



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IGD

**MINERALOGIA DE PRODUTOS DE INTERAÇÃO ENTRE MAGMA
BASÁLTICO E SEDIMENTOS NO GRUPO SÃO BENTO, REGIÃO DE
GOIATUBA, GO.**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº 413

FLÁVIA GOMES DE SOUZA

Orientador: JOSÉ AFFONSO BROD

BRASÍLIA, 2018



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA-UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS-IGD

**MINERALOGIA DE PRODUTOS DE INTERAÇÃO ENTRE MAGMA
BASÁLTICO E SEDIMENTOS NO GRUPO SÃO BENTO, REGIÃO DE
GOIATUBA, GO.**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Nº 413**

FLÁVIA GOMES DE SOUZA

Área de Concentração: Mineralogia e Petrologia

Orientador: JOSÉ AFFONSO BROD

Membros da Banca Examinadora:

Prof. Dr. José Affonso Brod - UFG/UnB

Prof. Dr. Zorano Sérgio de Souza - UFRN

Profa Dra. Natalia Hauser - UnB

28/03/2018

BRASÍLIA/DF

*À minha mãe,
Marlene Gomes de Souza (em memória)*

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. José Affonso Brod, pela confiança em me orientar nesta pesquisa e oportunidade de trabalhar ao seu lado. Jamais conseguiria concluir este trabalho, sem sua orientação, suas ideias, sugestões, ensinamentos e infinita paciência... Não encontro palavras para expressar toda admiração e gratidão. Obrigada por tudo!

À Profa. Dra. Tereza Cristina Junqueira Brod, pela infinita disponibilidade em todas as atividades de campo, por toda ajuda, orientação e condução em todas as atividades de campo, sou grata por tudo que fizestes por mim, e para sempre, a senhora será uma inspiração.

Ao Prof. Dr. Jesiel Freitas Carvalho, por todas oportunidades oferecidas, pelo incentivo e paciência ao logo desta jornada.

À Profa. Dra. Cecília Maria de Oliveira, pela paciência e incentivo.

Ao Ms. Ivan Mendes Caixeta de Pamplona Araújo, pelo suporte na interpretação de dados, e esclarecimento de milhares de dúvidas e revisão...

À professora Dra. Edi Mendes Guimarães, que me orientou inúmeras vezes, na preparação de amostras e identificação de minerais de argila.

Ao amigo Ítalo, por toda ajuda no transporte de amostras para laminação.

Ao meu companheiro, Leomir Lopes da Costa, pela paciência na “fase mestrado”.

À Dona Francisca do laboratório de laminação, pelo preparo das lâminas delgadas, e por toda atenção e carinho.

Aos familiares, pela compreensão de minha ausência.

Ao grupo Goyaz Britas, por nos permitir o trabalho em sua área.

Aos demais colegas de trabalho, que participaram do preparo de amostras e aquisição de dados no CRTI, em especial à Estela Leal, Hannah Larissa, Sérgio Marcondes, Pedro Valadares, Karolina Borges e Vinícius Guimarães.

Obrigada!

ABSTRACT

Volcanic-sedimentary interaction aspects associated with the Serra Geral Volcanism were studied in the north of the Paraná Basin, near the City of Goiatuba, Goiás State. The main investigative methods involved: a) descriptions of mineralogical, textural and structural features in the field, and b) analytical laboratory work, including X-ray diffractometry, X-ray fluorescence of major elements, infrared spectroscopy, optical microscopy, scanning electron microscopy and electron microprobe microanalysis. Five volcanic lava flow units were identified in the area, interlayered by three levels of clastic rocks, indicating alternating cycles of sedimentation and volcanism with peperite formation. Peperites are formed by the interaction of the lava flow with the unconsolidated or poorly consolidated sediment. Peperites are characterized by igneous clasts that may be sub-rounded to amoeboid in shape, vesicular or not vesicular, and are immersed in a sandy to clayey matrix. The clasts morphology data, the infilling of vesicles by sedimentary material, the flow striation imprinted on the surface of the sediments and the presence of peperites are all indicative of contemporaneity between volcanism and sedimentation.

RESUMO

Aspectos da interação vulcano-sedimentar foram estudadas em associação com o Vulcanismo Serra Geral, borda norte da Bacia do Paraná, na região de Goiatuba, estado de Goiás. Os principais métodos empregados para a elaboração desta dissertação foram: a) levantamentos de campo, com descrição de feições mineralógicas, detalhes texturais e estruturais, e b) trabalhos analíticos, incluindo difratometria de raios X, análise química de elementos principais por fluorescência de raios X, espectroscopia de infravermelho, microscopia óptica, microscopia eletrônica de varredura e microsonda eletrônica. Em Goiatuba, uma sucessão de cinco derrames vulcânicos foram identificados, sendo os mesmos intercalados por três níveis de rochas clásticas, representando ciclos de sedimentação e formação de peperitos. Os peperitos são formados pela interação da lava liberada com o sedimento inconsolidado ou pobremente consolidado, e são caracterizados por clastos subarredondados à ameboides de basalto vesicular, imersos em uma matriz de argila silto-arenosa. Os dados morfológicos dos clastos, o preenchimento de vesículas por material sedimentar, as rugas de fluxo impressas na superfície dos sedimentos e a presença de peperitos são indicadores de contemporaneidade entre o vulcanismo e a sedimentação.

SUMÁRIO

CAPÍTULO I	1
INTRODUÇÃO	1
LOCALIZAÇÃO	1
OBJETIVOS	2
GEOLOGIA DA BACIA DO PARANÁ	3
ASSOCIAÇÕES VULCÂNICAS E SEDIMENTARES NO JURÁSSICO-CRETÁCEO	6
CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL	7
CAPÍTULO II	10
MATERIAIS E MÉTODOS	10
TRABALHOS DE CAMPO	10
PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS	11
PETROGRAFIA	14
FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X (FRX)	14
DIFRAÇÃO DE RAIOS X (DRX)	15
MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)	15
ESPECTROSCOPIA DE INFRAVERMELHO (FTIR)	16
MICROSSONDA ELETRÔNICA (MS)	16
CAPÍTULO III	17
EVIDÊNCIAS TEXTURAIS E MINERALÓGICAS DE INTERAÇÃO VULCANO- SEDIMENTAR NA BORDA NORTE DA BACIA DO PARANÁ, , REGIÃO DE GOIATUBA-GOIÁS	17
CAPÍTULO IV	58
CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA, MORFOLÓGICA E QUÍMICA DOS MINERAIS PRESENTES EM VESÍCULAS NOS BASALTOS E PEPERITOS NA REGIÃO DE GOIATUBA-GO.	58
CAPÍTULO V	85
CONCLUSÕES	85
REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA	88
ANEXOS	96

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.01 - Mapa com a área de ocorrência da Bacia do Paraná e a localização geográfica da área de estudo.

Figura 1.02 - Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná, Milani (2007).

Figura 1.03 - Mapa de ocorrência da Formação Serra Geral em relação à Bacia do Paraná e localização da área de estudo. Adaptado da CPRM, Geologia da Folha SH.22-X-C-V (2008).

Figura 2.01 - Fluxograma detalhado para identificação das espécies minerais do grupo dos filossilicatos.

Figura 3.01 - Mapa de localização da área de estudo, a sul da cidade de Goiatuba Panamá-GO.

Figura 3.02 - (a) Aspecto geral do empilhamento das rochas na área de estudo. (b) Feições identificadas em campo, em que a primeira marcação (de baixo para cima), corresponde ao topo do basalto vermelho e a segunda marcação ao lobo de lava.

Figura 3.03 - (a) Tufo vítreo identificado na sequência superior unidade 3, interpretado como hialoclastito. (b) Substituição do material vítreo por material argiloso marrom avermelhado.

Figura 3.04 - (a) Aspecto geral da laminação plano-paralela da sequência superior unidade 1. (b) Acamamento constituído por intercalações de lâminas avermelhadas e esverdeadas.

Figura 3.05 - (a, b) Diques clásticos cortando as rochas ígneas. (c) Clastos ígneos com núcleo maciço e bordas altamente vesiculadas e clastos ígneos com núcleos altamente vesiculados circundados pela matriz siltico argilosa. (d, e) Matriz sedimentar anexada em basalto com textura ameboide e clastos ígneos com morfologia ameboide. (f) Rugas de fluxo impressas na superfície da sequência basal, indicando estado plástico tanto dos materiais ígneos como dos sedimentares. (g) Clasto ígneo vesicular anexado a matriz sedimentar mostrando preenchimento de vesículas predominantemente por areia. (h) Dissolução da matriz siltico argilosa por interação com a matriz basáltica.

Figura 3.06 – Fotografias, representação esquemática e localização na coluna estratigráfica (a) Aspecto geral da superfície basal com textura peperítica e ondulação moderada. (b) e (c) imagens em detalhe de clastos ígneos de basalto vesicular em contato com a matriz siltico argilosa avermelhada.

Figura 3.07 - Fotografias, representação esquemática e localização na coluna estratigráfica (a) Imagem do derrame de basalto avermelhado em contato com os peperitos. (b) detalhe de vesícula preenchida por quartzo. A marcação tracejada em amarelo indica o limite e o contato do basalto avermelhado com a unidade 2.

Figura 3.08 - Fotografias, representação esquemática e localização na coluna estratigráfica das estruturas internas nos derrames. (a) Sequência *intermediária unidade*

2, a qual corresponde a um derrame tabular. **(b)** *Sequência intermediária unidade 3*, a qual corresponde a um derrame lobado simples de pequena espessura.

Figura 3.09- Aspecto geral do derrame de maior espessura, representado pela unidade 4.

Figura 3.10 - (a) Aspecto geral do depósito vulcano-sedimentar. **(b, c)** detalhe da interação entre os clastos ígneos altamente vesiculados e a matriz sedimentar.

Figura 3.11 - (a) Aspecto geral da sequência superior unidade 2. **(b)** Fragmentos vulcânicos de tamanho lapilli, soldadas na superfície da unidade. **(c, d)** Estratificação plano-paralela da matriz sedimentar, intercalada por lâminas avermelhadas e esverdeadas. **(e)** Superfície da unidade 2, marcada por ondulação moderada, gerada pelo avanço de um novo derrame.

Figura 3.12 - (a) Aspecto geral da unidade 3, composta por derrames com espessura média de 3m. **(b)** Tubo de lava. **(c, d, e)** Feição semelhante a tufo vítreo denominado hialoclastito.

Figura 3.13 - (a) Diagrama de classificação TAS (*Total Alcalis vs Silica*), segundo Le Bas *et al.* (1986), com a subdivisão de Irvine e Baragar (1971).. As amostras estão plotadas no campo dos basaltos, correspondendo a teores entre 45-52% peso de SiO₂. **(b)** Diagrama AFM, com a subdivisão do campo toleítico e cálcico-alcalino segundo Irvine e Baragar (1971). **(c)** Diagrama geoquímico ilustrativos dos critérios utilizados para discriminar basaltos de alto e baixo Ti da Bacia do Paraná. **(d)** Diagrama (Fe₂O₃/TiO₂) para discriminar o subtipo de basalto com TiO₂ >2%. **(e)** Diagrama (SiO₂/Fe₂O₃), demonstrado a variação composicional em basaltos negros e basaltos vermelhos. **(f)** Diagrama para classificação de rochas alcalinas e subalcalinas (Irvine e Baragar 1971) Simbologia: Pontos vermelhos=basaltos vermelhos, pontos cinza=basaltos negros.

Figura 3.14 - Imagens combinadas de elétrons retroespalhados com mapas químicos de elementos maiores obtidas em MEV sob lâminas delgadas polidas em amostras de basalto. **(a)** Feições de desequilíbrio em cristal de augita, apresentando alto grau de oxidação e substituição por ferrosaponita. **(b, c, d, e)** Fenocristais e microfenocristais de clinopiroxênio, plagioclásio, ilmenita e magnetita em matriz vítrea de composição mais silicosa (tons azuis escuros), localmente mostrando orientação dos cristalitos. Note as variações composicionais da matriz vítrea, expressas pela variação de tons azuis (mais ricos em sílica), amarelados (mais ricos em ferro) e rosados (mais ricos em magnésio). **(f)** Aglomerados de coloração marrom avermelhada, originada pela substituição dos cristais de clinopiroxênio por ferrosaponita.

Figura 3.15 - Diagramas de classificação para dados semiquantitativos (EDS) de feldspato e clinopiroxênio **(a)** Diagrama ternário de feldspatos Ab-An-Or. **(b)** Diagrama ternário de piroxênio En-Wo-Fs (Morimoto 1988). Simbologia: Pontos vermelhos=basaltos vermelhos, pontos cinza=basaltos negros.

Figura 3.16 - Diagramas de classificação TAS (*Total Alcalis vs Sílica*), segundo Le Bas *et al.* (1986), com a subdivisão de Irvine e Baragar (1971).. Análises semiquantitativas obtidas por EDS, comparadas com os teores obtidos por análises de FRX em amostras de rocha total de basaltos negros e basaltos vermelhos. Simbologia: Pontos cinza claro=basaltos negros (EDS), pontos cinza escuro=basaltos negros (FRX), pontos

vermelhos claro =basaltos vermelhos (EDS), pontos vermelhos escuro=basaltos vermelhos (FRX).

Figura 3.17 - (a, c, e, g) Micrografias óticas, e (b, d, f, h) Mapas elementares obtidos por sob amostras naturais de contato entre lava-sedimento. Simbologia: Qtz=quartzo, Cc=calcita, Chl=clorita, Py=pirita, Plag=plagioclásio.

Figura 3.18 – Mapas elementares obtidos por EDS no MEV (a) Contato entre a matriz vítrea e o sedimento. (b) vesículas bordejadas por chamosita com preenchimento interno por calcita e analcima. Simbologia: Cc=calcita, Ana=Analcima, Chm=Chamosita e Porção vítrea=matriz ígnea.

Figura 3.19 - Imagens de eletros retroespalhados e análises WDS, acompanhados de diagramas posicionais dos pontos analisados. (a, b) Análises perfiladas em cristais de plagioclásio em amostras de peperito. (c) Diagrama demonstrativo da variação composicional em um mesmo cristal, apresentando teores significativos de Na nas bordas e com núcleos mais ricos em Ca. (d) Cristal composto predominantemente por bordas ricas em Ca e núcleo rico em Na. (e, f) Diagramas ternários Ab-An-Or de plagioclásio. Simbologia: pontos azul-escuros= análises WDS, pontos verde-claros= análises semiquantitativas de EDS adquiridos em microscopia eletrônica de varredura.

Figura 3.20 - (a, b, c) Imagens de eletros retroespalhados e análises WDS, acompanhados de diagramas posicionais dos pontos analisados, com destaque tracejado de coloração padrão amarelo, indicando análises perfiladas da composição mineral. (c) Ênfase para o aspecto zonado do cristal de clinopiroxênio. (d) Diagrama ternário En-Wo-Fs (Morimoto 1988). Simbologia: pontos azul-escuros= análises WDS, pontos verde-claros= análises semiquantitativas de EDS adquiridos em microscopia eletrônica de varredura.

Figura 3.21 - (a) Imagens de elétrons secundários obtidos em microscópio eletrônico de varredura, ilustrando a abundância de cristais de analcima em uma mesma cavidade em amostra de peperito. (b) Imagens de eletros retroespalhados e análises WDS (c, d) Diagramas ternários demonstrando composição rica em sódio e tendência no aumento de Fe e Mg.

Figura 3.22 - (a) Diagrama TAS (álcalis versus sílica (Le Bas *et al.* 1986), demonstrando a composição da matriz vítrea em amostras de peperito, comparada com análises geoquímicas de rocha total por FRX. Simbologia: pontos azuis=análises de WDS em microsonda, círculos vazados=análises de EDS em microscopia eletrônica, pontos verdes=análise química de rocha total FRX.

Figura 4.01 - Mapa de localização da área de estudo, a leste da cidade de Goiatuba-GO.

Figura 4.02 - Fotomicrografia de luz transmitida em basaltos na área estudada. (a) Matriz basáltica pouco alterada apresentando granulação fina; (b) Detalhe de alteração e substituição da matriz vítrea por esmectita; (c) Microfenocristal de piroxênio parcialmente alterado para esmectita e matriz vítrea apresentando feições de desvitrificação; (d) Textura intergranular de basalto negro. Simbologia: Esm = esmectita, Pl = plagioclásio, Aug = augita

Figura 4.03 - Fotomicrografia de luz transmitida de estruturas em peperitos. (a) e (b) Contato entre a matriz de peperito e zona vesicular preenchida por produtos microcristalinos e bordeada por agregados fibrorradiais de chamosita. (c) contato da matriz com zona vesicular, bordeada por quatro gerações de filossilicatos. (d) Borda de vesícula predominantemente ocupada por celadonita e chamosita, com contato bem definido entre as duas fases. Simbologia: Cham=chamosita, Sap=saponita, Cel=celadonita, Pl=plagioclásio, Aug=augita

Figura 4.04 - Imagens macroscópicas de basalto vesicular. No basalto forma-se quartzo, calcita e Mg-calcita. As imagens (a, b) ilustram as fases de preenchimento e apontam amostragens realizadas em detalhe. (c, d) Difratoogramas de raio x dos cristais analisados. Simbologia: Qtz=Quartzo, Cc=calcita, Mg-cc=mg-calcita e Clp=clinoptilolita.

Figura 4.05 - (a) Imagem macroscópica, mostrando a maior abundância e variedade de vesículas preenchidas em fragmentos no interior de peperito, observada em afloramento. (b) Difratoogramas de raios X das fases identificadas. Imagens de elétrons secundários obtidas em microscópio eletrônico (c) Analcima, (d) celadonita, (e) chamosita, (f) natrolita. Simbologia: Anl=Analcima, Cel=celadonita, Cham=chamosita, Ntr=Natrolita e Cc=calcita.

Figura 4.06 - (a) Medidas de DRX da fração $<2\mu\text{m}$ em amostras de basalto e peperitos (preparação orientada e seca ao ar). (b) Medidas de DRX da fração $<2\mu\text{m}$ em amostras (solvatadas com etileno glicol por 20 horas). (c) Medidas de DRX da fração $<2\mu\text{m}$ em amostras solvatadas com etileno glicol e em seguida aquecida. Simbologia: S=saponita; Chl=Clorita (Chamosita), Cel=Celadonita, An=Analcima.

Figura 4.07 - Espectros de FTIR da fração $<2\mu\text{m}$ com os valores de absorção em bandas. (a, e) Espectro obtidos em amostras de basalto. (c, g, i) Espectro em amostras de interação.

Figura 4.08 - Imagens de elétrons retroespalhados combinada com mapas composicionais (a, b), onde cada cor indica um elemento químico e sua distribuição espacial sobre a amostra analisada. (a) Preenchimento de esmectitas na borda da vesícula e de celadonita. (b) Basalto vermelho, mostrando substituição de cristais de augita por ferrosaponita. (c) Ferrosaponita cristalizada em zona limítrofe entre a matriz da rocha e a celadonita. (d) Substituição da matriz vítrea por esmectita.

Figura 4.09 - (a) Imagens de elétrons retroespalhados acompanhados de mapas composicionais, onde cada cor indica um elemento químico e sua distribuição espacial sobre a amostra analisada. (b, c) Imagens de elétrons restroespalhados, indicando a área escolhida para o perfil de análises pontuais. (d, e, f) Diagramas composicionais demonstrando a variação composicional. (g) Diagrama ilustrando a substituição de FeO por MgO no sítio octaédrico. Simbologia: pontos pretos=zona externa, pontos cinza escuro=zona intermediária, pontos cinza-claros=zona interna.

Figura 4.10 - (a, b, c) Imagens de elétrons retroespalhados combinadas com mapas composicionais, onde cada cor indica um elemento. (d). Diagrama $\text{Mg a.p.f.u.} \times \text{VIAl+FeT a.p.f.u.}$ dos cristais de chamosita analisados. Simbologia: Retângulos tracejados indicam a área analisada.

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.01- Feições diagnósticas da arquitetura faciológica de acordo com Jerram (2002).

Tabela 3.02 - Subdivisão das fácies identificadas em campo.

Tabela 3.03 - Composição química em amostras de rocha total.

Tabela 4.01 - Filossilicatos identificados nas amostras analisadas.

Tabela 4.02 - Tamanho médio para a largura meia altura e cristalito, da fração $<2\mu\text{m}$.

Tabela 4.03 - Composição em porcentagem de óxidos e fórmula estrutural da ferrosaponita, celadonita e chamosita, calculados por análises de WDS.

LISTA DE ANEXOS

Anexo 1 - Difractogramas de raios X com a identificação da mineralogia de vesículas e quantificação da proporção modal dos minerais em rocha total

Anexo 2 - Tabelas de análises químicas de rocha total

Anexo 3 - Tabelas de análises de química mineral (plagioclásio, piroxênio, chamosita, celadonita, ferrosaponita) e vidro

Anexo 4 - Resumos publicados em simpósio e congresso

CAPÍTULO I

Introdução

Trabalhos desenvolvidos na Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE), documentados na Namíbia (Formação Awahab) elaborados por Jerram e Stollhofen (2002), Jerram e Widdowson (2005) e na porção sul e central do Brasil (Formação Serra Geral), Scherer (2002), Waichel (2006), Waichel *et al.* (2007), Petry *et al.* (2007), Luchetti *et al.* (2014), Machado *et al.* (2015) têm descrito registros de processos mecânicos de interação entre lava-sedimento, e interpretados como peperito. Esses estudos apresentam um consenso quanto à formação das texturas peperíticas.

O reconhecimento regional dessas associações na borda norte da Formação Serra Geral, indicou evidências importantes da interação com fluidos durante a geração dos peperitos. Esta dissertação se insere neste contexto, e descreve a primeira identificação de interações entre rochas vulcânicas e sedimentares do Grupo São Bento, na região sul do estado de Goiás, com foco na identificação e caracterização mineralógica dos produtos de interação.

A ocorrência de interações entre rochas vulcânicas e sedimentares nos levam ao questionamento sobre sua gênese, mecanismos atuantes e a mineralogia associada. Tipicamente, os derrames que predominam na borda norte da Formação Serra Geral, pertencem ao grupo de Alto-Ti (>2,5% em peso de TiO₂) (Gibson, *et al* 1995a e Bellieni, *et al* 1984). Caracteristicamente, os derrames observados têm a mineralogia primária compatível com os basaltos toleíticos, apresentam vesicularidade baixa e preenchimento mineralógico homogêneo.

Localização

A presente Dissertação de Mestrado insere-se no contexto geológico da borda norte da Bacia do Paraná, em particular os derrames de lava da Formação Serra Geral que ocorrem na região sul do estado de Goiás, e suas relações com sedimentos ou rochas clásticas associadas. Para o desenvolvimento deste trabalho e estudo dos produtos de interação lava-sedimento, foi selecionada a área da frente de lavra da Pedreira Goyaz Britas, localizada entre os municípios de Goiatuba e Panamá. O afloramento está localizado, nas coordenadas UTM 0677189/7988933, cerca de 190 quilômetros da capital

goiana. A figura 1.01 mostra a localização da área de estudo e a região ocupada pela Bacia do Paraná no Brasil e no estado de Goiás.

O local escolhido para a execução deste trabalho, exhibe excelente exposição da frente de lavra, o que permite um controle local adequado dos aspectos estratigráficos, feições características e diagnósticas e sua relação com exposições menos contínuas identificadas em perfis regionais.

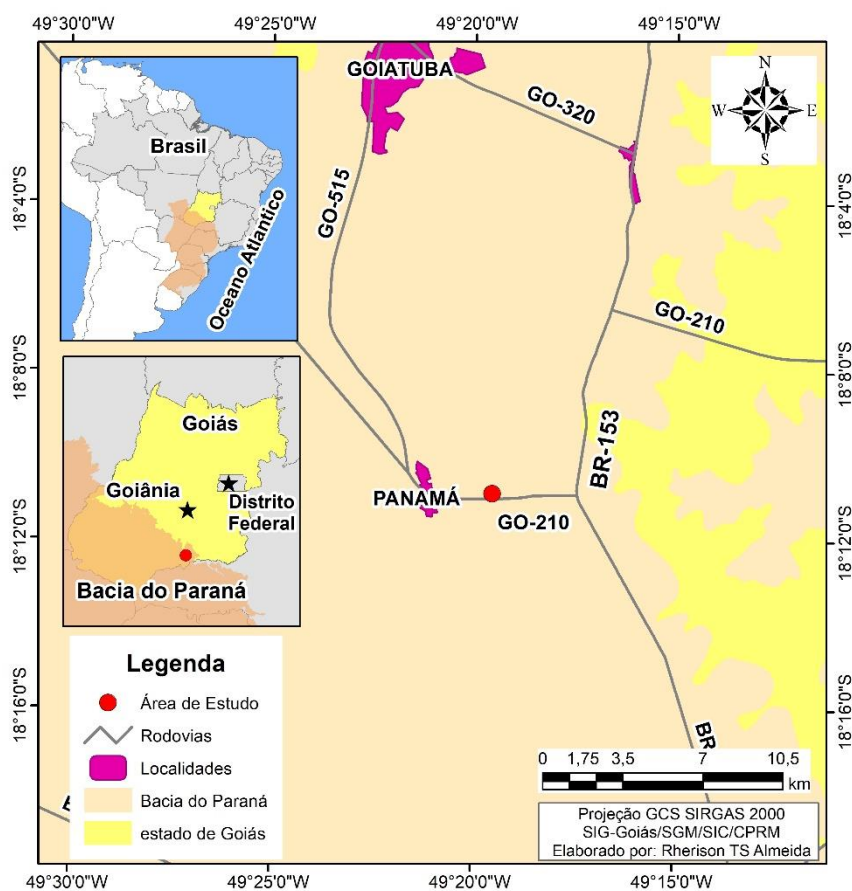


Figura 1.01 - Mapa com a área de ocorrência da Bacia do Paraná e a localização geográfica da área de estudo.

Objetivos

Esta dissertação de mestrado teve como principal objetivo, identificar e caracterizar os tipos de derrames e sua associação entre as rochas sedimentares, reconhecendo as feições de interação macro e microtexturais, mineralógicas e geoquímicas. Objetivou também caracterizar estruturalmente e quimicamente a mineralogia associada ao preenchimento de vesículas e os argilominerais formados nos

basaltos e peperitos, oferecendo dados iniciais para investigação dos processos atuantes na cristalização desses minerais secundários na área de estudo.

Geologia da Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma ampla região sedimentar localizada na porção centro-leste do continente sul-americano, sua forma ovalada tem eixo maior Norte-Sul, e seu contorno é definido por limites erosivos relacionados ao registro histórico da geotectônica meso-cenozoica do continente (Milani *et al.*, 2007).

O registro estratigráfico da Bacia (figura 1.02), constitui um pacote sedimentar-magmático com espessura máxima aproximada de 7000 metros, depositados em ambiente marinho e continental, com idades variando entre os períodos Neo-Ordoviciano (430 Ma) e Neocretáceo (65 Ma) (Milani, 2007). As seis unidades reconhecidas por Milani (1998) na Bacia do Paraná consistem de pacotes rochosos, onde cada pacote apresenta intervalos temporais com dezenas de milhões de anos de duração.

Estes pacotes são denominadas de: Supersequência Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), composta pelas formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria; Supersequência Paraná (Devoniano), composta pelas formações Furnas e Ponta Grossa; Supersequência Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), com as formações Aquidauana, Lagoa Azul, Campo Mourão, Taciba, Rio Bonito, Palermo, Iratí, Serra Alta, Teresina, Rio do Rasto, Pirambóia, e Sanga do Cabral; Supersequência Gondwana II (Meso a Neotriássico), com a formação Santa Maria; Supersequência Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo), composta pelas formações Botucatu e Serra Geral, e Supersequência Bauru composta pelas formações Araçatuba, Santo Anastácio, Rio do Peixe e Marília (Neocretáceo).

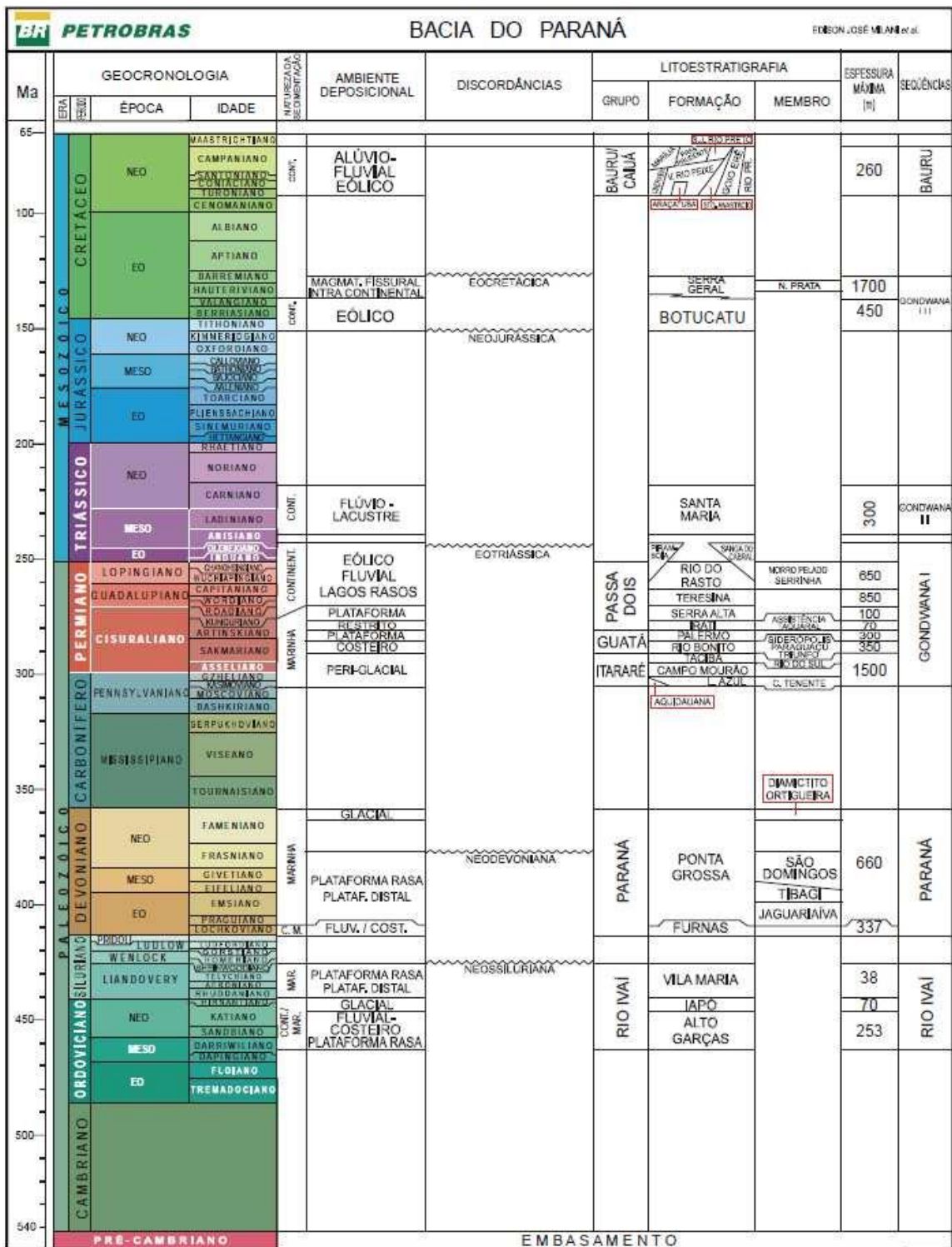


Figura 1.02 - Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná, Milani (2007).

As três primeiras Superseqüências, Rio Ivaí, Paraná e Gondwana I, são representadas por sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivos-regressivos ligados a oscilações do nível do mar na era Paleozóica. As Superseqüências sobrepostas

a essas, Gondwana II, Gondwana III e Bauru correspondem a pacotes sedimentares continentais. Nas duas últimas ocorrem rochas ígneas associadas.

A Supersequência Rio Ivaí documenta o primeiro ciclo transgressivo-regressivo da sedimentação na Bacia do Paraná, com natureza da sedimentação em ambiente marinho, com trecho transgressivo estendendo-se desde a base da Supersequência até o nível da terceira e última unidade representada pelos pelitos da Formação Vila Maria, onde se manifesta o máximo nível de inundação neste ciclo sedimentar (Milani, 1998).

A Supersequência Paraná é composta por sedimentos do período Devoniano e constitui o segundo ciclo transgressivo-regressivo do registro estratigráfico da Bacia do Paraná (Milani, 2007).

A Supersequência Gondwana I compõe o maior volume sedimentar da Bacia do Paraná, com espessura máxima da ordem de 2500 metros. As propriedades sedimentares desta unidade refletem uma variedade de condições deposicionais (Milani, 2007). Documenta um ciclo transgressivo-regressivo completo, que se inicia na base por um pacote marcado por influência glacial, intercalados por sedimentação em ambiente marinho, sendo encerrada por depósitos continentais de dunas eólicas em ambiente árido.

A Supersequência Gondwana II corresponde ao pacote pelítico fossilífero da Formação Santa Maria depositados em ambiente continental, o qual ocorre exclusivamente na porção gaúcha da bacia. O posicionamento estratigráfico e a ocorrência limitada deste pacote ainda estão por ser adequadamente identificada.

A Supersequência Gondwana III é denominada por Milani *et al.* (1994) como “Sequência Jurássica-Eocretácica”, representada pelas unidades sedimentares da Formação Botucatu e as rochas magmáticas da Formação Serra Geral que, juntas, correspondem ao Grupo São Bento (Schneider *et al.* 1974), com extensa distribuição ao longo da Bacia do Paraná. Os sedimentos são representados por fácies eólicas, compostos por arenitos médios a finos de elevada esfericidade e aspecto fosco, róseos, que exibem estratificação cruzada tangencial, de médio a grande porte, apresentando assinatura faciológica característica, a qual possibilita o reconhecimento do “deserto Botucatu” (Milani, 2007). Depósitos sedimentares com origem relacionada a fluxos de água são encontrados na borda norte da bacia, e também na região do Rio Grande do Sul, e são interpretados como episódios torrenciais (Almeida e Melo 1981).

As rochas magmáticas que constituem a Formação Serra Geral, são predominantemente basaltos toleíticos e andesitos basaltos, com ocorrência subordinada de riolitos e riodacitos (Peate *et al.* 1992). Análises químicas dos basaltos da Formação Serra

Geral demonstraram variação composicional levando à classificação desses basaltos em dois grupos: Alto-Ti (>2,5% em peso de TiO₂) e Baixo-Ti (<2,5% em peso de TiO₂). Esta diferença composicional está relacionada com a região de origem (Gibson *et al.* 1995a, Bellieni *et al.* 1984) e o grau de fusão parcial Arndt *et al.* (1993) do manto.

Os basaltos de Baixo-Ti associam-se a regiões mais finas do manto litosférico, o que permitiu, um alto grau de fusão parcial e uma maior contribuição de fontes astenosféricas. Basaltos de baixo-Ti afloram principalmente no sul da Bacia do Paraná, enquanto os basaltos de Alto-Ti, relacionados com baixo grau de fusão parcial e contribuição maior do manto litosférico, afloram preferencialmente na região norte da Bacia (Gibson *et al.* 1995a, Melfi *et al.* 1988). Uma abordagem geoquímica detalhada divide a Formação Serra Geral em regiões com seis tipos magmas: Urubici (Alto-Ti), Pitanga (Alto-Ti), Paranapanema (Alto-Ti), Ribeira (Baixo-Ti), Gramado (Baixo-Ti) e Esmeralda (Baixo-Ti) Peate *et al.* (1992).

A Supersequência Bauru denominada “cobertura pós-basáltica” é caracterizada por material siliciclástico, proveniente da alteração e erosão de rochas paleozoicas e pré-cambrianas expostas na borda da bacia. Este material sobreposto aos basaltos da Formação Serra Geral foi depositado em condições semiáridas a desérticas. Esta Supersequência apresenta espessura máxima de 300m, com ocorrência predominante na porção norte da Bacia, e documenta o encerramento litoestratigráfico da Bacia do Paraná (Milani *et al.* 1988).

Associações vulcânicas e sedimentares no Jurássico-Cretáceo

O extenso magmatismo da Formação Serra Geral (FSG), está vinculado à fragmentação do supercontinente Gondwana (Milani, 2007). Neste evento iniciou-se a evolução do oceano Atlântico Sul, e a interrupção da extensa sedimentação no interior do megacontinente, afetada pela extrusão de grandes volumes de lava em seu substrato, e manifestações subvulcânicas associadas, como diques e soleiras entre as rochas sedimentares (Milani, 2007).

Após a fragmentação do continente e consequente abertura do Atlântico Sul, a sedimentação Botucatu se manteve ativa, até a acomodação das lavas basálticas, em ambiente sedimentar inconsolidado ou pobremente consolidado, gerando feições características das relações de contato entre dois sistemas ativos.

Esta sucessão magmática resultou na gênese da Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE), a qual representa um dos maiores eventos vulcânicos registrados na superfície terrestre, ocupando aproximadamente $1,3 \times 10^6 \text{ km}^2$ na América do Sul (Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai) e África (Namíbia). Cerca de 90% da província está localizada na América do Sul, recobrando uma área de $1,2 \text{ km}^2$, com volume estimado de 800.000 km^3 , e espessura máxima registrada no eixo central da Bacia do Paraná (Brasil) de 1,700 metros (Peate *et al.* 1997).

A sedimentação ativa que corresponde às rochas da Formação Botucatu e o magmatismo da Formação Serra Geral, está posicionado entre duas discordâncias de caráter regional com importante significado na história evolutiva da bacia, resultantes de lacunas consideráveis no registro da estratigrafia da sequência (Milani, 1998).

A discordância basal da Supersequência Gondwana III corresponde a uma ampla superfície de deflação eólica que marca o limite com os ciclos anteriores de sedimentação da Supersequência Gondwana II, a qual se restringe à porção gaúcha da bacia e Gondwana I.

Contexto Geológico Local

A área estudada insere-se no contexto geológico da borda norte da Bacia do Paraná, em particular os derrames de lava da Formação Serra Geral que ocorrem na região sul do estado de Goiás, e suas relações com os sedimentos contemporâneos. Na região foi possível identificar a ocorrência de pelo menos duas variedades de basalto (informalmente referidos neste trabalho como basalto negro e basalto vermelho, que formam derrames maciços, localmente apresentando zonas vesiculares, estruturas internas de resfriamento, brechas e feições de interação entre rochas ígneas e sedimentares).

A figura 1.03 mostra a distribuição da Formação Serra Geral na bacia, e indica a posição da área de estudo. Cartas geológicas da porção sul do estado de Goiás na escala de 1:250.000, das folhas Rio Verde (SE-22-X-C), Morrinhos (SE-22-X-D), Quirinópolis (SE-22-Z-A), Itumbiara (SE-22-Z-B) e Uberlândia - MG (SE-22-Y-A), serviram como suporte para avaliação dos aspectos regionais.

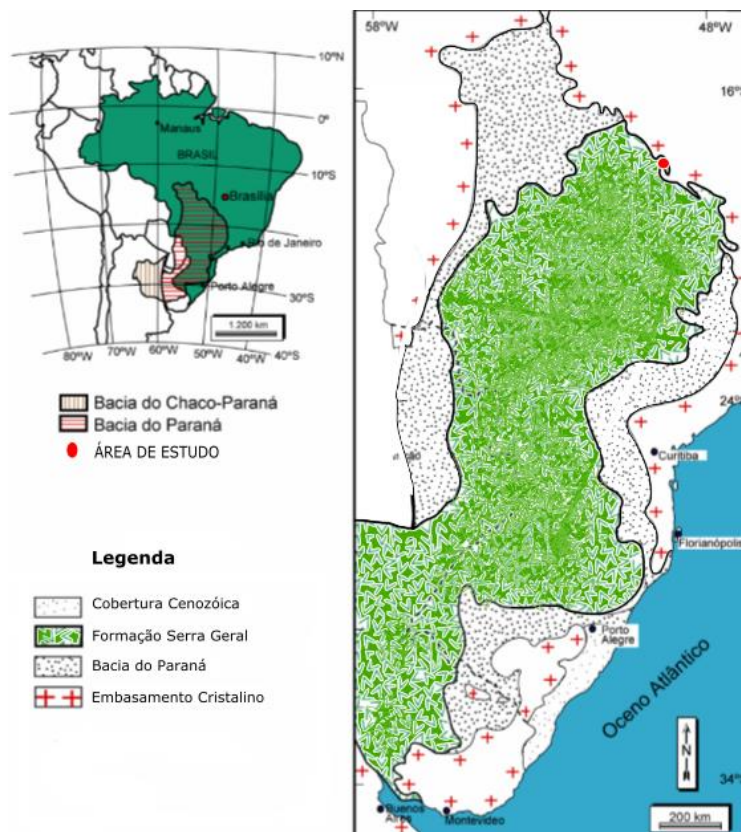


Figura 1.03 - Mapa de ocorrência da Formação Serra Geral em relação à Bacia do Paraná e localização da área de estudo. Adaptado da CPRM, Geologia da Folha SH.22-X-C-V (2008).

Trabalhos preliminares de reconhecimento na região estudada, mostram que há variações faciológicas, geradas por processos mecânicos envolvidos, e uma assembleia mineralógica, ainda não descrita e caracterizada.

Na região são encontradas interações vulcano-sedimentares, interpretadas neste trabalho como peperito, termo discutido e adotado por vários autores. A formação de peperitos pode se desenvolver através de processos puramente mecânicos, sem obrigatoriedade da presença de água (e.g. Junqueira-Brod *et al.* 2005). Porém, peperitos formados em ambientes com presença de água são possíveis da mesma forma, e mais comumente identificados.

As feições de interação vulcano-sedimentares presentes na área de estudo, apresentam características peculiares como: vesículas infladas, lava com aparência escoriácea, estrias de fluxo, vesicularidade com morfologia e preenchimento variada, rochas sedimentares ricas em vesículas e xenólitos.

Os clastos ígneos anexados a matriz sedimentar, são altamente vesiculados, e podem estar ou não preenchidas por sedimentos e minerais de cristalização secundária.

As estrias de fluxo são comumente encontradas na superfície de contato entre o derrame e o sedimento.

O pacote sedimentar intercalado com os derrames, atinge espessura média de 90cm. As rochas deste pacote possuem granulometria argilosa, laminação preservada e estratificação plano paralela. A superfície deste pacote, é marcada pela presença de clastos ígneos de tamanho lapilli deformando a laminação.

Localmente foi identificado um pacote sedimentar, com granulometria arenosa intercalado com os derrames e os sedimentos argilosos. Este pacote é composto predominantemente por grãos de quartzo arredondados com granulometria entre < 60 mesh e > 100 mesh, e fragmentos líticos correspondendo às rochas ígneas.

As rochas ígneas possuem textura hipocristalina, fanerítica. A presença de vesículas é comum, e são encontradas em tamanhos variados desde 0,5mm até 25cm, podendo estar preenchidas ou não.

Ocasionalmente, foi identificada a ocorrência de hialoclastito, sugerindo a deposição de lava em ambiente úmido, o que é consistente com o trabalho desenvolvido por Moraes and Seer (2017) na região do triângulo mineiro, onde foram identificados *pillow lavas*, intercaladas com sedimentos fluvio-lacustres, estruturas sedimentares preservadas, sedimentos com granulometria areia e argila, e hialoclastito no material inter *pillow*.

Neste trabalho foram estudados do ponto de vista textural, mineralógico e geoquímico, os basaltos, sedimentos intercalados e produtos vulcano-sedimentares presentes na região de Goiatuba.

As fácies que compreendem a área de estudo foram distinguidas com base nas seguintes particularidades: geometria dos derrames, morfologia das amígdalas, forma e preenchimento mineralógico, estilo de disjunção, forma e produtos de alteração, feições de superfície, relações de contato, características petrográficas, geoquímicas e mineralógicas. A descrição da sucessão está apresentada em detalhe no capítulo 3, bem como o estudo da mineralogia no capítulo 4.

CAPÍTULO II

Materiais e Métodos

As ferramentas aplicadas para a elaboração desta dissertação obedeceram ao seguinte roteiro de trabalho: aquisição/compilação de dados bibliográficos, levantamentos regionais de campo, descrição das estruturas em afloramentos, amostragem, procedimentos de preparo de amostras, aquisição dos resultados analíticos e interpretação dos dados.

Com base em uma etapa de reconhecimento regional foram selecionadas áreas para a realização de trabalhos de detalhe, seguindo critérios morfológicos e estruturais tais como espessuras dos derrames, geometria, zonealidade interna constituída por vesículas e amígdalas, disjunções colunares e preenchimento mineralógico.

As amostras foram selecionadas a partir de critérios texturais e mineralógicos, para investigação através das técnicas analíticas descritas abaixo.

A descrição detalhada de indicadores texturais e composicionais em amostras de mão e lâminas petrográficas embasaram as etapas posteriores na aplicação de estudos em detalhe utilizando como ferramentas analíticas: microscopia ótica de luz transmitida, microsonda eletrônica, fluorescência de raios X e difração de raios X.

Trabalhos de Campo

Para execução deste trabalho foram realizadas 9 etapas de campo, somando um total de 18 dias, com proposta fundamental de obter boa representação de amostras e melhor reconhecimento da área estudada. As cartas topográficas 1:250.000 Rio Verde (SE-22-X-C), Morrinhos (SE-22-X-D), Quirinópolis (SE-22-Z-A), Itumbiara (SE-22-Z-B) e Uberlândia (SE-22-Y-A) foram utilizadas para orientação e referência.

As primeiras etapas de campo consistiram na definição e reconhecimento da área de estudo, que está localizada entre os municípios de Goiatuba e Panamá no estado de Goiás. Este primeiro trabalho buscou o reconhecimento e descrição da arquitetura faciológica, identificadas em afloramentos seguindo o método proposto por Jerram (2002).

As etapas seguintes foram direcionadas à descrição dos afloramentos, observação de texturas, levantamento de dados estruturais essenciais à interpretação dos processos e ambientes de formação e coleta de amostras.

Preparação de Amostras

Após a coleta das amostras, iniciou-se o catálogo das mesmas com a descrição realizada em amostras de mão. A preparação das amostras foi realizada nos laboratórios do Centro Regional para o Desenvolvimento Tecnológico e Inovação (CRTI), na Universidade Federal de Goiás.

As amostras foram fotografadas e em seguida foram realizados cortes em serra diamantada automática, de marca Teclago modelo CBR200, para separação de alíquotas destinadas à confecção de lâminas delgadas, análises químicas e determinação da mineralogia por difração de raios X em rocha total e em fração argila.

As alíquotas selecionadas para análises químicas por FRX e mineralógica por DRX, foram fragmentadas em britador de mandíbula 120x200 da marca HEDEL, para a diminuição da granulometria aproximada de dois centímetros e redução adicional manual, quando necessário, com martelo.

A separação das alíquotas com massa superior a um (1) quilo, foram realizadas em quarteador automático com vazão constante para que o material fosse separado igualmente. O processo foi realizado em quarteador do tipo carrocél da marca Brastorno, com velocidade na correia de vinte e cinco (25) rotações por minuto e velocidade no carrossel de quatorze (14) rotações por minuto.

As amostras com peso menor que um quilo foram quarteadas manualmente, mediante a formação de uma pilha homogênea e separação das alíquotas utilizando uma espátula espátula.

A cominuição das amostras foi realizada em moinho planetário de bolas da marca *Fritsh*, com painéis e bolas de ágata e capacidade de até 250 gramas, até a obtenção do pó com granulometria <50 mesh.

Após o processo de moagem, as alíquotas obtidas para análises geoquímicas por FRX, foram levadas para calcinação, ou “perda ao fogo”, que consiste em determinar o conteúdo total de voláteis nas amostras. As amostras foram pesadas em cadinhos de porcelana sendo C_{+1} a massa do cadinho mais amostra. Em seguida, levadas ao forno do tipo mufla a 1000 °C por duas (4) horas. Após a calcinação, a temperatura foi reduzida em rampa, e estabilizada a 105 °C. As amostras foram então retiradas da mufla e levadas a um dissecador, para aguardar a temperatura de equilíbrio com o ambiente. Após a

estabilização da temperatura da amostra calcinada com a temperatura ambiente, foi realizado uma nova pesagem, sendo C_{+2} , o que corresponde a massa de cadinho mais amostra após calcinação. A diferença entre as massas antes e depois do processo de calcinação resulta no valor dos voláteis disponíveis na amostra, e é calculada pela fórmula abaixo.

$$LOI(\%) = \frac{(C + S)1 - (C + S)2}{(C + S)1 - C} \times 100$$

As amostras calcinadas foram submetidas ao processo de fusão em cadinho de platina utilizando tetraborato de lítio ($Li_2B_4O_7$) como fundente na proporção de uma (1)g de amostra para nove (9)g de fundente, para confecção de discos de vidro com diâmetro de 40 mm. Para a desmoldagem da fusão, foram adicionadas à mistura homogênea de amostra e fundente, três gotas de solução de brometo de lítio (LiBr) na proporção de 250 μ l para 1 litro de água destilada, antes de levar a mistura à fusão. O processo de fusão foi realizado em um equipamento *Vulcan* da marca Fluxana, com pontas queimadoras atuando em três estágios de aquecimento: 650 °C, 950 °C, 1059 °C, com agitação periódica para homogeneização da mistura. A fusão foi vertida em molde de platina e resfriada, resultando em um disco do material solidificado. Todos os discos obtidos no processo de fusão foram identificados com o código interno do laboratório acompanhados da nomenclatura original de cada amostra.

Para a determinação da mineralogia e quantificação de fases cristalinas em rocha total por DRX, uma alíquota de cada amostra foi separada no processo de quartejamento, e em seguida depositada em porta amostras do tipo *backload*, minimizando a orientação preferencial dos cristalitos.

Para a determinação dos minerais de cristalização secundária, incluindo minerais de preenchimento em amígdulas e minerais de argila o procedimento foi distinto, conforme descrito a seguir.

Para determinação da mineralogia de amígdulas, os cristais foram separados manualmente, utilizando como ferramenta pinças de aço ou micro retífica, e em seguida o material obtido foi depositado sob um filme fino de graxa de vácuo, utilizando como substrato porta amostras de silício *zerobackground*, devido ao menor volume de material obtido no processo de separação.

Alíquotas destinadas à determinação da mineralogia de argilas foram submetidas ao processo de separação mecânica por centrifugação em meio aquoso, para a separação de partículas com granulometria de interesse $< 2\mu\text{m}$.

A separação foi realizada seguindo a proporção de aproximadamente 7,5 gramas de amostras, adicionados a 150 ml de água destilada, homogeneizada manualmente e depositada em três (3) tubos de ensaio, cada um com capacidade de 50 ml.

O processo de separação por centrifugação foi realizado em centrífuga de marca kindly com capacidade para oito (8) tubos de ensaio. A etapa inicial de centrifugação consiste na separação das frações grossas ($> 2\mu\text{m}$) da fração fina ($< 2\mu\text{m}$), com amplitude de 750 rotações por minuto durante 7 minutos. O sobrenadante resultado desta separação, é em seguida depositado em novos tubos de ensaio e realizado novo processo de centrifugação, com amplitude de 3000 rotações por minuto durante 30 minutos, o resultado deste segundo processo, corresponde à fração com granulometria de interesse $< 2\mu\text{m}$. O fluxograma abaixo demonstra a rotina de trabalho para identificação de minerais de argila (figura 2.01).

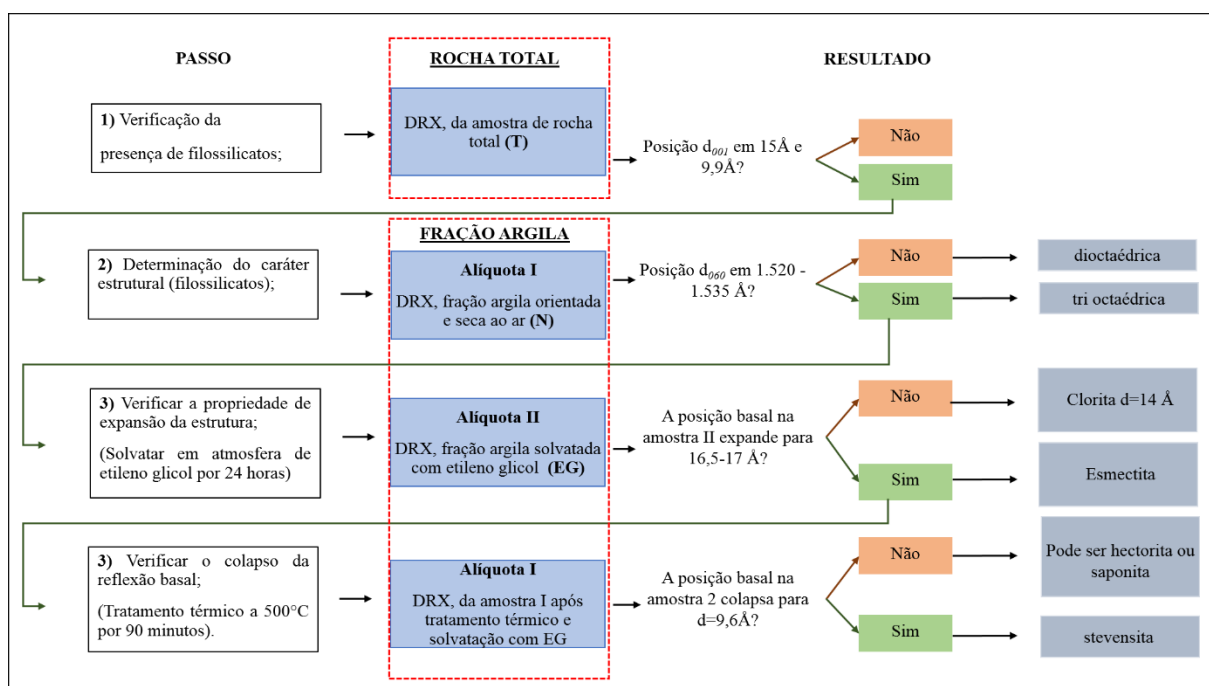


Figura 2.01 - Fluxograma detalhado para identificação das espécies minerais do grupo dos filossilicatos.

A fração argila obtida no processo de separação foi depositado em lâmina de vidro, e com auxílio de outra lâmina o material foi orientado, com o intuito de privilegiar a

reflexão d_{001} dos argilominerais, para melhor resolução. Duas alíquotas deste material foram montadas com destinos diferentes, conforme demonstrado em fluxograma.

1. Alíquota I: Após a secagem ao ar em sala com temperatura entre 20 °C e 22 °C, realizou-se a medida de DRX, denominada normal (**N**).
2. Alíquota II: Após a solvatação em atmosfera de etileno glicol por vinte horas, realizou-se a medida de DRX, denominada glicolada (**EG**).
3. Alíquota I: após a realização da medida de DRX da amostra seca ao ar, realizou-se tratamento térmico a 500 °C por 90 minutos, denominada aquecida (**A**).

Petrografia

Foram confeccionadas 31 lâminas delgadas polidas no Laboratório de Laminação da Universidade de Brasília, para análise em microscópio petrográfico de luz transmitida e refletida Olympus BX41. As observações ao microscópio petrográfico foram realizadas no laboratório de Microscopia Óptica da Divisão de Imagens e Análise Pontual (DIAP) do CRTI. A análise petrográfica foi realizada para classificar as variedades litológicas, definir características de cada unidade descrita em afloramento, e identificar aspectos texturais relevantes.

Fluorescência de Raios X (FRX)

As análises por fluorescência de raios X (FRX) foram realizadas no laboratório da Divisão de Análise Química e Estrutural (DAQE) do CRTI, e foram utilizadas para determinar a composição química dos óxidos maiores em rocha total. Foram analisadas amostras de basalto maciço, e amostras de interação lava-sedimento (peperitos).

Após calcinação a 1000 °C por 2 horas, as amostras foram fundidas em cadinho de platina utilizando tetraborato de lítio ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) como fundente na proporção de uma (1) g de amostra para nove (9) g de fundente, a 1450 °C. As concentrações dos elementos maiores foram determinadas em um espectrômetro de fluorescência de raios X (FRX) Bruker *S8 Tiger*, operando em WDS e equipado com tubo de Rh. Foi utilizado pacotes de calibração *GeoQuant M*[®] compostos por padrões de rocha, e *GeoQuant T*[®] da Bruker.

Difração de Raios X (DRX)

As análises por difração de raios X (DRX) foram realizadas no laboratório da Divisão de Análise Química e Estrutural (DAQE) do CRTI, e foram utilizadas para determinar a composição mineral bem como a sua proporção modal em rocha total e identificação da mineralogia de cristalização secundária.

As amostras foram analisadas em um equipamento Bruker, Modelo *D8 Discover*, utilizando-se radiação monocromática de um tubo com ânodo de cobre acoplado a monocromador *Johansson* para $K\alpha_1$ operando em 40kV e 40mA, geometria Bragg-Brentano, configuração θ - 2θ , detector unidimensional *Lynxeye*[®], intervalo de 2θ de 3° a 80°, com passo de 0,01°.

A identificação da mineralogia, foi realizada no software DIFFRAC.EVA[®] 2.1 2011 Bruker, com base de dados do ICDD (*Institute Centre of Diffraction Data*), PDF-2 Release (*Powder Diffraction Data-2*). A proporção modal em rocha total foi obtida pelo método de Rietveld, realizada no software DIFFRAC.TOPAS[®] 4.2 Bruker, tendo como parâmetro de qualidade o ajuste do índice GOF (*goodness off fit*).

Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

As observações ao microscópio eletrônico de varredura foram realizadas no laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura da DIAP/CRTI. As análises composicionais foram realizadas pela técnica de espectroscopia de energia dispersiva (EDS), com um detector de raios X Oxford Instruments X-MaxN, acoplado a um microscópio eletrônico de varredura (MEV) JEOL modelo JSM-IT300, operando em baixo vácuo.

As imagens em lâminas petrográficas foram adquiridas pelo modo de detecção de elétrons retro espalhados (BSE). Para os materiais, separados manualmente nas etapas de campo e laboratório as imagens foram adquiridas pelo modo de elétrons secundários (SEM).

As imagens eletrônicas fornecem informações texturais de detalhe sobre os minerais que preenchem as cavidades nos basaltos e peperitos e auxiliam na definição da composição química dos filossilicatos. Os resultados composicionais obtidos por energia dispersiva (EDS) apresentam dados semiquantitativos e fornecem uma visão geral da composição das áreas analisadas.

Os mapas elementares composicionais realizados em lâminas delgadas e polidas e análise pontual, foram adquiridos sob as seguintes condições: tensão de aceleração:

15kV, pressão do modo baixo vácuo 40Pa, tempo de aquisição de mapa elementar 30 minutos, tempo de aquisição de análises pontual 10seg/ponto. Os resultados composicionais foram analisados e interpretados utilizando o software AZtecEnergy.

