

Definição do sistema de alimentação do vulcão do Fogo (ilha de São Miguel, Açores) por inclusões fluidas e geobarometria de clinopiroxenas

Dissertação de Mestrado

Guilherme de Sousa da Silveira Bettencourt

Mestrado em

VULCANOLOGIA E RISCOS GEOLÓGICOS



Ponta Delgada

2022

Definição do sistema de alimentação do vulcão do Fogo (ilha de São Miguel, Açores) por inclusões fluidas e geobarometria de clinopiroxenas

Dissertação de Mestrado

Guilherme de Sousa da Silveira Bettencourt

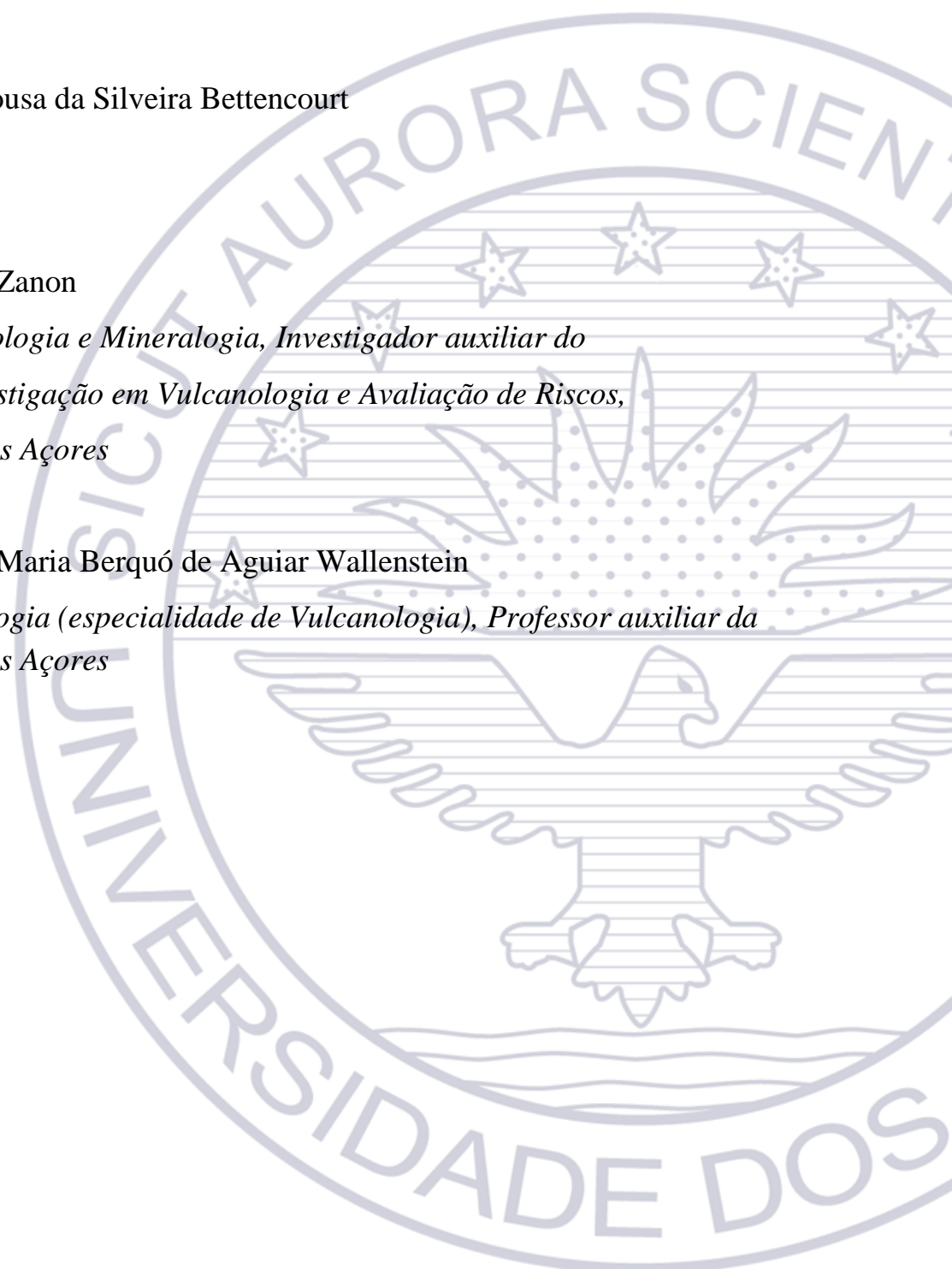
Orientadores

Doutor Vittorio Zanon

Doutor em Petrologia e Mineralogia, Investigador auxiliar do Instituto de Investigação em Vulcanologia e Avaliação de Riscos, Universidade dos Açores

Doutor Nicolau Maria Berquó de Aguiar Wallenstein

Doutor em Geologia (especialidade de Vulcanologia), Professor auxiliar da Universidade dos Açores



Índice

Lista de figuras.....	IV
Lista de fotografias.....	VI
Lista de tabelas.....	VII
Lista de gráficos.....	VIII
Agradecimentos.....	IX
Abstract.....	X
Resumo.....	XI
1. GEOLOGIA, GEOMORFOLOGIA E TECTÓNICA DO VULCÃO DO FOGO	
1.1. Introdução.....	1
1.2. Ilha de São Miguel.....	2
1.3. Vulcão do Fogo.....	4
1.4. Sismicidade em São Miguel.....	7
2. CASO DE ESTUDO: O SISTEMA DE ALIMENTAÇÃO DO VULCÃO DO FOGO	
2.1. Introdução ao problema.....	9
2.2. Utilização das inclusões fluidas.....	13
2.3. Utilização da geotermobarometria de clinopiroxenas.....	20
3. METODOLOGIA	
3.1. Amostragem.....	21
3.1.1. Amostras de mão.....	21
3.1.2. Petrografia.....	26
3.2. Preparação para o estudo de inclusões fluidas.....	29
3.2.1. Utilização da platina <i>Linkam® (Stage THMS600)</i>	30
3.3. Geotermobarometria das clinopiroxenas.....	32
3.3.1. Preparação de clinopiroxenas para análise geotermobarométrica.....	33
3.3.2. Utilização da microssonda eletrónica <i>Cameca SXFive</i>	34
4. APRESENTAÇÃO, TRATAMENTO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	
4.1. Geoquímica das piroxenas.....	35
4.2. Microtermometria das inclusões fluidas.....	39
4.2.1. Caracteres texturais das inclusões fluidas.....	39
4.2.2. Resultados da análise das inclusões fluidas.....	40
4.3. Profundidade de aprisionamento/reequilíbrio das inclusões fluidas.....	44
4.4. Discussão dos resultados.....	53
CONSIDERAÇÕES FINAIS	57
BIBLIOGRAFIA	59

Lista de figuras

Figura 1.1 – Esquema simplificado das principais estruturas geodinâmicas da região dos Açores. CMO- Crista Médio-Atlântica; EAFZ - Zona de Fratura Este dos Açores; RT - Rift da Terceira; FG - Falha da Glória (Gaspar *et. al.*, 1999).

Figura 1.2 – Unidades vulcanológicas da ilha de São Miguel. 1 – Sete Cidades; 2 – Região dos Picos; 3 – Fogo; 4 – Região da Achada das Furnas; 5 – Furnas; 6 – Povoação-Nordeste. (adaptado de Moore, 1991b)

Figura 1.3 – Mapa vulcanotectónico da ilha de São Miguel (Carmo, 2013): MG, Mosteiros Graben; SVA, South Volcanic Alignment; NVA, North Volcanic Alignment; RGG, Ribeira Grande Graben; AF1, Altiprado Fault 1; AF2, Altiprado Fault 2; ARG, Água Retorta Graben. (Carmo *et. al.*, 2015).

Figura 1.4 – Principais estruturas vulcânicas e tectónicas do vulcão do Fogo (Wallenstein *et. al.*, 2015).

Figura 1.5 – Esquema simplificado da estratigrafia do vulcão do Fogo (Wallenstein *et. al.*, 2015).

Figura 1.6 - Localização dos epicentros dos eventos sísmicos, 1997-2003 (Wallenstein *et. al.*, 2007).

Figura 1.7 - Localizações dos eventos sísmicos, 2002-2010. Áreas do Fogo e do Congro indicadas a tracejado (adaptado de Silva *et. al.*, 2012).

Figura 2.1 - Esquema da câmara magmática do vulcão do Fogo (Widom *et. al.*, 1993).

Figura 2.2 - Representação esquemática da evolução do reservatório magmático do vulcão do Fogo, ilustrando os dois estados de contaminação (Widom *et. al.*, 1993). Stage 1: em condições pré-erutivas, fluidos hidrotermais alteram a rocha das camadas exteriores da parede de sienito (setas pretas). Durante esta fase, a razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nestas rochas sobe até 0.70697. O líquido magmático no reservatório em contato com estas rochas vai assimilar a rocha alterada e cristalizar (processo AFC- *Assimilation and Fractional Crystallization*), indicado por setas brancas, resultando no desenvolvimento duma zonação química e isotópica (Sr e Th). Stage 2: logo antes ou durante a erupção, o magma incorpora xenocristais de sanidina (ilustrados como cristais pretos), liberados da desagregação da rocha alterada. O pequeno, mas significativo intervalo nas composições isotópicas de Sr e Th do vidro, e as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevadas em alguns dos fenocristais de sanidina requerem esses dois métodos de contaminação distintos (Snyder *et. al.*, 2004).

Figura 2.3 - Distribuição esquemática das profundidades das áreas de armazenamento de magma nas zonas fissurais: Região dos Picos e Achada das Furnas. As áreas pertencentes aos vulcões centrais são indicadas com uma cor diferente. Os acumulados ultramáficos são representados como o corpo subvulcânico cristalizado do Vulcão das Sete Cidades. A linha tracejada azul representa a área de transição entre crosta e manto litosférico, conhecida como *Moho Transition Zone* (MTZ). Os pontos de interrogação referem-se a uma possível falta de dados (Zanon, 2015)

Figura 2.4 – A: Diagrama de perspectiva P-T-Vm para CO₂ puro; B: projeção P-T do diagrama A (Diamond, 2003).

Figura 4.1 – Histogramas das densidades das inclusões fluidas.

Figura 4.2 - Histogramas ligados à localização de cada amostra, com a indicação da respetiva idade.

Figura 4.3 - Representação à superfície dos cortes 2D em profundidade.

Figura 4.4 - Corte vertical a-a' (de acordo com a Figura 4.3). Os traços pretos representam os níveis nos quais as inclusões fluidas foram aprisionadas ou reequilibradas, mostrando assim os níveis a que o magma parou até atingir a superfície. MTZ: *Moho Transition Zone*. Tracejado vermelho mais fino: possíveis correspondências de níveis de estagnação do magma.

Figura 4.5 - Corte em vertical b-b' (de acordo com a Figura 4.3). Os traços pretos representam os níveis nos quais as inclusões fluidas foram aprisionadas ou reequilibradas, mostrando assim os níveis a que o magma parou até atingir a superfície. MTZ: *Moho Transition Zone*. Tracejado vermelho mais fino: possíveis correspondências de níveis de estagnação do magma.

Figura 4.6 - Corte em vertical c-c' (de acordo com a Figura 4.3). Os traços pretos representam os níveis aos quais as inclusões fluidas foram aprisionadas ou reequilibradas, mostrando assim os níveis a que o magma parou até atingir a superfície. MTZ: *Moho Transition Zone*. Tracejado vermelho mais fino: possíveis correspondências de níveis de estagnação do magma.

Figura 4.7 - Corte em vertical d-d' (de acordo com a Figura 4.3). Os traços pretos representam os níveis aos quais as inclusões fluidas foram aprisionadas ou reequilibradas, mostrando assim os níveis a que o magma parou até atingir a superfície. MTZ: *Moho Transition Zone*. Tracejado vermelho mais fino: possíveis correspondências de níveis de estagnação do magma.

Figura 4.8 - Corte em vertical e-e' (de acordo com a Figura 4.3). Os traços pretos representam os níveis aos quais as inclusões fluidas foram aprisionadas ou reequilibradas, mostrando assim os níveis a que o magma parou até atingir a superfície. MTZ: *Moho Transition Zone*. Tracejado vermelho mais fino: possíveis correspondências de níveis de estagnação do magma.

Figura 4.9 - Corte em vertical f-f' (de acordo com a Figura 4.3). Os traços pretos representam os níveis aos quais as inclusões fluidas foram aprisionadas ou reequilibradas, mostrando assim os níveis a que o magma parou até atingir a superfície. MTZ: *Moho Transition Zone*. Tracejado vermelho mais fino: possíveis correspondências de níveis de estagnação do magma.

Figura 4.10 - Sismos distribuídos por magnitudes no mapa superior e com a sua distribuição vertical, alinhada com a localização horizontal dos epicentros.

Lista de fotografias

- Fotografia 2.1 - Inclusões fluidas de fase inicial.
- Fotografia 2.2 - Inclusões fluidas de fase tardia.
- Fotografia 2.3 - Inclusões fluidas reequilibradas.
- Fotografia 2.4 - Grande inclusão reequilibrada.
- Fotografia 3.1 - Amostra SMG50.
- Fotografia 3.2 - Amostra SMG50s já fragmentada por moinho de maxilas.
- Fotografia 3.3 - Amostra SM0810.
- Fotografia 3.4 - Amostra SM0810s.
- Fotografia 3.5 - Amostra SMG104.
- Fotografia 3.6 - Amostra SMG104s.
- Fotografia 3.7 - Amostra SMG114s.
- Fotografia 3.8 – SM0810: textura da massa de fundo.
- Fotografia 3.9 – SM0810: fenocristal de olivina e massa de fundo.
- Fotografia 3.10 - SMG67: cristais de olivina e massa de fundo.
- Fotografia 3.11 - SMG67: fenocristal de piroxena com rutilo.
- Fotografia 3.12 - SMG104: textura da massa de fundo.
- Fotografia 3.13 - SMG104: fenocristais de olivina.
- Fotografia 3.14 - Moinho de maxilas.
- Fotografia 3.15 - Peneiro automático.
- Fotografia 3.16 - *Linkam® Stage THMS600*.
- Fotografia 3.17 – Anel de alumínio com clinopiroxenas e fragmentos de vidro vulcânico.
- Fotografia 3.18 - Microsonda eletrónica Cameca SXFive.
- Fotografia 4.1 - Inclusões fluidas reequilibradas numa olivina da amostra SM0810.
- Fotografia 4.2 - Inclusões fluidas e inclusões vítreas numa olivina da amostra SM0810. Círculo vermelho – exemplo de inclusão vítrea; círculo verde – exemplo de inclusão fluida.

Lista de tabelas

Tabela 3.1 – Descrição e localização das amostras.

Tabela 4.1 - Resultados da geoquímica das clinopiroxenas e respectivas escórias da amostra SM0810s.

Tabela 4.2 - Resultados da geoquímica das clinopiroxenas e respectivas escórias da amostra SMG104s

Tabela 4.3 - Resultados da geoquímica das clinopiroxenas e respectivas escórias da amostra SMG50s

Tabela 4.4 - Temperaturas obtidas através da análise geotermobarométrica das clinopiroxenas e escórias.

Tabela 4.5 - Resultados da análise microtermométrica (ThL - inclusão homogeneizou para fase líquida; ThV - inclusão homogeneizou para fase de vapor).

Tabela 4.6 – Tipologia das inclusões fluidas em causa, dados obtidos através dos histogramas (densidades originais), densidades recalculadas, temperatura obtida por geotermobarometria das clinopiroxenas e pressão determinada pela análise das inclusões fluidas com o software ISOC utilizando as densidades previamente recalculadas. LS – late stage; ES – early stage; R – reequilibrada(s); Cor verde – Picos de histograma; Cor laranja – Intervalo entre dois picos de valores no histograma; Cor azul – Maior densidade do histograma.

Tabela 4.7 - Resultados de profundidade de aprisionamento e reequilíbrio das inclusões fluidas.

Lista de gráficos

Gráfico 4.1 - Diagrama de *Rhodes* referente à escória 9 da amostra SMG50s, mostrando as clinopiroxenas em equilíbrio com esta escória.

Gráfico 4.2 - Diagrama de *Rhodes* referente ao vidro 12 da amostra SMG50s, mostrando as clinopiroxenas em equilíbrio.

Gráfico 4.3 - Diagrama de *Rhodes* referente ao vidro 14 da amostra SMG50s, mostrando as clinopiroxenas em equilíbrio.

Gráfico 4.4 - Diagrama de *Rhodes* referente ao vidro 1 da amostra SMG104s, mostrando as clinopiroxenas em equilíbrio.

Gráfico 4.5 - Diagrama de *Rhodes* referente ao vidro 13.2 da amostra SM0810s, mostrando as clinopiroxenas em equilíbrio.

Agradecimentos

Sozinho seria completamente impossível de realizar esta dissertação de mestrado, quero agradecer aos seguintes por toda a ajuda, quer direta ou indireta:

- Ao meu orientador, Doutor Vittorio Zanon, por tornar esta dissertação possível e por todo o suporte e confiança em mim.
- Ao meu orientador, Prof. Doutor Nicolau Wallenstein, por toda a ajuda na reta final da preparação desta dissertação, em correções e reorganizações.
- Aos meus pais Maria de Lurdes Bettencourt e Jorge Bettencourt por todo o suporte desde o início dos meus estudos.
- Aos meus amigos Daniel Bulhões e Klaudia Cyrzan por todo o suporte emocional e nunca me deixarem desistir.

Obrigado a todos.

Abstract

The objective of this study was to obtain the present depth of magma stagnation levels of the Fogo volcano, São Miguel Island, Azores, through the microthermometry of fluid inclusions trapped in mafic crystals (mainly olivine). The microthermometric analysis joined the geothermobarometry of clinopyroxenes to complement the obtained data.

Samples with a maximum of 10,000 years of age were selected, with the intention of obtaining data that is still relevant and that represents the most current feeding system of the volcano. A petrographic study of thin sections was also carried out for a more complete description of the samples.

The depths obtained were compared with the depth of earthquakes recorded in the last 20 years, provided by CIVISA. Most of these events are relatively shallow, possibly due to hydrothermal activity not coincident with the deeper stop levels obtained through fluid inclusions, showing the inactivity of the volcano's magmatic system.

The results reveal the spatial structure of the current magmatic system of the volcano for a better understanding of the dynamics of magma ascension and storage. It was possible to verify with two of the samples used the depth of the Moho Transition Zone (MTZ), on the two opposite sides of the volcano, being about 26 km on the west side and about 29 km on the east side, showing a clear increase in depth from MTZ.

The proposed topic is part of the research activities carried out by the project “MAGAT -From MAGma to the ATmosphere - a contribution to develop the next generation of geochemical sensors for real-time monitoring of the movement of magma at depth”, funded by Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT). The main objective of the project is the manufacture of new geochemical sensors, to be tested on the volcanoes Etna (Italy), Cumbre Vieja (Canary Islands), Fogo (Cape Verde) and Fogo (Azores).

Keywords:

magma stagnation levels; Fogo volcano; microthermometry; fluid inclusions; geothermobarometry; olivine; clinopyroxenes; Moho Transition Zone

Resumo

O objetivo deste estudo foi obter os presentes níveis de paragem do magma em profundidade do vulcão do Fogo, ilha de São Miguel, Açores, através da microtermometria de inclusões fluidas aprisionadas em cristais máficos (maioritariamente olivinas). A análise microtermométrica juntou-se a geotermobarometria das clinopiroxenas, para complementar os dados obtidos.

Selecionaram-se amostras com um máximo de 10000 anos de idade, com o intuito destes dados ainda serem revelantes e que representem o sistema mais atual de alimentação do vulcão. Também foi realizado um estudo petrográfico de lâminas delgadas para uma melhor descrição das amostras.

Os dados de profundidade obtidos foram comparados com a profundidade dos sismos registados nos últimos 20 anos, fornecidos pelo CIVISA. A maioria destes eventos são de natureza relativamente superficial, possivelmente devidos a atividade hidrotermal, não coincidindo com os níveis de paragem mais profundos obtidos através das inclusões fluidas, mostrando a inatividade do sistema magmático do vulcão.

Os resultados obtidos revelam a estrutura espacial do presente sistema magmático do vulcão para uma melhor compreensão da dinâmica de ascensão e armazenamento de magmas. Foi possível verificar com duas das amostras utilizadas a profundidade da *Moho Transition Zone (MTZ)*, dos dois lados opostos do vulcão, estando a cerca de 26 km do lado oeste e a cerca de 29 km do lado este, mostrando um claro aumento da profundidade da MTZ.

O tema proposto enquadra-se nas atividades de investigação desenvolvidas pelo projeto “MAGAT -*From MAGma to the ATmosphere* - uma contribuição para desenvolver a próxima geração de sensores geoquímicos para a monitorização em tempo real do movimento do magma em profundidade”, financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT), e que tem por objetivo principal o fabrico de novos sensores geoquímicos, a serem testados nos vulcões Etna (Itália), Cumbre Vieja (Canárias), Fogo (Cabo Verde) e Fogo (Açores).

Finalmente, através do conhecimento pormenorizado do sistema de alimentação deste vulcão, será possível melhorar a interpretação dos dados obtidos pela rede de monitorização sísmica, proporcionando ainda melhores conhecimentos do modelo de

funcionamento do sistema sismovulcânico, a integrar nos sistemas de vigilância e alerta e consequentes ações de nível de proteção civil.

Palavras-chave:

níveis de paragem do magma; vulcão do Fogo; microtermometria; inclusões fluidas; geotermobarometria; olivinas; clinopiroxenas; Zona de Transição Moho

1. GEOLOGIA, GEOMORFOLOGIA E TECTÓNICA DO VULCÃO DO FOGO

1.1. Introdução

O arquipélago dos Açores, composto por 9 ilhas vulcânicas, localiza-se no Norte do oceano Atlântico, numa zona limitada pelos paralelos 55° 43'' e 39° 43' 02'' N e pelos meridianos 24° 46' 15'' e 31° 16' 02'' W. Nos seus extremos, encontra-se a cerca de 1430 km do continente europeu e a mais de 3900 km da América do Norte.

As ilhas dos Açores são estruturas vulcânicas que emergem da Plataforma dos Açores (Figura 1.1): uma zona aproximadamente triangular definida pela linha batimétrica dos 2000 metros (Needham e Francheteau, 1974) e que se estende de acordo com a direção WNW-ESE, e que define a junção entre as placas litosféricas Norte Americana, Euroasiática e Núbia. A Plataforma dos Açores está limitada a Norte pela estrutura tectónica do Rift da Terceira e a Oeste pela Crista Médio-Atlântica. Apesar da existência da junção tripla dos Açores ser há muito reconhecida, detalhes, como a sua localização exata e o seu tipo de deformação, são ainda temas em debate na comunidade científica (Marques *et. al.*, 2013).

De acordo com Marques *et. al.* (2013), que utilizou dados de GPS, batimetria e de sismicidade para definir o padrão da deformação ao longo do Rift da Terceira, o limite entre as placas Núbia e Euroasiática é difuso, sendo os Açores uma área de deformação com cerca de 140 km de largura (Figura 1.1). Estes novos dados requerem a existência de uma zona de junção tripla difusa.

A maioria dos sistemas vulcânicos na junção tripla dos Açores são sistemas fissurais que seguem a direção WNW–ESE, diretamente relacionada com o Rift da Terceira. A interação entre estes sistemas fissurais com falhas transtensivas com direção N150° E e N60° E, originou reservatórios magmáticos de pouca profundidade. Que por sua vez tornaram possível a alimentação magmática mais continuada a formar as estruturas vulcânicas centralizadas dos Açores (Miranda *et. al.*, 1998).

