

Universidade de Lisboa

Instituto de Geografia e Ordenamento do Território



ESCOADAS DE LAVA HISTÓRICAS DO VULCÃO DO FOGO (CABO VERDE): CARTOGRAFIA E ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA

Ana Sofia Garcia Teves

Dissertação de Mestrado orientada pelo Prof. Doutor Gonçalo Brito Guapo
Teles Vieira e coorientada pelo Doutor Ricardo Ramalho
Mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território

2018

Universidade de Lisboa

Instituto de Geografia e Ordenamento do Território



**ESCOADAS DE LAVA HISTÓRICAS DO VULCÃO DO FOGO (CABO VERDE):
CARTOGRAFIA E ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA**

Ana Sofia Garcia Teves

Dissertação de Mestrado orientada pelo Prof. Doutor Gonçalo Brito Guapo Teles
Vieira e coorientada pelo Doutor Ricardo Ramalho

Júri:

Presidente: Professor Doutor Ricardo Alexandre Cardoso Garcia do Instituto de
Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa;

Vogais:

- Professor Doutor José Eduardo de Oliveira Madeira da Faculdade de Ciência da
Universidade de Lisboa
- Professora Doutora Sandra Isabel das Neves Heleno da Silva do Centro de
Recursos Naturais e Ambiente do Instituto Superior Técnico da Universidade de
Lisboa
- Professor Doutor Gonçalo Brito Guapo Teles Vieira do Instituto de Geografia e
Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa

AGRADECIMENTOS

Depois deste longo percurso académico, surge o momento para agradecer àqueles que contribuíram para a elaboração desta dissertação de mestrado e que sem os quais não teria sido possível.

Em primeiro lugar, deixo o profundo agradecimento à minha família pela paciência, compreensão e financiamento ao longo de todo o meu percurso académico. Sem a vossa ajuda não seria possível concluir, desta forma, esta dissertação.

Ao meu orientador Professor Doutor Gonçalo Vieira, e ao Coorientador Doutor Ricardo Ramalho, um especial agradecimento pelo tempo dedicado na orientação e correcção do meu trabalho. Um muito obrigado.

Agradecer também a oportunidade de desenvolver esta dissertação no âmbito do projeto FIRE - Fogo Island vulcano: multidisciplinar REsearch em 2014/15 Eruption" (FCT - PTDC / GEO-GEO / 1123/2014) e a facilidade com que me permitiu o acesso a toda a informação necessária para a sua concretização.

Ao Professor Doutor José Madeira, um agradecimento pela ajuda com a fotointerpretação de imagens de satélite, conferindo a correcção cartográfica necessária a este trabalho, e pelos esclarecimentos acerca de aspectos muito específicos de geomorfologia e geologia vulcânica, com os quais não estava familiarizada.

Ao Professor Doutor Raphael Paris por disponibilizado o seu trabalho não publicado correspondente ao mapa vulcanológico da Ilha do Fogo. Ao Professor Doutor Mauro Antunes por, prontamente, me ter ajudado e fornecido o modelo de correcção atmosférica das imagens de satélite WorldView-2.

Para terminar, agradecer aos meus amigos e colegas pelos momentos de trabalho e dedicação e pelo apoio incondicional, nesta fase do meu percurso. De uma forma especial, à Beatriz Palacín, à Sara Lajas e ao Marcelo Fernandes pela ajuda, e pela partilha de ideias, conhecimento e opiniões durante todo este ano.

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS	6
ÍNDICE DE QUADROS	8
RESUMO	9
ABSTRACT	11
INTRODUÇÃO	13
CAPÍTULO I – QUADRO GEOGRÁFICO DA ILHA DO FOGO	17
1.1. Localização	17
1.2. Geologia	18
1.3. Geomorfologia	22
1.4. Clima e vegetação	27
1.5. Ocupação humana	30
CAPÍTULO II – ACTIVIDADE DO VULCÃO DO FOGO	33
2.1. História Eruptiva	33
2.2. Actividade Vulcânica Recente	37
2.3. A Actividade Vulcânica e o Risco para as Comunidades	40
2.4. Detecção Remota e o Estudo da Geomorfologia Vulcânica	44
CAPÍTULO III – MÉTODOS E TÉCNICAS	51
3.1. Introdução	51
3.2. Imagens de Satélite de alta resolução	53
3.3. Levantamentos de Campo com VANT	55
3.4. Cartografia Histórica de Base	55
3.6. Pré - Processamento das imagens de satélite	57
3.6.1. Ortoretificação das imagens de satélite	57
3.6.2. Correção atmosférica das imagens de satélite	59

3.7. Cartografia geológica de pormenor da Caldeira e vertente oriental	61
3.7.1 Metodologia	61
3.7.2 Elementos cartografados	63
3.7.3 Escolha da Legenda	65
3.8. Índice Espetral de Oxidação	67
CAPÍTULO IV - CARACTERIZAÇÃO DOS DERRAMES DE LAVA HISTÓRICOS DA ILHA DO FOGO	71
4.1. Introdução	71
4.2. Derrames de Lava Históricos da Ilha do Fogo	71
4.2.1. Lavas Pré-históricas nos flancos do edifício vulcânico principal	76
4.2.2. Lavas Históricos do Flanco Este	78
4.2.3. Lavas no interior da Chã das Caldeiras	83
4.3. Análise da Oxidação das escoadas a partir de imagem Sentinel – 2	87
CAPITULO V – GEOMORFOLOGIA VULCÂNICA DA ÁREA DA CHÃ DAS CALDEIRAS	97
5.1. Introdução	97
5.2. Cones de piroclastos	97
5.3. Campos de Lava	103
5.3.1. Escoada de lava D1	103
5.3.2. Escoada de lava do Monte Beco	105
5.3.3. Escoada de lava histórica da erupção de 1995	106
CAPITULO VI – CONCLUSÕES	113
BIBLIOGRAFIA	117

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. a) Arquipélago de Cabo Verde; b) Ilha do Fogo	17
Figura 2. Carta Geológica da ilha do Fogo, na escala 1:100 000 (Machado e Assunção, 1965)	21
Figura 3. Esboço estrutural da ilha do Fogo (Brum da Silveira e Madeira, 1997)	26
Figura 4. Etapas para a elaboração da cartografia de geomorfológica e caracterização dos derrames de lava	51
Figura 5. Carta Geológica da Ilha do Fogo, à escala 1:25 000 (Torres, <i>et al.</i> , 1998)	56
Figura 6. Situações em que os parâmetros de forma de Wood (1980) se tornam difíceis de determinar. In Madeira (1998)	63
Figura 7. Respresentação esquemática da fórmula de cálculo do declive dos cones (1998)	63
Figura 8. Erupções históricas e pré-históricas da Ilha do Fogo – Vertente Sul e Sudeste da Ilha do Fogo	77
Figura 9. Erupções históricas e pré-históricas da Ilha do Fogo Vertentes Norte e Nordeste da Ilha do Fogo	79
Figura 10. Erupções históricas e pré-históricas da Ilha do Fogo - Vertentes Este e Sudeste da Ilha do Fogo	84
Figura 11. Erupções históricas e pré-históricas da Ilha do Fogo - Chã das Caldeiras	86
Figura 12. Índice Espetral de Oxidação de acordo com o método da subtracção (ref 2 - ref 1), a partir de imagem Sentinel-2: a) $\text{ref}_{(650-680)} - \text{ref}_{(450-520)}$; b) $\text{ref}_{(780-900)} - \text{ref}_{(450-520)}$.	88
Figura 13. Índice Espetral de Oxidação de acordo com o método da razão (ref 2 / ref 1), a partir de imagem Sentinel-2: a) $\text{ref}_{(650-680)} / \text{ref}_{(450-520)}$; b) $\text{ref}_{(780-900)} / \text{ref}_{(450-520)}$.	89
Figura 14. Índice Espetral de oxidação através da diferença normalizada (ref 2– ref 1) / (ref 2 + ref1), a partir de imagem Sentinel-2: a) $\text{ref}_{(650-680)} - \text{ref}_{(450-520)} / \text{ref}_{(650-680)} + \text{ref}_{(450-520)}$; b) $\text{ref}_{(780-900)} - \text{ref}_{(450-520)} / \text{ref}_{(780-900)} + \text{ref}_{(450-520)}$.	90
Figura 15. Índice Espetral de Oxidação, obtido com os valores de refletância das bandas 4 e 2(Sentinel-2), para as escoadas lávicas a norte do Pico do Fogo: Método da Diferença Normalizada (a), Razão (c), Subtração(b)	91
Figura 16. Índice Espetral de Oxidação obtido com os volumes de refletância das bandas 4 e 2 (Sentinel-2), para as escoadas lávicas a sudeste do Pico do Fogo. Métodos da diferença normalizada (a), razão (b), subtracção (c).	92

Figura 17. Índice Espectral de Oxidação obtido com os valores de refletância das bandas 4 e 2 (Sentinel-2), para as escoadas lávicas da caldeira. Métodos da diferença normalizada (a), razão (b) e subtração (c)	94
Figura 18. Representação tridimensional dos cones da Chã das Caldeiras através do ortomosaico, gerado a partir do levantamento com VANT	98
Figura 19. Exemplos de cones simples de uma só cratera com altura inferior a 140 metros : a) cone 1; b) Monte Saia	100
Figura 20. Exemplos de cones simples de uma só cratera com altura superior a 140 m: a) Monte Beco; b) Cova Tina	100
Figura 21. Exemplos de cones com várias crateras alinhadas: c) Monte Pequeno e Cone de 2014/15; d) Monte Orlando	101
Figura 22. Escoadas lávica resultante de uma erupção pós-caldeira (Derrame 1) de idade indeterminada: a) Lobos de <i>a'a</i> ; b) Escoadas lávicas, do tipo <i>pahoehoe</i> produzidas numa fase posterior, junto à boca eruptiva	103
Figura 23. Produtos eruptivos do Monte Beco. a) Estruturas de fluxo e de bordo de canal dos derrames provenientes deste cone; b) Depósito de colapso.	105
Figura 24. Derrames de lava resultantes das erupções de 1995 e 2014/15. a) Superfície de derrames <i>a'a</i> caracterizada por uma sucessão de cristas lineares ou arqueadas; b) superfícies de <i>pahoehoe</i> que contornaram o derrame inicial a Sul.	106
Figura 25. Derrames de lava resultantes da erupção de 2014/15	108
Figura 26. Escoadas lávicas resultantes da erupção de 2014/15. a) Lobo de NW; b) Lóbo de S.	109
Figura 27. Margens do lobo de NW resultante da erupção de 2014/15 (Ortomosaico). 1) Margem do fluxo destruída pelo <i>breakout</i> ; 2) <i>breakout</i>	110
Figura 28. Derrames de lava resultantes da erupção de 2014/15: c) Lobo ocidental d) <i>breakout</i> junto da frente de derrame do lobo e NW.	111

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 1. Características da imagem de satélite das imagens de satélite Pleiades-1, WorldView-2 e Sentinel-2 da Ilha do Fogo	54
Quadro 2. Parâmetros de entrada no modelo para a correção atmosférica	60
Quadro 3. Elementos cartografados no mapa das erupções históricas e pré-históricas da ilha do Fogo.	64
Quadro 4. Legenda utilizada na representação do mapa geomorfológico de pormenor	66
Quadro 5. Principais características dos derrames de lava históricos e pré-históricos da Ilha do Fogo, possíveis de inferir a partir da cartografia efectuada, da cartografia histórica e dos registos históricos	73
Quadro 6. Características morfométricas dos cones de piroclastos	70

RESUMO

O Vulcão do Fogo é o vulcão mais ativo do Atlântico oriental, com, pelo menos, 27 erupções nos últimos 500 anos. A erupção mais recente decorreu de 23 de novembro de 2014 a 8 de fevereiro de 2015. Teve origem no flanco ocidental do Pico do Fogo e as escoadas afetaram uma área com cerca de 4,5 km² no interior da Chã das Caldeiras, praticamente destruindo de forma completa as povoações de Bangaieira, Portela e Ilhéu de Losna, bem como as áreas limítrofes, importantes para a sua sustentabilidade económica.

A aplicação de técnicas de detecção remota em conjunto com os SIG tem-se revelado muito importante para a cartografia topográfica e geomorfológica de pormenor em áreas habitadas sujeitas a intensa actividade vulcânica, representando uma ampla gama de técnicas para a cartografia da morfologia vulcânica, da sua dinâmica e risco associado.

Com este estudo pretendeu-se efectuar, essencialmente, uma revisão e actualização da cartografia dos derrames históricos e pré-históricos da Chã das Caldeiras e vertente oriental da ilha do Fogo, e a caracterização das alterações provocadas, do ponto de vista geomorfológico, pela actividade eruptiva recente do vulcão do Fogo, tendo como base imagens de alta resolução. Para tal, foram utilizadas fotografias aéreas da área da Chã das Caldeiras, obtidas através de um levantamento realizado em dezembro de 2016 com um veículo autónomo não-tripulado (VANT) de asa fixa, modelo SenseFly Ebee, assim como imagens de satélite WorldView-2 e Pleiades-1, com 0,5 m de resolução, obtidas a 19 de agosto de 2013, 29 de novembro de 2014 e 8, 9 e 25 de dezembro de 2014. Através de fotointerpretação foram cartografadas as escoadas lávicas com um detalhe sem precedentes, para o qual foi determinante a utilização conjunta das imagens de satélite de muita elevada resolução e do ortofotomapa de ultra elevada resolução (0,07 m) e respectivo modelo digital de superfície obtidos a partir dos levantamentos realizados com o VANT.

A análise do Índice espectral de oxidação mostrou uma clara diferença entre os derrames de lava recentes, históricos e pré-históricos, cujo valor do índice de oxidação aumenta com a idade. A utilização desta técnica permitiu uma análise e caracterização mais apurada da morfologia dos produtos vulcânicos e sua distribuição espacial, permitindo

uma diferenciação mais completa e precisa dos tipos de derrame (*a'a e pahoehoe*), a diferenciação entre escoadas e depósitos piroclásticos, e a separação estratigráfica das várias unidades lávicas.

Palavras-chave: Detecção remota; Escoadas lávicas; Imagens de alta resolução; Vulcão do Fogo; VANT.

ABSTRACT

The Fogo Volcano, in the archipelago of Cape Verde is the most active volcano in the eastern Atlantic, with at least 27 eruptions in the last 500 years. The latest eruption occurred from November 23, 2014 to February 8, 2015. It had its origin on the western flank of Pico do Fogo and the lava flows affected an area of about 4.5 km² inside the Caldeira, destroying almost completely the settlements of Bangaeira, Portela and Ilhéu de Losna, as well as some economically important adjacent areas.

The application of remote sensing techniques along with GIS has proved to be very important for the detailed topographic and geomorphological mapping in inhabited areas of high volcanic activity, presenting a wide range of techniques for mapping volcanic morphology, its dynamics and associated risk.

In this study, aerial photographs of the Chã das Caldeiras area were obtained from a survey conducted in December 2016 with a SenseFly Ebee fixed wing unmanned vehicle (UAV), as well as WorldView-2 and Pleiades -1 satellite imagery, with a resolution of 0.5 m, obtained on August 19, 2013, November 29, 2014 and December 8, 9 and December 25, 2014. Through photo-interpretation the lava flows were mapped with an unprecedented detail, to which was determinant the joint use of the very high resolution satellite images and the ultra-high resolution orthomosaic (0.07 m) and digital surface model obtained from the surveys performed by an UAV.

The analysis of spectral oxidation indexes showed a clear difference between recent, historical and prehistorical lava flows, whose oxidation index value increases with age. The use of this technique allowed a more accurate characterization of the morphology of the volcanic products and their spatial distribution, resulting in a more complete and precise differentiation of the lava types (*a'a* and *pahoehoe*), the differentiation between lava flows and pyroclastic deposits, and the stratigraphic separation of the different lava flow units.

Keywords: Remote sensing; Lava flows; High resolution images; Fogo Volcano; UAV

INTRODUÇÃO

O Vulcão do Fogo é o vulcão mais ativo de todo o Atlântico oriental, com, pelo menos, 27 erupções nos últimos 500 anos. Este apresenta uma forma aproximadamente circular com cerca de 26 km de diâmetro ao nível do mar, destacando-se aos 1800 m de altitude uma caldeira com 8 km de diâmetro máximo. Esta caldeira ter-se-á formado na sequência de dois episódios de colapso na parte central do aparelho vulcânico principal (Brum da Silveira e Madeira, 1997). A caldeira é circundada por uma escarpa em forma de arco, com cerca de 1000 m de comando máximo e que culmina a 2692 m, localmente designada por Bordeira. Esta, encontra-se interrompida a leste, como resultado de um ou mais mega-colapsos gravíticos ocorridos no flanco oriental do vulcão (Brum da Silveira e Madeira, 1997). Posteriormente ao colapso do flanco oriental da ilha, edificou-se o vulcão do Pico do Fogo, no interior da caldeira e parcialmente sobre a cicatriz de deslizamento, que constitui o ponto mais alto da ilha (2928 m). A base deste cone vulcânico testemunha a actividade recente do vulcão, o que se pode comprovar pelas várias bocas eruptivas adventícias, extensos campos de lava e depósitos piroclásticos que preenchem a depressão.

Até ao evento eruptivo mais recente, que decorreu de 23 de novembro de 2014 a 8 de fevereiro de 2015, a Chã das Caldeiras tinha uma população de 697 habitantes, cuja economia de sustento tinha como base a agricultura, a pastorícia e o turismo, organizando-se em três povoações: Bangaeira, Portela e Ilhéu de Losna. Porém, a erupção de 2014/15, com origem no flanco ocidental do Pico do Fogo e que afetou uma área com cerca de 4,5 km², praticamente destruiu de forma completa estas povoações, bem como as áreas limítrofes importantes à sua sustentabilidade económica. Um estudo recente, realizado com vista à avaliação dos danos causados pelo último evento eruptivo e proposta de mitigação dos mesmos, indica que o movimento rápido dos derrames de lava no decorrer da erupção, afetou 260 edifícios, o correspondente a 75% do edificado existente nas três aldeias (Jenkins *et al*, 2017). Do total de edifícios afectados, 170 foram completamente destruídos e enterrados pelos derrames de lava, que afetaram de forma mais severa a parte sudoeste da Portela, onde se verificou a maior parte dos edifícios destruídos. Apenas os edifícios construídos em áreas mais elevadas resistiram à destruição provocada pela frente dos derrames, com 2 a 3 m de espessura. Do ponto de

vista da acessibilidade, 5,7 km da única via de ligação entre as aldeias foram cobertos por um derrame de lava com mais de 6 m de espessura. No sector agrícola, os danos provocados pela erupção afetaram 2,1 km², correspondentes a cerca de 25% das terras cultiváveis. Este episódio eruptivo provocou o maior prejuízo económico no sector agrícola da região, afetando o uso do solo, instalações agrícolas e ainda causando a interrupção da produção frutícola. Os fenómenos vulcânicos constituem um perigo iminente para as populações da Chã das Caldeiras. Contudo, apesar dos danos causados e do elevado risco, a população residente apresenta elevada resiliência e aceitação no que respeita à exposição ao risco de derrames de lava, o que se pode comprovar pela rápida reconstrução do edificado destruído, após a erupção de 1995 (Jenkins *et al.*, 2017). Mesmo após a erupção de 2014/15, as populações deslocadas, começaram já a reocupar a Chã das Caldeiras (Vieira, informação oral).

A cartografia geomorfológica e geológica de pormenor em áreas habitadas de elevada actividade vulcânica, constitui uma ferramenta muito importante para a avaliação e gestão de perigos associados a fenómenos vulcânicos. Dada a elevada perigosidade do Vulcão do Fogo, acresce a urgência em rever e actualizar a cartografia geológica e geomorfológica, assim como cartografar e rever a cartografia dos derrames de lava históricos, em particular recorrendo às novas tecnologias de levantamento e modelação de alta resolução. Os resultados, desenvolvidos num projeto interdisciplinar que envolve cientistas e as autoridades locais, alimentarão uma base de dados que será usada para modelizar cenários futuros e contribuirá para a actualização da cartografia geomorfológica e geológica.

O objectivo principal desta dissertação é fornecer uma cartografia geológica detalhada com vista à individualização dos derrames lávicos resultantes da actividade passada e recente do Vulcão do Fogo. Esta individualização constituirá uma ferramenta fundamental para a estimativa de taxas de erupção e períodos de recorrência eruptiva do Vulcão do Fogo nos últimos 500 a 1000 anos.

De forma mais específica pretende-se: identificar, individualizar e cartografar os produtos vulcânicos das diferentes erupções; identificar as fontes dos vários derrames de lava e dos cones associados, e relacioná-las com registos históricos; produzir um mapa digital dos derrames de lava históricos a uma escala de 1:10 000; estabelecer as

relações estratigráficas entre as várias escoadas no campo de lavas; demonstrar as potencialidades das imagens de satélite e fotografia aérea de alta resolução obtida com UAV, para a produção de cartografia de grande detalhe de elementos geológicos e geomorfológicos típicos da morfologia vulcânica. O trabalho enquadra-se no projeto "FIRE - Fogo Island vulcano: multidisciplinar REsearch of the 2014/15 Eruption" (FCT-PTDC/GEO-GEO/1123/2014), incluindo também resultados apoiados em observações obtidas por membros da equipa no terreno.

CAPÍTULO I – QUADRO GEOGRÁFICO DA ILHA DO FOGO

1.1. Localização

O Arquipélago de Cabo Verde é constituído por dez ilhas de origem vulcânica, situadas ao largo do Senegal e da Mauritânia, a cerca de 500 km da costa ocidental africana. Localizadas entre 15° e 17 ° N e 23° e 25 ° W, estas ilhas vulcânicas elevam-se da planície abissal a cerca de 3000 m de profundidade (Bebiano, 1932) e tradicionalmente são distribuídas nos grupos de Barlavento, constituído pelas ilhas de Santo Antão, S. Vicente, St^a. Luzia, S. Nicolau, Sal e Boavista, e de Sotavento, do qual fazem parte as ilhas de Maio, Santiago, Fogo e Brava (Figura 1).

Situado a cerca de 2000 km a leste da dorsal médio-atlântica, o arquipélago apresenta cerca de 4033 km² de superfície emersa e cerca de 600000 km², incluindo as águas territoriais.

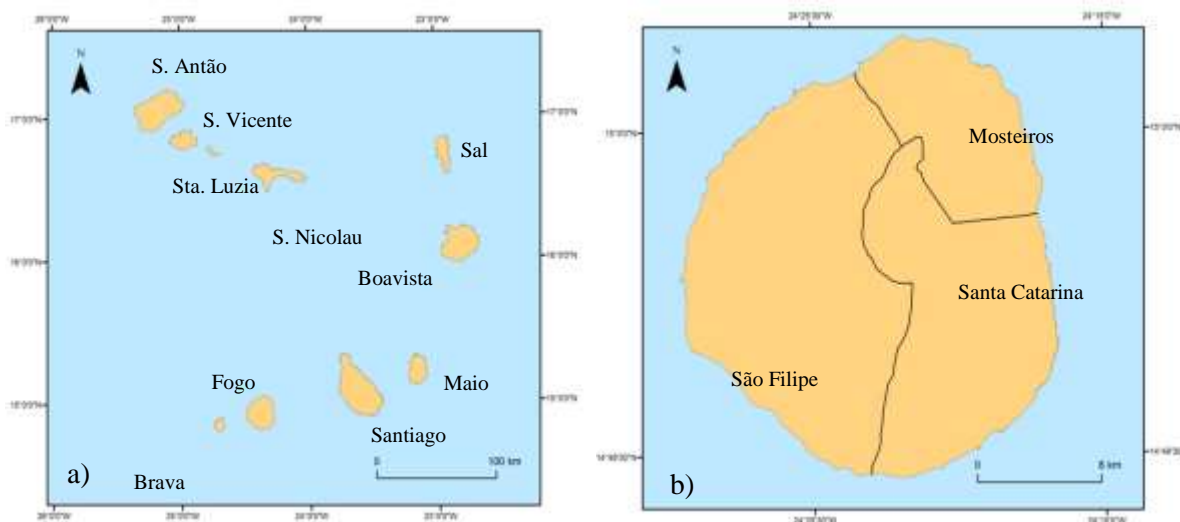


Figura 1. Enquadramento geográfico do arquipélago de Cabo Verde a) Arquipélago de Cabo verde b) Ilha do Fogo

A Ilha do Fogo pertence ao grupo de Sotavento e encontra-se entre 15°03' e 14°48' N e 24°18' e 24°31' W. Situada a cerca de 800 km da Costa Africana, entre as Ilhas de Santiago e Brava, a 55 km e 17 km de distância, respectivamente, a Ilha do Fogo destaca-se das restantes ilhas do arquipélago pela sua assinalável e recente actividade vulcânica (Ribeiro, 1960; Day *et al.*, 1999; Gonzalez, *et al.*, 2015; Jenkins *et al.*, 2017).

Esta é constituída por um complexo estrato-vulcão de flancos íngremes e cujo diâmetro ronda os 26 km ao nível do mar. Apresentando uma forma quase circular, abrange uma área com cerca de 475 km². O topo deste vulcão encontra-se a 7000 m do fundo oceânico e a altitude máxima é atingida aos 2829 m no Pico do Fogo.

1.2. Geologia

a. A geologia do arquipélago de Cabo Verde

As ilhas do Arquipélago de Cabo Verde são todas de origem vulcânica e as idades das suas formações geológicas estendem-se do Oligocénico à actualidade, sendo que as ilhas de Maio e Santiago apresentam fragmentos de crosta oceânica de idade mesozoica, trazida para a superfície por processos intrusivos (Serralheiro, 1976; Holm *et al.* 2008; Ramalho, 2011). O início do vulcanismo que deu origem a Cabo Verde terá ocorrido no final do Oligocénico, a julgar pelas sequências lávicas mais antigas do tipo “Ocean Island Basalts”, expostas na Ilha do Sal para as quais foi determinada uma idade aproximada de 26 Ma (Torres *et al.* 2002).

Sendo a sua origem atribuída à actividade de um “hotspot” (ou ponto quente) sob a placa Núbia, a constituição das ilhas de Cabo Verde denota essencialmente a erupção de magmas fortemente alcalinos, frequentemente subsaturados em sílica, sendo que os produtos eruptivos são sobretudo escoadas lávicas e piroclastos de natureza basáltica, apesar da existência de rochas intermédias que afloram em menor quantidade (Serralheiro 1976; Holm *et al.* 2008; Madeira *et al.* 2010). Porém, em áreas costeiras, são frequentes os afloramentos de rochas carbonatadas, que correspondem à deposição de sedimentos marinhos de pouca profundidade, hoje em dia expostos por uma combinação de soerguimento lento e erosão (Ramalho, 2011).

O facto das ilhas possuírem idades relativamente diferentes advém do carácter descontínuo do vulcanismo, que esteve na origem do arquipélago (Ramalho, 2011). Assim, é possível dividir as ilhas em três grupos tendo em conta a sua idade: o grupo das ilhas orientais (Sal, Boa Vista e Maio); o alinhamento de noroeste (Santo Antão, São Vicente, São Nicolau, Santa Luzia e os ilhéus); e o alinhamento do sudoeste (Santiago, Fogo e Brava).

O grupo oriental foi o primeiro grupo a ser formado durante o Oligocénico final e Miocénico, há aproximadamente 26-22 Ma. Posteriormente, entre os 10 a 5 Ma, no decorrer do Miocénico, teve início a formação do grupo das ilhas ocidentais, constituído pelos alinhamentos de noroeste e sudoeste (Holm *et al.*, 2008). As ilhas do Fogo e Brava terão tido a sua origem já no Plistocénico (Madeira *et al.*, 2010). A distribuição espacial das ilhas de Cabo Verde em forma de “cluster”, e ao invés de uma cadeia linear de ilhas com uma óbvia progressão de idades, como se observa por exemplo no Arquipélago do Hawaii, assim como a distribuição das idades das ilhas, sugerem tratar-se dum sistema de ilhas oceânicas formadas por um “hotspot” localizado numa placa tectónica aproximadamente estacionária relativamente à fonte mantélica que deu origem ao vulcanismo (Ramalho *et al.*, 2011). Efectivamente, Cabo Verde é dado como o exemplo-tipo de um “hotspot” em placa estacionária, por oposição ao Arquipélago do Hawaii, que é tido como exemplo-tipo de um “hotspot” numa placa de movimentação rápida (Holm *et al.* 2018; Ramalho *et al.*, 2011).

O carácter descontínuo da atividade vulcânica associada à génese do arquipélago resultou num processo de formação faseada, verificando-se uma alternância entre episódios eruptivos e períodos de repouso, quando teve lugar acção erosiva. Para além do mais, as diferenças significativas, do ponto de vista geológico, que se verificam entre estas ilhas, não se prendem apenas com diferença de idades, mas também com fenómenos de subsidências e soerguimento, que ocorreram ao longo do tempo (Ramalho *et al.*, 2010a,b,c; Madeira *et al.*, 2010; Ramalho, 2011). As formações vulcânicas recentes, na sua maioria constituídas por piroclastos e escoadas lávicas de idades compreendidas entre o Pliocénico e início do Quaternário, encontram-se em quase todas as ilhas, com excepção das Ilhas do Maio e da Boa Vista (Plesner *et al.*, 2003; Torres *et al.*, 2002; Duprat *et al.*, 2007 e Holm *et al.*, 2008).

b. Geologia da ilha do Fogo

Sendo uma das ilhas mais jovens do Arquipélago de Cabo Verde, a Ilha do Fogo constitui um grande vulcão complexo, numa associação tipo Somma-Vesúvio, *i.e.* com um estrato-vulcão mais recente (o Pico do Fogo) sobreposto a um edifício vulcânico anterior, colapsado (Ribeiro, 1960; Madeira e Silveira, 1997; Day *et al.*, 1999; Masson *et al.*, 2008; Ramalho, 2011; Mata *et al.*, 2017). A idade da Ilha do Fogo está mal

constrangida devido à existência de uma ainda incipiente rede de drenagem, que não expôs ainda as formações mais antigas. Não obstante esta questão, uma idade quaternária tem sido apontada como a mais indicada para a maioria da parte subaérea da Ilha do Fogo (Day *et al.*, 1999; Ramalho, 2011).

Do ponto de vista petrológico, a Ilha do Fogo é dominada por rochas de composição basáltica (*sensu lato*), estando geralmente representados litótipos de carácter mais subssaturado em sílica, tais como os basanitos, limburgitos e nefelinitos (Mata *et al.*, 2017). Estes são quer de natureza efusiva (volumetricamente mais representativos), quer de natureza explosiva. De forma pontual, ocorrem rochas fonolíticas, *i.e.* representando magmas mais evoluídos, mas de carácter fortemente subssaturado. Os carbonatitos já referidos, correspondem a calciocarbonatitos provavelmente de natureza plutónica, ainda que as condições de afloramento não permitam uma cabal identificação desta natureza (Madeira *et al.*, 2005; Mata *et al.*, 2017)

A sequência vulcano-estratigráfica definida por Machado e Assunção (1965) (Figura 2), de acordo com os acontecimentos geológicos, divide-se em quatro unidades estratigráficas ordenadas da mais antiga para a mais recente:

- Complexo Antigo e Sistema Filoniano Associado;
- Lavas Anteriores à Formação da Caldeira;
- As Lavas Recentes;
- Areias de Praia e Depósitos Torrenciais ou de Vertente.

Segundo Machado e Assunção (1965) a unidade mais antiga designa-se de Complexo Antigo e sistema filoniano associado, abrangendo três locais: a Ribeira do Pico, a vertente ocidental do monte Almada e Ribeira da Trindade. Nesta unidade existe uma predominância do carbonatito, rico em minerais silicatados, que se concentra na Ribeira do Pico e vertente ocidental do monte Almada. Ainda nesta unidade, é possível encontrar rochas alcalinas, geralmente ultrabásicas, com segregações carbonatíticas que predominam em Ribeira da Trindade (Machado e Assunção, 1965).

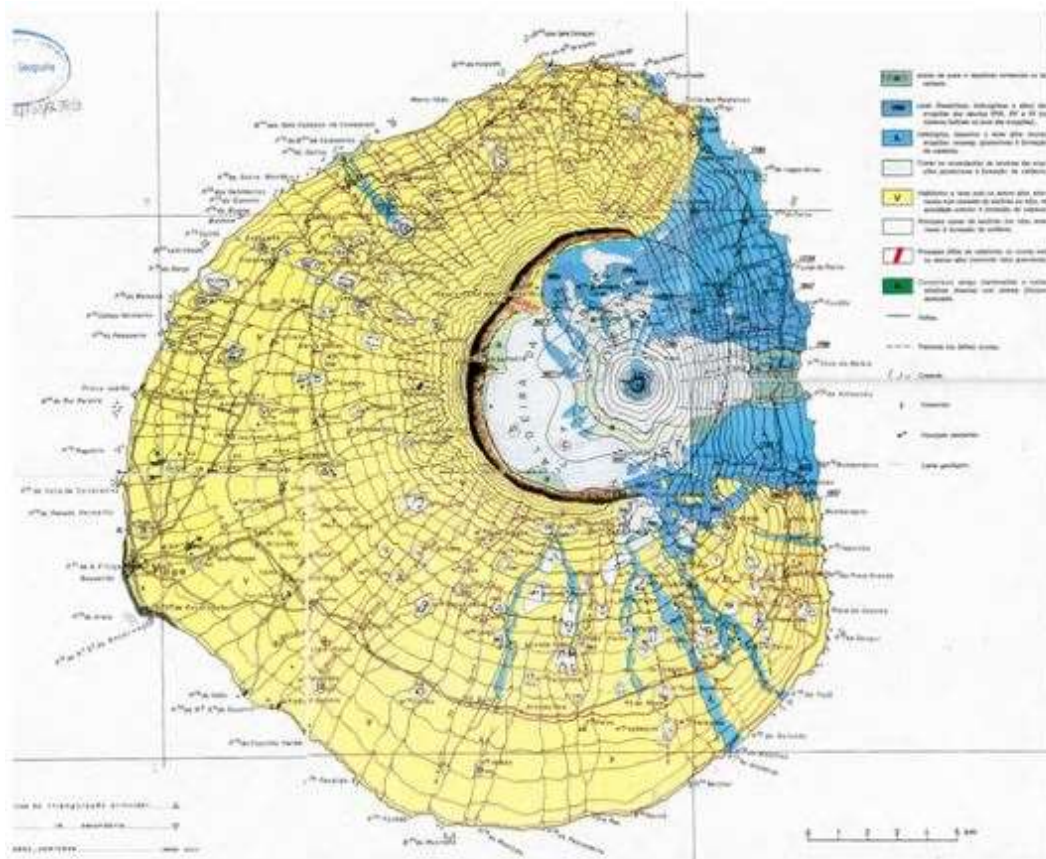


Figura 2. Carta Geológica da ilha do Fogo, na escala 1:100 000 (Machado e Assunção, 1965)

A unidade posterior corresponde às Lavas Anteriores à Formação da Caldeira. São derrames lávicos com nefelinitos e encontram-se alternados com camadas de escórias ou tufos. Desta unidade, fazem ainda parte os cones de escórias, anteriores à formação da caldeira e os filões de nefelinitos. Estas lavas ocorrem no setor ocidental sob a forma de extensos campos de lava alternadas com piroclastos. A esta unidade também pertence uma parte dos filões da Bordeira, de composição maioritariamente nefelinítica (Machado e Assunção, 1965).