Espectroscopia de Infravermelho (FTIR)

Os espectros vibracionais na região do infravermelho foram realizados na DAQE/CRTI. Os espectros foram obtidos pela técnica de transmissão em pastilha de KBr, em um espectrômetro de absorção no infravermelho Bruker *Vertex 70*, na faixa espectral de 400-4000 cm^{-1} . Os espectros são os resultados da média de 64 medidas. Para a confecção das pastilhas utilizou-se 200 mg de KBr para 0,5 mg de amostra.

Microsonda Eletrônica (MS)

As análises em microsonda eletrônica foram realizadas na DIAP/CRTI. As análises foram adquiridas em lâminas delgadas polidas, recobertas com material condutor (carbono) em uma evaporadora JEOL. A espectrometria por dispersão de comprimento de onda (WDS) foi realizada em uma microsonda eletrônica JEOL JXA-8230, com cinco detectores WDS com os cristais LDE1, LDE2, TAP, PET/L-H e LIF-L/H. Também foi utilizado para controle um detector EDS JEOL acoplado à microsonda. O equipamento possui também um sistema de imagens eletrônicas composta por elétrons secundários (SE), elétrons retroespalhados (BSE), imageamento por raios X (XR) e catodoluminescência (CL). As análises foram executadas sob uma condição de corrente de 15 kV e 20 nA com diâmetro de feixe de 5 μm para feldspato e minerais máficos. O tempo de análise variou entre 10-30 segundos por elemento de acordo com a abundância esperada no mineral.

CAPÍTULO III

EVIDÊNCIAS TEXTURAIS E MINERALÓGICAS DE INTERAÇÃO VULCANO-SEDIMENTAR NA BORDA NORTE DA BACIA DO PARANÁ, REGIÃO DE GOIATUBA-GOIÁS.

Flávia Gomes de Souza*^{1,2}, Tereza Cristina Junqueira-Brod³, José Affonso Brod^{1,3}, Ivan Mendes Caixeta de Pamplona Araújo¹, Jesiel Freitas Carvalho^{1,3}, Sara Vieira Cardoso³, Hannah Larissa Siqueira Matos Pimentel¹.

¹ Centro Regional para o Desenvolvimento Tecnológico e Inovação-CRTI.

² Universidade de Brasília

³ Universidade Federal de Goiás

RESUMO

Próximo ao município de Goiatuba, em uma pedreira de britas, do Grupo Goyaz Britas, foram identificadas três associações de fácies: (a) basaltos, (b) arenitos e (c) feições de interação vulcano-sedimentar, formando texturas peperíticas. A partir de descrições de campo, estudo das relações de contato, acompanhado de estudos de mineralogia, geoquímica e microtexturas, possibilitam o reconhecimento das fácies.

Nos domínios peperíticos, a morfologia dos clastos ígneos e as vesículas preenchidas por areia, indicam estado plástico da lava e o caráter inconsolidado dos sedimentos. Dois derrames individuais são identificados como responsáveis pela geração de peperitos, um na base e outro no topo da sucessão. As estrias identificadas por intercalações sedimentares e materiais ígneos são consequência da interação da lava sobre o sedimento inconsolidado ou pobremente consolidado. A morfologia dos clastos e as vesículas preenchidas por areia, indicam estado plástico da lava e confirmam o estado inconsolidado dos sedimentos.

Dois derrames individuais são identificados como responsáveis pela geração de peperitos, um na base e outro no topo da sequência. Os derrames são de composição toleítica, composicionalmente consistentes com os basaltos de alto-Ti descritos na Bacia do Paraná. Contêm microfenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio, titanomagnetita e ilmenita, imersos em uma matriz microcristalina a vítrea.

Palavras-chave: *Bacia do Paraná, Formação Serra Geral, peperito.*

INTRODUÇÃO

Ambientes onde ocorrem misturas mecânicas de magma com sedimentos têm sido frequentemente reconhecidos, e o produto dessa interação designados como peperito (White *et al.*, 2000, Skilling *et al.*, 2002). O termo peperito é discutido por vários autores, que o empregaram com diferentes sentidos. O termo foi utilizado pela primeira vez por Scrope (1858), para descrever rochas clásticas na região de Limagne d’Auvergne, na França, posteriormente interpretadas por Michael-Levy (1890) como rochas originadas pela efusão de magma basáltico sobre lamas úmidas. Cas *et al.* (1998) sugerem que o termo deve ser empregado apenas com sentido descritivo, tendo em vista o precedente histórico e a dificuldade no entendimento da gênese dos depósitos de peperito.

A definição de peperito de White *et al.* (2000) é a mais comumente adotada (e.g. Jerram, 2000, Waichel *et al.*, 2007 e Petry *et al.*, 2007), segundo a qual peperito é: *termo genético aplicado a rocha formada essencialmente in situ pela desintegração do magma intrudido e misturado com sedimentos tipicamente úmidos, inconsolidados ou pobremente consolidados. Este termo também se refere a misturas similares geradas por processos atuantes no contato entre lavas e depósitos de fluxos piroclásticos quentes sobre tais sedimentos.*

As interações entre magma e sedimentos apresentam propriedades específicas para a formação das texturas peperíticas. Essas propriedades foram descritas por Busby-Spera e White (1987), que distinguem duas classes texturais: (1) peperitos fluidos, que consistem em corpos globulares, caracterizados por margens irregulares dos clastos ígneos circundados por sedimentos com granulometria milimétrica a decimétrica, refletindo a interação fluida entre magma e sedimento, e (2) blocos de peperitos, formados por corpos angulares de clastos ígneos em uma matriz sedimentar, tipicamente em escala centimétrica a decimétrica, resultando na interação impulsionada pela fragmentação explosiva do magma.

No Brasil, estudos realizados por Scherer (2000); Waichel (2006); Waichel *et al.* (2007); Petry *et al.* (2007); Machado *et al.* (2015); Hartmann *et al.* (2012) Luchetti *et al.* (2014) e Holz *et al.* (2008) na porção sul e central da Formação Serra Geral, observaram a ocorrência de texturas peperíticas, formadas pela intercalação de sedimentos contemporâneos às lavas da Formação Serra Geral.

Na borda norte da Formação Serra Geral, localizada no sul do Estado de Goiás, interações entre magma e sedimentos não foram descritas até o momento. O objetivo

principal deste trabalho é caracterizar os produtos de interação que ocorrem na pedreira Goyas Britas, a 190 km de Goiânia, na região de Goiatuba-GO. Este trabalho combina dados de campo como texturas e, relações de contato entre as rochas vulcânicas e sedimentares, estruturas internas nos derrames, associação de fácies e seus padrões de empilhamento, com dados analíticos, microtexturas, como características petrográficas, imagens eletrônicas, química mineral e geoquímica de rocha total, visando o entendimento da arquitetura de fácies e a compreensão dos processos vulcânicos.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A sucessão continental denominada Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE), representa um dos maiores eventos vulcânicos registrados na superfície terrestre. Seus produtos ocupam aproximadamente $1,2 \times 10^6$ km² na América do Sul (Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai) e África (Namíbia), com volume total estimado de $1,0 \times 10^6$ km³ (Renne *et al.*, 1992; Turner *et al.*, 1994; Milner *et al.*, 1995). Cerca de 90% da província está localizada na América do Sul, com volume estimado de 800.000 km³ e com espessura máxima registrada no eixo central (Brasil) de aproximadamente 1,700 metros (Melfi *et al.*, 1988).

Na América do Sul estes derrames foram denominados de Província Basáltica Continental do Paraná (PBCP) por Melfi *et al.* (1988). Correspondem estratigraficamente à sequência Formação Serra Geral (FSG), que pertence à Supersequência Gondwana III na Bacia Sedimentar do Paraná e abrange aproximadamente 75 % da mesma (Frank, 2009; Nardy *et al.*, 2002). É uma sucessão de rochas vulcânicas, cerca de 90 % são basaltos com afinidade toleítica, e o restante de natureza félsica, andesitos e riolitos (Piccirilo *et al.*, 1988).

As variações na composição química dos basaltos no sistema Paraná-Etendeka levaram à classificação desses basaltos em dois grupos: Alto-Ti (> 2,5 % em peso de TiO₂) e Baixo-Ti (< 2,5 % em peso de TiO₂) (Bellieni *et al.*, 1984; Mantovani *et al.*, 1985). Esta diferença composicional está relacionada com a região de origem (Melfi *et al.*, 1988, Gibson *et al.*, 1995), e o grau de fusão parcial do manto (Arndt *et al.*, 1993).

Os basaltos de Baixo-Ti associam-se a regiões onde a menor espessura da litosfera permitiu um alto grau de fusão parcial e uma maior contribuição de fontes astenosféricas. Basaltos deste tipo afloram principalmente no sul da Bacia do Paraná, enquanto os basaltos do tipo Alto-Ti, relacionados com baixo grau de fusão parcial e contribuição

maior do manto litosférico, afloram preferencialmente na região norte da Bacia (Melfi *et al.*, 1988; Gibson *et al.*, 1995).

Peate *et al.* (1992) e Peate (1997) dividiram os magmas basálticos da província em seis tipos, de acordo com a abundância de elementos maiores e traços. No norte da bacia predominam magmas denominados de Pitanga, Paranapanema e Ribeira com $Ti/Y > 300$, e no sul da bacia magmas denominados de Gramado, Esmeralda e Urubici com $Ti/Y < 300$.

CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

A região sul de Goiás é dominada por basaltos da Formação Serra Geral, que afloram entre as cotas de 830 e 530 m. Entre as rochas vulcânicas, estão intercaladas rochas sedimentares (Souza *et al.* 2015), compostas por arcabouço de areia e matriz siltico-argilosa de coloração clara, podendo apresentar estratificação plano-paralela e estratificação cruzada pouco desenvolvida.

Na área de estudo, próxima à cidade de Goiatuba-GO (Figura 3.01), foi possível identificar três fácies principais: basaltos, rochas clásticas e produtos de interação entre rochas vulcânicas e sedimentares. Até o momento não haviam sido descritas unidades sedimentares e interações entre lava e sedimento na borda norte, previamente descritas na porção central (Waichel *et al.*, 2007), sul (Scherer, 2000; Petry *et al.*, 2007), e nordeste (Moraes and Seer, 2017) da bacia.

As fácies principais podem ser subdivididas em cinco litofácies, representadas por (a) basaltos negros, (b) basaltos vermelhos, (c) arenitos quartzosos, (d) siltitos micáceos laminados e (e) peperito.

MATERIAIS E MÉTODOS

As principais ferramentas aplicadas para a execução deste trabalho foram: (i) levantamentos de campo seguindo critérios para identificação da arquitetura faciológica apresentados na tabela 3.01, e (ii) obtenção de dados analíticos para identificação e quantificação modal das fases minerais presentes, determinação da composição química de rocha total, e determinação da composição química de minerais. Lâminas delgadas-polidas foram confeccionadas no laboratório de laminação da Universidade de Brasília. As análises de petrografia, difração de raios X, fluorescência de raios X, microscopia eletrônica de varredura e microsonda eletrônica, foram realizadas nos laboratórios das

Divisões de Análise Química e Estrutural (DAQE) e de Imagens e Análise Pontual (DIAP) do Centro Regional para o Desenvolvimento Tecnológico e Inovação (CRTI), na Universidade Federal de Goiás.

Tabela 3.01- Feições diagnósticas da arquitetura faciológica de acordo com Jerram (2002).

Feição	Diagnóstico	Interpretação
Superfície brechada	Aglomerado ou brecha vulcânica, fragmentos angulosos e estriados, seixos arredondados	Horizonte sedimentar entre derrames, material terroso
Superfície em corda	Estrutura ondulada com aspectos em cordas	Derrame de lava <i>pahoehoe</i>
Juntas	Padrão regular de disjunção	Padrão de juntas dependente fortemente do processo de resfriamento
Material tufáceo	Material vulcanoclástico, matriz bem selecionada, finamente laminada	Produto vulcânico explosivo, clastos podem estar estirados ao longo da laminação da matriz
Textura cristalina	Matriz com cristais de 1-5 mm	Resfriamento lento, núcleo de derrame ou intrusão
Material terroso	Matriz argilosa ou limonítica, cinza ou avermelhada, comumente com estrias de deslizamento e fragmentos de rocha	Horizonte sedimentar
Estrutura de injeção	Línguas de lava, alteração, venulação	Invasão de lava em sedimento
Estrutura maciça	Rocha fraturada, baixa densidade de vesículas	Núcleo desgaseificado de derrame ou lóbulo de lava

Petrografia

As observações petrográficas e documentação fotomicrográfica foram realizadas em microscópio petrográfico convencional de luz transmitida e refletida e utilizadas para orientar as fases analíticas seguintes.

Difração de Raios X

As análises por difração de raios X (DRX) em rocha total foram realizadas em amostras pulverizadas e montadas em porta amostras do tipo *backload*, para minimizar o efeito de orientação preferencial. Os difratogramas foram obtidos em difratômetro Bruker modelo *D8 Discover*, com radiação monocromática de um tubo com ânodo de cobre acoplado a monocromador *Johansson* para $K\alpha_1$ operando em 40kV e 40mA, geometria Bragg-Brentano, configuração θ - 2θ , detector unidimensional *Lynxeye*[®], intervalo de 2θ de 5° a 80°, com passo de 0,01°.

A identificação da mineralogia foi realizada com *software* DIFFRAC.EVA[®] 2.1 2011 Bruker, e base de dados do ICDD (*Institute Centre of Diffraction Data*), PDF – 2 Release (*Powder Diffraction Data – 2*). A proporção modal em rocha total foi realizada por refinamento dos difratogramas pelo método de Rietveld, utilizando o *software* DIFFRAC^{plus}.TOPAS[®] 4.2, tendo como parâmetro de qualidade de ajuste *GOF* (*goodness off fit*).

Fluorescência de Raios X

As concentrações dos óxidos maiores em rocha total foram obtidas por fluorescência de raios X (FRX), em discos fundidos. Após calcinação a 1000°C por 2 horas, as amostras foram fundidas com tetraborato de lítio ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) na proporção de 1g de amostra para 9g de fundente, a 1450°C. As concentrações dos elementos maiores foram determinadas em um espectrômetro WDS *Bruker S8 Tiger*, equipado com tubo de Rh.

Microscopia Eletrônica de Varredura

As observações ao microscópio eletrônico de varredura foram realizadas sobre lâminas polidas. As imagens eletrônicas obtidas pelo método de detecção de elétrons retroespalhados. Os mapas composicionais e análises pontuais obtidos, fornecem informações texturais e composicionais de detalhe sobre os minerais primários e secundários dos basaltos e peperitos, incluindo os materiais de preenchimento de vesículas e auxiliam na definição da composição química dos filossilicatos.

As análises foram obtidas em microscópio eletrônico de varredura (MEV) JEOL modelo JSM-IT300, acoplado a um detector de raios X por dispersão em energia (EDS) Oxford Instruments X-MaxN, 80 mm² operando no modo baixo vácuo (40Pa), a uma tensão de aceleração de 15Kv. As análises composicionais foram obtidas no modo *Point & ID* no *software* AztecEnergy[®].

Microsonda Eletrônica

As análises em microsonda eletrônica foram obtidas em lâminas delgadas polidas recobertas com material condutor (carbono) em uma evaporadora JEOL. A espectrometria por dispersão de comprimento de onda (WDS) foi realizada em uma microsonda eletrônica JEOL JXA-8230, com cinco detectores WDS com os cristais LDE1, LDE2, TAP, PET/L-H e LIF-L/H. Também foi utilizado para controle um detector EDS JEOL acoplado à microsonda. As análises foram monitoradas por imagens de elétrons secundários (SE), elétrons retroespalhados (BSE), raios X (XR) e catodoluminescência (CL). As análises foram executadas sob uma condição de corrente de 15 kV e 20 mA com diâmetro de feixe de 5 µm para feldspatos e minerais máficos. O tempo de análise variou entre 10-30 segundos por elemento de acordo com a abundância esperada no mineral.

RESULTADOS

Este trabalho detalha a sucessão de rochas da pedreira Goyaz Britas (figura 3.01). A frente de lavra tem em média 27 metros de altura e na época dos trabalhos de campo tinha cerca de 630m de comprimento. As estruturas vulcânicas e os produtos de interação magma-sedimento observadas na pedreira puderam ser confirmadas a partir de levantamentos de campo regionais.

Os termos descritivos empregados neste trabalho estão de acordo com as sugestões de Waichel *et al.* (2006) em estudos vulcanológicos realizados no estado do Paraná. Na sucessão estudada ocorrem derrames lobados, derrames tabulares, disjunções verticais, horizontes vesiculares, hialoclastitos e peperitos. As sucessões de fácies identificadas são descritas em detalhe, e estão agrupadas em: *sequência basal*, *sequência intermediária* e *sequência superior*.

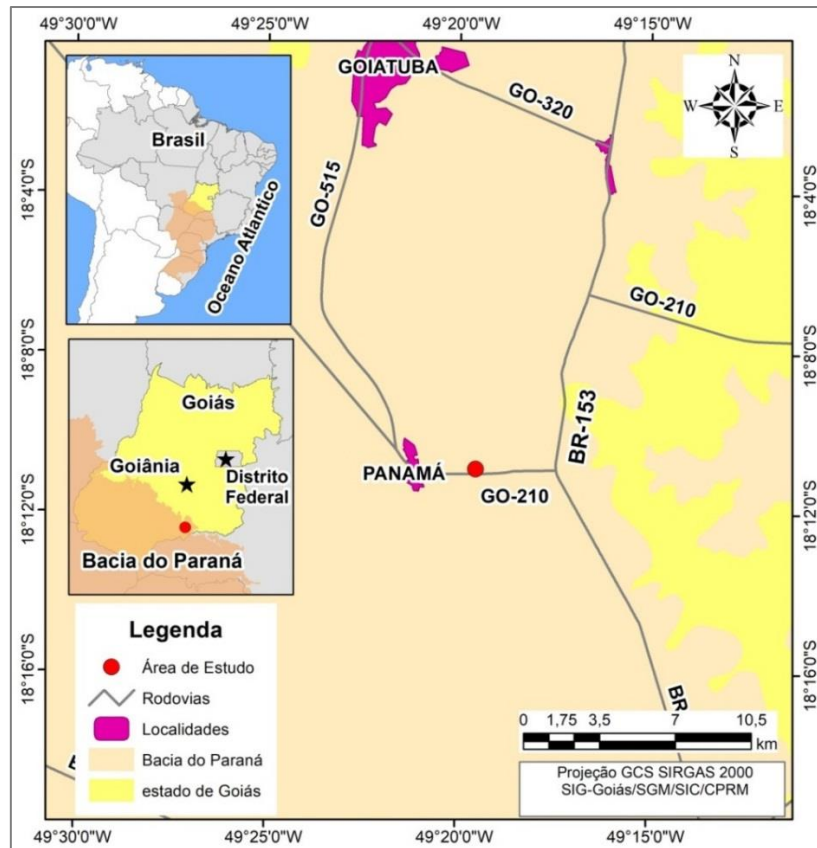


Figura 3.01 - Mapa de localização da área de estudo, a sul da cidade de Goiatuba Panamá-GO.

Associação de Fácies

As litofácies existentes na área estudada podem ser agrupadas em três associações, compostas por basaltos, sequência siliciclástica ou vulcanoclástica e interação lava-sedimento. As fácies principais podem ser subdivididas em cinco litofácies distintas: (a) basaltos negros, (b) basaltos avermelhados, (c) arenitos quartzosos, (d) siltitos micáceos laminados e (e) peperito.

Basalto

Esta litofácies compreende o vulcanismo fissural ocorrido no Mesozoico e designado como Formação Serra Geral (Milani *et al.* 2007). Localmente, os derrames atingem espessuras métricas (Figura 3.02a), com estrutura maciça e presença de vesículas. A ocorrência, forma, tamanho e preenchimento das vesículas variam ao longo da sucessão. Nos basaltos, quando presentes, as vesículas variam em abundância de 1% e 30%, têm tamanho de submilimétrico a 25 cm e estão concentradas em direção ao topo dos derrames.

Outras estruturas identificadas em campo incluem derrames lobados (Figura 3.02b), derrames tabulares, tubos de lava e hialoclastito. A sucessão basáltica corresponde a um espesso empilhamento de derrames depositados continuamente, intercalados por duas ocorrências de rochas peperíticas.

As características estruturais e texturais apontam a individualização de dois grupos de rochas basálticas compondo a sequência, um de coloração avermelhada (denominado informalmente de basalto vermelho), de ocorrência restrita, próximo à base da sucessão, e outro, predominante de cor escuro (denominado informalmente de basalto negro). Esta divisão é consistente com as variações químicas e mineralógicas observadas (ver adiante).

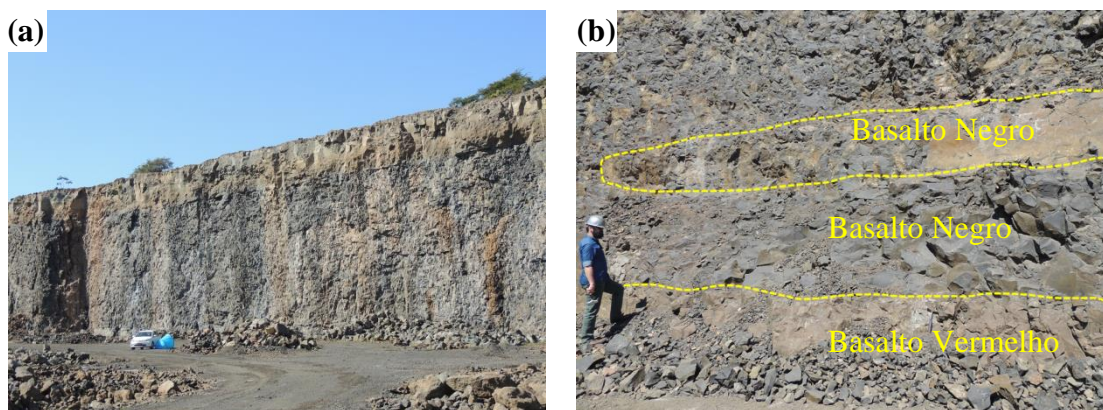


Figura 3.02 - (a) Aspecto geral do empilhamento das rochas na área de estudo. **(b)** Feições identificadas em campo, em que a primeira marcação (de baixo para cima), corresponde ao topo do basalto vermelho e a segunda marcação ao lobo de lava.

Os basaltos negros ocupam a maior parte da sequência, e perfazem a totalidade dos litotipos ígneos das sequências intermediária (unidade 2, 3 e 4) e superior (unidade 3). No topo da sequência superior (unidade 3) a ocorrência restrita de hialoclastito é identificada pela aparência vítrea de lava altamente fragmentada e vesiculada, com forte alteração para argilas. Essa feição sugere fluxo da lava em ambiente subaquoso. Este material está depositado sobre o segundo domínio de rochas peperíticas, e pode ser interpretado como indicador da presença de lagos em ambiente restrito. (Figura 3.03a, b).

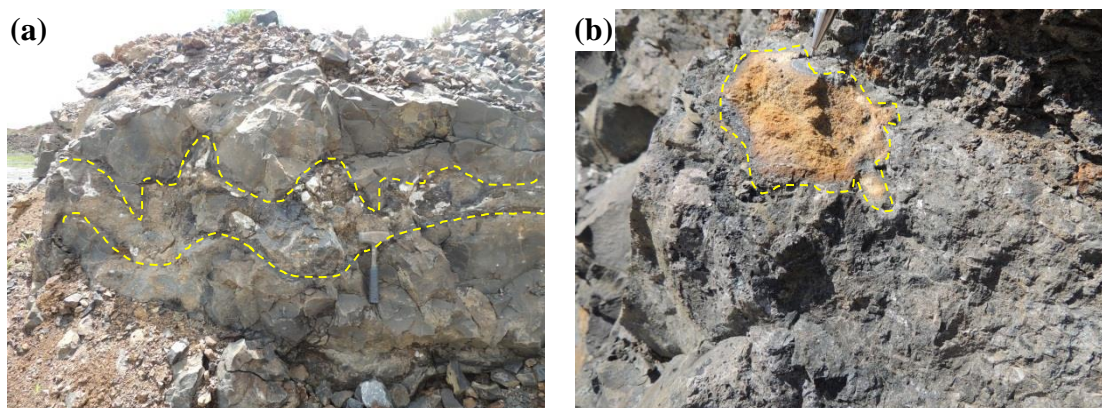


Figura 3.03 - (a) Tufo vítreo identificado na sequência superior unidade 3, interpretado como hialoclastito. **(b)** Substituição do material vítreo por material argiloso marrom avermelhado.

Rochas siliciclásticas ou vulcanoclástica

Rochas siliciclásticas intercaladas aos derrames da Formação Serra Geral têm sido comumente interpretadas como representativas da persistência local das condições de deposição da Formação Botucatu, a primeira unidade depositada na Supersequência Gondwana III descrita por Milani, *et al.* (1998), estratigraficamente sotoposta à Formação Serra Geral. As rochas da Formação Botucatu foram interpretadas por Scherer (2000), como representativas de um sistema eólico indicado pela acumulação de dunas em condições semiáridas a desérticas, ocorrendo em um pequeno intervalo de tempo sem mudanças climáticas significativas. Análises estratigráficas mostram a intercalação de dunas com as rochas da Formação Serra Geral como uma não-conformidade (Scherer, 2002). Esta intercalação foi descrita na região de Torres-RS por Petry *et al.* (2007), que sugerem dois sistemas ativos ao mesmo tempo, demonstrando a interação dinâmica entre o vulcanismo e os sedimentos, e possibilitando a formação de texturas peperíticas.

Entretanto, os depósitos clásticos que ocorrem intercalados com basaltos na área objeto do presente estudo não possuem características compatíveis com deposição eólica

em ambiente de dunas. São rochas de granulação fina, com laminação plano-paralela horizontal (Figura 3.04a), marcadas pela alternância de lâminas avermelhadas e esverdeadas (Figura 3.04b), e perturbações na superfície de contato com os clastos vulcânicos. Têm espessura máxima de dois metros, e são compostas principalmente por quartzo, ortoclásio e muscovita.

De maneira restrita observa-se a presença de fragmentos de material vegetal carbonizado em uma matriz arenosa imatura, composta predominantemente de grãos sub arredondados de quartzo, com traços de ortoclásio e calcita. A posição estratigráfica e o significado paleoambiental das rochas siliclásticas que ocorrem na área ainda não são totalmente claros. Elas parecem indicar condições mais úmidas na borda norte da Bacia do Paraná, do que as prevalentes no interior da bacia durante o evento magmático que gerou as rochas da Formação Serra Geral. Isto é consistente com a granulação fina e laminação plano-paralela, com a presença de interações magma-sedimento que geraram texturas peperíticas, com a recente identificação de *pillow* lavas em basaltos da Formação Serra Geral por Moraes and Seer (2017), em regiões próximas e com a presença de vegetação de médio a grande porte, responsável pelos restos carbonizados observados na área do presente estudo (Junqueira-Brod *et al.* em preparação).

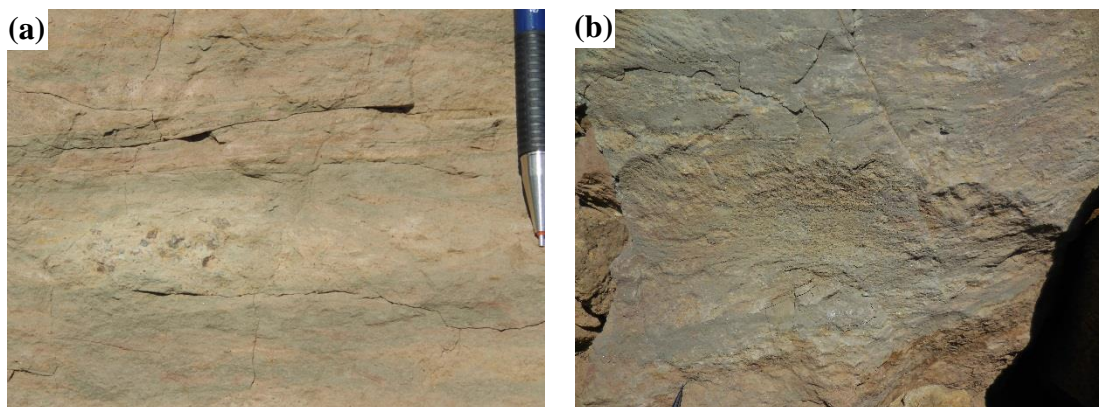


Figura 3.04 - (a) Aspecto geral da laminação plano-paralela da sequência superior unidade 1. (b) Acamamento constituído por intercalações de lâminas avermelhadas e esverdeadas.

Interação lava-sedimento

Esta litofácies compreende o contato dos sedimentos inconsolidados, com as lavas da Formação Serra Geral, e representa a interação dinâmica de dois sistemas ativos (Milani *et al.* 1998; Scherer *et al.* 2000; Jerram *et al.* 2000). Na área de estudo os peperitos estão localizados tipicamente no contato basal dos derrames com os sedimentos, e são recobertos geralmente por novos derrames.

A superfície das unidades onde se encontram os peperitos é irregular, marcada por uma ondulação moderada preservada, originada pelo avanço dos derrames. As texturas se assemelham a peperitos formados durante deposições não explosivas de magma em sedimentos úmidos inconsolidados ou pobremente consolidados, se aproximando da classe textural fluida de peperitos descrita por Busby-Spera and White (1987).

Os peperitos identificados são constituídos por fragmentos subarredondados à amebóides de basaltos e diques clásticos (figura 3.05a, b). Em geral os fragmentos estão bastante preservados e imersos em uma matriz fina composta por quartzo, ortoclásio e muscovita.

A morfologia dos clastos é variada, e eles são comumente circundados pela matriz siltico argilosa. São reconhecidas três variedades de fragmentos: (i) núcleos maciços e bordas altamente vesiculadas e paralelamente orientadas ao contato externo (figura 3.05c); (ii) núcleos e bordas altamente vesiculados (figura 3.05c) e (iii) fragmentos amebóides complexos (figura 3.05d, e). Na superfície são encontradas rugas de fluxo, com tamanhos centimétricos, de baixa amplitude, intercaladas por laminação milimétrica de materiais ígneos e sedimentares (figura 3.05f).

Em geral, os clastos ígneos incorporados à rocha apresentam composição e textura de lava, e as vesículas são predominantemente preenchidas por analcima, celadonita, chamosita, natrolita, calcita e mg-calcita (ver Capítulo 4). A presença de sedimentos no interior das vesículas é muito comum (figura 3.05g), conforme descrita anteriormente na região de Cascavel, PR por Waichel (2006) e Waichel *et al.* (2006, 2007), e interpretada por aqueles autores como evidência do fluxo da lava sobre sedimentos inconsolidados ou pobremente consolidados.

O contato entre os clastos e a matriz reflete a variação no processo de fragmentação controlado pela lava, apresentando evidências de deformações plásticas concomitantes, geralmente observadas pela inclusão total de sedimentos que antes margeavam os clastos ígneos, e pela dissolução da matriz sedimentar nos clastos, demonstrada por fragmentos rotacionados exibindo linhas de fluxo (figura 3.05h). Estes indícios constituem evidência para a formação fluida de peperitos, em altas temperaturas.

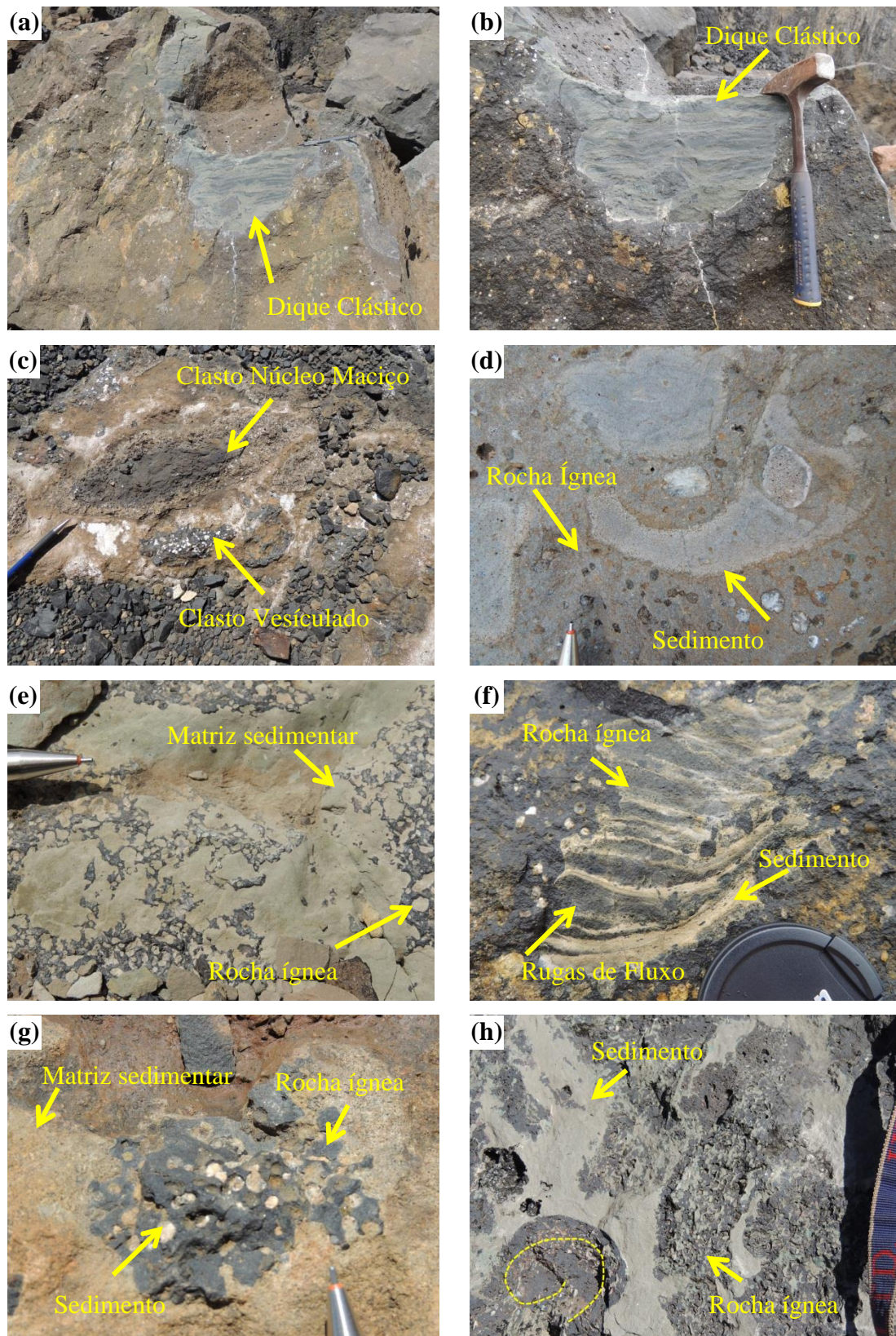


Figura 3.05 - (a, b) Diques clásticos cortando as rochas ígneas. (c) Clastos ígneos com núcleo maciço e bordas altamente vesiculadas e clastos ígneos com núcleos altamente vesiculados circundados pela matriz siltico argilosa. (d, e) Matriz sedimentar anexada em basalto com textura ameboide e clastos ígneos com morfologia ameboide. (f) Rugas de fluxo impressas na superfície da sequência basal, indicando estado plástico tanto dos materiais ígneos como dos sedimentares. (g) Clasto ígneo vesicular anexado a matriz sedimentar mostrando preenchimento de vesículas predominantemente por areia. (h) Dissolução da matriz siltico argilosa por interação com a matriz basáltica.

Estratigrafia de Campo

As associações foram subdivididas em duas sequências compostas por sete unidades (tabela 3.02). São elas: Sequência Basal, fácies interação lava-sedimento e associações de fácies de basalto negro e basalto avermelhado (Unidade 1, 2, 3, 4 e 5) e Sequência Superior fácies interação lava-sedimento, rochas siliciclásticas ou vulcanoclásticas com fragmentos de tamanho lapilli e basaltos negros (Unidade 1, 2 e 3).

Tabela 3.02 – Subdivisão das fácies identificadas em campo.

Sequência	Unidade	Litofácies
Sequência Superior	Unidade III	Basalto negro, hialoclastito
	Unidade II	Sedimento com lapilli e arenitos
	Unidade I	Peperito
Sequência Basal	Unidade V	Basalto Negro
	Unidade IV	Basalto Negro
	Unidade III	Basalto Negro
	Unidade II	Basalto Vermelho
	Unidade I	Peperito

Sequência Basal

Esta sequência está dividida em cinco unidades, compostas por fácies de interação lava sedimento, litofácies ígneas, diferenciadas em campo por suas estruturas internas e coloração.

Unidade I – a primeira unidade localizada na base da sucessão de rochas, predomina a interação entre lava-sedimento. Sua gênese está relacionada às primeiras extrusões de lava sobre sedimentos inconsolidados. A unidade é constituída por intercalações de clastos ígneos em uma matriz clara, siltico argilosa. A superfície da unidade é marcada por ondulações, possivelmente originada pelo avanço de um novo derrame (figura 3.06a). A observação desta unidade suas relações com rochas mais antigas e relações de contato em subsuperfície é limitada, devido a ausência da exposição de rochas. Exposições mais completas das feições de interação lava-sedimento estão melhor representadas na sequência superior e são descritas em maior detalhe.

Os clastos ígneos anexados a matriz sedimentar, apresentam tamanhos variáveis desde milimétrico até 10 cm (figura 3.06b, c), correspondem a basaltos altamente vesiculares, com as vesículas preenchidas ou não por areia e minerais de cristalização

secundária. A morfologia dos clastos varia de subarredondada à amebóide o que sugere evidência de lava em estágio plástico.

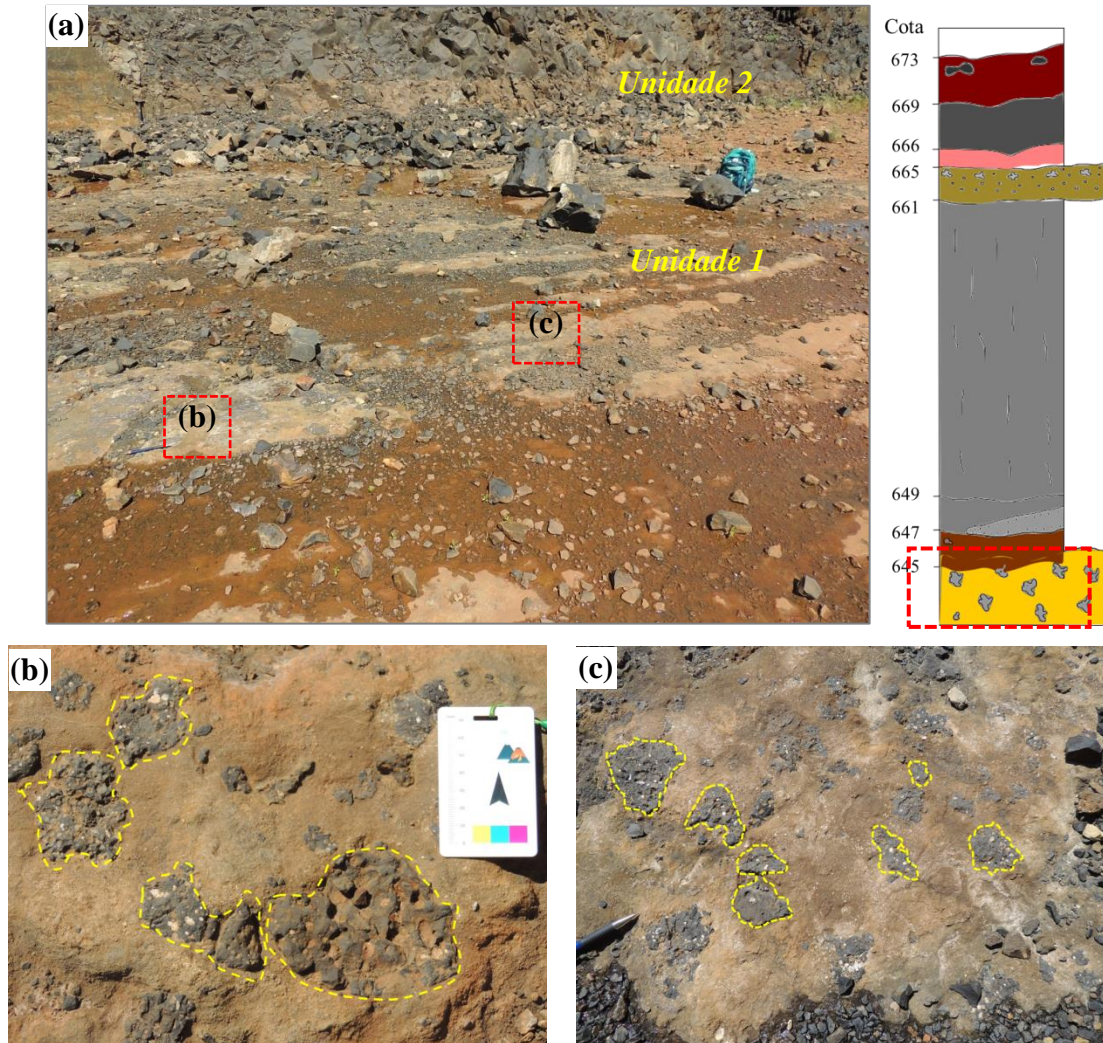


Figura 3.06 – Fotografias, representação esquemática e localização na coluna estratigráfica (a) Aspecto geral da superfície basal com textura peperítica e ondulação moderada. (b) e (c) imagens em detalhe de clastos ígneos de basalto vesicular em contato com a matriz siltico argilosa avermelhada.

Unidade 2 - É um derrame depositado diretamente acima da primeira ocorrência de interação lava-sedimento da sequência basal (figura 3.07a). Esta unidade é representada por um derrame tabular de coloração avermelhada, com espessura máxima de 1,10 m e estrutura maciça. Nesta unidade, as amígdalas encontradas são alongadas e inclinadas com preenchimento rico em quartzo (figura 3.07b).

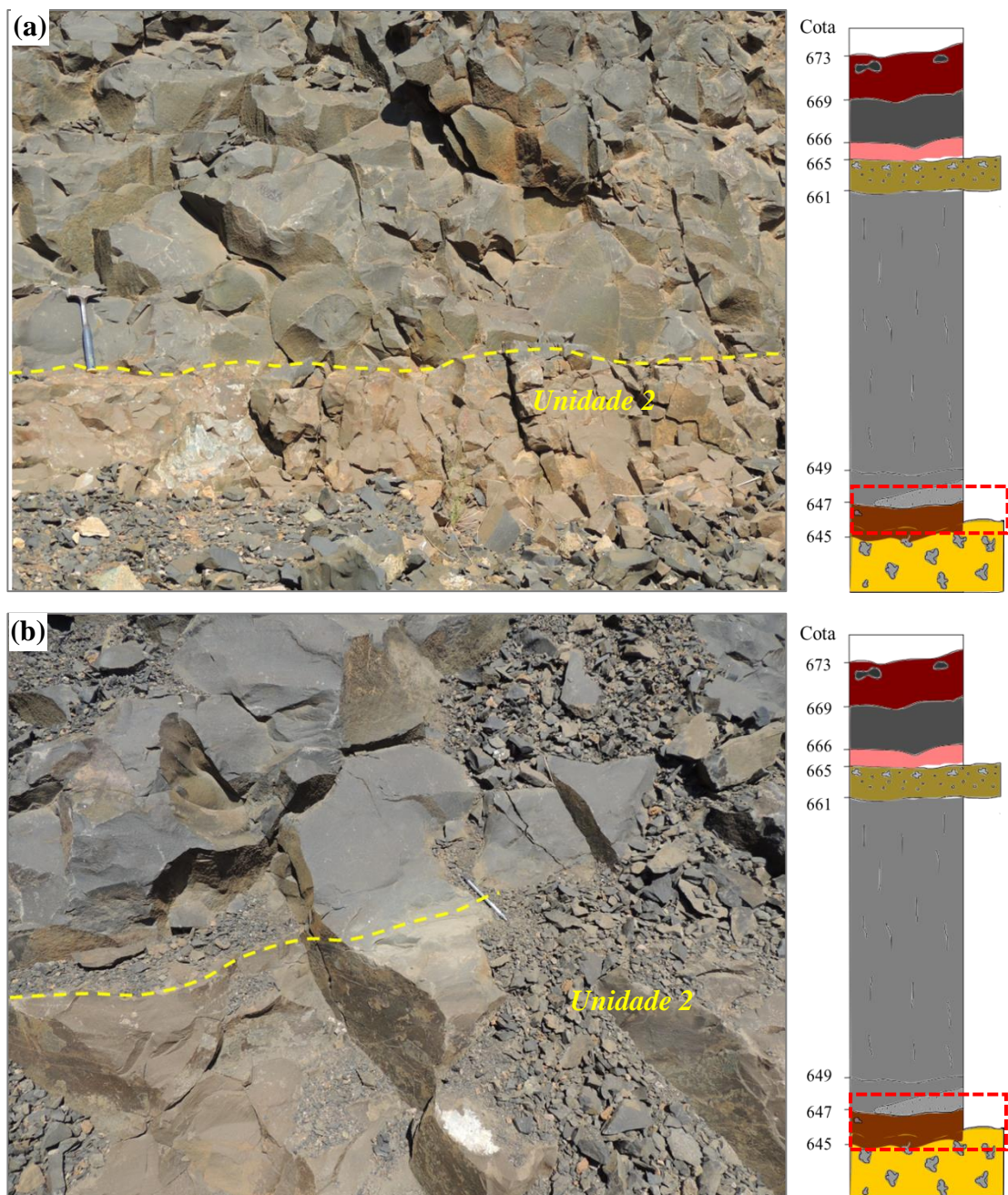


Figura 3.07 - Fotografias, representação esquemática e localização na coluna estratigráfica (a) Imagem do derrame de basalto avermelhado em contato com os peperitos. (b) detalhe de vesícula preenchida por quartzo. A marcação tracejada em amarelo indica o limite e o contato do basalto avermelhado com a unidade 2.

Unidade 3 - Sobreposta ao basalto vermelho, esta unidade é representada por um derrame tabular, com baixa vesicularidade e disjunções horizontais. Este derrame atinge espessura máxima de 2,5 metros (figura 3.08a).

Unidade 4 - É representada por um derrame lobado, caracterizado por baixa viscosidade, baixa vesicularidade, estruturas internas de diaclase e bordas vítreas. A unidade apresenta espessura máxima de 1,2 metros (figura 3.08b).

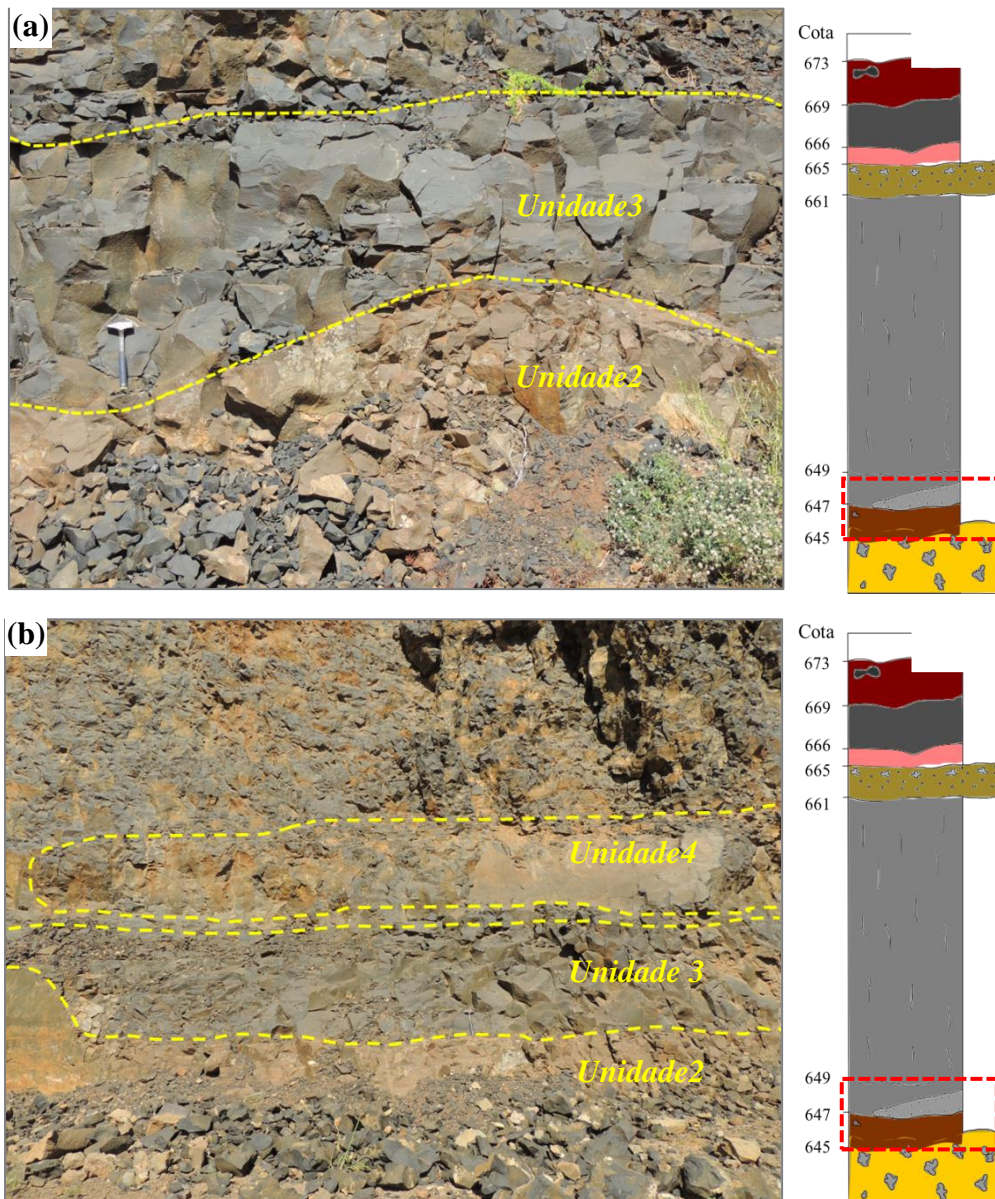


Figura 3.08 - Fotografias, representação esquemática e localização na coluna estratigráfica das estruturas internas nos derrames. **(a)** Sequência intermediária unidade 2, a qual corresponde a um derrame tabular. **(b)** Sequência intermediária unidade 3, a qual corresponde a um derrame lobado simples de pequena espessura.

Unidade 5 - Esta unidade contém as maiores espessuras de basalto, com aproximadamente 15 m. A litofácies é composta de basalto negro maciço, e foi individualizada com base no padrão de fraturas verticais, características estruturais e texturais. Internamente é observada vesicularidade moderada no topo (figura 3.09).

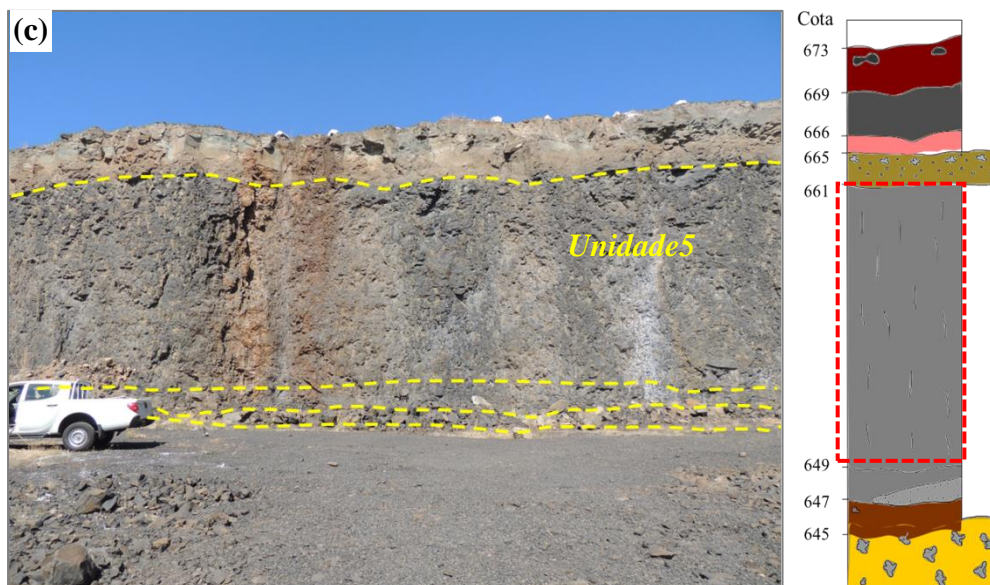


Figura 3.09- Aspecto geral do derrame de maior espessura, representado pela unidade 4.

Sequência Superior

Unidade 1- É composta pela segunda manifestação de interação lava-sedimento, com espessura de até cinco metros (figura 3.10a). Localmente esse pacote ocorre intercalado às lavas da sequência intermediária e as aos siltitos da sequência superior. A matriz em que estão imersos os clastos ígneos apresenta coloração marrom esverdeada e granulometria siltico argilosa.

Os peperitos desta unidade são compostos por matriz siltico argilosa marrom esverdeada. Os clastos ígneos apresentam tamanhos variáveis entre 10 cm e 30cm (figura 3.10b, c), e correspondem a basaltos altamente vesiculares. As vesículas estão comumente preenchidas por areia e minerais de cristalização secundária. Os clastos têm formas amebóides, o que sugere que a lava estava em estágio plástico.

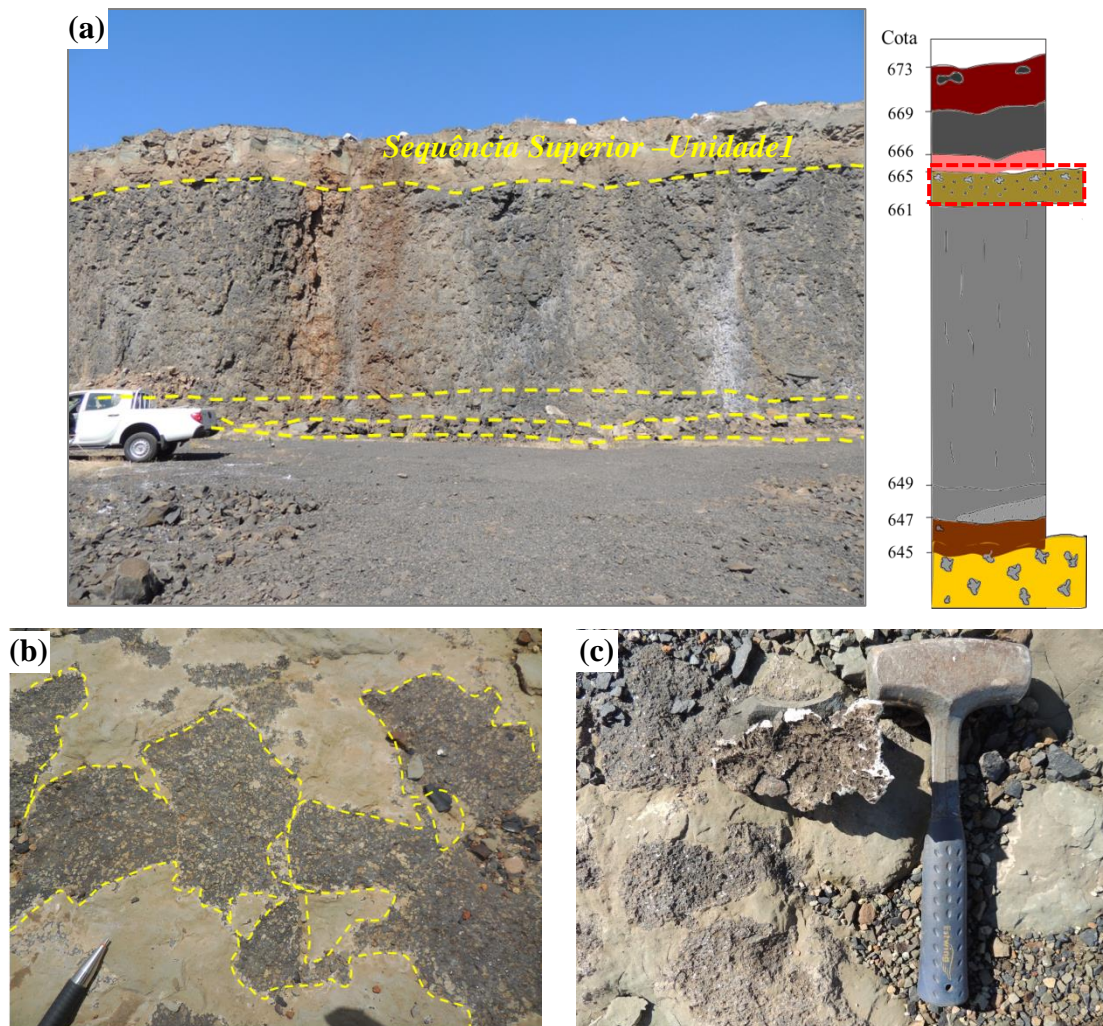


Figura 3.10 - (a) Aspecto geral do depósito vulcano-sedimentar. (b, c) detalhe da interação entre os clastos ígneos altamente vesiculados e a matriz sedimentar.

Unidade 2 - A unidade é composta por sedimentos com espessura média de 0,5-1m (figura 3.11a), de granulação silte. Na superfície são identificados abundantes fragmentos vulcânicos de tamanho lapilli (figura 3.11b), soldados e deformando a matriz sedimentar. As estruturas presentes são laminação plano-paralela, estratificação plano paralela pouco desenvolvida e lentes de fluidização. Comumente os sedimentos desta unidade são compostos por intercalações de lâminas avermelhadas e esverdeadas (figura 3.11b). Na superfície da unidade, é possível a observação de irregularidades semelhantes a marcas de onda, resultantes do avanço de derrames (figura 3.11d, e).

