semelhantes a depósitos de caverna como os espeleotemas (CULVER; WHITE, 2005). Espeleotemas são depósitos sedimentares carbonáticos precipitados dentro de fissuras ou aberturas de escala métrica, geralmente em rochas carbonáticas. Estes precipitados têm formas e composições diversas como: estalactites, estalagmites, colunas, travertinos,

flowstones e *draperies*. Depósitos sedimentares ricos em bioclastos, óxidos de Fe e Mn e brechas intraformacionais são comumente encontrados em cavernas. Estes são geralmente produzidos por transporte hidráulico, infiltração de águas subterrâneas anóxicas e colapso de teto ou paredes da caverna, respectivamente (HILL 1982, CULVER; WHITE, 2005, FRIERDICH ET AL., 2011). Muitos dos bioclastos podem ser oriundos da própria caverna, formados pelos organismos que vivem nestes ambientes (fauna cavernícola). Os depósitos de brechas, denominados de brechas de caverna por Culver; White (2005), consistem de material clástico cimentado por calcita que é “lavado” dentro da caverna (*inwashed*).

Depósitos como as capas carbonáticas caracterizam um grupo de rochas muito suscetível a processos de dissolução, pelo fato de minerais carbonáticos como a calcita e a dolomita serem facilmente dissolvidos em ambientes diagenéticos em zonas vadosas (SCHOLLE; SCHOLLE, 2003). Estes processos cársticos ocorrem geralmente em subsuperfície na zona vadosa, que é altamente influenciada por percolação de água meteórica, que leva a dissolução e posterior formação de cavernas (TUCKER 2001, LAZNICKA 1988). A formação de brechas é relacionada com certa frequência a processos cársticos, à medida que a gravidade atuante em rochas acometidas por dissolução em larga escala resulta no colapso do teto, gerando assim brechas caóticas. O primeiro nível de brecha descrito anteriormente apresenta inúmeras feições diagnósticas de processos cársticos, ou relacionados a rochas que passaram por soerguimento, tal associação nos leva a classificar o nível de brecha como sendo resultado do colapso de cavernas formadas por dissolução (Figura 34). Espeleotemas são também descritos corroborando com tal interpretação, haja vista que essas feições também são típicas de rochas cársticas e comumente descritas no interior de cavernas (JONES 2009, JONES 2011, FRIERDICH et al 2011). A idade de formação da caverna ainda é uma incógnita. Um estudo futuro dos bioclastos que ocorrem dentro dos depósitos de caverna pode ajudar a solucionar este problema.

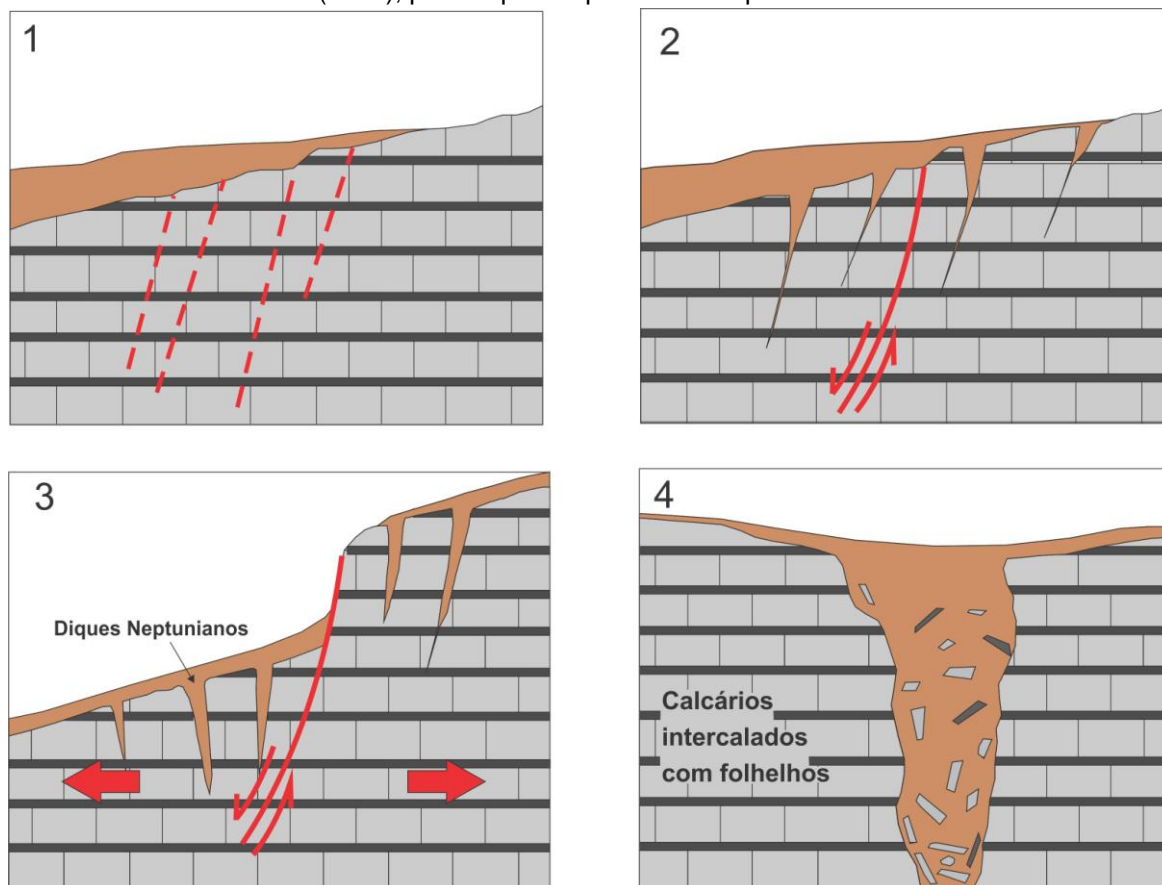
Figura 34 - Modelo esquemático ilustrando o desenvolvimento de brechas cársticas. A) Estágio inicial antes da ação de processos cársticos; B) Fase na qual a caverna já está formada, e os espeleotemas (estalactites, estalagmites e colunas) estão em fase de formação, assim como o início do processo de fraturamento; C) Estágio final após o colapso da caverna devido as pressões litostáticas, formando assim o nível de brecha cárstica.



Os processos deformacionais registrados na Formação Guia se estendem por quilômetros e geraram estruturas rúpteis classificadas como diques neptunianos por Soares et al (inédito). Diques neptunianos são grandes e largas fissuras que representam um importante estilo de deformação sindeposicional encontrado em plataformas carbonáticas através do registro geológico (WINTERER; SARTI 1994, COZZI 2000, STANTON; PRAY 2004). Os diques neptunianos podem resultar de varias causas como: deslizamentos, quebra de taludes, tensão, diapirismo e sobrecarga (MONTENAT et al., 2007). Muitos destes diques neptunianos, no entanto são interpretados como formados por processos tectônicos intencionais que causa a ruptura e fragmentação da margem da plataforma ou de suas porções mais distais (WINTERER; SARTI 1994, COZZI 2000, MONTENAT et al., 2007).