As Lavas Recentes correspondem aos campos de lava, depósitos piroclásticos e centros eruptivos formados numa fase posterior à formação da caldeira. Destas formações fazem parte as lavas resultantes das erupções dos séculos XVIII, XIX e XX, bem como os cones ou acumulações de escória resultantes dessas acumulações, e ainda limburguitos, basanitos e lavas afins de outras erupções recentes, que se verificam na parte ocidental da ilha.

Por fim, depósitos sedimentares representados por Areias de Praia e Depósitos Torrenciais e de Vertente, correspondem a depósitos sedimentares que constituem se localizam na costa ocidental da ilha. Desta unidade, também fazem parte os materiais acumulados na base da Bordeira e do Pico do Fogo, particularmente na vertente oriental, onde existe importante acumulação de depósitos de fluxo de lama e detritos (lahares primários e/ou secundários), resultantes de desabamentos e de escoamento torrencial, ou eventualmente da interação entre actividade vulcânica explosiva e chuvas torrenciais, durante o período pré-histórico.

1.3. Geomorfologia

a. Traços da geomorfologia do Arquipélago de Cabo Verde

O modelado de um edifício vulcânico não depende apenas da actividade vulcânica que é responsável pela sua génese, mas também de um conjunto de processos desencadeados por acção da gravidade, tais como, movimentos de massa, colapso de caldeiras, subsidência tectónica e pela erosão.

Do ponto de vista geomorfológico, as ilhas do Arquipélago de Cabo Verde apresentam tipologias de relevos diversos (Bebiano, 1932), visto que existem ilhas que apresentam um relevo vigoroso, com uma morfologia vulcânica jovem, por vezes cortadas por uma drenagem profundamente encaixada mas que não altera a morfologia geral dos edifícios vulcânicos, e outras que apresentam um relevo baixo, degradado ou mesmo arrasado. Este contraste geomorfológico entres ilhas possibilita a divisão do arquipélago em dois conjuntos distintos, em função das características geomorfológicas: o setor oriental e o setor ocidental (Serralheiro, 1976; Ramalho *et al.* 2010; Ramalho, 2011).

As ilhas do sector oriental, também designadas de “Rasas”, apresentam altitudes pouco acentuadas, que variam entre os 0 e os 450 m, e relevos mais suaves, onde predominam extensas áreas planas, especialmente na periferia costeira. Identificam-se ainda formas de relevo antigas de fraco declive, e relevos residuais resultantes da erosão diferencial. As superfícies aplanadas, que caracterizam a paisagem, de um modo geral correspondem a terraços marinhos levantados expostos por movimentos de soerguimento lentos ocorridos desde o Pliocénico ao Quaternário, contribuindo para ao

aumento gradual da área emersa destas ilhas e determinando a sua permanência acima do nível médio do mar (Ramalho *et al.*, 2010a). Para além destas formas, assinalam-se alguns cones vulcânicos resultantes de fases eruptivas recentes, posteriores à maioria da erosão. Na Ilha de Maio, o ponto mais elevado é o Monte Penoso com 436 m. Na ilha do Sal e da Boa Vista as altitudes máximas rondam os 387 e 406 m, respetivamente que, por sua vez, correspondem ao Monte Grande e ao Monte Estância. Nas Ilhas da Boa Vista e do Maio estas elevações correspondem a relevos residuais, de erosão. O Monte Grande na Ilha do Sal, assim como a maioria dos relevos mais altos nesta ilha, correspondem, por contraste, a cones vulcânicos de idade quaternária.

Ao contrário do que se verifica no setor oriental, as ilhas ocidentais apresentam relevos bastante mais acidentados e altitudes consideráveis, denotando uma idade geológica mais jovem. Na Ilha de Santo Antão, o Tope de Coroa eleva-se aos 1979 metros, na Ilha de Santiago, o Pico da Antónia atinge os 1392 m e na Ilha de São Nicolau, o Monte Gordo alcança os 1304 m.

b. A Geomorfologia da ilha do Fogo

A Ilha do Fogo é dominada por um grande aparelho vulcânico ligeiramente assimétrico, cujo centro se localiza no seu lado oriental. Este edifício vulcânico apresenta uma forma aproximadamente circular com cerca de 26 km de diâmetro máximo (ao nível do mar), elevando-se a uma altitude de 2829 m e possuindo uma altura desde o fundo oceânico de 7000 m.

O tronco deste estrato-vulcão encontra-se predominantemente coberto por derrames basálticos e produtos piroclásticos que se estendem até ao litoral, sendo este último ora dominado por arribas, ora por deltas lávicos mais recentes que fossilizam as paleo-arribas subjacentes (Madeira *et al.*, 1995). As arribas escarpadas estendem-se por, praticamente, todo o litoral, com alturas que oscilam entre os 200 e os 500 m de comando, e separadas em alguns sectores por derrames de lava mais recentes (Day *et al.*, 1999).

Aos 1800 m de altitude destaca-se uma ampla depressão, em forma de caldeira, com 8 km de diâmetro máximo, denominada localmente por Chã das Caldeiras. Esta, terá sido o resultado de dois episódios de colapso vulcânico, sendo assim composta por duas caldeiras que se intersectam, na parte central do aparelho vulcânico principal (Brum da Silveira e Madeira, 2006).

A Chã das Caldeiras é circundada a sul, oeste e norte por uma escarpa em forma de arco, que se estende por 14 km, com cerca de 1000 m de comando máximo e que culmina a 2692 m. Na parte interna da Bordeira os declives variam entre 60° e 90° (Day *et al.*, 1999 e Worsley, 2015), sendo as sequências vulcânicas expostas dominadas por acumulações de lapili e escórias alternadas por derrames lávicos de possança variada, e estando cortadas por filões do tipo dique e soleira (Ribeiro, 1960). A estrutura encontra-se interrompida a leste, por duas grandes escarpas: a sul, a do Espigão, e mais a Norte, a do Corvo, ambas alinhadas com as terminações da Bordeira.

A ausência do bordo da(s) caldeira(s) na parte oriental resulta da ocorrência de um, ou mais, grandes colapsos gravíticos ocorridos no flanco oriental do vulcão (Brum da Silveira e Madeira, 1997; Day *et al.*, 1999; Masson *et al.*, 2008; Ramalho *et al.*, 2015). Segundo Machado e Assunção (1965) essa forma, estaria associada à falha N-S de Sambango-Monte Vermelho. Contudo, Brum da Silveira *et al.*, (1997), consideram a inexistência de evidências morfológicas de uma escarpa de falha N-S, propondo que o deslizamento para Leste teria sido posterior aos episódios de subsidência central que geraram as duas caldeiras separadas pelo esporão designado por Monte Amarelo. Day *et al.* (1999), no entanto, não considera os episódios de subsidência central associada à formação de caldeiras vulcânicas, preferindo um modelo em que a Bordeira corresponde à cicatriz do colapso gravítico do flanco leste do vulcão. Estes autores estimam que o volume do material em falta, *i.e.* o volume do colapso gravítico que afectou o edifício vulcânico do Fogo, ronda os 150-200 km³. A cartografia dos depósitos de colapso presentes no fundo do oceano adjacente, porém, sugere um volume mais modesto, em torno dos 130-160 km³ (Masson *et al.*, 2008, Paris *et al.*, 2011). A idade para o colapso gravítico do flanco oriental do Fogo foi estimada inicialmente em torno dos 62-123 ka, com base na datação de produtos eruptivos ante e pós-colapso (Foeken *et al.*, 2018; Paris *et al.*, 2011). No entanto, a descoberta de depósitos na vizinha Ilha de Santiago associados ao impacto do tsunami gerado pelo colapso gravítico permitiu determinar um

intervalo de idades mais aproximado para o colapso, em torno dos 65-80 ka, com uma idade mais provável a c. 73 ka (Ramalho *et al.*, 2015).

No lado exterior da Bordeira, que corresponde à encosta do edifício vulcânico mais antigo, os declives são mais suaves do que na parte interna e verifica-se a incisão da rede hidrográfica sob a forma de numerosos barrancos, que dissecam toda esta área e que se concentram, essencialmente, no setor Norte (Day *et al.*, 1999). Estas linhas de água distribuem-se de forma radial e atingem entre 100 m e 300 m de profundidade, correspondendo a um estágio inicial de erosão (Day *et al.*, 1999). A maior densidade da rede de drenagem, assim como a maior profundidade dos vales, na vertente norte está relacionada com a pluviosidade orográfica resultante da intersecção entre a topografia e os ventos alísios que sopram de NE e NNE e que perdem praticamente toda a humidade para sul.

No sector oriental da caldeira, ergue-se o Vulcão do Pico do Fogo, um estrato-vulcão de cinzas e escória com intercalações lávicas, que foi edificado numa fase eruptiva posterior ao colapso de flanco, na sequência do intenso vulcanismo na área da cicatriz de colapso (Brum da Silveira e Madeira, 2006). O Pico do Fogo apresenta um diâmetro basal de 2,6 km, segundo a direção N-S e possui uma cratera com cerca de 500 m de diâmetro e 150 m de profundidade (Worsley, 2015), constituindo o ponto mais alto da ilha (2928 m) e excedendo, em 100 m, a altitude máxima da Bordeira. A base do Pico do Fogo é testemunho da actividade recente do vulcão, o que se comprova pelas várias bocas eruptivas adventícias e pelos extensos campos de lava e depósitos piroclásticos que preenchem a Chã das Caldeiras.

A Chã das Caldeiras é uma superfície plana, que se estende desde a Bordeira ao Pico do Fogo, acidentada pelos cones adventícios isolados ou que se agrupam em torno do cone principal, *i.e.* do Pico do Fogo. Estes focos de actividade vulcânica, de menor dimensão, dividem-se em dois grupos consoante a sua composição: os cones de escória formados pela acumulação de fragmentos de pequenas dimensões e; cones de spatter formados pela aglutinação de bombas vulcânicas (Ribeiro, 1960). A Chã das Caldeiras, que abrange uma área de cerca de 60 km², foi completamente preenchida pelos derrames emitidos pelos referidos cones, no decorrer da actividade vulcânica recente. No exterior da caldeira, os cones distribuem-se de acordo com a rede de fraturação radial do grande

edifício vulcânico, em alinhamentos compostos de 3 a 5 cones, que se estendem desde o rebordo da caldeira até ao litoral (Brum da Silveira e Madeira, 2006).

Os estudos realizados por Brum da Silveira *et al.*, (1997), com vista à caracterização tectónica da ilha, permitiram a identificação de três sistemas de falhas: NO-SE a ONO-ESE, N-S e NNE-SSO (Figura 3). Segundo os mesmos autores, a actividade deste sistema de falhas está relacionada com o enchimento da câmara magmática e com o campo de tensões regional. De acordo com esboço estrutural da Ilha do Fogo, realizado por Brum da Silveira *et al.*, (1997), para além da falha Sambango – Monte Vermelho de direcção N-S, distinguem-se a Falha Portela – Cova Figueira de direcção NO-SE e as Falhas do Espigão. Para além destas, foram identificadas outras falhas na Chã das Caldeiras, como a Falha do Monte Beco e a Falha Monte Saia – Cova Tina, decorrentes da erupção de 1995 (Brum da Silveira *et al.*, 1997).

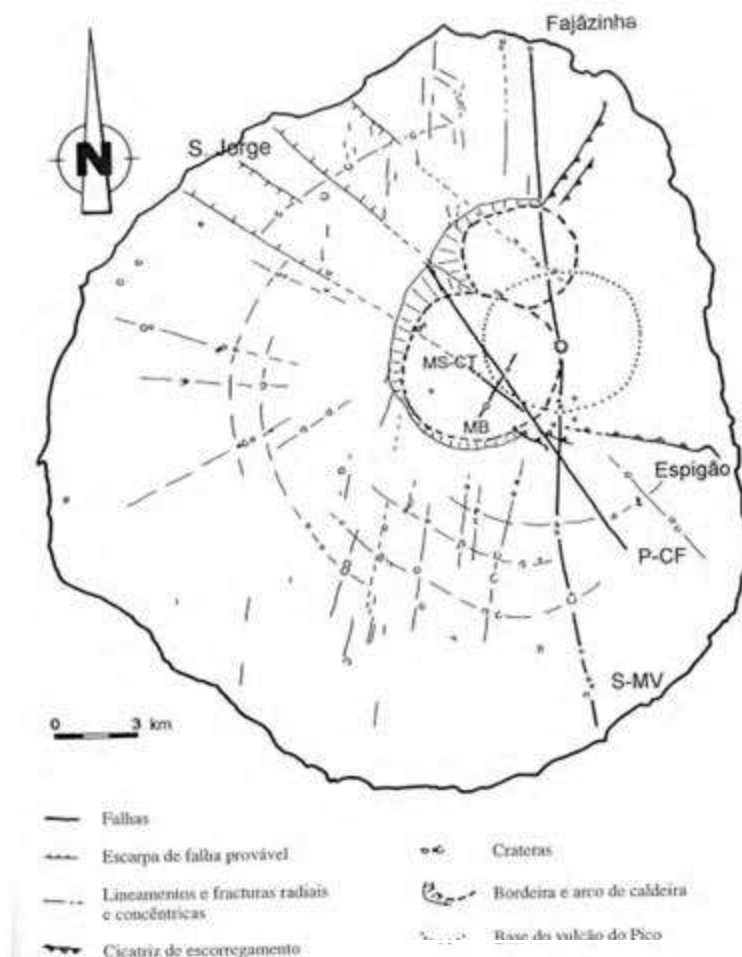


Figura 3. Esboço estrutural da ilha do Fogo (Brum da Silveira *et al.*, 1997)

1.4. Clima e vegetação

A conjugação das variáveis climáticas, principalmente a temperatura e a precipitação, influência de forma directa, não só os ciclos terrestres, como também a evolução do relevo. Assim, as condicionantes do clima, constituem uma condição fundamental para a identificação e explicação da morfologia do território.

O Arquipélago de Cabo Verde situa-se na zona intertropical, na denominada faixa climática do Sahel, uma região que atravessa o continente africano desde o Atlântico ao Mar Vermelho prolongando-se até aos desertos da zona temperada da Eurásia (Martins et al., 2008; Rebelo, 2008), onde dominam os climas do tipo árido e semiárido (Amaral, 1964). O clima vigente neste arquipélago, classificado como tropical seco (do tipo BWh, de acordo com a classificação de Köppen), caracteriza-se por uma longa estação seca, e por um período húmido de curta duração, que a interrompe por apenas alguns dias, onde as chuvas ocorrem de forma concentrada. Estas duas estações, são designadas no país por “tempo das brisas” (estação seca), de Dezembro a Junho, e o “tempo das águas” (estação das chuvas), de Agosto a Outubro, separadas pelos meses de transição, correspondentes a Julho e Novembro (Amaral, 1964).

A envolvimento oceânica traduz-se numa forte influência na temperatura, proporcionando valores médios mensais moderados que oscilam entre os 20 °C, nos meses mais frios (de janeiro a abril) e os 27 °C, no período mais quente (de agosto a outubro) (Neves, 2011). Para além disso, a influência do oceano apresenta-se como um factor explicativo dos elevados valores de humidade relativa do ar que variam entre os 60-85% (Pereira, 2010).

A precipitação média anual não ultrapassa 300 mm nas altitudes inferiores a 400 m, apresentando valores progressivamente menores, quanto menor for a altitude e não atinge valores superiores aos 700 mm nas cotas superiores a 500 m (Neves, 2011). Deve realçar-se o carácter torrencial destas precipitações, que ocorrem sob a forma de chuvas curtas e muito intensas e que aumentam de intensidade ao serem combinados com o efeito orográfico (Gonçalves, 2015).

Contudo, o regime pluviométrico do arquipélago apresenta uma grande variabilidade espaço-temporal que surge, não só como consequência das oscilações da Faixa de

Convergência Intertropical (CIT) e da posição dos aparelhos isobáricos, que atuam nas proximidades do arquipélago, mas também como resultado da acção dos vários tipos de relevo sobre as massas de ar (Amaral, 1964).

Os anos mais secos entre 1962 e 2013, foram 1973 e 1977, enquanto que os mais húmidos ocorreram em 1962, 1976 e 2010. Sendo que, nos anos mais húmidos, os valores de precipitação não ultrapassaram os 500 mm.

No que se refere aos ventos, o arquipélago encontra-se sob influência de vários tipos de circulação atmosférica. Devem destacar-se, pelo seu domínio, os ventos alísios de NE que sopram sobre o arquipélago durante quase todo o ano e cuja circulação de superfície é controlada pela célula anticiclónica subtropical e pela faixa de baixas pressões equatoriais, resultante da convergência dos ventos alísios dos dois hemisférios (CIT). Deste modo, a posição destes dois centros de acção ao longo do ano, determina a sucessão dos dois tipos de tempo que caracterizam o clima do arquipélago (Amaral, 1964).

As oscilações da CIT têm grande importância para Cabo Verde, uma vez que a esta se associa a monção do Atlântico Sul, uma massa de ar quente e húmida, proveniente da região equatorial, que atinge o arquipélago durante o verão. Ao entrar em contacto com os ventos Alísios, a monção contribui fortemente para a formação da CIT, que fornecerá a maior parte da precipitação durante a estação húmida (Teixeira e Barbosa, 1958). Assim, nos anos em que a CIT se encontra sobre o arquipélago durante um curto período de tempo, ou quando não o chega a atingir, ocorrem grandes períodos de crises na produção agrícola, pois a escassez de água não permite o desenvolvimento das culturas, não sendo bastante para garantir a sustentabilidade da vida nas ilhas (Amaral, 1964).

Na estação seca, o arquipélago encontra-se sob total domínio dos alísios, enquanto os centros de baixas pressões estão deslocados para sul. Isto resulta numa ausência de precipitação que culmina na estiagem extrema, imprimida na paisagem de tom avermelhado e vegetação queimada, característica nas áreas de baixa altitude (Amaral, 1964). Por vezes, durante esta estação, o arquipélago de Cabo Verde é também afectado por outro tipo de vento, o harmatão ou “lestada”. Este vento quente e seco, proveniente do deserto do Sahara, detém a particularidade de manter as suas características, apesar

de realizar uma travessia oceânica antes de atingir o arquipélago. A grande quantidade de poeiras, transportadas pelo harmatão, afecta as práticas agrícolas, no sentido em que contribui, fortemente, para o aumento da aridez (Amaral, 1964).

Do ponto de vista climático, a Ilha do Fogo apresenta alguma peculiaridade face às restantes ilhas do arquipélago, expressas na temperatura, humidade do ar, nebulosidade e precipitação. À semelhança das ilhas montanhosas, a ilha possui um conjunto de climas locais, que se devem essencialmente às particularidades das formas de relevo, sendo possível a diferenciação de vários andares climáticos. Assim, verifica-se a passagem de um clima tipicamente árido e semiárido, que domina praticamente todo o litoral, para um clima sub-húmido a húmido nas regiões de altitude intermédia passando novamente à aridez nas áreas de maior altitude (Amaral, 1964).

Apesar da ilha do Fogo receber níveis de precipitação superiores aos que se verificam nas restantes ilhas do arquipélago, o regime torrencial destas chuvas, sobre um relevo montanhoso, com encostas íngremes e sem vegetação, dificulta a infiltração da água essencial para o desenvolvimento do coberto vegetal.

De um modo geral, domina uma vegetação arbustiva baixa e muito ramificada, com ramos desenvolvidos para os lados e a poucos metros do solo, da qual são exemplos típicos o dragoeiro (*Dracaena draco*) e tortolho (*Euphorbia Tuckeyana*), sendo estas plantas mais representativas da vegetação cabo-verdiana (Ribeiro, 1960).

A conjugação dos factores climáticos e do relevo conduz a zonalidades climáticas, responsáveis por diferentes quadros paisagísticos e distribuição das espécies botânicas e tipos de comunidades vegetais. Assim, a Ilha do Fogo apresenta grandes contrastes na forma como se organizam as comunidades vegetais, sendo possível distinguir dois níveis: as regiões de baixa altitude e as regiões montanhosas.

De acordo com Ribeiro (1960), a separação entre estas duas faixas altitudinais ocorre aos 700 m ou 800 m de altitude. A área de menor altitude apresenta-se muito seca e sem vegetação enquanto as áreas montanhosas, assim como as encostas expostas aos ventos dominantes, mais húmidas, onde o solo se encontra coberto por uma estepe muito aberta de *Hyparrheia hirta* e *Cenchrus Ciliaris*, e mato. Nas paredes escarpadas da Bordeira, na Chã das Caldeiras e nos flancos do Pico do Fogo a vegetação é praticamente inexistente.

Pese embora a notável escassez de chuva, deve notar-se que, grande parte das plantas, desenvolve-se sobre a bagacina, em áreas onde ocorrem nevoeiros e precipitações ocultas, que fornecem a quantidade de água suficiente, explicando assim a presença de vegetação (Costa *et al.*, 2017).

1.5. Ocupação humana

Do ponto de vista administrativo, o Fogo está dividido em três concelhos: Mosteiros, com cerca de 87 km², situado no nordeste da ilha; São Filipe, com cerca de 263 km², a sudoeste; e Santa Catarina do Fogo, com 154 km², abrangendo a caldeira e parte dos sectores sul, sudeste e este, da ilha.

Actualmente, a Ilha do Fogo tem 37051 habitantes, o que corresponde a 13,5% do total da população residente em Cabo Verde (INE, 2011), que se distribuem por 16 localidades. O concelho mais populoso, onde habita cerca de 60% da população (22.248 habitantes), é São Filipe, onde se encontra o maior centro urbano da ilha, com o mesmo nome e localizado na costa ocidental. O Concelho dos Mosteiros, tem cerca de 25,7% dos habitantes da ilha e o Concelho de Santa Catarina do Fogo, 14,3%.

Deve destacar-se o carácter jovem da população residente, sendo que 64% dos habitantes se encontra em faixas etárias inferiores a 30 anos, o que confere a esta ilha a população mais jovem do arquipélago (INE – CV, 2011).

Do ponto de vista económico, a população do Fogo tem como base a agricultura. Ainda que num contexto nacional particularmente difícil, em que as áreas férteis se apresentam bastante circunscritas, esta ilha apresenta-se como a que tem a maior vocação agrícola. Assim, cerca de 66% da total população vive em meio rural. Embora o Concelho de São Filipe detenha a maior área urbana, 63% da população residente vive em áreas rurais. No concelho dos Mosteiros e no de Santa Catarina do Fogo, a população rural corresponde a 62,2% e 87,6%, respectivamente. Desta população, a maior parte dedica-se à agro-pecuária de subsistência (quase exclusivamente mulheres) e à construção (frentes de alta intensidade de mão-de-obra) (INE - CV, 2011).

Apesar das sucessivas erupções que ocorreram durante os 500 anos após as chegadas dos primeiros colonos à ilha, estes eventos não provocaram vítimas humanas. Desde o princípio da colonização que estas populações se têm adaptado ao risco de erupções vulcânicas, convivendo com esta natureza. Para além de mostrarem uma elevada resiliência no decorrer das várias fases dos eventos eruptivos, demonstram uma elevada capacidade de recuperação dos danos causados pelas erupções, apesar da condição precária em que se encontram.

A persistência em se reinstalarem nas áreas próximas do vulcão prende-se com a grande necessidade de solos com potencial para a prática da agricultura. A situação de seca prolongada, que assola as ilhas do arquipélago, confere particular importância a estas terras do interior da caldeira, onde ocorre a retenção natural de água provenientes das escassas chuvas.

CAPÍTULO II – ACTIVIDADE DO VULCÃO DO FOGO

2.1. História Eruptiva

O estudo do vulcanismo histórico do arquipélago de Cabo Verde tem sido alvo de análise por parte de vários autores que, desde as primeiras expedições científicas a estas ilhas realizadas a partir do século XVIII, manifestaram o interesse pela compreensão dos fenómenos associados ao vulcanismo e à vulcano-estratigrafia do arquipélago.

As observações realizadas por J. Feijó, por volta 1783, marcam o início dos primeiros estudos geológicos acerca desta região. Para além deste, salientam-se as expedições realizadas por Darwin em 1842, à Ilha de Santiago, bem como o trabalho de Doelter (1882), onde são descritas detalhadamente as dez ilhas, e visitas realizadas por Friedlander em 1912, que resultaram na descrição dos fósseis mesozóicos na Ilha de Maio. Estes estudos surgem como base dos trabalhos desenvolvidos a partir da década de 30 do século XX até à actualidade, e que hoje sustentam o estado actual do conhecimento acerca das ilhas, incluindo os registos de erupções históricas.

Na primeira metade do século XX, foram fortes os contributos fornecidos por B. Bebiano, que em 1932, publica uma obra intitulada de “ Geologia do Arquipélago de Cabo Verde”, que constitui o primeiro estudo de conjunto da geologia das ilhas do arquipélago. Para além das observações geológicas realizadas, devem destacar-se os estudos realizados por Soares (1950), que com base nos estudos dos fósseis das ilhas de Maio, Sal e São Nicolau, apresenta uma primeira estratigrafia do arquipélago. Devem ainda destacar-se o estudo de Berthois (1950), que descreve as formações sedimentares de Cabo Verde, Teixeira (1950), que apresenta uma síntese sobre a geologia dos arquipélagos da Madeira, Açores e Cabo Verde e Ribeiro (1960), que descreve a erupção do Fogo de 1951 e onde são compilados os relatos das erupções anteriores.

A partir de 1960, assinalam-se os trabalhos de A. Serralheiro, que através da produção de cartografia geológica, estabelece a sequência vulcano-estratigráfica geral de várias

ilhas. Para além deste, Assunção (1968), com a obra “A província de Cabo Verde”, surge como base para trabalhos sobre o paleomagnetismo da região insular Macaronésia, como são exemplos Martins *et al.*, (1968) e Roma (1970). Salientam-se os trabalhos realizados por Bernard-Griffiths *et al.*, (1975) e Mitchell-Thomé (1976), que incidem, essencialmente, no estudo das formações magmáticas das ilhas de Cabo Verde.

A utilização de isótopos para deduzir a evolução dos magmas subjacentes ao arquipélago ocorreu pela primeira vez em 1988 por Gerlach *et al.*, Em 1990, Williams *et al.*, tendo como base a distribuição dos alinhamentos magnéticos, deduzem as idades da crosta oceânica sobre a qual emerge o arquipélago.

Os estudos mais recentes têm incidido, essencialmente, sobre a geoquímica isotópica do arquipélago, como são exemplos dos trabalhos realizados por Doucelance *et al.*, (2003), Escrig *et al.*, (2005), e a obra “Building the Cape Verde Islands” de R. Ramalho (2011) e Ramalho *et al.*, (2010a,b,c), onde são utilizadas observações de campo e datações isotópicas, para a construção de modelos de soerguimento (uplift) e subsidência das ilhas de Cabo Verde.

Localizado numa região intraplaca, o Arquipélago de Cabo Verde, emerge de uma área localizada na porção oceânica da placa Africana (Núbia). Segundo estudos realizados por Stillman *et al.*, (1982), Robertson *et al.*, (1984), Faugeres *et al.*, 1989, Pollitz (1991), e mais recentemente por Ramalho *et al.*, (2010a,b,c) e Ramalho (2011), o arquipélago localiza-se no topo do “Empolamento batimétrico de Cabo Verde”, uma anomalia batimétrica positiva com cerca de 1600 km de diâmetro e cerca de 2 km de altura, que terá resultado de um empolamento associado a topografia dinâmica ou mais provavelmente pela acumulação e espraio, na base da litosfera, de material refractário resultante da fusão parcial que gera o vulcanismo, processo que se terá iniciado no decorrer da transição do Oligocénico para o Miocénico.

Pese embora a controvérsia associada à origem das ilhas, a perspectiva mais consensual sugere que estas se tenham formado a partir de um mecanismo de “hotspot” (Crough, 1978; McNutt, 1988 e Sleep, 1990), uma teoria fortemente defendida a partir da década de 60 do século XX, para explicar o vulcanismo intraplaca. Outros autores defendem que o arquipélago ter-se-á formado a partir de uma zona de fratura no fundo oceânico, associada a movimentos provocados na região da Dorsal Média Atlântica, casos de

Bebiano (1932), Dash *et al.*, (1976), Klerks e De Peape (1976), , algo que não suportado pelo quimismo das lavas das ilhas. Contudo, Williams *et al.*, (1990) vieram comprovar que esta zona de fractura não é coincidente com posição das ilhas, mostrando também que o vulcanismo do arquipélago não ocorreu ao longo destas falhas.

Segundo Pollitz (1991), este mecanismo de “hotspot” detém a particularidade de ser praticamente estacionário em relação à litosfera, visto que a proximidade a que se encontra do pólo de rotação da Placa Africana, implica que se desloque lentamente, acompanhando o movimento de rotação placa.

A formação da Ilha do Fogo ter-se-á iniciado por volta dos 4,3 Ma no período Pliocénico. Através da geologia da ilha é possível deduzir que o actual vulcão insular foi construído sobre um substrato mais antigo (constituído por carbonatitos cortados por filões) que corresponde à idade mencionada antes. Para além disso distinguem-se 3 fases de construção, separadas por inconformidades no paredão da Bordeira, a mais recente das quais inclui o vulcanismo pós-caldeira e o vulcanismo pós-colapso de flanco.

O magmatismo de carácter mais ácido, que terá dado origem a actividade mais explosiva, está associado a câmaras magmáticas mais superficiais. Será aliás o esvaziamento destas câmaras magmáticas mais superficiais que terá estado na origem da formação das caldeiras (inferidas por Brum da Silveira e Madeira, 2006) que constituem a depressão do topo do edifício. Testemunhos desta fase são os tufos cimeiros do edifício eruptivo exterior, bem como os cones adventícios que se distribuem em grande número nos flancos do vulcão. Formou-se então um estrato-vulcão, denominado Monte Amarelo por Day *et al.*, (1999), que continuou a crescer produzindo uma sucessão de lavas de carácter mais evoluído em forma de cone, que terá culminado a uma altitude de aproximadamente 3 km (Williams *et al.*, 1990). Estas rochas poderão ser inteiramente de idade quaternária (Hildner *et al.*, 2011).

Depois de atingir o seu limiar crítico, por volta de 123-62 ka (Foeken *et al.*, 2009), esta estrutura ou sofreu colapso vulcânico, formando duas caldeiras coalescentes, descentradas, seguindo-se um grande movimento de vertente, *i.e.* colapso gravítico lateral, posterior ao colapso vertical, segundo Brum da Silveira e Madeira (2006), ou

simplesmente sofreu colapso gravítico lateral, segundo Day *et al.* (1999) e Foeken *et al.* (2008). Não obstante estas possíveis interpretações diferentes, é de comum acordo que o colapso gravítico ocorreu, tal como é atestado pelos depósitos de detritos presentes no offshore, que terão sido transportados para o mar, e cujo volume se estima em 130 a 160 km³ (Masson *et al.*, 2008; Paris *et al.*, 2011; Ramalho *et al.*, 2015). Este depósito encontra-se no fundo oceânico, abrangendo uma área de cerca de 875 km² (Worsley, 2015). Brum da Silveira *et al.* (1997) consideram que o escorregamento gravítico é evidenciado na morfologia pelas cicatrizes de colapso correspondentes à escarpa do Espigão do lado Sul e a outra, do lado norte, entre Fernão Gomes e Fonsaco. Este evento terá marcado a terceira fase da evolução eruptiva, a partir da qual se verifica uma alteração do carácter da actividade vulcânica. Estudos recentes demonstraram que instabilidade dos flancos e os colapsos laterais são processos recorrentes durante a evolução estrutural dos edifícios vulcânicos, que ocorrem com maior propensão em vulcões muito ativos (Krastel *et al.*, 2001), como é o caso do vulcão do Fogo. Para além das alterações provocadas no edifício vulcânico, do ponto de vista geomorfológico, os efeitos mecânicos dos colapsos laterais sobre as intrusões e diques, que se localizam a pouca profundidade dentro do edifício vulcânico, traduzem-se na ocorrência de vulcanismo geralmente no interior da cicatriz de colapso. Contudo, outros estudos relativos à distribuição dos centros eruptivos após eventos de colapso, em ilhas vulcânicas nas regiões intraplaca, mostram que pode ocorrer uma inibição da actividade dos centros eruptivos anteriores ao colapso, passando a actividade a manifestar-se em outras áreas da depressão (Maccaferri *et al.* 2017). Estes fenómenos podem também repercutir-se em mudanças no carácter das erupções bem como na reorientação das intrusões magmáticas.

No que se refere à Ilha do Fogo, as erupções pós-colapso ocorreram essencialmente no interior da caldeira (Day *et al.*, 1999), ainda, que de forma residual, se tenham manifestado no cone vulcânico exterior. Numa fase posterior, que terá tido início por volta dos 83 ka até ao presente, as erupções foram essencialmente efusivas e decorreram principalmente no interior da caldeira.

2.2. Actividade Vulcânica Recente

A actividade posterior a 1785 caracteriza-se por erupções predominantemente alimentadas por fissuras nos flancos do Pico, manifestando-se de forma intermitente e em curtos períodos de tempo, através de um vulcanismo do tipo fissural predominantemente efusivo, a partir do qual se formaram cones de escória e escoadas lávicas que, na sua maioria (erupções de 1785, 1799, 1816, 1847, 1852 e 1857), fossilizaram extensas áreas do flanco leste da ilha, estendendo-se até ao mar (Torres *et al.*, 1997; Day *et al.*, 2000 in Heleno, 2003; Hildner *et al.*, 2011). Destas escoadas excluem-se as originadas nas últimas três erupções (ocorridas em 1951, 1995 e 2014-2015) que fluíram para o interior da Chã, exceptuando-se os derrames dos centros eruptivos meridionais de 1951 que correm igualmente para fora da Chã, no flanco leste em direcção ao mar.

A partir da segunda metade do século XX têm-se concentrado esforços para o estudo multidisciplinar dos eventos eruptivos ocorridos em 1951, 1995 e 2014/15. A erupção de 1951 foi estudada em detalhe por Ribeiro (1960), na obra intitulada “ Ilha do Fogo e as suas erupções”, que para além de conter uma descrição aprofundada deste evento eruptivo, constitui uma geografia completa da ilha, descrevendo as condições de vida dos seus habitantes e os difíceis problemas do arquipélago.

A erupção de 1951 teve a duração de 60 dias, tendo-se iniciado a 12 de junho, e envolveu a abertura de um conjunto de fissuras eruptivas dispostas aproximadamente NW-SE, na base dos flancos NW e NNW do Pico. Durante a primeira fase deste evento eruptivo formaram-se o Monte Orlando e Monte Rendall, este último posteriormente erodido pelas lavas que fluíram do Monte Orlando (Ribeiro, 1960; Hildner *et al.*, 2012). Os diques que alimentaram esta erupção propagaram-se para NW, originando novas aberturas a oeste do Pico do Fogo e, por fim, sobre um cone pré-existente designado de Monte Preto de Cima. Estas entraram em erupção uma hora após as do lado S e a actividade efusiva durou apenas um dia (Ribeiro, 1960; Torres *et al.*, 1997; Day *et al.*, 2000). A actividade terminou a 21 de agosto de 1951. O volume de lava em erupção foi de aproximadamente $1,1 \times 10^7 \text{ m}^3$ (Siebert e Simkin, 2002).

O evento eruptivo de 1995 teve as primeiras manifestações a 2 de abril e cessou a 26 de maio desse ano. Esta erupção foi desencadeada e sustentada a partir de duas fissuras no flanco sudoeste do Pico do Fogo. Os derrames de lava adicionados por esta erupção atingiram um volume de cerca de $20 \text{ a } 33 \times 10^6 \text{ m}^3$, abrangendo uma área total de 4 km^2 (Siebert e Simkin, 2002).