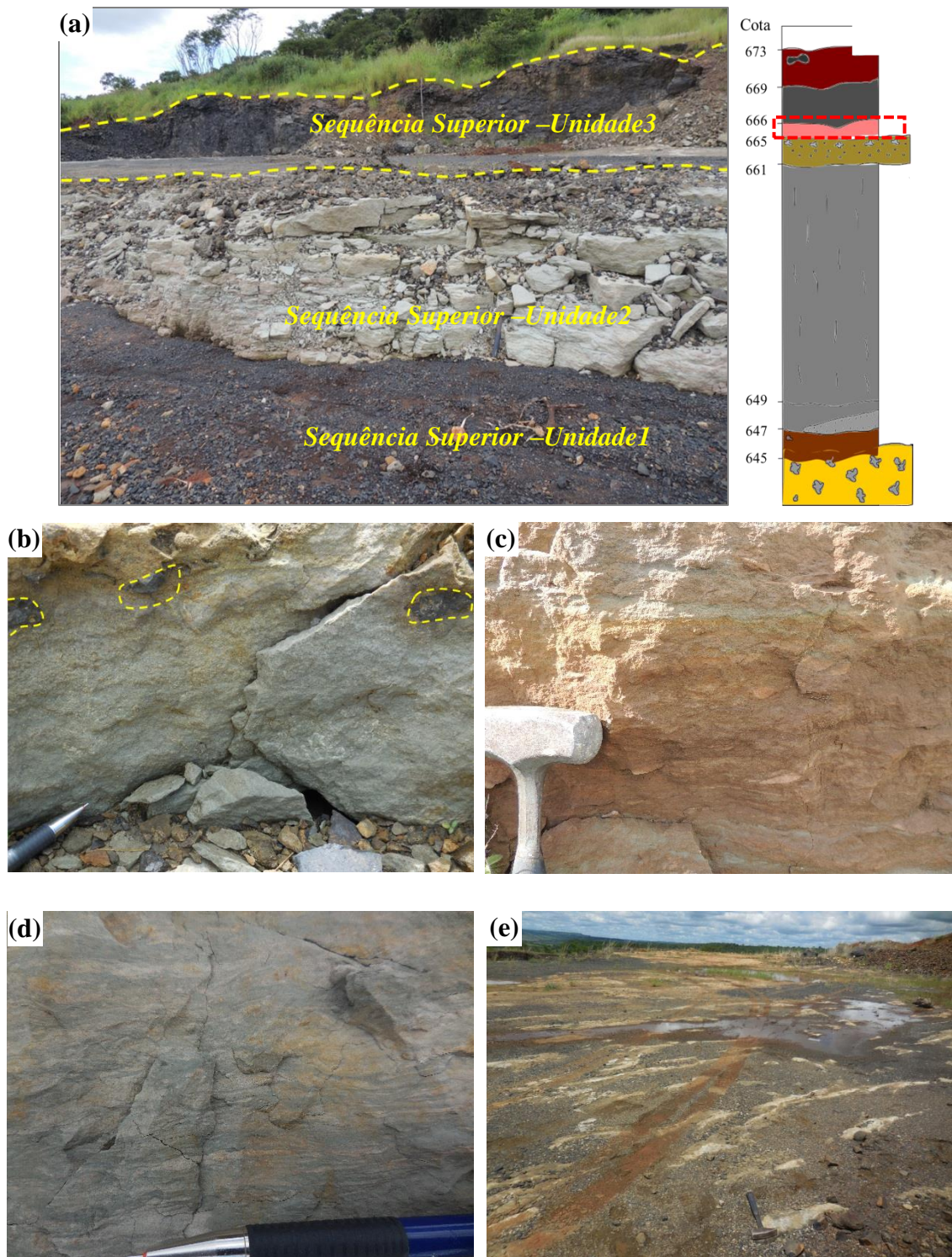


Figura 3.11 - (a) Aspecto geral da sequência superior unidade 2. **(b)** Fragmentos vulcânicos de tamanho lapilli, soldadas na superfície da unidade. **(c, d)** Estratificação plano-paralela da matriz sedimentar, intercalada por lâminas avermelhadas e esverdeadas. **(e)** Superfície da unidade 2, marcada por ondulação moderada, gerada pelo avanço de um novo derrame.

Unidade 3 - Compreende derrames com espessura média de 3m. Ocorrem feições similares a hialoclastitos, caracterizando estágio de desenvolvimento em sistema sub-aquoso (figura 3.12b, c), e estruturas preservadas de tubo de lava (figura 3.12a), atingindo espessura média de 2-3 metros.

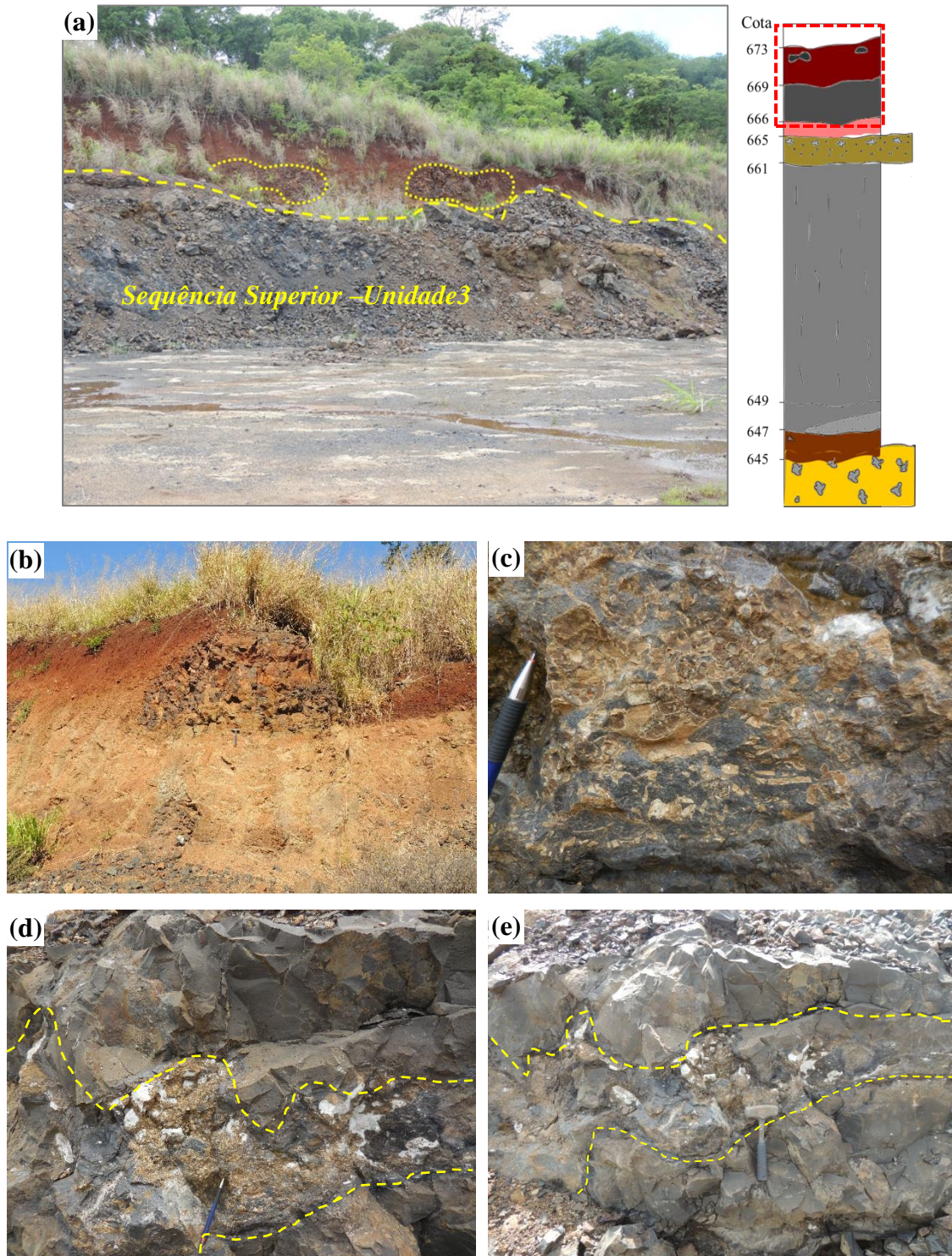


Figura 3.12 - (a) Aspecto geral da unidade 3, composta por derrames com espessura média de 3m. (b) Tubo de lava. (c, d, e) Feição semelhante a tufo vítreo denominado hialoclastito.

Geoquímica de Rocha Total

A composição geoquímica das amostras selecionadas abrange cinco litotipos identificados na sucessão vulcano-sedimentar, basaltos negros, basaltos vermelho, rochas clásticas (siltitos), arenitos, e peperito. As composições médias de elementos maiores e traços por FRX em rocha total são exibidas na tabela 3.01. As análises individuais são apresentadas no Anexo 02.

Tabela 3.03 - Composição química em amostras de rocha total.

Amostras Óxidos (% peso)	Basaltos Negros		Basaltos Vermelhos		Siltitos*		Arenitos*		Peperito	
	n=21		n=3		n=9		n=7		n=5	
	Média	D. P.	Média	D. P.	Média	D. P.	Média	D. P.	Média	D. P.
SiO ₂	49,48	0,36	45,91	0,50	69,86	6,08	89,30	4,96	48,53	1,05
TiO ₂	3,99	0,14	4,28	0,12	0,87	0,23	0,30	0,23	3,79	0,32
Al ₂ O ₃	12,28	0,10	13,36	0,07	10,07	2,92	4,13	1,79	11,91	0,58
Fe ₂ O ₃	15,75	0,20	16,56	0,28	4,73	2,02	1,25	0,68	14,39	1,88
MnO	0,23	0,02	0,23	0,01	0,06	0,03	0,03	0,02	0,23	0,03
MgO	4,52	0,10	4,99	0,09	2,21	1,09	0,51	0,26	4,39	0,26
CaO	8,64	0,19	9,5	0,59	2,35	2,72	1,13	0,93	7,13	1,31
Na ₂ O	2,85	0,10	2,69	0,06	0,83	0,18	0,71	0,18	1,83	1,39
K ₂ O	0,77	0,07	0,96	0,35	5,29	2,05	1,78	0,85	4,56	2,86
P ₂ O ₅	0,49	0,04	0,54	0,01	0,17	0,08	0,05	0,02	0,49	0,05
SO ₃	0,08	0,07	0,01	0,01	0,11	0,19	0,11	0,18	0,02	0,02
LOI	0,75	0,23	1,09	0,25	2,90	1,28	0,91	0,80	2,10	1,23
Soma	99,91	0,65	100,18	0,48	99,46	0,53	100,14	0,18	99,39	0,50

D.P = Desvio Padrão.

* = Rochas clásticas ou vulcanoclásticas.

As análises químicas das amostras analisadas estão plotadas no diagrama TAS (figura 3.13a) (Le Bas *et al.* 1986), sendo classificadas como basaltos. Para a identificação da série magmática, utilizou-se o diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971), no qual essas rochas apresentam composição toleítica (figura 3.13b). Em geral, os basaltos na área de estudo pertencem ao grupo de basaltos de alto-Ti (TiO₂ > 2%) (figura 3.13c), e são classificados de acordo com Bellieni *et al.* (1984); Hawkesworth *et al.* (1988) e Marques *et al.* (1988), como magma do tipo Pitanga (figura 3.13d), apresentando teores de (Fe₂O₃=12-18%). A principal diferença entre basaltos negros e basaltos vermelhos são, nos últimos, os maiores teores de Fe₂O₃, (figura 3.13e) e menores teores de SiO₂ (figura 3.13a, e, f). Entretanto, as quantidades semelhantes de álcalis entre os dois tipos sugerem que as relações entre eles não são simplesmente de evolução por cristalização fracionada, mas que eles podem representar magmas distintos. Os teores mais baixos de SiO₂, para o

mesmo conteúdo de álcalis indicam que os basaltos vermelhos possuem uma tendência alcalina, enquanto os demais se encontram dentro do campo de rochas sub-alcálicas.

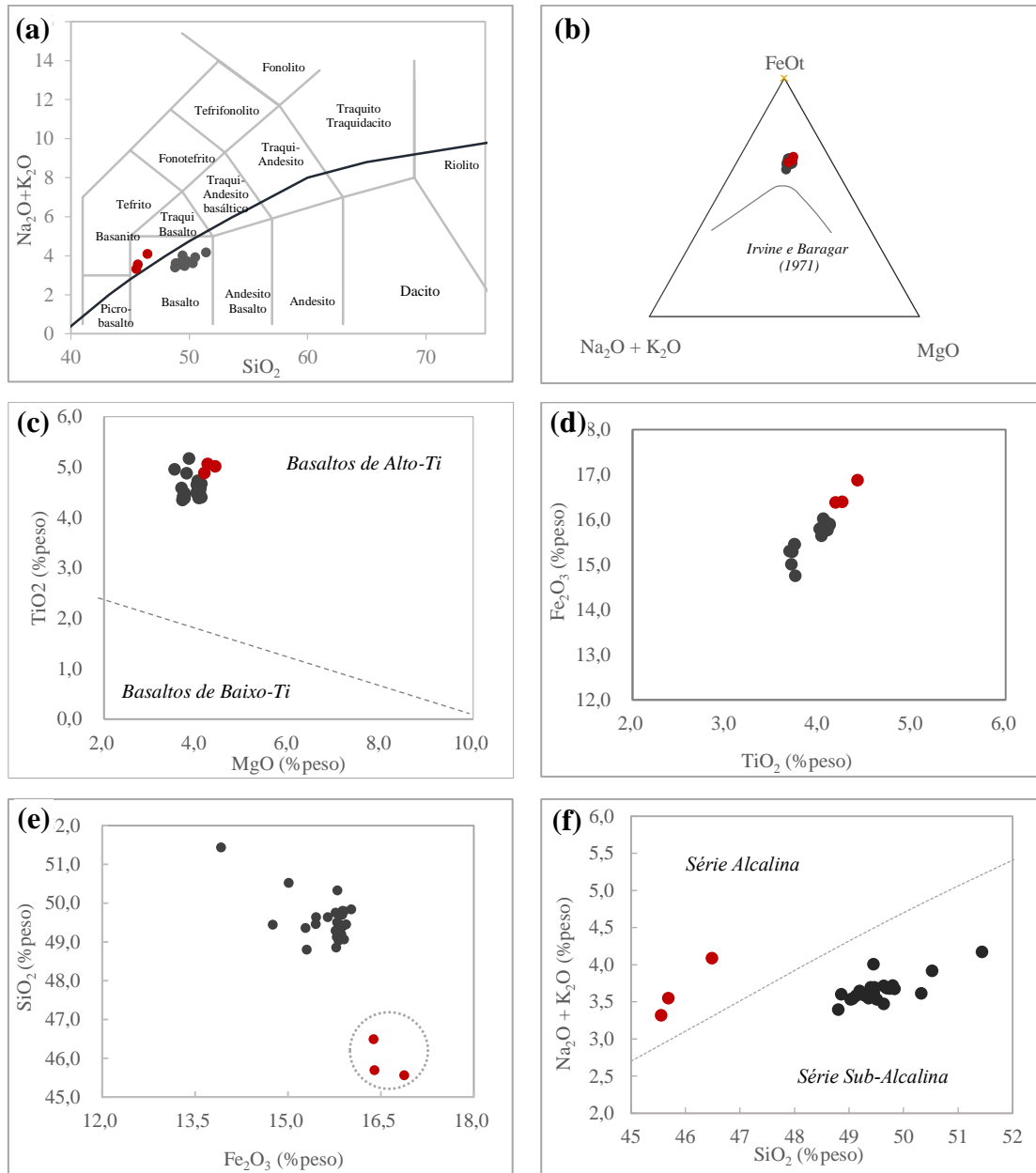


Figura 3.13 - (a) Diagrama de classificação TAS (*Total Álcalis vs Silica*), segundo Le Bas *et al.* (1986), com a subdivisão de Irvine e Baragar (1971). As amostras estão plotadas no campo dos basaltos, correspondendo a teores entre 45-52% peso de SiO_2 . **(b)** Diagrama AFM, com a subdivisão do campo toleítico e cálcico-alcálico segundo Irvine e Baragar (1971). **(c)** Diagrama geoquímico ilustrativos dos critérios utilizados para discriminar basaltos de alto e baixo Ti da Bacia do Paraná. **(d)** Diagrama ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$) para discriminar o subtipo de basalto com $\text{TiO}_2 > 2\%$. **(e)** Diagrama ($\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$), demonstrado a variação composicional em basaltos negros e basaltos vermelhos. **(f)** Diagrama para classificação de rochas alcalinas e subalcalinas (Irvine e Baragar 1971) Simbologia: Pontos vermelhos=basaltos vermelhos, pontos pretos=basaltos negros.

De modo geral, a composição química dos peperitos se aproxima mais da composição dos basaltos do que dos sedimentos, indicando que a componente ígnea é predominante no material amostrado. Uma exceção marcante é o teor médio muito significativo de K_2O nos peperitos (4,5 % em peso), quando comparados com os basaltos (0,7 % em peso) e os valores mais altos de conteúdo volátil (perda ao fogo) dos peperitos correspondentes aos minerais de cristalização secundária (ver capítulo 4).

Microtexturas e Química mineral

Basalto

Os dois principais grupos de rocha basáltica (basaltos negros e basaltos vermelhos) têm mineralogia semelhante, porém com variação na abundância de labradorita, augita, ilmenita, Ti-magnetita e minerais de alteração, identificados e quantificados por DRX.

As imagens da figura 3.14 combinam imagens de elétrons retroespalhados, obtidas por MEV, com mapas químicos de elementos maiores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P), obtidos por EDS. As figuras ilustram microtexturas de amostras de basalto.

Os basaltos negros são texturalmente maciços, apresentam matriz vítrea e feições de desvitrificação, indicando a substituição do vidro por ferrosaponita (figura 3.14a). Em geral, têm baixa vesicularidade e, quando presentes, as vesículas são comumente preenchidas por quartzo e calcita. Os cristais de piroxênio podem estar intensamente oxidados (figura 3.14b) e a matriz vítrea pode apresentar feições de fluxo evidentes pela orientação dos cristais (figura 3.14c, d, e). Nos basaltos vermelhos, a presença de aglomerados anédricos de coloração marrom, assinala um estágio mais acentuado de substituição dos cristais de augita por ferrosaponita (figura 3.14f).

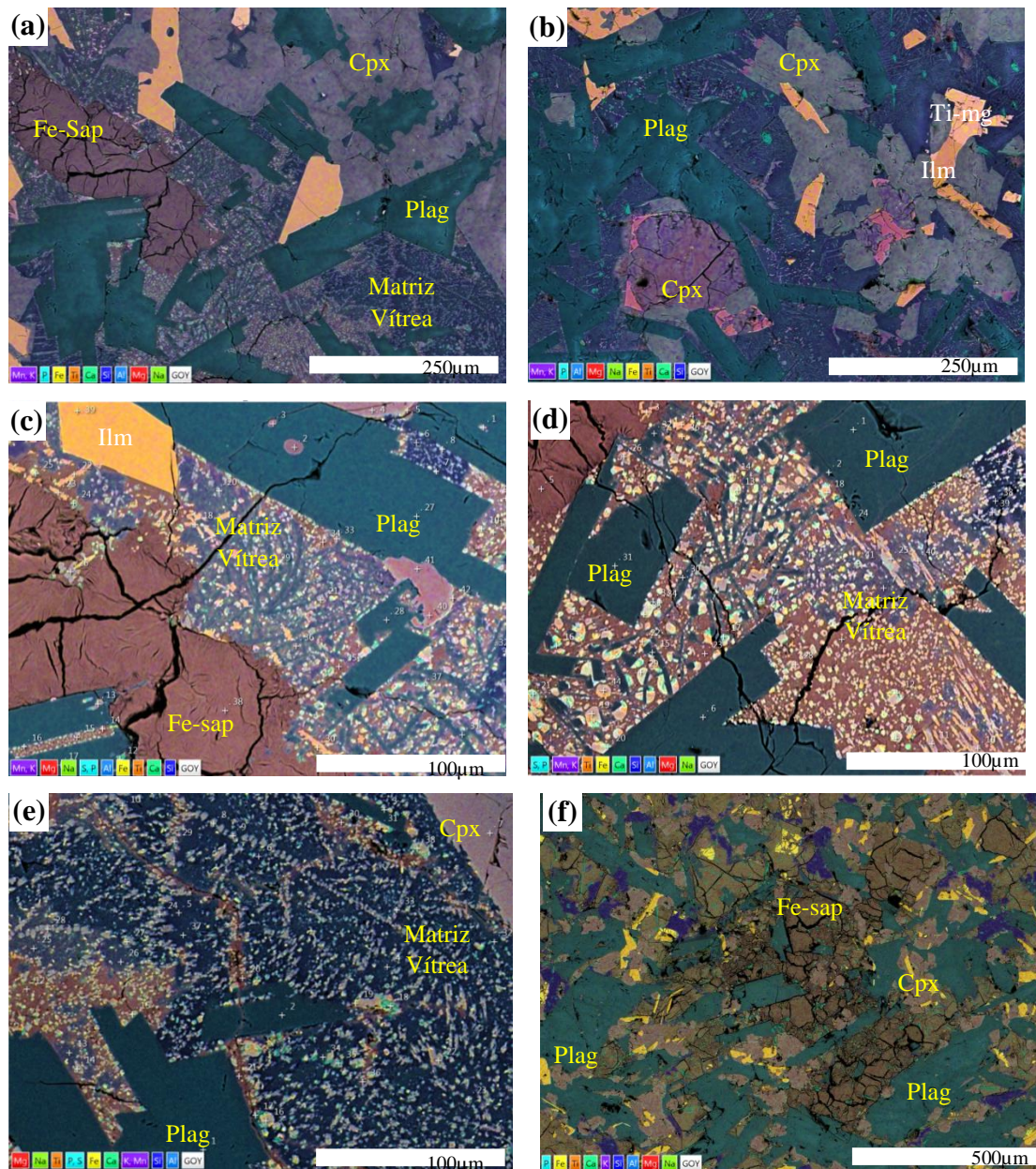


Figura 3.14 - Imagens combinadas de elétrons retroespalhados com mapas químicos de elementos maiores obtidas em MEV sob lâminas delgadas polidas em amostras de basalto. **(a)** Feições de desequilíbrio em cristal de augita, apresentando alto grau de oxidação e substituição por ferrosaponita. **(b, c, d, e)** Fenocristais e microfenocristais de clinopiroxênio, plagioclásio, ilmenita e magnetita em matriz vítrea de composição mais silicosa (tons azuis escuros), localmente mostrando orientação dos cristallitos. Note as variações composicionais da matriz vítrea, expressas pela variação de tons azuis (mais ricos em sílica), amarelados (mais ricos em ferro) e rosados (mais ricos em magnésio). **(f)** Aglomerados de coloração marrom avermelhada, originada pela substituição dos cristais de clinopiroxênio por ferrosaponita.

O plagioclásio (100-450µm) apresenta composição entre labradorita e oligoclásio, e representa até 30% dos constituintes totais da rocha. Os cristais são euédricos, com margens retas a levemente arredondadas. A figura 3.15a, mostra a variação composicional determinada em análises semiquantitativas por MEV/EDS. Nos basaltos negros a

variação composicional é mais ampla, variando entre labradorita e oligoclásio, enquanto nos basaltos vermelhos o plagioclásio tem composição mais restrita, entre labradorita e andesina.

Os fenocristais de clinopiroxênio (10-100 μ m) correspondem a até 25% dos constituintes da rocha e são euédricos com leve arredondamento em suas bordas e com aparentes feições de oxidação (figura 3.15b). Duas variedades principais de piroxênio são reconhecíveis nos basaltos negros: augita e pigeonita (figura 3.15b). A augita apresenta composição variável, principalmente em Fe, Mg, Ca. Nos basaltos vermelhos o piroxênio é a augita, com pouca variação química (figura 3.15b).

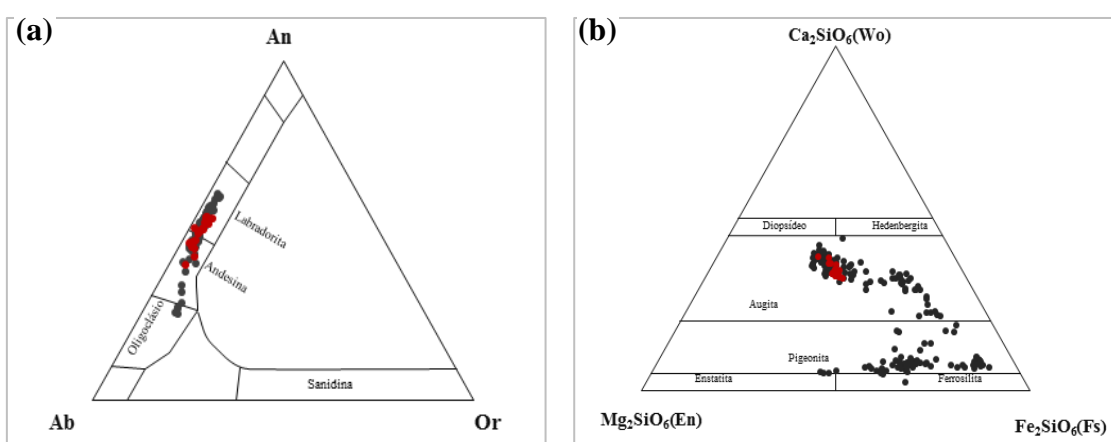


Figura 3.15 - Diagramas de classificação para dados semiquantitativos (EDS) de feldspato e clinopiroxênio (a) Diagrama ternário de feldspatos Ab-An-Or. (b) Diagrama ternário de piroxênio En-Wo-Fs (Morimoto 1988). Simbologia: Pontos vermelhos=basaltos vermelhos, pontos cinza=basaltos negros.

A matriz vítrea dos basaltos foi estudada por EDS. Embora dados de EDS para este material sejam adequados apenas para fornecer uma visão geral da composição, em função da impossibilidade de determinar os constituintes voláteis. Nos basaltos negros a matriz vítrea apresenta composição e características texturais variáveis, mostrando efeitos de desvitrificação parcial e, possivelmente, de heterogeneidade composicional do magma em escala de detalhe. Nos basaltos vermelhos a matriz vítrea possui composição semelhante aos clastos ígneos dos peperitos, apresentando enriquecimento significativo em álcalis quando comparado com as análises da matriz dos basaltos negros.

O diagrama TAS da figura 3.16 compara a variação composicional da matriz vítrea obtida por análises EDS com a química de rocha total dos basaltos negros e vermelhos. As análises da matriz vítrea em basaltos negros alinham-se ao longo da linha

limítrofe entre rochas alcalinas e subalcalinas, mas predominantemente no campo das rochas sub-alcalinas. Para os basaltos negros, a maioria dos dados de EDS apresentam valores mais altos de SiO_2 e álcalis do que as análises de FRX de rocha total, conforme esperado para o comportamento de uma matriz vítrea em rochas basálticas. Para os basaltos vermelhos há um contraste muito mais acentuado e descontínuo, com as análises de vidro significativamente mais enriquecidas álcalis e SiO_2 do que as amostras de rocha total.

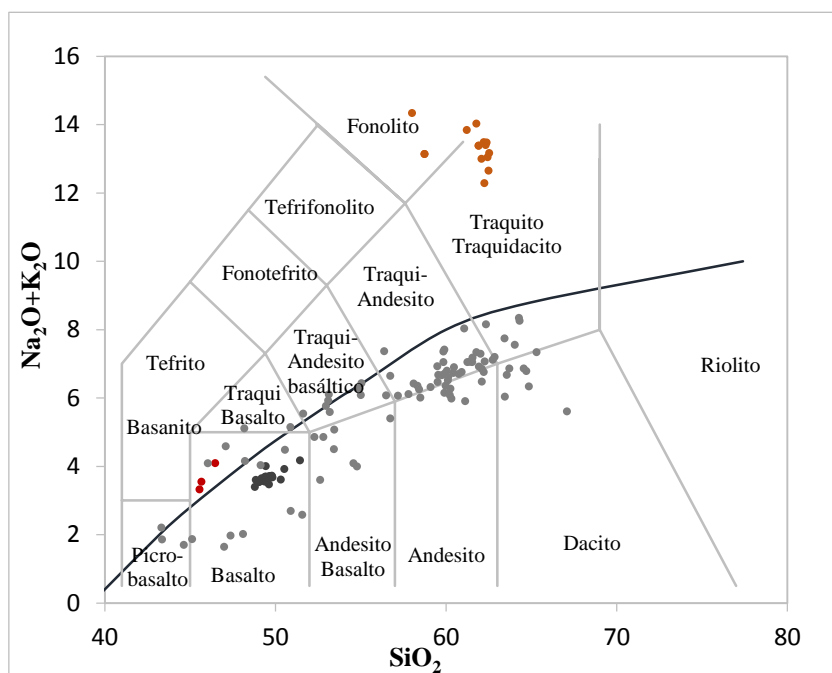


Figura 3.16 - Diagramas de classificação TAS (*Total Alkalies vs Silica*), segundo Le Bas *et al.* (1986), com a subdivisão de Irvine e Baragar (1971). Análises semiquantitativas obtidas por EDS, comparadas com os teores obtidos por análises de FRX em amostras de rocha total de basaltos negros e basaltos vermelhos. Simbologia: Pontos cinza claro=basaltos negros (EDS), pontos cinza escuro=basaltos negros (FRX), pontos vermelhos claro =basaltos vermelhos (EDS), pontos vermelhos escuro=basaltos vermelhos (FRX).

Peperito

O contato entre os clastos e a matriz, nos peperitos, é do tipo arredondada a ameboide, sem variação abrupta, caracterizando a formação dessas rochas como uma mistura fluida não explosiva (figura 3.17). A composição mineralógica e a textura dos clastos são semelhantes às dos basaltos, embora variando em proporções modais, e com a adição de uma assembleia de minerais de cristalização secundária. O contato entre os clastos é bem definido e marcado por uma borda vítrea de coloração castanho-acinzentado.

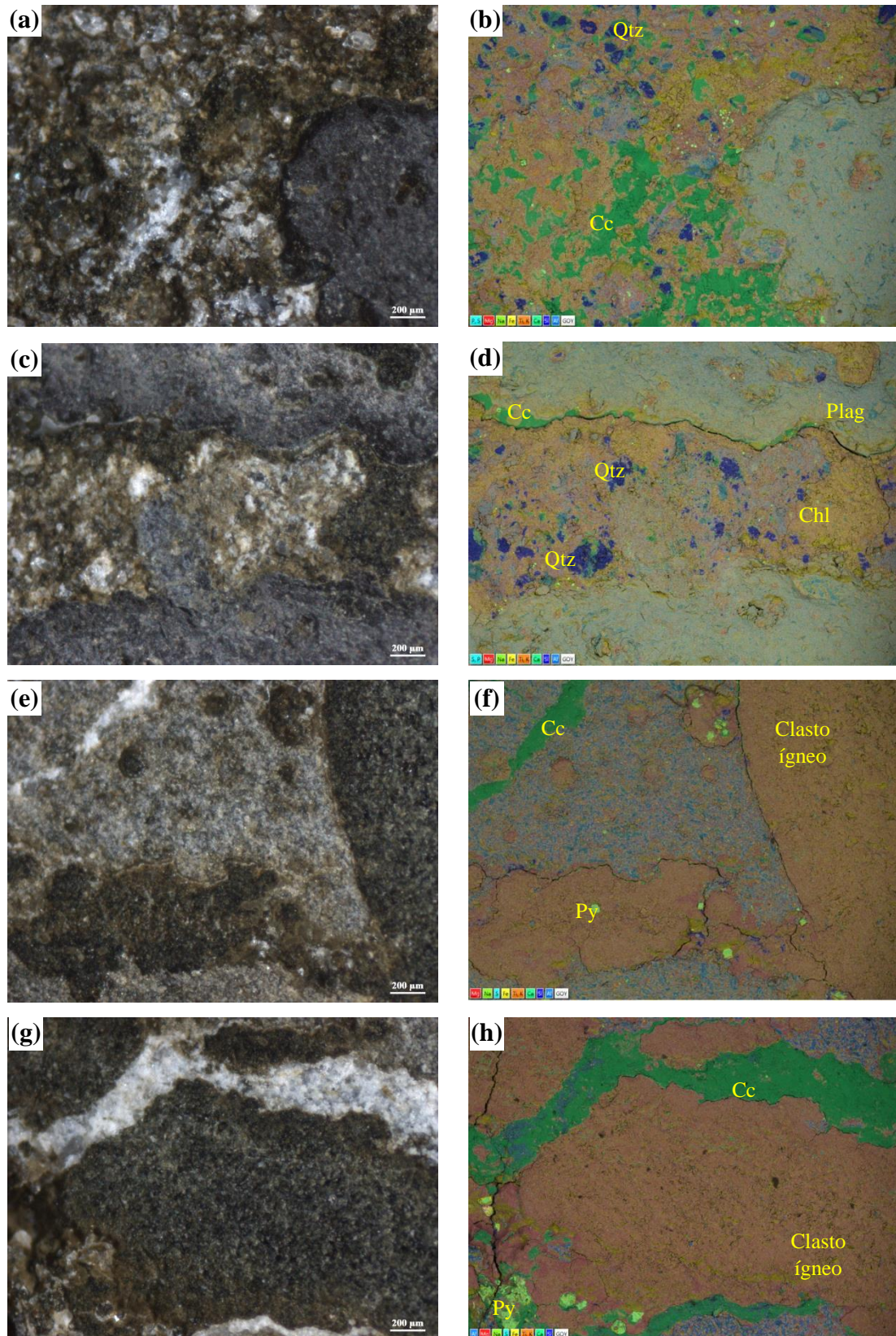


Figura 3.17 - (a, c, e, g) Micrografias óticas, e (b, d, f, h) Mapas elementares pbtidos por sob amostras naturais de contato entre lava-sedimento. Simbologia: Qtz=quartzo, Cc=calcita, Chl=clorita, Py=pirita, Plag=plagioclásio.

O detalhamento de microtexturas em amostras de interação lava-sedimento, por mapas composicionais de EDS, permitiu reconhecer feições de contato entre os componentes sedimentar e ígneo dos peperitos (figura 3.18a, b). A porção sedimentar é composta por grãos de feldspato potássico, quartzo e óxidos de ferro. A porção ígnea é composta por grãos subarredondados de plagioclásio, óxidos de ferro e titânio. Apatita e calcita são também identificados na matriz ígnea. As vesículas estão bordeadas frequentemente por agregados minerais fibro radiados, identificado e caracterizado como chamosita (ver capítulo 4).

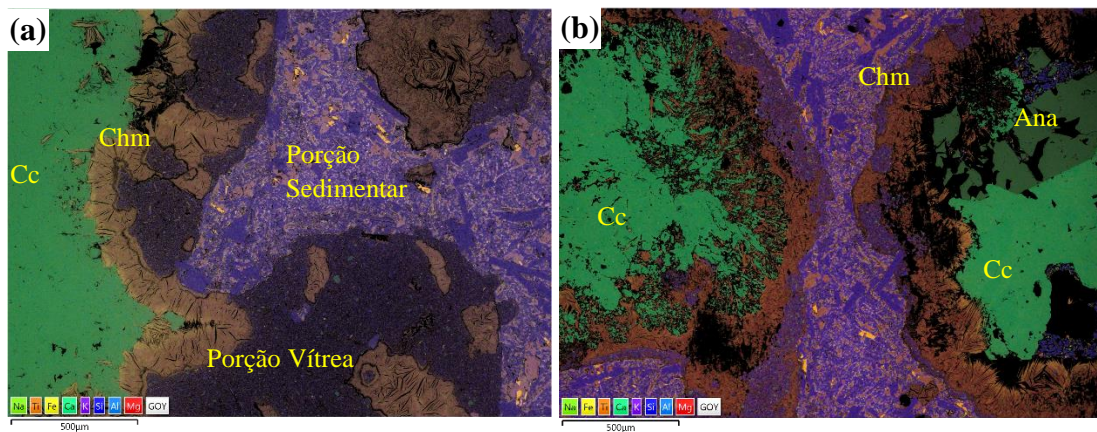


Figura 3.18 – Mapas elementares obtidos por EDS no MEV (a) Contato entre a matriz vítrea e o sedimento. (b) vesículas bordejadas por chamosita com preenchimento interno por calcita e analcima. Simbologia: Cc=calcita, Ana=Analcima, Chm=Chamosita e Porção vítrea=matriz ígnea.

O plagioclásio (100-120µm) tem composição amplamente variável, de labradorita até albita (figura 3.19e, f), e representa até 15% dos constituintes totais da rocha. Apresenta formas euédricas, margens retas a levemente arredondadas, zoneamento complexo e feições de desequilíbrio observadas no núcleo dos fenocristais (figura 3.19a, c). No núcleo dos cristais está frequentemente enriquecido em teores de sódio (figura 3.19b, d).

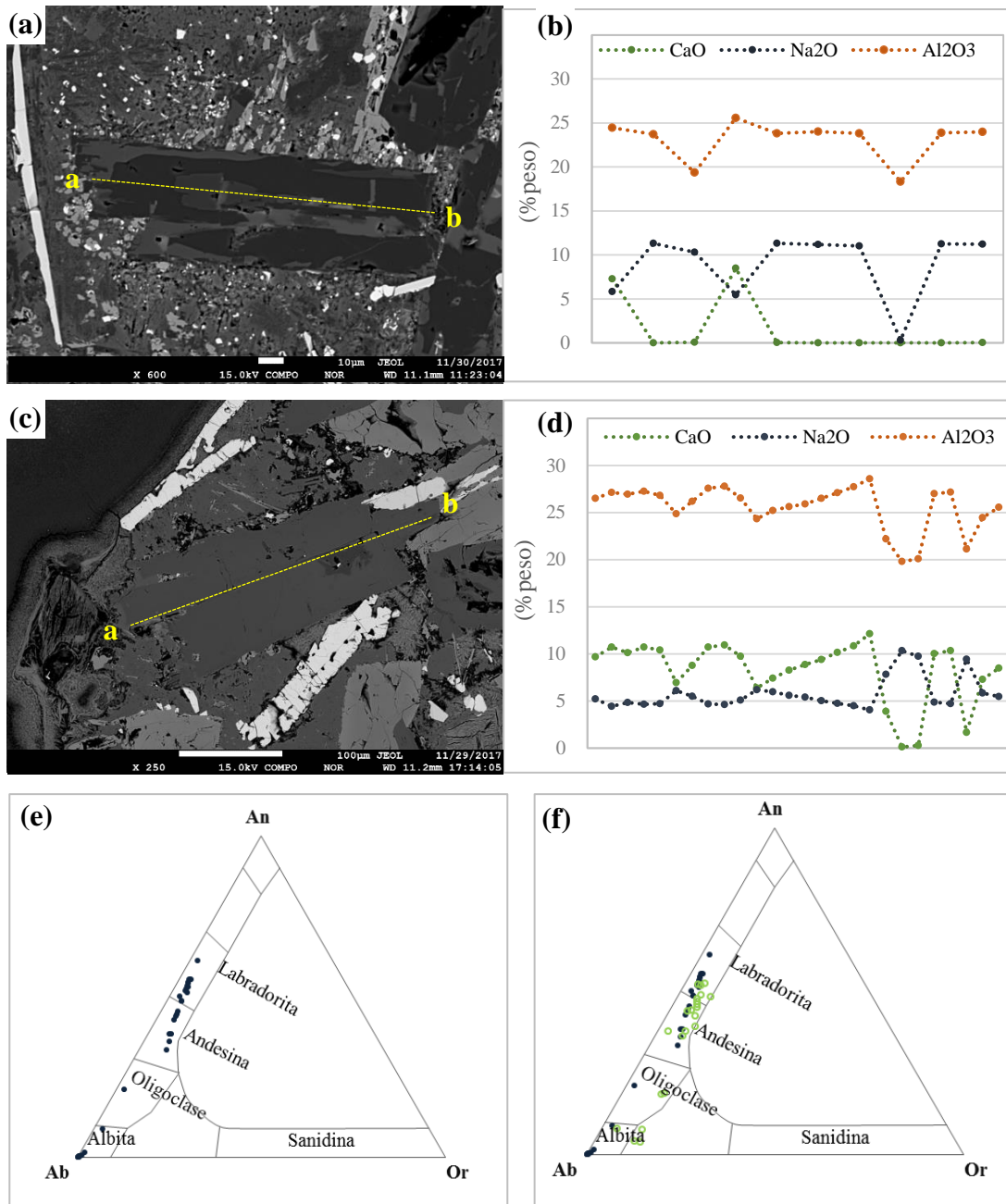


Figura 3.19 - Imagens de eletros retroespalhados e análises WDS, acompanhados de diagramas composicionais dos pontos analisados. **(a, b)** Análises perfiladas em cristais de plagioclásio em amostras de peperito. **(c)** Diagrama demonstrativo da variação composicional em um mesmo cristal, apresentando teores significativos de Na nas bordas e com núcleos mais ricos em Ca. **(d)** Cristal composto predominantemente por bordas ricas em Ca e núcleo rico em Na. **(e, f)** Diagramas ternários Ab-An-Or de plagioclásio. Simbologia: pontos azul-escuros= análises WDS, pontos verde-claros= análises semiquantitativas de EDS adquiridos em microscopia eletrônica de varredura.

Os fenocristais de clinopiroxênio (10-300 μ m) correspondem a até 10 % dos constituintes da rocha e apresentam formas subédricas a euédricas com leve arredondamento em suas bordas, aparentes feições de reabsorção, inclusões de microfenocristais de plagioclásio (figura 3.20a, b) e de titanomagnetita. Apresentam zoneamento composicional (figura 3.20c), perceptível em imagens eletrônicas. Os cristais analisados possuem composição correspondente à augita, apresentando núcleo mais magnesiano (En₄₁₋₄₂ Fs₁₈₋₁₉ Wo₃₇₋₃₈) e bordas mais ricas em ferrosilita (En₄₁₋₄₂ Fs₃₂₋₃₈ Wo₂₇₋₃₁) (figura 3.20d).

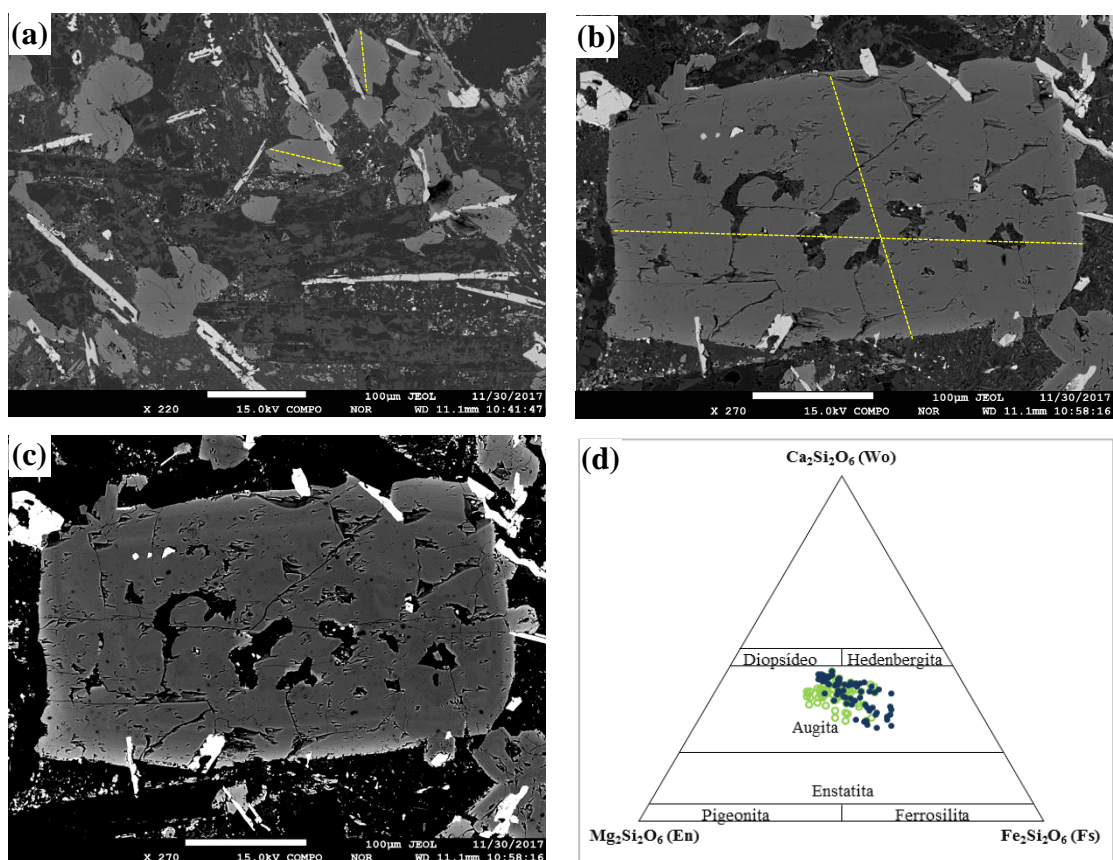


Figura 3.20 - (a, b, c) Imagens de eletros retroespalhados e análises WDS, acompanhados de diagramas composicionais dos pontos analisados, com destaque tracejado de coloração padrão amarelo, indicando análises perfiladas da composição mineral. (c) Ênfase para o aspecto zonado do cristal de clinopiroxênio. (d) Diagrama ternário En-Wo-Fs (Morimoto 1988). Simbologia: pontos azul-escuros= análises WDS, pontos verde-claros= análises semiquantitativas de EDS adquiridos em microscopia eletrônica de varredura.

Análises de difração de raios X (ver capítulo 4) revelaram a presença de agregados de analcima preenchendo cavidades nos peperitos (figura 3.21a). Os cristais têm brilho vítreo e são granulares com dimensões entre 300 μ m e 0,5cm, formados por analcima euédrica. As análises químicas em analcima estão ilustradas nos diagramas das figuras 3.21c e figura 3.21d, demonstrando composição rica em Na, com enriquecimento em Fe e Mg em direção ao centro da cavidade.

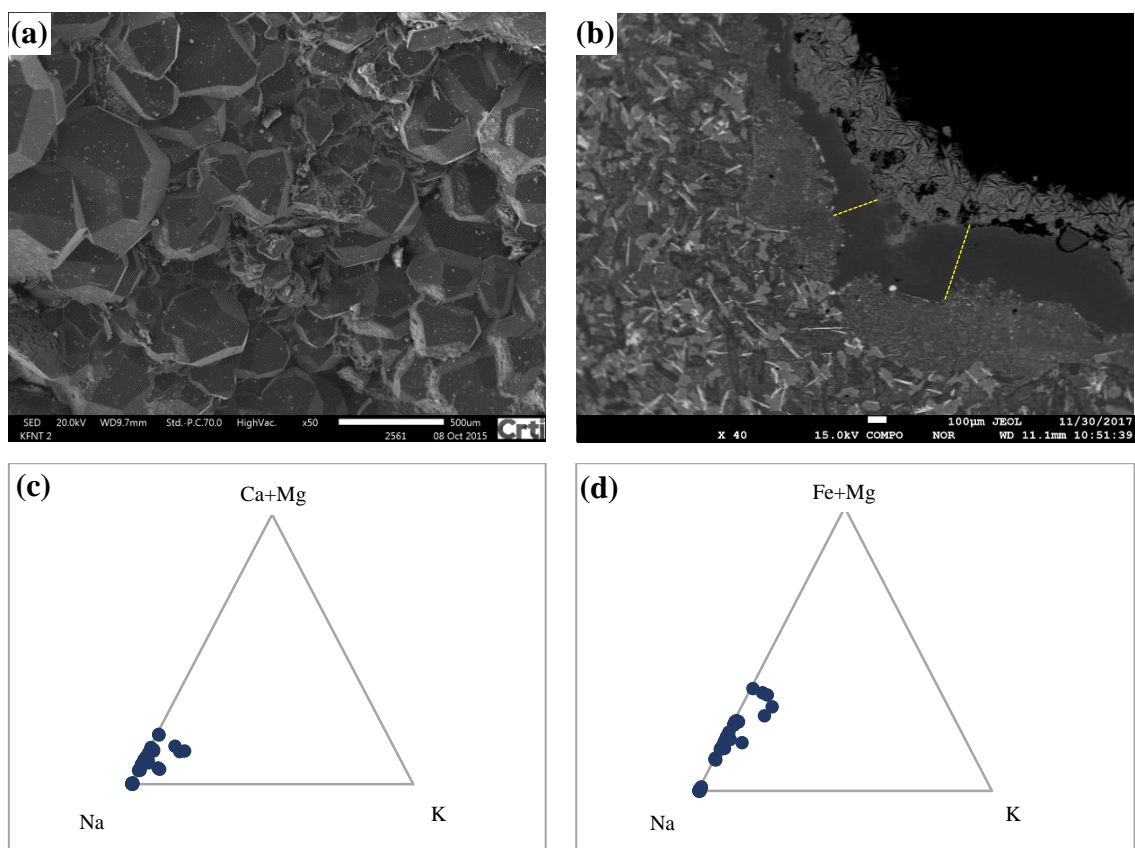


Figura 3.21 - (a) Imagens de elétrons secundários obtidos em microscópio eletrônico de varredura, ilustrando a abundância de cristais de analcima em uma mesma cavidade em amostra de peperito. **(b)** Imagens de eletros retroespalhados e análises WDS **(c, d)** Diagramas ternários demonstrando composição rica em sódio e tendência no aumento de Fe e Mg.

Foram realizadas análises químicas semiquantitativas por EDS em MEV e análises químicas pontuais por WDS em microsonda eletrônica da matriz vítrea presente nos peperitos. No diagrama abaixo estão representadas as análises pontuais da matriz vítrea, comparadas com análises semiquantitativas e análise química de rocha total por FRX das amostras analisadas. (figura 3.22a). Observa-se, que as análises da matriz vítrea, apresentam composição variável, exibindo teores de SiO₂ (48-67 %), e álcalis mais elevados quando comparados com análises químicas de rocha total. Estas diferenças refletem o excesso de SiO₂; Na₂O e K₂O, no vidro intersticial.

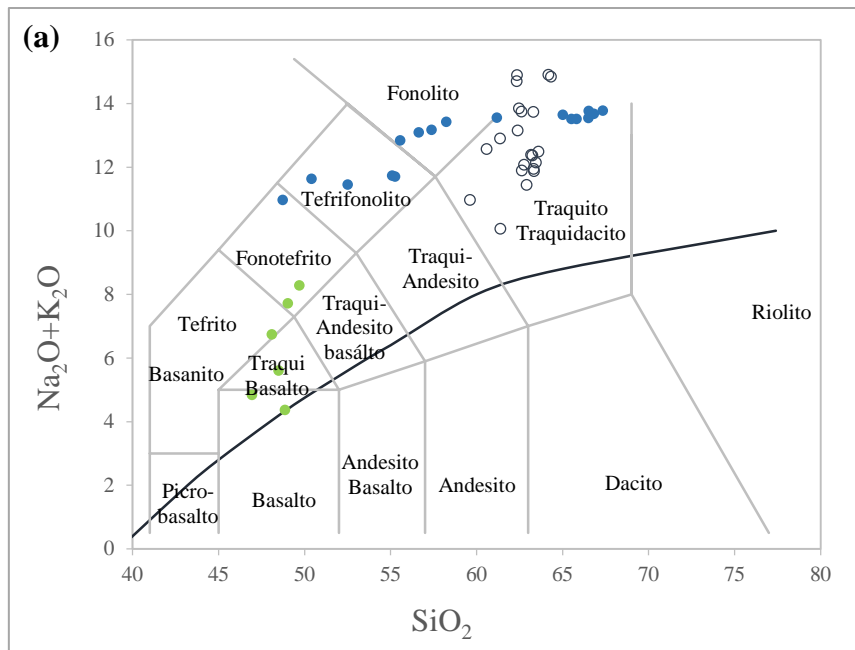


Figura 3.22 - (a) Diagrama TAS (álcalis versus sílica (Le Bas *et al.* 1986), demonstrando a composição da matriz vítrea em amostras de peperito, comparada com análises geoquímicas de rocha total por FRX. Simbologia: pontos azuis=análises de WDS em microsonda, círculos vazados=análises de EDS em microscopia eletrônica, pontos verdes=análise química de rocha total FRX.

DISCUSSÃO

A exposição contínua das feições de interação vulcano-sedimentares encontradas na área de estudo (afioramento pedreira Goiáz Britas), foram restritas a este afioramento. No afioramento estudado, foram identificadas três litofácies compostas por basalto, rochas vulcanoclásticas e interação lava-sedimento.

Para critérios de classificação de campo as litofácies foram agrupadas em duas sequências, em que cada sequência é representada por uma unidade composta por interação vulcano-sedimentar (peperito).

Os peperitos da sequência basal foram identificados somente por evidências de clastos ígneos incorporados à matriz sedimentar, é impossível comparar sua espessura com os peperitos da sequência superior unidade 1, e estabelecer relações de contato devido à falta de exposições de rochas mais antigas. Na sequência superior os peperitos identificados estão associados a uma matriz fina de coloração esverdeada, apresentam espessura máxima de 4m, e têm sua gênese relacionada à instalação do derrame da sequência superior unidade 3.

Entre as unidades 1 e 3 da sequência superior, representadas por peperito e derrames de lava respectivamente, uma pequena fração foi localmente identificada,

composta por matriz silicática imatura, material carbonoso e ausência de clastos, (Junqueira-Brod. *et al* em preparação), designada como sequência superior unidade 2.

Esta unidade sugere intervalo temporal maior comparado com os derrames da sequência intermediária unidades 1-4, possibilitando, após o derrame da sequência superior unidade 3, a formação e deposição de sedimentos finos. A compreensão desta unidade ainda não está clara, porém sugere-se que sua gênese esteja relacionada a depósitos sedimentares com possível contribuição de cinza, em ambiente úmido confirmado pelo padrão de laminação.

Os basaltos da sequência estudada pertencem ao grupo de Alto-Ti, e de acordo com os critérios de classificação se enquadra em basaltos do tipo Pitanga. A mineralogia predominante é labradorita, augita, ti-magnetita, ilmenita e traços de apatita.

A geologia na região de Goiatuba, retrata uma sucessão de cinco importantes episódios eruptivos, (sequência intermediária unidade 1, 2, 3, 4 e sequência superior unidade 3). As sucessões eruptivas são sobrepostas a um substrato de origem sedimentar, com texturas resultantes da interação dinâmica entre as lavas e os sedimentos inconsolidados, identificadas na sequência basal e sequência superior unidade 1.

Os peperitos identificados são atribuídos a interação do derrame com o sedimento inconsolidado ou pobremente consolidado, demonstrados pela interação fluída, padrão de vesiculação, rugas de fluxo, diques clásticos, intercalação de lâminas ígneas e sedimentares e preenchimento das cavidades por areia.

CONCLUSÃO

Foram identificados pela primeira vez depósitos sedimentares da formação Botucatu na porção norte da Bacia do Paraná, associados aos derrames basálticos da formação Serra Geral. Também foram descritas rochas resultantes da interação da lava e do sedimento.

A intercalação sedimentar entre as rochas vulcânicas sugere contemporaneidade entre o desenvolvimento do vulcanismo e os ciclos de sedimentação. A ocorrência de domínios de interação lava-sedimento, foram identificados em dois níveis ou duas sequências basal e superior.

A formação de peperitos só é possível devido à existência de sedimentos inconsolidados durante a deposição dos derrames. A morfologia dos clastos e a orientação da matriz, indicada pelo padrão de vesiculação são evidência de que os sedimentos se encontravam inconsolidados no momento em que as lavas depositaram sobre estes. As texturas peperíticas identificadas refletem a gênese por deposição não explosiva da lava sobre a superfície do sedimento, caracterizando peperitos fluidos.

No domínio dos peperitos, os clastos ígneos apresentam mineralogia semelhante à dos basaltos, enquanto a mineralogia da matriz sedimentar é dominada por quartzo e k-feldspato.

Um estudo estratigráfico detalhado na região é necessário para estabelecer o posicionamento, processos ambientais e delimitar a ocorrência do subsistema representado pela sequência clástica identificada neste trabalho.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Grupo Goyaz Britas por permitir o acesso e amostragem da frente de lavra. Ao Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da UnB pela confecção das lâminas delgadas polidas, e ao Centro Regional para o Desenvolvimento Tecnológico e Inovação (CRTI/UFG), pelo acesso aos laboratórios de preparação e de análises químicas e mineralógicas. Aos projetos Microcarb/Silcarb financiados pela Petrobrás e ao CNPq pelo suporte financeiro.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

Arndt, N. T., Czamanske, G. K., Wooden, J.L., Federenko, V. A. 1993. Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism, *Tectonophysics*, 223, pp. 39-52.

Bellieni, G., Comin-Chiramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Piccirillo, E.M., Nardy, A.J.R. & Rosemberg, A. 1984. High- and Low-TiO₂ flood basalts from Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlugen*, 150, pp. 273-306.

Bellieni, G.; Piccirilo, E.M.; Zannetin, B. 1981. Classification and nomenclature of basalts. *USGS, Commission on the Systematics Igneous Rocks*, 34, pp. 1-17.

Busby-Spera, C. J., White, J. D. L. 1987. Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. *Bulletin of Volcanology*, 49, pp. 765-775.

Cas, R. A. F. Edgar, C. Scutter, C. R. 1998. Peperites of the late Devonian Bunga Beds, southeastern Australia: a record of syn-depositional high level intrusion, dome emergence and resedimentation. *Volcanological Congress, Cape Town, South Africa*.

Frank, H. T. Gomes, M. E. B. and Formoso, M. L. L. 2009. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. *Pesquisas em Geociências*, 36 (1), pp 49-57.

Gibson, S. A., Thompson, R. N., Leonardos, O. H., Dickin, A. P and Mitchell, J. G. 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: Evidence from large-volume, mafic potassic magmatism in SE Brazil, *Journal of Petrology*, 36, pp. 189-229.

Gibson, S.A., Thompson, R.N., Dickin, A.P., Leonardos, O.H., 1995a. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 136, pp. 149-165.

Hartmann, L. A., Duarte, L. C., Massonne, H. J., Michelin, C., Rosenstengel, L. M., Bergmann, M., Theye, T., Pertille, J., Arena, K. R., Duarte, S. K., Pinto, V. M., Barboza,

E. G., Rosa, M. L. C. C., Wildner, W. (2012). Sequential opening and filling of cavities forming vesicles, amygdales and giant amethyst geodes in lavas from the southern Paraná volcanic province, Brazil and Uruguay. *International Geology Review*, 54, pp 1-14.

Hawkesworth, C. J. Mantovani, M. S. M, Peate, D. W. 1988. Lithosphere remobilization during Paraná CFB magmatism, in Menzies, M. A. & Cox, K. (Eds.) *Oceanic and Continental Lithosphere: Similarities and Differences*, Journal of Petrology, Oxford, pp. 205-223.

Holz, M. Soares, A. P. Spares. P. C. 2008. Preservation of aeolian dunes by pahoehoe lava: An example from the Botucatu Formation (Early Cretaceous) in Mato Grosso do Sul state (Brazil), western margin of the Paraná Basin in South America. *Journal of South American Earth Science*, 25, pp. 398-404.

Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 08, pp. 523-548.

Jerram, D.A., Mountney, N., Howell, J., Stollhofen, H., Long, D., 2000. Death of a sand sea: an active aeolian erg systematically buried by the Etendeka Flood Basalts of NW Namibia. *Journal of Geology Society*, 157, pp. 513-516.

Jerram, D.A., Stollhofen, H., 2002. Lava–sediment interaction in desert settings; are all peperite like textures the result of magma–water interaction? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114, pp. 231-249.

Jones, J. G. 1969. A lacustrine Volcano of Central France and the Nature of Peperites. *Proceedings of the Geologists Association*, 80, pp. 177-188.

