

JOSÉ MANUEL RODRIGUES PACHECO

PROCESSOS ASSOCIADOS AO DESENVOLVIMENTO DE ERUPÇÕES  
VULCÂNICAS HIDROMAGMÁTICAS EXPLOSIVAS NA ILHA DO FAIAL E  
SUA INTERPRETAÇÃO NUMA PERSPECTIVA DE AVALIAÇÃO DO *HAZARD*  
E MINIMIZAÇÃO DO RISCO



DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS  
UNIVERSIDADE DOS AÇORES

2001

JOSÉ MANUEL RODRIGUES PACHECO

PROCESSOS ASSOCIADOS AO DESENVOLVIMENTO DE ERUPÇÕES  
VULCÂNICAS HIDROMAGMÁTICAS EXPLOSIVAS NA ILHA DO FAIAL E  
SUA INTERPRETAÇÃO NUMA PERSPECTIVA DE AVALIAÇÃO DO *HAZARD*  
E MINIMIZAÇÃO DO RISCO

TESE DE DOUTORAMENTO NO RAMO DE GEOLOGIA  
ESPECIALIDADE DE VULCANOLOGIA

ORIENTADOR:

PROFESSOR DOUTOR JOHN EDWARD GUEST  
UNIVERSITY COLLEGE LONDON

CO-ORIENTADOR:

PROFESSOR DOUTOR JOÃO LUÍS GASPAR  
UNIVERSIDADE DOS AÇORES

DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS  
UNIVERSIDADE DOS AÇORES  
2001

# ÍNDICE

|   |          |
|---|----------|
| ÍNDICE DE FIGURAS .....   | VII      |
| ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS .....   | XVIII    |
| ÍNDICE DE QUADROS E TABELAS .....   | XXII     |
| AGRADECIMENTOS .....  | XXIII    |
| PREÂMBULO .....   | XXV      |
| ABSTRACT .....  | XXVIII   |
| <br>  |          |
| <b>CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO .....</b>  | <b>1</b> |
| <br>  |          |
| I.1 FRAGMENTAÇÃO .....  | 2        |
| I.1.1 PROCESSOS DE FRAGMENTAÇÃO PIROCLÁSTICA .....                              | 3        |
| I.1.1.1 VESICULAÇÃO .....   | 4        |
| I.1.1.2 EXPLOSÃO MAGMÁTICA .....  | 10       |
| I.1.1.3 EXPLOSÃO DE VAPOR OU FREÁTICA .....                                     | 14       |
| I.1.1.4 EXPLOSÃO HIDROMAGMÁTICA .....   | 16       |
| I.1.2 PROCESSOS DE FRAGMENTAÇÃO AUTOCLÁSTICA .....                              | 21       |
| I.1.2.1 AUTOBRECHIFICAÇÃO DE ESCOADAS LÁVICAS .....                             | 21       |
| I.1.2.2 ESTALAMENTO POR CHOQUE TÉRMICO E RETRACÇÃO .....                        | 22       |
| I.1.2.3 ABRASÃO DOS CLASTOS DURANTE O TRANSPORTE .....                          | 23       |
| I.2 FACTORES QUE CONDICIONAM OS PROCESSOS DE FRAGMENTAÇÃO<br>PIROCLÁSTICA ..... | 24       |
| I.2.1 FACTORES DEPENDENTES DO MAGMA .....                                       | 24       |
| I.2.1.1 FACTORES INTRÍNSECOS AO MAGMA .....                                     | 24       |
| I.2.1.1.1 REOLOGIA .....  | 24       |
| I.2.1.1.2 COMPOSIÇÃO QUÍMICA .....  | 27       |
| I.2.1.1.3 TEMPERATURA E COEFICIENTE DE ARREFECIMENTO .....                      | 32       |
| I.2.1.2 FACTORES EXTRÍNSECOS AO MAGMA .....                                     | 33       |
| I.2.1.2.1 VELOCIDADE DE ASCENSÃO .....  | 33       |
| I.2.2 FACTORES INDEPENDENTES DO MAGMA .....                                     | 34       |
| I.2.2.1 GEOMETRIA DA CONDUTA E CRATERA .....                                    | 34       |
| I.2.2.2 PRESSÃO LITOSTÁTICA E HIDROSTÁTICA .....                                | 34       |

|  |           |
|--|-----------|
| I.2.2.3 QUANTIDADE E SALINIDADE DA ÁGUA EXTERIOR .....                                 | 36        |
| I.2.2.3.1 EVOLUÇÃO DA FRAGMENTAÇÃO HIDROMAGMÁTICA.....                                 | 38        |
| I.3 COMPONENTES DOS DEPÓSITOS HIDROCLÁSTICOS.....                                      | 40        |
| I.3.1 HIALOCLASTITOS JUVENIS OU ESSENCIAIS .....                                       | 41        |
| I.3.2 LÍTICOS .....  | 46        |
| I.3.3 LAPILLI DE ACREÇÃO .....   | 47        |
| I.4 SISTEMATIZAÇÃO .....   | 48        |
| <br>   |           |
| <b>CAPÍTULO II – FORMAS E ESTRUTURAS VULCANO-TECTÓNICAS<br/>DA ILHA DO FAIAL .....</b> | <b>53</b> |
| II.1 ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO DA ILHA DO FAIAL.....                                     | 53        |
| II.1.1 LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA.....   | 53        |
| II.1.2 PRINCIPAIS ESTRUTURAS TECTÓNICAS .....  | 54        |
| II.1.3 SISMICIDADE .....   | 58        |
| II.1.4 VULCANISMO .....  | 62        |
| II.2 FORMAS E ESTRUTURAS VULCÂNICAS .....  | 64        |
| II.2.1 GENERALIDADES.....  | 64        |
| II.2.2 VULCÕES CENTRAIS .....  | 71        |
| II.2.3 CONES DE ESCÓRIAS .....   | 76        |
| II.2.4 FORMAS HIDROVULCÂNICAS.....   | 83        |
| II.2.5 ESCOADAS LÁVICAS .....  | 94        |
| <br>   |           |
| <b>CAPÍTULO III – VULCANOESTRATIGRAFIA DA ILHA DO FAIAL .....</b>                      | <b>99</b> |
| III.1 TRABALHOS ANTERIORES .....   | 99        |
| III.2 PRINCIPAIS UNIDADES GEOLÓGICAS.....  | 106       |
| III.3 ESTRATIGRAFIA FINA DAS UNIDADES GEOLÓGICAS RECENTES.....                         | 108       |
| III.3.1 NOTA PRÉVIA.....   | 108       |
| III.3.2 GRUPO SUPERIOR DO COMPLEXO VULCÂNICO DOS CEDROS .....                          | 110       |
| III.3.2.1 DEPÓSITO C1 .....  | 113       |
| III.3.2.2 DEPÓSITO C2 .....  | 113       |
| III.3.2.3 DEPÓSITO C3 .....  | 115       |
| III.3.2.4 DEPÓSITO C4 .....  | 117       |
| III.3.2.5 DEPÓSITO C5 .....  | 120       |

|  |            |
|--|------------|
| III.3.2.6 DEPÓSITO C6 .....  | 120        |
| III 3.2.7 DEPÓSITO C7 .....  | 122        |
| III.3.2.8 DEPÓSITO C8 .....  | 123        |
| III.3.2.9 DEPÓSITO C9 .....  | 124        |
| III.3.2.10 DEPÓSITO C10 .....  | 127        |
| III.3.2.11 DEPÓSITO C11 .....  | 128        |
| III.3.2.12 DEPÓSITO C12 .....  | 132        |
| III.3.2.13 DEPÓSITO C13 .....  | 133        |
| III.3.2.14 ERUPÇÃO C14 .....   | 134        |
| <br>   |            |
| <b>CAPÍTULO IV – HISTÓRIA ERUPTIVA DA ILHA DO FAIAL .....</b>  | <b>135</b> |
| <br>   |            |
| IV.1 EDIFICAÇÃO DA ILHA DO FAIAL .....   | 135        |
| IV.1.1 VULCÃO CENTRAL DA RIBEIRINHA .....  | 135        |
| IV.1.2 VULCÃO CENTRAL DA CALDEIRA .....  | 137        |
| IV.1.3 PLATAFORMA DA HORTA .....   | 141        |
| IV.1.4 PENÍNSULA DO CAPELO.....  | 142        |
| IV.2 VULCANISMO RECENTE .....  | 144        |
| IV.2.1 ACTIVIDADE DO VULCÃO DA CALDEIRA .....  | 144        |
| IV.2.1.1 O VULCANISMO DOS ÚLTIMOS 16 000 ANOS .....  | 146        |
| IV.2.1.1.1 DEPÓSITO C1.....  | 146        |
| IV.2.1.1.2 DEPÓSITO C2.....  | 148        |
| IV.2.1.1.3 DEPÓSITO C3.....  | 156        |
| IV.2.1.1.4 DEPÓSITO C4.....  | 164        |
| IV.2.1.1.5 DEPÓSITOS C5 E C6 .....   | 173        |
| IV.2.1.1.7 DEPÓSITOS C7 E C8 .....   | 175        |
| IV.2.1.1.9 DEPÓSITO C9.....  | 176        |
| IV.2.1.1.10 DEPÓSITO C10.....  | 189        |
| IV.2.1.1.11 DEPÓSITO C11.....  | 189        |
| IV.2.1.1.12 DEPÓSITO C12.....  | 204        |
| IV.2.1.1.13 DEPÓSITOS C13 E C14 .....  | 205        |
| IV.2.1.2 GEOQUÍMICA.....   | 205        |
| IV.2.2 ACTIVIDADE NA PENÍNSULA DO CAPELO .....   | 209        |
| IV.2.2.1 “CAPELINHOS 1957-58, FAIAL, AZORES: DEPOSITS<br>FORMED BY AN EMERGENT SURTSEYAN ERUPTION” ..... | 209        |

|  |     |
|--|-----|
| <b>CAPÍTULO V – OUTROS CASOS ESTUDADOS</b> .....   | 227 |
| V.1 NOTA PRÉVIA.....   | 227 |
| V.2 “ATMOSPHERIC FACTORS CONTROLLING THE DEPOSITIONAL FACIES OF HYDROMAGMATIC DEPOSITS AND ITS IMPLICATIONS ON HAZARD AND RISK ASSESSMENT” ..... | 228 |
| V.3 ERUPÇÃO SUBMARINA DA SERRETA .....   | 251 |
| V.3.1 “BASALTIC LAVA BALLOONS PRODUCED DURING THE 1998-2001 SERRETA SUBMARINE RIDGE ERUPTION, AZORES” .....                                      | 251 |
| V.3.2 CINZAS BASÁLTICAS PRODUZIDAS PELA ERUPÇÃO SUBMARINA DA SERRETA.....  | 262 |
| <b>CAPÍTULO VI – AVALIAÇÃO DO HAZARD E RISCO ASSOCIADOS A ACTIVIDADE ERUPTIVA NA ILHA DO FAIAL</b> .....   | 271 |
| VI.1 NOTA INTRODUTÓRIA .....   | 271 |
| VI.2 ERUPÇÕES COM CENTRO NO VULCÃO DA CALDEIRA .....   | 273 |
| VI.2.1 CINZAS E <i>LAPILLI</i> DA QUEDA .....  | 275 |
| VI.2.2 PROJÉCTEIS DE TRAJECTÓRIA BALÍSTICA.....  | 280 |
| VI.2.3 SURGES E ESCOADAS PIROCLÁSTICAS .....   | 282 |
| VI.2.4 <i>LAHARES</i> .....  | 288 |
| VI.2.5 ERUPÇÕES FREÁTICAS .....  | 291 |
| VI.3 ERUPÇÕES BASÁLTICAS (S.L.) EMERGENTES .....   | 292 |
| VI.4 ERUPÇÕES SUBMARINAS.....  | 297 |
| <b>CAPÍTULO VII – CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....   | 299 |
| <b>BIBLIOGRAFIA</b> .....  | 315 |
| <b>ANEXOS</b> .....  | A1  |
| <b>ANEXO I – LISTAGEM DOS CONES DE ESCÓRIAS E PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS</b> .....   | A1  |
| <b>ANEXO II – COORDENADAS DOS CORTES GEOLÓGICOS</b> .....  | A3  |

**ANEXO III – DATAÇÕES**

|  |    |
|--|----|
| III.1 MAPA DA LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS DATADAS ..... | A7 |
| III.2 COORDENADAS DAS AMOSTRAS .....                 | A8 |
| III.3 TABELA DOS RESULTADOS .....                    | A8 |
| III.4 DADOS ANALÍTICOS .....                         | A9 |

**ANEXO IV – PARÂMETROS GEOQUÍMICOS.....A21**

|  |     |
|--|-----|
| IV.1 MAPA DE AMOSTRAGEM .....                                  | A21 |
| IV.2 COORDENADAS DAS AMOSTRAS .....                            | A22 |
| IV.3 RESULTADOS ANALÍTICOS: ELEMENTOS MAIORES.....             | A23 |
| IV.4 RESULTADOS ANALÍTICOS: ELEMENTOS EM TRAÇO.....            | A24 |
| IV.5 POSIÇÃO ESTRATIGRÁFICA E CLASSIFICAÇÃO DAS AMOSTRAS ..... | A26 |

**ANEXO V – MEDIDAS DOS CORTES .....**A27

|   |     |
|---|-----|
| V.1 ESPESSURAS DOS DEPÓSITOS DO GRUPO SUPERIOR DO COMPLEXO<br>VULCÂNICO DOS CEDROS.....   | A27 |
| V.2 MÉDIA DOS TRÊS MAIORES CLASTOS DE PEDRA POMES DOS DEPÓSITOS<br>DO GRUPO SUPERIOR DO COMPLEXO VULCÂNICO DOS CEDROS, EM<br>CADA CORTE ..... | A32 |
| V.3 MÉDIA DOS TRÊS MAIORES CLASTOS DE LÍTICOS DOS DEPÓSITOS DO<br>GRUPO SUPERIOR DO COMPLEXO VULCÂNICO DOS CEDROS, EM CADA<br>CORTE .....     | A35 |

**ANEXO VI – PARÂMETROS FÍSICOS DOS DEPÓSITOS .....**A39

|  |     |
|--|-----|
| VI.1 ÁREAS DAS ISOPACAS E ISOPLETAS..... | A39 |
| VI.2 PARÂMETROS FÍSICOS .....            | A43 |

**ANEXO VII – DADOS GRANULOMÉTRICOS .....**A45

|                                      |     |
|--------------------------------------|-----|
| VII.1 METODOLOGIA .....              | A45 |
| VII.2 ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS ..... | A47 |

## ÍNDICE DE FIGURAS

|  |    |
|--|----|
| Fig. 1.1 – Relação entre a pressão de sobressaturação e o raio crítico de vesículas para valores de tensão superficial de 50, 100, 200 e 400 $\text{dine cm}^{-1}$ , cobrindo um leque de valores comuns em magmas (Sparks, 1978).....   | 6  |
| Fig. 1.2 – Simulações de taxas de crescimento de vesículas em magmas basálticos com viscosidade de $10^3$ poise, temperatura de $1100^\circ\text{C}$ , com uma velocidade de ascensão do magma de $5\text{ m s}^{-1}$ e um coeficiente de difusão de $1.5 \times 10^{-6}\text{ cm}^2\text{ s}^{-1}$ . O magma é removido com uma velocidade idêntica à de ascensão. (a) variação do raio da vesícula com o tempo, (b) variação do raio da vesícula com a profundidade na coluna magmática e (c) percentagem de crescimento devido à transferência de massa em função da profundidade na coluna magmática. (adaptado de Sparks, 1978).....                        | 8  |
| Fig. 1.3 – Vectores de pressão hipotéticos num magma bem vesiculado. Não há gradientes de pressão significativos entre as várias vesículas. (Cas & Wright, 1988). ....   | 10 |
| Fig. 1.4 – Esquema de um vulcão durante uma erupção explosiva. Ao ascender à superfície o líquido torna-se sobressaturado em voláteis e inicia a nucleação. As vesículas assim criadas crescem por difusão e descompressão. Próximo da superfície estas vesículas expandem-se de forma explosiva, fragmentando o magma. O magma ascende, devido ao seu aumento de volume e por alimentação de profundidade, à velocidade $V_1$ e a superfície de fragmentação progride através do magma à velocidade $V_2$ ; (S) sobressaturação; (N) nucleação; (ED) exsolução e descompressão; (F) fragmentação. (adaptado de Sparks, 1978 e Sparks <i>et al.</i> , 1997)..... | 12 |
| Fig. 1.5 – Variação da pressão do gás no nível da fragmentação magmática em função da fracção total de gás exsolvido (% em peso) para quatro misturas de $\text{H}_2\text{O}$ e $\text{CO}_2$ (Wilson <i>et al.</i> , 1980).....   | 13 |
| Fig. 1.6 – Diagrama de fases para a água pura em função da variação de pressão e temperatura, para uma densidade constante da água. $T_c$ - temperatura crítica, $P_c$ - pressão crítica (adaptado de Williams & McBirney, 1969, <i>in</i> Fisher & Schmincke, 1984).....  | 15 |
| Fig. 1.7 – a) Gráfico da eficiência da conversão da energia térmica em energia explosiva mecânica, em função da razão de massas entre a água e o magma. A eficiência máxima verifica-se para razões água/magma de cerca de 0.3 (adaptado de Wohletz, 1983); b) Gráfico da intensidade da explosão (força de repulsão vertical) em função da velocidade de injeção da água no magma (adaptado de Zimanowski, 1993).....   | 18 |
| Fig. 1.8 – Esquema da fragmentação por instabilidade de Rayleigh-Taylor. a) desenvolvimento de ondas de instabilidade na interface entre os dois líquidos; b) crescimento das ondas com comprimentos de onda dentro de determinado espectro; c) separação de partes do fluido quando são excedidas as amplitudes máximas para este sistema de fluidos. $v$ - velocidade (adaptado de Zimanowski, 1998). ....   | 20 |
| Fig. 1.9 – Projecção da taxa de deformação ( $\epsilon$ ) em função da tensão cisalhante ( $\sigma$ ), para diversos fluidos com comportamentos plásticos e viscosos (Dragoni, 1993).....  | 25 |
| Fig. 1.10 – Classificação de rochas vulcânicas, baseada na projecção do diagrama total de alcalis <i>versus</i> sílica (Le Bas <i>et al.</i> , 1986).....  | 28 |
| Fig. 1.11 – (a) solubilidade de $\text{H}_2\text{O}$ em função da pressão para magmas basálticos e riolíticos. (b) solubilidade de $\text{CO}_2$ em função da pressão para magmas basálticos e riolíticos (Wallace & Anderson, 2000). ....   | 29 |

|   |    |
|---|----|
| <b>Fig. 1.12</b> – Variação da viscosidade do magma em função do teor de H <sub>2</sub> O (a) em líquidos graníticos e (b) em líquidos basálticos (adaptado de Murase, 1962, <i>in</i> Cas & Wright, 1988).....   | 31 |
| <b>Fig. 1.13</b> – Projecção da variação da pressão do ponto crítico em função da concentração de NaCl. A pressão do ponto crítico da água do mar é de cerca de 315 bar, considerando uma concentração média de NaCl de 3.5 % (em peso) (adaptado de Sourirajan & Kennedy, 1962, <i>in</i> Cas & Wright, 1988).....   | 38 |
| <b>Fig. 1.14</b> – Fragmentação frágil do magma. O colapso do filme de vapor sobreaquecido ou a sua expansão explosiva produzem ondas de tensão que podem fracturar o magma, originando: (a) clastos dos tipos 1 ou (b) do tipo 2 (adaptado de Wohletz, 1983). ....   | 44 |
| <b>Fig. 1.15</b> – As instabilidades fluidas do tipo Rayleigh-Taylor e Kelvin-Helmholtz ou a ejeção de água devido a colapsos parciais do filme de vapor promovem a fragmentação do magma e a formação de partículas finas com superfícies irregulares (adaptado de Wohletz, 1983).....   | 44 |
| <b>Fig. 1.16</b> – As instabilidades fluidas do tipo Rayleigh-Taylor e Kelvin-Helmholtz ou a ejeção de água devido a colapsos parciais do filme de vapor promovem a fragmentação do magma e se a sua viscosidade for baixa e a tensão superficial for alta, os glóbulos destacados do magma formam clastos do tipo 4, assumindo formas fluidas como gotas ou esferóides (adaptado de Wohletz, 1983). ....   | 45 |
| <b>Fig. 2.1</b> – Localização geográfica da ilha do Faial no arquipélago dos Açores.....  | 53 |
| <b>Fig. 2.2</b> – Principais estruturas tectónicas da ilha do Faial (adaptado de Madeira ,1998).....  | 56 |
| <b>Fig. 2.3</b> – Imagem da ilha do Faial onde se destaca a expressão morfológica dos acidentes tectónicos de orientação aproximada WNW-ESE. Imagem obtida com base no modelo de elevação do terreno da ilha do faial. ....   | 56 |
| <b>Fig. 2.4</b> – Carta epicentral dos eventos registados entre 1990 e 2000 no arquipélago dos Açores. A elevada densidade de epicentros na região Faial-Pico reflecte a actividade subsequente ao sismo de 9 de Julho de 1998. (dados do SIVISA, 2001 )......  | 58 |
| <b>Fig. 2.5</b> – Carta da actividade vulcânica histórica no arquipélago dos Açores, com destaque para as erupções na ilha do Faial (modificado de Weston, 1964, com dados de Queiroz <i>et al.</i> , 1995 e Queiroz, 1997). ....   | 63 |
| <b>Fig. 2.6</b> – Carta hipsométrica da ilha do Faial. Coordenadas UTM e altitudes em metros.....   | 64 |
| <b>Fig. 2.7</b> – Distribuição dos centros eruptivos na ilha do Faial. O diâmetro dos círculos é proporcional à dimensão do diâmetro basal médio dos edifícios vulcânicos. Coordenadas UTM (modificado de Coutinho, 2000).....  | 65 |
| <b>Fig. 2.8</b> – Modelo tridimensional da ilha do Faial, onde se distinguem, esquematicamente, quatro regiões geomorfológicas: o Vulcão Central, o <i>Graben</i> de Pedro Miguel, a Plataforma da Horta e a Península do Capelo. (a) - escarpa da falha da Ribeirinha; (b) - escarpa da falha da Lomba Grande; (c) - escarpa da falha da Ribeira do Rato; (d) - escarpa da falha da Rocha Vermelha; (e) - escarpa da falha da Espalamaca; (f) - escarpa da falha de Flamengos (Madeira, 1998). Coordenadas UTM. .... | 66 |
| <b>Fig. 2.9</b> – Perfis topográficos de direcção aproximada SSE-NNW, cortando a região da Plataforma da Horta (NNW) e do Graben de Pedro Miguel (SSW), com uma sobrelevação vertical de 3x (escalas horizontal e vertical em metros). a - escarpa da falha da Ribeirinha; b - escarpa da falha da Lomba Grande ; c - escarpa da falha da Ribeira do Rato; d - escarpa da falha da Rocha Vermelha; e - escarpa da falha da Espalamaca; f - escarpa da falha de Flamengos. ....  | 68 |
| <b>Fig. 2.10</b> – Perfis topográficos da Península do Capelo, com uma sobrelevação vertical de 3x (escalas horizontal e vertical em metros).....   | 70 |

|   |     |
|---|-----|
| Fig. 2.11 – Localização aproximada da zona central do Vulcão da Ribeirinha.....   | 71  |
| Fig. 2.12 - Perfis topográficos do vulcão da Caldeira, de direcção aproximada SSE-NNW, com uma sobre-elevação vertical de 3x (escalas horizontal e vertical em metros). b – escarpa da falha da Lomba Grande; f – escarpa da falha de Flamengos. ....   | 73  |
| Fig. 2.13 – Mapa de distribuição dos cones de escórias na ilha do Faial. O diâmetro dos círculos é proporcional ao diâmetro basal médio dos cones. Coordenadas UTM. ....  | 78  |
| Fig. 2.14 – Projecção da altura <i>versus</i> o diâmetro basal de cones de escórias de três regiões geomorfológicas da Ilha do Faial. A recta $H_{cr}=0.2W_{co}$ representa a relação estabelecida por Settle (1979) para a forma original dos cones e a recta $H_{co}=0.17W_{co}$ representa a relação estabelecida por Porter (1972) para cones recentes (Legenda como na tabela 2.3). ....   | 80  |
| Fig. 2.15 – Projecção do diâmetro da cratera <i>versus</i> o diâmetro basal de cones de escórias, em três regiões geomorfológicas da Ilha do Faial. A recta $W_{cr}=0.4W_{co}$ representa a relação estabelecida por Porter (1972) para cones recentes (Legenda como na tabela 2.3). ....   | 81  |
| Fig. 2.16 – Corte esquemático de um maar <i>sensu strictu</i> (adaptado de Cas & Wright, 1988). ....  | 84  |
| Fig. 2.17 – Corte esquemático de (a) um anel de tufos e (b) um cone de tufos (adaptado de Cas & Wright, 1988). ....   | 84  |
| Fig. 2.18 – Mapa de distribuição dos cones de tufos na ilha do Faial (ref. 41, 42 e 43 do Anexo I). O diâmetro dos círculos é proporcional ao diâmetro basal médio dos cones. Coordenadas UTM. ....   | 87  |
| Fig. 2.19 – Ilustração do método utilizado na estimativa do diâmetro dos cones de tufos, ao nível do mar. ....  | 88  |
| Fig. 2.20 – Projecção da altura <i>versus</i> o diâmetro basal de cones de escórias e dos cones de tufos da Ilha do Faial. ....   | 89  |
| Fig. 2.21 – Evolução dos parâmetros morfométricos do cone de tufos e do cone de escórias e <i>spatters</i> do Vulcão dos Capelinhos. A azul estão representados os elementos relativos à actividade hidromagmática e a vermelho os da actividade magmática. Os traços verticais correspondem a importantes colapsos do cone. Para as 1 <sup>a</sup> , 2 <sup>a</sup> e 3 <sup>a</sup> fases, dominadas pela actividade surtseiana, projectam-se também as ocorrências de episódios estrombolianos e/ou efusivos. A 4 <sup>a</sup> fase corresponde à edificação do cone de escórias e <i>spatters</i> . Durante esta fase houve apenas actividade subaérea, estromboliana e/ou havaiana, pelo que se apresentam apenas medidas pontuais para cone de tufos. Todas as medidas dizem respeito às dimensões subaérea do cone. .... | 92  |
| Fig. 2.22 – Projecção da altura <i>versus</i> o diâmetro basal do cone de tufos do Vulcão dos Capelinhos, ao longo da sua evolução. Os pontos vermelhos correspondem aos parâmetros do cone de tufos durante a 4 <sup>a</sup> fase de crescimento do cone, caracterizada por actividade havaiana e estromboliana. A recta $H_{co}=0.13xW_{co}$ representa a relação estabelecida para o crescimento subaéreo deste cone durante a fase hidromagmática do vulcão. ....   | 93  |
| Fig. 2.23 - Mapa de distribuição dos domos da ilha do Faial. O diâmetro dos círculos é proporcional ao diâmetro basal médio dos domos. Coordenadas UTM. ....  | 97  |
| Fig. 3.1 - Escalas estratigráficas de Zbyszewsky <i>et al.</i> (1959), Machado e Forjaz (1968), Chovelon (1982), Serralheiro <i>et al.</i> (1989) e Madeira (1998), para a ilha do Faial. Modificado de Madeira (1998), <i>in</i> Coutinho (2000). ....   | 100 |
| Fig. 3.2 – Coluna cronoestratigráfica da Formação da Caldeira (Madeira, 1998). PP – depósito pomítico de queda; Br – brecha de explosão; Ig – ignimbrito; Sr – depósito de <i>surge</i> ; L - depósito de <i>lahar</i> ; Fm - depósito freatomagmático. Datações por <sup>14</sup> C. ....  | 105 |

|   |     |
|---|-----|
| <b>Fig. 3.3</b> – Escala vulcanoestratigráfica da ilha do Faial. ....   | 107 |
| <b>Fig. 3.4</b> - Localização dos cortes geológicos realizados na ilha do Faial. ....   | 109 |
| <b>Fig. 3.5a</b> – Correlações estratigráficas entre 12 depósitos da Formação da Caldeira.....  | 111 |
| <b>Fig. 3.5b</b> – Correlações estratigráficas entre 12 depósitos da Formação da Caldeira .....   | 112 |
| <b>Fig. 4.1</b> – Cortes esquemáticos interpretativos da evolução morfológica do Vulcão da Ribeirinha: a - Cone do Vulcão Central da Ribeirinha com o seu máximo diâmetro e altura ; b - forma residual, actual, do Vulcão Central da Ribeirinha e Plataforma da Horta. ....  | 136 |
| <b>Fig. 4.2</b> – Cortes esquemáticos interpretativos da evolução morfológica do Vulcão da Caldeira. a – fase inicial de formação do vulcão em escudo ; b – fase de desenvolvimento do cone do vulcão central, acompanhado de diversos episódios de subsidência; c – fase de instalação da caldeira por explosão e abatimento. ....   | 139 |
| <b>Fig. 4.3</b> – Modelos esquemáticos de geometrias de subsidência de caldeiras (Lipman, 1997).....  | 140 |
| <b>Fig. 4.4</b> – Evolução esquemática das várias fases da edificação da ilha do Faial. a – fase de actividade submarina e emergente do Vulcão da Ribeirinha; b – desenvolvimento do edifício compósito subaéreo do Vulcão da Ribeirinha; c - fase de actividade submarina e/ou emergente do Vulcão da Caldeira; d – desenvolvimento do edifício compósito subaéreo do Vulcão da Caldeira; e – instalação da Plataforma da Horta; f – instalação da Península do Capelo. .... | 143 |
| <b>Fig. 4.5</b> – Distribuição do depósito L do Grupo Inferior do Complexo Vulcânico dos Cedros, na Região da Lombega. Os valores apresentados referem-se à espessura do depósito em cm. Os afloramentos documentados dispõem-se em torno de uma elevação, provavelmente relacionada com a origem do depósito. ....   | 145 |
| <b>Fig. 4.6</b> – Localização dos afloramentos do depósito C1. (a) referências dos cortes; (b) valores da espessura total do depósito em cm; (c) valores médios do diâmetro máximo dos clasto de pedra pomes, em cm; (d) valores médios do diâmetro máximo dos clasto líticos, em cm .....  | 147 |
| <b>Fig. 4.7</b> – Variação lateral de fácies em cortes do depósito C1 e histograma da distribuição da população granulométrica de um leito da base do depósito em FyC-197. PP – pedra pomes; Lit – líticos; Crist – cristais; N.sep – não separados. ....   | 148 |
| <b>Fig. 4.8</b> – Cortes ilustrativos da estratigrafia fina do depósito C2. ....  | 150 |
| <b>Fig. 4.9</b> – Distribuição do leito de lapilli C2L1 do depósito C2. Valores de espessura em cm.....   | 151 |
| <b>Fig. 4.10</b> – Análises granulométricas de amostras de canal do leito C2L1. (a) FyS-96 colhida em FyC-177, a 6.6 km da fonte e (b) FyS-77 colhida em FyC-31, a 3.25 km da fonte. Campos de queda e fluxo de Walker, (1971). Legenda como na Fig. 4.7.....   | 151 |
| <b>Fig. 4.11</b> – Mapas de isopacas e isopletras de pedra pomes e líticos do conjunto dos leitos C2L2, C2A1, C2L3, C2A2 e C2L4. (a) isopacas; (b) isopletras de pedra pomes; (c) isopletras de líticos. Medidas apresentadas em cm.....  | 153 |
| <b>Fig.4.12</b> – Mapa de isopacas de C2A3, em cm .....   | 154 |
| <b>Fig. 4.13</b> - Mapa de isopacas da totalidade do depósito C2, em cm .....   | 155 |
| <b>Fig. 4.14</b> – Cortes ilustrativos do depósito C3, num perfil aproximadamente transversal ao eixo de dispersão.....   | 157 |

|   |     |
|---|-----|
| Fig. 4.15 - Mapas de isopacas e isopletras, em cm, da totalidade do depósito C3. (a) isopacas; (b) isopletras de pedra pomes e (c) isopletras de líticos. Os círculos assinalados no mapa de isopacas marcam os locais das amostras submetidas a análise granulométrica.....  | 158 |
| Fig. 4.16 – Projecção dos parâmetros granulométricos das amostras de C3 num gráfico de $\sigma\phi$ vs $\phi$ (campos de queda e fluxo definidos por Walker, 1971) .....  | 159 |
| Fig. 4.17 – Análises granulométricas e de componentes de C3. As amostras são representativas de toda a espessura do depósito, em cada local, e foram colhidas ao longo de um perfil aproximadamente perpendicular ao eixo de dispersão (Fig. 4.15a). A coluna da esquerda representa a distribuição granulométrica e a proporção dos componentes em cada classe. A coluna da direita apresenta as subpopulações que constituem cada amostra, tendo por base uma distribuição log normal, calculada pelo programa SFT V 2.14.0131 de Wohletz, (2001) ..... | 163 |
| Fig. 4.18 – Cortes ilustrativos da estratigrafia fina do depósito C4 .....  | 165 |
| Fig. 4.19 – Variação dos parâmetros granulométricos de C4 em FyC-163, a cerca de 7 km da fonte. O <i>lapilli</i> apresenta uma boa gradação ( $\sigma\phi$ )-e o diâmetro mediano ( $Md\phi$ ) decresce de C4L1 para C4L2. O leito de cinzas C4A1, além de um menor $Dm\phi$ tem também uma menor calibração. De notar a maior proporção de líticos nos <i>lapilli</i> imediatamente abaixo e acima do leito de cinzas. Legenda como na Fig. 4.7.....   | 166 |
| Fig. 4.20 - Projecção dos parâmetros granulométricos das amostras de C4 num gráfico de $\sigma\phi$ vs $\phi$ (campos de queda e fluxo definidos por Walker, 1971). As cinzas hidromagmáticas da base de C4 projectam-se próximo do limite do campo de queda enquanto os leitos de <i>lapilli</i> ocupam uma posição no centro do campo. ....   | 167 |
| Fig. 4.21 - Mapas de (a) isopacas de C4L1 e C4A1; (b) isopletras de pedra pomes de C4L1 e C4A1; (c) isopletras de líticos de C4L1 e C4A1. Medidas apresentadas em cm.....   | 169 |
| Fig. 4.22 - Mapas de isopacas e isopletras, em cm, de C4L2: (a) isopacas; (b) isopletras de pedra pomes; (c) isopletras de líticos.....   | 170 |
| Fig. 4.23 – Isopacas das cinzas C4L2 do topo de depósito C4. Valores de espessura em cm.....  | 171 |
| Fig. 4.24 - Mapas de isopacas e isopletras, em cm, da totalidade do depósito C4: (a) isopacas; (b) isopletras de pedra pomes; (c) isopletras de líticos.....  | 172 |
| Fig. 4.25 – Mapas da distribuição dos depósitos C5 e C6. Os depósitos foram considerados em conjunto, pelo que os valores apresentados reflectem o somatório dos dois. (a) espessura; (b) valores médios do diâmetro máximo dos clasto de pedra pomes; (c) valores médios do diâmetro máximo dos clastos líticos. Todos os valores são apresentados em cm .....   | 174 |
| Fig. 4.26 – Corte geológico de C6 em FyC-95, a cerca de 4,5 km da fonte .....   | 175 |
| Fig. 4.27 – Mapa com a localização dos afloramentos e espessuras de C7 (a preto) e C8 (a azul). Valores das espessuras indicados em cm.....   | 176 |
| Fig. 4.28a – Cortes ilustrativos da estratigrafia fina do depósito C9.....  | 177 |
| Fig. 4.28b – Cortes ilustrativos da estratigrafia fina do depósito C9 .....   | 178 |
| Fig. 4.29 – Distribuição do leito de cinzas C9A1 do depósito C9. Valores de espessura em cm.....  | 179 |
| Fig. 4.30 - Distribuição do leito de cinzas C9L1 do depósito C9. Valores de espessura em cm.....  | 180 |
| Fig. 4.31 - Mapas de isopacas e isopletras, em cm, de C9L2. (a) isopacas; (b) isopletras de pedra pomes e (c) isopletras de líticos .....   | 181 |

|   |     |
|---|-----|
| Fig. 4.32 - Mapas de isopacas e isopletras, de C9L3: (a) isopacas; (b) isopletras de pedra pomes e (c) isopletras de líticos. Valores apresentados em cm .....  | 182 |
| Fig. 4.33 – Distribuição granulométrica da matriz de um leito de C9, rico em líticos grosseiros, em FyC-117, próximo da caldeira (amostra FyS-58). Legenda como na Fig. 4.7 .....   | 183 |
| Fig. 4.34 - Variação dos parâmetros granulométricos, na matriz de C9, em FyC-116. A projecção destes parâmetros num gráfico de $\sigma\phi$ vs $\phi$ (campos de queda e fluxo definidos por Walker, 1971) mostra as amostras no campo misto de queda e fluxo, no entanto, estas amostras não incluem a fracção mais grosseira do depósito. Nesse caso, projectar-se-iam bem dentro do campo de fluxo. Legenda como na Fig. 4.7 ..... | 185 |
| Fig. 4.35 – Mapa de isopacas dos do material hidromagmático do topo do depósito. Valores em cm .....  | 186 |
| Fig. 4.36 - Mapas de isopacas e isopletras, em cm, da totalidade do depósito C9: (a) isopacas; (b) isopletras de pedra pomes; (c) isopletras de líticos. ....   | 188 |
| Fig. 4.37 – Mapa com a localização dos afloramentos e espessuras de C10. Valores das espessuras indicados em cm. ....   | 189 |
| Fig. 4.38 a – Cortes ilustrativos da estratigrafia fina do depósito C11 .....   | 190 |
| Fig. 4.38 b – Cortes ilustrativos da estratigrafia fina do depósito C11 .....   | 191 |
| Fig. 4.39 – Distribuição granulométrica das cinzas de C11A1 em FyC-160, a menos de 500 m do bordo da caldeira, onde se apresentam muito finas e bem calibradas ( $Md=4,2 \phi$ e $\sigma\phi = 1,11$ ) .....  | 192 |
| Fig. 4.40 – Mapa de isopacas de C11A1. Valores de espessura em cm. ....   | 193 |
| Fig. 4.41 - Mapa com a localização dos afloramentos e espessuras de C11A2. Valores das espessuras indicados em cm .....   | 194 |
| Fig. 4.42 – Esquema de leitos com variação lateral de espessura a preencher uma depressão em FyC-160 .....  | 196 |
| Fig. 4.43 – Esquema de leito de cinzas emplastado contra um lítico, em FyC-131 .....  | 196 |
| Fig. 4.44 - Parâmetros granulométricos de diversos leitos de C11A2 em FyC-160, a cerca de 200m do bordo da caldeira. Legenda como na Fig. 4.7. ....   | 198 |
| Fig. 4.45 - Parâmetros granulométricos de diversos leitos de C11A2 em FyC-131, a cerca de 500 m do bordo da caldeira. Legenda como na Fig. 4.7. ....  | 199 |
| Fig. 4.46 - Mapas de isopacas e isopletras, em cm, de C11L1: (a) isopacas; (b) isopletras de pedra pomes; (c) isopletras de líticos. ....   | 200 |
| Fig. 4.47 – Distribuição dos produtos de C11A3. Espessuras apresentadas em cm. ....   | 201 |
| Fig. 4.48 – Distribuição granulométrica de amostras de canal dos depósitos de escoadas piroclásticas e surges da unidade C11A3. As amostras representam apenas parte da variação vertical do depósito pois não foi possível a amostragem integral da base ao topo do depósito em cada afloramento .....   | 202 |
| Fig. 4.49 - Mapa com a localização dos afloramentos e espessuras de C12. Valores das espessuras indicados em cm .....   | 204 |
| Fig. 4.50 – Classificação de amostras do Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros com base no diagrama $Na_2O+K_2O$ versus $SiO_2$ (Le Bas <i>et al.</i> , 1986).<br>1 - Traquiandesitos; 2 – Traquitos. ....  | 206 |

- Fig. 4.51 – Diagrama de elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) para rochas do Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros. .... 206
- Fig. 4.52 – Variação dos teores (em %) de SiO<sub>2</sub>, MgO, Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O na sequência eruptiva do Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros e respectivas linhas de tendência..... 207

#### IV.2.2.1 – “CAPELINHOS 1957-58, FAIAL, AZORES: DEPOSITS FORMED BY NA EMERGENT SURTSEYYAN ERUPTION” (Artigo publicado)

- Fig. 1 – Location map of Faial Island and the Azores. The area affected by lava flows of the previous eruption in 1672 A.D. are also shown. The location of Fig. 2 is indicated ..... 210
- Fig. 2 – Map of Capelinhos volcano and surrounding area showing sites referred to in text. Orientations of plastered surfaces are shown with *arrows* ..... 211
- Fig. 3 – Exposure occurring to the west of the lighthouse. The exposed face runs approximately NW-SE and forms the most proximal exposed sections of the tuff cone. The location of measured sections in Fig. 4a are shown. The maximum thickness of the tuff cone is approximately 50 m. The feeder dyke of the 23 August 1958 lava flow is visible in the far right. .... 213
- Fig. 4 – **a** Measured sections from within the southern flank of the tuff cone. Distance and direction from vent is shown at the top of each section. **b** Measured sections from the eastern flank of the tuff cone. Weight percent grain-size histograms are shown. Sample numbers that correspond to those in Fig. 14 are shown in the *upper right* of the histograms. *Inset* shows location of east flank sections looking from east from the eastern rim of the tuff cone “P”=tephra plastered against pre-existing cliff face. In both **a** and **b** open/unshaded clasts=vesicular scoria, and shaded/closed symbols=poorly vesicular clasts. For location of sections see Figs.2 and 3..... 213
- Fig. 5 – Measured sections from deposits on the pre-eruption landmass >1 km from the vent. Distances from 1958 vent are shown at the top of each section. weight percent grain-size histograms are also shown with sample numbers shown (*top right*). Tie lines of Mdø connect immediately successive samples. For locations see Fig. 2 ..... 216
- Fig. 6 – Sequence between sites 1 and 7a. Roman numerals at left refer to lithofacies. Note the even thickness of facies I and III. These beds are interpreted as being formed by fallout. **b** Impact structure filled by inversely graded lenses of lithofacies. II banked against the volcano-facing side. Pen is 15 cm long. Vent is to the left in both photos..... 218
- Fig. 7 **a-c** – Typical sandwave bedforms near site 7a between 600 and 700 m from the vent. Bedforms occur at several different horizons. See Figs. 2 and 3 for locations..... 218
- Fig. 8 – **a** View looking south (down current) from site 1a showing the laterally continuous nature of lithofacies III. **b** Lithofacies III showing discontinuous lenses of coarser tephra within an otherwise continuous bed within the tuff cone at site 1 upper (Fig. 3). Light-coloured end of *scale bar* is 5 cm long. *Arrows* point to discontinuous lenses. **c** Tephra banked against the vent-facing side of an outsized clast protruding from the top of a bed of facies type III (lower section, site 1, Fig. 2). Two beds of facies III overlie the outsized clast and show discontinuous coarse lenses within beds of regular thickness. **d** Lithofacies III: tephra banked against outsized clasts occurring within otherwise mantling continuous beds. Location shown in Fig. 6b. Vent is to the left. Light-coloured end of *scale bar* is 5 cmlong. *Arrows* point to small channels formed by runoff, Vent is to left in all photographs..... 219
- Fig. 9 **a-b** – Examples of simultaneous development of both uprush tephra columns and pyroclastic surges seen at various stages during the Capelinhos eruption. Note

|  |     |
|--|-----|
| lighthouse for scale. In both photographs strong winds are causing preferential distribution of the tephra fall. (Courtesy of Foto Jovial, Horta) .....  | 220 |
| <b>Fig. 10</b> – Drawing from a photograph of alternating bedding, lithofacies IV $\approx$ 1 km from the vent at site 10a. Note that some of the laminae bank and thicken slightly against the volcano-facing side of erosional channels and thin over small ridges. <i>Coarse stipple</i> coarse ash aggregates; <i>light stipple</i> non-aggregated fine ash. Vent is to the north (left) .....   | 221 |
| <b>Fig. 11</b> – <b>a</b> Overhanging plastering of tephra at site 20. The overhanging plastered deposits are discontinuous, thickening upwards over the top of the wall. Note the abutting beds, against the overhanging plastered deposits that interpreted as the product of fallout. <i>Arroys</i> with O=locally overhanging tephra. <b>b</b> Vertical plastering of tephra at site 20, 1.2 km southeast of the vent. Note that beds are continuous from the horizontal. Some beds appear and thicken over the crest of the wall.....   | 222 |
| <b>Fig. 12</b> – Proportions of different lithofacies vs distance from the vent. Proportions are derived from percentage thicknesses of measured sections. Lithofacies V: are omitted from this diagrams as this is observed at only one locality .....  | 223 |
| <b>Fig. 13</b> – Grains-size analyses of tephra from Capelinhos. Fields for samples from within the flanks of the tuff cone and outside the tuff cone are given. Two samples of Capelinhos magmatic lapilli are also shown. Field of Surtsey tephra is from Sheridan (1971) .....  | 223 |
| <b>Fig. 14</b> – Histograms showing the vesicularity of six samples at different levels through the Capelinhos tuff cone. Samples numbers ( <i>top left</i> ) correspond to those in Fig. 4. <i>Left column</i> =4 $\emptyset$ , <i>right column</i> =3 $\emptyset$ .....  | 224 |
| <b>Fig. 15</b> – Scanning electron micrographs of: a and b hydromagmatic tephra from Capelinhos, and c fallout tephra from Surtsey Iceland collected in November 1963. Note the variable vesicularity of both of the Capelinhos and Surtsey tephra. All samples are 2 $\emptyset$ (0.5 to 0.25 mm fraction). B blocky; V vesicular; A achneliths. White scale bar=100 $\mu$ m in each photo.....   | 224 |
| <b>Fig. 16</b> – Interpretative diagram of typical surtseyan activity at Capelinhos. During a typical eruptive phase strong local winds disperse the tephra preferentially in one direction. Simultaneous formation of proximal pyroclastic surges and tephra fall generates hybrid deposits within the proximal regions of the tuff cone. Some surges reach distances of 1-2 km. Parts of the centre of the column are envisaged to avoid contact with water and continue to vesiculate during transport upwards. In distal regions wind may affect falling tephra to produce deposits similar to those formed by pyroclastic surges. Not to scale..... | 225 |
| <b>Fig 5.1</b> - Map showing the location of Furnas Volcano and the crater associated with Furnas-C.....   | 229 |
| <b>Fig. 5.2</b> - Composite section of Furnas-C deposit, not to scale. U-1 hydromagmatic massive ash, U-2 alternating ash and lapilli with ash rich top. ....  | 230 |
| <b>Fig. 5.3</b> - Isopach map of U-1( in metres). Arrow points to dispersal axis.....  | 231 |
| <b>Fig. 5.4</b> – a) Isopach (in metres) and isopleth in centimetres) maps of U-2. Arrows indicate dispersal axes. b) - Cross section of U-2 from A to B, perpendicular to the dispersal axis. X is the interception point with the dispersal axis. ....   | 233 |
| <b>Fig. 5.5</b> - Selected sections showing stratigraphic correlations for Furnas-C deposit. Reference (Fc-xx) and distance from source in km are shown below each section. a) - along an E-W direction on the North side of the deposit. Note the increasing importance of ash west of Fc-44. Sections Fc-44 and Fc-91 are at the same distance from source and 0.6 km apart from each other. The base of U-2 changes from clast supported lapilli on Fc-44 to a  |     |

|  |     |
|--|-----|
| matrix supported lapilli with several ash layers with diffuse boundaries on Fc-91.<br>b) - along a N-S direction across the deposit.....   | 236 |
| <b>Fig. 5.6</b> - a) Photograph of a set of cross bedded layers wich form a fairly continuous horizon of reworked material, in site Fc-78. b) Grain size distribution of one of those layers. ....   | 242 |
| <b>Fig. 5.7</b> - a) Photograph of fine lamellar stratification near site Fc-78. Grain size distribution of b) lamellar stratified ash and c) undisturbed ash. ....  | 243 |
| <b>Fig. 5.8</b> - Projection of the thickness of U2 versus distance from the source, for measured sections. Solid line is a visual fit of the maximum thickness of sections with no evidence of rain flushing and dashed line enclose most of the sections in areas affected by rain flushing. ....  | 244 |
| <b>Fig. 5.9</b> - a) Isopach maps for U-2 (in metres). Arrow points wind dispersal axis. Dashed lines are estimated isopach lines for no rain conditions, assuming that under no rain conditions isopachs on the west side of the dispersal axis should be symmetrical to the isopachs on the east side of the axis. b) - Cross section of U-2 from A' to B', perpendicular to the wind dispersal axis. Dashed line is the estimated cross section for no rain conditions. X is the interception point with the isopach dispersal axis and X' is the interception point with the estimated dispersal axis for no rain conditions. .... | 245 |
| <b>Fig. 5.10</b> - Location of historical eruptions in the Azores region (data from Weston, 1964; Queiroz <i>et al.</i> , 1995).....   | 252 |
| <b>Fig. 5.11</b> - Daily number of micro-earthquakes associated to the Serreta Submarine Ridge volcanic eruption registered by the Azores Seismological Surveillance Network .....   | 253 |
| <b>Fig. 5.12</b> - Location of eruptive spots identified during the eruption.....  | 255 |
| <b>Fig. 5.13</b> - Total alkalis-silica diagram (Le Bas <i>et al.</i> , 1986) with samples from the Serreta Submarine Ridge volcanic eruption analysed in this study (black dots) and samples from Terceira after Self (1973) (grey dots) .....  | 257 |
| <b>Fig. 5.14</b> - Gráfico da sonda de fundo do navio Arquipélago, graduado em metros.....   | 262 |
| <b>Fig. 5.15</b> - Distribuição da mancha de cinzas do vulcão da Serreta à superfície do oceano, no dia 22 de Fevereiro de 2000. ....  | 263 |
| <b>Fig. 5.16</b> - Análises granulométricas das cinzas depositadas no fundo, próximo do foco eruptivo .....  | 264 |
| <b>Fig. 5.17</b> - Análises granulométricas das cinzas de um perfil vertical da pluma vulcânica, desde os 300 m de profundidade .....  | 264 |
| <b>Fig. 6.1</b> - Cronograma das erupções do Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros. Às erupções não datadas foram atribuídas idades arbitrárias, assumindo uma distribuição regular entre erupções datadas. ....   | 274 |
| <b>Fig. 6.2</b> - Magnitudes de algumas erupções da formação da Caldeirado Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros.....  | 274 |
| <b>Fig. 6.3</b> - Projecção dos limites máximos das áreas cobertas por: (a) um total de 1 e 2 m de depósitos magmáticos de queda, produzidos por uma erupção semelhante à que originou o depósito C4; (b) um total de 0,01 e 0,5 m de depósitos hidromagmáticos de queda, produzidos por uma erupção semelhante à que está na origem do depósito C11. Ambas as projecções assumem o centro eruptivo no interior da caldeira e o vento a soprar radialmente à caldeira, com intensidades semelhantes às verificadas durante a extrusão de C4 e das cinzas de base de C11, respectivamente. ....   | 276 |
| <b>Fig. 6.4</b> - Variação da carga exercida pelo depósito em função da sua espessura, para leitos de cinzas húmidas e leitos secos de piroclastos de queda. ....  | 277 |

- Fig. 6.5** – (a) Projecção dos limites máximos das áreas potencialmente cobertas por um total de 0,13, 0,26 e 1,3 m de depósitos hidromagmáticos de queda, produzidos por uma erupção semelhante à que originou o depósito C11, considerando o centro eruptivo no interior da caldeira, o vento a soprar radialmente à caldeira, com intensidades semelhantes às verificadas durante a erupção das cinzas de base de C11 e um espessamento secundário do depósito de 160%, semelhante ao verificado no depósito Furnas-C (S. Miguel). (b) Projecção dos valores das cargas, em kg/m<sup>2</sup>, correspondentes às condições de deposição apresentadas em (a) ..... 278
- Fig. 6.6** – Projecção dos limites máximos das áreas cobertas por um total de 1 e 2 m de piroclastos de queda e do máximo alcance de clastos de pedra pomes com 10 cm e líticos com 5 cm de diâmetro, produzidos no decurso de uma erupção semelhante à que originou o depósito Furnas C (Pacheco, 1995)..... 279
- Fig. 6.7** – Projecção das áreas definidas pelo máximo alcance de clastos de pedra pomes com 10 cm e líticos com 5 cm de diâmetro, produzidos no decurso de uma erupção magmática. As áreas foram definidas tendo por base uma erupção semelhante a C9 (a que, de entre a Formação da Caldeira, apresenta maior dispersão de piroclastos de trajectória balística), centrada na caldeira e assumindo uma rotação completa do eixo de dispersão em torno do centro eruptivo ..... 280
- Fig. 6.8** - Ilustração do método utilizado na construção do cone que materializa a razão H/L em torno do ponto central da caldeira.  $\alpha$  - ângulo das vertentes do cone;  $x$  - elevação do vértice do cone acima da cota máxima do bordo da caldeira. Para cada escoada a razão H/L considerada é atingida no ponto de intercepção entre o cone e a superfície topográfica. .... 284
- Fig. 6.9** - Áreas mínimas afectadas por escoadas piroclásticas considerando a dispersão radial destes produtos, com origem à cota máxima do bordo da caldeira e com velocidade inicial de 0 km/h. O alcance das escoadas piroclásticas foi calculado com base em razões: (a)  $H/l = 0,39$  e (b)  $H/L=0,2$ ..... 286
- Fig. 6.10** – Áreas da ilha do Faial afectadas por espessuras superiores a 50 cm de *surges* e/ou escoadas piroclásticas das erupções (a) C9 e (b) C11 ..... 287
- Fig. 6.11** – Áreas mínimas afectadas por *lahars* considerando a dispersão radial destes produtos, com origem nos bordos da caldeira. (a)  $H/l=0,2$  para *lahars* não canalizados e origem no bordo N da caldeira; (b)  $H/l=0,2$  para *lahars* não canalizados e origem no bordo S da caldeira; (c)  $H/L=0,13$  para *lahars* canalizados. Atendendo à morfologia da Península do Capelo é improvável que *lahars* progridam para W da linha assinalada. .... 290
- Fig. 6.12** – Mapa de declives (em graus) da ilha do Faial..... 290
- Fig. 6.13** – Mapa da dispersão das cinzas do Vulcão dos Capelinhos em Junho de 1958 (Garcia, 1964)..... 293
- Fig. 6.14** – Projecção dos limites máximos das áreas cobertas por: um total de 0,1, 1 e 2 m de cinzas, produzidas por uma erupção semelhante à dos Capelinhos; com origem (a) a W do eixo da Península do Capelo e (b) em qualquer ponto da faixa litoral E perpendicular ao *Graben* de Pedro Miguel. Ambas as projecções assumem o vento a soprar radialmente ao centro eruptivo, com intensidades semelhantes às verificadas durante a erupção dos Capelinhos ..... 295
- Fig. 7.1** - Correlações entre a coluna cronoestratigráfica da Formação da Caldeira (Madeira, 1998) e a estratigrafia fina do GSCVC, PP – depósito pomítico de queda; Br - brecha de explosão; Ig – ignimbrito; Sr – depósito de *surge*; L – depósito de *lahar*; Fm – depósito freatomagmático (Datações por <sup>14</sup>C). .... 304
- Fig. 7.2** – Distribuição da actividade magmática e hidromagmática produzida pelo Vulcão da Caldeira durante o GSCVC. .... 305
- Fig. 7.3** – Projecção dos intervalos de tempo que decorreram entre as diversas erupções do GSCVC, tendo por base as erupções datadas e admitindo um espaçamento regular das erupções não datadas (erupções datadas identificadas com marcadores cheios)..... 309

- Fig. 7.4** – Projecção da magnitude de erupções do GSCVC e comparação com as magnitudes de erupções de outros vulcões (Pyle, 2000). ..... 309
- Fig. 7.5** – Mapa com os principais agregados populacionais da ilha do Faial. A frequência com que as áreas actualmente ocupadas por estes centros foram atingidas por produtos vulcânicos nos últimos 16 000 anos é indicada pela escala de cor. O número de residentes de cada freguesia é apontado como um indicador de vulnerabilidade da mesma (número de residentes apurado no censo de 1991). ..... 313

## ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

|   |     |
|---|-----|
| <b>Foto 1.1</b> – Fotografias de Microscópio Electrónico de Varrimento de estrutura típicas de clastos hidromagmáticos. A –Clasto do tipo 1, forma angulosa isométrica (Vulcano); B - grão do tipo 2, forma irregular e superfícies fluidas (Surtsey); C – grão do tipo 3, em forma de musgo (Vulcano); D - grão do tipo 4, em forma de gota (Taal); E - grão do tipo 5, de forma plana (Vulcano); F - cristal perfeito com revestimento de vidro vesiculado (Lipari) (modificado de Sheridan & Wohletz, 1983; Heiken & Wohletz, 1985)..... | 43  |
| <b>Foto 2.1</b> – Escarpa da Falha da Ribeirinha, do <i>Graben</i> de Pedro Miguel.....   | 55  |
| <b>Foto 2.2</b> – Alinhamento de cones de escórias da Falha do Capelo.....  | 55  |
| <b>Foto 2.3</b> – Sismograma da crise de 12 e 13 de Maio de 1958.....   | 60  |
| <b>Foto 2.4</b> – Vista parcial do campo de cones de escórias da Plataforma da Horta.....   | 82  |
| <b>Foto 2.5</b> – Vista do cone de tufos do Monte da Guia.....  | 88  |
| <b>Foto 2.6</b> – Detalhe das ondulações de escorregamento ( <i>slumping</i> ) nos tufos do Monte da Guia.....  | 88  |
| <b>Foto 2.7</b> – Detalhe do <i>lapilli</i> de acreção armado nos depósitos do Monte da Guia.....   | 88  |
| <b>Foto 2.8</b> - Aspecto de uma escoada <i>aa</i> da erupção de 1672.....  | 96  |
| <b>Foto 2.9</b> – Detalhe de uma escoada em “pasta de dentes” da erupção de 1672.....   | 96  |
| <b>Foto 2.10</b> – Vista do domo do Castelo Branco.....   | 97  |
| <b>Foto 3.1</b> – Sequência de depósitos da Formação da Caldeira, na região do Castelo Branco (FyC-31).....   | 115 |
| <b>Foto 3.2</b> – Leito de cinzas de C2 com figuras de fluxo, próximo do domo do Castelo Branco (FyC-168).....  | 115 |
| <b>Foto 3.3</b> – Aspecto do depósito C3 em FyC-50.....   | 116 |
| <b>Foto 3.4</b> – Pedra pomes clara da base de C4. (A quadrícula de fundo tem 5 mm de lado).....  | 118 |
| <b>Foto 3.5</b> – Pedra pomes bandada de C4. (A quadrícula de fundo tem 5 mm de lado).....  | 118 |
| <b>Foto 3.6</b> – Pedra pomes escura do <i>lapilli</i> intermédio de C4. (A quadrícula de fundo tem 5 mm de lado).....  | 118 |
| <b>Foto 3.7</b> – Aspecto geral do depósito C4 na região de Castelo Branco (FyC-163).....   | 119 |
| <b>Foto 3.8</b> – Detalhe do depósito C4 na Serra da Feteira (FyC-101). (a) - zona de <i>lapilli</i> claro; (b) - zona de <i>lapilli</i> escuro; (c) topo de cinzas escuras.....  | 119 |
| <b>Foto 3.9</b> – Aspecto geral do depósito C6 próximo do Cabeço dos Trinta (FyC-109).....  | 121 |
| <b>Foto 3.10</b> – – Detalhe do depósito C6 na Lombega (FyC-95). (a) – leito de pedra pomes da base; (b) – zona de <i>lapilli</i> fino, rico em líticos; (c) zona de <i>lapilli</i> mais grosseiro com gradação normal.....   | 122 |

|  |     |
|--|-----|
| <b>Foto 3.11</b> – Aspecto do depósito C7 em FyC-40 .....  | 123 |
| <b>Foto 3.12</b> – Sequência de depósitos da Formação da Caldeira, na região do alto da Baleia (FyC-53). (a) – C3; (b)-C9; (c)-C10; (d)-C11. ....  | 124 |
| <b>Foto 3.13</b> – Pedra pomes clara da base de C9. (A quadrícula de fundo tem 5 mm de lado) .....   | 125 |
| <b>Foto 3.14</b> – Pedra pomes escura de C9. (A quadrícula de fundo tem 5 mm de lado) .....  | 125 |
| <b>Foto 3.15</b> – Detalhe de um fenocristal máfico de pedra pomes escura de C9. (A quadrícula de fundo tem 5 mm de lado).....   | 125 |
| <b>Foto 3.16</b> – Detalhe do depósito C9 na zona do Cabeço da Vaca: (1) FyC-28; (2) FyC-51. (a) - zona de <i>lapilli</i> fino estratificado da base; (b) – <i>lapilli</i> claro, grosseiro ; (c)– zona de <i>lapilli</i> escuro, rico em líticos com diversos leitos de cinzas; (d) – zona de cinzas maciças.....   | 126 |
| <b>Foto 3.17</b> – Detalhe da base de C9 com uma figura de impacto no depósito subjacente (FyC-110). Neste local o depósito C9 é constituído por cinzas escuras, grosseiras, mal calibradas e ricas em líticos. ....   | 127 |
| <b>Foto 3.18</b> – Clastos de pedra pomes clara e escura de C11. (A quadrícula de fundo tem 5 mm de lado) .....  | 128 |
| <b>Foto 3.19</b> – Pedra pomes de cor rosada, típica de C11. (A quadrícula de fundo tem 5 mm de lado).....   | 128 |
| <b>Foto 3.20</b> – Aspecto da pedra pomes escura e mais densa de C11. (A quadrícula de fundo tem 5 mm de lado) .....   | 128 |
| <b>Foto 3.21</b> – Aspecto da base de C11 na zona do cone do Rinquim (FyC-55). (a) alternância de leitos de cinzas e <i>lapilli</i> fino; (b) <i>lapilli</i> de queda. ....  | 129 |
| <b>Foto 3.22</b> – Detalhe de uma chaminé fumarólica de uma escoada piroclástica de C11, no Graben de Pedro Miguel (F-73). ....  | 130 |
| <b>Foto 3.23</b> - Clastos rolados de um leito lenticular de C11 (FyC-38). ....  | 130 |
| <b>Foto 3.24</b> – Fragmentos de carvão em C11 (F-38). ....  | 130 |
| <b>Foto 3.25</b> – Aspecto de C11, próximo do Alto do Chão (FyC-77), com uma espessura total superior a 14 m. A secção inferior do depósito é dominada por leitos de <i>lapilli</i> de queda, suportado por clastos, intercalados por alguns leitos com matriz de cinzas. O topo do corte é ocupado por uma série de unidades de fluxo com variação lateral de espessura. .... | 131 |
| <b>Foto 3.26</b> – Aspecto de C11 próximo da caldeira, com uma zona rica em líticos grosseiros no seio de uma matriz de cinzas escuras e mal calibradas, (FyC-130).....  | 131 |
| <b>Foto 3.27</b> – Sequência de depósitos da Formação da Caldeira, na região do Cabouco (FyC-35).....  | 132 |
| <b>Foto 3.28</b> – Cone de escórias de C13, no interior da Caldeira. ....  | 133 |
| <b>Foto 3.29</b> – Vista do campo fumarólico surgido no interior da Caldeira, na sequência da erupção freática de 14 de Maio de 1958 (Fotografia gentilmente cedida por Foto Jovial). ....   | 134 |
| <b>Foto 4.1</b> – Aspectos do depósito pomítico grosseiro da fase final do Grupo Inferior do Complexo Vulcânico dos Cedros. (a) zona do topo do depósito, rica em clastos de traquito (s./) e obsidiana (FyC-69); (b) zona de pedra pomes grosseira e bem vesiculada, menos rica em clastos de traquito e obsidiana (FyC-177).....   | 145 |
| <b>Foto. 4.2</b> – Fotografia de microscópio electrónico de varrimento de cinzas de C2L1: (a) clasto pomítico bem vesiculado; (b) clasto com vesicularidade reduzida; (c) 1 - lítico,  |     |

|  |     |
|--|-----|
| 2 - clastos revestidos por agregados de cinzas finas, característicos de depósitos húmidos; (d) clasto com cinzas finas agregadas; e forma arredondada; (e) e (f) detalhe do revestimento de cinzas agregadas do clasto anterior.....  | 152 |
| <b>Foto. 4.3</b> – Fotografia de microscópio electrónico de varrimento de cinzas de C9: (a) clasto do tipo 1 ( <i>blocky</i> ) com vestígios de vesículas separadas por septos finos e partículas finas de poeira “colados” às superfícies do grão; (b) clasto do tipo 1 com vesículas deformadas e arestas lascadas pelos choques com outras partículas; (c) detalhe do clasto “b” com uma vesícula de cerca de 1 µm; (d) clasto do tipo 2 ( <i>moss-like</i> ); (e) conjunto de clastos onde se destaca um bem vesiculado e dois densos com superfície irregular e algum arredondamento; (f) clastos do tipo 2 com abundantes partículas finas aglutinadas na sua superfície e diversas fendas superficiais; (g) cristal; (h) aspecto geral da amostra onde se destaca o arredondamento dos grãos.....   | 187 |
| <b>Foto 4.4</b> – Leitos com variação lateral de espessura a preencher uma depressão em FyC -160.....  | 196 |
| <b>Foto 4.5</b> – Leito de cinzas emplastado contra um lítico, em FyC-131.....   | 196 |
| <b>Foto 4.6</b> – Aspecto do depósito C11 na fajã da Baía das Cabras (Praia do Norte).....   | 197 |
| <b>Foto. 4.7</b> – Fotografia de microscópio electrónico de varrimento de cinzas de C11A3: (a) e (b) clastos pomíticos bem vesiculados; (c) detalhe de um clasto bem vesiculado; (d) clastos densos e pouco vesiculares com arredondamento; (e) e (f) conjuntos de clastos pomíticos e <i>shards</i> resultantes da fragmentação das paredes das vesículas; (g) fenocristal com um fino revestimento de vidro vesicular ( <i>bubble-wall texture</i> ); (h) detalhe do revestimento do cristal de (g).....   | 203 |
| <b>Foto 5.1</b> – Leaf mould preserved in massive ash of U-1 in site Fc-88.....  | 232 |
| <b>Foto 5.2</b> – Photograph of stratified <i>lapilli</i> layers of U2, in Salto do Cavalo road.....   | 240 |
| <b>Foto 5.3</b> - Picture of floating lava blocks taken during a helicopter flight on January 8, 1998.....   | 255 |
| <b>Foto 5.4</b> - Sample collected on February, 10. Note the void interior and the thin crust that prevented gas to escape.....  | 256 |
| <b>Foto 5.5</b> - Steaming lava balloon just after it reached the sea surface. ....  | 259 |
| <b>Foto 5.6</b> - Aspectos da mancha produzida à superfície do mar pela pluma vulcânica.....   | 263 |
| <b>Foto 5.7</b> – Fotografias de microscópio electrónico de varrimento de cinzas da pluma vulcânica da Serreta. (a), (b) e (c) – partículas de forma tabular, com estrias longitudinais resultantes do estiramento das vesículas; (d) - partículas aciculares, semelhantes a cabelos de <i>Pele</i> , formadas por fragmentos de magma estirados; (e) – detalhe de um dos fragmentos de (d), onde se destacam delicadas estruturas com a superfície dominada pela tensão superficial do magma, evidenciando uma elevada fluidez; (f) - partícula com vesículas tubulares; (g) – pequenos fragmentos aciculares moldados à superfície de um clasto maior; (h) detalhe de um dos clastos aciculares de (g); (i) e (j) - clastos bem vesiculados, com vesículas aproximadamente esféricas e de superfícies suaves; (k) vesículas achatadas; (l) – fragmento da parede de uma vesícula de maiores dimensões..... | 266 |
| <b>Foto 5.8</b> – Fotografias de microscópio electrónico de varrimento de fragmentos da superfície externa dos balões da lava. (a) e (b) fragmentos com deformação das vesículas; (c) fragmento bem vesiculado; (d) Fragmento com superfície suave.....  | 267 |
| <b>Foto. 5.9</b> – (a), (b) e (c) - fragmentos densos pouco vesiculados; (d) – estrutura aberta, resultante da coalescência de vesículas.....  | 268 |
| <b>Foto 6.1</b> – Aspecto do Farol do Capelo e de alguns edifícios vizinhos, durante uma fase surtseiana da erupção dos Capelinhos, onde se distinguem diversos telhados colapsados sob o peso das cinzas húmidas, enquanto se mantêm preservadas algumas delicadas estruturas verticais como um poste eléctrico ou as chaminés dos edifícios.   |     |

|  |     |
|--|-----|
| Este local situa-se a aproximadamente 500 m da cratera (Fotografia gentilmente cedida por Foto Jovial).....  | 296 |
| <b>Foto 6.2</b> – Casa sujeitas a acumulações de mais de 2 m de espessura de cinzas e cujos telhados não desabaram por terem sido alvo de operações de limpeza regulares (Fotografia gentilmente cedida por Foto Jovial) ..... | 296 |

## ÍNDICE DE QUADROS E TABELAS

|   |     |
|---|-----|
| <b>Quadro 1.1</b> – Fragmentação vulcanoclástica. Adaptado de Cas & Wright (1988) e Heiken & Wohletz (1991).....  | 2   |
| <b>Quadro 1.2</b> – Actividade hidrovulcânica.....  | 51  |
| <b>Quadro 2.1</b> – Características das formas hidromagmáticas.....   | 86  |
| <b>Tabela 2.1</b> – Lista dos principais sismos sentidos no Faial (Coutinho, 2000). ....  | 59  |
| <b>Tabela 2.2</b> – Distribuição dos cones de escórias pelas zonas geomorfológicas do Faial. ....   | 77  |
| <b>Tabela 2.3</b> – Parâmetros morfométricos de alguns cones de escórias da ilha do Faial.....  | 79  |
| <b>Tabela 2.4</b> – Parâmetros morfométricos dos cones de tufos da ilha do Faial. ....  | 89  |
| <b>Tabela 4.1</b> - Quantidades relativas de pedra pomes e líticos de C3 na fracção $\geq 0,5$ mm .....   | 160 |
| <b>Tabela 5.1</b> - Samples of U-1 and U-2 pumice are from the same exposure. The obsidian sample was collected on the lower layers of the proximal deposits. The analyses were made by XRT in Luton University ..... | 238 |
| <b>Tabela 6.1</b> - Critérios para a identificação de vulcões de alto <i>hazard</i> .....   | 273 |
| <b>Tabela 7.1</b> - Dispersão máxima dos produtos de queda.....   | 310 |
| <b>Tabela 7.2</b> - Frequência da ocorrência dos diversos perigos vulcânicos, com origem no Vulcão da Caldeira, nas freguesias do concelho da Horta para os últimos 16 000 anos.....                                  | 312 |
| <b>Tabela 7.3</b> - Seriação da exposição dos agregados populacionais do Faial a vários perigos vulcânicos .....  | 313 |

## AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho só foi possível com a colaboração de diversas pessoas e instituições a quem aqui agradeço:

ao meu orientador, Professor Doutor John Guest, pelo incentivo e disponibilidade que muito contribuíram para concretização deste trabalho;

ao meu co-orientador Professor Doutor João Luís Gaspar, pelo estímulo e dedicação que dispensou ao longo do meu percurso universitário;

aos colegas e amigos João Gaspar, Rui Coutinho, Maria Helena, Gabriela Queiroz, Teresa Ferreira, Nicolau Wallenstein, António Trota, Jorge Medeiros e Armindo Rodrigues o inestimável apoio nos trabalhos de campo e de laboratório, e o interesse e disponibilidade sempre manifestados durante todo decurso deste trabalho;

a Paul Cole, Angus Duncan, George Walker e David Chester a profícua troca de ideias e experiências de campo;

a Fátima Medeiros a dedicação e empenho demonstrados no trabalho laboratorial e aos funcionários do Departamento de Geociências, em especial ao José Medeiros, o apoio na área da digitalização de dados;

à Universidade dos Açores, na pessoa do Magnífico Reitor Professor Doutor Vasco Garcia, por todo o apoio logístico e financeiro concedidos;

ao Departamento de Geociências, na pessoa da sua Directora Doutora Gabriela Queiroz, pelo empenho e apoio manifestados;

ao Centro de Vulcanologia e Avaliação de Riscos Geológicos, na pessoa do seu Director Professor Doutor João Luís Gaspar, pelo apoio e facilidades concedidas;

ao Departamento de Biologia na pessoa do seu Director, Professor Doutor António Martins, pelas facilidades concedidas na utilização do Laboratório de Microscopia Electrónica;

ao Instituto de Meteorologia, nas pessoas da Dr.<sup>a</sup> Luísa Senos, Sr.<sup>a</sup> Olívia Branco, Sr. Manuel Rodrigues e Sr. Fernando, pelo apoio e facilidades logísticas concedidas;

à minha mulher, pela incansável ajuda e pelo inestimável apoio durante todo este processo;

aos meus pais por todo o apoio e interesse sempre demonstrados.

## PREÂMBULO

As erupções hidromagmáticas envolvem a interacção directa entre o magma e uma fonte de água externa, que poderá ser um corpo superficial ou um aquífero, facto que se reflecte na transferência da energia térmica do magma para energia mecânica da mistura de fluido e piroclastos. A eficiência do processo determina o subsequente desenvolvimento do fenómeno, potenciando uma maior fragmentação e conseqüentemente a produção de depósitos vulcânicos com características particulares.

O contexto em que se insere a actividade vulcânica no arquipélago dos Açores é, naturalmente, favorável à ocorrência de erupções hidromagmáticas. A erupção do Vulcão dos Capelinhos (1957/58), junto à costa NW da ilha do Faial, constitui um marco na história da vulcanologia enquanto Ciência e o seu impacto está ainda bem vivo na memória dos açorianos. As erupções históricas que tiveram lugar em 1630, no Vulcão das Furnas da ilha de S. Miguel, e em 1998/2001 na zona da Serreta, ao largo da costa W da ilha Terceira, ilustram, por seu turno, o comum desenvolvimento de eventos deste tipo no interior de caldeiras ou no mar, ao largo das ilhas.