O segundo nível de brecha não apresenta feições que indiquem exposição subaérea, portanto, dificilmente pode ser interpretado como gerado por dissolução de fluidos meteóricos. Os depósitos são essencialmente clásticos representando denso fluxo de detritos para dentro das fissuras que é compatível com o preenchimento de diques neptunianos sísmicos em ambientes pelágicos (MONTENAT et al 2007). Apesar de Montenat et al (2007) interpretar como preenchimento de fissuras sísmicas, Cozzi (2000) adverte que os diques neptunianos gerados por abalos sísmicos podem demorar alguns milhares de anos até serem preenchidos completamente (Figura 35). Portanto os diques neptunianos que ocorrem nos calcários da Formação Guia em Tangará da Serra podem ter sido gerados durante abalos sísmicos e posteriormente preenchidos por material clástico e pelágico. A concentração de clastos próximo da base e sua diminuição de quantidade em direção ao topo do dique neptuniano sugerem que o preenchimento completo do dique não foi instantâneo. No primeiro momento houve o fraturamento e a dilatação seguidos da deposição no fundo do dique de clastos fragmentados da parede e do topo da rocha encaixante. Após o evento sísmico as fissuras foram gradualmente preenchidas por material fino. A presença de drusas de calcita grossa euedrica e dolomita barroca sugerem eventos hidrotermais, que podem estar associados a movimentos tectônicos na plataforma carbonática.

Figura 35 – Modelo esquemático ilustrando o desenvolvimento de diques neptunianos por atividade sísmica (I a III). Em IV uma visão transversal do dique neptuniano da mina Calcário Tangará com base no modelo de Cozzi (2000), para diques neptunianos de plataformas carbonáticas rasas.



Fonte: Modificado de Montenat *et al.* (2007), e Cozzi (2000).

Em comparação os dois níveis de brechas que ocorrem em Tangará da Serra apresentam diferenças marcantes que distinguem a gênese de cada uma. O primeiro nível de brecha apresenta feições que sugerem um ambiente de caverna como o lugar de deposição do material clástico. Feições como espeleotemas, concreções ferro-manganesíferas e conchas de gastrópodes recentes sugerem um ambiente de exposição subárea. O segundo nível de brecha apresenta-se associado a falhas normais e dobras métricas, preenchido predominantemente por material pelágico, além de ocorrerem remobilização de minerais carbonáticos como calcita grossa euedral e precipitação de minerais hidrotermais como a dolomita barroca, que sugerem processos tectônicos submarinos (p.e. abalos sísmicos) como o principal agente formador deste nível de brecha.

7 CONCLUSÕES

A Formação Guia, a qual faz parte do Grupo Araras corresponde à capa carbonática originada durante a última glaciação do Criogeniano, e foi depositada sobre as rochas glaciais formadas durante os eventos de glaciação global. Esta formação é composta por calcários intercalados com folhelhos e apresenta três tipos distintos de brechas.

Este trabalho caracterizou, a fim de distinguir quanto à origem, dois tipos de brechas, o primeiro localizado próximo ao contato entre as Formações Mirassol d'Oeste e Guia e o segundo na porção central da Formação Guia. O primeiro nível de brecha é caracterizado por feições cársticas relacionadas períodos de exposição subaérea e influência da zona vadosa, sendo assim tentou sua origem relacionada a eventos de dissolução e precipitação de minerais carbonáticos. Já o segundo nível de brecha é encontrado preenchendo fendas e fissuras e próximos a eles são descritas falhas, dobras e fraturas, geradas por eventos tectônicos. Esse nível apresenta clastos tabulares que também corroboram com a ideia de fragmentação através de eventos tectônicos. Nesse nível não é descrito nenhuma feição que indique que a rocha passou por exposição subaérea, pelo contrário, são identificados cristais de dolomita barroca, sugerindo sua origem em plataforma marinha com influência de fluidos hidrotermais. Com essas características, o segundo nível foi classificado como uma brecha tectônica que ocorre preenchendo diques neptunianos.

Os níveis de brechas também diferem com relação ao período de formação de cada um. No caso das brechas tectônicas foram formadas durante a formação das rochas da Formação Guia, cerca de 620 M.a. Enquanto que no primeiro nível de brecha foi encontrado vestígios de conchas não fossilizadas que nos indica que a brecha foi formada em períodos recentes, porém não é possível indicar idades estimadas para esse nível de rocha.

REFERÊNCIAS

- ALVARENGA C.J.S., SANTOS R.V., DANTAS E.L. C-O-Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, v. 131: 1-21p, 2004.
- ANDERSON R.Y., KIETRKE K.K., RHODEI D.J. *Development of Dissolution Breccias, Northern Delaware Basin, New Mexico and Texas*. New Mexico Bureau Mines ; Mineral Resources, v. 159: p, 47-52, 1978.
- BATHURST, R.G.C. Pressure - dissolution and limestone bedding: the influence of stratified cementation. In: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (Eds.). *Cycles and events in stratigraphy*. Berlim: Springer – Verlager. 1991. p 450 – 463.
- BOURROUILH R. *Mud-mounds on divergent extensional and transform margins: Devonian and Cretaceous examples from southern France*. In: Sola M.A. ; Worsley D. *Geological Exploration in Murzuq Basin*. Elsevier Science B.V., p.: 463-483, 2000.
- BOURROUILH R., BOURQUE P.A., DANSEREAU P., BOURROUILH-LEJAN F., WEYANT P. *Synsedimentary tectonics, mud-mounds and sea-level changes on a Palaeozoic carbonate platform margin: a Devonian Montagne Noire example (France)*. *Sedimentary Geology*, v. 118: p. 95-118, 1998.
- CHOQUETTE, P. W.; L. C. PRAY. *Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 54, p. 207 – 250. Elsevier, 1970.
- COZZI A. *Synsedimentary tensional features in Upper Triassic shallow-water platform carbonates of the Carnian Prealps (northern Italy) and their importance as palaeostress indicators*. *Basin Research*, v.:12. P.: 133-146, 2000.
- CULVER, D.C., WHITE W.B. *Encyclopedia of Caves*. Amsterdam: Academic/Elsevier, 2005. p. 661.
- DUNNINGTON. H. V., *Stylolite development post-dates rock induration*. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 24, p. 27-49, 1954.

FLUGEL E. *Microfacies of Carbonate Rocks Analysis: Interpretation and Application*. Springer Berlin Heidelberg, New York, p. 976, 2004.

FRIERDICH A.J.; CATALANO J.G. *Nanocrystalline Iron and Manganese Oxide Deposits in Pautler Cave: Implications for Heavy Metal Transport and Sequestration in a Shallow Karst Aquifer*. Poster presentation at the 2009 Annual Meeting of the Geological Society of America. Portland, OR. 2009.

FRIERDICH A.J., HASENMUELLER E.A., CATALANO J.G. *Composition and structure of nanocrystalline Fe and Mn oxide cave deposits: Implications for trace element mobility in karst systems*. *Chemical Geology*, v. 284, p. 82-96, 2011.

HALVERSON, G.P.; MALOOF, A.C.; HOFFMAN, P.F. *The Marinoan glaciations (Neoproterozoic) in northeast Svalbard*. *Basin Research*, v.16, p. 297-324, 2004.

HILL, C.A. *Origin of black deposits in caves, National Speleological Society Bulletin*, v. 44, p. 15-19. (1982)

HOFFMAN, P.F. et al. *A neoproterozoic Snowball Earth*. *Science*, v. 281, p. 1342 - 1346, 1998 a.

HOFFMAN P.F., KAUFMAN A.J., HALVERSON G.P., SCHRAG D.P. *Comings and goings of global glaciations on a neoproterozoic tropical platform in Namibia*. *GSA Today*, v. 8: p. 1-9, 1998 b.

HOFFMAN, P.F.; SCHRAG, D.P. *The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global changes*. *Terra Nova*, v. 14, p. 129 - 155, 2002.

JONES, B. *Cave pearls—The integrated product of abiogenic and biogenic processes*. *Journal of Sedimentary Research*, v. 79, p. 689–710, 2009.

JONES, B. *Stalactite growth mediated by biofilms: example from nani cave, cayman brac, british west indies*. *Journal of Sedimentary Research*, v. 81, p. 322–338, 2011.