Luchetti, A. C. F., Nardy, A. J., Machado, F. B., Madeira, J. E. O., Arnosio, J. M. 2014. New insights on the occurrence of peperites and sedimentary deposits within the silicic volcanic sequences of the Paraná Magmatic Province, Brazil. *Solid Earth*, 5, pp. 121-130.

Machado, F. B., Rocha-Junior, E. R. V., Marques, L. S., Nardy, A. J. R. 2015. Volcanological aspects of the northwest region of Paraná continental flood basalts (Brazil). *Solid Earth*, 6, pp. 227-241.

Marques, L. S. Piccirillo, E. M., Melfi, A. J., Comin-Chiaramonti, P., Bellieni, G. 1988. Geochemistry and REE distribution of flood basalt – rhyolite suites from the Paraná basin (Brazil), in: Abstract of Geochemical evolution of the continental crust Conference, Poços de Caldas, Brazil, pp.70-79

Mantovani, M. S. M., Marques, L. S., De Souza, M. A., Civetta, L., Atalla, L., Innocenti, F. 1985. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina State, southern Brazil. *Journal of Petrology*, 26, pp. 187-209.

Melfi, A. J.; Piccirillo, E. M.; Nardy, A. J. R. 1988. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin – An Introduction. In: PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. *The Mesozoic Flood Volcanism of The Paraná Basin: Petrogenic and Geophysical Aspects*. São Paulo: IAG/USP, pp. 600

Milani, E. J., França, A. B., Schneider, R. J. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8, (1). pp. 69-82.

Milani, E. J., Faccini, U. F. Scherer, C. M., Araújo, L. M., Cupertino, J. A. 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. In: *Boletim de Geociências da USP, Série Científica*, 29, pp. 125-173.

Milani, E.J. & Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary Basins of South America. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz FILHO, A.; Campos, D.A. (Coordenadores), *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress. pp. 389-449.

Michel-Levy, A. 1890. Compte rendu de l'excursion du 16 septembre à Gergovie et Veyre-Monton. *Bulletin of Society Geology*. França, 18, pp.891-897.

Milner, S. C., Duncan, A. R., Whittingham, A. M., Ewart, A. 1995. Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Paraná-Etendeka igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69, pp. 137-157.

Moraes, L. C. and Seer, H. J. In Press. Pillow lavas and fluvio-lacustrine deposits in the northeast of Paraná Continental Magmatic Province, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Nardy, A. J. R., Oliveira, M. A. F., Betancourt, R. H. S., Verdugo, D. R. H., Machado, F. B. 2002. Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral. *Revista Geociências*, 21 (2) pp. 15-32.

Petry, K.; Jerram, D. A.; Almeida, D. D. P. M.; Zerfass, H. 2007. Volcanic-sedimentary features in the Serra Geral Fm., Paraná Basin, southern Brazil: Examples of dynamic lava-sediment interactions in an arid setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159, pp. 313-325.

Peate, D., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M. 1992. Chemical Stratigraphy of the Paraná Lavas (South America): Classification of Magma Types and their Spatial Distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55, pp. 119-139.

Peate, D.W & Hawkesworth, C. J. 1996. Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from Southern Paraná, Brazil. *Chemical Geology*, 127, pp.1-24.

Peate, D. 1997. The Paraná-Etendeka Province. In: MAHONEY, J.J. & COFFIN. Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism editors, *Geophysical Monograph Series*, 100, pp. 217-245.

Peate, D.W.; Hawkesworth, C.J.; Mantovani, M.S.M.; Rogers, N.W.; Turner, A.P. 1999. Petrogenesis and stratigraphy of the high Ti/Y Urubici magma type in the Paraná flood basalt Province and implications for the nature of “Dupal”-Type mantle in the south atlantic region. *Journal of Petrology*, 40 (3) pp. 451-473.

Piccirillo, E.M. & Melfi, A. J. 1988. The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects. São Paulo, Brasil: IAG-USP, pp. 600.

Renne, P. R., Ernesto, M., Pacca, I., Coe, R. S., Glen, J. M., Prévot, M., Perrin, M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, 258, pp. 975-979.

Scrope, G. P. 1958. The Geology and extinct volcanoes of Central France. Londres: John Murray, Albemarle Street.

Scherer, C. M. S. 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formations (Cretaceous) in southern most Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*, 137, pp. 63-84.

Scherer, C. M. 2002. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology*, 49, pp. 97-116.

Scherer, C.M., Lavina, E., 2006. Stratigraphic evolution of a fluvial–eolian succession: the example of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Guar´ and Botucatu formations, Paraná Basin, Southernmost Brazil. *Gondwana Research*, 9, 475-484.

Scherer, C.M., Goldberg, K., 2007. Palaeowind patterns during the latest Jurassic–earliest Cretaceous in Gondwana: evidence from aeolian cross-strata of the Botucatu Formation, Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol*, 250, 89-100.

Souza, F. G., Santos, E. V., Junqueira-Brod, T. C., Brod, J. A., Araújo, I. M. C. P., Silva, K. R., Momoli, R. S., Candeiro, C. R. A., Freitas, N. M. Sucessão Estratigráfica e interação basalto-sedimento no Grupo São Bento, pedreira Goiás Britas, Panamá-GO. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 48, 2016, Porto Alegre - RS. Anais...São Paulo - SP: Sociedade Brasileira de Geologia, 2016

Skilling, I. P., White, J. D. L., McPhie, J. 2002. Peperite: a review of magma-sediment mingling. *In: Skilling, I. P., White, J. D. L., McPhie, J. (Eds.), Peperite: Process and products of Magma-Sediment Mingling. Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114, pp. 1-17.

Turner, S. Regelous, M. Kelley, S. Hawkeswort, C. J. Mantovani, M. S. M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: High Precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth Planetary Sci. Lett*, 121, 333-348.

Waichel, B. L. 2006. Estruturação de Derrames e Interações lava-sedimento na Porção Central da Província Basáltica Continental do Paraná. Tese (Doutorado em Geociências) Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. p. 106.

Waichel, B.L., Lima, E.F., Lubachesky, R., Sommer, C.A., 2006. Flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. *Bull. Volcanol*, 68, 99–610.

Waichel, B.L., Lima, E.F., Sommer, C.A., Lubachesky, R., 2007. Peperite formed by lava flows over sediments: An example from the central Paraná Continental Flood Basalts, Brazil. *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 159, 343–354.

White, J. D. L., Mcphie, J., e Skilling, I. P. 2000. Peperite: a useful genetic term, *Bulletin of Volcanology*, 62, 65-66.

CAPITULO IV

CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA, MORFOLÓGICA E QUÍMICA DOS MINERAIS PRESENTES EM VESÍCULAS NOS BASALTOS E PEPERITOS NA REGIÃO DE GOIATUBA-GO.

Flávia Gomes de Souza¹, Tereza Cristina Junqueira-Brod², José Affonso Brod^{1,3}, Ivan Mendes Caixeta de Pamplona Araújo¹, Jesiel Freitas Carvalho^{1,3}, Hannah Larissa Siqueira Matos Pimentel¹, Edi Mendes Guimarães², Sara Vieira Cardoso³.

¹Centro Regional para o Desenvolvimento Tecnológico e Inovação-CRTI.

²Universidade de Brasília

³Universidade Federal de Goiás

RESUMO

Este trabalho caracteriza a assembleia mineralógica presente nas vesículas, encontradas na sucessão vulcano-sedimentar da Formação Serra Geral, próximo ao município de Goiatuba na porção sul do estado de Goiás, foram caracterizadas por difração de raios X, espectroscopia de infravermelho, microscopia eletrônica de varredura e microsonda eletrônica.

A presença de minerais de preenchimento é resultante de atividade hidrotermal e intempérica. A caracterização destes minerais fornece dados cruciais para a identificação do ambiente na cristalização da assembleia mineral.

A maior abundância de minerais de cristalização secundária ocorre predominantemente no horizonte de interação entre as rochas ígneas e sedimentares e compreende fases minerais identificadas como analcima, natrolita, calcita, quartzo, micas e esmectitas.

Palavras chave: *peperitos, vesículas, filossilicatos.*

INTRODUÇÃO

O magmatismo da Formação Serra Geral White (1908), na Bacia do Paraná abrange uma grande área de ocorrência na América do Sul, estendendo-se para a África, onde é conhecida como Província de Etendeka (Melfi, 1988). As dimensões compreendidas pelas rochas vulcânicas do sistema Paraná-Etendeka configuram um tipo de província conhecido como LIP (em inglês: *Large Igneous Province*, Bryan *et al.*, 2010). As rochas vulcânicas que constituem a Formação Serra Geral apresentam composições e morfologias distintas em função da sua posição geográfica na Bacia do Paraná (Gibson *et al.* 1995), com predominância de basaltos de alto titânio dominantes na porção norte e basaltos de baixo titânio ocorrendo principalmente na porção sul Gibson *et al.* (1995a), Bellieni *et al.*(1984).

A Formação Serra Geral exhibe uma sucessão de rochas vulcânicas apresentando complexa arquitetura de fácies compostas por intercalações entre rochas vulcânicas e sedimentares, interpretada por vários autores Jerram, (2002); Single & Jerram, (2004); Passey & Bell, (2007); Brown *et al.* (2011); Waichel *et al.* (2011), como resultado de importantes modificações nas taxas de efusão e influência paleoclimática.

Em afloramentos e frentes de lavras de pedreiras na região sul do estado de Goiás, entre as cidades de Goiatuba e Panamá, foram identificados níveis de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral intercaladas a rochas clásticas (Capítulo III nesta dissertação). Esta sucessão produz uma variedade textural característica, observada principalmente em produtos de mistura mecânica de magma com sedimentos inconsolidados (peperitos), padrão de vesicularidade e preenchimento mineralógico ainda não descritos até o momento.

Nos derrames basálticos as vesículas ocorrem de forma restrita, com formatos, dimensões e proporções variáveis. Frequentemente, nos derrames as vesículas estão alongadas, perpendiculares aos contatos, e comumente são preenchidas por até três fases cristalinas.

Nos peperitos a vesicularidade é abundante, tanto na matriz sedimentar quanto nos clastos ígneos incorporados à matriz e conseqüentemente a assembleia mineralógica presente nas vesículas é maior, sendo possível a identificação de pelo menos cinco fases minerais em uma mesma vesícula. A morfologia nas vesículas é variável, podendo ser esférica, ovalada e ameboide.

O presente trabalho caracteriza em detalhe a assembleia mineralógica de preenchimento de vesículas, e materiais de intemperismo em amostras de basaltos e peperitos em uma frente de lavra da Pedreira Goyaz Britas, na região de Goiatuba, GO.

A caracterização mineralógica proporciona dados iniciais para o estabelecimento das relações genéticas existentes entre as rochas ígneas e sedimentares, do ambiente de cristalização e das sucessões paragenéticas de minerais secundários. A investigação foi realizada pela combinação de estudos analíticos que incluem microscopia ótica, difração de raios X, espectroscopia de infravermelho, microscopia eletrônica de varredura e microsonda eletrônica. Para a caracterização da mineralogia do grupo dos filossilicatos utilizou-se métodos específicos, visando à correta identificação e caracterização estrutural destes minerais.

CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

A pedreira estudada é representada por interação entre rochas vulcânicas da Formação Serra Geral e depósitos clásticos coevos, pertencentes à Supersequência Gondwana III da Bacia do Paraná. A mineralogia primária e as relações de campo são detalhadas no capítulo 3 desta dissertação.

A sucessão de rochas vulcano-sedimentares é encontrada entre cotas de 645 e 683 m. As rochas vulcânicas são basaltos de composição toleítica apresentando >3% em peso de TiO₂, as principais fases encontradas como fenocristal são piroxênio (augita, com até três milímetros) e plagioclásio (labradorita).

Os depósitos sedimentares intercalados aos basaltos são compostos predominantemente por quartzo, ortoclásio e muscovita. Na superfície dos depósitos sedimentares são identificados clastos ígneos anexados à matriz sedimentar, interpretados e caracterizados no capítulo três como interação mecânica entre a rocha ígnea e os sedimentos inconsolidados ou pobremente consolidados. As três litofácies reconhecidas na área são representadas por basaltos, rochas clásticas e interação lava-sedimento.

Texturalmente a sucessão estudada apresenta variações na presença, tamanho, distribuição e preenchimento de vesículas. Nos derrames as vesículas podem ter esfericidade alta ou estar localmente achatadas indicando a direção do fluxo, e pode atingir proporções de até 10%. A variedade de fases minerais de preenchimento é limitada, e compreende três fases minerais.

Nos produtos de interação lava-sedimento (peperito), a vesicularidade nos clastos é abundante e pode atingir proporções de até 60%, são encontradas vesículas esféricas e achatadas, núcleos maciços e bordas vesiculadas, vesículas preenchidas por material sedimentar e até seis fases minerais em uma única vesícula.

MATERIAIS E MÉTODOS

Lâminas delgadas-polidas foram confeccionadas no laboratório de laminação da Universidade de Brasília. As análises de petrografia, difração de raios x, fluorescência de raios x, microscopia eletrônica de varredura e microsonda eletrônica, bem como todas demais etapas de preparo de amostra, foram realizadas nos laboratórios das Divisões de Análise Química e Estrutural (DAQE), de Imagens e Análise Pontual (DIAP) e de Infraestrutura Complementar (DIEC) do Centro Regional para o Desenvolvimento Tecnológico e Inovação (CRTI), na Universidade Federal de Goiás.

Petrografia

As observações ao microscópio petrográfico e a documentação fotomicrográfica das amostras foram realizadas em microscópio petrográfico de luz transmitida e refletida *Olympus* modelo BX41, e foram utilizadas para orientar as fases analíticas seguintes.

As análises em sessões delgadas permitiram (a) definir a assembleia mineralógicas característica para cada unidade identificada em campo; (b) caracterizar os aspectos texturais da mineralogia de preenchimento e sua relação com a matriz vítrea; (c) identificar microestruturas de contato entre as rochas vulcânicas e os sedimentos.

Difração de Raios X

As análises por difração de raios X (DRX) foram utilizadas para identificar os minerais presentes nas amostras estudadas. O objetivo das análises foi determinar a mineralogia de preenchimento em vesículas bem como a determinação da mineralogia de argila.

Para a determinação da mineralogia em rocha total, as amostras foram pulverizadas e montadas em porta amostras do tipo *backload*, para minimizar o efeito de orientação preferencial. A determinação da mineralogia de argila consiste primeiramente

na separação da fração granulométrica desejada ($<2\mu\text{m}$) para investigação. Para a separação da fração argila foi adotada a rotina de preparação do Laboratório de Difração de Raios X, do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (LDRX/IG/UnB), modificada de Alves (1987).

Inicialmente as amostras foram desagregadas em gral de ágata, em seguida foram dispersas em água destilada e submetidas ao processo de centrifugação a 750 rpm por sete minutos, com finalidade de separar a fração granulométrica grossa ($>2\mu\text{m}$) da fina ($<2\mu\text{m}$). O sobrenadante, resultado deste processo inicial é novamente submetido ao processo de centrifugação por 30 minutos com rotação de 3000 rpm a fim de decantar a fração argila ($<2\mu\text{m}$). O material decantado é utilizado para a preparação de lâmina orientada pela técnica de deposição do material em meio aquoso utilizando uma pipeta de *pasteur*.

Para cada amostra, foram montadas duas alíquotas destinadas a tratamentos distintos: 1) fração argila orientada e seca ao ar (N) em sala com umidade relativa entre 45% e 60% com variação na temperatura ambiente entre 18°C e 21°C, 2) fração argila orientada e solvatada com etileno glicol (EG), por vinte horas. Posteriormente, a alíquota (1) foi submetida a tratamento térmico em forno do tipo mufla de marca *JUNG* a 490°C por 90 minutos, e em seguida solvatada com etileno glicol por 20 horas, gerando uma terceira alíquota, 3) denominada aquecida glicolada (AG).

Para a determinação da mineralogia de preenchimento em vesículas, os cristais foram separados manualmente do interior das cavidades, em etapas de campo e laboratório, utilizando como ferramenta instrumental para a separação, pinças de aço e micro retífica. Após a separação dos cristais, estes foram macerados em gral de ágata e depositados em porta amostras de silício *zero background*, sobre filme fino de graxa de vácuo de marca *Vetec* com alto grau de pureza (PA).

As amostras foram analisadas em um equipamento *Bruker*, Modelo *D8 Discover*. Utilizou-se radiação monocromática de um tubo com ânodo de cobre acoplado a monocromador *Johansson* para $K\alpha_1$ operando em 40kV e 40mA, geometria Bragg-Brentano, configuração θ - 2θ , detector unidimensional *Lynxeye*[®], intervalo de 2θ de 3° a 80°, com passo de 0,01°.

A identificação qualitativa das fases cristalinas presentes e processamento de dados para o cálculo da largura meia altura (*FWHM*) bem como a determinação do

carácter trioctaédrico para as esmectitas, foram realizados no *software* DIFFRAC.EVA[®] 2.1 2011 *Bruker*, utilizando como referência a base de dados do ICDD (*Institute Centre of Diffraction Data*), PDF-Release 2 (*Powder Diffraction Data-2*). A proporção modal em rocha total foi obtida por refinamento do difratograma de acordo com o método de Rietveld, que se baseia no ajuste de uma composição calculada ao difratograma experimental medido. O refinamento foi realizado no *software* DIFFRAC.TOPAS[®] 4.2 *Bruker*.

Quando necessário, utilizou-se as reflexões com valores em d_{001} obtidos em medidas de DRX nas frações argila secas ao ar e solvatadas com etileno glicol para confirmar a contribuição de mais de uma fase do grupo da clorita ao resultado experimental, nas amostras de peperito. Nestes casos, foram realizados procedimentos para deconvolução do pico referente à d_{001} , em função de sua maior intensidade relativa e baixa interferência com outras fases cristalinas (Lanson & Champion 1991). Este procedimento foi realizado no *software* DECOMPXR, em que são discriminadas as fases após a remoção do *background* para diminuir o número de parâmetros ajustáveis (Lanson 1997).

Espectroscopia de Infravermelho

Os espectros vibracionais na região do infravermelho foram obtidos pela técnica de transmissão em pastilha de KBr, em espectrofotômetro de absorção no infravermelho *Bruker* modelo *Vertex 70*. Os dados foram adquiridos na faixa espectral de 400-4000 cm^{-1} . Para a confecção das pastilhas utilizou-se 200 mg de KBr para 0.5 mg de amostra. As análises permitem a observação dos grupos de ligação nos constituintes da fração argila $<2\mu\text{m}$.

Microscopia Eletrônica de Varredura

As observações ao microscópio eletrônico de varredura foram realizadas sobre lâminas. As imagens eletrônicas e mapas elementares permitiram visualizar a variação composicional, acrescentando informações de detalhes em microtexturas de contato e variação na morfologia dos minerais de preenchimento de cavidades.

As análises foram obtidas em equipamento JEOL modelo JSM-IT300, acoplado a um detector de raios X por dispersão em energia (EDS) Oxford Instruments X-MaxN, operando em baixo vácuo. As análises composicionais foram obtidas no modo *Point & ID*.

Microsonda Eletrônica

As análises em microsonda eletrônica foram obtidas em lâminas delgadas polidas recobertas com carbono em uma evaporadora JEOL. A espectrometria por dispersão de comprimento de onda (WDS) foi realizada em uma microsonda eletrônica JEOL JXA-8230, com cinco detectores WDS com os cristais LDE1, LDE2, TAP, PET/L-H e LIF-L/H. Também foi utilizado para controle um detector EDS JEOL acoplado à microsonda. As análises foram monitoradas por imagens de elétrons secundários (SE), elétrons retroespalhados (BSE), raios X (XR) e catodoluminescência (CL). As análises foram executadas sob uma condição de corrente de 15 kV e 20 nA com abertura de feixe de 5 μ m para feldspatos e minerais máficos. O tempo de análise variou entre 10-30 segundos por elemento de acordo com a abundância esperada no mineral.

RESULTADOS

A área estudada está situada no contexto da Supersequência Gondwana III (Milani *et al.* 2007). No local figura 4.01, identificaram-se três fácies principais: (a) derrames de lava, (b) sequência clástica e (c) domínio de interação entre lavas e sedimento (peperito).

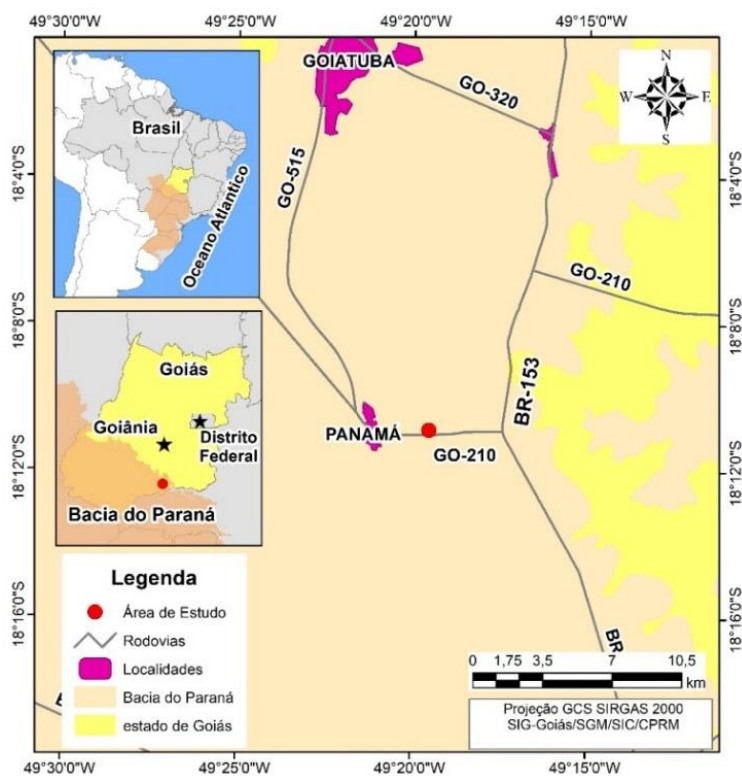


Figura 4.01 - Mapa de localização da área de estudo, a leste da cidade de Goiatuba-GO.

Descrição das Fácies

- a. Derrames de Lava (Basalto): derrames maciços a vesiculares de composição toleítica. Vesicularidade entre 1 % e 10 %, com tamanho desde submilimétrico até 25 cm, concentradas em direção ao topo dos derrames. O aumento na abundância das vesículas para o topo é diretamente proporcional ao volume do derrame.
- b. Sequência clástica: rochas siliciclásticas depositadas provavelmente em condições peridesérticas; em geral sua base apresenta clastos angulosos de basalto e matriz arenosa imatura, arenitos quartzosos texturalmente imaturos com presença de fragmentos carbonosos (Junqueira-Brod et al. em preparação). O topo da sequência clástica é irregular, marcado por interação com novos derrames basálticos. A unidade clástica inferior apresenta clastos angulosos de basalto e fragmentos piroclásticos de tamanho lapili, indicando que parte desta sequência pode ter origem piroclástica ou vulcanoclástica. A morfologia dos grãos na sequência clástica varia de angular a sub arredondada.
- c. Peperito: formado por rocha com abundante matriz de cor clara na granulometria silte e fragmentos amebóides de basalto vesicular. O domínio ocorre tanto na sequência clástica inferior quanto na sequência clástica superior. Uma característica marcante destes produtos de interação lava-sedimento é a presença de abundantes vesículas, muitas vezes em proporções maiores do que no próprio basalto, e contendo uma assembleia mineralógica muito mais variada do que as vesículas no interior dos derrames (ver adiante).

Petrografia

Basalto os basaltos podem ser de duas variedades: basaltos negros maciços, e basaltos vermelhos. Apresentam textura hipohialina a hipocristalina afanítica, composta por fenocristais de plagioclásio e microfenocristais de piroxênio em uma matriz vítrea (Figura 4.02). Os resultados de difração de raios X indicam as variedades labradorita e augita, respectivamente. A matriz é microcristalina a vítrea, contendo plagioclásio, clinopiroxênio, minerais opacos e traços de apatita. Feições de desvitrificação ocorrem localmente.

Os derrames maciços são predominantes e pouco vesiculares, quando presentes, apresentam dimensões entre 5mm e 15 cm. Os fenocristais de plagioclásio são os mais

abundantes, e representam até 30% dos constituintes totais da rocha. O plagioclásio é euédrico a subédrico, e marcado por limites regulares.

Os fenocristais de piroxênio correspondem a 20% dos constituintes da rocha, são subédricos, e comumente apresentam fraturas marcadas por feições de alteração radial, indicando sua substituição por material marrom avermelhado maciço.

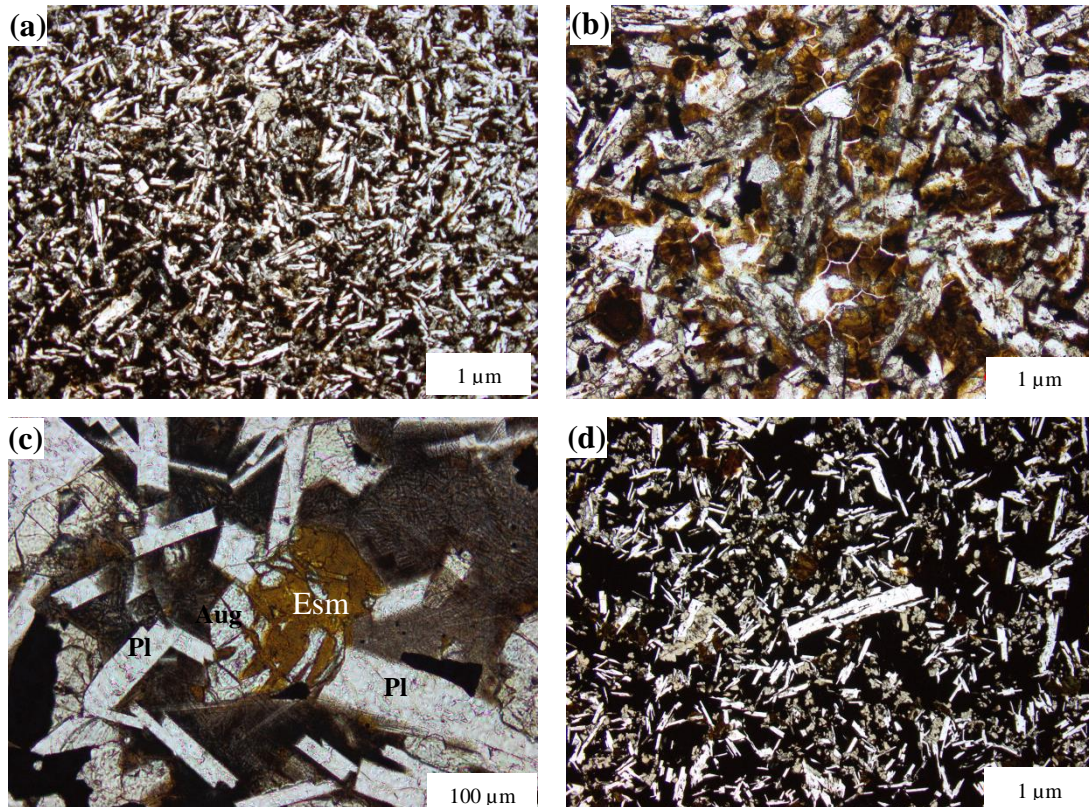


Figura 4.02 - Fotomicrografia de luz transmitida em basaltos na área estudada. **(a)** Matriz basáltica pouco alterada apresentando granulação fina; **(b)** Detalhe de alteração e substituição da matriz vítrea por esmectita; **(c)** Microfenocristal de piroxênio parcialmente alterado para esmectita e matriz vítrea apresentando feições de desvitrificação; **(d)** Textura intergranular de basalto negro. Simbologia: Esm = esmectita, Pl = plagioclásio, Aug = augita

Peperitos: são constituídos por clastos angulosos à amebóides de rocha basáltica, dispersos em uma matriz siltico-argilosa de cor clara. Os clastos são fortemente vesiculares, com dimensões entre 0,5-2,0mm e frequentemente preenchidas. Os principais minerais presentes neste domínio de interação lava-sedimento são misturas de constituintes derivados de um ou outro extremo, incluindo vidro potássico, piroxênio, plagioclásio, óxidos, filossilicatos e teores surpreendentemente baixos de quartzo (até 2% no máximo). Plagioclásio e piroxênio foram identificados por DRX, como labradorita e augita respectivamente.

Os fenocristais de plagioclásio são euédricos a subédricos, com limites regulares, e representam até 15% dos constituintes totais da rocha. Os fenocristais de augita correspondem a 10% da rocha e apresentam forma subédricas com limites irregulares (Figura 4.03). É comum que estes cristais apresentem substituição por materiais de alteração, especialmente em fraturas. A matriz apresenta texturas de desvitrificação, e é constituída por microfenocristais de plagioclásio subédrico, com augita, minerais opacos e vidro intersticiais.

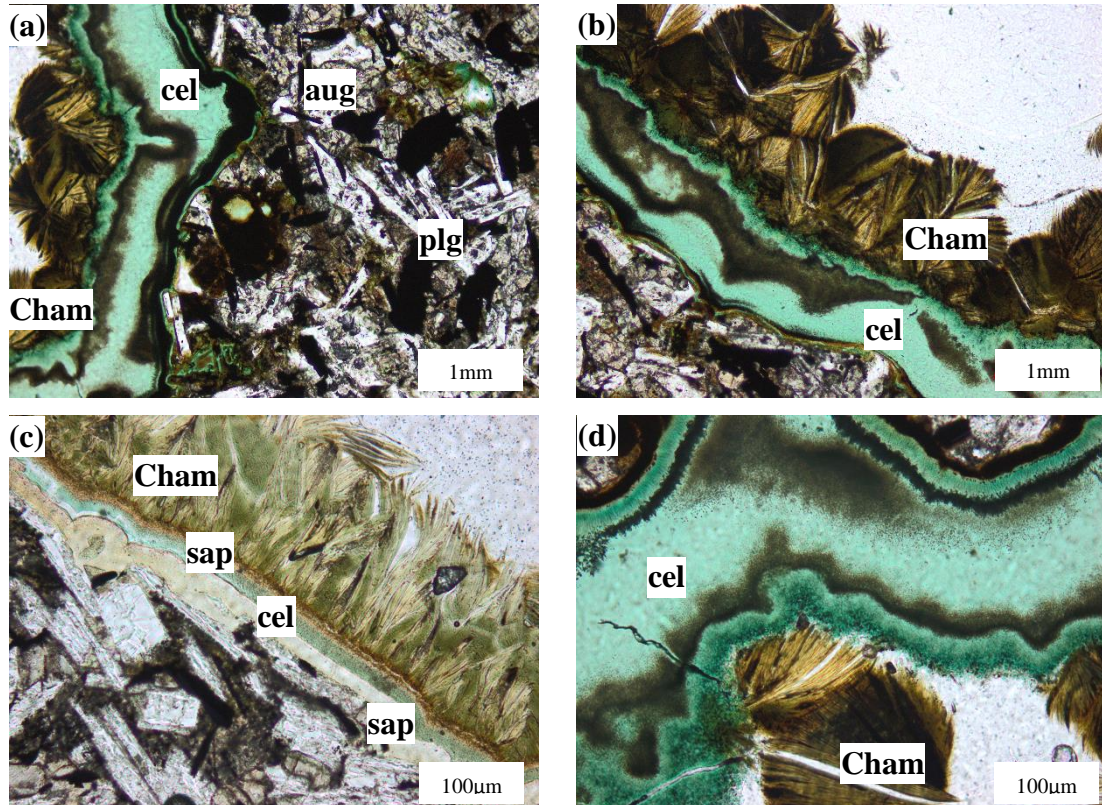


Figura 4.03 - Fotomicrografia de luz transmitida de estruturas em peperitos. (a) e (b) Contato entre a matriz de peperito e zona vesicular preenchida por produtos microcristalinos e bordada por agregados fibrorradiais de chamosita. (c) contato da matriz com zona vesicular, bordada por quatro gerações de filossilicatos. (d) Borda de vesícula predominantemente ocupada por celadonita e chamosita, com contato bem definido entre as duas fases. Simbologia: Cham=chamosita, Sap=saponita, Cel=celadonita, Pl=plagioclásio, Aug=augita

Mineralogia de preenchimento em amígdulas

A investigação da mineralogia de preenchimento se concentra em litofácies ígneas, e interação lava-sedimento. Os resultados obtidos representam fases minerais de preenchimento identificadas nestas duas fácies. As análises de DRX combinadas com imagens eletrônicas possibilitam a determinação da composição e morfologia dos produtos de preenchimento, que compreendem uma variada assembleia de minerais secundários.

Os resultados obtidos, somam no total 28 amostragens pontuais da mineralogia de preenchimento em basaltos. As fases mais comuns de preenchimento nessas rochas são: quartzo, calcita e mg-calcita (Souza *et al.* 2015).

O quartzo ocorre nas variedades leitosa e incolor, hábito granular a prismático, neste caso com cristais bem desenvolvidos, podendo atingir entre 5 a 25 cm de comprimento. Os cristais de calcita e mg-calcita atingem grandes dimensões de aproximadamente 15 cm. A zeólita, identificada como clinoptilolita por DRX, foi raramente encontrada em vesículas nos basaltos, quando identificada, os cristais apresentam hábito placóide e coloração cinza escuro.

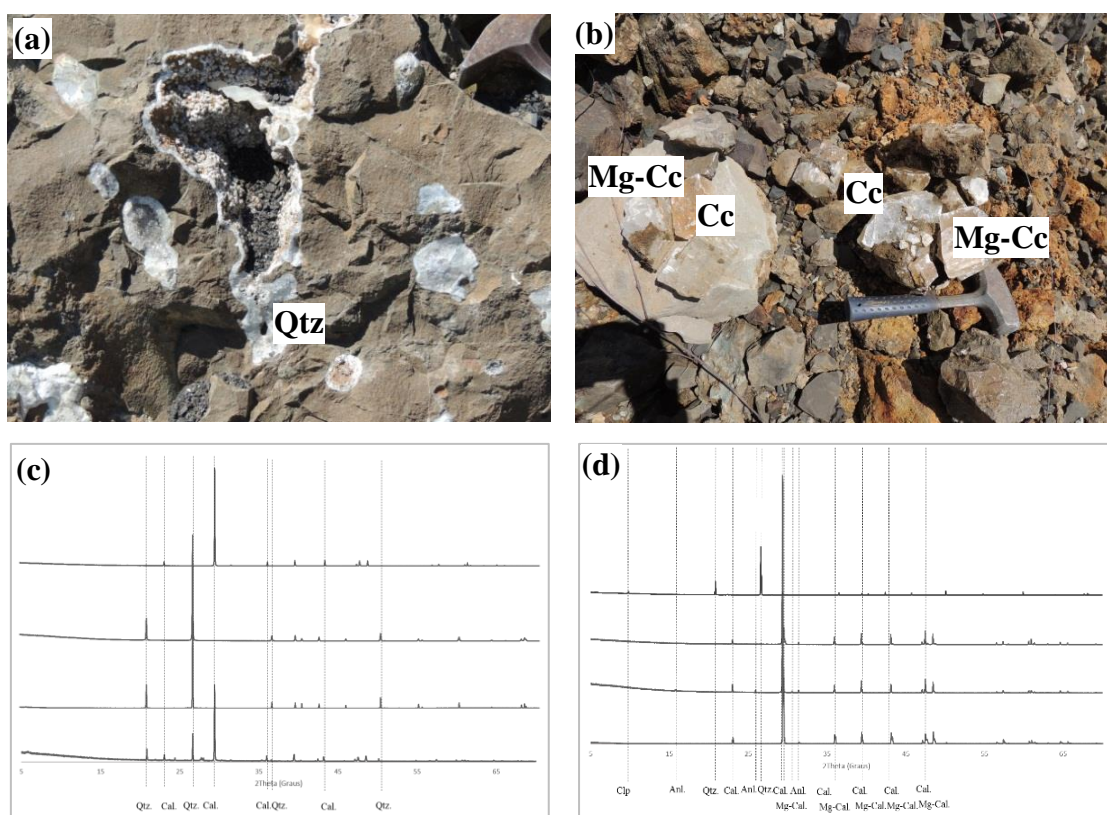


Figura 4.04 - Imagens macroscópicas de basalto vesicular. No basalto forma-se quartzo, calcita e Mg-calcita. As imagens (a, b) ilustram as fases de preenchimento e apontam amostragens realizadas em detalhe. (c, d) Difratoogramas de raio x dos cristais analisados. Simbologia: Qtz=Quartz, Cc=calcita, Mg-cc=mg-calcita e Clp=clinoptilolita.

A maior variedade de minerais preenchendo uma única cavidade é encontrada no domínio de interações lava-sedimento (peperito). A assembleia é diversificada, e pode se estabelecer a ordem de cristalização em escala detalhada. Nas vesículas dos peperitos os

minerais identificados compreendem: analcima (figura 4.05c), que se apresenta muito bem cristalizada, e exibe geminação complexa ao microscópio eletrônico, forrando as paredes no interior das vesículas; celadonita (figura 4.05d), formando agregados muito finos, que pode ser facilmente identificada em lâmina-delgada por sua coloração esverdeada; clorita (figura 4.05e) melhor identificada em separados da fração argila e mostrando, em lamina delgada, hábito fibrorradial e coloração marrom; calcita, encontrada em duas formas: como cristais romboédricos e com hábito fibroso; e natrolita, com hábito prismático terminado por pirâmides milimétricas (figura 4.05f).

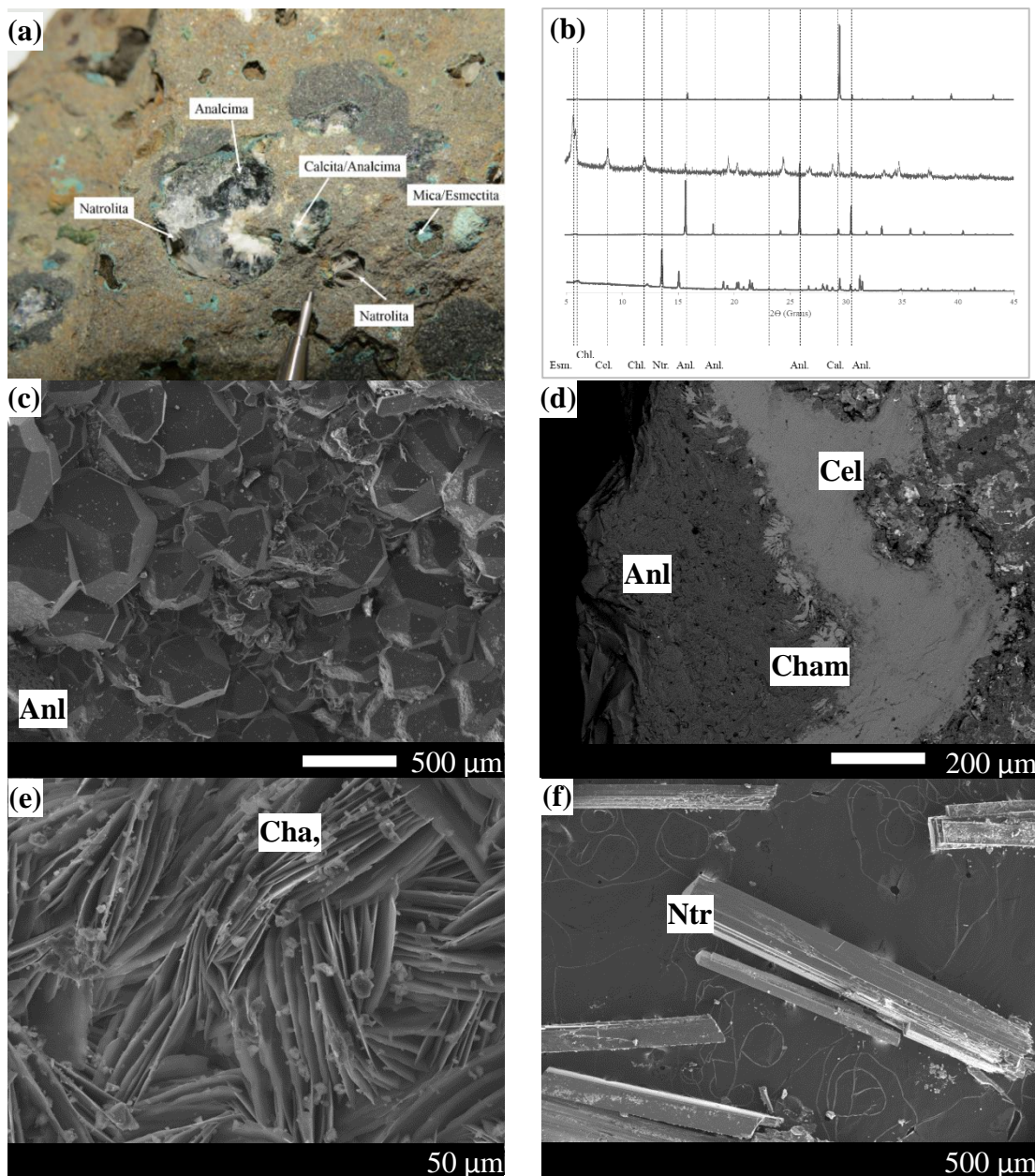


Figura 4.05 - (a) Imagem macroscópica, mostrando a maior abundância e variedade de vesículas preenchidas em fragmentos no interior de peperito, observada em afloramento. (b) Difratoformas de raios X das fases identificadas. Imagens de elétrons secundários obtidas em microscópio eletrônico (c) Analcima, (d) celadonita, (e) chamosita, (f) natrolita. Simbologia: Anl=Analcima, Cel=celadonita, Cham=chamosita, Ntr=Natrolita e Cc=calcita.

Mineralogia de Argila

Para a determinação do caráter estrutural das micas trioctaédrica e dioctaédrica, segue os parâmetros para identificação adotados por Brindley (1952), através da observação da reflexão d_{060} com valores em $d=1.50 \text{ \AA}$ para micas dioctaédricas e 1.53 \AA à 1.55 \AA para micas trioctaédricas. Para a identificação do caráter estrutural nas espécies de esmectitas, foi adotado o método descrito por Christidis e Koutsopolou (2013), que adotam como parâmetro a observação da reflexão em $1.52\text{-}1.53 \text{ \AA}$ para esmectitas trioctaédricas.

A expansão da distância interplanar com a solvatação de etileno glicol por vinte horas, demonstrado pelo deslocamento da reflexão basal para $d_{001}=16,1\text{-}17 \text{ \AA}$ confirma a presença de minerais do grupo da esmectita. A fase mineral de clorita (chamosita) presente nas amostras estudadas não apresenta deslocamento, e tem valores em d_{001} em $14,4\text{-}14,6 \text{ \AA}$. A fase celadonita apresenta valores de d_{001} em $9,9 \text{ \AA}$, e não apresenta deslocamento após tratamento com etileno glicol. A realização do estudo da mineralogia de argila compreende rochas de dois domínios no afloramento estudado: basaltos em estágio de alteração moderada e peperitos.

Os filossilicatos identificados nas amostras estão representados por três subgrupos (tabela 4.01). As fases identificadas foram caracterizadas inicialmente por difração de raios X (figura 4.06) e espectroscopia de infravermelho (figura 4.07), combinados com estudos de microscopia eletrônica e análise pontual por microsonda eletrônica.

Tabela 4.01 - Filossilicatos identificados nas amostras analisadas.

Subgrupo	Fase Mineral	Caráter estrutural
Esmectita	Ferrosaponita	Trioctaédrica
Clorita	Chamosita	Trioctaédrica
Mica	Celadonita	Trioctaédrica

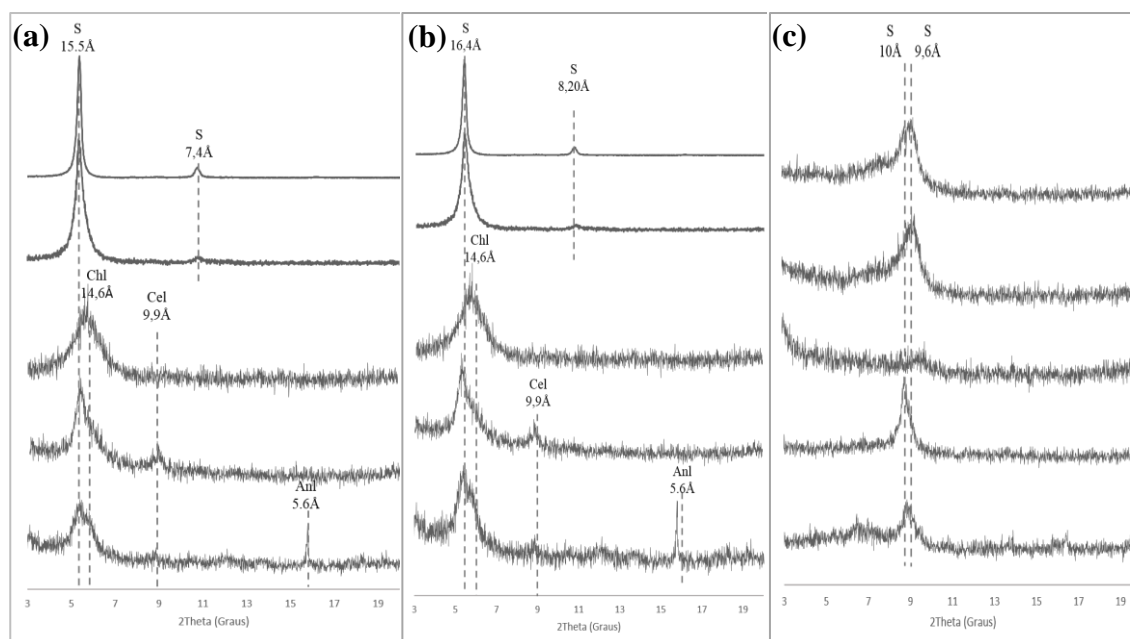


Figura 4.06 - (a) Medidas de DRX da fração $<2\mu\text{m}$ em amostras de basalto e peperitos (preparação orientada e seca ao ar). **(b)** Medidas de DRX da fração $<2\mu\text{m}$ em amostras (solvatadas com etileno glicol por 20 horas). **(c)** Medidas de DRX da fração $<2\mu\text{m}$ em amostras solvatadas com etileno glicol e em seguida aquecida. Simbologia: S=saponita; Chl=Clorita (Chamosita), Cel=Celadonita, An=Analcima.

Os valores de largura a meia altura do pico foram calculados utilizando a equação de Scherrer, e estão relacionados ao tamanho e deformação de cristalito. Este dado provê aproximação do tamanho médio do cristal e fornece dados significativos quanto à diagênese e a cristalinidade dos materiais. A tabela 4.02 representa o tamanho médio das partículas encontradas na fração argila. Ao comparar os valores, a fase micácea representada por celadonita apresentam os maiores índices de cristalinidade, seguida da clorita (chamosita) e por fim a esmectita (ferrosaponita).

Tabela 4.02 - Tamanho médio para a largura meia altura e cristalito, da fração $<2\mu\text{m}$.

Mineral	d (Å)	FWHM	C. Size (Å)
Celadonita	9,98	0,30	390,90
Chamosita	14,6	0,40	256,47
Ferrosaponita	14,906	0,48	225,58

Os espectros de FTIR da fração $<2\mu\text{m}$, apresentam absorção em bandas correspondentes aos grupos de ligação Al-OH, Fe-OH, Si-OH e H-O-H. As bandas de absorção indicam mistura de fases, principalmente em peperitos, o que dificulta a diferenciação da mineralogia por espectroscopia. Porém auxiliam para caracterização estrutural dos filossilicatos predominantemente ricos em Fe e Al.

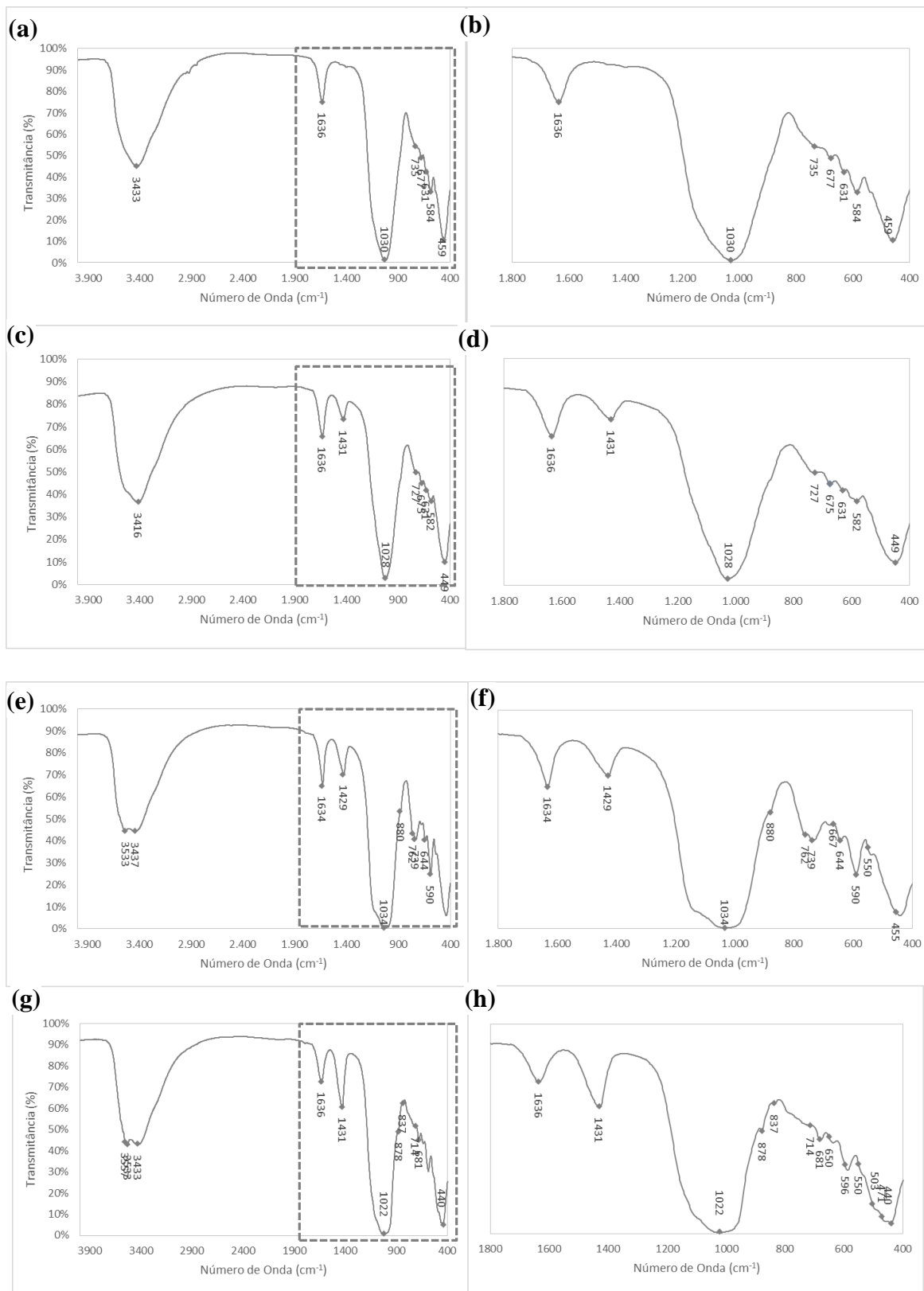


Figura 4.07 - Espectros de FTIR da fração <2µm com os valores de absorção em bandas. (a, e) Espectro obtidos em amostras de basalto. (c, g, i) Espectro em amostras de interação.

Ferrosaponita - A esmectita trioctaédrica é identificada pela reflexão d_{001} entre 14,9 a 15,5Å, em amostra orientada e seca ao ar. Para a determinação do caráter trioctaédrico é necessário observar a reflexão em d_{060} 1,53Å (Środon, *et al.* 2006). Quando a amostra é solvatada com etileno glicol, apresenta deslocamento do pico para 16,4 à 17,2Å devido à exposição do mineral ao composto orgânico polar, apresentando estado heterogêneo de hidratação (Ferrage *et al.* 2005). Após o tratamento térmico realizado a 500°C por 90 minutos e em seguida a solvatação com o vapor de etileno glicol por 24 horas, o pico da reflexão basal colapsou para 9.9Å. Este comportamento não corresponde ao método proposto por Christidis e Koutsopolou (2013), em que se espera a recomposição da estrutura para a reflexão basal d_{001} 17Å. A largura a meia altura (*FWHM* - *full width at half maximum*) para a reflexão d_{001} da fração argila orientada e seca ao ar varia entre 0,4 e 0,7°.

Nos espectros de infravermelho, a presença dos grupos de ligação 2Fe^{3+} e Fe^{3+} -Al-OH, apresentam bandas de absorção com picos em 3556 e 3570 cm^{-1} , o que comprova a existência de uma esmectita rica em ferro. O estiramento Si-O dos filossilicatos em 1035-1022 cm^{-1} (Bhashkar and Gopalakrishnarao 2010) está bem definido nos diagramas. Estiramento com posição em 874 cm^{-1} está relacionado ao grupo Al- Fe^{3+} - OH, indicando a presença desses cátions no sítio tetraédrico (Farmer, 1964; Goodman *et al.* 1976), e absorção bem definida em 674 cm^{-1} corresponde a ligações Al-OH-Fe (Mandejová 2003). A ferrosaponita é caracterizada por difração de raios X, por reflexões d_{001} , d_{002} , e d_{060} a 14,61 Å, 7,37 Å, e 1,52 Å (ficha cristalográfica PDF 00-055-0982).

Clorita (Chamosita) - identificada por difração de raios X, pela reflexão d_{001} 14,3 - 14,6 Å, sem propriedades expansão da distância interplanar. Nos espectros de infravermelho apresentam estiramento largo em 3565, 3334 cm^{-1} gerado pelo estiramento OH da hidroxila do sítio intercamada. A chamosita é caracterizada por difração de raios X, por reflexões d_{001} , d_{002} e d_{061} , a 14,14 Å, 7,07 Å e 1,54 Å. Para a identificação qualitativa, foi utilizada a ficha cristalográfica PDF 01-085-2163.

Celadonita - De acordo com o comitê AIPEA, é uma mica trictaédrica, e sua composição química descrita na literatura indica solução sólida contínua entre o grupo de micas (glauconita-celadonita-Fe-illita), o que dificulta sua identificação somente por difração de raios X (Andrews, 1980; Newman, 1987 e Brown 1952). De acordo com Kaleda e

Cherkes (1991) os minerais do grupo da celadonita, são compostos por fases denominadas de glauconita, celadonita e Fe-illita e comumente ocorrem em alterações de basaltos, apresentando série contínua de solução sólida no grupo. A Celadonita é identificada por difração de raios X, pela reflexão d_{001} 9,9-10,01 Å, e não apresenta propriedades expansíveis. A celadonita é caracterizada por difração de raios X, por reflexões d_{001} , d_{002} , d_{112} e d_{112} a 9,96 Å, 4,98 Å, 3,63 Å e 3,08 Å. Para identificação foi utilizada a ficha cristalográfica PDF 01-078-5146. Nos espectros de infravermelho, a fase apresenta absorção em 878, 1022, 596, 503, 471 e 440 cm^{-1} .

Química Mineral

Os filossilicatos identificados em peperitos ocorrem em três variedades. As análises químicas pontuais representam a média de pontos coletados para cada fase, separadas nos casos em que foi possível estabelecer duas ou mais variedades químicas em um mesmo mineral. Os mapas composicionais nas regiões observadas fornecem evidências texturais e morfológicas adicionais. A investigação em detalhe demonstra a assembleia de produtos microcristalinos, somando contribuição importante no estágio de alteração nos basaltos e peperitos.

Ferrosaponita

A ferrosaponita apresenta forma porosa. Foram identificados três tipos de saponita com base em sua ocorrência: (i) nos basaltos a fase é encontrada substituindo os cristais de clinopiroxênio, como massas de granulação fina e coloração marrom-avermelhada. (ii) nos peperitos, a fase se cristaliza na borda de vesículas, e tem ocorrência mais restrita quando comparada com os outros filossilicatos e zeólitas e (iii) nos basaltos e peperitos como produto de alteração da matriz vítrea.

Os resultados das análises químicas pontuais foram fundamentais para estabelecer sua composição e estão exibidos em % em peso de óxidos. A fórmula estrutural foi normalizada para 11 oxigênios. A ferrosaponita apresenta conteúdos de FeOT entre 25 a 31 %, SiO_2 próximo de 28-38 %, Al_2O_3 entre 7-9 %, MgO entre 7-9 % e baixos teores de $\text{CaO} < 3\%$. O sítio tetraédrico é ocupado por Si (3,01-3,12 a.p.f.u) e Al (0,54-0,85 a.p.f.u), o sítio intercamada é ocupado por Na, Ca e K, somando o equivalente a 0,3 átomos por fórmula unitária. O sítio octaédrico é ocupado por cátions de Al (0,02-0,2 a.p.u.f.), Mg

(1,0-1,3 a.p.u.f.) e Fe^{T} (1,7-2,5 a.p.u.f.).

As imagens abaixo ilustram a ocorrência restrita da ferrosaponita, em basaltos e sua disposição nas vesículas em peperitos. A média das análises pontuais está exibida na (tabela 4.03).

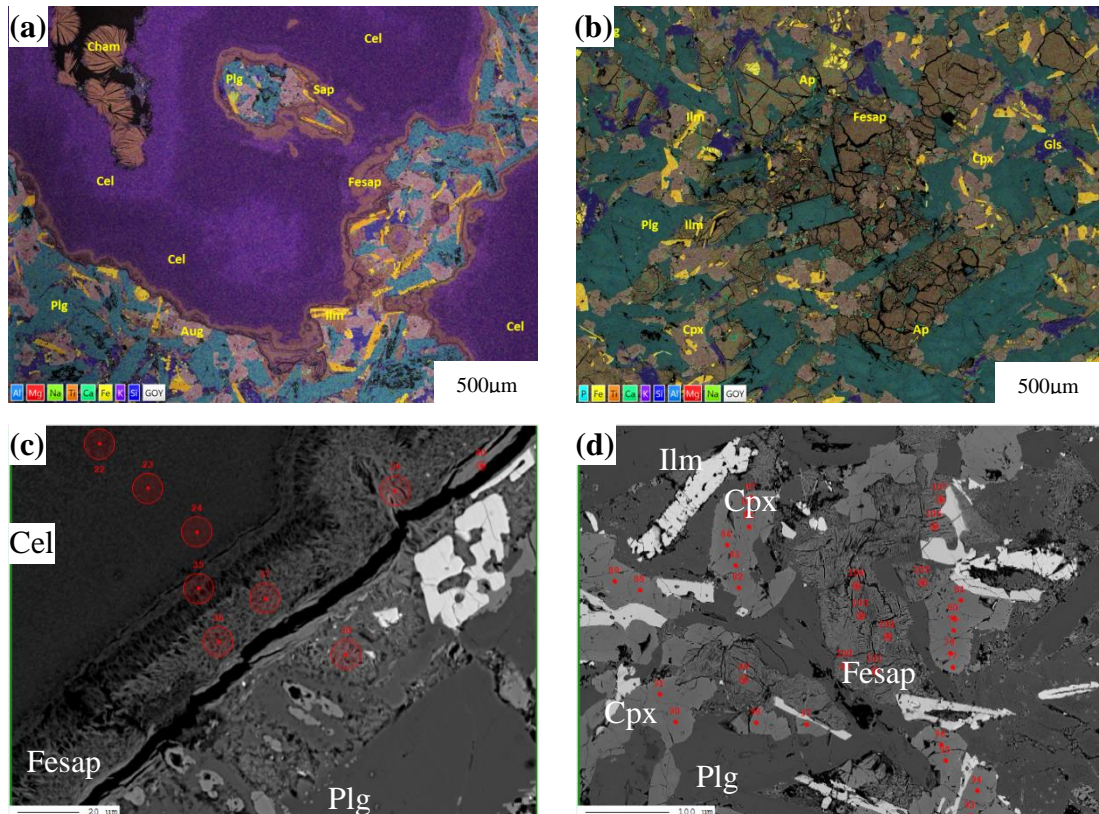


Figura 4.08 - Imagens de elétrons retroespalhados combinada com mapas composicionais (a, b), onde cada cor indica um elemento químico e sua distribuição espacial sobre a amostra analisada. (a) Preenchimento de esmectitas na borda da vesícula e de celadonita. (b) Basalto vermelho, mostrando substituição de cristais de augita por ferrosaponita. (c) Ferrosaponita cristalizada em zona limítrofe entre a matriz da rocha e a celadonita. (d) Substituição da matriz vítrea por esmectita.