A história eruptiva do arquipélago dos Açores está, de facto, marcada por uma intensa actividade hidromagmática, tornando-se, pois, evidente, o interesse que o estudo de fenómenos deste tipo comporta no que concerne à definição do *hazard* e à mitigação do risco vulcânico na região. Com o presente trabalho pretende-se contribuir para a caracterização vulcanológica da ilha do Faial, para a compreensão da importância do hidrovulcanismo na sua história eruptiva e para a avaliação do *hazard* (perigo) associado.

No primeiro capítulo resumem-se os mecanismos de fragmentação envolvidos nos processos piroclásticos, em particular os relacionados com a fragmentação hidrovulcânica, e apresenta-se uma sistematização desses conceitos com base numa terminologia em língua portuguesa, adoptada no presente trabalho.

O segundo capítulo incide sobre as formas e estruturas vulcano-tectónicas da ilha do Faial, abordando-se resumidamente seu o enquadramento geográfico e geológico. No que respeita às formas vulcânicas, efectuou-se a análise geomorfológica das diversas formas identificadas na ilha, nomeadamente: vulcões centrais, cones de escórias e formas hidrovulcânicas.

O terceiro capítulo é dedicado à vulcanoestratigrafia da ilha do Faial. Neste campo procedeu-se a uma análise das escalas vulcanoestratigráficas publicadas até à data, propondo-se uma redefinição das unidades estratigráficas baseada em critérios genéticos. Ainda neste domínio, apresenta-se uma nova estratigrafia fina dos depósitos resultantes da actividade vulcânica dos últimos 16 000 anos com origem no edifício central do Faial, descrevendo-se detalhadamente todos os depósitos identificados.

A história eruptiva dos diversos sistemas vulcânicos do Faial é analisada no quarto capítulo, onde se apresenta a sequência da edificação da ilha. A distribuição espacial dos depósitos da actividade recente e respectivas estruturas internas são apresentadas e discutidas tendo em vista a interpretação dos mecanismos de génese transporte e deposição envolvidos na sua formação.

No quinto capítulo procede-se à caracterização do ambiente e das condições em que se produziram outras erupções hidrovulcânicas nos Açores, de características distintas das que constituem o registo eruptivo do Faial, nomeadamente, a erupção que originou o depósito Furnas-C (Vulcão das Furnas, S. Miguel) e a erupção submarina do Vulcão da Serreta. Com esta abordagem estende-se a análise dos processos hidrovulcânicos a outros estilos passíveis de ocorrerem no actual enquadramento da ilha.

A integração dos parâmetros eruptivos determinados para as erupções recentes do Faial e para algumas outras erupções hidromagmáticas dos Açores constitui a base para a modelação de erupções, tendo em vista a avaliação do perigo e risco associados a estas manifestações na ilha do Faial. No sexto capítulo apresenta-se tal

análise, fundamentada na discussão de casos seleccionados de sequências eruptivas globalmente representativas da actividade vulcânica hidromagmática observada.

## ABSTRACT

The prevailing context of the volcanic activity at the Azores Archipelago is naturally favourable to the occurrence of hydromagmatic eruptions. The 1957/58 eruption at Capelinhos Volcano, off the NW coast of the island, constitutes an historical landmark for volcanological sciences and the impact of the eruption is well alive in the inhabitants' minds. Historical eruptions that occurred in 1630 at Furnas Volcano, or in 1998/2001 at Serreta, on the W offshore of Terceira Island, clearly illustrate how commonly these events evolve either within volcanic calderas or at sea. This fact stresses the obvious importance of modelling such phenomena in what concerns hazard definition and mitigation of volcanic risk in the region. The scope of this thesis is to contribute to the volcanological characterization of Faial Island, understanding the importance of hydrovolcanism in the eruptive history and the corresponding hazard evaluation.

Four volcanic complexes form the island of Faial: (1) Ribeirinha Volcanic Complex, related to a shield volcano on the NE part of the island; (2) Cedros Volcanic Complex, related to the development of the Caldeira Volcano, located at the central part of the island; (3) Horta Formation that originated Horta Platform on the SE end of the island and (4) Capelo Formation, related to the settlement of an alignment of scoria and basaltic tuff cones W of the Caldeira Volcano. It is assumed that some of these systems may have had simultaneous activity, at least for certain periods, as it is presently observed on the domains of the Caldera volcano and Capelo alignment.

The fine stratigraphy of the products of Caldeira Volcano showed a change on its eruptive style, some 16 000 years ago, from a medium or low basaltic (*s.l.*) explosive activity to a mainly explosive activity of trachytic (*s.l.*) nature. During this period the Caldeira Volcano produced at least 14 eruptions, one of them correlated with the opening of the caldera, 1 000 years ago. The Capelo alignment also produced several eruptions during that time, from which it's worthy to mention the surtseyan eruption of Capelinhos Volcano in 1957/58.

In the recent activity of the Caldeira Volcano there are strictly magmatic and strictly hydromagmatic events. Nevertheless, some eruptions show evidence of magmatic and hydromagmatic phases. Hydromagmatic phases are normally associated to initial or final stages of the eruptions. In the broad spectrum of products of these eruptions one can find fall deposits, surges and pyroclastic flows. Amongst hydromagmatic deposits two types were identified (1) one consisting mainly of fine ashes, interpreted as the result of fragmentation by Fuel Coolant Interaction; (2) the other is composed by pumice lapilli rich in lithics, and is understood as the result of fragmentation caused by vapour explosion of the rocks forming and surrounding the aquifer.

From a geochemical point of view, a tendency for the extrusion of successively less evolved liquids was observed from 16 000 years ago until present. This fact is interpreted as the result of magma chamber replenishment.

The work that was carried out enabled to draw some consideration on volcanic risk, taking in account not just the recent eruptive history of Faial but also some characteristics of other hydromagmatic events, which occurred at other volcanoes from the Azores.

According to a first analysis Capelo Formation and the Caldeira Volcano correspond to the volcanic systems with higher probability of producing future events. On a second level one should point Horta Platform and finally, although with lower probability, one cannot exclude volcanic activity along the faults of Pedro Miguel Graben, not only along the subaerial spots but also on their submarine extension to Pico island.

In what concerns eruptive frequency, it was not regularly distributed along time, and it was observed that it has greatly increased until nowadays. However, most of the eruptions of the Caldeira Volcano during that period are characterized by a low to medium magnitude.

Considering the different eruptive styles observed, some critical parameters of interest on the areas of risk assessment for fall deposits, pyroclastic flows, surges and lahars were determined.

## I – INTRODUÇÃO

A actividade vulcânica na Terra é condicionada pela dinâmica interna do planeta, pelo que a sua distribuição à superfície esboça um padrão de faixas activas correspondentes às margens das placas tectónicas, para além de algumas zonas intraplaca. Esta distribuição cobre uma grande diversidade de ambientes, desde o vulcanismo submarino de grande profundidade às erupções sob glaciares ou ao vulcanismo subaéreo.

Todas estas manifestações vulcânicas têm, no entanto, aspectos comuns. Resultam, de uma forma ou de outra, da génese de magma no interior da Terra, da sua ascensão devido à menor densidade relativamente às rochas encaixantes e da sua extrusão à superfície do planeta. Por outro lado, os mecanismos de diferenciação magmática, incluindo os de ordem interna, como a cristalização fraccionada, e os suscitados por factores externos, como a assimilação, a contaminação ou a mistura de magmas, determinam em grande medida os estilos eruptivos que caracterizam a extrusão dos magmas à superfície. Adicionalmente, contribuem também para a multiplicidade de estilos eruptivos observados, variáveis exógenas relacionadas com o meio onde se desenvolve a erupção, destacando-se, neste contexto, a eventual interacção do magma com água externa.

Da interacção das diversas variáveis expostas resulta, na verdade, um grande leque de produtos vulcânicos e estilos eruptivos que, normalmente, se dividem em dois grandes grupos, no que respeita ao seu modo de extrusão. Distingue-se então, o vulcanismo efusivo onde a fragmentação do magma tem um papel acessório e o vulcanismo explosivo onde a fragmentação é o mecanismo fulcral. Dentro do leque assim definido, destaca-se o vulcanismo hidromagmático, entendido como o vulcanismo onde a interacção magma/água desempenha um importante papel na dinâmica eruptiva.

## I.1 FRAGMENTAÇÃO

Os processos de fragmentação dividem-se em duas categorias: (1) processos primários e (2) processos secundários.

Os processos primários são contemporâneos dos fenómenos eruptivos e designam-se por processos vulcaniclásticos, resultando dos mecanismos que se sistematizam no Quadro 1.1.

**QUADRO 1.1**

| Fragmentação Vulcaniclástica |  |
|------------------------------|--|
| Processos                    | Mecanismos                                 |
| Fragmentação piroclástica    | Explosão magmática                         |
|                              | Explosão de vapor ou freática              |
|                              | Explosão hidromagmática                    |
| Fragmentação autoclástica    | Autobrechificação de escoadas lávicas      |
|                              | Estalamento por choque térmico e retracção |
|                              | Abrasão dos clastos durante o transporte   |

Adaptado de Cas & Wright (1988) e Heiken & Wohletz (1991)

Os processos secundários resultam da fragmentação epiclástica, isto é, dos processos superficiais, como a meteorização ou a erosão, responsáveis pela alteração das rochas expostas à superfície da Terra, pelo que não cabem no âmbito do presente trabalho.

### I.1.1 PROCESSOS DE FRAGMENTAÇÃO PIROCLÁSTICA

Os processos piroclásticos são os mecanismos de fragmentação que dominam as erupções explosivas.

As primeiras interpretações conhecidas do funcionamento dos vulcões chegam-nos do Sec. VI A.C., pelo matemático grego Thales que imagina a Terra como um disco flutuando num oceano de água e onde todas as convulsões da Terra têm origem na água. No Sec. IV A.C. Platão (428-347 A.C) defende que o interior da Terra é percorrido por uma rede de canais com águas quentes e frias e por um grande rio de fogo que alimentava os vulcões e tinha a capacidade de fundir a terra. Com Aristóteles (384-322 A.C.) surge o reconhecimento da libertação de gases durante as erupções. Segundo este, o fogo subterrâneo resultaria dos choques e atrito entre as partículas do ar que era forçado através das estreitas passagens das crateras vulcânicas (Kraft, 1993).

Mais tarde, Séneca (4 A.C.- 65 D.C.) propõe que os gases excitados pelo fogo subterrâneo controlam a força da explosão vulcânica e que cada vulcão tem a sua própria fonte de fogo (Kraft, 1993). O contributo deste filósofo estabeleceu dois conceitos básicos da vulcanologia actual: a ideia de que a pressão dos voláteis é o motor das erupções e o da existência de câmaras “magmáticas”, princípios que só muito mais tarde viriam a ser retomados.

De facto, são os gases que controlam a fragmentação piroclástica. De acordo com a origem dos voláteis intervenientes e do material fragmentado, distinguem-se três tipos de fragmentação piroclástica: (1) fragmentação por explosão magmática, quando esta é produzida pelos voláteis magmáticos e origina depósitos constituídos por material juvenil, (2) fragmentação por explosão de vapor ou freática, quando a fonte de vapor é externa ao magma e não chega a contactar com este, fragmentando exclusivamente as rochas que envolvem a fonte de vapor, e (3) fragmentação por explosão hidromagmática, quando os gases provêm de um corpo de água externo em contacto com o magma, fragmentando-o.

### I.1.1.1 VESICULAÇÃO

A formação de vesículas no magma depende do seu teor em voláteis e da pressão de vapor em relação à pressão confinante. Os voláteis mais abundantes nos líquidos magmáticos são  $H_2O$  (35 a 90 mol%),  $CO_2$  (5 a 50 mol%) e  $SO_2$  (2 a 30 mol%), enquanto o  $H_2$ , o  $CO$ , o  $COS$ , o  $H_2S$ , o  $S_2$ , o  $O_2$ , o  $HCL$ , o  $N_2$ , o  $HF$ , o  $HB$ , o  $HI$ , os metais alogénicos e os gases raros são constituintes menores (inferior a 2 mol%) (Anderson, 1975, *in* Fisher & Schmincke, 1984; Basaltic Volcanism Study Project, 1981, *in* Fisher & Schmincke, 1984; Gerlach, 1981, *in* Fisher & Schmincke, 1984). Alguns destes constituintes representam uma fracção considerável da percentagem em peso do magma, como a água que pode atingir valores de 10% em peso (Fisher & Schmincke, 1984). Embora a taxa de nucleação (formação de núcleos gasosos no seio de um líquido, por exsolução de voláteis) seja mais ou menos independente da espécie gasosa, é extremamente sensível à pressão de sobressaturação de voláteis no líquido e logo fundamentalmente controlada pelas pressões de  $H_2O$  e  $CO_2$  (Sparks, 1978).

A exsolução começa quando a pressão de vapor dos constituintes voláteis do magma é suficientemente grande para vencer a pressão confinante, logo quanto maior o teor em voláteis maior a pressão de vapor destes e, conseqüentemente, maior a profundidade a que a exsolução se pode iniciar (Cas & Wright, 1988). Um magma riolítico com 2 a 3% de água pode iniciar a vesiculação a profundidades de 1 a 3 km (Murase & McBirney, 1973, *in* Heiken & Wohletz, 1991) e se tiver  $CO_2$  pode começar a nucleação a profundidades ainda maiores (Holloway, 1976, *in* Heiken & Wohletz, 1991). Wilson *et al.*, (1980) apontam profundidades da ordem dos 5.4 km para o início da exsolução dos gases de um líquido com 5% de  $H_2O$ .

Um dos mecanismos desencadeadores da nucleação é a despressurização do magma, por exemplo durante a sua ascensão. Daí resulta não só a diminuição da pressão litostática como a redução da solubilidade dos voláteis no magma e conseqüentemente o aumento da sua pressão de vapor. As vesículas geradas deste modo correspondem à primeira ebulição (Cas & Wright, 1988; Francis, 1993).

O outro processo desencadeador da nucleação é a cristalização de fases minerais anidras a partir do magma. Da cristalização resulta, por um lado a redução de volume do magma, por outro, o aumento das pressões de vapor, pois aumenta a concentração de voláteis no líquido residual e, sendo uma reacção exotérmica, contribui ainda para a manutenção de elevadas temperaturas no magma. Neste caso estamos perante uma segunda ebulição (Cas & Wright, 1988; Francis, 1993).

Experiências realizadas em riolitos calcoalcalinos com 4 a 5 %, em peso de água mostraram que para líquidos homogéneos (nucleação homogénea), sem fases cristalinas, uma diminuição de pressão de 100 atm não produz nucleação, entre 150 e 700 atm apenas uma nucleação moderada e só acima de 800 atm se verifica uma nucleação extensa, enquanto que para um líquido semelhante ao anterior, mas com micrólitos, abaixamentos de pressão inferiores a 10 atm podem gerar nucleação (nucleação heterogénea) (Hurwitz & Navon, 1994, *in* Dingwell, 1998).

De facto, todo o processo de exsolução de voláteis é facilitado pela presença de elementos surfactantes no magma e de elementos indutores de nucleação como as faces dos cristais em suspensão, pelo que bastam pequenas pressões de sobressaturação, de apenas alguns bars, para desencadear a nucleação (Sparks, 1978). No entanto, nem todas as vesículas são viáveis pois para além da pressão confinante têm que vencer a pressão da tensão superficial da vesícula que é inversamente proporcional ao seu raio (Equação 1.1) (Sparks, 1978). Na verdade, a pressão no interior de uma vesícula é o somatório da pressão magmática, da inércia e da força viscosa do magma na parede da vesícula e da pressão da tensão superficial (Cas & Wright, 1988).

Define-se, assim, um raio crítico, abaixo do qual as vesículas tendem a decrescer, pelo que os piroclastos não deverão conter vesículas inferiores a alguns  $\mu\text{m}$  (Fig. 1.1) (Sparks, 1978). De facto, alguns estudos mostraram que escórias e pedra pomes raramente apresentam vesículas com raios inferiores a 5  $\mu\text{m}$  (Heiken, 1972).

Uma vez formadas as vesículas, o seu crescimento processa-se por difusão de gás ou por descompressão do gás no seu interior devido à redução da pressão confinante. A

difusão é dependente da composição dos voláteis, da sua solubilidade, do coeficiente de difusão e do grau de sobressaturação, enquanto a diminuição da pressão confinante é função da velocidade de ascensão do magma, da velocidade de ascensão das vesículas dentro do próprio magma e da taxa a que o magma é removido na sua superfície livre (Francis, 1993; Sparks, 1978).

### EQUAÇÃO 1.1

|                     |   |
|---------------------|---|
| $P\sigma=2\sigma/R$ | (McBirney & Murase, 1970, <i>in</i> Sparks, 1978) |
| $P\sigma$           | pressão da tensão superficial da vesícula         |
| $\sigma$            | tensão superficial do magma                       |
| $R$                 | raio da vesícula                                  |

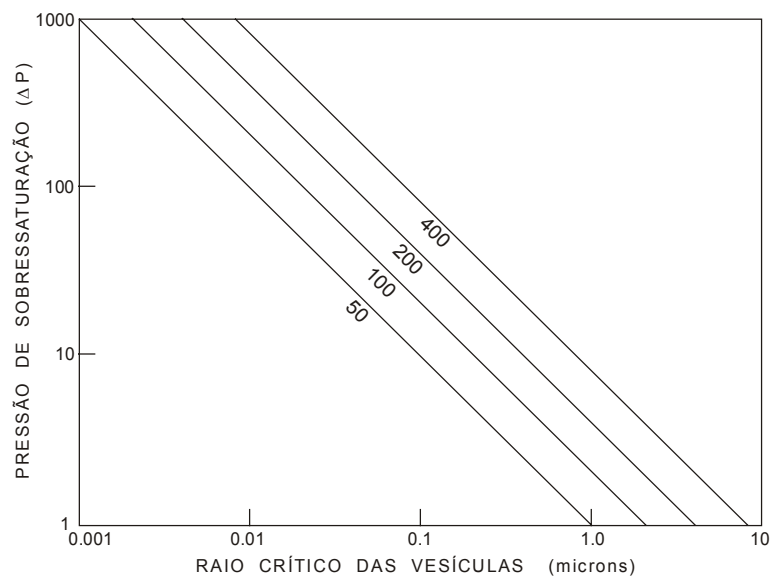


Fig. 1.1 – Relação entre a pressão de sobressaturação e o raio crítico de vesículas para valores de tensão superficial de 50, 100, 200 e 400 dine cm<sup>-1</sup>, cobrindo um leque de valores comuns em magmas (Sparks, 1978).

Williams e McBirney (1979) apontam velocidades de crescimento radial de 0.5 mm s<sup>-1</sup> para uma vesícula com um diâmetro inicial de 10 mm num líquido basáltico que ascende a 1 m s<sup>-1</sup>, evidenciando um crescimento muito rápido.

Num estudo numérico do crescimento de vesículas num líquido magmático infinito, considerando a água como única espécie volátil, Sparks (1978) propõe que, embora nenhum dos processos de difusão e descompressão seja negligenciável, a transferência de massa por difusão domina o rápido crescimento inicial das vesículas,

enquanto a descompressão se torna progressivamente mais importante com a redução da profundidade e o empobrecimento do líquido em voláteis (Fig. 1.2b). Assim a taxa de crescimento diminui continuamente enquanto o processo é dominado pela difusão e aumenta quando a descompressão se torna dominante (Fig. 1.2a). Ambos os processos são dependentes do tamanho das vesículas, sendo tanto mais eficazes quanto maior a vesícula. A difusão é predominante nas vesículas pequenas e nas que ascendem lentamente, enquanto a descompressão é dominante nas vesículas grandes e nas que ascendem rapidamente ou, em todas as vesículas, quando as pressões são baixas (Sparks, 1978).

Proussevitch e Sahagian (1996, *in* Dingwell, 1998) apontam ainda a taxa de descompressão como um importante controle no processo de desgaseificação. De acordo com estes autores, para velocidades de ascensão superiores a  $10 \text{ ms}^{-1}$  a desgaseificação é insignificante até o magma chegar à superfície, enquanto que para velocidades de ascensão inferiores a  $0.1 \text{ ms}^{-1}$  a desgaseificação processa-se até ao equilíbrio, o que impede o desenvolvimento de grandes pressões de sobresaturação de voláteis no magma.

As dimensões finais das vesículas são bastante sensíveis ao coeficiente de difusão e ao tempo disponível para as transferências de massa, assim; as primeiras vesículas a formarem-se terão mais tempo para as transferências de massa e as vesículas mais tardias formar-se-ão num ambiente mais empobrecido em voláteis. Esta observação poderá justificar o facto de as vesículas serem geralmente maiores nos líquidos basálticos do que nos líquidos traquíticos onde o coeficiente de difusão é menor e a taxa de extrusão é geralmente maior (Sparks, 1978). A modelação do crescimento de vesículas em líquidos basálticos aponta para a probabilidade destas crescerem até diâmetros de 1 a 50 mm, enquanto que em líquidos riolíticos o seu diâmetro deverá atingir apenas 0.01 a 10 mm. De facto, verifica-se que a dimensão média dos vacúolos nas escórias basálticas é pelo menos uma ordem de magnitude maior que nas pedras pomes riolíticas (Sparks, 1978).

As dimensões máximas das vesículas podem, no entanto, atingir dimensões muito superiores às previstas por Sparks (1978). Blackburn *et al.*, (1976) referem a ocorrência

de bolhas de gás com 10 metros de diâmetro em Hemaey e de explosões predominantemente de gás em Stromboli, onde a quantidade de gás libertada é bastante superior à quantidade que poderia estar dissolvida no magma envolvido. Estas observações evidenciam o processo de segregação e acumulação de gases em líquidos basálticos que proporcionam o desenvolvimento de grandes bolhas de gás por coalescência de vesículas menores ou por nucleação a grandes profundidades de gases pouco solúveis (Blackburn *et al.*, 1976; Sparks, 1978; Williams & McBirney, 1979).

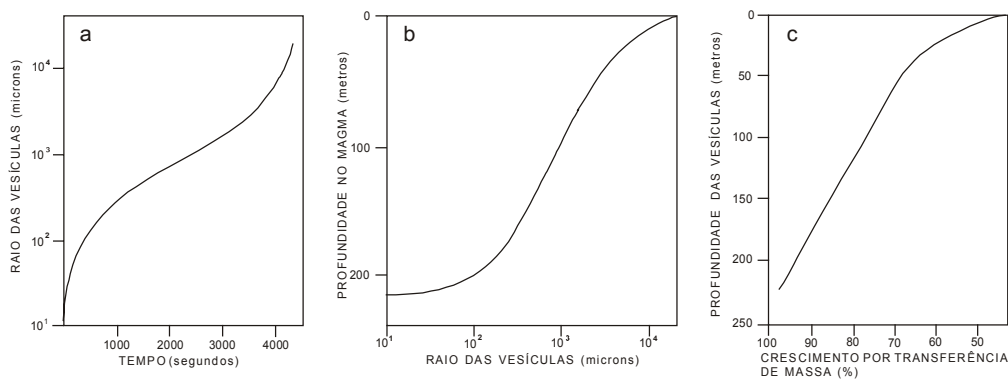


Fig. 1.2 – Simulações de taxas de crescimento de vesículas em magmas basálticos com viscosidade de  $10^3$  poise, temperatura de  $1100^\circ\text{C}$ , com uma velocidade de ascensão do magma de  $5\text{ m s}^{-1}$  e um coeficiente de difusão de  $1.5 \times 10^{-6}\text{ cm}^2\text{ s}^{-1}$ . O magma é removido com uma velocidade idêntica à de ascensão. (a) variação do raio da vesícula com o tempo, (b) variação do raio da vesícula com a profundidade na coluna magmática e (c) porcentagem de crescimento devido à transferência de massa em função da profundidade na coluna magmática. (adaptado de Sparks, 1978).

Durante o processo de ascensão do magma, o arrefecimento e a perda de voláteis levam a um aumento da sua viscosidade e, conseqüentemente, ao abrandamento da taxa de expansão das vesículas (Sparks, 1978). O crescimento de vesículas próximas pode mesmo ser inibido quando a viscosidade do magma já não permite o seu movimento entre as finas paredes das vesículas em expansão (Sparks, 1978; Bennett, 1974, *in* Sparks, 1978; Wilson *et al.*, 1980). Os próprios estrangimentos geométricos dificultam o acondicionamento das vesículas e a reduzida espessura das paredes contribui para a diminuição dos gradientes de difusão (Sparks, 1978).

Sparks (1978) propõe que o crescimento da maioria das vesículas (excepto as de maiores dimensões) cessa bem antes da ruptura do magma, quando a relação volumétrica entre as vesículas e o líquido está entre 3:1 e 5:1, formando uma espuma

magmática. Assim, o tamanho final de cada vesícula depende do tempo disponível para as trocas de massa e da densidade local de nucleação que determinarão o intervalo de tempo que decorre até que o efeito de interferência entre vesículas se torne importante e impeça a continuação do seu crescimento. Klug e Cashman (1996) levantaram, ainda, a hipótese de uma distribuição heterogénea da vesicularidade num magma riolítico em expansão poder promover a coalescência de vesículas durante as fases em que o magma se encontra ainda relativamente pouco vesiculado. Neste contexto, a pedra pomes corresponderia a estruturas altamente permeáveis que subsistiriam ao processo de fragmentação que produz a cinza vulcânica.

O facto das vesículas mais jovens poderem ser impedidas de crescer até ao tamanho máximo previsto por Sparks (1978) leva ao desenvolvimento de duas gerações de vesículas, uma primeira com origem antes do início da erupção que inclui as vesículas de maiores dimensões e uma segunda geração de vesículas menores, nucleadas durante a alimentação da erupção.

Os processos de transferência de massa continuam, no entanto, a decorrer, até se atingir o equilíbrio entre a pressão interna na vesícula e a pressão de vapor no líquido sem que as vesículas se rompam pois, como estão à mesma pressão, não há um diferencial de pressão que permita a rotura das suas paredes (Cas & Wright, 1988) (Fig. 1.3).

Durante todo este processo o sistema sofre um significativo aumento de volume. O incremento volumétrico do sistema, devido à ebulição de, por exemplo, um líquido andesítico com apenas 2.8% de água, pode ascender a 53% (Burnham, 1972, *in* Cas & Wright, 1988). As pressões geradas pelas primeira e/ou segunda ebulição no interior de uma câmara magmática ou de uma conduta fechada podem exceder a pressão litostática e a tensão de ruptura das rochas suprajacentes (Michaelides, 1989). No entanto, o efeito, em exclusivo, da sobrepressurização das vesículas por ascensão, apenas em alguns casos especiais poderá superar a pressão litostática (Pyle & Pyle, 1995).

No caso dos magmas de baixa viscosidade, como os basálticos, as bolhas de gás têm mais facilidade em ascender através do líquido magmático e o processo de coalescência é facilitado (Blackburn *et al.*, 1976; Vergiolle & Jaupart, 1990, *in* Sparks *et al.*, 1997).

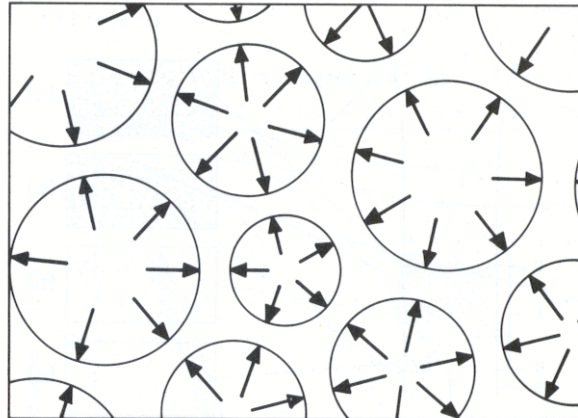


Fig. 1.3 – Vetores de pressão hipotéticos num magma bem vesiculado. Não há gradientes de pressão significativos entre as várias vesículas. (Cas & Wright, 1988).

No âmbito do cálculo numérico e do estudo experimental da quantificação dos processos de vesiculação, importa ainda referir os trabalhos de Toramaru, 1989, 1990; Bagdassarov & Dingwell, 1993; Hurwitz & Navon, 1994; Barclay *et al.*, 1995; Bagdassarov *et al.*, 1996; Lyakhovsky *et al.*, 1996; Proussevitch & Sahagian, 1996; Klug & Cashman, 1996, 1998 e Stevenson *et al.*, 1997.

### I.1.1.2 EXPLOSÃO MAGMÁTICA

A fragmentação do magma é o culminar do processo de desgaseificação, quando as vesículas ficam expostas a um ambiente caracterizado por uma pressão muito inferior à sua pressão interna. Nestas condições, o comportamento dos gases em expansão depende do diferencial de pressão e das características físicas da espuma magmática.

Num extremo do espectro, em magmas de baixa viscosidade, as vesículas podem ascender através do líquido magmático, coalescer, acumular-se no topo da câmara magmática e depois subir até à superfície onde se rompem produzindo fragmentos de

lava acelerados pela expansão do gás (Vergiolle & Jaupart, 1990, *in* Sparks *et al.* 1997). No outro extremo, em magmas muito viscosos, as vesículas têm pouca mobilidade para ascender através do magma, podem expandir-se até um limite de cerca de 80% do volume da mistura gás/magma (Sparks, 1978; Wilson *et al.* 1980), desenvolvendo elevadas pressões de gás no seu interior. A descompressão explosiva destas vesículas pulveriza o magma. A coalescência, embora ocorra, é dificultada pela viscosidade destes magmas e não desempenha um papel importante como mecanismo de fragmentação (Sparks, 1978; Wilson *et al.*, 1980; Sparks *et al.*, 1997).

A ruptura do magma, em sentido estrito, é um processo complexo que envolve tanto o comportamento plástico do magma, por exemplo, a diminuição de espessura das paredes das vesículas, como a sua fractura frágil durante uma rápida deformação (Cas, R., com. pess.; Alibidirov & Dingwell, 1996a, b, 1997a, b, *in* Dingwell, 1998; Martel, 1998, *in* Dingwell, 1998). A forma como se processa a ruptura do magma ainda é alvo de debate.

Segundo Sparks (1978), a fragmentação ocorre na superfície livre do magma devido ao diferencial entre a pressão no interior das vesículas e a pressão acima da superfície livre do magma. Esta interface corresponde à zona de fragmentação. A pressão acima da zona de fragmentação é superior à pressão atmosférica e é controlada pelo próprio processo de fragmentação que avança para o interior do magma (Fig. 1.4). A pressão interna das vesículas é elevada porque, embora o seu volume esteja condicionado pelos factores já referidos, a troca de massa por difusão continua a ocorrer, facilitada até pela própria descompressão do magma devido à sua ascensão. A eficiência e a probabilidade da ruptura aumentam com o tamanho das vesículas, pois as maiores estão rodeadas por espuma magmática enquanto as mais pequenas estão rodeadas por vesículas maiores. As maiores têm, portanto, mais facilidade em deformar o fluido que as envolve e a variação volumétrica associada à sua descompressão é de muito maior magnitude do que a das vesículas mais pequenas. Deste modo, cada vesícula pode comportar-se de forma própria, gerando um leque de diferentes pressões internas na zona de fragmentação. Segundo Wilson *et al.*, (1980), a ruptura ocorre quando a fracção de vesículas no magma atinge cerca de 0.77 do volume do magma,

o que corresponde a pressões de gás da ordem de algumas centenas de atm na zona de fragmentação (Fig. 1.5).

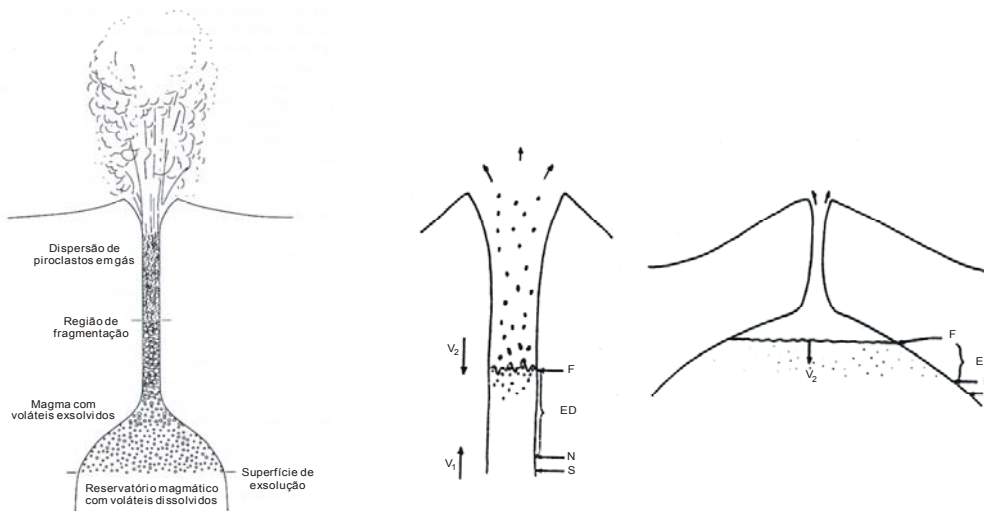


Fig. 1.4 – Esquema de um vulcão durante uma erupção explosiva. Ao ascender à superfície o líquido torna-se sobressaturado em voláteis e inicia a nucleação. As vesículas assim criadas crescem por difusão e descompressão. Próximo da superfície estas vesículas expandem-se de forma explosiva, fragmentando o magma. O magma ascende, devido ao seu aumento de volume e por alimentação de profundidade, à velocidade  $V_1$  e a superfície de fragmentação progride através do magma à velocidade  $V_2$ ; (S) sobressaturação; (N) nucleação; (ED) exsolução e descompressão; (F) fragmentação. (adaptado de Sparks, 1978 e Sparks *et al.*, 1997).

Outro modelo alternativo de fragmentação é proposto por Hurwitz e Navon (1994), Mader *et al.*, (1994, 1996, *in* Sparks *et al.*, 1997) e Sparks *et al.*, (1994, *in* Sparks *et al.*, 1997). Neste modelo considera-se a nucleação homogénea. Esta nucleação ocorre a pressões de sobressaturação muito elevadas que levam à exsolução violenta dos voláteis e à aceleração do fluxo ascensional do magma. A retroalimentação positiva entre a deformação das vesículas, a taxa de exsolução e a expansão da espuma magmática acelera ainda mais o magma até atingir uma aceleração explosiva que leva à pulverização desta espuma magmática. Como corolário deste modelo resulta que a fragmentação se processa numa zona difusa, embora restrita, da conduta magmática, em vez de se desenvolver numa interface bem definida.

Alibidirov e Dingwell (1997b, *in* Dingwell, 1998) sugerem ainda que o magma pode desenvolver uma série de canais, por coalescência de vesículas, que permitem a

circulação dos voláteis. O fluxo a altas velocidades do gás em expansão através destes canais tortuosos vai gerar uma elevada fricção que poderá concorrer para a fragmentação desse magma.

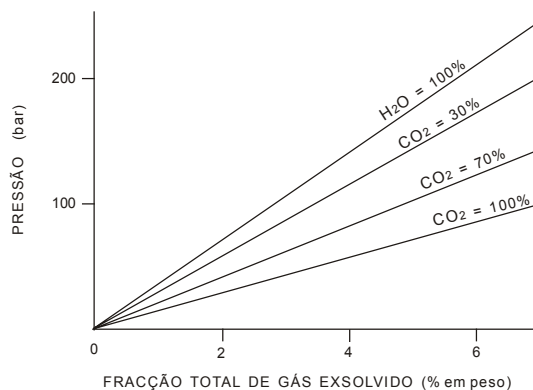


Fig. 1.5 – Variação da pressão do gás no nível da fragmentação magmática em função da fração total de gás exsolvido (% em peso) para quatro misturas de  $H_2O$  e  $CO_2$  (Wilson *et al.*, 1980).

A própria dinâmica na conduta eruptiva poderá estar na origem de alguma fragmentação, pois a tensão cisalhante, que resulta da aceleração do magma durante a sua ascensão, poderá levar à ruptura dos líquidos mais viscosos (Bennett, 1974, *in* Cas & Wright, 1988; Wilson *et al.*, 1980). A ocorrência de pedra pomes com vesículas tubulares evidencia as grandes tensões de cisalhamento desenvolvidas durante a sua extrusão.

Nos processos de fragmentação referidos, a desintegração do magma resulta da deformação imposta pela aceleração causada pela expansão das vesículas; no entanto, esta também pode ocorrer devido à súbita descompressão de um corpo magmático estático.

Em tal contexto, Alibidirov e Dingwell (1997b, *in* Dingwell, 1998) propõem dois mecanismos para a fracturação do magma em resultado da sua rápida descompressão: a propagação de uma onda de descompressão e a propagação de uma onda de fragmentação. A onda de descompressão propaga-se através de um magma com ou sem vesículas e, se as tensões geradas forem suficientemente grandes, poderá imprimir uma deformação a este magma que fragmenta se não tiver

capacidade para responder a estas solicitações de forma viscosa. A onda de fragmentação produz-se pela propagação de uma descompressão através de um magma vesiculado e pressurizado. Assim, o magma fragmentar-se-á se a descompressão induzida for suficiente para gerar o diferencial de pressão necessário para que cada vesícula possa romper.

### I.1.1.3 EXPLOÇÃO DE VAPOR OU FREÁTICA

A explosão de vapor ou freática representa o extremo oposto à explosão magmática, pois todo o vapor interveniente na fragmentação tem origem na água externa ao magma (Barberi *et al.*, 1992; Cas & Wright, 1988; Ollier, 1974, *in* Wohletz, 1993; Mastin, 1991). Neste processo a água de um reservatório subterrâneo é vaporizada, gerando-se pressões elevadas que conduzem ao rompimento explosivo e à fragmentação das rochas suprajacentes. O reservatório de água poderá ser um sistema freático ou um sistema hidrotermal e a sua vaporização está dependente do comportamento de ebulição da água e do volume do vapor (Barberi *et al.*, 1992; Cas & Wright, 1988; Fisher & Schmincke, 1984; Mastin, 1991).

A temperatura de ebulição da água a 1 atm é de 100 °C. No entanto, esta temperatura aumenta com a pressão ao longo da curva de ebulição que separa os campos dos estados líquido e gasoso. Tal como mostra o gráfico da figura 1.6 para a água pura, o aumento de pressão até aos 20 bar é acompanhado por um aumento drástico da temperatura de ebulição que atinge os 200 °C. Dos 20 até aos 218 bar a temperatura de ebulição aumenta para 374 °C e para temperaturas e pressões acima deste ponto crítico deixa de se distinguir os estados líquido e gasoso.

A passagem do estado líquido a gasoso de um líquido a pressão e temperatura subcríticas, acompanhada por um grande aumento de volume, pode resultar da elevação da temperatura ou da descompressão isotérmica (McBirney, 1963, *in* Fisher & Schmincke, 1984). A ebulição de um corpo de água confinado levará não só a um aumento de volume, mas também a um aumento de pressão.

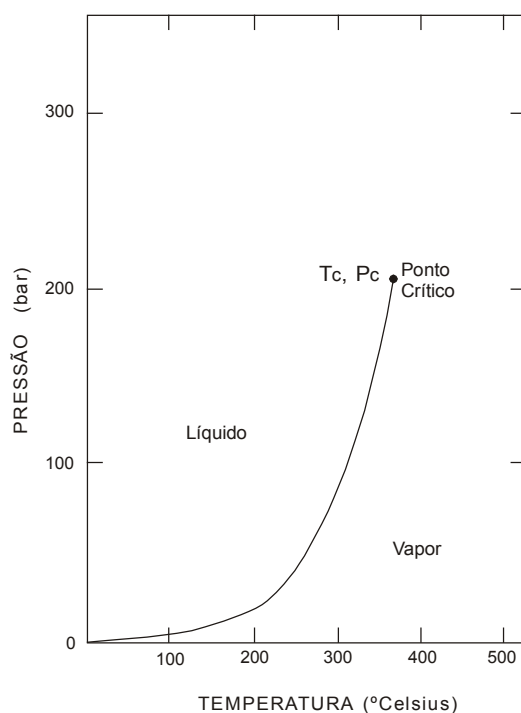


Fig. 1.6 – Diagrama de fases para a água pura em função da variação de pressão e temperatura, para uma densidade constante da água. Tc - temperatura crítica, Pc – pressão crítica (adaptado de Williams & McBirney, 1969, *in* Fisher & Schmincke, 1984).

Neste contexto, o aumento do fluxo térmico, por exemplo devido à proximidade de um corpo de magma, poderá elevar a temperatura de um reservatório de água acima da sua temperatura de ebulição, criando as condições para que se desenvolva a fragmentação das rochas subjacentes por explosão de vapor (Sigvaldason, 1992). Uma vez iniciada a primeira explosão, a descompressão resultante poderá desencadear a ebulição instantânea da água despressurizada, produzindo-se assim uma sucessão de explosões de vapor (Nairn, 1979, *in* Cas & Wright, 1988). O mecanismo de disparo destas explosões é a fracturação das rochas confinantes do sistema hidrotermal pressurizado, quer pelo aumento da pressão exercida pelo vapor, quer por acção de um indutor sísmico.

O controle que a pressão exerce sobre esta mudança de fase significa, no entanto, que esta não poderá ocorrer a grandes profundidades, onde a pressão litostática e/ou hidrostática são muito elevadas. A produção explosiva de vapor fica assim restrita a baixas pressões confinantes, onde o volume ocupado pelo vapor será também maior.

Mastin (1991) refere a ocorrência deste tipo de fragmentação a 450 m da superfície na Caldeira de Long Valley, Califórnia.

O processo de explosão de vapor pode também ocorrer quando um depósito vulcânico quente, como uma escoada lávica ou uma escoada piroclástica, se deposita sobre uma zona alagada (Rowley *et al.*, 1981, *in* Cas & Wright, 1988; Wilson & Walker, 1985). Esse caso difere dos anteriores, fundamentalmente pelo facto do material fragmentado ser de origem exclusivamente comagmática, enquanto nas situações anteriores os produtos da explosão são exclusivamente líticos.

#### **I.1.1.4 EXPLOSÃO HIDROMAGMÁTICA**

Tal como foi exposto, a fragmentação vulcânica piroclástica produz-se numa grande diversidade de ambientes e tem como motor os gases, sejam eles magmáticos ou não magmáticos. Entre a fragmentação produzida exclusivamente pelos voláteis magmáticos e a que resulta unicamente dos gases não magmáticos existe um espectro de estádios intermédios de que resultam mecanismos de fragmentação distintos dos anteriores.

A erupção dos Capelinhos (1957/58) foi uma das primeiras a despertar o interesse da vulcanologia actual para este mecanismo explosivo (Serviços Geológicos de Portugal, 1959; Tazieff, 1958), o qual foi caracterizado pela elevada eficiência da conversão de energia térmica em energia cinética através do processo de explosão hidromagmática (Sheridan & Wohletz, 1981; Sheridan & Wohletz, 1983; Wohletz, 1983; Wohletz, 1993; Zimanowski, 1998; Zimanowski *et al.* 1991).

A explosão hidromagmática é uma reacção semelhante à responsável por algumas grandes explosões industriais, designada por *Fuel-Coolant Interactions* (FCI) (Sheridan & Wohletz, 1983). Estas reacções são produzidas pela interacção de dois líquidos, um que actua como refrigerante e o outro, que se encontra a temperaturas superiores à temperatura de ebulição do refrigerante, que actua como fonte de calor (Sheridan & Wohletz, 1983; Zimanowski, 1998). Durante o processo de FCI distinguem-se 4 fases:

(1) fase de mistura hidrodinâmica, (2) fase de disparo, (3) fase de fragmentação fina e (4) fase de vaporização e expansão (Zimanowski, 1998). As fases 2 e 3 podem suceder-se num processo de retroalimentação positiva que vai determinar o grau de fragmentação do magma.

A primeira fase prevê a formação de uma mistura grosseira de glóbulos de água no magma, com uma granulometria que pode ser de alguns *microns* a alguns metros (Morrissey *et al.*, 2000). Esta mistura forma-se durante segundos ou minutos por acção do próprio fluxo, de instabilidades fluidas, de fracturação hidráulica, da capilaridade, da ejeção de água ou da difusão molecular, com o desenvolvimento de um filme de vapor entre o líquido magmático e a água líquida que reduz substancialmente a perda de calor do magma para a água (Zimanowski, 1998).

A eficiência de todo o processo subsequente é condicionada pela qualidade desta mistura hidrodinâmica, nomeadamente pela razão água/magma (Wohletz, 1981, 1983; Zimanowski *et al.*, 1991) e pela diferença de velocidades de fluxo entre a água e o magma (Zimanowski *et al.*, 1991, 1998) (Fig. 1.7).

Na fase de disparo, uma onda de choque desestabiliza o filme de vapor, que colapsa em alguns nanosegundos, permitindo o contacto directo entre os dois líquidos. A onda de choque que causa o disparo pode resultar, por exemplo, de um evento sísmico, da fracturação térmica ou mesmo de outra explosão hidromagmática, o que significa que o efeito de disparo se pode propagar, bastando para tal que se gere uma onda de choque de baixa energia (Zimanowski, 1998). Outro processo que leva ao colapso do filme de vapor é o seu aquecimento muito rápido que induz uma expansão acelerada para além do seu volume estável, resultando daí o seu sobreaquecimento e conseqüente condensação e colapso (Wohletz, 1983, 1993). Segundo Wohletz (1983, 1986, *in* Wohletz, 1993) o próprio impacto do colapso do filme de vapor poderá fragmentar o magma.

A fase de fragmentação fina começa com o contacto directo entre os dois líquidos que pode durar alguns milissegundos. Durante este contacto directo a transferência de calor para a água aumenta uma ou duas ordens de magnitude e inicia-se uma

fragmentação térmica que vai aumentar a superfície de contacto entre o magma e a água que, por retroalimentação, acelera ainda mais o processo de fragmentação térmica, produzindo-se, assim, uma reacção em cadeia que, para além da fragmentação do magma, acelera também o sobreaquecimento da água (Wohletz, 1998; Zimanowski, 1998). Este é o cerne do processo de fragmentação hidromagmática.

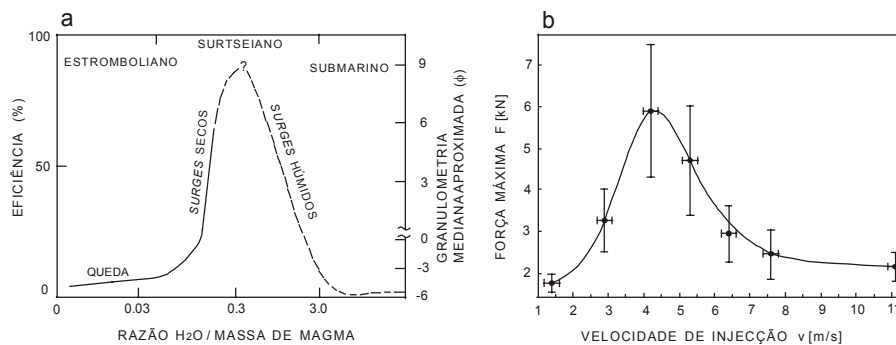


Fig. 1.7 – a) Gráfico da eficiência da conversão da energia térmica em energia explosiva mecânica, em função da razão de massas entre a água e o magma. A eficiência máxima verifica-se para razões água/magma de cerca de 0,3 (adaptado de Wohletz, 1983); b) Gráfico da intensidade da explosão (força de repulsão vertical) em função da velocidade de injeção da água no magma (adaptado de Zimanowski, 1993).

Durante esta fase actuam dois processos de ruptura frágil do magma: (1) a reacção frágil do magma devido às elevadas pressões de fluido e (2) a granulação térmica induzida por elevadas taxas de arrefecimento (Zimanowski, 1998). A energia cinética libertada durante esta fase chega a 90% da energia total da explosão hidromagmática (Morrissey, 2000).

A ruptura frágil por acção das elevadas pressões de fluido desenvolve-se quando, devido ao contacto directo entre a água e o magma, há uma ligação hidráulica entre os dois líquidos. Durante este contacto a água é rapidamente sobreaquecida e pressurizada por expansão térmica, gerando grandes tensões, e o relaxamento destas tensões (cavitação) leva à resposta frágil do líquido magmático que se fragmenta (Bottinga, 1994a, b, *in* Zimanowski, 1998; Morrissey, 2000).

A granulação térmica resulta da rápida diminuição de volume que o magma sofre, induzida pelas elevadas taxas de arrefecimento que podem exceder os  $10^6 \text{ Ks}^{-1}$ . A

contração daí resultante e a passagem do magma a vidro geram tensões que ultrapassam a capacidade de deformação do magma, que quebra de forma frágil (Zimanowski, 1998).

Estes dois processos interagem por retroalimentação positiva. Assim a elevada pressão da água gera fracturas de dimensões milimétricas ou centimétricas que abrem novas frentes de fragmentação por granulação térmica, à escala micrométrica, que, por sua vez, vão aumentar a superfície de contacto água/magma e conseqüentemente aumentar a pressão da água (Zimanowski, 1998).

Além do referido efeito da ligação hidráulica com o magma, Wohletz (1986, *in* Wohletz, 1993) considera ainda que a ebulição explosiva da água sobreaquecida gera também fragmentação. Neste caso, a água em contacto com o magma é rapidamente aquecida acima do seu ponto de ebulição, passando por um estado metastável até que, uma vez ultrapassada a temperatura de nucleação espontânea, se produz uma ebulição explosiva. Esta ebulição produz uma onda de choque que desencadeia outros pulsos de ebulição explosiva, sucessivamente mais extensivos (Wohletz, 1993).

A última fase do processo FCI é caracterizada pela expansão do vapor de água que acelera a mistura de gás e magma e é responsável pela continuação da fragmentação (Zimanowski, 1998).

No início desta fase a pressão de gás é máxima e a sua expansão está condicionada a uma única direcção, pelas paredes da conduta. Estas condições favorecem o desenvolvimento da instabilidade de Rayleigh-Taylor, que ocorre quando um fluido é acelerado através de um tubo por outro fluido de menor densidade (Fig. 1.8) (Bürger *et al.*, 1985, *in* Zimanowski, 1998; Chandrasekhar, 1961, *in* Zimanowski, 1998; Rayleigh, 1971, *in* Zimanowski, 1998; Sharp, 1984, *in* Zimanowski, 1998; Taylor, 1948, *in* Zimanowski, 1998; Wohletz, 1983; Wohletz, 1993). Durante este processo formam-se ondas instáveis na interface entre os dois fluidos (Fig. 1.8a). Dependendo das características dos fluidos envolvidos, é estimulada uma gama de comprimentos de onda (Fig. 1.8b) que crescem e eventualmente excedem a amplitude máxima suportada pelo fluido, separando-se deste (Fig. 1.8c).

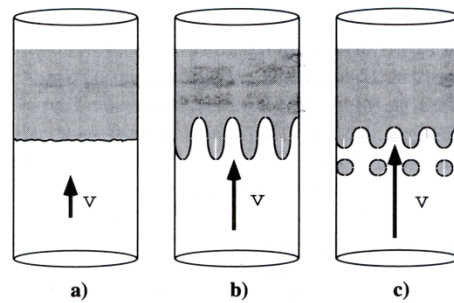


Fig. 1.8 – Esquema da fragmentação por instabilidade de Rayleigh-Taylor. a) desenvolvimento de ondas de instabilidade na interface entre os dois líquidos; b) crescimento das ondas com comprimentos de onda dentro de determinado espectro; c) separação de partes do fluido quando são excedidas as amplitudes máximas para este sistema de fluidos. v - velocidade (adaptado de Zimanowski, 1998).

Após a aceleração do sistema piroclástico segue-se a sua desaceleração, já fora da conduta. Segundo Zimanowski (1991, 1998), durante este percurso desenvolvem-se ondas, na superfície do glóbulo de magma, geradas pela instabilidade Kelvin-Helmholtz que resulta das tensões cisalhantes na interface entre dois fluidos, e, por acção da gravidade e efeito das forças aerodinâmicas, podem destacar-se pequenos fragmentos dessas ondas.

## I.1.2 PROCESSOS DE FRAGMENTAÇÃO AUTOCLÁSTICA

Os processos autoclásticos actuam durante o transporte e deposição dos produtos vulcânicos.

### I.1.2.1 AUTOBRECHIFICAÇÃO DE ESCOADAS LÁVICAS

A autobrechificação de escoadas lávicas é um processo pelo qual a fracturação da escoada é produzida por acção do seu próprio fluxo.

O processo de instalação das escoadas lávicas depende da sua reologia, isto é, da forma como as lavas se deformam quando sujeitas a uma tensão. Um dos parâmetros determinantes na definição das propriedades reológicas da lava é a sua viscosidade que depende, entre outros factores, da temperatura. A viscosidade aumenta com a diminuição da temperatura. Neste contexto, para uma dada tensão cisalhante, quanto mais baixa for a temperatura, menor a taxa de deformação da lava, pelo que mais facilmente se processa a fracturação da lava.

Assim, na base, topo e margens, onde a escoada evidencia menores temperaturas e maiores viscosidades ou eventualmente se encontra sólida, as tensões induzidas pelo fluxo do núcleo mais fluido poderão ser suficientes para fracturar as camadas exteriores da lava. O atrito entre a lava em movimento e o substrato e as paredes lávicas (*levées*) imóveis contribui também, de forma significativa, para tal fragmentação.

Além do aumento da viscosidade, outro processo que promove a fracturação da lava é o aumento da tensão cisalhante. Este efeito poderá resultar de um incremento da velocidade da escoada devido, por exemplo, ao aumento do declive do plano onde a escoada flui. Neste caso, se a capacidade de deformação do líquido for excedida este fracturar-se-á.

A título de exemplo, pode referir-se que na origem das lavas em blocos está, precisamente, um caso extremo de elevada viscosidade e tensões cisalhantes. Este tipo morfológico de escoadas lávicas caracteriza-se por um comportamento frágil e uma fracturação generalizada formando blocos de formas regulares e faces suaves (Cas & Wright, 1988; Francis, 1993).

A formação da brecha de estalamento dos domos é outro caso particular de autobrechificação, onde a fracturação das camadas periféricas solidificadas resulta do problema geométrico criado pela injeção de magma no interior da estrutura, obrigando-a a dilatar-se para acomodar o novo material.

### I.1.2.2 ESTALAMENTO POR CHOQUE TÉRMICO E RETRACÇÃO

O estalamento por choque térmico ocorre quando uma lava flui através de um corpo de água ou uma intrusão magmática se instala em rochas ou sedimentos saturados em água (de Rosen-Spence *et al.*, 1980, *in* Cas & Wright, 1988; Fuller, 1931, *in* Cas & Wright, 1988; Jones, 1969, *in* Cas & Wright, 1988; Moore & Fisk, 1969, *in* Cas & Wright, 1988; Pichler, 1965; Scmincke, 1967a, *in* Cas & Wright, 1988; Waters, 1960, *in* Cas & Wright, 1988).

Se não houver condições para que se desenvolva a mistura hidrodinâmica referida em I.1.1.4, apenas a camada superficial do corpo magmático contacta com a água exterior, impedindo o desenrolar do processo de fragmentação hidromagmática. Nestas condições, o contacto com a água arrefece abruptamente essa camada superficial do magma ou da lava, cuja temperatura é geralmente apenas 100 ou 200° C superior à sua temperatura *solidus* (Zimanowski, 1998), produzindo uma capa vítrea. Ao actuar sobre este vidro, a continuação do processo de arrefecimento desencadeia a sua retracção e granulação, levando à sua fracturação frágil.

Todo este mecanismo é acelerado se a lava se encontrar já fragmentada, como nas escoadas “aa”, permitindo o acesso da água a regiões mais internas da escoada, o que poderá promover a fracturação da totalidade da escoada (Francis, 1993). Há, no

entanto, processos que contribuem para o desenvolvimento de uma camada isoladora que pode prevenir a extensa fracturação da escoada. Tal isolamento pode resultar da formação de um filme de vapor que envolve a lava, da própria carapaça de vidro fracturado ou de ambos, impedindo o choque térmico entre a lava e a água (Cas & Wright, 1988; Francis, 1993).

### **I.1.2.3 ABRASÃO DOS CLASTOS DURANTE O TRANSPORTE**

A abrasão dos clastos entre si e com o próprio substracto, no âmbito dos fluxos piroclásticos, é igualmente responsável por fragmentação vulcanoclástica, em especial quando o transporte é turbulento, ocorrendo uma grande interacção mecânica entre os grãos. Este processo é particularmente importante durante o colapso gravitacional de um edifício vulcânico e o desenvolvimento de avalanches de detritos como as ocorridas durante a erupção do Mount St. Helens em 1980 (Heiken & Wohletz, 1991).

## **I.2 FACTORES QUE CONDICIONAM OS PROCESSOS DE FRAGMENTAÇÃO PIROCLÁSTICA**

A fragmentação piroclástica é fortemente condicionada quer por factores dependentes, quer por factores independentes do magma. Neste contexto, importa referir como factores dependentes do magma (1) todos aqueles que resultam das características físico-químicas do magma (que neste caso são características intrínsecas ao magma), e (2) os factores que não sendo intrínsecos ao magma, são também dependentes do comportamento do magma, como a sua velocidade de ascensão.

Nos factores condicionantes dos processos de fragmentação piroclástica independentes do magma consideram-se todos os aspectos relacionados com o meio onde decorre este fenómeno.

### **I.2.1 FACTORES DEPENDENTES DO MAGMA**

#### **I.2.1.1 FACTORES INTRÍNSECOS AO MAGMA**

##### **I.2.1.1.1 REOLOGIA**

As propriedades reológicas do magma traduzem o seu comportamento quanto ao modo como se deforma quando sujeito a uma tensão. Durante o processo eruptivo, o magma poderá assumir comportamentos frágeis, elásticos, plásticos, ou viscosos: (1) o comportamento frágil resulta na fractura do corpo, (2) o elástico caracteriza-se pela capacidade do corpo em retomar a forma inicial após terminada a solitação, (3) no comportamento plástico a deformação só se inicia após vencida uma tensão de cedência e a deformação é permanente mesmo após terminada a solitação, (4) o comportamento viscoso resulta também numa deformação permanente, mas esta tem início com tensões infinitesimais, pelo que não há tensão de cedência.

Os comportamentos viscosos e plásticos podem ser ilustrados pela projecção da sua

taxa de deformação em função da tensão cisalhante (fig. 1.9). A razão entre a taxa de deformação e a tensão corresponde à viscosidade do fluido e dá uma medida da sua resistências à deformação (Cas & Wright, 1988; Dragoni, 1993).

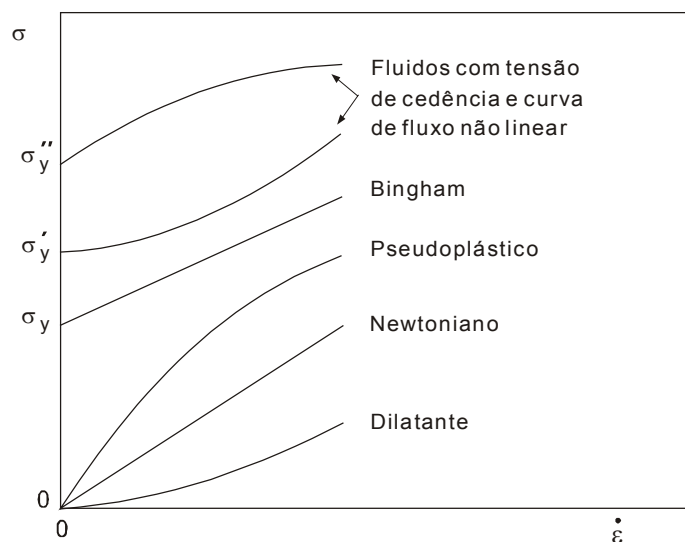


Fig. 1.9 – Projecção da taxa de deformação ( $\dot{\epsilon}$ ) em função da tensão cisalhante ( $\sigma$ ), para diversos fluidos com comportamentos plásticos e viscosos (Dragoni, 1993).

Na figura 1.9 distinguem-se diversos tipos de fluidos: (1) fluidos Newtonianos, sem tensão de cedência e com uma razão constante entre a taxa de deformação e a tensão cisalhante, (2) fluidos de Bingham com tensão de cedência e razão constante entre a taxa de deformação e a tensão cisalhante e (3) fluidos com curvas de fluxo não lineares.

Um líquido silicatado puro, acima da sua temperatura *liquidus*, tem um comportamento Newtoniano (Digwell *et al.*, 1993, *in* Sparks *et al.*, 1997; Rayan & Blevins, 1987, *in* Sparks *et al.*, 1997); no entanto, o magma apresenta-se geralmente como um sistema multifásico, com componentes sólidos, líquidos e gasosos, que desempenham um papel importante na variação da viscosidade do magma. Na verdade, embora o modelo de fluidos de Bingham represente uma boa aproximação a um sistema magmático, a generalidade dos magmas pode ser descrita com mais rigor como sendo fluidos com tensão de cedência e curvas de fluxo não lineares (Borgia & Linneman, 1990; Shaw *et al.*, 1968; Walker, 1967; Wilson & Head, 1983), na medida em que a sua viscosidade está intimamente relacionada com factores variáveis como a

temperatura, pressão, composição química, carga sólida e teor em vesículas (Lensky *et al.*, 2001; Fisher & Schmincke, 1984; Pinkerton & Stevenson, 1992; Sparks, 1978; Williams & McBirney, 1979; Zimanowsky, 1998). Assim, para além do domínio da viscosidade sobre os processos de fragmentação piroclástica, torna-se igualmente necessário compreender a influência de tais factores sobre esta.

A viscosidade do magma condiciona o processo eruptivo desde a nucleação das vesículas até à sua ruptura, e o aumento desta actua em dois sentidos: (1) diminuição da intensidade de vesiculação e (2) aumento da explosividade devido ao aumento da pressão interna das vesículas.

A diminuição da intensidade de vesiculação deve-se à menor mobilidade no seio desse líquido, o que limita a migração dos diversos componentes em exsolução no decurso da separação de fases, pelo que a nucleação se processa a uma taxa mais reduzida e o crescimento das vesículas por transferência de massa é mais lento (Bagdassarov *et al.*, 1996).

O aumento da pressão interna das vesículas resulta das limitações impostas ao seu crescimento. Em líquidos com viscosidades superiores a  $10^8$  poise (ex. magma riolítico entre 750 e 900° C e com menos de 1% de H<sub>2</sub>O), a resistência à expansão das vesículas imposta pela viscosidade é superior à resistência resultante da tensão superficial. Neste contexto, a viscosidade domina a expansão das vesículas, sendo esta expansão tanto menor quanto maior a viscosidade (Sparks, 1978). Mesmo em magmas com viscosidades menores, o aumento da viscosidade dos septos que separam as vesículas dificulta a sua coalescência, e para razões gás/líquido maiores que 60 a 80% em volume, as vesículas são impedidas de continuar a crescer livremente porque a pressão exigida para continuar essa expansão é superior à pressão de sobressaturação. Embora estes mecanismos retardem ou inibam o crescimento das vesículas, as transferências de massa entre as fases líquida e gasosa continuam a processar-se enquanto a pressão de vapor no líquido for superior à pressão no interior das vesículas, desenvolvendo-se, assim, grandes pressões no interior daquelas que proporcionam maiores gradientes entre a sua pressão interna e a pressão externa na zona de fragmentação.

A elevada viscosidade dos líquidos magmáticos tem, ainda, o efeito de retardar o relaxamento das vesículas permitindo-lhes manter maiores pressões internas por mais tempo, o que significa que a fragmentação poderá ocorrer a níveis mais superficiais e com gradientes de pressão superiores (Lensky *et al.*, 2001).

Atendendo a que a explosividade de uma erupção está relacionada com a taxa de descompressão dos voláteis e a expansão do seu volume, logo, com o gradiente entre pressão interna das vesículas e a pressão na sua vizinhança, quanto mais viscoso for um magma mais explosiva será a sua fragmentação magmática. Contudo, nas erupções hidromagmáticas a viscosidade elevada poderá ter um papel inibidor da reacção FCI. De facto, em condições laboratoriais, Zimanowsky (1998) verificou que, para viscosidades acima de um determinado valor, a reacção entre a rocha fundida e a água deixa de ser explosiva, possivelmente devido à má mistura hidrodinâmica que caracteriza a primeira fase da reacção de FCI.

#### **I.2.1.1.2 COMPOSIÇÃO QUÍMICA**

A influência da composição química do magma sobre os processos de fragmentação piroclástica desenvolve-se a dois níveis: (1) na definição da quantidade e tipo de voláteis disponíveis para constituir a fase gasosa do magma e (2) no efeito que os diversos constituintes do magma exercem sobre a viscosidade e tensão superficial desse magma.

De acordo com o teor em  $\text{SiO}_2$  o magma pode ser classificado em ultrabásico, básico, intermédio ou ácido (Le Bas, 1986) (Fig. 1.10) e de entre os voláteis disponíveis nesse magma o  $\text{H}_2\text{O}$  e o  $\text{CO}_2$  são, tal como atrás referido, os mais abundantes e os que exercem uma maior influência sobre as propriedades do magma, pelo que apenas o efeito destes dois voláteis será aqui considerado.

Os voláteis são herdados da fonte, durante a geração do magma, ou assimilados das rochas encaixantes (Sparks *et al.*, 1997). Aquando da sua formação, o magma é subsaturado em voláteis (Fisher & Schmincke, 1984), no entanto, no decurso da sua

evolução, poderá tornar-se sobressaturado e nesta altura estão criadas as condições para que comece a sua exsolução. A intensidade e extensão da exsolução dos voláteis são factores determinantes dos mecanismos de fragmentação piroclástica (Bagdassarov *et al.*, 1996; Head & Wilson, 1989; Lensky *et al.*, 2001; Sparks, 1978; Stevenson *et al.*, 1997).

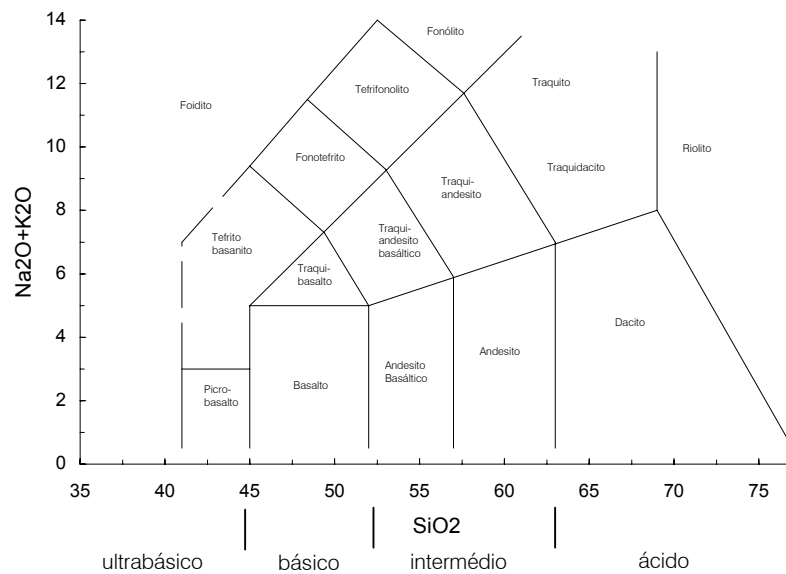


Fig. 1.10 – Classificação de rochas vulcânicas, baseada na projecção do diagrama total de alcalis versus sílica (Le Bas *et al.*, 1986).

### Efeito dos constituintes da fase gasosa do magma

Os processos que estão na origem da saturação em voláteis são (1) a cristalização do magma, que leva a um aumento da concentração dos voláteis no líquido residual e (2) a alteração das condições de pressão e temperatura do magma. Este último é particularmente relevante durante a ascensão do magma, visto que esta é acompanhada por uma redução da pressão e eventualmente uma diminuição da temperatura. Para ambos os voláteis considerados, a diminuição da temperatura é acompanhada por um ligeiro aumento de solubilidade, no entanto, é o efeito da descompressão e a conseqüente diminuição da solubilidade que predominam durante a ascensão do magma (Fig. 1.11).

A figura 1.11a ilustra a maior solubilidade da água em magmas mais evoluídos, embora este efeito resulte essencialmente da diferença de temperatura entre os

líquidos, e evidencia, também, uma significativa diminuição de solubilidade com a redução da pressão. Este efeito é evidente a pressões inferiores a 10 kb (Fisher & Schmincke, 1984). A presença de outros voláteis, como o  $\text{CO}_2$ , dissolvidos no magma contribui igualmente para baixar a solubilidade da água (Sparks, 1978).

O comportamento do  $\text{CO}_2$  é semelhante ao da  $\text{H}_2\text{O}$ , no entanto, para iguais condições de pressão e composição do magma, a sua solubilidade é muito inferior à da água (Wallace & Anderson, 2000) (Fig. 1.11b). Assim, o  $\text{CO}_2$  poderá ser o primeiro volátil a exsolver-se, desencadeando o processo de nucleação a grandes profundidades, o que, aliado ao efeito da diminuição da solubilidade da água, aumenta a eficácia e o tempo disponível para o crescimento das vesículas por troca de massa.

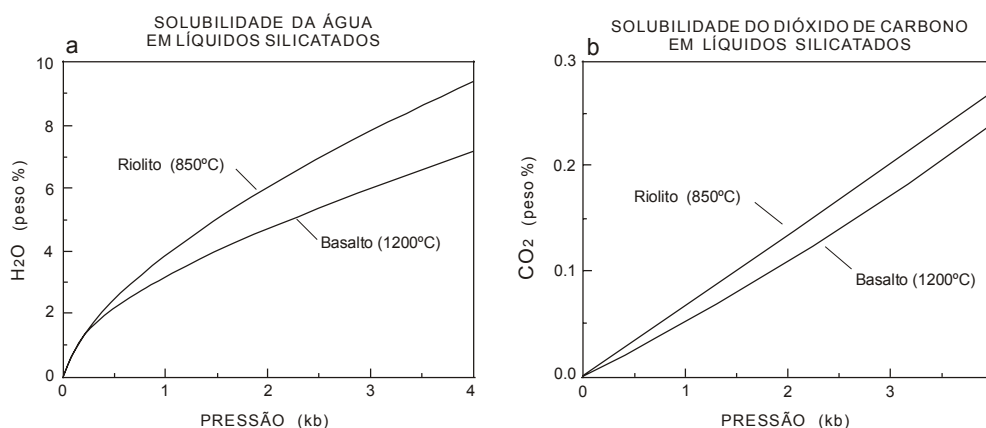


Fig. 1.11 – (a) solubilidade de  $\text{H}_2\text{O}$  em função da pressão para magmas basálticos e riolíticos. (b) solubilidade de  $\text{CO}_2$  em função da pressão para magmas basálticos e riolíticos (Wallace & Anderson, 2000).

O desenvolvimento da vesicularidade do magma é um dos factores que parece influenciar as reacções de FCI das erupções hidromagmáticas. Zimanowsky *et al.* (1991, 1995, *in* Zimanowski, 1998) verificaram que, em condições laboratoriais, um volume de gás não condensável inferior a 15% do volume total da mistura de líquido e gás é suficiente para inibir ou abrandar a reacção de FCI. O mecanismo desta inibição ainda não está esclarecido, mas os autores sugerem que as vesículas poderão actuar como amortecedores das ondas de choque e como estabilizadoras do filme de vapor, separando os fluidos fundido e refrigerante.

Além da intervenção directa das vesículas no processo de fragmentação, a sua presença no líquido magmático reflecte-se também na alteração das propriedades reológicas do magma. A presença de elementos não deformáveis no magma contribui para o aumento da sua viscosidade relativa, isto é, a viscosidade do magma (mistura do líquido magmático e dos elementos não deformáveis) é superior à viscosidade da fase líquida do magma. No caso vertente, as vesículas poderão actuar como elementos não deformáveis pois, para baixas tensões cisalhantes, estas podem comportar-se como corpos rígidos resistindo à deformação. Se as tensões aplicadas ao magma forem suficientemente elevadas as vesículas deformar-se-ão facilmente e, neste caso, a viscosidade relativa do magma diminui (Bagdassarov, *et al.*, 1996; Wallace & Anderson, 2000). A presença de voláteis dissolvidos vai ainda reduzir a densidade do magma (Wallace & Anderson, 2000), aumentando a sua capacidade de ascensão (Rutherford & Gardner, 2000).

### **Efeito da composição química sobre a viscosidade e a tensão superficial do magma**

A viscosidade do líquido magmático depende da sua composição química, pois mesmo próximo da sua temperatura *liquidus* o magma já tem uma estrutura definida (Cas & Wright, 1988), constituída por cadeias de tetraedros de Si-O, unidades estruturais dos silicatos. Neste contexto, o teor em sílica é determinante, pois quanto maior a sua concentração maior é a polimerização dos tetraedros de Si-O no magma. Este aumento da polimerização é acompanhado por um aumento da viscosidade, uma vez que estas cadeias de polímeros formadas por ligações Si-O, as mais forte encontradas no magma, opõem uma grande resistência à deformação do líquido (Cas & Wright, 1988; Fisher & Schmincke, 1984).

Este efeito é atenuado pela presença de outros constituintes que contribuem para a despolimerização do magma. É o caso da presença de H<sub>2</sub>O que, por hidrólise, quebra as ligações entre o silício e o oxigénio (Fig. 1.12) e baixa a sua temperatura *liquidus* (Lensky *et al.*, 2001; Stevenson *et al.*, 1998; Sparks *et al.*, 1997; Fisher & Schmincke, 1984). A presença da água actua ainda como elemento surfactante, reduzindo a tensão superficial do magma e facilitando a vesiculação (Sparks, 1978).