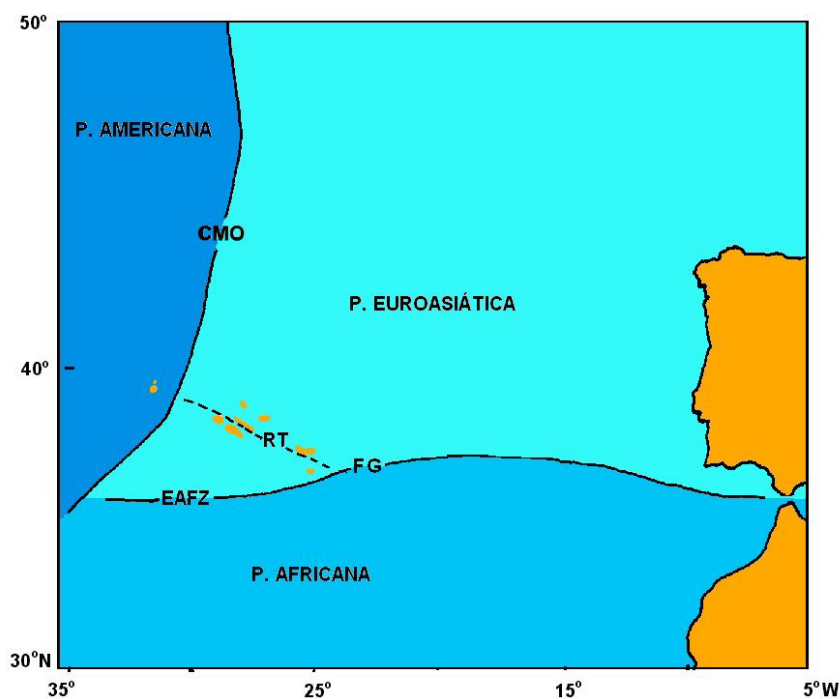


Figura 1.1 – Esquema simplificado das principais estruturas geodinâmicas da região dos Açores. CMO- Crista Médio-Atlântica; EAFZ - Zona de Fratura Este dos Açores; RT - Rift da Terceira; FG - Falha da Glória (Gaspar *et. al.*, 1999).

1.2. Ilha de São Miguel

A ilha de São Miguel, onde se localiza o vulcão de Fogo, encontra-se no grupo oriental do arquipélago e apresenta respetivamente, comprimento e largura máximos de cerca de 65 km e de 16 km, com uma área total de cerca de 745 km².

Esta ilha é composta por diversos sistemas vulcânicos distintos, os quais incluem três vulcões centrais poligenéticos ativos com caldeira (Sete Cidades, Fogo e Furnas), ligados através de zonas de vulcanismo fissural, nomeadamente o Sistema Vulcânico Fissural dos Picos e o Sistema Vulcânico Fissural do Congro (Ferreira *et. al.*, 2015, Gaspar *et. al.*, 2015), este último em alguns trabalhos também designado Sistema Fissural da Achada das Furnas (Figura 1.2).

Os três vulcões centrais tiveram atividade eruptiva explosiva e efusiva nos últimos 5000 anos, enquanto nas zonas fissurais dominam erupções efusivas de natureza basáltica (Moore 1991a, b).

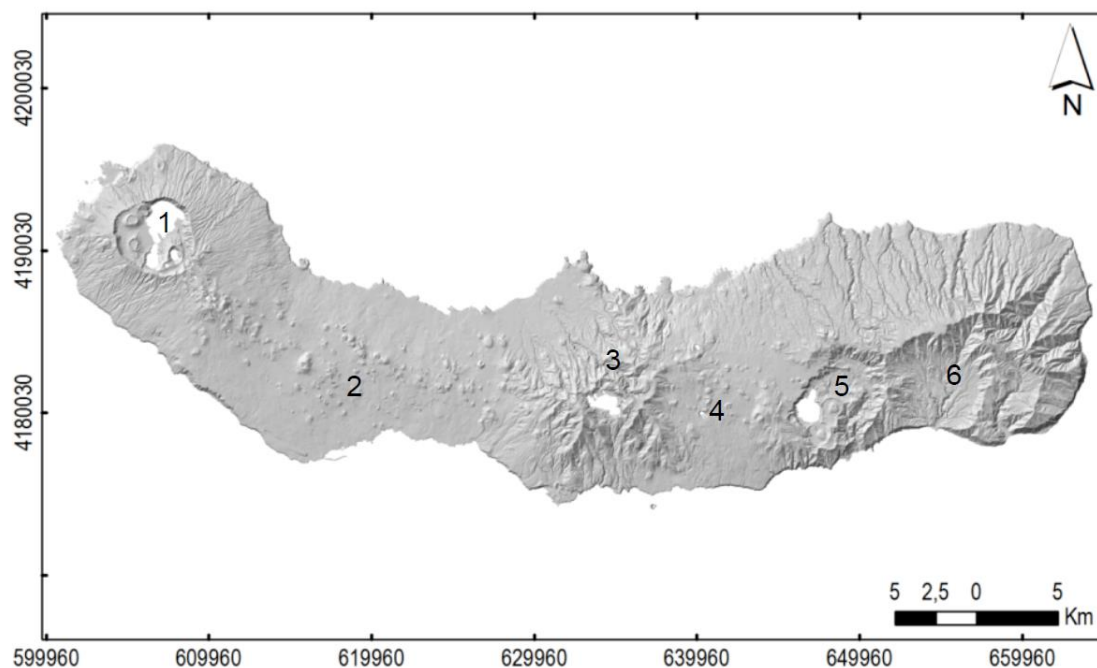


Figura 1.2 – Unidades vulcanológicas da ilha de São Miguel. 1 – Sete Cidades; 2 – Região dos Picos; 3 – Fogo; 4 – Região da Achada das Furnas; 5 – Furnas; 6 – Povoação-Nordeste. (adaptado de Moore, 1991b)

Os vulcões centrais formaram-se nas zonas de cruzamentos entre descontinuidades tectónicas, como mencionado no capítulo anterior, enquanto os cones monogenéticos das zonas fissurais se encontram dispostos na direção prevalente da região dos Açores de NW-SE a WNW-ESE, sendo as formas vulcânicas mais comuns na ilha.

A maioria das estruturas tectónicas cartografadas (Figura 1.3) são inferidas, devido ao facto de muitas delas só serem visíveis na costa, em cortes de estrada e zonas de cones de escórias desmanteladas para exploração. Tudo isto devido à densa cobertura vegetal e ubiquidade de depósitos vulcânicos mais recentes.

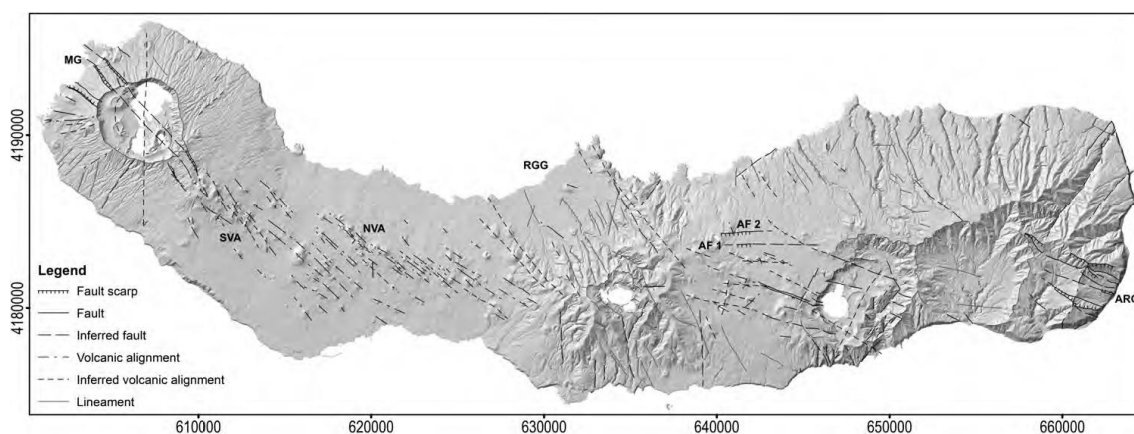


Figura 1.3 – Mapa vulcano-tectónico da ilha de São Miguel (Carmo 2013): MG, Mosteiros Graben; SVA, South Volcanic Alignment; NVA, North Volcanic Alignment; RGG, Ribeira Grande Graben; AF1, Altiprado Fault 1; AF2, Altiprado Fault 2; ARG, Água Retorta Graben. (Carmo *et. al.*, 2015)

1.3. Vulcão do Fogo

O vulcão do Fogo, com a sua expressão geomorfológica no Maciço de Água de Pau, é um vulcão central poligenético com caldeira, a qual se encontra parcialmente ocupada pela Lagoa do Fogo. Encontra-se numa posição central na ilha, sendo o maior dos três vulcões centrais presentes. A sua formação começou á cerca de 200000 anos (Muecke *et. al.*, 1974 in Wallenstein, 1999), o diâmetro, área e volume deste maciço vulcânico, ao nível médio das águas do mar, são respetivamente, 13 km, 133 km² e 43,5 km³ (Wallenstein, 1999, Wallenstein *et. al.*, 2015), com uma altitude máxima de 947 m.

A caldeira apresenta um diâmetro de 3,2 km e uma área de 4,8 km², estando bastante erodida devido aos cursos de água que cortam a borda sul da caldeira. As vertentes exteriores têm uma inclinação de 3° na base e de 13-14° em aproximação das bordas da caldeira (Wallenstein, 1999, Wallenstein *et. al.*, 2015). Dentro da caldeira também é possível identificar domos e cones de pedra pomes e tufos. Domos e cones de escórias e de pedra pomes ocorrem também nos flancos norte e sul do edifício vulcânico (Figura 1.4). No flanco norte a distribuição destes apresenta-se evidentemente controlada pela tectónica (Wallenstein, 1999, Wallenstein *et. al.*, 2015).

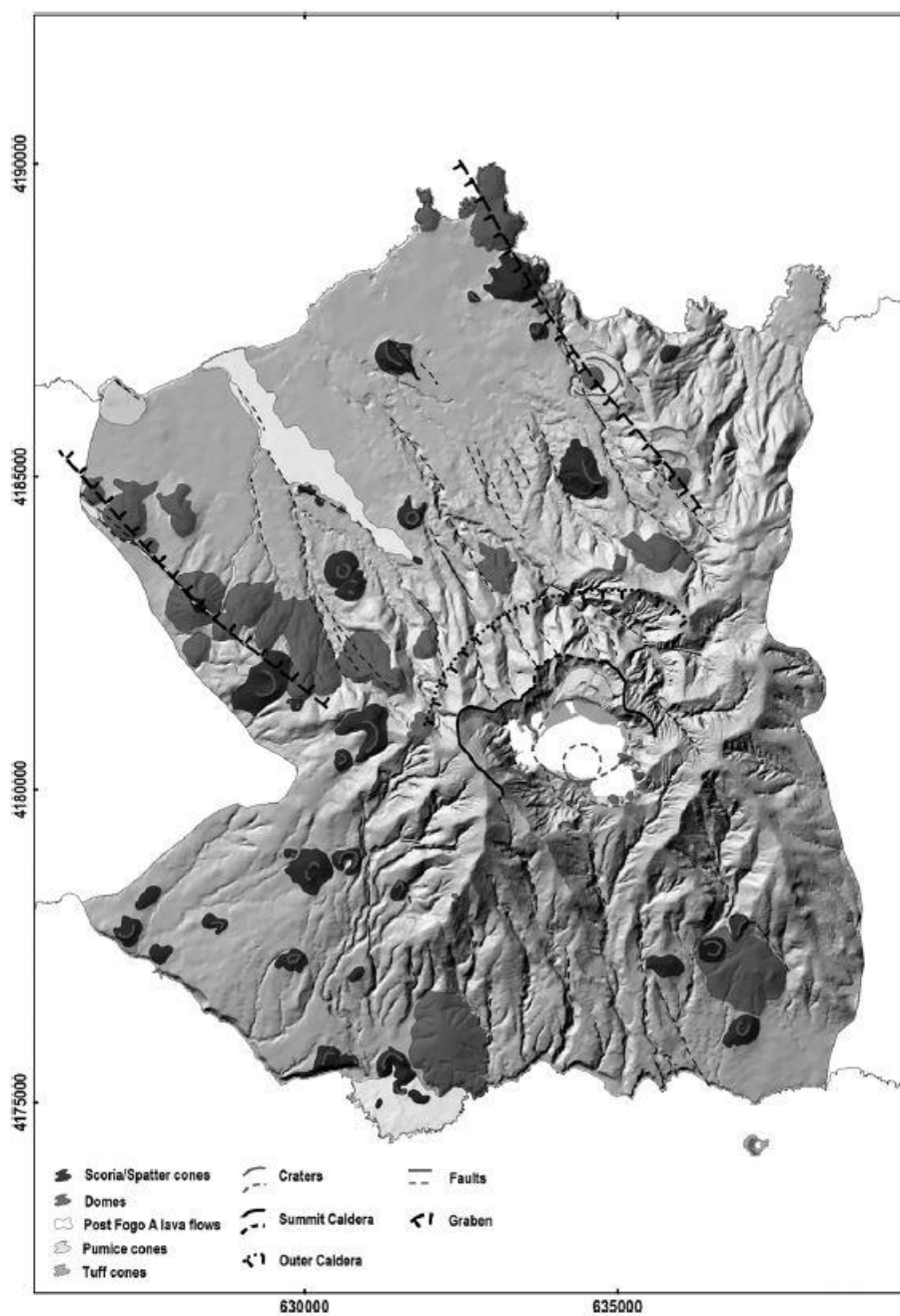


Figura 1.4 – Principais estruturas vulcânicas e tectônicas do vulcão do Fogo (Wallenstein et. al., 2015).

As estruturas no flanco norte do vulcão estão associadas às direções das discontinuidades tectônicas, seguindo a direção regional de NW-SE a NNW-SSE. Neste flanco a tectónica é dominada pelo *graben* da Ribeira Grande (Figura 1.4). Este sistema de falhas atravessa a caldeira do vulcão e também pode ser observado no flanco sul juntamente com estruturas com direção N-S (Wallenstein, 1999).

Este sistema vulcânico entra em contacto com a Zona Fissural dos Picos a W e com a zona da Achada das Furnas a E. Os limites entre estes sistemas não se encontram bem definidos, devido à intercalação de material que ocorre entre estas zonas, não sendo possível a sua perfeita distinção, sendo mais evidente na costa exposta.

O vulcão do Fogo apresenta uma estratigrafia muito complexa, devido à sua atividade vulcânica diversificada, que inclui erupções monogenéticas nos seus flancos, daí não apresentando apenas depósitos emitidos pelo vulcão central. Wallenstein (1999) propôs dois grandes grupos para a sua vulcanoestratigrafia.

O “Grupo Inferior” inclui as formações mais antigas representadas por escoadas lávicas e depósitos piroclásticos traquíticos. Na base do grupo encontra-se uma lava basáltica submarina coletada a 950 m de profundidade no flanco norte, com uma idade de 280 ± 140 ka (Muecke *et. al.*, 1974 e McGraw, 1976, *in* Wallenstein, 1999). O afloramento datado mais antigo do vulcão do Fogo é o domo traquítico Eira Velha, no flanco sul do vulcão com uma idade de 181 ± 15 ka BP (Gandino *et. al.*, 1985; Moore, 1991a, b, *in* Wallenstein, 1999).

O Grupo Superior compreende os produtos vulcânicos emitidos nos últimos 40 mil anos e consiste essencialmente em depósitos piroclásticos de queda e de fluxo (escoadas piroclásticas e *surges*) de composição traquítica, depósitos epiclásticos, com algumas escoadas lávicas e depósitos piroclásticos basálticos intercalados. Entre os vários depósitos emitidos por este vulcão, o Fogo A, que é datado de cerca de 4600 anos B. P. (Wallenstein, 1999, Wallenstein *et. al.*, 2015), é um excelente nível estratigráfico de referência na ilha de São Miguel. O Grupo Superior inclui atividade distribuída tanto nos flancos do vulcão, como originada na caldeira. Sendo que as unidades deste grupo estratigráfico são as mais recentes, são as importantes para o estudo presente, nomeadamente, a atividade basáltica presente nos flancos do vulcão, como por exemplo a erupção do Pico do Sapateiro, ocorrida em julho de 1563.

Para uma facilitada e melhor compreensão da estratigrafia deste edifício vulcânico, apresenta-se na Figura 1.5, um esquema da estratigrafia simplificada com as respetivas datações, realizado por Wallenstein *et. al.* (2015).

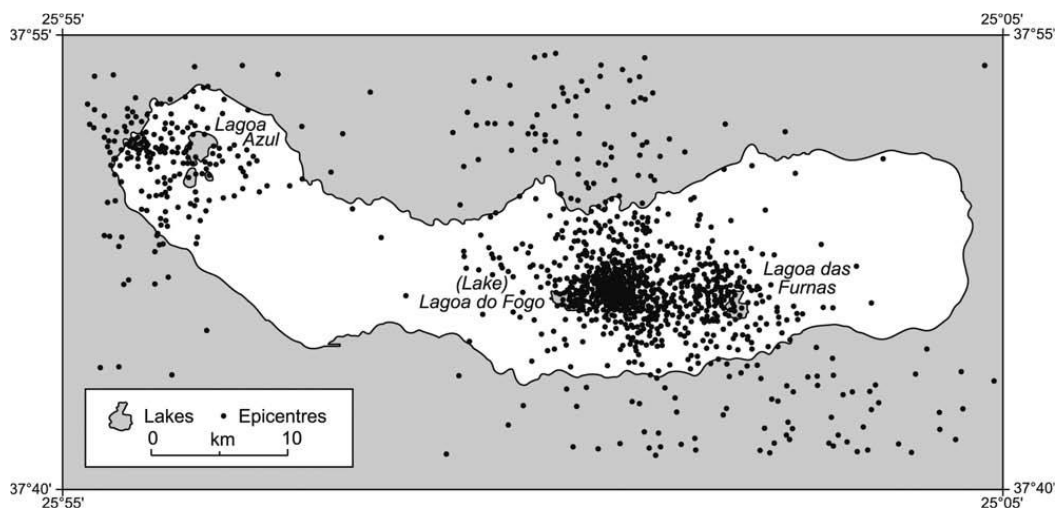


Figura 1.6 - Localização dos epicentros dos eventos sísmicos, 1997-2003 (Wallenstein *et. al.* 2007).

A profundidades maiores que 5 km o regime é menos conclusivo, mas é indicativo do regime compressivo (Silva *et. al.*, 2012).

A sís mica da área do Fogo aparenta ser dominada pelo stress tectónico normal da região, enquanto a área adjacente (Congro), sendo mais ativa, apresenta um campo de tensões heterogéneo dominado por condições locais (Silva *et. al.*, 2012). Podemos observar os eventos destas duas zonas na Figura 1.7 que mostra os eventos mais bem localizados que ocorreram no período entre 2002 e 2010.

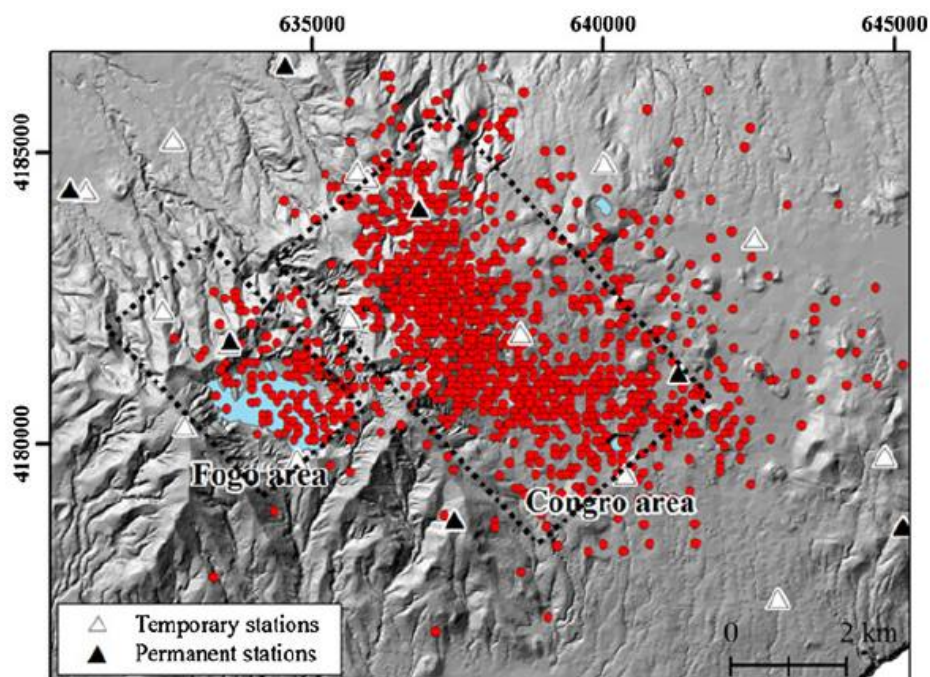


Figura 1.7 - Localizações dos eventos sísmicos, 2002-2010. Áreas do Fogo e do Congro indicadas a tracejado (adaptado de Silva *et. al.*, 2012).

2. CASO DE ESTUDO: O SISTEMA DE ALIMENTAÇÃO DO VULCÃO DO FOGO

2.1. Introdução ao problema

Para seguir o movimento de magmas em profundidade é necessário combinar técnicas de monitorização geofísicas, geodésicas e geoquímicas, que registam os sinais de interação do magma com as rochas circundantes e dos fluidos em profundidade, proporcionando os primeiros alertas de potencial subida de material magmático. Apesar disso, muitas vezes estes métodos podem falhar nessa deteção, por mais robustos que sejam os sistemas de monitorização, devido à falta de conhecimento da arquitetura do sistema de alimentação do vulcão em observação.

Este é o caso do vulcão do Fogo, na ilha de São Miguel. Assim, através da combinação de dados de petrografia, de geoquímica e de barometria das inclusões fluidas, cruzando com dados de monitorização sísmica da área em questão, é possível definir um modelo espacial da distribuição das áreas de armazenamento de magma em profundidade.

Alguns estudos neste âmbito foram realizados por Storey *et. al.* (1981), Widom *et. al.* (1993) e Snyder *et. al.* (2004), mas foram limitados à porção mais superficial, onde o magma, evoluiu e cristalizou.

Storey *et. al.* (1981) trabalharam sobre as 5 sequências piroclásticas mais recentes produzidas pelo vulcão (erupções “Fogo A”, “Fogo B”, “Fogo C”, “Fogo D” e 1563). O estudo revelou um controlo temporal sobre as variações químicas e mineralógicas no magma emitido. As relações estratigráficas, juntamente com as variações geoquímicas e mineralógicas, sugerem que estes 5 depósitos representam amostras sucessivas de um único corpo magmático traquítico que evoluiu através de fracionamento de feldspato alcalino. Também notou nessas particularidades que estas não podem ser apenas consideradas apenas como o resultado da cristalização fracionada do líquido magmático traquítico, indicando a ocorrência de contaminação periódica por magmas menos evoluídos.