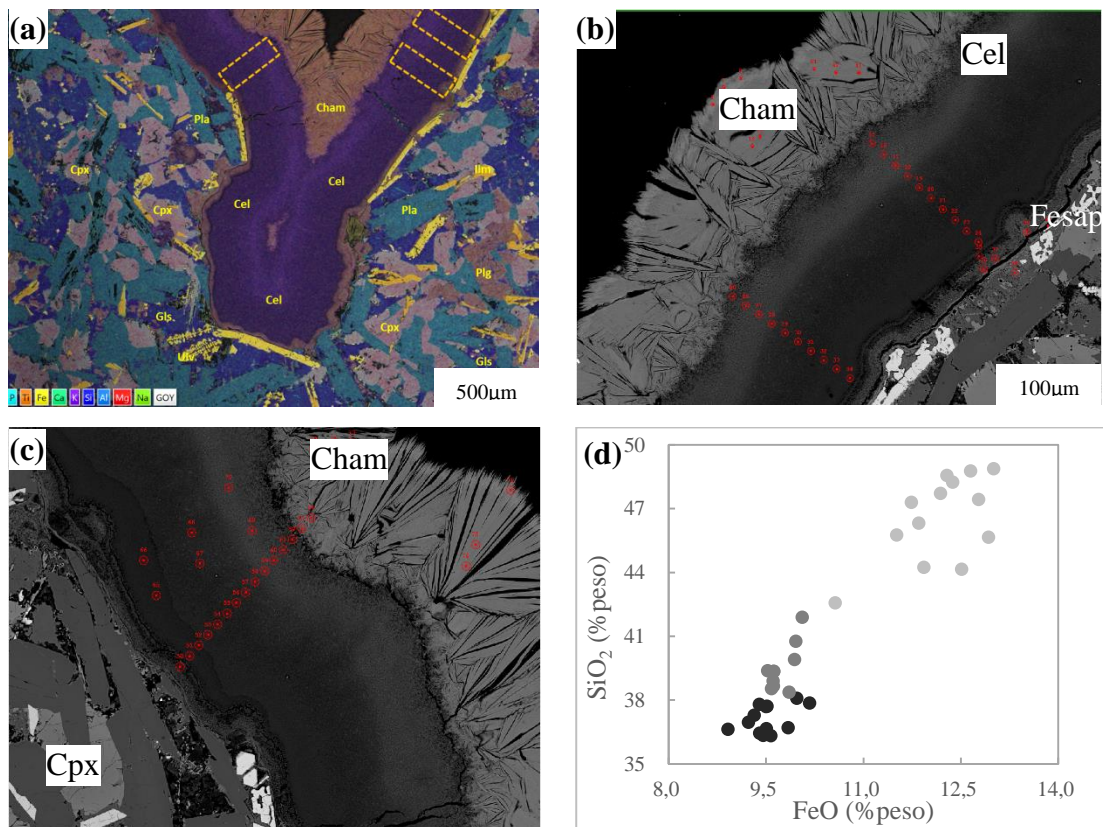
Celadonita

A celadonita é identificada por difração pela distância interplanar próxima de $9,9\text{\AA}$. Os cristais de celadonita apresentam forma porosos com tamanho $<1\mu\text{m}$. Foi identificado apenas um tipo de celadonita baseado em sua ocorrência, como agregados maciços, granulometria muito fina e, quando observadas em microscópio petrográfico, com coloração marrom-esverdeada. A celadonita está associada aos peperitos e, aparentemente, é o segundo filossilicato a se formar.

Os resultados das análises químicas pontuais estão exibidos em %m da fórmula estrutural, normalizada para 11 oxigênios. A celadonita é enriquecida em Fe, com

conteúdo de FeO^T entre 9 e 13 %, SiO_2 próximo de 36 - 49 %, Al_2O_3 entre 4 - 7 % e baixos teores de $\text{MgO} < 4$ %, e $\text{K}_2\text{O} < 8$ %. O sítio tetraédrico é ocupado somente por Si, o sítio do intercâmara é ocupado por Na, Ca e K com valores entre 0,81 e 0,87 átomos por unidade de fórmula. O sítio octaédrico é ocupado por cátions de Al (0,6-0,7 a.p.u.f.), Mg (0,4-0,5 a.p.u.f.); e FeO^T (0,8-1,12 a.p.u.f.), a substituição de FeO^T por MgO está ilustrada na figura 4.10g.

As imagens abaixo ilustram a ocorrência da celadonita, sua disposição em uma vesícula e perfis analisados por WDS. É evidente o zoneamento demonstrado pelas imagens de elétrons retroespalhados combinados com mapa elementar (figura 4.09a). Um perfil de análises pontuais foi adquirido para demonstrar esta variação, cuja média das análises está exibida na (tabela 4.03). A variação é ilustrada nos diagramas composicionais (figura 4.09d, e, f, g), onde as análises são divididas em zona externa, zona intermediária e zona interna da vesícula.



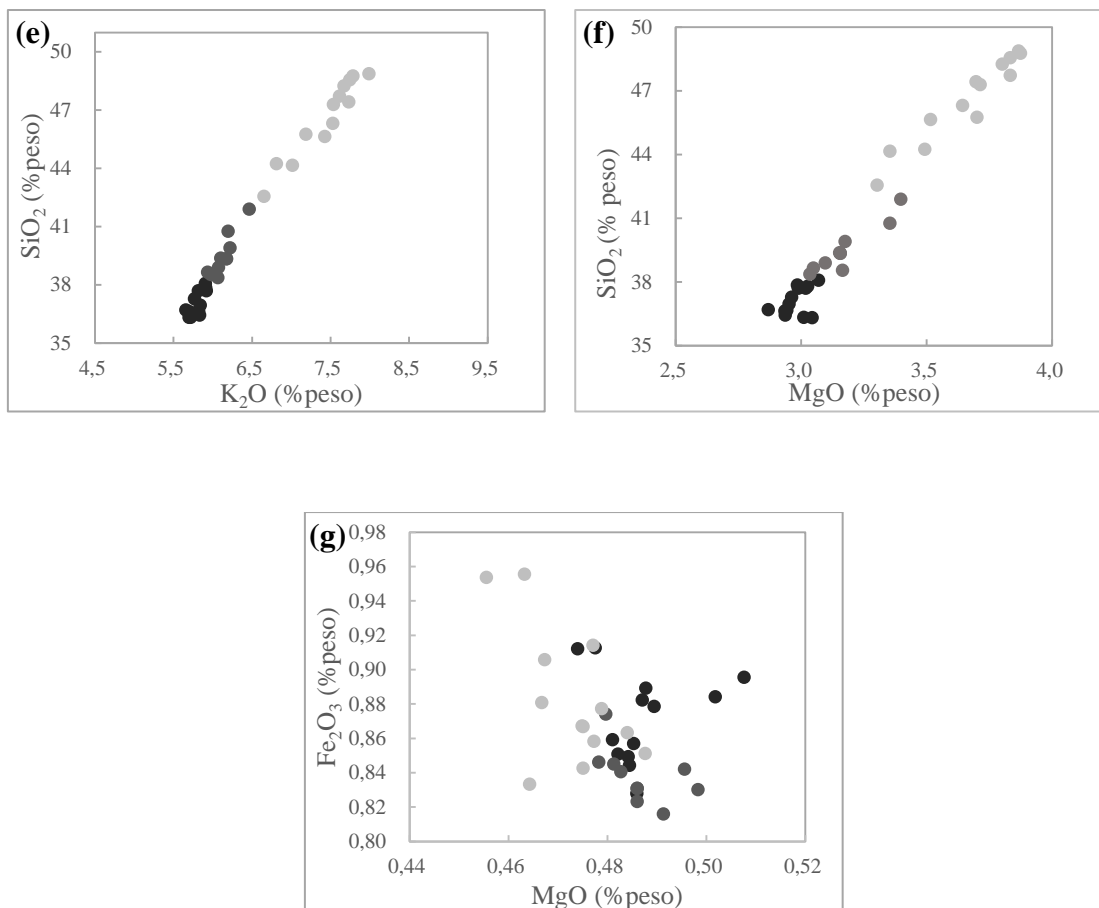


Figura 4.09 - (a) Imagens de elétrons retroespalhados acompanhados de mapas composicionais, onde cada cor indica um elemento químico e sua distribuição espacial sobre a amostra analisada. (b, c) Imagens de elétrons retroespalhados, indicando a área escolhida para o perfil de análises pontuais. (d, e, f) Diagramas composicionais demonstrando a variação composicional. (g) Diagrama ilustrando a substituição de FeO por MgO no sítio octaédrico. Simbologia: pontos pretos=zona externa, pontos cinza escuro=zona intermediária, pontos cinza-claros=zona interna.

Chamosita

A estrutura da chamosita é semelhante à da clorita, e consiste em camadas alternadas tetraédricas e tri-octaédricas. Sua estrutura de camadas 2:1 é semelhante ao grupo de mica, porém sua identificação por difração caracteriza-se por distância interplanar próxima de 14 Å. Os cristais de chamosita são lamelares com tamanho entre 50 a 150 µm. Foi identificado apenas um tipo de chamosita baseado em sua ocorrência e textura, cristalizada em forma de aglomerados, textura fibrorradiada e bordas arredondadas. A chamosita está associada aos peperitos, preferencialmente nas bordas das vesículas (figura 4.10a, b, c).

Os resultados das análises químicas foram normalizados para 14,5 oxigênios. A chamosita é enriquecida em Fe, com conteúdo de Fe^T entre 30 a 34 %, SiO₂ próximo de

30 %, Al_2O_3 entre 10 a 12 % e baixos teores de MgO ($< 12\%$), e Na_2O , K_2O e MnO ($< 1\%$ cada). Os cátions de Al no sítio tetraédrico ocupam valores entre 0,3 e 0,5 átomos por unidade de fórmula e este elemento é responsável uma alta ocupação no sítio octaédrico (1 a 1,2 átomos por unidade de fórmula). O diagrama Mg a.p.f.u. x $^{\text{VI}}\text{Al} + \text{FeT}$ a.p.f.u. (figura 4.10d) ilustra as composições obtidas.

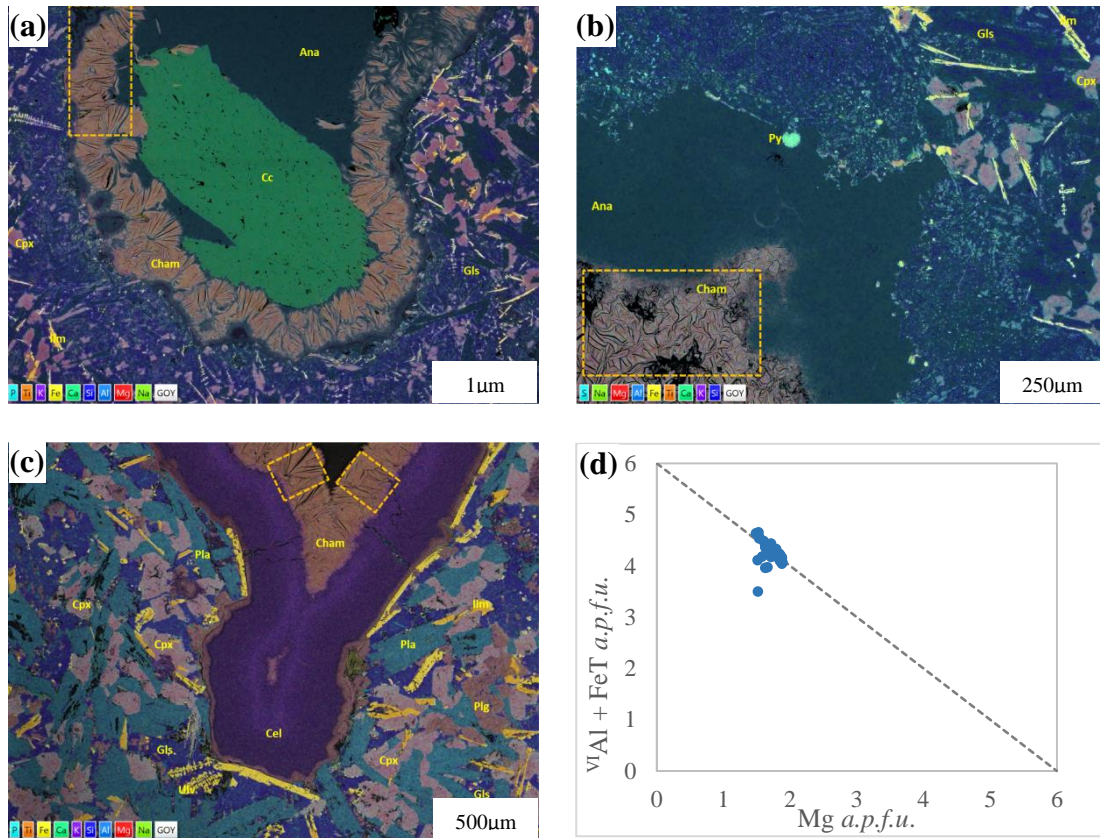


Figura 4.10 - (a, b, c) Imagens de elétrons retroespalhados combinadas com mapas composicionais, onde cada cor indica um elemento. (d). Diagrama Mg a.p.f.u. x $^{\text{VI}}\text{Al} + \text{FeT}$ a.p.f.u. dos cristais de chamosita analisados. Simbologia: Retângulos tracejados indicam a área analisada.

Tabela 4.03 - Composição em porcentagem de óxidos e fórmula estrutural da ferrosaponita, celadonita e chamosita, calculados por análises de WDS.

Área	Borda	Matriz	Zona	Zona	Zona	Centro
	Ves.	Alt.	Int.	Interm.	Ext.	
	Saponita	Saponita	Celadonita	Celadonita	Celadonita	Chamosita
	1	2	1	2	3	ta
Óxidos	n=9	n=5	n=13	n=10	n=13	n=49
Analísados						
SiO ₂	36,16	33,82	37,12	39,52	46,59	30,66
TiO ₂	0,29	0,42	0,14	0,14	0,15	0,03
Al ₂ O ₃	8,37	8,20	5,33	5,94	7,05	10,74
V ₂ O ₃	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03	0,02
FeO	28,04	28,47	9,52	9,74	12,18	32,20
MnO	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,05
MgO	9,01	9,15	2,98	3,17	3,66	9,80
CaO	2,11	1,98	0,18	0,19	0,21	0,94
SrO	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0,02
Na ₂ O	0,42	0,25	0,04	0,04	0,07	0,18
K ₂ O	0,37	0,25	5,81	6,14	7,44	0,06
TOTAL	84,91	82,75	61,27	65,03	77,63	84,75
TOTAL	84,91	82,74	61,27	65,03	77,63	84,75
Sítio Tetraédrico						
Si	3,12	3,01	4,07	4,07	4,04	3,61
Al IV	0,54	0,85	0,00	0,00	0,00	0,39
TOTAL	3,66	3,87	4,07	4,07	4,04	4,00
Sítio Octaédrico						
Al VI	0,31	0,02	0,69	0,72	0,72	1,10
Mg	1,16	1,22	0,49	0,49	0,47	1,72
Fe TOTAL	2,03	2,15	0,87	0,84	0,88	3,17
TiO ₂	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00
TOTAL	3,52	3,43	2,06	2,06	2,08	6,00
Intercamada						
Na	0,07	0,04	0,01	0,01	0,01	0,04
Ca	0,19	0,19	0,02	0,02	0,02	0,12
K	0,04	0,03	0,81	0,81	0,82	0,01
TOTAL	0,30	0,26	0,84	0,83	0,85	0,17

(n) = número de análises realizadas.

(n.d) = não detectado

DISCUSSÕES

Os estudos analíticos e amostragem sistemática dos minerais de preenchimento nas cavidades dos basaltos e peperitos, forneceu dados significativos, quanto a variedade e abundância. Foi observado, que a cristalização dos minerais no interior das cavidades, obdecem uma sequência e ordem de cristalização.

A sequência encontrada nas cavidades dos basaltos são: quartzo, calcita, mg-calcita e, mais raramente, clinoptilolita. Nos peperitos, em uma mesma vesícula é possível encontrar até cinco fases de preenchimento: ferrosaponita, celadonita, chamosita, analcima, calcita, mg-calcita e natrolita, as três primeiras melhor identificadas na fração argila.

As fases correspondentes à fração argila, analisadas em microsonda eletrônica mostram um predomínio de minerais aluminosos rico em ferro, tanto em alterações nas rochas basálticas (ferrosaponita) quanto em amostras de peperito (ferrosaponita, celadonita e chamosita).

A esmectita (ferrosaponita) é comumente encontrada na matriz vítrea e nas bordas de vesículas, e apresenta composição rica em ferro. As análises químicas sugerem pouca variedade em sua composição entre as regiões analisadas.

A celadonita e chamosita têm ocorrência limitada, e são encontradas somente no interior de vesículas. Celadonita é claramente diferenciada da chamosita por sua textura afanítica e coloração esverdeada, a chamosita é identificada por sua coloração verde oliva e hábito fibrorradiado. Os resultados de química mineral indicam que a ferrosaponita e chamosita são quimicamente semelhantes, mas estruturalmente diferentes. A cristalização da ferrosaponita está relacionada principalmente à alteração da matriz vítrea e de fenocristais de clinopiroxênio.

CONCLUSÕES

As rochas vulcano-sedimentares, que afloram na região de Goiatuba e Panamá, sul do estado de Goiás, são portadoras de diversas espécies de minerais de cristalização secundária, provenientes de alteração ou atividades hidrotermais. Nos basaltos, a alteração dos cristais de clinopiroxênio e desvitrificação da matriz dão origem a cristalização de ferrosaponita. Comumente são encontrados nas cavidades dos basaltos: quartzo, calcita, mg-calcita e clinoptilolita.

Nos domínios de interações entre lava-sedimento ocorre a maior variedade de minerais e apresentam cristalização ordenada: ferrosaponita, celadonita, chamosita analcima, natrolita e calcita.

Neste ambiente a presença significativa de constituintes hidratados são consistentes com a interação de lavas com sedimentos úmidos, e sugerem que pelo menos parte da associação de minerais secundários pode ter se formado durante os processos pós magmáticos atuantes durante ou logo após a erupção.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Grupo Goyaz Britas por permitir o acesso e amostragem da frente de lavra. Ao Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da UnB pela confecção das lâminas delgadas polidas, e ao Centro Regional para o Desenvolvimento Tecnológico e Inovação (CRTI/UFG), pelo acesso aos laboratórios de preparação e de análises químicas e mineralógicas. Aos Projetos Microcarb/Silcarb, financiados pela Petrobrás e ao CNPq pelo suporte financeiro.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

- Alves, D. B. 1987. Desenvolvimento de metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no centro de pesquisas da Petrobrás. Boletim de Geociências da Petrobrás, 1 (2), p. 157-175.
- Andrews, A. J. 1980. Saponite and celadonita in layer 2 basalts, DSDP Leg 37. contribution mineral petrology, 73, p. 323-340.
- Brindley, G. W. 1952. Identification of Clay Mineral by X – ray Diffraction Analysis. Clays and Clay Mineral, 1 (1) p. 119-129.
- Brown, G., Norrish, M. L. 1952. Hydrous micas. Mineral Magazine, 29, p. 929-932.
- Bhaskar, J. S., Gopalakrishnarao, P. 2010. Fourier Transform Infrared Spectroscopic Characterization of Kaolinite from Assam and Meghalaya, Northeastern India. Journal of Scientific Research. 1, p. 206-210.
- Christidis, G. E. Koutsopoulou, E. 2013. A simple approach to the identification of trioctahedral smectites by X – Ray diffraction. Clay Minerals, 48, p. 687-696.
- Ferrage, E., Lanson, B., Sakharov, B. A., Drits, V. A. 2005. Investigation of smectite hydration properties by modeling experimental X-ray diffraction patterns. Part I. Montmorillonite hydration properties. Am Miner, 90, p. 1358-1374.
- Farmer, V. C. 1964. The infra-red Spectra of Layer Silicates. Spectrochimica Acta. 20, p.1149-1173.
- Hess, P. C. 1966. Phase equilibria of some minerals in the K_2O Na_2O Al_2O_3 $-SiO_2$ $-H_2O$ system at 25 degrees C and 1 atmosphere. American Journal of Science. 1, p.289-309.
- Jerram, D. A. 2002. Volcanology and Facies Architecture of Flood Basalts. Geological Society of America. Special Paper, 362, p.121-135.

Jerram, D. A. and Widdowson, M. 2005. The anatomy of continental flood basalt provinces: geological constraints on the processes and products of flood volcanism. *Lithos*, 79 p. 385-405

Kaleda, K. G., Cherkes, I. D. 1991. Alteration of glauconite minerals in contact with heated (100 °C) water. *International Geology Review*. 33, p. 203-208.

Lanson, B. 1997. Decomposition of X-ray diffraction patterns (profile fitting): A convenient way to study clay minerals. *Clays and Clay Minerals*, 45, p. 132-146.

Lanson B. & Champion D. 1991. The I/S to illite reaction in the late stage diagenesis. *American Journal of Science*, 40, p. 629-64.

Madejová, J., and Komadel, P. 2001. Baseline studies of the clay minerals society source clays: Infrared methods, *Clays and Clay Minerals*, 49 (5), p. 410-432.

Newman, A. C. D. 1987. Chemistry of clays and clay minerals. Mineralogical Society Monograph, Mineralogical Society Editor, 6, p.480.

Passey, S. and Bell, R. Brian. 2007. Morphologies and emplacement mechanisms of the lava flows of the Faroe Islands Basalt Group, Faroe Islands, NE Atlantic Ocean. *Bulletin of Volcanology*. 70 (2) p. 139-156.

Slonimskay, A. M. V., Besson, G., Dainyak, L. G., TchoubaR, C. and Drits, V. A. 1986. Interpretation of the IR spectra of celadonites and glauconites in the region of oh-stretching frequencies. *Clay Minerals* 21, p. 377-388.

Środón, J., Paszkowski, M., Drigant, D., Anczkiewicz, A., and Banas, M. 2006. Thermal history of lower Paleozoic rocks on the peri-tornquist margin of the east European craton (Podolia, Ukraine) inferred from combined XRD, K – Ar, and AFT data. *Clays and Clay Minerals* 61, p. 107-132.

Souza, F. G., Freitas, N. M., Araújo, I. M. C. P., Silva, K. R., Santos, E. V., Momoli, R. S., Brod, J. A., Junqueira-Brod, T. C. Variação Composicional no preenchimento das vesículas dos basaltos e peperitos da pedreira Goiáz Britas – Panamá-GO. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 48, 2016, Porto Alegre - RS. Anais...São Paulo - SP: Sociedade Brasileira de Geologia, 2016

Waichel, B. L. 2006. Estruturação de Derrames e Interações lava-sedimento na Porção Central da Província Basáltica Continental do Paraná. Tese (Doutorado em Geociências) Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. p. 106.

WHITE, I. C. 1908 Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Rio de Janeiro: DNPM, 1988. Parte I; Parte II, (ed. Fac-similar) p. 301-617.

CAPÍTULO V

CONCLUSÕES

Os dados expostos nos capítulos anteriores possibilitaram obter características das rochas expostas na sequência vulcano-sedimentar na borda norte da Formação Serra Geral na região de Panamá-GO e caracterizar a respectiva mineralogia secundária do ponto de vista cristalográfico, estrutural e composição mineral.

Os métodos de análises e preparo de amostras empregadas na execução deste trabalho, fazem parte da rotina de laboratório do Centro Regional para o Desenvolvimento Tecnológico e Inovação-CRTI, desenvolvidos em conjunto com a equipe gestora e os técnicos especialistas, no qual têm se apresentado excelentes resultados para as instituições de pesquisa, universidade e indústria.

O preparo de amostras para a determinação da mineralogia em vesículas, com o auxílio de ferramentas manuais tais como micro retífica e espátulas facilitou a separação dos cristais de interesse e melhorou o controle dos materiais a serem analisados, este procedimento foi adotado nas etapas de campo e no laboratório de preparação de amostras no CRTI.

Os estudos realizados na borda norte da FSG, permitem identificar a morfologia e estruturas internas dos derrames, foram identificados cinco eventos efusivos principais, entre eles, lobos de lava de pequenas espessuras <2m, os lobos de lava possuem bordas maciças e estruturas semelhantes à hialoclastito.

No domínio das interações lava-sedimento, as feições encontram-se bem preservadas e são de fácil reconhecimento. Nesta unidade, concentram-se a maior vesicularidade e conseqüentemente uma assembleia mineralógica preenchendo as vesículas.

Características texturais permitiram monitorar as relações de contato entre lava-sedimento, e caracterizar a morfologia dos clastos anexados a matriz sedimentares gerados por processos mecânicos, e determinar a variação mineralógica na unidade. O micro contato entre as massas sedimentares e o magma são bem marcados, e compreendem a interação da matriz vítrea rica em álcalis e matriz sedimentar composta predominantemente por quartzo e k-feldspato. Além disso, a presença de microestruturas vesiculares indica alto teor de gases aprisionados no magma, sendo fator principal para a

contribuição na cristalização de minerais secundários durante a desgaseificação. O processo de desgaseificação e atividade hidrotermal são conseqüentemente fundamentais na cristalização da mineralogia secundária.

As análises de química mineral nos filossilicatos estudados nas vesículas mostram enriquecimento significativo em teores de Fe. Entretanto, fases como analcima e calcita são comumente encontradas preenchendo as cavidades. As variações mineralógicas são sistemáticas e apresentam ordenamento na cristalização significativa partindo da borda para o centro nas vesículas.

Os cristais de analcima analisados também mostram em sua composição química teores relevantes de Fe, encontrados em quantidades entre 3,0 a 1,5% em peso. A solução sólida entre os cristais de plagioclásio no domínio de rochas peperíticas, apresentam variações em um mesmo cristal entre An 61,0% correspondendo a labradorita nas bordas e Ab 98,35% correspondendo a albita com núcleos sódicos.

Nos basaltos, a mineralogia predominante é labradorita, augita, ilmenita, titanomagnetita, apatita e vidro. A matriz vítrea apresenta efeitos de processos de alteração variada, cristalizando filossilicatos identificados como ferrosaponita. Esta interpretação é coerente com os dados de difração de raios X, combinados com estudos de microscopia eletrônica de varredura, em que são apresentadas variações no estágio de alteração representado por mapas químicos elementares.

Em toda a sequência nas quais basaltos, sedimentos e peperitos foram estudados, a mineralogia foi identificada e quantificada sistematicamente por difração de raios X, pelo método de Rietveld. Nos basaltos os dados são relevantes, porém a sua quantificação é prejudicada devido à proporção da matriz vítrea na qual não possui estrutura cristalina definida (figura 5.01a). Contudo, para a identificação das fases de alteração, já cristalizadas nos basaltos, o uso da técnica de difração de raios X, é fundamental para identificação das espécies do grupo dos filossilicatos.

Nos domínios das interações lava-sedimento, os dados obtidos em rocha total sugerem a presença progressiva de matriz vítrea enriquecidas em álcalis novamente dificultando a quantificação pelo Método de Rietveld (figura 5.01b). Os gráficos abaixo mostram a correlação entre os dados geoquímicos em função de uma proporção modal calculada, em que está relacionada aos teores geoquímicos da composição da rocha total.

Para estudos posteriores, sugere-se para a determinação e quantificação sistemática e significativa incluindo a proporção da matriz vítrea por difração de raios X e melhor correlação com os dados geoquímicos, será necessária adição de padrão interno, para a quantificação da proporção amorfa representada pela matriz vítrea.

As análises geoquímicas e composição mineral em amostras de peperito mostram um afastamento significativo da respectiva composição ideal da rocha ígnea. Entretanto, são identificados em proporções menores plagioclásio, piroxênio, ti-magnetita, ilmenita e traços de apatita. Nos pacotes sedimentares (com base em poucas amostras), as fases principais são compostas por quartzo, albita e muscovita.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

Alves, D. B. 1987. Desenvolvimento de metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no centro de pesquisas da Petrobrás. Boletim de Geociências da Petrobrás, 1 (2), p. 157-175.

Almeida, F. F. M., Melo, M. S. A. 1981. Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozoico. In: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo – IPT. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, Escala 1:500.000, São Paulo, 1, p. 46-81.

Andrews, A. J. 1980. Saponite and celadonita in layer 2 basalts, DSDP Leg 37. Contribution mineral petrology, 73, p. 323-340.

Arndt, N. T., Czamanske, G. K., Wooden, J.L., Federenko, V. A. 1993. Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism, Tectonophysics, 223, pp. 39-52.

Bellieni, G.; Piccirilo, E.M.; Zannetin, B. 1981. Classification and nomenclature of basalts. USGS, Commission on the Systematics Igneous Rocks, 34, pp. 1-17.

Busby-Spera, C. J., White, J. D. L. 1987. Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. Bulletin of Volcanology, 49, pp. 765-775.

Bellieni, G., Comin-Chiramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Piccirillo, E.M., Nardy, A.J.R. & Rosemberg, A. 1984. High- and Low-TiO₂ flood basalts from Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlugen, 150, pp. 273-306.

Brindley, G. W. 1952. Identification of Clay Mineral by X – ray Diffraction Analysis. Clays and Clay Mineral, 1 (1) p. 119-129.

Brown, G., Norrish, M. L. 1952. Hydrous micas. Mineral Magazine, 29, p. 929-932.

Bhaskar, J. S., Gopalakrishnarao, P. 2010. Fourier Transform Infrared Spectroscopic Characterization of Kaolinite from Assam and Meghalaya, Northeastern India. Journal of Scientific Research. 1, p. 206-210.

Cas, R. A. F. Edgar, C. Scutter, C. R. 1998. Peperites of the late Devonian Bunga Beds, southeastern Australia: a record of syn-depositional high-level intrusion, dome emergence and re-sedimentation. Volcanological Congress, Cape Town, South Africa.

Christidis, G. E. Koutsopoulou, E. 2013. A simple approach to the identification of trioctahedral smectites by X – Ray diffraction. *Clay Minerals*, 48, p. 687-696.

Farmer, V. C. 1964. The infra-red Spectra of Layer Silicates. *Spectrochimica Acta*. 20, p.1149-1173.

Ferrage, E., Lanson, B., Sakharov, B. A., Drits, V. A. 2005. Investigation of smectite hydration properties by modeling experimental X-ray diffraction patterns. Part I. Montmorillonite hydration properties. *Am Miner*, 90, p. 1358-1374.

Frank, H. T. Gomes, M. E. B. and Formoso, M. L. L. 2009. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. *Pesquisas em Geociências*, 36 (1), pp 49-57.

Gibson, S. A., Thompson, R. N., Leonardos, O. H, Dickin, A. P and Mitchell, J. G. 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: Evidence from large-volume, mafic potassic magmatism in SE Brazil, *Journal of Petrology*, 36, pp. 189-229.

Gibson, S.A., Thompson, R.N., Dickin, A.P., Leonardos, O.H., 1995a. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 136, pp. 149-165.

Hartmann, L. A., Duarte, L. C., Massonne, H. J., Michelin, C., Rosenstengel, L. M., Bergmann, M., Theye, T., Pertille, J., Arena, K. R., Duarte, S. K., Pinto, V. M., Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C., Wildner, W. (2012). Sequential opening and filling of cavities forming vesicles, amygdalae and giant amethyst geodes in lavas from the southern Paraná volcanic province, Brazil and Uruguay. *International Geology Review*, 54, pp 1-14.

Hawkesworth, C. J. Mantovani, M. S. M, Peate, D. W. 1988. Lithosphere remobilization during Paraná CFB magmatism, in Menzies, M. A. & Cox, K. (Eds.) *Oceanic and*

Continental Lithosphere: Similarities and Differences, *Journal of Petrology*, Oxford, pp. 205-223.

Hess, P. C. 1966. Phase equilibria of some minerals in the $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ system at 25 degrees C and 1 atmosphere. *American Journal of Science*. 1, p.289-309.

Holz, M. Soares, A. P. Spares. P. C. 2008. Preservation of aeolian dunes by pahoehoe lava: An example from the Botucatu Formation (Early Cretaceous) in Mato Grosso do Sul state (Brazil), western margin of the Parana´ Basin in South America. *Journal of South American Earth Science*, 25, pp. 398-404.

Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 08, pp. 523-548.

Jerram, D.A., Mountney, N., Howell, J., Stollhofen, H., Long, D., 2000. Death of a sand sea: an active aeolian erg systematically buried by the Etendeka Flood Basalts of NW Namibia. *Journal of Geology Society*, 157, pp. 513-516.

Jerram, D. A. 2002. *Volcanology and Facies Architecture of Flood Basalts*. Geological Society of America. Special Paper, 362, p.121-135.

Jerram, D.A., Stollhofen, H., 2002. Lava–sediment interaction in desert settings; are all peperite like textures the result of magma–water interaction? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114, pp. 231-249.

Jerram, D. A. and Widdowson, M. 2005. The anatomy of continental flood basalt provinces: geological constraints on the processes and products of flood volcanism. *Lithos*, 79 p. 385-405

Jones, J. G. 1969. A lacustrine Volcano of Central France and the Nature of Peperites. *Proceedings of the Geologists Association*, 80, pp. 177-188.

Kaleda, K. G., Cherkas, I. D. 1991. Alteration of glauconite minerals in contact with heated (100 °C) water. *International Geology Review*. 33, p. 203-208.

Lanson B. & Champion D. 1991. The I/S to illite reaction in the late stage diagenesis. *American Journal of Science*, 40, p. 629-64.

Lanson, B. 1997. Decomposition of X-ray diffraction patterns (profile fitting): A convenient way to study clay minerals. *Clays and Clay Minerals*, 45, p. 132-146.

Luchetti, A. C. F., Nardy, A. J., Machado, F. B., Madeira, J. E. O., Arnosio, J. M. 2014. New insights on the occurrence of peperites and sedimentary deposits within the silicic volcanic sequences of the Paraná Magmatic Province, Brazil. *Solid Earth*, 5, pp. 121-130.

Machado, F. B., Rocha-Junior, E. R. V., Marques, L. S., Nardy, A. J. R. 2015. Volcanological aspects of the northwest region of Paraná continental flood basalts (Brazil). *Solid Earth*, 6, pp. 227-241.

Madejová, J., and Komadel, P. 2001. Baseline studies of the clay minerals society source clays: Infrared methods, *Clays and Clay Minerals*, 49 (5), p. 410-432.

Mantovani, M. S. M., Marques, L. S., De Souza, M. A., Civetta, L., Atalla, L., Innocenti, F. 1985. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina State, souther Brazil. *Journal of Petrology*, 26, pp. 187-209.

Marques, L. S. Piccirillo, E. M., Melfi, A. J., Comin-Chiaramonti, P., Bellieni, G. 1988. Geochemistry and REE distribution of flood basalt – rhyolite suites from the Paraná basin (Brazil), in: Abstract of Geochemical evolution os the continental crust Conference, Poços de Caldas, Brazil, pp.70-79

Melfi, A. J.; Piccirillo, E. M.; Nardy, A. J. R. 1988. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin – An Introduction. In. PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. *The Mesozoic Flood Volcanism of The Paraná Basin: Petrogenic and Geophysical Aspects*. São Paulo: IAG/USP, pp. 600

Milani, E. J., França, A. B., Schneider, R. J. 1994. Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobras, 8, (1). pp. 69-82.

Milani, E. J., Faccini, U. F. Scherer, C. M., Araújo, L. M., Cupertino, J. A. 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. In: Boletim de Geociências da USP, Série Científica, 29, pp. 125-173.

Milani, E.J. & Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary Basins of South America. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz FILHO, A.; Campos, D.A. (Coordenadores), Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress. pp. 389-449.

Michel-Levy, A. 1890. Compte rendu de l'excursion du 16 septembre à Gergovie et Veyre-Monton. Bulletin of Society Geology. França, 18, pp.891-897.

Milner, S. C., Duncan, A. R., Whittingham, A. M., Ewart, A. 1995. Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Paraná-Etendeka igneous province. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 69, pp. 137-157.

Moraes, L. C. and Seer, H. J. 2017. Pillow lavas and fluvio-lacustrine deposits in the northeast of Paraná Continental Magmatic Province, Brazil. Journal of Volcanology and Geothermal Research. Article in Press.

Nardy, A. J. R., Oliveira, M. A. F., Betancourt, R. H. S., Verdugo, D. R. H., Machado, F. B. 2002. Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral. Revista Geociências, 21 (2) pp. 15-32.

Newman, A. C. D. 1987. Chemistry of clays and clay minerals. Mineralogical Society Monograph, Mineralogical Society Editor, 6, p.480.

Passey, S. and Bell, R. Brian. 2007. Morphologies and emplacement mechanisms of the lava flows of the Faroe Islands Basalt Group, Faroe Islands, NE Atlantic Ocean. *Bulletin of Volcanology*, 70 (2) p. 139-156.

Peate, D. 1997. The Paraná-Etendeka Province. In: MAHONEY, J.J. & COFFIN. Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism editors, Geophysical Monograph Series, 100, pp. 217-245.

Peate, D.W & Hawkesworth, C. J. 1996. Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from Southern Paraná, Brazil. *Chemical Geology*, 127, pp.1-24.

Peate, D., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M. 1992. Chemical Stratigraphy of the Paraná Lavas (South America): Classification of Magma Types and their Spatial Distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55, pp. 119-139.

Peate, D.W.; Hawkesworth, C.J.; Mantovani, M.S.M.; Rogers, N.W.; Turner, A.P. 1999. Petrogenesis and stratigraphy of the high Ti/Y Urubici magma type in the Paraná flood basalt Province and implications for the nature of “Dupal”-Type mantle in the south atlantic region. *Journal of Petrology*, 40 (3) pp. 451-473.

Petry, K.; Jerram, D. A.; Almeida, D. D. P. M.; Zeffass, H. 2007. Volcanic-sedimentary features in the Serra Geral Fm., Paraná Basin, southern Brazil: Examples of dynamic lava-sediment interactions in an arid setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159, pp. 313-325.

Piccirillo, E.M. & Melfi, A. J. 1988. The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects. São Paulo, Brasil: IAG-USP, pp. 600.

Renne, P. R., Ernesto, M., Pacca, I., Coe, R. S., Glen, J. M, Prévot, M., Perrin, M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, 258, pp. 975-979.

Scrope, G. P. 1958. The Geology and extinct volcanoes of Central France. Londres: John Murray, Albemarle Street.

Slonimskay, A. M. V., Besson, G., Dainyak, L. G., TchoubaR, C. and Drits, V. A. 1986. Interpretation of the IR spectra of celadonites and glauconites in the region of oh-stretching frequencies. *Clay Minerals* 21, p. 377-388.

Środón, J., Paszkowski, M., Drigant, D., Anczkiewicz, A., and Banas, M. 2006. Thermal history of lower Paleozoic rocks on the peri-tornquist margin of the east European craton (Podolia, Ukraine) inferred from combined XRD, K – Ar, and AFT data. *Clays and Clay Minerals* 61, p. 107-132.

Scherer, C. M. S. 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formations (Cretaceous) in southern most Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*, 137, pp. 63-84.

Scherer, C. M. 2002. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Parana´ Basin, southern Brazil. *Sedimentology*, 49, pp. 97-116.

Scherer, C.M., Lavina, E., 2006. Stratigraphic evolution of a fluvial–eolian succession: the example of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Guar´ and Botucatu formations, Parana´ Basin, Southernmost Brazil. *Gondwana Research*, 9, 475-484.

Scherer, C.M., Goldberg, K., 2007. Palaeowind patterns during the latest Jurassic–earliest Cretaceous in Gondwana: evidence from aeolian cross-strata of the Botucatu Formation, Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol*, 250, 89-100.

Skilling, I. P., White, J. D. L., McPhie, J. 2002. Peperite: a review of magma-sediment mingling. In: Skilling, I. P., White, J. D. L., McPhie, J. (Eds.), *Peperite: Process and products of Magma-Sediment Mingling*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114, pp. 1-17.

Moraes, L. C. and Seer, H. J. In Press. Pillow lavas and fluvio-lacustrine deposits in the northeast of Parana´ Continental Magmatic Province, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Souza, F. G., Freitas, N. M., Ara´ujo, I. M. C. P., Silva, K. R., Santos, E. V., Momoli, R. S., Brod, J. A., Junqueira-Brod, T. C. *Variacão Composicional no preenchimento das*

vesículas dos basaltos e peperitos da pedreira Goiás Britas – Panamá-GO. *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, 48, 2016, Porto Alegre - RS. Anais. São Paulo - SP: Sociedade Brasileira de Geologia, 2016

Souza, F. G., Santos, E. V., Junqueira-Brod, T. C., Brod, J. A., Araújo, I. M. C. P., Silva, K. R., Momoli, R. S., Candeiro, C. R. A., Freitas, N. M. Sucessão Estratigráfica e interação basalto-sedimento no Grupo São Bento, pedreira Goiás Britas, Panamá-GO. *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, 48, 2016, Porto Alegre - RS. Anais. São Paulo - SP: Sociedade Brasileira de Geologia, 2016

Turner, S. Regelous, M. Kelley, S. Hawkeswort, C. J. Mantovani, M. S. M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth Planetary Sci. Lett.*, 121, 333-348.

Waichel, B. L. 2006. Estruturação de Derrames e Interações lava-sedimento na Porção Central da Província Basáltica Continental do Paraná. Tese (Doutorado em Geociências) Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. p. 106.

Waichel, B.L., Lima, E.F., Lubachesky, R., Sommer, C.A., 2006. Flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. *Bull. Volcanol.*, 68, 99–610.

Waichel, B.L., Lima, E.F., Sommer, C.A., Lubachesky, R., 2007. Peperite formed by lava flows over sediments: An example from the central Paraná Continental Flood Basalts, Brazil. *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 159, 343–354.

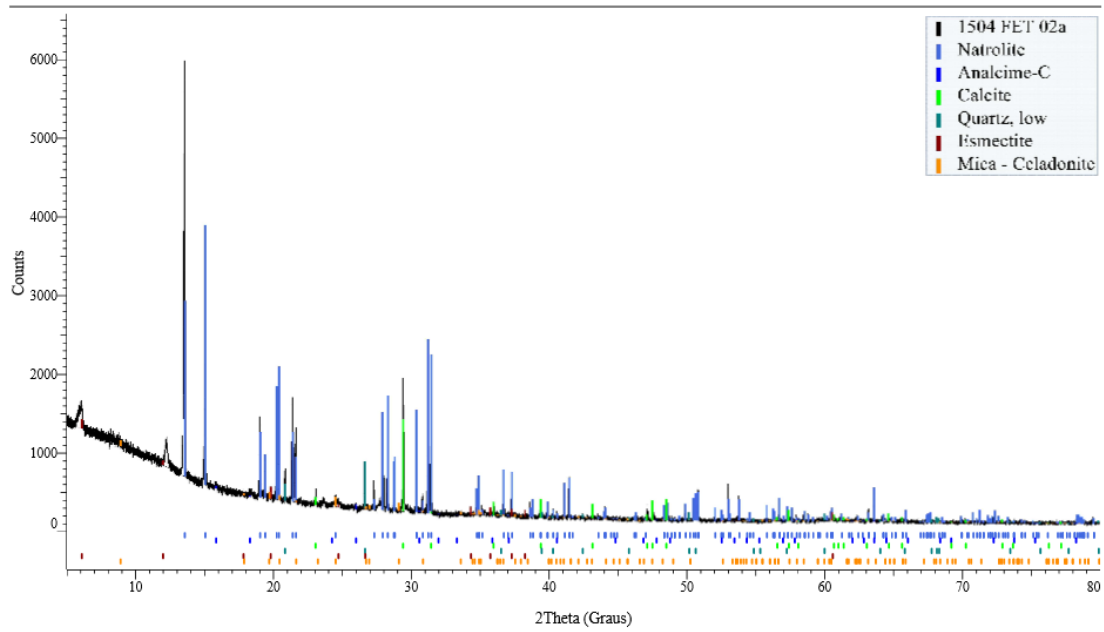
White, J. D. L., McPhie, J., e Skilling, I. P. 2000. Peperite: a useful genetic term, *Bulletin of Volcanology*, 62, 65-66.

ANEXO 1

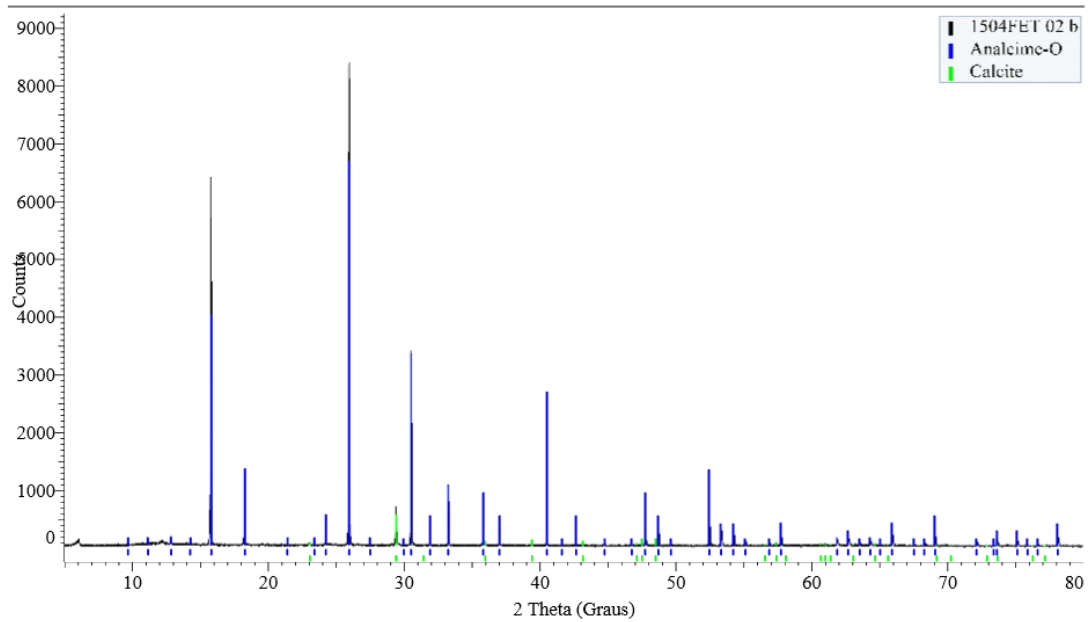
Difratogramas de raios X com a identificação da mineralogia de vesículas e
quantificação da proporção modal dos minerais em rocha total

Anexo 1 – Difratomogramas experimental medido com a identificação qualitativa das fases cristalinas presentes

1504 FET 02 a

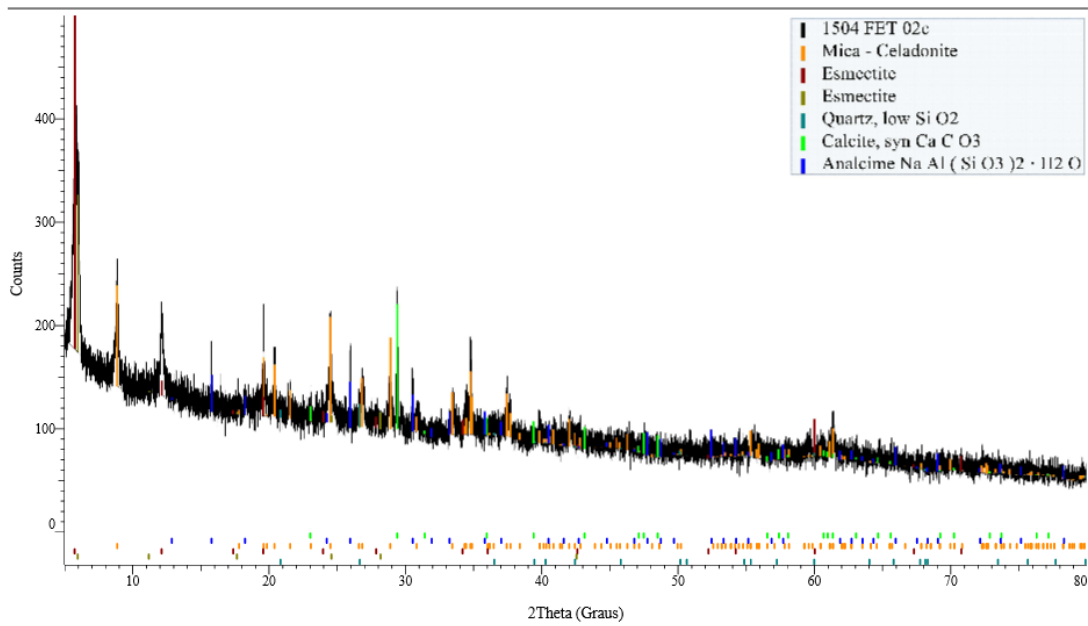


1504FET 02 b

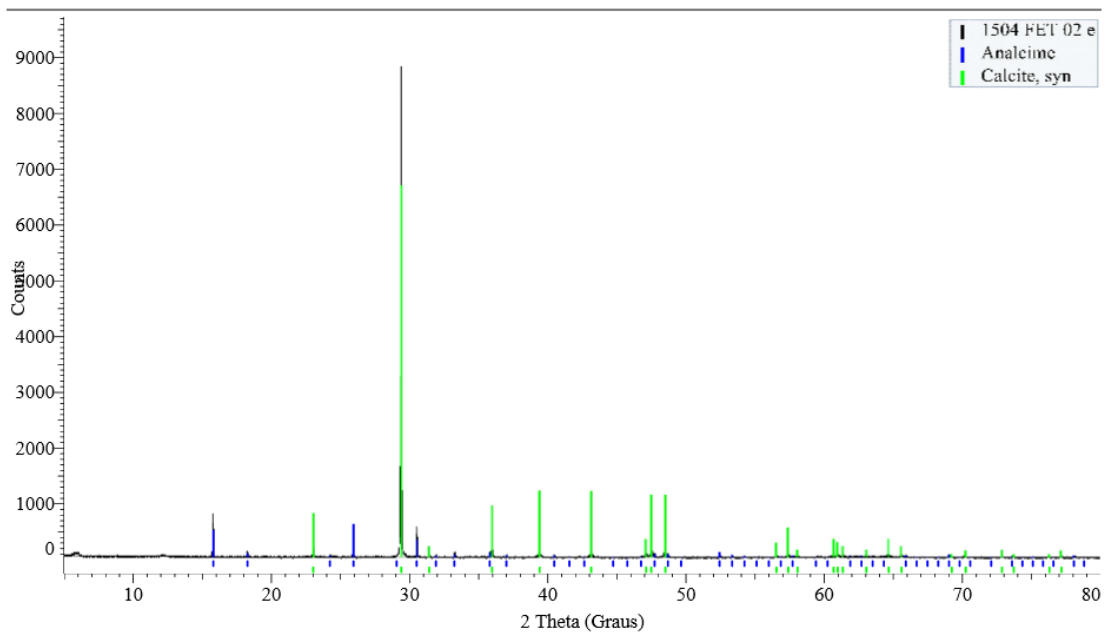


Continuação Anexo 1 – Difratomogramas experimental medido com a identificação qualitativa das fases cristalinas presentes

1504 FET 02 c

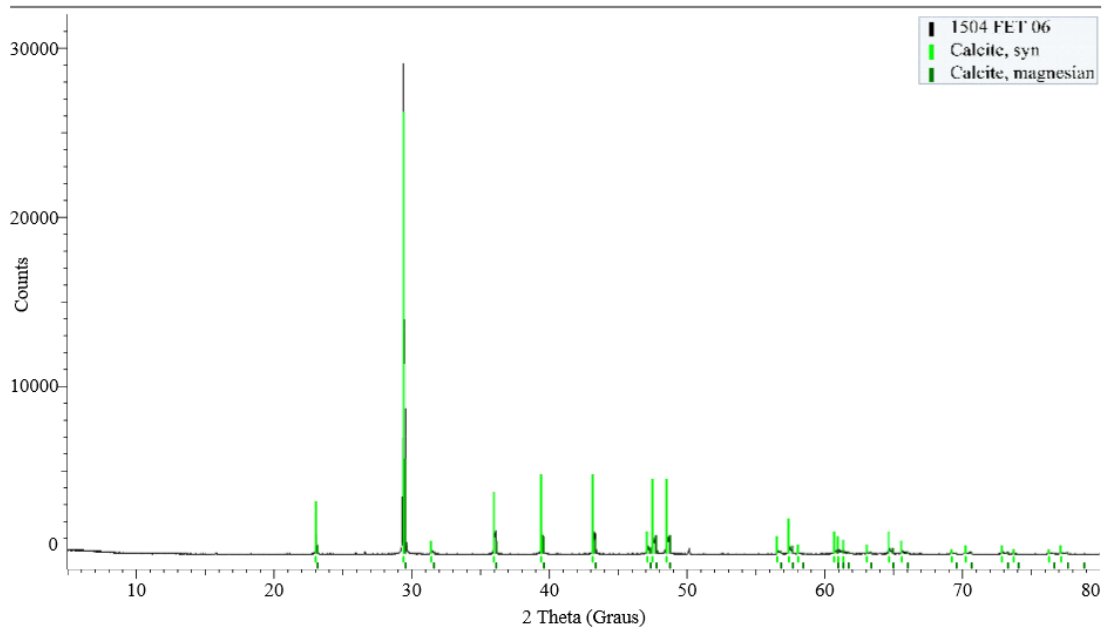


1504FET 02 e

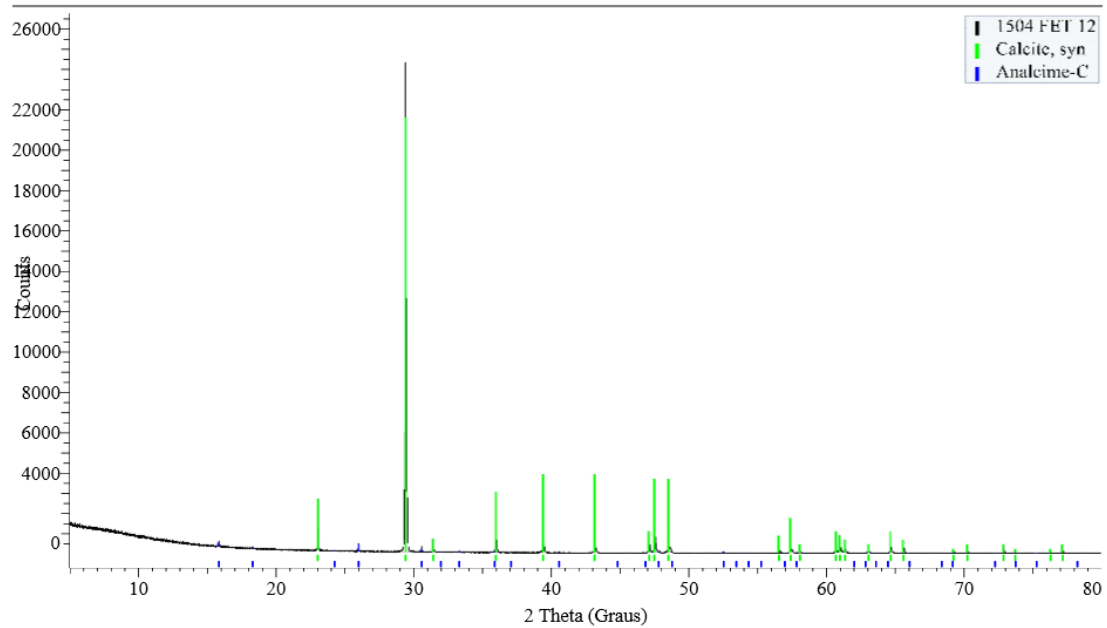


Continuação Anexo 1 – Difratomogramas experimental medido com a identificação qualitativa das fases cristalinas presentes