A desidratação da interface vesículas/líquido magmático, durante o processo de exsolução de voláteis, leva ao aumento da viscosidade desta película, que pode ser uma ordem de grandeza maior que a viscosidade do líquido circundante (Stevenson *et al.*, 1997; Stevenson *et al.*, 1998; Lensky *et al.*, 2001). Deste modo, a viscosidade efectiva que controla a expansão e sobrepressurização da vesícula aproxima-se da viscosidade do líquido desidratado. De igual modo, a maior rigidez dos invólucros das vesículas vai, também, aumentar a viscosidade relativa do magma (Lensky *et al.*, 2001). A desgaseificação é acompanhada por um aumento da temperatura *liquidus* do magma, favorecendo o processo de cristalização (Rutherford & Gardner, 2000).

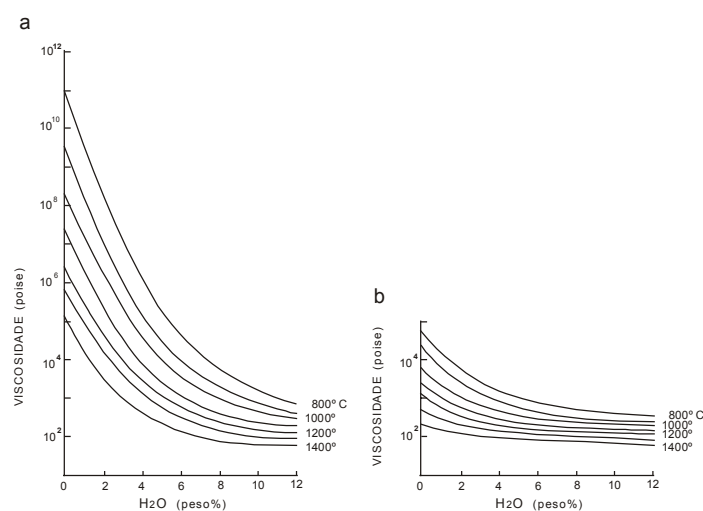


Fig. 1.12 – Variação da viscosidade do magma em função do teor de H<sub>2</sub>O (a) em líquidos graníticos e (b) em líquidos basálticos (adaptado de Murase, 1962, *in* Cas & Wright, 1988).

A actuação combinada do teor de água e da viscosidade do líquido podem determinar tempos de vesiculação muito diferentes. Enquanto um magma rico em água pode sofrer exsolução, expansão das vesículas e fragmentação num intervalo de segundos a minutos no decurso das erupções plinianas (Stevenson *et al.*, 1997), num magma muito viscoso e pobre em água todo o processo até à fragmentação poderá demorar meses ou anos, potenciando eventos explosivos associados a domos ou escoadas lávicas de elevado coeficiente de aspecto (Bagdassarov, 1996; Stevenson *et al.*, 1997).

### I.2.1.1.3 TEMPERATURA E COEFICIENTE DE ARREFECIMENTO

A temperatura é um dos principais condicionantes da viscosidade do magma. A redução da temperatura é acompanhada pelo aumento da viscosidade do magma e abaixo de determinada temperatura este aumento da viscosidade é tanto maior quanto maior o teor em sílica do magma, reflectindo níveis crescentes de polimerização. A redução abaixo da temperatura *liquidus* tem ainda o efeito de iniciar o processo de cristalização, com o conseqüente aumento da viscosidade relativa resultante da presença de elementos não deformáveis no magma (Sparks, 1979; Sparks *et al.*, 1997).

No entanto, a cristalização também depende do coeficiente de arrefecimento, pois, se a diminuição da temperatura for demasiado rápida, não há tempo para que possa ocorrer (este tempo é ainda mais longo nos magmas ácidos) e o magma passa a um líquido super arrefecido ou a vidro (Sparks *et al.*, 1997). Este tipo de estrangimento condiciona, igualmente, a vesiculação dos magmas extremamente viscosos e pobres em água, pois o tempo que precede a vesiculação pode ser bastante longo e, se o arrefecimento for mais rápido, este magma não chega a vesicular (Bagdassarov *et al.*, 1996). O reflexo destes efeitos no processo de fragmentação magmática prende-se com as conseqüências da variação de viscosidade e vesiculação já discutidos.

No caso da fragmentação hidromagmática há ainda a considerar a influência da temperatura sobre as reacções de FCI. Zimanowski *et al.* (1991) verificaram que, em condições laboratoriais, a interacção explosiva entre o fundido e a água só ocorre entre limites máximo e mínimo de temperaturas e que o aumento da temperatura não é acompanhado por um aumento significativo da intensidade explosiva. Segundo estes autores, tal poderá dever-se a um aumento da estabilidade do filme de vapor com o aumento da temperatura, reduzindo a área de contacto directo entre o fluido fundido e o refrigerante. Isto reduz a fragmentação do fundido e conseqüentemente a quantidade de vapor produzido, diminuindo a intensidade explosiva. Tal efeito é, no entanto, compensado ou ligeiramente superado pelo aumento de energia que resulta do aquecimento desse vapor a temperaturas mais altas.

## **I.2.1.2 FACTORES EXTRÍNSECOS AO MAGMA**

### **I.2.1.2.1 VELOCIDADE DE ASCENSÃO**

A velocidade de ascensão do magma é função da pressão no reservatório magmático, da densidade e viscosidade do magma e do diâmetro e forma da conduta. Esta velocidade condiciona o tempo disponível para o crescimento e expansão das vesículas, quer por troca de massa até ao eventual equilíbrio entre o líquido e o gás, quer por descompressão.

O efeito da ascensão do magma traduz-se na redução da pressão confinante e na descompressão das vesículas. Esta descompressão implica o relaxamento das vesículas e quando mais rápida for a ascensão, menor será o tempo de relaxamento e maior a sua sobrepressurização (gradiente entre a pressão na vesícula e a pressão externa), aumentando, assim, o seu potencial explosivo (Lensky *et al.*, 2001).

A velocidade de ascensão desempenha também um papel no controle da profundidade de fragmentação pois, se a taxa a que o magma chega à zona de fragmentação for inferior à taxa a que é removido, a fragmentação passa a ocorrer a profundidades sucessivamente maiores (Bursik, 1993; Scandone & Malone, 1985).

Em condições favoráveis ao desenvolvimento de erupções hidromagmáticas, a velocidade a que a zona de fragmentação é alimentada com novo magma determina, ainda, a proporção de magma e água disponíveis para a reacção de FCI.

## **I.2.2 FACTORES INDEPENDENTES DO MAGMA**

### **I.2.2.1 GEOMETRIA DA CONDUTA E CRATERA**

Como se referiu, o diâmetro e a forma da conduta e da cratera condicionam a velocidade de ascensão do magma. O diâmetro da conduta profunda, à saída da câmara magmática, controla a taxa de alimentação de magma ao sistema extrusivo, enquanto que a forma da restante conduta condiciona a sua velocidade de ascensão (Wilson *et al.*, 1980).

A conduta e a cratera contribuem ainda para os produtos da erupção, fornecendo material lítico. A fragmentação deste material inicia-se no trecho superior da conduta, onde as rochas já se caracterizam por um comportamento frágil. Aí, as paredes da conduta são erodidas pelo material magmático ejetado a altas pressões (Wilson *et al.*, 1980), delas se desagregando fragmentos rochosos que são incorporados na coluna eruptiva.

### **I.2.2.2 PRESSÃO LITOSTÁTICA E HIDROSTÁTICA**

As pressões litostática e hidrostática interferem na viscosidade do líquido magmático e no comportamento dos voláteis, quer ao nível da sua exsolução, quer ao nível da expansão da fase gasosa.

O efeito da pressão sobre um líquido magmático afecta a estrutura polimerizada desse líquido, contribuindo para o colapso da estrutura tridimensional dos polímeros reduzindo, conseqüentemente, a sua viscosidade. A extensão do fenómeno depende, naturalmente, do grau de polimerização do líquido, sendo pois, tanto maior quanto mais ácido este for (Cas & Wright, 1988; Spera, 2000). Nos magmas mais básicos, onde o efeito da despolimerização tem menor expressão, o aumento da pressão é acompanhado pelo aumento da viscosidade (Spera, 2000).

A influência da pressão sobre a solubilidade dos gases e a sua consequente exsolução e expansão foi já discutida em pontos anteriores. Não obstante, importa salientar o papel da pressão confinante no controle da intensidade de uma erupção, na medida em que esta depende do gradiente entre a pressão interna na vesícula e a pressão acima da superfície livre do magma que é o somatório da pressão atmosférica ou hidrostática e da pressão exercida pela própria coluna de material fragmentado em expansão.

A acumulação de material no interior da cratera é outro processo responsável pelo aumento da pressão na zona de fragmentação. O processo de fragmentação produz um largo espectro de diâmetros de partículas, algumas maiores que a capacidade máxima de transporte da mistura gás/magma pós-fragmentação. Estes clastos acumulam-se na cratera, obstruindo-a e aumentando a pressão confinante na zona de fragmentação (Wilson *et al.*, 1980). Tal facto está na origem de um processo cíclico de obstrução e limpeza da cratera observado em diversas erupções. Durante as fases de obstrução do processo eruptivo, a redução da pressão sobre as paredes da conduta pode levar ao seu colapso parcial, contribuindo para o seu alargamento.

Em ambientes subaquáticos, a pressão confinante, ao nível da zona de fragmentação, resulta fundamentalmente da pressão exercida pela coluna de água. Nos ambientes onde a pressão hidrostática é elevada, a expansão dos voláteis é fortemente condicionada. Na verdade, o ponto crítico da água marca uma importante alteração no comportamento deste volátil em função da pressão. Para pressões superiores à do seu ponto crítico, deixa de se distinguir os estados líquido e gasoso e a redução de volume por aumento de pressão é mínima. A pressão crítica da água pura é 216 bar, o que corresponde a uma coluna de água de 2160 m (Cas & Wright, 1988).

Embora possa ocorrer vesiculação dos magmas a pressões superiores a esta, a variação de volume das vesículas é muito pequeno e a velocidade a que se processa a sua expansão não é suficiente para romper o magma (Cas & Wright, 1988). Além dos constrangimentos impostos à fragmentação magmática, o mesmo efeito, sobre a água não magmática, inibe a reacção FCI explosiva, pois a pressão limita o crescimento do

filme de vapor, a eficiência da mistura hidrodinâmica e a velocidade de expansão do vapor.

Apesar deste constrangimento, foram realizados testes laboratoriais onde a fragmentação hidromagmática ocorreu a pressões confinantes superiores à pressão crítica da água (Morrissey *et al.*, 2000) e Wohletz (1986) advoga que não é necessária a mudança de fase da água para que esta sofra rápidas mudanças de volume. Ohmoto (1978, *in* Cas & Wright, 1988), Ohmoto & Skinner (1983, *in* Cas & Wright, 1988) e Burnham (1982, *in* Cas & Wright, 1988) referem a existência de tufo riolíticos formados a 4 km de profundidade, propondo mesmo este último que erupções altamente explosivas podem ocorrer a profundidades da ordem dos 10 km. Embora controverso (Cas & Wright, 1988), o mecanismo defendido por Burnham (1982, *in* Cas & Wright, 1988) sugere que a rápida exsolução de até 1% de água, por segunda ebulição de um magma riolítico, leva a um aumento de volume que pode causar a ruptura das rochas encaixantes e a descompressão daí resultante promoverá a continuação da desgaseificação de modo a produzir uma erupção explosiva.

### **I.2.2.3 QUANTIDADE E SALINIDADE DA ÁGUA EXTERIOR**

Tal como referido em pontos anteriores, a quantidade de água disponível para a reacção de FCI e a qualidade da mistura hidrodinâmica que precede a reacção explosiva são determinantes na eficiência da conversão da energia térmica do magma em energia mecânica.

Diversos autores têm abordado a eficiência das reacções de FCI (Buettner & Zimanowsky, 1998; Morrissey & Wohletz, 1990; Sheridan & Wohletz, 1981, 1983; Wohletz, 1983, 1989; Zimanowsky, 1991; Zimanowsky *et al.*, 1997). Estabelecendo um paralelo entre a granulometria dos produtos da reacção de FCI e a intensidade e a eficiência da reacção, verifica-se que esta depende directamente da razão entre as massas de água e magma intervenientes (Fig. 1.7a) (Morrissey & Wohletz, 1990; Sheridan & Wohletz, 1981, 1983; Wohletz, 1983, 1989). Neste contexto, a eficácia da

transformação da energia térmica do magma em energia mecânica é máxima quando a razão entre as massas de água e magma se situam entre 1.1 e 0.3, correspondendo a este limiar a maior explosividade da reacção de FCI.

Para razões água/magma muito mais baixas, o contributo da água externa para a fragmentação é muito reduzido, predominando a fragmentação magmática. Para razões muito mais elevadas, a transferência de calor do magma para a água é muito eficiente, de tal modo que partículas de magma menores que 1 cm podem solidificar por completo ou desenvolver uma espessa carapaça sólida. Nestas condições, a intensidade explosiva é muito menor e predomina a fragmentação não explosiva por choque térmico e estalamento.

Zimanowsky *et al.*, (1991), com base no cálculo da quantidade de água e magma que efectivamente interagem durante os ensaios experimentais de FCI, propõem razões de massa de água/magma significativamente menores que as de Wohletz (1983). Segundo aqueles autores a interacção explosiva entre a água e um líquido silicatado ocorre para razões entre 0.04 e 0.17.

A salinidade é também um factor determinante no comportamento da água interveniente nas reacções de FCI. A presença de um soluto na água eleva a pressão do ponto crítico (Fig. 1.13) (Sourirajan & Kennedy, 1962, *in* Cas & Wright, 1988), permitindo que a reacção FCI explosiva ocorra a maiores pressões hidrostáticas, logo a maiores profundidades.

Atendendo a que a salinidade média da água do mar é de cerca de 3,5 % (em peso) de NaCl, a pressão do ponto crítico aumenta para 315 bar, que corresponde a uma coluna de água um pouco inferior a 3150 m, alargando assim a profundidade a que a reacção de FCI pode ocorrer no mar.

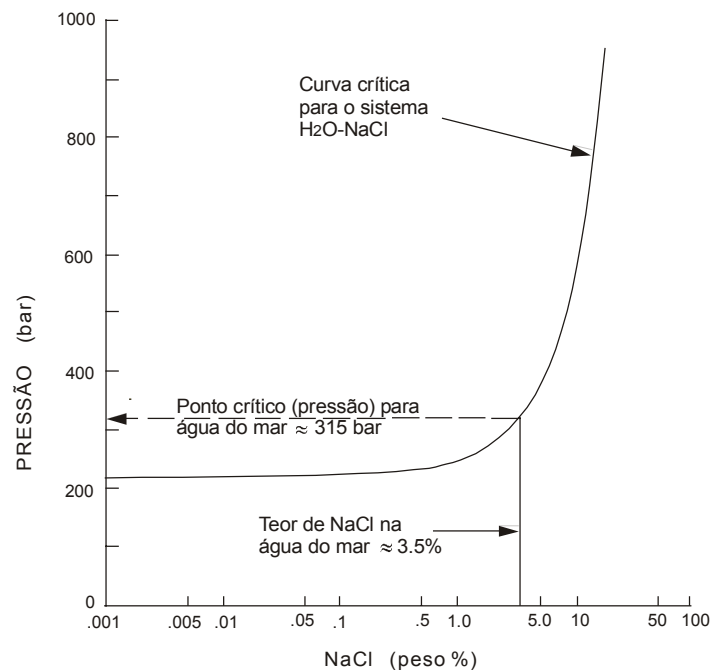


Fig. 1.13 – Projecção da variação da pressão do ponto crítico em função da concentração de NaCl. A pressão do ponto crítico da água do mar é de cerca de 315 bar, considerando uma concentração média de NaCl de 3.5 % (em peso) (adaptado de Sourirajan & Kennedy, 1962, *in* Cas & Wright, 1988).

### I.2.2.3.1 EVOLUÇÃO DA FRAGMENTAÇÃO HIDROMAGMÁTICA

A subordinação dos processos de fragmentação aos factores condicionantes anteriormente referidos, nomeadamente à razão magma/água, permite caracterizar a fragmentação hidromagmática como crescente, decrescente, cíclica ou retardada (Morrissey, 2000).

A fragmentação crescente caracteriza-se por um aumento do volume de hidroclastos produzidos a cada pulso, resultantes de razões água/magma sucessivamente mais próximas do valor de máxima eficácia explosiva. Por oposição, a fragmentação decrescente resulta na redução do volume de hidroclastos produzidos a cada pulso, em virtude de razões água/magma sucessivamente mais afastadas do valor de máxima eficácia explosiva.

A variação cíclica reflecte uma oscilação entre as evoluções crescente e decrescente. Esta oscilação deve-se, geralmente, à variação da quantidade de água disponível, por exemplo, na sequência de uma grande explosão, com elevado consumo de água, à qual se segue um período com menor disponibilidade de água até se restabelecer o seu abastecimento.

A fragmentação retardada é um fenómeno observado apenas em ensaios experimentais, onde a fragmentação é desencadeada por acção de um factor externo após longos períodos de mistura hidráulica metastável. Este processo parece, no entanto, pouco plausível para sistemas vulcânicos.

### I.3 COMPONENTES DOS DEPÓSITOS HIDROCLÁSTICOS

Os componentes dos depósitos hidroclásticos podem, numa primeira análise, classificar-se no âmbito dos sistemas utilizados para a generalidade dos piroclastos, nomeadamente no que concerne à sua origem e dimensão.

Neste contexto, quanto à sua origem, os vários componentes dos depósitos hidroclásticos podem ser agrupados em três grandes categorias: (1) **essenciais** ou **juvenis**, que resultam directamente do líquido magmático ou dos cristais contidos no líquido; (2) **acessórios**, que resultam de material magmático produzido pelo vulcão em erupções anteriores e (3) **acidentais**, resultantes do basamento subvulcânico e sem relação genética com o vulcão. Estes dois últimos grupos são reunidos sob a designação de **líticos** (Fisher & Schmincke, 1984). Cas e Wright (1988) incluem ainda nos líticos os clastos comagmáticos densos e não vesiculares que, neste caso, são líticos comagmáticos, no entanto, no presente trabalho optou-se por designá-los hidroclastos essenciais ou juvenis densos, de modo a manter a distinção genética entre hidroclastos essenciais e líticos.

Relativamente à dimensão, a classificação dos hidroclastos assenta em três classes granulométricas: (1) **blocos e bombas**, com dimensões superiores a 64 mm, (2) **lapilli**, entre 64 e 2 mm e (3) **cinzas**, com dimensões inferiores a 2 mm. De entre estas, separam-se ainda as cinzas grosseiras, até 1/16 mm, e as cinzas finas inferiores a 1/16 mm (Fisher, 1961; Schmid, 1981).

No caso concreto de produtos hidroclásticos importa, no entanto, considerar algumas características específicas que resultam dos mecanismos que presidem à sua génese. De um modo geral, a distribuição granulométrica dos produtos hidroclásticos caracteriza-se por uma granulometria fina, frequentemente com um diâmetro médio inferior a 1 mm e um enviesamento negativo (Self & Sparks, 1978; Walker, 1981a, 1981b, 1984; Walker & Crasdale, 1972; Wohletz, 1983). Os clastos evidenciam uma morfologia própria e variada que reflecte os seus mecanismos de formação e transporte (Sheridan & Wohletz, 1983; Heiken & Wohletz, 1985; Wohletz, 1983).

### I.3.1 HIALOCLASTITOS JUVENIS OU ESSENCIAIS

Os hialoclastitos juvenis são formados por fragmentos vítreos e cristais que apresentam um grande leque de formas e granulometrias relacionadas com diferentes processos de interacção água/magma, incluindo-se neste âmbito os processos não explosivos e uma vasta gradação de intensidades explosivas. Globalmente, distinguem-se dos piroclastos produzidos por fragmentação magmática por apresentarem menor vesicularidade, maior abundância de clastos de faces planas ou *curviplanas* com intersecções quase perpendiculares e aproximadamente isométricos, presença de agregados de partículas e adesão de poeiras finas às superfícies das partículas mais grosseiras (Palais, 1988; Sheridan & Wohletz, 1983; Heiken & Wohletz, 1985; Wohletz, 1983). Importa, contudo, salientar que ambos os processos de fragmentação podem ocorrer simultaneamente.

Baseado em estudos de microscópio electrónico de varrimento, Wohletz (1983) definiu cinco grandes classes que agrupam as morfologias mais comuns dos hidroclastos, às quais se juntam os clastos cristalinos formados pelos cristais presentes no magma (Sheridan & Wohletz, 1983) (Foto. 1.1):

Os clastos do **tipo 1** (*blocky*) são os mais abundantes e a sua distribuição predomina na fracção mais grosseira da cinza hidromagmática ( $> 63 \mu\text{m}$ ). Morfologicamente são grãos aproximadamente isométricos, pouco vesiculares, com faces suaves, planas ou *curviplanas* que interceptam as vesículas presentes. Estes clastos encontram-se tanto em depósitos basálticos como riolíticos.

Os clastos do **tipo 2** são também abundantes na fracção mais grosseira da cinza hidromagmática ( $> 63 \mu\text{m}$ ), mas a sua forma é dominada pela vesicularidade, o que sugere uma vesiculação importante do magma antes da interacção com a água. São irregulares, sem faces bem definidas e com superfícies fluidas. Estes clastos são encontrados apenas em depósitos de natureza basáltica.

Os clastos do **tipo 3** (*moss-like*) encontram-se apenas na fracção fina ( $< 63 \mu\text{m}$ ) de cinzas de composição basáltica (*s.l.*) e têm formas contorcidas, muito irregulares e rugosas de onde resulta uma grande área de superfície externa. A superfície destes clastos mostra aglutinação de pequenos grãos globulares ou angulares.

Os clastos do **tipo 4** são igualmente limitados à fracção fina das cinzas ( $< 63 \mu\text{m}$ ) de composição basáltica (*s.l.*). São caracterizados por formas fluidas, semelhantes a gotas ou esferóides, geralmente aglutinados a um clasto de outro tipo ou entre si formando incrustações botrioidais.

Os clastos do **tipo 5** (*plate-like*) são também típicos da fracção fina do depósito mas estão normalmente associados a magmas ácidos. Estes fragmentos têm forma de lascas com uma curvatura suave e arestas vivas.

A forma dos hidroclastos depende do comportamento do magma durante a fragmentação, podendo ser frágil, dúctil ou viscoso.

A fractura frágil depende do grau de coesão do material e pode resultar da propagação de uma onda de tensão que desencadeia o processo de cavitação, tanto mais eficiente quanto menor a pressão confinante. As fracturas assim produzidas propagam-se em ângulos inferiores a  $45^\circ$ , relativamente às tensões, e o estalamento e solidificação dos fragmentos preserva formas do tipo 1 (Fig. 1.14 a). Se o estalamento e a solidificação não forem suficientemente rápidos, os clastos serão ejectados ainda deformáveis, adquirindo uma superfície fluida e suave do tipo 2 (Fig. 1.14 b).

O processo de formação dos clastos do tipo 5 está também associado à fractura frágil do magma. Neste processo os fragmentos são arrancados a superfícies já solidificadas e estaladas do magma devido a instabilidades na interface com a água ou a turbulência de vapor (Fig. 1.14 b).

Quando a interface entre o magma e a água é caracterizada por comportamentos dúcteis ou viscosos, desenvolvem-se instabilidades entre os dois líquidos que permitem a sua mistura turbulenta, quer pelos mecanismos de Rayleigh-Taylor e

Kelvin-Helmholtz, quer pela ejeção de água devido a colapsos parciais do filme de vapor. Estes processos promovem a fracturação e a exposição de novas superfícies do magma que sustentam um processo de retroalimentação positiva, descrito anteriormente, do qual resultam partículas sucessivamente mais finas dos tipos 3 e 4. Este processo necessita de água abundante para que se possa desenrolar, e a sua eficiência explosiva é superior à dos mecanismos que produzem os clastos do tipo 1 e 2, o que se traduz na menor granulometria dos clastos (Wohletz, 1983).

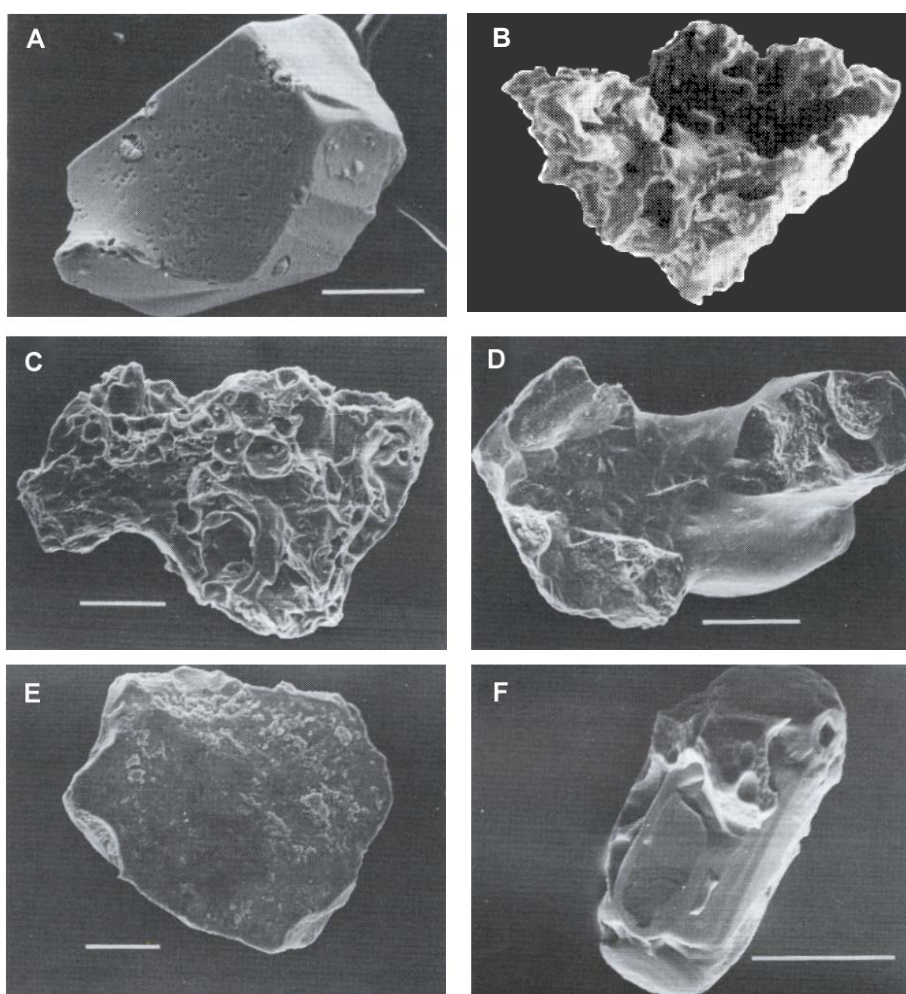


Foto. 1.1 – Fotografias de Microscópio Electrónico de Varrimento de estrutura típicas de clastos hidromagmáticos. A –Clasto do tipo 1, forma angulosa isométrica (Vulcano); B - grão do tipo 2, forma irregular e superfícies fluidas (Surtsey); C – grão do tipo 3, em forma de musgo (Vulcano); D - grão do tipo 4, em forma de gota (Taal); E - grão do tipo 5, de forma plana (Vulcano); F - cristal perfeito com revestimento de vidro vesiculado (Lipari) (modificado de Sheridan & Wohletz, 1983; Heiken & Wohletz, 1985).

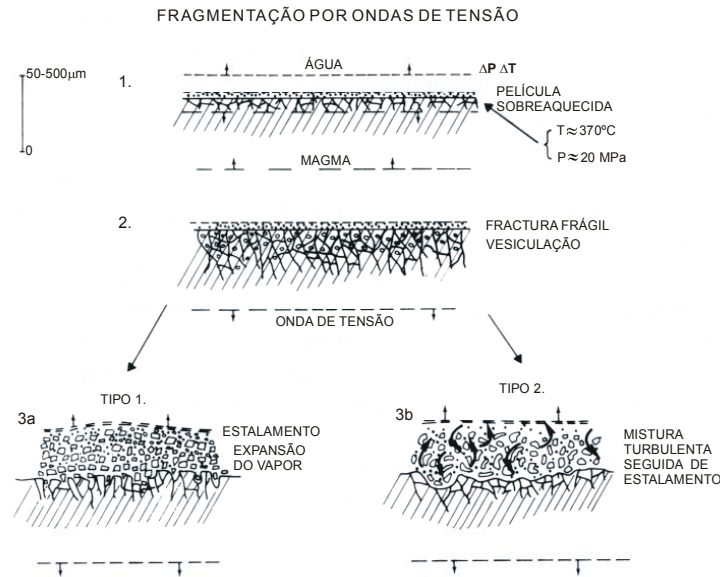


Fig. 1.14 – Fragmentação frágil do magma. O colapso do filme de vapor sobreaquecido ou a sua expansão explosiva produzem ondas de tensão que podem fracturar o magma ,originando: (a) clastos dos tipos 1 ou (b) do tipo 2 (adaptado de Wohletz, 1983).

Quando o carácter viscoso domina a deformação destas partículas, a acção das referidas instabilidades fluidas sobre as suas superfícies gera as rugosidades que caracterizam os clastos do tipo 3 (Fig. 1.15).

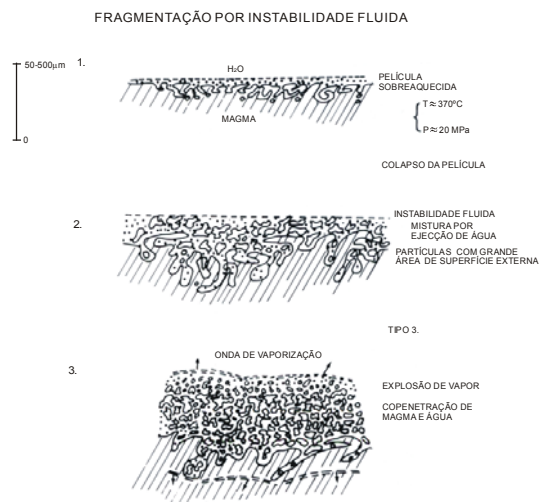


Fig. 1.15 – As instabilidades fluidas do tipo Rayleigh-Taylor e Kelvin-Helmholtz ou a ejeccção de água devido a colapsos parciais do filme de vapor promovem a fragmentação do magma e a formação de partículas finas com superfícies irregulares (adaptado de Wohletz, 1983).

Quando o efeito da tensão superficial é predominante, os pequenos glóbulos gerados pelas instabilidades fluidas adquirem formas fluidas semelhantes a gotas ou esferóides (Fig. 1.16).

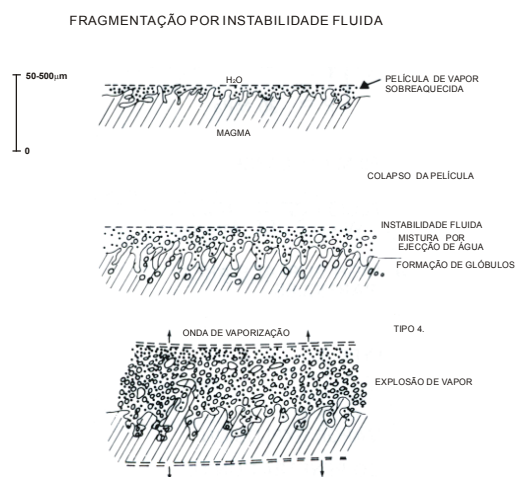


Fig. 1.16 – As instabilidades fluidas do tipo Rayleigh-Taylor e Kelvin-Helmholtz ou a ejeção de água devido a colapsos parciais do filme de vapor promovem a fragmentação do magma e se a sua viscosidade for baixa e a tensão superficial for alta, os glóbulos destacados do magma formam clastos do tipo 4, assumindo formas fluidas como gotas ou esferóides (adaptado de Wohletz, 1983).

Os hialoclastitos, resultantes da fragmentação não explosiva, formam-se por choque térmico e estalamento e são geralmente mais grosseiros que os hidroclastos. São fragmentos de vidro de faces planas, arestas vivas e forma regular, semelhantes a alguns hidroclastos do tipo 1, com fendas perlíticas (Honnorez & Kirst, 1975). Esta morfologia pode, no entanto, ser diferente se o magma em causa se encontrar vesiculado ou se simultaneamente ocorrer fragmentação hidromagmática.

### I.3.2 LÍTICOS

A fragmentação dos líticos resulta do efeito de arrastamento do magma que pode arrancar fragmentos das paredes da câmara magmática e da conduta de alimentação, do efeito de cavitação e erosão sobre as paredes da conduta e, no caso das erupções freatomagmáticas, da fragmentação da rocha que contem o aquífero, por vaporização explosiva da água (Barberi *et al.*, 1989). A máxima erosão das paredes da conduta corresponde à máxima viscosidade do magma, e ocorre próximo da zona de fragmentação (Barberi *et al.*, 1989).

Nas erupções hidromagmáticas os processos de erosão da conduta e fragmentação da rocha do aquífero são particularmente importantes, dada a maior intensidade das explosões. Neste contexto, as erupções hidromagmáticas têm, geralmente, razões de líticos/juvenis mais elevadas e a litologia dos líticos pode ser um importante parâmetro na avaliação da profundidade a que se processa a fragmentação (Barberi *et al.*, 1989).

Morfologicamente, os líticos são geralmente angulosos e as suas superfícies apresentam vulgarmente partículas mais finas aglutinadas. Quando estão associados a erupções hidrovulcânicas apresentam frequentemente alteração hidrotermal. No caso particular das erupções freáticas, estes são os únicos produtos da erupção (Heiken & Wohletz, 1985).

### I.3.3 LAPILLI DE ACREÇÃO

Os *lapilli* de acreção são estruturas comuns nos depósitos de erupções hidromagmáticas. São formados por aglomerados de partículas unidas por forças electrostáticas e de capilaridade, estas últimas resultantes da condensação de fluidos no seio da nuvem de cinzas (Cas & Wright, 1988; Schumacher & Schmincke, 1991). Assim, a formação do *lapilli* de acreção é muito dependente do teor de água na coluna eruptiva durante o transporte dos hidroclastos. No caso das erupções hidromagmáticas, se a temperatura for suficientemente elevada, o vapor está sobreaquecido e impossibilitado de condensar, originando depósitos “secos” onde não se encontra *lapilli* de acreção. Se a temperatura for suficientemente baixa para permitir a condensação do vapor, estão criadas as condições para o desenvolvimento de *lapilli* de acreção, e os depósitos resultantes são húmidos, mostrando, por vezes, estruturas como vesículas aprisionadas pelas cinzas ou deformação de leitos macios.

A grande quantidade de *lapilli* de acreção associados aos depósitos hidromagmáticos poderá dever-se não só à abundância de água na coluna eruptiva, mas também à granulometria fina que caracteriza os produtos hidromagmáticos e ao transporte destas cinzas por *base surge* que as depositam mais próximo da fonte mas ainda dentro do domínio de uma coluna eruptiva húmida (Fisher & Schemincke, 1984).

Embora os *lapilli* de acreção não sejam exclusivos das erupções hidromagmáticas, os *lapilli* de acreção armados, cujo núcleo é formado por uma partícula mais grosseira, apenas foram encontrados em depósitos destas erupções (Fisher & Schemincke, 1984).

## I.4 SISTEMATIZAÇÃO

No contexto do hidrovulcanismo, as formas de interacção do magma com a água externa são muito variadas e a terminologia em vigor apresenta, frequentemente, ambiguidades decorrentes das diversas interpretações e aplicações dadas aos diversos termos por diferentes autores.

Face à necessidade de clarificar a aplicação destes conceitos no presente trabalho, propõe-se o seguinte quadro conceptual que, de acordo com a terminologia já consolidada, sistematiza os diversos tipos de actividade hidrovulcânica em função do tipo de interacção magma/água, isto é, assente no carácter genético, independentemente da intensidade ou magnitude destas erupções:

**Explosão** – Em sentido estrito, uma explosão resulta de uma reacção que provoca uma rápida expansão do sistema, a velocidades superiores à velocidade do som, no meio onde esta decorre, gerando, assim, uma onda de choque (Zimanowsky, 1998). No presente trabalho, no entanto, o termo explosão é aplicado em sentido lato, incluindo todas as manifestações vulcânicas caracterizadas pela fragmentação violenta do magma ou das rochas circundantes.

**Explosão hidrovulcânica ou hidro-explosão** – Designação genérica de explosão, resultante da interacção directa entre o magma e uma fonte externa de água de qualquer origem (Wentworth, 1938, *in* Fisher & Schmincke, 1984), incluindo explosões de FCI e explosões de vapor ou freáticas.

**Explosão hidromagmática**– reacção explosiva de *Fuel Coolant Interaction* (FCI), de origem vulcânica, onde a energia térmica do magma é convertida em ondas elásticas com a capacidade de fracturar o magma e as rochas circundantes (Zimanowsky, 1998).

**Explosão freática, explosão hidrotermal** ou explosão de vapor - explosão de um corpo de vapor confinado sem intervenção directa do magma (Barberi *et al.*, 1992; Zimanowsky, 1998).

**Hidrovulcanismo** – Designação genérica que engloba todos os fenómenos vulcânicos, explosivos e não explosivos, resultantes da interacção entre o magma e uma fonte externa de água, seja esta proveniente de um aquífero, de um sistema hidrotermal, do mar ou de um lago (Sheridan & Wohletz, 1983).

De acordo com o tipo de interacção magma/água distinguem-se vários contextos que definem diferentes tipos de hidrovulcanismo:

**A. Vulcanismo hidromagmático** – é caracterizado pela interacção, explosiva ou não, de magma e água, com a produção de piroclastos juvenis (Zimanowsky, 1998).

**A.1. Subaquático (ou aquagénico)** – manifestação vulcânica onde a actividade hidromagmática ocorre sob um corpo livre de água (Carlisle, 1963, *in* Sheridan & Wohletz, 1983; Sigvaldason, 1968; Sheridan & Wohletz, 1983).

**A.1.1. Lacustre** - manifestação vulcânica localizada sob a água de um lago.

**A.1.1.1. Emergente** – o edifício vulcânico cresce acima do nível da superfície da água (Godchaux *et al.*, 1992).

**A.1.1.2. Não emergente** – o edifício vulcânico não chega ao nível da superfície da água (Godchaux *et al.*, 1992).

**A.1.2. Submarino profundo**– manifestação vulcânica localizada no mar, a profundidades superiores a 200 m (Bonatti, 1967 *in* Sheridan & Wohletz, 1983).

**A.1.3. Submarino superficial** – manifestação vulcânica localizada no mar, a profundidades inferiores a 200 m (Wentworth, 1938, *in* Sheridan & Wohletz, 1983).

A.1.3.1. **Emergente** - o edifício vulcânico cresce acima do nível da superfície da água (Godchaux *et al.*, 1992).

A.1.3.2. **Não emergente** - o edifício vulcânico não chega ao nível da superfície da água (Godchaux *et al.*, 1992).

A.2. **Subglaciar** – manifestação vulcânica resultante da actividade hidromagmática ocorrida sob um glaciar (Noe-Nygaard, 1940, *in* Sheridan & Wohletz, 1983).

A.3. **Freatomagmático** – actividade vulcânica explosiva caracterizada pela erupção do magma após a sua interacção com um nível freático (Sterns & Vaksvik, 1935 *in* Fisher & Schmincke, 1984).

B. **Vulcanismo freático** - manifestação vulcânica explosiva em que o gás interveniente é de origem freática ou hidrotermal e todos os piroclastos produzidos são de natureza lítica (Sterns & Macdonald, 1946, *in* Fisher & Schmincke, 1984).

B.1. **Erupção freática** – erupção vulcânica que resulta da pressurização de um sistema freático, devido ao aquecimento por calor magmático (Zimanowsky, 1998), com a produção de vapor e de fragmentos exclusivamente líticos (Olier, 1974; Barberi *et al.*, 1992; Zimanowsky, 1998).

**Erupção hidrotermal** - explosão de um sistema hidrotermal confinado devido à pressurização por aquecimento do sistema, por calor magmático (Zimanowsky, 1998; Barberi *et al.*, 1992), por progressiva impermeabilização das camadas confinantes (Marinelli, 1969, *in* Barberi *et al.*, 1992) ou ainda por uma rápida redução da pressão confinante (Barberi *et al.*, 1992;

QUADRO 1.2

| Actividade hidrovulcânica |                 |                        |               |                                       |                                   |                                   |
|---------------------------|-----------------|------------------------|---------------|---------------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| Tipo                      | Subtipo         | Interação magma /água  |               | Tipo de fragmentação                  | Produtos                          |                                   |
| Vulcanismo hidromagmático | Subaquático     | Lacustre               | emergente     | explosivo                             | Magmática subaérea                | piroclastos essenciais e líticos  |
|                           |                 |                        |               |                                       | FCI                               | hidroclastos essenciais e líticos |
|                           |                 |                        | não explosivo | autobrechificação de escoadas lávicas | clinker ou blocos                 |                                   |
|                           |                 |                        |               | estalamento e choque térmico          | tufos aquagénicos                 |                                   |
|                           |                 | não emergente          | explosivo     | FCI                                   | FCI                               |                                   |
|                           |                 |                        | efusivo       | estalamento e choque térmico          | tufos aquagénicos                 |                                   |
|                           |                 | Submarino profundo     |               | efusivo                               | estalamento e choque térmico      | tufos aquagénicos                 |
|                           |                 |                        |               | explosivo                             | FCI                               | hidroclastos essenciais e líticos |
|                           |                 | Submarino superficial  | emergente     | explosivo                             | Magmática subaérea                | piroclastos essenciais e líticos  |
|                           |                 |                        |               |                                       | FCI                               | hidroclastos essenciais e líticos |
|                           |                 |                        | não explosivo | autobrechificação de escoadas lávicas | clinker ou blocos                 |                                   |
|                           |                 |                        |               | estalamento e choque térmico          | tufos aquagénicos                 |                                   |
|                           |                 |                        | não emergente | explosivo                             | FCI                               | hidroclastos essenciais e líticos |
|                           |                 |                        |               | não explosivo                         | estalamento e choque térmico      | tufos aquagénicos                 |
|                           | Subglaciar      | explosivo              |               | FCI                                   | hidroclastos essenciais e líticos |                                   |
|                           |                 | efusivo                |               | estalamento e choque térmico          | hidroclastos essenciais           |                                   |
|                           | Freatomagmático | explosivo              |               | FCI                                   | hidroclastos essenciais e líticos |                                   |
| Vulcanismo freático       | Freático        | sem interacção directa | explosivo     | Explosão de vapor                     | líticos                           |                                   |
|                           | Hidrotermal     | sem interacção directa | explosivo     | Explosão de vapor                     | líticos                           |                                   |



## II - FORMAS E ESTRUTURAS VULCANO-TECTÓNICAS DA ILHA DO FAIAL

### II.1 ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO DA ILHA DO FAIAL

#### II.1.1 LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA

A ilha do Faial é uma das cinco ilhas que constituem o grupo central do arquipélago dos Açores. É a ilha mais ocidental do grupo, localizando-se entre as latitudes  $38^{\circ}30'56''$  e  $38^{\circ}38'40''$  N e as longitudes  $28^{\circ}35'55''$  e  $28^{\circ}50'06''$  W (Fig. 2.1).

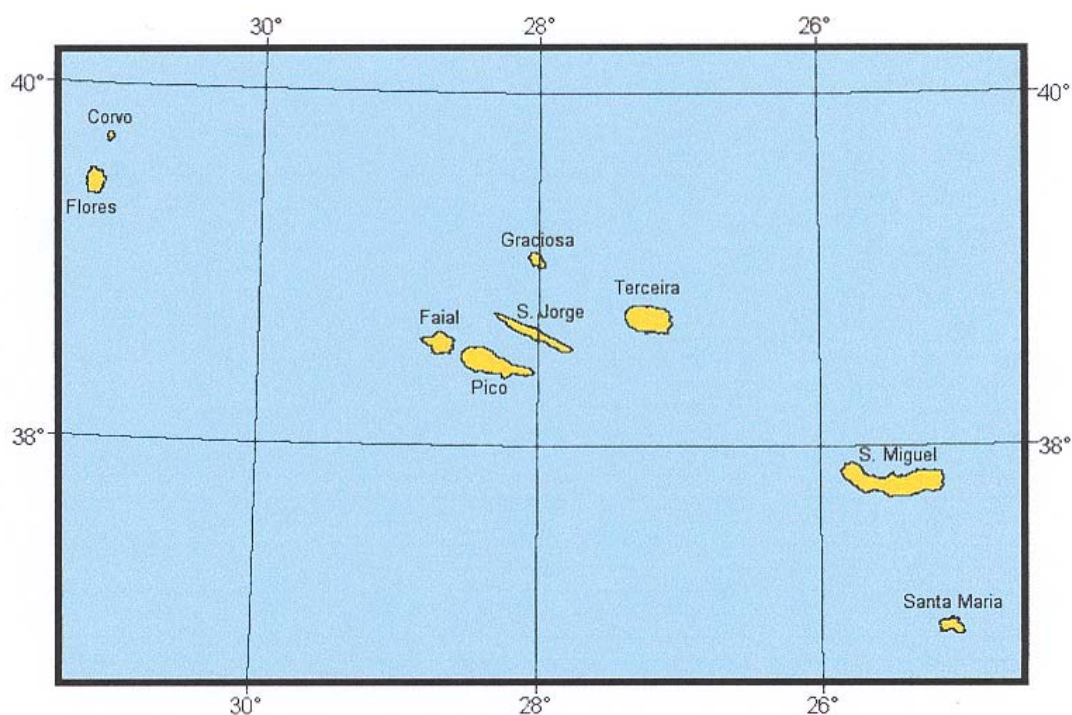


Fig. 2.1 – Localização geográfica da ilha do Faial no arquipélago dos Açores.

## II.1.2 PRINCIPAIS ESTRUTURAS TECTÓNICAS

De entre as principais estruturas tectónicas da ilha do Faial (Fig. 3.2), destacam-se dois sistemas de falhas principais, de direcções gerais WNW-ESE e NNW-SSE a NW-SE (Agostinho, 1936; Berthois, 1953; Tazieff, 1959; Zbyszewski & Ferreira., 1959; Zbyszewski *et al.*, 1959; Machado, 1955, 1982; Chovelon, 1982; Serralheiro *et al.*, 1989; Madeira & Ribeiro, 1990, 1992; Madeira, 1991a; 1991b, 1998).

O sistema de falhas dominante é o de orientação WNW-ESE, bem evidenciado pela série de escarpas de falha e patamares que se destacam na parte oriental da ilha (Fig. 2.2 e 2.3; Foto 2.1), onde se distinguem as falhas da Ribeirinha, da Lomba Grande, da Ribeira do Rato, da Rocha Vermelha, da Espalamaca e de Flamengos que definem o *Graben* de Pedro Miguel (Madeira, 1991a, 1998; Madeira & Ribeiro, 1990). Na parte ocidental da ilha, a mais importante manifestação deste sistema é traduzida pelo alinhamento de cones de escórias entre o Cabeço dos Trinta e o Vulcão dos Capelinhos que se dispõem ao longo de uma série de fracturas em *échelon* direito, materializando a falha do Capelo (Madeira, 1998) (Foto 2.2). Esta falha é particularmente relevante no contexto do vulcanismo recente da ilha do Faial, em particular no que se refere às erupções históricas (Cabeço do Fogo em 1672 e Capelinhos em 1957/8), pois ambas se localizaram ao longo do seu eixo. Segundo Madeira (1998), este é um sistema distensivo com desligamento direito normal, estimando-se, para algumas falhas, componentes verticais máximos da ordem dos 200 m e horizontais de 168 m. Segundo aquele autor, o *slip rate* neste sistema poderá ascender a 0.43 cm/ano, de acordo com o máximo estimado para a falha da Rocha Vermelha.

Estruturas análogas foram também encontradas na ilha do Pico, o que, associado à batimetria do canal, sugere a continuidade destas estruturas através do canal Faial-Pico (Berthois, 1953; Tazieff, 1959; Machado, 1955, Madeira & Ribeiro, 1990; Madeira, 1998). Na verdade, esta é uma estrutura regional associada à fronteira entre as placas litosféricas Eurasiática e Africana (Madeira & Ribeiro, 1990; Madeira, 1998).



Foto 2.1 – Escarpa da Falha da Ribeirinha, do *Graben* de Pedro Miguel.



Foto 2.2 – Alinhamento de cones de escórias da Falha do Capelo.

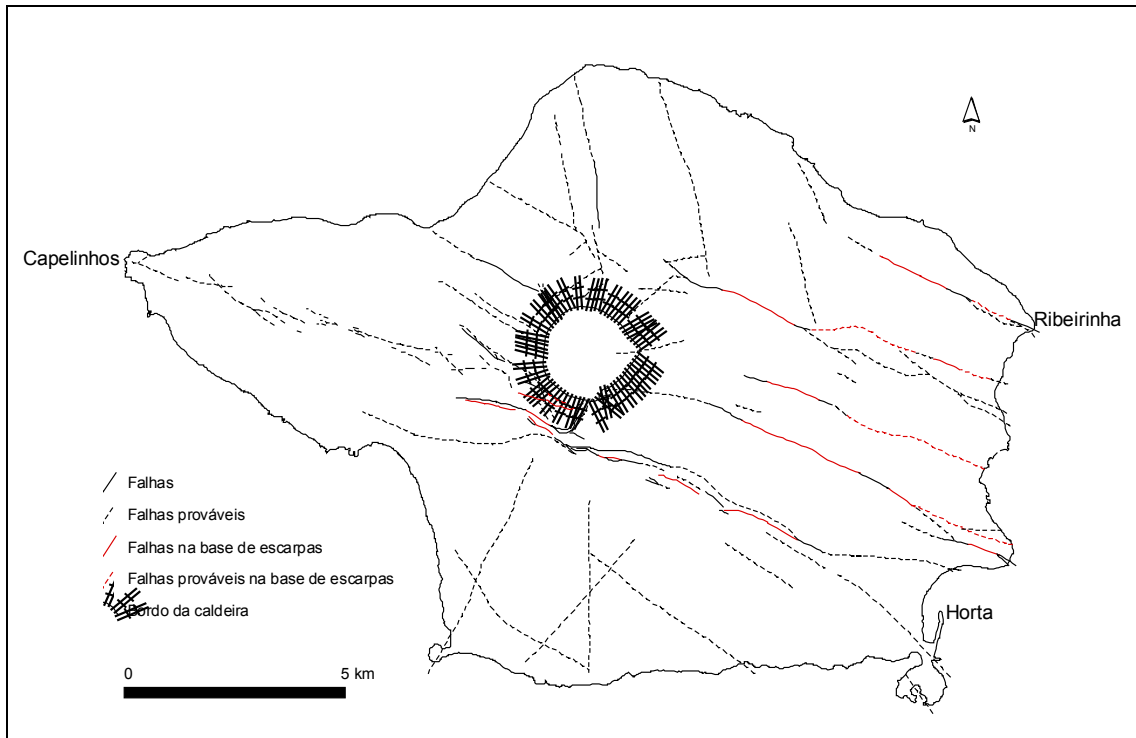


Fig. 2.2 – Principais estruturas tectónicas da ilha do Faial (adaptado de Madeira , 1998).

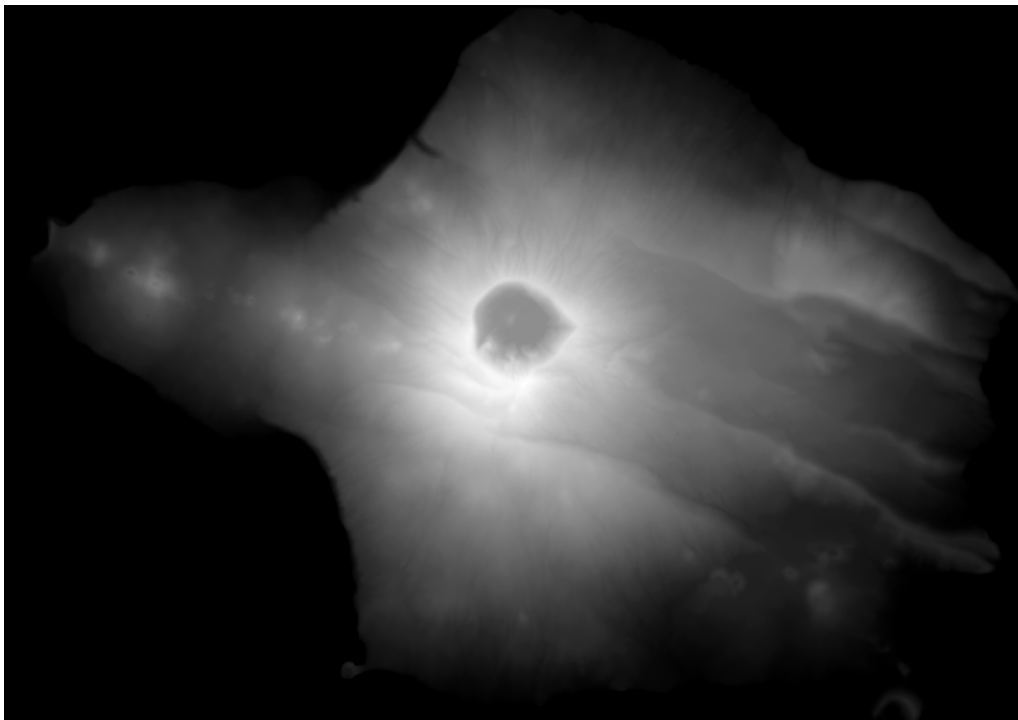


Fig. 2.3 – Imagem da ilha do Faial onde se destaca a expressão morfológica dos acidentes tectónicos de orientação aproximada WNW-ESE. Imagem obtida com base no modelo de elevação do terreno da ilha do Faial.

O sistema de direcção NNW-SSE a NW-SE tem uma menor expressão morfológica e as suas falhas são, geralmente, de menor extensão que as anteriores. Destacam-se, de entre estas, a falha da Ribeira Funda – Joana Rosa, as falhas prováveis de Cedros - Cabouco Velho ou de Água – Cutelo – Porto do Caldeirão (Serralheiro *et al.*, 1989; Madeira, 1991a, 1998), apenas inferidas por fotografia aérea. Madeira (1998) refere algumas das estruturas deste sistema como falhas normais com desligamento esquerdo.

Os dois principais sistemas estruturais poderão ter condicionado a instalação do actual vulcão central da ilha. De facto, tal como sugere Madeira (1998), tais sistemas intersectam-se na região do vulcão central, potenciando as condições para o desenvolvimento de um edifício vulcânico poligenético, de modo semelhante ao proposto para outros vulcões centrais dos Açores (Gaspar, 1996; Queiroz, 1997; Wallenstein, 1999).

Há ainda uma terceira direcção estrutural, com menor expressão morfológica, de orientação NE-SW, já referida por Chovelon (1982), Serralheiro *et al.* (1989) e Gaspar *et al.* (1998) para a ilha do Faial, à semelhança do observado noutras ilhas dos Açores (Gaspar, 1995, 1996; Gaspar & Queiroz, 1995;)

Associado ao vulcão central, encontram-se ainda algumas falhas radiais (Madeira, 1998) e falhas de curvatura concordante com o bordo da caldeira.

### II.1.3 SISMICIDADE

As estruturas tectónicas presentes na ilha do Faial são activas e sismogénicas, como o demonstram as importantes crises sísmicas de 1926 e 1998. De facto, a região Faial-Pico é uma área particularmente activa no contexto do arquipélago (Fig.2.4) e o Faial tem sido abalado por diversos sismos de elevada intensidade desde o seu povoamento (Tabela 2.1), alguns com consequências dramáticas, como foi o caso do terremoto de 9 de Julho de 1998. Este evento, que se terá repercutido quer nos sistemas de falhas de orientação NE-SW, quer nos sistemas de orientação WNW-ESSE (Gaspar *et al.*, 1998) teve uma magnitude de 5.8 (Md) e o epicentro a cerca de 7.5 km da Ponta da Ribeirinha, local onde foi sentido com a intensidade máxima de VIII na Escala de Mercalli Modificada (MM-56) (Senos *et al.*, 1998).

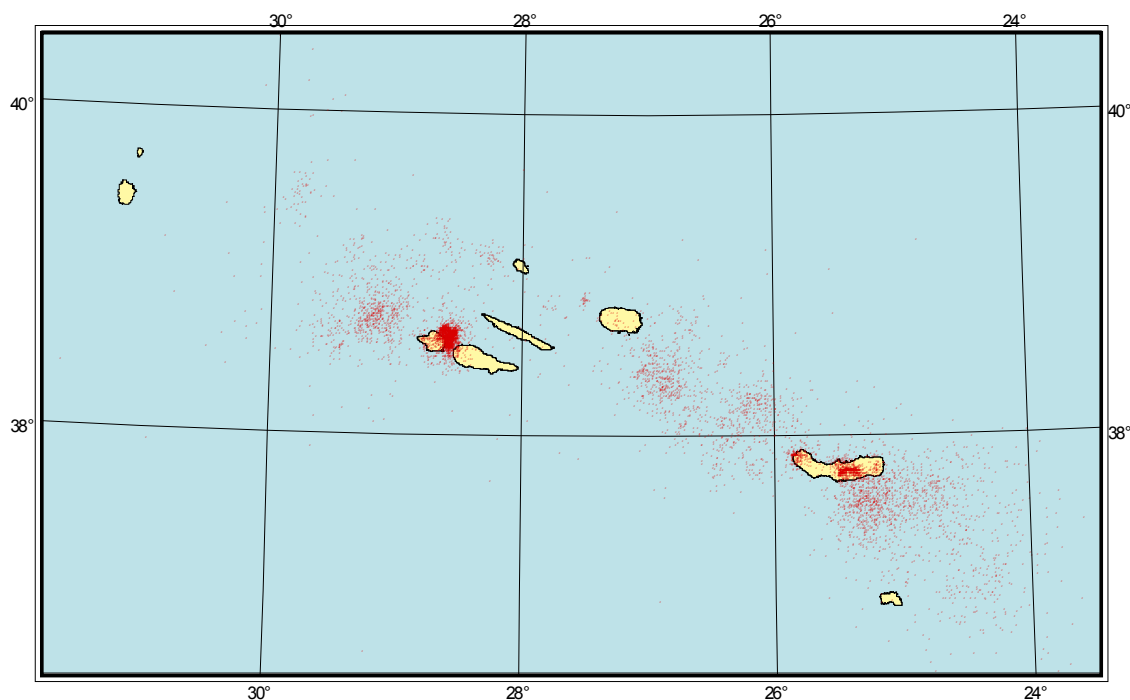


Fig. 2.4 – Carta epicentral dos eventos registados entre 1990 e 2000 no arquipélago dos Açores. A elevada densidade de epicentros na região Faial-Pico reflecte a actividade subsequente ao sismo de 9 de Julho de 1998 (dados do SIVISA, 2001 ).

TABELA 2.1

| Lista dos principais sismos sentidos no Faial (Coutinho, 2000) |  |                    |
|--|--|--------------------|
| Data   | Descrição do(s) evento(s)  | Referências        |
| 24 de Maio de 1614   | Sentiram-se sismos desde 9 de Abril até 24 de Maio (Terramoto na Terceira).  | (1), (2)           |
| 9 de Junho a 4 de Julho de 1647                                | Sentiram-se sismos a 9, 29 de Junho e 4 de Julho.  | (1), (2)           |
| 12 a 23 de Abril   | Abalos sísmicos frequentes e por vezes intensos.   | (1), (2), (3)      |
| 5 de Abril de 1690   | Um grande terramoto.   | (1), (2)           |
| 9 de Julho de 1757   | Sismo muito sentido em S. Jorge (Fajã dos Vimes), ilha onde faleceram 128 pessoas. Danos na Piedade (Pico) e Terceira.   | (1), (2), (3)      |
| 24 de Dezembro de 1759 a 8 de Maio de 1760                     | Sismo forte a 24 de Dezembro e outro "extraordinário" às 21:00 de 4 de Janeiro.  | (1), (2), (3)      |
| 24 de Junho de 1800  | Sismo violento que "causou grandes estragos na Terceira"   | (1), (2), (3)      |
| 26 de Fevereiro de 1801  | Às 15:30 ocorreu um sismo violento (Terramoto na Terceira)   | (1), (2), (5)      |
| 1 de Maio de 1808  | Sismo violento pelas 11:30. (Erupção em S. Jorge).   | (1), (2)           |
| 26 de Setembro de 1862 a 9 de Fevereiro de 1863                | Crise prolongada com abalos violentos entre 8 e 13 de Outubro, a 18 de Outubro de 1862 e a 9 de Fevereiro de 1863.   | (1), (2), (3), (4) |
| 3 de Maio de 1871  | Abalo intenso às 5:30 horas.   | (1), (2), (4)      |
| 3 de Maio de 1872  | Abalo violento às 2:15 (também sentido em S. Jorge 2:18?).   | (1), (4)           |
| 1 de Julho de 1890   | Às 6:45 (1) ou 8:30 (4), sismo violento, causando prejuízos.   | (1), (4)           |
| Dezembro de 1892 (?) a Fevereiro de 1894                       | Crise prolongada (que poderá ter tido início em Abril) com abalos violentos a 12 de Julho, 2 e 16 de Setembro de 1893  | (1), (4)           |
| 30 de Abril de 1896  | Três abalos, sendo um violento.  | (1), (4)           |
| 8 de Abril de 1898   | Abalo violento pelas 7:00 horas.   | (1), (4)           |
| 8 de Maio de 1915  | Um abalo violento.   | (1), (4)           |
| 21 de Dezembro de 1917   | Um abalo violento pelas 17:00 horas.   | (1), (4)           |
| 16 de Março de 1920  | Sismo violento pelas 05:15. Queda de muros e abertura de fendas em habitações  | (1), (4)           |
| 9 de Fevereiro de 1924   | Sismo violento às 01:15 horas. Avarias nas igrejas da Conceição (Horta) e dos Flamengos.   | (1), (4)           |
| Crise de Abril a Setembro de 1926                              | Sismos violentos a 5 de Abril (VIII) e 31 de Agosto (X). Danos elevados na Horta, Flamengos, Praia do Almoxarife, Pedro Miguel, Ribeirinha, Salão e Feteira. 8 mortos, mais de 100 feridos e 4138 casas destruídas ou inabitáveis. | (1), (4), (6)      |
| 12 de Maio de 1946   | Sismo violento sentido no Capelo com grau VII (MM-17).   | (6)                |
| 12 e 13 de Maio de 1958  | Violentos abalos ( grau X MM-56). Grande destruição na Praia do Norte, Ribeira Funda e Espalhafatos. 508 casas danificadas, 273 das quais destruídas.  | (7), (8)           |
| Crise de Outubro a Dezembro de 1973 no Pico e Faial de 1993    | Violento sismo, sentido com grau VII (MM-56) na Horta e Flamengos com danos avultados em habitações e quebradas ao longo da costa e interior da Caldeira..   | (7), (9)           |
| Crise de Novembro de 1992 a Maio                               | Mais de 100 sismos sentidos.   | (10)               |
| Crise de 1998  | Violento sismo a 9 de Julho (grau VIII MM-56); mais de 400 sismos sentidos até Outubro. 8 mortos, 150 feridos e mais de 1500 desalojados   | (11)               |

(1) - Lima (1943); (2) - Macedo (1871); (3) - Canto (1878 a 1892); (4) - Bessone (1932); (5) - Drummond (1859); (5) - Miranda (1930); (6) - Ferreira (1956); (7) - Machado *et al.* (1973-1974); (8) - Lobão (1999); (9) - Forjaz *et al.* (1974); (10) - Gaspar *et al.* (1993); (11) - Senos *et al.* (1998).

Outra importante crise sísmica que marcou a história recente da ilha foi a que acompanhou a erupção dos Capelinhos (1957/58) (Machado, 1960). Foram sentidos

mais de 200 sismos entre 16 e 27 de Setembro de 1957, com intensidades que não excederam o grau V (MM-17). Inicialmente, os sismos tiveram origem na região leste do Faial, mas a 20 de Setembro a região epicentral migrou para o extremo W da ilha e os sismos tornaram-se mais frequentes. Simultaneamente, a ponta W da ilha era também afectada por tremor vulcânico contínuo.

A 27 de Setembro, com o início da erupção, a intensidade e frequência dos sismos baixou consideravelmente até Maio de 1958. Então, a actividade sísmica recrudescceu e a 12 e 13 de Maio desencadeou-se a mais violenta crise associada ao Vulcão dos Capelinhos (Machado, 1959a; Lobão, 1999). Machado (1959a) refere a ocorrência de cerca de 450 sismos (Foto 2.3) nestes dois dias, alguns extremamente violentos, atingindo intensidades de grau X na escala de Mercalli de 1931. Esta crise revestiu-se de particular importância, quer pelo seu impacto sobre a comunidade do Faial, quer pela sua relação com o curso da erupção dos Capelinhos.

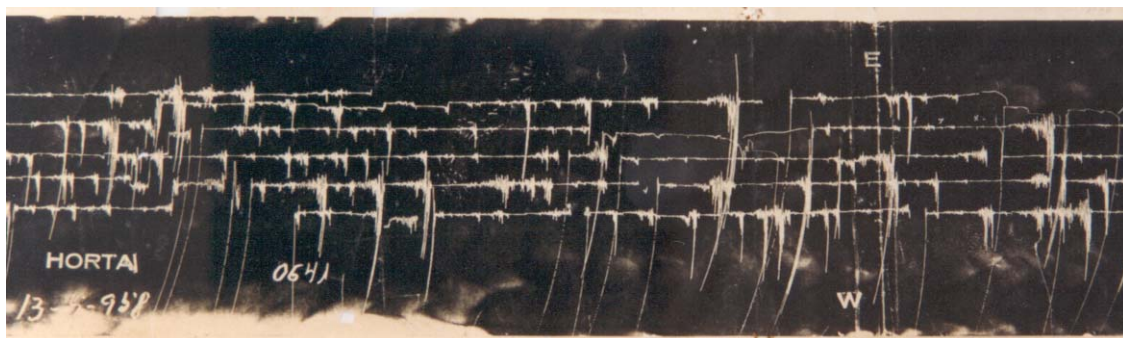


Foto 2.3 – Sismograma da crise de 12 e 13 de Maio de 1958.

De facto, para além da Praia do Norte que ficou completamente destruída, sem uma única casa habitável, esta crise infligiu uma grande devastação sobre toda a ilha do Faial, pois os epicentros não se restringiram à zona da Praia do Norte, mas antes, distribuíram-se por três áreas: Praia do Norte, Espalhafatos e região S da caldeira do vulcão central (Machado, 1959a).

Relativamente à sua influência sobre a actividade vulcânica em curso no Faial, esta crise, que originou rupturas superficiais com deslocamentos verticais superiores a 80 cm (Machado, 1959a), está associada ao desenvolvimento de uma erupção freática

(às 00:45 h do dia 14 de Maio) e ao aparecimento de fumarolas no interior da caldeira, tendo ainda desencadeado uma mudança drástica no comportamento do Vulcão dos Capelinhos.

Até então, a actividade do vulcão, que começou por ser exclusivamente hidromagmática, incluía alguns episódios esporádicos de natureza magmática que vinham assumindo progressivamente maior importância (Machado, 1958a; 1958b; 1959a; 1959b). Esta oscilação do estilo eruptivo reflecte uma menor razão água/magma, quer devido a um aumento do abastecimento de magma (Cole *et al.*, 2001), quer à menor acessibilidade da água à cratera quando esta era fechada pelas paredes do cone.

A partir de 14 de Maio, a actividade predominantemente hidromagmática deu lugar a uma actividade magmática, alternando fases estrombolianas e fases havaianas, por vezes acompanhadas pela efusão de lavas. A ausência de actividade hidromagmática sugere que esta súbita alteração do comportamento do vulcão não se deveu a um aumento do magma disponível, mas sim ao corte do abastecimento de água, que terá decorrido dos reajustamentos das falhas e fracturas promovidos pelos sismos. Neste caso, a actividade sísmica determinou a alteração do estilo eruptivo do vulcão condicionando a acessibilidade da água ao sistema eruptivo.

## II.1.4 VULCANISMO

O vulcanismo, tal como a actividade sísmica no arquipélago dos Açores, é condicionado pelas grandes estruturas regionais. Neste contexto, as suas manifestações concentram-se preferencialmente ao longo da Crista Médio Atlântica e do designado *Rift* da Terceira (Machado, 1959c), de orientação geral WNW-ESE, definido pelos alinhamentos das ilhas Graciosa - Terceira - S. Miguel, S. Jorge - S. Miguel e Faial - Pico – S. Miguel (Agostinho, 1936; Machado, 1959c).

A figura 2.5 apresenta a localização e sequênciã cronológica das várias erupções históricas observadas no arquipélago. Da análise desta figura, merece destaque a proporção de erupções submarinas e litorais, que ascende a 48% do total das erupções registadas, sendo este valor provavelmente subestimado, pois nem todas as erupções submarinas se manifestam à superfície do oceano e, mesmo de entre estas, nem todas terão sido observadas.

Na ilha do Faial tiveram lugar 3 erupções históricas, 2 das quais se dispõem ao longo de um alinhamento de direcção WNW-ESSE, coincidente com a falha do Capelo (Fig. 2.5). A primeira decorreu entre 24 de Abril de 1672 e Fevereiro (?) de 1673 (Machado, 1959d, 1962). Tratou-se de uma erupção com uma intensa actividade efusiva e algumas fases estrombolianas. O foco eruptivo inicial foi o Cabeço do Fogo, que produziu escoadas lávicas basálticas (s.l.) que chegaram ao mar nas costas N e S. Este foco manteve-se activo até Julho ou Agosto de 1672. Um segundo foco eruptivo a WNW do primeiro, designado por Pincarito, entrou em actividade a 25 de Abril de 1672 e manteve-se activo por 10 meses, até Fevereiro de 1673. As escoadas produzidas por este centro fluíram para N até ao mar.

A segunda erupção histórica da ilha do Faial foi a dos Capelinhos, que decorreu entre 27 de Setembro de 1957 e 24 de Outubro de 1958. Tratou-se de uma erupção litoral emergente que será abordada noutra capítulo do presente trabalho.

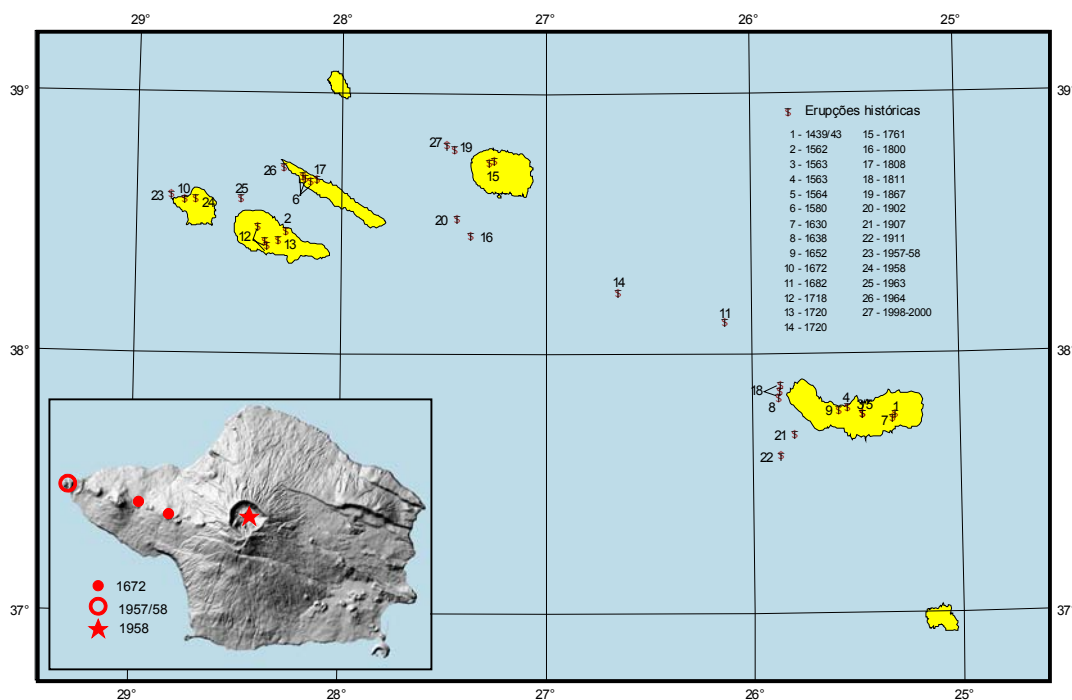


Fig. 2.5 – Carta da actividade vulcânica histórica no arquipélago dos Açores, com destaque para as erupções na ilha do Faial (modificado de Weston, 1964, com dados de Queiroz *et al.*, 1995 e Queiroz, 1997).

Por fim, a última erupção correspondeu a uma explosão freática (ou freatomagmática), centrada na caldeira do vulcão central, a 14 de Maio de 1958 (Machado, 1959a; Lobão, 1999).

Actualmente, as manifestações vulcânicas subaéreas na ilha do Faial materializam-se nas fumarolas que ainda persistem no cone dos Capelinhos (Ferreira *et al.*, 1993) e numa nascente de água mineral, na zona do Varadouro (Coutinho, 2000). Relativamente às manifestações vulcânicas submarinas, destacam-se ainda as emanções gasosas a E da ponta da Espalamaca.

## II.2 FORMAS E ESTRUTURAS VULCÂNICAS

### II.2.1 GENERALIDADES

A ilha do Faial desenvolve-se ao longo de um eixo de direcção aproximada WNW-ESE, com um comprimento máximo de cerca de 21 km, entre a ponta dos Capelinhos e a Espalamaca, e uma largura de 14 km, entre Castelo Branco e Cedros, cobrindo uma área de 170 km<sup>2</sup>. Tendo em conta o relevo da ilha, estima-se a sua superfície em 180 km<sup>2</sup> e o seu volume emerso em 56 km<sup>3</sup>.

A altimetria da ilha é, actualmente, dominada pelo Vulcão Central da Caldeira (Fig. 2.6), onde se localiza o ponto de cota mais elevada (1043 m), que corresponde ao marco geodésico do Cabeço Gordo, próximo do bordo S da caldeira.