Widom *et. al.* (1993) estudaram os nódulos sieníticos das sequências estratigráficas “Fogo A” e “Fogo C”, sendo que este “Fogo C” não é a mesma unidade com a mesma designação, mas uma unidade estratigráfica mais antiga, ante-Fogo A, designada como “Ribeira Chã” por Wallenstein (1999) e Wallenstein *et. al.* (2015). Concluiu que esses nódulos representam um líquido magmático cristalizado e não são produtos de

acumulação de cristais. Realizou um esboço do reservatório magmático representado com uma estrutura “a cebola” (Figura 2.1), sendo que os nódulos sieníticos resultam da cristalização na parte superior e/ou paredes superiores dum reservatório magmático, quimicamente e isotopicamente zonado. Devido à solidificação mais rápida do magma e à pouca velocidade de movimentação do líquido residual, produzido durante a cristalização, este foi preservado solidificando, formando uma capa exterior do reservatório magmático. Foi da fragmentação dessa capa cristalizada em rocha sienítica durante os processos eruptivos que resultaram os nódulos que foram incorporados no magma e ejetados para a superfície, quer em lavas, quer em depósitos piroclásticos (Nicolau Wallenstein, *comunicação pessoal*).

Posteriormente, Snyder *et. al.* (2004) realizou um estudo isotópico de Sr-Nd-Pb-Hf-Th do depósito zonado “Fogo A” a partir do esboço realizado por Widom *et. al.* (1993), e ilustrou a contaminação da parte mais exterior do reservatório magmático (Figura 2.2). Tendo concluído que mesmo um sistema magmático com variações químicas que indicam que foi sujeito apenas a processos de um sistema fechado (sem influências exteriores) pode ter sido sujeito a processos complexos de um sistema aberto, sofrendo alterações e contaminações por influências exteriores. No caso específico deste reservatório, salientou que as razões isotópicas de Sr e Th da pedra pomes de natureza traquítica são controladas pela contaminação do magma por rochas alteradas hidrotermalmente, com baixos valores de $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$, e que as composições isotópicas de Sr foram influenciadas pela contaminação com água do mar.

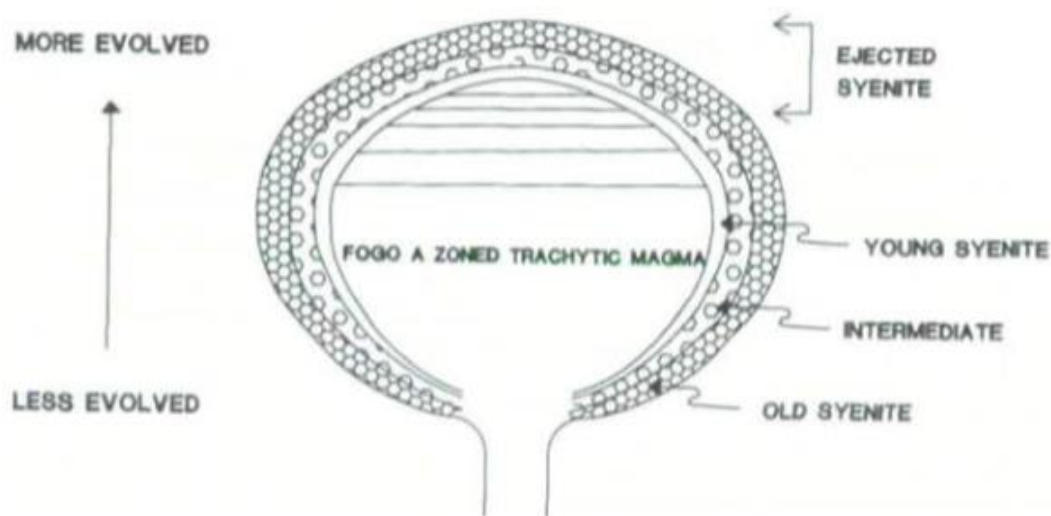


Figura 2.1 - Esquema da câmara magmática do vulcão do Fogo (Widom *et. al.*, 1993).

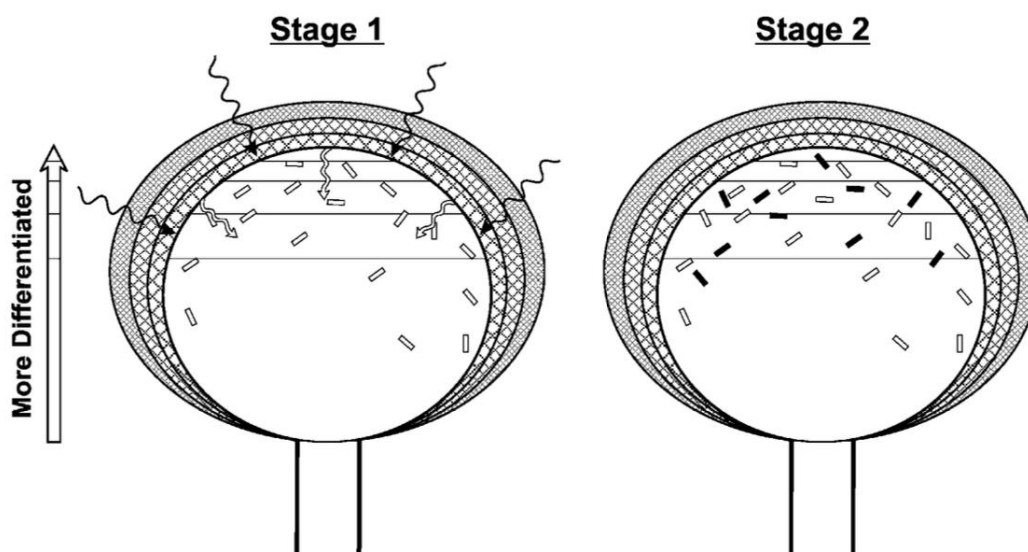


Figura 2.2 - Representação esquemática da evolução do reservatório magmático do vulcão do Fogo, ilustrando os dois estados de contaminação (Widom *et. al.*, 1993). Stage 1: em condições pré-erutivas, fluidos hidrotermais alteram a rocha das camadas exteriores da parede de sienito (setas pretas). Durante esta fase, a razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nestas rochas sobe até 0.70697. O líquido magmático no reservatório em contato com estas rochas vai assimilar a rocha alterada e cristalizar (processo AFC- Assimilation and Fractional Crystallization), indicado por setas brancas, resultando no desenvolvimento duma zonação química e isotópica (Sr e Th). Stage 2: logo antes ou durante a erupção, o magma incorpora xenocristais de sanidina (ilustrados como cristais pretos), liberados da desagregação da rocha alterada. O pequeno, mas significativo intervalo nas composições isotópicas de Sr e Th do vidro, e as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevadas em alguns dos fenocristais de sanidina requerem esses dois métodos de contaminação distintos (Snyder *et. al* 2004).

Outro estudo relevante para o presente trabalho foi concretizado por Zanon (2015) que, através do estudo microtermométrico de inclusões fluidas e da geoquímica das rochas, elaborou um esquema que representa a distribuição dos locais de estacionamento magmático dos sistemas vulcânicos fissurais da ilha de São Miguel (Figura 2.3), que se encontram a leste e oeste do vulcão de Fogo, nomeadamente, no Sistema Vulcânico Fissural do Congro e no Sistema Vulcânico Fissural dos Picos (SVFP) (Gaspar *et. al.*, 2015). Zanon marcou as áreas de armazenamento de magmas mais profundos entre os 23,5 km e 29 km de profundidade, na crosta. A zona que apresentou dados mais conclusivos foi a do SVFP, em que a profundidade da descontinuidade da Zona de Transição de *Moho* (*Moho Transition Zone* – MTZ) se encontra entre os 24 km e os 26 km de profundidade, no centro da região, descendo para os 29 km com a aproximação aos vulcões centrais. Esta elevada espessura, que é anómala em ilhas oceânicas, é atribuída ao deslizamento do magma e a sua cristalização entre a crosta e o manto, num processo designado por “*magma underplating*”. Este fenómeno tem particular relevância por baixo dos vulcões centrais onde a alimentação magmática se concentra na intersecção

dos sistemas tectônicos locais e regionais (Miranda *et. al.*, 1998). Este estudo de Zanon (2015) será essencial neste trabalho, para posteriormente se poder integrar o modelo da estrutura do sistema de armazenamento de magmas do vulcão do Fogo com os dados das zonas vulcânicas fissurais adjacentes.

O conhecimento das temperaturas dos sistemas de alimentação magmática é determinante para o cálculo das pressões envolvidas no aprisionamento das inclusões fluidas. Um dos processos para a determinação dessas temperaturas é a utilização de geotermobarômetros.

Finalmente, através do conhecimento pormenorizado do sistema de alimentação deste vulcão, será possível melhorar a interpretação dos dados obtidos pela rede de monitorização sísmica, proporcionando ainda melhores conhecimentos do modelo de funcionamento do sistema sismovulcânico, a integrar nos sistemas de vigilância e alerta e consequentes ações de nível de proteção civil.

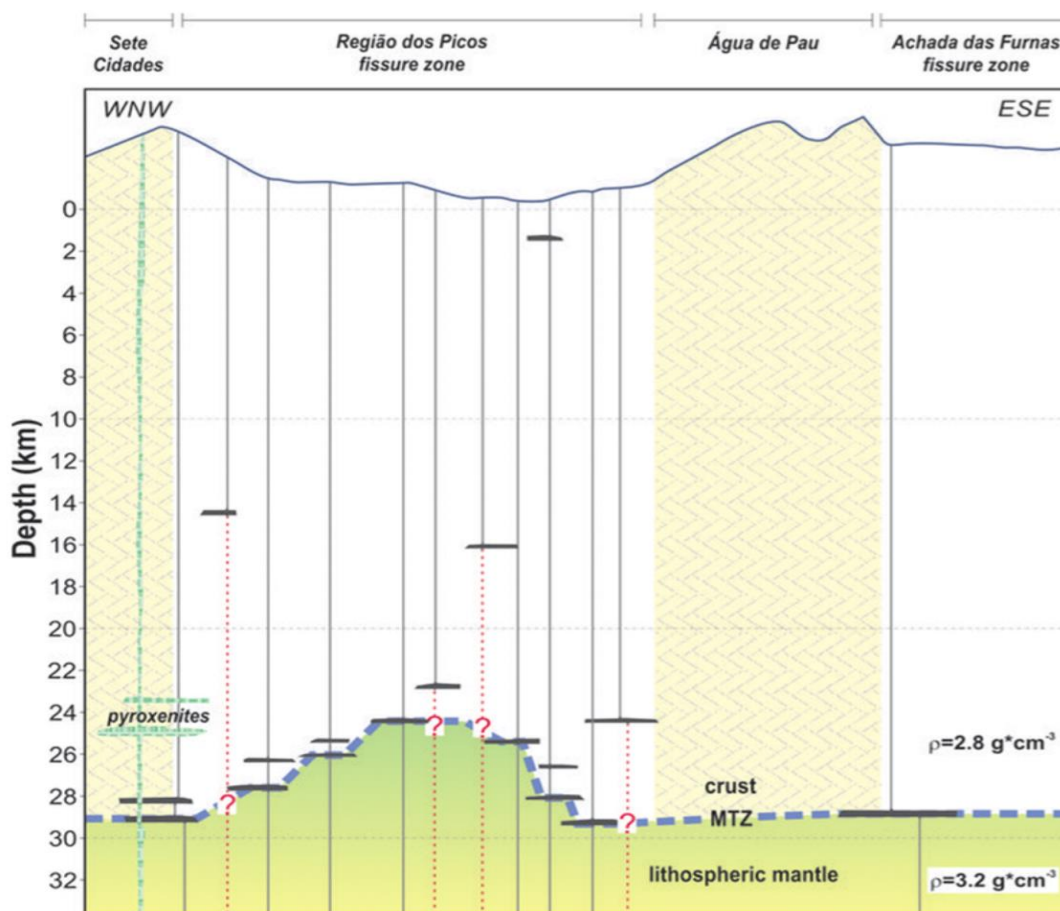


Figura 2.3 - Distribuição esquemática das profundidades das áreas de armazenamento de magma nas zonas fissurais: Região dos Picos e Achada das Furnas. As áreas pertencentes aos vulcões centrais são indicadas com uma cor diferente. Os acumulados ultramáficos são representados como o corpo subvulcânico cristalizado do Vulcão das Sete Cidades. A linha tracejada azul representa a área de transição entre crosta e manto litosférico, conhecida como Moho Transition Zone (MTZ). Os pontos de interrogação referem-se a uma possível falta de dados (Zanon, 2015)

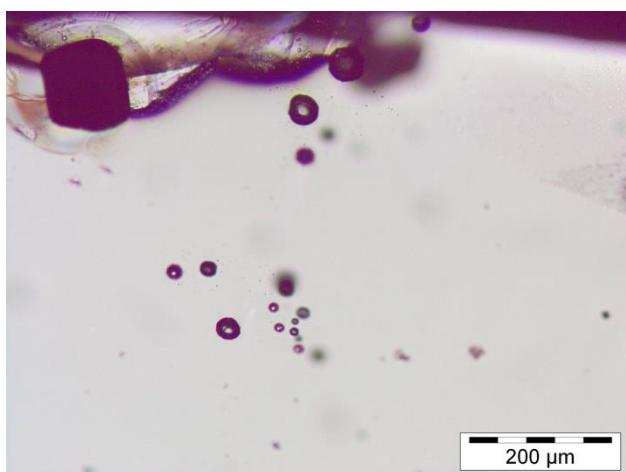
2.2. A utilização de inclusões fluidas

Um cristal na sua fase de crescimento em presença de uma fase fluida, pode aprisioná-la nas imperfeições existentes na sua estrutura reticular, formando inclusões fluidas (Bodnar, 2003a). O fluido aprisionado poderá ser líquido, vapor ou fluido supercrítico e apresentar diversas composições.

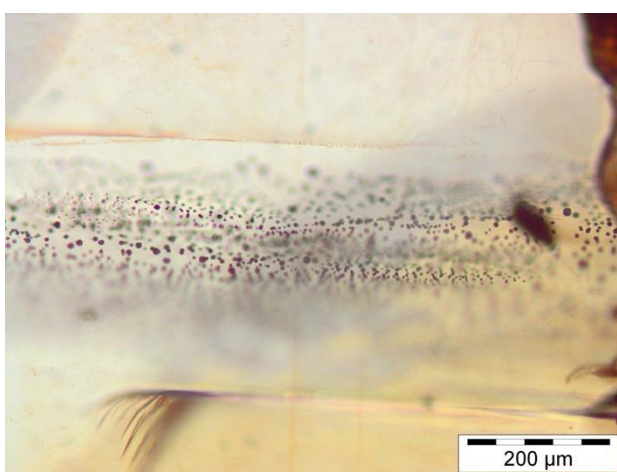
Segundo Bodnar (2003a), o termo “inclusão fluida”, refere-se a qualquer cristal que tenha aprisionado uma fase em estado fluido, nas condições de temperatura e pressão da altura da sua formação, independentemente do seu estado, quando observada em condições ambientais ($P=1\text{atm}$, $T=25^\circ\text{C}$). As características químicas e físicas que levam a formação de inclusões fluidas são diversas, podendo ser limitadas a cristais específicos.

Conforme Zanon *et. al.* (2003), podemos considerar dois tipos de texturas de inclusões fluidas que se originam em fases diferentes do aprisionamento:

- As inclusões chamadas de fase inicial ou Tipo 1 (*early stage* ou *Type I*) (Fotografia 2.1) ocorrem isoladas ou em pequenos conjuntos no interior dos cristais, e são ligadas a formação e crescimento do cristal;
- As inclusões chamadas de fase tardia ou Tipo 2 (*late stage* ou *Type II*) (Fotografia 2.2), que ocorrem sempre ao longo de fraturas seladas do cristal, sendo assim relacionadas com eventos de fracturação, em presença de fluido, causados após o crescimento do cristal.



Fotografia 2.1 - Inclusões fluidas de fase inicial.



Fotografia 2.2 - Inclusões fluidas de fase tardia.

As inclusões fluidas podem proporcionar-nos informações valiosas sobre os reservatórios magmáticos em profundidade através do estudo das condições do aprisionamento nos cristais ejetados durante as erupções. Através da informação microtermométrica destas inclusões fluidas é possível inferir as condições da formação (Tipo I) ou de reequilíbrio (Tipo II) do cristal em estudo.

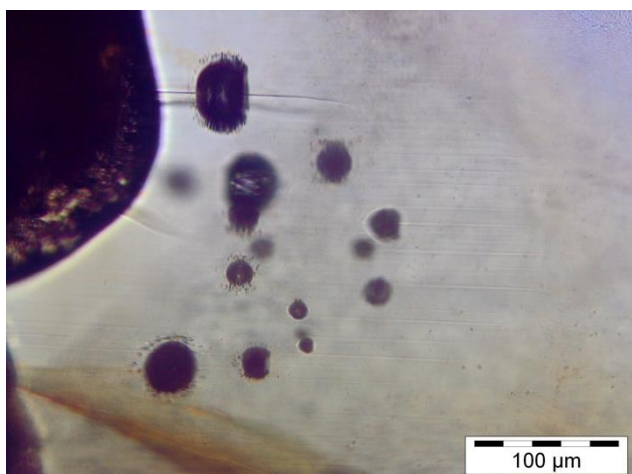
O reequilíbrio de uma inclusão fluida ocorre quando, depois do aprisionamento, esta sofre alteração de volume e/ou perda ou ganho de algum/alguns dos seus componentes. O reequilíbrio ocorre através de alterações de pressão ou temperatura, quando, por exemplo, o magma ascender para uma câmara magmática mais superficial, havendo uma rápida descompressão. O processo de reequilíbrio pode progredir o suficiente de forma que todas as inclusões num cristal ficam em completa estabilidade com as novas condições de temperatura e de pressão (Vityk e Bodnar, 1995, 1998).

Apesar das variações das condições de pressão e temperatura, segundo Bodnar (2003b) a facilidade com que uma inclusão fluida se reequilibra depende dos seguintes fatores:

- Mineralogia: o fator mais importante é a estrutura e composição do mineral que a contém, logo a sua dureza. Entre os primeiros a reconhecer a relação entre a dureza mineral e a facilidade com que as inclusões fluidas se reequilibram foram Tugarinov e Naumov (1970) que notaram uma relação linear entre a dureza de *Mohs* e a pressão necessária para decrepitar inclusões fluidas em vários minerais. A relação consistente entre a dureza de *Mohs* e a pressão necessária para causar o reequilíbrio permite estimar o quão adequado um determinado mineral é para estudos de inclusões fluidas. Deve ter-se em conta que a dureza de *Mohs* não é uma escala quantitativa, logo, não é um método confiável, podendo existir exceções;
- Forma da inclusão: A relação entre a forma da inclusão e a quantidade de pressão necessária para iniciar o reequilíbrio é geralmente consistente com modelos teóricos de deformação, que indicam que a tensão está concentrada nas extremidades. No entanto, o fato de que a maioria das inclusões com formas angulares não se alongarem ou se decrepitarem durante o aquecimento sugere que, embora os modelos teóricos de deformação forneçam informações valiosas sobre o processo de reequilíbrio, podem ser menos úteis do que outros métodos para prever o comportamento de reequilíbrio do fluido das inclusões;

- **Fluido:** pouca informação existe sobre o papel da composição do fluido no processo de reequilíbrio. No entanto, é de esperar que as inclusões fluidas contendo água se reequilibrem mais facilmente do que, por exemplo, com dióxido de carbono, devido às maiores solubilidades dos minerais hospedeiros em fluidos aquosos. Hall e Wheeler (1992) conduziram um estudo preliminar da relação entre a composição do fluido e a decrepitação da inclusão e descobriram que inclusões de 3 µm de diâmetro contendo uma mistura de água e cloreto de sódio (H₂O-NaCl), precisavam de uma pressão mais baixa (3,0 kbar) para se reequilibrarem, e inclusões contendo uma mistura de água e dióxido de carbono (H₂O-CO₂) precisavam de uma pressão mais alta (4,2 kbar), em comparação com a pressão necessária (3,4 kbars) para inclusões de H₂O pura, do mesmo tamanho;
- **Tamanho:** a diferença de pressão necessária para reequilibrar inclusões fluidas, pode variar significativamente com o tamanho da inclusão. Inclusões menores são capazes de suportar maiores diferenças de pressão devido à sua área reduzida.

Normalmente, é possível inferir a ocorrência de eventos de reequilíbrio através de simples observações petrográficas das inclusões fluidas e dos cristais hospedeiros, como podemos verificar nas fotografias 2.3 e 2.4. Na fotografia 2.3 podem observar-se inclusões fluidas, onde é facilmente visível o reequilíbrio devido às auréolas de fluido expelido durante o processo de reequilíbrio. Na fotografia 2.4 pode observar-se uma grande inclusão que se expandiu de modo violento ao reequilibrar-se, originando bolhas de fluido expelido ao seu redor.



Fotografia 2.3 - Inclusões fluidas reequilibradas.



Fotografia 2.4 - Grande inclusão reequilibrada.

O estudo microtermométrico permite determinar as condições de temperatura das várias passagens de fase do fluido aprisionado, com a utilização de uma platina de aquecimento/arrefecimento num microscópio petrográfico.

As inclusões fluidas estudadas no presente trabalho são consideradas como um sistema unário, pois a composição do fluido aprisionado é dióxido de carbono (CO₂) em estado puro. Um sistema unário de CO₂ é relativamente simples de modelar, sendo que numa projeção P-T o sistema contém 3 fases primárias, sólido (S), líquido (L) e vapor (V). Estas 3 fases apenas coexistem no ponto triplo, que para CO₂ puro ocorre a -56,6 °C e 0,052 MPa (Hansteen e Klügel, 2008).

A análise microtermométrica envolve a redução da temperatura na platina de aquecimento/arrefecimento até a inclusão (contendo as fases S+V) congelar. Ao aumentar-se a temperatura, a fase líquida de CO₂ surge a cerca de -56,6 °C, confirmando-se a composição de CO₂ puro e passando a apresentar as fases L+V. Dependendo da densidade da inclusão, o aumento contínuo da temperatura (ao longo da curva L+V) vai originar uma das seguintes reações (Hansteen e Klügel, 2008):

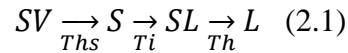
- A densidades abaixo de 0,468 g/cm³, a bolha de vapor expande à custa da fase líquida e a inclusão homogeneiza para a fase de vapor (Th_{LV→V});
- A densidades superiores a 0,468 g/cm³, a fase líquida expande à custa da bolha de vapor até a inclusão homogeneizar para a fase líquida (Th_{LV→L}).

Numa inclusão fluida ideal a pressão e a temperatura estão relacionadas através de uma isócora específica que é descrita por uma equação de estado do fluido aprisionado. Se a composição do fluido for conhecida, assim como a sua equação de estado, será possível determinar a densidade e pressão da inclusão. Analisando um número suficientemente grande de inclusões fluidas, as suas distribuições de densidade podem fornecer as profundidades de cristalização e/ou as profundidades de paragem temporária do magma durante a sua ascensão (Zanon *et. al.*, 2003). Tanto inclusões Tipo I como Tipo II são revelantes neste estudo porque os processos iniciais e tardios são igualmente importantes para caracterização da natureza de um sistema de alimentação magmática (Zanon *et. al.*, 2003).

No diagrama A da Figura 2.4 está representada a curva do estado da CO₂ pura num diagrama de pressão (P) - temperatura (T) - volume molar (V_m), estando a respetiva projeção de pressão-temperatura representada no diagrama B da mesma figura. As

isócoras presentes nestas projeções representam diferentes transições de fases que, de acordo com Diamond (2003), podem ocorrer perante certas alterações de P, T e V_m . Assim, existirão várias isócoras a representar diversos comportamentos das fases e as suas transformações nas inclusões.

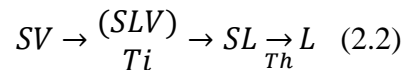
- Tipo 1: *liquidus* de alta densidade



onde T_{hs} representa uma transição inicial em que o sólido (S) persiste após o desaparecimento do vapor (V). A homogeneização final é uma transição de fusão (melt), podendo-se então utilizar T_h ou T_m .