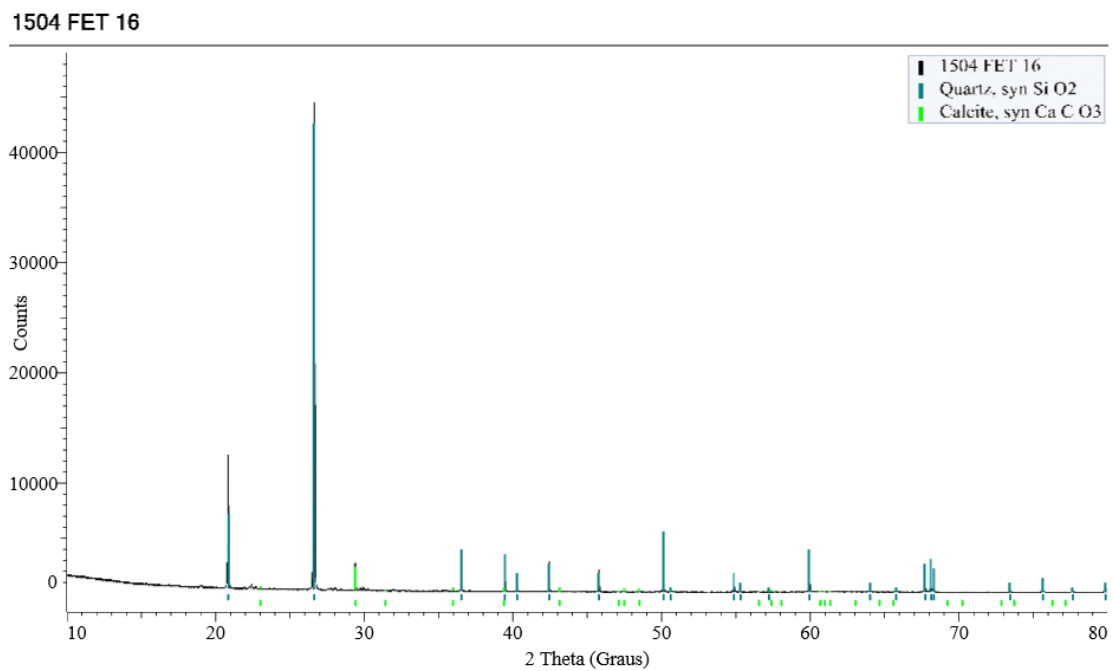
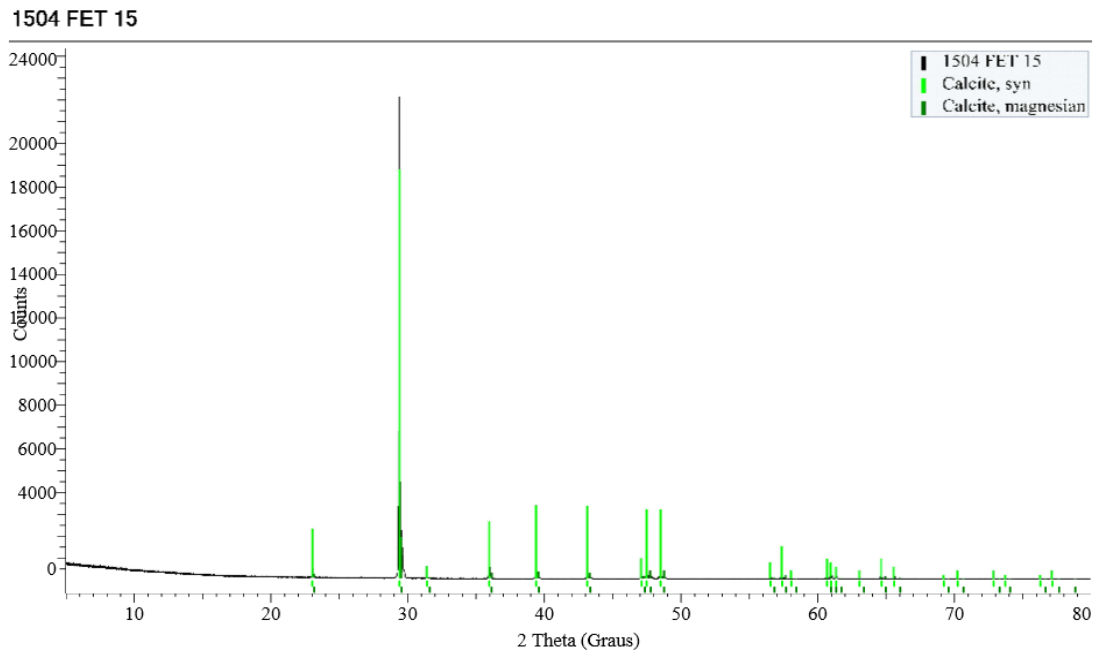
1504 FET 06



1504 FET 12

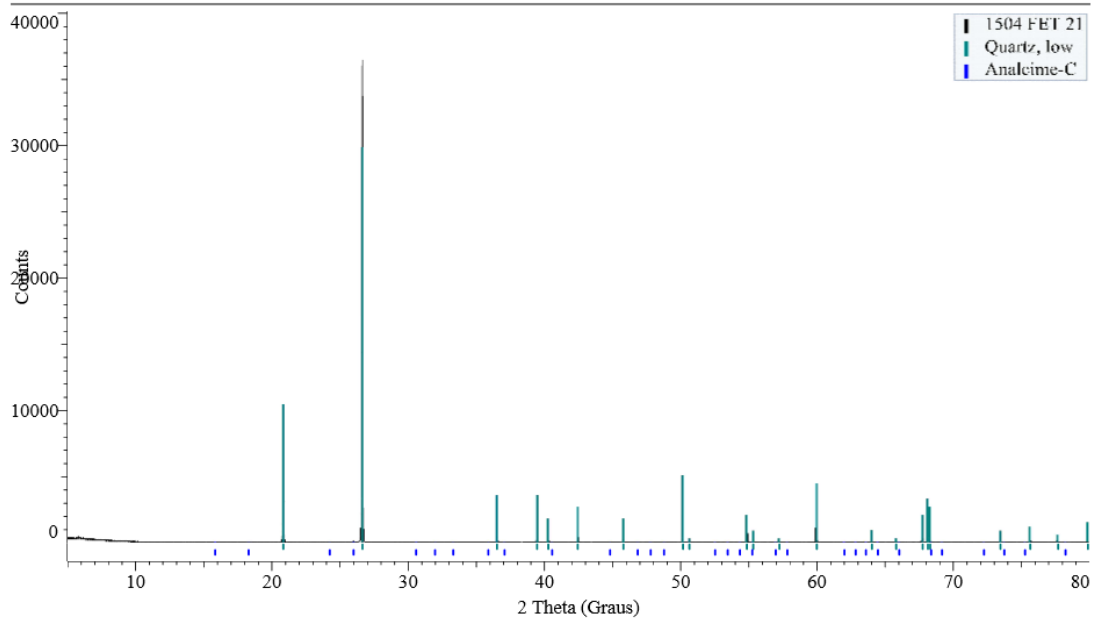


Continuação Anexo 1 – Difratogramas experimental medido com a identificação qualitativa das fases cristalinas presentes

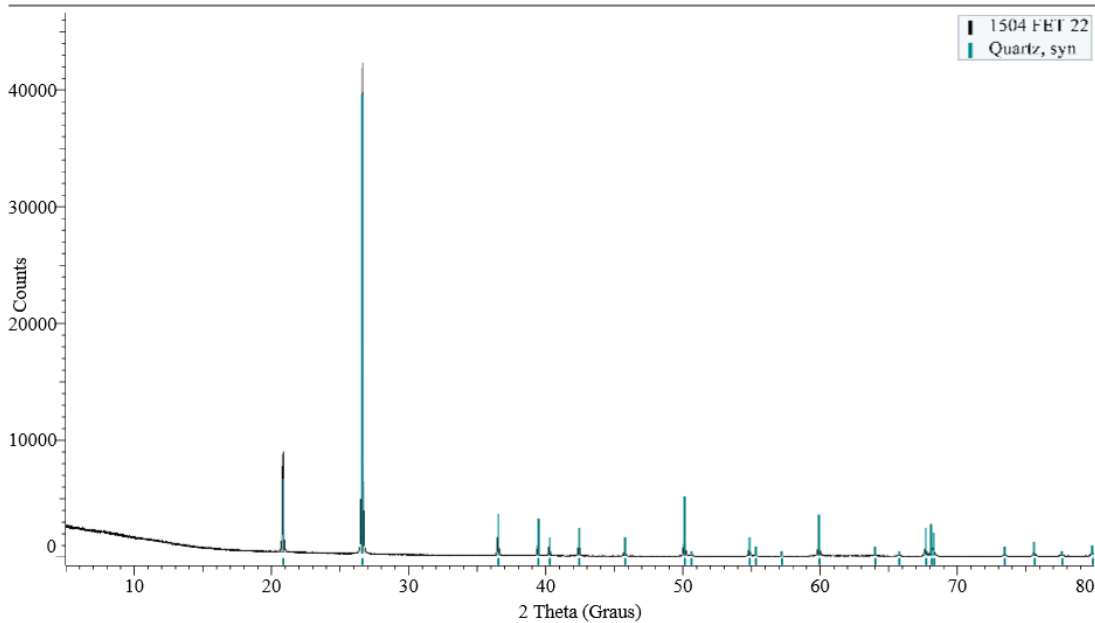


Continuação Anexo 1 – Difratogramas experimental medido com a identificação qualitativa das fases cristalinas presentes

1504 FET 21

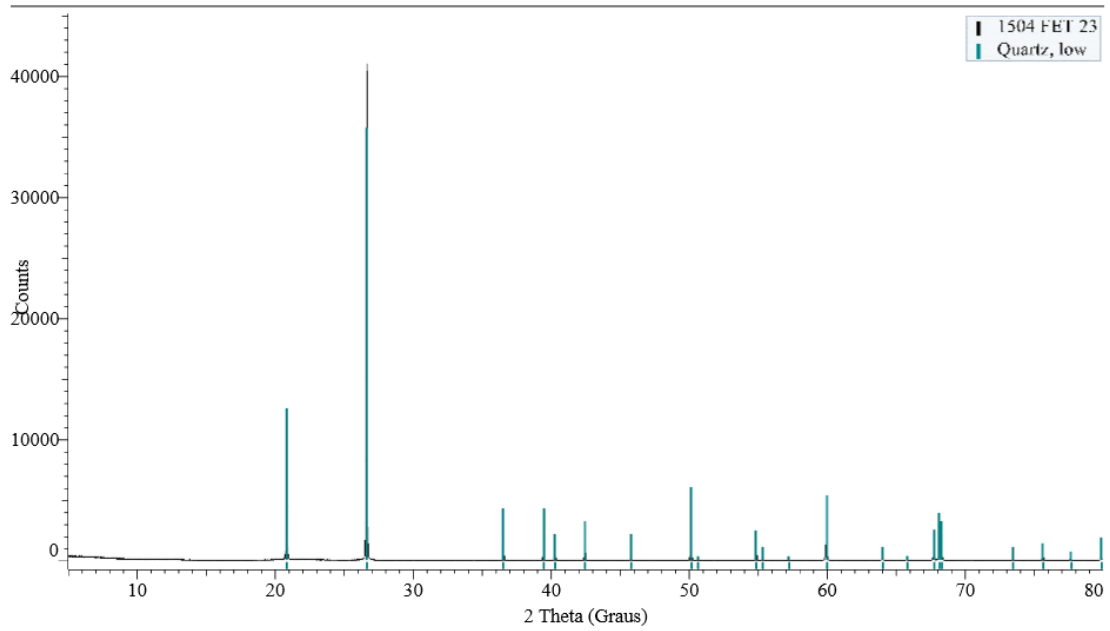


1504 FET 22

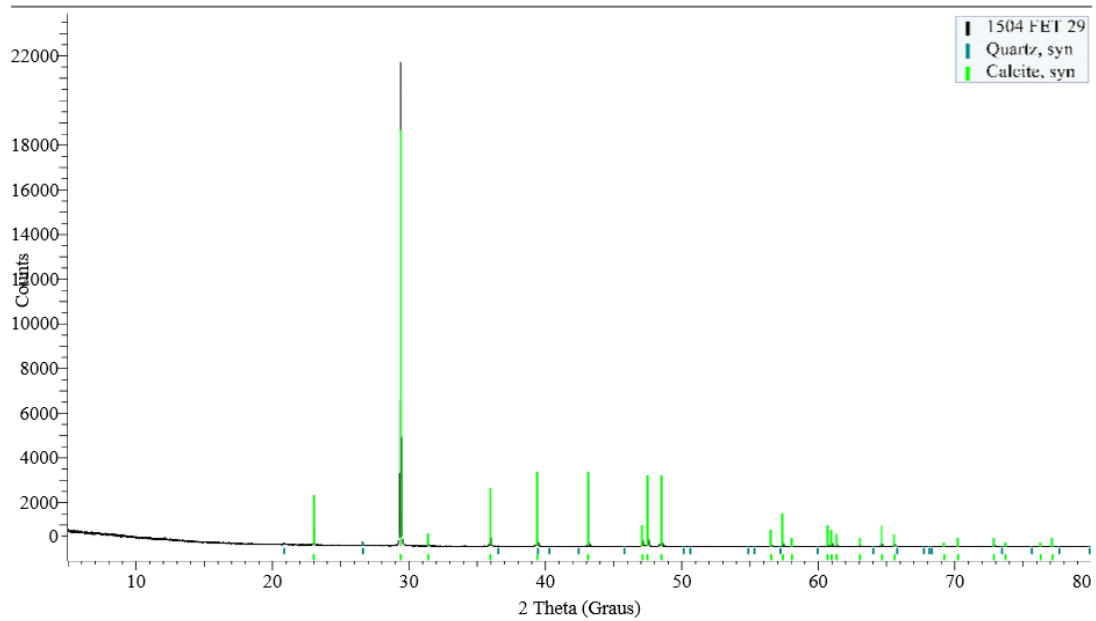


Continuação Anexo 1 – Difratomogramas experimental medido com a identificação qualitativa das fases cristalinas presentes

1504 FET 23

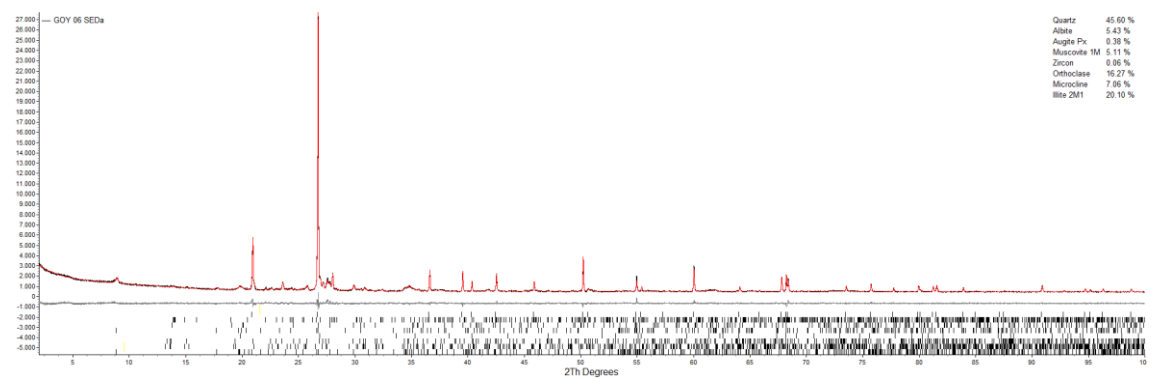
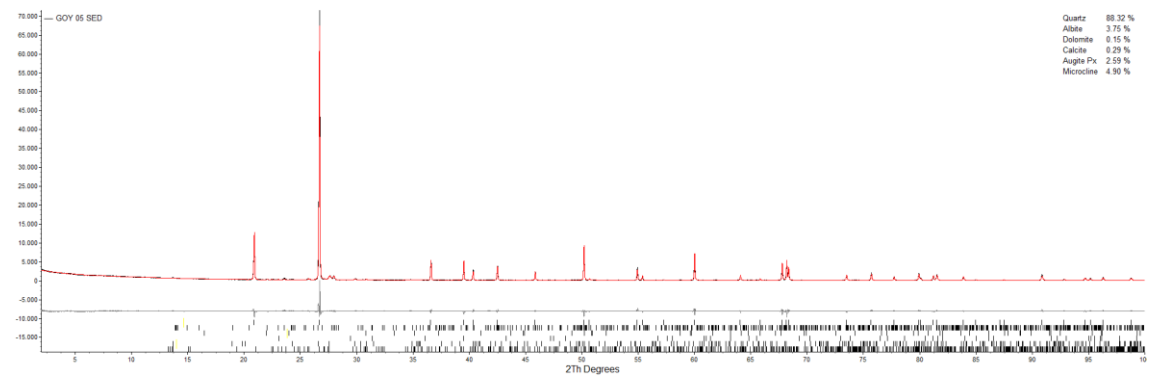
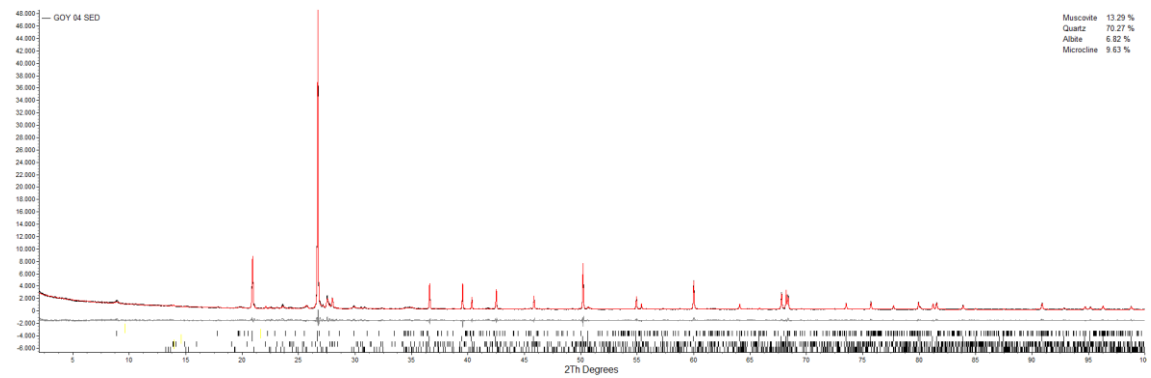
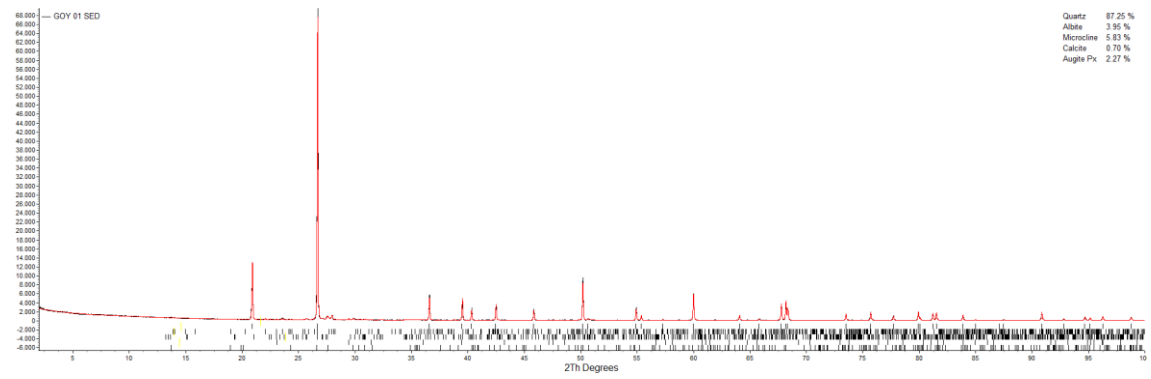


1504 FET 29

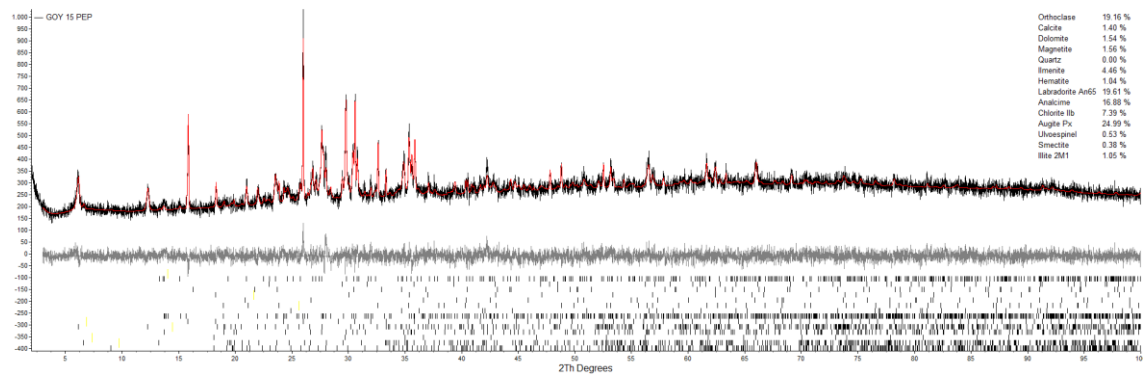
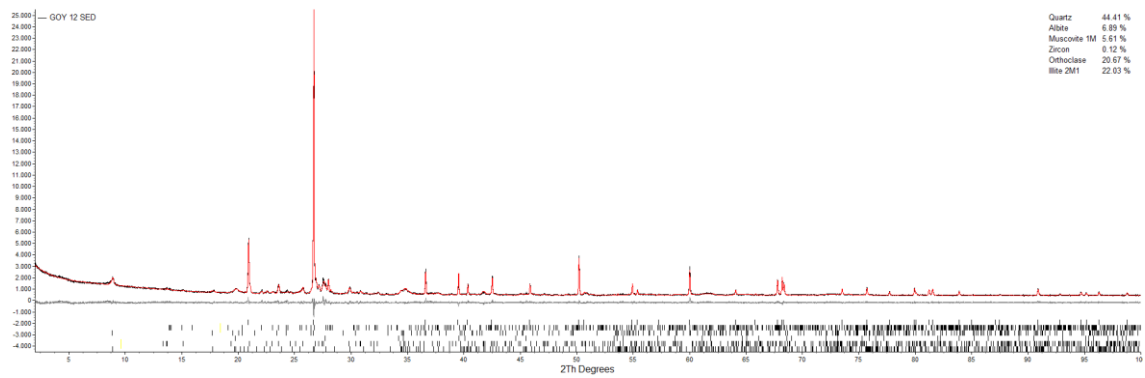
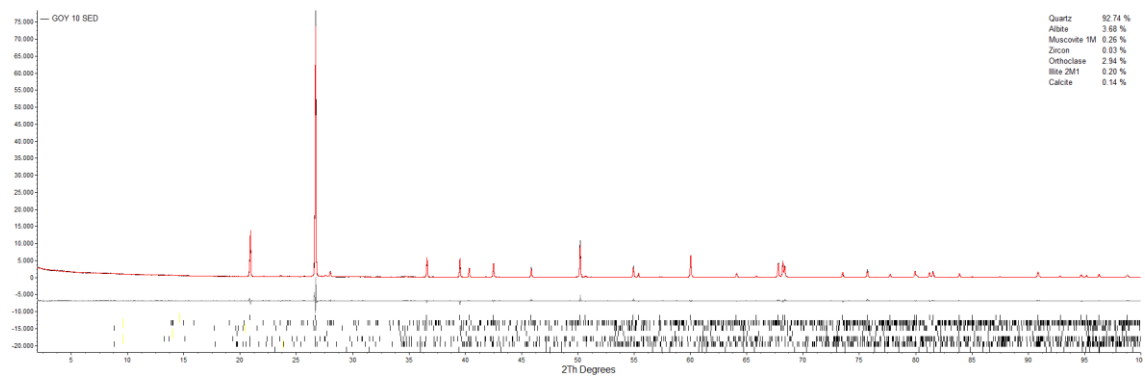
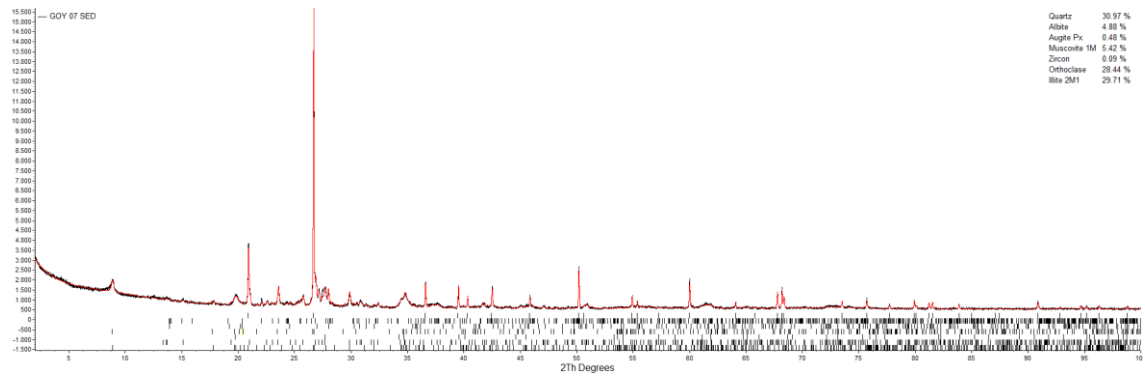


Quantificação de fases pelo método de Rietveld

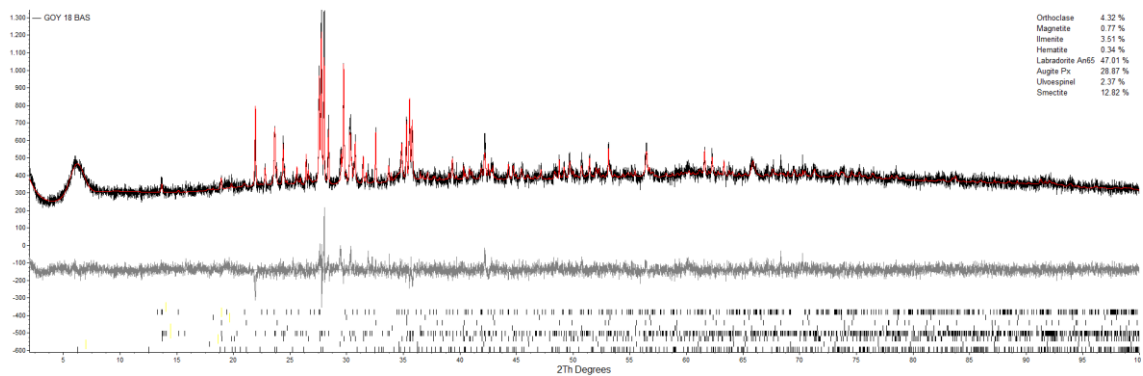
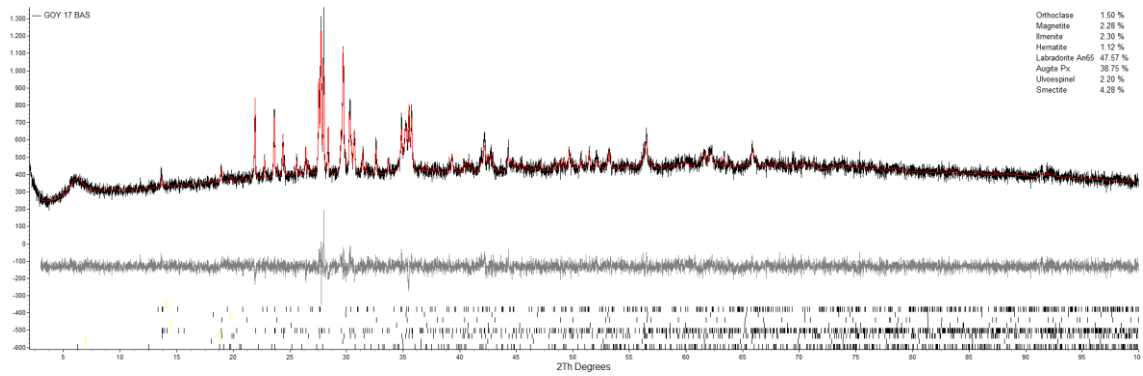
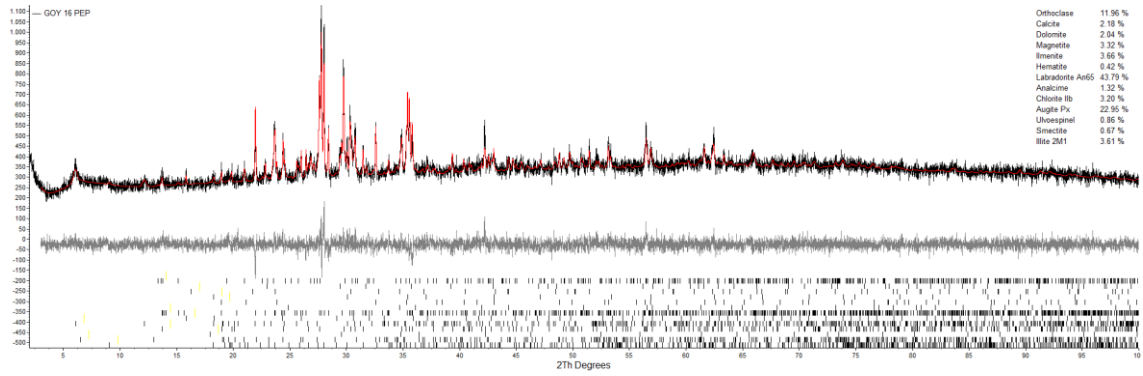
Anexo 1 – Difractogramas experimental medido com a proporção modal das fases cristalinas presentes

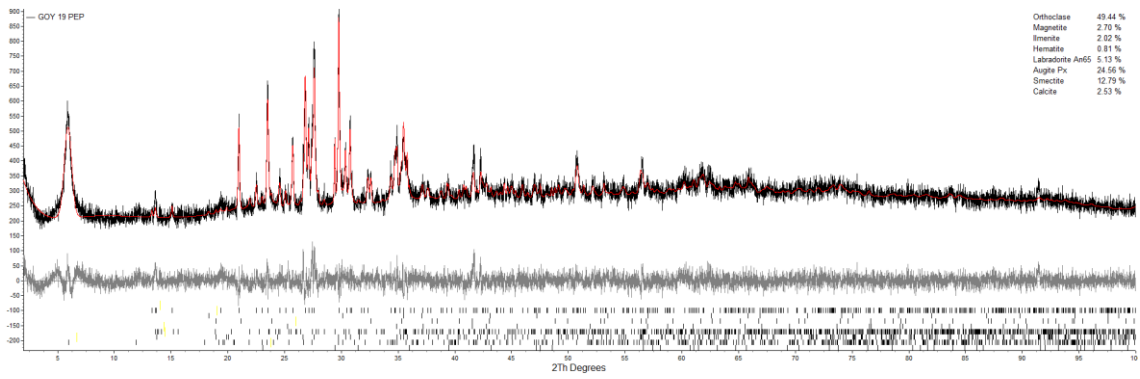


Continuação Anexo 1 – Difractogramas experimental medido com a proporção modal das fases cristalinas presentes

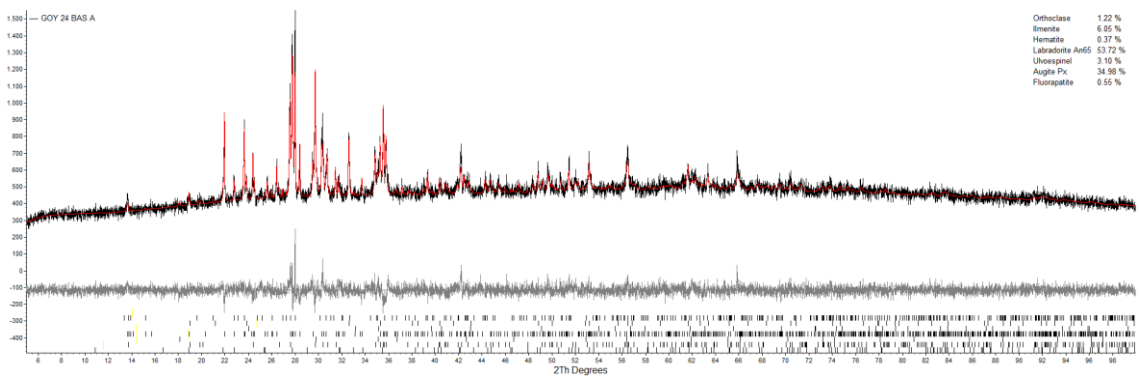
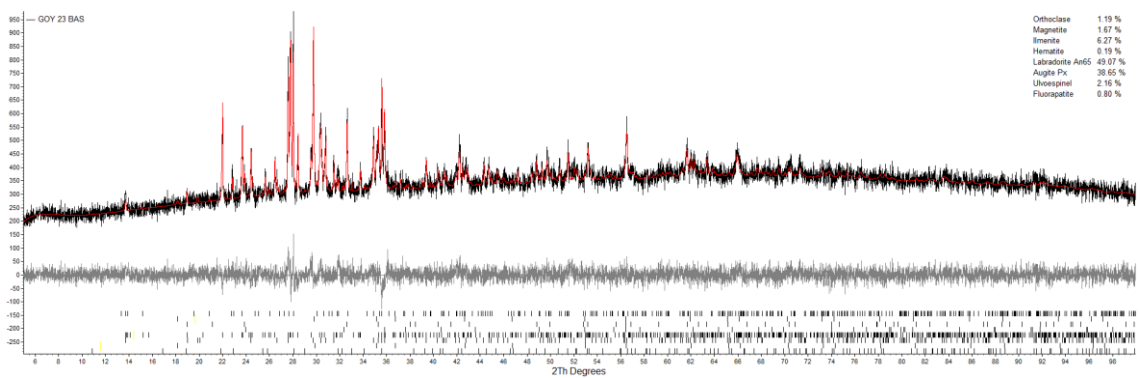
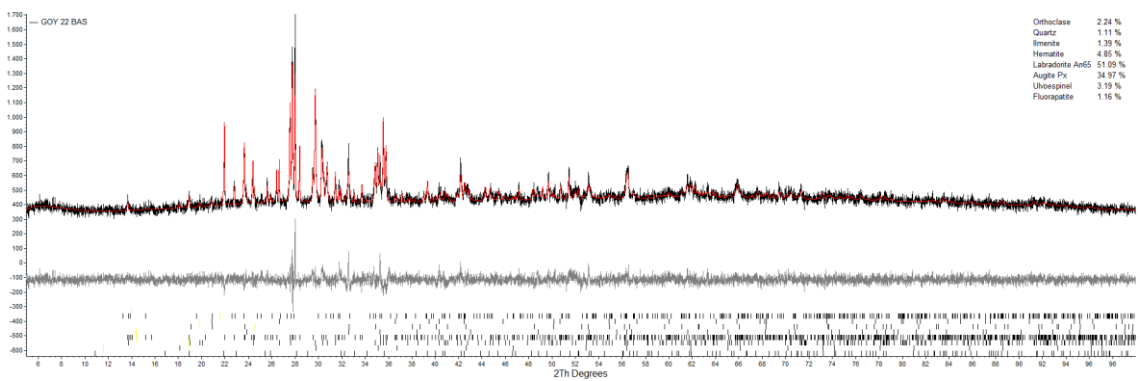


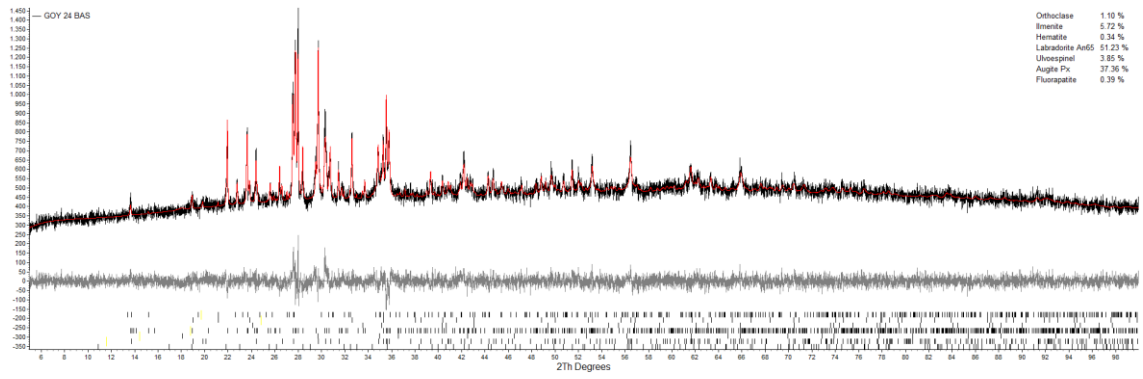
Continuação Anexo 1 – Difratogramas experimental medido com a proporção modal das fases cristalinas presentes



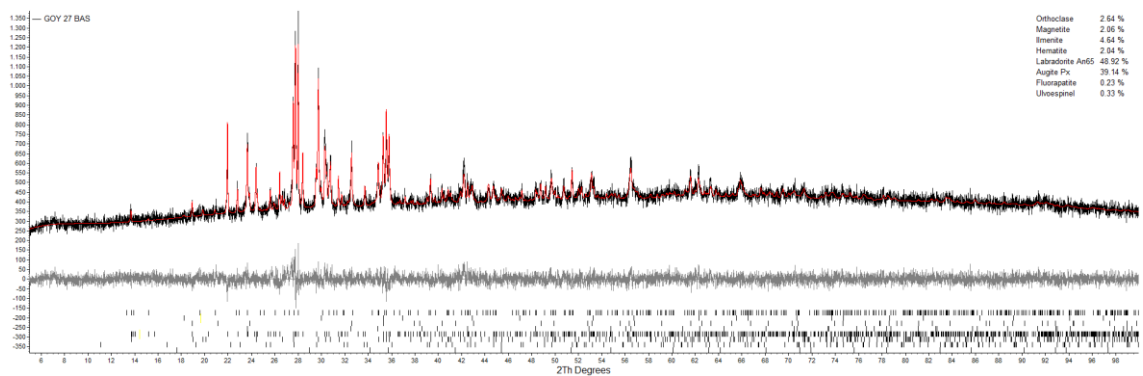
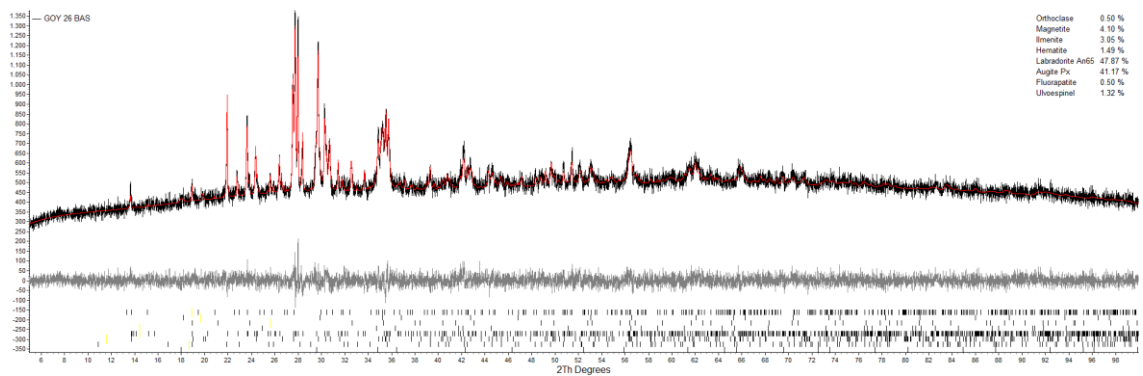
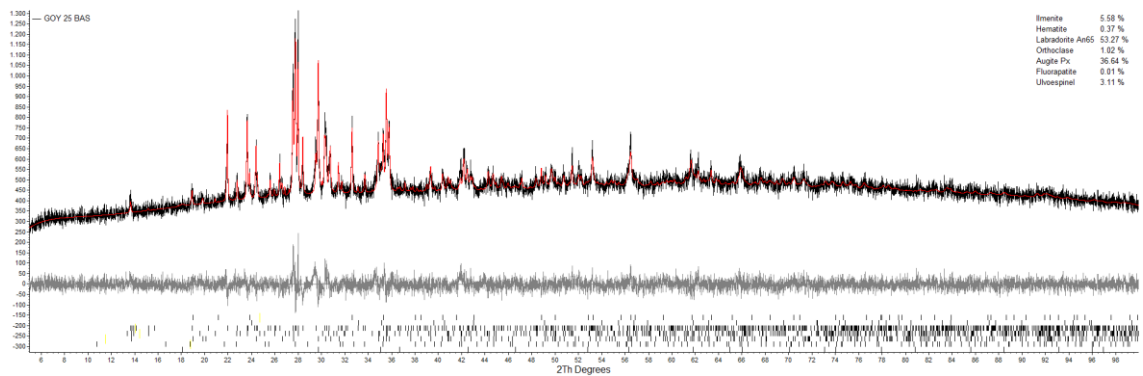


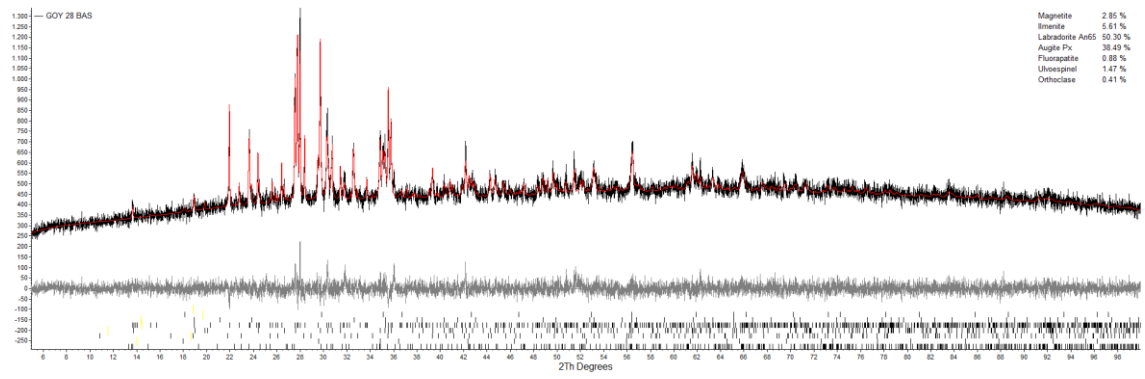
Continuação Anexo 1 – Difratomogramas experimental medido com a proporção modal das fases cristalinas presentes



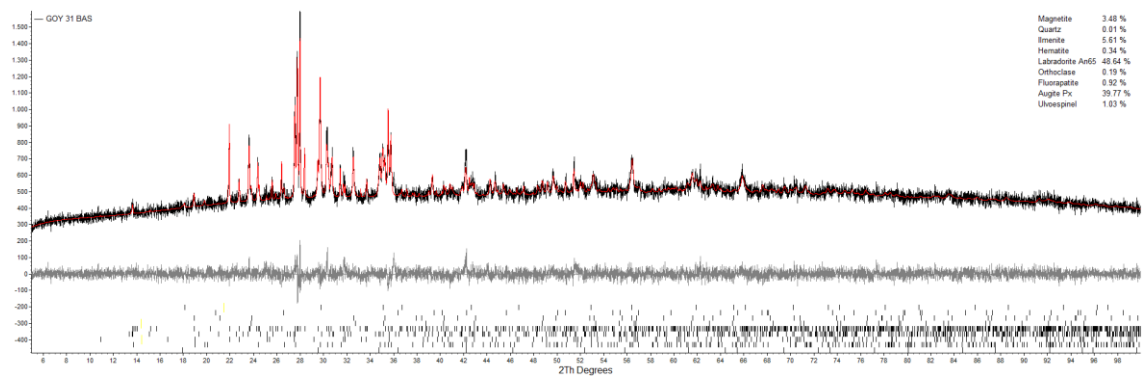
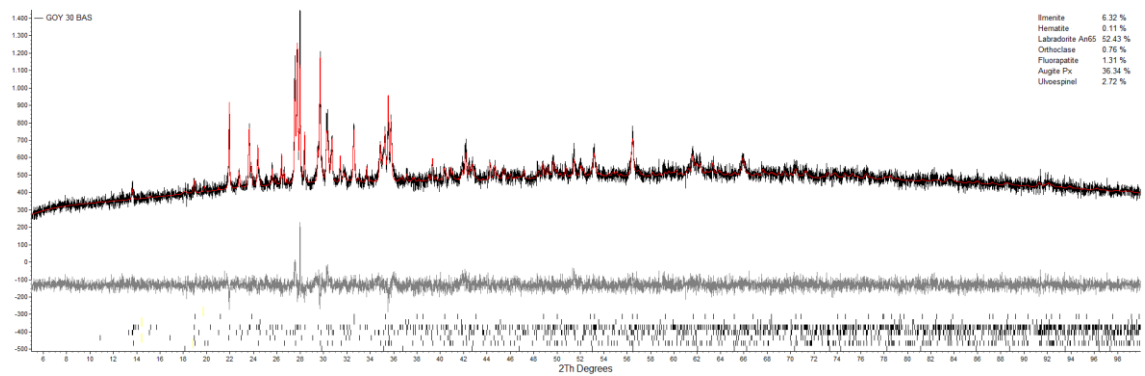
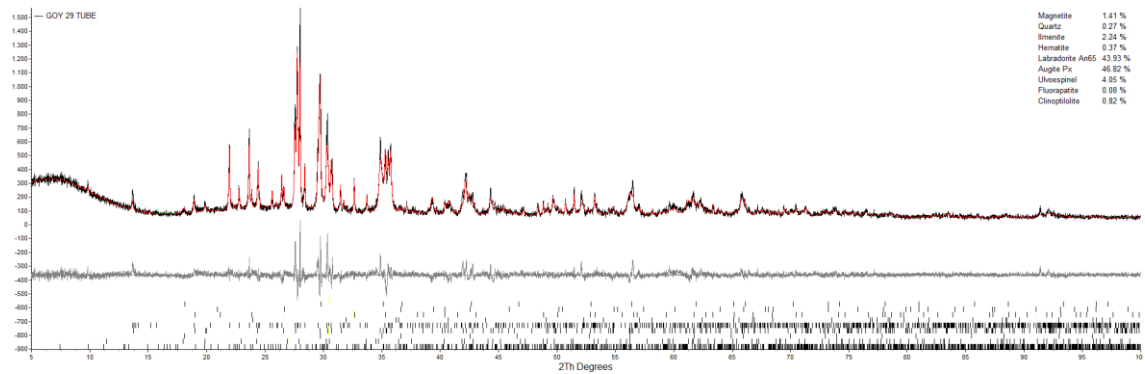


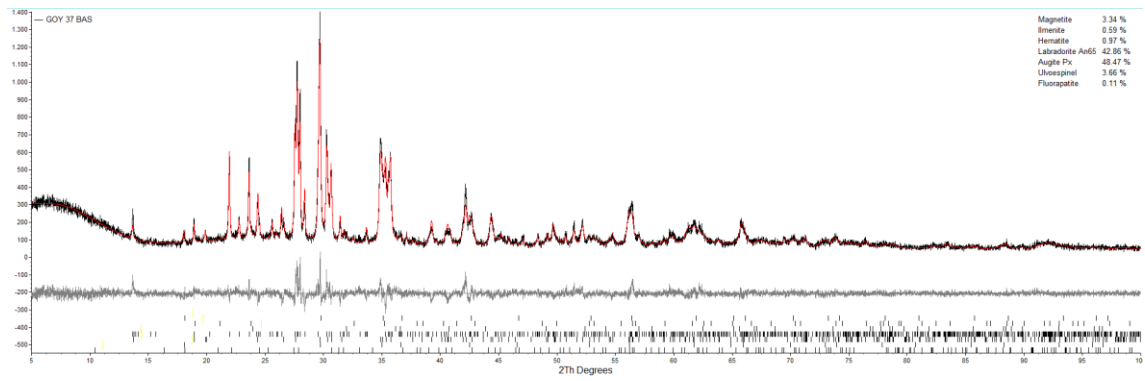
Continuação Anexo 1 – Difratomogramas experimental medido com a proporção modal das fases cristalinas presentes



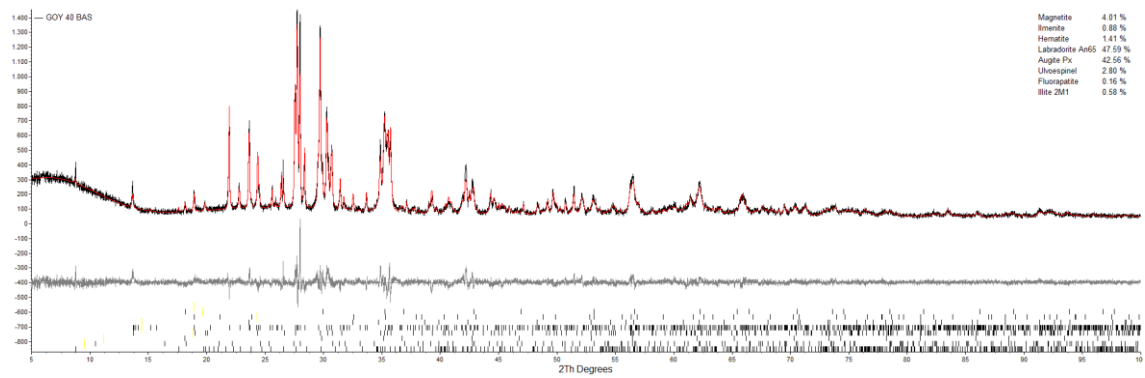
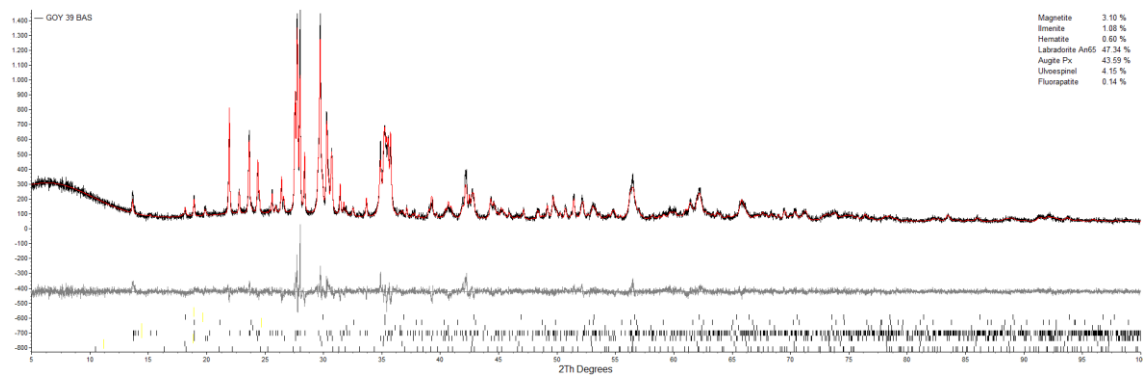
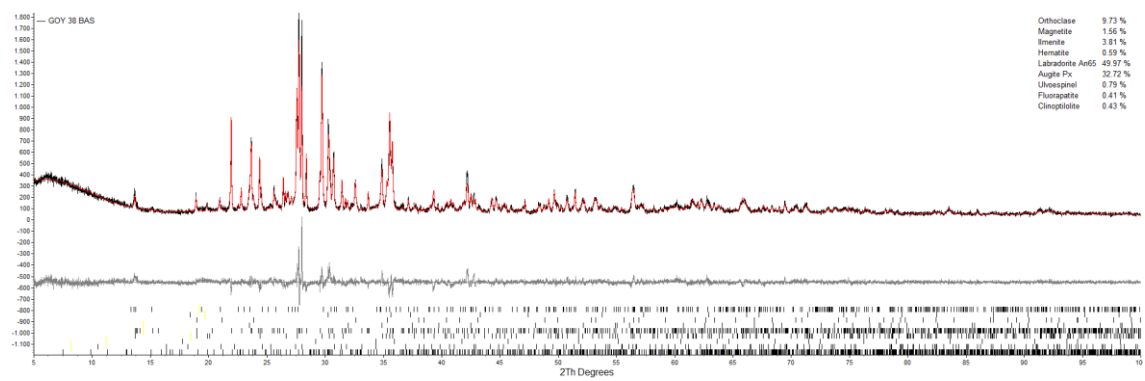


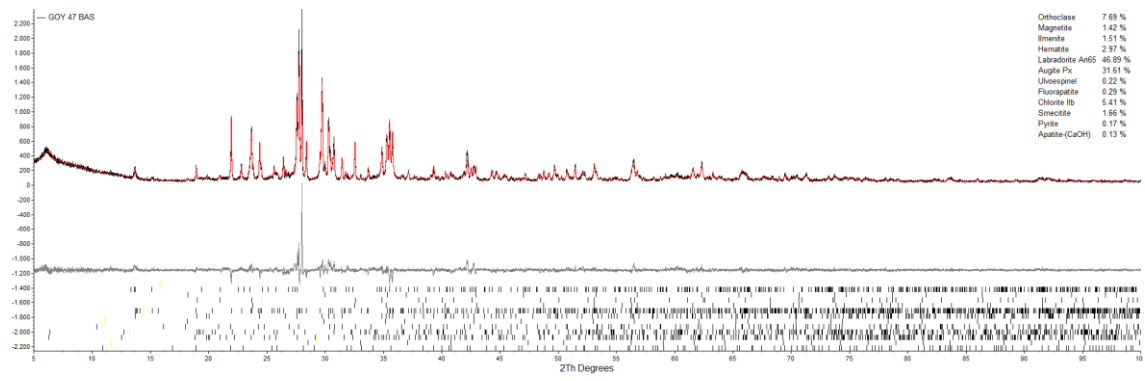
Continuação Anexo 1 – Difractogramas experimental medido com a proporção modal das fases cristalinas presentes



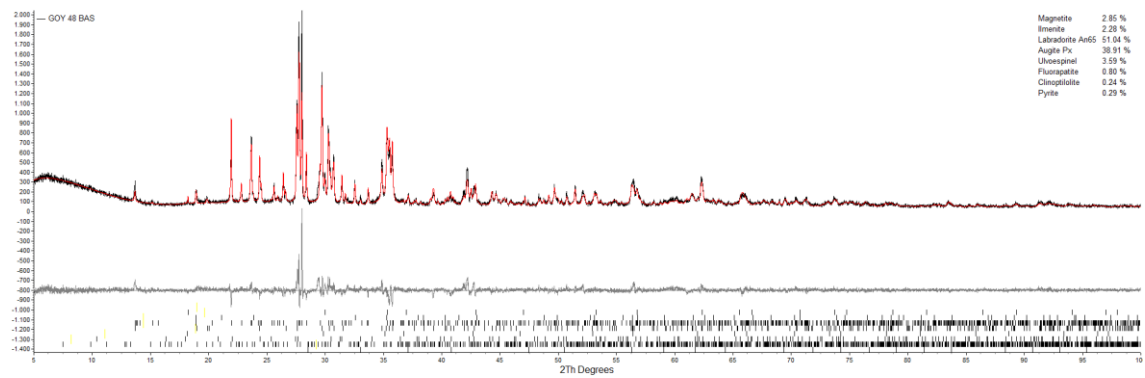


Continuação Anexo 1 – Difratomogramas experimental medido com a proporção modal das fases cristalinas presentes





Continuação Anexo 1 – Difratomogramas experimental medido com a proporção modal das fases cristalinas presentes



ANEXO 2

Tabelas de análises químicas de rocha total

<i>Amostra</i>	<i>G01SEDRT</i>	<i>G03SEDRT</i>	<i>G04SEDRT</i>	<i>G05SEDRT</i>	<i>G06SEDART</i>	<i>G06SEDBRT</i>
<i>Unidade</i>	<i>S03</i>	<i>S03</i>	<i>S03</i>	<i>S03</i>	<i>S03</i>	<i>S03</i>
<i>Litotipo</i>	<i>Arenito</i>	<i>Arerito</i>	<i>Arenito</i>	<i>Siltito</i>	<i>Siltito</i>	<i>Siltito</i>
<i>Sequência</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>
<i>Elementos Maiores FRX (%massa)</i>						
SiO ₂	93,38	91,65	84,58	93,14	72,60	69,54
TiO ₂	0,14	0,13	0,40	0,13	0,85	0,95
Al ₂ O ₃	2,70	2,77	6,62	2,95	10,24	11,45
Fe ₂ O ₃	0,65	0,72	2,02	0,75	4,75	5,04
MnO	0,01	0,02	0,02	0,01	0,08	0,04
MgO	0,28	0,31	0,84	0,33	1,80	2,12
CaO	0,80	1,54	0,50	0,56	0,69	0,67
Na ₂ O	0,62	0,62	0,83	0,61	0,91	0,88
K ₂ O	1,25	1,31	3,23	1,37	5,51	6,24
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,08	0,04	0,15	0,17
SO ₃	0,01				0,01	0,01
LOI	0,50	0,99	0,81	0,29	2,10	2,22
Soma	100,38	100,11	99,93	100,18	99,69	99,31
<i>Elementos Menores e Traços FRX (ppm)</i>						
Sc	1	1	5	0	11	12
V	12	12	39	15	64	79
Cr	6	2	21	1	42	48
Co	0	0	2	0	10	8
Ni	5	9	15	3	24	27
Cu	13	13	22	14	39	41
Zn	6	7	24	7	60	58
Ga	7	6	11	6	16	18
As	3	0	2	2	2	4
Rb	17	17	78	17	144	167
Sr	65	93	66	55	81	79
Y	5	5	12	5	23	24
Zr	91	66	218	67	379	388
Nb	4	4	8	3	16	17
Mo	6	6	6	6	6	6
Sn	0	0	0	1	0	0
Sb	2	3	0	3	0	0
Cs	0	0	1	0	5	5
Ba	162	160	351	177	419	395
La	12	12	12	12	13	18
Ce	1	1	1	1	24	27
Pb	7	7	14	7	18	21
Th	2	2	3	2	6	8
U	5	5	4	5	4	4
Cd	0	0	0	0	0	0

<i>Amostra</i>	<i>G06SEDRT</i>	<i>G07SEDRT</i>	<i>G10SEDRT</i>	<i>G12SEDRT</i>	<i>BRSED00RT</i>	<i>BRSED01RT</i>
<i>Unidade</i>	<i>S03</i>	<i>S03</i>	<i>S03</i>	<i>S03</i>	<i>S02</i>	<i>S02</i>
<i>Litotipo</i>	<i>Siltito</i>	<i>Siltito</i>	<i>Arenito</i>	<i>Siltito</i>	<i>Siltito</i>	<i>Siltito</i>
<i>Sequência</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>
<i>Elementos Maiores FRX (%massa)</i>						
SiO ₂	69,61	65,84	94,19	72,17	73,42	55,66
TiO ₂	0,98	1,09	0,11	0,91	0,62	1,18
Al ₂ O ₃	11,46	12,57	2,49	10,65	7,12	13,96
Fe ₂ O ₃	4,95	5,83	0,76	4,65	2,30	8,71
MnO	0,04	0,04	0,02	0,04	0,04	0,08
MgO	2,11	2,54	0,32	1,87	1,47	4,61
CaO	0,63	0,61	0,45	0,67	6,95	2,08
Na ₂ O	0,89	0,75	0,56	0,89	0,80	0,53
K ₂ O	6,24	7,10	0,74	5,76	3,52	8,19
P ₂ O ₅	0,16	0,18	0,03	0,15	0,11	0,29
SO ₃	0,01	0,01		0,01	0,39	0,02
LOI	2,17	2,80	0,41	1,95	3,41	4,01
Soma	99,25	99,37	100,10	99,71	100,15	99,34
<i>Elementos Menores e Traços FRX (ppm)</i>						
Sc	13	15	0	12	6	19
V	77	106	11	67	132	261
Cr	53	56	4	45	29	66
Co	8	9	0	8	3	15
Ni	30	33	7	25	12	57
Cu	42	49	13	37	24	84
Zn	58	67	8	50	23	92
Ga	17	20	7	17	12	22
As	2	2	3	4	2	2
Rb	168	192	13	152	66	168
Sr	80	70	40	79	243	134
Y	23	25	6	24	18	23
Zr	375	395	61	368	310	183
Nb	18	20	4	17	11	23
Mo	6	6	6	6	6	6
Sn	0	0	1	0	0	0
Sb	0	0	2	0	0	0
Cs	9	8	0	5	7	8
Ba	399	374	120	403	445	416
La	18	20	12	18	12	25
Ce	18	29	1	21	1	45
Pb	18	20	9	17	15	18
Th	6	7	2	6	6	9
U	4	4	5	4	6	5
Cd	0	0	0	0	0	0