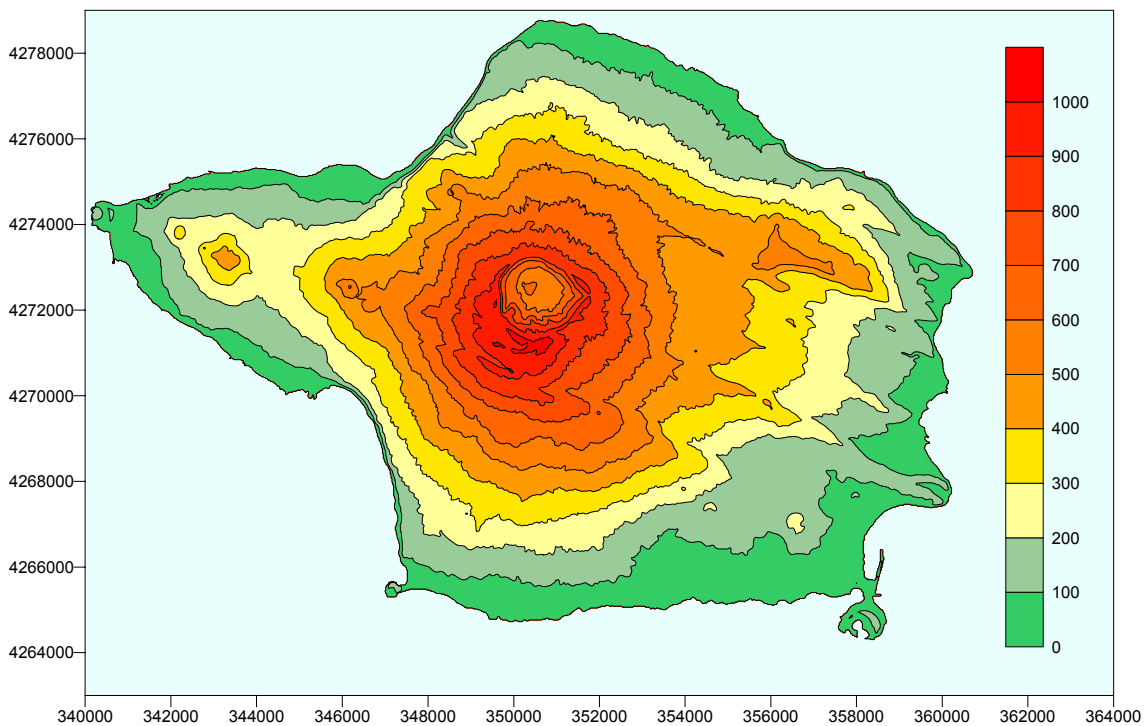


Fig. 2.6 – Carta hipsométrica da ilha do Faial. Coordenadas UTM e altitudes em metros.

Alem deste vulcão central, a ilha é ainda pontuada por uma multiplicidade de edifícios vulcânicos de menores proporções, associados a diversos tipos de vulcanismo, nomeadamente cones de escórias, formas hidrovulcânicas e domos (Fig. 2.7).

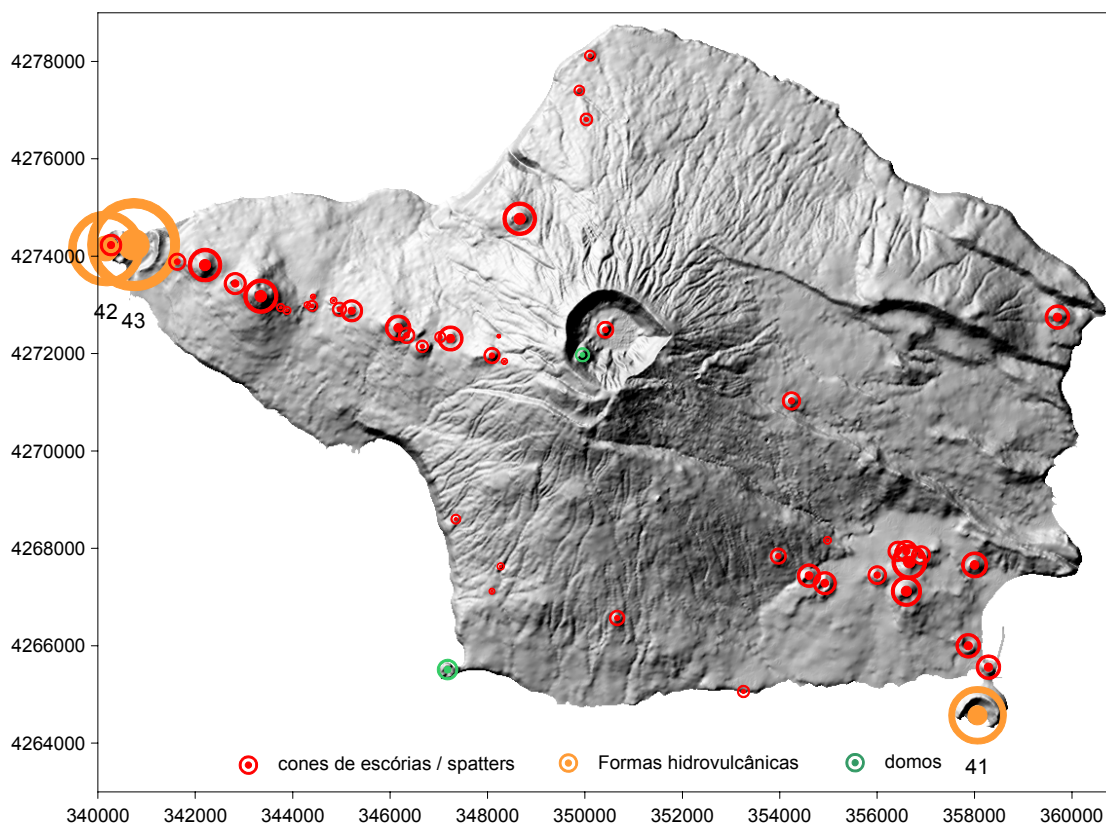


Fig. 2.7 – Distribuição dos centros eruptivos na ilha do Faial. O diâmetro dos círculos é proporcional à dimensão do diâmetro basal médio dos edifícios vulcânicos. Coordenadas UTM (modificado de Coutinho, 2000).

O somatório dos diversos acidentes tectónicos e edifícios vulcânicos gerou um relevo onde se individualizam quatro regiões com características geomorfológicas distintas (Madeira, 1998): (1) o Vulcão Central, (2) o *Graben* de Pedro Miguel, (3) a Região Horta-Flamengos-Feteira, referida no presente trabalho como Plataforma da Horta, e (4) a Península do Capelo (Fig. 2.8).

A região do **Vulcão Central** ocupa a parte central da ilha e corresponde a um maciço vulcânico formado por um vulcão central com caldeira, designado por Vulcão da Caldeira. O desenvolvimento das características deste vulcão é remetido para o tópico seguinte do presente capítulo.

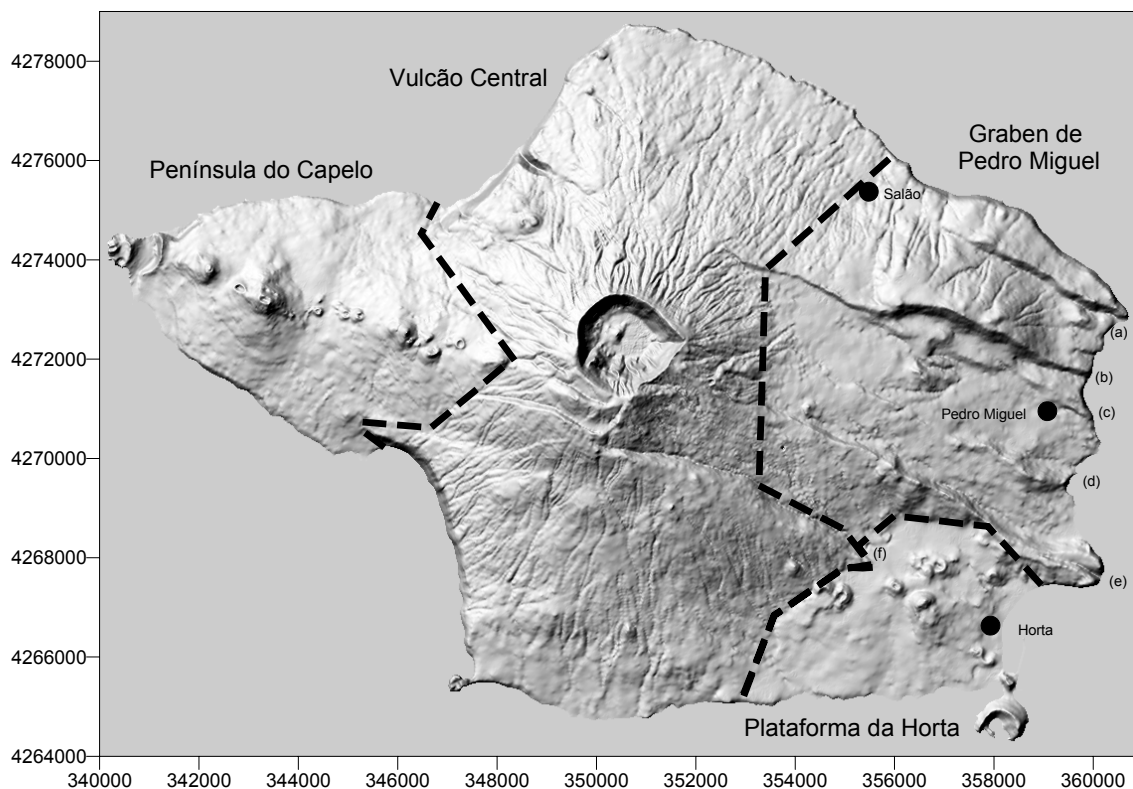


Fig. 2.8 – Modelo tridimensional da ilha do Faial, onde se distinguem, esquematicamente, quatro regiões geomorfológicas: o Vulcão Central, o Graben de Pedro Miguel, a Plataforma da Horta e a Península do Capelo. (a) - escarpa da falha da Ribeirinha; (b) - escarpa da falha da Lomba Grande; (c) - escarpa da falha da Ribeira do Rato; (d) - escarpa da falha da Rocha Vermelha; (e) - escarpa da falha da Espalamaca; (f) - escarpa da falha de Flamengos (Madeira, 1998). Coordenadas UTM.

O **Graben de Pedro Miguel** localiza-se na zona NE da ilha e caracteriza-se por um relevo dominado pelo sistema distensivo de falhas de orientação WNW-ESE. Esta região, limitada a S pela falha de Flamengos e pela Plataforma da Horta, estende-se até aos Salão, na costa N, e é formada por cinco patamares desnivelados, de formas irregulares, aproximadamente rectangulares. Os diversos patamares encontram-se abatidos, segundo uma estrutura em *graben*, com um eixo materializado pelo bloco central, mais abatido, onde se situa a freguesia de Pedro Miguel (Fig. 2.9). As três falhas a N do patamar de Pedro Miguel (falhas da Ribeirinha, da Lomba Grande e da Ribeira do Rato) têm planos de falha inclinados para SSW e desníveis máximos de 140, 170 e 60 m, respectivamente. As três falhas a S do patamar de Pedro Miguel (falhas da Rocha Vermelha, da Espalamaca e de Flamengos) têm planos de falha inclinados para NNE e desníveis máximos de 150, 110 e 100 m, respectivamente (Madeira, 1998).

A expressão destas falhas diminui para W (Fig. 2.9) devido ao enchimento da depressão pelos produtos do Vulcão da Caldeira, cuja edificação se centrou no interior do *graben*. A rede hidrográfica instalada na região do *graben* apresenta-se menos encaixada e com menor densidade de drenagem do que a montante, no Vulcão da Caldeira (Coutinho, 2000). Tal, no entanto, não se deve a uma maior juventude do *graben*, que está coberto por material piroclástico do Vulcão da Caldeira, mas sim ao menor declive em relação àquele.

A faixa litoral caracteriza-se, a N, por falésias alcantiladas com cotas que variam entre os 50 e os 190 m. A leste, a linha de costa é marcada pelo sistema de falhas e apresenta-se muito irregular, com grandes variações de cota, que vão de 0 a mais de 100 m. Ainda na costa leste, encontram-se algumas praias de areia ou de calhau rolado.

Além dos aspectos referidos, encontram-se também preservadas, na região do *Graben* de Pedro Miguel, algumas formas de um antigo vulcão central, o Vulcão da Ribeirinha, já bastante destruído pela actividade tectónica do *graben* (Madeira, 1998).

A **Plataforma da Horta**, que confina a N com o *Graben* de Pedro Miguel e a W com o Vulcão Central, é caracterizada por um relevo suave, declives pouco acentuados (por vezes <1%) e baixa altitude (perfis 1, 2 e 3 da Fig. 2.9), onde se destacam alguns cones de escórias basálticas (s.l.).

Nesta região, a expressão morfológica das falhas distensivas WNW-ESE não é visível, pois encontra-se coberta por escoadas lávicas que preencheram o extremo SE da ilha formando uma zona aplanada. Aí, o relevo é dominado por um campo de lavas e alguns cones de escórias, cobertos por uma camada relativamente fina de piroclastos do Vulcão da Caldeira.

A rede de drenagem, na Plataforma da Horta, é praticamente inexistente (Coutinho, 2000), a linha de costa é baixa e inclui algumas praias no sector E.

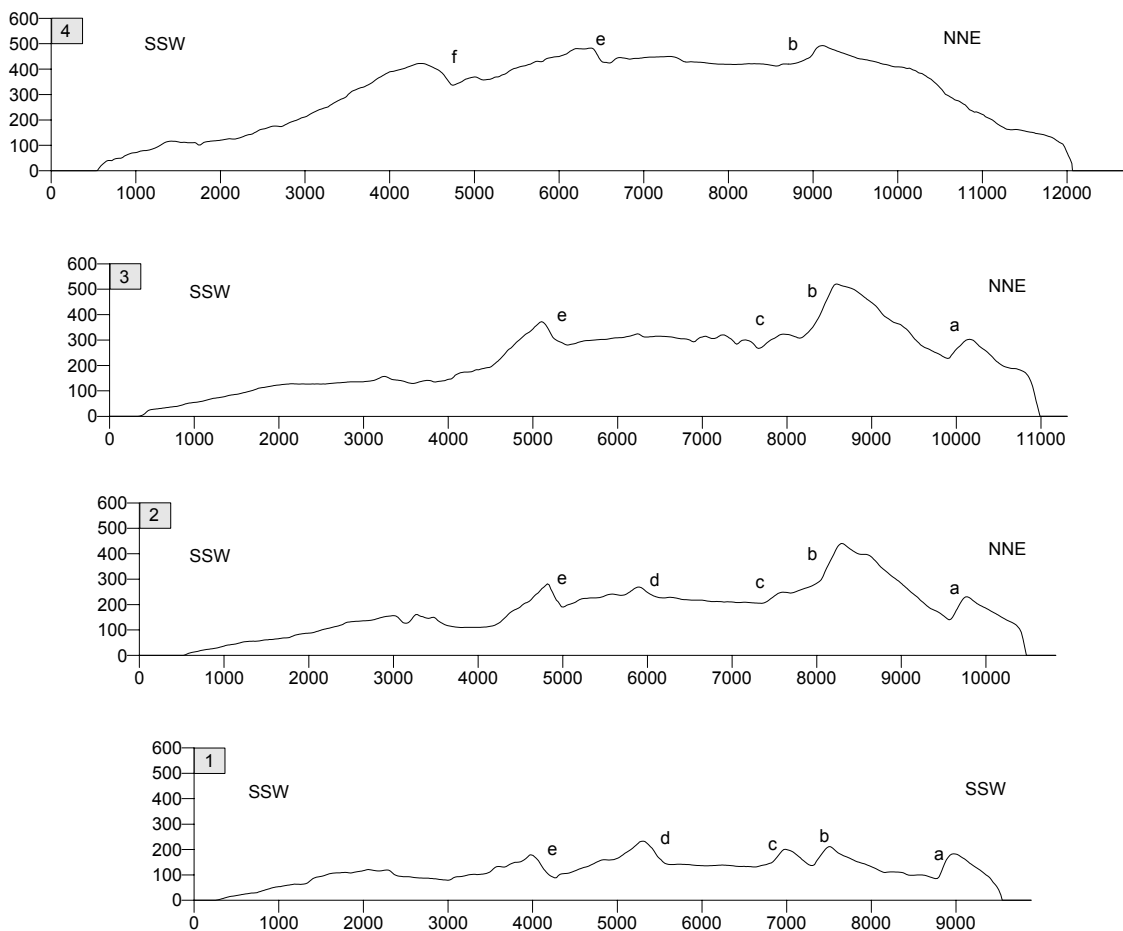
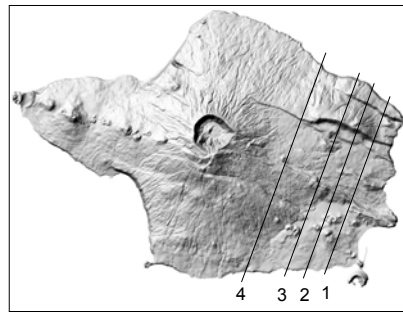


Fig. 2.9 – Perfis topográficos de direcção aproximada SSE-NNW, cortando a região da Plataforma da Horta (NNW) e do Graben de Pedro Miguel (SSW), com uma sobre-elevação vertical de 3x (escalas horizontal e vertical em metros). a - escarpa da falha da Ribeirinha; b - escarpa da falha da Lomba Grande; c - escarpa da falha da Ribeira do Rato; d - escarpa da falha da Rocha Vermelha; e - escarpa da falha da Espalamaca; f - escarpa da falha de Flamengos.

A **Península do Capelo**, corresponde ao extremo W da ilha e é constituída por uma dorsal de cones de escórias basálticas (s./.), dispostos ao longo de um sistema de fissuras de orientação WNW-ESSE (Madeira, 1998).

O relevo nesta região é dominado por tais cones e escoadas lávicas associadas, sendo os declives daí resultantes relativamente suaves nas zonas entre cones (perfil 2 da Fig. 2.10), e mais abruptos nas zonas de influência destes cones (perfis 1 e 3 da Fig. 2.10). Todo este sistema se instalou sobre o flanco W do Vulcão Central, pelo que, grosso modo, as suas cotas aumentam de W para E (perfil 4 da Fig. 2.10). As escoadas lávicas, por seu turno, permitiram preservar as arribas fósseis do vulcão central nas zonas do Varadouro e da Praia do Norte. Também a antiga arriba da Costa da Nau é actualmente uma arriba fóssil, preservada pelos depósitos da erupção dos Capelinhos.

A rede hidrográfica na Península do Capelo é praticamente inexistente devido à juventude de todo o sistema (Coutinho, 2000). A faixa litoral é rochosa, tem algumas praias de areia ou de calhau rolado e é geralmente baixa, embora pontualmente exceda os 100 m.

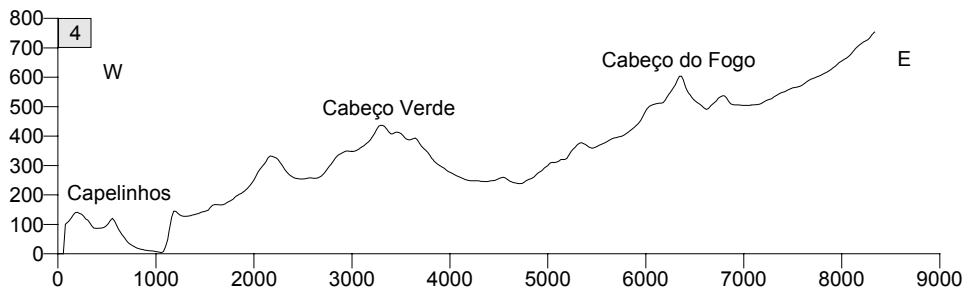
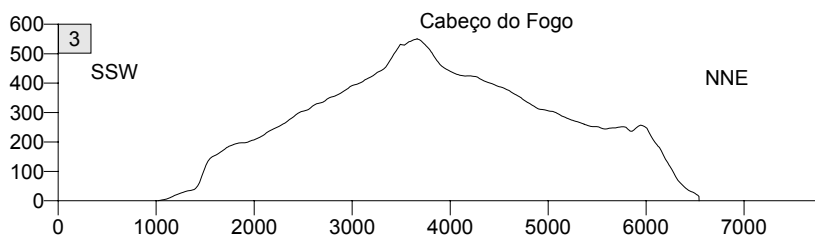
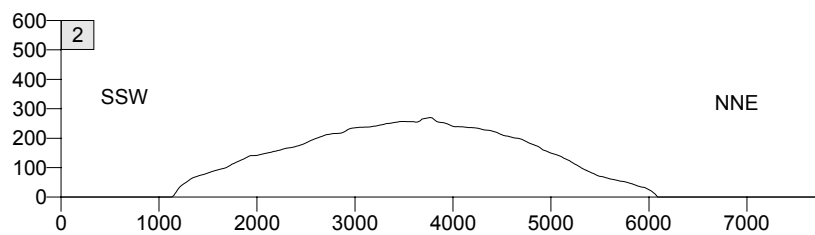
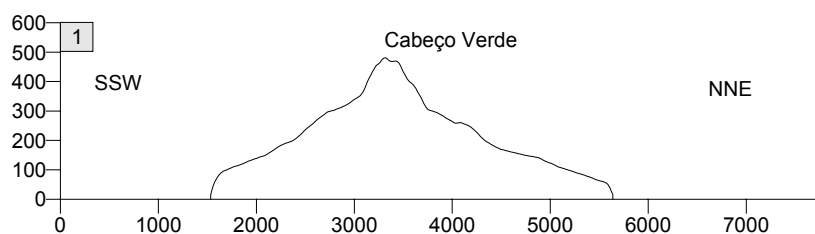
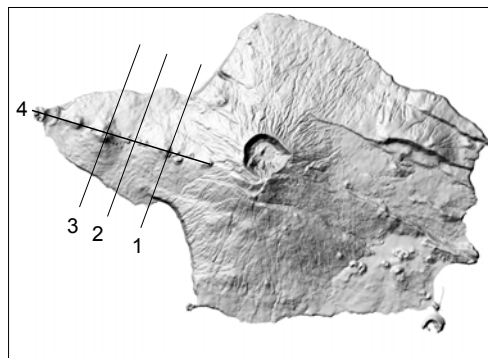


Fig. 2.10 – Perfis topográficos da Península do Capelo, com uma sobre elevação vertical de 3x (escalas horizontal e vertical em metros).

## II.2.2 VULCÕES CENTRAIS

A ilha do Faial tem dois vulcões centrais, o Vulcão da Ribeirinha, já bastante degradado, localizado no sector NE do Faial e o Vulcão Central da Caldeira, como se referiu, o mais proeminente e que constitui, presentemente, o centro da ilha.

O **Vulcão da Ribeirinha** encontra-se bastante erodido e o seu edifício limita-se, actualmente, a uma forma residual, cortada pelo *graben* de Pedro Miguel (Fig. 2.11). O diâmetro da estrutura visível tem cerca de 7 km, à cota de aproximadamente 150 m, e as suas vertentes apresentam uma inclinação média de cerca de  $12^{\circ}$ , pelo que, com base no seu perfil topográfico (perfis 1 e 2 da Fig. 2.9), se admite que o diâmetro original do vulcão, à cota zero, seja superior a 8 km e a sua cota máxima não exceda 1000 m. O avançado estado de degradação da sua forma, torna, no entanto, pouco fiáveis estas estimativas.

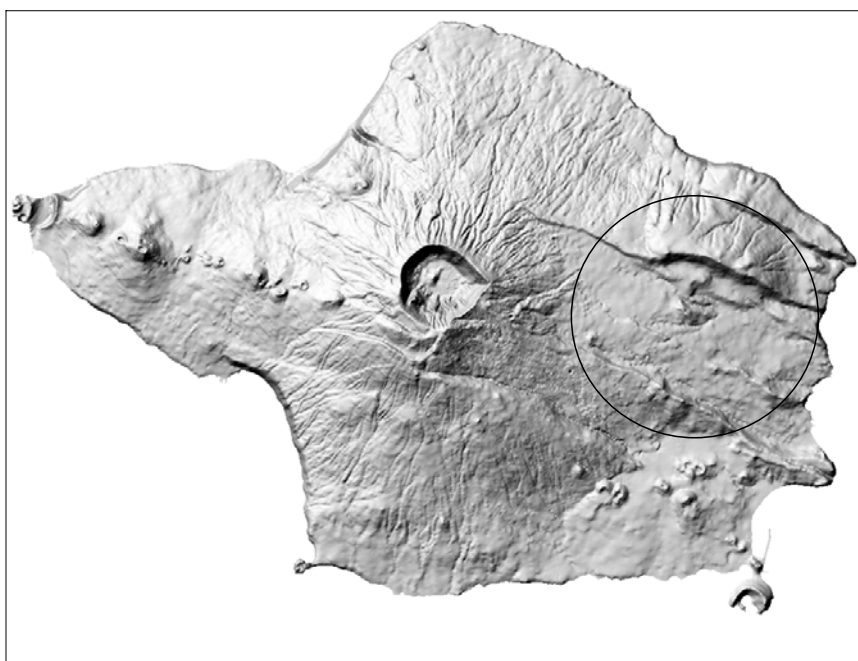


Fig. 2.11 – Localização aproximada da zona central do Vulcão da Ribeirinha.

O **Vulcão da Caldeira** é um edifício poligenético, com caldeira, formado pela acumulação dos depósitos de sucessivas erupções de diversos estilos e magnitudes, predominando os depósitos de vulcanismo efusivo na parte mais antiga do vulcão e os piroclásticos entre os mais recentes. De acordo com os critérios de classificação de estratovulcões, propostos por Pike e Clow (1981, *in*: Cas & Wright, 1988), este é um vulcão de classe 6, tal como alguns outros vulcões centrais dos Açores (Queiroz, 1997; Wallenstein, 1999)

Morfometricamente, o Vulcão da Caldeira caracteriza-se por um diâmetro basal médio ( $W_{co}$ ) de 13,5 km, uma cota máxima ( $H_{co}$ ) de 1043 m e uma área de implantação de aproximadamente 114 km<sup>2</sup>, parcialmente coberta por produtos da Plataforma da Horta e da Península do Capelo. A sua caldeira tem 2 km de diâmetro ( $W_{cr}$ ) e uma profundidade ( $H_{cr}$ ) de cerca de 290 m em relação ao bordo mais baixo. Com base nestes valores, estima-se um volume de aproximadamente 46 km<sup>3</sup> para a parte emersa do vulcão.

O declive médio aparente das vertentes deste vulcão (declive da linha que une a base e o topo do cone) é de 9,2°; no entanto, este valor está condicionado pelo abatimento verificado ao nível do eixo do *Graben* de Pedro Miguel (Fig. 2.12). Admitindo como abatimento total a acumulação dos abatimentos das falhas de cada lado do *graben* verificados por Madeira (1998), o valor corrigido do declive é de 12,5°. Mesmo assim, é um declive significativamente inferior aos 17,5°±3,4° estimados pela expressão  $S=41,2(W_{co})^{-0,33} \pm 3,4^{\circ}$ , proposta por Wood (1978) para a determinação do declive médio das vertentes de vulcões centrais.

Na verdade, o declive real das vertentes do Vulcão da Caldeira varia ao longo da sua encosta, sendo suave na base do cone e mais abrupto no topo, verificando-se, pontualmente, valores de declive superiores a 17,5° próximo dos bordos da caldeira. Abaixo da cota dos 600 m, na vertente S que parece menos afectada pelo sistema de falhas WNW-ESE, o declive médio é de 8,5°. Esta variação de declives pode resultar do equilíbrio entre as componentes construtiva e erosiva da edificação do cone ou derivar de duas fases de crescimento distintas.

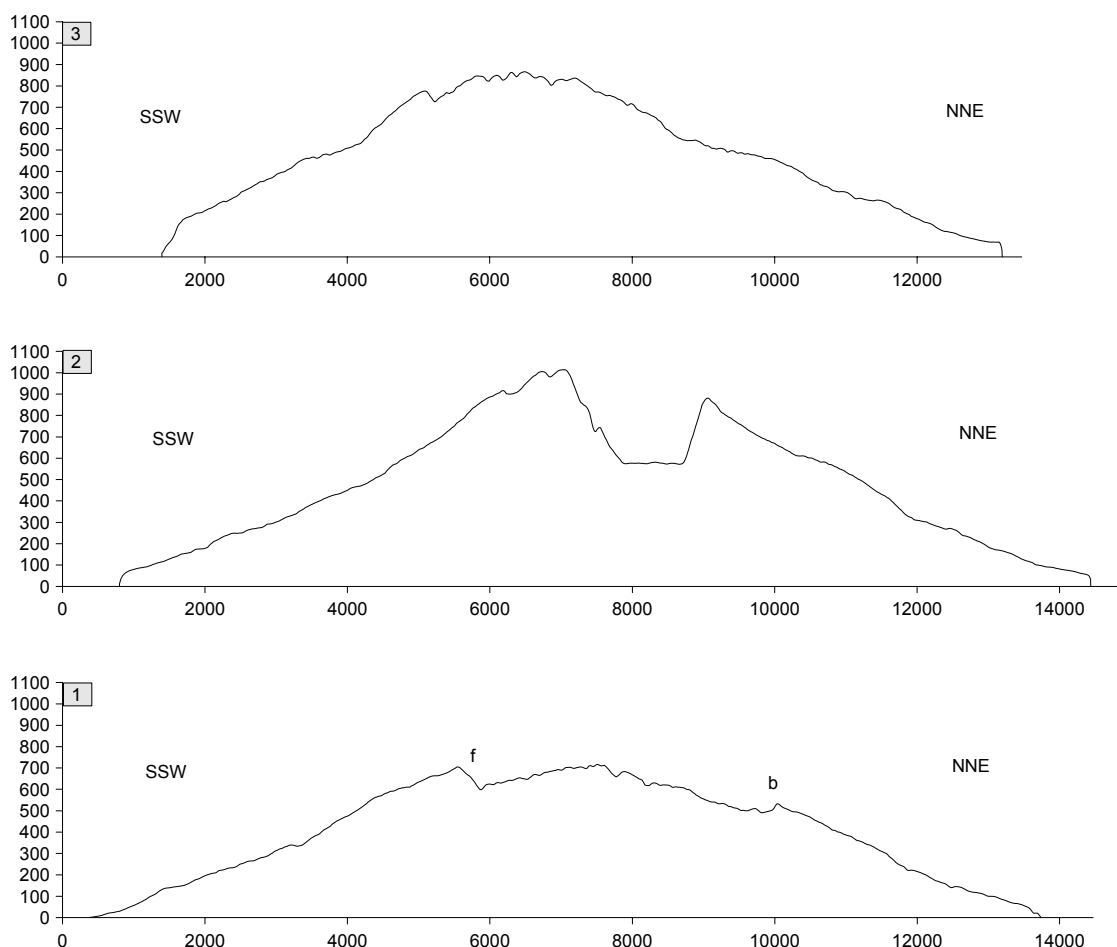
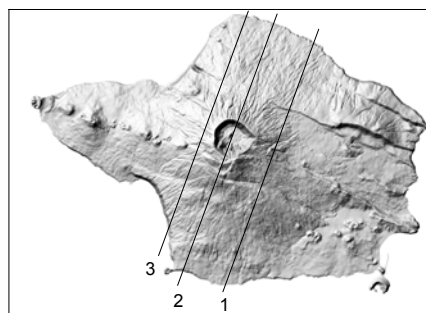


Fig. 2.12 - Perfis topográficos do vulcão da Caldeira de direcção aproximada SSE-NNW, com uma sobre-elevação vertical de 3x (escalas horizontal e vertical em metros). b - escarpa da falha da Lomba Grande; f - escarpa da falha de Flamengos.

Atendendo à preponderância das escoadas lávicas nos produtos deste vulcão e aos seus baixos declives, em particular abaixo da cota dos 600 m, onde o declive se situa dentro dos valores típicos dos vulcões em escudo ( $<10^\circ$ ) (Cas & Wright, 1988; Francis, 1993), admite-se que este poderá ter-se formado, inicialmente, como um vulcão em

escudo. A produção de escoadas lávicas mais curtas ou eventos predominantemente explosivos poderão estar na origem das vertentes mais abruptas próximas do topo do vulcão, e da conseqüente modificação das características morfológicas do edifício, aproximando-as das de um vulcão central.

A caldeira que trunca o cone vulcânico tem uma forma aproximadamente circular e paredes abruptas com 290 a 440 m de altura e com declives que variam entre os 40° (na parede N) e os 29° (na parede S). A sua área, ao nível dos bordos, é de 2,9 km<sup>2</sup>, enquanto ao nível do fundo é de 0,7 km<sup>2</sup>, estimando-se o volume da depressão em 0,7 km<sup>3</sup>.

Tal como se pode verificar pelos perfis da figura 2.12, a caldeira ocupa uma posição excêntrica em relação ao cone e exibe um perfil assimétrico, sendo o bordo S da caldeira cerca de 150 m mais alto do que o bordo N. Esta geometria da caldeira poderá estar condicionada pela acção do sistema de falhas distensivas do *Graben* de Pedro Miguel, cujo eixo se situa um pouco mais a N. Tal facto poderá ter contribuído não só para o maior abatimento do flanco N do vulcão, mas também para o alojamento da caldeira numa posição mais próxima do eixo do sistema distensivo.

Com base na análise dos perfis topográficos, estima-se que, antes da formação da caldeira, a cota máxima deste aparelho vulcânico terá sido da ordem dos 1250 m. Assim sendo, estima-se que o volume total do material removido durante a formação da caldeira ascenda a cerca de 1 km<sup>3</sup>, sendo 0,7 km<sup>3</sup> correspondentes ao volume da actual depressão e 0,3 km<sup>3</sup> ao volume do cone que se elevava até aos 1250 m.

No interior da caldeira, encontram-se dois edifícios vulcânicos secundários, um domo e um diminuto cone de piroclastos com cerca de 40 m de altura. Na base das paredes da caldeira acumulam-se depósitos de vertente.

Os flancos do vulcão apresentam uma rede hidrográfica bem desenvolvida, com a maior densidade de drenagem da ilha (Coutinho, 2000), e com algumas ribeiras bem encaixadas na cobertura de piroclastos das vertentes do vulcão. A sua distribuição evidencia um padrão predominantemente radial, no entanto, algumas linhas de água,

como a Ribeira das Águas Claras ou a Ribeira do Corte, seguem um curso perpendicular à linha de maior pendor da vertente, revelando um controlo estrutural.

A faixa litoral deste vulcão caracteriza-se por arribas rochosas, geralmente altas e com vales suspensos, em particular nas vertentes viradas a N e W. Nestas últimas, as arribas chegam aos 300 m de altura e prolongam-se, como arribas fósseis, pela região da Península do Capelo.

### II.2.3 CONES DE ESCÓRIAS

Os cones de escórias são estruturas vulcânicas tipicamente monogenéticas, formadas durante erupções estrombolianas e/ou havaianas (MacDonald, 1972; Wallenstein *et al.*, 1996) de magmas basálticos (*s.l.*). Uma característica destas erupções é a sua reduzida explosividade, pelo que, a grande maioria dos piroclastos produzidos são de trajectória balística e de reduzida dispersão. Tal constrangimento condiciona o tamanho e a forma típicos destes edifícios que são geralmente pequenos, de forma aproximadamente circular e encimados por uma ou mais crateras. Há, no entanto, diversos outros factores que concorrem para moldar a forma dos cones de escórias, quer relacionados com (1) os mecanismos eruptivos, como a taxa eruptiva, a velocidade de ejeção, o ângulo de ejeção ou a actividade efusiva (Head & Wilson, 1989), que, entre outros aspectos, determinam a temperatura de deposição dos piroclastos e a sua capacidade para se soldarem ou deformarem, quer com (2) a geometria do sistema de alimentação dos cones, que pode originar um foco eruptivo centrado num ponto ou disperso ao longo de uma fissura, ou ainda promover a migração do foco eruptivo ao longo de uma fractura (Settle, 1979).

Qualquer destes factores pode variar no decurso de uma erupção; neste contexto, pode desenvolver-se um completo espectro entre cones de escórias e *spatter cones* formados por piroclastos aglutinados (Head & Wilson, 1989) ou entre formas circulares e formas elípticas alongadas.

Além dos aspectos construtivos, a morfologia exibida pelos cones reflecte, ainda, a actuação dos agentes destrutivos (Wood, 1980b), como a erosão, o colapso parcial do cone por acção de escoadas lávicas ou ainda a actividade tectónica.

Na ilha do Faial encontra-se uma grande diversidade de formas de cones resultantes dos diversos mecanismos referidos, de diferentes idades e estados de degradação. Madeira (1998) apresentou um primeiro estudo morfométrico destes cones, evidenciando parâmetros distintos entre os edifícios do Complexo do Capelo e da Formação do Almojarife. Neste contexto, determinou as razões entre a altura e o

diâmetro basal dos cones e entre os diâmetros das crateras e das bases dos cones, obtendo valores médios de 0,175 e 0,31, respectivamente, no Complexo do Capelo e 0,13 e 0,35 na Formação do Almoxarife, tendo relacionado este comportamento com a maior juventude dos cones do Complexo do Capelo.

No presente trabalho identificaram-se 46 cones de escórias (Tabela 2.2) distribuídos por toda a ilha (Fig. 2.13), com diâmetros basais médios ( $W_{co}$ ) que variam entre 75 a 714 m, alguns com mais de uma cratera, devido à alteração do trajecto de ascensão do magma. Diversos cones têm escoadas lávicas associadas, produzidas quando o magma extruído é mais pobre em voláteis. As crateras destes cones são, geralmente, abertas devido ao colapso da parede do cone provocado pela extrusão das escoadas lávicas.

TABELA 2.2

| Distribuição dos cones de escórias pelas zonas geomorfológicas do Faial |                |                                      |                             |                               |
|---|----------------|--------------------------------------|-----------------------------|-------------------------------|
| Zona geomorfológica   | Total de cones | Densidade (cones / km <sup>2</sup> ) | Diâmetro basal em m (média) | Diâmetro basal em m (mediana) |
| Península do Capelo   | 21             | 0,8                                  | 318                         | 333                           |
| Vulcão da Caldeira  | 10             | 0,09                                 | 243                         | 221                           |
| Plataforma da Horta   | 13             | 0,82                                 | 446                         | 459                           |
| Graben de Pedro Miguel  | 2              | 0,04                                 | 375                         | 375                           |

Os cones de escórias do Vulcão da Caldeira enquadram-se no campo dos cones associados a vulcões centrais, os cones da Plataforma da Horta (Foto 2.4) poderão enquadrar-se no campo dos cones associados a plataformas vulcânicas (Settle, 1979) e os cones da Península do Capelo (Foto 2.2), que formam um alinhamento claramente condicionado por um sistema de fracturas de orientação WNW-ESE, inserem-se no domínio dos campo de cones associados a cristas vulcânicas (Queiroz, 1997). Nas regiões da Plataforma da Horta e da Península do Capelo, os cones formam aglomerados, sobrepondo-se parcialmente, dando, assim, origem a formas compostas irregulares.

A fim de proceder à caracterização morfométrica dos cones das diversas regiões, seleccionaram-se 17 cones que, por análise de fotografia aérea, apresentam formas relativamente bem preservadas (Wood 1980a, 1980b). Os parâmetros morfométricos destes cones foram, então, calculados através das metodologias proposta por Settle (1979) e Wood (1980a), tendo por base a Carta Vulcanológica da Ilha do Faial, à escala 1:15000, de Serralheiro *et al.* (1989) (tabela 2.3).

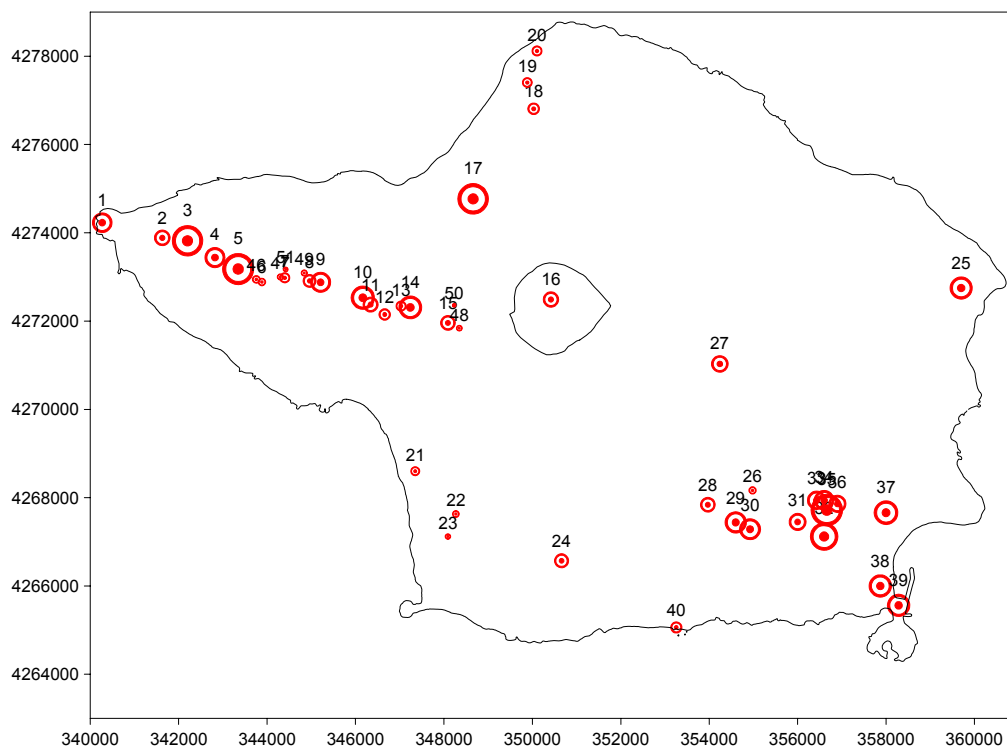


Fig. 2.13 – Mapa de distribuição dos cones de escórias na ilha do Faial. O diâmetro dos círculos é proporcional ao diâmetro basal médio dos cones. Coordenadas UTM.

Uma primeira análise da totalidade dos cones evidenciou algumas diferenças entre as várias regiões. Destaca-se, neste contexto, a disparidade de densidade de cones entre a Plataforma da Horta, a Península do Capelo e o resto da ilha (Tabela 2.2). Os valores determinados para estas duas regiões são mesmo superiores ao máximo de 0.5 cones/km<sup>2</sup> observado por Settle (1979) e contrariam o padrão verificado por este autor, onde os campos de cones associados a vulcões centrais têm maior densidade de cones do que os campos associados a plataformas vulcânicas. Idêntica constatação foi efectuada para o caso da ilha Graciosa (Gaspar, 1996).

Também os diâmetros basais médios dos cones diferem entre as várias regiões, sendo maiores na Plataforma da Horta e na Península do Capelo do que no resto da ilha.

TABELA 2.3

| Parâmetros morfométricos de alguns cones de escórias da ilha do Faial |                   |                                 |              |              |              |               |       |
|---|-------------------|---------------------------------|--------------|--------------|--------------|---------------|-------|
| Ref.  | Região            | Nome                            | $W_{co}$ (m) | $H_{co}$ (m) | $W_{cr}$ (m) | $H_{co}$ max. | Inc ° |
| 1   | Capelo            | Cone Capelinhos (sub-aéreo)     | 443          | 76           | 143          | 101           | 26,9  |
| 3   | Capelo            | Cabeço do Canto                 | 690          | 126          | 135          | 156           | 24,4  |
| 5   | Capelo            | Cabeço do Capelo                | 705          | 138          | 195          | 208           | 28,4  |
| 6   | Capelo            | Cone SE do Cabeço do Capelo (1) | 165          | 40           | 45           | 40            | 33,7  |
| 7   | Capelo            | Cabeço do Manuel Gato           | 225          | 39           | 83           | 49            | 28,7  |
| 10  | Capelo            | Cabeço do Fogo                  | 525          | 106          | 128          | 161           | 28,1  |
| 12  | Capelo            | Cabeço Verde                    | 413          | 85           | ---          | 105           | 22,4  |
| 15  | Capelo            | Cabeço dos Trinta               | 330          | 50           | 128          | 75            | 26,6  |
| 16  | Vulc. da Caldeira | Fundo da Caldeira               | 345          | 43           | 128          | 58            | 21,6  |
| 17  | Vulc. da Caldeira | Rinquirim                       | 690          | 108          | 165          | 183           | 22,4  |
| 19  | Vulc. da Caldeira | SE das Areias                   | 218          | 31           | 68           | 41            | 22,5  |
| 24  | Vulc. da Caldeira | Tronqueiras                     | 315          | 48           | 98           | 73            | 23,8  |
| 29  | Plat. da Horta    | Cone W da Carreira de Tiro      | 480          | 59           | ---          | 59            | 13,8  |
| 30  | Plat. da Horta    | Cone E da Carreira de Tiro      | 473          | 60           | 218          | 70            | 25,2  |
| 31  | Plat. da Horta    | Cone do Lameiro Grande          | 383          | 57           | 158          | 67            | 26,9  |
| 32  | Plat. da Horta    | Monte Carneiro                  | 623          | 117          | 128          | 127           | 25,3  |
| 37  | Plat. da Horta    | Cone da Conceição               | 435          | 56           | 150          | 83            | 21,3  |

$W_{co}$  – diâmetro basal médio, definido pela média dos eixos maior e menor da base do cone;  $W_{cr}$  - diâmetro médio da cratera, definido pela média dos eixos maior e menor da cratera;  $H_{co}$  - altura média do cone, definida pela diferença entre o ponto de cota mais alta do cone e a cota média da sua base;  $H_{co}$  max. - altura máxima do cone, definida pela diferença entre os pontos de cota mais alta e mais baixa do cone; Inc. – inclinação média das vertentes do cone. O coeficiente de correlação determinados entre  $W_{co}$  e  $H_{co}$  é de 0,89 e entre  $W_{co}$  e  $W_{cr}$ , é de 0,71.

Do estudo dos parâmetros morfométricos dos 17 cones seleccionados, verifica-se que as inclinações médias das vertentes são maiores nos cones da Península do Capelo, o que reflecte a sua maior juventude, tal como refere Madeira (1998). A média dos declives destes cones é de 27,4°, valor próximo do seu ângulo de atrito interno, que é de 30 a 33° (Wood, 1980a; Cas & Wright, 1988). Em alguns cones, como no caso do Cone SE do Cabeço do Capelo (1), os declives mais acentuados poderão resultar da existência de uma componente mista de escórias e *spatter*, o que se traduzirá por

ângulos de atrito interno mais elevados, tal como verificado por Gaspar (1996) para algumas formas da ilha Graciosa.

A juventude morfológica dos cones da Península do Capelo está bem expressa na figura 2.14, onde se projecta a altura do cone em função do seu diâmetro basal médio. De facto, estes cones apresentam uma razão  $H_{co}/W_{co}$  de 0,19 com um coeficiente de correlação de 0,98, aproximando-se da recta  $H_{co}=0,2W_{co}$  que, segundo Settle (1979), define a forma inicial destas formas vulcânicas.

Os restantes cones projectam-se abaixo da recta  $H_{co}=0,18W_{co}$  definida por Porter (1972) para formas jovens (Fig. 2.14). Os cones da Plataforma da Horta e do Vulcão da Caldeira apresentam uma razão  $H_{co}/W_{co}$  de 0,16, com coeficientes de correlação de 0,92 e 0,99, respectivamente. Tal razão treffe um processo de degradação mais avançado, em virtude da acção da erosão e da conseqüente diminuição do declive médio das vertentes (Wood, 1980b).

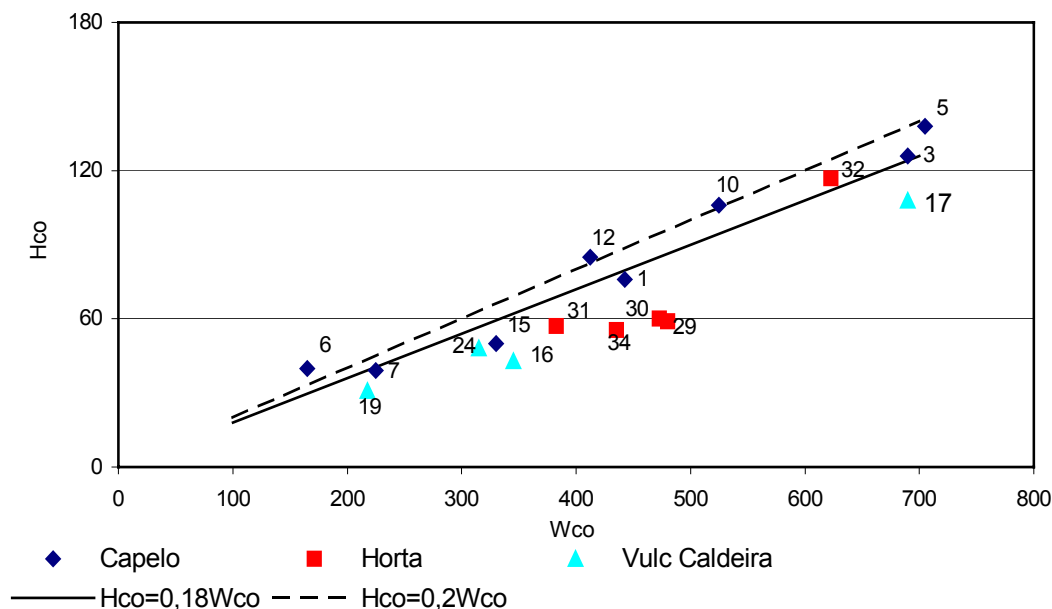


Fig. 2.14 – Projecção da altura versus o diâmetro basal de cones de escórias de três regiões geomorfológicas da ilha do Faial. A recta  $H_{co}=0,2W_{co}$  representa a relação estabelecida por Settle (1979) para a forma original dos cones e a recta  $H_{co}=0,18W_{co}$  representa a relação estabelecida por Porter (1972) para cones recentes (Legenda como na tabela 2.3).

A projecção do diâmetro das crateras em função do diâmetro basal médio dos cones revela uma muito maior dispersão (Fig. 2.15). O coeficiente de correlação entre estes dois parâmetros é de 0,71.

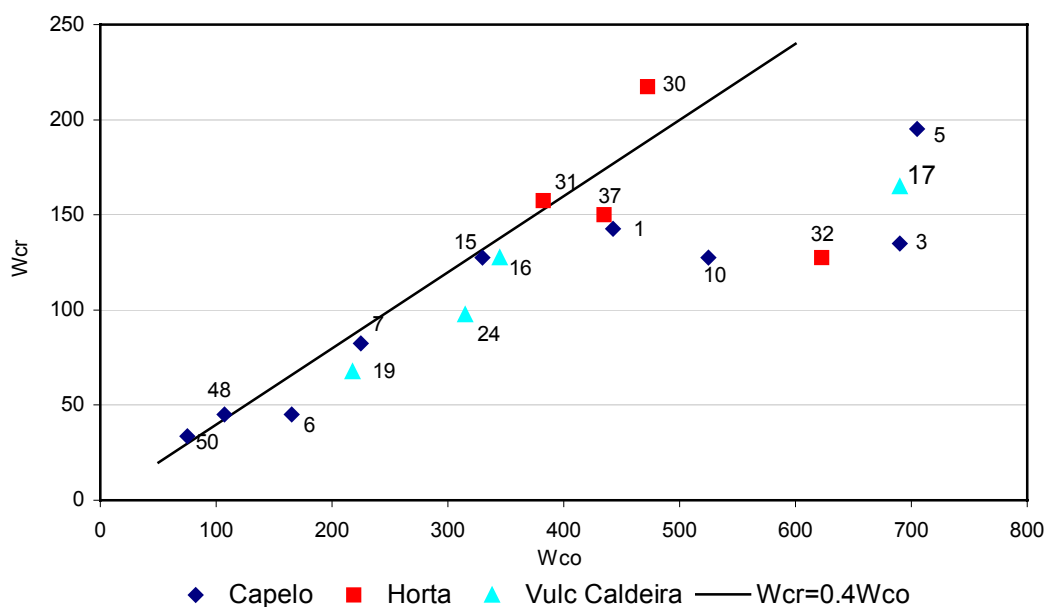


Fig. 2.15 – Projecção do diâmetro da cratera *versus* o diâmetro basal de cones de escórias em três regiões geomorfológicas da ilha do Faial. A recta  $W_{cr}=0,4W_{co}$  representa a relação estabelecida por Porter (1972) para cones recentes (Legenda como na tabela 2.3).

A análise da figura 2.15 evidencia, neste contexto, dois grupos distintos de formas: um grupo constituído pelos cones com as referências 3, 5, 10, 17 e 32 que, claramente, se afastam da razão  $W_{cr}/W_{co}$  definida por Porter (1972) para formas recentes, apresentando uma baixa razão  $W_{cr}/W_{co}$ ; o outro, constituído pelos cones que mostram uma boa concordância com a razão de Porter (1972). De facto, excluindo as formas do primeiro grupo, o coeficiente de correlação entre  $W_{cr}$  e  $W_{co}$  passa para 0,87.

A existência destes dois conjuntos não se explica com base na idade dos cones, pois ambos incluem formas da Península do Capelo, do Vulcão da Caldeira e da Plataforma da Horta. As baixas razões  $W_{cr}/W_{co}$  podem explicar-se pelo facto dos cones em causa estarem instalados em zonas inclinadas ou no próprio eixo da dorsal do Capelo, definida por uma linha de festo limitada por dois planos inclinados. Nestas condições, a área abrangida pela base do cone é maior. No caso do Cabeço do Capelo, o cone

apresenta duas crateras apicais coalescentes e um alinhamento de pequenos focos eruptivos no flanco N, o que sugere que a forma deste edifício poderá ter uma origem poligenética, com erupções excêntricas que contribuíram para o alargamento da base do cone. Há ainda a considerar a grande variabilidade da morfologia das crateras que, tal como observado para outras ilhas do arquipélago (Gaspar, 1996; Queiroz, 1997), podem assumir diversas formas no decurso de uma mesma erupção.



Foto 2.4 – Vista parcial do campo de cones de escórias da Plataforma da Horta.

## II.2.4 FORMAS HIDROVULCÂNICAS

As formas hidrovulcânicas são designadas de forma genérica por *maars* (Cas & Wright, 1988). Em sentido lato, *maars* são aparelhos vulcânicos monogenéticos resultantes de actividade hidromagmática explosiva, caracterizados por crateras de grande diâmetro relativamente à altura do seu bordo. São a segunda forma vulcânica mais frequente na Terra, depois dos cones de escórias, e podem ter origem em magmas tão distintos como os basálticos, os riolíticos (Sheridan & Updike, 1975, *in*: Cas & Wright, 1988) ou os carbonatíticos (Dawson & Powell, 1969, *in*: Cas & Wright, 1988).

A distribuição geográfica das formas hidrovulcânicas é, naturalmente, condicionada pelo sistema hidrológico e o tipo de interacção entre este sistema e o magma está na origem da diversidade de estruturas passíveis de se formarem. Neste contexto, distinguem-se os *maars* (s.s.), os anéis de tufos e os cones de tufos (Sheridan & Wohletz, 1983; Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1988; Verwoerd & Chevallier, 1987; Francis, 1993; Vespermann & Schmincke, 2000).

Os *maars* (s.s.) são crateras de explosão que cortam as rochas superficiais abrindo uma depressão (Fig. 2.16). Este processo está associado a explosões de vapor, pelo que poderá não haver produção de material juvenil e, neste caso, o volume de material produzido equivale ao volume da depressão, sendo todos os clastos de natureza acessória e/ou accidental. Este reduzido volume de lítico deposita-se em torno da cratera originando um relevo com muito pouca expressão e com uma pequena inclinação centrífuga à depressão. Como características típicas dos *maars* (s.s.) pode referir-se a predominância da componente destrutiva sobre a construtiva na modelação do relevo, o facto do fundo das crateras se situar abaixo do nível do terreno circundante e o desenvolvimento de paredes muito abruptas.

Tais características podem, no entanto, esbater-se se a erupção passar a produzir material juvenil, por exemplo, através de actividade hidromagmática, aproximando-se, neste caso, das formas de um anel ou de um cone de tufos (Fisher & Schmincke, 1984).

Os **anéis e cones de tufos** são edifícios vulcânicos construídos sobre o terreno circundante e constituídos por uma grande cratera, alojada no topo de um cone com flancos de maior ou menor inclinação. Os anéis de tufos distinguem-se por terem vertentes muito suaves, enquanto os cones de tufos se caracterizam por vertentes mais inclinadas e dimensões geralmente inferiores (Fig. 2.17).

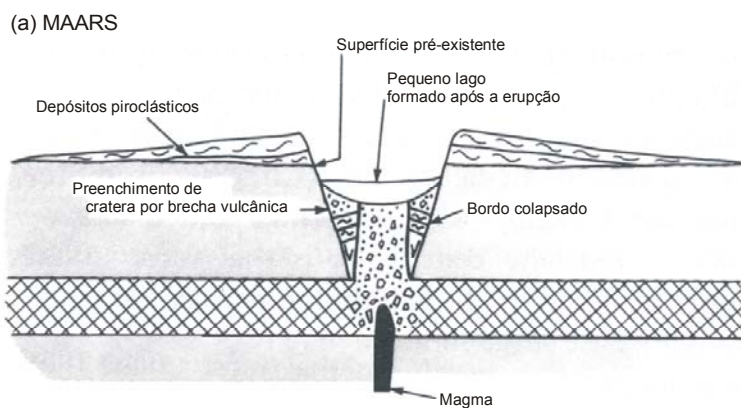
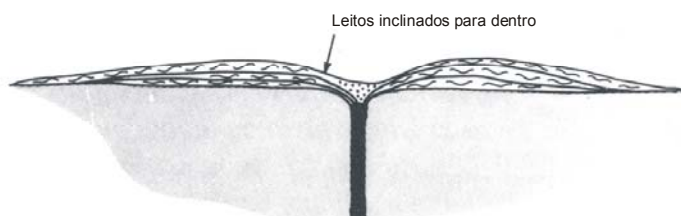


Fig. 2.16 – Corte esquemático de um maar *sensu strictu* (adaptado de Cas & Wright, 1988).

(b) ANÉIS DE TUFOS



(c) CONES DE TUFOS

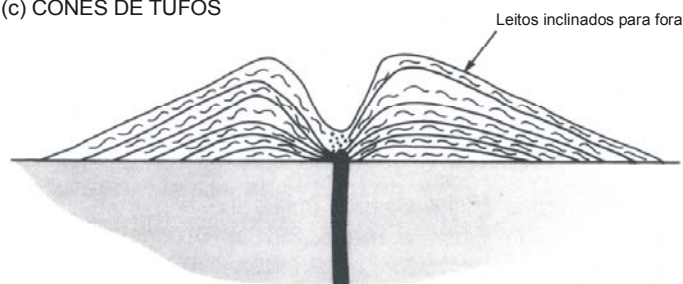


Fig. 2.17 – Corte esquemático de (a) um anel de tufos e (b) um cone de tufos (adaptado de Cas & Wright, 1988).

Segundo Wohletz e Sheridan (1983, *in* Fisher & Schmincke, 1984), o desenvolvimento de um anel ou de um cone de tufos depende da eficiência dos mecanismos de

fragmentação hidromagmática, nomeadamente da razão água/magma. De acordo com aqueles autores, para razões água/magma próximas dos valores de maior eficácia da reacção de FCI (Fig. 1.7) a transformação de energia térmica em energia mecânica é máxima, o que promove a produção de *base surges* de alta energia, diluídos, expandidos e com grande mobilidade, que se depositam mais afastados da fonte, edificando formas do tipo anel de tufos. Os depósitos destes *surges* são leitões finos com estruturas sedimentares de tracção, como as dunas ou as antidunas.

Para razões água/magma mais elevadas a eficácia da fragmentação é menor, e as colunas eruptivas geradas são mais húmidas e mais densas, originando *surges* menos diluídos, menos energéticos e com menor mobilidade, que se depositam mais próximo da fonte, originando cones de tufos. Paralelamente, a granulometria mais grosseira da coluna eruptiva confere uma maior importância aos piroclastos de queda, em particular aos de trajetória balística.

Ainda segundo os referidos autores, o desenvolvimento de um cone de tufos pode ser uma fase ulterior à formação do anel de tufos se a actividade eruptiva continuar com razões água/magma mais elevadas, em resultado de, por exemplo, uma redução na taxa eruptiva.

Atendendo à subordinação da forma destes edifícios aos processos de fragmentação hidromagmática, designadamente à razão água/magma, que pode apresentar uma evolução crescente, decrescente ou cíclica, encontra-se na natureza um espectro completo entre estas formas. A distinção entre as várias formas torna-se ainda mais ténue nos edifícios assimétricos, onde um lado do cone é mais alto do que o outro, por exemplo devido à deposição orientada dos depósitos de queda (Fisher & Schmincke, 1984) ou quando os aparelhos se encontram degradados, por força da erosão ou de movimentos tectónicos (Pacheco, 1995; Gaspar, 1996; Queiroz, 1997)

No quadro 2.1, apresentam-se as características que, segundo Verwoerd e Chavallier (1987), diferenciam as formas típicas de cones e anéis de tufos.

QUADRO 2.1

| Características das formas hidromagmáticas  |   |
|---|---|
| Cone de tufos   | Anel de tufos   |
| O fundo da cratera está acima do nível do chão  | O fundo da cratera pode estar abaixo do nível do chão   |
| Perfis altos com vertentes pouco suaves   | Perfis baixos com vertentes suaves (geralmente <12°)  |
| Inclinação das camadas: 20 a 25°  | Inclinação das camadas: 0 a 10°   |
| A espessura total dos depósitos que constituem o cone têm mais de 100 m   | A espessura total dos depósitos que constituem o anel não ultrapassam os 50 m   |
| Constituído por leitos maciços com raras estratificações entrecruzadas e com depósitos de surges planares com gradação inversa. | Constituídos predominantemente por depósitos de surges de pequena espessura, com leitos entrecruzados, maciços e planares |
| Geralmente têm menos de 10% de líticos  | Geralmente têm mais de 10% de líticos   |
| Geralmente são endurecidos  | Geralmente não são endurecidos  |
| Palagonitização geralmente bem desenvolvida   | Palagonitização ausente ou incipiente   |
| Razão $H_{co}/W_{co}$ : 0,1 a 0,5   | Razão $H_{co}/W_{co}$ : 0,02 a 0,04   |

(Verwoerd &amp; Chevallier, 1987)

Actualmente, na ilha do Faial, apenas existem três edifícios hidrovulcânicos, todos do tipo cone de tufos, resultantes de erupções surtseianas emergentes (Fig. 2.18). O mais antigo, o cone do Monte da Guia (Foto 2.5), localizado no extremo SE da ilha, é constituído por tufos palagonitizados endurecidos. Exibe uma forma relativamente bem conservada, com duas crateras abertas para o mar e os seus depósitos mostram evidências de deposição num ambiente muito rico em água. Destacam-se, neste contexto, as ondulações de escorregamento (*slumping*) (Foto 2.6) e a abundância de *lapilli* de acreção, por vezes armado, que chega a atingir os 7 cm de diâmetro (Foto 2.7).

O cone da Costa da Nau, na Península do Capelo, é outro cone de tufos, encontrando-se bastante degradado e erodido pelo mar. Presentemente, a falésia da Costa da Nau é uma arriba fóssil, separada do mar pelos produtos da erupção dos Capelinhos. A sua forma actual representa apenas cerca de 30% da original.

O cone dos Capelinhos, localizado no extremo W da ilha, é o mais jovem destes aparelhos, tendo sido formado no decurso da erupção de 1957/58. Apesar da sua

juventude, este cone apresenta-se também bastante degradado, sendo a sua área actual igualmente apenas cerca de 30% da área original.

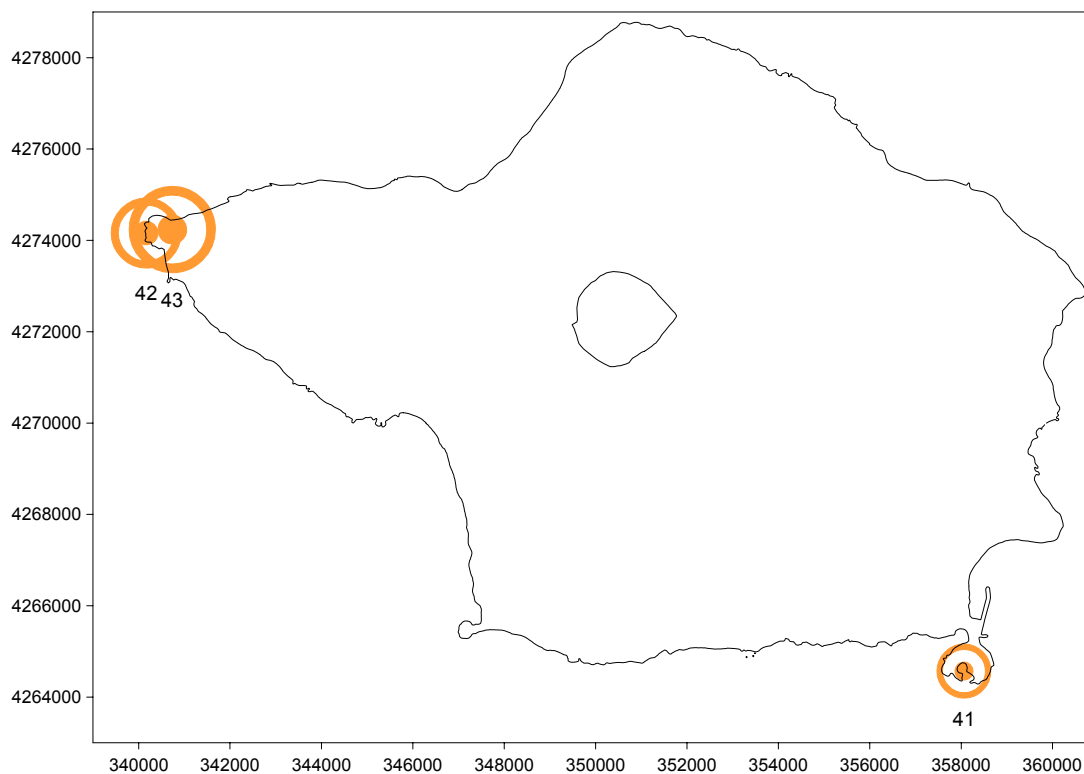


Fig. 2.18 – Mapa de distribuição dos cones de tufos na ilha do Faial (ref. 41, 42 e 43 do Anexo I).  
O diâmetro dos círculos é proporcional ao diâmetro basal médio dos cones.  
Coordenadas UTM.

Atendendo ao estado de conservação destas formas, os parâmetros morfométricos actuais dos cones de tufos (Tabela 2.4) foram determinados assumindo o nível do mar como a base do cone, enquanto os seus diâmetros foram estimados com base nos círculos que melhor se ajustam à forma actualmente preservada. Para a determinação do diâmetro basal utilizou-se a expressão  $W_{co} = W_{cr} + 2xVe$ , sendo  $Ve$  a dimensão horizontal da vertente do cone, considerando o prolongamento da vertente até ao nível do mar (Fig. 2.19).



Foto 2.5 – Vista do cone de tufos do Monte da Guia.



Foto 2.6 – Detalhe das ondulações de escorregamento (*slumping*) nos tufos do Monte da Guia



Foto 2.7 – Detalhe do *lapilli* de acreção armado nos depósitos do Monte da Guia

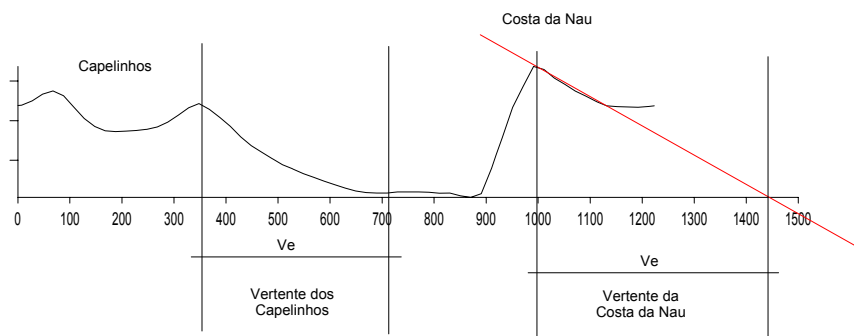


Fig. 2.19 – Ilustração do método utilizado na estimativa do diâmetro dos cones de tufos, ao nível do mar.

A projecção do diâmetro basal *versus* a altura destes cones mostra uma tendência bem distinta dos cones de escória (Fig. 2.20). As suas dimensões são significativamente maiores e apresentam uma razão  $H_{co}/W_{co}$  mais baixa, reflexo dos seus grandes diâmetros relativamente à altura dos bordos, o que fica a dever-se às dimensões das suas largas crateras, fruto da maior explosividade das erupções hidromagmáticas.

TABELA 2.4

| Parâmetros morfométricos dos cones de tufos da ilha do Faial |                |               |              |              |              |       |                 |
|--|----------------|---------------|--------------|--------------|--------------|-------|-----------------|
| Ref.   | Região         | Nome          | $W_{co}$ (m) | $H_{co}$ (m) | $W_{cr}$ (m) | Inc ° | $H_{co}/W_{co}$ |
| 41   | Plat. da Horta | Monte da Guia | 1185         | 146          | 660          | 29,1  | 0,12            |
| 42   | Capelo         | Capelinhos    | 1540         | 131          | 840          | 20,5  | 0,9             |
| 43   | Capelo         | Costa da Nau  | 1900         | 173          | 1000         | 21,0  | 0,9             |

$W_{co}$  – diâmetro basal;  $W_{cr}$  - diâmetro da cratera.;  $H_{co}$  - altura do cone, definida pela diferença entre o ponto de cota mais alta do cone e o nível do mar; Inc. – Inclinação média das vertentes do cone.

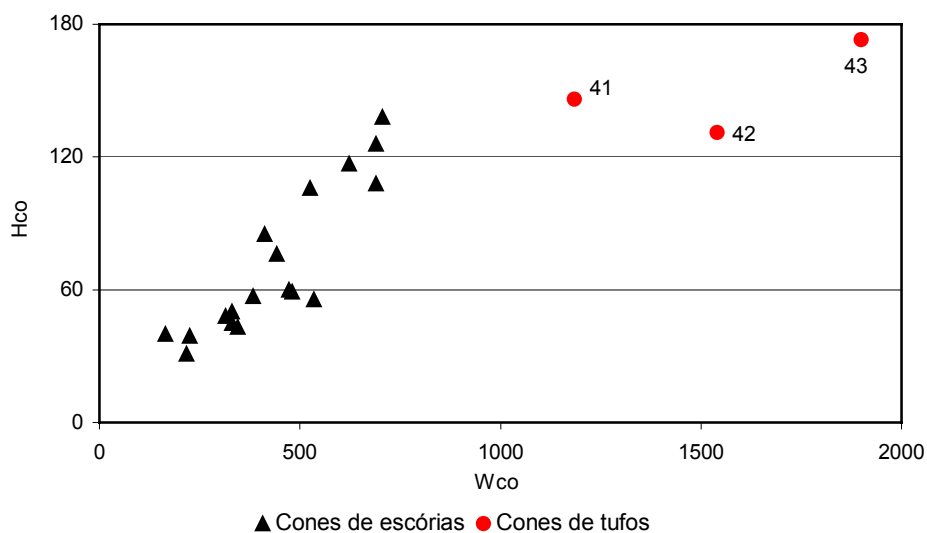


Fig. 2.20 – Projecção da altura *versus* o diâmetro basal de cones de escórias e de cones de tufos da ilha do Faial.

Apesar do actual estado de degradação, é possível reconstituir a evolução do cone dos Capelinhos com base nos trabalhos de Machado (1958a; 1958b; 1959a; 1959b),

Castelo Branco *et al.* (1959), Machado *et al.* (1959) e Zbyszewski & Ferreira (1959) (Fig. 2.21 e 2.22).

A forma do cone dos Capelinhos, inicialmente simétrica, foi-se alterando devido à proximidade da ilha do Faial, até acabar por coalescer com a ilha, tomando uma forma aproximadamente triangular. A sua edificação foi um processo complexo que envolveu diversos episódios de construção e colapso, sendo os colapsos condicionados, fundamentalmente, pela acção do mar. A maioria destes colapsos, por vezes bastante extensos, afectou os flancos exteriores do vulcão. A inclinação média dos flancos do cone de tufos variou entre os 18 e os 32.6° ao longo da sua evolução e a inclinação máxima das camadas varia, actualmente, entre 15 e 30°, sendo visíveis diversas descontinuidades angulares.

O desenvolvimento do edifício vulcânico dos Capelinhos decorreu em 4 fases, definidas pela alternância de períodos destrutivos e construtivos e pelas características da actividade vulcânica nestes últimos.

A primeira fase decorreu de 27 de Setembro a 29 de Outubro de 1957. As primeiras manifestações da erupção foram quatro focos de libertação de gases, localizados a cerca de 1200 m a NW do farol dos Capelinhos, alinhados segundo a direcção WSW-ENE e estendendo-se por 250 m. Machado (1958a) estima que a profundidade do fundo do mar no local da erupção, à data do seu início, fosse de 70 m. Após 14 dias, já se tinha formado uma ilhota com 99 m de altura e 800 m de diâmetro.

Esta actividade, com carácter hidromagmático, prolongou-se até 29 de Outubro e o cone manteve sempre a cratera aberta para o mar. A 29 de Outubro a actividade cessou temporariamente, seguindo-se o colapso quase total do edifício vulcânico subaéreo.

A segunda fase durou desde o início de Novembro a 29 de Dezembro de 1957, tendo edificado um novo cone de tufos, 100 m a E do anterior. A 16 de Dezembro a actividade explosiva hidromagmática diminuiu e teve início o primeiro evento efusivo. A 19 de Dezembro, o vulcão retomou a actividade hidromagmática explosiva que durou

até 29 desse mês, altura em que a actividade abrandou novamente e o cone sofreu um importante colapso parcial.