KANDEMIR R. ; YILMAZ C. *Lithostratigraphy, facies, and deposition environment of the lower Jurassic AmmoniticoRosso type sediments (ARTS) in the Gümüşhane area, NE Turkey: Implications for the opening of the northern branch of the Neo-Tethys Ocean*. *Journal of Asian Earth Sciences*, v.: 34, p.: 586-598, 2009.

KNOLL, A. H. *Learning to tell Neoproterozoic time. Precambrian research*, v. 100, p. 3 - 20, 2000.

LAZNICKA, P. *Breccias and coarse fragmentites: petrology, environments, associations and ores. Developments in Economic Geology*, v. 25, p. 832. Amsterdam, Elsevier. 1988.

LEHNER B.L. *Neptunian dykes along a drowned carbonate platform margin: an indication for recurrent extensional tectonic activity? Terra Nova*, v. 3, P. 593–602, 1991.

MIALL, A.D. *Alluvial deposits, in R.G. Walker and N.P. James, eds., Facies Models: Response to Sea Level Change: Geological Association of Canada*, p. 119-142, 1992.

MOCZYDŁOWSKA M. *New records of late Ediacaran microbiota from Poland. Precambrian Research*, v. 167: p. 71-92, 2008.

MONTENAT C., BARRIER P., Ottd"Estevou P., Hibsich C. *Seismites: An attempt at critical analysis and classification. Sedimentary Geology*, v.: 196, p.: 5-30, 2007.

NICHOLS, G. *Sedimentology and Stratigraphy. Wiley-Blackwell Oxford, Second Edition, 419p, 2009.*

NOGUEIRA, A.C.R. *A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. 2003. 173f. Tese (doutorado) - USP, São Paulo, 2003.*

NOGUEIRA A.C.R.; RICCOMINI C. *O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguai e sul do Cráton Amazônico, Brasil. Rev. Bras. Geol.*, 36(4):623-640, 2006.

RADKE, B. M.; MATHIS, R. L. *On the formation and occurrence of saddle dolomite. Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, p. 1149 -1168. 1980.

READ J.F. 1985. *Carbonate platform facies models. Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, v. 69: p. 1-21, 1985.

ROMERO, J.A.S., LAFON, J.M., NOGUEIRA, A.C.R., SOARES, J.L. *Sr isotope geochemistry and Pb-Pb geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil*. International Geology Review v. 55, p. 185-203, 2013.

RUDNITZKI, I.D. NOGUEIRA, A.C.R. *Reavaliação paleoambiental e estratigráfica da Formação Nobres do Grupo Araras, Neoproterozóico da Faixa Paraguai, região de Cáceres (MT)*. Revista Brasileira de Geociências, v. 42, p. 633-645, 2012.

SANDBERG P.A. *New interpretations of Great Salt Lake ooids and ancient non-skeletal carbonate mineralogy*. Sedimentology, v. 22: p. 497-538, 1975.

SCHOLLE, P.A.; ULMER - SCHOLLE, D.S. *A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis*. Am. Ass. Petrol. Geol., 2003. 461 p. (Memoir 77).

SCHOLLE P.A. ; SCHOLLE D.S.U. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A, 459p. 2003.

SOARES J.L. ; NOGUEIRA A.C.R. *Depósitos carbonáticos de Tangará da Serra (MT): uma nova ocorrência de capa carbonática neoproterozóica no sul do Cráton Amazônico*. Revista Brasileira de Geociências, 38(4):715-729, 2008.

SOARES J.L. *Paleoambiente e isótopos de c e o da capa Carbonática de tangará da serra (mt), margem Sul do cráton amazônico*. p. 174. Dissertação (Doutorado) – Universidade Federal do Pará, 2012.

SOARES J.L., NOGUEIRA A.C.R., DOMINGOS. F., RICCOMINI. C. *Post-marinoan paleoseismicity in neoproterozoic araras cap carbonate, amazon craton, Brazil*. Journal of South American Earth Science. p. 34. 2013. No prelo.

SPALLUTO L., MORETTI M., FESTA V., TROPEANO M. *Seismically-induced slumps in Lower-Maastrichtian peritidal carbonates of the Apulian Platform (southern Italy)*. Sedimentary Geology, v. 196: 81-98, 2007.

STANTON, R. J., PRAY, L. C. *Skeletal-carbonate neptunium dykes of the Permian Captainreef, Texas, U.S.A*. Journal of sedimentary research, v. 74, p. 805-816, 2004.

SUGUIO, K. *Geologia sedimentary*. Ed Edgar Blücher, São Paulo, Brasil. p. 400, 2003

SUMNER D.Y. *Decimeter-thick encrustations of calcite and aragonite on the sea-floor and implications for Neoproterozoic and Neoproterozoic ocean chemistry*. In: *Altermann W., Corcoran P.L. Precambrian Sedimentary Environments: a Modern Approach to Ancient Depositional Systems*. Special Publication, International Association of Sedimentologists. 120p, 2002.

TOHVER, E., D'AGRELLA FILHO, M., TRINDADE, R.I.F. *Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies*: *Precambrian Research*, v. 147, p. 193–222, doi: 10.1016/j.precamres.2006.01.015, 2006.

TRINDADE R.I.F., Font E., D'AGRELLA-FILHO M.S., NOGUEIRA A.C.R., RICCOMINI C. 2003. *Lowlatitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon craton*. *Terra Nova*, v. 15:441-446p.

TUCKER, M.E. *Sedimentary petrology: an introduction*. 2. ed. London: Blackwell Scientific Publications. 260p, 1992.

TUCKER M.E., WRIGHT V.P. *Carbonate Sedimentology*: Blackwell Science Ltd. p. 482, 2002.

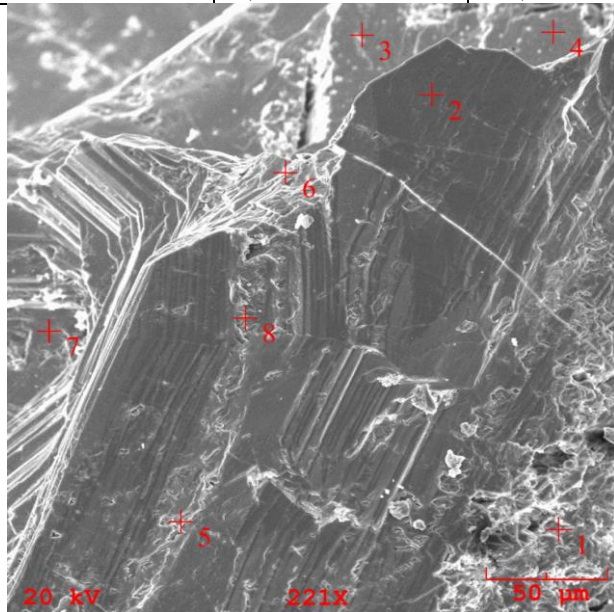
VERNHET, E., HEUBECK, C., ZHU, M.-Y., ZHANG, J.-M, *Large-scale slope instability at the southern margin of the Ediacaran Yangtze platform (Hunan province, central China)*. *Precambrian Research*, v.148: 32–44, 2006.

WINTERER E.L., ; SARTI M. *Neptunian dykes and associated features in southern Spain: mechanics of formation and tectonic implications*. *Sedimentology*, v. 41, p.1109-1132, 1994.