<i>Amostra</i>	<i>BRSED02AR</i>	<i>BRSED02BR</i>	<i>BRSED03R</i>	<i>G52SEDR</i>	<i>G54SEDR</i>	<i>G15PEPR</i>
<i>Unidade</i>	<i>T</i>	<i>T</i>	<i>T</i>	<i>T</i>	<i>T</i>	<i>T</i>
<i>Litotipo</i>	<i>S02</i>	<i>S02</i>	<i>S02</i>	<i>S03</i>	<i>S03</i>	<i>S01</i>
<i>Sequência</i>	<i>Siltito</i>	<i>Siltito</i>	<i>Siltito</i>	<i>Siltito</i>	<i>Siltito</i>	<i>Peperito</i>
<i>a</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>
<i>Elementos Maiores FRX (%massa)</i>						
SiO ₂	74,47	78,42	86,25	81,89	75,41	48,10
TiO ₂	0,87	0,90	0,70	0,48	0,41	3,94
Al ₂ O ₃	8,81	8,40	5,93	5,45	4,36	11,87
Fe ₂ O ₃	4,69	2,59	1,65	2,21	1,64	15,54
MnO	0,11	0,09	0,05	0,05	0,06	0,21
MgO	2,76	1,50	0,69	0,83	0,62	4,48
CaO	1,71	1,61	0,95	3,07	7,18	6,06
Na ₂ O	1,18	1,28	1,07	0,67	0,69	3,42
K ₂ O	3,33	3,44	2,29	2,27	1,71	3,32
P ₂ O ₅	0,32	0,31	0,05	0,06	0,05	0,53
SO ₃	0,01	0,02	0,01	0,32	0,49	0,05
LOI	1,74	1,29	0,72	2,64	5,69	2,22
Soma	100,01	99,85	100,35	99,95	98,33	99,78
<i>Elementos Menores FRX (ppm)</i>						
Sc	9	6	4	6	5	28
V	96	76	44	49	46	386
Cr	57	40	12	19	20	0
Co	10	5	1	2	1	24
Ni	24	22	14	11	8	24
Cu	52	24	16	21	17	84
Zn	60	29	14	25	19	123
Ga	14	13	9	10	9	20
As	8	4	3	2	3	4
Rb	59	61	41	53	39	45
Sr	140	131	105	102	93	147
Y	21	22	13	12	11	37
Zr	272	304	295	190	175	224
Nb	13	13	9	8	6	21
Mo	6	6	6	6	6	6
Sn	0	0	0	0	0	0
Sb	0	2	1	2	0	0
Cs	5	5	4	4	5	36
Ba	464	488	413	238	206	431
La	13	12	12	12	12	12
Ce	18	8	1	1	1	38
Pb	16	14	13	9	10	10
Th	6	5	2	3	2	4
U	5	5	5	5	5	5
Cd	0	0	0	0	0	2

<i>Amostra</i>	<i>G16PEPRT</i>	<i>G19PEPRT</i>	<i>G57PEPRT</i>	<i>G58PEPRT</i>	<i>G17BASRT</i>	<i>G18BASRT</i>
<i>Unidade</i>	<i>S01</i>	<i>S01</i>	<i>S01</i>	<i>S01</i>	<i>I01</i>	<i>I01</i>
<i>Litotipo</i>	<i>Peperito</i>	<i>Peperito</i>	<i>Peperito</i>	<i>Peperito</i>	<i>Bas. Neg.</i>	<i>Bas. Verm.</i>
<i>Sequência</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Basal</i>	<i>Basal</i>
<i>Elementos Maiores FRX (%massa)</i>						
SiO ₂	46,96	49,70	49,04	48,86	49,06	45,69
TiO ₂	4,01	3,65	3,30	4,06	4,11	4,25
Al ₂ O ₃	12,50	11,91	11,00	12,29	12,49	13,39
Fe ₂ O ₃	15,95	13,02	11,78	15,68	15,91	16,40
MnO	0,20	0,24	0,18	0,19	0,22	0,20
MgO	4,48	4,27	4,02	4,69	4,67	5,06
CaO	8,97	5,77	7,07	7,80	8,83	10,14
Na ₂ O	2,50	0,38	0,35	2,49	2,80	2,65
K ₂ O	2,34	7,91	7,37	1,88	0,74	0,90
P ₂ O ₅	0,54	0,51	0,43	0,47	0,54	0,55
SO ₃	0,02	0,02	0,00	0,00	0,06	0,02
LOI	1,37	2,00	4,07	0,83	0,62	1,38
Soma	99,88	99,40	98,61	99,27	100,08	100,65
<i>Elementos Menores FRX (ppm)</i>						
Sc	28	23	21	27	27	30
V	404	322	296	392	412	419
Cr	0	4	3	0	0	0
Co	24	28	23	26	28	27
Ni	23	37	31	35	32	27
Cu	83	78	66	78	81	80
Zn	125	127	105	118	133	124
Ga	27	21	19	25	25	27
As	0	0	2	0	3	2
Rb	53	78	82	32	19	8
Sr	460	139	133	439	545	590
Y	34	40	35	30	36	34
Zr	215	199	236	179	256	139
Nb	19	20	19	19	21	21
Mo	6	6	6	6	6	6
Sn	0	0	0	0	0	0
Sb	0	0	0	0	0	0
Cs	40	29	29	37	41	42
Ba	317	1034	934	260	344	404
La	12	12	15	12	12	12
Ce	51	39	27	40	46	38
Pb	8	10	8	9	8	9
Th	6	9	7	6	7	8
U	8	5	5	8	9	10
Cd	0	1	0	0	1	0

<i>Amostra</i>	<i>G27BASRT</i>	<i>G61BASRT</i>	<i>FET1504-11RT</i>	<i>KFNT08BRT</i>	<i>PT09RT</i>	<i>KFNT08CRT</i>
<i>Unidade</i>	<i>I01</i>	<i>I01</i>	<i>I01</i>	<i>I01</i>	<i>I01</i>	<i>I01</i>
<i>Litotipo</i>	<i>Bas. Verm.</i>	<i>Bas. Verm.</i>	<i>Bas. Ng.</i>	<i>Bas. Ng.</i>	<i>Bas. Ng.</i>	<i>Bas. Ng.</i>
<i>Sequência</i>	<i>Inferior</i>	<i>Inferior</i>	<i>Inferior</i>	<i>Inferior</i>	<i>Inferior</i>	<i>Inferior</i>
<i>Elementos Maiores FRX (%massa)</i>						
SiO ₂	46,49	45,56	49,64	48,86	49,45	49,13
TiO ₂	4,18	4,41	4,02	4,03	3,74	4,04
Al ₂ O ₃	13,28	13,40	12,43	12,13	12,55	12,31
Fe ₂ O ₃	16,39	16,88	15,65	15,78	14,76	15,79
MnO	0,21	0,20	0,21	0,21	0,19	0,21
MgO	4,88	5,02	4,52	4,73	4,38	4,60
CaO	8,97	9,40	8,69	8,77	8,66	8,79
Na ₂ O	2,75	2,67	2,91	2,77	2,42	2,84
K ₂ O	1,33	0,65	0,81	0,84	1,58	0,75
P ₂ O ₅	0,53	0,54	0,45	0,46	0,46	0,45
SO ₃	0,01	0,00	0,10	0,09	0,07	0,10
LOI	0,95	0,95	0,41	0,43	1,02	0,45
Soma	100,19	99,70	99,85	99,10	99,30	99,47
<i>Elementos Menores FRX (ppm)</i>						
Sc	31	32	29	30	27	29
V	441	453	409	417	376	410
Cr	0	0	0	0	0	7
Co	26	27	28	28	26	27
Ni	34	38	27	25	30	37
Cu	82	83	86	84	78	89
Zn	129	131	145	136	133	142
Ga	29	27	25	25	26	26
As	0	1	0	6	3	0
Rb	12	6	29	25	20	25
Sr	535	595	543	544	557	549
Y	35	34	37	38	40	37
Zr	160	145	261	263	288	264
Nb	19	20	21	21	24	22
Mo	6	6	6	6	6	6
Sn	0	0	1	0	0	0
Sb	0	0	0	0	0	0
Cs	42	47	41	41	37	41
Ba	389	346	402	418	350	383
La	12	12	12	12	16	12
Ce	52	51	45	49	54	39
Pb	8	8	12	12	10	9
Th	7	8	7	7	8	7
U	9	10	9	9	9	9
Cd	1	0	0	0	0	0

<i>Amostra</i>	<i>KFNT08A</i>	<i>KFNT005RT</i>	<i>LIXRT</i>	<i>1504FET28</i>	<i>P2G320-215B</i>	<i>G22BAS</i>
<i>Unidade</i>	<i>I01</i>	<i>I01</i>		<i>S01</i>	<i>S01</i>	<i>I02</i>
<i>Litotipo</i>	<i>Bas. Ng.</i>	<i>Bas. Neg</i>	<i>Bas. Neg</i>	<i>Bas. Neg</i>	<i>Bas. Neg</i>	<i>Bas. Neg</i>
<i>Sequência</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>
<i>Elementos Maiores FRX (%massa)</i>						
SiO ₂	49,29	49,75	51,44	49,51	50,52	50,32
TiO ₂	4,05	4,09	3,74	4,01	3,70	4,00
Al ₂ O ₃	12,28	12,46	12,55	12,17	12,57	12,15
Fe ₂ O ₃	15,77	15,77	13,92	15,80	15,01	15,80
MnO	0,21	0,21	0,19	0,21	0,20	0,22
MgO	4,67	4,59	4,48	4,65	4,35	4,48
CaO	8,85	8,67	8,36	8,74	8,48	8,55
Na ₂ O	2,78	2,73	2,78	2,75	2,81	2,93
K ₂ O	0,80	0,95	1,39	0,78	1,11	0,68
P ₂ O ₅	0,46	0,45	0,45	0,44	0,46	0,52
SO ₃	0,11	0,09	0,09	0,12	0,08	0,03
LOI	0,67	0,30	0,41	0,77	0,78	0,73
Soma	99,97	100,08	99,82	99,97	100,10	100,63
<i>Elementos Menores FRX (ppm)</i>						
Sc	28	27	25	26	28	27
V	413	413	376	413	370	396
Cr	0	3	25	2	3	5
Co	29	29	25	27	25	25
Ni	33	39	41	30	36	31
Cu	88	83	71	85	77	84
Zn	135	134	123	132	133	128
Ga	26	25	25	25	26	26
As	0	1	4	1	3	1
Rb	22	29	35	23	26	28
Sr	564	518	530	577	556	524
Y	39	36	37	36	40	36
Zr	267	263	311	260	286	262
Nb	22	22	25	22	24	22
Mo	6	6	6	6	6	6
Sn	0	0	0	0	0	0
Sb	0	0	0	0	0	0
Cs	42	42	37	41	37	39
Ba	1332	393	543	416	407	405
La	12	12	13	12	15	12
Ce	25	42	66	42	48	44
Pb	9	9	9	10	8	10
Th	8	7	7	8	8	7
U	9	9	9	10	9	9
Cd	0	0	0	0	1	1

<i>Amostra</i>	<i>G23BASRT</i>	<i>G24BASRT</i>	<i>G24BASART</i>	<i>G25BASRT</i>	<i>G26BASRT</i>	<i>G28BASRT</i>
<i>Unidade</i>	<i>I03</i>	<i>I04a</i>	<i>I04</i>	<i>I04b</i>	<i>I05</i>	<i>I02</i>
<i>Litotipo</i>	<i>Bas. Ng.</i>	<i>Bas. Ng.</i>	<i>Bas. Ng.</i>	<i>Bas. Ng.</i>	<i>Bas. Ng.</i>	<i>Bas. Ng.</i>
<i>Sequência</i>	<i>Inferior</i>	<i>Inferior</i>	<i>Inferior</i>	<i>Inferior</i>	<i>Inferior</i>	<i>Inferior</i>
<i>Elementos Maiores FRX (%massa)</i>						
SiO ₂	49,70	49,80	49,69	49,46	49,45	49,19
TiO ₂	4,05	4,08	4,07	4,05	4,07	4,04
Al ₂ O ₃	12,34	12,35	12,31	12,30	12,39	12,28
Fe ₂ O ₃	15,88	15,88	15,83	15,83	15,94	15,86
MnO	0,22	0,22	0,21	0,22	0,23	0,22
MgO	4,48	4,40	4,44	4,39	4,51	4,56
CaO	8,59	8,65	8,71	8,67	8,77	8,59
Na ₂ O	2,96	2,89	2,90	2,89	2,94	2,95
K ₂ O	0,73	0,83	0,79	0,80	0,69	0,69
P ₂ O ₅	0,52	0,52	0,52	0,52	0,53	0,51
SO ₃	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,03
LOI	0,65	0,67	0,75	0,74	0,69	0,93
Soma	100,39	100,57	100,49	100,15	100,50	100,07
<i>Elementos Menores FRX (ppm)</i>						
Sc	29	30	30	31	30	31
V	403	414	409	412	418	412
Cr	2	9	7	0	0	3
Co	26	29	28	28	29	27
Ni	28	32	34	36	21	32
Cu	87	83	87	83	83	85
Zn	137	138	132	134	131	129
Ga	26	27	26	25	24	26
As	0	2	0	1	0	1
Rb	27	23	23	22	21	27
Sr	524	532	532	517	525	514
Y	38	38	37	37	35	36
Zr	265	267	264	257	254	258
Nb	22	21	21	21	20	22
Mo	6	6	6	6	6	6
Sn	0	0	0	0	0	0
Sb	0	0	0	0	0	0
Cs	40	41	41	41	42	41
Ba	384	383	391	396	407	405
La	12	12	12	12	12	12
Ce	44	44	44	48	45	47
Pb	10	9	10	10	8	8
Th	7	7	7	7	7	7
U	9	9	9	9	9	9
Cd	0	0	0	3	1	0

<i>Amostra</i>	<i>G30BASRT</i>	<i>G31BASRT</i>	<i>G29TUBERT</i>	<i>G37BASRT</i>	<i>G38BASRT</i>	<i>G39BASRT</i>
<i>Unidade</i>	<i>I03</i>	<i>I02</i>	<i>I03</i>	<i>S02</i>	<i>S02</i>	<i>S02</i>
<i>Litotipo</i>	<i>Bas. Neg.</i>	<i>Bas. Neg.</i>	<i>Bas. Neg.</i>	<i>Bas. Neg.</i>	<i>Bas. Neg.</i>	<i>Bas. Neg.</i>
<i>Sequência</i>	<i>Inferior</i>	<i>Inferior</i>	<i>Inferior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>
<i>Elementos Maiores FRX (%massa)</i>						
SiO ₂	49,79	49,84	49,03	49,63	46,71	49,46
TiO ₂	4,05	4,04	4,04	3,73	3,79	3,73
Al ₂ O ₃	12,32	12,30	12,08	12,26	12,87	12,30
Fe ₂ O ₃	15,91	16,02	15,82	15,46	15,14	15,45
MnO	0,22	0,23	0,18	0,18	0,17	0,19
MgO	4,47	4,57	4,55	4,44	4,88	4,41
CaO	8,64	8,62	8,15	8,38	8,40	8,63
Na ₂ O	2,93	2,97	2,70	2,71	2,14	2,89
K ₂ O	0,77	0,71	0,84	0,76	1,59	0,69
P ₂ O ₅	0,53	0,52	0,47	0,46	0,49	0,47
SO ₃	0,07	0,03	0,06	0,14	0,00	0,01
LOI	0,86	1,00	1,06	0,93	1,95	0,86
Soma	100,77	101,06	99,00	99,11	98,16	99,12
<i>Elementos Menores FRX (ppm)</i>						
Sc	28	30	31	29	29	30
V	418	407	412	409	434	405
Cr	13	17	0	34	34	35
Co	28	28	27	29	33	28
Ni	38	34	33	43	47	43
Cu	86	86	82	151	158	150
Zn	137	129	128	129	128	129
Ga	26	25	23	23	24	24
As	0	0	0	0	0	2
Rb	25	29	21	29	19	29
Sr	528	516	696	536	476	496
Y	38	37	33	34	37	34
Zr	266	261	241	262	239	257
Nb	22	22	20	22	22	21
Mo	6	6	6	6	6	6
Sn	0	0	0	0	0	0
Sb	0	0	0	0	0	0
Cs	42	41	43	38	39	37
Ba	395	406	353	502	370	411
La	12	12	12	13	20	21
Ce	42	42	41	51	59	47
Pb	9	10	8	6	10	8
Th	7	7	9	7	7	7
U	9	9	11	9	9	9
Cd	0	3	1	1	3	0

<i>Amostra</i>	<i>G40BASRT</i>	<i>G46BASRT</i>	<i>G47BASRT</i>	<i>G48BASRT</i>	<i>G62BASRT</i>
<i>Unidade</i>	<i>S02</i>	<i>S02</i>	<i>S02</i>	<i>S02</i>	<i>I02</i>
<i>Litotipo</i>	<i>Bas. Neg.</i>	<i>Bas. Neg.</i>	<i>Bas. Neg.</i>	<i>Bas. Neg.</i>	<i>Bas. Neg.</i>
<i>Sequência</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Superior</i>	<i>Inferior</i>
<i>Elementos Maiores FRX (%massa)</i>					
SiO ₂	49,36	48,51	46,94	48,80	49,40
TiO ₂	3,71	3,53	3,84	3,68	4,11
Al ₂ O ₃	12,20	12,08	12,72	12,25	12,36
Fe ₂ O ₃	15,29	13,68	15,87	15,31	15,88
MnO	0,19	0,13	0,20	0,20	0,19
MgO	4,42	4,96	5,17	4,58	4,40
CaO	8,64	6,72	8,86	9,10	8,32
Na ₂ O	2,86	1,64	2,31	2,62	2,90
K ₂ O	0,69	3,97	1,39	0,78	0,80
P ₂ O ₅	0,46	0,47	0,48	0,46	0,53
SO ₃	0,02	0,43	0,02	0,34	0,00
LOI	1,17	2,24	1,27	1,10	0,60
Soma	99,02	98,36	99,07	99,23	99,52
<i>Elementos Menores FRX (ppm)</i>					
Sc	31	31	29	30	29
V	412	355	405	405	401
Cr	30	28	30	29	0
Co	27	29	27	26	26
Ni	52	47	44	45	31
Cu	151	151	156	152	84
Zn	127	121	129	128	138
Ga	24	23	25	23	24
As	1	3	3	4	2
Rb	29	42	13	25	23
Sr	517	265	512	561	505
Y	34	32	36	34	36
Zr	263	288	251	258	250
Nb	21	21	22	21	20
Mo	6	6	6	6	6
Sn	0	0	0	0	0
Sb	0	0	0	0	0
Cs	39	34	40	40	42
Ba	431	439	423	741	387
La	12	15	14	12	17
Ce	50	49	61	51	48
Pb	6	9	8	7	8
Th	7	4	7	8	7
U	9	7	9	9	9
Cd	0	1	1	0	0

ANEXO 3

Tabelas de análises de química mineral (plagioclásio, piroxênio, chamosita, celadonita, ferrosaponita) e vidro

Anexo 3 – Composição química (% em peso) para os cristais de plagioclásio

<i>Identificação</i>	<i>G16P1</i>	<i>G16P2</i>	<i>G16P3</i>	<i>G16P4</i>	<i>G16P5</i>	<i>G16P9</i>	<i>G16P10</i>	<i>G16P11</i>	<i>G16P13</i>	<i>G16P14</i>	<i>G16P16</i>	<i>G16P17</i>
<i>Posição Ponto</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>
<i>Tipo cristal</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>
SiO ₂	56,70	54,96	56,88	55,92	55,38	61,16	58,94	56,13	55,21	56,59	61,65	60,37
TiO ₂	0,07	0,16	0,11	0,11	0,10	0,08	0,08	0,11	0,14	0,17	0,07	0,08
Al ₂ O ₃	26,51	27,13	26,94	27,26	26,83	24,87	26,19	27,58	27,80	26,53	24,33	25,23
V ₂ O ₃	0,02	0,02	n.d.	0,01	0,01	n.d.	0,02	0,01	0,03	0,03	n.d.	0,02
FeO	0,69	0,81	0,73	0,89	0,78	0,71	0,79	0,65	0,78	1,02	0,67	0,61
MgO	0,04	0,07	0,08	0,07	0,08	0,02	0,06	0,06	0,08	0,04	0,01	0,04
CaO	9,69	10,70	10,11	10,72	10,41	6,95	8,75	10,71	10,92	9,74	6,36	7,42
SrO	0,11	0,04	0,10	0,08	0,10	0,21	0,14	0,08	0,08	0,09	0,19	0,16
BaO	0,06	0,03	0,06	0,05	0,02	0,13	0,05	0,02	0,01	0,03	0,24	0,17
Na ₂ O	5,21	4,43	4,84	4,65	4,71	6,10	5,49	4,68	4,61	5,08	6,19	5,95
K ₂ O	0,68	0,52	0,58	0,49	0,56	1,15	0,80	0,51	0,47	0,50	1,24	0,96
Ce ₂ O ₃	0,02	0,05	0,06	n.d.	0,01	0,09	0,09	0,08	0,03	0,05	0,14	0,10
Total	99,79	98,93	100,49	100,26	99,00	101,47	101,40	100,62	100,16	99,86	101,09	101,11
SiO ₂	10,250	10,039	10,208	10,083	10,108	10,792	10,453	10,075	9,972	10,227	10,907	10,692
TiO ₂	0,009	0,022	0,015	0,015	0,013	0,011	0,011	0,015	0,019	0,023	0,009	0,011
Al ₂ O ₃	5,649	5,841	5,699	5,794	5,772	5,173	5,473	5,834	5,918	5,651	5,073	5,267
V ₂ O ₃	0,003	0,003	0,000	0,002	0,002	0,000	0,003	0,002	0,004	0,004	0,000	0,003
FeO	0,104	0,123	0,109	0,135	0,120	0,105	0,117	0,098	0,118	0,155	0,099	0,090
MgO	0,012	0,019	0,022	0,019	0,022	0,004	0,016	0,016	0,021	0,011	0,003	0,010
CaO	1,877	2,094	1,944	2,070	2,037	1,314	1,663	2,060	2,114	1,885	1,206	1,409
SrO	0,011	0,005	0,010	0,008	0,011	0,021	0,014	0,008	0,009	0,009	0,019	0,016
BaO	0,004	0,002	0,004	0,004	0,001	0,009	0,003	0,001	0,001	0,002	0,017	0,012
Na ₂ O	1,826	1,567	1,682	1,626	1,667	2,086	1,887	1,630	1,614	1,781	2,124	2,044
K ₂ O	0,157	0,122	0,133	0,113	0,131	0,258	0,181	0,117	0,107	0,116	0,279	0,216
Ce ₂ O ₃	0,001	0,004	0,004	0,000	0,001	0,006	0,006	0,005	0,002	0,003	0,009	0,006
Σ cátions	19,903	19,841	19,831	19,868	19,884	19,779	19,828	19,861	19,900	19,866	19,745	19,778
An %	48,62	55,35	51,71	54,35	53,11	35,92	44,57	54,12	55,11	49,85	33,41	38,40
Ab%	47,31	41,43	44,76	42,69	43,47	57,03	50,57	42,81	42,09	47,08	58,85	55,71
Olig%	4,07	3,23	3,53	2,97	3,41	7,05	4,86	3,07	2,80	3,07	7,73	5,89

Continuação, Anexo 3 – Composição química (% em peso) para os cristais de plagioclásio.

<i>Identificação</i>	<i>G16P18</i>	<i>G16P19</i>	<i>G16P20</i>	<i>G16P21</i>	<i>G16P22</i>	<i>G16P23</i>	<i>G16P24</i>	<i>G16P25</i>	<i>G16P26</i>	<i>G16P27</i>	<i>G16P28</i>	<i>G16P29</i>
<i>Posição Ponto</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>
<i>Tipo cristal</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>
SiO ₂	59,16	58,37	57,67	56,45	56,06	54,41	63,56	70,78	68,39	56,54	56,19	67,21
TiO ₂	0,08	0,11	0,10	0,09	0,12	0,12	0,07	n.d.	0,05	0,11	0,15	0,23
Al ₂ O ₃	25,63	25,91	26,50	27,10	27,73	28,59	22,20	19,79	20,07	27,02	27,17	21,14
V ₂ O ₃	0,02	0,02	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	0,02
FeO	0,70	0,66	0,64	0,72	0,73	0,65	0,40	0,14	0,27	0,74	0,83	0,51
MgO	0,04	0,05	0,06	0,06	0,09	0,06	0,09	n.d.	0,03	0,09	0,06	0,03
CaO	8,27	8,86	9,38	10,15	10,83	12,13	3,90	0,10	0,29	10,03	10,35	1,66
SrO	0,16	0,12	0,08	0,12	0,08	0,02	n.d.	n.d.	0,02	0,11	0,11	n.d.
BaO	0,08	0,05	0,01	0,04	0,03	0,04	0,05	n.d.	0,01	0,06	n.d.	n.d.
Na ₂ O	5,60	5,41	5,03	4,74	4,49	4,03	7,81	10,32	9,74	4,85	4,70	9,42
K ₂ O	0,84	0,81	0,68	0,57	0,51	0,38	0,33	0,18	0,19	0,72	0,63	0,41
Ce ₂ O ₃	0,11	0,07	0,09	0,03	0,07	0,03	0,05	0,02	0,04	0,08	0,01	n.d.
Total	100,70	100,43	100,25	100,08	100,76	100,45	98,46	101,34	99,10	100,37	100,19	100,62
SiO ₂	10,550	10,451	10,340	10,170	10,051	9,816	11,363	12,116	11,988	10,173	10,126	11,699
TiO ₂	0,010	0,015	0,014	0,012	0,016	0,016	0,010	0,000	0,006	0,015	0,021	0,030
Al ₂ O ₃	5,386	5,466	5,600	5,755	5,860	6,079	4,676	3,993	4,147	5,730	5,771	4,337
V ₂ O ₃	0,003	0,003	0,000	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000	0,000	0,004	0,000	0,003
FeO	0,105	0,099	0,096	0,109	0,109	0,097	0,059	0,020	0,040	0,111	0,125	0,074
MgO	0,010	0,013	0,015	0,017	0,023	0,015	0,024	0,000	0,007	0,023	0,015	0,009
CaO	1,580	1,700	1,803	1,959	2,081	2,344	0,746	0,019	0,054	1,934	1,998	0,309
SrO	0,017	0,012	0,008	0,013	0,009	0,003	0,000	0,000	0,002	0,012	0,011	0,000
BaO	0,006	0,003	0,001	0,003	0,002	0,003	0,003	0,000	0,001	0,004	0,000	0,000
Na ₂ O	1,934	1,878	1,750	1,654	1,561	1,411	2,706	3,426	3,310	1,692	1,643	3,178
K ₂ O	0,191	0,185	0,155	0,132	0,118	0,088	0,076	0,039	0,042	0,166	0,145	0,090
Ce ₂ O ₃	0,007	0,004	0,006	0,002	0,004	0,002	0,003	0,001	0,003	0,005	0,001	0,000
Σ cátions	19,804	19,829	19,795	19,834	19,839	19,876	19,679	19,620	19,607	19,873	19,862	19,736
An %	42,64	45,18	48,62	52,31	55,35	61,00	21,16	0,53	1,57	51,00	52,78	8,64
Ab%	52,21	49,91	47,19	44,16	41,52	36,71	76,70	98,35	97,18	44,62	43,40	88,84
Olig%	5,16	4,91	4,19	3,53	3,13	2,29	2,14	1,12	1,25	4,38	3,83	2,52

Continuação, Anexo 3 – Composição química (% em peso) para os cristais de plagioclásio.

<i>Identificação</i>	<i>G15P31</i>	<i>G15P32</i>	<i>G15P33</i>	<i>G15P34</i>	<i>G15P35</i>	<i>G15P36</i>	<i>G15P37</i>	<i>G15P38</i>	<i>G15P39</i>	<i>G15P40</i>
<i>Posição Ponto</i>	<i>borda</i>	<i>Centro</i>	<i>centro</i>	<i>borda</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>centro</i>
<i>Tipo cristal</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>
SiO2	59,55	57,97	68,90	58,05	58,47	58,75	58,50	65,19	57,95	58,47
TiO2	0,08	0,03	n.d.	0,07	0,04	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02
Al2O3	24,45	23,72	19,38	25,57	23,80	24,00	23,80	18,33	23,88	24,00
V2O3	0,02	n.d.	0,02	0,02	n.d.	0,01	0,01	0,01	n.d.	n.d.
FeO	n.d.	0,01	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	0,02	n.d.	0,03
MgO	7,29	0,03	0,07	8,48	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04
CaO	0,16	n.d.	n.d.	0,13	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SrO	0,08	n.d.	n.d.	0,04	n.d.	n.d.	0,06	0,10	n.d.	n.d.
BaO	0,01	n.d.	n.d.	0,04	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	0,04	n.d.
Na2O	1,02	0,06	0,09	0,82	0,08	0,06	0,05	16,45	0,11	0,06
K2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ce2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	92,68	81,82	88,47	93,22	82,43	82,88	82,48	100,15	82,04	82,62
SiO2	10,731	10,961	12,085	10,484	10,977	10,973	10,996	11,987	10,940	10,961
TiO2	0,011	0,004	0,000	0,010	0,006	0,003	0,003	0,004	0,006	0,003
Al2O3	5,192	5,286	4,006	5,443	5,266	5,284	5,273	3,973	5,313	5,302
V2O3	0,002	0,000	0,003	0,003	0,000	0,002	0,001	0,002	0,000	0,000
FeO	0,136	0,031	0,032	0,120	0,030	0,031	0,021	0,032	0,034	0,026
MgO	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000
CaO	1,407	0,006	0,013	1,641	0,007	0,005	0,005	0,004	0,005	0,008
SrO	0,017	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
BaO	0,006	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,004	0,007	0,000	0,000
Na2O	2,036	4,148	3,512	1,911	4,117	4,058	4,022	0,117	4,117	4,081
K2O	0,235	0,015	0,020	0,189	0,020	0,014	0,013	3,858	0,026	0,015
Ce2O3	0,005	0,001	0,002	0,003	0,004	0,004	0,001	0,007	0,002	0,004
Σ cátions	19,783	20,453	19,674	19,820	20,427	20,373	20,339	19,995	20,441	20,400
An %	38,24	0,14	0,36	43,87	0,17	0,13	0,12	0,11	0,13	0,19
Ab%	55,36	99,49	99,06	51,08	99,35	99,53	99,57	2,93	99,26	99,46
Olig%	6,39	0,37	0,57	5,05	0,48	0,34	0,31	96,96	0,62	0,36

Anexo 3 – Composição química (% em peso) para os cristais de clinopiroxênio

<i>Identificação</i>	<i>G16P77</i>	<i>G16P78</i>	<i>G16P79</i>	<i>G16P80</i>	<i>G16P81</i>	<i>G16P82</i>	<i>G16P83</i>	<i>G16P84</i>	<i>G16P85</i>	<i>G16P86</i>	<i>G16P87</i>	<i>G16P88</i>
<i>Posição Ponto</i>	<i>borda</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>borda</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>borda</i>	<i>centro</i>
<i>Tipo cristal</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>
SiO ₂	49,38	50,26	49,11	49,87	49,09	49,16	50,57	49,26	48,80	49,20	50,45	49,71
TiO ₂	0,95	1,20	1,98	1,65	1,81	1,73	1,15	1,75	1,76	1,51	0,64	1,36
Al ₂ O ₃	1,72	2,14	3,09	2,44	3,05	2,74	1,66	2,78	2,81	2,35	1,21	2,16
V ₂ O ₃	0,17	0,22	0,30	0,25	0,29	0,29	0,20	0,28	0,26	0,24	0,13	0,23
Cr ₂ O ₃	n.d.	0,02	0,01	0,01	0,02	n.d.	n.d.	0,01	0,01	0,02	0,03	n.d.
FeO	18,52	15,16	13,05	13,89	13,02	13,56	13,90	12,91	13,30	14,30	19,20	15,10
MnO	0,38	0,38	0,32	0,32	0,28	0,32	0,37	0,26	0,26	0,26	0,46	0,35
MgO	10,81	12,77	13,83	14,74	13,50	14,25	15,43	13,42	13,88	13,77	13,48	14,09
CaO	17,43	18,14	17,78	16,48	18,65	16,95	15,70	18,24	17,83	17,02	13,41	16,20
Na ₂ O	0,19	0,23	0,24	0,17	0,22	0,18	0,18	0,25	0,20	0,22	0,15	0,15
K ₂ O	0,02	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	0,02	0,04	0,01
Ce ₂ O ₃	0,04	0,02	0,02	n.d.	0,03	0,03	n.d.	0,04	n.d.	n.d.	0,05	0,05
Total	99,61	100,52	99,74	99,84	99,96	99,22	99,19	99,19	99,12	98,91	99,25	99,40
<i>Fórmula estrutura calculada na base de 6 oxigênios</i>												
SiO ₂	1,920	1,907	1,863	1,887	1,862	1,874	1,920	1,879	1,866	1,888	1,949	1,899
TiO ₂	0,028	0,034	0,057	0,047	0,052	0,050	0,033	0,050	0,051	0,043	0,019	0,039
Al ₂ O ₃	0,079	0,096	0,138	0,109	0,136	0,123	0,074	0,125	0,127	0,106	0,055	0,097
V ₂ O ₃	0,005	0,007	0,009	0,008	0,009	0,009	0,006	0,009	0,008	0,007	0,004	0,007
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
FeO	0,602	0,481	0,414	0,440	0,413	0,432	0,441	0,412	0,425	0,459	0,620	0,482
MnO	0,013	0,012	0,010	0,010	0,009	0,010	0,012	0,008	0,009	0,009	0,015	0,011
MgO	0,626	0,722	0,782	0,831	0,764	0,810	0,874	0,763	0,791	0,788	0,776	0,802
CaO	0,726	0,737	0,723	0,668	0,758	0,692	0,639	0,745	0,730	0,700	0,555	0,663
Na ₂ O	0,014	0,017	0,018	0,013	0,016	0,013	0,013	0,018	0,015	0,016	0,011	0,011
K ₂ O	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000
Ce ₂ O ₃	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
Σ cátions	4,015	4,014	4,014	4,013	4,020	4,014	4,013	4,010	4,022	4,019	4,008	4,013
En%	31,32	36,11	39,11	41,57	38,18	40,49	43,68	38,15	39,55	39,40	38,80	40,10
Fs%	30,81	24,78	21,58	22,66	21,35	22,35	22,59	21,45	21,84	23,57	31,79	24,77
Wo%	37,14	38,00	37,66	34,46	39,18	35,78	32,70	38,82	37,52	35,95	28,44	34,04

Continuação Anexo 3 – Composição Química (% em peso) para os cristais de clinopiroxênio

<i>Identificação</i>	<i>G16P89</i>	<i>G16P90</i>	<i>G16P91</i>	<i>G16P92</i>	<i>G16P93</i>	<i>G16P94</i>	<i>G16P95</i>	<i>G16P96</i>	<i>G16P97</i>	<i>G16P98</i>	<i>G15PEP1</i>	<i>G15PEP2</i>
<i>Posição Ponto</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>
<i>Tipo cristal</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>
SiO ₂	49,66	49,75	49,13	49,39	50,93	49,83	50,00	49,83	50,64	50,59	48,12	48,19
TiO ₂	1,55	1,63	1,65	1,25	0,87	1,31	1,23	1,14	1,63	1,16	1,04	1,24
Al ₂ O ₃	2,54	2,73	2,72	1,94	1,39	2,21	2,24	2,03	2,43	2,17	1,82	2,22
V ₂ O ₃	0,26	0,28	0,29	0,20	0,14	0,22	0,22	0,23	0,27	0,17	0,19	0,23
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,01	n.d.	0,01	0,01	n.d.	n.d.	0,01	0,02	n.d.	0,01
FeO	14,67	12,06	11,76	16,71	15,77	14,76	14,99	15,66	13,11	14,12	20,71	18,66
MnO	0,34	0,27	0,25	0,37	0,35	0,28	0,31	0,33	0,30	0,33	0,45	0,40
MgO	14,14	13,97	13,74	12,05	14,43	13,07	12,72	12,21	14,37	14,45	8,94	9,99
CaO	16,13	18,94	19,36	17,14	15,43	17,90	18,46	18,10	17,81	16,96	17,21	17,54
Na ₂ O	0,19	0,22	0,24	0,16	0,18	0,22	0,23	0,22	0,29	0,22	0,21	0,21
K ₂ O	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,03	0,03	0,03
Ce ₂ O ₃	0,05	0,01	0,02	n.d.	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,06	0,04	0,03
Total	99,54	99,91	99,17	99,21	99,57	99,85	100,42	99,79	100,89	100,29	98,78	98,77
<i>Fórmula estrutura calculada na base de 6 oxigênios</i>												
SiO ₂	1,884	1,879	1,872	1,910	1,939	1,900	1,900	1,910	1,893	1,908	1,912	1,897
TiO ₂	0,044	0,046	0,047	0,036	0,025	0,038	0,035	0,033	0,046	0,033	0,031	0,037
Al ₂ O ₃	0,114	0,122	0,122	0,088	0,063	0,099	0,100	0,092	0,107	0,096	0,085	0,103
V ₂ O ₃	0,008	0,009	0,009	0,006	0,004	0,007	0,007	0,007	0,008	0,005	0,006	0,007
Cr ₂ O ₃	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
FeO	0,465	0,381	0,375	0,540	0,502	0,471	0,476	0,502	0,410	0,445	0,688	0,614
MnO	0,011	0,009	0,008	0,012	0,011	0,009	0,010	0,011	0,009	0,011	0,015	0,013
MgO	0,800	0,787	0,781	0,695	0,819	0,743	0,721	0,697	0,801	0,812	0,529	0,586
CaO	0,656	0,767	0,790	0,710	0,629	0,731	0,751	0,743	0,713	0,685	0,733	0,740
Na ₂ O	0,014	0,016	0,018	0,012	0,013	0,016	0,017	0,016	0,021	0,016	0,016	0,016
K ₂ O	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002
Ce ₂ O ₃	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
Σ cátions	3,996	4,016	4,023	4,010	4,007	4,015	4,017	4,012	4,009	4,015	4,019	4,017
En%	40,00	39,33	39,03	34,73	40,95	37,15	36,03	34,87	40,05	40,62	26,47	29,31
Fs%	24,23	19,69	19,27	27,79	25,75	24,20	24,44	25,84	21,30	22,92	35,28	31,65
Wo%	34,13	39,63	40,62	36,50	32,26	37,61	38,57	38,26	37,07	35,26	37,57	38,13

Continuação Anexo 3 – Composição Química (% em peso) para os cristais de clinopiroxênio

<i>Identificação</i>	<i>G15P3</i>	<i>G15P4</i>	<i>G15P5</i>	<i>G15P6</i>	<i>G15P7</i>	<i>G15P8</i>	<i>G15P9</i>	<i>G15P10</i>	<i>G15P11</i>	<i>G15P12</i>	<i>G15P13</i>	<i>G15P14</i>
<i>Posição Ponto</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>
<i>Tipo cristal</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>
SiO ₂	48,52	48,67	48,51	48,67	48,93	48,67	48,67	49,01	49,59	49,92	49,54	48,84
TiO ₂	1,26	1,37	1,51	1,53	1,50	1,40	1,09	0,98	0,75	0,88	1,29	1,52
Al ₂ O ₃	2,23	2,24	2,33	2,49	2,75	2,24	1,78	2,36	1,13	1,23	2,12	2,55
V ₂ O ₃	0,24	0,25	0,25	0,28	0,27	0,23	0,18	0,15	0,12	0,14	0,20	0,25
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	0,01
FeO	17,58	16,20	15,92	15,41	15,43	16,73	19,91	21,62	21,91	19,01	16,22	15,54
MnO	0,37	0,38	0,32	0,33	0,31	0,39	0,45	0,44	0,45	0,44	0,39	0,36
MgO	10,58	11,06	11,51	11,96	11,91	12,49	11,97	10,53	11,23	13,64	13,76	13,42
CaO	17,89	18,15	18,14	18,02	17,55	16,17	14,23	12,23	13,65	13,22	15,20	15,89
Na ₂ O	0,24	0,27	0,24	0,23	0,27	0,25	0,17	0,29	0,16	0,19	0,14	0,18
K ₂ O	0,01	n.d.	0,01	0,01	0,02	0,02	n.d.	0,02	0,01	0,02	n.d.	n.d.
Ce ₂ O ₃	0,07	0,03	0,08	0,03	0,03	n.d.	0,02	0,01	0,05	0,05	0,06	0,03
Total	98,99	98,62	98,82	98,95	99,00	98,60	98,45	97,66	99,06	98,74	98,94	98,61
<i>Fórmula estrutura calculada na base de 6 oxigênios</i>												
SiO ₂	1,897	1,899	1,888	1,885	1,889	1,893	1,913	1,941	1,948	1,938	1,906	1,886
TiO ₂	0,037	0,040	0,044	0,045	0,044	0,041	0,032	0,029	0,022	0,026	0,037	0,044
Al ₂ O ₃	0,103	0,103	0,107	0,113	0,125	0,103	0,082	0,110	0,052	0,056	0,096	0,116
V ₂ O ₃	0,007	0,008	0,008	0,009	0,008	0,007	0,006	0,005	0,004	0,004	0,006	0,008
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	0,575	0,529	0,518	0,499	0,498	0,544	0,654	0,716	0,720	0,617	0,522	0,502
MnO	0,012	0,012	0,011	0,011	0,010	0,013	0,015	0,015	0,015	0,014	0,013	0,012
MgO	0,617	0,643	0,668	0,690	0,686	0,724	0,701	0,622	0,658	0,789	0,789	0,773
CaO	0,749	0,759	0,756	0,748	0,726	0,674	0,599	0,519	0,574	0,550	0,627	0,658
Na ₂ O	0,018	0,020	0,018	0,018	0,020	0,019	0,013	0,022	0,012	0,014	0,011	0,014
K ₂ O	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
Ce ₂ O ₃	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000
Σ cátions	4,018	4,015	4,019	4,018	4,009	4,019	4,016	3,981	4,007	4,011	4,008	4,013
En%	30,84	32,17	33,39	34,52	34,29	36,22	35,07	31,09	32,89	39,46	39,47	38,63
Fs%	29,61	27,38	26,68	25,76	26,09	28,01	33,47	38,56	36,87	31,55	26,93	25,98
Wo%	38,61	39,30	38,93	38,60	38,01	34,69	30,65	27,96	29,43	28,11	32,34	34,04

Continuação Anexo 3 - Composição Química (% em peso) para os cristais de clinopiroxênio

<i>Identificação</i>	<i>G15P15</i>	<i>G15P16</i>	<i>G15P17</i>	<i>G15P18</i>	<i>G15P19</i>	<i>G15P20</i>	<i>G15P21</i>	<i>G15P22</i>	<i>G15P23</i>	<i>G15P24</i>	<i>G15P25</i>	<i>G15P26</i>
<i>Posição Ponto</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>centro</i>	<i>borda</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>
<i>Tipo cristal</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>
SiO ₂	49,00	49,01	48,76	48,85	49,03	48,65	48,58	48,62	48,28	51,09	48,11	48,98
TiO ₂	1,25	1,23	1,11	0,99	1,16	1,93	1,35	1,00	1,31	1,02	1,12	1,58
Al ₂ O ₃	2,32	2,10	1,96	1,96	2,01	3,10	2,12	1,94	2,08	1,60	1,79	2,77
V ₂ O ₃	0,24	0,22	0,21	0,18	0,20	0,29	0,22	0,15	0,22	0,17	0,19	0,26
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	n.d.
FeO	16,34	17,92	19,84	21,66	19,10	13,15	18,91	21,11	21,57	17,89	21,54	13,99
MnO	0,35	0,43	0,45	0,49	0,45	0,33	0,40	0,45	0,47	0,43	0,52	0,29
MgO	13,17	12,45	11,74	10,36	11,87	13,42	12,35	9,88	10,87	14,49	10,04	13,24
CaO	15,79	15,41	14,39	14,14	15,07	17,91	14,67	15,38	14,03	13,48	14,91	17,84
Na ₂ O	0,20	0,20	0,20	0,29	0,25	0,29	0,17	0,27	0,19	0,19	0,22	0,18
K ₂ O	n.d.	n.d.	0,02	0,04	0,07	n.d.	0,02	n.d.	0,02	0,02	0,02	0,02
Ce ₂ O ₃	0,05	0,02	0,05	0,04	0,01	0,07	n.d.	0,05	0,10	0,11	0,04	0,05
Total	98,73	99,01	98,72	99,01	99,22	99,13	98,79	98,84	99,14	100,49	98,49	99,21
<i>Fórmula estrutura calculada na base de 6 oxigênios</i>												
SiO ₂	1,896	1,902	1,911	1,924	1,909	1,861	1,897	1,920	1,900	1,935	1,912	1,877
TiO ₂	0,037	0,036	0,033	0,029	0,034	0,056	0,040	0,030	0,039	0,029	0,034	0,046
Al ₂ O ₃	0,106	0,096	0,090	0,091	0,092	0,140	0,097	0,090	0,096	0,072	0,084	0,125
V ₂ O ₃	0,007	0,007	0,006	0,006	0,006	0,009	0,007	0,005	0,007	0,005	0,006	0,008
Cr ₂ O ₃	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	0,529	0,582	0,650	0,714	0,622	0,421	0,618	0,697	0,710	0,567	0,716	0,448
MnO	0,012	0,014	0,015	0,016	0,015	0,011	0,013	0,015	0,016	0,014	0,017	0,009
MgO	0,760	0,721	0,686	0,608	0,689	0,765	0,719	0,582	0,638	0,818	0,595	0,756
CaO	0,655	0,641	0,604	0,597	0,629	0,734	0,614	0,651	0,592	0,547	0,635	0,733
Na ₂ O	0,015	0,015	0,015	0,022	0,019	0,022	0,013	0,021	0,015	0,014	0,017	0,014
K ₂ O	0,000	0,000	0,001	0,002	0,003	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001
Ce ₂ O ₃	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Σ cátions	4,017	4,015	4,013	4,009	4,017	4,019	4,018	4,011	4,015	4,002	4,016	4,018
En%	37,99	36,03	34,31	30,42	34,45	38,26	35,93	29,08	31,89	40,90	29,73	37,82
Fs%	27,21	29,94	33,51	37,19	32,06	21,91	31,67	36,13	36,60	29,34	36,80	23,14
Wo%	33,69	32,98	31,14	31,10	32,42	38,24	31,47	33,73	30,51	28,31	32,63	37,82

Continuação, Anexo 3 – Composição Química (% em peso) para os cristais de clinopiroxênio

<i>Identificação</i>	<i>G15P27</i>	<i>G15P50</i>	<i>G15P51</i>	<i>G15P52</i>	<i>G15P53</i>	<i>G15P54</i>	<i>G15P55</i>	<i>G15P56</i>	<i>G15P57</i>	<i>G15P58</i>	<i>G15P59</i>	<i>G15P60</i>
<i>Posição Ponto</i>	<i>centro</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>
<i>Tipo cristal</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>
SiO ₂	48,86	50,64	50,01	50,60	50,58	50,14	50,46	50,67	50,75	49,40	50,38	50,66
TiO ₂	1,19	1,27	1,33	1,26	1,21	1,17	1,18	1,23	1,16	1,29	1,19	1,22
Al ₂ O ₃	2,08	2,22	2,09	2,09	2,23	2,21	1,93	1,91	1,93	3,56	2,24	1,96
V ₂ O ₃	0,22	0,23	0,20	0,18	0,14	0,16	0,19	0,20	0,19	0,17	0,18	0,20
Cr ₂ O ₃	n.d.	0,02	0,02	0,01	0,02	n.d.	0,02	0,02	n.d.	n.d.	0,02	0,02
FeO	17,56	11,60	11,64	11,20	10,62	10,82	11,27	11,30	11,19	11,66	11,25	10,94
MnO	0,38	0,29	0,28	0,25	0,23	0,24	0,27	0,29	0,27	0,27	0,29	0,26
MgO	11,16	14,71	14,24	15,00	15,25	15,41	15,21	14,95	14,98	14,75	15,25	14,96
CaO	17,15	18,75	18,28	18,69	18,81	18,33	18,17	18,49	18,55	17,73	17,98	18,54
Na ₂ O	0,23	0,21	0,24	0,21	0,20	0,23	0,21	0,22	0,24	0,35	0,25	0,21
K ₂ O	0,02	n.d.	n.d.	0,02	0,02	0,01	n.d.	n.d.	0,03	n.d.	0,02	n.d.
Ce ₂ O ₃	0,07	0,04	0,06	0,06	0,06	0,01	0,04	0,06	0,04	0,03	0,04	0,02
Total	98,92	99,98	98,39	99,57	99,36	98,72	98,95	99,33	99,33	99,22	99,09	98,98
<i>Fórmula estrutura calculada na base de 6 oxigênios</i>												
SiO ₂	1,906	1,903	1,911	1,906	1,905	1,901	1,911	1,913	1,915	1,869	1,905	1,916
TiO ₂	0,035	0,036	0,038	0,036	0,034	0,033	0,034	0,035	0,033	0,037	0,034	0,035
Al ₂ O ₃	0,096	0,098	0,094	0,093	0,099	0,099	0,086	0,085	0,086	0,159	0,100	0,087
V ₂ O ₃	0,007	0,007	0,006	0,005	0,004	0,005	0,006	0,006	0,006	0,005	0,006	0,006
Cr ₂ O ₃	n.d	0,001	0,001	n.d	0,001	n.d	0,001	0,001	n.d	n.d	n.d	0,001
FeO	0,573	0,365	0,372	0,353	0,334	0,343	0,357	0,357	0,353	0,369	0,356	0,346
MnO	0,013	0,009	0,009	0,008	0,007	0,008	0,009	0,009	0,008	0,009	0,009	0,008
MgO	0,649	0,824	0,811	0,842	0,856	0,871	0,859	0,841	0,842	0,832	0,859	0,843
CaO	0,717	0,755	0,748	0,754	0,759	0,744	0,737	0,748	0,750	0,719	0,728	0,751
Na ₂ O	0,018	0,016	0,018	0,015	0,014	0,017	0,015	0,016	0,018	0,026	0,018	0,015
K ₂ O	0,001	n.d	n.d	0,001	0,001	n.d	n.d	n.d	0,001	n.d	0,001	n.d
Ce ₂ O ₃	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	n.d	0,001	0,001	0,001	n.d	0,001	n.d
Σ cátions	4,015	4,014	4,008	4,015	4,015	4,021	4,015	4,012	4,013	4,025	4,017	4,009
En%	32,46	41,21	40,54	42,11	42,80	43,54	42,94	42,06	42,12	41,61	42,97	42,16
Fs%	29,54	18,75	19,25	18,10	17,16	17,52	18,27	18,34	18,15	19,22	18,30	17,83
Wo%	36,97	38,85	38,75	38,70	38,93	38,01	37,76	38,43	38,55	37,44	37,48	38,71

Continuação Anexo 3 - Composição Química (% em peso) para os cristais de clinopiroxênio

<i>Identificação</i>	<i>G15P61</i>	<i>G15P62</i>	<i>G15P63</i>	<i>G15P64</i>	<i>G15P65</i>	<i>G15P66</i>	<i>G15P67</i>	<i>G15P68</i>	<i>G15P69</i>	<i>G15P70</i>	<i>G15P71</i>	<i>G15P72</i>
<i>Posição Ponto</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>
<i>Tipo cristal</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>
SiO ₂	50,94	49,93	49,32	50,23	50,66	50,88	51,34	50,63	50,75	51,21	50,87	50,62
TiO ₂	1,13	1,29	1,19	0,69	1,29	1,10	1,06	1,31	1,27	1,14	1,24	1,19
Al ₂ O ₃	1,80	2,10	2,39	1,19	2,08	1,85	1,77	2,16	2,01	1,81	1,94	1,91
V ₂ O ₃	0,19	0,21	0,21	0,15	0,20	0,19	0,17	0,21	0,20	0,17	0,19	0,19
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	0,02	0,03	n.d.	0,01	0,01	n.d.	0,02
FeO	11,16	11,47	15,69	19,76	11,39	12,32	11,20	11,02	11,17	10,83	11,03	11,06
MnO	0,29	0,28	0,39	0,51	0,29	0,28	0,25	0,25	0,25	0,32	0,31	0,23
MgO	15,29	14,44	12,15	13,63	14,83	14,93	15,20	14,91	15,05	15,14	15,14	15,14
CaO	18,31	18,63	17,78	12,79	18,58	17,69	18,66	18,93	18,47	19,03	18,79	18,93
Na ₂ O	0,21	0,19	0,21	0,16	0,22	0,19	0,20	0,20	0,21	0,17	0,19	0,19
K ₂ O	n.d.	n.d.	0,02	0,01	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,01
Ce ₂ O ₃	0,01	0,05	0,05	0,04	0,05	0,07	0,03	n.d.	0,04	n.d.	0,02	0,03
Total	99,33	98,59	99,41	99,17	99,59	99,54	99,90	99,62	99,44	99,85	99,72	99,54
<i>Fórmula estrutura calculada na base de 6 oxigênios</i>												
SiO ₂	1,919	1,904	1,899	1,944	1,909	1,921	1,924	1,905	1,912	1,920	1,912	1,908
TiO ₂	0,032	0,037	0,034	0,020	0,037	0,031	0,030	0,037	0,036	0,032	0,035	0,034
Al ₂ O ₃	0,080	0,094	0,109	0,054	0,092	0,082	0,078	0,096	0,089	0,080	0,086	0,085
V ₂ O ₃	0,006	0,006	0,006	0,005	0,006	0,006	0,005	0,006	0,006	0,005	0,006	0,006
Cr ₂ O ₃	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0,001	0,001	n.d	n.d	n.d	n.d	0,001
FeO	0,352	0,366	0,505	0,640	0,359	0,389	0,351	0,347	0,352	0,340	0,347	0,349
MnO	0,009	0,009	0,013	0,017	0,009	0,009	0,008	0,008	0,008	0,010	0,010	0,007
MgO	0,859	0,821	0,698	0,787	0,833	0,840	0,849	0,837	0,845	0,846	0,848	0,851
CaO	0,739	0,761	0,733	0,530	0,750	0,715	0,749	0,763	0,746	0,764	0,757	0,764
Na ₂ O	0,015	0,014	0,016	0,012	0,016	0,014	0,014	0,014	0,016	0,012	0,014	0,014
K ₂ O	n.d	n.d	0,001	0,001	n.d	0,001	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0,001
Ce ₂ O ₃	n.d	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	n.d	n.d	0,001	n.d	n.d	n.d
Σ cátions	4,011	4,014	4,015	4,010	4,012	4,010	4,010	4,013	4,011	4,010	4,013	4,019
En%	42,94	41,04	34,88	39,33	41,66	42,02	42,47	41,83	42,27	42,31	42,40	42,54
Fs%	18,04	18,78	26,09	32,70	18,48	19,99	18,00	17,81	18,12	17,41	17,77	17,76
Wo%	37,91	39,08	37,88	27,10	38,62	36,79	38,43	39,21	38,37	39,20	38,78	38,92

Continuação Anexo 3 - Composição Química (% em peso) para os cristais de clinopiroxênio

<i>Identificação</i>	<i>G15P73</i>	<i>G15P74</i>	<i>G15P75</i>	<i>G15P76</i>	<i>G15P77</i>	<i>G15P78</i>	<i>G15P79</i>
<i>Posição Ponto</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>
<i>Tipo cristal</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>	<i>mfeno</i>
SiO ₂	50,41	51,24	50,48	50,74	51,10	49,63	49,89
TiO ₂	1,24	1,16	1,17	1,15	1,13	0,75	0,96
Al ₂ O ₃	2,39	1,86	2,23	2,25	1,93	1,31	1,66
V ₂ O ₃	0,17	0,18	0,15	0,14	0,17	0,13	0,18
Cr ₂ O ₃	0,02	n.d.	n.d.	0,01	0,02	n.d.	n.d.
FeO	10,62	10,98	10,31	10,77	12,25	21,00	18,41
MnO	0,27	0,26	0,28	0,23	0,30	0,54	0,42
MgO	15,47	15,28	15,31	15,71	15,87	12,85	12,52
CaO	18,65	18,56	18,89	18,26	16,39	12,45	15,04
Na ₂ O	0,26	0,21	0,23	0,24	0,22	0,16	0,15
K ₂ O	0,01	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	0,05	0,04
Ce ₂ O ₃	n.d.	0,04	0,06	0,04	0,03	0,05	0,06
Total	99,50	99,77	99,14	99,55	99,42	98,92	99,32
<i>Fórmula estrutura calculada na base de 6 oxigênios</i>							
SiO ₂	1,895	1,921	1,904	1,905	1,922	1,939	1,929
TiO ₂	0,035	0,033	0,033	0,032	0,032	0,022	0,028
Al ₂ O ₃	0,106	0,082	0,099	0,100	0,086	0,060	0,076
V ₂ O ₃	0,005	0,005	0,005	0,004	0,005	0,004	0,006
Cr ₂ O ₃	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
FeO	0,334	0,344	0,325	0,338	0,385	0,686	0,595
MnO	0,008	0,008	0,009	0,007	0,010	0,018	0,014
MgO	0,867	0,854	0,861	0,879	0,890	0,749	0,722
CaO	0,751	0,745	0,763	0,734	0,660	0,521	0,623
Na ₂ O	0,019	0,015	0,017	0,017	0,016	0,012	0,011
K ₂ O	0,001	n.d	0,001	n.d	n.d	0,003	0,002
Ce ₂ O ₃	n.d	0,001	0,001	0,001	n.d	0,001	0,001
Σ cátions	4,021	4,009	4,018	4,018	4,008	4,014	4,007
En%	43,33	42,69	43,06	43,96	44,50	37,43	36,10
Fs%	17,10	17,71	16,68	17,33	19,91	35,08	30,69
Wo%	38,49	38,36	39,15	37,63	34,11	26,64	32,11