A terceira fase prolongou-se até 12 Maio de 1958, centrou-se 300 m a E do primeiro cone e foi dominada por actividade hidromagmática, do tipo surtseiano. Durante este período a cratera do cone esteve, por diversas vezes, fechada à água do mar, sendo depois aberta por pequenos colapsos parciais. No entanto, mesmo durante os períodos em que a cratera esteve fechada, a actividade surtseiana predominou, sugerindo que a permeabilidade do cone de tufos era suficiente para proporcionar a alimentação de água ao sistema eruptivo. Esta fase terminou com a crise sísmica de 12 e 13 de Maio.

A quarta fase iniciou-se após a crise sísmica de 12 e 13 de Maio, com uma profunda alteração no estilo de actividade do Vulcão dos Capelinhos. A água deixou de ter acesso ao sistema de alimentação do vulcão e a sua actividade passou a havaiana/estromboliana acompanhada da extrusão de escoadas lávicas. Esta actividade edificou um cone de *spatter* e escórias dentro da cratera do cone de tufos. A cota da base da cratera situava-se, nessa altura, a aproximadamente 40 m. Durante esta fase surgiram também algumas chaminés submarinas, nos flancos do cone.

Durante as várias fases consideradas, a altura do cone flutuou devido a pequenos colapsos parciais e à actividade construtiva subsequente.

A actividade eruptiva do vulcão cessou a 24 Outubro de 1958.

Da análise da figura 2,21, destaca-se a rapidez de crescimento do cone de tufos, particularmente até aos 100 m de altura. De facto, em apenas 14 dias o cone ascendeu de uma profundidade de cerca de 70 m a uma cota de 99 m e, após o primeiro colapso importante, voltou a crescer até à cota de 100 m em 18 dias.

Acima dos 100 m, o crescimento verificado foi mais lento. A alteração no ritmo de crescimento não se deveu, no entanto, a uma diminuição da taxa eruptiva. Na verdade, houve um aumento desta taxa das 1<sup>a</sup> e 2<sup>a</sup> para a 3<sup>a</sup> fase, que terá passado de

$6,5 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{dia}$  para  $6,7 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{dia}$ . A redução de crescimento da altura do cone deveu-se (1) ao facto de, para um dado incremento de altura, quanto maior o cone, maior o volume de material necessário para produzir esse aumento de altura e (2) às alterações no estilo de actividade que passou por diversas fases não hidromagmáticas, do tipo havaiano ou estromboliano. A efusão de lavas não contribuiu para o aumento da altura dos bordos da cratera e os produtos da actividade estromboliana, centrada na cratera do cone de tufos, tiveram, naturalmente, uma dispersão menor que a dos produtos hidromagmáticos. Deste modo, depositaram-se predominantemente dentro da cratera do cone de tufos, contribuindo para a sua obliteração mas não para o aumento da altura dos seus bordos.

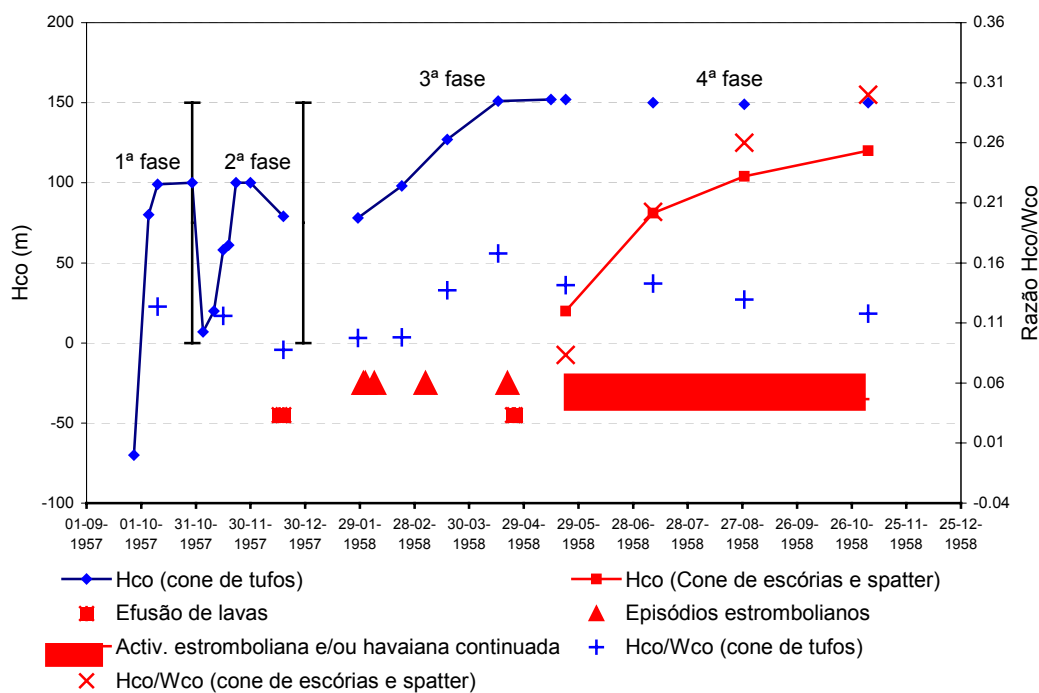


Fig. 2.21 – Evolução dos parâmetros morfométricos do cone de tufos e do cone de escórias e *spatters* do Vulcão dos Capelinhos. A azul estão representados os elementos relativos à actividade hidromagmática e a vermelho os da actividade magmática. Os traços verticais correspondem a importantes colapsos do cone. Para as 1ª, 2ª e 3ª fases, dominadas pela actividade surtseiana, projectam-se também as ocorrências de episódios estrombolianos e/ou efusivos. A 4ª fase corresponde à edificação do cone de escórias e *spatters*. Durante esta fase houve apenas actividade subaérea, estromboliana e/ou havaiana, pelo que se apresentam apenas medidas pontuais para cone de tufos. Todas as medidas dizem respeito às dimensões subaérea do cone.

A comparação entre as razões  $H_{co}/W_{co}$  do cone de tufos e do cone de escórias e *spatters* mostra, uma vez mais, duas tendências distintas que resultam no maior declive das vertentes dos últimos (Fig. 2.21).

A figura 2.21 evidencia ainda que a variação da razão  $H_{co}/W_{co}$  acompanha, *grosso modo*, o crescimento do cone, sendo controlada preferencialmente pela sua altura. Esta observação sugere que a altura do cone é um parâmetro mais instável que o diâmetro de base. Da análise da variação deste dois parâmetros, para as 1ª, 2ª e 3ª fases de crescimento do cone (Fig. 2.22), verifica-se que a correlação entre  $H_{co}$  e  $W_{co}$  é de 0.86 e a recta que melhor se ajusta ao crescimento deste edifício é dada pela equação  $H_{co}=0,13xW_{co}$ .

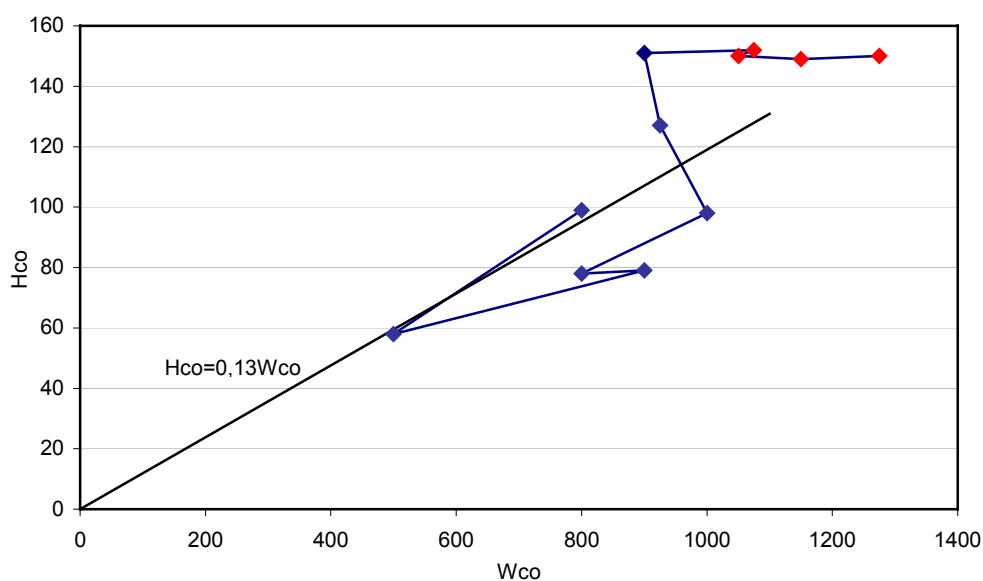


Fig 2.22 – Projeção da altura *versus* o diâmetro basal do cone de tufos do Vulcão dos Capelinhos, ao longo da sua evolução. Os pontos vermelhos correspondem aos parâmetros do cone de tufos durante a 4ª fase de crescimento do cone, caracterizada por actividade havaiana e estromboliana. A recta  $H_{co}=0,13xW_{co}$  representa a relação estabelecida para o crescimento subaéreo deste cone durante a fase hidromagmática do vulcão.

## II.2.5 ESCOADAS LÁVICAS

As escoadas lávicas são produtos vulcânicos resultantes de actividade efusiva ou de baixa explosividade. Neste último caso formam-se fontes de lava típicas da actividade havaiana (Cas & Wright, 1988; Head & Wilson, 1989) gerando-se as escoadas a partir da acumulação dos fragmentos fluidos por elas projectados (Head & Wilson, 1989).

De acordo com a reologia, a taxa de efusão (Walker 1971b; 1973; Rowland & Walker, 1987) o volume, as características dos canais condutores (Malin, 1980) e o declive das superfícies onde fluem, as lavas podem apresentar diversas morfologias e estruturas internas (Macdonald, 1972; Williams & McBirney, 1979; Bulard, 1984; Guest *et al.* 1987; Rowland & Walker, 1987; Ollier, 1988) resumidas por Gaspar e Queiroz (1992).

Tendo por base a morfologia das escoadas lávicas, distinguem-se no Faial, de uma forma simplificada:

### (1) Escoadas *pahoehoe*, em *pasta de dentes e aa*.

Todas estas escoadas têm origem em magmas basálticos (*s.l.*). As lavas *pahoehoe* caracterizam-se por uma elevada fluidez e uma baixa velocidade de progressão (Kilburn, 2000), o que possibilita o desenvolvimento de uma crosta de aspecto suave e deformável pela tensão cisalhante imposta pelo núcleo, em movimento. Estas escoadas apresentam geralmente estruturas lobadas e superfícies vítreas, brilhantes, por vezes encordoadas (Macdonald, 1972). A sua elevada fluidez permite-lhe relaxar antes de solidificar, o que, além de contribuir para o desenvolvimento das superfícies lisas, possibilita, por um lado, que as vesículas no interior da escoada reassumam uma forma esférica após a deformação sofrida durante o fluxo, e por outro, que os cristais em suspensão possam sedimentar, concentrando-se nas camadas inferiores das escoadas (Macdonald, 1972; Rowland & Walker, 1987).

As lavas *aa* caracterizam-se por uma maior viscosidade e velocidade de progressão. Estes factores determinam a extensa fracturação das camadas periféricas das

escoadas, mais arrefecidas, face às elevadas tensões cisalhantes desenvolvidas entre o núcleo em movimento e as camadas periféricas. Assim, o aspecto exterior destas escoadas evidencia uma superfície muito irregular, composta por material fragmentado, solto, designado por *clinker* (Macdonald, 1972).

As lavas em *pasta de dentes* representam um termo intermédio entre as *pahoehoe* e as *aa*. Resultam de escoadas com uma fluidez semelhante à das escoadas *aa*, mas com menor velocidade de progressão. Nestas condições, a escoada pode desenvolver uma crosta externa sólida e deformável, atendendo à reduzida taxa de deformação imposta pela baixa velocidade de progressão, mas a viscosidade que a caracteriza não lhe permite relaxar antes de solidificar. Assim, preservam-se as características morfológicas que definem as escoadas em *pasta de dentes*: (1) a sua superfície apresenta sulcos longitudinais, paralelos à direcção do fluxo, produzidos pelo atrito com as paredes do orifício por onde a lava sai, (2) a superfície da lava é espinhosa, (3) apresenta ondulações transversais de maiores dimensões do que as observadas nas lavas *pahoehoe*, (4) as unidades de escoamento são mais espessas do que as das lavas *pahoehoe*, (5) a superfície vítrea da escoada é baça e (6) embora apresentem alguma migração vertical dos cristais em suspensão, este fenómeno é de magnitude muito menor que nas lavas *pahoehoe* (Rowland & Walker, 1987).

Na Península do Capelo, as escoadas lávicas basálticas (*s.l.*) *pahoehoe* e *aa* constituem a quase totalidade das rochas aflorantes, enquanto que no resto da ilha as suas exposições se limitam ao fundo das linhas de água e aos cortes nas arribas. Nas lavas da erupção de 1672, na Península do Capelo, além das escoadas *pahoehoe* e *aa* (Foto 2.8), encontram-se também lavas em *pasta de dentes* (Foto 2.9) (Gaspar & Queiroz, 1992; Walker, *com. pess.*).



Foto 2.8 - Aspecto de uma escoada aa da erupção de 1672.



Foto 2.9 – Detalhe de uma escoada em “pasta de dentes” da erupção de 1672.

## (2) Domos

Os domos são formados por magmas de composições evoluídas, muito viscosos e com muito pouca mobilidade, pelo que não se afastam do centro emissor. Estas escoadas caracterizam-se por elevados coeficientes de aspecto (razão entre espessura e diâmetro basal) da ordem de 1/5 (Walker, 1973).

Actualmente, observam-se no Faial dois domos (Fig. 2.23). O domo do Altar, que se situa no interior da caldeira e se encontra já bastante degradado, e o domo do Castelo

Branco, situado na costa S do Vulcão da Caldeira e que apresenta um coeficiente de aspecto de 0.37 (Foto 2.10). Outras estruturas cobertas por depósitos piroclásticos recentes podem, igualmente, corresponder a este tipo de forma vulcânica.

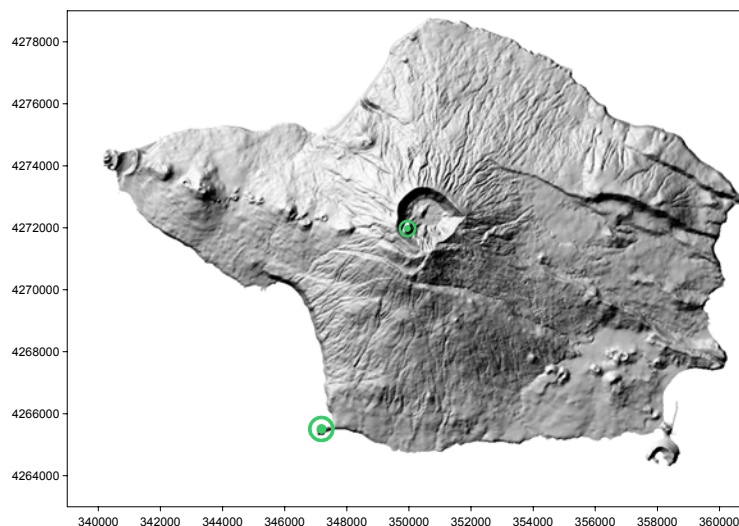


Fig. 2.23 - Mapa de distribuição dos domos da ilha do Faial. O diâmetro dos círculos é proporcional ao diâmetro basal médio dos domos. Coordenadas UTM.



Foto 2.10 – Vista do domo do Castelo Branco.

## FORMAS E ESTRUTURAS VULCANO-TECTÓNICAS DA ILHA DO FAIAL

PROCESSOS ASSOCIADOS AO DESENVOLVIMENTO DE ERUPÇÕES VULCÂNICAS HIDROMAGMÁTICAS EXPLOSIVAS NA ILHA DO FAIAL E SUA INTERPRETAÇÃO NUMA PERSPECTIVA DE AVALIAÇÃO DO *HAZARD* E MINIMIZAÇÃO DO RISCO

## III - VULCANOESTRATIGRAFIA DA ILHA DO FAIAL

### III.1 TRABALHOS ANTERIORES

A vulcanoestratigrafia da ilha do Faial foi já abordada por diversos autores (Zbyszewsky *et al.*, 1959; Machado & Forjaz, 1968; Forjaz, 1977; Forjaz, 1980; Chovelon, 1982; Serralheiro *et al.* 1989; Madeira, 1998; Walker, não publicado) (Fig. 3.1), tendo Madeira (1998) e Coutinho (2000) realizado algumas apreciações sobre os vários modelos apresentados.

O primeiro esboço de escala estratigráfica para a ilha do Faial foi proposto por Zbyszewsky *et al.* (1959). Neste trabalho os autores consideram uma sequência de fenómenos eruptivos dividida em oito unidades que, da mais antiga para a mais recente, são: (1) a unidade de **Erupções Andesíticas do Maciço da Caldeira**, onde se incluem as erupções andesíticas dos vulcões centrais da Ribeirinha e da Caldeira; (2) a unidade das **Erupções Traquíticas de Castelo Branco, Altar, Miragaia etc.**, formada pelos respectivos domos; (3) a **Formação da Caldeira**, que inclui os depósitos relacionados com a génese de tal estrutura; (4) o **Cone do Fundo da Caldeira**; (5) a unidade de **Erupções da Região da Horta e parte ocidental da ilha (Cabeço dos Trinta, Cabeço Capelo, etc.)**, formada por depósitos basálticos (*s.l.*); (6) a unidade das **Erupções a N do Cabeço do Capelo, no Cabeço Verde e no Cabeço do Canto**, composta por andesitos peridotíticos da Península do Capelo; (7) a erupção histórica do **Cabeço do Fogo** (1672) e (8) a erupção histórica dos **Capelinhos** (1957/58).

Esta escala, embora apresente alguns elementos de interpretação da história vulcanológica do Faial, fundamenta-se em critérios cartográficos e litológicos, pelo que não separa os dois vulcões centrais, da Ribeirinha e da Caldeira. Pelas mesmas razões, os domos de Castelo Branco, Altar e Miragaia e os produtos da Plataforma da Horta são colocados em posições estratigráficas incorrectas.

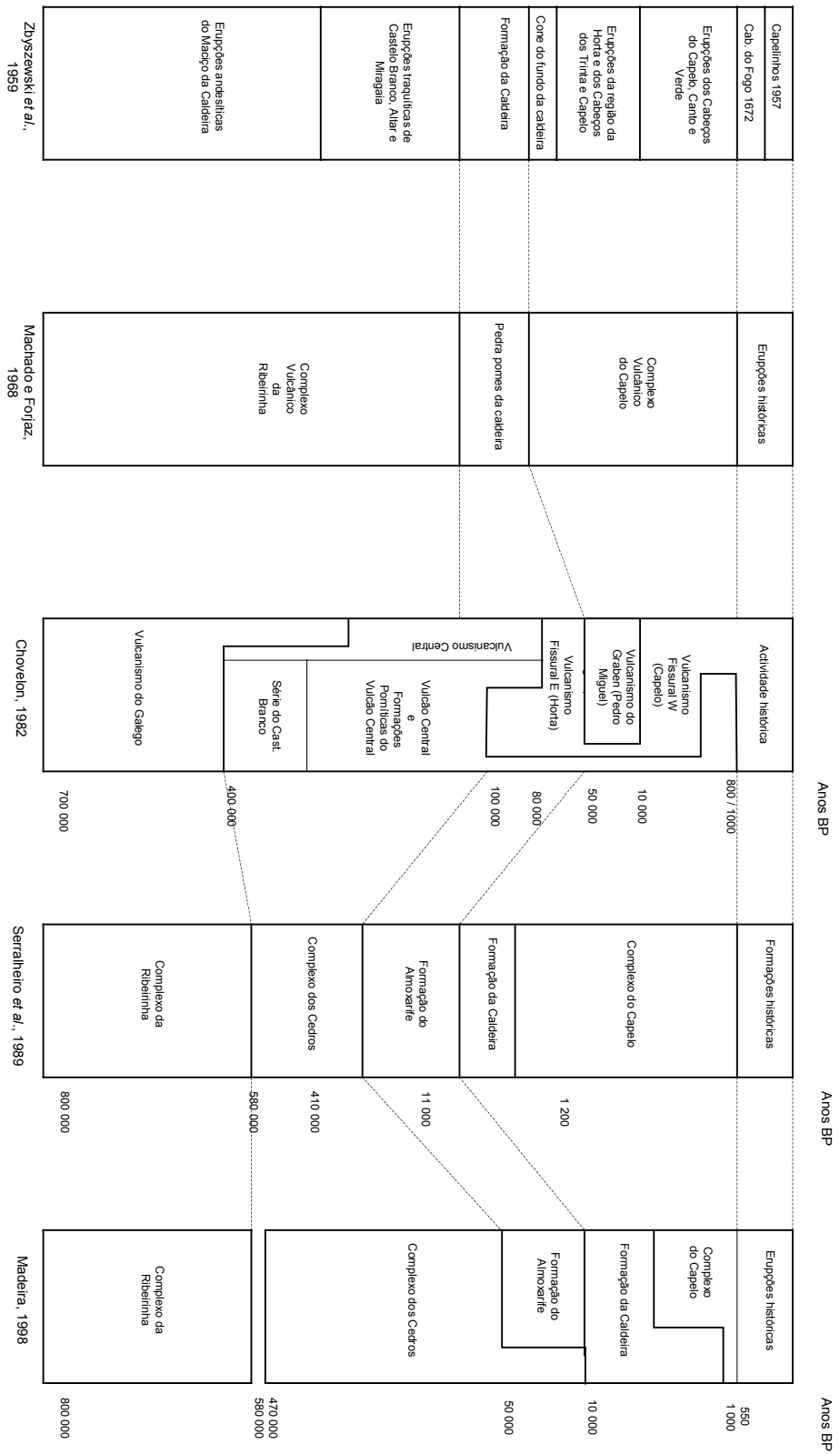


Fig. 3-1 - Escalas estratigráficas de Zbyszewsky et al. (1959), Machado e Forjaz (1968), Chovelon (1982), Serralheiro et al. (1989) e Madeira (1998), para a ilha do Faial. Modificado de Madeira (1998) in: Coutinho (2000).

A estratigrafia de Machado e Forjaz (1968) assenta na proposta anterior, simplificando as suas divisões. Estes autores propõem duas unidades principais: (1) o **Complexo Vulcânico da Ribeirinha**, que incluía as erupções andesíticas dos vulcões centrais da Ribeirinha e da Caldeira e os domos de Castelo Branco, Altar e Miragaia e (2) o **Complexo Vulcânico do Capelo**, composto pelos depósitos dos cones da Península do Capelo e da Plataforma da Horta. Estes dois complexos são separados pela unidade de **Pedra Pomes da Caldeira**. Por último, as erupções de 1672 e 1957/58 constituem a unidade das **Erupções Históricas**. Embora a simplificação da escala, resultante do agrupamento de diversas unidades, possa ultrapassar algumas imprecisões da vulcanoestratigrafia de Zbyszewsky *et al.* (1959), os autores continuam a considerar o vulcanismo da Plataforma da Horta mais recente que os depósitos pomíticos da caldeira.

Forjaz (1977) modifica a estratigrafia de Machado e Forjaz (1968) dividindo o Complexo Vulcânico da Ribeirinha em **Complexo Vulcânico de Cedros** e **Complexo Vulcânico da Ribeirinha**, individualizando, deste modo, os dois vulcões centrais do Faial. Posteriormente, Forjaz (1980), viria a abandonar esta correcção, agrupando novamente os dois vulcões centrais no Complexo Vulcânico da Ribeirinha. Estas estratigrafias continuam a considerar o vulcanismo da Plataforma da Horta mais recente do que a Formação da Caldeira e apresentam um novo **Complexo Vulcânico Histórico** onde se incluem as erupções históricas, independentemente do sistema vulcânico a que estão geneticamente associadas.

Chovelon (1982) apresentou a primeira escala vulcanoestratigráfica do Faial baseada em datações absolutas, de K/Ar e  $^{14}\text{C}$ , realizadas por Féraud (1977), Baubron (1981, *in* Serralheiro *et al.*, 1989) e Dumas (1981), tendo individualizado 5 unidades estratigráficas: (1) a **Série do Vulcão Galego**, (2) o **Vulcanismo Central**, (3) o **Vulcanismo do Graben**, (4) o **Vulcanismo Fissural Básico** e (5) a **Actividade Recente da Caldeira**.

Para aquele autor, a **Série do Vulcão Galego** corresponde a um antigo vulcão poligenético com caldeira, situado na região NE da ilha, formado por escoadas lávicas

com idades entre os 700 000 e os 400 000 anos B.P., embora considere que a actividade do sistema se tenha estendido até aos 200 000 anos B.P..

O **Vulcanismo Central**, com origem há 420 000 anos B.P., compreenderia três subunidades: (1) a Série do Castelo Branco, (2) o Vulcão Central e (3) as Formações Pomíticas do Vulcão Central.

A **Série do Castelo Branco** corresponde a outro aparelho poligenético centrado a S do Faial. A localização da sua cratera coincide com o local do domo do Castelo Branco que, segundo o autor, se teria alojado no interior desta cratera no final de um ciclo eruptivo. Deste antigo vulcão persistiriam ainda 3 relevos residuais: Lameirinhos, Chã e Peixe Rei.

A subunidade do **Vulcão Central** corresponde ao actual Vulcão da Caldeira e é formada pelos produtos posteriores ao domo do Castelo Branco e anteriores ao domo do Altar, que marcaria também o final de um ciclo eruptivo.

A divisão destas duas subunidades assenta no pressuposto que a extrusão dos domos marca o fim de um ciclo eruptivo, o que se verificou não corresponder à realidade. De facto, os produtos de ambas as subunidades têm origem no Vulcão da Caldeira.

As **Formações Pomíticas do Vulcão Central**, com idades compreendidas entre os 200 000 e os 80 000 anos B.P., correspondem aos depósitos gerados pela actividade explosiva do Vulcão Central, anterior ao desenvolvimento do *Graben* de Pedro Miguel.

O **Graben de Pedro Miguel** agruparia todos os depósitos associados ao processo mecânico da abertura do “*rift*”. Neste contexto, incluiria depósitos com origem na região *intragraben*, na “cratera central” e na região do “vulcanismo fissural dos Covões” (a N da caldeira). Segundo Chovelon (1982) esta unidade ter-se-á estendido desde há 30 000 anos B.P. até à actualidade, sendo, no entanto, todos os produtos globalmente contemporâneos (30 000 ± 20 000 anos B.P.).

A posição estratigráfica desta unidade está, contudo, incorrecta pois toda a região *intragraben* está coberta por produtos das Formações Pomíticas do Vulcão Central.

A unidade do **Vulcanismo Fissural Basáltico**, com idades entre os 100 000 anos B.P. e a actualidade, seria formada por duas subunidades: (1) o **Vulcanismo Fissural E**, que corresponde aos produtos com origem na Plataforma da Horta e (2) o **Vulcanismo Fissural W** onde se incluem os depósitos das erupções da Península do Capelo.

Também a posição estratigráfica da subunidade do Vulcanismo Fissural E está incorrecta, pois também esta subunidade está coberta por produtos das Formações Pomíticas do Vulcão Central.

Finalmente, para Chovelon (1982) a última unidade seria a da **Actividade Recente da Caldeira**, que corresponderia aos depósitos associados à formação da caldeira. A datação por  $^{14}\text{C}$  do carvão encontrado nesta unidade, apontou para idades de 1100, 1000 e 800 anos B.P. (Dumas, 1981, *in* Chovelon, 1982), pelo que Chovelon (1982) admitiu a existência de três fases de formação da caldeira.

A vulcanoestratigrafia de Serralheiro *et al.* (1989) apresenta uma reinterpretação das datações de Féraud (1977), Baubron (1981, *in* Serralheiro *et al.*, 1989) e Dumas (1981) e propõe uma escala dividida em 6 unidades: (1) o **Complexo da Ribeirinha**; (2) o **Complexo dos Cedros**; (3) a **Formação do Almojarife**; (4) a **Formação da Caldeira**; (5) o **Complexo do Capelo** e (6) as **Formações Históricas**.

Para tais autores, o **Complexo da Ribeirinha**, com idades entre os 800 000 e os 580 000 anos B.P., é formado pelos produtos do vulcão central da Ribeirinha. O **Complexo dos Cedros**, com um limite superior de idade de 30 000 anos B.P., corresponde ao Vulcão Central da Caldeira. A **Formação do Almojarife**, com uma datação de 11 000 anos B.P., engloba os cones de escórias e escoadas lávicas da Plataforma da Horta. A **Formação da Caldeira**, com menos de 11 000 anos B.P., é constituída pelos depósitos pomíticos de queda produzidos pelo Vulcão Central da Caldeira. O **Complexo do Capelo** engloba os produtos das erupções da Península do Capelo e depósitos de

escoadas piroclásticas e *lahars* do Vulcão da Caldeira. Finalmente, a última unidade agrupa as duas erupções de 1672 e 1957/58 nas **Formações Históricas**.

Esta vulcanoestratigrafia corrige os erros estratigráficos das propostas anteriores, mas também não reflecte as relações genéticas entre as diversas unidades consideradas (Coutinho, 2000). Um reflexo desta organização é a separação das erupções de 1672 e 1957/58, associadas ao Complexo do Capelo, numa outra formação independente daquele complexo, a inclusão dos depósitos associados à formação da caldeira do vulcão do Complexo dos Cedros, no Complexo do Capelo e ainda a separação dos depósitos pomíticos de queda do vulcão do Complexo dos Cedros numa formação independente deste, a Formação da Caldeira.

Madeira (1998) apresenta uma escala estratigráfica baseada na escala de Serralheiro *et al.* (1989), mas já inclui as erupções históricas no Complexo do Capelo e integra os depósitos associados à abertura da caldeira na Formação da Caldeira. Para tal autor, esta formação é constituída por 5 fases de actividade pliniana. As primeira, segunda e terceira fases (10 000, 9 600 e 6 500 anos B.P., respectivamente) correspondem a depósitos de pedra pomes de queda, identificados na região NE da ilha. A quarta fase, com uma idade superior a 4 000 anos B.P., inclui um depósito pomítico de queda e uma brecha de explosão. A quinta fase engloba 2 ignimbritos, 4 brechas de explosão e um depósito pomítico de queda que terão resultado de 6 erupções datadas de  $3\,320 \pm 90$ ,  $1\,820 \pm 45$ ,  $1\,660 \pm 45$ ,  $1\,200 \pm 45$ ,  $1\,199 \pm 19$  e  $1\,040 \pm 50$  anos B.P., respectivamente (Fig. 3.2). A discussão desta proposta far-se-á ao longo do presente trabalho, tendo em atenção que o estudo da actividade vulcânica recente do Faial constitui a sua base.

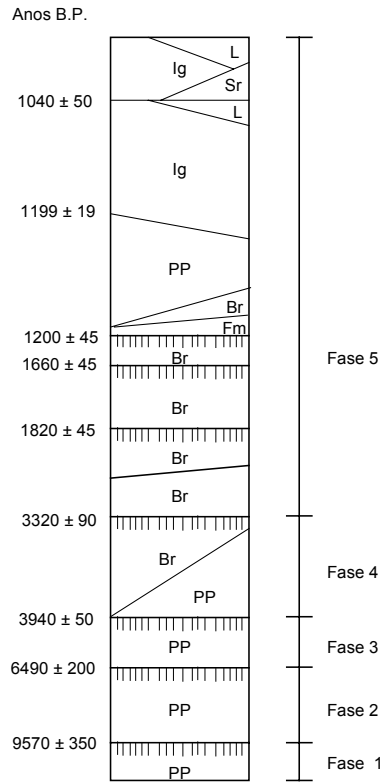


Fig. 3.2 – Coluna cronoestratigráfica da Formação da Caldeira (Madeira, 1998). PP – depósito pomítico de queda; Br - brecha de explosão; Ig – ignimbrito; Sr – depósito de surge; L - depósito de *lahar*; Fm – depósito freatomagmático (Datações por <sup>14</sup>C).

## III.2 PRINCIPAIS UNIDADES GEOLÓGICAS

De acordo com a distribuição cronológica dos depósitos e com as suas relações genéticas, reorganizou-se a escala vulcanoestratigráfica de Serralheiro *et al.* (1989), corrigida por Madeira (1998), em quatro unidades geológicas principais (Fig. 3.3) que reflectem a história eruptiva da ilha: (1) o **Complexo Vulcânico da Ribeirinha**, (2) o **Complexo Vulcânico dos Cedros**, (3) a **Formação do Almojarife** e (4) a **Formação do Capelo**.

O **Complexo Vulcânico da Ribeirinha**, data de há 800 000 anos (Férraud, 1977), integra os produtos do vulcão central da Ribeirinha e, tal como definido por Serralheiro *et al.* (1989), é formado predominantemente por lavas e alguns depósitos de escórias basálticas a benmoreíticas, pelo menos uma chaminé traquítica (domo de Miragaia) e alguns depósitos pomíticos.

O **Complexo Vulcânico dos Cedros**, com uma idade superior a 410 000 anos (Baubron, 1981, *in* Serralheiro *et al.*, 1989), engloba todos os produtos com origem no Vulcão da Caldeira e está dividido em dois grupos que correspondem a fases distintas da actividade do vulcão.

O **Grupo Inferior** é o mais antigo e corresponde a uma fase em que a actividade do vulcão central produziu, predominantemente, lavas de natureza basáltica a benmoreítica (Serralheiro *et al.*, 1989). Esta unidade inclui ainda dois domos traquíticos (Castelo Branco e Altar) e diversos depósitos de escórias associados aos cones adventícios instalados nos flancos do vulcão central, como o cone das Tronqueiras, o do Rinquim ou os cones do Alto da Baleia.

O **Grupo Superior**, com uma idade de cerca de 16 000 anos, inclui a actividade eruptiva mais recente do vulcão central, caracterizada por erupções explosivas e depósitos pomíticos.

A **Formação do Almojarife**, situada estratigraficamente entre os Grupo Inferior e Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros, corresponde à actividade fissural da Plataforma da Horta. Esta unidade é formada predominantemente por depósitos de escórias basálticas (s.l.) dos cones que constituem a Plataforma da Horta, escoadas lávicas associadas e tufos hidromagmáticos.

A **Formação do Capelo** é a mais jovem unidade desta escala e agrupa os depósitos do vulcanismo fissural predominantemente efusivo ou moderadamente explosivo, desenvolvido na Península do Capelo. Neste contexto, inclui depósitos de escórias, escoadas lávicas e tufos hidromagmáticos. É nesta formação que se incluem as erupções históricas de 1672/73 e 1957/58.

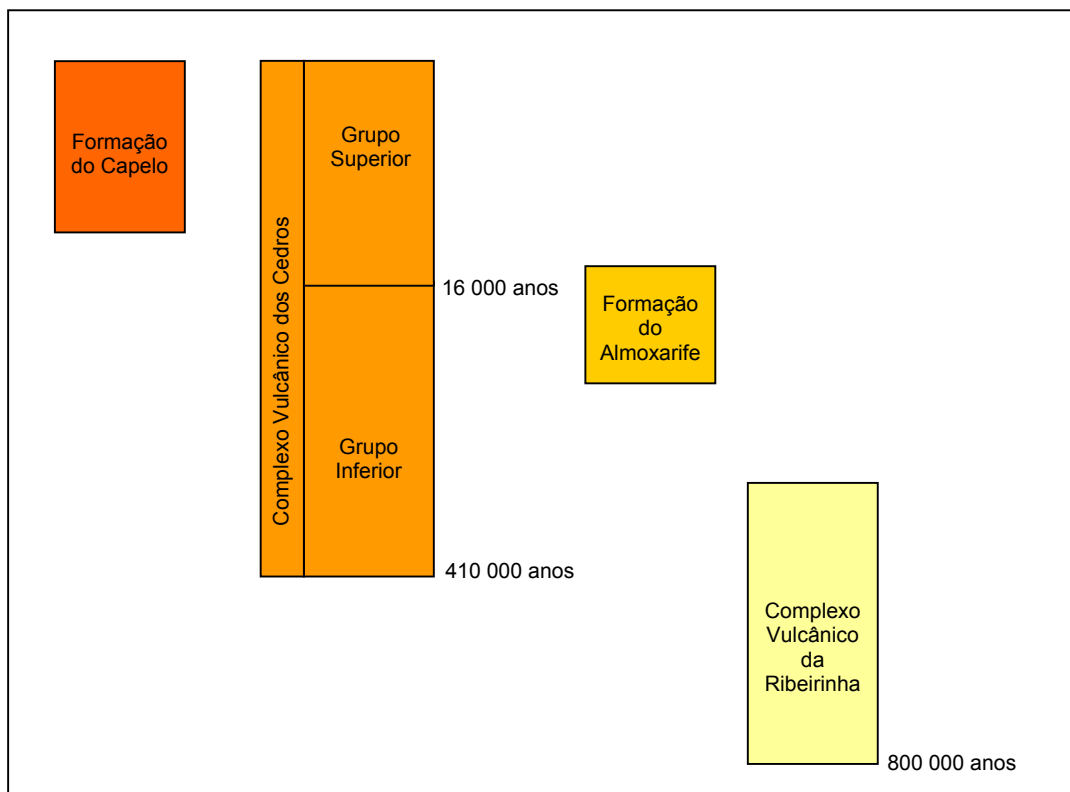


Fig. 3.3 – Escala vulcanoestratigráfica da ilha do Faial.

### III.3 ESTRATIGRAFIA FINA DAS UNIDADES GEOLÓGICAS RECENTES

#### III.3.1 NOTA PRÉVIA

A constatação da existência de algumas incoerências no que concerne à estratigrafia fina proposta por Madeira (1998) para o aqui designado Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros e a sugestão de George Walker no sentido de se dar continuidade a um estudo iniciado há alguns anos por Walker e Croasdale (não publicado), resultaram no desenvolvimento de um levantamento geológico da ilha, centrado na análise das unidades geológicas mais recentes.

Neste domínio, efectuaram-se cerca de 200 cortes geológicos detalhados (Fig. 3.4, Anexo II) e procedeu-se à amostragem dos diversos depósitos com vista à sua datação (Anexo III), caracterização geoquímica (Anexo IV) e determinação de parâmetros físicos (Anexo V e VI) e granulométricos (Anexo VII). Na prática, tratou-se de recolher todo um conjunto de dados necessários para a identificação dos processos vulcânicos relacionados com a génese, transporte e deposição dos produtos gerados durante a história eruptiva recente da ilha do Faial.

Para tal, utilizou-se a fotografia aérea da ilha do Faial, à escala 1:15000, e a base cartográfica da Carta Militar de Portugal dos Serviços Cartográficos do Exército, à escala 1:25000, folhas 4, 5, 6 e 7. A localização dos vários cortes foi determinada por GPS e posteriormente corrigida através do programa “TransCoord” do Instituto Português de Cartografia e Cadastro.

PROCESSOS ASSOCIADOS AO DESENVOLVIMENTO DE ERUPÇÕES VULCÂNICAS HIDROMAGMÁTICAS EXPLOSIVAS NA ILHA DO FAIAL E SUA INTERPRETAÇÃO NUMA PERSPECTIVA DE AVALIAÇÃO DO HAZARD E MINIMIZAÇÃO DO RISCO

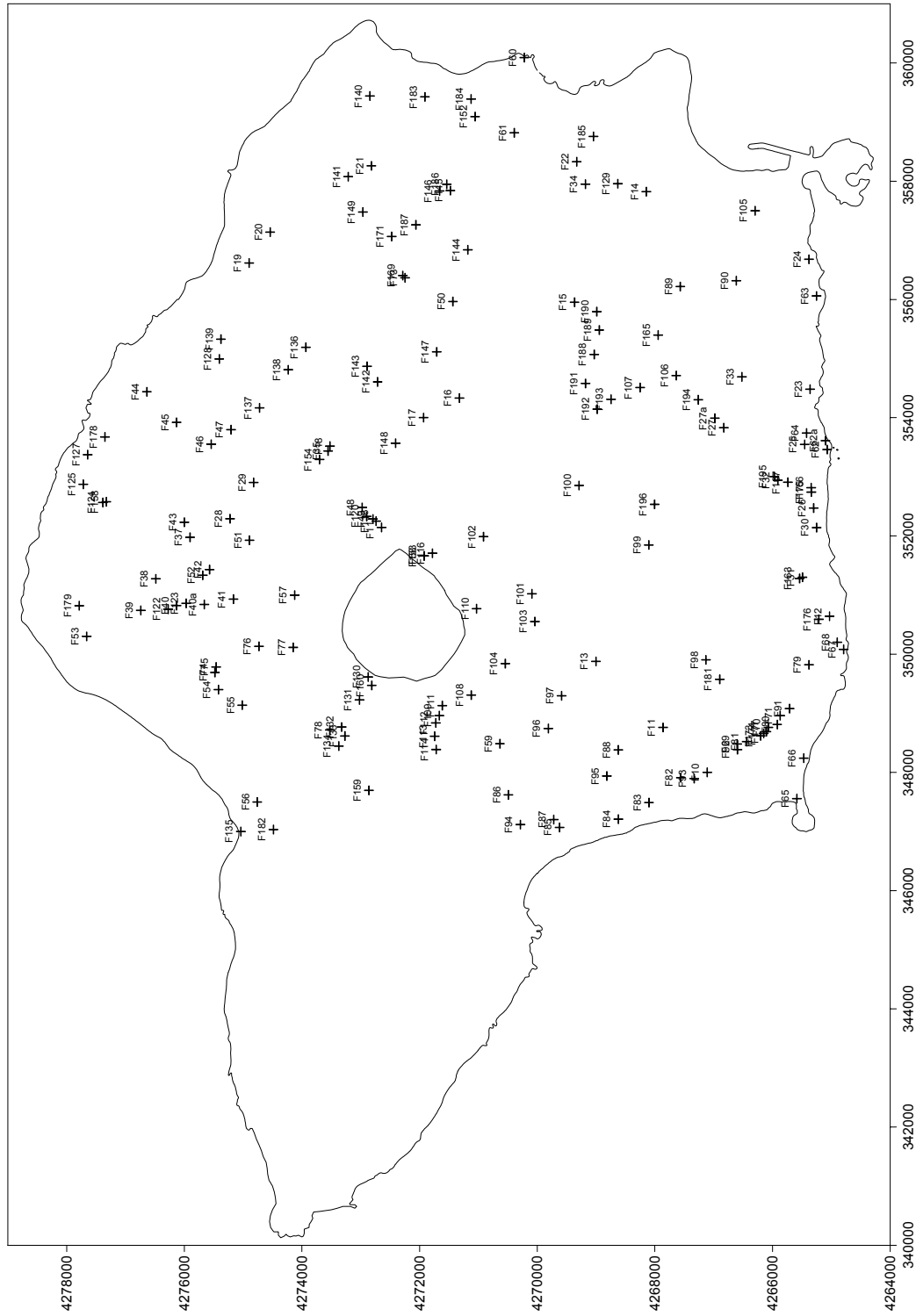


Fig. 3.4 - Localização dos cortes geológicos realizados na ilha do Faial.

### III.3.2 GRUPO SUPERIOR DO COMPLEXO VULCÂNICO DOS CEDROS

No presente trabalho define-se a estratigrafia fina do Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros que contempla 14 erupções, tendo-se identificado 12 depósitos pomíticos, todos com origem na cratera central do Vulcão da Caldeira (Fig. 3.5), e um depósito de escórias associado ao cone do interior da Caldeira. Estes depósitos foram designados por C1 a C13, do mais antigo para o mais recente. A acrescentar a estes, há ainda a considerar a erupção freática (ou freatomagmática) de 1958, também no interior da caldeira.

No decurso do levantamento geológico verificou-se, em diversos afloramentos do quadrante N-NW da ilha, a existência de alguns depósitos cujas características não se conseguiram determinar com clareza, geralmente constituídos por cinzas, por vezes com alguma pedra pomes. Atendendo ao seu elevado grau de degradação e ao reduzido número de exposições, ficam em aberto as hipóteses de se tratarem de facies distais ou remobilizadas de algum dos 12 depósitos identificados no Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros ou de corresponderem a depósitos representativos de outros eventos.

De uma forma sistemática e objectiva descrevem-se seguidamente as principais características dos depósitos C1 a C14, no intuito de se facilitar a sua identificação de campo e, posteriormente, possibilitar a discussão dos processos que estiveram na sua origem

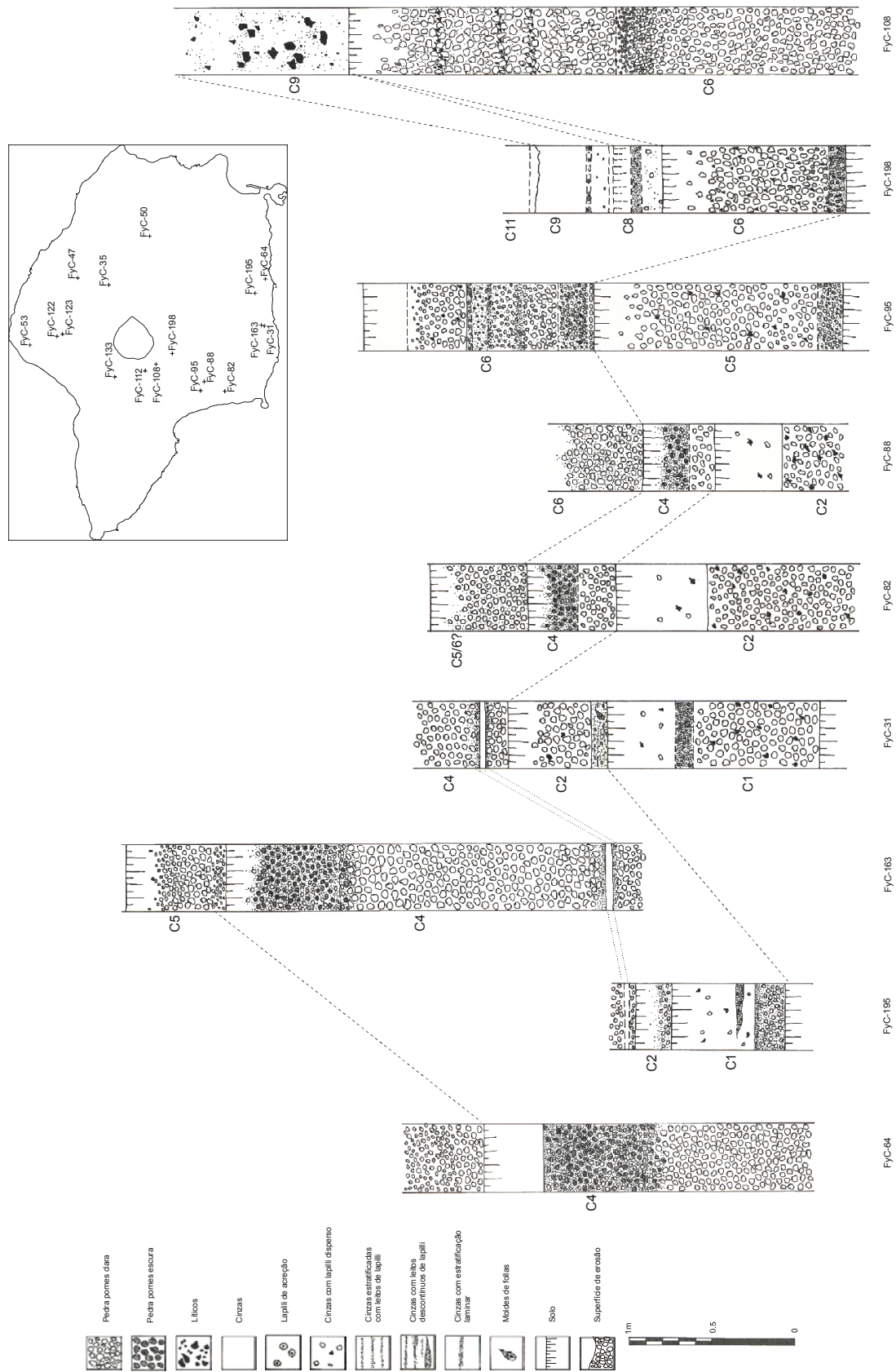


Fig. 3.5a – Correlações estratigráficas entre 12 depósitos da Formação da Caldeira.

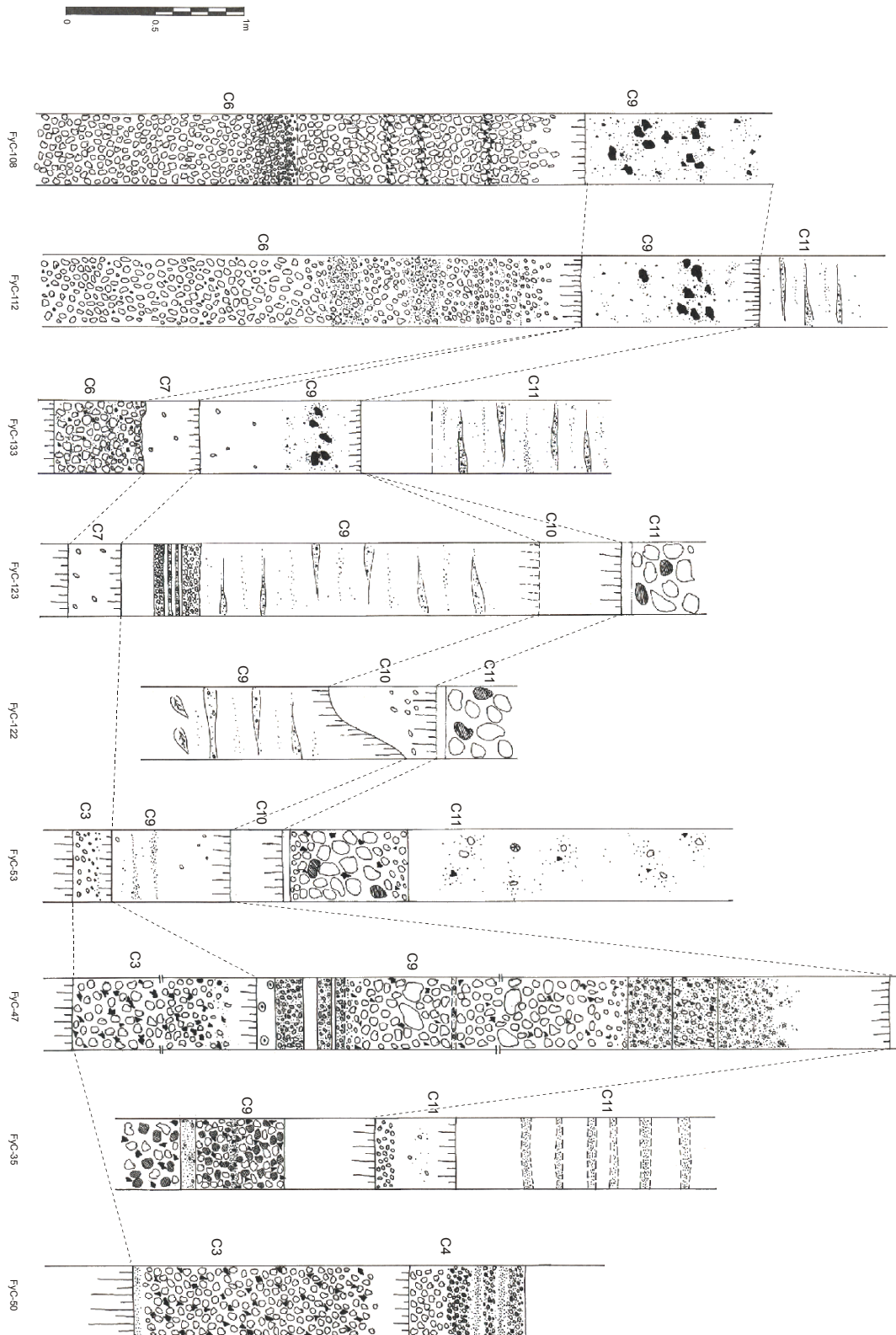


Fig. 3.5b – Correlações estratigráficas entre 12 depósitos da Formação da Caldeira.

### III.3.2.1 DEPÓSITO C1

Trata-se de um depósito de *lapilli* pomítico de queda, com uma idade de  $15\,840 \pm 130$  anos B.P. (datação por  $^{14}\text{C}$ ), observado na região de Flamengos, com uma espessura máxima de 120 cm, medida em FyC-31 (Foto 3.1).

**Posição estratigráfica:** este depósito está sempre na base da sequência dos depósitos pomíticos com origem na caldeira e é coberto pelo membro C2 (FyC-31) (Foto 3.1) ou directamente por C4 (FyC-62). Quando a base do depósito está exposta assenta sobre um solo com abundantes fragmentos de basalto que parecem ter origem numa escoada alterada (FyC-26) ou sobre um depósito avermelhado onde se destacam alguns fragmentos de basalto muito alterado.

**Constituintes:** pedra pomes clara com alguns fenocristais de feldspato e líticos finos abundantes.

**Descrição:** a base do depósito é constituída por um nível de pedra pomes clara com alguns cristais de feldspato, moderadamente rico em líticos finos e sem cristais de feldspato na matriz. No topo desta zona de *lapilli*, encontra-se um leito muito característico, de cor escura, constituído predominantemente por líticos finos, com pedra pomes dispersa. Em FyC-25, entre o *lapilli* pomítico da base e este leito de *lapilli* escuro, encontra-se uma zona de cinzas castanhas com alguma pedra pomes dispersa. O topo do depósito é constituído por cinzas pomíticas com alguma pedra pomes dispersa.

### III.3.2.2 DEPÓSITO C2

Depósito com uma zona de *lapilli* pomítico de queda e uma zona de diversos leitos de cinzas com evidências de fluxo. Datado de há  $12\,850 \pm 70$  anos B.P. (datação por  $^{14}\text{C}$ ), este depósito é observado entre as regiões dos Flamengos e Lombega com uma espessura máxima superior a 235 cm, medida em FyC-101.

**Posição estratigráfica:** a base encontra-se exposta em alguns cortes no sector E do vulcão central, onde está a cobrir C1 (FyC-25, 31) (Foto 3.1) ou produtos basálticos indiferenciados (FyC-27, 63, 164). Sobre este depósito encontra-se C3 (FyC-100, 193, 196) ou directamente C4 (FyC-10, 11, 31).

**Constituintes:** pedra pomes clara quase afanítica, apresentando, por vezes, aspecto tubular (FyC-65, 92), líticos finos e cinzas pomíticas.

**Descrição:** o extremo E do depósito, na zona dos Flamengos, é constituído essencialmente por uma base de *lapilli* pomítico fino, coberta por cinzas com alguma pedra pomes dispersa. Entre os Flamengos e a Caldeira distingue-se um fino leito de cinzas no seio do *lapilli* (FyC-164, 101, 188, 189, 190, 191, 193). Em direcção a W o nível de *lapilli* torna-se mais proeminente, é mal calibrado, pobre em cristais de feldspato e com poucos líticos.

Na região do Castelo Branco o depósito tem uma base pouco espessa de granulometria mais fina, do tipo areão, com alguns líticos finos (FyC-31, 67, 69, 71, 79, 80, 98, 176, 177, 181), onde se distinguem uma estratificação incipiente e alguns moldes de folhas (FyC-31). Esta base fina é seguida por um proeminente leito de *lapilli* pomítico muito claro, com alguns líticos e pouco feldspato na matriz, onde se individualizam dois leitos de cinzas (FyC-67, 79, 80). O leito de cinzas inferior apresenta abundantes vesículas em FyC-80. Sobre este conjunto assenta uma zona de cinzas com pedra pomes dispersa (FyC-168) (Foto 3.2).

A W da Lombega o depósito continua a apresentar uma granulometria mais fina para a base e um importante nível de cinza a cobrir todo o *lapilli* (FyC-10). Os leitos de cinzas no seio do *lapilli* deixam de se distinguir e o depósito evidencia um grande enriquecimento em líticos finos (FyC-81, 88, 92, 93, ), em particular no topo do leito de *lapilli* (FyC-93, 101). As cinzas de topo têm alguma pedra pomes dispersa e alguns leitos de cinzas grosseiras com e sem matriz de cinza, com variação lateral de espessura e uma fina base com estratificação laminar (FyC-81, 92, 168). Em alguns cortes encontra-se ainda *lapilli* de acreção (FyC-10, 11, 92, 168), abundantes vesículas (FyC-10, 168) e, por vezes, moldes de folhas (FyC-81, 168).

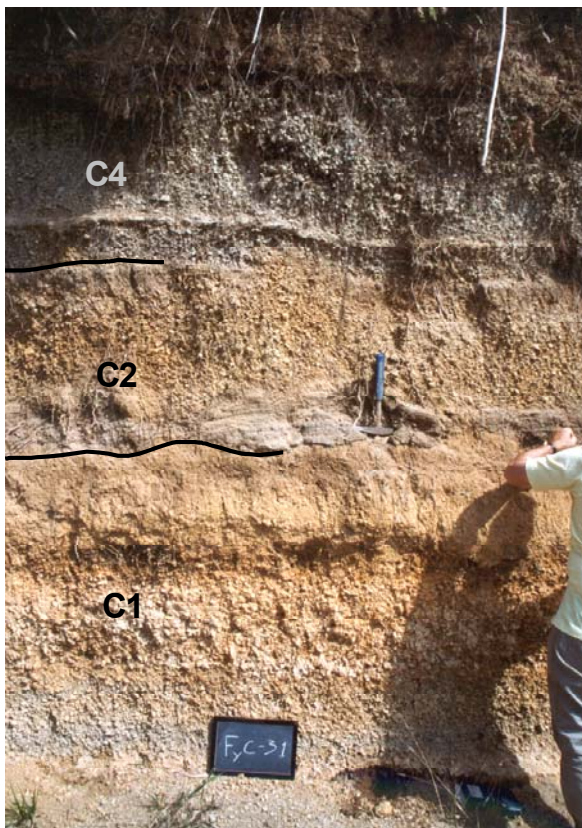


Foto 3.1 – Sequência de depósitos da Formação da Caldeira, na região do Castelo Branco (FyC-31).

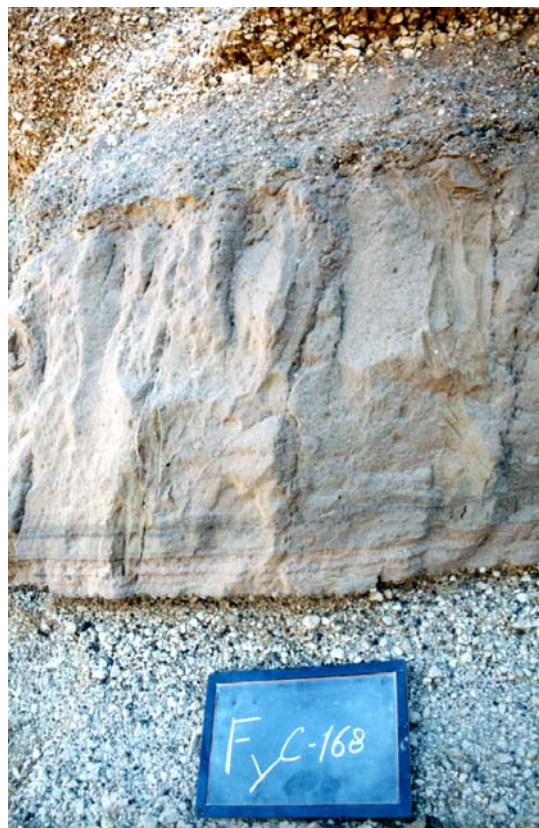


Foto 3.2 – Leito de cinzas de C2 com figuras de fluxo, próximo do domo do Castelo Branco (FyC-168).

### III.3.2.3 DEPÓSITO C3

Depósito de *lapilli* pomítico de queda observado na região de Almojarife-Pedro Miguel a Cedros, com uma espessura máxima de 170 cm, medido em FyC-147. A datação por  $^{14}\text{C}$  de um solo deste depósito deu uma idade de  $4\,790 \pm 50$  anos B.P. (datação por  $^{14}\text{C}$ ), incompatível com a sua posição estratigráfica uma vez que esta idade é inferior à de C4. Tal facto poderá dever-se à má qualidade da amostra de C3 datada pois verificou-se que o solo amostrado contém uma grande quantidade de raízes modernas.

**Posição estratigráfica:** este depósito aparece geralmente coberto por C4 (Foto 3.3). Em

alguns cortes (FyC-17, 50, 169, 171 e 187) há um leito pouco nítido de cinzas pomíticas muito alteradas ou solo que poderá corresponder a outro depósito entre C3 e C4. No quadrante N, fora do leque de dispersão de C4, C3 aparece coberto por C7 (FyC-53, 179) ou C9 (FyC-45, 46). Quando se vê a base, C3 está a cobrir C2 (FyC-100, 193, 196) ou está a cobrir materiais indiferenciados de natureza basáltica (s.l.).

Em FyC-147, C3 assenta sobre um nível de cinzas escuras com alguns líticos muito grosseiros sem nenhum solo evidente a separá-los e em FyC-169, sob C3, encontra-se um leito muito alterado de matriz fina, com blocos muito grosseiros de basalto, a cobrir um nível grosseiro de pedra pomes branca e líticos que não parece corresponder a qualquer dos depósitos descritos.

**Constituintes:** pedra pomes clara, líticos finos e algum feldspato fino.



Foto 3.3 – Aspecto do depósito C3 em FyC-50.

**Descrição:** depósito pomítico suportado por clastos de pedra pomes clara, muito rico em líticos finos com algum feldspato fino disperso no seio do depósito. A riqueza em líticos é o traço distintivo deste depósito. Por vezes exhibe uma cor amarelada ou alaranjada devido a alteração (Foto 3.3). Em alguns cortes (FyC-50, 147) distingue-se um leito mais fino na base do depósito, noutros locais parecem distinguir-se duas

zonas de *lapilli* (FyC-47, 141, 171, 187): (1) uma mais grosseira, na metade inferior do depósito e (2) outra mais fina na metade superior. Predominam os líticos finos embora se encontrem clastos mais grosseiros. O teor em líticos vai diminuindo para a periferia do eixo de dispersão, no entanto, FyC-164 e 196 estão em posições marginais e são muito ricos em líticos relativamente grosseiros. Nos cortes onde o depósito é mais fino, a sua parte superior exhibe uma matriz de cinzas (FyC-14, 53, 60, 105, 182).

#### III.3.2.4 DEPÓSITO C4

Depósito de *lapilli* pomítico de queda com alguns leitos descontínuos com variação lateral de espessura. Com uma idade de  $5\ 500 \pm 60$  anos B.P. (datação por  $^{14}\text{C}$ ), este depósito corresponde ao nível de pedra pomes da Fase 3 de Madeira (1998). É encontrado a S e E da caldeira, desde a Lombega até Pedro Miguel-Ribeirinha com uma espessura máxima de 360 cm, medida em FyC-102. As suas características peculiares e boa distribuição fazem deste depósito um bom nível de referência.

**Posição estratigráfica:** este depósito assenta quase sempre sobre C2 ou C3. Em FyC-187, há um leito pouco nítido entre C3 e C4 que poderá corresponder a um depósito diferente. No lado S da ilha o depósito C4 está geralmente coberto por C5 ou C6.

**Constituintes:** pedra pomes clara com alguns fenocristais de feldspato e máficos (Foto 3.4), pedra pomes bandada (Foto 3.5), pedra pomes cinzenta escura rica em cristais de feldspato e alguns máficos (Foto 3.6), líticos e alguns cristais de feldspato dispersos na matriz, com dimensões até 8 mm. A pedra pomes escura é mais densa, menos vesicular e mais fina que a pedra pomes clara.

**Descrição:** este depósito é constituído por três zonas distintas, (1) a inferior composta por *lapilli* de pedra pomes clara, (2) a intermédia, constituída por *lapilli* de pedra pomes escura e densa e (3) a superior, por cinzas escuras (Fotos 3.7 e 3.8).

A base do nível inferior é formada por uma zona mais fina, mal calibrada, rica em líticos finos e com uma gradação normal pouco evidente (FyC-12). Em alguns cortes, sobre esta base distinguem-se dois leitos finos de cinzas, separados por um leito de cinzas grosseiras (FyC-12, 31, 98, 99, 101, 163). Sobre estas cinzas, o resto da zona de pedra pomes clara apresenta-se homogénea. Esta zona não tem matriz de cinza, é moderadamente rica em líticos e apresenta alguns cristais de feldspato dispersos, por vezes de grandes dimensões (até 8 mm). Encontram-se frequentes clastos de pedra pomes bandada. A espessura máxima desta parte clara do depósito é de 200 cm, medido em FyC-101.



Foto 3.4 – Pedra pomes clara da base de C4. (A quadrícula de fundo tem 5 mm de lado)



Foto 3.5 – Pedra pomes bandada de C4. (A quadrícula de fundo tem 5 mm de lado)



Foto 3.6 – Pedra pomes escura do *lapilli* intermédio de C4. (A quadrícula de fundo tem 5 mm de lado)

A zona intermédia do depósito é dominada pela pedra pomes mais escura. Trata-se de uma zona suportada por clastos, em geral, mais fina que a zona subjacente, onde, além da pedra pomes escura, se encontra também alguma pedra pomes bandada, poucos líticos e alguns cristais de feldspato dispersos na matriz, com dimensões até 6 mm. A espessura máxima desta parte do depósito é de 108 cm, em FyC-34.

Sobre este leito de *lapilli* desenvolve-se a zona superior, mais fina e endurecida, dominada por cinzas de material semelhante à pedra pomes escura. Na transição entre a zona de *lapilli* de pedra pomes escura e a zona de cinzas distingue-se uma zona mais rija e maciça (FyC-16, 17, 27/27a) onde se encontram diversos leitos lenticulares com pedra pomes arredondada (FyC-16). A zona de cinzas tem uma espessura máxima de 140 cm em FyC-102 e 148.



Foto 3.7 – Aspecto geral do depósito C4 na região de Castelo Branco (FyC-163).

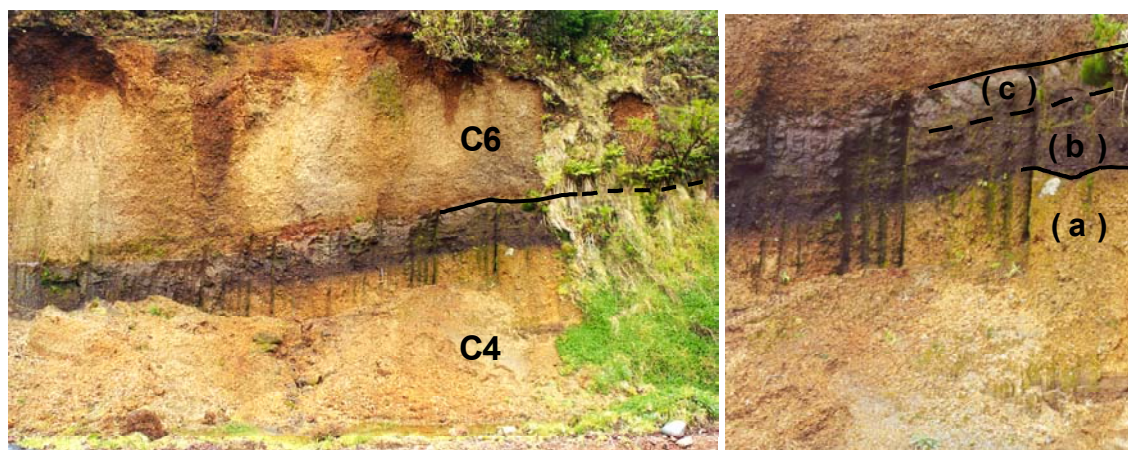


Foto 3.8 – Detalhe do depósito C4 na Serra da Feteira (FyC-101). (a) - zona de lapilli claro; (b) - zona de lapilli escuro; (c) topo de cinzas escuras.

### III.3.2.5 DEPÓSITO C5

Depósito de *lapilli* pomítico de queda, observado na região de Lombega, no quadrante S do vulcão central, com uma espessura máxima de 150 cm, medida em FyC-95 .

**Posição estratigráfica:** este depósito aparece sempre sobre C4 e em alguns cortes é coberto por C6 (FyC-94, 95).

**Constituintes:** pedra pomes com poucos fenocristais de feldspato e líticos finos.

**Descrição:** depósito de *lapilli* pomítico, maciço, suportado por clastos, com alguns líticos, em particular para a base onde são mais finos, Tem poucos cristais de feldspato dispersos na matriz ou no seio da pedra pomes. Na base do depósito distingue-se, em alguns cortes (FyC-95, 163), um leito de granulometria mais fina.

### III.3.2.6 DEPÓSITO C6

Depósito de *lapilli* pomítico de queda, datado de há  $2\ 170 \pm 50$  anos B.P. (datação por  $^{14}\text{C}$ ), observado nos quadrantes S e N do Vulcão da Caldeira, na região de Lombega, com uma espessura máxima de 700 cm, medida em F-109 e 110. Este depósito apresenta, geralmente, uma facies muito semelhante a C5, pelo que, por vezes, quando não estão os dois presentes no mesmo corte, não é possível distinguir entre os dois.

**Posição estratigráfica:** este depósito aparece geralmente a cobrir C4 e, em alguns cortes, a cobrir C5 (FyC-94, 95). Nos cortes em que não é o depósito de cobertura, C6 encontra-se sob C7 (FyC-133, 134, 198) ou directamente sob C9 (FyC-108, 110).

**Constituintes:** pedra pomes com fenocristais de feldspato e máficos, líticos finos, em particular para a base, cristais de feldspato abundantes (até 7 mm) dispersos na matriz, cinzas pomíticas e alguns fragmentos de obsidiana.

**Descrição:** trata-se de um depósito pomítico, suportado por clastos, muito rico em líticos finos e grandes cristais de feldspato, apresentando, em alguns locais, uma organização interna definida por uma base constituída por um leito de pedra pomes mais grosseira, com aproximadamente 2 cm de espessura, seguida de uma zona de granulometria fina rica em líticos, coberta por uma zona de *lapilli* pomítico mais grosseiro com gradação normal pouco desenvolvida e uma estratificação incipiente de bandas mais ricas e menos ricas em líticos. Este conjunto é coberto por outro leito de pedra pomes, o mais grosseiro do depósito, com gradação normal e o topo do depósito é ocupado por um leito de cinzas (Fotos 3.9 e 3.10).

Noutros locais, distingue-se apenas uma estratificação incipiente que, aparentemente, resulta da distribuição dos líticos em bandas (FyC-87, 86, 94, 95, 96, 108).

Noutros cortes ainda, não se reconhece qualquer organização interna, o que torna este depósito semelhante a C5. A distinção entre os dois depósitos assenta, neste caso, apenas na maior abundância em líticos finos e cristais de feldspatos dispersos na matriz do depósito C6, assim como na presença de fenocristais máficos na sua pedra pomes



Foto 3.9 – Aspecto geral do depósito C6 próximo do Cabeço dos Trinta (FyC-109).



Foto 3.10 – Detalhe do depósito C6 na Lombega (FyC-95). (a) – leito de pedra pomes da base; (b) – zona de *lapilli* fino, rico em líticos; (c) zona de *lapilli* mais grosseiro com gradação normal.

### III.3.2.7 DEPÓSITO C7

Depósito de cinzas pomíticas muito alteradas, observado nas proximidades da caldeira e na região de Cedros, com a espessura máxima de 50 cm, medida em FyC-40.

**Posição estratigráfica:** este depósito encontra-se a cobrir C6 em alguns cortes e é coberto por C9 (FyC-40, 133, 134, 198) (Foto 3.11). A relação estratigráfica com C8 não é clara pois não se encontrou nenhum corte com ambos os depósitos, pelo que não se exclui a hipótese de se tratarem de duas facies do mesmo depósito.

**Constituintes:** cinzas pomíticas e alguma pedra pomes.

**Descrição:** em FyC-104 e 198 a base do depósito é constituída por cinzas claras com alguma pedra pomes dispersa, passando para o topo, a um nível de cinzas grosseira mais escuras seguidas de um leito de cinzas finas alteradas em solo. Noutros locais apenas se distingue um leito de cinzas com alguns clastos de pedra pomes dispersa.

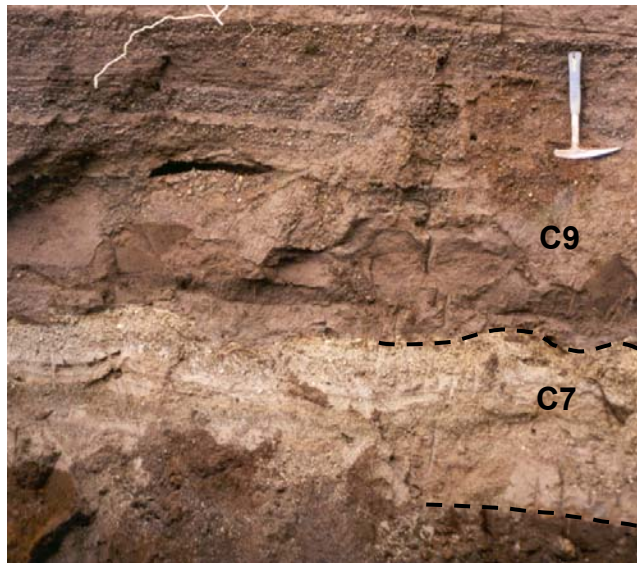


Foto 3.11 – Aspecto do depósito C7 em FyC-40.

### III.3.2.8 DEPÓSITO C8

Depósito de *lapilli* pomítico muito alterado, observado na região de Cedros, com uma espessura máxima superior a 30 cm, medida em FyC-37.

**Posição estratigráfica:** este depósito encontra-se sob C9 (FyC-37) e a sua base não foi observada. A relação estratigráfica com C7 não é clara, pois não se encontrou nenhum corte com ambos os depósitos.

**Constituintes:** pedra pomes.

**Descrição:** depósito de *lapilli* pomítico, suportado por clastos. A pedra pomes está alterada e exibe uma cor alaranjada. O limite inferior deste *lapilli* é uma passagem abrupta para um leito de cinzas, sem solo a separá-los, pelo que não é claro se este leito de cinzas é ou não parte do depósito C8.

### III.3.2.9 DEPÓSITO C9

Depósito de *lapilli* pomítico grosseiro de queda, com alguns leitos de fluxo, datado de há  $1\ 600 \pm 60$  anos B.P. (datação por  $^{14}\text{C}$ ), observado na região entre a Caldeira e Cedros, com uma espessura máxima de 600 cm, medida em FyC-29.