A actividade estromboliana inicial terá ocorrido ao longo de uma fissura radial de 200 m de comprimento no flanco SW do Pico do Fogo. O carácter explosivo destas primeiras emissões de produtos vulcânicos resultou na formação de um cone de escória posteriormente designado de Pico Pequeno pela população. Esta fissura atingiu rapidamente os 2 km de comprimento, entre o primeiro e segundo dia de actividade, onde as fontes de lava atingiram cerca de 400 metros de altura (Brum da Silveira e Madeira, 1997; Hildner *et al.*, 2012).

Ao longo da fratura radial NE-SW no Pico do Fogo e do segmento com orientação NNE-SSW no Monte Beco, ativaram-se sete aberturas que foram progressivamente seladas pelos derrames de lava *a'a*. Para além deste derrame de lava principal, formaram-se vários derrames de lava *pahoehoe* (Day, *et al.*, 1999). Numa fase que teve início a 23 de abril, uma abertura na base NW do Pico Pequeno formou-se uma nova boca eruptiva, expelindo lavas do tipo *pahoehoe*, que escoaram sobre as escoadas depositadas anteriormente (Hildner *et al.*, 2012).

A actividade vulcânica prolongou-se até 26 de maio de 1995, registando-se taxas de efusão cada vez menores, e com episódios explosivos de curta duração, que ocorreram pontualmente (Hildner *et al.*, 2012). Após este episódio eruptivo a actividade do Vulcão do Fogo cessou por um período de 20 anos, que se viu interrompido a 23 de Novembro de 2014. Esta erupção começou a partir de uma fissura eruptiva no flanco SW do Pico do Fogo, paralela à de 1995, distando desta apenas 150 m, (Worsley *et al.*, 2015). Segundo Rust e Neri (1996) e ainda Bagnardi *et al.* (2016), este é um fenómeno pouco comum em vulcões ativos onde as erupções estão associadas a uma nova intrusão e não a ativação de uma boca eruptiva anterior.

A evolução da erupção encontra-se bem documentada em trabalhos como Mata *et al.* (2017), Richter *et al.* (2016) e Capello *et al.* (2016) e Jenkins e al. (2017). De acordo com os mesmos, os derrames parecem ter sido alimentados, inicialmente, por seis bocas

eruptivas, responsáveis pela emissão dos primeiros derrames de lava e de uma grande quantidade de cinzas. Posteriormente formaram-se, separadamente, outras duas bocas, junto ao cone de escórias do Pico Pequeno. Os derrames que fluíram para sul terão sido originados numa boca eruptiva na parte superior do cone eruptivo (por aglutinação de spatter). Por outro lado, ter-se-ão formado outras aberturas na parte inferior do cone que terão dado origem às escoadas de lava que fluíram para NNW.

Os derrames de lava, que inicialmente fluíam a uma velocidade de 35 – 40 m/h, atingiram, nos primeiros dias, os limites a sul da Vila da Portela. Após os primeiros três dias de erupção o derrame a norte continuava a fluir uma velocidade de 25 m/h destruindo o edifício do Parque Nacional da Ilha do Fogo. Apesar das taxas de avanço das lavas terem diminuído bastante nos dias seguintes, para escassos m/h, a população residente na Chã das Caldeiras foi totalmente evacuada.

Treze dias após o início da erupção originou-se um derrame que fluiu para oeste dividindo-se em dois lobos. Por esta altura também, a taxa de erupção aumentou significativamente, reativando os derrames norte, mais tarde dando origem a um volumoso rompimento (*breakout*) que fluiu para nordeste a partir do lobo principal, a uma velocidade que rondou os 180 m/h, rapidamente destruindo o que restava da aldeia da Portela, descendo para a Bangaieira e destruindo-a completamente, dezoito dias após o início da erupção.

A fase tardia da erupção caracterizou-se por uma diminuição da taxa eruptiva e uma mudança no carácter da actividade vulcânica, que passou de efusiva para predominantemente explosiva. Testemunhos destas alterações foram as explosões, que se repetiram várias vezes por dia, e que projetaram bombas e *spatter* a 400 e 600 m de altura, assim como grandes quantidades de cinzas associadas a episódios vulcanianos, resultantes da interacção com o aquífero ou pelo entupimento da conduta (Ricardo Ramalho, comunicação oral). Esta actividade produziu colunas de cinzas que alcançaram 1 km de altura. No início de fevereiro deu-se o término desta erupção, tendo sido escolhido o dia 6 ou 7 de fevereiro como a data que marcou o final deste evento.

2.3. A Actividade Vulcânica e o Risco para as Comunidades

As mais recentes erupções que ocorreram na Chã das Caldeiras a partir do século XIX comprovam uma forte probabilidade de ocorrência de erupções futuras nesta região. Pese embora a exposição à actividade vulcânica, a Ilha do Fogo possui cerca de 40 mil habitantes (INE, 2010), o que se traduz num elevado risco vulcânico (Vitória *et al.*, 2016). Deste modo, é fundamental a minimização dos impactos das futuras ocorrências, a monitorização dos eventos eruptivos e dos sinais precursores de potenciais novas erupções, assim como o desenvolvimento de estratégias de adaptação a este tipo de risco.

Das várias ameaças inerentes à actividade vulcânica, para as populações que convivem com o risco associado às erupções, os perigos vulcânicos que se têm observado na Ilha do Fogo relacionam-se com emissão de produtos vulcânicos, como piroclastos, derrames lávicos, gases, associados aos perigos sísmico e de movimentos de vertente (Vitória *et al.*, 2016). Para além da destruição total provocada pelos derrames de lava, a libertação de piroclastos (bombas, lapilli e cinzas) e gases representam riscos para a saúde humana, salientando-se também, ainda que de forma indirecta, outras consequências ao nível ambiental, social, económico e cultural (Vitória *et al.* 2016).

Dos vários produtos vulcânicos referidos, os derrames de lava são os que de um modo geral se produzem, com maior frequência, no decorrer das erupções vulcânicas (Kilburn, 2015). Estes classificam-se em três tipos fundamentais de acordo com as suas características de viscosidade e velocidade a que se deslocam: *pahoehoe*, *a'a*, *blocky*. Assim, as lavas *blocky* constituem lavas mais viscosas podendo atingir vários metros de espessura, por outro lado os derrame *pahoehoe* e *a'a* são geralmente produzidos por lavas mais fluidas, com uma espessura que varia mais frequentemente entre os 2 e os 10 m, e que se movem mais rapidamente, ainda que a velocidades diferentes (mais rápido no caso das *a'a*, numa fase inicial) (Kilburn, 2015). Quando considerada a perigosidade, para além das características dos derrames de lava, deve ser considerado que área impactada pelos derrames de lava depende de vários fatores, dos quais se devem salientar: localização do centro eruptivo de onde provêm as escoadas, a topografia local, a duração da erupção e a taxa de efusão e a sua variação ao longo do evento

eruptivo (Jenkins *et al.*, 2017). As escoadas lávicas não constituem uma forte ameaça para as vidas humanas (Blong, 1984), já que a lava libertada progride lentamente, permitindo evacuar a tempo as populações (Duncan *et al.*, 1981, 1996; Fonseca *et al.*, 2016), contudo são significativos os danos causados em infraestruturas e habitações, assim como na capacidade produtiva (Vitória *et al.*, 2016), numa economia particularmente pobre.

Em 1951, embora não tenham sido registadas vítimas mortais, o prejuízo causado pela erupção foi bastante significativo. Ao todo 34 casas pertencentes a três aldeias, assim como as cisternas anexas, foram afetadas pelos derrames de lava. Em Cova Matinho perderam-se 17 casas e em Estância Roque 11 ficaram soterradas. Um outro sítio afectado, Curral de Asno, terá desaparecido sob a principal corrente de lava (Ribeiro, 1960). Para além destas, a crise sísmica associada à erupção terá ainda afectado outras 48 casas em Relva.

Porém, os danos mais significativos verificaram-se em terrenos agrícolas, na sua maioria pertencentes a particulares, que desapareceram cobertos por lava e escória, seguidos das instalações de armazenamento e transporte de água, visto que estes são os elementos de maior importância na economia da ilha e os mais difíceis de substituir rapidamente (Ribeiro, 1960). Além disso, os danos nas canalizações de água da Chã das Caldeiras dificultaram o abastecimento dos lugares de Corvo e Relva, onde a criação de gado já era limitada pela escassez de água, pese embora a boa qualidade dos pastos, que agora se encontravam inutilizáveis (Ribeiro, 1960). No que diz respeito às acessibilidades, também a estrada a leste da ilha foi soterrada pelas lavas, sendo interrompida ao longo de 580 m.

Ao contrário do que se verificou no episódio eruptivo 1951, em 1995, as lavas fluíram para o interior da Chã das Caldeiras, ocupando uma área de aproximadamente 4 km² e uma área importante, do ponto de vista agrícola, que servia de sustento à população local. À semelhança do evento anterior, a perda de vidas humanas não foi registada. Em contrapartida, mais uma vez os prejuízos materiais foram assinaláveis. Para além da destruição de algumas casas isoladas e a cisterna no sítio de Boca da Fonte, verificou-se um forte impacto negativo nas áreas agrícolas, assim como a destruição completa de infraestruturas, equipamentos e o isolamento dos núcleos mais importantes.

No início da erupção as 486 pessoas, que viviam no três aglomerados da Chã das Caldeira (Bangaeira, Portela e Boca da Fonte), foram imediatamente evacuadas, do mesmo modo que os habitantes das áreas em torno da Chã, correspondentes ao setor oriental e setentrional da ilha, quer pelo risco de estas serem afectadas pela queda de cinza, quer pela possibilidade de as escoadas ultrapassarem os limites da Chã, à semelhança do que ocorreu na erupção de 1951 (Correia e Costa, 1995). Das habitações que constituíam o sítio de Boca da Fonte, 5 foram soterradas pelo rio de lava do tipo *a'a* que fluiu nesta área no dia 9 de Abril de 1995 e outras 3 foram contornadas pela escoada, o que levou ao seu isolamento. Foram também destruídas diversas edificações destinadas à recolha de produtos agrícolas, equipamentos e animais.

Do ponto de vista económico, este evento teve consequências negativas imediatas na agricultura e pecuária, os únicos recursos económicos da Chã, naquela época. Ainda que, em 1995, apenas 10% da superfície da Chã fosse cultivada, esta região constitui uma importante área agrícola da Ilha do Fogo, o se que deve às suas condições edafo-climáticas (Correia e Costa, 1995).

No decorrer da erupção de 2014-15 os edifícios sofreram vários tipos de danos, desde o isolamento ao soterramento parcial e total (Jenkins *et al.*, 2017). Quando comparado com os restantes eventos, a erupção de 2014-15 provocou o maior nível de destruição no que se refere às infraestruturas, uma vez as escoadas progrediram em diferentes direcções, atingindo várias aldeias. Nas povoações de Portela, Bangaeira e Ilhéu de Losna, cerca de 225 edifícios (75%) foram cobertos pelas lavas da erupção. A maior parte dos danos ocorreu nas aldeias de Portela e Bangaeira onde cerca de 210 edifícios foram afectados pelas lavas que fluíram para NW e, em menor proporção, os derrames que escoaram para oeste da abertura, arrasaram entre 10 a 15 edifícios na pequena vila de Ilhéu de Losna (Jenkins *et al.*, 2017). Apesar de nem todas as habitações terem sido destruídas, muitas das que não registaram danos ficaram isoladas pelos derrames de lava por se encontrarem em terrenos ligeiramente mais elevados. A destruição dos terrenos agrícolas, tanques de armazenamento de água e a morte do gado em torno das habitações deixou os moradores sem meios de subsistência (Jenkins *et al.*, 2017).

Os derrames de lava que progrediram para SSE e NNE atravessaram a estrada no primeiro dia de erupção. De acordo com PDNA (2016), cerca de 5,7 km da estrada foram cobertos por mantos de lava com 6 m de espessura.

Cerca de 25% do total das terras agrícolas, correspondentes a 2,08 km², foram afectadas. Por outro lado, as árvores de fruto e as vinhas que se localizam a leste, não foram atingidas pelas lavas. Apesar dos danos causados no sector agrícola, os instrumentos de apoios a esta actividade não foram danificados. À semelhança do que se verificou com o edificado, o sector agrícola sofreu o maior impacto económico alguma vez registado na região, que se deveu essencialmente à interrupção da produção de fruta com uma perda que rondou os 1171 milhões de CVE (PDNA, 2016).

O relatório PDNA, 2016, aponta para um impacto económico total de 2832 milhões de CVE, superior ao que se registou em 1951. Deste prejuízo total, 42% das perdas correspondem à agricultura e pecuária, 27% à habitação, 7% ao turismo e outras perdas menos representativas relativas a sectores, como ambiente, a saúde e sociedade.

Vários estudos que visam a avaliação da susceptibilidade aos perigos vulcânicos, indicam a área da Chã, bem como o flanco oriental do vulcão, como áreas de alto risco resultante de derrames de lava, queda de cinza de 2-10 m e possíveis fluxos piroclásticos (Faria e Fonseca *et al.*, 2014; Richter *et al.*, 2016). A colonização do interior da caldeira data do final do século XIX e o conhecimento da população local em relação à atividade vulcânica baseia-se na experiência das últimas três erupções. As pequenas aldeias da costa oriental da ilha são facilmente alcançadas em pouco tempo, por lava que vem directamente do cume do Pico do Fogo ou de derrames que possam transbordar das caldeiras, devido ao forte declive da região (Fonseca *et al.*, 2014).

Ainda que o receio das dificuldades esteja presente, o comportamento da população face ao risco inerente à actividade vulcânica, segue a mesma tendência após os diferentes eventos eruptivos, caracterizando-se, na maioria dos casos, pelo retorno aos locais afectados pelas erupções e adaptação às novas circunstâncias (Ribeiro, 1960; Correia e Costa, 1995; Jenkins *et al.*, 2017). Para além de retornar e reconstruir as suas casas, a população continuou a crescer na Chã das Caldeiras, passando de 480 a 1200 habitantes entre 1995 e 2014.

Estudos recentes concluíram que a aceitação do risco vulcânico está relacionada com a forma como as pessoas percebem o risco, e que esta divide-se em dois paradigmas. O primeiro corresponde à percepção que as pessoas têm dos fenómenos vulcânicos. Em segundo lugar, a forma como as pessoas se comportam perante fenómenos naturais perigosos é condicionada por condições económicas, políticas e que transcendem a sua capacidade de decisão (Gaillard, 2008). Assim, o comportamento da população que vive em regiões de forte actividade vulcânica depende de duas condições: a forma como a população percebe os fenómenos perigosos e o contexto social, económico e cultural em que está inserida (Gaillard, 2008). Segundo Gaillard (2008), verificou-se que, embora exista a percepção do risco pela maioria parte da população, esta opta por repovoar as áreas destruídas pelas lavas, o que confere uma maior importância às circunstâncias em que vive a população e aos outros perigos que enfrenta para além da actividade vulcânica. Deste modo, o comportamento da população da Chã das Caldeiras prende-se com um contexto económico, caracterizado por uma forte carência de bens alimentares, que advém da severidade da seca, vendo as áreas de forte potencial agrícola, localizadas junto dos vulcões, como um meio de subsistência.

2.4. Detecção Remota e o Estudo da Geomorfologia Vulcânica

Enquanto sistema geomorfológico, as paisagens de regiões com vulcanismo ativo evoluem rapidamente, devido à sucessão de fases eruptivas que resultam em derrames de lava e depósitos de piroclastos, e cuja acumulação contribui para a formação de novos edifícios vulcânicos, distintos pela sua forma e altura. Os processos vulcânicos e tectónicos também levam à rápida destruição destas formas ou de parte delas, através da formação, por exemplo, de caldeiras ou através de colapso dos flancos. Ainda que numa escala temporal mais longa, os processos erosivos também atuam sobre os relevos vulcânicos provocando a sua redução, degradação e dissecação (Napieralski *et al.*, 2013; Bagnardi *et al.*, 2016).

A análise e quantificação rigorosa das alterações topográficas associadas às erupções vulcânicas permitem obter parâmetros fundamentais associados ao desenvolvimento das escoadas lávicas como a taxa de extrusão de lava em eventos efusivos (Pinel *et al.*, 2014). É neste sentido que se destaca a importância da monitorização e estudo das

alterações da geomorfologia vulcânica e a forma como se organizam e distribuem os elementos que a constituem. Para o efeito, a detecção remota em conjunto com os SIG fornece um vasto leque de técnicas que possibilitam documentar, não só a morfologia e evolução dos edifícios vulcânicos, mas também os riscos associados ao seu desenvolvimento, para as populações que habitam em área de forte actividade vulcânica (Napieralski *et al.*, 2013).

A partir da última década do século XX, e com maior frequência nos últimos anos, os estudos de geomorfologia vulcânica têm recorrido a técnicas de fotogrametria e detecção remota. O incremento da utilização destes métodos no estudo da actividade vulcânica surge como forma de superar as dificuldades inerentes ao trabalho de campo, constituindo, portanto, uma alternativa segura e eficiente face às limitações relacionadas com a grande escala, com o acesso a estas áreas remotas, muitas vezes inóspitas, e aos perigos inerentes à actividade vulcânica em curso (Napieralski *et al.*, 2013; Torres *et al.*, 2004).

A investigação acerca da actividade vulcânica com base em detecção remota tem incidido especificamente em: identificar a variedade das formas e dimensões dos edifícios vulcânicos tendo em conta os diferentes tipos de actividade e configurações tectónicas; determinar a forma como se distribuem os depósitos vulcânicos e as suas características geométricas; determinar factores que contribuem para a instabilidade do vulcão; e a interpretação das morfologias originadas pela ação de agentes erosivos, em aparelhos vulcânicos, que permitem estimar a idade e a sua forma inicial (Napieralski *et al.*, 2013).

Neste sentido, são muitos os estudos vulcanológicos recentes que têm recorrido a técnicas de detecção remota para diversos fins, designadamente: a realização de modelos digitais de terreno de derrames de lava com vista à actualização da cartografia de derrames de lava e para o cálculo de parâmetros associados ao desenvolvimento desses derrames; para avaliar o risco, no decorrer das erupções, através da monitorização do comportamento das escoadas informando parâmetros cruciais para a elaboração de modelos preditivos; na produção de cartografia de alta resolução correspondente a nuvens de pontos, de Modelo Numérico de Elevação (MNE) e

ortofotomapas e; produção de cartografia geológica incluindo as formas decorrentes da atividade vulcânica.

Imagens de Satélite

A grande disponibilidade de imagens fornecidas por satélites a custo relativamente reduzido, apresenta um forte potencial para o estudo de processos eruptivos (Ernst *et al.*, 2008). O contraste espectral destas imagens possibilita a diferenciação entre as escoadas mais antigas e mais recentes, assim como os vários tipos de lava presentes em cada escoada. Para além disso, a maior facilidade na sua aquisição, nalguns casos em tempo real, tem-se revelado essencial, não só para a constante actualização da cartografia das áreas de risco vulcânico, mas também para a cartografia geomorfológica de pormenor, para reconstrução da história eruptiva e da dinâmica da erupção (Napieralski *et al.*, 2013). Exemplo desta aplicação é o mapa de pormenor produzido por Rowland (1996), onde se encontram identificados os derrames de lava emitidos pelo vulcão da Ilha Fernandina no arquipélago das Galápagos. Para elaboração desta cartografia, foram utilizados dados Shuttle Imaging Radar-C (SIR-C), SPOT, Landsat Thematic Mapper (TM) e fotografias aéreas, que permitiram a identificação dos vários derrames de lava com diferentes idades, assim como a área ocupada por cada tipo de lava (*pahoehoe* e *a'a*). Este mapa permitiu o reconhecimento de dois tipos de erupção de acordo com o volume e morfologia dos derrames de lava e com os pontos emissores, que foram quantificados e classificados tendo em conta a localização e tipo de centro eruptivo. A actualização cartográfica de derrames de lava históricos pode ainda verificar-se em estudos como Albino *et al.* (2015), onde são cartografadas as escoadas lávicas do vulcão Nyamulagira, provenientes das erupções que decorreram entre 1938 e 2010, tendo sido também estimado o volume destas escoadas. Para tal foram utilizadas imagens ópticas (Landsat, ASTER) e radar (ENVISAT-ASAR, ERS, JERS). Com o mesmo objectivo, Gaillard (2008) efectuou uma descrição com base em dados sequenciais de detecção remota, obtidos durante o período que decorreu entre 18 de dezembro de 1991 a 1 de novembro de 2001, pelos sensores SPOT, ERS, RadarSAT, SIR-C / X-SAR, AirSAR, Lansat 7 ETM e ASTER, o que também permitiu monitorizar o desenvolvimento da paisagem, no decorrer de uma década, após a erupção do Vulcão Pinatubo, nas Filipinas, assim como a avaliação do risco, tendo em conta a

probabilidade de ocorrência de erupções vulcânicas e a localização dos aglomerados populacionais.

A cartografia de base de alta resolução, derivada das imagens de satélite, da qual se realçam os Modelos Numéricos de Elevação (MNEs) pela sua utilização recorrente no estudo de ambientes vulcânicos, veio sustentar uma melhor compreensão das alterações ao nível geomorfológico, resultante da actividade vulcânica passada e recente, sendo um dos métodos mais adequados para a quantificação precisa de novas morfologias que se geram após as erupções (Lu *et al.*, 2003; Rowland *et al.*, 2003; Poland, 2014; Albino *et al.*, 2015; Martino *et al.*, 2015). Os MNEs, obtidos através de detecção remota possuem a vantagem de abrangerem extensas áreas de regiões vulcânicas e podem ser gerados, quer através de informação fornecida por radar (MNEs SRTM), quer através de fotogrametria digital (MNEs ASTER) (Kervyn *et al.*, 2008). Segundo Stevens *et al.* (1999), a utilização dos MNEs também é aplicável a diversas questões que envolvam mudanças topográficas em ambientes vulcânicos. Assim, desde que existam registos topográficos da área de estudo anteriores e posteriores ao evento, estes poderão ser úteis para o estudo das erupções, destruição do edifício vulcânico resultante da actividade explosiva, lahars e movimentos de vertente.

A aplicabilidade dos MNEs para o estudo da geomorfologia vulcânica destina-se essencialmente ao cálculo do volume das escoadas lávicas, como é exemplo o estudo realizado por Bagnardi *et al.* (2016), em que foi gerado um MNE de alta resolução a partir de uma imagem do satélite Pleiades-1, com vista à quantificação das alterações topográficas, que ocorreram na Ilha do Fogo (Cabo Verde), como consequência do último evento eruptivo que ocorreu em 2014-2015. De igual forma, Albino *et al.*, (2016), estimaram o volume das lavas produzidas no decorrer das erupções de 2011-2012 nos vulcões Nyamulagira e Nyiragongo, tendo como base um conjunto de MNEs de alta resolução, gerados com recurso a um complemento TerraSAR-X para a interferometria de Medição Digital de Elevação (TanDEM-X). A diferença entre os DEMs TANDEM-X derivados antes e após a erupção 2011-2012 do Nyamulagira forneceu um mapa de espessura dos vários níveis formados pelos derrames de lava que se depositaram durante a erupção. Para além destes, foi reavaliado o volume dos derrames de lava históricos produzidos pelo vulcão Nyamulagira desde 2001, através da diferença entre TanDEM-X e o SRTM 1 arc sec DEMs.

O forte interesse pela caracterização dos derrames de lava históricos tem beneficiado das mais recentes técnicas de observação da Terra, que permitem compreender a evolução espectral das superfícies de lava quando expostas a condições ambientais contrastantes e acção de agentes externos (Li, *et al.*, 2015). Características como o grau de oxidação e cobertura de líquenes, indicativas do estado de conservação dos derrames de lava, são possíveis de ser avaliados tendo em conta as várias características de absorção e reflexão. Li *et al.* (2015) demonstraram potencial das imagens de satélite para avaliação do grau de conservação das lavas através de dois índices, o índice de oxidação e um índice de cobertura de líquenes, aplicados a imagens Landsat ETM+ e Hyperion. Os autores demonstraram ainda a capacidade destas imagens para discriminar os diferentes tipos de lava, tendo em conta os valores de refletância.

No decorrer de uma actividade eruptiva de carácter efusivo, o risco associado aos derrames de lava representa uma ameaça para as populações que habitam junto destas áreas. Uma das formas de avaliação deste risco consiste na previsão de aspectos relacionados com a progressão, desenvolvimento, possíveis trajectos, taxas de avanço e morfologia dos derrames. Parâmetros como as taxas de efusão, reologia, arrefecimento, viscosidade e morfologia do derrame, apresentam correlação forte entre si e são também considerados para a avaliação do risco, em conjunto com a topografia, na medida em que condicionam decisivamente o comportamento das escoadas lávicas (Walker, 1973; Harris e Rowland, 2009). A necessidade de previsões mais precisas e frequentes acerca da actividade eruptiva, pode ser suprida com recurso à detecção remota. As imagens de alta resolução abrangem uma extensa área geográfica e a frequência temporal com que são captadas é elevada. Neste sentido, tem-se verificado uma intensificação da utilização deste recurso para a construção de cenários eruptivos, sendo um dos pré-requisitos para a avaliação e modelação do risco vulcânico (Kervyn *et al.*, 2008), visto que é possível estimar a extensão do campo de lava, o tempo necessário para que o derrame atinja áreas populacionais e as mudanças morfológicas resultantes (Del Negro *et al.*, 2013; Capello *et al.*, 2016).

Em Capello *et al.* (2016), a previsão do risco associado às escoadas lávicas no decorrer da erupção de 2014-2015 da Ilha do Fogo, foi efectuada com base num sistema de monitorização HOTSAT em conjunto como modelo MAGFLOW, o que permitiu desenvolver um sistema de vigilância internacional, fornecer informações acerca do

estado atual da actividade efusiva, a provável evolução do derrame de lava e o seu potencial impacto durante a erupção.

Fotografias aéreas obtidas com VANT

Os veículos aéreos não tripulados (VANT) encontram-se na vanguarda das ferramentas utilizadas para a recolha de dados espaciais de alta resolução sobre novas morfologias geradas pelas erupções e processos geomorfológicos (Turner *et al.*, 2017; Perroy *et al.*, 2015).

Através dos voos a baixa altitude usando sensores ópticos, de custo relativamente reduzido, os levantamentos com VANT permitem uma contínua actualização da cartografia das regiões vulcânicas, dada a possibilidade de realizar voos mais frequentes, através dos quais são captadas imagens com uma elevada resolução (Turner *et al.*, 2017). Para além de apresentarem um forte potencial, como instrumentos de monitorização dos vulcões ativos, o elevado nível de precisão destas imagens contribui de forma preponderante para a redução da incerteza associada ao comportamento do derrame de lava tendo em conta os obstáculos topográficos (Turner *et al.*, 2017).

O conjunto de dados topográficos gerados a partir das imagens captadas pelos VANT, tem impulsionado o desenvolvimento de estudos vulcanológicos, uma vez que são facilmente combinados com outras ferramentas de monitorização. Estes dados permitem uma melhor compreensão acerca dos processos de deposição das lavas (Patrick *et al.*, 2016), assim como a quantificação de alguns parâmetros como a espessura, o volume e a taxa de avanço dos derrames, e ainda a identificação de elementos que os caracterizam, designadamente: a formação de tubos lávicos, ressaltos superficiais e laterais, cristas sinuosas, tipo de morfologia, mudanças de fontes de lava (Perroy *et al.*, 2015).

Exemplo recente desta aplicação dos VANT ao estudo da geomorfologia vulcânica, foram os levantamentos realizados por Perroy *et al.* (2015), em que foi utilizado um VANT de asa fixa para mapear continuamente a frente ativa do derrame de lava do Vulcão Kīlauea, durante 30 dias no final de 2014. A partir destas imagens foi gerada uma série temporal de ortomosaicos, imagens de infravermelho térmico e um modelo digital de superfície, que serviram de base para a cartografia dos derrames lávicos de

lava, para a estimativa das taxas de avanço do derrame e volume de lava adicionado por esta erupção. Os autores salientam a importância destes dados para o cálculo do risco associado às escoadas lávicas, e na melhoria da resposta em caso de emergência, permitindo, aos utilizadores desta informação, observar e quantificar, o custo operacionais relativamente reduzidos e de forma segura, a forma como distribuem os derrames de lava.

Um outro estudo realizado por Turner *et al.* (2017) utilizou os modelos topográficos de alta resolução gerados a partir das imagens obtidas com os VANT, para reconstituir o traçado dos derrames de lava pahoehoe, resultantes dos eventos eruptivos de 2014-2015 perto de Pāhoa no Hawai. Segundo os mesmos autores, o trabalho efectuado com base em mapas topográficos pré e pós erupção, derivados dos levantamentos com VANT, pode ser facilmente combinado com outras ferramentas de monitorização como a cartografia de infraestruturas geotérmicas e medições efectuadas no campo do avanço dos derrames de pahoehoe, aumentando significativamente a capacidade de monitorização e observação dos vulcões ativos (Patrick *et al.*, 2016; Turner, 2017).

De um modo geral, a utilização destes instrumentos veio revolucionar a cartografia de derrames de lava ativos e da cartografia geomorfológica em ambientes vulcânicos, permitindo a produção de MNEs de alta resolução de voos de baixa altitude, utilizando sensores ópticos de baixo custo, aumento da frequência com que os dados são adquiridos e melhorando a qualidade dos mesmos e permitindo a realização de estimativas mais precisas.

CAPÍTULO III – MÉTODOS E TÉCNICAS

3.1. Introdução

Neste capítulo apresentam-se os principais métodos e técnicas utilizados para a actualização e revisão da cartografia geológica do Vulcão do Fogo. As várias etapas inerentes à concretização desta dissertação, desde a revisão bibliográfica, à produção de cartografia geológica modelação espacial dos derrames de lava, encontram-se representadas de forma esquemática na Figura 4.

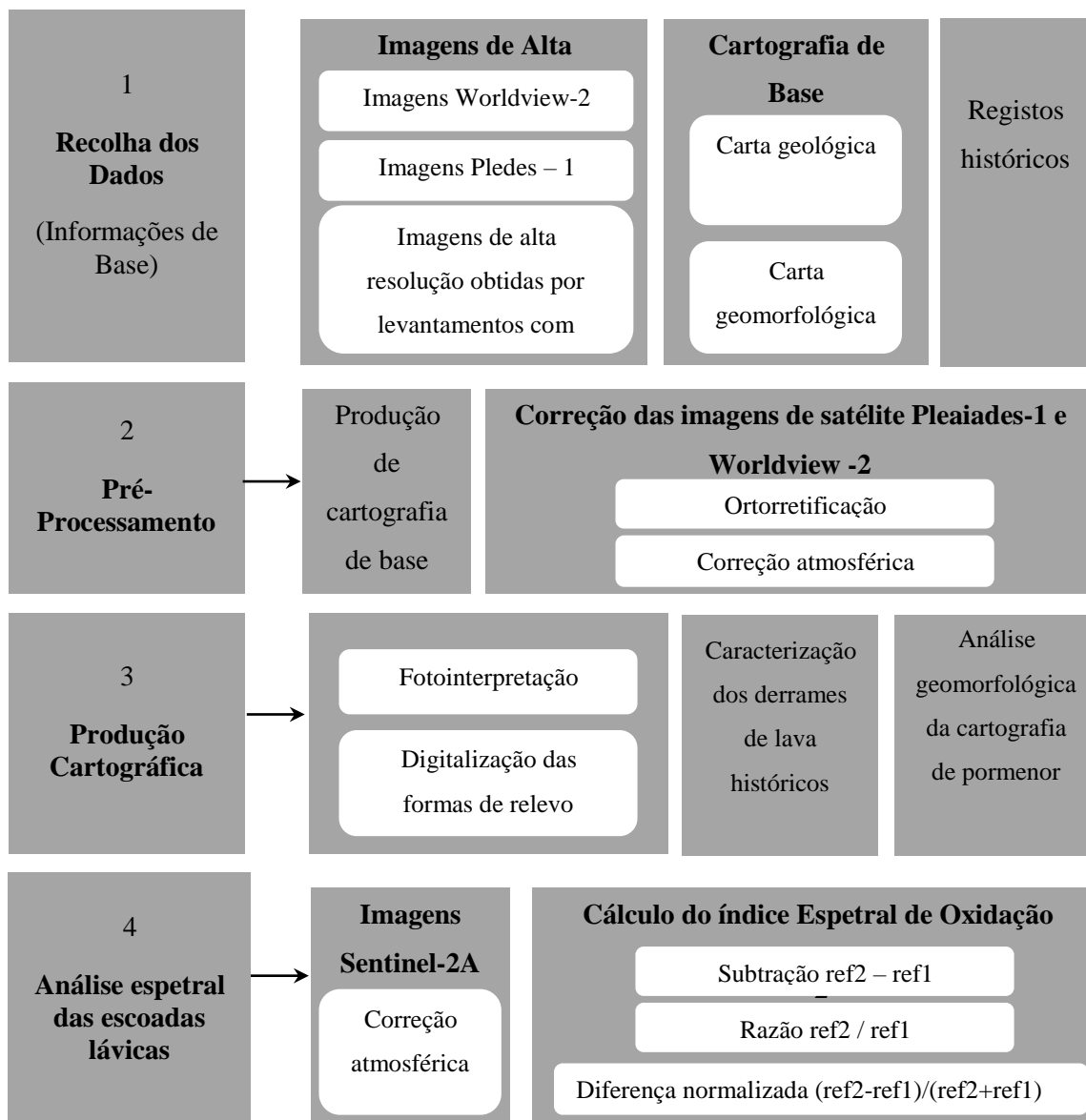


Figura 4 Etapas para a elaboração da cartografia e caracterização dos derrames de lava

A primeira fase do trabalho consistiu na pesquisa bibliográfica exaustiva, com vista à revisão dos temas abordados nesta dissertação, permitindo assim o enquadramento da área de estudo, a clarificação de conceitos e a preparação de uma síntese sobre o estado actual do conhecimento relativo às várias temáticas analisadas neste trabalho. Posteriormente, procedeu-se à elaboração da cartografia de base, assim como da cartografia geológica e modelação espacial dos derrames de lava.

A natureza dos dados utilizados compreende uma vertente de detecção remota e outra topográfica, destacando-se a importância da combinação dos dois tipos de informação para a elaboração da cartografia geológica. A cartografia que serviu de base para a análise realizada, corresponde à carta Geológica da Ilha do Fogo à escala 1:25 000 (Torres, *et al.*, 1998) e à Carta Geológica da Ilha do Fogo à escala 1:100 000 (Machado e Assunção, 1965); às imagens de satélite de alta resolução (0,50 m) WorldView-2 e Pleiades-1, e às fotografias aéreas de muito alta resolução (0,07 m), obtidas através de levantamentos de campo com VANT, a partir das quais foi possível a produção de um ortomosaico e um Modelo Numérico de Elevação(MNE) do interior da Caldeira. Para além destas, o Environmental Systems Institute (ESRI) disponibiliza imagens de satélite actualizadas (ESRI World Imagery), com uma resolução de 0,6 m, que contribuíram de forma preponderante para obter um maior detalhe, assim como o Google Earth Pro, que permite a fácil visualização de várias imagens de satélite.

A análise das características espectrais da superfície das escoadas foi realizada recorrendo a uma imagem Sentinel-2 com resolução de 10 m, a partir da qual foi possível determinar grau de alteração das lavas consoante a idade, a altitude e a exposição da vertente em que se encontram. As curvas de nível com equidistância de 5 m, em formato vetorial, do mapa topográfico à escala 1:5000, permitiram obter vários parâmetros topográficos, como a altitude, os declives e a exposições. As propriedades espectrais das superfícies dos derrames variam consoante a idade, rugosidade e morfologia das lavas. Para uma caracterização mais pormenorizada dos derrames de lava o tratamento desta informação foi realizado em ambiente SIG, com recurso aos softwares ArcGIS e QGIS.