Anexo 3 - Composição Química (% em peso) para os cristais de analcima

Identificação	G15P1	G15P2	G15P3	G15P4	G15P5	G15P6	G15P7	G15P8	G15P9	G15P10	G15P11	G15P12	G15P13
Posição Ponto	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda
	Ves	Ves	Ves	Ves	Ves	Ves	Ves	Ves	Ves	Ves	Ves	Ves	Ves
SiO ₂	56,22	56,66	56,34	57,50	57,62	55,62	56,55	57,09	56,71	57,02	57,05	57,33	57,05
Al ₂ O ₃	21,41	21,88	22,02	22,59	22,81	20,50	22,20	22,63	22,30	22,19	22,50	20,97	20,62
FeO	3,41	2,84	2,69	2,28	2,28	4,04	2,45	1,71	2,37	2,43	2,28	2,85	3,20
MgO	1,05	0,95	0,79	0,88	0,91	1,17	0,90	0,62	0,81	0,78	0,94	0,84	0,85
CaO	0,68	0,68	0,60	0,49	0,48	0,49	0,56	0,54	0,63	0,62	0,62	0,57	0,49
Na ₂ O	9,00	9,27	9,34	10,29	10,42	9,12	10,08	10,57	9,62	9,75	9,85	8,90	8,17
K ₂ O	0,33	0,18	0,22	0,07	0,08	1,03	0,11	0,05	0,20	0,22	0,05	1,31	1,42
Total	92,11	92,46	92,01	94,08	94,60	91,95	92,86	93,22	92,64	93,00	93,29	92,77	91,80
Fórmula estrutura calculada na base de 6 oxigênios													
SiO ₂	2,05	2,05	2,05	2,04	2,04	2,05	2,04	2,04	2,05	2,05	2,04	2,07	2,08
Al ₂ O ₃	0,92	0,93	0,94	0,95	0,95	0,89	0,94	0,95	0,95	0,94	0,95	0,89	0,89
FeO	0,10	0,09	0,08	0,07	0,07	0,12	0,07	0,05	0,07	0,07	0,07	0,09	0,10
MgO	0,06	0,05	0,04	0,05	0,05	0,06	0,05	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05
CaO	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na ₂ O	0,64	0,65	0,66	0,71	0,71	0,65	0,71	0,73	0,67	0,68	0,68	0,62	0,58
K ₂ O	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,06	0,07
Σ cátions	3,81	3,80	3,81	3,84	3,84	3,85	3,84	3,84	3,82	3,82	3,82	3,81	3,78

Continuação Anexo 3 - Composição Química (% em peso) para os cristais de analcima

<i>Identificação</i>	<i>G15P15</i>	<i>G15P16</i>	<i>G15P17</i>	<i>G15P18</i>	<i>G15P19</i>	<i>G15P20</i>	<i>G15P21</i>	<i>G15P22</i>	<i>G15P23</i>	<i>G15P24</i>	<i>G15P25</i>	<i>G15P41</i>	<i>G15P42</i>
<i>Posição</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>
<i>Ponto</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>
SiO ₂	55,07	55,54	55,56	55,42	55,57	55,57	55,44	54,83	55,69	55,10	54,47	55,46	57,12
Al ₂ O ₃	22,61	22,60	22,70	22,49	22,35	22,47	22,21	22,27	22,38	22,37	22,28	21,16	21,08
FeO	0,06	0,03	n.d.	n.d.	0,04	0,06	0,13	0,06	0,17	n.d.	0,11	3,88	1,77
MgO	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1,50	0,45
CaO	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	n.d.	0,05	0,04	0,04	0,04	0,62	0,19
Na ₂ O	11,51	11,74	11,74	11,65	11,78	11,70	11,45	11,50	11,83	11,48	11,55	9,40	9,97
K ₂ O	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,10	0,85
Total	89,34	89,95	90,07	89,64	89,79	89,89	89,28	88,76	90,17	89,05	88,51	92,12	91,42
<i>Fórmula estrutura calculada na base de 6 oxigênios</i>													
SiO ₂	2,05	2,05	2,05	2,05	2,05	2,05	2,06	2,05	2,05	2,05	2,04	2,03	2,09
Al ₂ O ₃	0,99	0,98	0,99	0,98	0,97	0,98	0,97	0,98	0,97	0,98	0,99	0,91	0,91
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,12	0,05
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,02
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
Na ₂ O	0,83	0,84	0,84	0,84	0,84	0,84	0,82	0,83	0,85	0,83	0,84	0,67	0,71
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
Σ cátions	3,87	3,88	3,87	3,87	3,88	3,88	3,86	3,87	3,88	3,87	3,88	3,84	3,83

Continuação Anexo 3 – Composição Química (% em peso) para os cristais de analcima

<i>Identificação</i>	<i>G15P43</i>	<i>G15P44</i>	<i>G15P45</i>	<i>G15P46</i>	<i>G15P47</i>	<i>G15P48</i>	<i>G15P49</i>	<i>G15P50</i>	<i>G15P51</i>	<i>G15P52</i>	<i>G15P53</i>	<i>G15P54</i>	<i>G15P55</i>
<i>Posição Ponto</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>	<i>Borda</i>
	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>	<i>Ves</i>
SiO ₂	56,16	56,19	55,93	55,52	56,83	55,90	56,47	56,62	54,85	57,77	56,94	56,28	57,00
Al ₂ O ₃	21,75	22,00	21,99	21,65	22,13	21,67	22,04	22,12	21,01	21,07	21,42	21,82	21,96
FeO	0,09	0,06	0,04	0,89	1,26	1,28	1,51	1,64	4,24	1,82	2,10	1,90	0,99
MgO	n.d.	n.d.	0,02	0,39	0,54	0,58	0,66	0,68	1,41	0,45	0,59	0,68	0,34
CaO	n.d.	0,01	0,02	0,18	0,28	0,40	0,37	0,37	0,59	0,23	0,29	0,36	0,22
Na ₂ O	11,21	11,22	11,18	10,38	10,40	10,44	10,37	9,97	8,72	9,91	9,96	10,24	10,60
K ₂ O	0,09	0,06	0,04	0,08	0,04	0,04	0,04	0,07	0,07	0,76	0,25	0,02	0,03
Total	89,29	89,54	89,22	89,08	91,48	90,32	91,46	91,48	90,88	92,01	91,54	91,31	91,15
<i>Fórmula estrutura calculada na base de 6 oxigênios</i>													
SiO ₂	2,08	2,08	2,08	2,07	2,07	2,06	2,06	2,06	2,04	2,09	2,08	2,06	2,08
Al ₂ O ₃	0,95	0,96	0,96	0,95	0,95	0,94	0,95	0,95	0,92	0,90	0,92	0,94	0,94
FeO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05	0,13	0,06	0,06	0,06	0,03
MgO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,08	0,02	0,03	0,04	0,02
CaO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Na ₂ O	0,81	0,80	0,80	0,75	0,73	0,75	0,73	0,70	0,63	0,70	0,70	0,73	0,75
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00
Σ cátions	3,84	3,84	3,85	3,83	3,83	3,84	3,83	3,81	3,82	3,81	3,82	3,83	3,83

Continuação Anexo 3 - Composição Química (% em peso) para os cristais de analcima

Identificação	G15P57	G15P58	G15P59	G15P60
Posição Ponto	Borda Ves	Borda Ves	Borda Ves	Borda Ves
SiO ₂	57,05	56,55	57,09	56,56
Al ₂ O ₃	21,85	21,88	22,14	22,17
FeO	0,99	1,34	1,68	1,35
MgO	0,37	0,52	0,73	0,53
CaO	0,23	0,29	0,43	0,35
Na ₂ O	10,52	10,35	9,87	10,27
K ₂ O	0,03	0,02	0,05	0,04
Total	91,04	90,96	91,99	91,27
<i>Fórmula estrutura calculada na base de 6 oxigênios</i>				
SiO ₂	2,08	2,07	2,06	2,06
Al ₂ O ₃	0,94	0,94	0,94	0,95
FeO	0,03	0,04	0,05	0,04
MgO	0,02	0,03	0,04	0,03
CaO	0,01	0,01	0,02	0,01
Na ₂ O	0,74	0,73	0,69	0,73
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ cátions	3,82	3,82	3,81	3,82

Anexo 3 - Composição Química (% em peso) para os cristais de celadonita

<i>Identificação</i>	<i>G16P21</i>	<i>G16P55</i>	<i>G16P54</i>	<i>G16P22</i>	<i>G16P23</i>	<i>G16P24</i>	<i>G16P31</i>	<i>G16P32</i>	<i>G16P33</i>	<i>G16P34</i>	<i>G16P65</i>	<i>G16P66</i>
<i>Posição Ponto</i>	<i>borda Ext.</i>	<i>borda Ext.</i>	<i>borda Ext.</i>	<i>borda Ext.</i>	<i>borda Ext.</i>	<i>borda Ext.</i>	<i>borda Ext.</i>	<i>borda Ext.</i>	<i>borda Ext.</i>	<i>borda Ext.</i>	<i>borda Ext.</i>	<i>borda Ext.</i>
<i>Tipo cristal</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>
SiO ₂	37,29	37,81	37,71	37,71	38,09	37,86	36,64	36,97	36,67	36,71	36,46	36,34
Al ₂ O ₃	5,49	5,68	5,54	5,47	5,44	5,32	5,51	5,41	5,15	5,13	5,03	5,07
TiO ₂	0,15	0,13	0,13	0,13	0,14	0,15	0,13	0,11	0,11	0,15	0,13	0,15
V ₂ O ₃	0,03	0,02	0,04	0,01	n.d.	0,02	0,01	0,02	0,03	0,04	0,04	0,02
FeO	9,32	9,40	9,50	9,51	9,97	10,17	8,91	9,22	9,50	9,84	9,40	9,45
ZnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	0,07	n.d.	n.d.	0,01	0,01
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,03	0,02	n.d.	0,02	n.d.	0,02	0,02	n.d.
MgO	2,96	3,03	3,02	2,99	3,07	2,98	2,93	2,95	2,94	2,87	2,94	3,01
BaO	0,04	n.d.	n.d.	n.d.	0,03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	n.d.	0,07	0,04	0,05	0,07	0,02	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04	0,02
K ₂ O	5,77	5,88	5,82	5,92	5,90	5,91	5,70	5,84	5,82	5,66	5,83	5,70
Rb ₂ O	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,06	n.d.	0,02	0,02	n.d.	0,04
Cs ₂ O	0,02	0,02	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	0,01
Total	61,06	62,11	61,84	61,84	62,79	62,46	59,99	60,69	60,33	60,50	59,93	59,86
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 11 oxigênios</i>												
Si	4,073	4,062	4,068	4,073	4,062	4,064	4,070	4,070	4,072	4,070	4,076	4,065
Al	0,707	0,720	0,704	0,696	0,684	0,672	0,722	0,702	0,674	0,670	0,662	0,669
Ti	0,013	0,011	0,011	0,010	0,011	0,012	0,011	0,009	0,009	0,013	0,011	0,013
V	0,003	0,002	0,003	0,001	0,000	0,002	0,001	0,002	0,002	0,004	0,004	0,002
Fe	0,851	0,844	0,857	0,859	0,889	0,913	0,828	0,849	0,882	0,912	0,879	0,884
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,001	0,001
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,002	0,000	0,001	0,002	0,000
Mg	0,482	0,485	0,485	0,481	0,488	0,478	0,486	0,484	0,487	0,474	0,489	0,502
Ba	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,015	0,008	0,010	0,015	0,004	0,007	0,008	0,011	0,010	0,009	0,005
K	0,804	0,806	0,801	0,815	0,803	0,809	0,808	0,820	0,824	0,800	0,832	0,813
Rb	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,001	0,002	0,000	0,003
Cs	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Σ cátions	6,934	6,948	6,939	6,947	6,958	6,956	6,938	6,954	6,965	6,956	6,967	6,958

Continuação Anexo 3 - Composição Química (% em peso) para os cristais de celadonita

<i>Identificação</i>	<i>G16P52</i>	<i>G16P19</i>	<i>G16P29</i>	<i>G16P30</i>	<i>G16P57</i>	<i>G16P20</i>	<i>G16P56</i>	<i>G16P53</i>	<i>G16P67</i>	<i>G16P68</i>	<i>G16P20</i>	<i>G16P69</i>
<i>Posição Ponto</i>	<i>borda Ext.</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>borda Int.</i>
<i>Tipo cristal</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>
SiO ₂	36,33	41,91	40,77	38,66	39,91	39,36	38,91	38,38	38,55	39,39	39,36	48,57
Al ₂ O ₃	4,99	6,43	6,18	5,79	6,06	5,95	5,80	5,48	5,82	5,94	5,95	7,35
TiO ₂	0,14	0,14	0,12	0,14	0,13	0,13	0,14	0,16	0,15	0,13	0,13	0,15
V ₂ O ₃	0,02	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03
FeO	9,57	10,05	9,96	9,61	9,94	9,62	9,61	9,86	9,58	9,52	9,62	12,29
ZnO	n.d.	0,03	0,04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	0,02	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	3,04	3,40	3,35	3,05	3,17	3,16	3,10	3,03	3,16	3,15	3,16	3,83
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,03	0,03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,03	n.d.
Na ₂ O	0,03	n.d.	0,05	0,03	0,06	0,03	n.d.	0,06	0,04	0,01	0,03	0,02
K ₂ O	5,72	6,47	6,20	5,93	6,22	6,17	6,08	6,07	5,98	6,10	6,17	7,74
Rb ₂ O	n.d.	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	n.d.	0,04	0,08	0,02	0,02	0,02
Cs ₂ O	0,04	0,02	0,05	0,03	0,03	0,01	0,02	n.d.	0,04	0,05	0,01	0,09
Total	59,90	68,51	66,76	63,33	65,63	64,48	63,69	63,10	63,43	64,36	64,48	80,09
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 11 oxigênios</i>												
Si	4,065	4,067	4,065	4,070	4,059	4,068	4,070	4,070	4,051	4,073	4,068	4,057
Al	0,658	0,735	0,726	0,718	0,726	0,724	0,716	0,685	0,721	0,724	0,724	0,724
Ti	0,012	0,010	0,009	0,011	0,010	0,010	0,011	0,013	0,012	0,010	0,010	0,010
V	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,003	0,001	0,002
Fe	0,895	0,816	0,830	0,846	0,845	0,831	0,841	0,874	0,842	0,823	0,831	0,858
Zn	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,508	0,491	0,498	0,478	0,481	0,486	0,483	0,480	0,496	0,486	0,486	0,477
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Na	0,007	0,000	0,009	0,006	0,013	0,006	0,000	0,013	0,009	0,003	0,006	0,003
K	0,816	0,800	0,788	0,797	0,807	0,814	0,811	0,821	0,801	0,805	0,814	0,825
Rb	0,000	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,000	0,002	0,006	0,002	0,001	0,001
Ce	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,003
Σ cátions	6,966	6,927	6,934	6,935	6,949	6,943	6,934	6,961	6,940	6,931	6,943	6,960

Continuação Anexo 3 - Composição Química (% em peso) para os cristais de celadonita

<i>Identificação</i>	<i>G16P70</i>	<i>G16P61</i>	<i>G16P60</i>	<i>G16P59</i>	<i>G16P58</i>	<i>G16P26</i>	<i>G16P27</i>	<i>G16P28</i>	<i>G16P15</i>	<i>G16P16</i>	<i>G16P17</i>	<i>G16P18</i>
<i>Posição Ponto</i>	<i>borda Int.</i>	<i>borda Int.</i>	<i>borda Int.</i>	<i>borda Int.</i>	<i>borda Int.</i>	<i>borda Int.</i>	<i>borda Int.</i>	<i>borda Int.</i>	<i>borda Int.</i>	<i>borda Int.</i>	<i>borda Int.</i>	<i>borda Int.</i>
<i>Tipo cristal</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>
SiO ₂	48,78	44,26	47,73	46,33	42,58	45,66	48,26	45,76	44,16	47,44	48,89	47,31
Al ₂ O ₃	7,35	6,42	7,31	6,99	6,56	6,61	7,41	7,08	6,62	7,29	7,49	7,18
TiO ₂	0,18	0,14	0,17	0,13	0,12	0,14	0,17	0,14	0,12	0,18	0,16	0,16
V ₂ O ₃	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02
FeO	12,65	11,93	12,19	11,85	10,56	12,93	12,37	11,51	12,51	12,77	13,00	11,74
ZnO	n.d.	0,02	n.d.	0,01	0,05	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,03
MnO	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	0,03	n.d.	n.d.
MgO	3,87	3,49	3,83	3,64	3,30	3,52	3,80	3,70	3,35	3,70	3,87	3,71
BaO	0,03	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0,09	0,04	0,09	0,07	n.d.	0,08	0,10	0,04	0,07	0,10	0,11	0,07
K ₂ O	7,79	6,81	7,62	7,53	6,65	7,43	7,67	7,18	7,01	7,73	7,99	7,54
Rb ₂ O	0,03	0,05	0,04	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	0,05	0,03	0,03
Cs ₂ O	0,05	0,01	0,07	0,02	0,05	0,03	0,06	0,05	0,03	0,03	0,03	0,06
Total	80,88	73,21	79,09	76,63	69,93	76,46	79,89	75,55	74,00	79,35	81,58	77,84
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 11 oxigênios</i>												
Si	4,045	4,056	4,043	4,053	4,016	4,036	4,045	4,046	4,026	4,023	3,960	4,061
Al	0,718	0,693	0,730	0,720	0,729	0,688	0,732	0,738	0,711	0,729	0,715	0,727
Ti	0,011	0,010	0,011	0,009	0,009	0,009	0,011	0,009	0,008	0,011	0,010	0,010
V	0,003	0,003	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,001	0,001
Fe	0,877	0,914	0,863	0,867	0,833	0,956	0,867	0,851	0,954	0,906	0,881	0,843
Zn	0,000	0,002	0,000	0,001	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Mn	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000
Mg	0,479	0,477	0,484	0,475	0,464	0,463	0,475	0,488	0,456	0,467	0,467	0,475
Ba	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Na	0,015	0,008	0,014	0,012	0,000	0,013	0,016	0,008	0,012	0,017	0,017	0,011
K	0,824	0,796	0,823	0,840	0,801	0,837	0,820	0,810	0,816	0,837	0,826	0,825
Rb	0,002	0,003	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003	0,003	0,002	0,001
Ce	0,002	0,000	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002
Σ cátions	6,977	6,961	6,975	6,980	6,860	7,009	6,971	6,956	6,990	6,998	6,879	6,958

Anexo 3 - Composição Química (% em peso) para os cristais de Fesaponita

<i>Identificação</i>	<i>G16P1</i>	<i>G16P2</i>	<i>G16P3</i>	<i>G16P4</i>	<i>G16P5</i>	<i>G16P6</i>	<i>G16P35</i>	<i>G16P36</i>	<i>G16P37</i>	<i>G16P39</i>
<i>Posição Ponto</i>	<i>borda ves.</i>	<i>borda ves.</i>	<i>borda ves.</i>	<i>borda ves.</i>	<i>borda ves.</i>	<i>borda ves.</i>	<i>borda ves.</i>	<i>borda ves.</i>	<i>borda ves.</i>	<i>borda ves.</i>
<i>Tipo cristal</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>
SiO ₂	38,44	28,18	28,52	34,24	39,75	29,36	32,74	36,04	35,07	32,53
Al ₂ O ₃	7,14	8,36	8,98	8,88	7,64	8,62	4,46	6,70	6,57	6,92
TiO ₂	0,20	1,02	0,54	0,14	0,19	0,01	0,12	0,16	0,17	0,17
V ₂ O ₃	0,03	0,08	0,06	0,03	0,04	0,03	n.d.	0,05	0,02	0,03
FeO	25,01	31,53	31,53	28,41	25,86	35,86	12,31	22,29	22,17	22,72
MnO	0,03	0,05	0,04	0,02	0,01	n.d.	0,02	0,04	n.d.	0,06
MgO	9,16	8,83	8,91	9,84	9,02	8,03	4,59	8,95	8,60	8,18
CaO	2,72	1,44	1,16	1,78	2,82	0,52	0,83	2,20	2,19	7,18
BaO	0,02	n.d.	0,04	0,02	n.d.	0,03	n.d.	0,02	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0,42	0,18	0,16	0,21	0,29	0,08	0,11	0,30	0,33	0,30
K ₂ O	0,30	0,05	0,08	0,29	0,53	0,06	3,48	0,22	0,21	0,19
Ce ₂ O ₃	0,03	0,03	0,03	0,06	0,04	0,05	n.d.	0,02	0,02	0,09
Total	83,50	79,75	80,06	83,92	86,18	82,66	58,66	76,97	75,35	78,36
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 11 oxigênios</i>										
Si	3,304	2,716	2,727	3,007	3,310	2,766	3,834	3,330	3,320	3,059
Al	0,723	0,949	1,012	0,919	0,750	0,957	0,615	0,730	0,733	0,767
Ti	0,013	0,074	0,039	0,010	0,012	0,001	0,011	0,011	0,012	0,012
V	0,002	0,006	0,005	0,002	0,003	0,002	0,000	0,003	0,001	0,003
Fe	1,798	2,542	2,522	2,087	1,801	2,825	1,206	1,722	1,755	1,787
Mn	0,002	0,004	0,003	0,002	0,001	0,000	0,002	0,003	0,000	0,005
Mg	1,173	1,269	1,271	1,289	1,120	1,128	0,802	1,233	1,214	1,146
Ca	0,251	0,149	0,118	0,167	0,251	0,053	0,104	0,217	0,222	0,723
Ba	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Na	0,071	0,034	0,029	0,036	0,046	0,015	0,025	0,053	0,060	0,054
K	0,033	0,006	0,010	0,032	0,056	0,007	0,521	0,026	0,025	0,023
Ce	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,003
Σ cátions	7,371	7,750	7,739	7,554	7,352	7,758	7,120	7,331	7,343	7,580

Continuação Anexo 3 - Composição Química (% em peso) para os cristais de Fesaponita

<i>Identificação</i>	<i>G16P50</i>	<i>G16P99</i>	<i>G16100</i>	<i>G16101</i>	<i>G16102</i>	<i>G16103</i>	<i>G16104</i>	<i>G16105</i>	<i>G16106</i>	<i>G16107</i>
<i>Posição Ponto</i>	<i>borda ves.</i>	<i>matriz</i>	<i>matriz</i>	<i>matriz</i>	<i>matriz</i>	<i>matriz</i>	<i>matriz</i>	<i>matriz</i>	<i>matriz</i>	<i>matriz</i>
<i>Tipo cristal</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>
SiO ₂	31,22	35,55	37,29	34,12	38,75	38,50	38,09	37,54	30,52	35,05
Al ₂ O ₃	4,09	8,34	7,63	7,96	8,78	7,57	7,22	8,59	9,92	9,36
TiO ₂	0,12	0,13	0,19	0,16	0,15	0,18	0,44	0,25	0,60	0,53
V ₂ O ₃	n.d.	0,02	0,04	0,04	0,03	0,02	0,05	0,04	0,07	0,07
FeO	14,66	27,71	27,28	27,35	27,09	26,05	27,50	27,71	31,85	29,79
MnO	n.d.	0,04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,06	0,05	n.d.	0,03
MgO	7,91	8,99	8,73	8,51	9,76	8,27	7,94	9,34	9,82	9,75
CaO	1,47	2,43	2,39	2,00	2,32	2,24	2,45	2,01	1,20	1,92
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	0,03	n.d.
Na ₂ O	0,12	0,32	0,51	0,37	0,45	0,48	0,58	0,36	0,30	0,38
K ₂ O	0,85	0,25	0,30	0,34	0,24	0,80	0,65	0,59	0,07	0,13
Ce ₂ O ₃	0,02	0,07	0,06	0,02	0,07	0,04	0,02	0,02	0,02	0,04
Total	60,47	83,86	84,40	80,85	87,65	84,16	85,01	86,50	84,41	87,05
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 11 oxigênios</i>										
Si	3,571	3,108	3,217	3,105	3,189	3,303	3,268	3,158	2,741	2,976
Al	0,552	0,860	0,776	0,853	0,851	0,766	0,730	0,852	1,049	0,937
Ti	0,010	0,009	0,012	0,011	0,009	0,011	0,028	0,016	0,041	0,034
V	0,000	0,001	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003	0,005	0,005
Fe	1,402	2,026	1,968	2,081	1,865	1,870	1,973	1,950	2,392	2,115
Mn	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	0,002
Mg	1,348	1,172	1,122	1,154	1,198	1,058	1,015	1,172	1,314	1,235
Ca	0,181	0,228	0,221	0,195	0,205	0,206	0,226	0,181	0,116	0,174
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
Na	0,027	0,054	0,085	0,065	0,073	0,079	0,096	0,059	0,052	0,062
K	0,124	0,028	0,033	0,039	0,025	0,088	0,071	0,063	0,008	0,014
Ce	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Σ cátions	7,216	7,491	7,439	7,507	7,419	7,384	7,416	7,457	7,721	7,555

Anexo 3 – Composição Química (% em peso) para os cristais de Chamosita

<i>Identificação</i>	<i>G16P6</i>	<i>G16P7</i>	<i>G16P8</i>	<i>G16P9</i>	<i>G16P10</i>	<i>G16P11</i>	<i>G16P12</i>	<i>G16P13</i>	<i>G16P14</i>	<i>G16P41</i>	<i>G16P42</i>	<i>G16P43</i>	<i>G16P71</i>
<i>Posição Ponto</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>borda</i>
<i>Tipo cristal</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>
SiO ₂	29,36	32,54	29,43	29,73	29,91	30,16	30,36	31,06	30,94	29,78	29,29	30,48	29,03
Al ₂ O ₃	8,62	6,88	8,05	10,74	10,63	10,83	10,46	10,63	10,79	10,75	10,81	10,57	9,66
TiO ₂	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	n.d.	0,02	0,02	n.d.	0,02	0,01	0,01	0,03
V ₂ O ₃	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	n.d.	0,01	0,03
FeO	35,86	31,01	34,74	33,12	32,95	33,48	33,47	32,82	33,86	33,72	34,23	33,28	29,70
ZnO	n.d.	0,02	0,03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,04	n.d.	0,03	0,03	n.d.	n.d.
MnO	n.d.	0,01	n.d.	0,02	n.d.	0,02	0,03	0,01	0,06	0,05	0,01	0,07	0,03
MgO	8,03	9,38	8,18	9,36	9,13	9,42	9,30	9,47	9,60	9,29	8,98	9,45	8,74
CaO	0,52	0,65	0,54	1,01	1,07	1,00	1,02	1,12	0,98	0,98	0,93	1,01	1,00
Na ₂ O	0,08	0,17	0,10	0,11	0,09	0,04	0,05	0,08	0,07	0,09	0,05	0,12	0,10
K ₂ O	0,06	0,07	0,11	n.d.	0,02	n.d.	0,02	0,01	n.d.	0,03	n.d.	0,01	0,05
Ce ₂ O ₃	0,05	0,05	0,05	0,07	0,02	0,03	0,03	0,05	0,06	0,04	0,01	0,02	0,02
Total	82,63	80,83	81,28	84,19	83,86	85,00	84,77	85,34	86,39	84,80	84,34	85,02	78,38
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 14,5 oxigênios</i>													
Si	3,646	3,991	3,704	3,550	3,581	3,563	3,599	3,635	3,593	3,542	3,516	3,597	3,682
Al	1,262	0,995	1,194	1,511	1,499	1,508	1,461	1,466	1,477	1,506	1,529	1,471	1,443
Ti	0,001	0,003	0,003	0,002	0,003	0,000	0,002	0,002	0,000	0,002	0,001	0,001	0,002
V	0,003	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,000	0,001	0,003
Fe	3,724	3,181	3,656	3,308	3,298	3,307	3,319	3,212	3,288	3,354	3,437	3,284	3,149
Zn	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000
Mn	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,002	0,003	0,001	0,005	0,005	0,001	0,007	0,003
Mg	1,487	1,715	1,535	1,666	1,629	1,659	1,643	1,651	1,662	1,646	1,606	1,662	1,652
Ca	0,070	0,085	0,073	0,129	0,137	0,127	0,130	0,141	0,122	0,125	0,119	0,127	0,137
Na	0,020	0,039	0,024	0,026	0,021	0,009	0,012	0,019	0,016	0,022	0,011	0,027	0,025
K	0,010	0,011	0,018	0,000	0,003	0,000	0,003	0,002	0,000	0,005	0,000	0,002	0,008
Ce	0,002	0,002	0,002	0,003	0,001	0,001	0,001	0,002	0,003	0,002	0,001	0,001	0,001
Σ cátions	10,225	10,028	10,214	10,198	10,173	10,179	10,173	10,137	10,169	10,213	10,223	10,179	10,105

Continuação Anexo 3 – Composição Química (% em peso) para os cristais de Chamosita

<i>Identificação</i>	<i>G16P72</i>	<i>G16P73</i>	<i>G16P74</i>	<i>G16P75</i>	<i>G16P76</i>	<i>G15P34</i>	<i>G15P35</i>	<i>G15P36</i>	<i>G15P37</i>	<i>G15P38</i>	<i>G15P39</i>	<i>G15P41</i>
<i>Posição Ponto</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>
<i>Tipo cristal</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>
SiO ₂	30,21	29,93	30,16	30,82	29,98	30,55	30,59	31,75	31,08	32,00	29,98	30,10
Al ₂ O ₃	10,71	10,33	10,80	10,80	8,72	11,37	11,10	11,33	11,05	11,58	11,20	11,09
TiO ₂	0,02	0,02	0,02	0,02	0,06	0,01	0,02	0,03	0,03	n.d.	0,01	0,03
V ₂ O ₃	0,03	0,03	0,02	n.d.	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01
FeO	33,77	32,36	34,44	33,79	34,67	32,27	31,98	30,08	30,74	30,79	31,05	32,04
ZnO	0,01	0,01	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	0,05	n.d.	0,10	n.d.	n.d.
MnO	0,04	0,07	0,03	0,03	0,05	0,08	0,04	0,05	0,06	0,04	0,07	0,05
MgO	9,34	9,06	9,25	9,35	8,36	10,29	10,10	11,02	10,61	11,22	10,12	9,78
CaO	1,01	1,03	0,79	0,99	0,45	0,99	1,09	1,24	1,20	1,13	0,94	1,05
Na ₂ O	0,13	0,10	0,14	0,16	0,17	0,08	0,09	0,10	0,05	0,03	0,09	0,05
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,01	0,09	0,01	0,03	0,04	0,03	n.d.	0,03	0,03
Ce ₂ O ₃	0,05	0,01	0,03	0,06	0,06	0,05	0,03	0,08	0,03	0,05	0,02	0,03
Total	85,34	82,98	85,69	86,03	82,61	85,72	85,11	85,79	84,88	86,97	83,53	84,27
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 14,5 oxigênios</i>												
Si	3,565	3,614	3,552	3,595	3,692	3,549	3,577	3,632	3,613	3,614	3,562	3,562
Al	1,489	1,470	1,500	1,484	1,265	1,557	1,529	1,527	1,515	1,542	1,568	1,547
Ti	0,002	0,001	0,002	0,002	0,005	0,001	0,002	0,003	0,003	0,000	0,001	0,002
V	0,002	0,003	0,002	0,000	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001
Fe	3,332	3,268	3,392	3,297	3,571	3,136	3,128	2,878	2,989	2,908	3,085	3,171
Zn	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,008	0,000	0,000
Mn	0,004	0,007	0,003	0,003	0,005	0,007	0,004	0,005	0,006	0,004	0,007	0,005
Mg	1,643	1,631	1,624	1,626	1,535	1,782	1,761	1,880	1,839	1,889	1,792	1,726
Ca	0,127	0,133	0,100	0,124	0,059	0,123	0,136	0,152	0,150	0,137	0,120	0,133
Na	0,031	0,024	0,031	0,035	0,041	0,018	0,021	0,022	0,011	0,006	0,021	0,011
K	0,003	0,002	0,003	0,002	0,014	0,002	0,005	0,006	0,004	0,000	0,004	0,005
Ce	0,002	0,000	0,001	0,002	0,003	0,002	0,001	0,004	0,001	0,002	0,001	0,001
Σ cátions	10,202	10,156	10,210	10,171	10,192	10,179	10,167	10,113	10,130	10,113	10,162	10,166

Continuação Anexo 3 - Composição Química (% em peso) para os cristais de Chamosita

<i>Identificação</i>	<i>G15P42</i>	<i>G15P43</i>	<i>G15P44</i>	<i>G15P46</i>	<i>G15P47</i>	<i>G15P48</i>	<i>G15P80</i>	<i>G15P81</i>	<i>G15P82</i>	<i>G15P83</i>	<i>G15P84</i>	<i>G15P85</i>
<i>Posição Ponto</i>	<i>borda</i>	<i>centro</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>
<i>Tipo cristal</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>
SiO ₂	30,94	30,87	31,49	30,15	31,54	30,82	30,28	31,42	29,97	29,86	33,71	31,08
Al ₂ O ₃	10,90	10,95	11,40	11,19	11,13	10,93	10,95	11,74	11,38	11,19	12,71	11,50
TiO ₂	n.d.	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	n.d.	n.d.
V ₂ O ₃	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	n.d.	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
FeO	30,25	32,34	32,17	32,37	30,67	30,68	31,47	31,80	33,01	32,00	28,07	31,66
ZnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	n.d.
MnO	0,02	0,08	0,07	0,05	0,05	0,04	0,06	0,03	0,05	0,05	0,06	0,05
MgO	10,58	9,92	10,37	10,15	10,81	10,62	10,45	11,11	9,95	10,46	9,03	10,73
CaO	1,17	1,09	1,09	0,98	1,19	1,04	0,79	0,69	0,63	0,66	0,58	0,71
Na ₂ O	0,05	0,07	0,08	0,08	0,07	0,04	0,17	0,17	0,21	0,26	1,54	0,18
K ₂ O	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04
Ce ₂ O ₃	0,02	0,04	0,06	0,03	0,04	0,06	0,03	0,06	0,03	0,03	0,02	0,02
Total	83,98	85,45	86,81	85,06	85,56	84,29	84,23	87,12	85,29	84,62	85,78	85,98
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 14,5 oxigênios</i>												
Si	3,629	3,600	3,598	3,538	3,628	3,611	3,570	3,564	3,519	3,520	3,786	3,577
Al	1,506	1,505	1,535	1,548	1,509	1,509	1,522	1,569	1,575	1,555	1,682	1,559
Ti	0,000	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,000	0,000
V	0,003	0,003	0,001	0,002	0,001	0,002	0,000	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Fe	2,967	3,153	3,073	3,177	2,950	3,006	3,104	3,016	3,241	3,155	2,637	3,047
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Mn	0,002	0,008	0,007	0,005	0,005	0,004	0,006	0,003	0,005	0,005	0,006	0,005
Mg	1,850	1,724	1,766	1,775	1,853	1,854	1,836	1,878	1,741	1,838	1,512	1,841
Ca	0,147	0,136	0,134	0,123	0,147	0,130	0,099	0,084	0,080	0,084	0,069	0,087
Na	0,011	0,016	0,018	0,018	0,015	0,010	0,039	0,038	0,047	0,061	0,336	0,040
K	0,005	0,004	0,006	0,004	0,003	0,003	0,003	0,007	0,004	0,006	0,006	0,006
Ce	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001
Soma	10,121	10,153	10,143	10,193	10,116	10,133	10,183	10,166	10,216	10,231	10,037	10,165

Continuação Anexo 3 - Composição Química (% em peso) para os cristais de Chamosita

<i>Identificação</i>	<i>G15P86</i>	<i>G15P87</i>	<i>G15P88</i>	<i>G15P89</i>	<i>G15P90</i>	<i>G15P91</i>	<i>G15P92</i>	<i>G15P93</i>	<i>G15P94</i>	<i>G15P95</i>	<i>G15P96</i>	<i>G15P97</i>
<i>Posição Ponto</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>centro</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>	<i>borda</i>
<i>Tipo cristal</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>	<i>argila</i>
SiO ₂	28,71	30,05	30,41	28,94	31,10	30,20	29,79	34,97	34,01	31,13	29,97	31,83
Al ₂ O ₃	10,62	11,16	11,27	11,24	11,91	11,68	11,35	9,65	9,64	10,61	11,40	10,23
TiO ₂	0,02	0,02	n.d.	0,02	n.d.	0,01	n.d.	0,09	0,10	0,02	0,04	0,05
V ₂ O ₃	n.d.	0,03	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03
FeO	32,06	31,50	32,21	34,05	32,05	33,69	31,79	28,82	28,89	32,05	33,50	30,41
ZnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,03	0,01	n.d.	0,04	n.d.	n.d.	n.d.	0,03
MnO	0,05	0,04	0,06	0,05	0,08	0,07	0,06	0,05	0,03	0,08	0,09	0,04
MgO	9,75	10,32	9,99	9,62	11,07	10,42	10,54	9,66	9,71	9,58	9,42	9,00
CaO	0,82	0,67	0,88	0,55	0,80	0,64	0,78	1,79	1,89	1,09	0,65	1,08
Na ₂ O	0,17	0,31	0,23	0,19	0,08	0,12	0,26	0,44	0,41	0,33	0,28	0,69
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	n.d.	0,03	0,41	0,23	0,13	0,06	0,39
Ce ₂ O ₃	0,05	0,02	0,03	0,02	0,04	n.d.	0,02	0,05	0,07	0,07	0,04	0,02
Total	82,27	84,14	85,10	84,72	87,18	86,84	84,64	86,00	85,00	85,12	85,47	83,82
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 14,5 oxigênios</i>												
Si	3,506	3,550	3,561	3,454	3,533	3,484	3,507	3,949	3,898	3,644	3,523	3,755
Al	1,529	1,554	1,555	1,582	1,594	1,589	1,575	1,284	1,303	1,464	1,579	1,422
Ti	0,001	0,002	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,008	0,008	0,002	0,003	0,005
V	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,002	0,001	0,003	0,002	0,003
Fe	3,275	3,112	3,154	3,399	3,044	3,251	3,130	2,723	2,769	3,138	3,294	3,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,003
Mn	0,005	0,004	0,006	0,005	0,008	0,007	0,006	0,005	0,003	0,008	0,009	0,004
Mg	1,775	1,818	1,744	1,712	1,874	1,791	1,851	1,627	1,659	1,671	1,651	1,582
Ca	0,107	0,085	0,110	0,070	0,097	0,079	0,098	0,216	0,232	0,137	0,082	0,136
Na	0,039	0,070	0,053	0,045	0,018	0,026	0,060	0,097	0,091	0,076	0,063	0,159
K	0,004	0,003	0,003	0,004	0,003	0,000	0,004	0,059	0,033	0,019	0,009	0,059
Ce	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,003	0,003	0,002	0,001
Σ cátions	10,245	10,203	10,187	10,274	10,176	10,228	10,234	9,975	10,001	10,165	10,218	10,130

Anexo 3 – Composição Química (% em peso) da matriz vítrea

<i>Identificação</i>	<i>G16P6</i>	<i>G16P7</i>	<i>G16P8</i>	<i>G16P35</i>	<i>G16P36</i>	<i>G16P37</i>	<i>G16P38</i>	<i>G15P26</i>	<i>G15P27</i>
<i>Tipo cristal</i>	<i>Matriz</i>	<i>Matriz</i>	<i>Matriz</i>	<i>Matriz</i>	<i>Matriz</i>	<i>Matriz</i>	<i>Matriz</i>	<i>Matriz</i>	<i>Matriz</i>
SiO ₂	65,53	65,02	66,53	65,83	66,83	66,52	67,35	57,40	52,52
Al ₂ O ₃	18,56	18,25	17,56	17,97	17,85	18,18	18,09	15,40	13,85
TiO ₂	0,24	0,10	0,40	0,37	0,35	0,31	0,36	1,42	2,57
V ₂ O ₃	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,05	0,03	0,09	0,16
FeO	0,68	0,75	0,95	1,15	0,91	1,07	1,10	6,05	12,38
MnO	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	0,10	0,27
MgO	n.d.	0,04	0,02	0,03	0,01	0,04	n.d.	0,23	0,21
CaO	0,72	0,72	1,08	0,79	0,77	0,80	0,57	2,31	2,91
BaO	0,36	0,26	0,27	0,28	0,25	0,29	0,34	n.d.	0,04
Na ₂ O	3,30	3,27	2,62	2,96	3,01	2,89	2,68	1,48	0,88
K ₂ O	10,21	10,38	11,15	10,56	10,67	10,66	11,09	11,69	10,56
Cs ₂ O	0,02	0,04	0,03	n.d.	0,03	n.d.	n.d.	n.d.	0,03
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1,38	1,67
Ce ₂ O ₃	0,25	0,16	0,18	0,21	0,11	0,16	0,18	0,06	0,10
Total	99,91	99,02	100,82	100,20	100,81	100,96	101,82	97,61	98,17
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 8 oxigênios</i>									
Si	2,985	2,990	3,013	2,997	3,016	3,001	3,015	2,798	2,645
Al	0,997	0,989	0,937	0,964	0,949	0,966	0,954	0,885	0,822
Ti	0,008	0,003	0,014	0,013	0,012	0,011	0,012	0,052	0,098
V	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,003	0,007
Fe	0,026	0,029	0,036	0,044	0,034	0,040	0,041	0,246	0,522
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,004	0,012
Mg	0,000	0,003	0,002	0,002	0,001	0,003	0,000	0,017	0,016
Ca	0,035	0,036	0,053	0,039	0,037	0,039	0,028	0,121	0,157
Ba	0,006	0,005	0,005	0,005	0,004	0,005	0,006	0,000	0,001
Na	0,291	0,292	0,231	0,261	0,263	0,253	0,232	0,140	0,086
K	0,593	0,609	0,644	0,613	0,614	0,613	0,633	0,727	0,679
Cs	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
P	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,057	0,071
Ce	0,004	0,003	0,003	0,004	0,002	0,003	0,003	0,001	0,002
Σ cátions	4,948	4,960	4,938	4,942	4,935	4,935	4,926	5,051	5,117

Continuação Anexo 3 - Composição Química (% em peso) da matriz vítrea

<i>Identificação</i>	<i>G15P28</i>	<i>G15P29</i>	<i>G15P30</i>	<i>G15P61</i>	<i>G15P62</i>	<i>G15P63</i>	<i>G15P64</i>	<i>G15P65</i>
<i>Tipo cristal</i>	<i>Matriz</i>	<i>Matriz</i>	<i>Matriz</i>	<i>Matriz</i>	<i>Matriz</i>	<i>Matriz</i>	<i>Matriz</i>	<i>Matriz</i>
SiO ₂	56,65	61,19	50,41	48,74	58,26	55,27	55,58	55,11
Al ₂ O ₃	15,93	16,60	13,92	14,91	17,93	17,07	16,14	18,02
TiO ₂	1,03	0,39	3,34	2,69	0,32	1,14	2,03	1,85
V ₂ O ₃	0,07	0,05	0,23	0,19	0,05	0,08	0,15	0,14
FeO	4,96	1,76	13,55	9,20	1,74	6,05	6,70	5,91
MnO	0,12	0,04	0,31	0,34	0,02	0,18	0,22	0,22
MgO	0,26	n.d.	0,33	0,01	0,07	0,27	0,08	0,04
CaO	3,03	2,11	2,80	4,63	1,23	3,05	2,71	2,70
BaO	0,04	0,35	0,05	0,09	0,05	0,05	0,04	0,03
Na ₂ O	2,02	1,31	0,53	2,88	3,77	5,12	2,21	4,44
K ₂ O	11,08	12,25	11,10	8,08	9,65	6,58	10,62	7,29
Cs ₂ O	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P ₂ O ₅	2,00	1,24	2,00	3,33	0,59	1,73	1,79	1,61
Ce ₂ O ₃	0,11	0,21	0,08	0,12	0,07	0,09	0,05	0,05
Total	97,30	97,49	98,65	95,22	93,75	96,68	98,32	97,42
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 8 oxigênios</i>								
Si	2,758	2,912	2,556	2,496	2,863	2,691	2,703	2,663
Al	0,914	0,931	0,832	0,900	1,039	0,979	0,925	1,026
Ti	0,038	0,014	0,127	0,104	0,012	0,042	0,074	0,067
V	0,003	0,002	0,009	0,008	0,002	0,003	0,006	0,006
Fe	0,202	0,070	0,575	0,394	0,072	0,246	0,272	0,239
Mn	0,005	0,002	0,013	0,015	0,001	0,007	0,009	0,009
Mg	0,019	0,000	0,025	0,001	0,005	0,020	0,006	0,003
Ca	0,158	0,108	0,152	0,254	0,065	0,159	0,141	0,140
Ba	0,001	0,007	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001
Na	0,190	0,120	0,052	0,286	0,359	0,483	0,209	0,416
K	0,688	0,744	0,718	0,528	0,605	0,409	0,659	0,450
Cs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
P	0,082	0,050	0,086	0,144	0,025	0,071	0,074	0,066
Ce	0,002	0,004	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001
Σ cátions	5,059	4,963	5,148	5,134	5,049	5,113	5,079	5,085

ANEXO 4

Resumos publicados em simpósio e congresso



Simposio de Vulcanismo e Ambientes Associados

2 a 5 de Agosto de 2015 | São Paulo - SP
USP - Cidade Universitária

Varição composicional no preenchimento das vesículas dos basaltos e peperitos da pedreira Goiás Britas – Panamá – GO

Flávia Gomes de Souza¹, Nayara Melo Freitas, Ivan Mendes Caixeta de Pamplona Araújo², Kamilla Rodrigues da Silva¹, Eduardo Valentin dos Santos³, Renata Santos Momoli⁴, José Affonso Brod^{4,5}, Tereza Cristina Junqueira-Brod².

¹ CRTI - Laboratório de Difração de Raios X, flaviageoamb@gmail.com;

² Vale

³ UnB;

⁴ UFG - IESA

⁵ UFG - UAEC&T;

No sul do estado de Goiás aflora uma sequência de rochas compostas por rochas de granulação predominantemente silte e areia fina, interpretados aqui como sedimentos depositados em ambiente lacustre, intercalados com basaltos da Formação Serra Geral. A sedimentação e vulcanismo são contemporâneos e é possível observar a formação de peperitos, quando derrames foram mecanicamente misturados aos sedimentos inconsolidados. Na pedreira estudada ocorrem pelo menos 5 eventos efusivos. O basalto em diferentes derrames tem vesicularidade variando de menor que 1% a próximo de 10%. O aumento da abundância das vesículas coincide com o aumento de seu tamanho médio. Rochas híbridas, onde houve diferentes graus de mistura entre os sedimentos e o basalto, tendem a apresentar vesicularidade maior. A forma das vesículas é muito irregular, especialmente nos peperitos. Seu tamanho varia de submilimétrico até 25 centímetros. As maiores vesículas ocorrem concentradas em direção ao topo dos derrames e com forma aproximada de elipsóide oblato paralelo à horizontal. O formato destas vesículas sugere que elas podem estar preenchendo a cavidade superior em um tubo de lava. As principais fases encontradas no preenchimento foram o quartzo e a calcita. Aparentemente as vesículas maiores são preenchidas predominantemente por quartzo. A maior variedade de minerais em uma única cavidade é encontrada nos peperitos. Sulfetos são encontrados de forma restrita em vesículas e mais comumente preenchendo fraturas no basalto. Outras fases determinadas por difração de raios-X incluem além, de quartzo, calcita e pirrotita, analcima, natrolita, principalmente.

Financial Support: Universidade Federal de Goiás, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

Key words: Vesícula; basalto, peperito; Panamá - GO.



<https://sites.google.com/site/visvaa2015>





Simposio de Vulcanismo e Ambientes Associados

2 a 5 de Agosto de 2015 | São Paulo - SP

USP - Cidade Universitária

Sucessão estratigráfica e interação basalto-sedimento no Grupo São Bento, pedreira Goiás Britas, Panamá – GO

Flávia Gomes de Souza¹, Eduardo Valentin dos Santos², Tereza Cristina Junqueira-Brod³, José
Afonso Brod^{1,3}, Ivan Mendes Caixeta de Pamplona Araújo⁴, Kamilla Rodrigues da Silva¹, Renata
Santos Momoli⁵, Carlos Roberto dos Anjos Candeiro³, Nayara Melo Freitas.

¹ CRTI - Laboratório de Difração de Raios X, flaviageoamb@gmail.com;

² UnB, eduardovalentindossantos@gmail.com;

³ UFG - UAEC&T;

⁴ Vale

⁵ UFG - IESA;

Cartograficamente a região sul de Goiás é dominada por basaltos da Formação Serra Geral (Grupo São Bento, Bacia do Paraná). Essa sucessão é encontrada entre as cotas de 830 e 530 m. Perfis regionais mostram a intercalação métrica a decamétrica entre os basaltos e sedimentos com laminação que varia de milimétrica a centimétrica e granulometria variando de argila a silte. As principais fases encontradas como fenocristal são de piroxênio, com até três milímetros, e plagioclásio, em geral sub milimétrico. Variações na presença, tamanho e distribuição de vesículas nos derrames basálticos são comuns na área estudada. As vesículas podem ter esfericidade alta ou estar localmente achatadas mostrando a direção do fluxo. Da mesma forma o tamanho e a porcentagem de preenchimento são variáveis. Próximo à GO 210, a cerca de 4 km da cidade de Panamá, essa sucessão aflora e é explotada como agregado para construção civil. Na frente lavra atual é observada uma sucessão de derrames basálticos, sedimentos laminados, e rochas híbridas. No nível base da frente de lavra, aflora uma rocha formada por abundante matriz de cor clara e fragmentos muito angulosos de basalto vesicular, interpretada aqui como mistura mecânica entre a lava do vulcanismo da Formação Serra Geral e depósito de sedimentos inconsolidados, provavelmente de origem lacustre. Acima, são encontrados pelo menos quatro diferentes eventos efusivos com espessuras da base para o topo em torno de 5 m, 20 m, 10 m e 5 m. Sobrejacente a estas rochas ocorre um novo pacote sedimentar, agora com a granulação variando de silte a areia fina e podendo apresentar estratificação cruzada de baixo ângulo. Neste nível registra-se mais um evento efusivo, tanto pela ocorrência de mistura mecânica quanto pela presença de bombas com até 7,5 cm, bastante angulosas, deformando a laminação do sedimento com marcas de impacto, o que demonstra a proximidade entre a fonte do vulcanismo e os depósitos sedimentares. O horizonte de topo, no local, é representado por um outro conjunto vulcânico.

Financial Support: Universidade Federal de Goiás, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

Key words: peperito, basalto, lacustre, Serra Geral.



<https://sites.google.com/site/visvaa2015>



IDENTIFICAÇÃO DOS ARGILOMINERAIS PRESENTES NAS VESÍCULAS DAS ROCHAS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL NO MUNICÍPIO DE PANAMÁ – GO, UTILIZANDO AS TÉCNICAS DE DRX E MEV

Souza, F.G.^{1,3}; Guimarães, E.M.¹; Cardoso, S. V.^{2,3}; Araújo, I.M.C P³; Brod, J. A.^{2,3}; Junqueira - Brod, T.C.².

¹ Universidade de Brasília; ² Universidade Federal de Goiás; ³ Centro Regional para o Desenvolvimento Tecnológico e Inovação - CRTI

RESUMO: A borda norte da Bacia do Paraná aflora na região sul do estado de Goiás. Cartas desta região estão mapeadas na escala 1:250.000. Nesta região é possível observar a formação de peperitos, associados aos derrames basálticos da Formação Serra Geral quando derrames foram mecanicamente misturados aos sedimentos inconsolidados.

A vesicularidade varia de menor que 1% a próximo de 10 %. Observa-se uma variação grande no tamanho, forma e preenchimento das vesículas. O aumento da abundância das vesículas coincide com o aumento do volume médio dos derrames. A forma das vesículas é muito irregular, especialmente nos peperitos. A presença de argilominerais nas vesículas e nos interstícios das rochas é observada em campo.

O intuito deste trabalho é a investigação da distribuição e preenchimentos das vesículas por argilominerais, na pedreira que pertence ao grupo Goyaz Britas localizada na região sul de Goiás, próximo à GO 210, a aproximadamente 4 km a leste da área urbana da cidade de Panamá (Goiás).

Este afloramento foi selecionado como área de estudo, por fornecer excelentes exposições de perfis de rocha fresca. A sucessão que aflora na pedreira é explorada como agregado para a construção civil. Na frente de lavra é observada uma sucessão de derrames basálticos, sedimentos laminados, e rochas híbridas. No nível base da frente de lavra, aflora uma rocha formada por abundante matriz de cor clara e fragmentos muito angulosos de basalto vesicular com as cavidades preenchidas por grande variedade mineralógica.

Para a determinação dos argilominerais presentes, suas formas de ocorrência, associações, para o estudo da morfologia e composição foram selecionadas amostras de peperito vesicular para análises por difração de raios - x (DRX) e microscopia eletrônica de varredura (MEV).

As análises de DRX forneceram dados qualitativos das fases cristalinas presentes em rocha total. As fases majoritárias identificadas foram: analcima, augita, albita, e magnetita. Fases secundárias foram identificadas como: ilmenita, calcopirita, calcita, e quartzo. Observamos a ocorrência dos filossilicatos presentes, identificados como: esmectita do tipo saponita, e mica do tipo celadonita.

A análise por MEV buscou diferenciar os filossilicatos quanto à sua composição química e morfologia, comprovando a presença dos minerais identificados por DRX.

PALAVRAS-CHAVE: PEPERITO, ARGILOMINERAIS, DRX.

Congresso Brasileiro de Geologia, 48, 2016, Porto Alegre - RS.

GEOLOGIA REGIÃO SUL DO MUNICÍPIO DE GOIATUBA, GOIÁS

Lima, H.F.²; Souza, F.G.^{1,3}; Devitte, L.F.M.²; Cardoso, S.A.^{2,3}; Araújo, I.M.C.P.³; Brod J.A.^{2,3}; Junqueira-Brod, T.C.².

¹ Universidade de Brasília; ² Universidade Federal de Goiás; ³ Centro Regional para o Desenvolvimento Tecnológico e Inovação - CRTI

RESUMO: A Formação Serra Geral do Grupo São Bento aflora predominantemente na região sul da cidade de Goiatuba, estado de Goiás. Na área predominam derrames basálticos da Bacia do Paraná, considerada Jurocretácica. O presente trabalho feito com base em levantamento bibliográfico, observações e interpretações do mapa geológico SE.22-Z-B e carta topográfica SE.22-Z-B-I, avaliou níveis altimétricos, posicionamento relativo, formações geológicas e formulação de hipóteses paleoambientais através de mapeamento em campo, coleta e análise macroscópica de amostras.

Na região estudada afloram basaltos do vulcanismo Paraná-Entendeka intercalados com material mal selecionado com níveis onde prevalece a fração areia e outros onde a fração silte é predominante. Intercalações entre derrames e material siltoarenoso são regionalmente encontradas em diferentes cotas e possivelmente marcam platôs. Características peculiares a cada sucessão indicam que cada platô separa ao menos um ciclo distinto de derrames.

Existe ainda uma relação entre a ocorrência de nascentes e veredas com os níveis de contato dos derrames basálticos e o material siltoarenoso. Essa relação provavelmente se deve à diferença do nível de permeabilidade entre o material siltoarenoso e basalto, comparativamente mais impermeável.

O primeiro ciclo é observado entre a altitude de aproximadamente 600 e 660 metros. Este ciclo é bem fraturado na base e está associado frequentemente com nascentes. Acima de 660 metros, há evidências de outro conjunto de derrames basálticos. Com espessura de cerca de 35 metros, este pacote é recoberto por material aparentemente de origem sedimentar cimentado por crosta ferruginosa. Sobre este pacote, existe um último intervalo com aproximadamente 15 metros onde alternam-se derrames e rochas sedimentares. A associação entre as diferentes sucessões litológicas sugere um intervalo de tempo significativo para deposição do material sedimentar entre os derrames, indicando uma atividade vulcânica intensa e relativamente homogênea.

Na cota 725 m ocorre um pacote expressivo de disjunções colunares com cerca de 3 metros de comprimento e 80 centímetros de largura, interpretados como um conjunto de derrames com maior vazão ou um conjunto de lagos de lava. Por vezes as disjunções são de diâmetro menor e podem ser curvas, mostrando variação angular nas linhas de resfriamento. Alguns derrames deste pacote mostram vesículas achatadas, indicando direção fluxo. Outra feição peculiar é a presença de cavidades com forma de meia lua, podendo indicar preenchimento de interstícios entre lóbulos de lavas. Este pacote tem ainda como feição recorrente a associação entre matriz areia e/ou silte e fragmentos angulosos ou vesiculares de lava basáltica formando rochas híbridas, interpretadas aqui como peperito.

PALAVRAS-CHAVE: DISJUNÇÃO COLUNAR, BASALTO, PEPERITO

GEOLOGIA E SUCESSÃO ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO SÃO BENTO NAS MARGENS DA RODOVIA GO-320, GOIATUBA, GO

Devitte, L. F. M.²; Souza, F. G.^{1,3}; Cardoso, S. V.^{2,3}; Lima, H. F.²; Araújo, I. M. C. P.³; Brod, J. A.^{2,3}; Junqueira - Brod, T. C.².

¹ Universidade de Brasília; ² Universidade Federal de Goiás; ³ Centro Regional para o Desenvolvimento Tecnológico e Inovação - CRTI

RESUMO: A partir da interpretação do mapa geológico do sul do estado de Goiás, bibliografia e mapeamento constatou-se que na região a noroeste do município de Goiatuba afloram rochas do Grupo São Bento diretamente em contato com rochas Neoproterozoicas associadas à Faixa de Dobramentos Brasília. No reconhecimento da área de interesse na porção noroeste do estado do município de Goiatuba foi mapeada uma sessão a partir do km 16 aos 23 da GO 320. O objetivo deste trabalho é descrever a geologia e estratigrafia das feições encontradas na área.

O embasamento cristalino aflora no leito do Rio Meia Ponte até o km 23 da GO 320. Diretamente sobre o embasamento predominam derrames basálticos maciços, com fraturamento e vesicularidade variados.

O nível basal da sequência de derrames apresenta fraturas no sentido vertical e baixa vesicularidade. Na parte superior do nível basal, estruturas formadas por disjunções radiais indicam a presença de um nível estratigráfico rico em tubos de lava.

O nível intermediário, interpretado como o núcleo dos derrames, é formado por afloramentos com autobrecha abundante, indicando um aumento na viscosidade. Feições típicas incluem uma sequência de derrames bem desenvolvidos com disjunção colunar na vertical. Tais feições estão associadas ao preenchimento de pequenas bacias (*lava pound*) ou derrames mais espessos, uma vez que a rocha exibe vesículas em abundância compatíveis com rochas formadas em superfície. A parte superior do nível intermediário é recoberta por uma camada de basalto vesicular que passa no topo a escoriáceo.

Blocos de aproximadamente 1,50 m ocorrem próximo à nascente, constituídos de basalto altamente vesicular formam a porção inferior do nível de topo. As vesículas estão preenchidas por sílica, entre outras fases.

Intercalada nos basaltos do nível de topo foi identificada uma sequência de material sedimentar. A porção inferior da sequência sedimentar é de granulação silte, finamente laminada, com seleção média a ruim. Recobrimdo este conjunto ocorre um pacote de granulação areia, também mal selecionado. A origem e frequência deste tipo de estrato na sequência ainda não está determinada regionalmente. No topo da sequência sedimentar aflora um nível basáltico com presença de pequenas massas verde garrafa, identificados como vitrófiro. Pequenos fenocristais de plagioclásio foram identificados na matriz afanítica.

No topo do perfil ocorrem intercalações de basaltos com textura variável. Estes basaltos apresentam diferentes níveis de vesicularidade e lavas em corda. Um conglomerado de matriz ferruginosa de idade não estimada recobre todo conjunto.

PALAVRAS-CHAVE: TUBO DE LAVA, BASALTO, SERRA GERAL.