**Posição estratigráfica:** a N e NE, este depósito encontra-se a cobrir C3 (FyC-45, 46) ou C4 (FyC-143) e, em alguns cortes, cobre C7 (FyC-40) ou C8 (FyC-37). A S, geralmente aparece a cobrir C6 (FyC-108, 109, 110, 112). Nalguns locais este é o depósito de topo, noutros está coberto por C10 (FyC-53, 122, 179) ou directamente por C11 (FyC-112) (Foto 3.12). A excepcional riqueza em líticos de alguns leitos deste depósito permitiu correlacioná-lo com o depósito de pedra pomes da Fase 5 de Madeira (1998).

**Constituintes:** pedra pomes clara (Foto 3.13), escura (Fotos 3.14 e 3.15) e bandada com feldspato e anfíbola, cinzas pomíticas claras e escuras, líticos (geralmente grosseiros), de entre os quais se destacam xenólitos de sienitos, e cristais de feldspato abundantes. Tem alguns fragmentos de troncos de arvores na base do depósito (FyC-116).

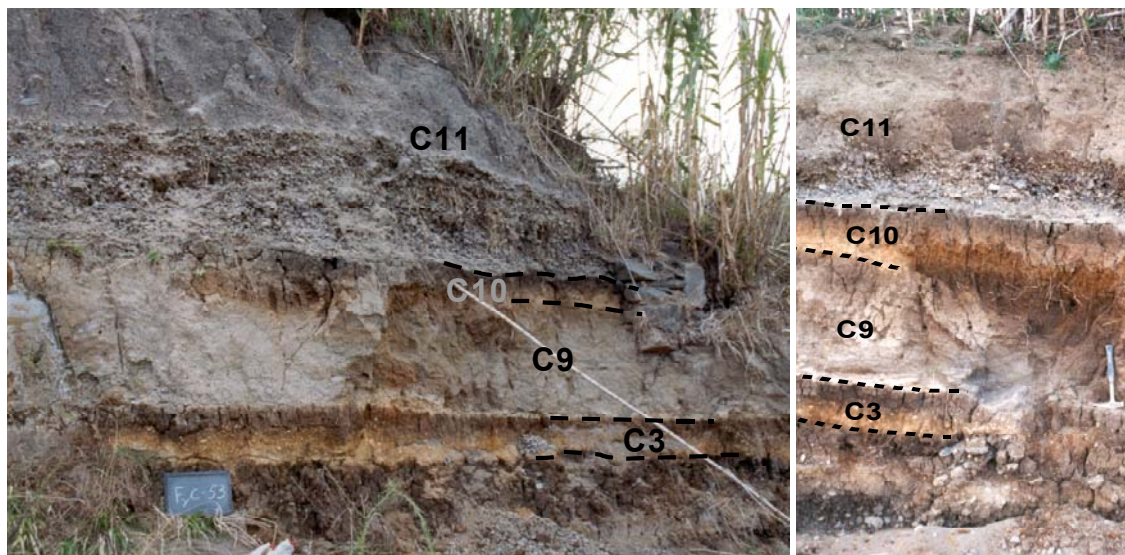


Foto 3.12 – Sequência de depósitos da Formação da Caldeira, na região do alto da Baleia (FyC-53). (a) – C3; (b)-C9; (c)-C10; (d)-C11.

**Descrição:** depósito de *lapilli* pomítico, em geral grosseiro, com uma base rica em líticos finos. Esta base começa por um leito de cinzas com *lapilli* de acreção, coberto por uma sequência de cinzas e leitos de *lapilli* (granulometria fina a média, com e sem matriz de cinzas), ricos em líticos finos (a proporção de líticos aumenta para a base) (Foto 3.16). Em alguns cortes, esta zona apresenta *lapilli* de acreção (FyC-37, 40, 46), diversos leitos com variação lateral de espessura, clastos arredondados (FyC-28) e em FyC-53 há moldes de folhas na base do depósito.



Foto 3.13 – Pedra pomes clara da base de C9. (A quadrícula de fundo tem 5 mm de lado)



Foto 3.14 – Pedra pomes escura de C9. (A quadrícula de fundo tem 5 mm de lado)

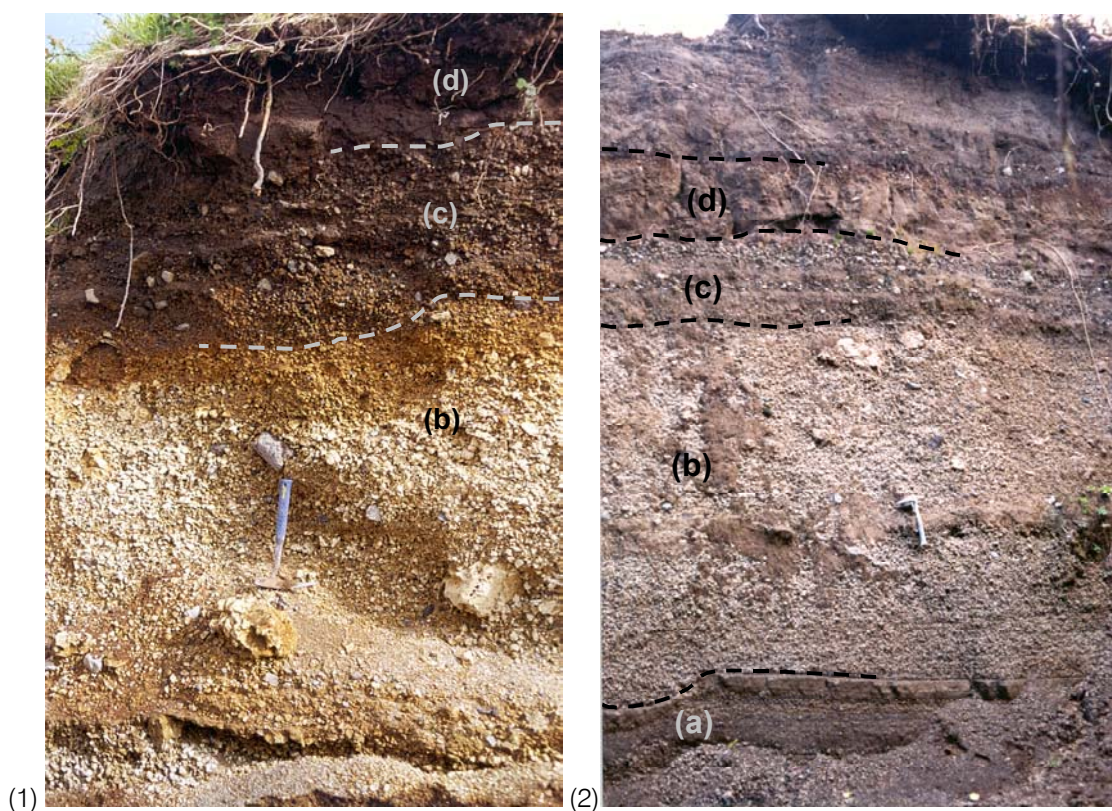


Foto 3.15 – Detalhe de um fenocristal máfico de pedra pomes escura de C9. (A quadrícula de fundo tem 5 mm de lado)

Sobre esta sequência de base, depositou-se um leito de *lapilli* pomítico de cor clara, grosseiro, suportado por clastos, com sienitos abundantes e feldspatos de grande dimensões (até 8 mm), quer na matriz, quer nos clastos pomíticos (FyC-18, 19). A pedra pomes é bem vesiculada (FyC-18, 47, 128), clara ou bandada e tem feldspato e anfíbola. Este leito, por vezes, exhibe zonas com matriz de cinzas no seio do *lapilli* (FyC-28, 48, 51).

Para o topo, o *lapilli* claro passa gradualmente a uma zona de *lapilli* pomítico onde a pedra pomes é predominantemente escura. É também um nível de granulometria grosseira, com pedra pomes bem vesiculada, com sienitos e cristais de feldspatos abundantes e alguns leitos de cinzas, diferindo dos níveis inferiores pela abundância de líticos e pela cor da pedra pomes. Em alguns locais, esta sequência é constituída por *lapilli* mais fino, estratificado, com diversos leitos de cinzas, por vezes com figuras de impacto (FyC-37, 52), constituído predominantemente por líticos que lhe conferem uma cor escura. Alguns destes leitos de *lapilli* têm clastos rolados (FyC-136) e diversos

leitos de cinzas são vesiculares ou têm uma cor rosada (FyC-37). Estas características sugerem tratam-se de depósitos de fluxo, alguns com temperaturas relativamente baixas outros com temperaturas elevadas. Também nestes leitos se encontram sienitos. Toda esta sequência é coberta por um ou vários leitos de cinzas relativamente finas (FyC-28, 37, 48, 72), com diversas lentículas de cinzas grosseiras a *lapilli* fino, com e sem matriz de cinzas (FyC-76). Em FyC-122 encontra-se um leito de cinzas com abundantes moldes de folhas.



**Foto 3.16** – Detalhe do depósito C9 na zona do Cabeço da Vaca: (1) FyC-28; (2) FyC-51.  
(a) - zona de *lapilli* fino estratificado da base; (b) – *lapilli* claro, grosseiro ; (c)– zona de *lapilli* escuro, rico em líticos com diversos leitos de cinzas; (d) – zona de cinzas maciças.

No sector W, o depósito é constituído maioritariamente por cinzas (FyC- 40, 122, 123). Na zona proximal, em torno da caldeira (FyC-103, 104, 108, 109, 110, 111, 112, 116, 117, 118, 120, 133, 134), é formado por cinzas grosseiras, escuras, mal calibradas, ricas em líticos, com alguns leitos lenticulares mais grosseiros. Os líticos atingem dimensões muito grosseiras (50 cm em FyC-110) concentrando-se, por vezes, em faixas onde a pedra pomes está praticamente ausente. Estes líticos não apresentam

figuras de impacto evidentes (FyC-116), excepto na base do depósito, onde parecem deformar o depósito subjacente (FyC-110) (Foto 3.17). Em FyC-109 e 110 a fronteira com o depósito subjacente é uma superfície de erosão.



Foto 3.17 – Detalhe da base de C9 com uma figura de impacto no depósito subjacente (FyC-110). Neste local o depósito C9 é constituído por cinzas escuras, grosseiras, mal calibradas e ricas em líticos.

### III.3.2.10 DEPÓSITO C10

Depósito pomítico de cinzas muito alteradas, observado no sector N do vulcão central, próximo da caldeira, com uma espessura máxima de 60 cm, medida em FyC-122.

**Posição estratigráfica:** onde aparece, este depósito está sempre entre C9 e C11 (Foto 3.12).

**Constituintes:** Cinzas pomíticas e alguns clastos de pedra pomes.

**Descrição:** depósito de cinzas pomíticas finas e macias com alguns clastos de pedra pomes dispersos. Por vezes C10 apresenta-se muito alterado e parece a continuação do solo de C9.

### III.3.2.11 DEPÓSITO C11

Depósito de *lapilli* pomítico com um leitos de queda, escoadas piroclásticas e *surges*. Com uma idade de  $980 \pm 50$  anos B.P. (datação por  $^{14}\text{C}$ ), esta unidade é observada na região de Praia do Norte, Cedros, Salão, Pedro Miguel e Flamengos, com uma espessura máxima de mais de 2000 cm, medida na cicatriz do escorregamento do Risco, desencadeado pelo sismo de 9 de Julho de 1998 (Coutinho e Pacheco, 2000).

**Posição estratigráfica:** este depósito é encontrado a cobrir C8 ou, em alguns cortes, C9. Sobre C10 encontra-se apenas C11, que, no entanto, tem uma dispersão muito restrita, pelo que geralmente C10 é o depósito aflorante. Este posicionamento estratigráfico e as características do depósito, permitiram concluir que a sequência eruptiva da Fase 5 de Madeira (1998) corresponde, na verdade, a diversas facies deposicionais de C11.

**Constituintes:** cinzas pomíticas claras e escuras, pedra pomes predominantemente escura e bandada (Fotos 3.18, 3.19 e 3.20), com grandes cristais de feldspato (até 8 mm) e alguns máficos. A pedra pomes é bem vesiculada, apresentando geralmente uma cor rosada característica. É frequente encontrar cristais estilhaçados dentro de vacúolos. Os líticos são abundantes neste depósito, incluindo xenólitos sieníticos e máficos. Tem abundante carvão e madeira não carbonizada.



Foto 3.18 – Clastos de pedra pomes clara e escura de C11. (A quadrícula de fundo tem 5 mm de lado)

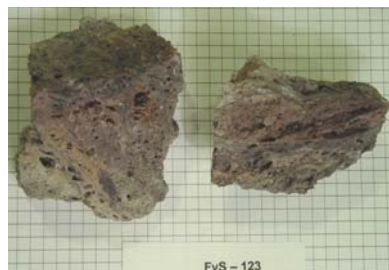


Foto 3.19 – Pedra pomes de cor rosada, típica de C11. (A quadrícula de fundo tem 5 mm de lado)



Foto 3.20 – Aspecto da pedra pomes escura e mais densa de C11. (A quadrícula de fundo tem 5 mm de lado)

**Descrição:** este depósito começa por um fino leito de cinzas, seguido por uma sucessão, bem estratificada, de cinzas e *lapilli* fino (FyC-55, 76 ) (Foto 3.21). Porém, na maioria dos cortes observados, o depósito começa por um fino leito de cinzas seguido de uma zona de *lapilli* pomítico de queda ou directamente por uma zona de *lapilli* pomítico de queda, grosseiro ou muito grosseiro, relativamente rico em líticos, por vezes com carvão (FyC-41), com sienitos e xenólitos máficos. Na base do depósito encontram-se abundantes troncos de arvores não carbonizadas.

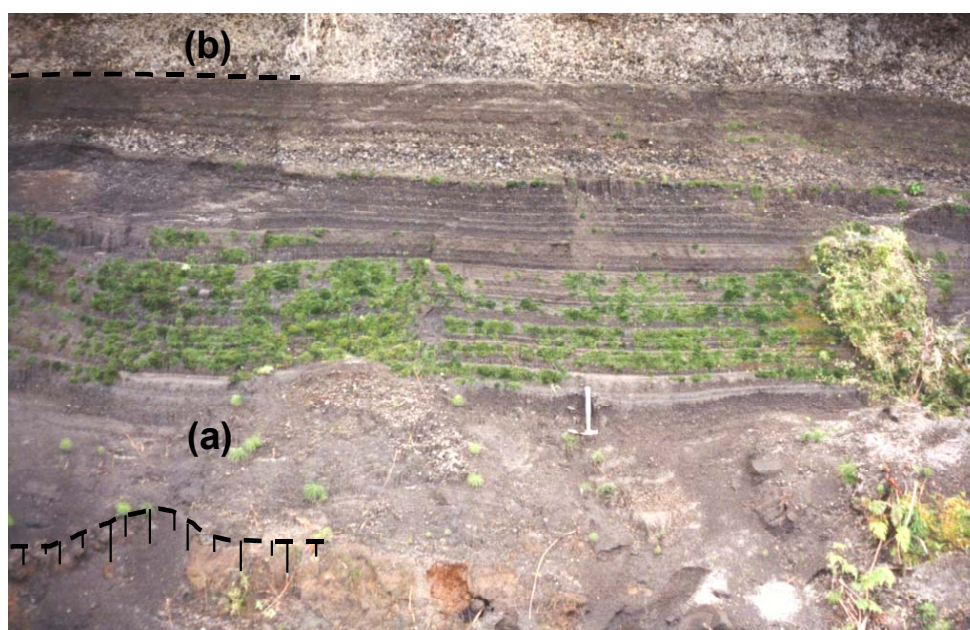


Foto 3.21 – Aspecto da base de C11 na zona do cone do Rinquim (FyC-55). (a) alternância de leitos de cinzas e *lapilli* fino; (b) *lapilli* de queda.

Sobre este nível de *lapilli* de queda, encontra-se uma importante sucessão de depósitos de fluxo (Foto 3.25). Estes depósitos, por vezes com mais de 400 cm de espessura, apresentam diversas unidades de escoamento (FyC-152, 135), chaminés fumarólicas (*fumarolic pipes*) em alguns locais (Foto 3.22), clastos bem rolados (Foto 3.23) e têm carvão abundante disperso no seio do depósito (FyC-37, 41, 48, 53) (Foto 3.24).

A facies destes depósitos varia de uma alternância de leitos descontínuos, lenticulares, de pedra pomes e cinzas (FyC-54, 39), até depósitos maciços, caóticos, sem qualquer organização interna evidente, de cor rosada e ricos em líticos.

Próximo da caldeira, C10 apresenta uma facies particularmente rica em líticos grosseiros a muito grosseiros no seio de uma matriz de cinza escura e mal calibrada (Foto 3.26), dispondo-se, por vezes, em bandas com maior ou menor teor de líticos. Noutros locais ainda, C10 exhibe unidades de fluxo muito mal calibradas, onde os líticos grosseiros apresentam gradação inversa.



Foto 3.22 – Detalhe de uma chaminé fumarólica de uma escoada piroclástica de C11, no Graben de Pedro Miguel (FyC-73).



Foto 3.23 - Clastos rolados de um leito lenticular de C11 (FyC-38).

Foto 3.24 – Fragmentos de carvão em C11 (FyC-38).



Foto 3.25 – Aspecto de C11, próximo do Alto do Chão (FyC-77), com uma espessura total superior a 14 m. A secção inferior do depósito é dominada por leitos de *lapilli* de queda, suportado por clastos, intercalados por alguns leitos com matriz de cinzas. O topo do corte é ocupado por uma série de unidades de fluxo com variação lateral de espessura.



Foto 3.26 – Aspecto de C11 próximo da caldeira, com uma zona rica em líticos grosseiros no seio de uma matriz de cinzas escuras e mal calibradas (FyC-130).

### III.3.2.12 DEPÓSITO C12

Depósito de *lapilli* pomítico de queda, datado de há  $580 \pm 40$  anos B.P. (datação por  $^{14}\text{C}$ ), observado no sector NW do vulcão, próximo da caldeira, com uma espessura máxima de 220 cm, medida em F-49.

**Posição estratigráfica:** este é o depósito traquítico mais recente da sequência eruptiva do vulcão central aparecendo acima de C11 (Foto 3.27).

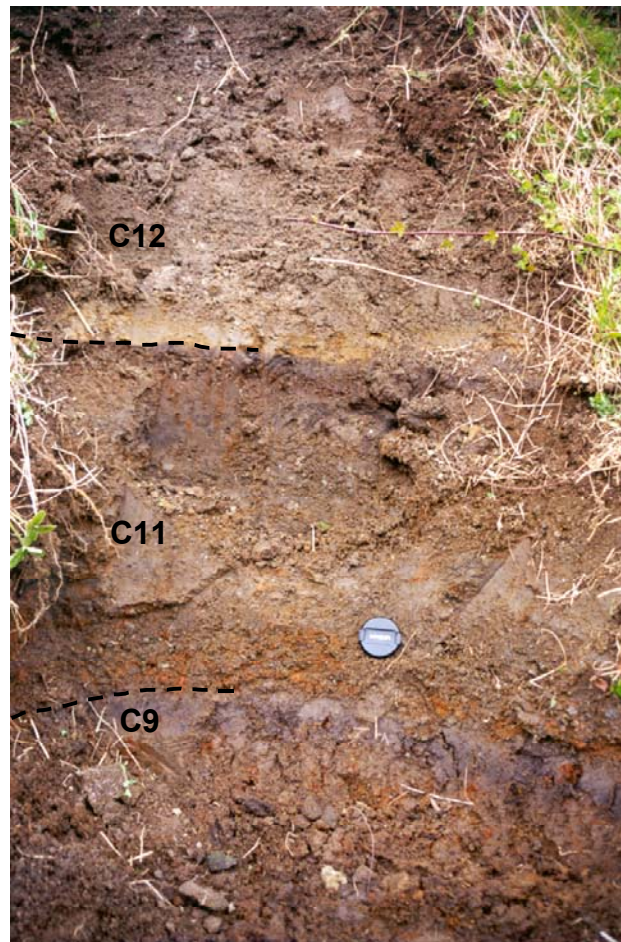


Foto 3.27 – Sequência de depósitos da Formação da Caldeira, na região do Cabouco (FyC-35).

**Constituintes:** cinzas pomíticas claras, pedra pomes e líticos finos.

**Descrição:** depósito de cinzas muito finas e macias, de cor cinzenta clara, com alguns clastos de pedra pomes e líticos dispersos, e alguns leitos finos de *lapilli*.

### III.3.2.13 DEPÓSITO C13

Depósito associado ao cone alojado no fundo da caldeira. Este depósito não aflora fora da caldeira e no decurso dos trabalhos de campo realizados na ilha do Faial não houve condições para descer ao seu interior pelo que não foi possível a observação directa do depósito. Não obstante, admite-se tratar-se de um depósito de *lapilli* de queda, com uma espessura máxima de 500 cm no próprio cone (Foto 3.29).



Foto 3.28 – Cone de escórias de C13, no interior da Caldeira.

**Posição estratigráfica:** este é o depósito mais recente da sequência eruptiva do vulcão central.

**Constituintes:** *lapilli*.

**Descrição:** depósito de *lapilli* de queda.

### III.3.2.14 ERUPÇÃO C14

Erupção freática (ou freatomagmática), ocorrida a 14 de Maio de 1958 na caldeira do vulcão central. Esta erupção produziu uma fina camada de cinzas claras, muito finas, depositadas no interior da caldeira e no flanco ESE do vulcão central (Machado, 1959a; Zbyszewsky, 1960; Lobão, 1999). No decurso de presente trabalho não se encontraram, no entanto, vestígios do nível de cinzas correspondente a C14.

Na sequência desta erupção, surgiu, no interior da caldeira, um campo fumarólico (Foto 3.29) com diversas saídas de vapor e “jactos de lama” (Machado, 1959a; Zbyszewsky, 1960; Lobão, 1999).



Foto 3.29 – Vista do campo fumarólico surgido no interior da Caldeira, na sequência da erupção freática de 14 de Maio de 1958 (Fotografia gentilmente cedida por Foto Jovial).

A actividade fumarólica persistiu até meados de Outubro de 1958 (Lobão,1999), caracterizando-se pela emissão de vapores sulfurosos (Zbyszewsky, 1960).

## IV - HISTÓRIA ERUPTIVA DA ILHA DO FAIAL

### IV.1 EDIFICAÇÃO DA ILHA DO FAIAL

A ilha do Faial é a parte emersa de uma elevação com raíz submarina, formada pela acumulação de depósitos vulcânicos e assente sobre a Plataforma dos Açores, que tem uma profundidade média de 2000 m (Needham & Francheteau, 1974). A actividade vulcânica associada ao desenvolvimento deste relevo foi inicialmente submarina, passou por uma fase emergente e actualmente é predominantemente subaérea. Os depósitos desta última fase constituem a actual cobertura da ilha, pelo que os produtos das fases submarina e emergente não estão expostos entre as rochas aflorantes do Faial.

Na verdade, as rochas mais antigas do Faial são escoadas lávicas subaéreas, do Complexo Vulcânico da Ribeirinha, com uma idade de  $730\,000 \pm 70\,000$  anos (Féraud, 1977), o que poderá dever-se aos fenómenos de subsidência promovidos pelo sistema distensivo que atravessa a ilha e que está na origem do *Graben* de Pedro Miguel.

#### IV.1.1 VULCÃO CENTRAL DA RIBEIRINHA

Os produtos que constituem o vulcão central da Ribeirinha têm idades superiores a 730 000 anos (Féraud, 1977) e são predominantemente escoadas lávica de natureza basáltica a benmoreítica, embora existam, igualmente alguns produtos de natureza traquítica, designadamente uma chaminé traquítica (domo de Miragaia) e um depósito pomítico associados a este complexo (Serralheiro *et al.*, 1989).

A predominância das escoadas lávicas sugere que o edifício do Vulcão da Ribeirinha se terá desenvolvido como um vulcão em escudo. No entanto, admitindo que o sistema distensivo regional que corta o Faial já se encontrava activo há 800 000 anos,

afigura-se como um cenário provável o desenvolvimento de vulcanismo fissural com a produção de alinhamentos de cones de escórias, *spatter* cones e *spatter ramparts*.

De acordo com a morfologia residual deste aparelho (Fig. 4.1), o seu centro situar-se-ia no eixo do actual *Graben* de Pedro Miguel (Fig. 4.4a, b). Tal como anteriormente referido, as suas vertentes caracterizam-se, actualmente, por uma inclinação média de cerca de  $12^\circ$ , este valor é, no entanto, superior ao valor típico dos vulcões em escudo, que se situa abaixo dos  $10^\circ$  (Cas & Wright, 1988; Francis, 1993). Tal poderá dever-se ao aumento do declive das vertentes pela acção de movimentos tectónicos ou devido à produção de escoadas lávicas curtas, acumuladas em torno da cratera central, que promovem o rápido crescimento do cone em altura.

Com base no declive actual das vertentes do vulcão, estima-se que este terá atingido uma cota máxima de 1000 m e um diâmetro basal, ao nível do mar, de cerca de 8 km (Fig. 4.1a). Posteriormente, sucessivos episódios de abatimento dos diversos blocos do *graben* levaram à subsidência do vulcão central, do qual se reconhece apenas a actual forma residual (Fig. 4.1b).

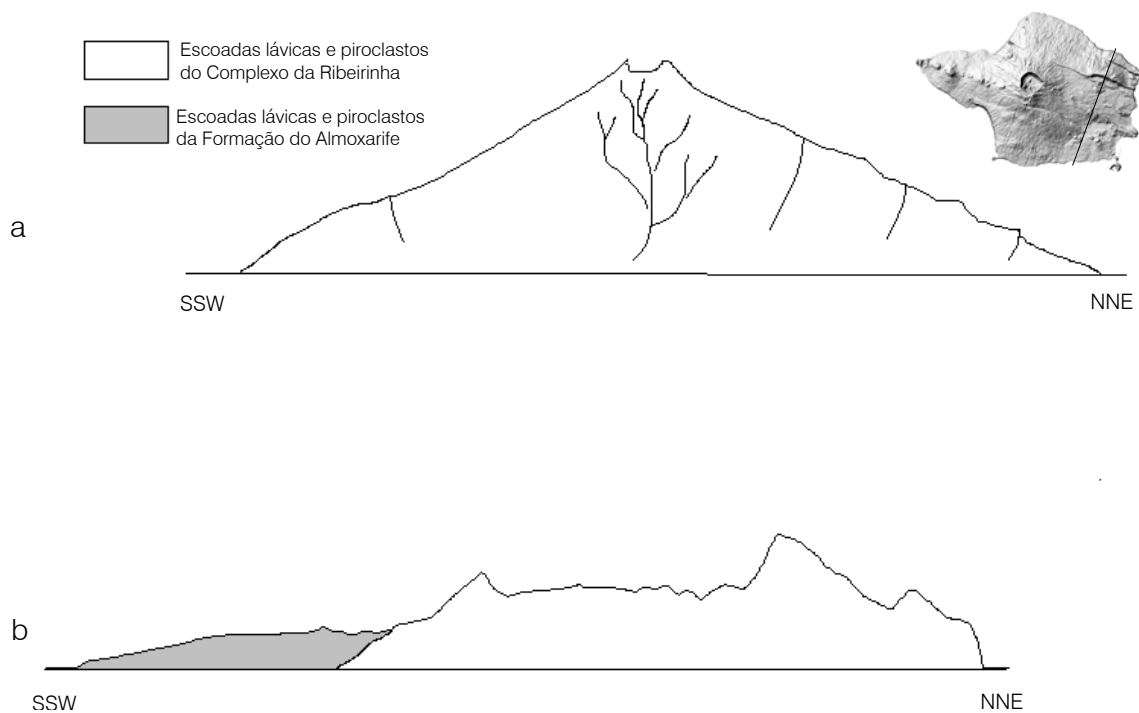


Fig. 4.1 – Cortes esquemáticos interpretativos da evolução morfológica do Vulcão da Ribeirinha: a - Cone do Vulcão Central da Ribeirinha com o seu máximo diâmetro e altura ; b - forma residual, actual, do Vulcão Central da Ribeirinha e Plataforma da Horta.

## IV.1.2 VULCÃO CENTRAL DA CALDEIRA

A localização do actual edifício do Vulcão da Caldeira sugere que este terá surgido próximo da linha de costa da primitiva ilha do Vulcão da Ribeirinha (Fig. 4.4c, d). Neste local confluem diversas estruturas tectónicas, nomeadamente algumas falhas de orientação WNW-ESE, NNW-SSE e NE-SW (Fig. 2.2), que se intersectam na região central do vulcão, apontando para um provável controle estrutural dessa localização.

Tal como anteriormente referido, o registo da fase inicial de formação do Vulcão da Caldeira não se encontra exposto, o que se explica pela subsidência desencadeada pelo sistema distensivo que atravessa a ilha. De facto, apenas afloram depósitos subaéreos, no entanto, atendendo à localização deste aparelho as suas primeiras erupções terão sido submarinas ou emergentes e só após este estágio se terá desenvolvido a fase subaérea. A transição entre estas duas fases ocorreu há mais de 410 000 anos, de acordo com a datação de lavas subaéreas, realizada por Baubron (1981).

Na actividade subaérea do Vulcão da Caldeira distinguem-se dois períodos distintos na história eruptiva do vulcão que correspondem às unidades vulcanoestratigráficas do Grupo Inferior do Complexo Vulcânico dos Cedros e do Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros, que marcam períodos.

O período correspondente ao Grupo Inferior do Complexo Vulcânico dos Cedros caracterizou-se por actividade de natureza predominantemente efusiva e/ou de explosividade moderada, do tipo havaiana e/ou estromboliana, durante o qual foram extruídas escoadas lávicas, com composições que variam entre os basaltos e os benmoreitos, bem expressas nas arribas NW e SW da ilha. Reflectindo esta preponderância de produtos efusivos, o declive médio das vertentes do vulcão, até à cota de 600 m, é de 8,5°, compatível com o desenvolvimento de um vulcão em escudo (Fig. 4.2a). Após a edificação desta primeira estrutura, a produção de escoadas lávicas curtas e/ou de piroclastos, centrada na cratera do vulcão, levou ao crescimento, em altura, da região central do edifício (Fig. 4.2b).

Além da actividade na cratera central do vulcão, nos seu flancos instalaram-se alguns cones de escórias monogenéticos, desenvolveu-se, pelo menos, uma erupção traquítica explosiva, de baixa magnitude, com produção de um depósito pomítico e deu-se a extrusão de domos, como o domo do Castelo Branco, no flanco S do vulcão.

Concomitantemente com os processos construtivos do Vulcão da Caldeira, a parte central do vulcão foi sofrendo sucessivos episódios de subsidência devido à acção do sistema distensivo do *Graben* de Pedro Miguel (Fig. 4.2b).

A presença de produtos evoluídos na sequência eruptiva da Grupo Inferior do Complexo Vulcânico dos Cedros aponta para a existência de uma câmara magmática, associada a este vulcão. A evolução magmática, proporcionada por esta câmara, assumiu um papel determinante na definição dos estilos eruptivos que caracterizaram os últimos 16 000 anos de actividade do vulcão, correspondentes ao período do Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros.

Durante este período tiveram lugar, pelo menos, 12 erupções traquíticas ou benmoreíticas, explosivas, do tipo subpliniano, com origem na cratera central do vulcão, que terá atingido a cota máxima de 1 250 m. Estas erupções produziram depósitos pomíticos de queda, depósitos de *surges*, escoadas piroclásticas e foi no âmbito desta actividade que, há cerca de 1 600 anos, ocorreu um primeiro alargamento importante da cratera do vulcão, relacionado com o depósito C9. A abertura da actual caldeira (Fig. 4.2c) ocorreu há aproximadamente 1 200 anos, e está associada à erupção que deu origem ao depósito C11 tendo produzido as mais importantes escoadas piroclásticas e *surges* desta sequência eruptiva. A caracterização destes depósitos será retomada no ponto IV.2 do presente capítulo.

Associado a esta caldeira, encontra-se um sistema incipiente de falhas circulares incompletas (madeira, 1998), com expressão geomorfológica no flanco S do vulcão, na região da Lomba do Meio (Fig. 2.2 e 2.3), provavelmente relacionado com o sistema distensivo de orientação WNW-ESE que atravessa a ilha.

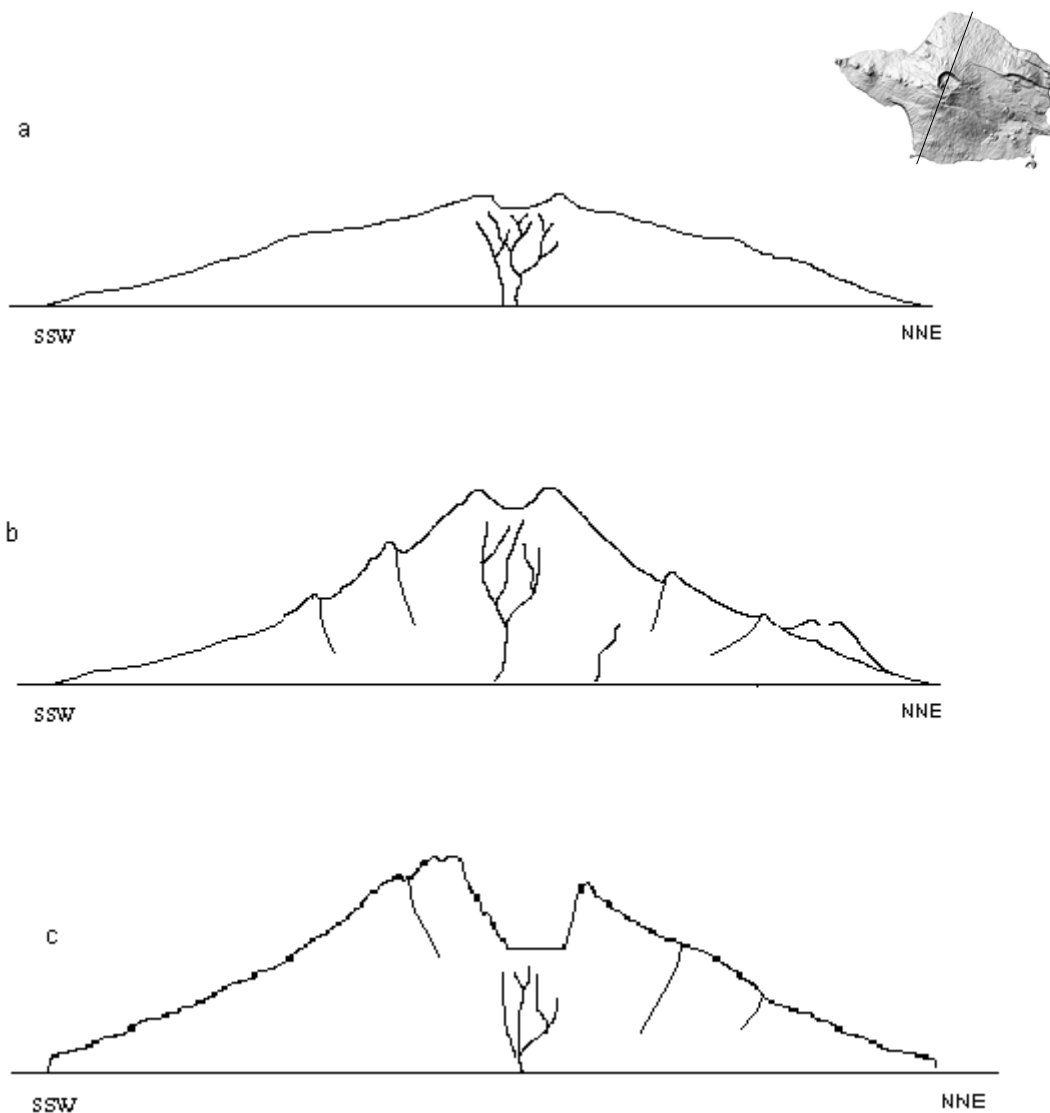


Fig. 4.2 - Cortes esquemáticos interpretativos da evolução morfológica do Vulcão da Caldeira. a - fase inicial de formação do vulcão em escudo ; b - fase de desenvolvimento do cone do vulcão central, acompanhado de diversos episódios de subsidência; c - fase de instalação da caldeira por explosão e abatimento.

Atendendo às características geomorfológicas desta caldeira, nomeadamente às suas dimensões, ao material que constitui o fundo da caldeira e à inexistência de um sistema de falhas circulares bem desenvolvido, admite-se que esta seja uma estrutura do tipo caldeira em “funil” (Lipman, 1997, 2000) (Fig. 4.3). Trata-se de uma caldeira associada a erupções explosivas em crateras centrais, geralmente sem sistemas de falhas circulares e sem um fundo estrutural sólido, em que as paredes da caldeira convergem para a conduta eruptiva formando um funil. A base da caldeira é formada,

predominantemente, pelos depósitos de vertente com origem nas paredes. Estas estruturas estão geralmente associadas a sistemas vulcânicos com câmaras magmáticas pequenas ou muito profundas.

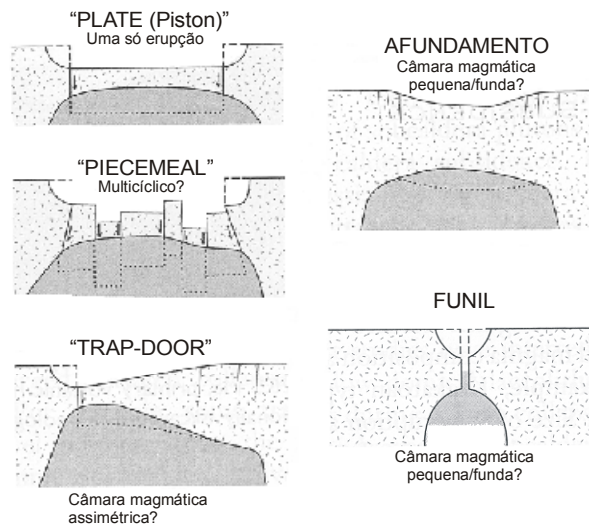


Fig. 4.3 – Modelos esquemáticos de geometrias de subsidência de caldeiras (Lipman, 1997)

No caso vertente, no entanto, o enquadramento tectónico não foi alheio a este processo, como o demonstram a existência de um sistema de falhas circulares, embora incipiente, e a instalação da caldeira numa zona de intercepção de falhas, ligeiramente excêntrica ao cone do vulcão central e próxima do eixo do sistema distensivo do *Graben* de Pedro Miguel. Trata-se pois, de uma caldeira gerada por explosão e abatimento.

### IV.1.3 PLATAFORMA DA HORTA

Após a instalação dos dois vulcões centrais do Faial, teve início uma terceira fase construtiva no sector SE da ilha. Esta actividade iniciou-se no mar, com erupções subaquáticas, algumas emergentes, do que resultou um aumento da área emersa da ilha, com a formação da Plataforma da Horta (Fig. 4.4e).

O vulcanismo nesta região caracterizou-se por uma actividade fissural, orientada segundo a direcção do *Graben* de Pedro Miguel, e produziu diversos alinhamentos de cones (Foto 2.4). Esta actividade foi, num primeiro estágio, predominantemente hidromagmática, do tipo surtseiano. Com o aumento da área emersa da Plataforma da Horta a actividade magmática, efusiva ou de explosividade moderada, do tipo havaiano ou estromboliano, foi assumindo maior importância.

Os produtos da actividade subaquática desta fase estão materializados em leitos de tufos basálticos (*s.l.*), encontrados em vários pontos da Plataforma da Horta ou em cones de tufos como o Monte da Guia. A actividade subaérea está representada por diversos cones de escórias e escoadas lávicas *aa* e *pahoehoe*.

#### IV.1.4 PENÍNSULA DO CAPELO

A última fase na definição da forma actual da ilha do Faial foi a edificação da Península do Capelo, no sector W da ilha (Fig. 4.4f). Esta formação vulcânica desenvolveu-se sobre o flanco W do Vulcão da Caldeira, prolongando-se pela sua encosta subaquática, e contribuindo, deste modo, para o aumento da área emersa da ilha. O último incremento da área do Faial data de 1957/58, com a erupção dos Capelinhos.

A Península do Capelo é um sistema vulcânico fissural, dominado por um alinhamento de cones que forma uma dorsal com orientação paralela à do *Graben* de Pedro Miguel, caracterizado por erupções efusivas ou de explosividade moderada, do tipo havaiano e estromboliano, e erupções emergentes surtseianas.

O registo eruptivo recente desta região conta com exemplos históricos dos diversos estilos: é o caso da erupção havaiana/estromboliana de 1672/73 (Machado, 1959d, 1962, 1967), com emissão de importantes escoadas lávicas, ou da erupção dos Capelinhos em 1957/8, com fases hidromagmáticas surtseianas e fases subaéreas do tipo estromboliano e havaiano.

A actividade vulcânica nesta zona interdigita com a actividade do Vulcão da Caldeira. De facto, os materiais da erupção C11, com uma idade de 1200 anos cobrem alguns depósitos do sistema do Capelo e são por sua vez cobertos por outros depósitos desse sistema.

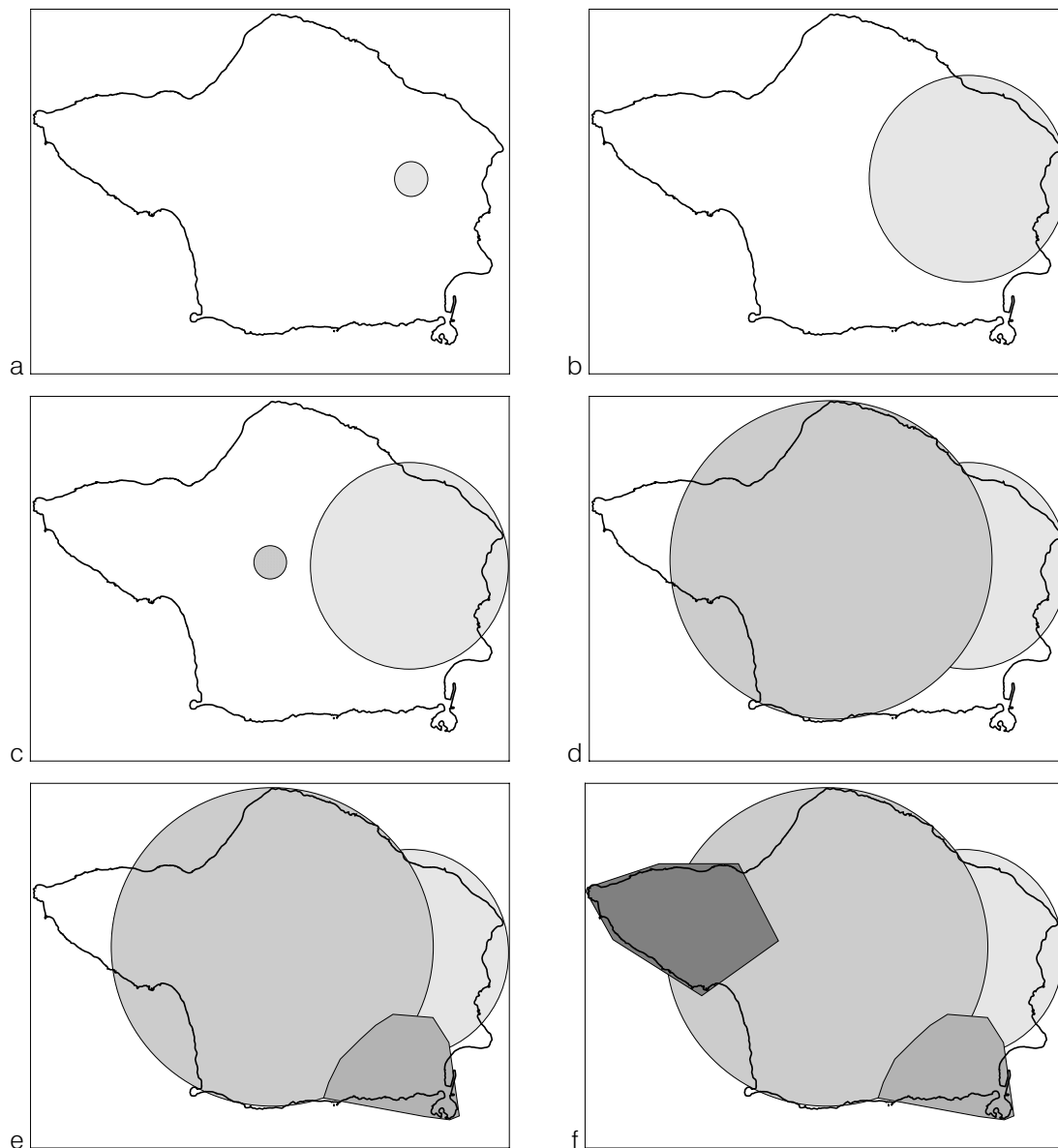


Fig. 4.4 – Evolução esquemática das várias fases da edificação da ilha do Faial. a – fase de actividade submarina e emergente do Vulcão da Ribeirinha; b – desenvolvimento do edifício composto subaéreo do Vulcão da Ribeirinha; c - fase de actividade submarina e/ou emergente do Vulcão da Caldeira; d – desenvolvimento do edifício composto subaéreo do Vulcão da Caldeira; e – instalação da Plataforma da Horta; f – instalação da Península do Capelo.

## IV.2 VULCANISMO RECENTE

### IV.2.1 ACTIVIDADE DO VULCÃO DA CALDEIRA

O vulcanismo recente da ilha do Faial foi dominado pela actividade do Vulcão da Caldeira e da Península do Capelo. No âmbito do Vulcão da Caldeira, importa caracterizar o Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros, pois este marca uma importante alteração no estilo eruptivo do vulcão. Enquanto o Grupo Inferior é constituído predominantemente por produtos efusivos, o Grupo Superior, onde se inclui a actividade recente do Vulcão da Caldeira, é composto por depósitos pomíticos resultantes de actividade explosiva centrada na cratera do vulcão central.

O levantamento geológico realizado permitiu, no entanto, identificar, na região de Lombega, um depósito pomítico, agora designado por L, coberto por lavas do Grupo Inferior. É um depósito com  $16\ 660 \pm 140$  anos B.P., composto por pedra pomes muito grosseira, blocos de traquito (s.l.) também grosseiros e alguma obsidiana, sendo o topo especialmente rico nestes constituintes mais densos (Foto 4.1). Embora tenham sido medidas espessuras totais superiores 320 cm (em FyC-69), a distribuição deste depósito é muito restrita (Fig. 4.5).

Atendendo ao seu carácter grosseiro, à reduzida dispersão geográfica e à elevada densidade dos clastos que constituem a fase terminal do depósito, parece tratar-se de uma facies proximal resultante de uma erupção de pequena magnitude, centrada no flanco S do vulcão, associada à fase terminal da extrusão de um domo. A análise geomorfológica da região onde o depósito aflora sugere que o foco desta erupção poderá ter sido um relevo, agora coberto por piroclastos do Grupo Superior, localizado no centro da área definida pelos cortes indicados na figura 4.5.

Pela sua idade e posição estratigráfica, no final do Grupo Inferior do Complexo Vulcânico dos Cedros, esta erupção poderá corresponder a uma fase de transição entre os dois grupos desse complexo.

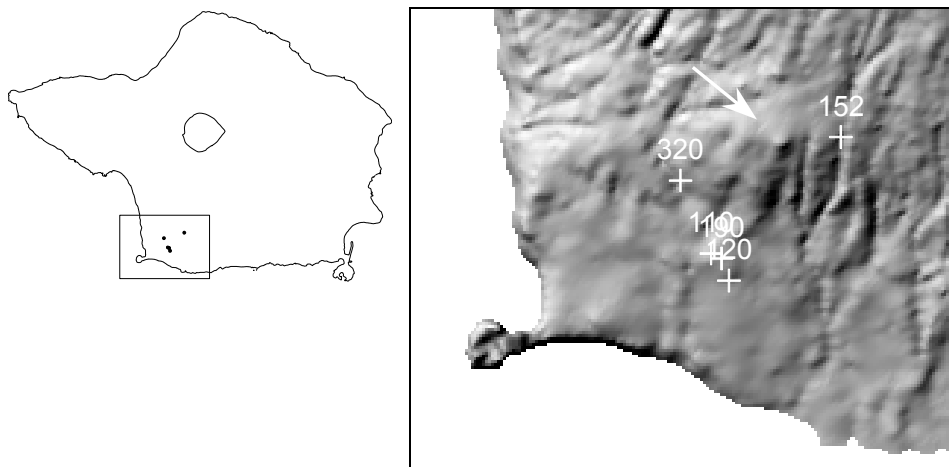


Fig. 4.5 – Distribuição do depósito L do Grupo Inferior do Complexo Vulcânico dos Cedros, na Região da Lombega. Os valores apresentados referem-se à espessura do depósito em cm. Os afloramentos documentados dispõem-se em torno de uma elevação, provavelmente relacionada com a origem do depósito.



Foto 4.1 – Aspectos do depósito pomítico grosseiro da fase final do Grupo Inferior do Complexo Vulcânico dos Cedros. (a) zona do topo do depósito, rica em clastos de traquito (s.l.) e obsidiana (FyC-69); (b) zona de pedra pomes grosseira e bem vesiculada, menos rica em clastos de traquito e obsidiana (FyC-177).

### IV.2.1.1 O VULCANISMO DOS ÚLTIMOS 16 000 ANOS

Tal como anteriormente referido, os últimos 16 000 anos de actividade do Vulcão da Caldeira foram dominados pelo vulcanismo explosivo de natureza traquítica (*s.l.*) e alguns destes depósitos encontram-se actualmente bem expostos permitindo, nestes casos, o estabelecimento de uma boa estratigrafia fina e a interpretação da sua história eruptiva. Outros depósitos encontram-se profundamente erodidos e alterados, o que dificulta as correlações estratigráficas em particular nos depósitos de menor dispersão, devido ao menor número de afloramentos disponíveis.

Além da estratigrafia fina dos depósitos, realizaram-se também estudos conducentes à elaboração de cartas de isopacas e isopletas. Atendendo a que os diversos leitos dos depósitos estudados correspondem a eventos discretos da erupção, os vários parâmetros considerados foram analisados para cada leito individual do depósito. Neste contexto, foram elaboradas cartas de isopacas e isopletas para a totalidade dos depósitos e para leitos individuais dentro destes, sempre que a qualidade dos afloramentos o permitiu.

O estudo da distribuição dos piroclastos foi realizado tendo por base a média dos diâmetros máximos dos três maiores clastos de pedra pomes (MP) e líticos (ML).

#### IV.2.1.1.1 DEPÓSITO C1

O depósito mais antigo deste intervalo é o C1, que aflora numa zona restrita do flanco S do vulcão central (Fig. 4.6). Trata-se de um depósito de queda suportado por clastos, com algumas zonas excepcionalmente ricas em líticos, onde, em alguns locais, o seu teor ultrapassa os 50% (Fig. 4.7).

Os valores de ML não apresentam grandes variações entre as zonas mais e menos ricas em líticos sendo a principal distinção feita ao nível da abundância de líticos finos. Esta concentração de líticos finos, aliada à evidência de remobilização ou fluxo

presente em alguns locais, sugere que o enriquecimento em líticos poderá dever-se a um processo de segregação dos constituintes do depósito. Tal não se aplica, porém, à generalidade dos cortes, pois em muitos locais o depósito não exhibe quaisquer sinais de fluxo ou remobilização. Aí, o teor em líticos é interpretado como o resultado de fases de abertura ou desobstrução da cratera, ou de eventos com uma componente freatomagmática.

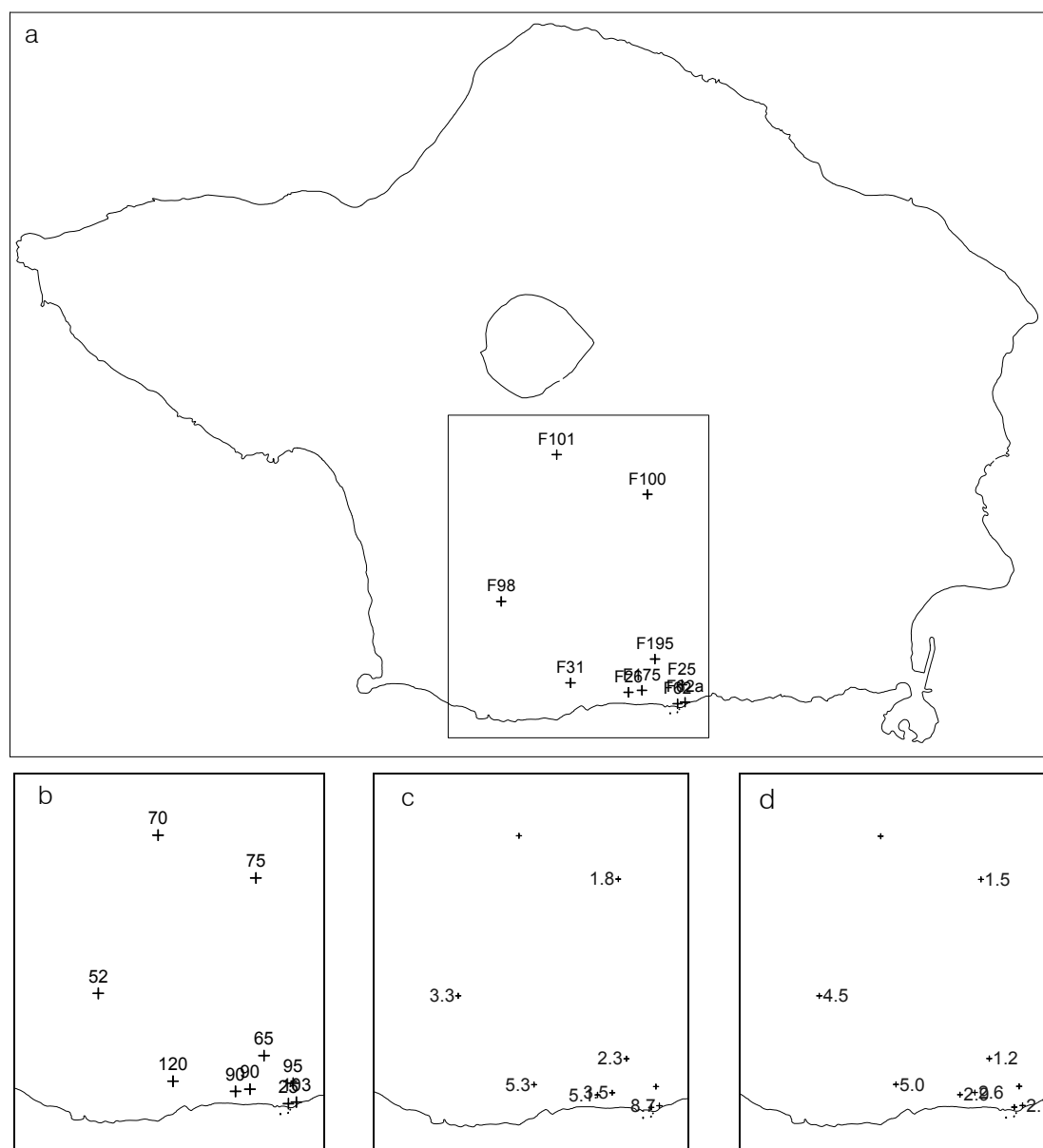


Fig. 4.6 – Localização dos afloramentos do depósito C1. (a) referências dos cortes; (b) valores da espessura total do depósito em cm; (c) valores médios do diâmetro máximo dos clastos de pedra pomes, em cm; (d) valores médios do diâmetro máximo dos clastos líticos, em cm.

Atendendo ao reduzido número de afloramentos deste depósito não é possível estimar o alcance da sua dispersão, no entanto, a concentração dos cortes no quadrante S do vulcão sugerem que a sua dispersão terá sido nesta direcção.

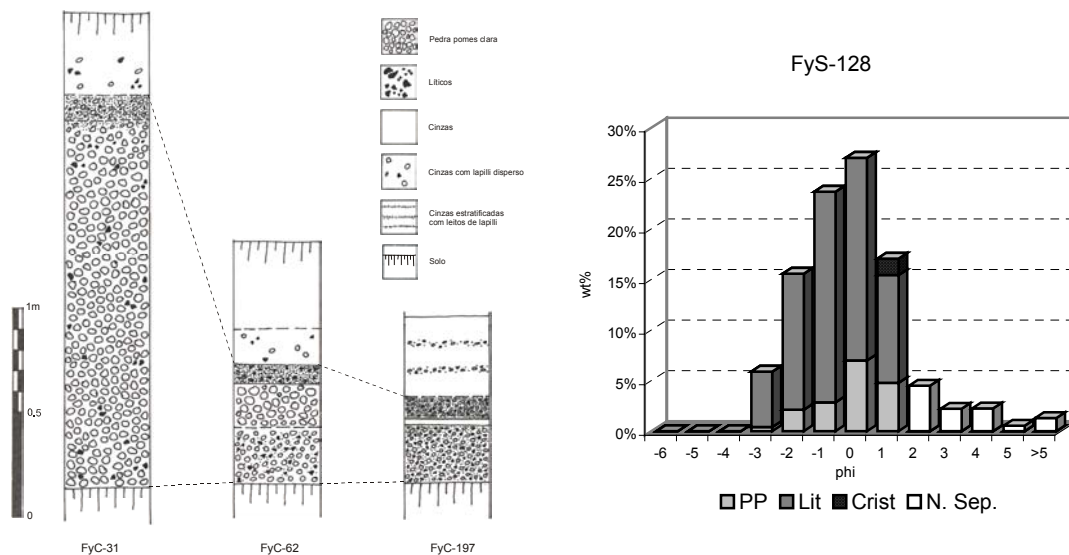


Fig. 4.7 – Variação lateral de facies em cortes do depósito C1 e histograma da distribuição da população granulométrica de um leito da base do depósito em FyC-197. PP – pedra pomes; Lit – líticos; Crist – cristais; N.Sep – não separados

#### IV.2.1.1.2 DEPÓSITO C2

O depósito C2 é formado por diversos leitos de cinzas e *lapilli* com características distintas, designados da base para o topo C2L1, C2L2, C2L3, C2L4 para os leitos de *lapilli* e C2A1, C2A2 e C2A3 para os leitos de cinzas (Fig. 4.8).

Na base do depósito, o leito C2L1, que não ultrapassa os 30 cm de espessura, foi disperso em direcção a SSE (Fig. 4.9) e é caracterizado por uma granulometria fina, um teor variável de líticos e uma estratificação incipiente. Na figura 4.10 apresentam-se duas análises granulométricas deste nível onde se destaca as diferentes proporções de líticos. Ambas as amostras têm, no entanto, diâmetros medianos ( $Dm_{\phi}$ ) semelhantes ( $0,17\phi$  e  $-0,23\phi$  para as amostras FyS-77 e FyS-96, respectivamente) e uma boa calibração ( $\sigma_{\phi} = 1,49$  e  $1,35$  para as amostras FyS-77 e FyS-96, respectivamente).

As características granulométricas destas populações, nomeadamente o seu  $Dm_{\phi}$  e enviesamento, apontam para uma origem magmática, por oposição aos depósitos hidromagmáticos que apresentam valores de  $Dm_{\phi}$  inferiores e um pronunciado enviesamento negativo. A existência de alguns moldes de folhas neste leito sugere, no entanto, a presença de água no depósito o que facilitaria a preservação destes moldes, e o elevado teor de líticos encontrado em alguns cortes aponta para um carácter freatomagmático, tal como verificado em diversas erupções do Vesúvio (Barberi *et al.*, 1989). Neste caso, a eventual interacção magma/água poderá ter ocorrido (1) antes da fragmentação, tendo-se caracterizado por uma baixa eficiência da fragmentação hidromagmática ou (2) na conduta eruptiva, após a fragmentação magmática, contribuindo para a sua erosão por *vent flaring*. Em ambos os casos, o aumento de pressão da fase gasosa, decorrente da intervenção da água externa, leva ao aumento do teor em líticos e à consequente redução da razão entre os piroclastos juvenis e líticos. A análise morfológica das cinzas deste leito evidencia a predominância da fragmentação magmática nos clastos juvenis (Foto 4.2).

Neste contexto, estes leitos com boa calibração e razões  $\sigma_{\phi}/Dm_{\phi}$  (Fig. 4.10) coerentes com as dos depósitos de queda, podem resultar de explosões intermitentes, de baixa magnitude e intensidade, em que os diversos pulsos têm composições heterogéneas, levando ao desenvolvimento de estratificação incipiente e à distribuição heterogénea dos líticos.

Sobre este leito de base assenta uma zona de *lapilli* pomítico que compreende os leitos C2L2, C2L3 e C2L4 e os leitos C2A1 e C2A2 (Fig. 4.8) com uma dispersão global orientada a S (Fig. 4.11) e um volume de 0,19 km<sup>3</sup>. Os leitos de *lapilli* C2L2 e C2L4 cobrem uniformemente o paleorrelevo, são homogéneos, sem estrutura interna, e constituídos por pedra pomes bem vesiculada, angular e com fractura de arrefecimento, indicando tratar-se de um depósito de queda originado por explosões magmáticas.

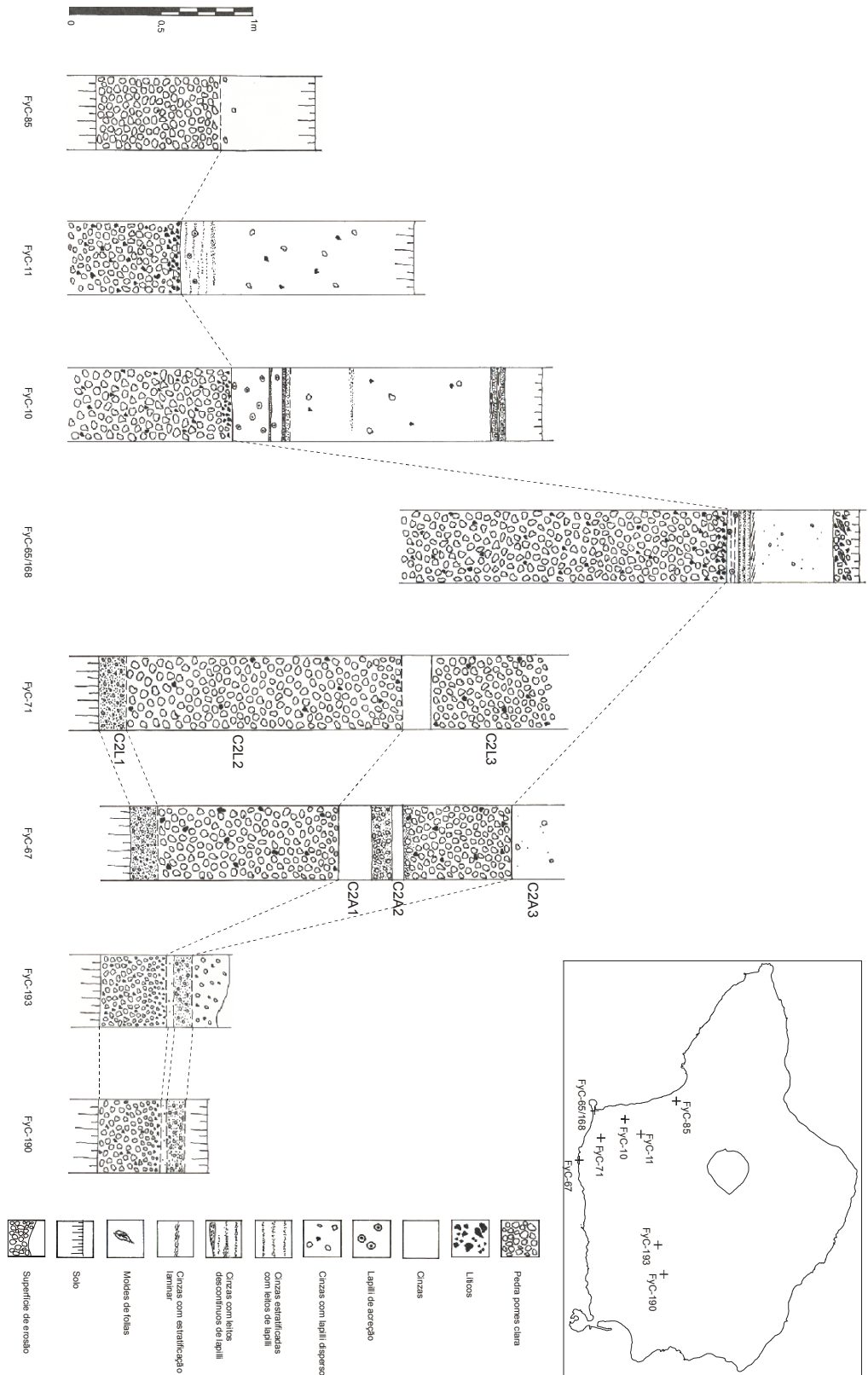


Fig 4.8 – Cortes ilustrativos da estratigrafia fina do depósito C2.

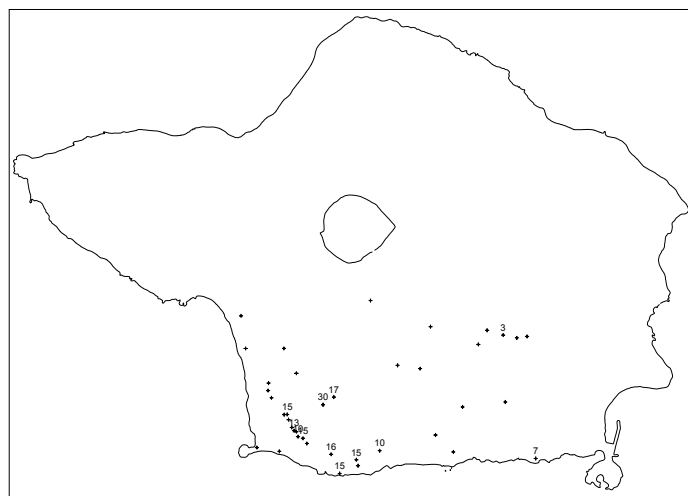


Fig. 4.9 – Distribuição do leito de lapilli C2L1 do depósito C2. Valores de espessura em cm.

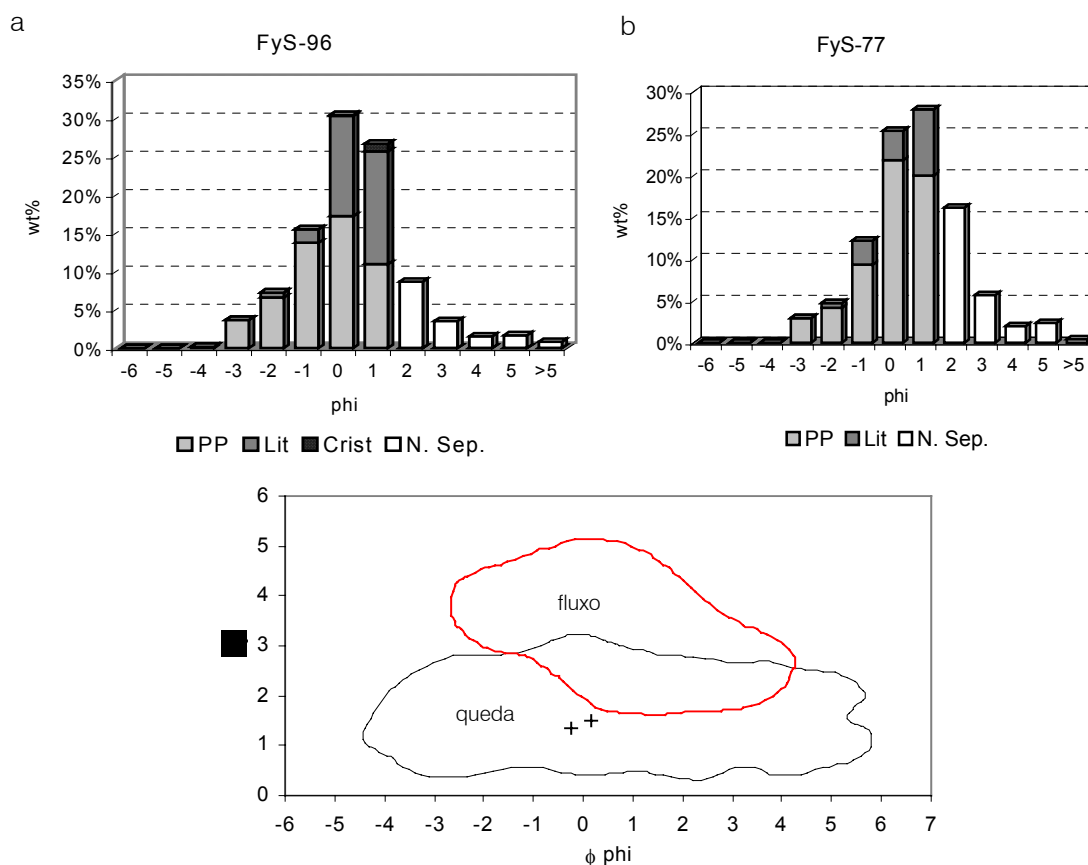


Fig. 4.10 – Análises granulométricas de amostras de canal do leito C2L1. (a) FyS-96 colhida em FyC-177, a 6.6 km da fonte e (b) FyS-77 colhida em FyC-31, a 3.25 km da fonte. Campos de queda e fluxo de Walker, (1971). Legenda como na Fig. 4.7.

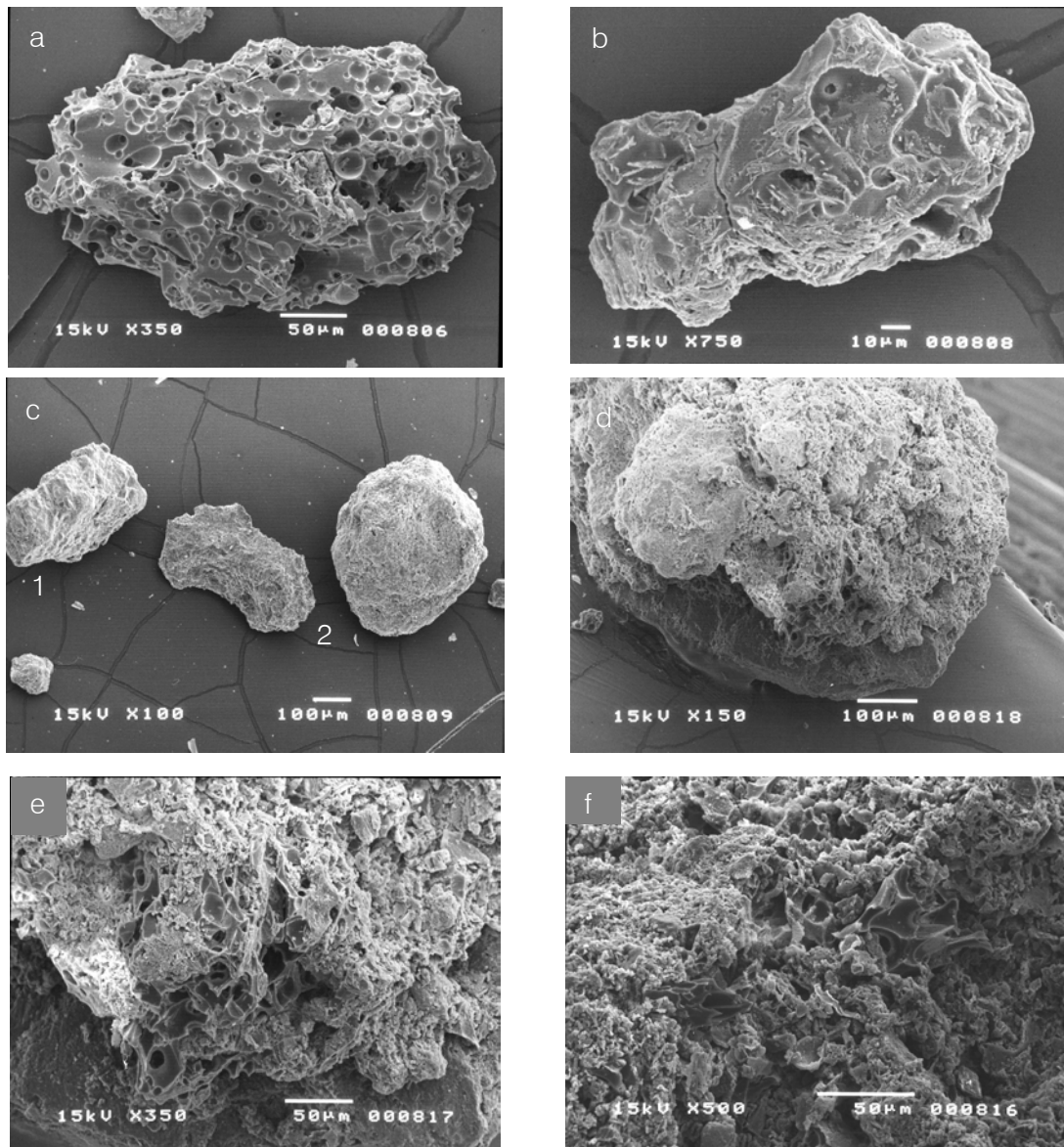


Foto. 4.2 – Fotografias de microscópio electrónico de varrimento de cinzas de C2L1: (a) clasto pomítico bem vesiculado; (b) clasto com vesicularidade reduzida; (c) 1 - lítico, 2 – clastos revestidos por agregados de cinzas finas, característicos de depósitos húmidos; (d) clasto com cinzas finas agregadas; e forma arredondada; (e) e (f) detalhe do revestimento de cinzas agregadas do clasto anterior.

As cinzas C2A1 e C2A2 que intercalam com os *lapilli* têm uma menor distribuição que estes e nos locais onde não aparecem não se distinguem os limites entre os vários leitos de *lapilli*. São cinzas finas, mal calibradas e por vezes vesiculares, indicando um ambiente de deposição húmido e uma extensa fragmentação do magma, coerente com actividade do tipo hidromagmático.