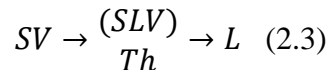
S (sólido); V (vapor); L (líquido); T_h (temperatura de homogeneização); T_m (temperatura de fusão/melt); T_i (temperatura do ponto triplo).

Tipo 2: *liquidus* de baixa densidade



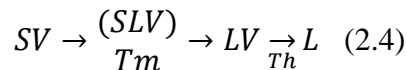
onde $T_h = T_m$.

- Tipo 3: *triple-point bubble*



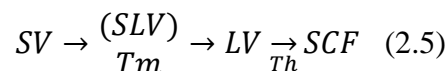
onde $T_h = T_i$.

- Tipo 4: *bubble-point*



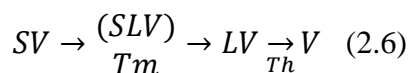
onde $T_m = T_i$.

- Tipo 5: crítica



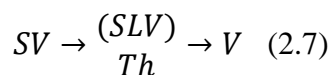
onde $T_m = T_i$, $T_h = T_{crítico}$ e SCF denota fluido supercrítico.

- Tipo 6: *dew-point*



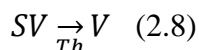
onde $T_m = T_i$.

- Tipo 7: *triple-point vaporus*



onde $T_h = T_m = T_i$. Apesar do ponto triplo ser intersectado por esta isócora, a quantidade de líquido formado é infinitesimal.

- Tipo 8: *vaporus*



O quão frequentemente as várias isócoras podem ocorrer em inclusões fluidas naturais depende do quão comuns os componentes voláteis ocorrem de forma pura na crosta terrestre e nas condições de P-T em que essas inclusões se formam (Diamond, 2003).

É de notar que se 3 fases forem observadas a existir em equilíbrio numa inclusão fluida num intervalo de T então essa inclusão contém mais que um componente (Diamond, 2003), não podendo assim ser considerada um sistema unário.

As medições das temperaturas das transições de fases são suficientes para caracterizar as propriedades do CO₂ ou qualquer outro componente de uma inclusão unitária, pois através do ponto triplo é possível identificar o sistema químico, e a temperatura de homogeneização e o tipo de homogeneização, se para líquido ou vapor, é usada para determinar a densidade do fluido aprisionado (Hansteen e Klügel, 2008).

Apesar das inclusões utilizadas neste estudo pertencerem, nas condições atuais consideradas, a um sistema unário de CO₂ puro, originalmente podem ter contido água. A água pode ter sido removida através de reação com as paredes internas da inclusão, produzindo minerais hidratados e carbonato (Anderson *et. al.*, 1984, Kleinfeld e Bakkar, 2002), neste caso específico o CO₂ puro das inclusões é um fluido residual. Outra hipótese implica a maior facilidade do H₂O escapar da inclusão (Hansteen e Klügel, 2008), devido a mudanças nas condições de pressão e de temperatura. A presença da água reflete-se numa densidade original maior, na altura do aprisionamento. Quanto maior a quantidade

de água presente, mais elevada terá sido a densidade. Portanto, para a determinação de pressões, o problema do H₂O resume-se na estimativa da quantidade de H₂O originalmente presente e efetuar a correção da densidade, calculada inicialmente por um fluido de CO₂ puro (cf. Sachs e Hansteen, 2000).

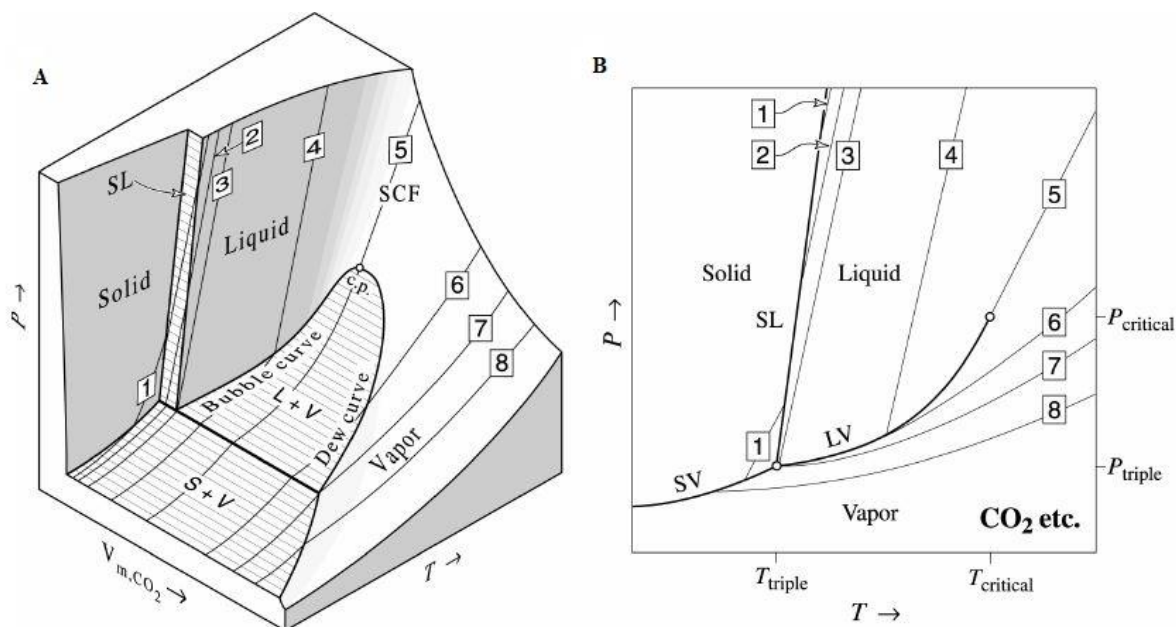


Figura 2.4 – A: Diagrama de perspectiva P-T-V_m para CO₂ puro; B: projeção P-T do diagrama A (Diamond, 2003).

2.3. A utilização da geotermobarometria de clinopiroxenas

Devido ao reequilíbrio das inclusões fluidas durante a ascensão do magma à superfície, é raro observarem-se inclusões aprisionadas quando os cristais mais primitivos se formaram, ou seja, que revelem informação sobre o sistema de alimentação a maiores profundidades. Por forma a poder obter-se a informação em falta para os objetivos deste estudo, foi também aplicada a geotermobarometria de clinopiroxenas, por forma a obter-se informação de zonas mais profundas do sistema de alimentação, a qual também poderá confirmar os resultados obtidos através do estudo das inclusões fluidas.

Entre o grande número de termómetros e barómetros calibrados para as rochas ígneas, aquele baseado no equilíbrio químico entre a clinopiroxena e o líquido magmático é o mais utilizado, dada a frequência com que é possível observar este mineral. A estabilidade da clinopiroxena, em diversas condições de pressão-temperatura-composição (P-T-X), é devida à sua apetência para incorporar uma quantidade variada de cations, quer com orientações octaédricas, como tetraédricas (Morimoto, 1988). Logo, a clinopiroxena tem a capacidade de registar mais informação sobre as condições da sua formação comparativamente a minerais mais simples quimicamente, como por exemplo a olivina (*e.g.* Putirka, 2008). Face ao exposto, facilmente se compreende que a clinopiroxena é um mineral de eleição neste tipo de estudos geotermobarométricos.

Termómetros e barómetros têm sido aperfeiçoados ao longo das décadas, com o objetivo de diminuir os erros nos cálculos das pressões e temperaturas, existindo diversos geotermómetros e barómetros para rochas ígneas, em particular. Os termómetros e barómetros mais utilizados para rochas vulcânicas e os seus métodos estão listados em Putirka (2008).

3. METODOLOGIA

3.1 Amostragem

As amostras selecionadas para este estudo (Tabela 3.1) estavam integradas em unidades litoestratigráficas com idades inferiores a 10,000 anos, com base em dados de Moore (1991) e Moore e Rubin (1991), por forma a que as informações obtidas através das inclusões fluidas incluídas nos seus cristais refletirem o sistema de alimentação do vulcão o mais recente possível. A maioria das amostras utilizadas já se encontravam colhidas e foram fornecidas pelo IVAR, devido a isto e à inacessibilidade de alguns dos afloramentos, estes não foram descritos.

Tabela 3.1 – Descrição e localização das amostras.

Amostra	Sistema Vulcânico	Coordenadas		Idade	Textura	Mineralogia
SMG50 - lava	Sistema fissural da Achada das Furnas	-25,437285	37,78183	5000-10000 anos B.P.	profirítica	olivina+clinopiroxena
SMG50s - piroclastos	Sistema fissural da Achada das Furnas	-25,437762	37,781278	5000-10000 anos B.P.	profirítica	olivina+clinopiroxena
SM0810 - lava	Vulcão do Fogo	-25,511128	37,708319	1500-3000 anos B.P.	profirítica	olivina+clinopiroxena
SM0810s - piroclastos	Vulcão do Fogo	-25,505492	37,712697	1500-3000 anos B.P.	profirítica	olivina+clinopiroxena
SMG66 - lava	Vulcão do Fogo	-25,45449	37,726613	6500±100 anos B.P.	profirítica	olivina+clinopiroxena
SMG67 - lava	Vulcão do Fogo	-25,454003	37,732564	6500±100 anos B.P.	profirítica	olivina+clinopiroxena
SMG104 - lava	Vulcão do Fogo	-25,547393	37,788449	1563	profirítica	olivina+clinopiroxena
SMG104s - piroclastos	Vulcão do Fogo	-25,547179	37,788329	1563	profirítica	olivina+clinopiroxena
SMG114s - piroclastos	Sistema fissural dos Picos	-25,556074	37,784698	1010±120 anos B.P.	profirítica	olivina+clinopiroxena

3.1.1. Amostras de mão

- SMG50

Lava profirítica de cor cinzenta ligeiramente avermelhada (Fotografia 3.1). Rica em olivinas subcentimétricas amarelas. Também contém clinopiroxenas subcentimétricas pretas, a fração de clinopiroxena é muito menor que a de olivina.



Fotografia 3.1 - Amostra SMG50.

- SMG50s

Esta amostra já se encontrava disponível no IVAR e já estava fragmentada e separada por granulometrias. Devido à inacessibilidade do afloramento, por ser propriedade privada, não foi possível obter amostras para a descrição. Sendo assim apresenta-se, na Fotografia 3.2, a amostra já moída.

Esta amostra piroclástica apresenta cor preta a avermelhada, inclui olivinas subcentimétricas amarelas e verdes e clinopiroxenas pretas.



Fotografia 3.2 - Amostra SMG50s já fragmentada por moinho de maxilas.

- SM0810

Lava de cor cinza, porfírica, com olivinas esqueléticas, cristais euédricos de olivina amarela, clinopiroxenas e xenólitos ultramáficos constituídos por olivinas arredondadas pequenas e grandes cristais de ortopiroxena com cor verde-escura (Fotografia 3.3).



Fotografia 3.3 - Amostra SM0810.

- SM0810s

Material piroclástico avermelhado e cinzento. Inclui clastos subcentimétricos a métricos, bombas quase métricas e bombas com sienitos revestidos por película de lava. O material contém cristais de olivina, piroxena e fragmentos de sienitos subcentimétricos a centimétricos, parcialmente ou totalmente fundidos e com morfologia arredondada (Fotografia 3.4).



Fotografia 3.4 - Amostra SM0810s.

- SMG104

Lava cinza, porfírica e vesicular, apresentando olivinas subcentimétricas. Contém algumas clinopiroxenas e sienitos (Fotografia 3.5).



Fotografia 3.5 - Amostra SMG104.

- SMG104s

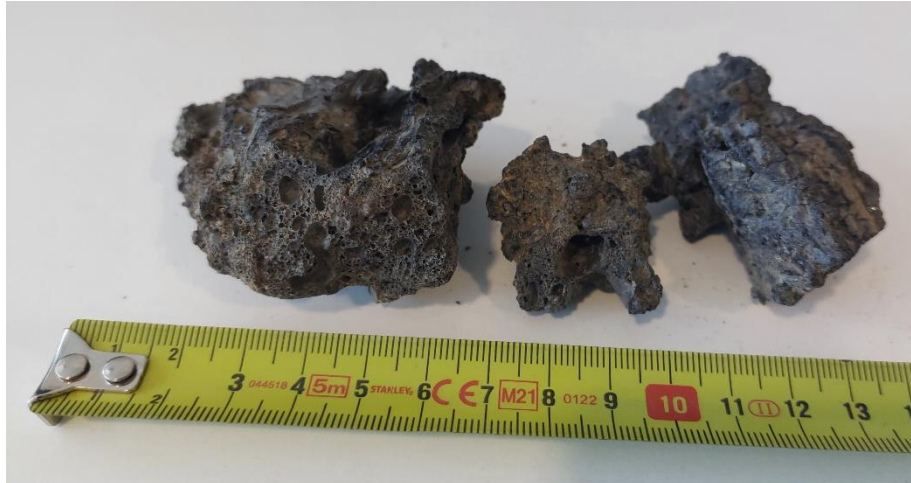
Material piroclástico cinzento a acastanhado, clastos subcentimétricos a centimétricos. Contém cristais subcentimétricos de olivina e clinopiroxena. Também contém sienitos subcentimétricos a centimétricos (Fotografia 3.6).



Fotografia 3.6 - Amostra SMG104s.

- SMG114s

Material piroclástico cinzento a acastanhado, clastos subcentimétricos a centimétricos. Contém cristais subcentimétricos de olivina e clinopiroxena (rara) (Fotografia 3.7).



Fotografia 3.7 - Amostra SMG114s.

- SMG66 e 67

Estas duas amostras não se encontravam disponíveis no arquivo de rochas do IVAR e os afloramentos não estavam acessíveis. Os dados microtermométricos já se encontravam realizados e foram disponibilizados para este estudo.

3.1.2 Petrografia

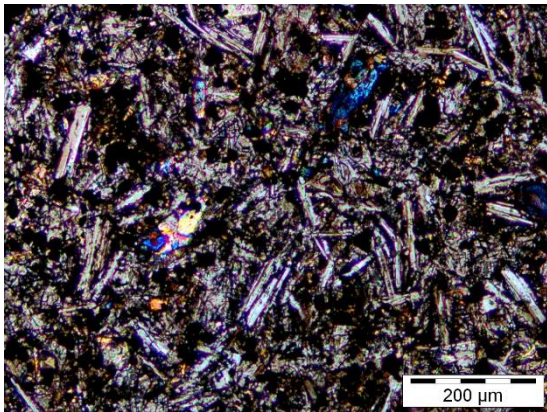
Realizou-se a análise petrográfica das lavas utilizadas no estudo, para sua melhor caracterização. As lâminas delgadas utilizadas já realizadas e armazenadas pelo IVAR foram sujeitas a análise petrográfica de pontos, cada análise contendo entre 700 e 1000 pontos por lâmina dependendo da área disponível. Na análise foi excluído o material menos revelante da massa de fundo. Encontra-se em falta a análise da amostra SMG50, devido à falta de material suficiente para a produção de uma lâmina delgada.

- SM0810

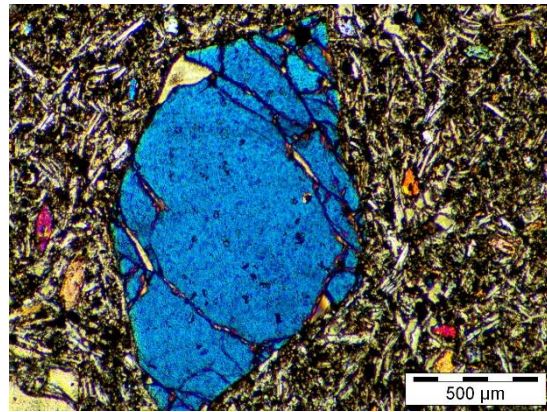
Petrograficamente esta amostra apresenta uma textura intersertal (Fotografia 3.8), a massa de fundo inclui plagioclase, óxidos, olivinas e piroxenas. Alguns fenocristais de piroxena incluem apatite pecilítica. A amostra apresenta cristais de olivina (Fotografia 3.9) e piroxena, subédricos/euédricos.

Análise modal:

- Massa de fundo: 87,2%
- Piroxena: 6,1%
- Olivina: 6,7%



Fotografia 3.8 – SM0810: textura da massa de fundo.



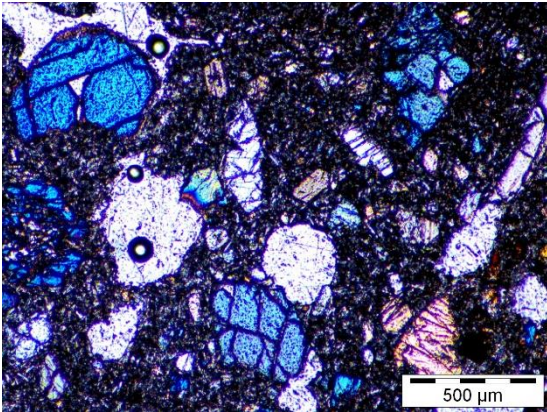
Fotografia 3.9 – SM0810: fenocristal de olivina e massa de fundo.

- SMG67

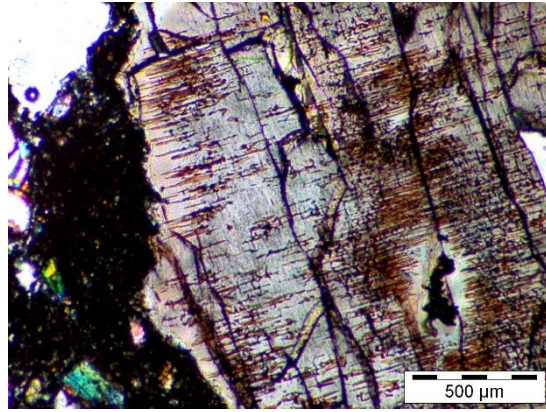
Petrograficamente esta amostra apresenta uma textura intersertal, a massa de fundo inclui plagioclase, óxidos, olivinas e piroxenas (Fotografia 3.10). Alguns fenocristais de piroxena incluem rutilo pecilítico, que se identifica através das marcas ou riscas castanhas na piroxena (Fotografia 3.1). A amostra apresenta cristais de olivina e piroxena, subédricos/euédricos, às vezes podendo ser anédricos.

Analise modal:

- Massa de fundo: 57,5%
- Piroxena: 15,7%
- Olivina: 19,9%
- Piroxena com rutilo: 6,8%



Fotografia 3.10 - SMG67: cristais de olivina e massa de fundo.



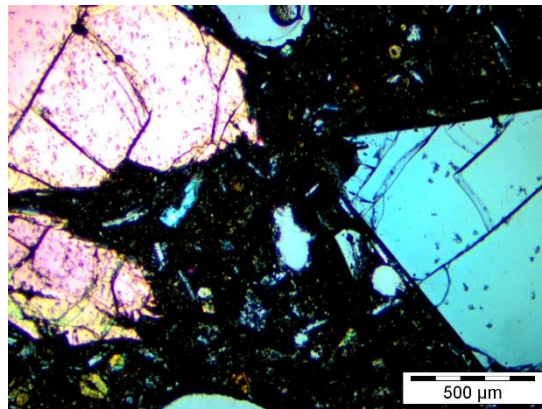
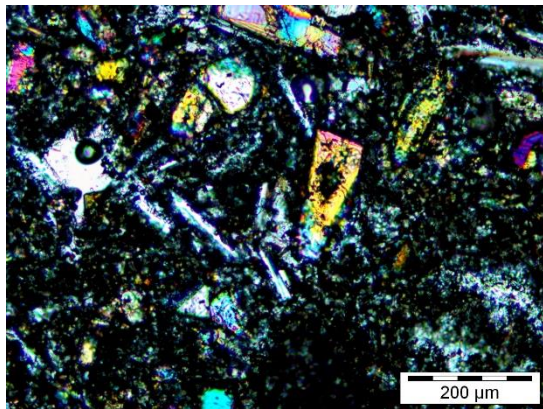
Fotografia 3.11 - SMG67: fenocristal de piroxena com rutilo.

- SMG104

Petrograficamente esta amostra apresenta uma textura intersertal (Fotografia 3.12), a massa de fundo inclui plagióclase, olivina, piroxena e óxidos (maioritariamente). A amostra apresenta cristais de olivina e piroxena, subédricos/euédricos e cristais de plagióclase esquelética. Inclui olivinas subcentimétricas (Fotografia 3.13).

Analise modal:

- Massa de fundo: 63,5%
- Piroxena: 9,3%
- Olivina: 21,2%
- Plagióclase: 5,9%



Fotografia 3.12 - SMG104: textura da massa de fundo. Fotografia 3.13 - SMG104: fenocristais de olivina.

3.2. Preparação para o estudo de inclusões fluidas

Para o estudo em questão foram utilizados vários métodos de preparação de amostras, dependendo do objetivo a alcançar.

Para obtenção dos cristais (olivinas e piroxenas) foi necessário fragmentar as amostras em bruto com o auxílio de um moinho de maxilas (Fotografia 3.14), utilizando uma abertura mínima entre as maxilas comparável à da dimensão dos cristais. O material fragmentado foi posteriormente separado em classes granulométricas entre 0,5 e 4 mm, através peneiragem automática (Fotografia 3.15), e posterior escolha manual dos cristais. A peneiragem automática dividiu o material das amostras em dimensões (1) maiores que 4 mm; (2) entre 2 mm e 4 mm; (3) entre 1 mm e 2 mm; (4) entre 0,5 mm e 1 mm; (5) menores que 0,5 mm.

O estudo de microtermometria requer que os cristais sejam polidos em ambos os lados para permitir uma perfeita visão das inclusões, e com uma espessura máxima de 1000 micrômetros, para que caibam na platina. Para o efeito, o processo de preparação dos cristais inclui os seguintes passos:

1. Colagem temporária numa lâmina delgada, com bálsamo do Canadá, numa placa de aquecimento. Esta cola é uma resina natural que cristaliza a uma temperatura entre 120 °C e 130 °C, por evaporação da componente aromática;
2. Desbaste e polimento através de discos e abrasivos em pó de carburo de sílica (SiC), começando com a granulometria mais grosseira (36 μm), até acabar com a mais fina disponível, de 5 μm . O polimento fica finalizado com pó de alumina (Al_2O_3) de 5 μm e de 0,3 μm ;
3. Depois do primeiro lado dos cristais estar polido, estes são sujeitos novamente à placa de aquecimento para derreter o bálsamo. Volta-se para a face oposta, colocando o lado já polido na lâmina delgada para se poder polir o lado oposto, aplicando o mesmo processo do ponto 2;
4. Descolagem dos cristais do suporte e limpeza com acetona, retirando quaisquer resíduos de cola;
5. Análise petrográfica com o fim de se encontrarem inclusões fluidas apropriadas para o estudo, identificando-as e localizando-as com o auxílio do microscópio ótico.



Fotografia 3.14 - Moinho de maxilas.



Fotografia 3.15 - Peneiro automático.

3.2.1. Utilização da platina *Linkam*® (*Stage THMS600*)

Os cristais que continham inclusões fluidas foram submetidos a platina de aquecimento e arrefecimento da *Linkam*® (*Stage THMS600*) (Fotografia 3.16) onde foram medidas as temperaturas do ponto triplo e de homogeneização das inclusões e verificado o tipo de homogeneização. Esta platina utiliza azoto liquido para arrefecer os cristais e uma pequena placa onde o cristal assenta capaz de aquecer.

Antes de qualquer medida, a calibração da platina foi verificada diariamente com inclusões sintéticas padrão de H_2O+CO_2 em quartzo, no que respeita a:

- 1) verificação da composição do fluido;
- 2) temperatura de homogeneização;
- 3) temperatura de fusão.