ANEXO A – DADOS GERADOS NAS ANÁLISES DE MEV E EDS

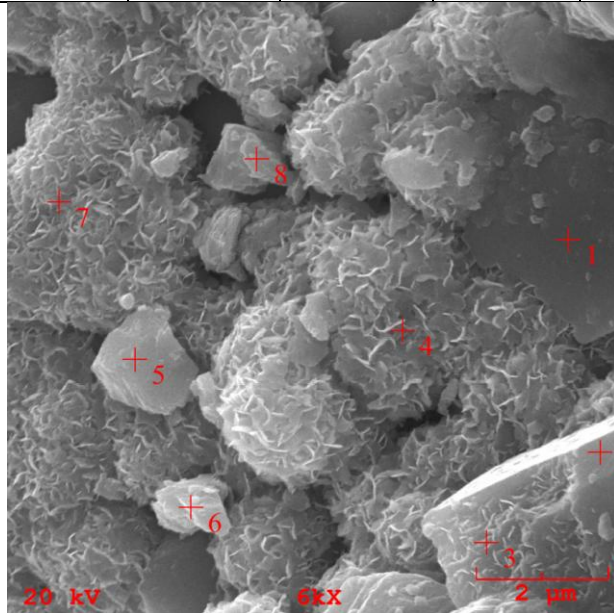
L – Imagem 1

	C	O	Al	Ca
1-1	2,883	32,454	X	64,664
1-2	3,43	13,415	X	83,155
1-3	45,876	10,87	X	43,254
1-4	43,867	12,193	X	43,94
1-5	1,08	13,598	X	85,321
1-6	37,174	19,25	24,692	18,884
1-7	11,723	58,846	X	29,43
1-8	5,525	32,274	X	62,201



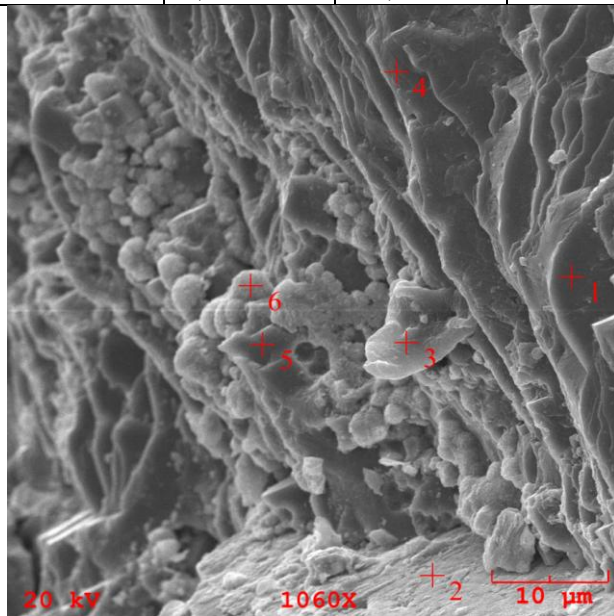
L – Imagem 2

	C	O	Na	Al	Si	Cl	K	Ca	Ti	Fe	Mg	Mn
2-1	7,745	48,808	0,819	1,494	2,995	0,439	0,525	9,808	X	27,368	X	X
2-2	6,435	43,007	0,711	1,343	3,087	0,522	0,527	5,818	3,054	35,498	X	X
2-3	10,776	57,12	X	X	X	X	X	30,659	X	1,445	X	X
2-4	5,936	40,786	X	1,134	2,568	0,438	0,598	11,835	X	36,705	X	X
2-5	6,865	36,38	X	1,678	3,578	0,557	0,653	5,214	X	42,912	1,248	0,915
2-6	6,203	39,575	X	1,664	3,746	0,63	0,621	3,844	X	43,718	X	X
2-7	3,957	38,358	X	1,021	2,455	0,397	0,441	16,2	X	35,82	1,35	X
2-8	5,141	39,61	X	1,822	3,922	0,605	0,654	4,954	X	43,291	X	X



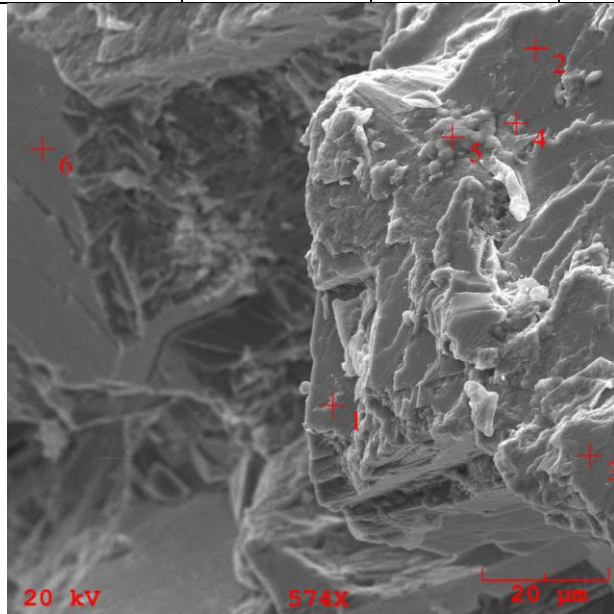
L – Imagem 3

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Cl	K	Ca	Fe
3-1	10,525	56,08	X	X	X	X	X	X	33,395	X
3-2	9,436	38,745	X	1,694	1,46	1,581	X	0,347	13,525	33,212
3-3	34,526	35,68	1,651	0,343	0,47	1,437	2,753	1,237	19,915	1,988
3-4	13,441	60,428	X	0,443	X	X	X	X	25,689	X
3-5	10,062	54,646	X	X	X	X	X	X	35,292	X
3-6	4,215	11,356	X	0,381	0,492	0,771	X	0,595	13,119	69,071



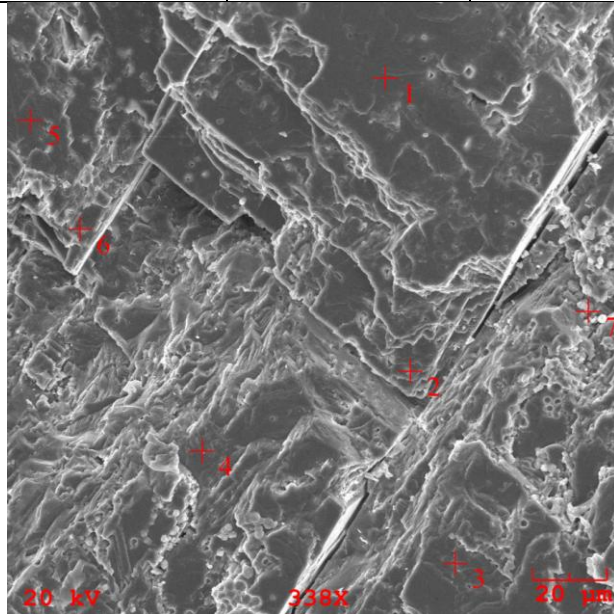
L – Imagem 4

	C	O	Mg	Al	Si	Cl	K	Ca	Fe
4-1	10,659	51,899	X	X	X	X	X	33,011	4,432
4-2	9,484	53,909	X	X	X	X	X	36,608	X
4-3	9,928	52,499	1,338	X	X	X	X	36,235	X
4-4	10,293	50,077	X	X	X	X	X	36,224	3,407
4-5	15,84	15,892	1,106	1,577	3,503	0,423	1,113	4,357	56,188
4-6	14,253	60,402	X	0,708	X	X	X	24,637	X