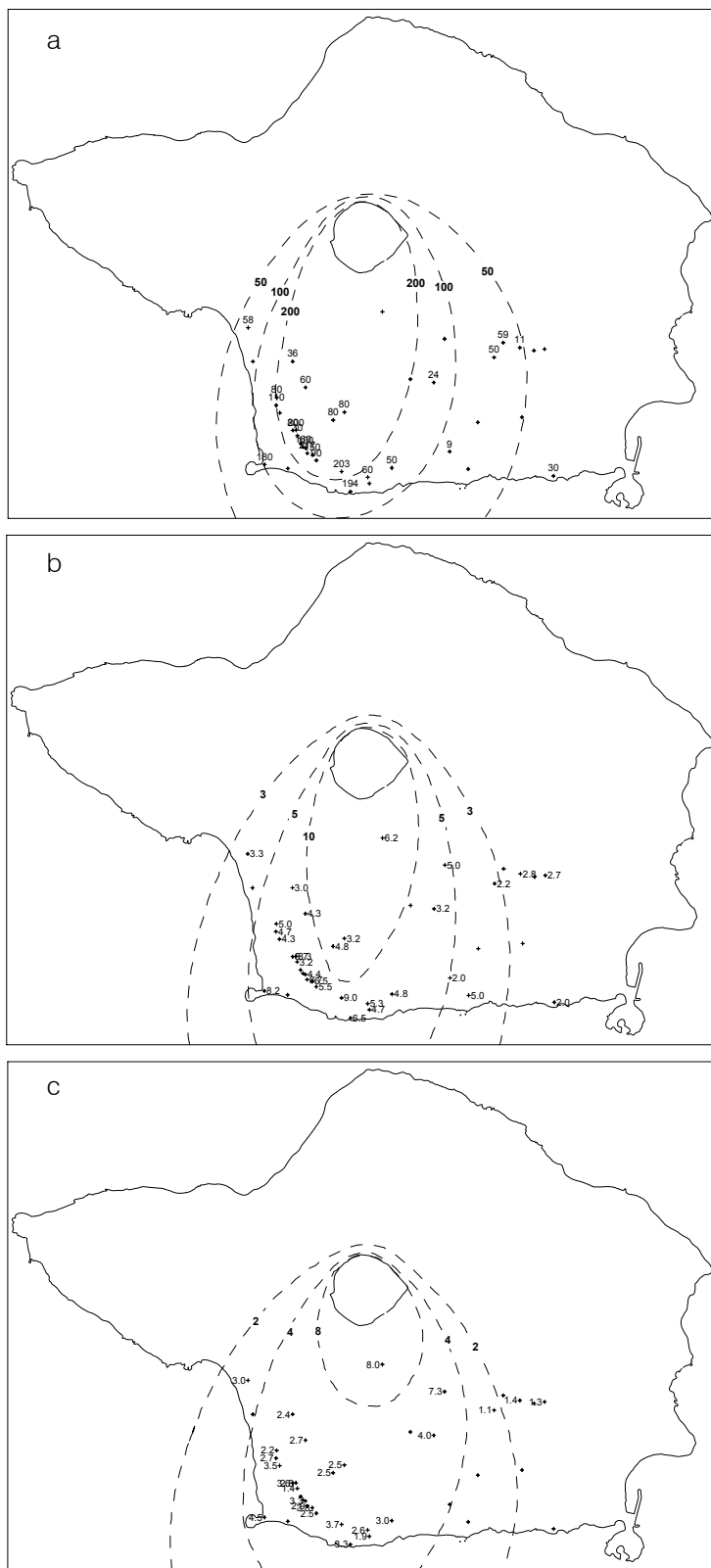


Fig 4.11 – Mapas de isopacas e isopletas de pedra pomes e líticos do conjunto dos leitos C2L2, C2A1, C2L3, C2A2 e C2L4. (a) isopacas; (b) isopletas de pedra pomes; (c) isopletas de líticos. Medidas apresentadas em cm

O leito C2L3, que separa os dois leitos de cinzas, tem uma granulometria fina e uma maior abundância de líticos relativamente a C2L2 e C2L4. A menor granulometria, a menor razão entre os piroclastos juvenis e líticos e a associação aos leitos de cinzas sugere tratar-se de uma fase intermédia entre a actividade hidromagmática e magmática, marcada por uma menor eficiência da fragmentação hidromagmática.

O topo do depósito é ocupado pelo leito de cinzas C2A3, produzido na última fase da erupção. O contacto entre estas cinzas e o *lapilli* inferior é geralmente nítido. A projecção das isopacas destas cinzas mostra uma dispersão fortemente orientada a SSW (Fig. 4.12), aproximadamente concordante com a dispersão do resto do depósito.

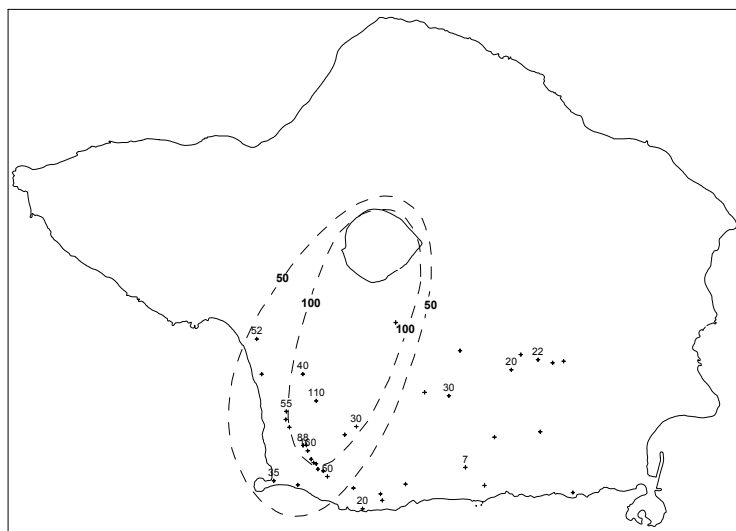


Fig.4.12 – Mapa de isopacas de C2A3, em cm.

Em diversos locais, a base das cinzas terminais C2A3 é rica em *lapilli* de acreção e figuras de fluxo de pequena escala (por vezes com amplitudes subcentimétrica), materializadas por leitos de cinza grosseira, alguns com alteração hematítica, descontínuos e com variação lateral de espessura indicando a sua origem em produtos de fluxo do tipo *surge*.

Sobre esta base assenta um nível de cinzas com facies distintas em diversos locais:

(1) próximo do eixo de dispersão (Fig. 4.12), são cinzas maciças sem estrutura interna, endurecidas, muito vesiculares, com raros leitos muito finos de cinzas mais grosseiras

e alguns clastos de líticos e pedra pomes dispersos, distinguindo-se, no topo, um leito com matriz de cinzas, muito rico em líticos, pedra pomes e moldes de folhas (Foto 3.2). As vesículas e os moldes de folhas são evidências da presença de água e da baixa temperatura de deposição destas cinzas, enquanto a descontinuidade de alguns leitos indica a sua origem num mecanismo de fluxo;

(2) na zona marginal do depósito, este nível apresenta-se como um leito de cinzas com alguma pedra pomes dispersa na matriz, sem evidências de fluxo.

Embora a existência de água na nuvem eruptiva, o *lapilli* de acreção, a baixa temperatura de deposição ou os depósitos de *surges* não sejam exclusivos da actividade hidromagmática, estas características, associadas à fina granulometria do depósito, indicam claramente a natureza hidromagmática da fase final da erupção.

Na globalidade, os produtos desta erupção apresentam uma dispersão orientada a S (Fig. 4.13), condicionada pela direcção do vento. O seu volume total, estimado pelo método de Fierstein e Nathenson (1992), é de cerca de  $0,35 \text{ km}^3$ , o que equivale a uma massa entre  $1,4 \times 10^{11}$  e  $2,8 \times 10^{11} \text{ kg}$ , considerando a densidade do depósito entre os 400 e os  $800 \text{ kg/m}^3$ . Estes valores apontam para uma magnitude entre 4,1 e 4,4, sendo:  $\text{magnitudo} = \text{Log}_{10}(\text{massa extruída}) - 7$  (Pyle, 2000).

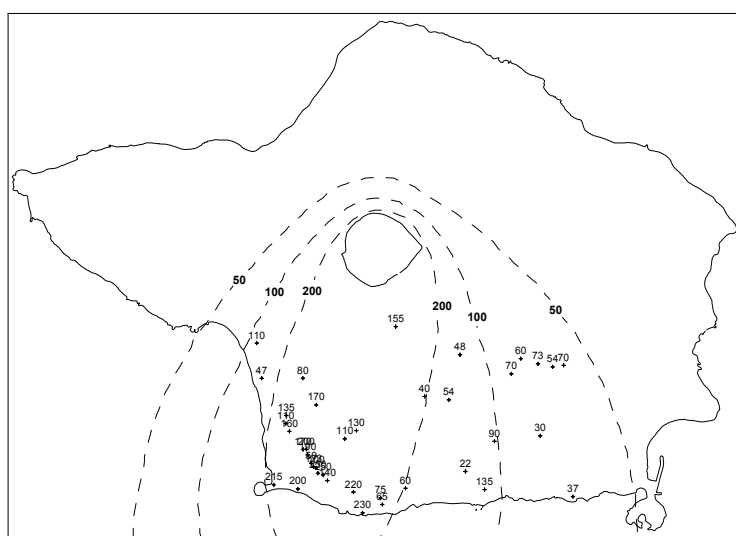


Fig 4.13 - Mapa de isopacas da totalidade do depósito C2, em cm.

### IV.2.1.1.3 DEPÓSITO C3

O depósito C3 é constituído por *lapilli* pomítico, suportado por clastos e em geral pouco calibrado. A pedra pomes apresenta fractura de arrefecimento e o depósito cobre, de forma regular, a topografia preexistente, o que indica tratar-se de um depósito de queda.

Do ponto de vista da estratigrafia fina do depósito, esboça-se uma base mais fina, produzida durante a fase inicial da erupção, seguida de um espesso leito de *lapilli* que representa o resto da erupção (Fig. 4.14). Este leito, tendencialmente mais fino para o topo, não apresenta estratificação, sugerindo a sua origem numa coluna eruptiva estável progressivamente mais baixa para o fim da erupção.

As isopacas e isopletas da totalidade do depósito dispõem-se de forma aproximadamente simétrica em relação a um eixo de dispersão orientado a ENE (Fig. 4.15), reflectindo o condicionamento desta dispersão pelo vento do quadrante WSW. Com base nestas isopacas, estima-se um volume de 0,48 km<sup>3</sup> para a totalidade do depósito (calculado pelo método de Fierstein e Nathenson, 1992), o que equivale a uma massa entre 1,9x10<sup>11</sup> e 8,8 x10<sup>11</sup> kg, considerando a densidade do depósito entre os 400 e os 800 kg/m<sup>3</sup>. Estes valores apontam para uma magnitude (Pyle, 2000) entre 4,3 e 4,6.

No que respeita à granulometria foram realizadas 8 amostras de canal ao longo de um perfil aproximadamente transversal ao eixo de dispersão (Fig. 4.15a), cada uma representativa da variação vertical do leito de *lapilli* no local. A projecção dos parâmetros de  $\sigma\phi$  e  $\phi$  incluem-se no campo dos depósitos de queda, tal como definido por Walker (1971), no entanto, a fraca calibração ( $\sigma\phi$ ) aproxima-os dos depósitos de fluxo (Fig. 4.16).

Destas análises destaca-se a extrema riqueza em líticos que caracteriza a generalidade das amostras (Fig. 4. 17). Na verdade, as razões *pedra pomes* /líticos variam entre 2,41 e 0,41 (Tabela 4.1), no entanto, a maioria das amostras apresenta razões

inferiores a 1, sendo menores próximo do eixo de dispersão e maiores para a periferia do depósito, reflectindo o comportamento distinto destes dois componentes. De facto, os líticos e a pedra pomes constituem populações distintas dentro de cada amostra, com parâmetros  $Dm_{\phi}$  e  $\sigma\phi$  distintos entre si e diferentes dos parâmetros da amostra global.

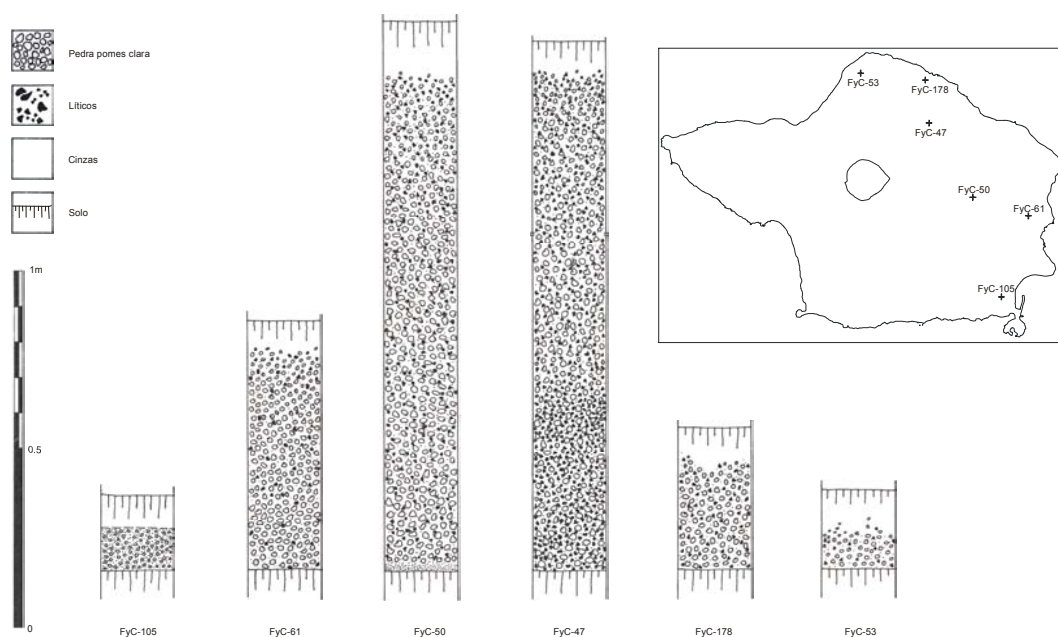


Fig. 4.14 – Cortes ilustrativos do depósito C3, num perfil aproximadamente transversal ao eixo de dispersão.

Estas análises mostram, também que todas as amostras têm um enviesamento positivo, ainda que pouco pronunciado e um  $Dm_{\phi}$  que varia entre -1,67 e 0,67. Todos estes factores aliados à vesicularidade da pedra pomes evidenciam a origem essencialmente magmática deste depósito.

Os processos que estão na origem da abundância de líticos são, contudo, menos evidentes. A inclusão dos líticos na coluna eruptiva resulta, tal como referido em I.3.2, da erosão da conduta ou da câmara magmática por atrito com o magma, de fenómenos de cavitação decorrentes de baixas de pressões na conduta ou da fragmentação das rochas contentoras de um aquífero em virtude da interacção freatomagmática.

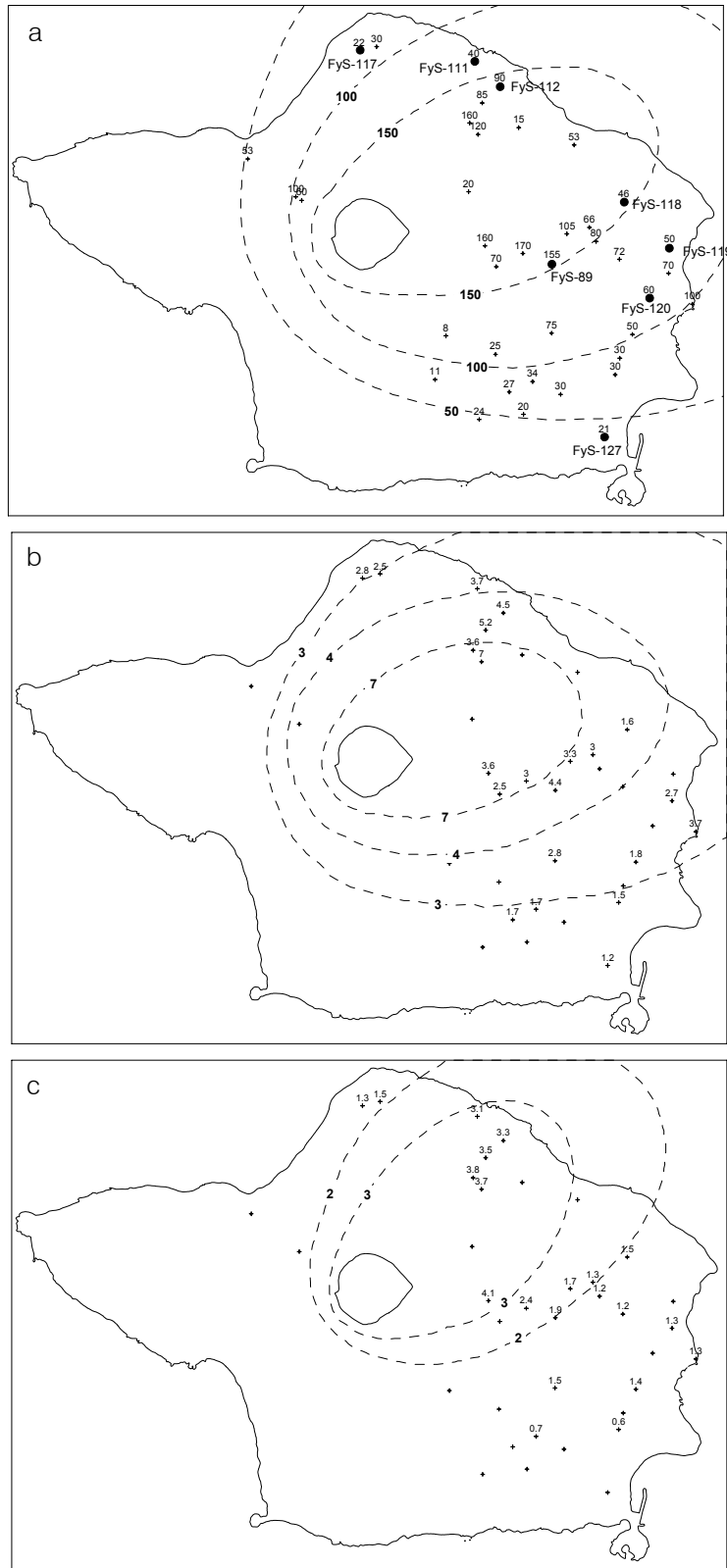


Fig. 4.15 - Mapas de isopacas e isopletas, em cm, da totalidade do depósito C3. (a) isopacas; (b) isopletas de pedra pomes e (c) isopletas de líticos. Os círculos assinalados no mapa de isopacas marcam os locais das amostras submetidas a análise granulométrica.

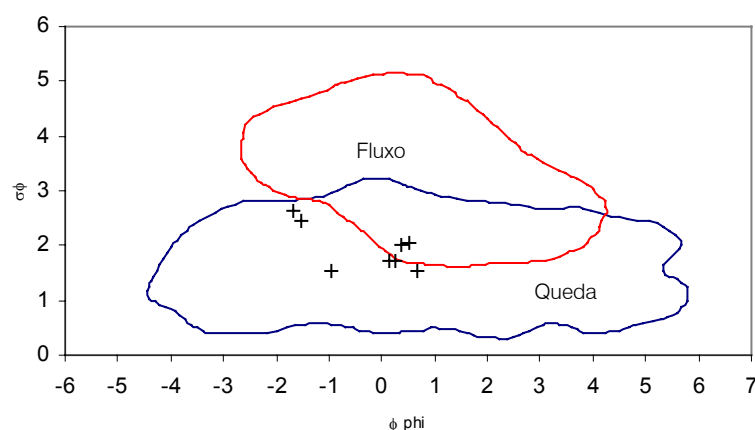


Fig. 4.16 – Projecção dos parâmetros granulométricos das amostras de C3 num gráfico de  $\sigma\phi$  vs  $\phi$  (campos de queda e fluxo definidos por Walker, 1971).

No caso vertente, a erosão da câmara magmática ou da conduta não justificam o elevado teor em líticos uma vez que a viscosidade do magma de C3, que controla esta erosão, é menor do que, por exemplo, a viscosidade do magma que originou C2, onde o teor em líticos dos leitos de *lapilli* é significativamente mais baixo. Na verdade, para as mesmas condições de pressão e vesicularidade, um magma com a composição de C3 tem uma viscosidade menor do que o que originou o depósito C2.

O fluxo de massa do evento que gerou o depósito C3 também é inferior à do evento que originou o depósito C2. De facto, o cálculo da velocidade média de ascensão da mistura de gás e piroclastos, na cratera indica valores de 72,8 m/s para C2 e 62,0 m/s para C3 (estes valores estão subavaliados pois os depósitos não estão expostos na sua região proximal, logo a estimativa da dimensão máxima dos clastos transportados pela coluna eruptiva ao nível da cratera resulta inferior). Não obstante, estes resultados indicam que a erosão da conduta, acima da zona de fragmentação também não justifica o enriquecimento em líticos de C3. Por outro lado, para que o enriquecimento em líticos resulte de fenómenos de cavitação nas paredes da conduta esta tem de ser submetida a variações de pressão (pressão da mistura de piroclastos e gás no interior da conduta), o que seria acompanhado de oscilações da coluna eruptiva, de onde deveria resultar uma estratificação do depósito, que não se verifica.

Pelo exposto, a fragmentação das rochas contentoras de um aquífero parece a melhor candidata para explicar o teor em líticos de C3, embora a distribuição granulométrica total não revele uma fragmentação extensa, como é típico nas erupções

freatomagmáticas. Não obstante, a análise das subpopulações que compõem a distribuição granulométrica total (Fig. 4.17) mostra 4 subpopulações distintas que se podem separar em dois grupos:

- (1) Um composto pelas populações mais grosseiras de líticos e de pedra pomes ( $D_{m\phi} > 1$ ), coerentes com as proporções relativas determinadas pela análise de componentes;
- (2) outro composto por duas populações mais finas ( $D_{m\phi} < 1$ ). Os parâmetros da população de menor granulometria reflectem, em algumas amostras, o efeito cumulativo das restantes fracções de  $\phi > 5$ .

Esta distribuição sugere o funcionamento de dois mecanismos de fragmentação de piroclastos juvenis. Um seria responsável pela produção das populações mais grosseiras e outro pelas populações mais finas e que poderão corresponder à fragmentação magmática e hidromagmática.

**TABELA 4.1**

| Quantidades relativas de pedra pomes e líticos de C3, na fracção $\geq 0,5$ mm |                      |                  |                       |
|--|----------------------|------------------|-----------------------|
| Amostra  | Pedra Pomes (peso %) | Líticos (peso %) | Pedra pomes / Líticos |
| FyS-117  | 30,65                | 23,71            | 1,29                  |
| FyS-111  | 28,41                | 49,32            | 0,58                  |
| FyS-112  | 28,1                 | 49,43            | 0,57                  |
| FyS-89   | 24,13                | 59,16            | 0,41                  |
| FyS-118  | 32,39                | 37,22            | 0,87                  |
| FyS-119  | 45,11                | 18,74            | 2,41                  |
| FyS-120  | 35,81                | 26,2             | 1,37                  |
| FyS-127  | 26,26                | 31,88            | 0,82                  |

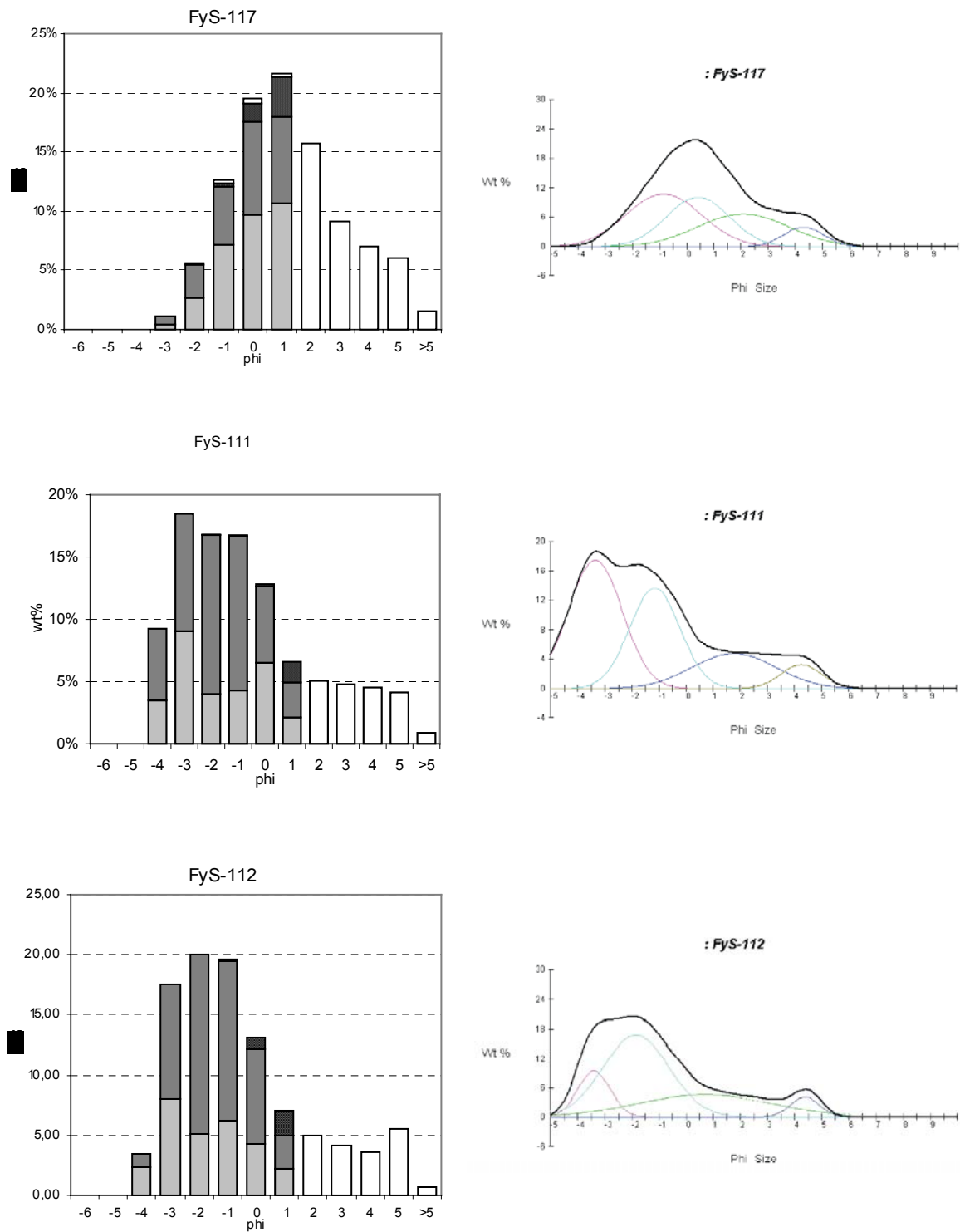


Fig – 4.17

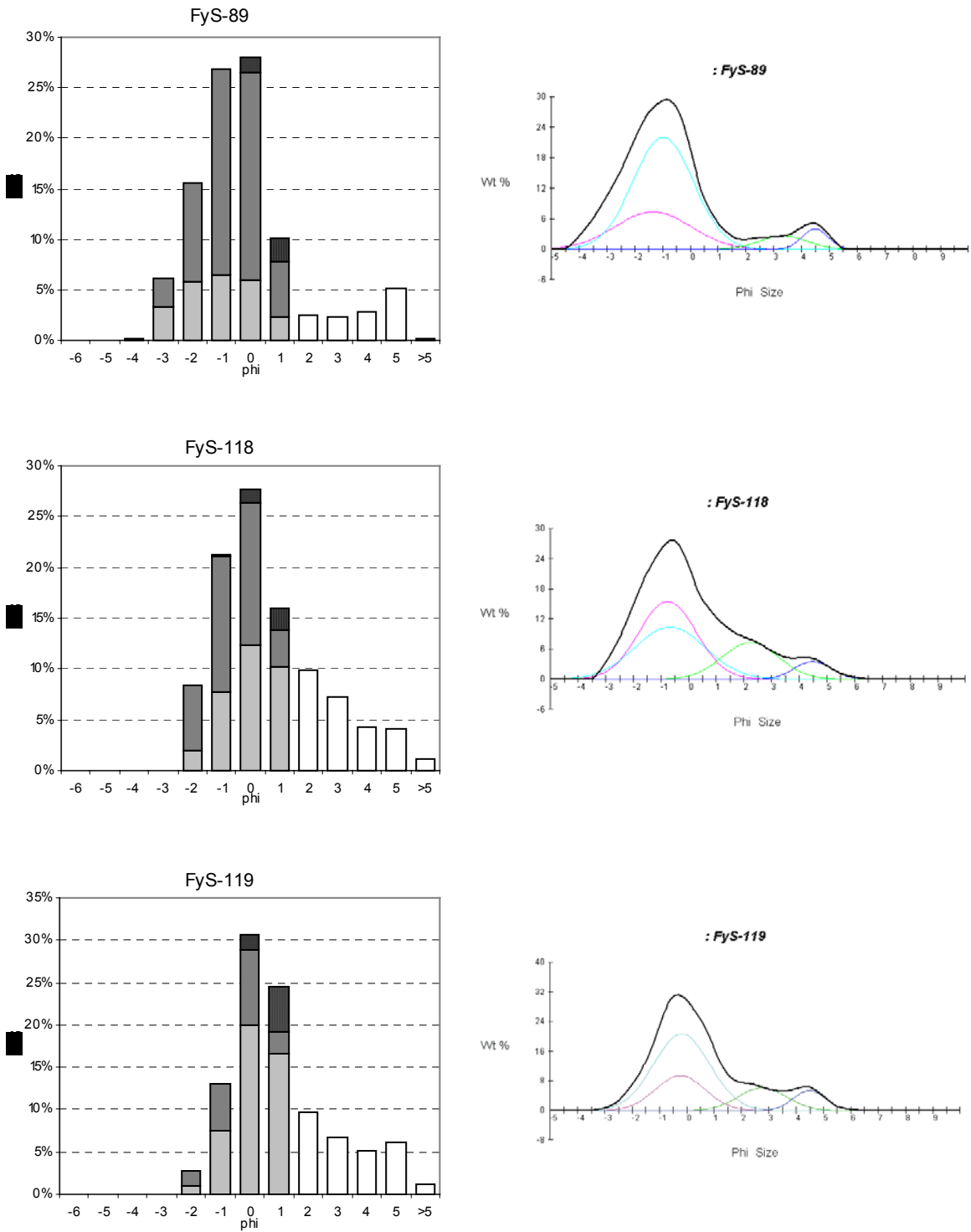


Fig. 4.17 (cont.)

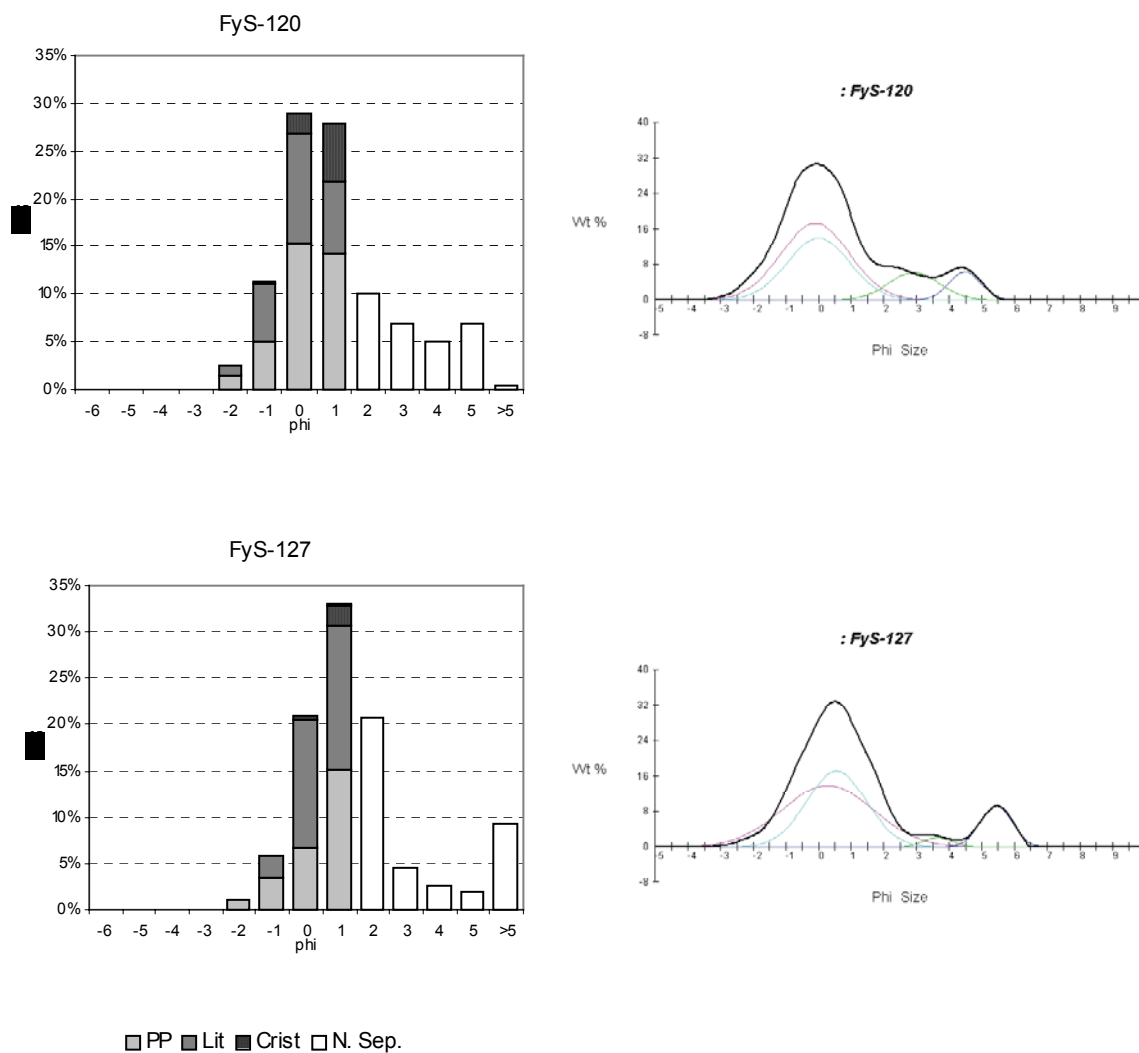


Fig. 4.17 (cont.)– Análises granulométricas e de componentes de C3. As amostras são representativas de toda a espessura do depósito, em cada local, e foram colhidas ao longo de um perfil aproximadamente perpendicular ao eixo de dispersão (Fig. 4.15a). A coluna da esquerda representa a distribuição granulométrica e a proporção dos componentes em cada classe. A coluna da direita apresenta as subpopulações que constituem cada amostra, tendo por base uma distribuição log normal, calculada pelo programa SFT V 2.14.0131 (Wohletz, 2001).

#### IV.2.1.1.4 DEPÓSITO C4

O depósito C4 é constituído por dois leitos de *lapilli*, com características distintas, designados da base para o topo por C4L1 e C4L2 e dois leitos de cinzas designados, também da base para o topo por C4A1 e C4A2 (Fig. 4.18).

O leito C4L1 representa a primeira fase da erupção e é constituído por pedra pomes clara, bem vesiculada, angulosa e com fractura de arrefecimento. Este leito cobre uniformemente a topografia preexistente e em alguns locais exibe uma gradação normal incipiente. A população granulométrica da sua metade superior, em FyC-163, a cerca de 7 km da fonte, é caracterizada por uma curva com enviesamento positivo, bem calibrada ( $\sigma\phi=1,39$ ) um  $Dm\phi$  de  $-2,69$  e uma razão entre piroclastos juvenis e líticos de 17,2, o que traduz uma baixa quantidade de líticos (Fig. 4.19). Estes factos permitem concluir que se trata de um depósito de queda (Fig. 4.20) de origem magmática.

O leito de cinzas C4A1 desenvolve-se na metade inferior de C4L1. Em alguns cortes é possível distinguir dois leitos de cinzas em C4A1, noutros as cinzas formam apenas um leito, noutros ainda, não é possível identificá-las no seio de C4L1 que parece um só leito contínuo.

Atendendo à reduzida expressão de C4A1, a sua espessura é negligenciável em relação ao total de C4L1, pelo que a dispersão deste foi projectada em conjunto com C4A1 (Fig. 4.21), tendo-se determinado um volume de  $0,23 \text{ km}^3$  para esta unidade. A análise das isopletas de C4L1 mostra um eixo de dispersão bem desenvolvido, orientado a SE, enquanto as isopacas apresentam um eixo orientado a SSE. Esta discrepância, no entanto, não se reflecte na facies do depósito que apresenta muito pouca variação lateral.

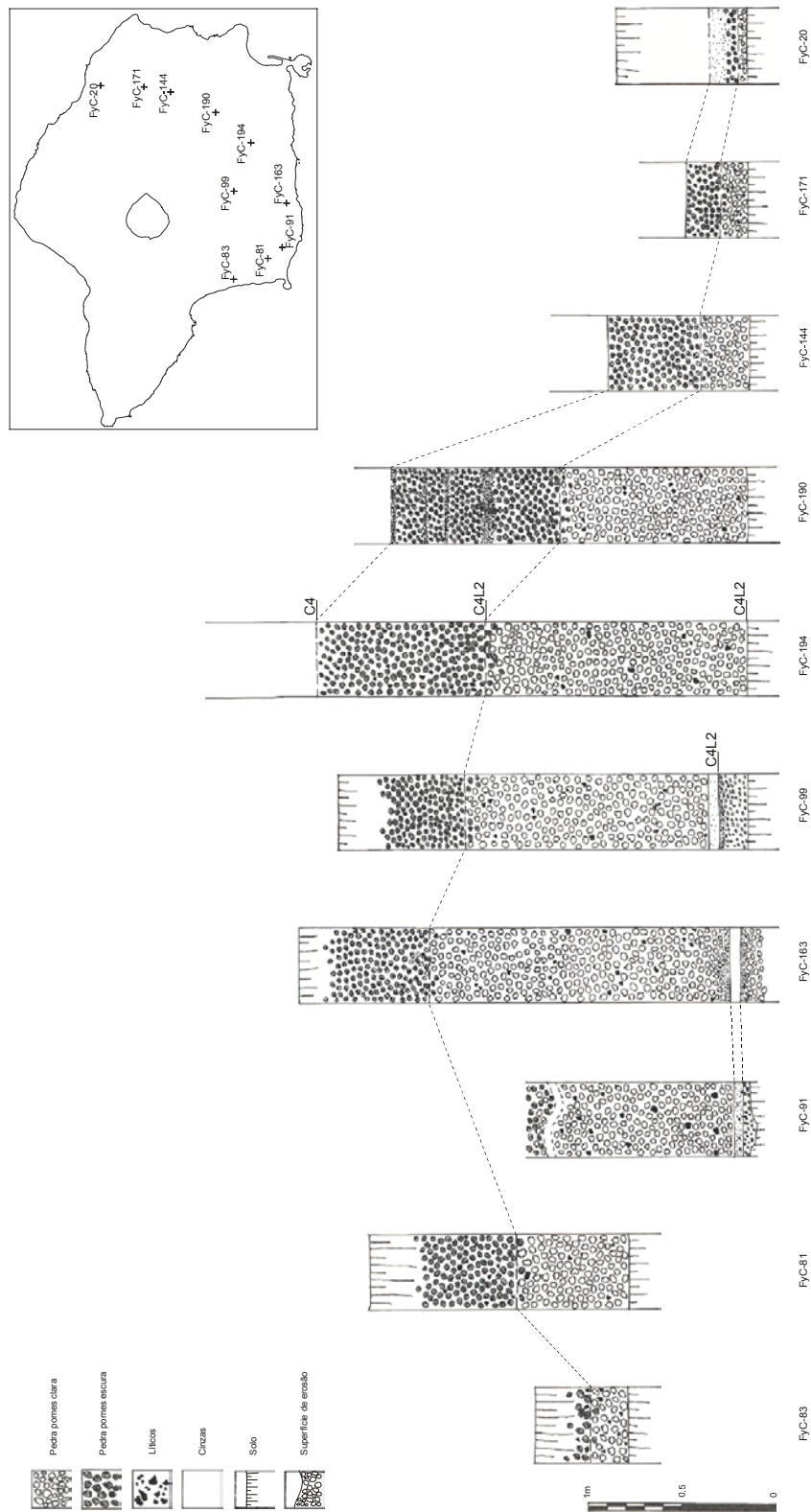


Fig. 4.18 – Cortes ilustrativos da estratigrafia fina do depósito C4

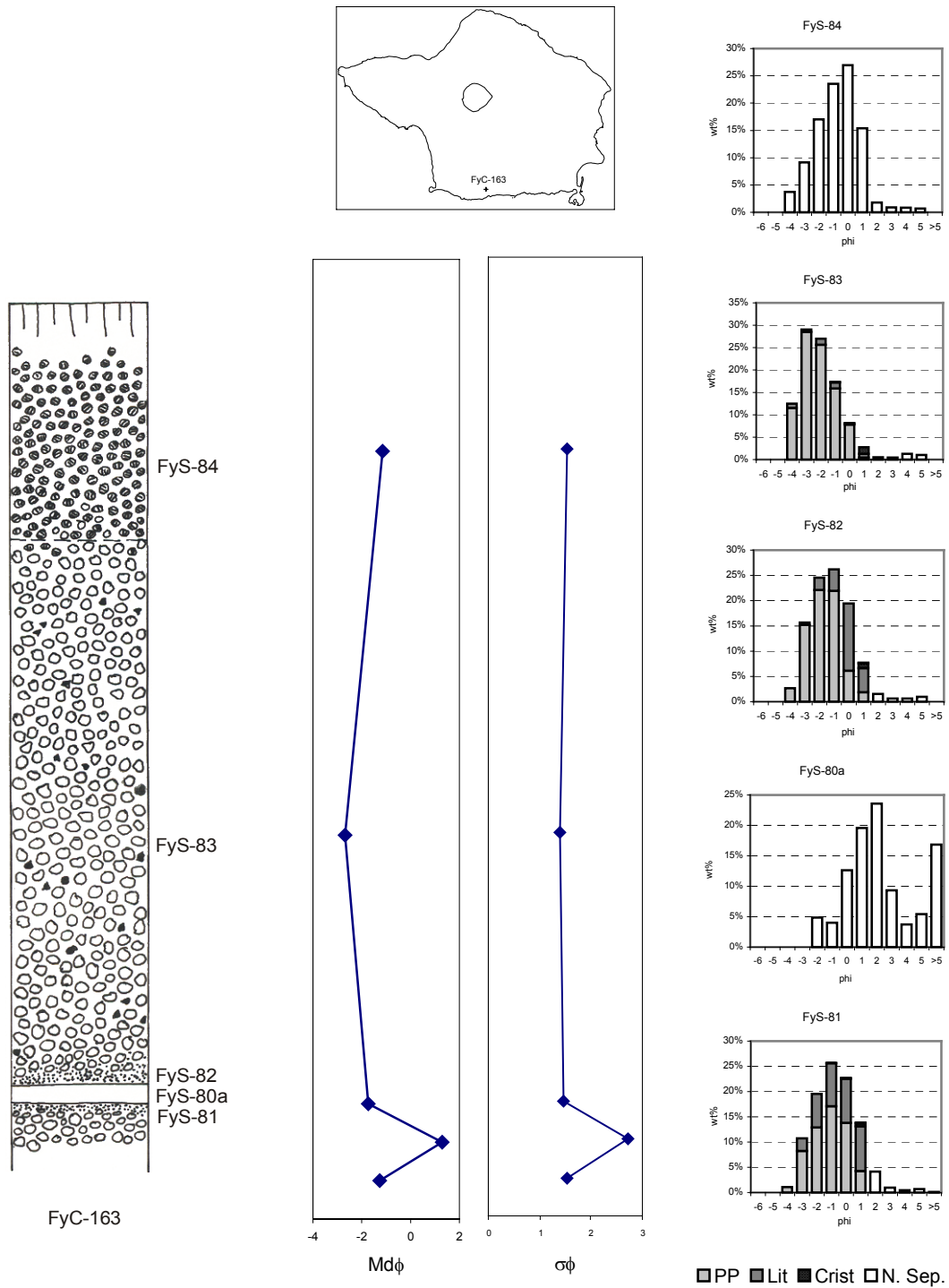


Fig. 4.19 – Variação dos parâmetros granulométricos de C4 em FyC-163, a cerca de 7 km da fonte. O *lapilli* apresenta uma boa gradação ( $\sigma\phi$ ) e o diâmetro mediano ( $Md\phi$ ) decresce de C4L1 para C4L2. O leito de cinzas C4A1, além de um menor  $Dm\phi$ , tem também uma menor calibração. De notar a maior proporção de líticos nos *lapilli* imediatamente abaixo e acima do leito de cinzas. Legenda como na Fig. 4.7.

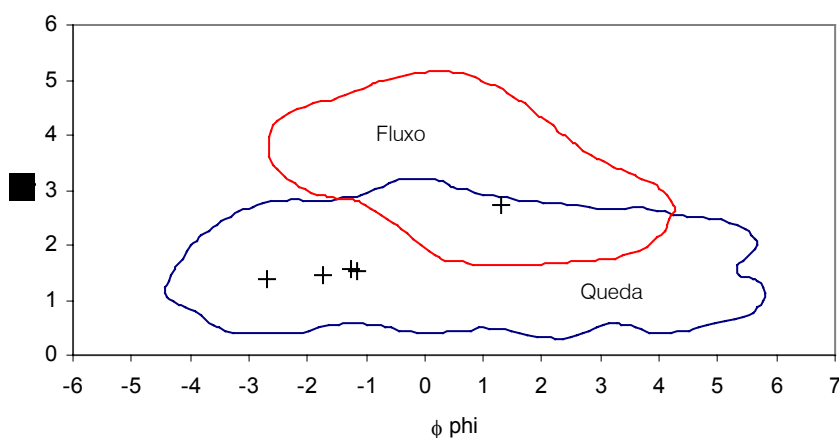


Fig. 4.20 – Projecção dos parâmetros granulométricos das amostras de C4 num gráfico de  $\sigma\phi$  vs  $\phi$  (campos de queda e fluxo definidos por Walker, 1971). As cinzas hidromagmáticas da base de C4 projectam-se próximo do limite do campo de queda enquanto os leitos de *lapilli* ocupam uma posição no centro do campo.

Este tipo de dispersão pode resultar da acção de ventos com orientações diversas a diferentes alturas. No caso vertente, os eixos de dispersão das isopletas podem resultar de ventos de NW a soprar a baixa altitude, onde a coluna eruptiva ainda transporta os clastos mais grosseiros, enquanto o eixo das isopacas resultaria de ventos a soprar de WNW a maior altitude. Estes ventos operariam, assim, sobre uma coluna de granulometria mais fina, controlando a sua dispersão e conseqüentemente a espessura de material depositado, mas não a dispersão do material mais grosseiro.

No seio de C4L1, as cinzas de C4A1 têm um diâmetro mediano de  $1,3\phi$ , são mal calibradas ( $\sigma\phi=2,72$ ) (Fig. 4.19) e projectam-se próximo do limite do campo dos produtos de queda (Fig. 4.20). A transição entre as cinzas e o *lapilli* inferior e superior é acompanhada por um aumento da proporção de líticos no depósito, o que se reflecte nas razões entre piroclastos juvenis e líticos determinadas nos *lapilli* que constituem os limites inferior e superior das cinzas. De facto, as razões que caracterizam estes leitos oscilam entre 1,6 e 2,8 para os limites inferior e superior, respectivamente, muito inferior à razão de 17,2 determinada no núcleo de C4L1.

As características granulométricas e o enriquecimento em líticos apontam para a origem hidromagmática das cinzas C4A1, reflectindo uma curta oscilação entre a actividade magmática que dominou a erupção e um breve evento hidromagmático.

O segundo leito de *lapilli* de C4, C4L2, com um volume de 0,18 km<sup>3</sup>, é também suportado por clastos, é bem calibrado ( $\sigma\phi=1,52$ ) e cobre uniformemente a topografia preexistente, sugerindo tratar-se, igualmente, de um depósito de queda. A pedra pomes de C4L2 difere, no entanto, da de C4L1 por ser mais fina ( $Dm\phi=-1,15$ ), escura, densa e pouco vesiculada, reflectindo uma importante alteração da composição química do magma (ver IV.2.1.2).

Morfologicamente estes clastos de pedra pomes mostram algum arredondamento (Foto 3.6), especialmente os clastos mais densos. O depósito onde estes clastos se encontram não apresentam, no entanto, evidências de fluxo, pelo que tal arredondamento é interpretado como o resultado da abrasão entre os clastos durante o seu percurso ascendente na coluna eruptiva, onde a densidade de partículas é ainda suficientemente elevada para proporcionar uma forte interacção entre os grãos.

A dispersão deste leito, com origem numa coluna eruptiva de menor altura que a de C4L1 como o sugere a menor granulometria de C4L2, apresenta um eixo orientado a SE (Fig. 4.22), aproximadamente coincidente com os eixos das isopleias de C4L1, pelo que é congruente com um vento de baixa altitude a soprar de NW.

Sobre C4L2 assenta o leito C4A2, que representa a fase final da erupção. Este leito é constituído pelo mesmo material de C4L2, diferindo deste pela sua granulometria mais fina.

A base de C4A2 é constituída por cinzas grosseiras, encontrando-se, em alguns cortes, leitos lenticulares descontínuos com pedra pomes arredondada, indicando a sua origem em depósitos de fluxo do tipo *surge*, enquanto o topo das cinzas, de granulometria fina, forma um nível maciço. A estrutura maciça, sem estratificação, domina a generalidade dos afloramentos C4A2, sugerindo que a queda foi o mecanismo de deposição predominante.

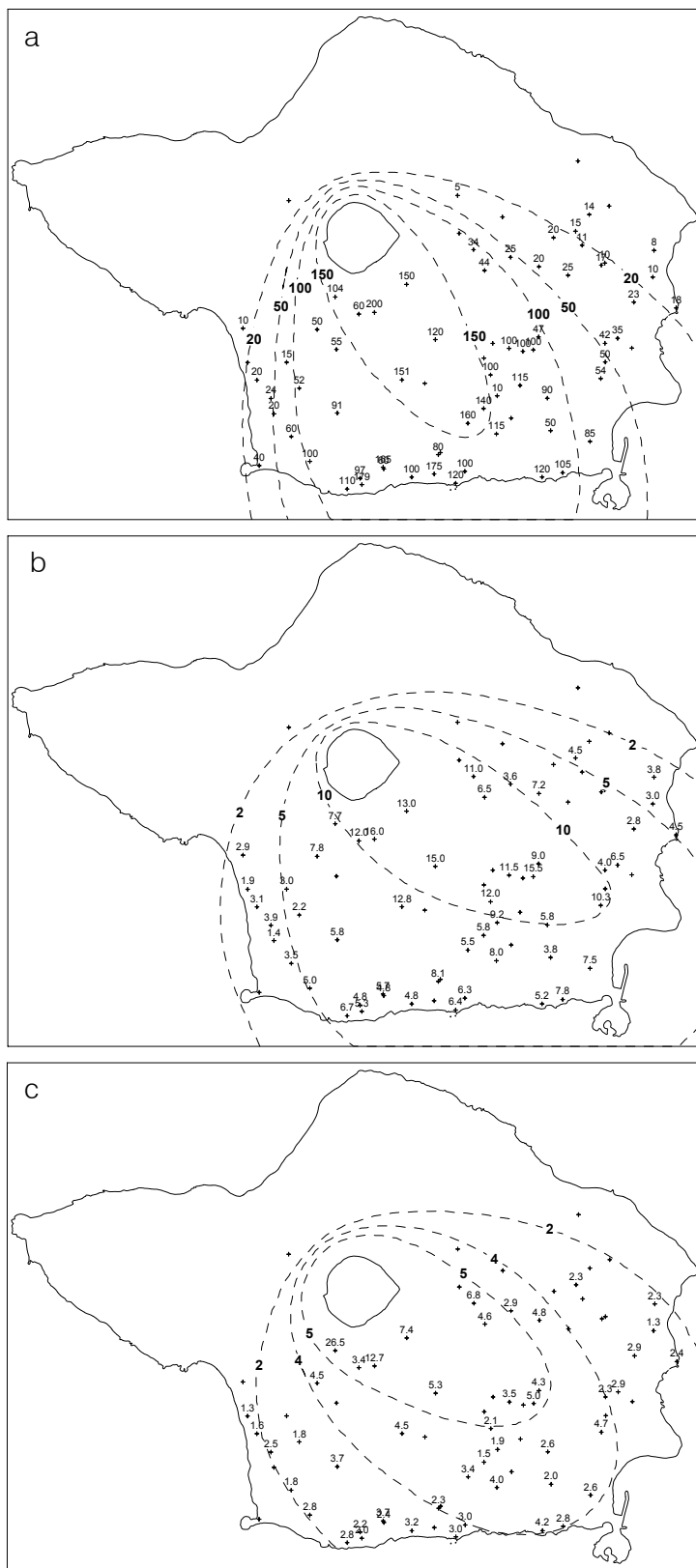


Fig. 4.21 - Mapas de (a) isopacas de C4L1 e C4A1; (b) isopletas de pedra pomes de C4L1 e C4A1; (c) isopletas de líticos de C4L1 e C4A1. Medidas apresentadas em cm.

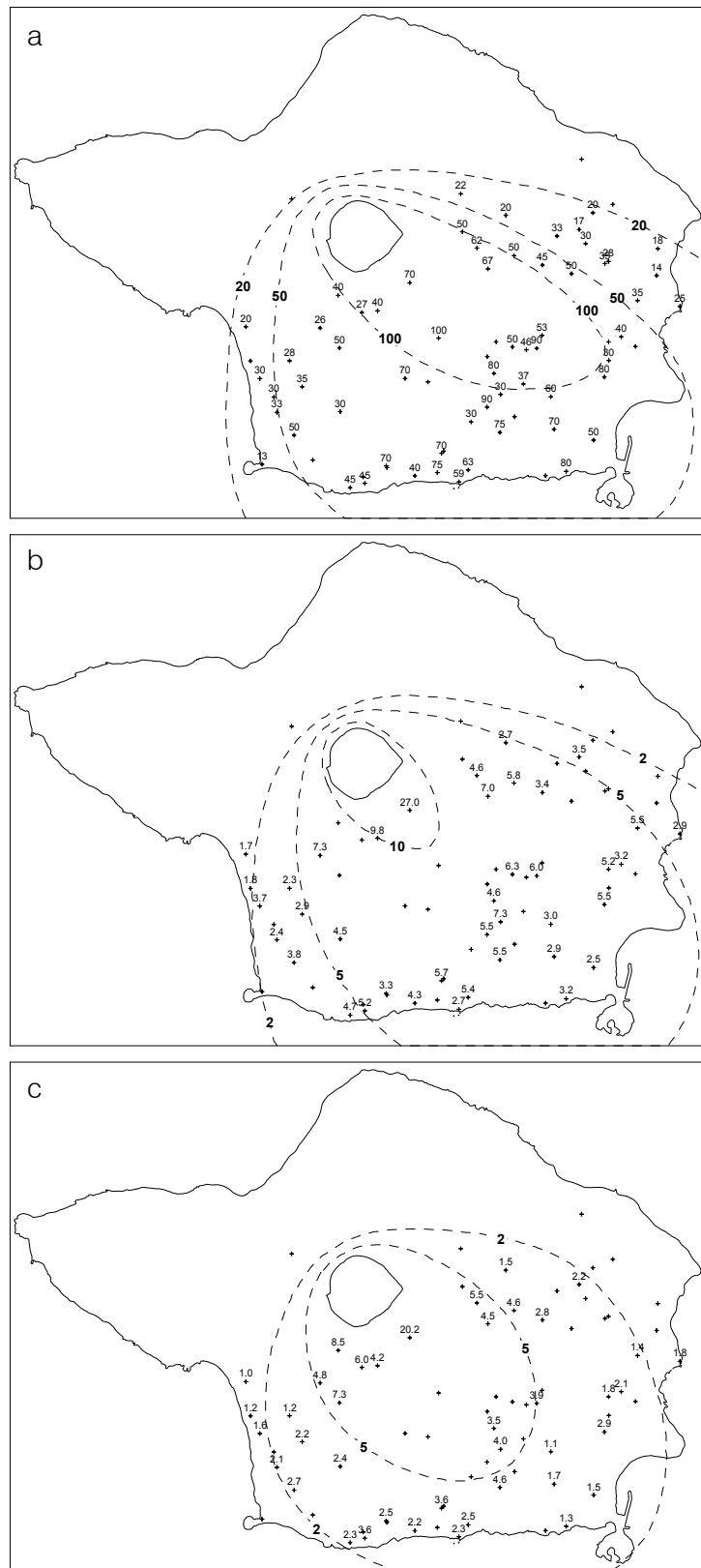


Fig. 4.22 - Mapas de isopacas e isopletas, em cm, de C4L2: (a) isopacas; (b) isopletas de pedra pomes; (c) isopletas de líticos.

Wholetz *et al.* (1995) desenvolveram um critério para discriminar subpopulações granulométricas magmáticas e hidromagmáticas, do depósito Neapolitan Yellow Tuff, tendo estabelecido, para aquele depósito, a moda  $\phi=0$  como a demarcação entre os produtos dos dois mecanismos. A granulometria das cinzas do topo de C4A2 é tipicamente inferior a  $\phi=1$ , pelo que se admite uma origem predominantemente hidromagmática para estas cinzas. No entanto, este nível, embora se encontre geralmente endurecido, não exhibe outras características comumente associadas ao vulcanismo hidromagmático, com *lapilli* de acreção, vesículas ou uma estrutura interna estratificada.

Quanto à sua dispersão, as isopacas de C4A2 evidenciam um eixo orientado a E, condicionado por ventos do quadrante W (Fig. 4.23).

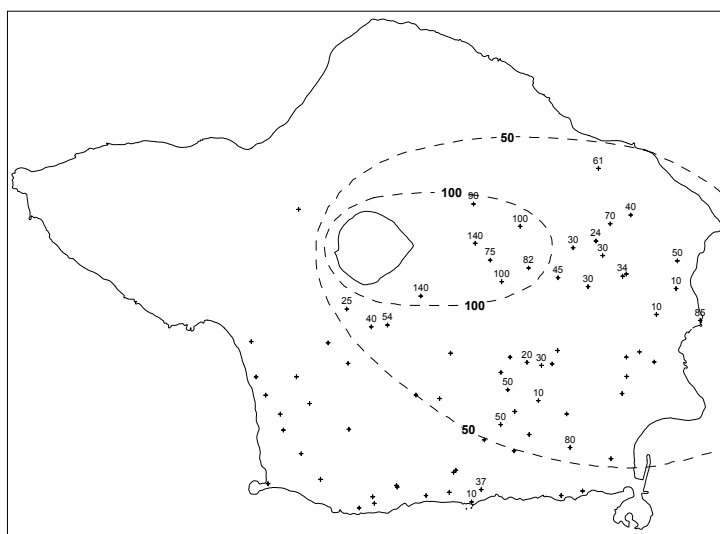


Fig. 4.23 – Isopacas das cinzas C4L2 do topo de depósito C4. Valores de espessura em cm.

A distribuição total do depósito mostra o efeito cumulativo dos diversos leitos de C4 (Fig. 4.24). No entanto, as isopacas e isopletras da totalidade do depósito apresentam um padrão semelhante ao verificado nas isopacas e isopletras de C4L1. Esta coincidência é o reflexo da importância da primeira fase da erupção, que produziu cerca de 40% do volume total do depósito. De facto, a totalidade do depósito tem um volume de cerca de  $0,57 \text{ km}^3$ , estimado pelo método de Fierstein e Nathenson (1992), o que equivale a uma massa entre  $2,3 \times 10^{11}$  e  $4,6 \times 10^{11} \text{ kg}$ , considerando a densidade

do depósito entre os 400 e os 800 kg/m<sup>3</sup>. Estes valores apontam para uma magnitude (Pyle, 2000) entre 4,4 e 4,7.

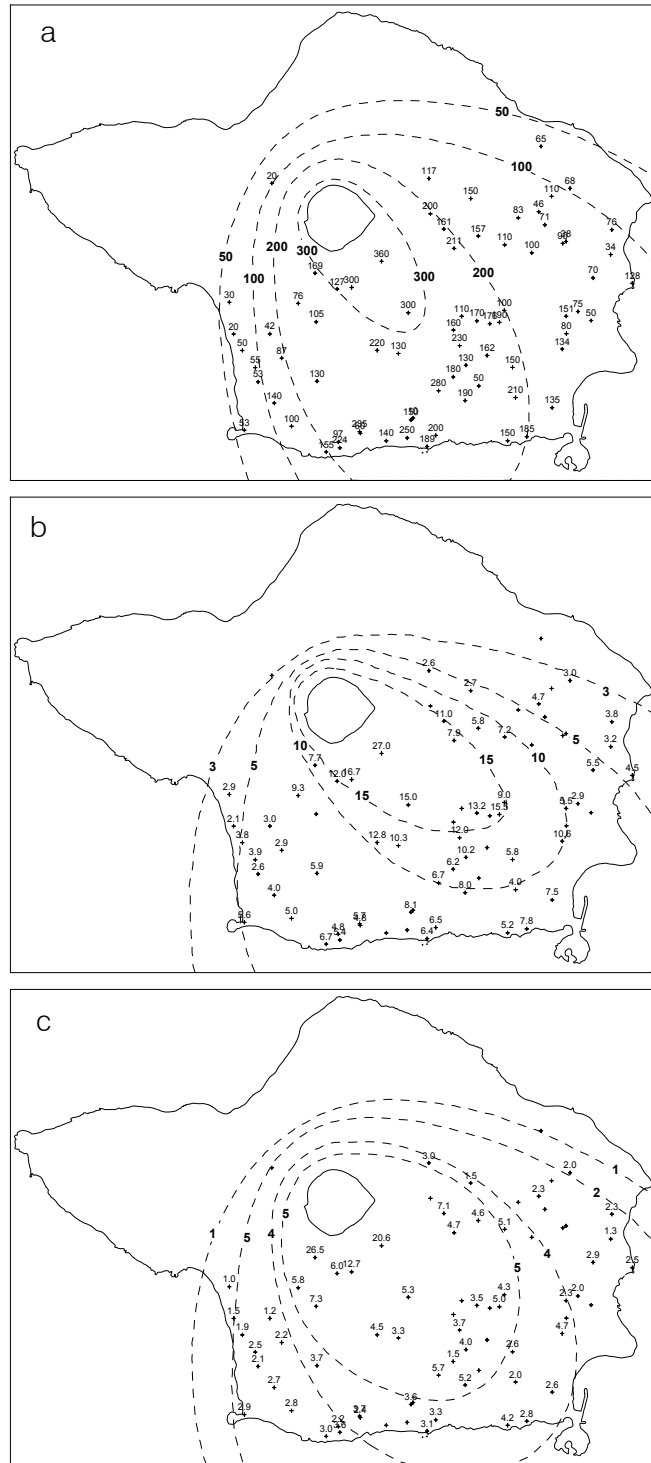


Fig. 4.24 - Mapas de isopacas e isopletas, em cm, da totalidade do depósito C4: (a) isopacas; (b) isopletas de pedra pomes; (c) isopletas de líticos.

#### IV.2.1.1.5 DEPÓSITOS C5 E C6

Os depósitos C5 e C6, ambos dispersos pelos quadrantes S e SE (Fig. 4.25), apresentam facies semelhantes. C5 é um depósito pomítico constituído por *lapilli* suportado por clastos e a pedra pomes é angulosa com fractura de arrefecimento. Tem, também, líticos e alguns cristais de feldspato disperso na matriz. A sua estrutura interna é a de um depósito homogéneo sem estratificações ou gradações evidentes. Trata-se, pois, de um depósito de queda produzido por uma erupção com uma coluna eruptiva estável, sem oscilações significativas da sua altura.

O depósito C6 é igualmente constituído por *lapilli* pomítico suportado por clastos, a pedra pomes é angulosa com fractura de arrefecimento e a matriz do depósito tem também líticos e cristais de feldspato dispersos, diferindo de C5 por apresentar uma maior abundância destes constituintes. A estrutura interna de C6 difere também da de C5 pois apresenta estratificação e alguns leitos têm gradação normal.

Distinguem-se em C6 cinco leitos de *lapilli*, designados da base para o topo C6L1 a C6L5 (Fig. 4.26). Os dois primeiros leitos representam a fase inicial da erupção. C6L1 é constituído por uma fiada de pedra pomes e C6L2 por *lapilli* pomítico fino, rico em líticos. C6L3 é um leito pomítico com gradação normal, seguido por C6L4 que se individualiza pela granulometria mais fina. O último leito de *lapilli*, C6L5 apresenta novamente uma gradação normal bem evidente. Esta estrutura interna revela três ciclos (1º - C6L1 e C6L2; 2º - C6L3 e C6L4; 3º - C6L5) marcados por uma base mais grosseira, seguida de uma redução granulométrica. Cada ciclo destes corresponde a uma fase eruptiva caracterizada por um apogeu inicial seguido do declínio da altura da coluna. Atendendo à granulometria dos diversos leitos, o 3º ciclo terá correspondido à coluna mais alta.

Não obstante as diferenças enunciadas entre C5 e C6, como anteriormente se referiu, nem sempre é possível separar os dois depósitos nos afloramentos em que a estrutura de C6 não se mostra evidente, pelo que, não sendo possível traçar isopacas e isopleias para estes depósitos individualmente, optou-se por apresentar a sua

dispersão conjunta.

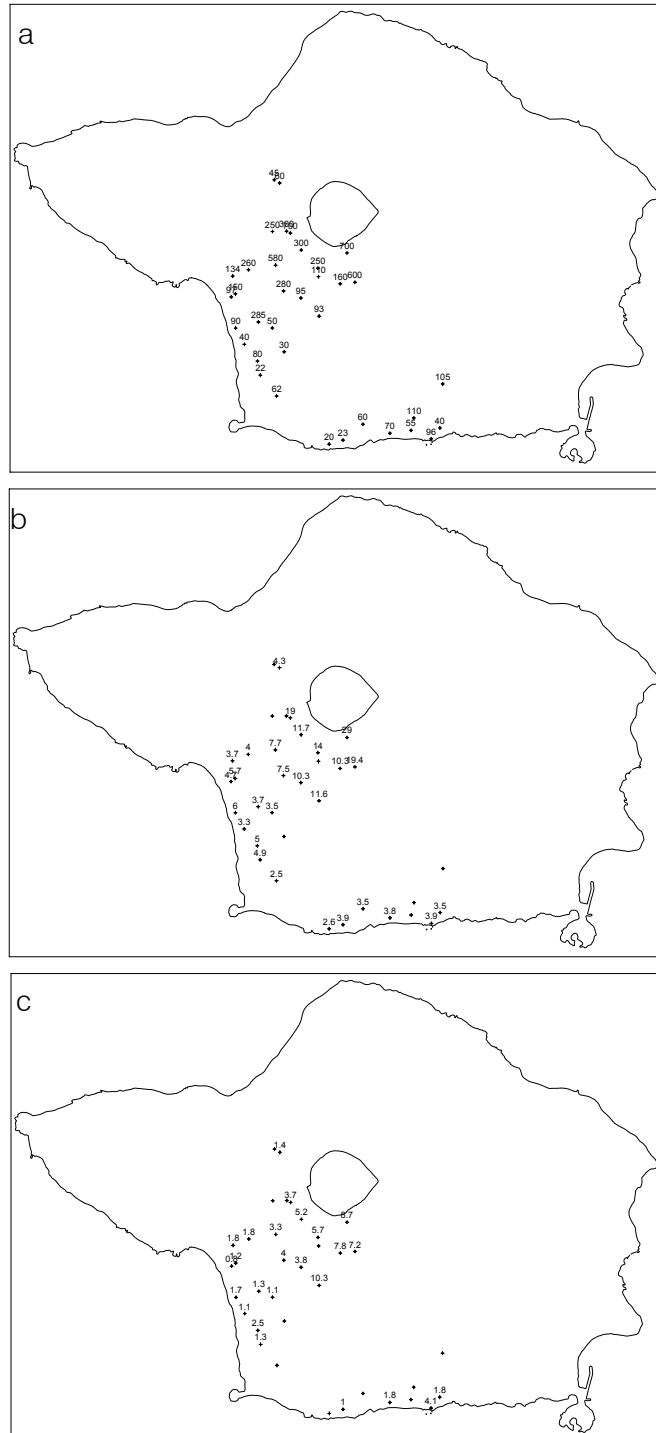


Fig. 4.25 – Mapas da distribuição dos depósitos C5 e C6. Os depósitos foram considerados em conjunto, pelo que os valores apresentados reflectem o somatório dos dois. (a) espessura; (b) valores médios do diâmetro máximo dos clasto de pedra pomes; (c) valores médios do diâmetro máximo dos clastos líticos. Todos os valores são apresentados em cm.

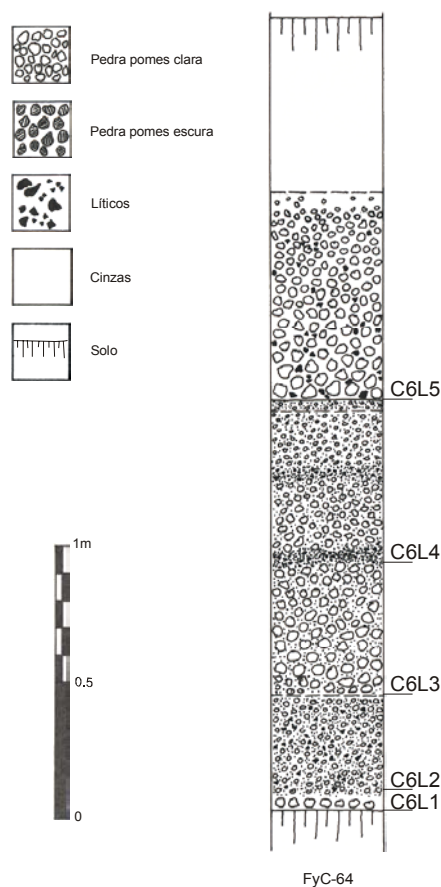


Fig. 4.26 – Corte geológico de C6 em FyC-95, a cerca de 4,5 km da fonte.

#### IV.2.1.1.6 DEPÓSITOS C7 E C8

Os depósitos C7 e C8 estão muito mal expostos em torno do Vulcão da Caldeira e os cortes onde foram identificados encontram-se geralmente alterados. As espessuras medidas não ultrapassam os 50 cm, sugerindo tratarem-se de depósitos pouco volumosos e de reduzida dispersão.

C7, constituído predominantemente por cinzas e alguns leitos de *lapilli* em matriz de cinzas poderá, eventualmente, ter sido produzido por uma erupção de natureza hidromagmática. Quanto à sua dispersão, embora tenha sido observado nos vários quadrantes em torno da caldeira, é no lado N que o depósito aparece com maior espessura e mais afastado da fonte, pelo que se admite uma dispersão preferencialmente orientada nesse sentido.

O depósito C8, formado por *lapilli* pomítico suportado por clastos, foi identificado num único corte no flanco N do vulcão sugerindo tratar-se de um depósito magmático de queda com uma provável dispersão orientada a N (Fig. 4.27).

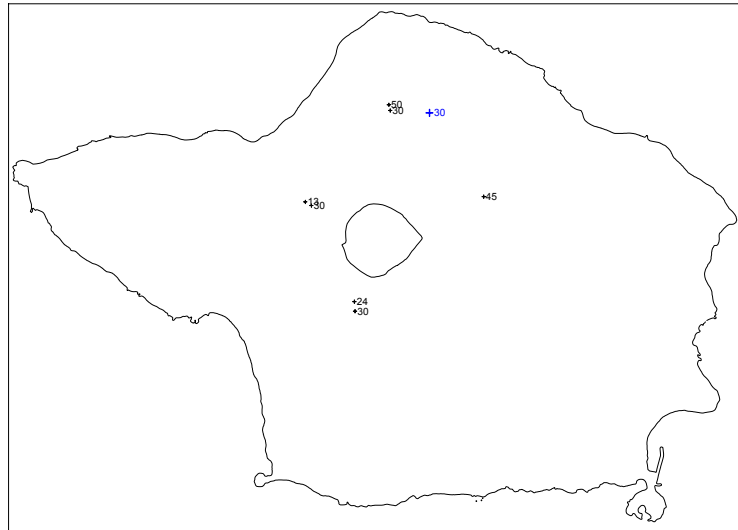


Fig. 4.27 – Mapa com a localização dos afloramentos e espessuras de C7 (a preto) e C8 (a azul). Valores das espessuras indicados em cm.

#### IV.2.1.1.7 DEPÓSITO C9

O depósito C9 é formado por uma sucessão de leitos de cinzas e *lapilli* resultantes de diferentes mecanismos eruptivos e de transporte. Os diversos leitos ou conjuntos de leitos foram designados por C9L1 a C9L3, para os leitos de *lapilli*, e C9A1 e C9A2 para os leitos de cinzas (Fig. 4.28).

Esta erupção teve início com a extrusão do leito de cinzas C9A1. Trata-se de um leito de reduzida expressão, com um volume de 0,015 km<sup>3</sup>, formado por cinzas finas com *lapilli* de acreção, que indicam que a erupção teve início com uma fase hidromagmática. Este leito não apresenta estratificação, pelo que a sua deposição terá resultado da queda de cinzas de uma nuvem eruptiva dispersa pelo vento em direcção a NE (Fig. 4.29).