3.2. Imagens de Satélite de alta resolução

A utilização das imagens de satélite nas mais diversas áreas do conhecimento tem vindo a aumentar nas últimas décadas. A grande melhoria no detalhe fornecido por estas imagens, resultante do lançamento de sensores de resolução cada vez mais elevada, bem como o custo de aquisição relativamente reduzido, têm permitido a crescente utilização destes dados, em estudos que visam a representação e caracterização da superfície terrestre em grande detalhe. Assim, a utilização de múltiplos conjuntos de dados, provenientes de sensores e com características distintas, é uma mais-valia para a análise a longo e curto prazo das mudanças que ocorrem na superfície, resultantes da deposição das lavas e depósitos piroclásticos provenientes das erupções.

O Sistema Pleiades-1 é composto por dois satélites para a observação óptica pancromática (PA) e multiespectral (XS) VHR da superfície terrestre e foi desenvolvido pelo Centre National d'Etudes Spatiales (CNES). O satélite Pleiades-1A foi lançado em dezembro de 2011, enquanto o segundo satélite, Pleiades-1B, foi lançado em 2012. Estes satélites encontram-se a 695 km de altitude e possuem uma órbita heliosíncrona, percorrida em 98 minutos, e uma inclinação de 98,2°. As imagens pancromáticas e multiespectrais são adquiridas em simultâneo e possuem uma resolução de 0,5 e 2 m respectivamente e uma resolução temporal de 24 h, abrangendo uma faixa de 20 km da superfície terrestre. Deve referir-se que este sistema é o primeiro deste tipo com capacidade de aquisição simultânea de três ou mais imagens da mesma área com um ângulo estéreo, que varia entre 6° e 28° (Bagnardi, 2016).

O satélite WorldView-2, desenvolvido pela DigitalGlobe e lançado em 2009, encontra-se a uma altitude de 770 km e possui uma órbita heliosíncrona com uma inclinação de 45°. A órbita é percorrida em 100 minutos e a resolução temporal varia entre 1,1 e 3,7 dias. À semelhança dos satélites Pleiades-1, possui sensores pancromáticos e multiespectrais com resoluções de 0,5 m e 2 m, respectivamente, e a sua cobertura é de cerca de 16,4 km.

A informação fornecida pelo sensor WorldView-2 corresponde a uma imagem multiespectral adquirida a 9 de dezembro de 2014. Esta imagem abrange o sector central e oriental da ilha. A partir do sensor Pleiades-1, obtiveram-se 4 imagens de satélite

captadas entre 19 de julho de 2013 e 25 de Dezembro de 2014, onde se podem observar a caldeira, assim como o sector oriental em momentos anteriores e no decorrer do último evento eruptivo. As características das imagens utilizadas encontram-se em detalhe no Quadro 1.

Quadro 1. Características da imagem de satélite das imagens de satélite Pleiades-1, WorldView-2 e Sentinel-2 da Ilha do Fogo

	Plêiades-1			WorldView-2	Sentinel-2
Data de Aquisição	19-07-2013	29-11-2014	08-12-2014	25-12-2014	9-12-2014 22-01-2018
Hora de Aquisição	12:10:33	12:28:37	12:09:43	12:28:24	12:33:04 12:16:51
Sensor	Plêiades-1B	Plêiades-1A	Plêiades-1 ^a	Plêiades-1A	WorldView-2 Sentinel-2A
Resolução	0,5 m	0,5 m	0,5 m	0,5 m	0,5m 10 m
Bandas	1,2,3 (RGB) e 4 (Near-IR)				8 Bandas
Bits	32	16	32	16	16
Zona UTM	26N		26N	26N	26N 26N
Datum	WGS 84		WGS 84	WGS 84	WGS 84 WGS84
Formato	GeoTIFF			AFR	GeoTIFF

A imagem Sentinel-2 utilizada para o cálculo dos índices de oxidação foi obtida gratuitamente através do sistema USGS Earth Explorer a 22 de janeiro de 2018 e abrange toda a ilha.

Os satélites Sentinel-2 possuem um tempo de vida de 7,25 anos (com recursos para 12 anos) e encontram-se numa órbita com 786 km de altitude. A órbita é sincronizada com o Sol, quase-polar e circular. Ambos os satélites Sentinel-2A e Sentinel-2B partilham a mesma órbita plana com uma diferença de fase de 180° e com 98,62° de inclinação. Estando os dois satélites da constelação operacionais a repetição de ciclo é de 5 dias (ESA, 2018).

3.3. Levantamentos de Campo com VANT

O levantamento das fotografias aéreas com VANT foi realizado no âmbito do Projeto FIRE - Vulcão Fogo Island: Investigação Multidisciplinar da Erupção 2014 (FCT-PTDC/GEO-GEO/1123/2014), em dezembro de 2016, usando um SenseFly Ebee, com o objetivo de gerar um MDS (Modelo Digital de Superfície) e um ortofotomapa de alta resolução da área afetada pelos derrames de lava do último evento eruptivo.

Para tal, foram realizados 21 voos a uma altitude média de cerca de 190 m, o que permitiu obter mais de 3800 fotografias aéreas, com resolução espacial de 6 cm.

O processamento das fotografias foi realizado com recurso ao software PIX4D, a partir do qual se obteve um ortomosaico, um MDS e as curvas de nível, para uma área com cerca de 24 km² correspondente a parte da Chã das Caldeiras. Pese embora a excelente qualidade destas imagens, expressa pela elevada resolução dos produtos obtidos (cerca de 0,07 m), algumas áreas apresentaram problemas na geração da nuvem de pontos. Esta dificuldade encontra-se associada a depósitos homogéneos de cinzas e lapilli, que constituem uma fracção relativamente reduzida da área em estudo.

O elevado detalhe proporcionado pelas imagens obtidas com VANT permite distinguir os tipos de derrames de lava (*a'a e pahoehoe*) fornecendo informação de base de excelência para a cartografia e modelação de derrames de lava.

3.4. Cartografia Histórica de Base

Como base para a cartografia geológica elaborada neste trabalho foram utilizadas a Carta Geológica da Ilha do Fogo de 1965 à escala 1:100 000 elaborada por Machado & Assunção (1965) e publicada pelo IICT, onde se realçam as unidades geológicas que constituem a ilha, assim como a Carta geológica da Ilha do Fogo (República de Cabo Verde): erupções históricas e formações enquadrantes à escala de 1:25 000, elaborada por Torres, et al. (1998), onde é dado um maior destaque à representação das escoadas lávicas, resultantes das erupções que ocorreram no período posterior à colonização da ilha (Figura 5).

Para além destas, foi ainda considerada uma interpretação cartográfica mais recente, desenvolvida por Paris et al. (2016), intitulada *Volcanological Map of Fogo Island, Cabo Verde*.

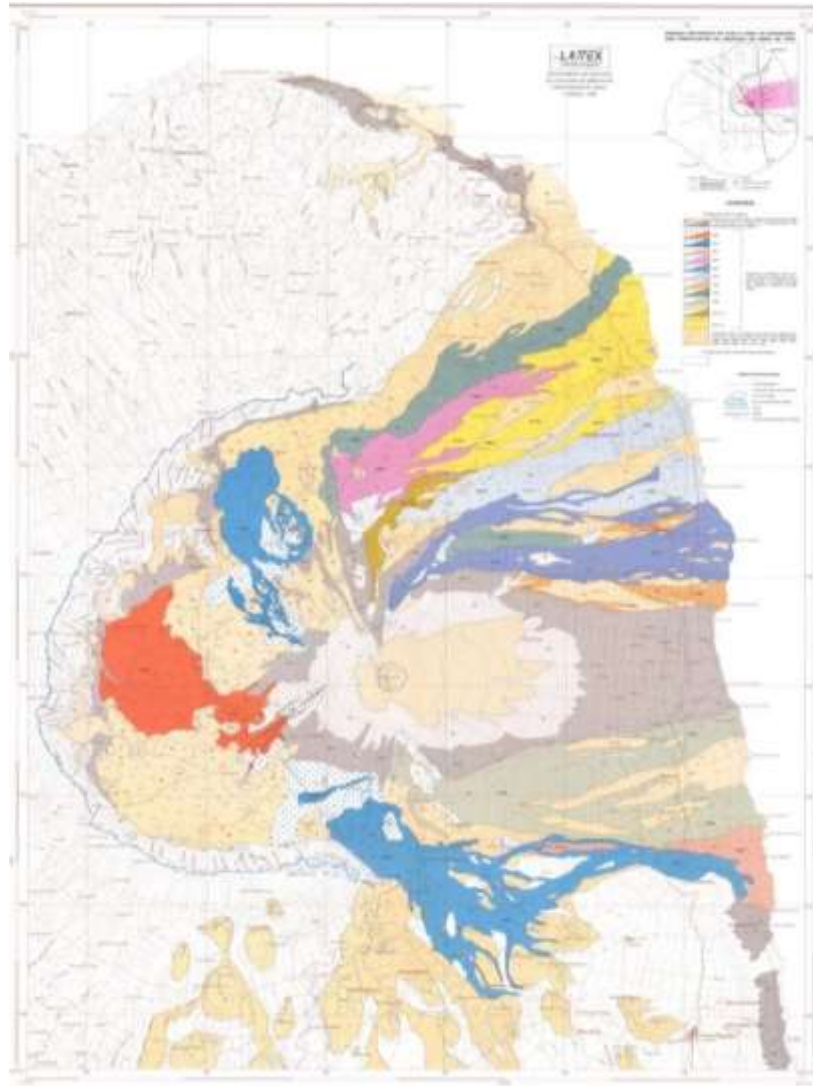


Figura 5. Carta Geológica da Ilha do Fogo, à escala 1:25 000 (Torres *et al.*, 1998), LATTEX

3.5. Registos Históricos

Para além da reconstituição da história eruptiva do vulcão do Fogo, os registos históricos facilitam a compreensão da evolução de cada erupção, bem como uma melhor interpretação e decisão perante as várias interpretações existentes ao nível cartográfico. Este tipo de informação baseia-se em relatos de representantes de autoridades locais, de naturalistas que passaram pela ilha e de diários de bordo antigos, compilados em publicações relativamente recentes, que fornecem descrições das erupções que ocorreram no período de colonização do Arquipélago de Cabo Verde.

A partir destas fontes, podem extrair-se informações acerca do local onde se iniciou cada erupção, a descrição das várias fases eruptivas, de que forma se desenvolveram os derrames de lava e em que direcções fluíram, assim como alguns dados acerca dos danos causados pelos eventos eruptivos, embora isto se tenha verificado para um número limitado de erupções.

3.6. Pré - Processamento das imagens de satélite

Na fase de pré-processamento, efectuou-se o tratamento das imagens de satélite em ambiente SIG com recurso ao software ArcGIS 10.3.1 e QGIS 2.4, usados para a ortorretificação e correcção atmosférica das imagens. A partir das curvas de nível com equidistância de 5 m, foi criado o Modelo Numérico de Elevação (MNE) e foram modelados parâmetros topográficos como a exposição e o declive.

Nesta etapa, procedeu-se à correcção das imagens de satélite, de modo a minimizar as deformações geométricas causadas pelo relevo (Wolf, 2000; Fonseca, 2004), através de um processo de ortorretificação. Para além desta correcção, procurou-se reduzir o efeito atmosférico responsável pela modificação da radiação registada pelo satélite, que pode comprometer a análise e interpretação da imagem.

3.6.1. Ortorretificação das imagens de satélite

As imagens de satélite apresentam distorções que ocorrem no momento da sua aquisição, e que são consequência da variação da atitude do sensor durante a recolha de imagens, do deslocamento devido ao relevo e pelo facto da geometria de aquisição ser projectiva não ortogonal (Andrade, 1998). A ortorretificação consiste no processo de eliminação dessas deformações, a fim de tornar a imagem isenta de distorções, que inviabilizam a sua utilização para análise espacial, tendo em conta a incompatibilidade de cruzamento com outras informações cartográficas em ambiente SIG (Toutin, 2004). Neste processo, ocorre a reprojecção das imagens originais num plano ortogonal, isto é, estabelece-se a correspondência de cada pixel à sua real posição geodésica, como se a sua aquisição tivesse sido efectuada na vertical, ou com um ângulo de maior verticalidade, conferindo, assim, uma posição mais próxima da realidade (Schowengerdt, 2007).

De acordo com Chen (2003) e Toutin (2004), a ortorretificação pode ser efectuada por três métodos distintos: o uso de pontos de coordenadas conhecidas no terreno e na imagem, através de um modelo rigoroso do sensor; ou através de um modelo de coeficientes polinomiais.

Pelo facto de não existirem pontos de controlo para a área de estudo e não se encontrar disponível um modelo de sensor, foram utilizados os coeficientes racionais polinomiais (Rational Polynomials Coefficients – RPCs). Tanto nas imagens Pleiades-1, como na WorldView-2, os RPCs são disponibilizados pelo fornecedor e, através deles, é obtido um modelo simplificado da geometria do sensor (Rational Function Model – RFM). Os RPCs permitem a relação entre as coordenadas tridimensionais de objectos, com coordenadas bidimensionais dos pixéis das imagens (linha, coluna) (Hu *et al.*, 2004) A aplicação deste método pode ser realizada através da redefinição dos RPCs com base num número superior de GCPs (Ground Control Points) ou, por outro lado, corrigindo as coordenadas com base em ajustes polinomiais, cujos parâmetros são obtidos com GCPs, ou vice-versa. São inúmeros os estudos que têm contribuído para a avaliação deste método e que evidenciam uma aproximação dos resultados obtidos, com a ortorretificação efectuada pelo modelo rigoroso do sensor, sem que haja uma perda significativa de qualidade (Tao *et al.*, 2004).

Através do software ArcGIS, foi possível a ortorretificação das imagens Pleiades-1 e WorldView-2, que para além da utilização dos RPCs, permite a integração de um modelo MNE.

3.6.2. Correção atmosférica das imagens de satélite

O facto de as imagens de satélite serem captadas a uma grande distância, implica que a radiação electromagnética a atravesse, ao longo do seu trajecto, um percurso atmosférico considerável muito antes de atingir o sensor (Santos *et al.*, 2015). De um modo geral, grande parte das distorções e alterações que ocorrem nas imagens captadas por satélite, que compromete a sua análise e interpretação, são causadas pelo efeito atmosférico. A forma e intensidade com que ocorrem as modificações de radiação, que atinge o sensor, vão depender do comprimento de onda, podendo, por isso, variar de banda para banda, assim como das condições atmosféricas.

Entre os principais efeitos causados pela atmosfera nas imagens obtidas por satélites destacam-se: a redução do contraste entre diferentes alvos; a menor possibilidade de encontrar alvos de pequena dimensão; confusão espectral entre superfícies cujos valores de refletância são próximos (Rosa, 2009).

O método utilizado para a correcção atmosférica da imagem WorldView-2 teve como base o modelo 6S (Second Simulation of Satellite Signal in the Solar Spectrum). Este modelo foi desenvolvido por Vermote *et al.* (1997) e inicialmente era utilizado para obter algumas características dos sensores, através da simulação da radiância que chegava aos sensores em bandas do espectro electromagnético entre os 250 nm e 4000 nm (Santos *et al.*, 2015). Através da transferência radiativa, é possível obter a radiância que chega ao sensor, o que possibilita determinar a refletância aparente com base na irradiância que chega ao topo da atmosfera. Na sua forma original, este modelo permitia ainda efectuar a simulação da refletância da superfície para vários objectos, e assim obter a radiância que chega ao sensor. Para a correcção atmosféricas da imagem WorldView-2, recorreu-se ao método 6S, mas no sentido inverso, como proposto por Antunes *et al.* (2012). Esta abordagem consiste em utilizar a radiância que chega ao sensor para o obter a refletância da superfície, tendo em conta o efeito da atmosfera.

Antes de executar a correcção atmosférica, efectuou-se a conversão dos números digitais em reflectância, permitindo atribuir de características espectrais aos objectos. Esta conversão foi efectuada no software QGIS.

A correcção da imagem foi realizada utilizando o método 6S, sendo para isso necessário a execução do AtmCorWV2. Este modelo possui atributos específicos para imagens orbitais originadas do satélite WorldView-2. Os parâmetros utilizados na correcção estão expressos no Quadro 2

Quadro 2. Parâmetros de entrada no modelo, para a correcção atmosférica das imagens Worldview-2.

Parâmetros	Valores de Entrada
Tipo de Sensor	Multiespectral
Mês, dia, hora decimal, Longitude decimal, latitude decimal	12,9,12.898656, 14.937080, -24.355134
Tipo de modelo de atmosfera gasosa	1 Tropical
Tipo de modelo de aerossóis	2 Marítimo
Visibilidade em km (concentração de aerossóis)	20 km
Altitude média do alvo em km (valor negativo)	- 1,4 km
Abscalfactor, Deltaband, Esunband para o WorldView-2	Valores diferentes para cada banda
Número de bytes da imagem (igual ao número de pixels)	549120000

A correcção atmosférica da imagem Sentinel-2 foi efectuada através da ferramenta Sen2Cor, utilizada para geração e formatação de produtos Sentinel-2 nível 2A. Através do programa SNAP (Sentinels Applications Platform), disponibilizado pela ESA (European Space Agency), foi realizada a correcção atmosférica. Dentro deste programa utilizou-se a ferramenta Sen2Cor, com a qual foi possível transformar a reflectância no topo da atmosfera em reflectância na base da atmosfera, isto é, converter imagens de nível 1C em imagens de nível 2A.

A correção atmosférica foi aplicada apenas às imagens WorldView-2 e Sentinel-2, uma vez que nas imagens Pleiades-1 os principais efeitos causados pela atmosfera, não se revelaram significativos, permitindo realizar, de forma clara, o processo de fotointerpretação.

3.7. Cartografia geológica de pormenor da Caldeira e vertente oriental

3.7.1 Metodologia

O mapa à escala 1:25 000, pretende representar testemunhos da atividade eruptiva passada e recente do Vulcão do Fogo, correspondentes aos derrames históricos e pré-históricos e respectivos centros eruptivos na área da Chã das Caldeiras e vertente oriental da ilha do Fogo. Os diversos níveis de informação foram integrados numa base de dados georreferenciada, em ambiente SIG, o que permitiu a visualização detalhada dos vários elementos geológicos, assim como a sua análise e interpretação.

Para a concretização desta tarefa foram utilizadas as imagens de satélite de alta resolução, as fotografias aéreas obtidas através do levantamento efectuado com VANT, o Modelo Numérico de Elevação, gerado a partir das curvas de nível, com equidistância de 5 m e a “Carta Geológica da Ilha do Fogo. Revisão e actualização”, à escala 1:25 000 (Torres *et al.*, 1998).

A cartografia de pormenor da Chã das Caldeiras resultou da fotointerpretação e digitalização das formas identificadas através do ortofotomapa e do modelo digital de superfície, obtidos a partir das fotografias aéreas recolhidas com VANT, sendo o ortomosaico, a fonte que mais contribuiu para a realização desta cartografia. A partir destas fontes, não só foi possível identificar, com elevadíssimo detalhe, os derrames de lava e cones já identificados na cartografia mencionada, mas ainda todo um conjunto de outros elementos, como são os casos do sentido de escoamento, bordos de canal e ainda outras estruturas dos derrames.

A caracterização dos cones de piroclastos teve como base o método adoptado por Inbar *et al.* (2010), na sequência do trabalho pioneiro de Wood (1980), na caracterização de

cones presentes no complexo vulcânico de Kamchatka (Extremo Oriente da Rússia). Segundo Inbar *et al.* (2010), os valores morfológicos e morfométricos dos cones de cinza, medidos no campo e por modelos digitais de elevação, podem ser usados para validar sua idade e processos erosivos. Parâmetros como a altura, o diâmetro médio da base e a relação entre as dimensões da base a altura (h/w), revelaram-se apropriados para este efeito. No interior da caldeira do vulcão do Fogo encontra-se um campo de cones de cinza, o que possibilita o estudo e classificação espacial e temporal destas formas, assim como a identificação das alterações nos valores morfométricos entre cones de diferentes gerações.

Com base no MNE da área da Chã das Caldeiras foram medidos vários parâmetros morfométricos, que incluem: a altura (h); o declive médio; o diâmetro máximo (D); o diâmetro mínimo base (d) e a relação altura-diâmetro médio (h/w), onde $w = (D + d) / 2$, que foram calculados para cada cone de piroclastos identificado.

A definição destes parâmetros teve como base os critérios apresentados por Hooper e Sheridan (1998), que tiveram como objetivo a caracterização morfométrica dos cones de cinza. De acordo com os mesmos autores, o diâmetro basal médio do cone foi calculado com base na média dos valores basais máximo e mínimo e a altura tendo em conta diferença entre a altitude máxima do bordo da cratera e a altitude da base do cone.

Porém, os cones identificados na Chã das Caldeiras apresentam diferentes morfologias e nem todos possuem a sua forma original bem preservada tendo sido, por isso, necessário utilizar diferentes formas de medição de acordo com as diferentes morfologias de cone. Para tal, foi adoptada a metodologia utilizada por Wood (1980) e Madeira (1998), representada na figura 6, em que h (altura), d_c (diâmetro da cratera) e D_b (diâmetro da base), correspondem aos parâmetros de um cone regular sobre uma base plana (a). Segundo o mesmo método, para cones edificados sobre superfícies inclinadas (b), h deve corresponder à altura média obtida numa secção mediana do cone, e perpendicularmente ao declive da vertente (Madeira, 1998). Em (c), encontram-se representados os parâmetros d_c e D_b num cone regular com uma só cratera, que foram medidos de forma distinta em cones alongados com várias crateras alinhadas. Para estes últimos, o D_b e d_c correspondem a uma secção da boca eruptiva mais desenvolvida (d), medida perpendicularmente ao alongamento do cone.

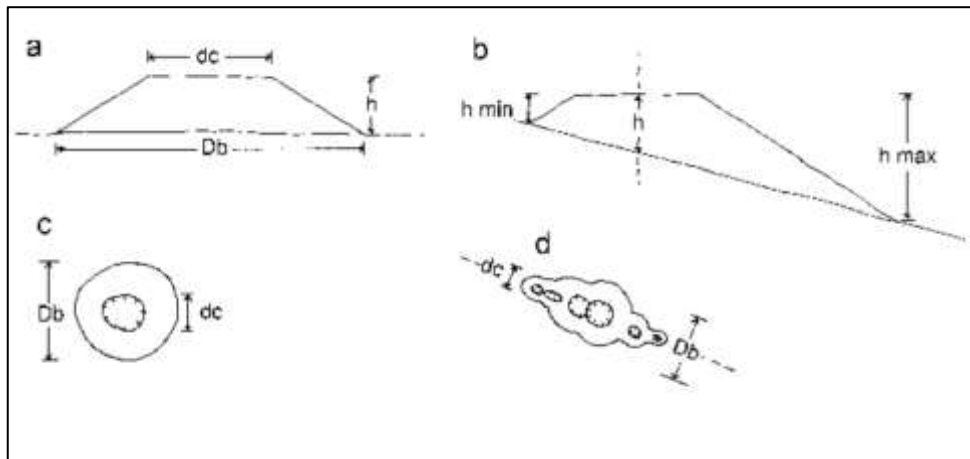


Figura 6. Situações comuns em que os parâmetros de forma de Wood (1980) se tornam difíceis de determinar, in Madeira, (1998)

Para além destes parâmetros foi calculado o declive médio, que permitiu analisar, de forma sistemática, o grau de conservação destas formas. Para tal, obteve-se o declive médio para cada um dos cones, determinado com base na seguinte expressão (Figura 7):

$Tg i = h / (rb - rc)$, em que i é o declive, rc corresponde ao raio da cratera e rb é o raio da base.

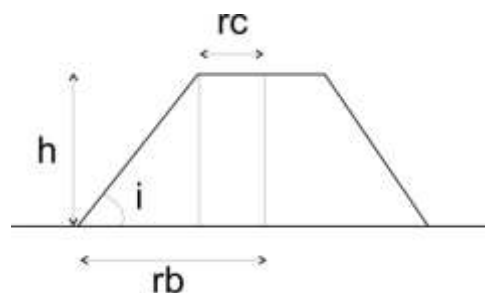


Figura 7. Representação esquemática da fórmula de cálculo do declive dos cones

A utilização do índice h/W , parte do pressuposto que os maiores valores deste rácio correspondem aos cones mais recentes, com formas frescas, e os valores mais reduzidos aos cones mais antigos, cujo tempo de exposição aos agentes erosivos poderá justificar um maior grau de erosão, quando comparados cones do mesmo tipo.

3.7.2 Elementos cartografados

Os elementos cartografados, assim como sua breve descrição e simbologia utilizada para a cartografia geológica apresentam-se de forma sistemática no Quadro 3.

Quadro 3. Elementos cartografados no mapa das erupções históricas e pré-históricas da ilha do Fogo.

Elemento	Descrição	Formato	Base cartográfica	Simbologia
Topografia	- Curvas de nível com equidistância de 100 m	Vetorial		Implantação linear
Escoadas lávicas	- Derrames de lava históricos das Chã das Caldeiras; - Alterações recentes provocadas pela última erupção - Traçado dos derrames de lava históricos, subjacentes ao derrame de 2014/15	Vetorial	- Fotografia aéreas obtidas através de levantamentos com VANT - Carta geológica 1:25 000 da Ilha do Fogo - Imagens de satélite de alta resolução	Implantação em mancha
Escoadas lávicas pré-históricas	- Escoadas de lava que antecedem o período histórico. Este período antecede o começo dos registos históricos por volta de 1500.	Vetorial	- ESRI World Imagery) com uma resolução de 6 m - Carta geológica 1:25 000 da Ilha do Fogo. - Imagens de satélite de alta resolução	Implantação em mancha
Os cones adventícios	Cones que se distribuem por todo o aparelho vulcânico (dentro e fora da caldeira) em alinhamentos radiais;	Vetorial	- MNE - Imagens de satélite de alta resolução (0,5 m) - Curvas de nível com equidistância de 1 m	Implantação em mancha
Depósitos de vertente (dv) depósitos de escorrência (de) ou lahares (L)	depósitos contemporâneos das formações lávicas pós-caldeira	Vetorial	- Imagens de satélite de alta resolução (0,5 m) - Fotografias aéreas obtidas através do levantamento com VANT	Implantação em mancha
Superfícies cobertas de piroclastos	- As superfícies de piroclastos distais, depositados no decorrer das erupções	Vetorial	- MNE - Carta geológica 1:25-000 da Ilha do Fogo. - Imagens de satélite de alta resolução	Implantação em mancha
Bordo de Crateras		Vetorial	- MNE - Fotografia aéreas obtidas através de levantamentos com VANT;	Implantação linear
Derrames de Lava a`a e Pahoehoe	- Individualizados apenas no interior da caldeira	Vetorial	- Imagens de satélite de alta resolução - Carta geológica 1:25 000 da Ilha do Fogo	Linear































3.7.3 Escolha da Legenda

Considerando o elevado número de elementos identificados, e a complexidade inerente à sua representação, foi utilizada a cor, como forma a facilitar a sua distinção. Procurou-se, tanto quanto possível adoptar a simbologia utilizada nas cartografias anteriores, correspondentes à carta geológica à escala 1:100 000 de Machado e Assunção (1965) e Carta Geológica da Ilha do Fogo, à escala 1:25 000 (Torres *et al.*, 1998), IICT permitindo estabelecer a comparação entre ambas.

De modo a facilitar e tornar mais intuitiva a leitura e interpretação do mapa, foram seleccionados diferentes tons da mesma cor para representar os produtos eruptivos resultantes das erupções de cada século, formando uma gradação, sempre que possível. O mesmo método foi adoptado para as diferentes formas, cuja idade não se encontra determinada com exactidão (formas resultantes de erupções pré-históricas), mas neste caso, agrupando-as de acordo com o flanco onde se desencadearam as erupções das quais são provenientes.

As superfícies cobertas por depósitos de cinza e piroclastos foram representadas por uma cor base (neste caso, bege claro) pontuada com as cores da erupção, da qual são contemporâneos estes depósitos. As restantes formas, cuja origem e idade são desconhecidas, foram identificadas com a mesma cor (Quadro 4).

Quadro 4. Legenda do mapa das erupções históricas e pré-históricas da Ilha do Fogo

Elementos		Simbologia	
Limite geológico			
Limite de cratera			
Depósitos	Depósitos de vertente		
	Depósitos de escorrência		
Piroclastos e derrames lávicos históricos de idade atribuída *	Séc. XXI	2014/15	
	Séc. XX	1995	
		1951	
		1857	
	Séc. XIX	1852	
		1847	
		1816	
	Séc. XVII e XVIII	1799	
		1785	
		1769	
		1721	
		1664	
		Monte Renda	
		Monte Laipo	
	Eventos eruptivos – Flanco Este	Mosteiros	
		Monte Beco	
		Monte Verde	
		Fernão Gomes	
Piroclastos e derrames lávicos históricos de idade indeterminada *	Caçada		
	Monte Preto Sul		
	Monte Loma		
	Monte Ourela		
	Monte Lapa		
	Monte Baluarte		
Outros derrames de lávicos de erupções históricas e pré-históricas do Pico não identificadas			
Formações pré-caldeira não diferenciadas			

* Piroclastos - símbolo ponteados; Derrames lávicos - símbolo a cheio.

3.8. Índice Espectral de Oxidação

A alteração química dos basaltos em ambientes áridos e semiáridos é um processo complexo que decorre de diversos factores como o clima, o relevo, a litologia, a cobertura vegetal e do tipo de escoada (Li et.al., 2016; Benedetti *et al.*, 2003; Yawasaki *et al.*, 2011). O grau de alteração da superfície dos derrames poderá reflectir-se numa variação do comportamento espectral no espaço e no tempo, assim como nos factores ambientais que condicionam estas variações (Kahle *et al.*, 1988).

Segundo estudos realizados por Kahle *et al.* (1988) e Lu *et al.* (2004), os dados adquiridos em várias faixas do espectro electromagnético têm permitido um forte desenvolvimento no estudo das características das superfícies vulcânicas, tanto em ambientes áridos e semiáridos como em condições de clima tropical húmido. A utilização das variações espectrais para realizar análises espaço-temporais em ambientes vulcânicos, veio contribuir para uma grande melhoria da cartografia e datação relativa das lavas, para a identificação dos diferentes tipos de lava e para avaliar o controlo exercido pelos factores ambientais, nas características espectrais da superfície das escoadas. As diferenças na oxidação podem ser medidas através de imagens multiespectrais e, segundo Kahle *et al.* (1988), parecem estar relacionadas com a preservação e alteração das superfícies vítreas, com a oxidação do ferro e com a acreção de superfícies ricas em sílica.

Estudos efectuados em Tenerife, no Vulcão Nyamuragira no Monte Camarões e em Karthala, apontam a oxidação como um dos principais processos que afectam a reflectância espectral dos derrames de lava em climas semiáridos (Li et.al., 2015). Segundo Abrans *et al.* (1991), também nos vulcões havaianos, a meteorização dos basaltos é acompanhada por mudanças físicas e químicas das superfícies. Assim, à degradação física do revestimento das superfícies de lava arrefecidas está associada, entre outros processos, a oxidação de minerais ferromagnesianos, que, por sua vez, mostraram comportamentos sincrónicos com a idade dos derrames (Abrans et. al, 1991). De acordo com os mesmos autores, a utilização de índices espectrais para a estimativa da oxidação, poderá ser bastante útil para discernir, os derrames de lavas mais jovens com graus de alteração pouco elevados, dos mais antigos, já fortemente oxidados.

Com intuito de realizar uma caracterização mais aprofundada dos derrames de lava históricos da Ilha do Fogo, e dado o sucesso da aplicação do índice de oxidação noutros ambientes vulcânicos, procedeu-se ao cálculo do mesmo, recorrendo a uma imagem de satélite Sentinel-2 de 28 de janeiro de 2018.

Os índices utilizados neste estudo são os três propostos e testados por Li *et al.* (2015):

(1) Subtração = ref 2 - ref 1

(2) Razão = ref 2 / ref 1

(3) Diferença normalizada = (ref 2 – ref 1) / (ref 2 + ref 1)

Onde ref 1 e ref 2 correspondem às refletâncias em três intervalos de comprimento de onda, que são utilizados em duas combinações: a banda 8 com a banda 2 e as bandas 4 com a banda 2. Desta foram, ref 1 corresponde sempre à banda 2, em todas as fórmulas de cálculos, enquanto ref 2 pode corresponder à banda 4 ou à banda 8 de acordo com a combinação de bandas utilizada.

As regiões do espectro electromagnético com interesse foram seleccionadas com base nos dados espectrais de campo ou retirados da bibliografia. Embora o método tenha sido originalmente aplicado a imagens Landsat-8 ETM+, foram utilizadas para este estudo imagens Sentinel-2A, por apresentarem maior resolução espacial (10 m) e por apresentarem bandas espectrais análogas, podendo assim, substituir as imagens utilizadas no método original. As vantagens de usar uma única imagem prendem-se com o facto de a vegetação, o ângulo do sol e as condições atmosféricas se apresentarem constantes, pois a comparação de imagens adquiridas em momentos distintos poderá evidenciar uma grande diferença sazonal destes parâmetros, afectando as assinaturas espectrais e inviabilizando uma comparação correta dos resultados obtidos (Head *et al.*, 2012).

Com base na bibliografia existente, foram seleccionados os comprimentos de onda para o cálculo do índice espectral de oxidação, que correspondem aos comprimentos de onda entre 450 e 520 nm e 630 e 690 nm, equivalentes à banda 2 (azul) e banda 4 (vermelho) do satélite Sentinel-2. Estes comprimentos de onda foram seleccionados por se associarem tipicamente a regiões espectrais que reflectem o estado de oxidação do ferro em derrames de lava à medida que estes envelhecem (Abrams *et al.*, 1991; Head *et al.*,

2012). Outro motivo para a selecção destes dois intervalos prende-se com o facto de a relação entre a banda vermelha e a banda azul ser útil para medir a coloração vermelha das rochas (Li *et al.*, 2015). Para além destes, foram ainda utilizados os valores de refletância na faixa do infravermelho próximo (banda 8), com comprimento de onda entre 780 e 900 nm, uma vez que os estudos apontam para mudanças nos perfis de refletância, que se expressam em variações significativas do índice de oxidação (Li *et al.*, 2015).

Inicialmente, os índices foram aplicados a toda a imagem, permitindo uma visão global dos principais contrastes entre as várias superfícies. De seguida, foi realizado o mesmo processo, mas de forma separada para cada uma das escoadas lávicas. A análise do comportamento espectral das lavas foi aprofundada com base na extracção dos dados relativos aos índices espectrais de oxidação ao longo de um perfil altitudinal, traçado em cada um dos derrames de lava identificados, o que permitiu estabelecer uma relação entre os valores obtidos para cada escoada e a altitude. A adopção deste método relaciona-se com facto dos valores do índice, não só variam com a idade, mas também com a altitude em função das condições de humidade e precipitação, pelo que se torna necessário averiguar os principais contrastes em toda a extensão das escoadas. Estes perfis foram efectuados apenas para os derrames que ocorrem na vertente leste da ilha, uma vez que as diferenças de altitude reduzidas dentro caldeira não justificam uma relação altitude/oxidação.