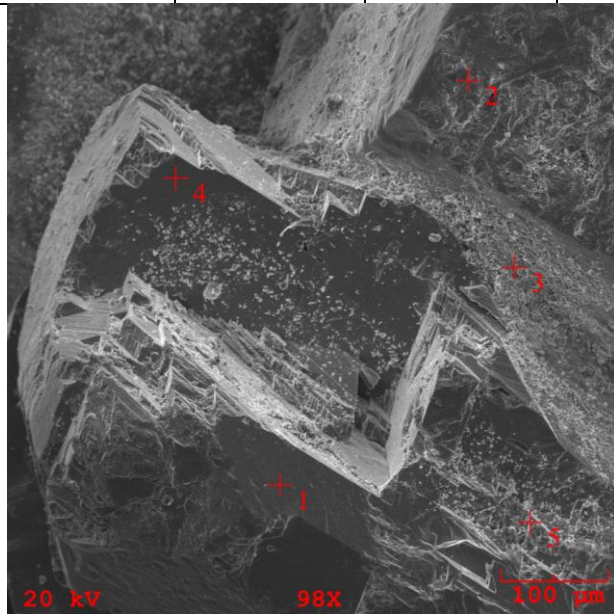
L – Imagem 5

	C	O	Mg	Si	Ca	Fe	Mn
5-1	9,987	52,948	X	X	37,064	X	X
5-2	11,153	52,372	14,8	X	21,674	X	X
5-3	9,638	53,238	0,62	X	36,505	X	X
5-4	11,365	55,648	0,743	X	32,245	X	X
5-5	8,804	50,431	X	X	40,765	X	X
5-6	9,4	51,501	13,946	X	23,16	X	1,992
5-7	3,079	5,584	X	0,805	13,69	76,842	X



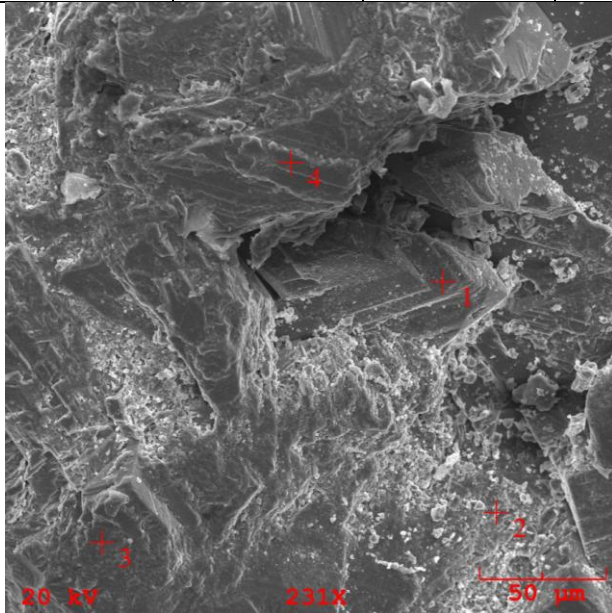
T4 A – Imagem 1

	C	O	Mg	Al	Si	K	Ca	Fe
1-1	2,407	17,057					80,536	
1-2	13,888	47,1					39,012	
1-3	14,904	58,223	6,498	0,454	0,943	0,33	17,886	0,762
1-4	11,248	57,059					31,694	
1-5	1,787	23,613					74,599	



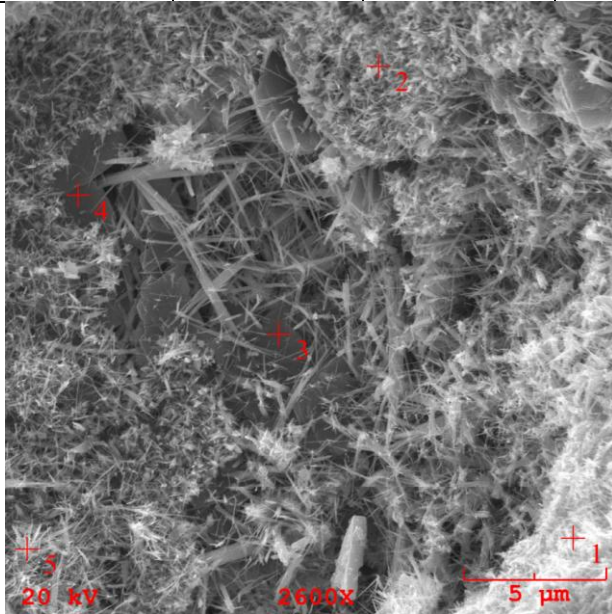
T4 A – Imagem 3

	C	O	Mg	Al	Si	Ca	Fe
3-1	10,531	52,136				37,333	
3-2	3,745	28,385		0,796	1,687	65,387	
3-3	17,167	45,6	1,798	1,09	1,664	31,363	1,318
3-4	11,023	54,47				34,507	



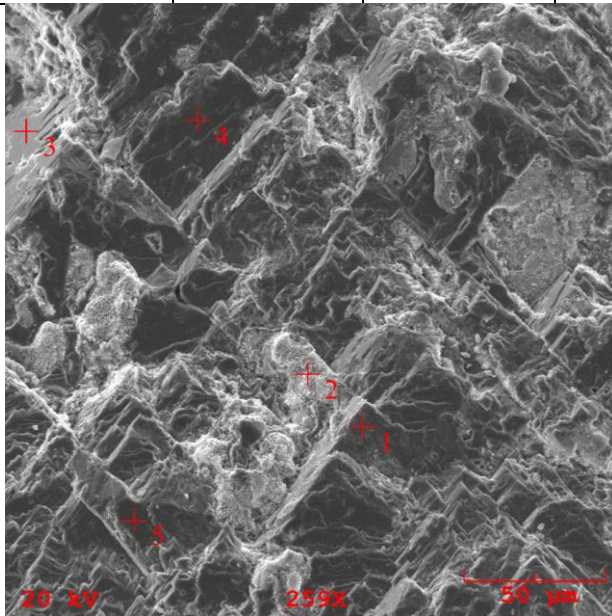
T4 B – Imagem B

	C	O	Ca	Ti	Al	K	Fe	Mn
1-1	6,337	33,793	5,345	1,219	0,782	0,881	23,527	28,115
1-2	7,922	58,713	17,831	X	0,373	X	8,761	6,401
1-3	6,947	53,893	31,83	X	X	X	3,932	3,397
1-4	4,585	52,514	16,793	1,101	X	X	7,371	17,635
1-5	1,316	39,017	20,03	0,855	0,526	0,337	19,96	17,96



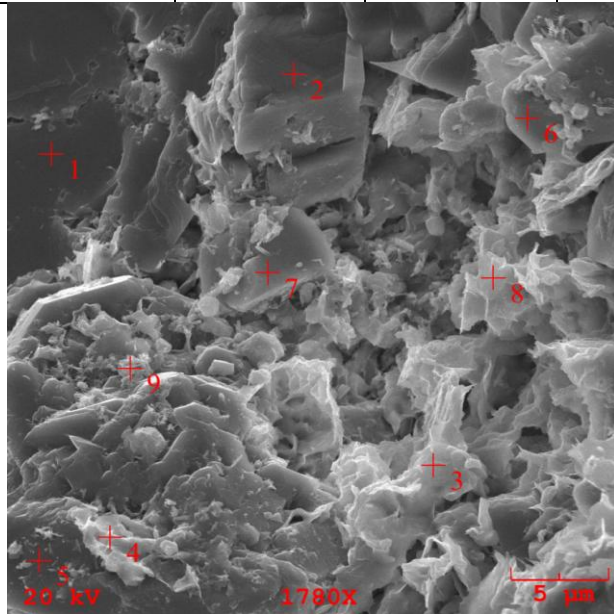
T4 B – Imagem 2

	C	O	Ca	Ti	Al	K	Fe	Mn
2-1	6,868	51,802	32,54				7,775	1,015
2-2	1,081	33,6	1,157	1,577	0,661	3,626	8,293	50,004
2-3	7,953	54,67	34,138				1,168	2,07
2-4	8,944	50,809	40,247					
2-5	9,109	51,831	39,06					