Arrefecendo o cristal até a inclusão fluida congelar, entre $-70^{\circ}C$ e $-100^{\circ}C$. De seguida, aumenta-se a temperatura e se as inclusões fluidas descongelarem a $-56,6^{\circ}C$ (Ti), isto significa que estas inclusões são de CO_2 puro, procedendo-se, então, à análise da

temperatura de homogeneização. Aumentando a temperatura até se ver que o seu interior se homogeneiza em apenas uma fase.

Muitas das inclusões fluidas analisadas não forneceram dados de homogeneização, devido a um grau extremo de reequilíbrio, o qual fez com que o fluido apresentasse uma densidade muito baixa e escurecimento de tom negro, por efeito da refração da luz no interior de uma cavidade quase vazia, o que tornava impossível a visualização dos seus conteúdos no interior.



Fotografia 3.16 - Linkam® Stage THMS600.

3.3. Geotermobarometria das clinopiroxenas

Testes de equilíbrio entre a clinopiroxena e o líquido coexistente foram efetuados comparando os valores observados e os previstos para os teores de Fe e Mg, utilizando um coeficiente de partição de Fe-Mg (ferro e magnésio) entre o cristal e o líquido ($KD^{(Fe-Mg)}_{\text{cpx-liq}}$) de $\sim 0,27 \pm 0,03$. Para ilustrar este teste, foi utilizado o diagrama de Rhodes. Este último é baseado na comparação de teor de Mg para as fases líquida e de sólida da clinopiroxena. As curvas obtidas neste diagrama assumem um coeficiente de troca Fe-Mg de 0,27. Assim, utiliza-se clinopiroxenas e o vidro vulcânico das escórias respetivas para se verificar se as clinopiroxenas se encontravam em equilíbrio com esse vidro, para fatores de decisão se os dados podem ser utilizados ou não.

No estudo geotermobarométrico desenvolvido utilizam-se as condições de equilíbrio químico entre as clinopiroxenas e os fragmentos vítreos coexistentes na mesma amostra, assumindo que, em rochas basálticas, os processos de evolução química não acontecem de tal forma que possam alterar o equilíbrio entre o líquido magmático e o cristal, desde a última paragem do magma na crosta. Estes geotermobarómetros focam-se na quantificação da molécula jadeítica (Jd) $[\text{NaAlSi}_2\text{O}_6]$ nas clinopiroxenas, a qual é sensível à pressão. Para os cálculos de pressão e de temperatura foram então utilizados o barómetro listado por Neave e Putirka (2017), com a equação (3.1), em correlação com o termómetro de Putirka (2008), na equação (3.2).

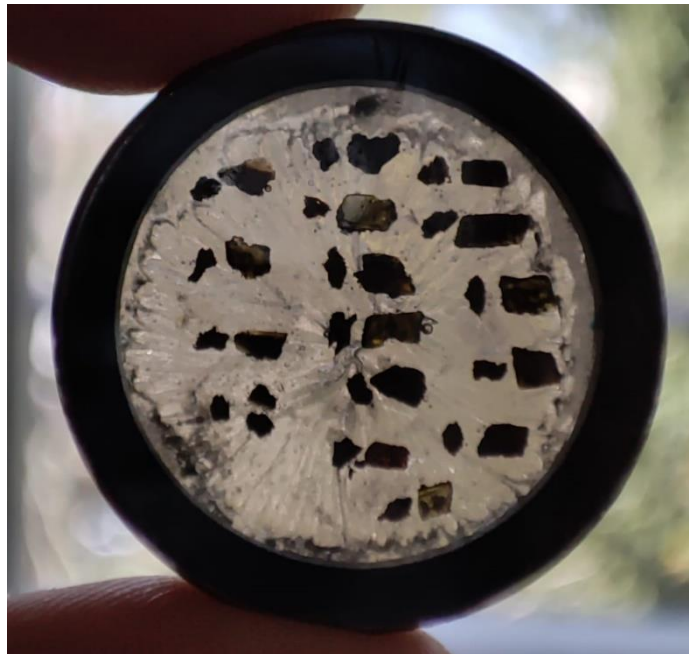
$$P(\text{kbar}) = -26.27 + 39.16 \frac{T(\text{K})}{10^4} \ln \left[\frac{x_{\text{Jd}}^{\text{Cpx}}}{x_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}} x_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}} (x_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2} \right] - 4.22 \ln(X_{\text{DiHd}}^{\text{Cpx}}) + 78.43 X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}} + 393.81 (X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}} X_{\text{K}_{0.5}}^{\text{liq}})^2 \quad (3.1)$$

$$\frac{10^4}{T(\text{K})} = -0.18 \ln(X_{\text{EnFs}}^{\text{Cpx}}) - 0.027 P(\text{kbar}) \quad (3.2)$$

3.3.1. Preparação de clinopiroxenas para análise geotermobarométrica

As amostras selecionadas para o estudo continham poucas ou nenhuma clinopiroxenas, tendo sido selecionadas apenas 3 amostras.

De 10 a 15 clinopiroxenas e 10 a 15 fragmentos de vidro de escórias das mesmas amostras foram colocadas no interior dum anel de alumínio de cerca de 2,5 cm de diâmetro (Fotografia 3.17), com um lado tapado por fita adesiva. No anel foi colocada resina epóxi (Logitech®, tipo 301). Após endurecer, a fita foi retirada e a superfície exposta dos cristais e dos fragmentos vítreos foram polidos com os vários abrasivos.



Fotografia 3.17 – Anel de alumínio com clinopiroxenas e fragmentos de vidro vulcânico.

3.3.2. Utilização da microsonda eletrónica Cameca SXFive

As clinopiroxenas e os fragmentos vítreos das escórias respetivas, foram analisadas por microsonda eletrónica *Cameca SXFive* do centro de estudo CAMPARIS, da Universidade La Sorbonne em Paris (Fotografia 3.18). O equipamento utilizado tem 5 espectrómetros que trabalham em dispersão de comprimento de onda, 1 espectrómetro que trabalha em dispersão de energia, um detetor de elétrons retro difundidos e um detetor de catodoluminescência. Foi utilizada uma corrente de 5 nA e uma tensão e aceleração de 15 kV, 1 μm de *spot size* para as piroxenas e 5 μm , desfocalizado, para os fragmentos de vidro para limitar a evaporação dos elementos ligeiros (alcalis).

A análise de cada elemento químico foi inicialmente calibrada com minerais naturais. O erro analítico foi medido com análises duma piroxena-padrão do vulcão Puy de Dôme e com vidros-padrões internacionais de basalto CH98DR1 e ALV98I-R23. A precisão resultante é na ordem do 1% da *Relative Standard Deviation* (RSD) para a maioria dos elementos analisados.



Fotografia 3.18 - Microsonda eletrónica Cameca SXFive.

4. APRESENTAÇÃO, TRATAMENTO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Apresentam-se os resultados laboratoriais obtidos neste estudo. Tendo em conta que os dados das temperaturas obtidos pela geotermobarotetria das clinopiroxenas são necessários para o estudo das inclusões fluidas, esses resultados encontram-se apresentados em primeiro lugar, seguidos dos resultados da microtermometria com os procedimentos aos quais os dados foram sujeitos, terminando nos cálculos finais das profundidades de aprisionamento/reequilíbrio e discussão dos resultados.

4.1. Geoquímica das piroxenas

Como indicado no subcapítulo 2.3, foi testado o equilíbrio entre as clinopiroxenas e o líquido magmático (vidro silicatado) presente ao redor de cada amostra, com a finalidade de calcular as condições de pressão e temperatura em equilíbrio. Na amostra SMG50s, a escória 9 (Gráfico 4.1) apresentou equilíbrio com 4 clinopiroxenas, a escória 12 (Gráfico 4.2) com uma clinopiroxena e a escória 14 (Gráfico 4.3) com 5 clinopiroxenas. Na amostra SMG104s, a escória 1 (Gráfico 4.4) apresentou equilíbrio com 3 clinopiroxenas e na amostra SM0810s a escória 13 (Gráfico 4.5) apresentou equilíbrio com 7 clinopiroxenas. Nas tabelas 4.1, 4.2 e 4.3 pode-se verificar os resultados das análises geoquímicas das clinopiroxenas e escórias em causa.

O erro associado a estes valores soma o erro analítico médio (1,38%) com a aproximação ao equilíbrio desde 4,2%, até 43,9%. Este valor comporta, normalmente, um erro estimado de $\pm 16,7$ °C.

Tabela 4.1 - Resultados da geoquímica das clinopiroxenas e respectivas escórias da amostra SM0810s.

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
SM0810s	escória-1	46,94	4,74	15,41		12,42	0,17	4,40	8,84	2,94	3,45	0,86	100,17
SM0810s	cpx-1	47,84	2,34	6,06		7,75	0,21	13,50	21,27	0,46			99,43
SM0810s	escória-7	51,17	2,60	20,36		7,62	0,16	2,40	9,33	3,62	2,72	0,89	100,87
SM0810s	cpx-7	52,07	1,04	2,53		8,28	0,47	14,19	21,31	0,55			100,46
SM0810s	escória-8	47,07	4,55	15,22		12,09	0,18	4,22	7,38	4,12	3,33	0,87	99,03
SM0810s	cpx-8	47,77	2,50	6,70	0,54	6,35		13,45	22,38	0,39			100,08
SM0810s	escória-10	46,92	4,50	16,32		11,84	0,20	3,99	9,44	2,92	3,28	0,92	100,34
SM0810s	cpx-10	49,91	1,79	4,69		7,44	0,18	14,33	21,51	0,45			100,31
SM0810s	escória-11	47,84	3,74	19,13		10,92	0,21	2,77	9,42	2,58	2,90	0,85	100,36
SM0810s	cpx-11	46,17	3,04	7,33		7,43	0,16	12,85	22,06	0,46			99,50
SM0810s	escória-13	45,88	4,58	15,19		11,61	0,18	4,57	10,55	2,32	3,17	0,91	98,97
SM0810s	cpx-13	49,81	1,64	3,85		8,05	0,34	13,92	20,80	0,61			99,03

4. APRESENTAÇÃO, TRATAMENTO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Tabela 4.2 - Resultados da geoquímica das clinopiroxenas e respectivas escórias da amostra SMG104s.

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
SMG104s	escória-1	50,89	2,22	22,54		6,86	0,25	1,68	9,48	4,35	2,08	0,42	100,76
SMG104s	cpx-1	51,65	0,54	1,53		11,98	0,79	10,71	21,98	0,73			99,91
SMG104s	escória-2	48,71	4,03	15,44		11,14	0,18	3,92	9,06	3,59	2,56	0,62	99,24
SMG104s	cpx-2	48,04	2,37	6,06	0,80	6,03		13,81	22,15	0,40			99,64
SMG104s	escória-3	56,86	1,71	15,36	0,11	5,13		4,26	7,79	3,91	4,57	0,28	99,97
SMG104s	cpx-3	48,20	4,13	15,32		12,10	0,21	4,18	9,42	2,94	3,31		99,82
SMG104s	escória-5	49,01	4,07	15,29		11,29	0,18	4,17	9,27	2,70	2,80	0,65	99,43
SMG104s	cpx-5	51,47	0,41	1,31		12,43	1,07	10,51	21,84	0,77			99,82
SMG104s	escória-6	49,47	3,98	15,52		11,07	0,18	3,51	7,90	4,19	3,44	0,70	99,96
SMG104s	cpx-6	48,10	2,15	5,84	0,81	5,92		14,25	22,07	0,38			99,52
SMG104s	escória-8	48,69	3,96	15,37		11,44	0,19	4,38	8,97	2,95	2,80	0,68	99,45
SMG104s	cpx-8	51,30	0,45	1,15		11,80	1,03	10,90	21,98	0,90			99,51
SMG104s	escória-9	49,11	4,02	15,29		11,12	0,18	4,06	9,02	3,61	2,78	0,66	99,85
SMG104s	cpx-9	51,54	0,40	1,28		13,90	0,98	9,63	22,00	0,79			100,53
SMG104s	escória-11	49,50	3,58	17,41		8,81	0,20	3,77	10,52	3,66	2,21	0,60	100,25
SMG104s	cpx-11	48,91	2,06	5,77	0,77	5,64		14,38	22,02	0,36			99,91
SMG104s	escória-12	48,80	4,06	15,23		11,26	0,22	4,10	8,99	3,76	2,88	0,61	99,90
SMG104s	cpx-12	52,09	0,43	1,01		13,46	1,04	10,02	21,54	0,83			100,44

Tabela 4.3 - Resultados da geoquímica das clinopiroxenas e respectivas escórias da amostra SMG50s.

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
SMG50s	escória-1	55,15	2,17	17,67		7,33	0,22	1,94	5,02	5,18	4,60	0,56	99,84
SMG50s	cpx-1	48,53	2,01	5,13		7,68	0,20	13,79	21,32	0,46			99,13
SMG50s	escória-2	57,50	2,00	18,16		5,84	0,17	1,63	3,76	5,47	5,52	0,59	100,63
SMG50s	cpx-2	51,31	1,34	3,34	0,50	5,92	0,13	15,73	21,37	0,41			100,05
SMG50s	escória-3	58,33	1,62	19,12		4,71		1,29	4,21	5,41	4,65	0,44	99,79
SMG50s	cpx-3	50,95	1,43	3,96	0,50	5,80		15,31	21,30	0,45			99,71
SMG50s	escória-6	55,44	2,55	16,95		7,68	0,18	1,77	4,17	4,83	5,30	0,53	99,40
SMG50s	cpx-6	59,17	1,58	18,29		4,82	0,14	1,34	3,70	5,10	5,50		99,64
SMG50s	escória-7	57,41	2,02	16,56		6,17	0,14	1,91	3,95	4,99	5,45	0,56	99,15
SMG50s	cpx-7	51,69	1,34	3,23	0,63	5,60		15,61	21,54	0,44			100,06
SMG50s	escória-8	57,12	2,00	17,16		5,90	0,17	1,94	4,17	5,21	5,26	0,45	99,37
SMG50s	cpx-8	48,12	2,30	6,12		7,71	0,18	13,38	21,65	0,50			99,96
SMG50s	escória-9	57,12	1,97	16,93		6,58	0,17	2,81	3,58	5,01	5,02	0,51	99,70
SMG50s	cpx-9	51,25	1,18	3,13	0,72	5,60		15,92	21,51	0,41			99,71
SMG50s	escória-10	57,61	2,03	17,46		5,85	0,14	1,71	3,85	5,12	5,19	0,51	99,48
SMG50s	cpx-10	46,56	2,87	6,77	0,20	7,88	0,21	13,20	21,34	0,50			99,53
SMG50s	escória-12	55,96	3,34	16,00		7,14	0,15	2,59	5,11	4,64	4,87	0,49	100,29
SMG50s	cpx-12	50,83	1,10	2,99	0,91	4,76		15,97	21,17	0,40			98,14
SMG50s	escória-13	58,02	1,94	17,19		5,91	0,18	1,83	3,92	5,34	5,26	0,50	100,07
SMG50s	cpx-13	53,15	0,85	2,20	0,64	4,56		16,68	21,56	0,35			100,00
SMG50s	escória-14	56,88	1,72	18,43		5,25	0,19	2,46	6,68	4,84	3,86	0,38	100,70
SMG50s	cpx-14	46,66	3,21	7,37		8,33	0,16	12,87	20,83	0,55			99,99
SMG50s	escória-15	57,25	1,99	16,97		5,94		1,79	3,83	5,60	5,39	0,52	99,29
SMG50s	cpx-15	49,40	1,77	4,58	0,55	6,81	0,16	14,55	21,49	0,45			99,75
SMG50s	escória-16	58,21	1,63	18,84		4,99	0,14	1,29	4,40	5,44	4,62	0,45	100,01
SMG50s	cpx-16	49,22	1,97	4,54	0,20	7,11	0,18	14,39	21,58	0,45			99,63

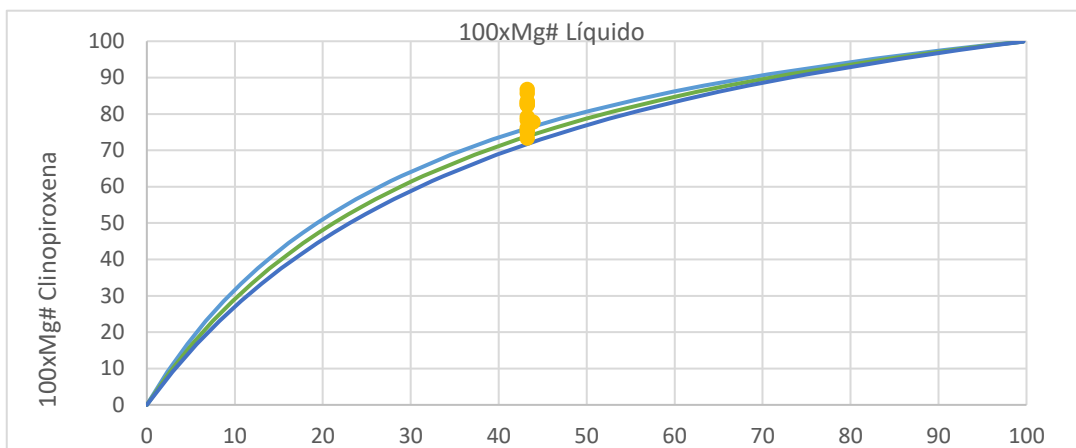


Gráfico 4.1 - Diagrama de Rhodes referente à escória 9 da amostra SMG50s, mostrando as clinopiroxenas em equilíbrio com esta escória.

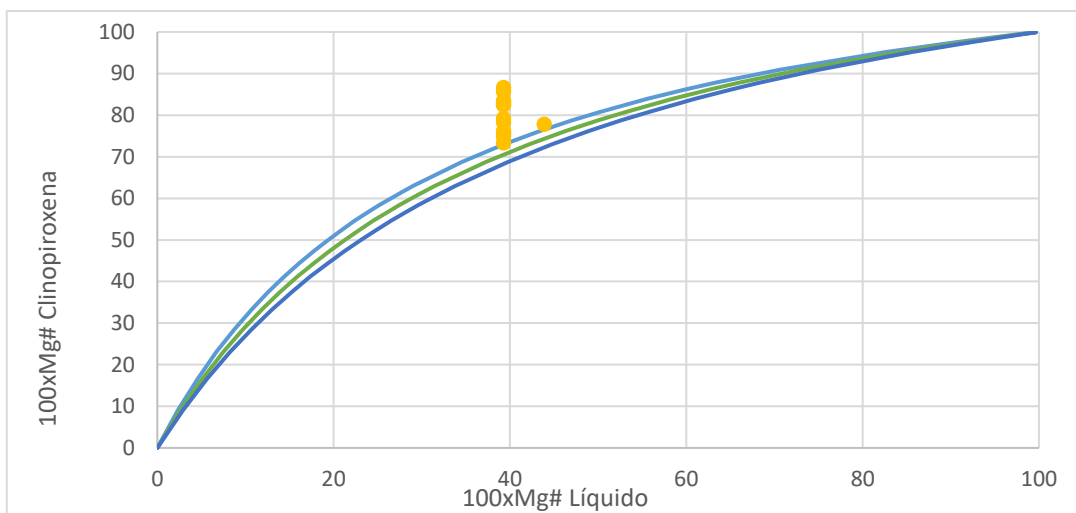


Gráfico 4.2 - Diagrama de Rhodes referente ao vidro 12 da amostra SMG50s, mostrando as clinopiroxenas em equilíbrio.

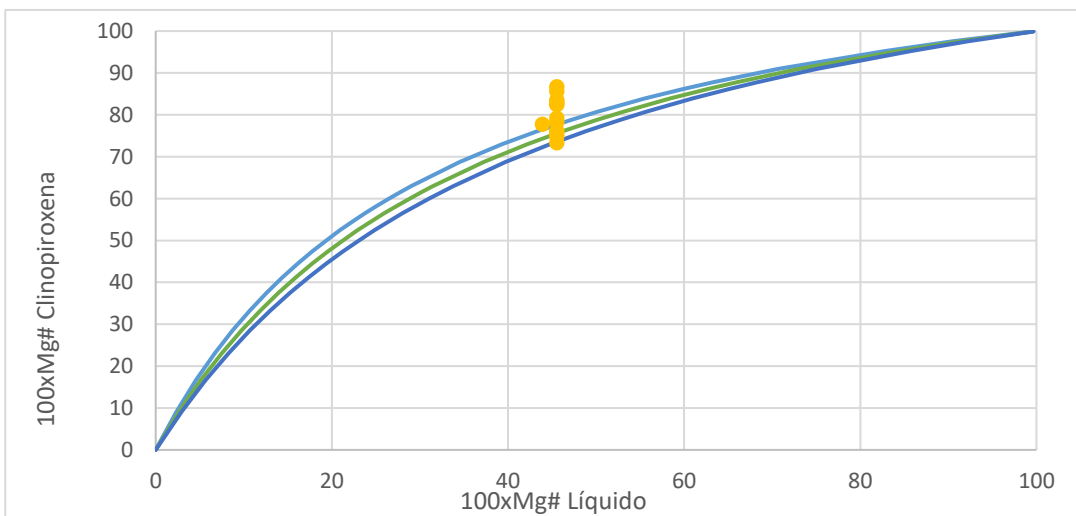


Gráfico 4.3 - Diagrama de Rhodes referente ao vidro 14 da amostra SMG50s, mostrando as clinopiroxenas em equilíbrio.

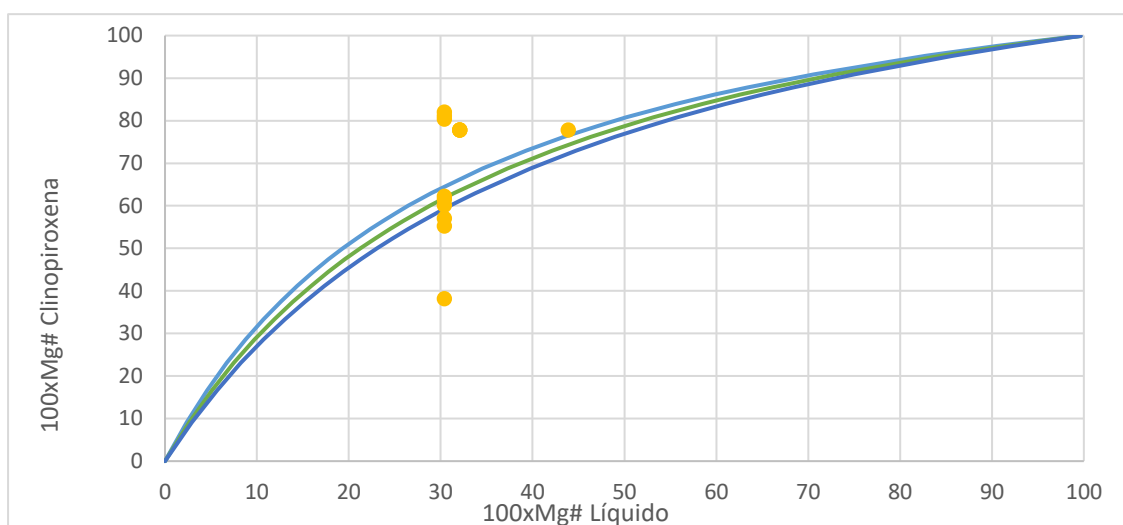


Gráfico 4.4 - Diagrama de Rhodes referente ao vidro 1 da amostra SMG104s, mostrando as clinopiroxenas em equilíbrio.