CAPÍTULO IV - CARACTERIZAÇÃO DOS DERRAMES DE LAVA HISTÓRICOS DA ILHA DO FOGO

4.1. Introdução

Este capítulo tem como objectivo caracterizar os derrames de lava históricos da Ilha do Fogo, tendo com base a cartografia geológica realizada. Para além da caracterização espectral das escoadas, efectuou-se a identificação dos seus centros eruptivos e estabeleceu-se uma ordem cronológica para todos os campos de derrames, tendo como base as cartografias anteriores, registos históricos e imagens de ultra e alta resolução. O mapa geológico onde constam os derrames de lava históricos e pré-históricos e seus centros eruptivos, do setor oriental da ilha do Fogo, é apresentado no fim do capítulo. Esta análise foi complementada com a caracterização das lavas de acordo com o seu nível de oxidação, sendo este um factor indicativo do grau de alteração em que se encontram as superfícies dos derrames, podendo ser utilizado como indicador de idade. Para tal, foram exploradas as características espectrais da superfície das escoadas, a partir de uma imagem Sentinel-2, o que permitiu o cálculo do índice espectral de oxidação para cada um dos derrames, efectuado através de três métodos distintos (Subtracção, Razão e Diferença normalizada). Os resultados obtidos foram correlacionados com diferentes factores ambientais e topográficos, potenciadores da oxidação do ferro presente, em elevadas proporções, na composição de minerais ferromagnesianos, e que confere uma tonalidade avermelhada à superfície dos derrames.

4.2. Derrames de Lava Históricos da Ilha do Fogo

Os campos de lava têm um particular interesse pelo facto de serem elementos dominantes entre as várias formas identificadas na Ilha do Fogo. São estas as formas que cobrem a superfície desde as arribas litorais até ao topo do vulcão, cobrindo localmente arribas litorais e preenchendo os leitos das ribeiras (Ribeiro, 1960).

Características como a localização, a extensão e o sentido de derrame e natureza das erupções são importantes quando se avaliam os perigos vulcânicos, assim como a produtividade ou a longevidade de um sistema vulcânico (Head et. al, 2012). Efectuou-

se, por isso, uma síntese das principais características, possíveis de inferir a partir da cartografia efectuada, e que se apresenta no Quadro 5

As lavas que se podem discernir nas imagens de alta resolução, provêm dos inúmeros cones adventícios, de diferentes gerações, que acompanharam a actividade eruptiva do cone vulcânico ancestral, bem como de outros cones mais recentes que surgiram da mesma forma junto aos flancos do Pico do Fogo e no interior da caldeira.

Quadro 5 Principais características dos derrames de lava históricos e pré-históricos da Ilha do Fogo, possíveis de inferir a partir da cartografia geológica publicada anteriormente

Derrames de Lava	Duração	Centro emissor	Extensão (km)	Área exposta (km ²)	Direção de derrame	Altitude (m) Máx. Min.	Tipos de lavas observáveis
2014/2015	78 Dias	Fissura eruptiva, com orientação NE-SW; Com 700m de extensão; Base flanco Sudoeste do Pico Fogo	6	4,5	NW-SE W-E S-N	Máx. 1946 Min. 1645	<i>a'a + pahoehoe</i>
1995	55 Dias	Alinhamento de crateras com orientação NE-SW; Sete bocas eruptivas entre o Monte Beco e a Base do Pico do Fogo;	4	4,8	SE – NW	Máx. 1888 Min. 63	<i>a'a + pahoehoe</i>
1951	Apróx. 60 Dias	Derrame Norte: Cone Monte Preto de Cima Derrame Sul: Cone Monte Orlando e Monte Rendall	Derrame Norte: 2,3 Derrame Sul: 8,1	Derrame Norte: 4 Derrame Sul: 8,5	Derrame Norte: NW Derrame Sul: NW – SE SW – NE W – E	Derrame Norte: Máx. 1834 Min. 1630 Derrame Norte: Máx. 1890m Min. 60m	<i>a'a</i>
1857	-	Cone de médias dimensões localizado a meia encosta, sobre a falha do Espigão, designado de Pico Novo	4,64	0,9	WSW – ESSE	Máx. 1379 Min. 0	<i>a'a</i>
1852	-	Cone que está construído sobre uma fissura N-S	4,76	2,2	WSW – ENE	Máx. 1668 Min. 392	<i>a'a</i>
1847	Apróx. 30 Dias	Dois cones que limitam o cone gerado na erupção de 1721	Derrame E: 6,13 Derrame N: 2-2,5	5,4	S – N W – E	Máx. 2140 Min. 0	<i>a'a</i>
1816	-	Cone de dimensões, comparativamente reduzidas, na base do Monte Losna	5,26	3	WSW – ENE	Máx. 1642 Min. 0	<i>a'a</i>

1799	26 Dias	Alinhamento de três cones WSW-ENE, correspondente a uma fissura eruptiva coberta por lavas da erupção de 1785, com uma extensão de 2,3km	3,3	0,4	E-W	Máx. 1250 Mín. 0	<i>a'a</i>
1785	32 Dias	Dois centros eruptivos distintos: Derrame norte: proveniente do cone situado imediatamente a NW do Monte Losna (reactivado em 1852). A Nordeste: uma fissura eruptiva situada a E do Monte Losna, com orientação NE-SW e 840 m de extensão, parcialmente coberta pelas lavas de 1847.	Derrame E: 4,4 Derrame NW: 7,4	4,5	WSW – ENE W-E	Máx. 1702 Mín. 0	<i>a'a</i>
1769	-	Cones (Monte Lorna e cone a NW) e fissura eruptiva com 780m de extensão com orientação NW-SE	5,3	5,2	NW-SE	Máx. 2159 Mín 0	<i>a'a</i>
1721	-	Cone na Base do flanco N do Pico do Fogo	3,4	1,3	NNE	Máx 1600 Mín 0	<i>a'a</i>
1664		Desconhecido	5,8	3	SW-NE	Máx. 1800 Mín 0	<i>a'a + pahoehoe</i>
Renda	-	Cone Monte Renda	6,4	1,9	W-E	Máx. 1750 Mín 50	<i>a'a</i>
Laipo	-	Cone Monte Laipo	5,5	1	W-E	Máx. 1839 Mín 0	<i>a'a</i>
Mosteiros	-	Desconhecido	5,7	2,6	SW-NE	Max. 1556 Mín 5	<i>a'a</i>
Beco	-	Cone Monte Beco	3	2,7	ESE – WNW ENE - WSW	Máx. 1840 Mín 1740	<i>a'a</i>
Fernão Gomes	-	Desconhecido	2,2	0,7	SSE – NNW	Máx. 1650 Mín 1560	<i>a'a</i>
Monte Verde		Cone do Monte Verde	1,4	0,5	SW – NE WNW – ESSE	Máx. 1650 Mín 1550	<i>a'a</i>
Preto sul	-	Cone Monte Preto Sul	Entre 3,1 e 3,2	1,9	NW – SE	Máx. 741 Mín 7	<i>a'a</i>
Lorna	-	Cone Monte Lorna	Entre 3,4 e 7,1	2	NE-SW SSE	Máx. 1884 Mín. 538	<i>a'a</i>
Ourela	-	Duas bocas eruptivas pertencentes	Ramo boca E: 8,5	6,8	N – S	Máx. 1684	<i>a'a</i>

		ao alinhamento Monte Cruz	Ramos boca W: entre 8,3e 9,4		NNW - SSE NW – SE	Min 0	
Lapa	-	Cone Monte Lapa	3,4	3,8	NW-SE	Máx. 685 Min. 0	<i>a'a</i>
Baluarte		Cone Monte Baluarte	2,7	1,3	W – E	Máx. 740 Min 0	-
Calçada	-	Desconhecido	6,7	1,7	NNW-SSE NW – SE	Máx. 1450 Min 0	<i>a'a</i>

4.2.1. Lavas Pré-históricas nos flancos do edifício vulcânico principal

Após a actividade predominantemente explosiva que terá sido responsável pela construção da estrutura de tufos do estrato-vulcão do Pico do Fogo, onde os episódios lávicos tiveram menor importância, formaram-se cones nos flancos e na base deste estrato-vulcão. Foi a partir destes que se passaram a verificar a maior parte dos eventos eruptivos. Estas estruturas de variada dimensão encontram-se distribuídas, ora de forma isolada, ora em alinhamentos radiais bem definidos, compostos por 4 a 5 cones, tendencialmente alinhados segundo as direcções N-S (38%), NE-SW (15%), NW-SE (13%) e E-W (13%) (Brum da Silveira e Madeira, 2006). Para além desta tendência, o facto destes cones aparecerem com a frequência altitudinal semelhante, ao longo dos vários alinhamentos, sugere uma fracturação, resultante da intersecção entre os alinhamentos e fracturas radiais e concêntricas (Brum da Silveira *et al.*, 1997).

Provenientes de um destes conjuntos de cones, localizados entre os 723 m (Monte Baluarte) e os 1931 m (Monte Lorna) de altitude no flanco sul, são as lavas identificadas como Derrames de Lava Pré-Históricas do Flanco Sul. Estas escoadas não se encontram datadas, sendo, por isso, identificadas com a mesma nomenclatura que designa o cone pelo qual foram expelidas, ainda que seja possível estabelecer-se uma estratigrafia com base nas relações geométricas. Destas formas fazem parte os seguintes derrames de lava: Lapa Grande; Monte Preto do sul; Lorna; Ourela e Monte Baluarte e Calçada (Figura 8).

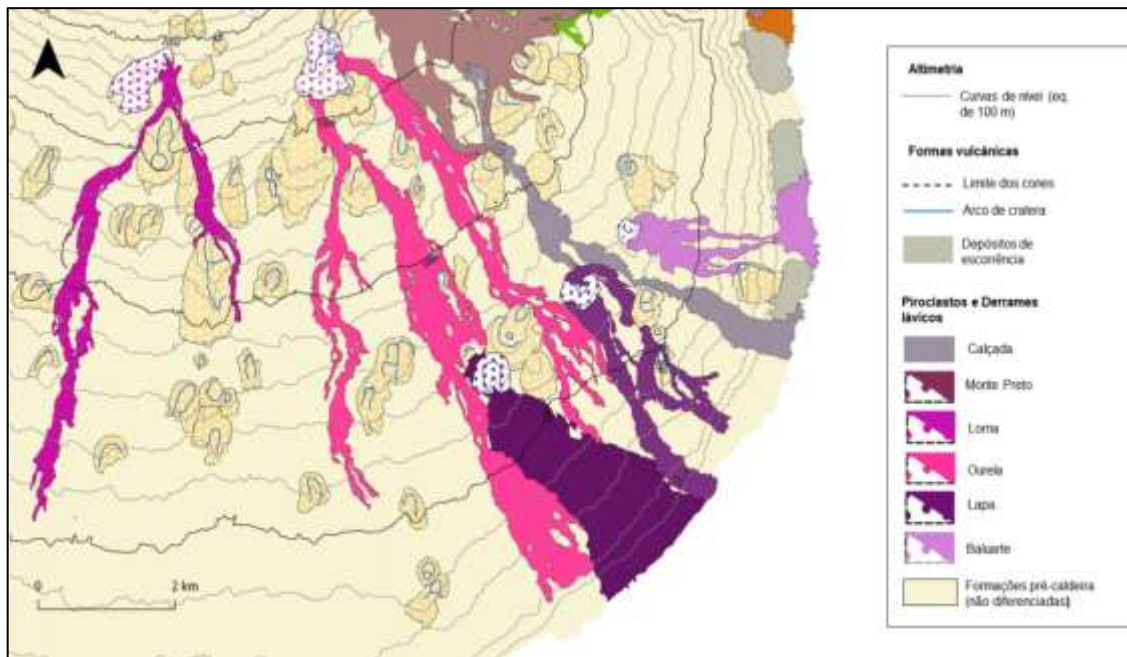


Figura8. Erupções históricas e pré-históricas da Ilha do Fogo – Vertentes Sul e Sudeste da Ilha do Fogo

O **Derrame de Lava do Monte Lorna**, cujo sentido de escoamento é predominantemente N-S, teve origem num cone adventício localizado a cerca de 800 m da Bordeira. As lavas que fluíram a partir deste cone ter-se-ão dividido em duas correntes de lava aos 1700 m de altitude, contornando os cones monte Língua de Vaca e Monte Lantisco que se interpõem ao seu trajecto inicial. Após a bifurcação, uma das escoadas segue para SW, enquanto a outra segue para SSE, contornando o obstáculo até aos 930 m de altitude, estendendo-se até à costa.

Os **Derrames de Lava do Monte Cruz**, que tiveram origem numa fonte alinhada concentricamente com o Monte Lorna, designada por Ourela. Estes derrames tiveram origem em duas bocas eruptivas pertencentes ao alinhamento do Monte Cruz, que deram origem a dois derrames que fluíram para S e SE, sendo que o primeiro se dividiu em dois braços ao encontrar o Monte Quebra Buli, que fluíram paralelos um ao outro.

Com o mesmo sentido de escoamento, dos derrames anteriores, encontra-se um derrame de lava designado por Derrame de Lava Calçada (designação atribuída por Paris *et al.* 2016). A fonte que deu origem a esta escoada é desconhecida, porque o derrame está coberto pelas lavas de 1951 a montante dos 1400 m e progride para SSE até ao mar.

Aos 700 m de altitude surge um outro alinhamento de cones, de que fazem parte os cones Monte Preto Sul, Monte Lapa e Monte Baluarte, organizados de forma concêntrica entre os 730 e 770 m de altitude. As escoadas que deles provêm têm aproximadamente a mesma extensão e prolongam-se até ao mar.

4.2.2. Lavas Históricas do Flanco Este

Ao contrário do que se pode verificar nos flancos exteriores do edifício vulcânico principal, nos cones adventícios que surgiram no interior da Chã das Caldeiras, após a formação da caldeira e do colapso de flanco, ocorreram importantes eventos efusivos, dando origem a extensos campos de lava, que se propagaram pela encosta interna da cicatriz de colapso do flanco E e dentro da Chã das Caldeiras. No interior da depressão gerada pela formação das caldeiras e colapso de flanco os cones apresentam uma distribuição semelhante à que se verifica no edifício vulcânico principal, alinhados segundo as seguintes direcções: N-S (40%), NE-SW (13%) e NW-SE (30%). Segundo Brum da Silveira e Madeira (2006), estes alinhamentos parecem ligar cones dentro e fora da Chã das Caldeiras.

Os cones na parte norte da da Chã das Caldeiras, deram origem à maioria dos derrames do século XVIII e XIX, aos quais se acrescentam as escoadas de 1664 e outros, históricos e pré-históricos, mas cuja idade não se encontra determinada.

O conjunto de cones monogénicos que deram origem a estas escoadas, faz parte de um dos vários alinhamentos de cones a norte da caldeira, cuja orientação é aproximadamente radial ao Pico do Fogo, que variam desde alinhamentos NW-SE, passando por N-S, até NE-SW, em função da sua posição relativamente ao Pico do Fogo. (Figura 9).

Um dos cones deste conjunto, localizado no interior da Chã das Caldeiras (o mais a NW), o Monte Verde, deu origem a uma escoada, cuja área visível é relativamente reduzida. Porém, a direcção dos derrames sugere que os produtos desta erupção tenham ultrapassado o bordo da Chã das Caldeiras, encontrando-se, no entanto, coberto por outros derrames, como é o caso do derrame que flui em direcção a Mosteiros.

A escoada designada como **Derrame de Lava dos Mosteiros** teve origem no interior da Chã das Caldeiras, progredindo para o seu exterior em direcção a NE, acabando por atingir o litoral, sobre uma fajã lávica já existente, onde hoje se encontra a povoação de Mosteiros. O centro eruptivo não é conhecido porque a porção mais a montante do derrame está coberta por lavas mais recentes. Imediatamente a Sul deste derrame encontra-se uma das escoadas resultantes da erupção de 1785. Segundo os registos históricos, este evento terá tido origem em dois centros eruptivos, um fissural e outro de um cone (pré-existente) (Ribeiro, 1960).

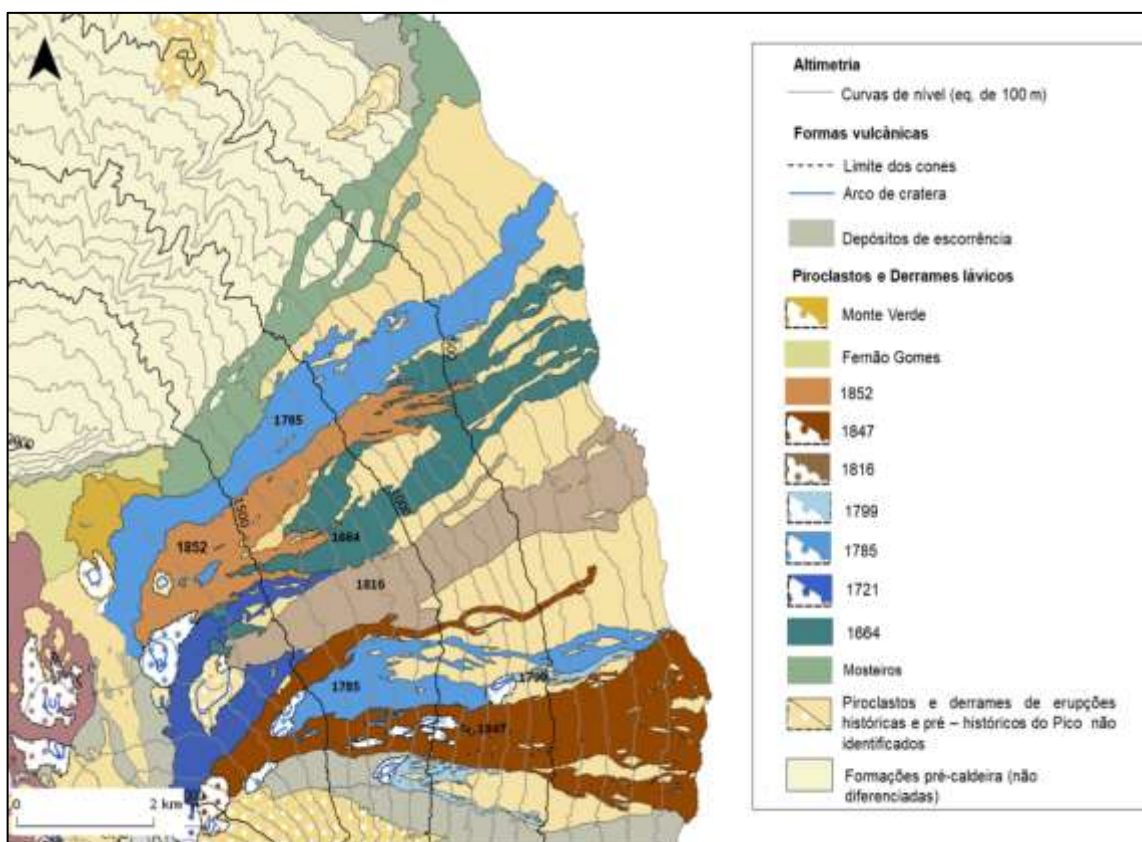


Figura 9. Erupções históricas e pré-históricas da Ilha do Fogo – Vertentes Norte e Nordeste da Ilha do Fogo

De fonte desconhecida é também a escoada que, segundo Torres et. al. (1997), terá decorrido da erupção de **1664**. O facto de, em parte, se encontrar subjacente aos derrames mais recentes, provenientes das erupções de 1721-21, 1785, 1816 e 1852, dificulta a percepção do local de origem, sendo apenas visível o troço que se encontra exposto a partir do 1640 m de altitude e que se estende até ao mar, num elevado estado

de degradação. Segundo os mesmos autores, o motivo pelo qual esta escoada foi atribuída a de 1664 (com reservas), prende-se com o facto de se encontrar sobreposta pelos derrames de 1721-25, sendo o único evento anterior a este, onde é feita referência a ocorrências de produtos efusivos, que se estenderam pela encosta até atingir o mar, formando um delta lávico que se estende por cerca de 150 m da linha de costa anterior à erupção. Apesar dos derrames serem constituídos por lavas do tipo *a'a* em quase toda a sua extensão, na fase terminal aparecem derrames de *pahoehoe*, que terão sido alimentados por tubos de lava (Torres *et al.*, 1997).

No decorrer da erupção de 1785, terão sido destruídas várias escoadas que tiveram origem em dois centros eruptivos distintos. A erupção terá tido origem numa fissura eruptiva, que emitiu os derrames mais a sul, soterrados por lavas resultantes das erupções de 1847. Posteriormente, outro conjunto de cones localizados mais a NW do Monte Losna, terão expelido um extenso derrame, que a princípio fluiu com sentido S-N e depois de W-E. À semelhança do que se verifica nos derrames lávicos de 1664, apesar da predominância do tipo de lava *a'a*, no final da erupção foram emitidas lavas *pahoehoe* (Torres *et al.*, 1997).

Sobreposto aos derrames de 1785, encontra-se o derrame de lava que data do ano de 1852. Estas duas erupções desencadearam-se a partir do mesmo cone (localizado imediatamente a NW do monte Losna), dando origem a derrames de lava com trajectos e morfologias semelhantes, ainda que em 1852 as lavas tenham parado o seu avanço por volta dos 390 m de altitude. As descrições históricas desta erupção encontram-se compiladas em Ribeiro (1960) e Torres *et al.* (1997), onde se faz referência à pouca abundância das lavas, que embora progredindo em direcção ao mar, não o chegaram a alcançar.

Os eventos efusivos de 1721 e 1847 manifestaram-se a partir de três cones que se encontram lado a lado no flanco N do Pico do Fogo. Segundo registos históricos compilados por Ribeiro (1960), a erupção de 1721 apresentou actividade estromboliana na cratera do cone principal e ter-se-á prolongado até 1725, porém, não se encontra determinada com certeza da duração deste evento eruptivo.

Na cartografia apresentada por Torres *et al.* (1997), os derrames provenientes desta erupção provêm de um cone adventício de forma alongada que surge no flanco do Pico

do Fogo. Tendo como base as imagens de satélite, foi possível distinguir, com alguma dificuldade, uma forma cônica, coberta por cinzas e piroclastos no flanco N do Pico do Fogo, imediatamente a NNW do Monte Losna. O derrame de lava *a'a* seguiu para SSW, dividindo-se em dois braços aos 1800 m de altitude, contornando o Monte Losna.

Os derrames de 1847 avançaram para E, descendo toda a encosta até ao litoral, contornando as lavas de 1785. Os relatos históricos, também referenciados por outros autores como Ribeiro (1960) e Torres *et al.* (1997), remetem para a assinalável importância deste evento efusivo, principalmente na costa Este, onde os derrames atingiram o litoral em apenas 4 horas.

Junto aos derrames anteriores, identificou-se um outro, que data do ano de 1816, e que teve origem num centro eruptivo, com dimensões consideravelmente inferiores aos anteriores. Este surge na base do Monte Losna e está alinhado com outros cones de dimensões semelhantes, que se organizam num alinhamento NW-SE. O confronto da cartografia geológica existente gera alguma controvérsia em relação ao local de proveniência dos produtos efusivos resultantes deste evento. Na carta geológica da Ilha do Fogo de Torres *et al.* (1997), esta erupção terá ocorrido num cone de pequenas dimensões, adjacente ao Monte Losna. Contudo, noutros trabalhos, ainda que não oficiais, como é caso do Mapa Vulcanológico da Ilha do Fogo de Paris *et al.* (2016), é delineada outra configuração para este derrame, que se estende mais a norte, provindo assim do cone que aqui se identificou como sendo a fonte das lavas resultantes de erupção de 1721. Apesar do difícil discernimento entre as lavas e restantes produtos eruptivos nesta área em específico, identifiquei a origem deste derrame em conformidade com Torres *et al.*, (1997), pois as imagens de satélite mostram que o derrame que se encontra a Sul deste cone não parece estar sobreposto aos produtos resultantes da erupção 1816. Na presente cartografia, esta escoada apresenta um único troço de direção WSW – ENE, avançando neste sentido até ao mar. A bifurcação do derrame de lava a cerca de 980 m de altitude, que apresenta a cartografia de Torres *et al.*,(1997), foi aqui considerada como pertencente ao derrame adjacente, correspondente à erupção de 1847.

Ainda na vertente a NE, fora da caldeira, mas mais afastada da área de grande concentração de cones, encontra-se uma fissura eruptiva com 2,3 km de extensão e com

direcção NE-SW, correspondendo a uma fratura radial com a mesma orientação, que se distribui entre 650 e 1400 m de altitude, parcialmente coberta pelos derrames de 1847. Esta estrutura terá sido a fonte dos derrames de lava resultantes do evento efusivo de 1799. Estes três derrames, fluíram a partir do respectivo cone em direcção ao mar no sentido E-W, sendo que um destes formou uma fajã lávica (Torres *et al.*, 1997).

Salienta-se o facto deste sector, a N do Pico do Fogo apresentar uma cobertura vegetal mais densa comparativamente à restante ilha, e das superfícies dos derrames apresentarem maior alteração, em particular entre os 500 e 1500 m de altitude, o que se revelou um obstáculo para a cartografia, tornando difícil estabelecer uma continuidade do traçado das escoadas, particularmente na faixa altitudinal referida.

A Sul do Pico do Fogo, verifica-se um menor número de escoadas. Neste sector, testemunham a ocorrência de cinco eventos eruptivos, os derrames que são possíveis de individualizar cartograficamente provenientes do Monte Renda e Monte Laipo, e as escoadas históricas dos séculos XVIII e XIX, resultantes dos eventos de 1769, 1857, respectivamente. Estas escoadas terão resultado de cones dos quais fazem parte o **Monte Renda e o Monte Laipo**, assim como os dois cones adventícios, dos quais são oriundas estas lavas. Alinhado com estes cones, surge outro, a meia encosta, cuja actividade foi mais recente. Os derrames emitidos por esta boca eruptiva, aquando da **erupção de 1857**, têm um percurso semelhante ao das lavas anteriormente referidas, controlado topograficamente pela escarpa do Espigão.

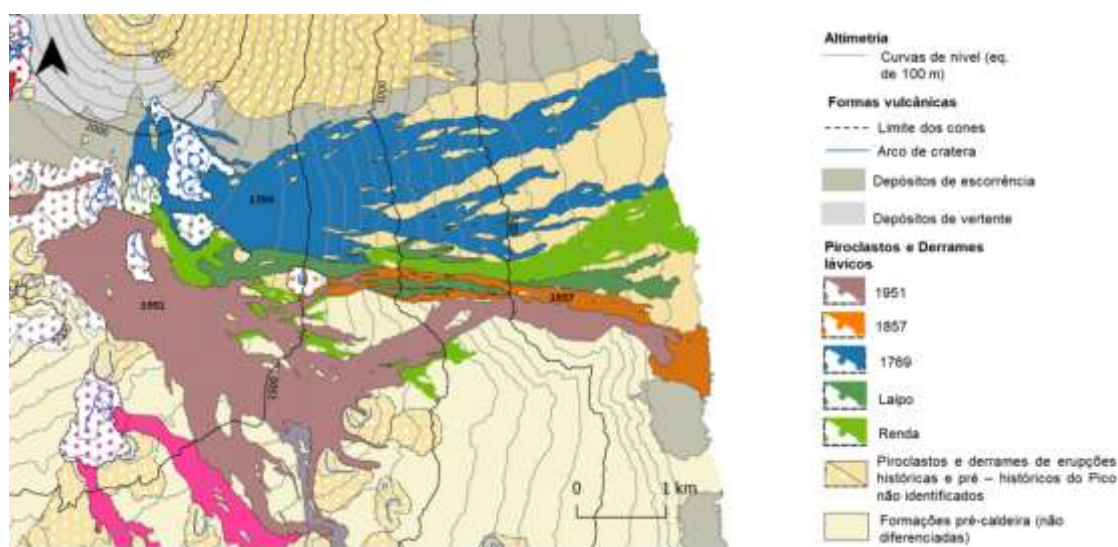


Figura 10. Erupções históricas e pré-históricas da Ilha do Fogo – Vertentes sudeste da Ilha do Fogo

Junto a este conjunto de cones encontram-se dois centros eruptivos que terão libertado as extensas línguas de lavas decorrentes a erupção de 1769, correspondentes a um alinhamento de cones com direção NNW-SSE e a uma fissura a SE com direção NW-SE (Figura 10). Este é um dos derrames mais extensos e um dos que abrangeu uma maior área neste sector. Os derrames resultantes desta erupção unem-se, inicialmente, de forma coalescente, e constituem um troço único que flui inicialmente com direcção NW-SE, mudando bruscamente ao encontrar os derrames de lava Pré-históricos do Monte Renda. A partir dos 1250 m de altitude, subdividem-se em várias línguas, escoando até ao mar.

Deverá realçar-se que alguns dos derrames deste sector, ocorreram também através de fendas que, pela sua reduzida dimensão e curta duração das erupções, não reuniram as condições necessárias à formação de cones (Ribeiro, 1960). Para além disso, algumas destas fissuras, especialmente as situadas a cotas inferiores à da boca eruptiva principal, apresentam actividade quase exclusivamente efusiva e, portanto, não formam cones, mas apenas cristas de escórias soldadas (*spatter*). É o caso da fissura eruptiva de 1769, situada a SE dos cones.

Na cartografia deste setor a Sul do Pico do Fogo foram efectuadas alterações no traçado de todos os derrames, em particular no seu setor terminal. Estas diferenças, entre a cartografia que realizámos e a oficial de Torres *et al.* (1997), têm maior importância nas escoadas de 1769 e de 1785, que na cartografia oficial abrangem uma maior área junto à costa. Deverá realçar-se ainda que uma das ramificações da escoada de 1951, proveniente do Monte Orlando, é agora identificada como pertencente à escoada de 1857, uma vez que através da observação das imagens de satélite, foi possível verificar que este derrame se encontra sobreposto pelas escoadas de 1951.

4.2.3. Lavas no interior da Chã das Caldeiras

A fase posterior ao colapso das caldeiras e subsequente colapso gravítico (há cerca de 73000 anos; Ramalho *et al.*, 2015) caracterizou-se pela formação do vulcão do Pico, que alguns autores postulam ter acontecido até meados do século XVIII, o que é pouco provável visto que os produtos eruptivos no topo do Pico do Fogo aparentam ser

bastantes antigos, *i.e.* pré-históricos (Ricardo Ramalho, comunicação oral). A partir de 1500 a actividade no Pico do Fogo foi cada vez menor, concentrando-se progressivamente na base deste Vulcão. Estes eventos produziram o cenário que actualmente se pode observar no interior da Chã das Caldeiras, essencialmente constituído por extensos campos de lava, assim como as bocas eruptivas e os vários cones de escória e cinzas que pontuam o seu monótono relevo (Ribeiro, 1960) (Figura 11.) Os principais sistemas de falhas/fraturas e/ou alinhamentos que caracterizam a Ilha do Fogo intercetam o interior da Chã das Caldeiras em alguns sectores.

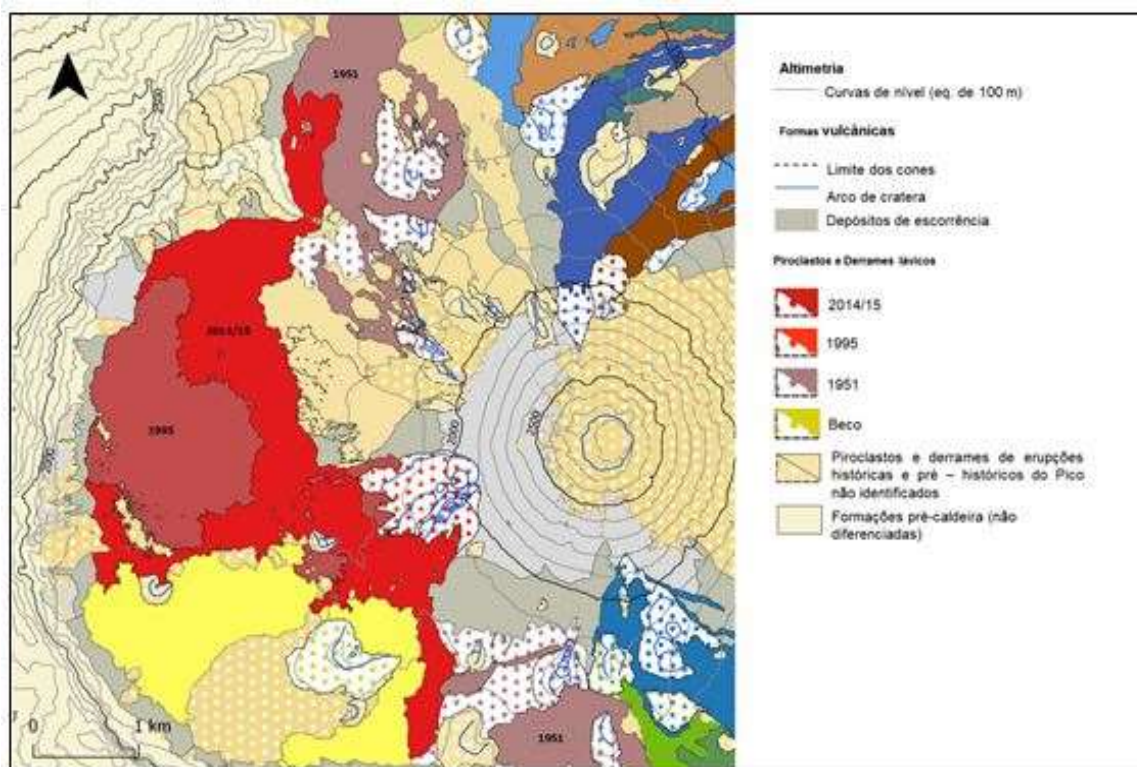


Figura 11. Erupções históricas e pré-históricas da Ilha do Fogo - Caldeira

As erupções mais antigas tiveram origem em aparelhos eruptivos que nem sempre são visíveis ou discerníveis, por terem sido parcialmente ou totalmente soterrados por produtos de eventos eruptivos mais recentes. Do que é possível observar, as bocas eruptivas responsáveis por estas erupções localizam-se parte no sudeste da caldeira, distribuindo-se de forma radial junto ao flanco do Pico do Fogo. Destes cones estreitos e alongados, ou de fissuras eruptivas localizadas em vertentes de forte declive, na maior parte dos casos parcialmente ocultos por cinzas e materiais piroclásticos posteriores,

provieram derrames de lavas pouco extensos cuja morfologia varia entre derrames de *a'a* e *pahoehoe*.

De idade desconhecida, mas provavelmente pré-histórica, são os produtos que resultaram da erupção do Monte Beco, dispersos em torno de todo o cone, estendendo-se para SW até à base da escarpa da Bordeira. A forma como se dispõe o derrame, assim como as estruturas de derrame que se observam à superfície, sugere que a actividade efusiva teve mais do que uma fase, resultando em duas escoadas visíveis. A primeira escoada terá contornado o cone de origem por W, fluindo em direcção à base da escarpa da Bordeira e expandindo-se para os lados, o que se pode verificar apenas até ao limite imposto pelos derrames mais recentes que se lhe sobrepõem. No decorrer do mesmo evento, foi emitido outro derrame, num momento posterior, que fluiu para E, seguindo um trajeto paralelo ao anterior, e mudando de direcção para sudoeste na fase terminal, acompanhando, posteriormente, o traçado da Bordeira.

A erupção de 1951 encontra-se bem documentada no trabalho de Ribeiro (1960), onde a evolução do evento eruptivo foi rigorosamente descrita. Esta erupção foi responsável pela formação do Monte Orlando e do Monte Rendall no flanco Sul e pela reativação das estruturas do Monte Preto de Cima e pela formação de outras 5 fissuras eruptivas dispostas *en échelon* a sul daquele cone, na parte NW da caldeira (Torres *et al.*, 1997). Os edifícios construídos no decorrer deste evento eruptivo encontram-se alinhados sobre a falha, assinalada por Brum da Silveira *et al.* (1997) como Falha Portela-Cova Figueira, com direcção NW-SE. As bocas do lado Sul prolongaram-se pelas encostas sob forma de várias línguas de lava resultantes da bifurcação do derrame ao encontrar os numerosos cones da vertente SE. A NW da Chã, a emissão dos derrames ocorreu apenas durante um dia, com volume significativo, o que indica uma taxa de efusão elevada (Torres *et. al.*, 1997).