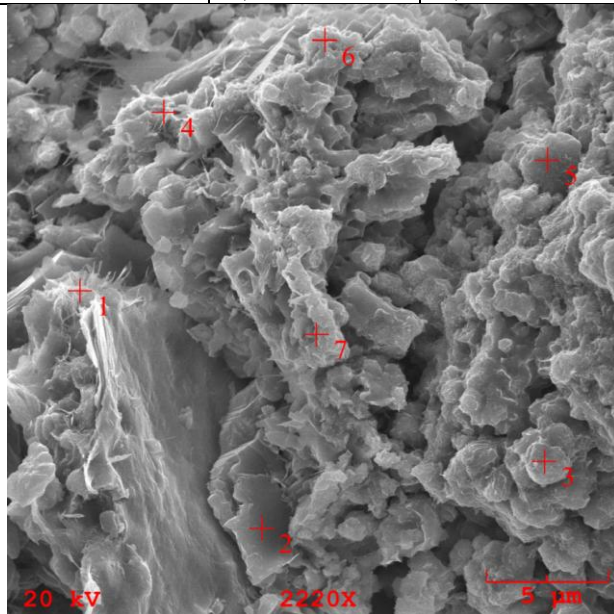
T4 C - Imagem 1

	C	O	Ca	Mg	Al	Si	K	Fe	Mn
1-1	7,048	47,409	45,544	x	x	x	x	x	x
1-2	1,72	28,66	69,62	x	x	x	x	x	x
1-3	3,268	43,577	2,66	1,13	10,795	27,363	7,334	3,874	x
1-4	5,143	24,867	3,621	0,754	5,161	46,387	3,427	8,385	2,255
1-5	x	53,125	x	x	x	46,875	x	x	x
1-6	9,045	58,69	16,539	x	1,987	4,654	0,903	8,181	x
1-7	2,593	46,305	43,29	x	1,638	3,35	0,86	1,962	x
1-8	3,834	49,654	5,34	1,126	9,302	21,879	5,928	2,938	x
1-9	6,058	20,726	6,578	x	2,806	11,924	2,15	47,807	1,951



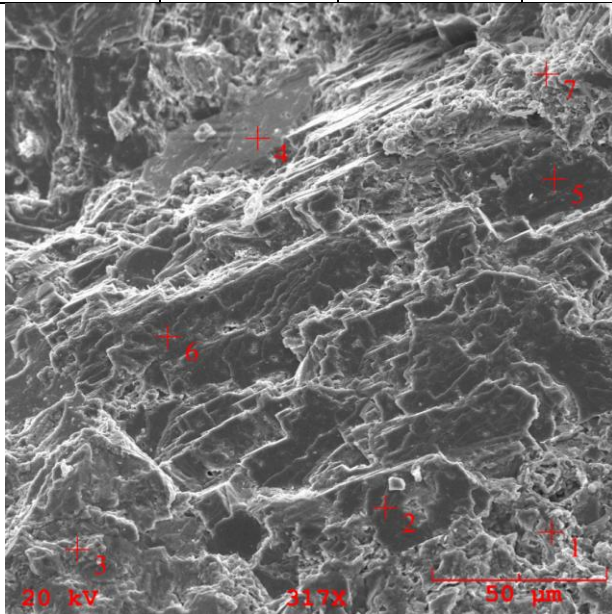
T4 C - Imagem 2

	C	O	Al	Si	K	Ca	Fe	Mn
2-1	1,429	34,405	3,897	7,669	3,304	30,439	18,858	x
2-2	1,314	19,352	2,254	4,197	2,489	30,717	39,676	x
2-3	2,284	20,126	0,949	2,368	x	1,511	70,987	1,776
2-4	3,425	35,241	3,108	7,01	1,166	4,521	44,376	1,155
2-5	3,625	20,942	0,554	1,704		23,726	47,939	1,511
2-6	2,197	42,962	1,959	4,218	0,982	34,915	12,767	
2-7	0,515	7,527	0,71	2,487	0,938	2,005	83,731	2,088



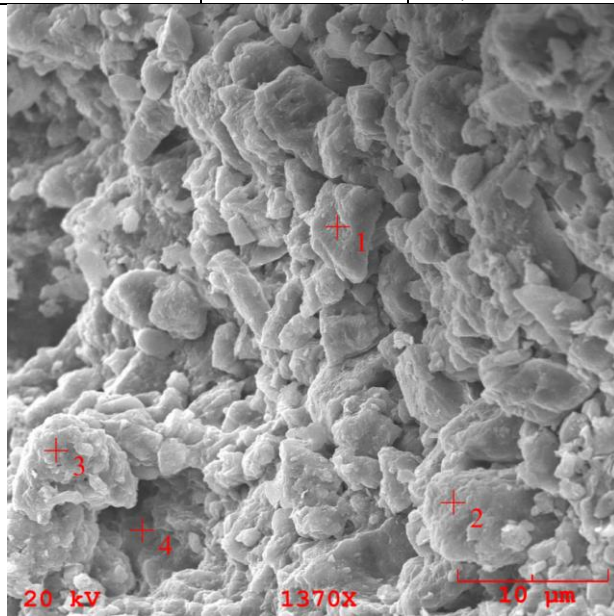
T4 C – Imagem 3

	C	O	Mg	Al	Si	Cl	K	Ca	Fe	Mn
3-1	1,973	36,263	0,597	4,19	9,039		1,985	26,393	19,56	
3-2	7,805	45,057	1,002					44,071	2,064	
3-3	3,809	13,863	0,546	10,066	22,16	0,799	11,426	33,803	3,529	
3-4	14,872	52,119	0,399	5,391	5,387		1,265	16,828	3,74	
3-5	6,749	45,811						47,44		
3-6	8,754	27,981			0,832		0,717	27,754	29,752	4,211
3-7	6,802	51,116	0,396	7,384	18,831		5,342	7,926	2,204	



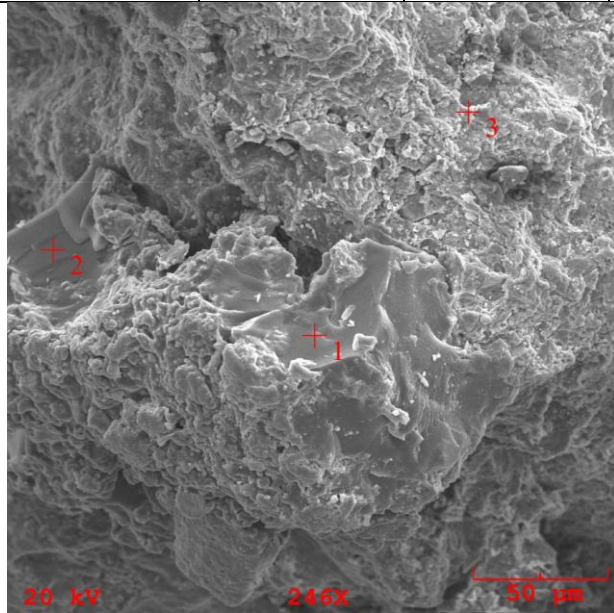
T5 – Imagem 2

	C	O	Mg	Al	Si	K	Ca	Fe
2-1	10,463	56,413	1,721	1,399	2,634	0,487	26,882	X
2-2	4,463	39,307	1,301	10,309	28,848	10,034	2,749	2,989
2-3	3,088	47,455	1,635	6,058	9,051	1,095	27,608	4,01
2-4	X	19,415	1,044	12,264	23,014	9,196	4,596	30,471