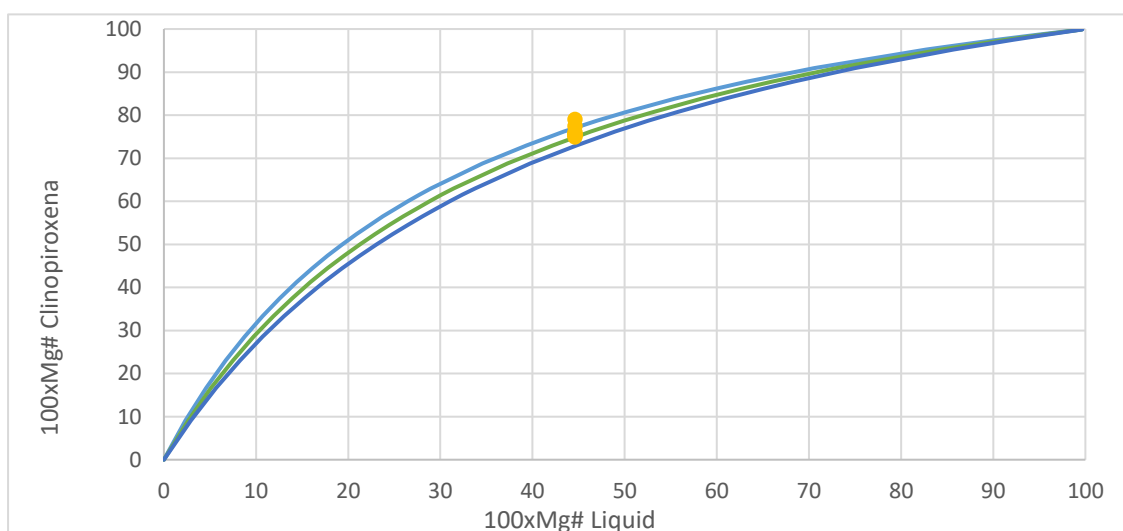


Gráfico 4.5 - Diagrama de Rhodes referente ao vidro 13.2 da amostra SM0810s, mostrando as clinopiroxenas em equilíbrio.

Depois da verificação do equilíbrio, obtiveram-se valores de temperatura (Tabela 4.4) e de pressão (que não será utilizada) para cada uma das condições de equilíbrio através dos geotermobarômetros mencionados anteriormente. Estes valores de temperatura serão posteriormente utilizados para o recálculo das densidades das inclusões fluidas. No caso da amostra SMG50s os dados utilizados foram os obtidos pela escória 14. O desvio padrão é representativo da variação das temperaturas

Tabela 4.4 - Temperaturas obtidas através da análise geotermobarométrica das clinopiroxenas e escórias.

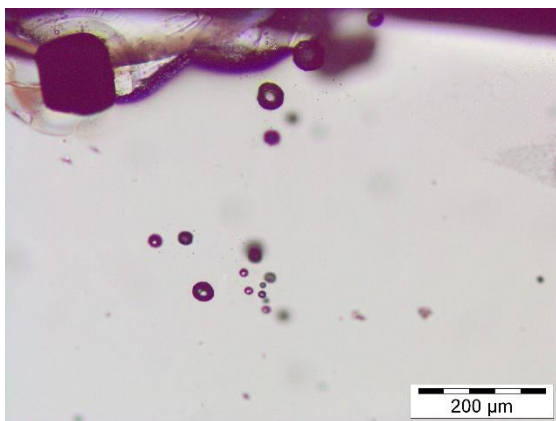
	Temperaturas (°C)						Média	Desvio Padrão
SMG50s (escória 9)	1074,8	1077,4	1083,1	1093,2			1082	8,16
SMG50s (escória 12)	1124,1							
SMG50s (escória 14)	1119,1	1122	1128,1	1139,1	1115,6		1125	9,22
SM0810s (escória 13)	1203,8	1207,8	1198	1194,7	1212	1220,9	1208	10,15
SMG104s (escória 1)	1077,6	1067	1040,8				1062	18,94

4.2. Microtermometria das inclusões fluidas

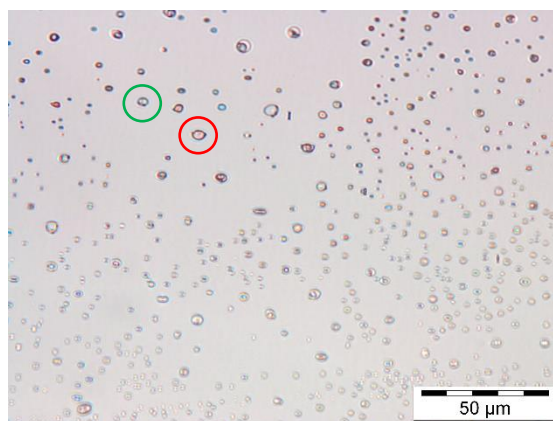
4.2.1. Caracteres texturais das inclusões fluidas

A maioria das inclusões fluidas analisadas são reequilibradas, apresentando-se quase completamente negras ou com perímetro negro (Fotografia 4.1) em que muitos dos casos tornou a análise visual das mudanças de estado através de *Linkam*[®] (*Stage THMS600*) impossível, devido às suas alterações interiores não serem perceptíveis. Em outros casos, o reequilíbrio apresenta-se como auréolas de microbolhas ao redor da cavidade principal. As microbolhas são de fluido expelido devido à sobrepressão criada na inclusão antes do reequilíbrio. A textura das inclusões e o seu grau de reequilíbrio varia de cristal para cristal na mesma amostra.

As únicas inclusões fluidas encontradas sem evidências de reequilíbrio foram apenas as da amostra SM0810 (Fotografia 4.2).



Fotografia 4.1 - Inclusões fluidas reequilibradas numa olivina da amostra SM0810.



Fotografia 4.2 - Inclusões fluidas e inclusões vítreas numa olivina da amostra SM0810. Circulo vermelho – exemplo de inclusão vítreas; circulo verde – exemplo de inclusão fluida.

4.2.2. Resultados da análise das inclusões fluidas

Através da análise das inclusões fluidas com a platina Linkam[®] (*Stage THMS600*), obtiveram-se os valores de homogeneização de cada inclusão fluida e a sua respetiva mudança de estado, como explicado em capítulos anteriores. Os dados obtidos foram então organizados em intervalos para facilidade de apresentação do seu conteúdo (Tabela 4.5).

Tabela 4.5 - Resultados da análise microtermométrica (Th_L - inclusão homogeneizou para fase líquida; Th_v - inclusão homogeneizou para fase de vapor).

amostra	cristais	Nº de medições	temperatura de homogeneização ($^{\circ}C \pm 0,1$)	densidade (g/cm^3)
SMG50(s)	3	68	Th_L (-7,9-13,3)	0,583-0,972
SMG104(s)	5	165	Th_v (31)/ Th_L (17,5-30,975)	0,450-0,799
SMG0810(s)	2	35	Th_L (24,8-29,8)	0,475-0,713
SMG114s	8	261	Th_L (5,3-18,1)	0,794-0,894
SMG66	6	163	Th_L (14,6-27)	0,676-0,825
SMG67	5	45	Th_L (13,9-25,9)	0,696-0,831

Com as densidades obtidas, utilizando o programa informático Origin 9, da OriginLab[®], construíram-se histogramas para cada amostra (Figura 4.1 e Figura 4.2), os quais já permitem um certo nível de interpretação relativamente às possíveis profundidades das estruturas magmáticas do sistema vulcânico, pois os picos destes histogramas representam os principais níveis a que as inclusões fluidas se formaram ou reequilibraram. Ou seja, onde o material magmático poderá ter acumulado temporariamente.

Dos histogramas retiram-se os valores principais de densidades, referentes aos picos com maior contagem de inclusões pois estes picos são representativos do nível a que o magma estacionou. Estes valores estão apresentados na Tabela 4.6 como “Densidade (histogramas)”.

Estas densidades foram calculadas (Tabela 4.6) seguindo a equação de Sterner e Bodnar (1991) e corrigidas/recalculadas de acordo com a equação de Hansteen e Klügel (2008), para inclusões de CO_2+H_2O . Posteriormente, utilizando o programa ISOC (Bakker, 2003), obtiveram-se os valores de pressão a que se formaram ou reequilibraram

as inclusões. As temperaturas utilizadas (Tabela 4.4) foram aquelas obtidas através da aplicação do geotermómetro de clinopiroxenas (Putirka, 2017), com as análises por microsonda eletrónica. Estes valores estão apresentados na Tabela 4.6, e são os valores posteriormente utilizados para o cálculo da profundidade de armazenamento/reequilíbrio dos magmas.

Através do valor de variação de cada uma das temperaturas utilizadas para o cálculo das pressões e tendo em consideração o erro que a variação de $\pm 0,1^\circ\text{C}$ nas medições da temperatura de homogeneização das inclusões causa nas densidades, utilizou-se o programa *ISOC* para calcular a variabilidade das pressões finais para cada uma das temperaturas. Estes erros relativos estão incluídos na Tabela 4.6.

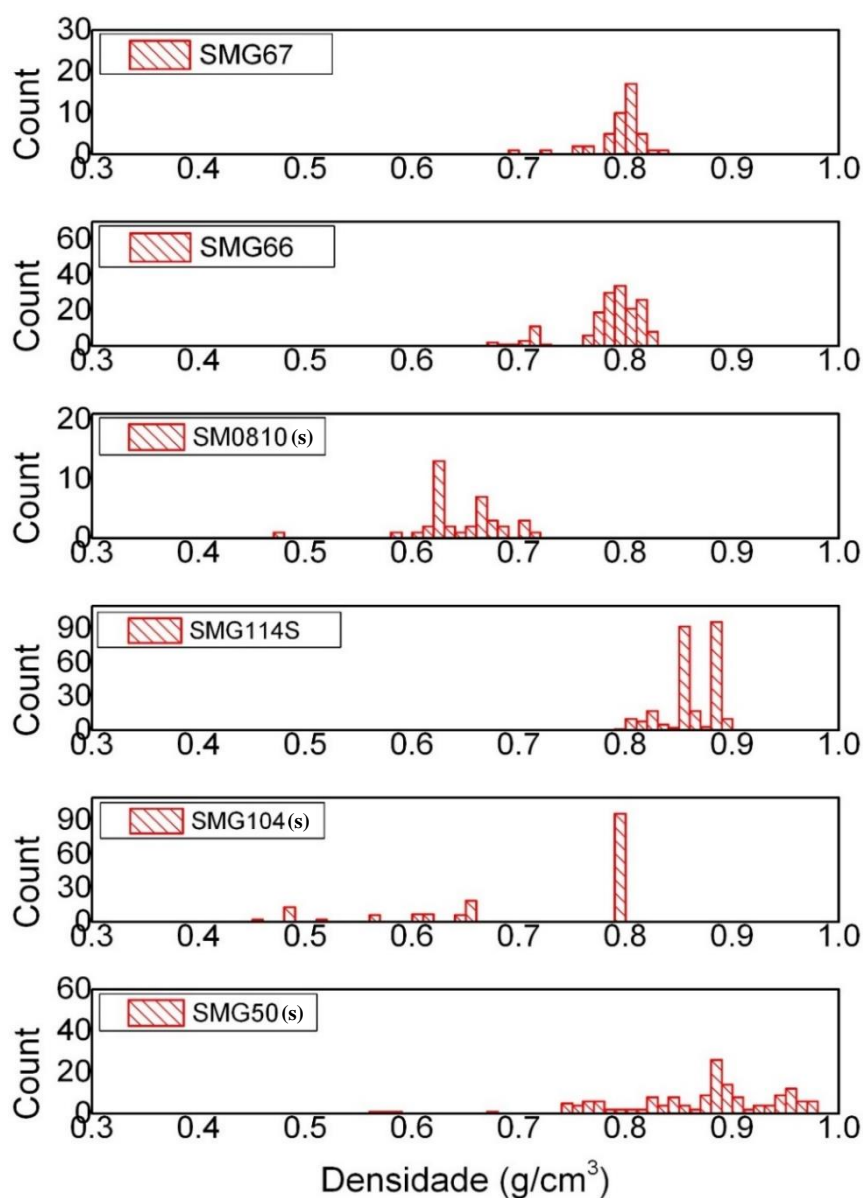


Figura 4.1 – Histogramas das densidades das inclusões fluidas.

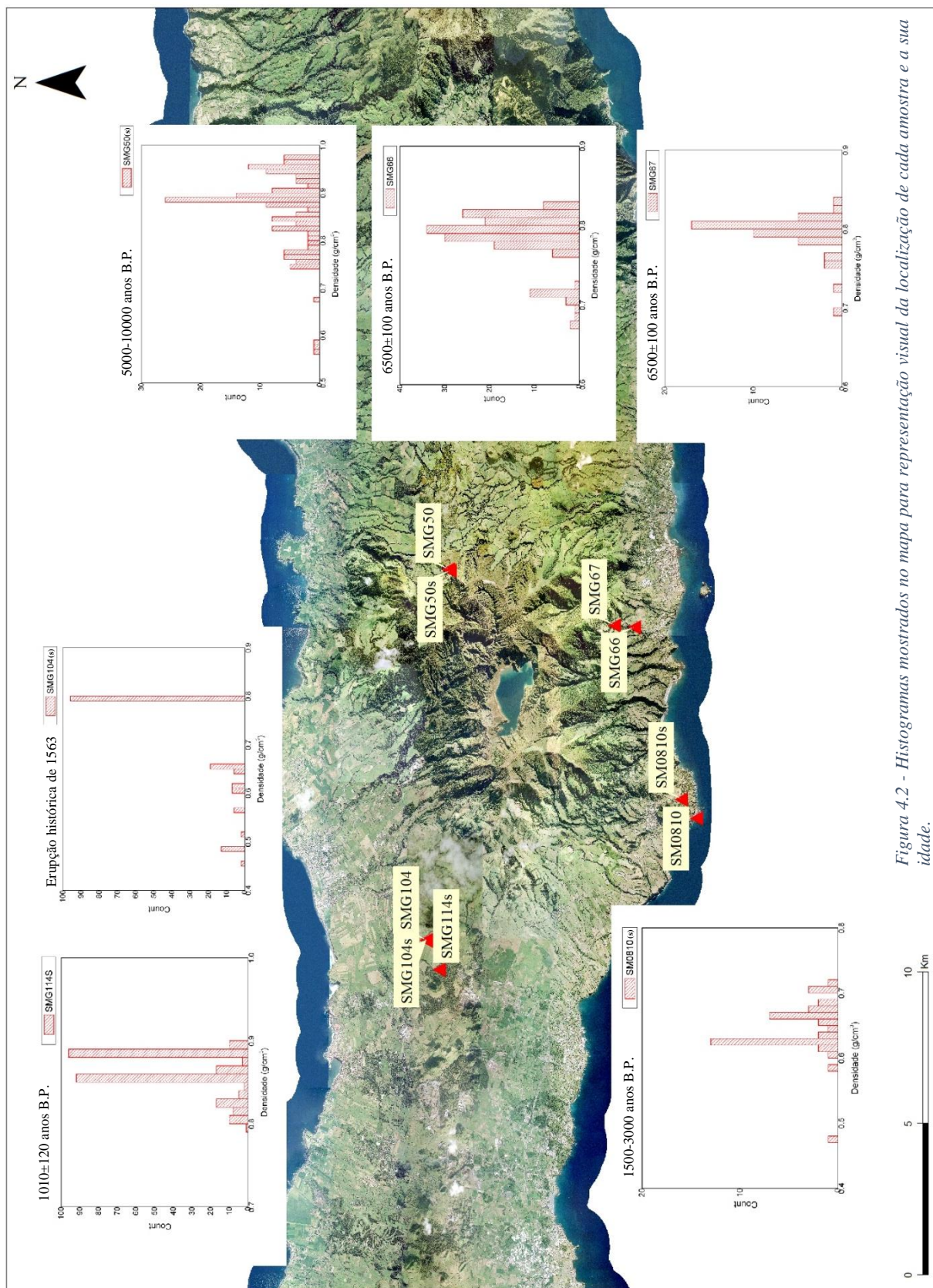


Figura 4.2 - Histogramas mostrados no mapa para representação visual da localização de cada amostra e a sua idade.

Tabela 4.6 – Tipologia das inclusões fluidas em causa, dados obtidos através dos histogramas (densidades originais), densidades recalculadas, temperatura obtida por geotermobarometria das clinopiroxenas e pressão determinada pela análise das inclusões fluidas com o software ISOC utilizando as densidades previamente recalculadas. LS – late stage; ES – early stage; R – reequilibrada(s); Cor verde – Picos de histograma; Cor laranja – Intervalo entre dois picos de valores no histograma; Cor azul – Maior densidade do histograma.

SMG114s				
Tipologia de inclusões	Densidade (histogramas)	Densidades (recalculadas)	T (C°) (±9,2)	Pressão (MPa) (±8,7)
LS-R	0,89	0,93	1125	704,52
LS-R	0,88	0,92	1125	687,61
LS-R	0,86	0,89	1125	650,64
LS-R	0,84	0,88	1125	625,24
ES-R	0,79	0,83	1125	564,65
SMG50(s)				
Tipologia de inclusões	Densidade (histogramas)	Densidades (recalculadas)	T (C°) (±9,2)	Pressão (MPa) (±8,1)
LS-R	0,97	1,02	1125	804,98
LS-R	0,96	1,01	1125	794,30
LS-R	0,88	0,92	1125	690,22
ES-R e LS-R	0,86	0,90	1125	661,27
ES-R e LS-R	0,81	0,85	1125	591,60
ES-R	0,78	0,81	1125	537,80
ES-R	0,74	0,78	1125	492,75
ES	0,68	0,71	1125	408,33
ES	0,58	0,61	1125	300,91
SM0810(s)				
Tipologia de inclusões	Densidade (histogramas)	Densidades (recalculadas)	T (C°) (±10,2)	Pressão (MPa) (±9,7)
LS	0,71	0,75	1208	488,38
LS	0,66	0,69	1208	420,42
LS-R	0,63	0,66	1208	377,20
ES-R	0,48	0,50	1208	226,05
SMG104(s)				
Tipologia de inclusões	Densidade (histogramas)	Densidades (recalculadas)	T (C°) (±19)	Pressão (MPa) (±18,5)
LS-R	0,80	0,84	1062	547,99
LS (1 ES-R)	0,65	0,68	1062	350,93
LS (1 ES-R)	0,61	0,64	1062	310,03
LS-R	0,49	0,51	1062	207,39
SMG66				
Tipologia de inclusões	Densidade (histogramas)	Densidades (recalculadas)	T (C°) (±19)	Pressão (MPa) (±18,5)
LS-R	0,83	0,86	1062	578,76
ES-R e LS-R	0,81	0,84	1062	554,66
LS-R	0,72	0,75	1062	434,22
SMG67				
Tipologia de inclusões	Densidade (histogramas)	Densidades (recalculadas)	T (C°) (±19)	Pressão (MPa) (±18,5)
ES-R	0,83	0,87	1062	586,80
LS-R	0,81	0,84	1062	553,33
LS-R	0,73	0,76	1062	442,89

4.3. Profundidade de aprisionamento/reequilibração das inclusões fluidas

Através das densidades recalculadas e das pressões obtidas nas análises das inclusões fluidas calculou-se a profundidade de aprisionamento ou de reequilíbrio das inclusões, usando a equação 4.1. As profundidades resultantes estão apresentadas na Tabela 4.7.

Para os cálculos de profundidade a partir da pressão é necessária a densidade das rochas envolvidas. Para este estudo foi considerado um modelo geofísico na região simplificado, uma vez que o atualmente disponível não está devidamente atualizado, considerando a MTZ a 17,5 km. Sendo assim, utilizaram-se os valores médios de densidade obtidos por medições diretas de amostras de lavas e xenólitos ultramáficos da ilha de São Miguel, como representativos da crosta e do manto litosférico. Estes valores são $2,8 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ e $3,2 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, respectivamente (Zanon, 2015).

$$\text{Profundidade}(m) = \frac{\text{Pressão}(MPa)}{\text{Densidade}(kg \text{ m}^{-3}) \times g(m \text{ s}^{-2})} \quad (4.1)$$

O valor da pressão resulta das inclusões fluidas, enquanto a densidade é aquela da rocha envolvente e g é o valor de aceleração de gravidade ($=9.81 \text{ m s}^{-2}$).

Utilizando-se a equação (4.1), foi também possível calcular o erro das profundidades finais (Tabela 4.7) através da variação das pressões calculadas anteriormente (estas variações encontram-se na Tabela 4.6). Introduzindo-as diretamente na equação, é possível calcular quantos quilômetros de profundidade correspondem a cada variação de pressão.

Tabela 4.7 - Resultados de profundidade de aprisionamento e reequilíbrio das inclusões fluidas.

SMG114s	
Tipologia de inclusões	Profundidade (km) ($\pm 0,32$)
LS-R	25,67
LS-R	25,06
LS-R	23,71
LS-R	22,79
ES-R	20,58
SMG50(s)	
Tipologia de inclusões	Profundidade (km) ($\pm 0,30$)
LS-R	29,34
LS-R	28,95
LS-R	25,15
ES-R e LS-R	24,10
ES-R e LS-R	21,56
ES-R	19,60
ES-R	17,96
ES-R	14,88
ES-R	10,97
SM0810(s)	
Tipologia de inclusões	Profundidade (km) ($\pm 0,35$)
LS	17,80
LS	15,32
LS-R	13,75
ES-R	8,24
SMG104(s)	
Tipologia de inclusões	Profundidade (km) ($\pm 0,67$)
LS-R	19,97
LS (1 ES-R)	12,79
LS (1 ES-R)	11,30
LS-R	7,56
SMG66	
Tipologia de inclusões	Profundidade (km) ($\pm 0,67$)
LS-R	21,09
ES-R e LS-R	20,21
LS-R	15,82
SMG67	
Tipologia de inclusões	Profundidade (km) ($\pm 0,67$)
ES-R	21,38
LS-R	20,16
LS-R	16,14

Com as profundidades obtidas, realizaram-se 6 cortes verticais entre as zonas onde foram colhidas as amostras utilizadas para análise microtermométrica, considerando as suas localizações muito próximas das suas fontes magmáticas (Figura 4.3). As Figuras 4.4 a 4.9 representam os cortes obtidos, onde se podem observar as profundidades das zonas de paragem das diversas amostras estudadas.