As lavas resultantes da erupção de 1995 foram emitidas por duas fissuras eruptivas de direcção NNE-SSW e NE-SW, sendo que a fractura NE-SW inclui um cone pré-existente que foi reativado junto ao flanco SW do Pico do Fogo. Esta estrutura funcionou, portanto, em pelo menos 3 erupções (uma de idade desconhecida, 1995 e 2014). A Falha do Monte Beco, funcionou apenas na fase inicial da erupção e é visível pelo alinhamento de várias bocas eruptivas segundo uma direcção aproximada NE-SW.

Neste alinhamento, Brum da Silveira *et al.* (2006) reconheceram cerca de sete bocas eruptivas responsáveis pela erupção de 1995.

A actividade efusiva começou com o início da erupção (ao fim de poucas horas, na manhã do dia 3, o derrame já tinha 2 km de extensão). A actividade continuou e, segundo Torres *et al.* (1997), foi mudando de forma progressiva para o estilo estromboliano. Inicialmente, formaram-se escoadas pahoehoe numa proporção relativamente reduzida, seguindo-se-lhes os significativos volumes de *a'a* dominantes neste evento eruptivo. Porém, o declínio contínuo da taxa de efusão, fez com que actividade efusiva terminasse com emissão de derrames do tipo *pahoehoe*, que cobriram boa parte dos derrames de *a'a*, contornando-os a Norte e a Sul. Uma parte significativa destes derrames *pahoehoe* resultaram de *breakouts* nos bordos do derrame *a'a* (Torres *et al.*, 1996).

A cerca de 200 m a sudeste da fissura eruptiva que originou a erupção de 1995, um novo evento efusivo começou sendo responsável pela emissão dos Derrames de lava de 2014/2015 (González *et al.*, 2015; Mata *et al.*, 2017). As lavas do tipo *a'a* fluíram a partir de sete bocas eruptivas, a partir das quais ocorreu, conjuntamente, a libertação de cinza e gás, e que se apresentam alinhadas ao longo de uma fissura eruptiva de direcção NNE-SSW. A forma como avançou este derrame de lava, foi em parte condicionada pelo traçado da estrada de acesso às povoações da Portela e Bangaeira, as aldeias da Chã. De uma forma geral, este derrame dividiu-se em três braços principais, que seguiram para NW e W. Os derrames de lava que fluíram para NW tiveram uma maior importância, quer pela área ocupada, quer pelos danos provocados pela sua extensão. Também o braço que seguiu para W destruiu o sítio de Ilhéu de Losna, ainda que o volume e a extensão das lavas não tenham sido tão significativos, comparativamente aos restantes derrames produzidos ao longo deste evento eruptivo. Esta escoada é composta por derrames do tipo *a'a* e *pahoehoe*, que se formaram em momentos distintos do evento eruptivo e cuja distribuição será apresentada e discutida no capítulo seguinte.

4.3. Análise da Oxidação das escoadas a partir de imagem Sentinel – 2

Nas figuras 12, 13 e 14 apresentam-se os valores obtidos para os três índices utilizados (razão, subtracção e diferença normalizada), considerando duas combinações de bandas espectrais, a banda 4 com a banda 2 e a banda 8 com a banda 2. Procedeu-se, então, à análise baseada na comparação dos resultados entre estes dois conjuntos de bandas, para cada uma das fórmulas adoptadas para o cálculo do índice espectral de oxidação. Procurou-se ainda averiguar uma possível relação entre o grau de alteração dos derrames de lava com a altitude, idade e exposição.

Embora estes valores não tenham sido validados com análises químicas independentes, nem com a descrição visual da superfície, os resultados obtidos, revelaram que a configuração das superfícies oxidadas poderá relacionar-se com os factores potenciadores da oxidação, aos quais se encontram expostas (Li *et al*, 2015).

Uma característica verificada em praticamente todos os métodos, foi a variação da distribuição espacial dos valores de índices entre os vários flancos, o que permitiu identificar quatro grupos de derrames: os derrames de lava pré-históricos dos flancos Sul e Sudeste; os derrames de lavas históricas e pré-históricas do flanco Este, que se localizam a Norte do Pico do Fogo; os derrames de lava do flanco Este, que se encontram mais a Sul do Pico do Fogo e; os campos de lava mais recentes do interior da caldeira. Este comportamento evidencia uma clara influência da exposição, que se manifesta através de índices mais elevados, que se distribuem de forma mais ou menos homogénea ao longo das escoadas do flanco Sul e Sudeste. Destes, excluem-se os resultados obtidos através da razão entre as bandas 8 e 2, da qual resultaram valores relativamente baixos, que não ultrapassam os 3,1 (Figura 12b).

Ao contrário do que se verifica nos flancos Sul e Sudeste, os derrames de lava do flanco Este, apresentam, de forma geral, valores menos elevados, e com distribuição mais heterogénea ao longo dos derrames, ou seja, apesar de se observarem valores de índice mais baixos, estes apresentam-se concentrados em altitudes inferiores a 500 m e superiores a 1600 m. Neste flanco podem identificar-se dois grupos, um a Norte e o outro a Sul do Pico do Fogo. Pese embora o facto de o comportamento espectral ser semelhante, existe um maior contraste na forma como se distribuem os valores do

índice de oxidação nas escoadas a Norte do Pico do Fogo. Assim, verifica-se uma grande diferença entre os importantes valores do índice de oxidação nas altitudes médias, compreendidas entre os 500 e 1500 m, e os valores muito reduzidos que se verificam nas cotas mais baixas (inferiores a 500 m) e mais elevadas (superiores a 1500 m). Estes contrastes, revelaram-se mais acentuados, nos índices calculados a partir das bandas 8 e 2, como se pode observar nas figuras 12b, 13b e 14b. Nos derrames mais a Sul do mesmo sector, embora esta tendência se mantenha ao nível altitudinal, os valores não são tão elevados e variam de forma mais progressiva. Relativamente aos campos de lava que ocupam o interior da caldeira, a exposição não se revela um factor explicativo dos contrastes entre as escoadas.

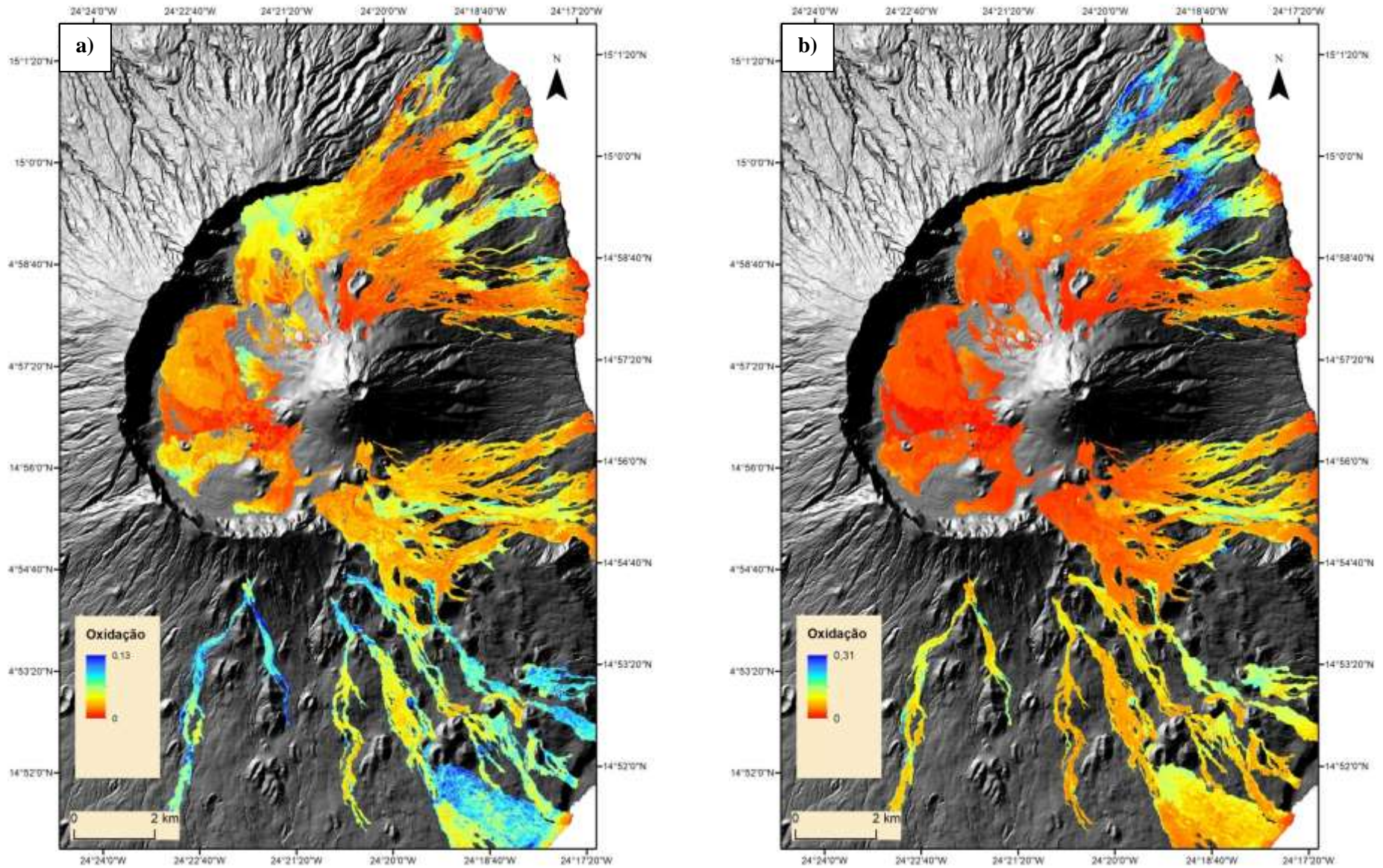


Figura 12. Índice Espectral de Oxidação de acordo com o método da subtracção ($\text{ref}(2) - \text{ref}(1)$), a partir de imagem Sentinel-2: **a)** $\text{ref}(650-680) - \text{ref}(450-520)$; **b)** $\text{ref}(780-900) - \text{ref}(450-520)$.

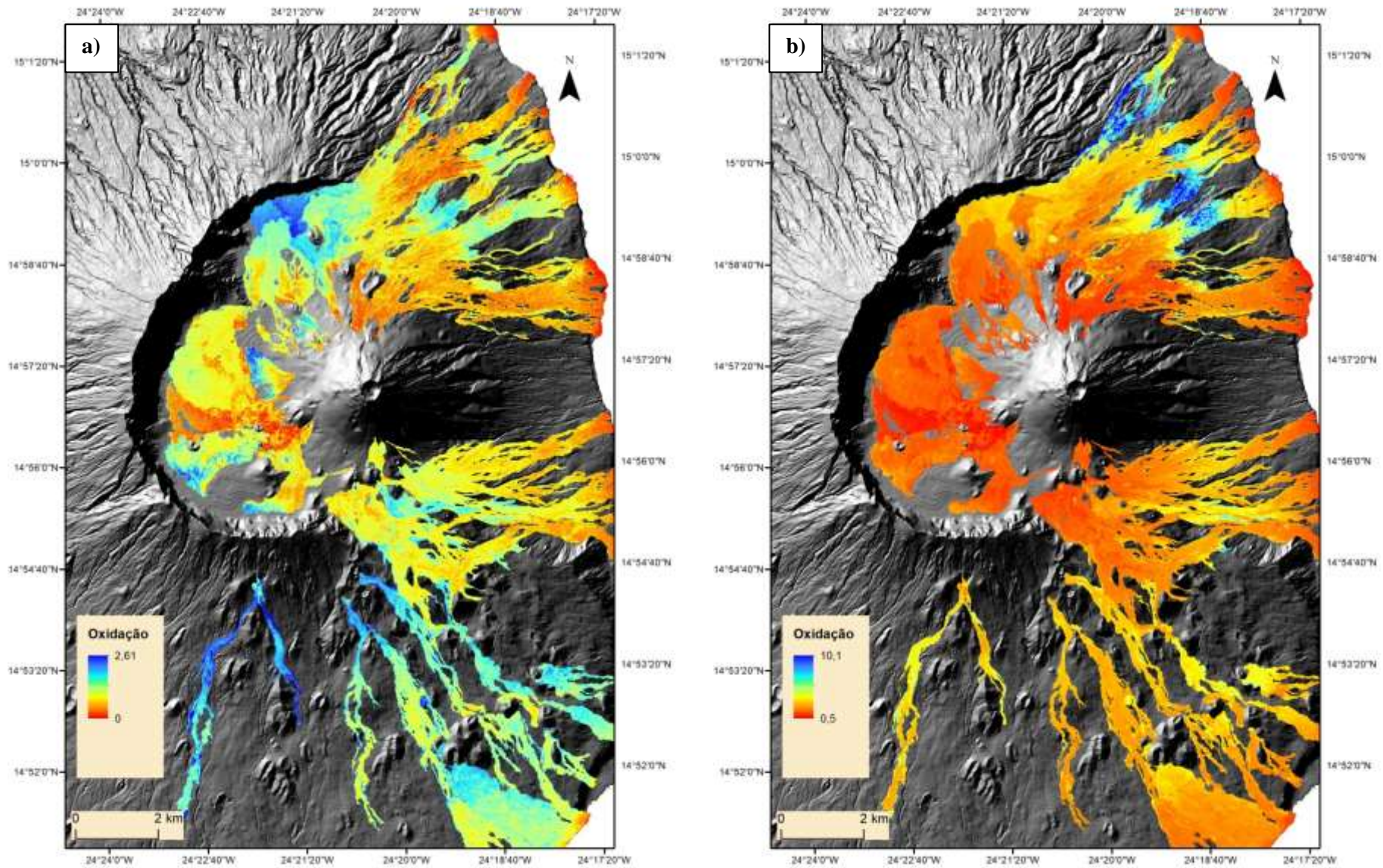


Figura 13. Índice Espectral de Oxidação de acordo com o método da razão ($\text{ref}_{(650-680)} / \text{ref}_{(450-520)}$);
b) $\text{ref}_{(780-900)} / \text{ref}_{(450-520)}$.

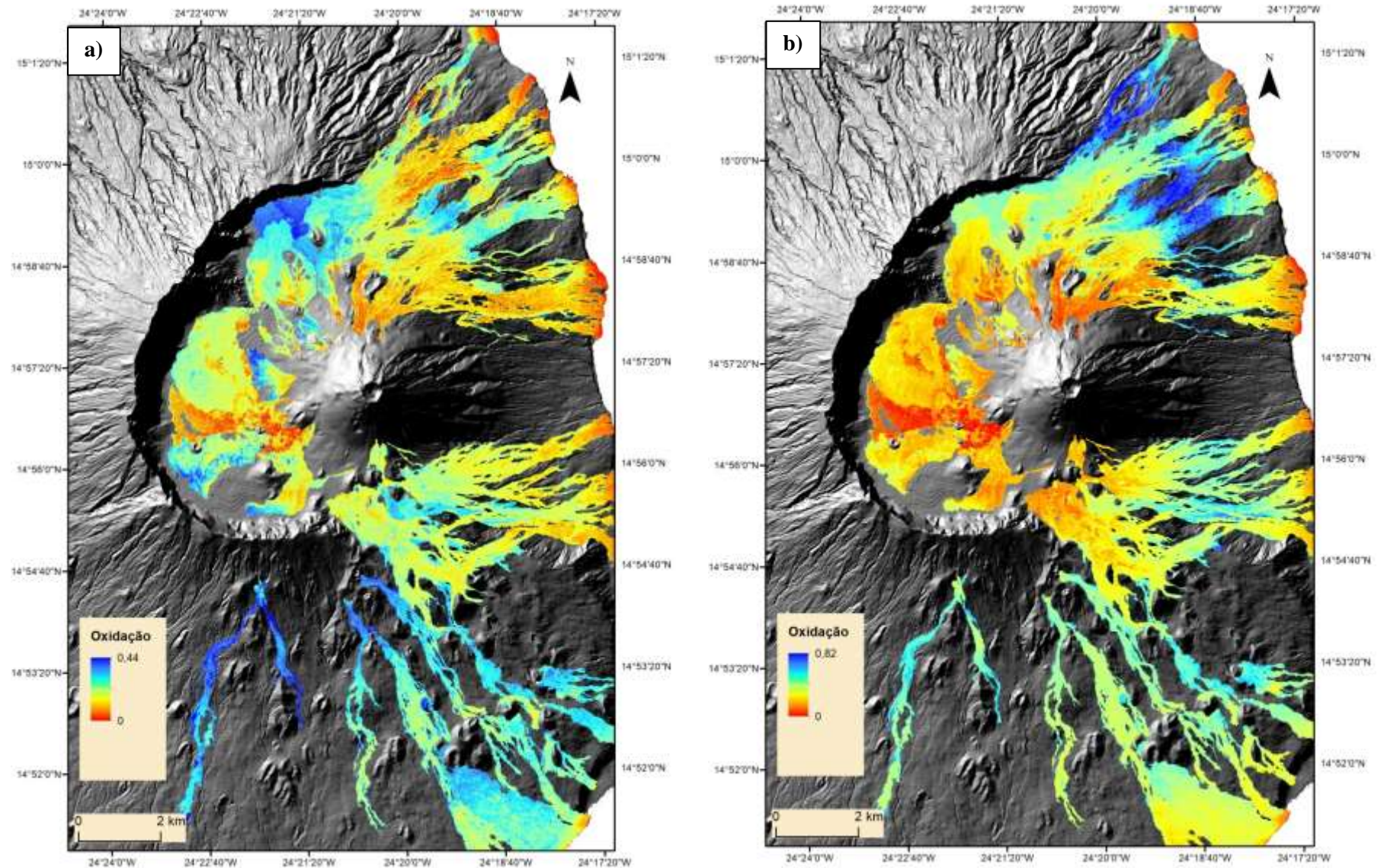


Figura 14. Índice Espectral de oxidação através da diferença normalizada ($\text{ref } 2 - \text{ref } 1 / (\text{ref } 2 + \text{ref } 1)$), a partir de imagem Sentinel-2: **a)** $\text{ref } (650-680) - \text{ref } (450-520) / \text{ref } (650-680) + \text{ref } (450-520)$; **b)** $\text{ref } (780-900) - \text{ref } (450-520) / \text{ref } (780-900) + \text{ref } (450-520)$.

A altitude exerce a sua maior influência nos derrames do flanco Este, o que se comprova pela faixa altitudinal que se estende por todo o flanco, onde os valores são claramente mais elevados. Para além das diferenças entre estes dois sectores, relativamente à intensidade do índice de oxidação e da forma como estes se distribuem, a faixa onde se concentram os valores mais elevados apresenta oscilações, que poderão alcançar algumas centenas de metros, dependendo do método que é utilizado para o cálculo do índice espectral.

Assim, são as lavas históricas do sector Norte do flanco Este, resultantes de erupções do século XVII e XIX, entre os 200 e 600 metros de altitude, que apresentam índices mais elevados, quando obtidos pelo método da subtracção (0,31). Por outro lado, os resultados obtidos através da divisão sugerem um maior grau de oxidação, expresso por valores entre 1 e 2,61, no caso da razão entre as bandas 4 e 2, e entre 5 e 10,1, para a razão entre as bandas 8 e 2, em superfícies que se podem estender até aos 1000 m de altitude. Também as escoadas de lava de 1769, 1857 e as lavas pré-históricas do Monte Laipo e Monte Renda, que se encontram num setor mais a Sul do mesmo flanco, apresentam ligeiras alterações na forma com se distribuem os valores mais elevados.

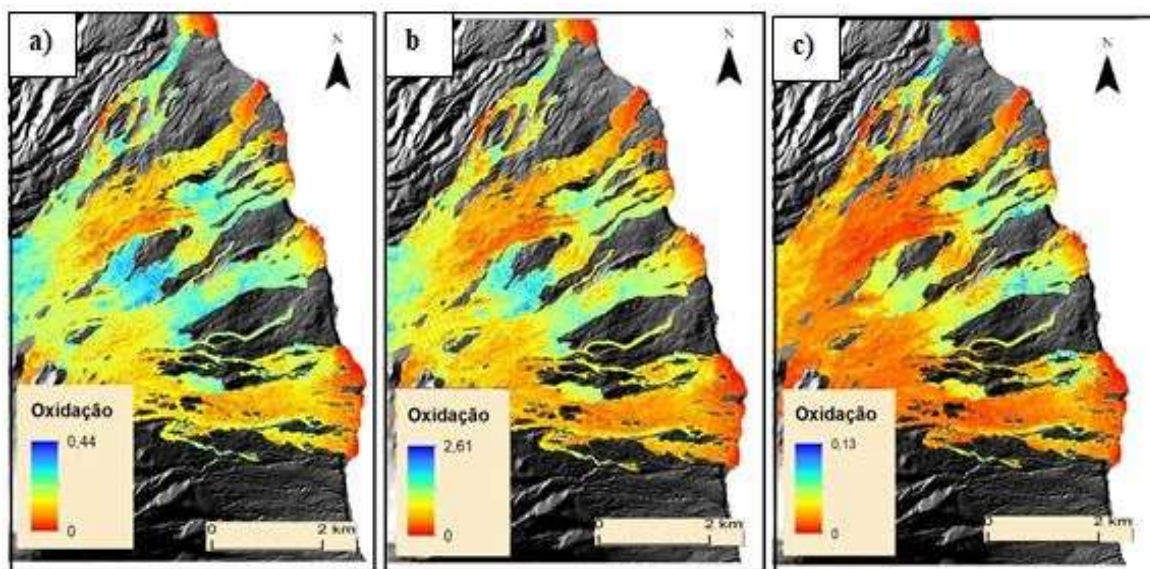


Figura 15. Índice Espectral de Oxidação obtido com os volumes de refletância das bandas 4 e 2 (Sentinel-2), para as escoadas lávicas a norte do Pico do Fogo. Métodos da diferença normalizada (a), razão (b), subtracção (c).

Nestes casos, a subtração originou valores mais elevados entre os 800 e 400 m, enquanto a razão entre os dois conjuntos de bandas espectrais, resultou numa maior expressão da oxidação entre os 1600 e 500 m de altitude (Figura 15).

A tendência para a uma concentração de valores mais elevados de oxidação numa faixa altitudinal que varia entre os 500 m e os 1500 m, de acordo com exposição do flanco, poderá estar relacionada com a forma como se distribuem os valores de precipitação nos vários flancos. No flanco NE da ilha, as precipitações são mais abundantes e aumentam com a altitude. Aos 700 m, registam-se valores entre 1100 a 1200 mm, que podem alcançar os 1500 mm a uma altitude de 1200 m (Ribeiro, 1960). Para além disso, nestas faixas altitudinais, a Norte e NW, os alísios são responsáveis pela formação regular de nevoeiro, que ocorre mesmo fora da época das chuvas, sendo, por isso, considerados um dos factores para maior concentração dos valores de oxidação nas escoadas mais a N do flanco E. Ainda que com valores menos elevados, esta faixa de superfícies mais oxidadas prolonga-se para Sul e Sudeste (Figura 16), onde se registam valores de precipitações de 300 a 500 mm a partir dos 600 m de altitude (Ribeiro, 1960). Nas vertentes acima desta faixa altitudinal elevada, encontra-se a designada altitude de inversão, a partir da qual a humidade desce rapidamente, contribuindo para uma diminuição da oxidação.

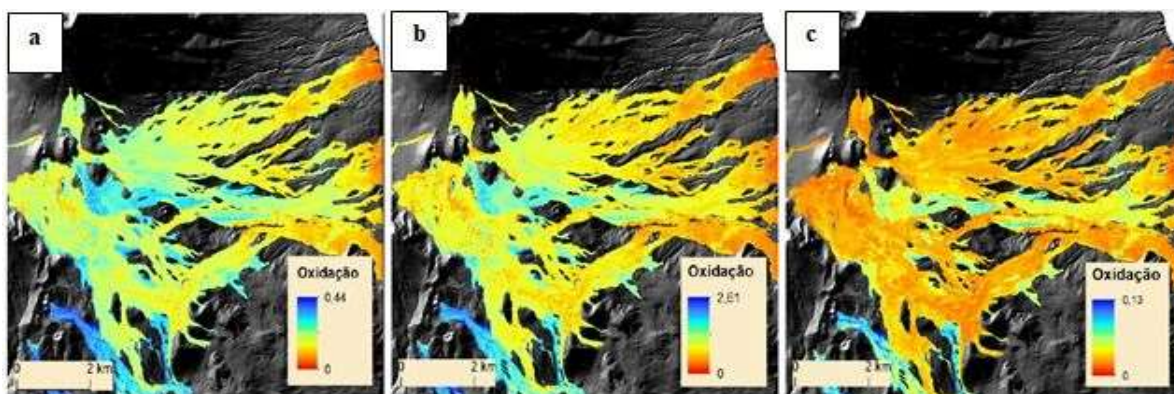


Figura 16. Índice Espetal de Oxidação obtido com os volumes de refletância das bandas 4 e 2 (Sentinel-2), para as escoadas lávicas a sul do Pico do Fogo. Métodos da diferença normalizada (a), razão (b), subtração (c).

Apesar da idade ser um importante factor, na medida em que será expectável que os derrames mais antigos apresentem valores de oxidação mais elevados que os derrames mais recentes, esta tendência só se verifica quando os índices são calculados com a combinação das bandas 2 e 4. Quando calculados a partir das bandas 2 e 8, nem sempre

se verifica esta tendência, já que alguns dos derrames mais recentes apresentaram valores mais elevados que os mais derrames mais antigos. Os derrames de lava recentes, que se localizam a uma altitude onde os valores de oxidação são tendencialmente elevados, apresentam índices significativamente mais elevados que uma escoada mais antiga, que se encontre a uma altitude onde seria de esperar um menor nível de oxidação. Posto isto, a idade será um factor a ter em consideração, mas não de forma sistemática e isolada, uma vez que não se poderá estabelecer uma correlação entre o tempo e oxidação, sem que antes sejam considerados outros factores de maior importância como a altitude e a exposição.

Um caso ilustrativo desta situação, poderá ser observado com os derrames de 1951 e 1857. Estes derrames aparentam em toda a sua extensão níveis de oxidação superiores aos que se verificam em derrames de lava mais antigos do sector Norte, particularmente entre os 1000 e 1500 metros de altitude. Porém, no caso específico destes dois derrames, os valores de refletância particularmente elevados nas faixas de comprimento de onda analisadas poderão estar relacionados com outras características das superfícies de derrames. Segundo Torres *et al*

. (1997), em alguns dos eventos eruptivos, a intensa emissão de gases durante a erupção, que decorre da desgaseificação difusa e generalizada que ocorre ao longo de todo o derrame, provoca uma alteração rápida dos materiais. Por este motivo, alguns derrames, apresentam superfícies mais alteradas que outros mais antigos.

Na caldeira, as diferenças entre níveis de oxidação coincidem com as várias gerações de campos de lava, na medida em que os derrames mais antigos apresentam índices em geral mais elevados do que os derrames recentes. Deve salientar-se que esta relação entre a idade do derrame e os valores de índice espectral de oxidação é observada apenas com os resultados obtidos através do cálculo da diferença normalizada entre a banda 4 e a banda 2. Ao contrário do que se verifica nos restantes sectores, esta relação sistemática entre os valores de índice espectral de oxidação e a idade, no interior da caldeira, ocorre devido à menor influência de factores como a altitude e a exposição, visto ser uma região mais abrigada e sem grande variação altitudinal. Como se pode observar na Figura 14, as escoadas lávicas do Monte verde, Fernão Gomes, Monte Beco e outras escoadas pré-históricas, identificadas no interior da caldeira, apresentam

valores em geral mais elevados, comparativamente às lavas resultantes dos eventos eruptivos mais recentes (1951, 1995 e 2014/15).

Por outro lado, os resultados obtidos através dos cálculos efectuados com as bandas 8 e 2 evidenciam, ainda que com diferentes intensidades, os contrastes entre lavas do tipo pahoehoe e a'a. Os dois tipos de lava foram claramente identificados, pois apresentam diferenças de oxidação que podem verificar-se mesmo em lavas recentes (Figura 12). Estes contrastes poderão estar relacionados, não só com a cor, mas também com as diferentes texturas. As lavas a'a, apresentam valores mais elevados, cuja intensidade varia de acordo com a idade dos derrames. Estas diferenças foram possíveis de verificar sobretudo nas escoadas lávicas de 1995, 2014/15 e ainda nos derrames pré-históricos identificados na área nordeste da caldeira (Figura 17)

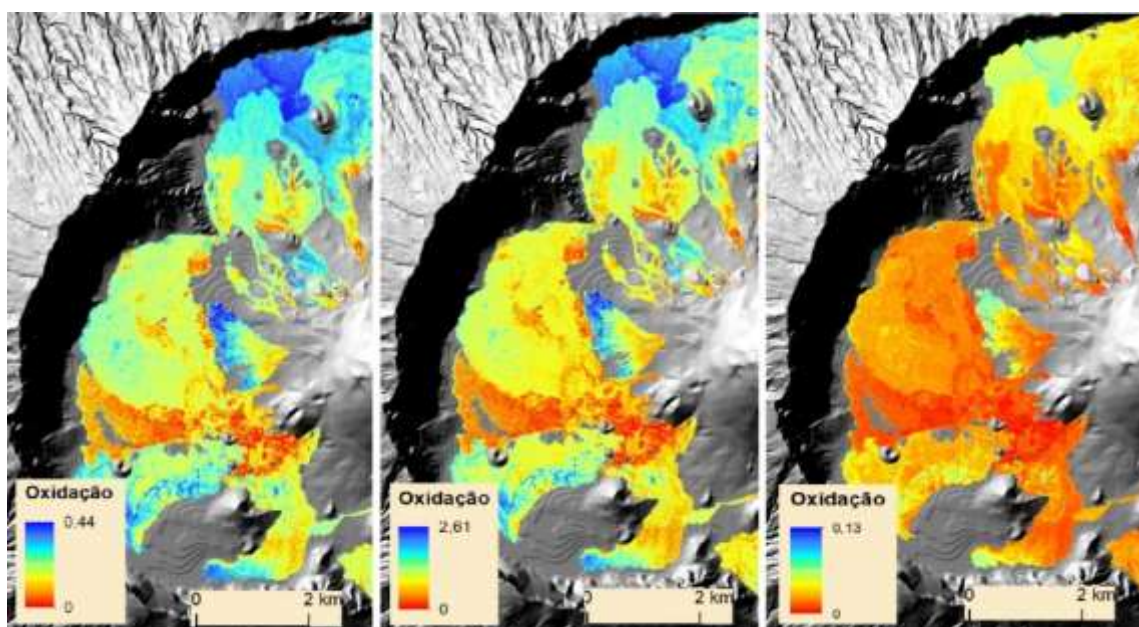


Figura 17. Índice Espectral de Oxidação obtido com os valores de refletância das bandas 4 e 2 (Sentinel-2), para as escoadas lávicas da caldeira. Métodos da diferença normalizada (a), razão (b) e subtração (c).

CAPÍTULO V – GEOMORFOLOGIA VULCÂNICA DA ÁREA DA CHÃ DAS CALDEIRAS

5.1. Introdução

A morfologia associada à actividade vulcânica abrange uma grande variedade de elementos que marcam profundamente a paisagem da Ilha do Fogo. Das diversas formas que a constituem, destacam-se os seguintes elementos dominantes: o grande edifício vulcânico pré-caldeira, de tronco cónico dissimétrico, cujo centro está repuxado para nordeste; a caldeira que interrompe o estrato-vulcão e que se encontra colapsada a Leste; e a Chã das Caldeiras, que correspondente à extensa depressão em forma de ferradura, que se desenvolve dentro da caldeira.

Para além destas unidades morfoestruturais maiores, existem outros elementos, de menores dimensões, que se revelam os mais comuns em ambientes vulcânicos (Kilburn, 2000). A análise e cartografia de pormenor da área da Chã das Caldeiras permitiram a identificação e caracterização de algumas destas formas, nomeadamente: os cones de cinzas, as escoadas lávicas, os canais lávicos, as estruturas de derrame e os depósitos de piroclastos. Assim, neste capítulo apresenta-se uma análise geomorfológica, mais detalhada, da Chã das Caldeiras, tendo como base a cartografia de pormenor realizada.

5.2. Cones de piroclastos

Os cones de piroclastos apresentam-se como elevações cónicas que sobressaem em relação à paisagem envolvente, mais baixa e são muito característicos na paisagem da Ilha do Fogo. Estas formas são constituídas por acumulações de piroclastos, que se depositam em torno de uma boca eruptiva, cuja dimensão varia de acordo com o material acumulado (cinzas e lapilli a bombas) e com o tipo de erupção que esteve na sua origem (Wood, 1980a,b; Hooper e Sheridan, 1998). A cratera, na parte superior do cone, corresponde a um relevo negativo que se apresenta, quase sempre, em forma de

ferradura, cujas características morfológicas podem ser muito variáveis. A maior parte das crateras abrem para um dos lados, normalmente o lado para onde inclina a superfície topográfica, como consequência do colapso parcial do cone, empurrados pelos derrames de lava que são expelidos. Esta morfologia assimétrica também poderá ser explicada pela ocorrência de ventos fortes no decorrer da erupção e que focalizam a deposição de piroclastos durante a formação do cone (Valentine e Gregg, 2009). Na Chã das Caldeiras, predominam os flancos regulares, com declives médios que rondam os 26°.

Os cones adventícios do interior da caldeira constituem os centros emissores das erupções mais recentes e a sua distribuição apresenta-se conforme a fracturação radial do grande edifício do Fogo (Brum da Silveira *et al.*, 1997). De acordo com a sua génese, estes edifícios podem designar-se monogénicos, pelo facto de se terem formado a partir da acumulação de materiais emitidos no decorrer de apenas um episódio de actividade vulcânica. Porém, exceptuam-se os cones formados nas erupções de 1995,1951 (Monte Preto de Cima) e o cone comum às erupções de 1785 e 1852, cujas descrições dos eventos eruptivos, apontam para se terem desencadeado a partir de cones pré-existentes (Figura 18).

Através do ortomosaico, obtido a partir das fotografias aéreas obtidas com VANT, foi possível identificar 17 cones na área abrangida pelo levantamento: Para além do Monte Beco, do Monte Orlando, do Monte Cova Tina, do Monte Saia, do Monte 2014/15, do Monte 1995, do Montinho de Lantisco e do Monte Preto, identificaram-se outros 9, que não tendo uma designação oficial, foram numerados de 1 a 9, de forma a facilitar a análise (Figura 18).