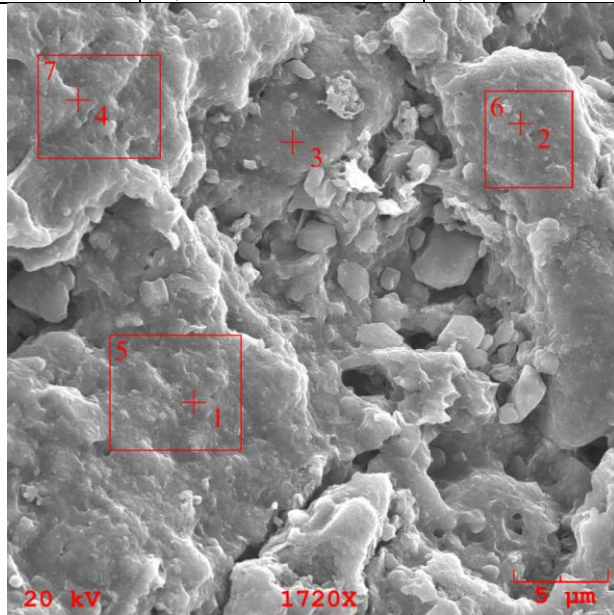
T5 – Imagem 4

	C	O	Mg	Al	Si	K	Ca	Fe
4-1	14,176	49,824	1,362	5,366	9,027	1,404	14,586	4,255
4-2	24,211	50,051	1,225	5,888	9,391	1,235	4,184	3,816
4-3	2,601	45,186	1,147	11,501	15,635	2,555	13,931	7,444



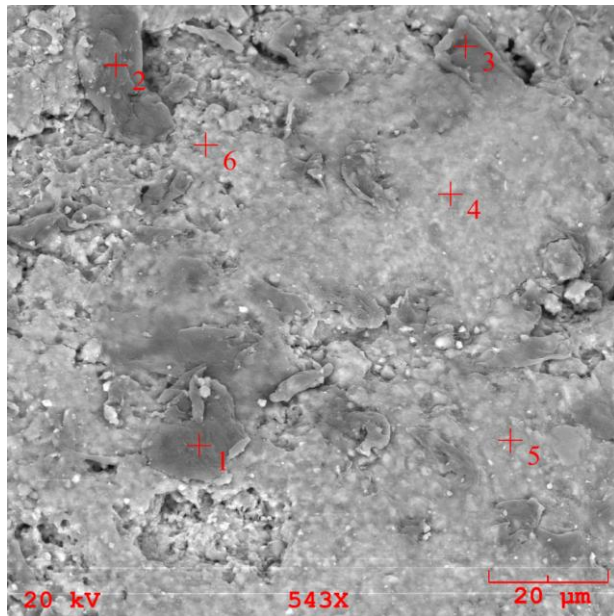
T5 F – Imagem 1

	O	Al	Si	K	Mn	Fe
1-1	1,972	2,423	1,403	0,808	45,634	47,76
1-2	18,345	12,453	43,528	23,42	0,523	1,732
1-3	24,415	3,184	59,039	1,397	2,966	8,999
1-4	7,855	6,021	9,125	3,858	19,897	53,245
1-5	4,479	3,369	3,45	1,126	31,665	55,911
1-6	28,513	11,986	36,6	16,84	1,458	4,603
1-7	7,026	5,273	7,726	2,578	29,858	47,54



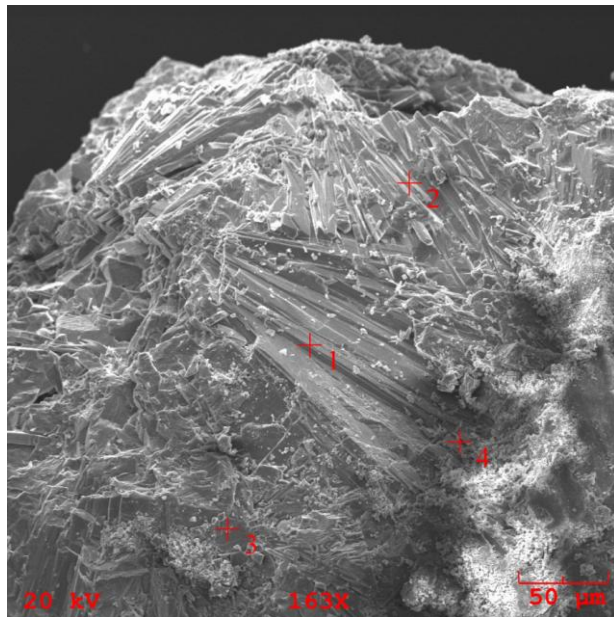
T5 F – Imagem 2

	C	O	Mg	Al	Si	K	Ca	Mn	Fe
1-1	44,935	11,525	0,479	7,148	14,893	3,578	1,761	5,497	10,185
1-2	39,978	16,343	0,432	4,957	10,622	5,894	7,637	1,331	12,806
1-3	9,84	2,893	0,375	3,661	0,448	1,716	3,508	35,444	42,115
1-4	4,47	X	0,713	6,776	11,501	3,334	1,483	5,276	66,448
1-5	40,989	X	2,017	18,755	24,999	4,095	0,847	3,44	4,858
1-6	X	10,766	1,246	11,592	19,422	8,228	2	16,958	29,788



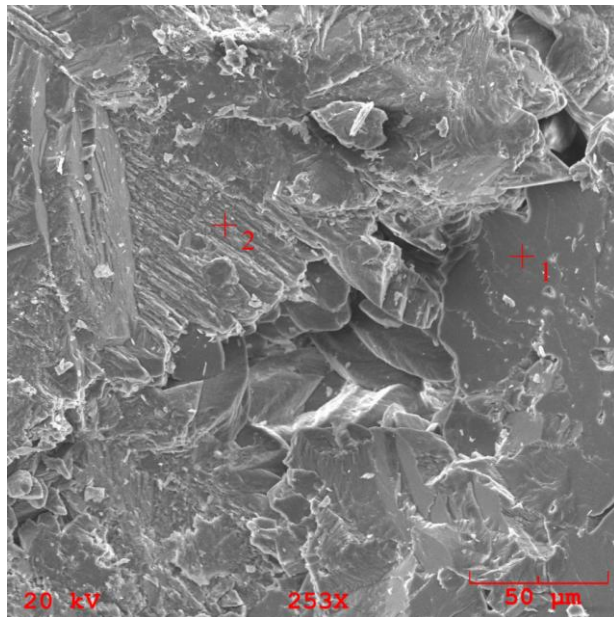
ESP – Imagem 1

	C	O	Al	Ca
1-1	X	4,927	X	95,073
1-2	4,947	37,983	1,556	55,514
1-3	5,215	41,569	X	53,216
1-4	4,017	36,915	3,022	56,045