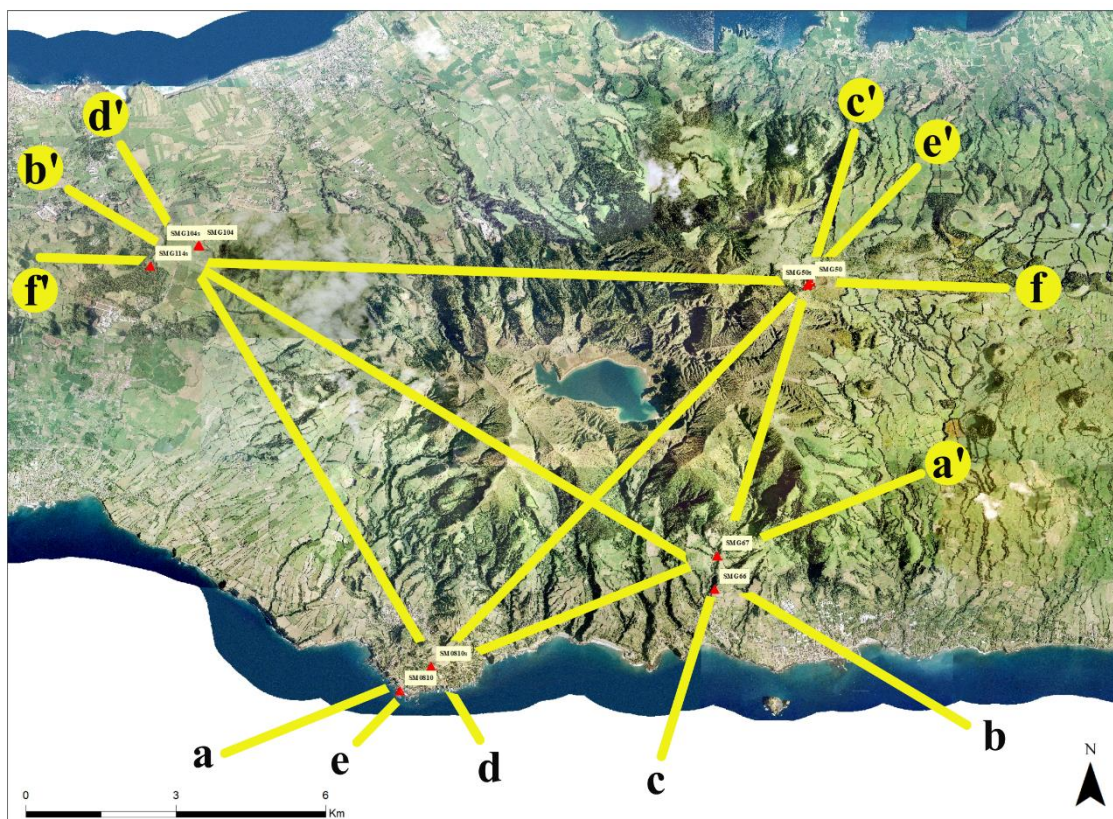


Figura 4.3 - Representação à superfície dos cortes 2D em profundidade.

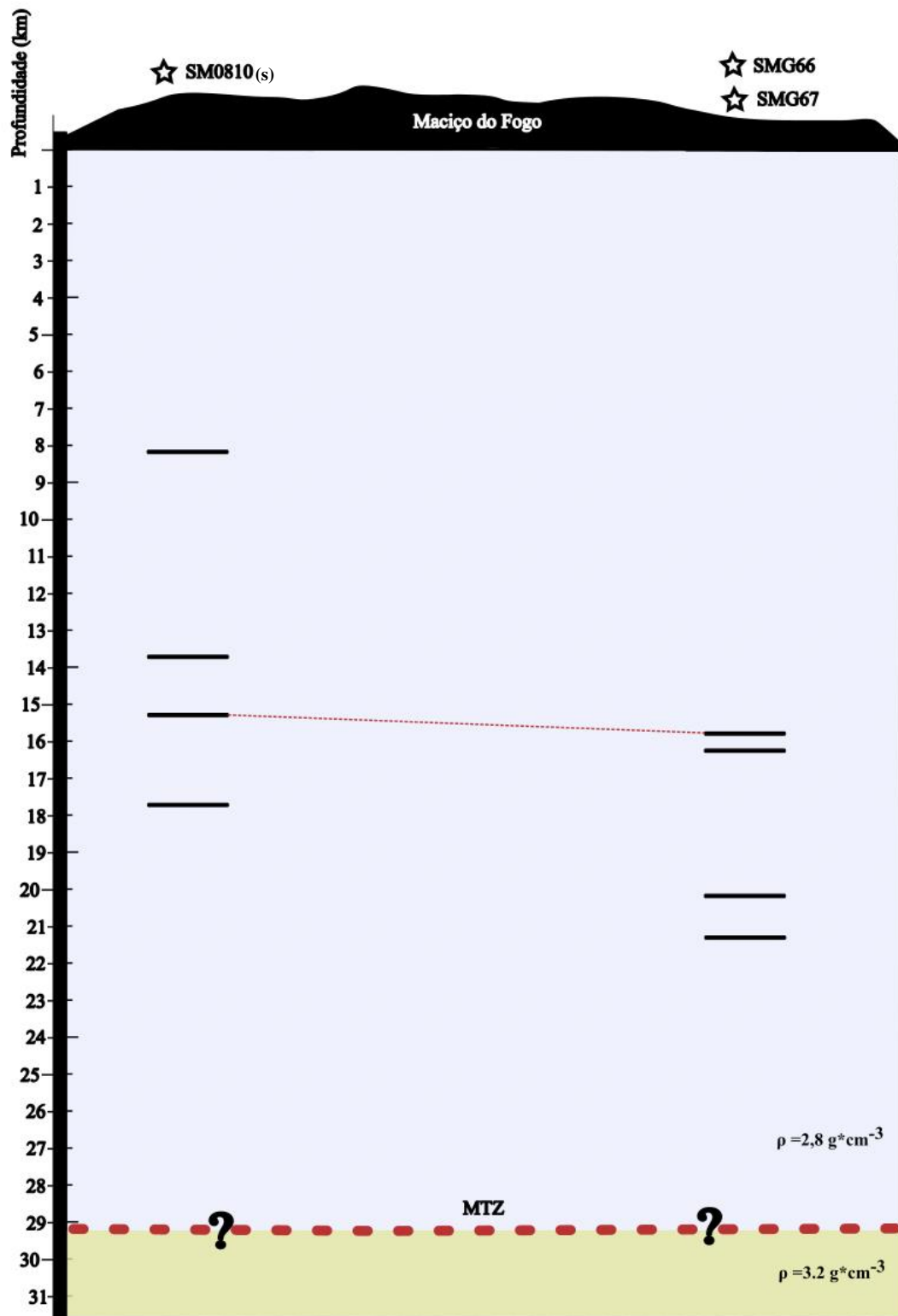


Figura 4.4 - Corte vertical a-a' (de acordo com a Figura 4.3). Os traços pretos representam os níveis aos quais as inclusões fluidas foram aprisionadas ou reequilibradas, mostrando assim os níveis a que o magma parou até atingir a superfície. MTZ: Moho Transition Zone. Tracejado vermelho mais fino: possíveis correspondências de níveis de estagnação do magma.

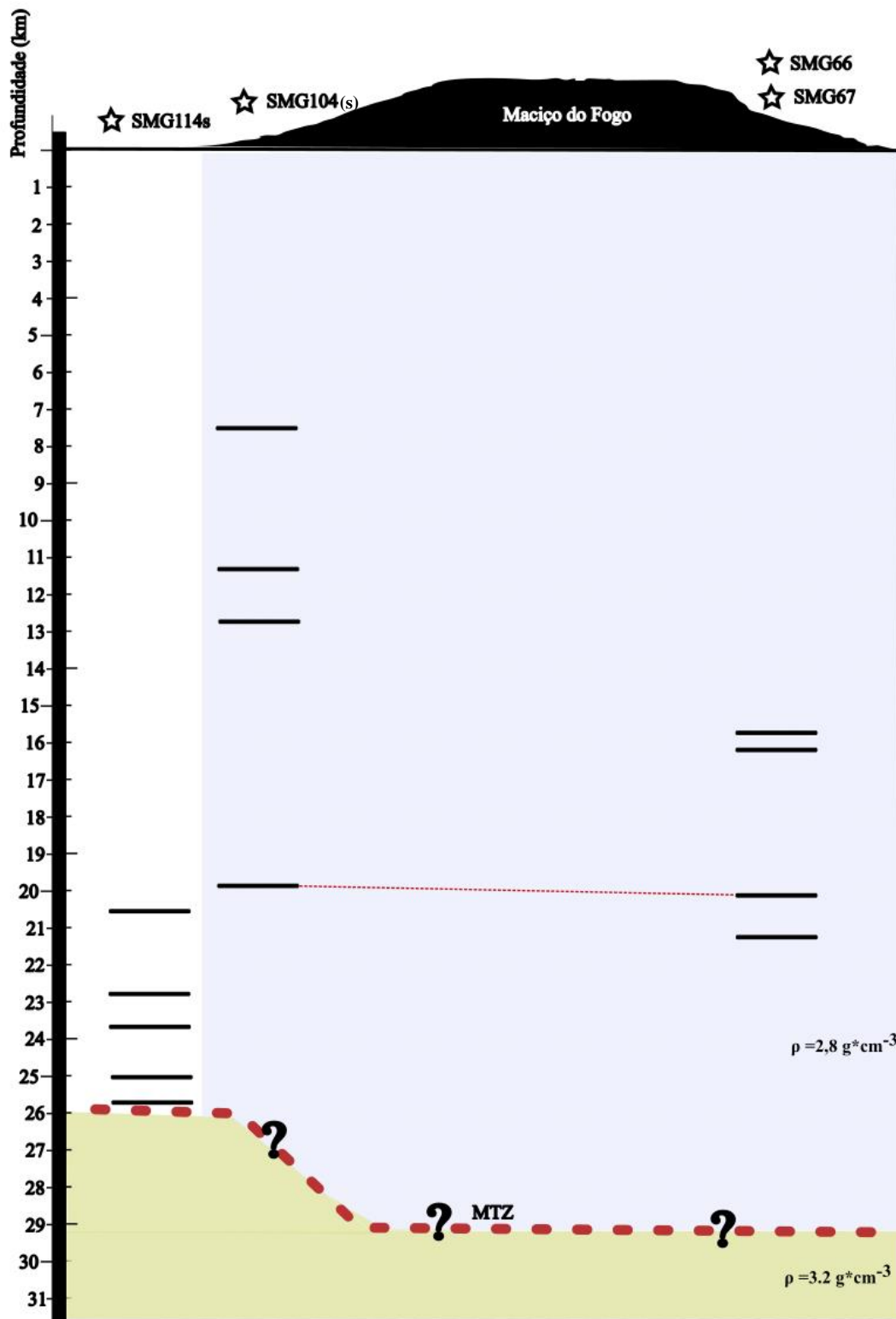


Figura 4.5 - Corte vertical b-b' (de acordo com a Figura 4.3). Os traços pretos representam os níveis aos quais as inclusões fluidas foram aprisionadas ou reequilibradas, mostrando assim os níveis a que o magma parou até atingir a superfície. MTZ: Moho Transition Zone. Tracejado vermelho mais fino: possíveis correspondências de níveis de estagnação do magma.

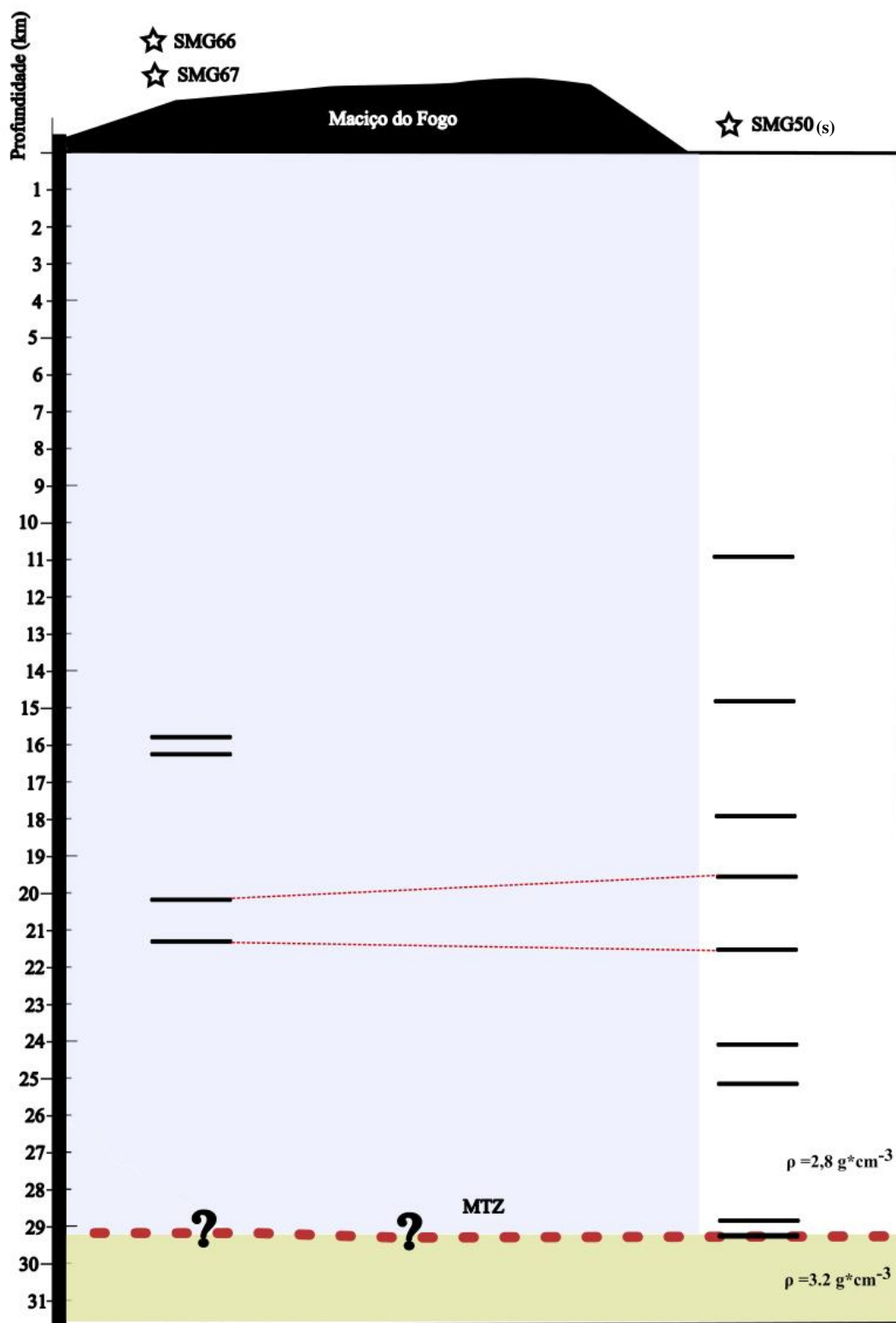


Figura 4.6 - Corte vertical c-c' (de acordo com a Figura 4.3). Os traços pretos representam os níveis aos quais as inclusões fluidas foram aprisionadas ou reequilibradas, mostrando assim os níveis a que o magma parou até atingir a superfície. MTZ: Moho Transition Zone. Tracejado vermelho mais fino: possíveis correspondências de níveis de estagnação do magma.

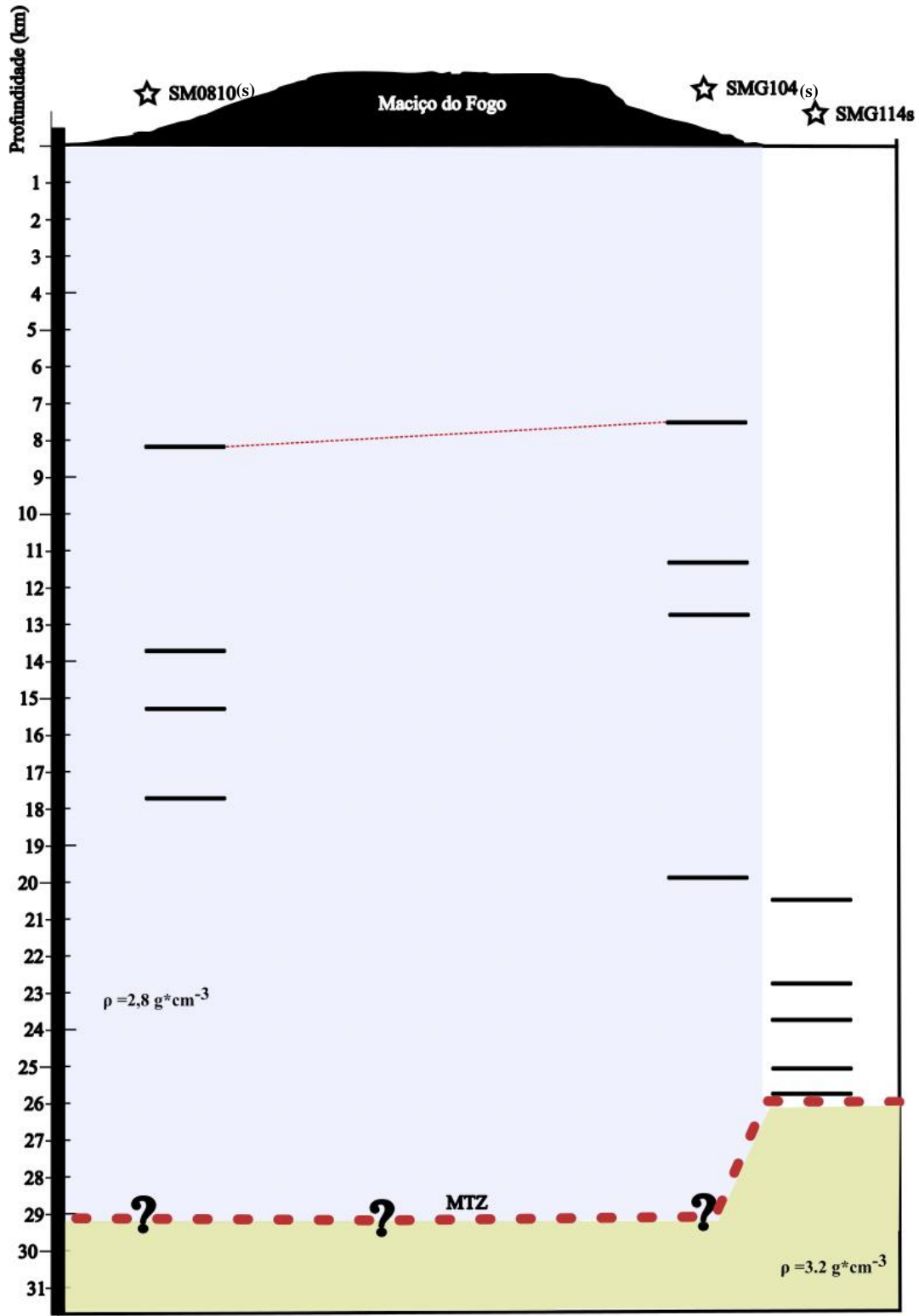


Figura 4.7 - Corte vertical d-d' (de acordo com a Figura 4.3). Os traços pretos representam os níveis aos quais as inclusões fluidas foram aprisionadas ou reequilibradas, mostrando assim os níveis a que o magma parou até atingir a superfície. MTZ: Moho Transition Zone. Tracejado vermelho mais fino: possíveis correspondências de níveis de estagnação do magma.

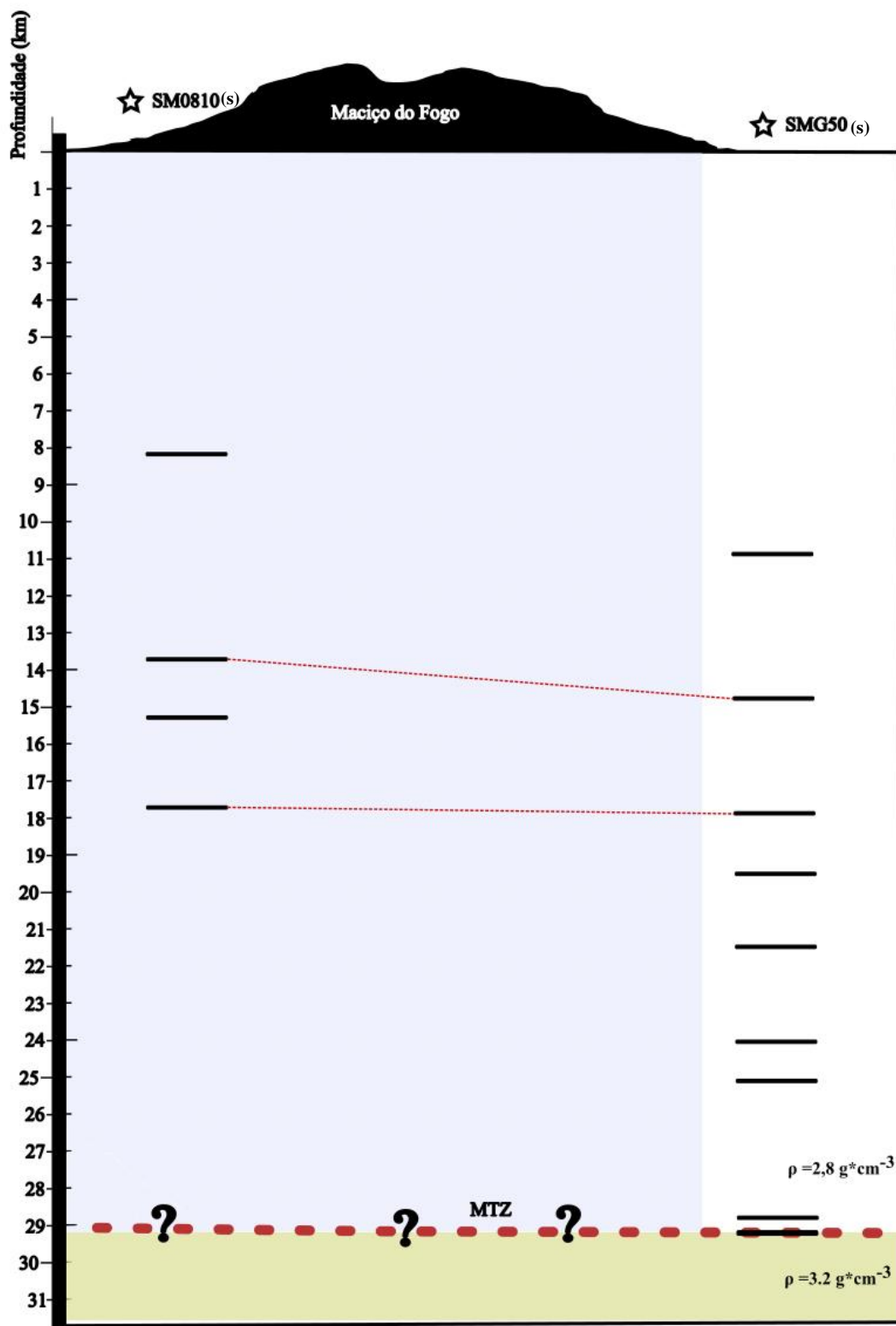


Figura 4.8 - Corte vertical e-e' (de acordo com a Figura 4.3). Os traços pretos representam os níveis aos quais as inclusões fluidas foram aprisionadas ou reequilibradas, mostrando assim os níveis a que o magma parou até atingir a superfície. MTZ: Moho Transition Zone. Tracejado vermelho mais fino: possíveis correspondências de níveis de estagnação do magma.