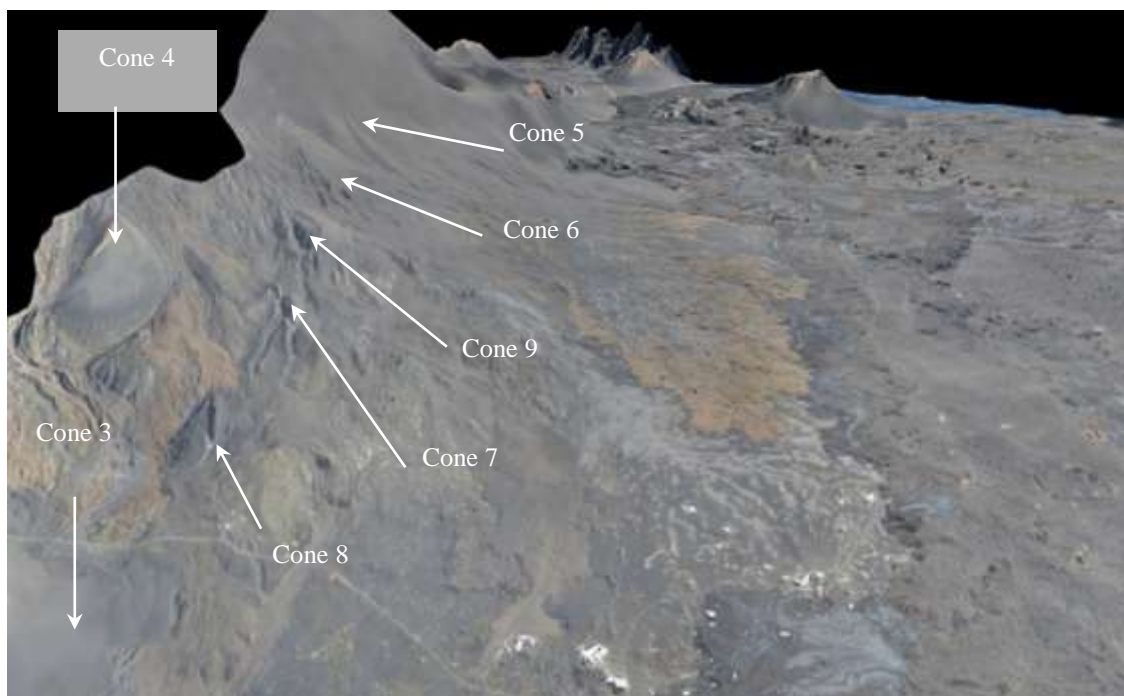
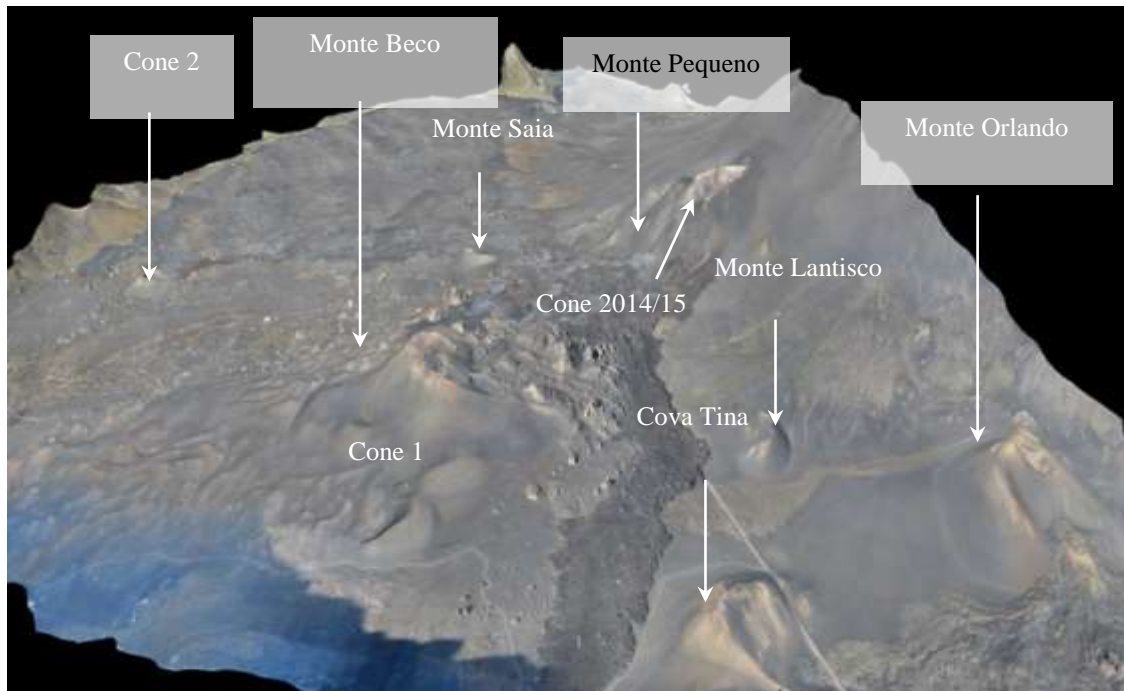


Figura 18. Representação tridimensional dos cones da Chã das Caldeiras através do ortomosaico e modelo digital de superfície, gerados a partir do levantamento com VANT

Os cones foram caracterizados de acordo com as principais componentes morfométricas, que se apresentam no Quadro 6.

Quadro 6 Características Morfométricas dos cones de piroclastos

		Altura do cone (h) m	Declive médio do cone (d) (°)	Diâmetro médio basal (D) m	Altura/Diâmetro médio (h/W)
Cones simples de uma só cratera e com dimensões relativamente reduzidas	Monte Saia	47	14	221	0,21
	Montinho de Lantisco	36	28	220	0,16
	Cone 1	40	21	296	0,14
	Cone 2	53	13	421	0,13
	Cone 3	71	11	505	0,14
	Cone 4	54	25	316	0,17
Cones simples de uma só cratera de grandes dimensões	Cova Tina	141	35	596	0,23
	Monte Beco	105	22	426	0,24
Cones com várias crateras alinhadas	Cone de 2014/15	138	33	512	0,26
	Cone 1995	136	26	731	0,18
	Monte Orlando	137	33	528	0,26
Cones soterrados por coberturas de piroclastos	Cone 5	20	20	206	0,09
	Cone 6	47	24	308	0,15
	Cone 7	32	23	193	0,17
	Cone 8	28	18	133	0,21
	Cone 9	37	19	795	0,05

Edifícios cónicos simples, de uma só cratera e com alturas que não ultrapassam os 140 m, são característicos dos cones mais antigos, e neste caso apresentam uma forma aproximadamente circular em planta, contribuindo para isso o facto de terem sido implantados na superfície horizontal da Chã das Caldeiras, onde as diferenças altitudinais são pouco significativas. A altura destes cones, medida através do MNE, varia entre 71 m, no Cone 3 e 36 m, no Monte Lantisco, sendo mais comum apresentarem alturas entre os 40 e 54 m. O diâmetro médio da base (D) foi bastante variável, oscilando entre os 220 e os 505 m o que se reflecte na relação entre a altura e o diâmetro da base, cujos valores variam entre 0,13 e 0,21. Poder-se-á deduzir que a dimensão da maior parte destes cones, resulta do facto de estarem parcialmente

soterrados, com exceção dos cones 2 e 3, cujas menores dimensões resultam de um menor volume de piroclastos emitido por estes centros eruptivos.

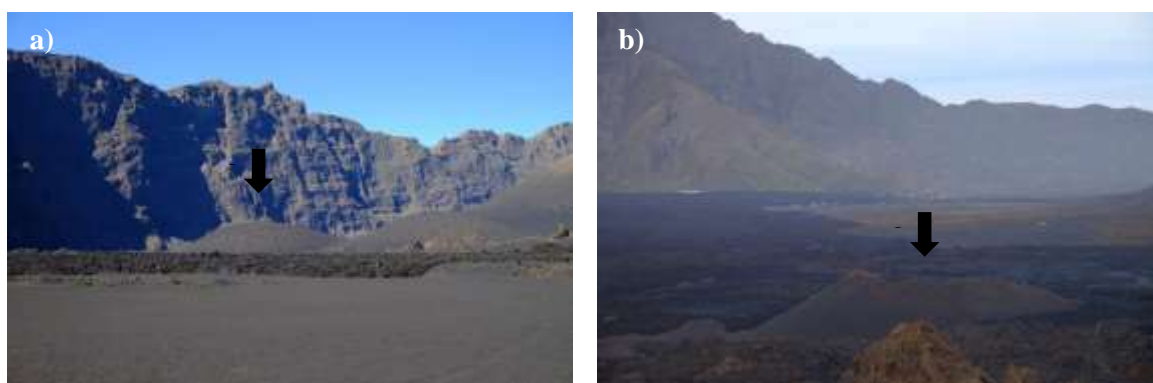


Figura 19. Exemplos de cones simples de uma só cratera: a) Cone 1; b) Monte Saia

Para além das características anteriormente referidas, os edifícios cónicos simples apresentam uma forma hemicíclica, testemunhada pela cratera esventrada, e por um declive médio que varia entre 11° e 28° , sendo predominantemente superior 14° e inferior a 28° . Merecem destaque os cones de Monte Beco e Cova Tina, pois, apesar das características semelhantes do ponto de vista morfológico, apresentam dimensões claramente superiores aos restantes, alcançando 105 m de altura, no caso do Monte Beco, e 141 m no caso da Cova Tina (Figura 20). Apesar de serem anteriores aos cones construídos pelas erupções recentes, o Monte Beco e Cova Tina apresentam valores de h/w bastante elevados, 0,24 e 0,23, respectivamente.

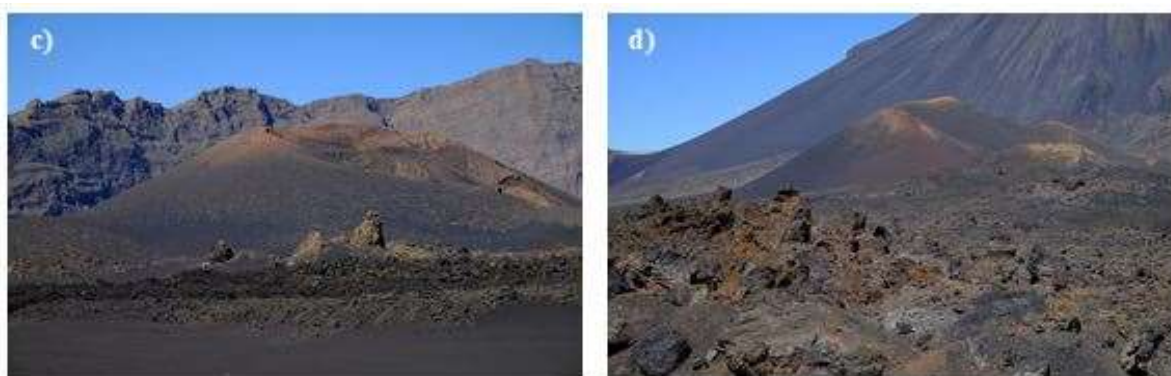


Figura 20. Exemplos de cones simples de uma só cratera com altura superior a 140 m: a) Monte Beco; b) Cova Tina

Os valores de h/w para os cones simples de uma só cratera e com altura inferior a 140 m, oscilam entre 0,13 e 0,17. Porém, deve realçar-se como excepção, o cone do Monte Saia , que apresenta um valor elevado, correspondente a 0,21.

Cones mais recentes, formados no decorrer das erupções de 2014/15 e 1995, assim como o Monte Orlando, decorrente da erupção de 1951, responsáveis pela emissão dos importantes campos de lava que preenchem a caldeira, apresentam as maiores dimensões, podendo alcançar uma altura que varia entre os 136 m e 138 m (Figura 21). Estes cones apresentam uma sucessão de crateras, compostos por conjuntos de 4 a 5 crateras alinhadas, apresentando morfologias comparativamente mais complexas, típicas das erupções fissurais. Os cones gerados por este tipo de erupção tendem a apresentar crateras alinhadas sobre a fratura e uma planta com forma elíptica (Madeira, 1998). Porém, os declives médios, não excedem os valores registados para o grupo de cones anterior, compreendendo-se entre 26° e 2833° .

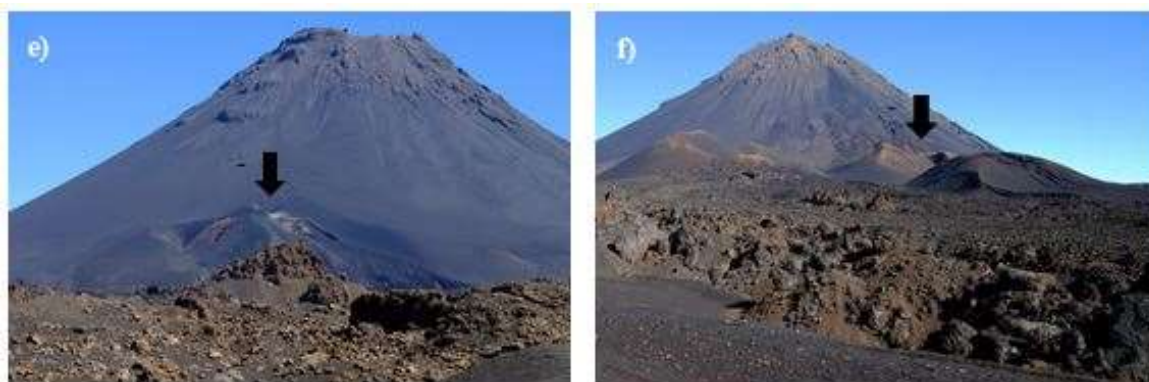


Figura 21. Exemplos de cones com várias crateras alinhadas: c) Monte Pequeno e Cone de 2014/15; d) Monte Orlando

Os cones cobertos por piroclastos decorrentes de erupções de 1951 (Cone 7, Cone 8 e Cone 9), disposto segundo um alinhamento de orientação NW-SE, a sudeste da caldeira, construídos no decorrer da erupção de 1951 e outros dois (Cone 5 e Cone 6), responsáveis por importantes derrames sem data definida, apresentam uma forma alongada associada a várias bocas eruptivas. Contudo, a cobertura por depósitos de piroclastos que os envolve, dificulta a sua identificação e caracterização morfométrica, não ultrapassando estes os 47 m, e apresentando declives médios mais suaves, que variam entre 18° e 24° . Dentro deste conjunto de cones encontra-se uma grande

diversidade de valores, no que se refere à relação entre as dimensões da base e a altura, que variam desde os 0,05, no Cone 9, aos 0,21 no Cone 8. Neste caso, estes valores não poderão ser relacionados com idade, uma vez que apenas se sabe que terão sido formados na erupção de 1951. Para além disso, a cobertura de cinza e piroclastos, proveniente de outros eventos eruptivos, que se depositaram sobre estes cones, impede a medição exata.

5.3. Campos de Lava

Os derrames de lava, correspondentes aos produtos efusivos de uma erupção, constituem uma das formas mais comuns nas paisagens vulcânicas. A morfologia e características da superfície destas formas dependem de vários factores, designadamente: a morfologia anterior à erupção; a presença ou ausência de obstáculos; o tipo e duração do evento eruptivo, que está na sua origem e; o mecanismo de transporte das lavas. Estas condições são variáveis entre erupções, ou mesmo no decorrer de um evento eruptivo (Kilburn, 2000), tendo uma influência directa em parâmetros como o comprimento, a espessura, o volume e a possibilidade de expansão lateral das escoadas (Rodriguez-Gonzalez, 2012). A estes factores, acrescentam-se outros relacionados com a composição química das lavas, que neste estudo não foram considerados, por não se encontrarem fora do âmbito do trabalho.

No interior da caldeira, os derrames de lava que cobrem toda a Chã, apresentam uma morfologia fresca, facilmente discernível através das imagens de alta resolução obtidas com o VANT. Tendo como base a área abrangida pelas imagens recolhidas, foi possível identificar e caracterizar de forma completa 4 derrames, que fazem parte do extenso campo de lavas da Chã.

5.3.1. Escoada de lava D1

Um dos derrames mais antigos, identificado a sudeste da caldeira, teve origem em duas bocas eruptivas, junto ao flanco do Pico do Fogo e neste estudo passar-se-á a designar por Derrame 1 (D1), de forma a facilitar a sua identificação.

O derrame de lava D1 (Figura 22) exibe um comprimento máximo de 1,8 km. O trecho inicial do derrame encontra-se coberto por cinzas, o que dificulta a sua identificação, porém é possível de identificar vários canais de lava, que têm continuidade mais à jusante, no sector do derrame que se encontra exposto. No sector inicial, mais declivoso, a lava fluiu num trecho único que vai aumentando de largura gradualmente até encontrar uma superfície com menor inclinação, onde se divide inicialmente em dois trechos, que posteriormente se ramificam junto à parte terminal, dando origem a uma multiplicidade de lobos de menor dimensão. Estas formas podem atingir os 100 m de largura, mas tipicamente variam entre 30 e 50 m, e têm uma espessura que varia entre 1 e 4 m (Figura 22. a).

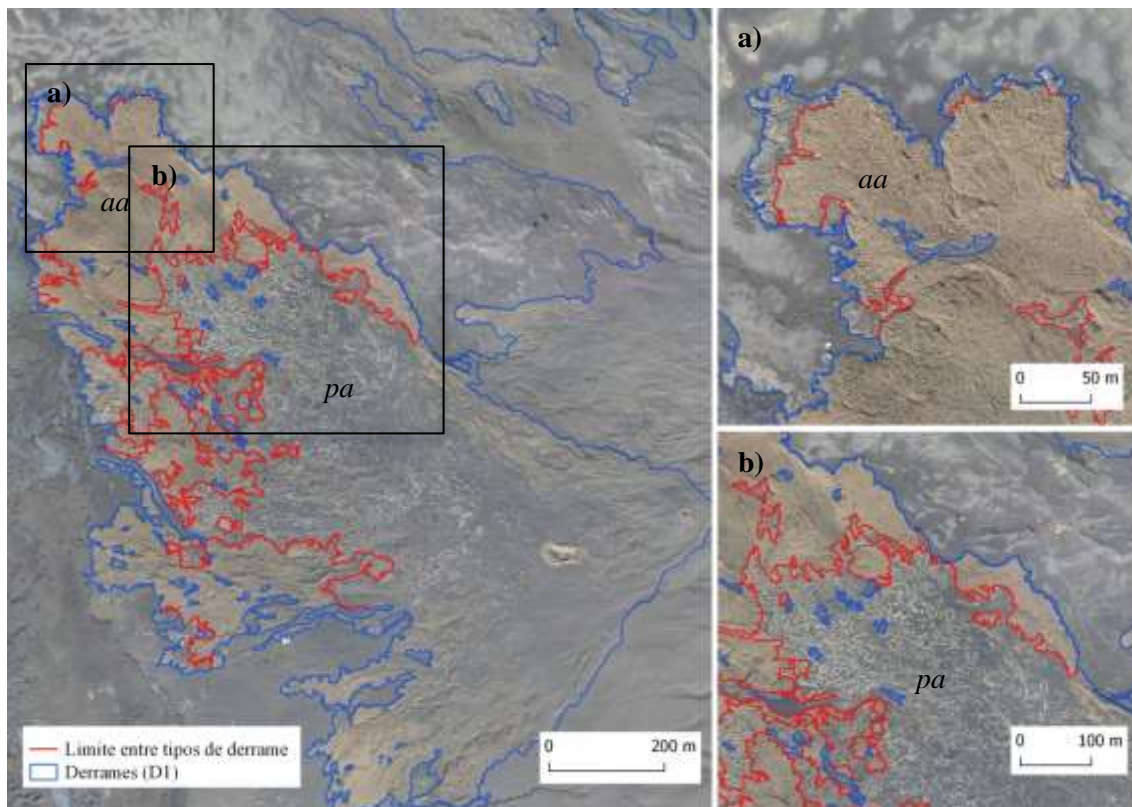


Figura 22. Escoadas lávicas de uma erupção pós-caldeira (Derrame1) de idade indiferenciada: a) Lobos de *a'a*; b) Escoadas lávicas, do tipo *pahoehoe* produzida pelo cone central, numa fase posterior, junto à boca eruptiva.

Neste mesmo derrame, imediatamente a jusante dos lobos de *a'a*, que se distingue pela textura grosseira e irregular da superfície, com diferença na coloração devido ao elevado grau de alteração, surgem pequenos derrames de *pahoehoe* que não os excedem por mais de 50 m (Figura 22a). Esta sequência sugere que as lavas tenham sido transportadas até à frente activa do derrame, numa fase posterior do evento eruptivo, em

que o sistema de transporte foi feito de forma fechada, através de vários tubos de lava, alimentado pela boca eruptiva, que circularam sob a crosta do topo do derrame já solidificada. Quando a pressão no interior destes canais supera a resistência crosta solidificada origina-se um *breakout* (Walker, 1991), que corresponde a uma fuga da lava para o exterior dos lobos, a partir de uma rotura que, normalmente, ocorre na frente de derrame.

Sobre as lavas *a'a* encontra-se disposto um extenso derrame de pahoehoe, que se prolonga por 800 m (Figura 22b). A cobertura de cinzas e piroclastos, que se estende entre a parte visível do derrame e a boca eruptiva, impede averiguar se a escoada foi produzida pelo cone central, numa fase posterior ou se, corresponde a um breakout, desta vez produzido mais perto da boca eruptiva, que terá percorrido centenas de metros sobre os lobos produzidos anteriormente.

5.3.2. Escoada de lava do Monte Beco

A superfície dos produtos efusivos, que se julga ser o resultado de um evento eruptivo ocorrido no cone do Monte Beco, apresenta algumas particularidades que devem ser realçadas (Figura 23). Esta escoada é constituída por dois lobos que terão circundado o cone original, seguido um pelo lado norte e outro pelo sul. É mesmo provável que se tenha estendido por toda a área entre o cone e a bordeira, porém os depósitos de piroclastos, que se acumularam nesta área tornam impossível a verificação através de fotointerpretação. O derrame que seguiu para Norte, terá inflectido para W junto ao Monte Saia, expandindo-se, como a maior parte dos derrames da Chã até à base da escarpa da Bordeira.

Apesar da espessura variável de cinzas (a maior parte das quais da erupção de 1951, que o vento soprou quase constantemente para W), é perceptível o elevado grau de fracturação, a direcção do derrame, perpendicular às estruturas de fluxo identificadas na superfície do derrame que fluiu para norte, assim como sobreposição de lobos que se encontram junto à frente deste derrame e que caracteriza a suas margens (Figura 23 a)

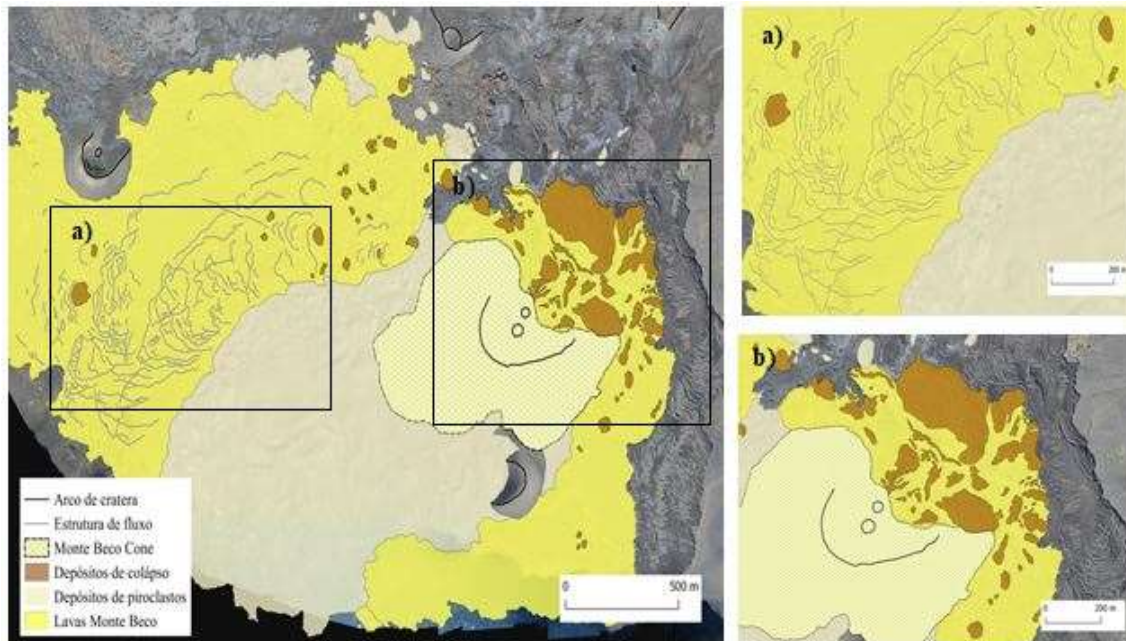


Figura 23. Produtos eruptivos do Monte Beco. a) Elevado grau de fraturação e sobreposição de lobos em torno do derrame; b) Depósitos de colapso

À saída do cone, encontram-se montículos cujo diâmetro varia entre os 30 e os 300 m, envolvidos por lavas e parcialmente cobertos por cinzas (Figura 23b). Estes materiais foram sendo depositados na sequência de um colapso do flanco NE do Monte Beco. Apesar da maior parte do material colapsado se encontrar na frente da boca eruptiva, existem blocos com dimensão de menor dimensão envolvidos na parte inicial da escoada que seguiu para Norte. Isto sugere que o desmoronamento do flanco tenha decorrido do evento efusivo.

5.3.3. Escoada de lava histórica da erupção de 1995

Apesar de terem sido emitidos dois tipos de lavas (*aa* e *pahoehoe*) durante a erupção de 1995, a sua morfologia indica que o sistema de transporte das lavas desde a fonte até à frente do derrame ocorreu à superfície, ao contrário do que se terá verificado nas lavas a NE (D1). As imagens de alta resolução permitiram estabelecer a relação entre as características atuais da superfície do derrame e a descrição da evolução da erupção efectuada por Torres *et al.*, (1997), baseada na observação directa do evento eruptivo. Neste caso, a manifestação efusiva com derrames *pahoehoe* no início da erupção, deu lugar aos primeiros volumes *a'a*, que apresentaram volumes mais significativos (Torres,

et al. 1997). Esta escoada progrediu desde as bocas eruptivas em direcção à povoação de Boca Fonte, inflectindo para NE junto à bordeira.

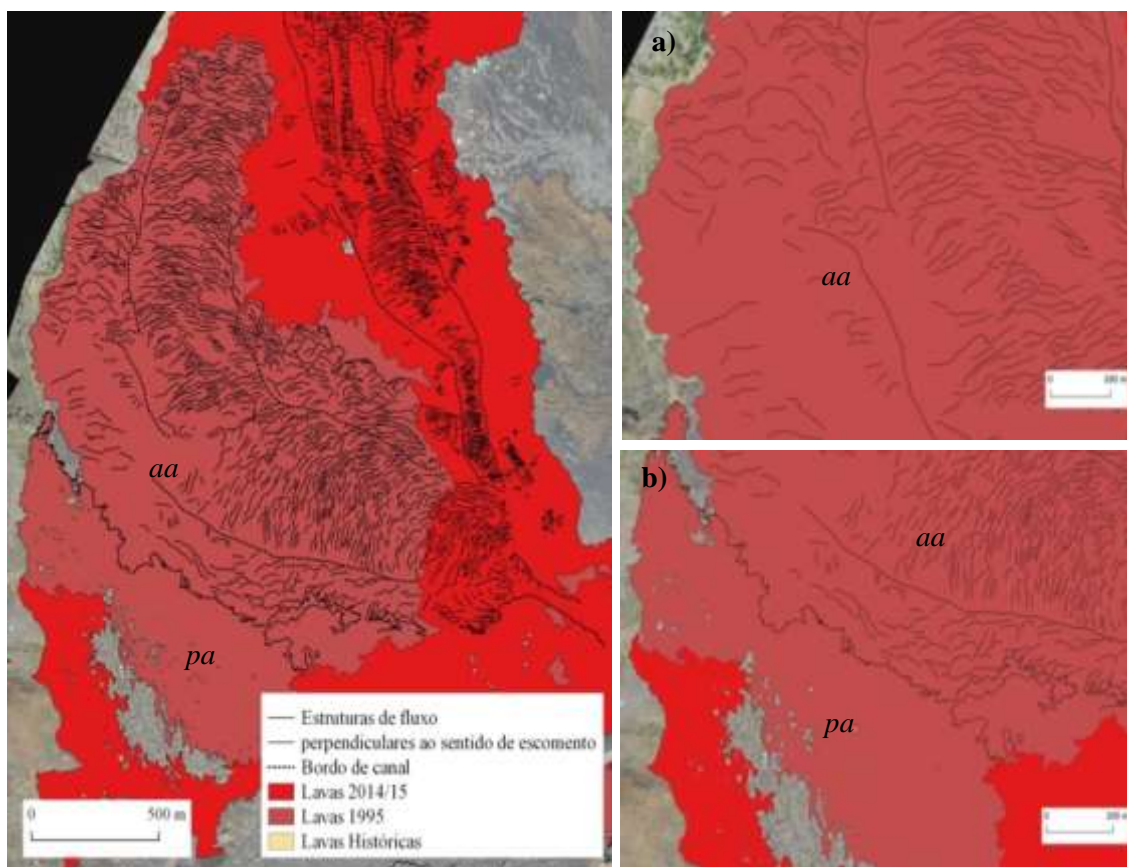


Figura24. Derrames de lava resultantes da erupção de 1995 e 2014/15. a) Superfície de *a'a* caracterização por uma sucessão de cristas lineares ou arqueadas; b) superfícies de *pahoehoe* que contornaram o derrame inicial a sul.

A actividade efusiva do cone principal terá cessado numa fase posterior, passando a realizar-se através de nova fissura no flanco oeste do cone (Torres *et al.*, 1997). A partir desta, fluíram lavas do tipo *a'a*, que rapidamente deram lugar a emissões de *pahoehoe*, como consequência da redução assinalável da taxa de efusão. Estas escoadas ocorreram sobre os de derrames de *a'a*, cobrindo-os parcialmente e, galgando os bordos N e S, correu ao longo dos seus limites (Figura 24b).

Apesar de bem delimitado nas cartografias anteriores, o limite entre os últimos derrames *pahoehoe* que se sobrepuseram aos derrames de *a'a*, é provável que esta distinção tenha sido possível com base na observação directa ou em momentos

posteriores à erupção, uma vez que através das imagens, não foi possível este discernimento. O facto de nem sempre ser possível estabelecer uma fronteira entre dois tipos de lava advém da dinâmica de colocação das lavas, o que resulta, na maior parte das vezes, num troço de transição onde o limite de entre dois tipos de lava, nem sempre é perceptível (Kilburn, 2000).

A textura da superfície de lavas *a'a* caracteriza-se por uma sucessão de cristas lineares ou arqueadas, que se apresenta ao longo da parte mais central do derrame (Figura 24a), cuja convexidade se encontra orientada da no sentido de escoamento. As margens destes derrames de *a'a* apresentam-se em forma de lobos, cuja dimensão varia entre 10 e 50 m de largura, e entre 1 e 4 m de altura. As superfícies de *pahoehoe* que contornaram o derrame inicial a Sul, apresentam uma superfície bastante fracturada e com algumas cavidades junto as suas margens (Figura 24b).

5.3.4. Escoada de lava da erupção de 2014/15

A evolução de erupção de 2014/15 encontra-se bem documentada, sendo alvo de abordagens específicas e holísticas por vários estudos, que a descrevem de forma detalhada. Descrições efectuadas por Worsley *et al.* (2015), Richter *et al.* (2016), Capello *et al.*, (2016), por exemplo, permitiram estabelecer uma relação entre as sequências eruptivas observadas aquando da erupção, e a morfologia das lavas identificadas por fotointerpretação. O trajecto geral desta escoada comprova a importância da topografia pré-existente no controlo da propagação dos derrames. Ao contrário dos derrames de eventos anteriores, que avançaram desde a boca eruptiva até bordeira de forma quase unidireccional, os produtos efusivos da erupção mais recente acompanharam a estrada de ligação entre as aldeias, prolongando-se ao longo da mesma, cortando a Chã em toda a sua extensão (Figura 25.).

Como referido no capítulo anterior, os primeiros derrames progrediram para SW, ao longo da fissura eruptiva, dividindo-se rapidamente em dois lobos de lava *a'a* que fluíram para NW e S. Testemunhos deste percurso são os canais de lava que se prolongam até à aldeia de Bangaeira, no caso do lobo que seguiu para NW (4 km), e até ao Monte Cova Tina no caso do derrame avançou para S (2,4 km) (Figura 26a). Na Figura 25a observa-se como estes canais vão aumentando de largura em direcção à frente de derrame e como a sua superfície é caracterizada por pequenas as estruturas arqueadas perpendiculares à direcção de fluxo, que apresentam continuidade até ao bordo de canal.

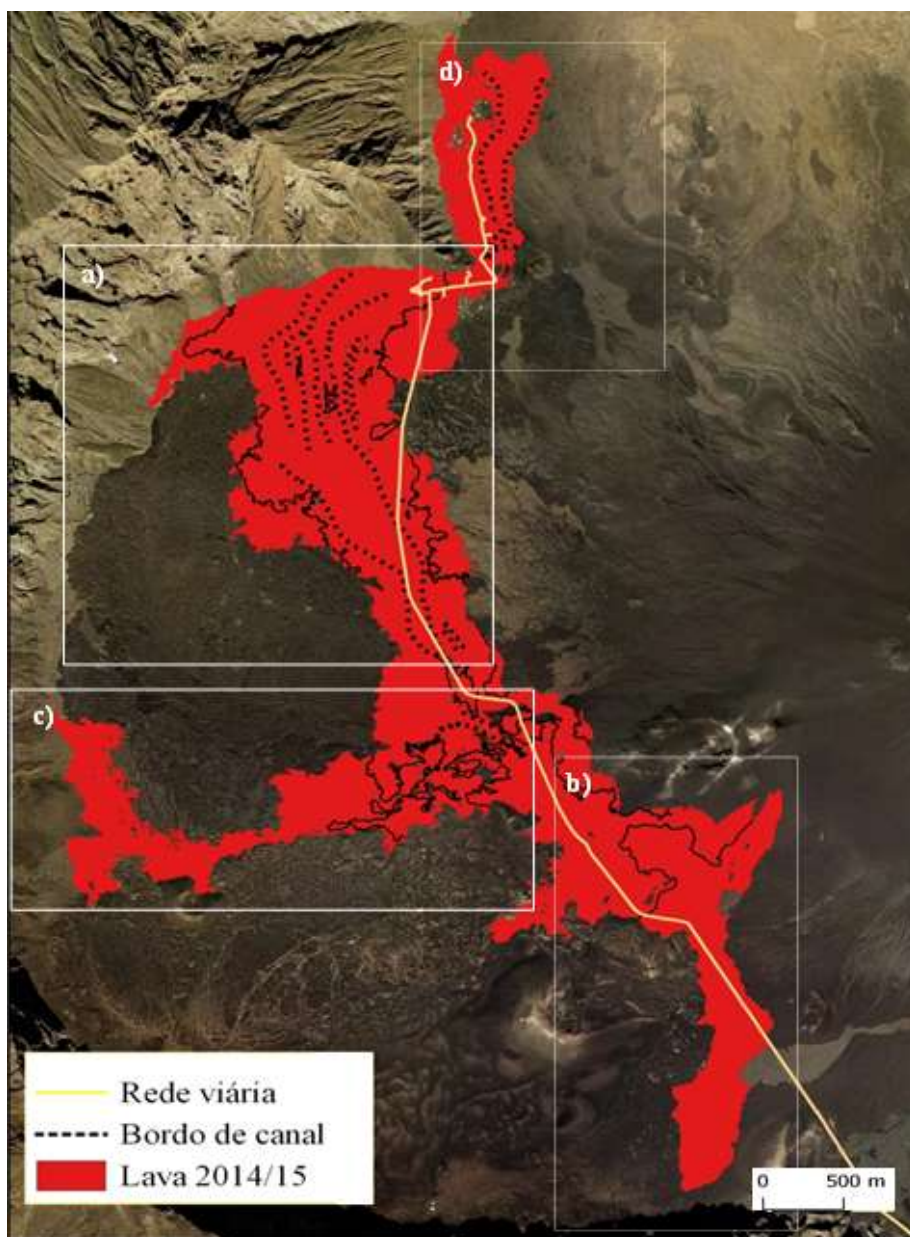


Figura 25. Derrames de lava resultantes da erupção de 2014/15.