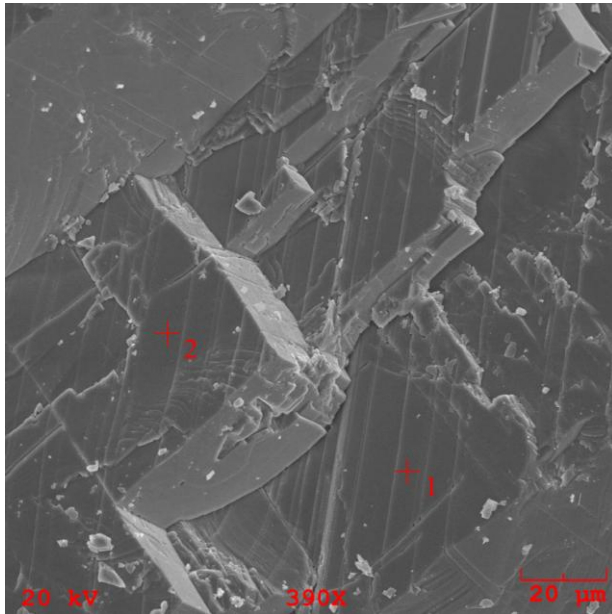
ESP – Imagem 2

	C	O	Mg	Ca
1-1	9,326	53,635	0,814	36,226
1-2	6,134	47,922	X	45,943



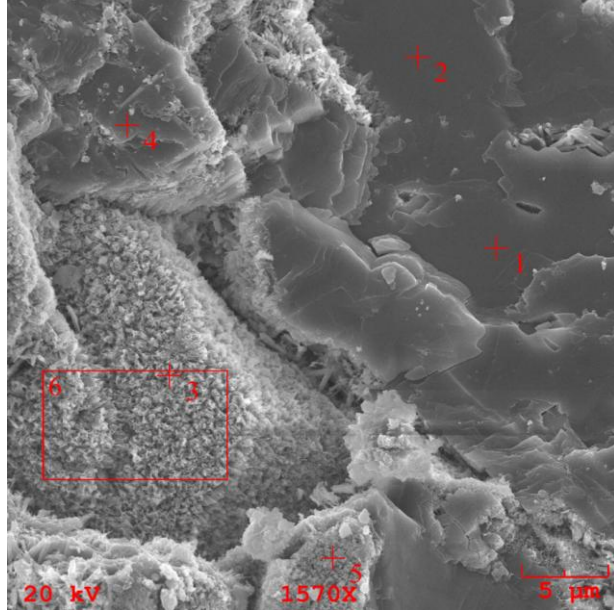
X A – Imagem 1

	C	O	Ca
1-1	5,858	43,719	50,423
1-2	4,788	43,645	51,567



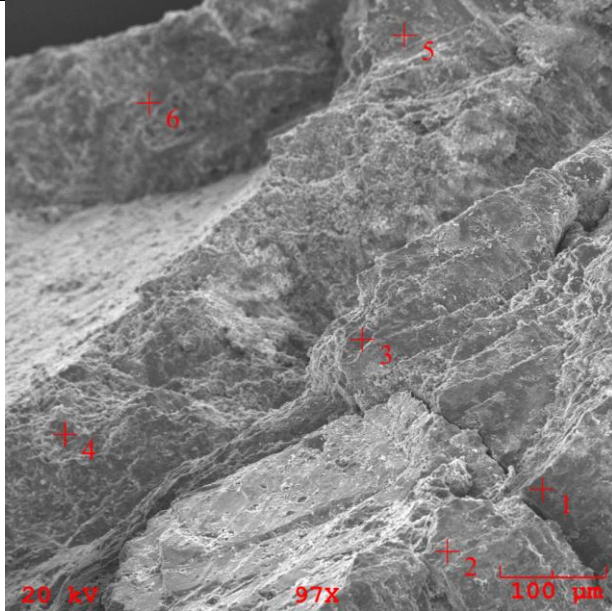
X B – Imagem 1

	C	O	Al	Ca	Mn	Fe
1-1	5,215	22,234	4,257	68,295		
1-2	6,072	22,451	7,156	64,321		
1-3	12,907	19,834	8,259	13,702	4,458	40,84
1-4	7,793	23,882	7,739	41,277	14,51	4,799
1-5	6,788	40,759	2,791	31,752	8,064	9,847
1-6	22,103	16,624	10,311	10,033	3,577	37,353



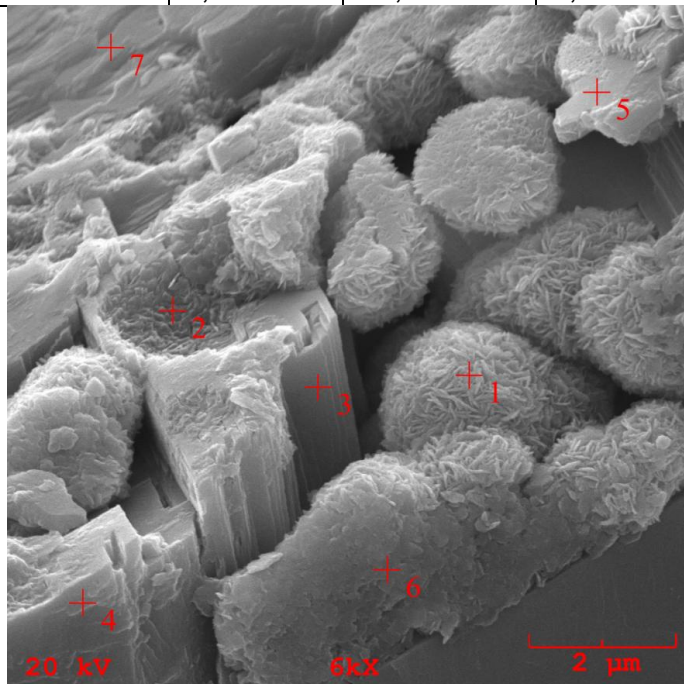
X B – Imagem 2

	C	O	Mg	Al	Si	Ca	Mn	Fe
2-1	3,179	34,636	X	X	X	62,185	x	X
2-2	0,287	10,505	X	0,623	X	53	5,189	30,396
2-3	5,286	42,884	X	X	X	51,83	X	X
2-4	7,166	50,761	9,99	x	X	32,083	X	X
2-5	7,868	54,452	8,715	0,614	x	22,746	2,881	2,724
2-6	4,268	48,359	5,186	0,273	0,635	12,485	12,121	16,674



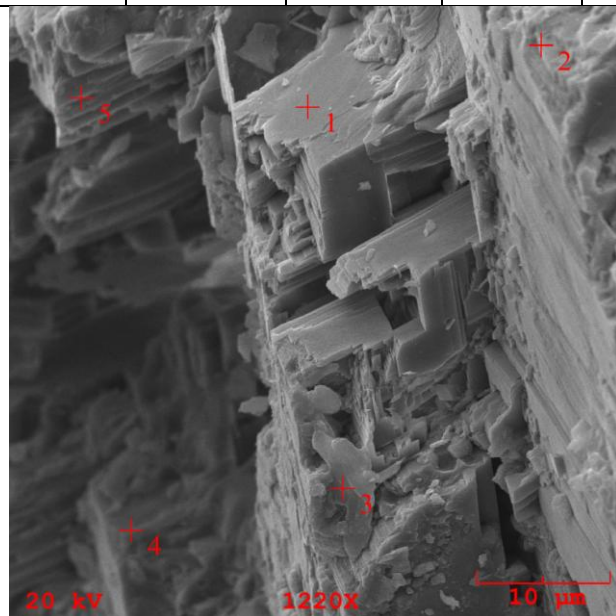
X B – Imagem 3

	C	O	Mg	Al	Si	K	Ca	Mn	Fe
3-1	8,215	26,305	0,359	1,125	2,018	0,469	2,227	2,842	56,44
3-2	3,725	14,1	1,868	0,873	0,83	X	9,963	3,258	65,382
3-3	8,321	22,068	1,225	1,352	2,182	X	4,784	2,881	57,186
3-4	5,919	43,087	5,574	0,652	0,871	X	33,215	2,24	8,442
3-5	6,224	34,878	3,543	1,384	2,448	X	6,989	2,226	42,307
3-6	7,593	18,825	2,467	1,12	2,087	X	3,982	2,584	61,343
3-7	6,535	49,544	8,958	0,507	X	X	29,308	X	5,147



X B – Imagem 4

	C	O	Na	Mg	Al	Si	Cl	K	Ca	Fe	Mn
4-1	7,013	41,84	X	4,37	11,062	X	X	X	35,715	X	X
4-2	13,549	49,416	X	9,934	8,109	X	X	X	18,993	X	X
4-3	36,754	35,691	1,682	7,095	0,88	1,187	1,425	1,404	12,717	1,165	X
4-4	6,43	42,941	X	7,844	5,648	X	X	X	35,371	X	1,766
4-5	11,777	56,866	X	X	0,481	X	X	X	18,432	X	X



X B – Imagem 5

	C	O	Mg	Al	Ca	Mn	Fe
5-1	2,506	34,452	5,155	X	48,498	6,27	3,118
5-2	9,006	15,056	0,571	14,162	37,574	2,555	21,075
5-3	12,658	48,731	9,815	5,509	21,141	0,884	1,261
5-4	8,81	46,945	0,55	2,393	38,697	X	2,605