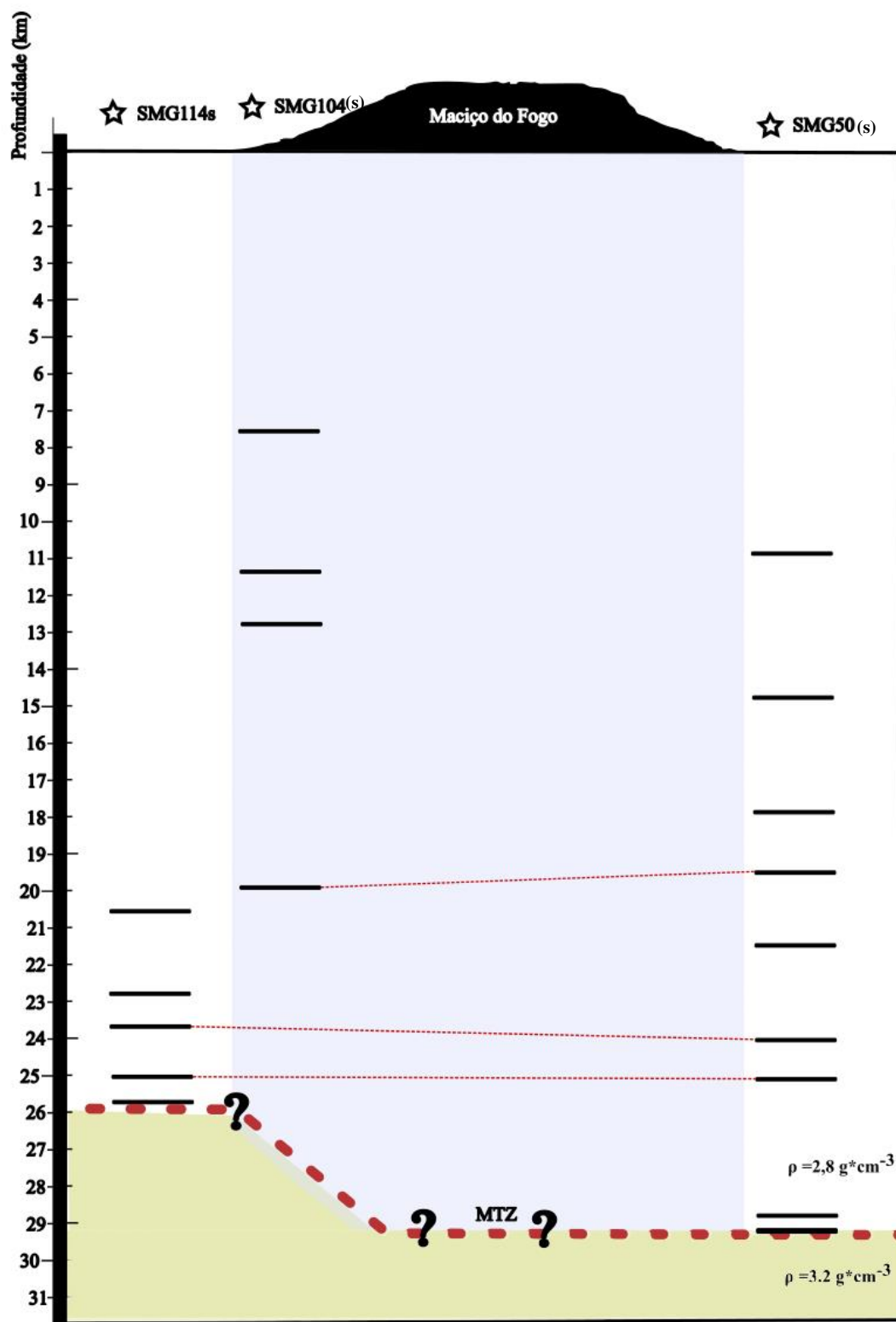


Figura 4.9 - Corte vertical f-f' (de acordo com a Figura 4.3). Os traços pretos representam os níveis aos quais as inclusões fluidas foram aprisionadas ou reequilibradas, mostrando assim os níveis a que o magma parou até atingir a superfície. MTZ: Moho Transition Zone. Tracejado vermelho mais fino: possíveis correspondências de níveis de estagnação do magma.

4.4. Discussão dos resultados

Como previsto, o estudo realizado veio a confirmar os resultados de Zanon (2015) relativamente às posições da MTZ. Confirmando a localização da MTZ entre 24 e 26 km de profundidade no Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, adjacente ao maciço do vulcão do Fogo. Pode-se observar isto nas Figuras 4.5, 4.7 e 4.9 através dos resultados mais profundos da microtermometria da amostra SMG114s. Os dados microtermométricos também confirmam a mais profunda localização da MTZ no Sistema Vulcânico Fissural do Congro, diretamente confinante a leste do vulcão do Fogo, com uma profundidade de cerca de 29 km. A razão deste aumento na espessura lateral da crosta deve-se provavelmente à acumulação de magma na base da crosta (*underplating*) por baixo do vulcão central (Zanon, 2015).

A estas profundidades (24-29 km) a cristalização fracionada de fases máficas define a evolução destes magmas, estando em equilíbrio com a fase fluida, composta por 90 mol% CO₂ e 10 mol% H₂O, ou seja, estes magmas devem ter parado em áreas de acumulação temporária a estas profundidades entre 10 a 80 anos, se for considerada uma taxa de crescimento de olivinas de 10⁻⁹-10⁻¹⁰ mm s⁻¹ (Marsh, 1988, 1996 e Cashman, 1993 *in* Zanon, 2015). Este período é considerado suficiente para reequilibrar totalmente todas as inclusões aprisionadas em cristais primitivos (Zanon, 2015). Logo, as duas amostras (SMG114s e SMG50) que incluem inclusões formadas na MTZ na sua ascensão ao longo da crosta não pararam tempo suficiente nos níveis mais superficiais registados para reequilibrar todas as inclusões, permitindo a sobrevivência das inclusões mais densas, ou seja as paragens na sua ascensão em zonas mais superficiais da crosta devem ter sido breves, entre algumas horas a alguns dias (Zanon, 2015).

As amostras que não apresentam dados de inclusões fluidas profundas (< 21-22 km), indicam que a sua maior profundidade registada foi um nível de paragem de magma mais prolongado, pois houve um reequilíbrio total das inclusões formadas na MTZ, ou seja, uma paragem relativamente mais longa que as mais superficiais de curta duração que se seguiram, com reequilíbrio apenas parcial da população total das inclusões.

São também de realçar as possíveis correspondências entre níveis de paragem de magmas entre amostras de cada um dos lados do vulcão do Fogo, as quais podem ser observadas nas Figuras 4.4, 4.5, 4.6, 4.7, 4.8 e 4.9, representadas pelo ponteados a vermelho. Estas correspondências ajudam a confirmar a fiabilidade dos dados obtidos por

microtermometria, podendo representar níveis de paragem em descontinuidades que se prolongam pela maioria da área do maciço de Água de Pau.

Estes magmas máficos que se formam no manto, acumulam-se na MTZ por tempos indefinidos. O arrefecimento e a cristalização contribuem ao crescimento progressivo da espessura da crosta. A partir da MTZ, e provavelmente causados por tensões tectónicas distensivas, os volumes de magma acumulado e não cristalizado podem ascender rapidamente sem paragens significativas até a superfície. Sendo assim, os dados obtidos não permitem confirmar a evidência de um grande reservatório magmático por baixo do vulcão do Fogo, como referido por Storey (1982), Widom *et. al.* (1992) e Araújo *et. al.* (2022). Este reservatório seria o responsável pelo magmatismo traquítico do vulcão. Na realidade as amostras analisadas chegam da periferia do vulcão e as inclusões fluidas não se encontram nos traquitos devido à total desgaseificação do CO₂ nestes magmas, não se podendo confirmar a existência daquele reservatório por este método.

Araújo *et. al.* (2022) afirma a possível existência de uma recente intrusão magmática a profundidades entre 3,2 km e 3,7 km na zona a este da caldeira do vulcão do Fogo, na zona do Monte Escuro. A amostra SMG50 utilizada neste estudo pertence a erupção do Monte escuro, e as suas populações de inclusões fluidas não revelam nenhuma paragem de magma acima dos 10,97 km de profundidade. Através da interpretação das suas paragens ao longo da crosta, este foi um magma que ascendeu relativamente rápido, tendo apenas paragens curtas de apenas reequilíbrio parcial das suas inclusões. Portanto com base nestes dados, e fortalecido pelo estudo de Zanon (2015), não se pode confirmar a presença de um grande corpo magmático tão perto da superfície.

É interessante observar que as amostras SM0810 e SMG104 (da erupção do 1563) contêm xenólitos sieníticos. Estas amostras encontram-se no quadrante oeste do vulcão. A maioria dos sienitos tem grandes evidências de interação com o magma (desde fusão parcial até transformação total em restite). Estas evidências texturais levam a pensar que a interação magma–sienito demorou tempo suficiente para produzir estas texturas. Pode concluir-se que o nível de paragem a cerca de 8 km (obtido na microtermometria destas duas amostras) deve representar também uma profundidade na qual se encontram os sienitos na área ocidental do vulcão. Os sienitos também ocorrem na área da central do vulcão do Fogo, confirmado pela presença de sienitos em todas as erupções explosivas intracaldeira.

Relativamente à sismicidade da área do maciço do vulcão do Fogo, foram utilizados dados sísmicos a partir do ano de 2000 até ao presente (fornecidos pelo CIVISA) e foram apenas considerados os dados com menos de 1 km de erro, quer em latitude e longitude como em profundidade do epicentro e com profundidades superiores a 500 metros, restando do número total 1600 eventos. A maioria dos sismos apresentam-se em profundidades entre 0 e 6 km, dos 1600 sismos o mais profundo registado a 14,4 km de profundidade.

No gráfico de profundidade incluído e alinhado na Figura 4.10 é possível discernir dois grupos de sismos em termos de profundidade, as estas profundidades a atividade sísmica, mais provavelmente deve-se a atividade hidrotermal e tectónica, como referido no subcapítulo 1.4. A ocorrência de sismicidade superficial e a inexistência de atividade sísmica a níveis mais profundos, não permite confirmar a manutenção de atividade magmática nos níveis de paragem de magma obtidos por microtermometria, indicando que estes devem consistir de corpos magmáticos já cristalizados.

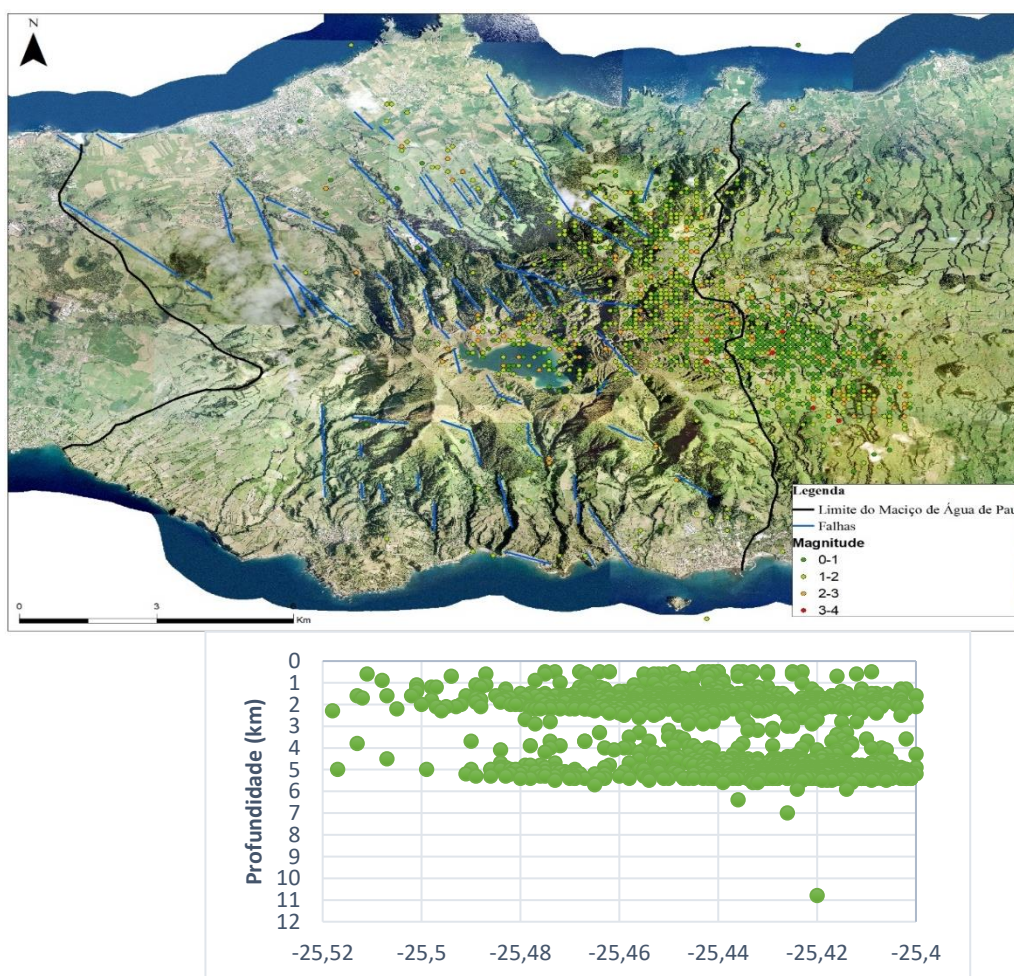


Figura 4.10 - Sismos categorizados por magnitude no mapa superior e com gráfico representativo da profundidade alinhado com o mapa superior relativamente à localização horizontal dos epicentros.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Através dos dados de microtermometria das inclusões fluidas foi possível obter as profundidades a que o magma máfico parou em áreas de acumulação temporárias na sua ascensão até a superfície, revelando uma possível estrutura simplificada do sistema magmático do vulcão do Fogo. Apesar dos dados de profundidade apresentarem algum erro devido a falta de um modelo geofísico de referência, não deixam de ser dados valiosos para ilustração lateral e vertical desde sistema de alimentação.

Através dos dados obtidos comprovou-se as profundidades da MTZ obtidas em Zanon (2015), revelando a maior grossura da crosta devido à acumulação de magma na base da crosta por baixo do vulcão central. Também foi possível discernir um nível marcado pela presença de sienitos no flanco oeste do vulcão a uma profundidade de cerca de 8 km, que poderá ser relativa à origem do material traquítico expelido pelo vulcão no passado, mas não sendo conclusivo para afirmação da existência de uma câmara magmática traquítica principal como referido em diversos estudos. No geral, todas as amostras analisadas exibiram uma ascensão pela crosta relativamente rápida e com vários níveis de estagnação até à sua eventual erupção, em especial as amostras SMG114s e SMG50 em que as inclusões fluidas mais densas, formadas na MTZ, sobreviveram à ascensão até à superfície sem serem totalmente reequilibradas.

Este estudo deverá ser continuado, estendido a outros sistemas vulcânicos dos Açores, com a colheita de mais amostras com melhor controle estratigráfico, por forma a poder detalhar as respetivas estruturas de alimentação.

Estes dados podem ainda ser posteriormente utilizados como níveis de referência para monitorização sísmica. Cruzando as profundidades obtidas de paragem magmática com atividade sísmica é possível confirmar alguma reativação deste sistema magmático se os epicentros corresponderem a estes níveis. Logo, para além, do maior conhecimento do sistema de alimentação do vulcão, os resultados deste estudo poderão ser úteis para a sua monitorização sismovulcânica.

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON JR, A. T., SWIHART, G. H., ARTIOLI, G., e GEIGER, C. A. (1984). Segregation vesicles, gas filter-pressing, and igneous differentiation, *The Journal of Geology*, 92(1), 55-72.
- BODNAR, R.J. (2003a). Introduction to fluid inclusions, In I. Samson, A. Anderson, e D. Marshall, eds. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*, Mineral. Assoc. Canada, 32, 1-8.
- BODNAR, R.J. (2003b). Re-equilibration of Fluid Inclusions. In I. Samson, A. Anderson, e D. Marshall, eds. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*, Mineral. Assoc. Canada, 32, 213-231.
- CARMO, R., MADEIRA, J., FERREIRA, T., QUEIROZ, G., HIPÓLITO, A. (2015). Volcano-tectonic structures of São Miguel Island, Azores, *Geological Society, London, Memoirs*, 44, 65-86.
- CASHMAN, K. V. (1993). Relationship between plagioclase crystallization and cooling rate in basaltic melts, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 126–142.
- DIAMOND, L. W. (2003). Introduction to gas-bearing, aqueous fluid inclusions, *Fluid inclusions: analysis and interpretation*, Mineral. Assoc. Canada, 32, 101-158.
- D'ARAÚJO, J., SIGMUNDSSON, F., FERREIRA, T., OKADA, J., LORENZO, M., SILVA, R., GASPAR, J. L. (2022). Multiple inflation and deflation events from 2004 to 2016 at Fogo (Água de Pau) volcano, São Miguel, Azores, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 432, 107694.
- FERREIRA, T., GOMES, A. GASPAR, J.L., GUEST, J.E. (2015). Distribution and significance of basaltic eruptive centres: São Miguel, Azores. In: Gaspar, J.L., Guest, J.E., Duncan, A.M., Barriga, F.J.A.S., Chester, D.K. (eds.) *Volcanic Geology of São Miguel Island (Azores Archipelago)*, Geological Society of London Memoir, 44: 135-146.
- GANDINO, A., GUIDI, M., MERLO, C., METE, L., ROSSI, R. e ZAN, L. (1985). Preliminary model of the Ribeira Grande geothermal field (Azores Islands). *Geothermics*, Vol. 14, 1, 91-105.
- GASPAR, J. L. e WALLENSTEIN, N. (1999). Submarine eruption west of Terceira island (Azores). Preliminary report. Departamento de Geociências da Universidade dos Açores, in: *Bull. Global Volcanism Network*, Vol. 24, 1.
- GASPAR, J.L., GUEST, J.E., DUNCAN, A.M., CHESTER, D.K., BARRIGA, F.J.A.S. (2015). Volcanic geology of São Miguel Island (Azores Archipelago): introduction. In: Gaspar, J.L., Guest, J.E., Duncan, A.M., Barriga, F.J.A.S., Chester, D.K. (eds.) *Volcanic Geology of São Miguel Island (Azores Archipelago)*, Geological Society of London Memoir, 44: 1-3.
- HALL, D. L., WHEELER, J. R. (1992). Fluid composition and the decrepitation behavior of synthetic fluid inclusions in quartz, *Pan American Conference on Research on Fluid Inclusions*, Program and Abstracts, 39.

- HANSTEEN, T. H., KLÜGEL, A. (2008). Fluid inclusion thermobarometry as a tracer for magmatic processes, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 143-177.
- KLEINEFELD, B., BAKKER, R. J. (2002). Fluid inclusions as microchemical systems: evidence and modelling of fluid–host interactions in plagioclase, *Journal of Metamorphic Geology*, 20(9), 845-858.
- LOURENÇO, N., MIRANDA, J., LUIS, J. F., RIBEIRO, A., VICTOR, L. A. M., MADEIRA, J., NEEDHAM, H. D., (1998). Morpho-tectonic analysis of the Azores Volcanic Plateau from a new bathymetric compilation of the area, *Marine Geophysical Researches* 20, 141–156.
- MARQUES F. O., CATALÃO J. C., DEMETS C., COSTA A. C. G. (2013). Hildenbrand A., GPS and tectonic evidence for a diffuse plate boundary at the Azores Triple Junction, *Earth and Planetary Science Letters*, 381, 177-187.
- MARSH, B. D. (1988). Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 277–291.
- MARSH, B. D. (1996). Solidification fronts and magmatic evolution, *Mineralogical Magazine*, 60, 5–40.
- MCGRAW, (1976). *A petrological/geochemical study of rocks from Sao Miguel, Azores, Portugal*. M.Sc. Thesis, Dalhousie University, Halifax, 85 p.
- MOORE, R.B. (1991). Geologic map of São Miguel, Azores. U.S.G.S. *Miscellaneous investigations series*, Map I-2007.
- MOORE, R., e RUBIN, M. (1991). Radiocarbon Dates for Lava Flows and Pyroclastic Deposits on São Miguel, Azores, *Radiocarbon*, 33(1), 151-164.
- MOORE, R.B. e RUBIN, M. (1991). Radiocarbon dates for lava flows and pyroclastic deposits on São Miguel, Azores. *Radiocarbon*, v.33, n.1, 151-164.
- MORIMOTO, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes, *Mineralogy and Petrology*, 39(1), 55-76.
- MUECKE, G., ADE-HALL, J., AUMENTO, F., MACDONALD, A., REYNOLDS, P. H., HYNDMAN, R. D., QUINTINO, J., OPDYKE, N., LOWRIE, W. (1974). Deep drilling in an active geothermal area in the Azores, *Nature*, 252, 281–285.
- NEAVE, D. A., PUTIRKA, K. D. (2017). A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones, *American Mineralogist*, 102(4), 777-794.
- NEEDHAM, H. D., FRANCHETEAU, J. (1974). Some characteristics of the Rift Valley in the Atlantic Ocean near 36° 48' north, *Earth and Planetary Science Letters*, 22, 29-43.
- PUTIRKA, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems, *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 69(1), 61-120.
- PUTIRKA, K. D. (2008). Introduction to minerals, inclusions and volcanic processes, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 1-8.

- SACHS, P. M., HANSTEEN, T. H. (2000). Pleistocene underplating and metasomatism of the lower continental crust: a xenolith study, *Journal of Petrology*, 41(3), 331-356.
- SILVA, R., HAVSKOV, J., BEAN, C., WALLENSTEIN, N. (2012). Seismic swarms, fault plane solutions and stress tensors for São Miguel Island central region (Azores). *Journal of Seismology*, vol. 16. p. 389-407.
- SNYDER D. C., WIDOM E., PIETRUSZKA A. J., CARLSON R. W. (2004). The Role of Open-System Processes in the Development of Silicic Magma Chambers: a Chemical and Isotopic Investigation of the Fogo A Trachyte Deposit, São Miguel, Azores, *Journal of Petrology*, 45, Issue 4, 723–738.
- STOREY, M. (1982). Trachytic pyroclastics from Agua de Pau volcano, Sao Miguel, Azores: evolution of a magma body over 4,000 years. *Contr. Mineral. and Petrol.* 78, 423–432.
- TUGARINOV, A. I., NAUMOV, V. B. (1970). Dependence of the decrepitation temperature of minerals on the composition of their gas-liquid inclusions and hardness, *Dokl. Acad. Sci. U. S. S. R.*, 195, 112-114.
- VITYK, M. O., e BODNAR, R. J. (1995). Textural evolution of synthetic fluid inclusions in quartz during reequilibration, with applications to tectonic reconstruction, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121(3), 309-323.
- VITYK, M. O., e BODNAR, R. J. (1998). Statistical microthermometry of synthetic fluid inclusions in quartz during decompression reequilibration, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132(2), 149-162.
- WALLENSTEIN, N. (1999). *Estudo da história recente e do comportamento eruptivo do Vulcão do Fogo (S. Miguel, Açores)*. Avaliação preliminar do hazard, Dep. Geociências, Univ. Açores.
- WALLENSTEIN, N., DUNCAN A. M., CHESTER, D. K., MARQUES, R. (2007). Fogo Volcano (São Miguel, Azores): a hazardous landform. *Zeitschrift für Geomorphology*, 3, 259 - 270.
- WALLENSTEIN, N., DUNCAN, A. M., GUEST, J. E., ALMEIDA, M. H. (2015). Eruptive history of Fogo Volcano, São Miguel, Azores. In: Gaspar, J.L., Guest, J.E., Duncan, A.M., Barriga, F.J.A.S., Chester, D.K. (eds.) *Volcanic Geology of São Miguel Island (Azores Archipelago)*, Geological Society of London Memoir, 44: 105-123.
- WIDOM E., GILL J. B., SCHMINCKE H. U. (1993). Syenite Nodules as a Long-Term Record of Magmatic Activity in Agua de Pau Volcano, Sao Miguel, Azores, *Journal of Petrology*, 34, Issue 5, 929–953.
- ZANON, V. (2015). Conditions for mafic magma storage beneath fissure zones at oceanic islands. The case of São Miguel Island (Azores archipelago), *Geological Society, London, Special Publications*, 422, 85-104.
- ZANON, V., FREZZOTTI, M. L., e PECCERILLO, A. (2003). Magmatic feeding system and crustal magma accumulation beneath Vulcano Island (Italy): evidence from CO₂ fluid inclusions in quartz xenoliths, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B6).

UNIVERSIDADE DOS AÇORES
Faculdade de Ciências e Tecnologia

Rua da Mãe de Deus
9500-321 Ponta Delgada
Açores, Portugal



2022

DM

Definição de alimentação do sistema de vulcão do Fogo (ilha de São Miguel, Açores) por inclusões fluidas e geobarometria de clinopiroxenas

Guilherme Bettencourt