No setor mais a NW do lóbo de NW são visíveis os canais de lava que, durante os primeiros 6 dias de erupção, terão contribuído para um alargamento do lóbo (Richter *et al.*, 2016). Esta actividade continuou, evoluindo para um sistema de transporte fechado, através de tubos lávicos, que podem ser observados nas marcas deixadas na superfície do derrame (Figura 26a). As aberturas na superfície deste derrame *a'a*, por onde surgem, pontualmente, pequenas línguas de lava do tipo *pahoehoe*, também indicam a formação de um sistema de transporte fechado, que provoca roturas na superfície de *a'a*, parcialmente consolidada, à medida que a pressão exercida pela lava dentro dos canais aumenta (Figura 26). Para além disso, verificaram-se várias fugas de lavas fluida, do tipo *pahoehoe*, que ocorreram nas margens deste lóbo, decorrentes da acumulação de lava nos canais e da consequente rotura das margens do derrame, dado o excesso de pressão exercido sobre as mesmas. Dos vários *breakouts*, que se podem identificar, o que teve uma maior expressão ocorreu junto à frente de derrame e, estendendo-se por mais de 1,5 km, destruiu por completo as aldeias da Portela e Bangaeira no dia 16 de

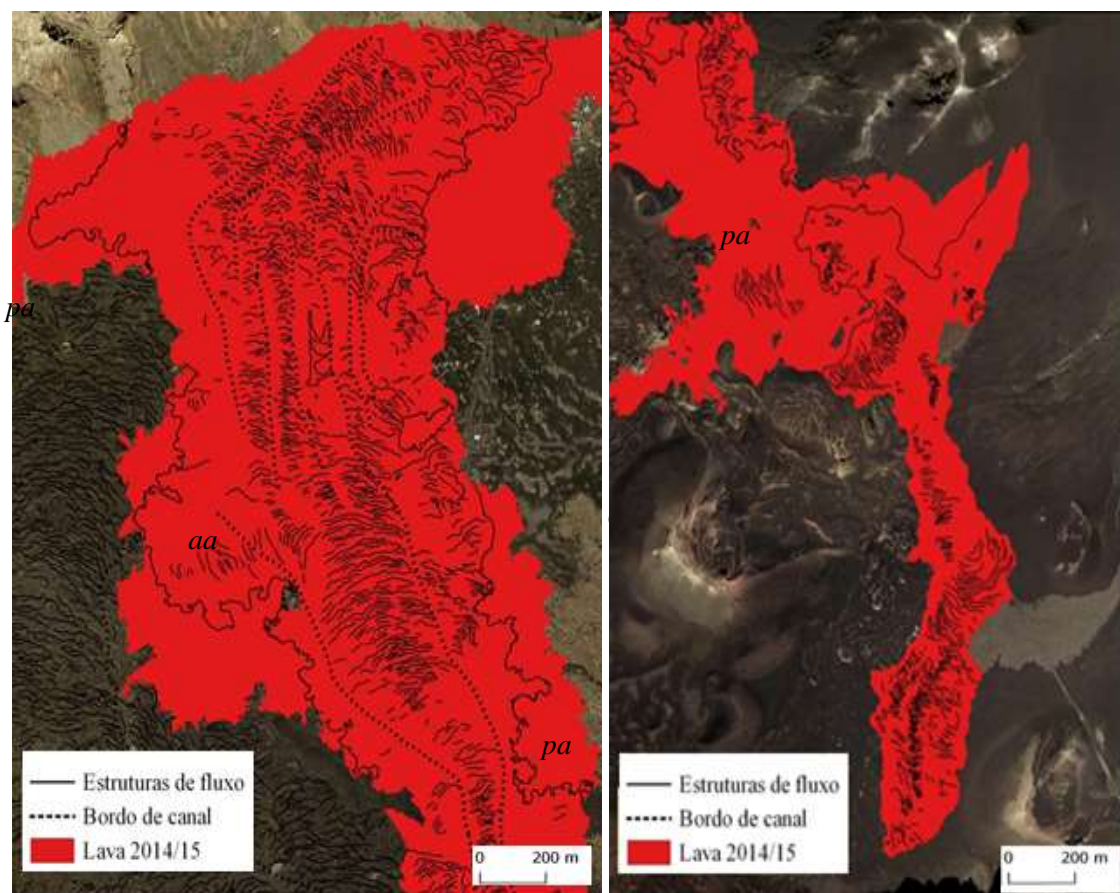


Figura 26 Escoadas lávicas resultantes da erupção de 2014/1 Lobo de NW; **b)** Lóbo de S.

Dezembro (Figura25b) (Richter *et al.*, 2016; Calvari *et al.*, 2018).

Até ao final da erupção, as lavas que circulavam dentro do tubo foram drenadas pelas várias aberturas, formadas pela cedência das margens da escoada lávica, alterando ligeiramente a configuração lobada das suas margens (Calvari *et al.*, 2018) (Figura 27.)



Figura 27 Margens do lobo de NW resultante da erupção de 2014/15 (Ortomosaico).1) Margem do fluxo destruída pelo breakout. 2) breakout.

A maior extensão do derrame NW, assim como a maior complexidade inerente à sua formação, resultaram da combinação dos dois tipos de lava. Assim, enquanto os derrames do tipo *pahoehoe* caracterizam a base da fissura eruptiva, bem como os limites da escoada, os derrames de tipo *a'a* predominam na frente e parte central do derrame (Calvari, *et al.*, 2018). Junto à boca eruptiva, são vários os derrames de *pahoehoe* que se estenderam à superfície, dando continuidade a um lobo que seguiu para W em direcção à povoação de Ilhéu de Losna. Estas lavas terão percorrido cerca 1,4 km até alcançarem a base da Bordeira, através de um canal cuja largura oscila entre os 55 e 100 m. Os depósitos de vertente junto à escarpa da Bordeira, terão provocado a divisão do derrame em dois lobos, que terão inflectido para N e S (Figura 28c). Este lobo distingue-se, pelo

facto de ser constituído, quase exclusivamente, por lavas do tipo *pahoehoe*, com uma superfície brilhante e azulada, repleta de fraturas em toda a sua extensão.

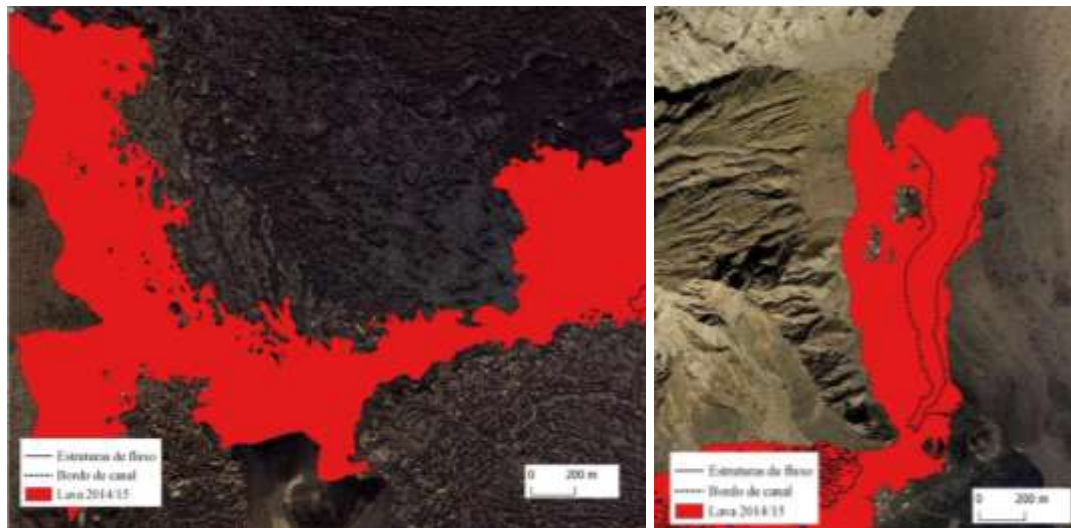


Figura 28 Derrames de lava resultantes da erupção de 2014/15: c) Lobo ocidental
d) *breakout*

CAPÍTULO VI – CONCLUSÕES

A presente dissertação consistiu da actualização e revisão da cartografia geológica das erupções históricas e pré-históricas da Chã das Caldeiras e do flanco oriental da Ilha do Fogo, na sequência dos trabalhos de campo efectuados após a erupção de 2014, utilizando fotografia aérea obtida com um VANT e imagens de satélite que contribuíram para maior detalhe dos seus limites.

O local de estudo foi a depressão da Chã das Caldeiras e a vertente oriental da Ilha do Fogo. Os levantamentos de campo, correspondentes a parte da área da Chã das Caldeiras, realizados com VANT, revelaram-se extremamente importantes, na medida em que permitiram inferir informações acerca das características morfométricas dos cones e derrames de lava. A possibilidade de utilizar imagens Pleiades-1 e Worldview-2, permitiu um elevado rigor na delimitação das formas vulcânicas, para as áreas exteriores à caldeira, que não foram abrangidas pelo levantamento com VANT. Deve realçar-se, por isso, a importância das imagens de alta resolução, como base para a cartografia das formas de relevo de grandes e pequenas dimensões, onde é de muito difícil acesso por se tratar de morfologias extremamente caóticas e constituídas por blocos de lavas cortantes e instáveis pelo que as técnicas de detecção remota são muito importantes.

A cartografia de pormenor dá especial importância aos cones e piroclastos, às escoadas lávicas, resultantes das erupções que ocorreram no interior da caldeira, assim como as estruturas de fluxo e os vários tipos de lava que constituem cada escoada lávica. Além de permitir o estudo das características e distribuição espacial dos elementos cartografados, este mapa, poderá ser utilizado, futuramente, para estimar o percurso de escoadas lávicas em futuros eventos eruptivos, tendo como base as características da nova topografia resultante da actividade eruptiva de 2014. Este mapa poderá revelar-se uma importante ferramenta, pois os diversos níveis de informação, que se encontram integrados num SIG, constitui uma base de dados georreferenciada, que pode ser facilmente actualizada.

Com o objetivo de analisar os factores ambientais e as condições da superfície que influenciam os valores de reflectância, em particular, os aspectos relacionados com a

idade e com o grau de oxidação da superfície dos derrames ao longo do tempo, foi efectuado o cálculo do índice espectral de oxidação para cada uma das escoadas lávicas. Para tal utilizou-se uma imagem Sentinel-2, à qual se aplicaram vários métodos de cálculo: subtracção, razão e subtracção normalizada, combinando três bandas espectrais. Apesar do notório contraste entre os derrames presentes nos vários flancos, assim como entre estes e os campos de lavas da caldeira, a variação com a idade não é sistemática. Os derrames pré-históricos dos flancos sudeste revelarem índices elevados e moderados, com excepção dos resultados obtidos através da razão entre as bandas 2 e 8, da qual resultaram valores relativamente baixos, porém dois dos derrames de lava mais recentes, que se localizam no sector mais a Sul do flanco Este, correspondentes às erupções de 1951 e 1857, apresentam índices de oxidação superiores aos que se verificam nos derrames de lava mais antigos do sector norte entre os 1000 e 1500 m de altitude.

De um modo geral a concentração de valores mais elevados de oxidação ocorre numa faixa altitudinal entre 600 e 1000 m, variando com a exposição, o que confere uma maior importância aos factores altitude e exposição comparativamente á idade. Esta distribuição dos valores de índice de oxidação, está associada aos valores de precipitação e ocorrência de nevoeiros. Aos 700 m, registam-se valores entre 1100 e 1200 mm de precipitação, que podem alcançar os 1500 mm aos 1200 m de altitude. A esta altitude, nos setores norte e nordeste da ilha do Fogo, os alísios são responsáveis pela formação regular de nevoeiro, que ocorre mesmo fora da época das chuvas, sendo, por isso, considerado um dos factores responsáveis pelos maiores valores de oxidação nas escoadas no setor mais a Norte do flanco Este. Acima de 1200 m, encontra-se a designada a altitude de inversão, a partir da qual a humidade desce rapidamente, contribuindo para uma diminuição da oxidação. Por este motivo, não se terá encontrado uma variação sistemática entre os valores de oxidação e idade no exterior da caldeira, por ser mais importante a influência de factores como a exposição e altitude.

No interior da caldeira, as diferenças que transparecem nos níveis de oxidação registados refletem as várias gerações dos campos de lava, na medida em que derrames mais antigos apresentam, em geral, valores mais elevados de índice, assim como os diferentes tipos de lava. Os derrames de *pahoehoe* e *a'a* foram claramente identificados, pois apresentam diferenças de oxidação, que podem verificar-se mesmo em lavas

recentes. As lavas *a'a*, apresentam valores mais elevados do que as *pahoehoe* que, por sua vez, variam de acordo com a idade dos derrames, o que significa que em derrames mais antigos é possível observar valores de índice de oxidação mais elevados, em ambos os tipos de lava.

A análise detalhada e cartografia de pormenor da Chã das Caldeiras possibilitaram a identificação e caracterização de formas típicas da geomorfologia vulcânica como: os cones de cinzas, as escoadas lávicas, canais lávicos, estruturas de fluxo e depósitos de e piroclastos.

Os campos de lava que cobrem a Chã das Caldeiras foram de um modo geral emitidos a partir de bocas eruptivas localizadas na base do cone do Pico do Fogo e terão progredido em direcção à base da Bordeira. Destes, exceptuam-se os derrames de lava emitidos pelo cone do Monte Orlando em 1951, que escoaram a partir da abertura da caldeira em direcção ao mar, assim como os derrames de 2014/15, que apesar de fluírem inicialmente em direcção à bordeira, acabaram por acompanhar o trajecto da estrada que dava acesso entre as várias aldeias da Chã. Estas escoadas, que cobriram toda a depressão da caldeira, percorreram distâncias que variam entre os 4 km (erupção de 1995) e 6 km (erupção de 2014/15). As suas margens caracterizam-se por lobos do tipo *a'a*, cujas dimensões estão compreendidas entre os 30 e 50 m de largura, podendo alcançar 1 a 10 m de espessura. Nos derrames do interior da caldeira que foram cartografados de forma mais detalhada, foram identificados diferentes tipos de lava (*a'a* e *pahoehoe*). Em todos estes derrames formados no interior da Chã das Caldeiras, verifica-se uma predominância de derrames do tipo *a'a*, normalmente emitidos na primeira fase da atividade vulcânica, e que se encontram essencialmente no centro das escoadas, constituindo o canal principal, através do qual a lava é transportada até à frente de derrame. Em torno das margens do derrame são frequentemente observados de derrames do tipo *pahoehoe* de menor dimensão que se geram numa fase intermédia ou final da erupção, quando o sistema de transporte da lava se passa a efectuar de forma fechada, através dos vários tubos de lava que se formam no interior do derrame de *a'a* e associados a taxas de efusão mais baixas. A pressão exercida pela lava no interior dos tubos provoca rupturas na frente e margens dos derrames de *a'a*, parcialmente solidificados, originando *breakouts* de lavas do tipo *pahoehoe*.

BIBLIOGRAFIA

ABRAMS, M., ABBOTT, E., KAHLE, A. (1991). Combined use of visible, reflected infrared, and thermal infrared images for mapping Hawaiian lava flows. *J. Geophys. Res.* 96, 475–484.

ALBINO, F., SMETS, B., D'OREYE, N., KERVYN, F. (2015), High-resolution TanDEM-X DEM: An accurate method to estimate lava flow volumes at Nyamulagira Volcano (D. R. Congo). *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 4189–4207.

ALFAMA V., (2007). Património geológico da Ilha do Fogo (Cabo Verde): inventariação, caracterização e propostas de valorização, Dissertação de Mestrado em, Universidade do Minho, Escola de Ciências, Braga, pp.216

AMARAL, I. (1964). Santiago de Cabo Verde: A Terra e os Homens. Lisboa: [s.n]

ANTUNES, M.; DEBIASI, P.; COSTA, A.; GLERIANI, J. (2012). Correção atmosférica de imagens ALOS/AVNIR-2 utilizando o modelo 6S. *Revista Brasileira de Cartografia*, 64 (4), p. 531-539

ASSUNÇÃO, C. (1968). Geologia da província de Cabo Verde. Curso de geologia do Ultramar. *Junta de invest. Ultramar*, Lisboa, 1, 3-51.

BAGNARDI, M., GONZÁLEZ P. J., HOOPER, H. (2016). High-resolution digital elevation model from tri-stereo Pleiades-1 satellite imagery for lava flow volume estimates at Fogo Volcano. *Geophys Res Lett.* 43(12).

BEBIANO, J. B. (1932). A geologia do Arquipélago de Cabo Verde. Portugal: *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 18, 275

BENEDETTI, M. (2003). Chemical weathering of basaltic lava flows undergoing extreme climatic conditions: The water geochemistry record. *Chem. Geol.*, 201, 1–17.

BERNARD-GRIFFITHS, J., CANTAGREL, J., ALVES, C., MENDES, F., SERRALHEIRO, A. MACEDO, J. (1975). Geochronologie: Donnéesradiométriques

potassium-argon sur quelques formations magmatiques des îles de l'archipel du Cap Vert. *Comptes Rendus des Seances de l'Academie des Sciences*, D280, 2429–2432.

BERTHOIS, L., (1950). Contribution à la connaissance lithologique de l'archipel du Cap- Vert. *Portugese Min. Colonias, Est.*, 7, 194.

BRUM DA BRUM DA SILVEIRA, A., e MADEIRA, J. (2006). Morfologia e Estrutura da Ilha do Fogo (Cabo Verde): novos dados. VIII Congresso Nacional de Geologia, Évora, Portugal

BRUM DA BRUM DA SILVEIRA, A., MADEIRA, J., e SERRALHEIRO, A. (1997). A estrutura da Ilha do Fogo. A Erupção vulcânica de 1995 na Ilha do Fogo, Cabo Verde, 63-78.

BRUM DA BRUM DA SILVEIRA, A., MADEIRA, J., SERRALHEIRO, A., TORRES, P. C., SILVA, L. C. e MENDES, M. H. (1997). O controlo estrutural da erupção de abril de 1995 na ilha do Fogo, Cabo Verde, *IICT*, 51-61

CAPPELLO, A., GANCI, G., CALVARI, S., PÉREZ, M., HERNÁNDEZ, P. A., SILVA, S. V., CABRAL J., DEL NEGRO, C. (2016). Lava flow hazard modeling during the 2014–2015 Fogo eruption, Cape Verde, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121.

CORREIA E., COSTA F. L., (1995). Revista Portuguesa de Geografia, Breve notícia da recente erupção na ilha do Fogo e suas consequências *Finisterra*, Lisboa, XXX (59-60): 165-175.

CROUGH, S. (1978). Thermal origin of mid-plate hot-spot swells. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 55, 451–469.

CALVARI, S., GANCI, G., VICTÓRIA, S., HERNANDEZ, P., PEREZ, N., BARRANCOS, J., ALFAMA, V., DIONIS, S., CABRAL, J., CARDOSO, J., FERNANDES, P., MELIAN, G., PEREIRA, J., SEMEDO, H., PADILLA, G., RODRIGUEZ, F. (2018). Satellite and Ground Remote Sensing Techniques to Trace the Hidden Growth of a Lava Flow Field: The 2014–2015 Effusive Eruption at Fogo Volcano (Cape Verde). *Remote Sensing*. 10 (7), 1115.

DAHS, B., BALL, M., KING, G., BUTLER, L., RONA, P. (1976). Geophysical Investigation of the Cape Verde Archipelago. *Journal of Research Geophysical (Solid Earth)*, 81 (29), 5249-5259.

DAY, S.J., HELENO DA SILVA, S.I.N., FONSECA, J.F.B.D., (1999). A past giant lateral collapse and present-day flank instability of Fogo, Cape Verde Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94 1999 191–218.

DARWIN, C. R. The Structure and Distribution of Coral Reefs (Smith Elder, 1842).

DEL NEGRO, C., CAPPELLO, A., NERI, M., BILOTTA G., HERAULT, A., and GANCI, G. (2013). Lava flow hazards at Mount Etna: Constraints imposed by eruptive history and numerical simulations, *Sci. Rep.*, 3, 3493

DUNCAN, A.M., CHESTER, D., GUEST, J. (1981). Mount Etna Volcano: environmental impact and problems of volcanic prediction. *The Geographical Journal*. 14(2), 164-178.

DUNCAN, A.M., DIBBEN, C., CHESTER, D.K., GUEST, J. (1996). The 1928 eruption of Mount etna volcano, Sicily, and the destruction of the town of Mascali. *Disasters*, 20, 1-20.

DUPRAT, H., FRIIS, J., HOLM, P., GRANDVUINET, T. & SØRENSEN, R. (2007). The volcanic and geochemical development of São Nicolau, Cape Verde Islands: Constraints from field and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 162, 1–19.

ERNST, G.G.J., KERVYN, M., TEEUW, R.M., (2008). Advances in the remote sensing of volcanic activity and hazards, with special consideration for applications in developing countries. *International Journal of Remote Sensing* 29, 6687–6723.

FARIA, B. e FONSECA, J. (2014). Investigating volcanic hazard in Cape Verde Islands through geophysical monitoring: network description and first results. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14, 485–494.

FAUGERES, J. C., LEGIGAN, P., MAILLET, N., & LATOUCHE, C. (1989). Pelagic, turbiditic, and contouritic sequential deposits on the Cape Verde plateau (leg 108, site

659, Northwest Africa): sediment record during Neogene time. In Proceedings of the Ocean Drilling Program, *Scientific Results* vol. 108, pp. 311–328.

FOEKEN, J., DAY, S., STUART, F. (2009). Cosmogenic ^3He exposure dating of the Quaternary basalts from Fogo, Cape Verdes: Implications for rift zone and magmatic reorganisation. *Quaternary Geochronology*, 4(1), 37–49

FONTES, A. (2011). Atividade Vitivinícola e Rendimento na Ilha do Fogo em Cabo Verde. (Dissertação de Mestrado) Instituto Superior de Economia e Gestão, Universidade Técnica de Lisboa, Lisboa

GAILLARD, J. C. (2008). Alternative Paradigms of volcanic risk perception: The case of Mt. Pinatubo in the Philippines . *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 172, 315-328.

GONÇALVES, D. (2015). Cartografia Geológica Digital em SIG Aplicação à Ilha de Santa Luzia Arquipélago de Cabo Verde. Dissertação de Mestrado em Geologia do Ambiente Riscos Geológicos e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa.

GONZÁLEZ, P. J., M. BAGNARDI, A. J. HOOPER, Y. LARSEN, P. MARINKOVIC, S. V. SAMSONOV, AND T. J. WRIGHT (2015). The 2014–2015 eruption of Fogo volcano: Geodetic modeling of Sentinel-1 TOPS interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 9239–9246

HARRIS, A. ., ROWLAND, S. (2009). Effusion rate controls on lava flow length and the role of heat loss: A review, in *Studies in Volcanology: The Legacy of George Walker, Spec. Publ. of IAVCEI*, 2, 33–51.

HEAD, E., MACLEAN, A., CARN, S., Mapping lava flows from Nyamuragira volcano (1967–2011) with satellite data and automated classification methods. *Geomat. Nat. Hazards Risk* 2013, 4, 119–144.

HELENO DA SILVA, S.I.N., DAY, S.J., FONSECA, J.F.B.D., (1999). Fogo Volcano, Cape Verde Islands: seismicity-derived constraints on the mechanism of the 1995 eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94, 219–231.

HELENO, S. (2003). O Vulcão do Fogo – Estudo Sismológico. Coleção: Instituto Português de Apoio ao Desenvolvimento, Lisboa, 463.

HILDNER, E., KLÜGEL, A., HAUFF, F. (2011). Magma storage and ascent during the 1995 eruption of Fogo, Cape Verde Archipelago, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 162(4), 751–772

HOLM, P., GRANDVUINET, T., FRIIS, J., WILSON, J. R., BARKER, A. K., & PLESNER, S. (2008). ^{40}Ar - ^{39}Ar study of the Cape Verde hot spot: Temporal evolution in a semistationary plate environment. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 113 (B8).

INE. Censos 2011, Cabo Verde. Praia: INE

JEFFERSON, A., FERRIER, K., TAYLOR, J., RAMALHO, R. (2014). Controls on the Hydrological and Topographic Evolution of Shield Volcanoes and Volcanic Ocean Islands *in*. The Galápagos: a Natural Laboratory for the Earth Sciences. John Wiley & Sons, Inc, Hoboken, New Jersey.

JENKINS, S. F., DAY S. J., FARIA, B. V. E., FOSECA, J. F. (2017). Damage from lava flows: insights from the 2014–2015 eruption of Fogo, Cape Verde. *Journal of Applied Volcanology*. (6).

KAHLE, A., GILLESPIE, A., ABBOTT, E., ABRAMS, M., WALKER, R., HOOVER, G., LOCKWOOD, J. (1988). Relative dating of Hawaiian lava flows using multispectral thermal infrared images: A new tool for geologic mapping of young volcanic terranes. *J. Afr. Earth Sci.* 93, 15239–15251.

KLERKS, J., DE PEAPE, E. (1976). The Main Characteristics of the Magmatism of the Cape Verde Islands, 99, 347-357.

KILBURN, J., (2000). Lava flows and flow fields. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, San Diego, 291–305.

KILBURN J. (2015). Lava flow hazards and modeling. In: Sigurdsson H, Houghton BF, McNutt SR, Rymer H, Stix J, editors. *Encyclopedia of volcanoes*. San Diego: Academic. 957–69.

LI, L., SOLANA, C., CANTERS, F., JONATHAN, C., KERVYN, M. (2015). Impact of Environmental Factors on the Spectral Characteristics of Lava Surfaces: Field Spectrometry of Basaltic Lava Flowson Tenerife, Canary Islands, Spain. *Remote Sensing.* , 7, 16986–17012.

LU, Z., FIELDING, E., PATRICK, M., TRAUTWEIN, C. (2003). Estimating lava volume by precision combination of multiple baseline spaceborne and airborne interferometric synthetic aperture radar: The 1997 eruption of Okmok volcano, Alaska, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 41(6).

MACHADO, F. e ASSUNÇÃO, C.T. DE (1965). Carta Geológica de Cabo Verde (na escala de 1/100.000). Notícia explicativa da folha da ilha do Fogo – Estudos petrográficos. Garcia de Orta, Lisboa. 13 (4), 597-604.

MADEIRA, J. (1998). Estudos de Neotectónica nas ilhas do Faial, Pico e S. Jorge: uma contribuição para o conhecimento geodinâmico da junção tripla dos Açores. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 1998.

MATA, J., MARTINS, S., MATTIELLI, N., MADEIRA, J., FARIA, B., RAMALHO, R., SILVA, P., MOREIRA, M., CALDEIRA, R., MOREIRA, M., RODRIGUES, J., MARTINS, J. (2017). The 2014–15 eruption and the short-term geochemical evolution of the Fogo volcano (Cape Verde): Evidence for small-scale mantle heterogeneity. *Lithos*, 288–289, 91–107.

MATA, J., TORRES, P., MUNHÁ, J., MENDES, M., & SILVA, L. (1999). Tectonic controls on the geochemistry of Sal Island (Cape Verde). *European Union of Geosciences, 10, Journal of Conference*, 4 (1), 348.

MARTINO, M., SCIFONI, S., MARSELLA, M., D'ARANNO, P., NAPOLEONI, Q., COLTELLI, M., (2015). A multi-sensor approach for monitoring an active volcanic area: The 2011– 2014 eruptive phase of Mount Etna. *Environment and Electrical Engineering (EEEIC)*, International Conference, 1516-1521.

- MARTINS, S., MATA, J., MUNHA, J., MADEIRA, J. & MOREIRA, M. (2008). Evidências geológicas e geoquímicas para a existência de duas unidades estratigráficas distintas na Formação do Pico da Antónia (Ilha de Santiago, República de Cabo Verde). *Memórias e Notícias, Universidade de Coimbra*, 3, 123–128.
- MCNUTT, M. (1988). Thermal and mechanical properties of the Cape Verde Rise. *J. Geophys. Res.* 84, 2784–2794.
- MITCHELL-THOMÉ, R. (1972). Outline of the geology of the Cape Verde Archipelago. *International Journal of Earth Sciences*, 61(3), 1087–1109.
- MOTA GOMES, A. (1994). A Geologia e Hidrogeologia do Fogo. Relatório inédito, Praia.
- NAPIERALSKI, J., BARR, I., KAMP, U., KERVYN, M. (2013). Remote sensing and GIScience in geomorphological mapping. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Bishop, M. P. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego. Remote Sensing and GIScience in Geomorphology, 3, 187–227.
- NEVES, D., SILVA, V., ALMEIDA, R., SOUSA, F., SILVA, B. (2011). Aspectos gerais do clima do arquipélago de Cabo Verde. *Ambiência Guarapuava (PR)* 13 (1), 59 – 73.
- PEREIRA, J.M. (2010). O Património Geológico da Ilha de Santiago (Cabo Verde): Inventariação, Caracterização e Propostas de Valorização. Tese de Mestrado em Ciências do Ambiente, Universidade do Minho, 93.
- PLESNER, S., HOLM, P.M., WILSON, J.R., (2003). 40Ar–39Ar geochronology of Santo Antao, Cape Verde Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 120, 103–121.
- POLAND, P. (2014). Time-averaged discharge rate of subaerial lava at Kilauea Volcano, Hawai'i, measured from TanDEM-X interferometry: Implications for magma supply and storage during 2011–2013, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 5464–548.
- POLLITZ, F. (1991). Two-stage model of African absolute motion during the last 30 million years. *Tectonophysics*, 194 (1–2), 91–106.

RAMALHO, R. (2009). Building the Cape Verde Islands. (PhD Dissertation) Department of Earth Sciences, University of Bristol, UK.

RAMALHO, R., QUARTAU, R., TRENHAILE, A., HELFFRICH, G., MADEIRA, J., VICTÓRIA, S., SCHMIDT, D. (2010a). Why Have the Old Cape Verde Islands Remained Above Sea-level? Insights Field Data and Wave Erosion Modeling. In AGU Chapman Conference on The Galápagos as a Laboratory for the Earth Sciences, Puerto Ayora.

RAMALHO, R., HELFFRICH, G., COSCA, M., VANCE, D., HOFFMANN, D., SCHMIDT, D. (2010b). Episodic Swell Growth Inferred from Variable Uplift of Cape Verde Hot-Spot Islands. *Nature Geosci.*, 3, 774–777

RAMALHO, R., WINKLER, G., MADEIRA, J., HELFFRICH, G., HIPÓLITO, A., QUARTAU, R., KATHERINE, A., SCHAEFER, J. (2015). Hazard potential of volcanic flank collapses raised by new megatsunami evidence. *Science Advances*. 1 (9), 1-10.

RIBEIRO, O. (1960). A ilha do Fogo e as suas Erupções. Memórias Série Geográfica I. Lisboa: Junta de Investigações do Ultramar

RICHTER, N., FAVALLI, M., DE ZEEUW-VAN DALFSEN, E., FORNACIAI, A., FERNANDES, R. M. D. S., PEREZ RODRIGUEZ, N., LEVY, J., VICTÓRIA, S. S., WALTER, T. R., (2016). Lava flow hazard at Fogo Volcano, Cape Verde, before and after the 2014–2015 eruption, *Nat. Hazards Earth* 16, 1925-1951.

ROBERTSON A. (1984). Mesozoic deep-water and Tertiary volcaniclastic deposition Maio, Cape Verde Islands: Implications for Atlantic paleoenvironments and ocean island volcanism. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 95,433-453.

ROWLAND, S. (1996). Slopes, lava flow volumes, and vent distributions on Volcan Fernandina, Galapagos Islands. *J. Geophys. Res.* 101.

RUST, D., NERI, M., (1996). The boundaries of large-scale collapse on the flanks of Mount Etna, Sicily. *Geological Society*, London, Special Publications, 110, 193-208.

SLEEP, N. (1990). Hot spots and mantle plumes: Some phenomenology. *J. Geophys. Res.* 95, 6715–6736.

SERRALHEIRO, A. (1976). A Geologia da Ilha de Santiago (Cabo Verde). Boletim do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa 14, Fasc. 2, Lisboa, 218.

SIEBERT, L., SIMKIN T.(2002).Volcanoes of the World: an Illustrated Catalog of Holocene Volcanoes and their Eruptions, Smithsonian Institution, *Global Volcanism Program*.

SMETS, B., WAUTHIER, C., D'OREYE, N. (2010). A new map of the lava flow field of Nyamulagira (D.R. Congo) from satellite imagery. *Journal of African Earth Sciences* 58, 778–786.

STEVENS, N., WADGE, G., MURRAY, J. (1999). Lava flow volume and morphology from digitised contour maps: A case study at Mount Etna, Sicily, *Geomorphology*, 28(3–4), 251– 261.

STILLMAN, C. J., FURNES H., LE BAS, M., ROBERTSON A., ZIELONKA J. (1982). The geology and history of Maio, Cape Verde Islands. *J. Geol. Soc. London*, 34, 347-361.

TORRES, P. C., MADEIRA, J., SILVA, L. C., BRUM DA SILVEIRA, A. B., SERRALHEIRO, A., GOMES, A. M. (1997). Carta geológica das erupções históricas da ilha do Fogo: revisão e actualização. Simp. Int. A erupção vulcânica de 1995 na ilha do Fogo, Cabo Verde. LATTEX, 119 -132

TORRES, P.C., SILVA, L.C., MENDES, M.H., SERRALHEIRO, A., MADEIRA, J., BRUM DA BRUM DA SILVEIRA, A. & MOTA GOMES, A. (1997). Cronologia da erupção vulcânica de 1995 na ilha do Fogo, Cabo Verde. A Erupção Vulcânica de 1995 na Ilha do Fogo, Cabo Verde. Publ. LATTEX, Lisboa, 133–144

TORRES, P., SILVA, L., SERRALHEIRO, A., MENDES, M., MACEDO, J., & GOMES, A. (2002). Geologia da Ilha do Sal. Comunicações do Instituto de Investigação Científica Tropical.

TOUTIN, T. (2004). Review article: Geometric processing of remote sensing images: models, Algorithms and Methods. *International Journal of Remote Sensing*, 25(10) 1893-1924.

UNDAC. Post-Disaster Needs Assessment (PDNA) FOGO VOLCANIC ERUPTION 2014-2015

VERMOTE, E; TANRÉ, D., DEUZÉ, J., HERMAN, M., MORCRETTE, J. (1997). Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S: An overview. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35(3), p. 675- 686

VITÓRIA, S., ALFAMA, V., CARDOSO, N. (2016). A erupção vulcânica de 2014/15 na ilha do Fogo Cabo Verde e suas principais consequências. *Repocs*, 13, (26).

WALKER, G. (1973). Lengths of lava flows, *R. Soc. Lond. Philos. Transact. A*, 274, 107–118.

WILLIAMS, C., HILL, I., YOUNG, R., WHITE, R. (1990). Fracture zones across the Cape Verde Rise, N.E. Atlantic. *Journal of the Geological Society*, London 147, 851–857.

WOOD, C (1980). Morphometric evolution of scoria cones. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 7: 387.413.

WORSLEY, P. (2015). Physical geology of the Fogo volcano (Cape Verde Islands) and its 2014–2015 eruption. *The Geologists' Association & The Geological Society of London, Geology Today*, 31(4), 153-159.

YAMASAKI, S., SAWADA, R., OZAWA, A., TAGAMI, T., WATANABE, Y., TAKAHASHI, E. (2011). Unspiked K-Ar dating of Koolau lavas, Hawaii: Evaluation of the influence of weathering/alteration on age determinations. *Chem. Geol.* 287, 41–53.