PROCESSOS ASSOCIADOS AO DESENVOLVIMENTO DE ERUPÇÕES VULCÂNICAS HIDROMAGMÁTICAS EXPLOSIVAS NA ILHA DO FAIAL E SUA INTERPRETAÇÃO NUMA PERSPECTIVA DE AVALIAÇÃO DO HAZARD E MINIMIZAÇÃO DO RISCO

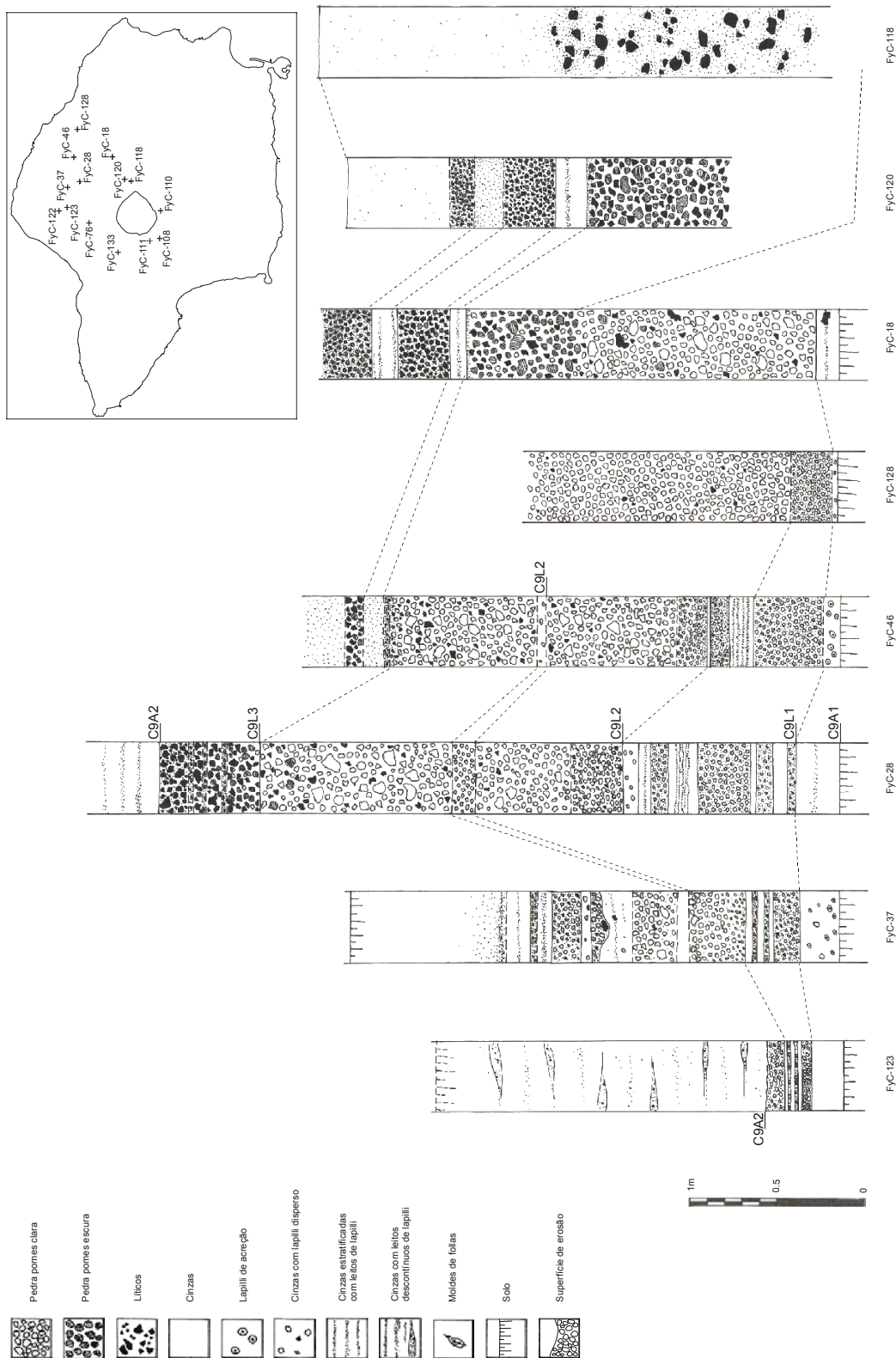


Fig. 4.28a – Cortes ilustrativos da estratigrafia fina do depósito C9.

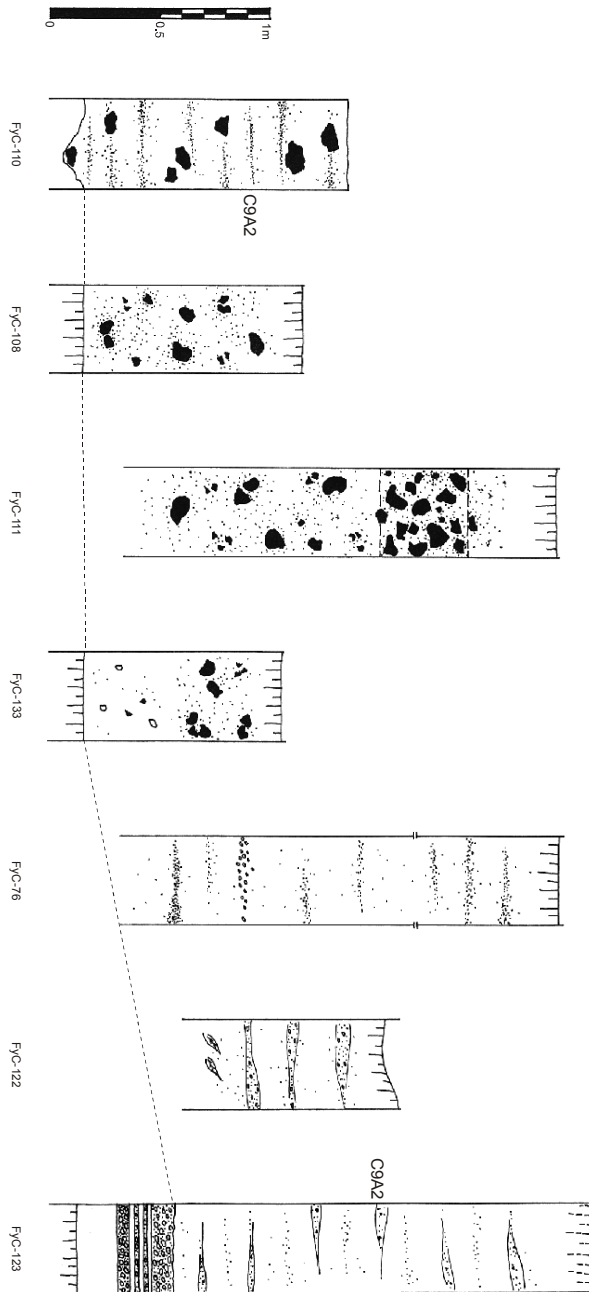


Fig. 4.28b – Cortes ilustrativos da estratigrafia fina do depósito C9.

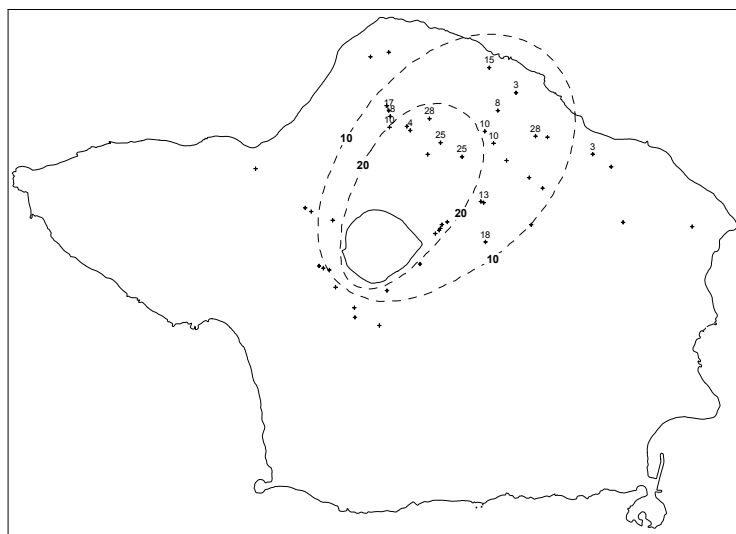


Fig. 4.29 – Distribuição do leito de cinzas C9A1 do depósito C9. Valores de espessura em cm.

Sobre esta base, assenta uma série de leitos de cinzas e leitos de *lapilli* com e sem matriz de cinza, designada C9L1. Os leitos que formam esta sequência, com um volume total de cerca de  $0,04 \text{ km}^3$ , têm geralmente espessuras inferiores a 10 cm e apresentam-se aproximadamente paralelos, embora com variação lateral de espessura. São muito ricos em líticos, o *lapilli* é fino e diversos leitos têm clastos arredondados. Estas evidências apontam para a origem destes leitos em produtos de fluxo do tipo *surge*. A dispersão destes produtos é, contudo, semelhante à de C9A1 e de outros leitos de queda de C9 (ex. C9L2 e C9L3), revelando uma dispersão condicionada pelo vento, orientada a NE (Fig. 4.30).

A presença de leitos de cinza a alternar com os de *lapilli* ou mesmo a constituir a matriz deste (tal como observado no depósito Furnas-C, do vulcão das Furnas, em S. Miguel), a sua deposição a partir de *surges* e a extrema abundância de líticos, sugerem, uma vez mais, que estes depósitos terão resultado de actividade hidromagmática, embora com uma fragmentação hidromagmática pouco eficiente.

O leito seguinte, C9L2, marca uma importante mudança no estilo da erupção. Trata-se de um leito suportado por clastos de pedra pomes clara, grosseira e bem vesiculada, o que indica que o mecanismo que dominou a erupção nesta fase foi a fragmentação magmática resultante da expansão dos voláteis exsolvidos do magma. O transporte destes clastos foi feito pela coluna eruptiva ascendente e por trajectória balística,

tendo-se depositado por queda.

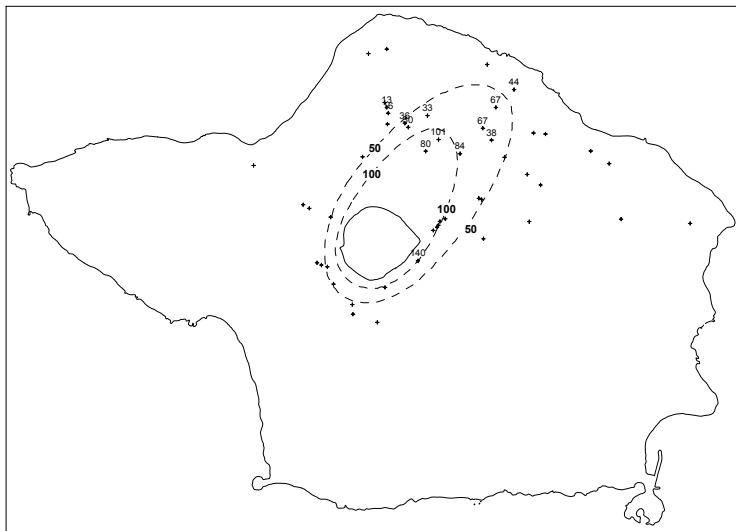


Fig. 4.30 - Distribuição do leito de cinzas C9L1 do depósito C9. Valores de espessura em cm.

A granulometria do *lapilli* é progressivamente mais grosseira para o topo, distinguindo-se no seu seio apenas um leito de cinzas, o que, atendendo ao mecanismo de deposição, sugere um progressivo aumento da coluna eruptiva durante esta fase.

Este leito contribuiu com  $0,17 \text{ km}^3$  para o volume total da erupção e foi disperso, também, segundo um eixo orientado a NE (Fig. 4.31).

O terceiro leito de *lapilli*, C9L3, com um volume de  $0,13 \text{ km}^3$ , é igualmente composto por pedra pomes grosseira e muito bem vesiculada, no entanto, exibe uma cor escura, o *lapilli* é muito rico em líticos e a cinza é mais proeminente que em C9L2, distinguindo-se 3 leitos de cinzas com limites difusos que, em alguns locais totalizam cerca de 50% da espessura de C9L3. A pedra pomes é mais grosseira na base, enquanto o teor de líticos aumenta muito para o topo do leito. Estas características sugerem, a actividade hidromagmática como um dos mecanismos envolvidos na produção de C9L3.

O volume desta sequência é de  $0,13 \text{ km}^3$  e a sua dispersão foi também orientada a NE (Fig. 4.32).

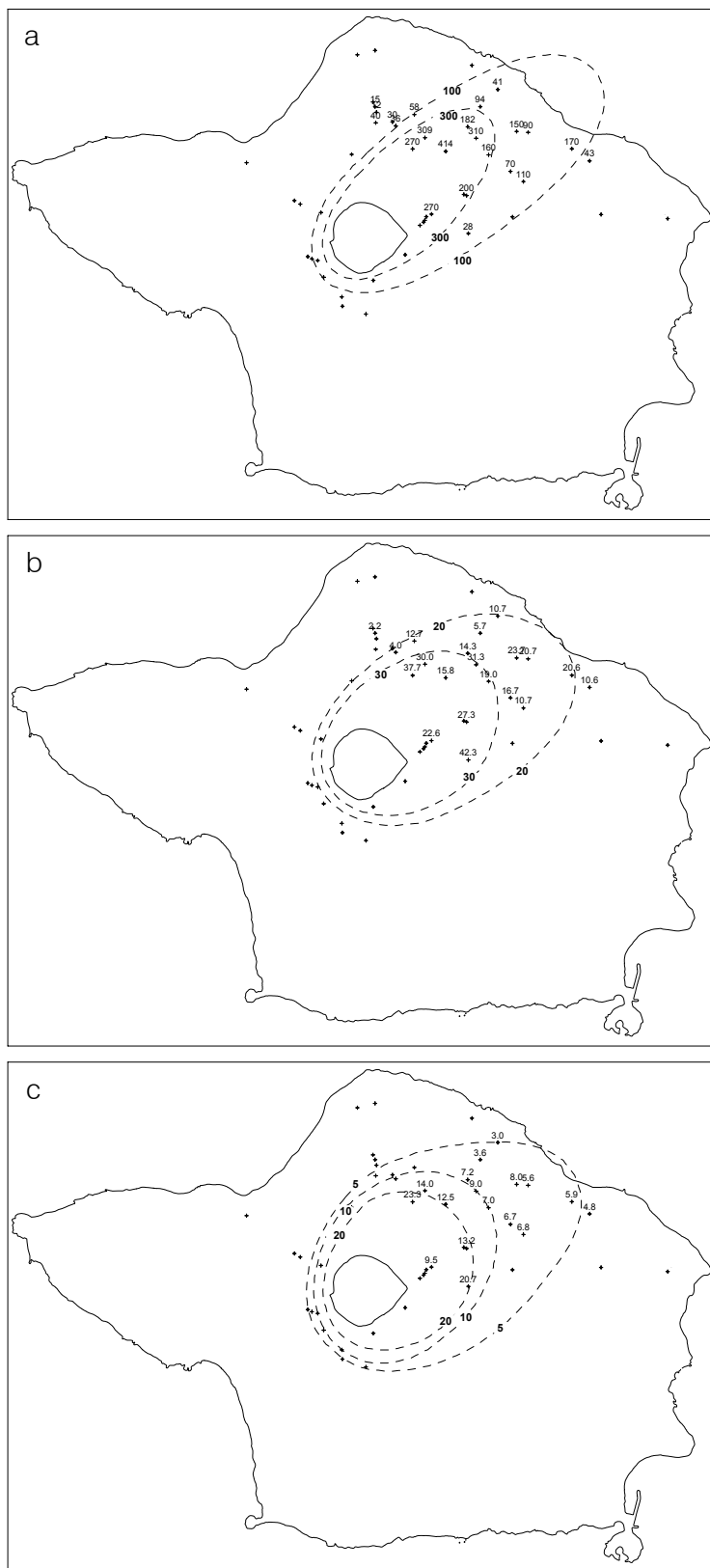


Fig 4.31 - Mapas de isopacas e isopletas, em cm, de C9L2. (a) isopacas; (b) isopletas de pedra pomes e (c) isopletas de líticos.

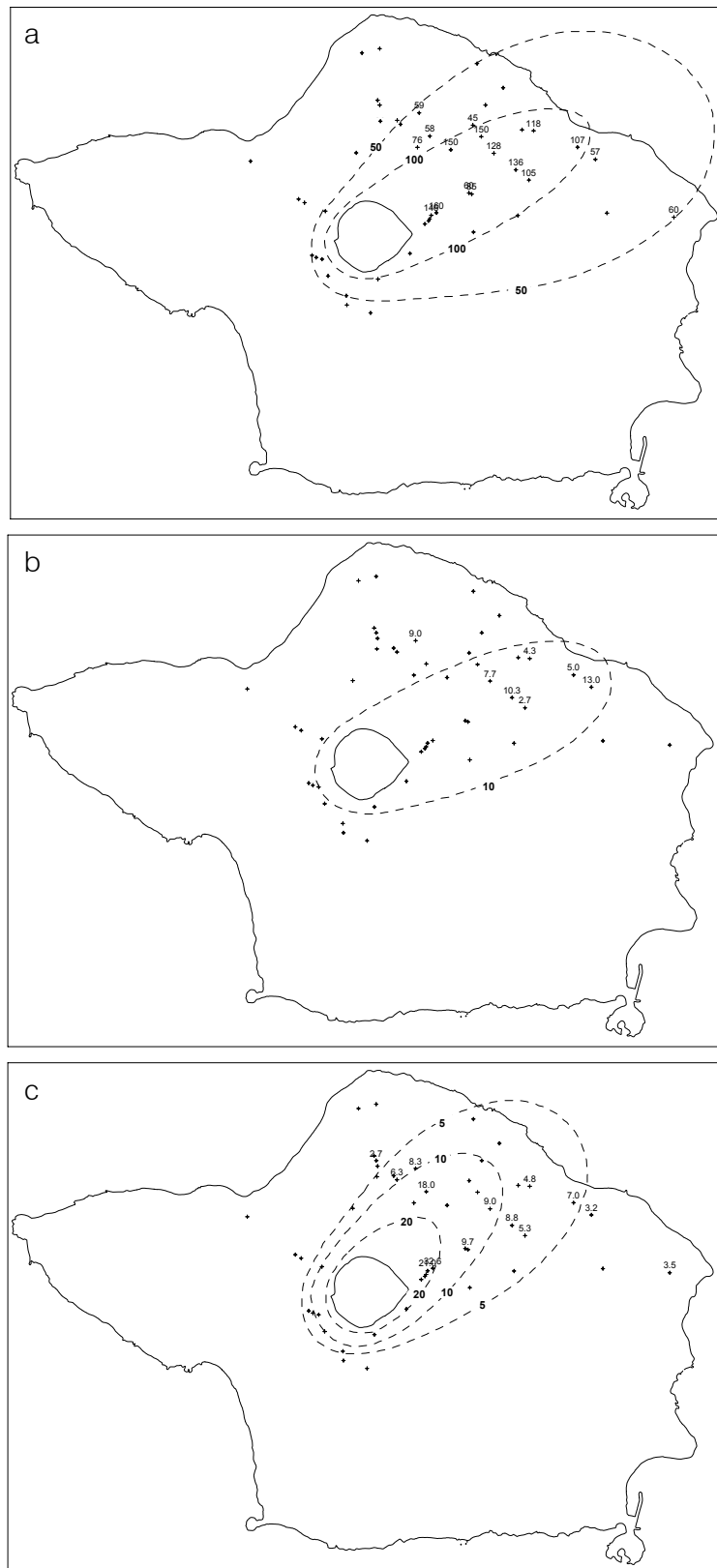


Fig 4.32 - Mapas de isopacas e isopletas, de C9L3: (a) isopacas; (b) isopletas de pedra pomes e (c) isopletas de líticos. Valores apresentados em cm.

O último leito de C9, C9A2, é constituído por cinza e interpretado como o resultado de um recrudescimento da actividade hidromagmática, com o estabelecimento de razões água/magma próximas das que caracterizam a máxima eficácia da fragmentação hidromagmática.

A crescente influência dos processos hidromagmáticos verificada em C9L3 e C9A2 é acompanhada de uma importante variação lateral de facies. De facto, para W do eixo de dispersão (entre FyC-28 e FyC-123) o topo do depósito torna-se mais rico em cinzas e exhibe diversos leitos lenticulares, cinzas vesiculares e moldes de folhas, características interpretadas como resultantes da deposição de produtos húmidos todo tipo *base surge*.

Próximo do bordo da caldeira estes leitos passam a um nível de cinzas grosseiras e mal calibradas sem estrutura interna evidente, distinguindo-se apenas uma zona de maior concentração de líticos (FyC-11, 8, 10, 17). Nesta faixa encontram-se diversos líticos grosseiros (>15 cm) sem figuras de carga e a análise granulométrica da matriz desta zona revela, em FyC-117, (Fig. 4.33), uma população constituída quase integralmente por líticos, mal calibrada ( $\sigma\phi=2,42$ ) e com um enviesamento positivo.

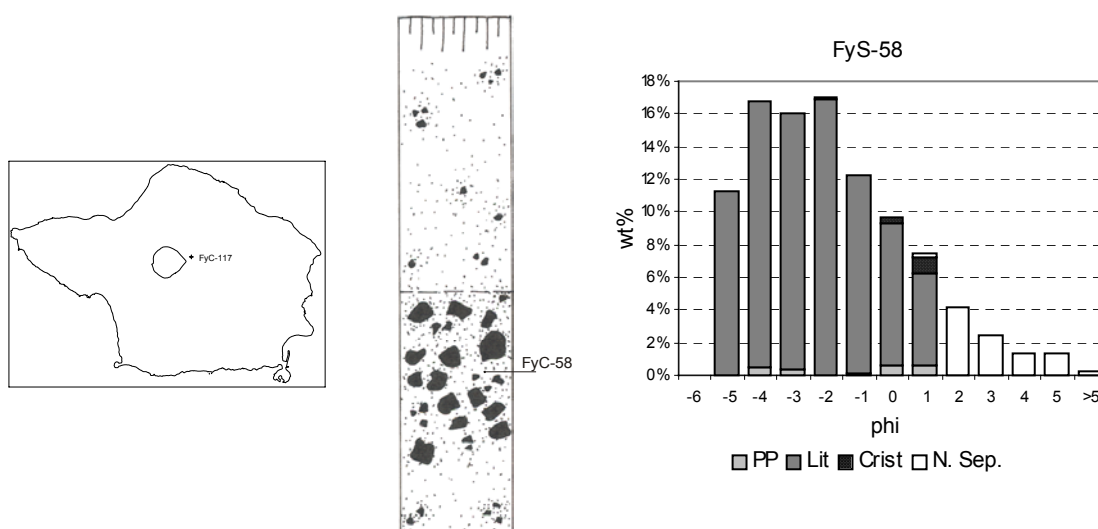


Fig. 4.33 – Distribuição granulométrica da matriz de um leito de C9, rico em líticos grosseiros, em FyC-117, próximo da caldeira (amostra FyS-58). Legenda como na figura 4.7.

Esta distribuição contrasta com a verificada em FyC-116, que também se encontra

muito próximo do bordo da caldeira (Fig. 4.34). Aí a matriz do depósito é mais fina, variando entre  $-0,53$  e  $2,98$ , e não apresenta um enviesamento positivo nem um carácter bimodal tão evidente como em FyS-58. Em FyC-116 o depósito evidencia uma facies proximal caracterizada por ser mal calibrada, pela abundância de clastos muito grosseiros ( $ML = 57$  cm) e pela evidência de fluxo, materializada pela estratificação incipiente e pela deposição localizada de material, associada a alguns grandes líticos, que funcionam como obstáculos.

Enquanto a ausência de figuras de carga em FyC-117 indica que a deposição final destes líticos não resultou de uma trajectória balística, mas sim que foram transportados horizontalmente em conjunto com o depósito que os envolve, a diferença granulométrica verificada entre FyC-117 e FyC-116 mostra um claro empobrecimento daquele nas fracções mais finas e menos densas como a pedra pomes, relativamente à população granulométrica original representada pelas amostras de FyC-116.

O conjunto dos produtos finais de C9, dominados por depósitos de fluxo com matriz de cinzas, tem uma dispersão distinta das verificadas nos leitos precedentes. É orientada a N e fortemente condicionada pela topografia (Fig. 4.35). A natureza hidromagmática destes produtos é confirmada pela análise morfológica das cinzas amostradas em FyC-116 (Foto 4.4).

Estas cinzas são caracterizadas pela abundante população de clastos do tipo 1 (*blocky*) e tipo 3 (*moss-like*), evidenciando mecanismos de fragmentação hidromagmática por ondas de tensão e instabilidade fluida. Encontram-se, também, diferentes estádios de vesiculação preservados nestes clastos, desde vesículas esféricas bem desenvolvidas a vesículas pequenas com cerca de  $1 \mu\text{m}$ , provavelmente próximas da fase de nucleação, indicando a ocorrência desse processo pouco antes da fragmentação do clasto.

Diversos grãos apresentam fendas superficiais, comuns nos produtos hidromagmáticos, que, tal como referido por Heiken e Wholetz (1985), podem resultar de um aumento de volume do clasto por hidratação.

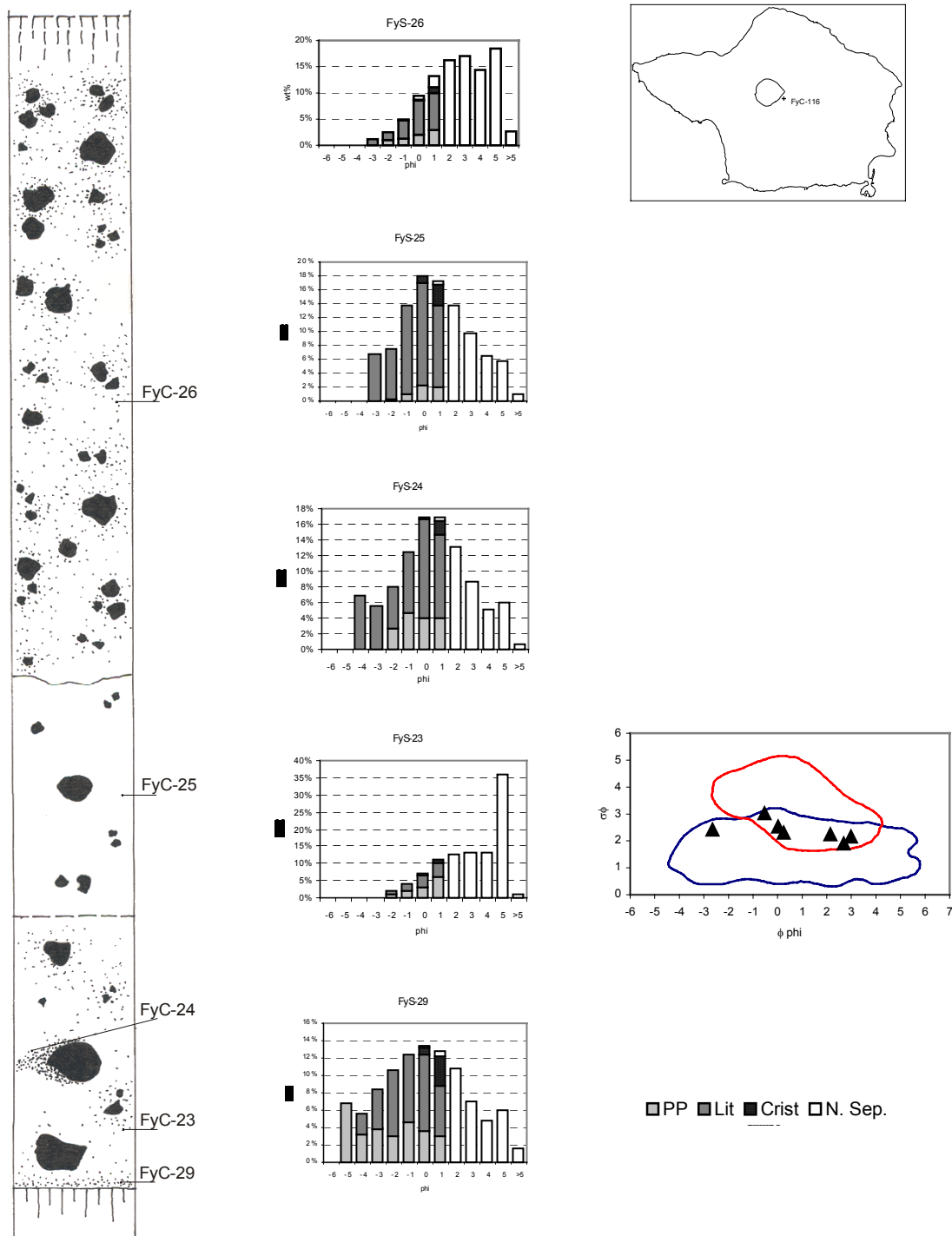


Fig. 4.34 - Variação dos parâmetros granulométricos, na matriz de C9, em FyC-116. A projecção destes parâmetros num gráfico de  $\sigma\phi$  vs  $\phi$  (campos de queda e fluxo definidos por Walker, 1971) coloca as amostras no campo misto de queda e fluxo; no entanto, estas amostras não incluem a fracção mais grosseira do depósito. Nesse caso, projectar-se-iam bem dentro do campo de fluxo. Legenda como na Fig. 4.7.

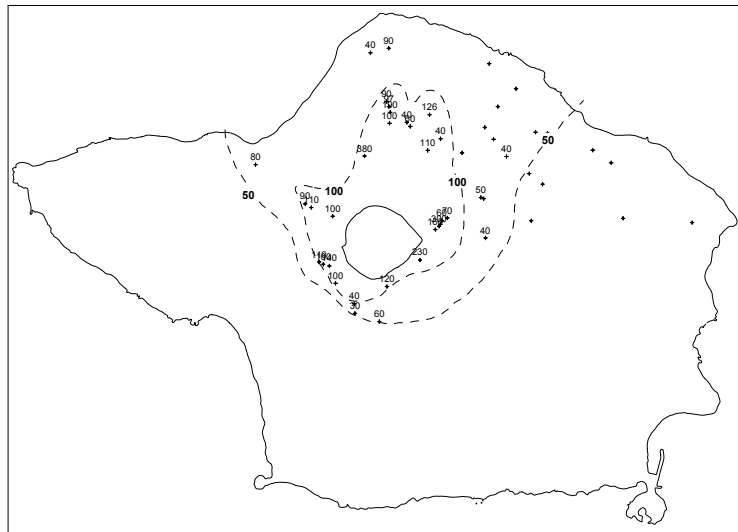


Fig. 4.35 – Mapa de isopacas do material hidromagmático do topo do depósito. Valores em cm.

Ainda no âmbito da morfologia das cinzas de C9, refira-se o arredondamento verificado nos clastos, produzido pelos choques entre as partículas, sendo de destacar que a amostra se localiza a apenas 150 m do bordo da caldeira.

Na sua totalidade o depósito C9 afectou preferencialmente o sector NE da ilha (Fig. 4.36). O seu volume total, estimado pelo método de Fierstein e Nathenson (1992), é de cerca de  $0,42 \text{ km}^3$ , o que equivale a uma massa entre  $1,7 \times 10^{11}$  e  $3,3 \times 10^{11} \text{ kg}$ , considerando a densidade do depósito entre os 400 e os  $800 \text{ kg/m}^3$ . Estes valores apontam para uma magnitude (Pyle, 2000) entre 4,2 e 4,5.

Esta erupção deverá ter contribuído para o alargamento da cratera do vulcão central, atendendo à riqueza em líticos do leito C9L3, embora, dado o reduzido volume da unidade, não se pode relacionar com a formação da caldeira actual.

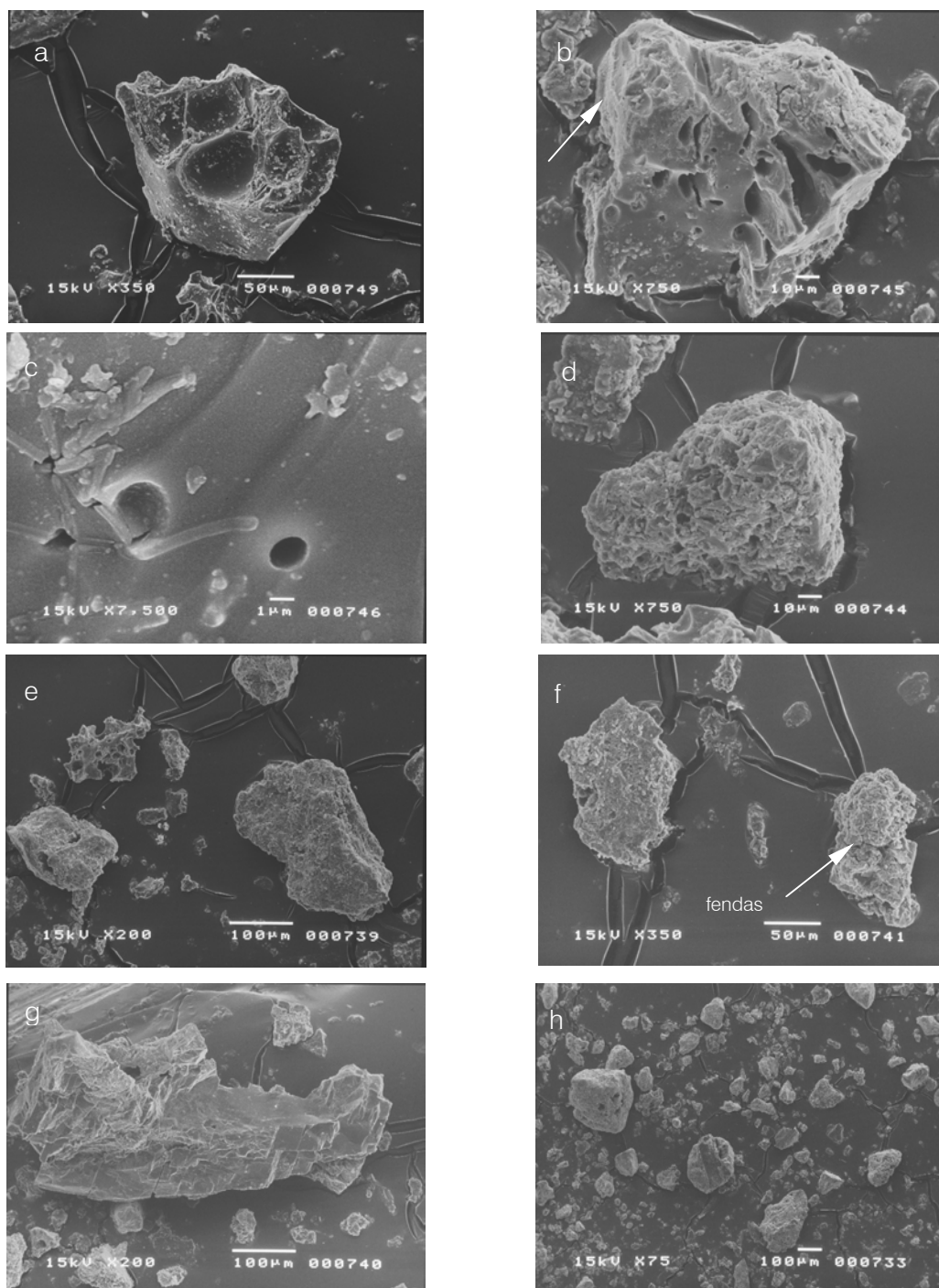


Foto. 4.3 – Fotografia de microscópio electrónico de varrimento de cinzas de C9: (a) clasto do tipo 1 (*blocky*) com vestígios de vesículas separadas por septos finos e partículas finas de poeira “colados” às superfícies do grão; (b) clasto do tipo 1 com vesículas deformadas e arestas lascadas pelos choques com outras partículas; (c) detalhe do clasto “b” com uma vesícula de cerca de 1  $\mu\text{m}$ ; (d) clasto do tipo 2 (*moss-like*); (e) conjunto de clastos onde se destaca um bem vesiculado e dois densos com superfície irregular e algum arredondamento; (f) clastos do tipo 2 com abundantes partículas finas aglutinadas na sua superfície e diversas fendas superficiais; (g) cristal; (h) aspecto geral da amostra onde se destaca o arredondamento dos grãos.

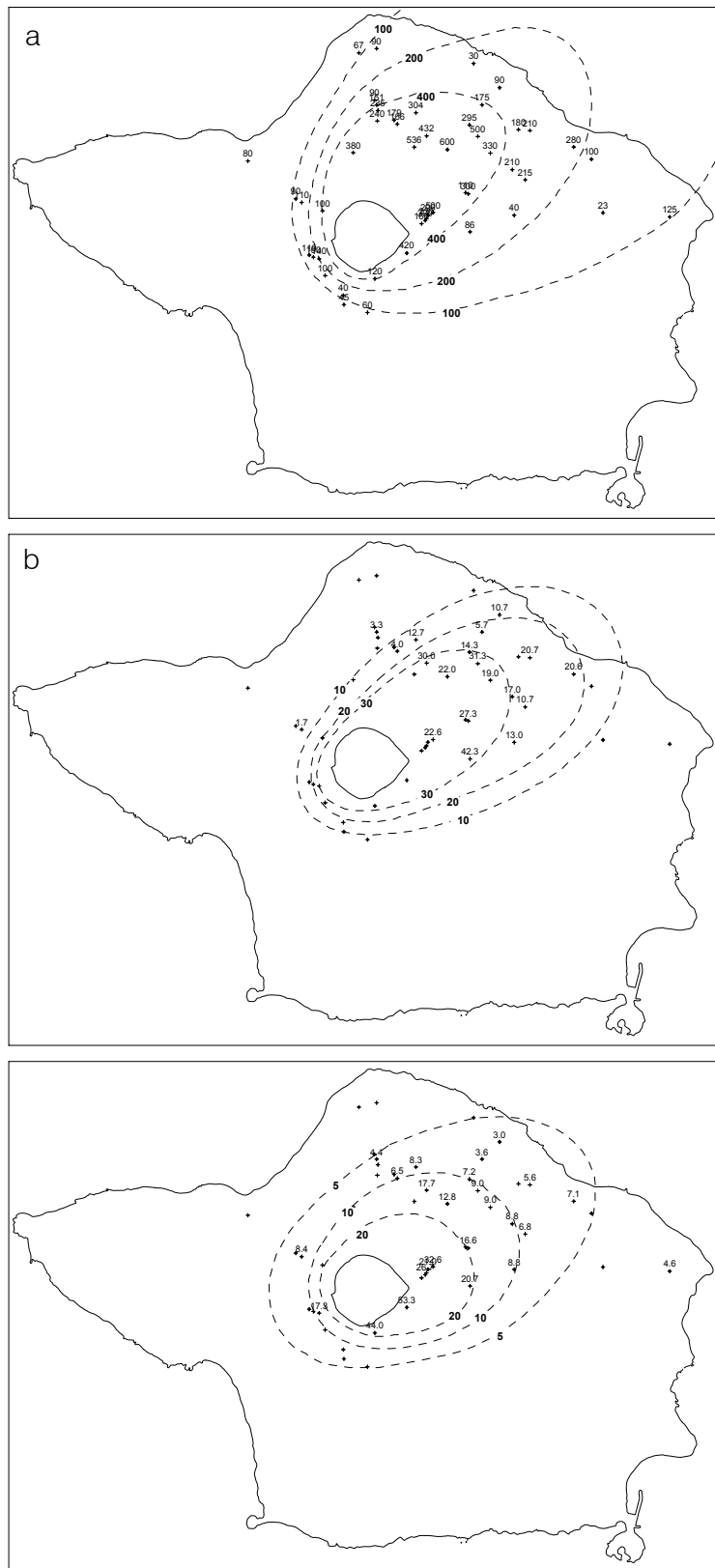


Fig. 4.36 - Mapas de isopacas e isopletas, em cm, da totalidade do depósito C9: (a) isopacas; (b) isopletas de pedra pomes; (c) isopletas de lífticos.

#### IV.2.1.1.8 DEPÓSITO C10

O depósito C10 aparece num número muito reduzido de afloramentos e apresenta-se sempre muito alterado. É constituído por alguns clastos de pedra pomes numa matriz mais fina, o que indica a sua origem numa erupção explosiva com produção de material pomítico. A sua fraca exposição sugere que esta terá sido uma erupção de baixa magnitude.

Atendendo à actual distribuição do depósito, encontrado preferencialmente no quadrante N do vulcão onde atinge os 60 cm de espessura a 3,8 km da fonte (Fig. 4.37), admite-se que a sua distribuição terá sido orientada a N.

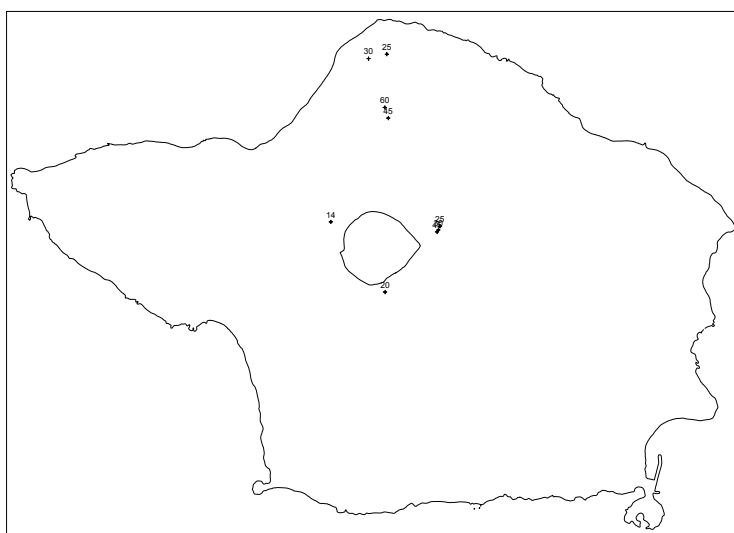


Fig. 4.37 – Mapa com a localização dos afloramentos e espessuras de C10. Valores das espessuras indicados em cm.

#### IV.2.1.1.9 DEPÓSITO C11

O depósito C11 é formado por diversos leitos, que marcam duas fases eruptivas distintas. A primeira fase é composta por uma sequência de finos leitos de fluxo e queda que culmina na extrusão de um leito de *lapilli* de queda muito grosseiro. A segunda fase da erupção corresponde à emissão de uma importante série de escoadas piroclásticas e *surges* (Fig. 4.38).

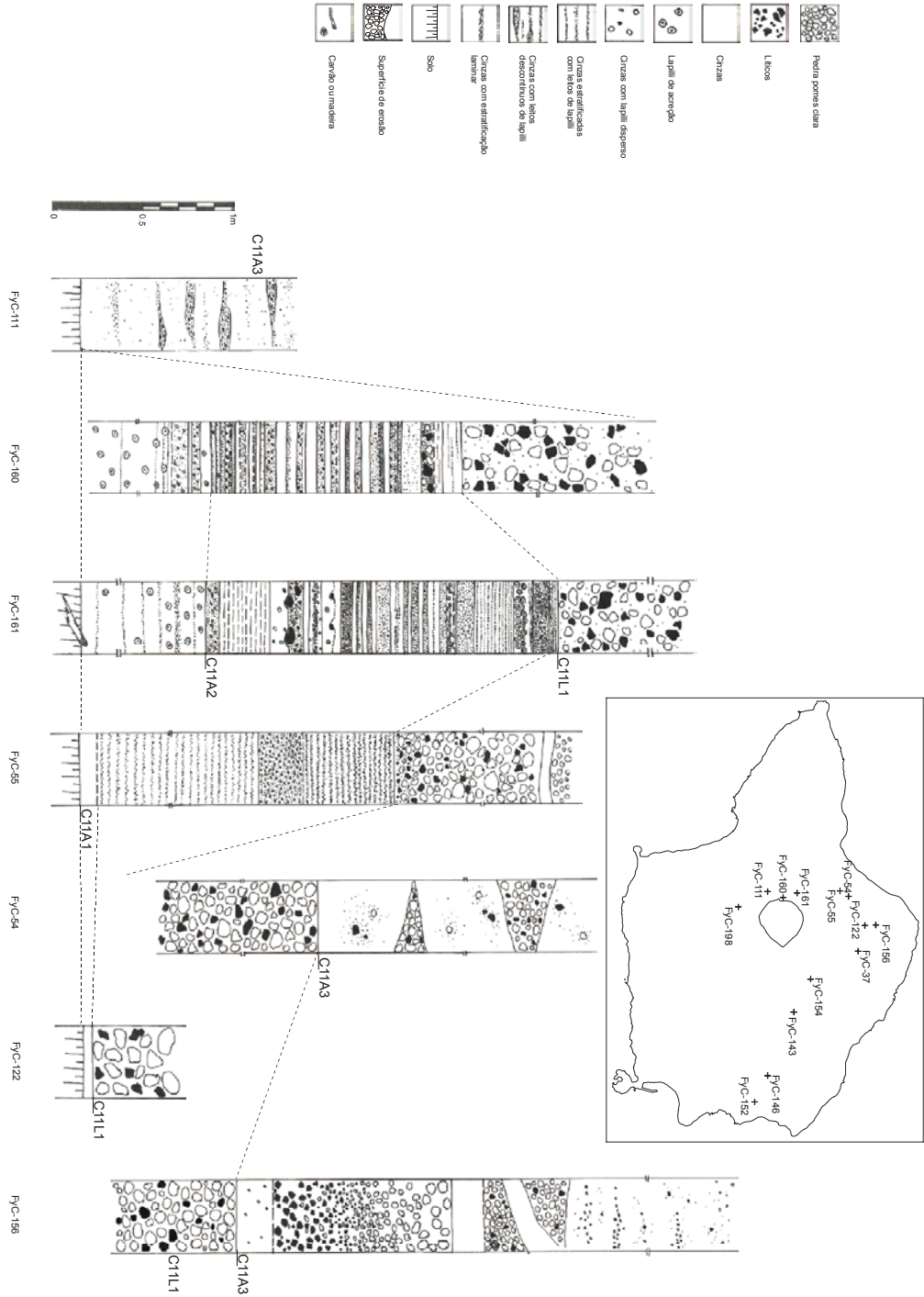


Fig. 4.38a – Cortes ilustrativos da estratigrafia fina do depósito C11.

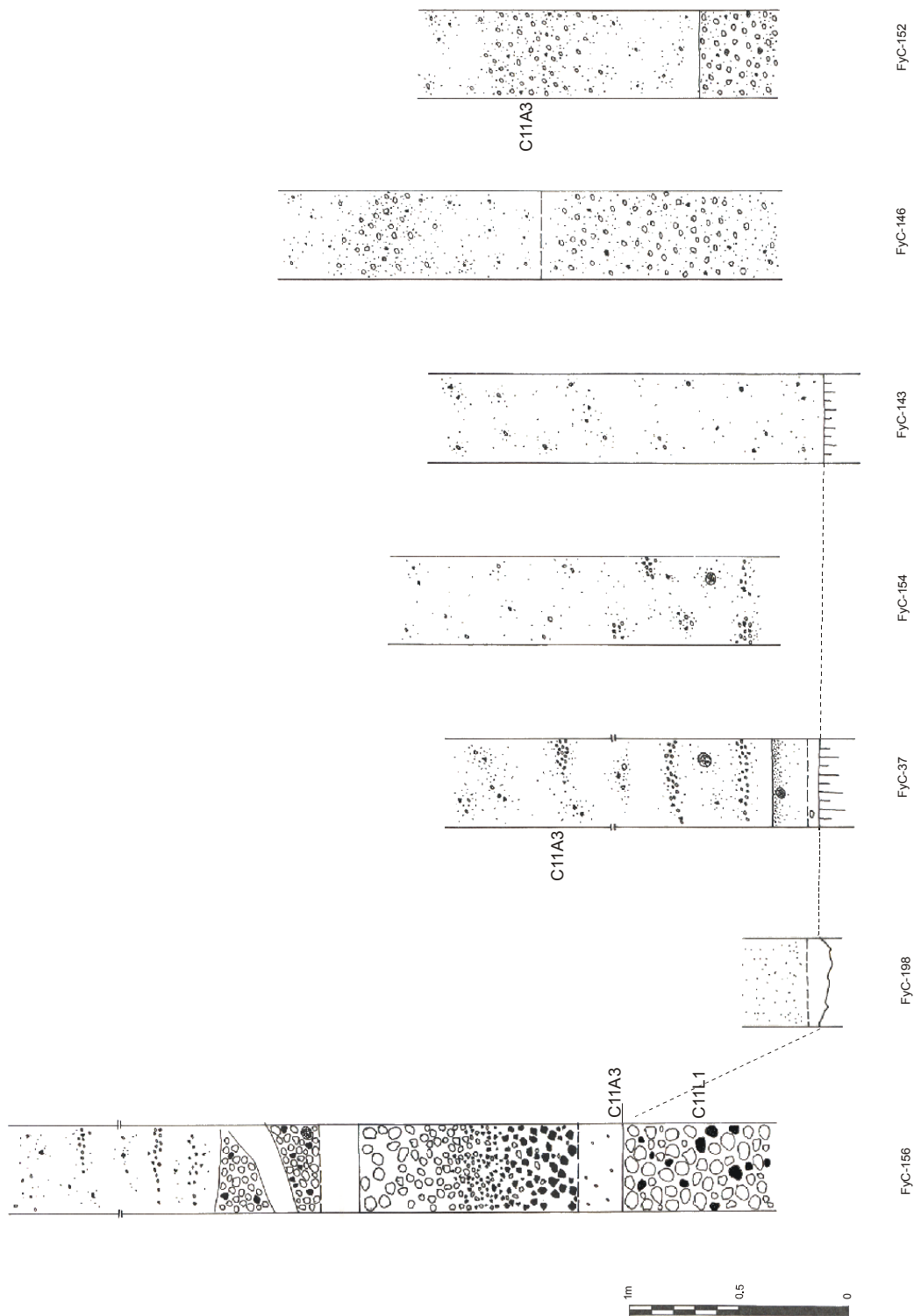


Fig. 4.38b – Cortes ilustrativos da estratigrafia fina do depósito C11.

O primeiro leito da primeira fase (C11A1) é formado por cinzas finas e homogêneas (Fig. 4.39), com abundantes fragmentos de troncos de árvores derrubadas, sugerindo que a deposição deste leito foi acompanhada por forças laterais resultantes de processos de fluxo.

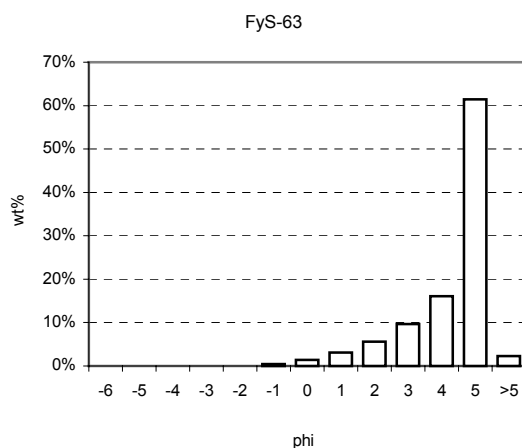


Fig. 4.39 – Distribuição granulométrica das cinzas de C11A1 em FyC-160, a menos de 500 m do bordo da caldeira, onde se apresentam muito finas e bem calibradas ( $Md=4,2\phi$  e  $\sigma\phi=1,11$ ).

Este leito apresenta uma dispersão restrita, orientada a NW (Fig. 4.40), e representa o início da erupção que terá começado por uma pequena explosão hidromagmática. O volume de C11A1 é estimado em  $0,015 \text{ km}^3$ , o que corresponde a um volume DRE (*dense rock equivalent*) entre  $0,02$  e  $0,04 \text{ km}^3$ . Admitindo que a eficiência da fragmentação hidromagmática foi ótima, o que parece razoável atendendo à granulometria fina e homogênea das cinzas, o volume de água interveniente nesse processo é estimado entre os  $7,8 \times 10^5$  e os  $1,5 \times 10^6 \text{ m}^3$ , o equivalente a um lençol de água com a área do fundo da actual caldeira e 1 m de espessura.

Após a deposição de C11A1, seguiu-se uma alternância de leitos de cinzas e *lapilli* fino designada C11A2. Estes leitos têm uma dispersão muito localizada, também orientada a NW (Fig. 4.41).

Esta sequência é formada por leitos finos, com espessuras que variam entre 1,5 e 9,5 cm, geralmente separados por limites bem definidos. Os leitos são contínuos, dispõem-se em estratos paralelos e não mostram variação lateral de espessura,

excepto quando cobrem topografias irregulares. Aí, embora sejam contínuos, têm variação lateral de espessura e capacidade de erodir o leito inferior (Foto 4.4, Fig. 4.42).

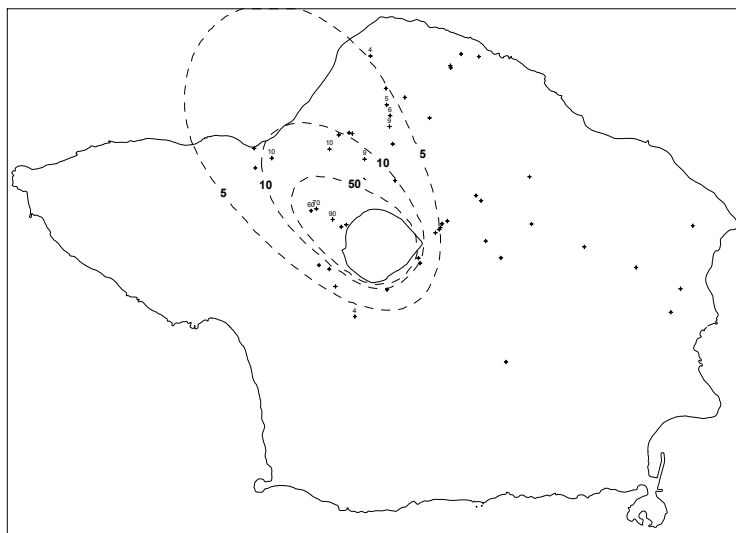


Fig. 4.40 – Mapa de isopacas de C11A1. Valores de espessura em cm.

As cinzas têm vesículas, *lapilli* de acreção e apresentam deformação plástica nas figuras de impacto produzidas por líticos de trajetória balística, indicando a sua elevada humidade aquando da deposição. Por vezes, individualizam-se no seu seio leitos mais grosseiros, descontínuos, de espessura milimétrica que parecem ter “chocado” com um clasto lítico mais grosseiro, deixando um depósito mais espesso associado ao lado do lítico virado para a fonte eruptiva (Foto 4.5, Fig. 4.43).

Os leitos de *lapilli* são constituídos por clastos finos, tipicamente <2 mm, geralmente sem matriz de cinzas. Encontraram-se leitos com gradação inversa, com gradação normal e, alguns, com clastos rolados.

A distribuição granulométrica dos diversos leitos de C11A2 analisados têm uma boa calibração, são unimodais e projectam-se no campo dos depósitos de queda (Fig<sup>s</sup>. 4.44 e 4.45).

A sequência de leitos de C11A2 apresenta, assim, características mistas de depósitos de queda e de fluxo. De facto, estes dois processos podem ser simultâneos, o que

teria como efeito a inclusão, nos *surges*, de material de queda, daí resultando, por um lado, a aproximação das duas populações granulométricas e, por outro, o aumento da densidade de partículas nas nuvens que constituem os *surges*, o que as torna mais densas e viscosas, baixando o número de Reynolds para o fluido em causa, e, conseqüentemente, possibilitando um regime de fluxo laminar, normalmente associado ao transporte por tracção. Neste caso, não se desenvolvem estruturas entrecruzadas mas sim depósitos planares paralelos, o que se afigura coerente com a facies deposicional de C11A2.

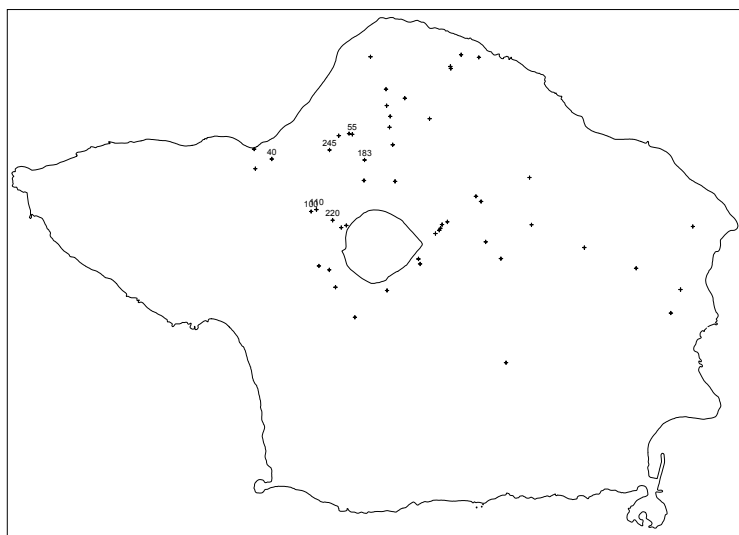


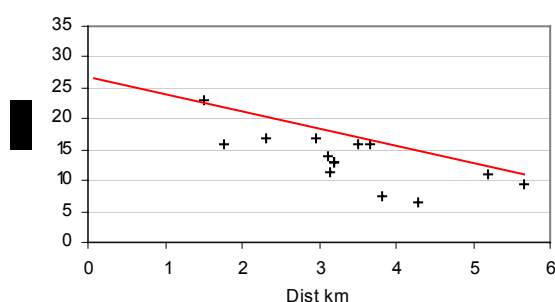
Fig. 4.41 - Mapa com a localização dos afloramentos e espessuras de C11A2. Valores das espessuras indicados em cm.

Sobre C11A2 depositou-se um leito de *lapilli* pomítico muito grosseiro (C11L1), suportado por clastos, que cobre uniformemente a topografia. A pedra pomes tem fractura de arrefecimento, é bem vesiculada e é geralmente bandada, distinguindo-se uma pedra pomes clara e outra escura com composições químicas diferentes (ver IV.2.1.2). Trata-se de um depósito de queda com um eixo de dispersão condicionado pelo vento, orientado a NW (Fig. 4.46), e um volume estimado em 0,11 km<sup>3</sup>.

Atendendo ao carácter grosseiro que caracteriza este leito (encontram-se líticos com diâmetros superiores a 10 cm a mais de 5 km do centro eruptivo), admite-se que o transporte e deposição por trajectória balística terão desempenhado um importante papel na sua formação.

Tendo por base a equação  $\rho v^2 = 0.535d\sigma g$  de Wilson & Walker (1987):

- v** velocidade do gás na fonte
- $\rho$**  densidade efectiva do gás (0,25 kg/m<sup>3</sup>, Cas & Wright, 1988)
- $\sigma$**  densidade do lítico (2500 kg/m<sup>3</sup>)
- g** aceleração da gravidade (9,8 m/s)
- d** diâmetro do maior lítico à distância zero da foco eruptivo (28 cm), estimado pela projecção dos diâmetros dos líticos do depósito em função da distância à fonte



estima-se a velocidade média ascendente do gás na cratera em cerca de 121 m/s.

A segunda fase da erupção é dominada por produtos de fluxo que se dispersaram em duas direcções, N e ESE, condicionadas pela topografia (Fig 4.47), constituindo importantes depósitos de *surges* e escoadas piroclásticas, com espessuras frequentemente superiores a 4 m, designados globalmente por C11A3. Esta fase corresponde à abertura da caldeira do vulcão central.

A facies proximal destes depósitos é representada por uma brecha muito grosseira e rica em líticos, com matriz de cinzas (Foto 3.27). Em locais mais afastados do centro eruptivo, os dois eixos de dispersão apresentam facies distintas.

A N o depósito é constituído por diversas unidades de fluxo onde se distinguem (1) leitos lenticulares de *lapilli* pomítico muito bem rolado (Foto 3.23), por vezes com um comprimento de onda de 10 m e uma amplitude de 50 cm; (2) leitos maciços com matriz de cinzas, clastos rolados e gradações normais para a pedra pomes e inversas, para os líticos notando-se um empobrecimento em cinzas no topo da unidade (FyC-156) e (3) leitos de cinzas grosseiras, maciços, caóticos, mal calibrados com líticos e pedra pomes dispersos e cor rosada.



Foto 4.4 – Leitos com variação lateral de espessura a preencher uma depressão em FyC-160.

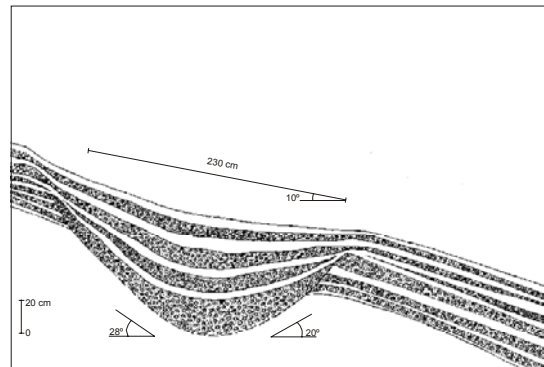


Fig. 4.42 – Esquema de leitos com variação lateral de espessura a preencher uma depressão em FyC-160.

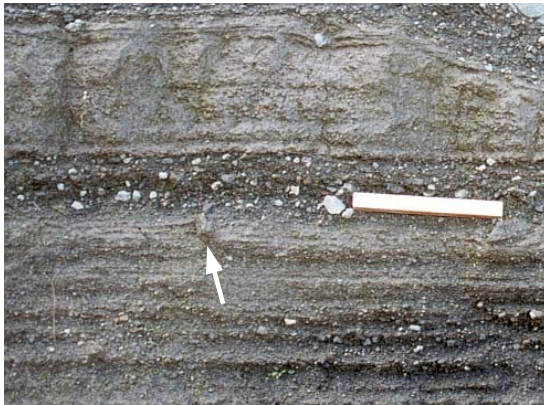


Foto 4.5 – Leito de cinzas emplastado contra um lítico, em FyC-131.

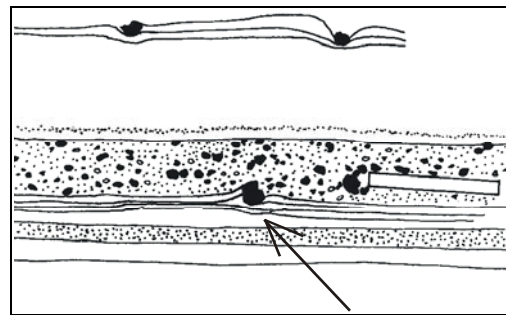


Fig. 4.43 – Esquema de leito de cinzas emplastado contra um lítico, em FyC-131.

A facies (1) é interpretada como depósitos de *surges* e as facies (2) e (3) são interpretadas como escoadas piroclásticas. A generalidade destes depósitos apresenta frequentemente fragmentos de madeira carbonizada (Foto 3.24) indicando a sua elevada temperatura de deposição e é significativamente mais rica em líticos do que as unidades encontradas a ESE do vulcão (Fig. 4.48).

A riqueza em líticos dos depósitos que fluíram para N está bem patente nos afloramentos da Baía da Ribeira da Cabras (Praia do Norte). Aí, algumas das unidades de fluxo são separadas por superfícies de erosão e distinguem-se várias unidades compostas predominantemente por líticos que atingem dimensões muito grosseiras (Foto 4.6). Estes afloramentos situam-se na base de uma falésia com 250 m de altura e a variação de facies que o depósito apresenta neste local é interpretada como

resultante da descida da falésia e da conseqüente segregação e rearranjo dos componentes dos *surges* e escoadas piroclásticas.

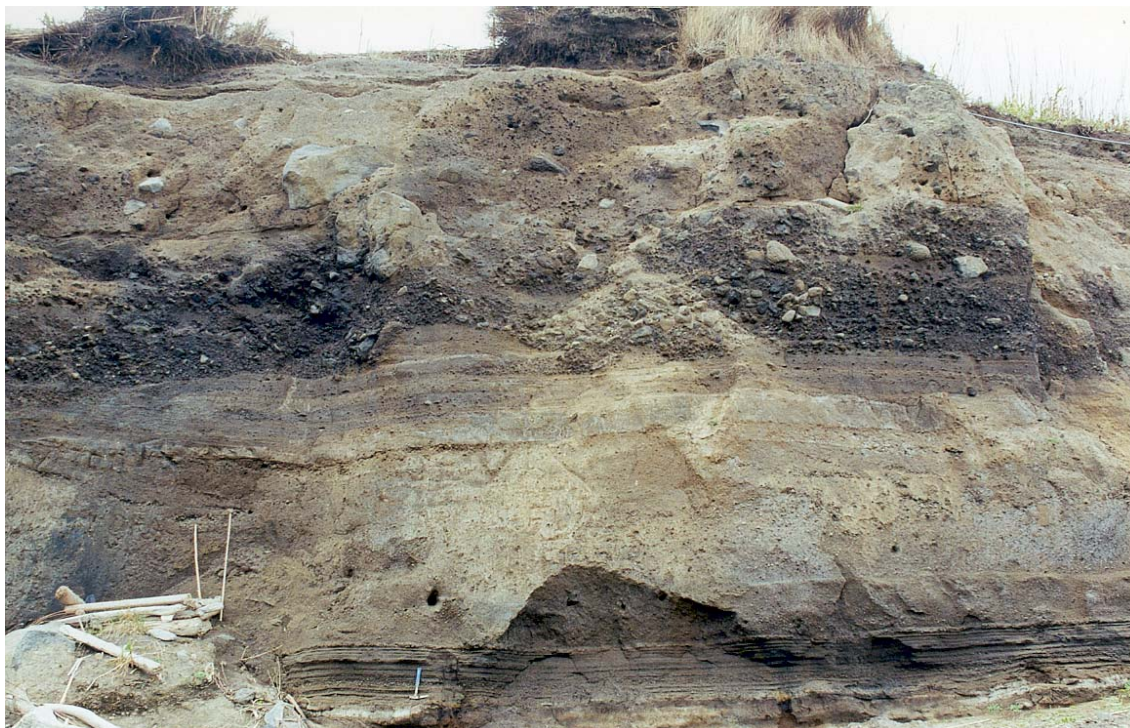


Foto 4.6 – Aspecto do depósito C11 na fajã da Baía das Cabras (Praia do Norte).

A ESE, C11A3 fluíu condicionado pela depressão do *graben* de Pedro Miguel onde constitui um depósito caótico, sem qualquer organização interna, formado por cinzas de cor cinzenta escura, mal calibradas, com pedra pomes e líticos dispersos, por vezes concentrados em zonas mais grosseiras, e abundantes troncos carbonizados (Foto 3.32). A pedra pomes é bem vesiculada e rolada. Em todos os afloramentos este depósito apresenta uma matriz solta, sem zonas soldadas ou endurecidas. Estas características permitem concluir tratar-se de uma escoada piroclástica suficientemente quente para carbonizar madeira, mas não para soldar os fragmentos de vidro.

Em ambos os eixos de dispersão, N e ESE, C11A3 evidencia uma elevada temperatura de deposição e não se encontram indícios de que se tenha depositado húmido.

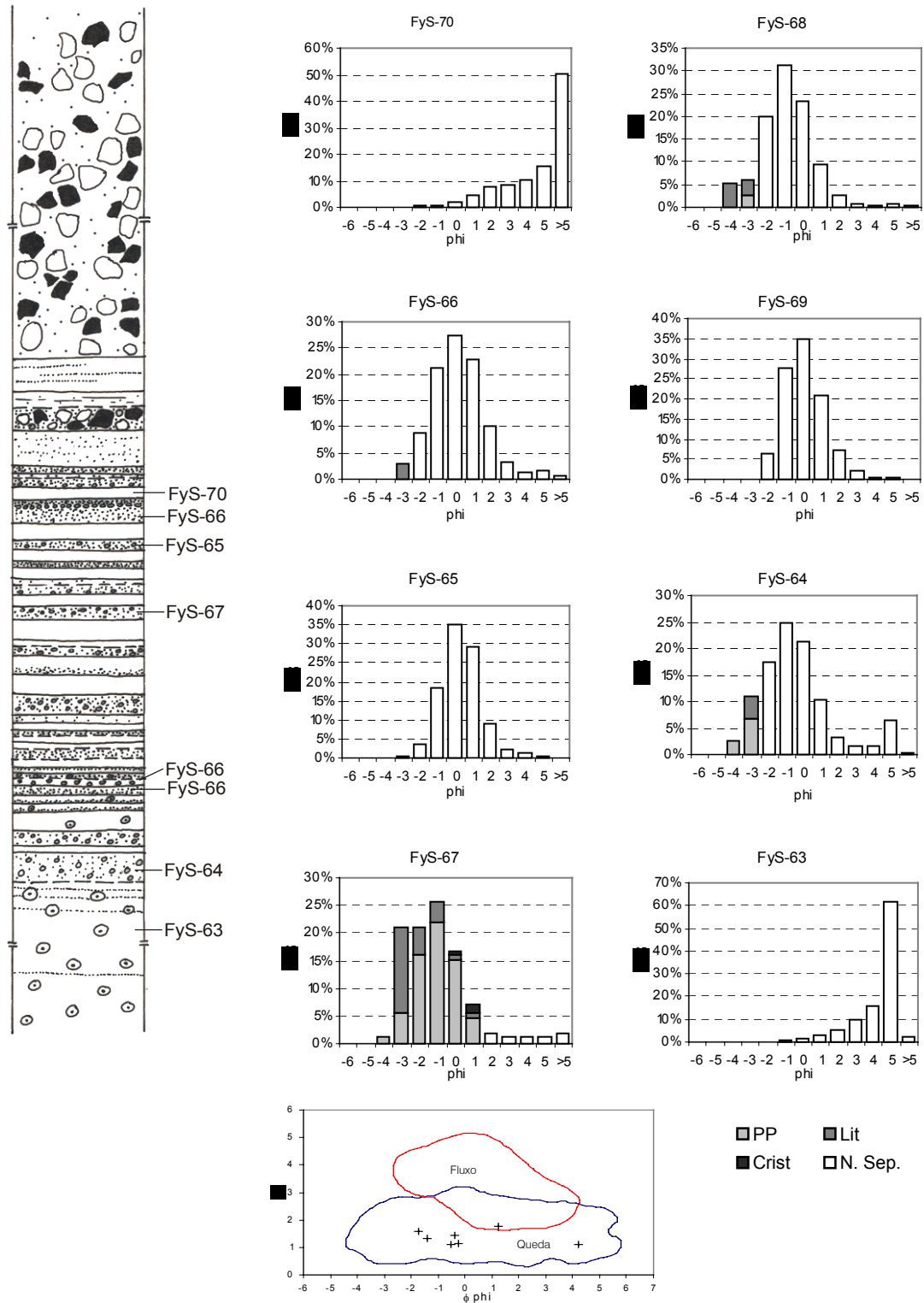


Fig. 4.44 - Parâmetros granulométricos de diversos leitos de C11A2 em FyC-160, a cerca de 200m do bordo da caldeira. Legenda como na Fig. 4.7.

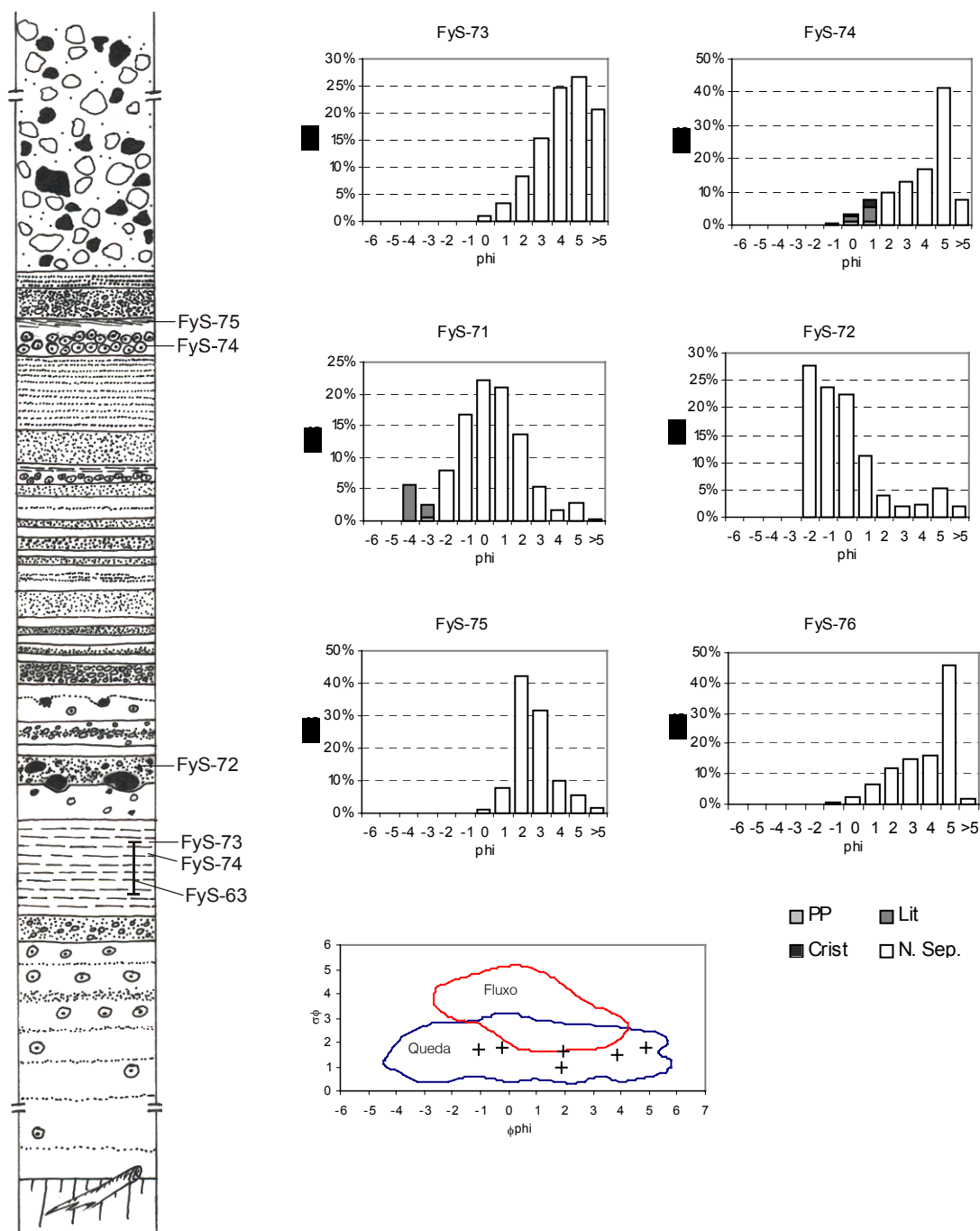


Fig. 4.45 - Parâmetros granulométricos de diversos leitões de C11A2 em FyC-161, a cerca de 500 m do bordo da caldeira. Legenda como na Fig. 4.7.

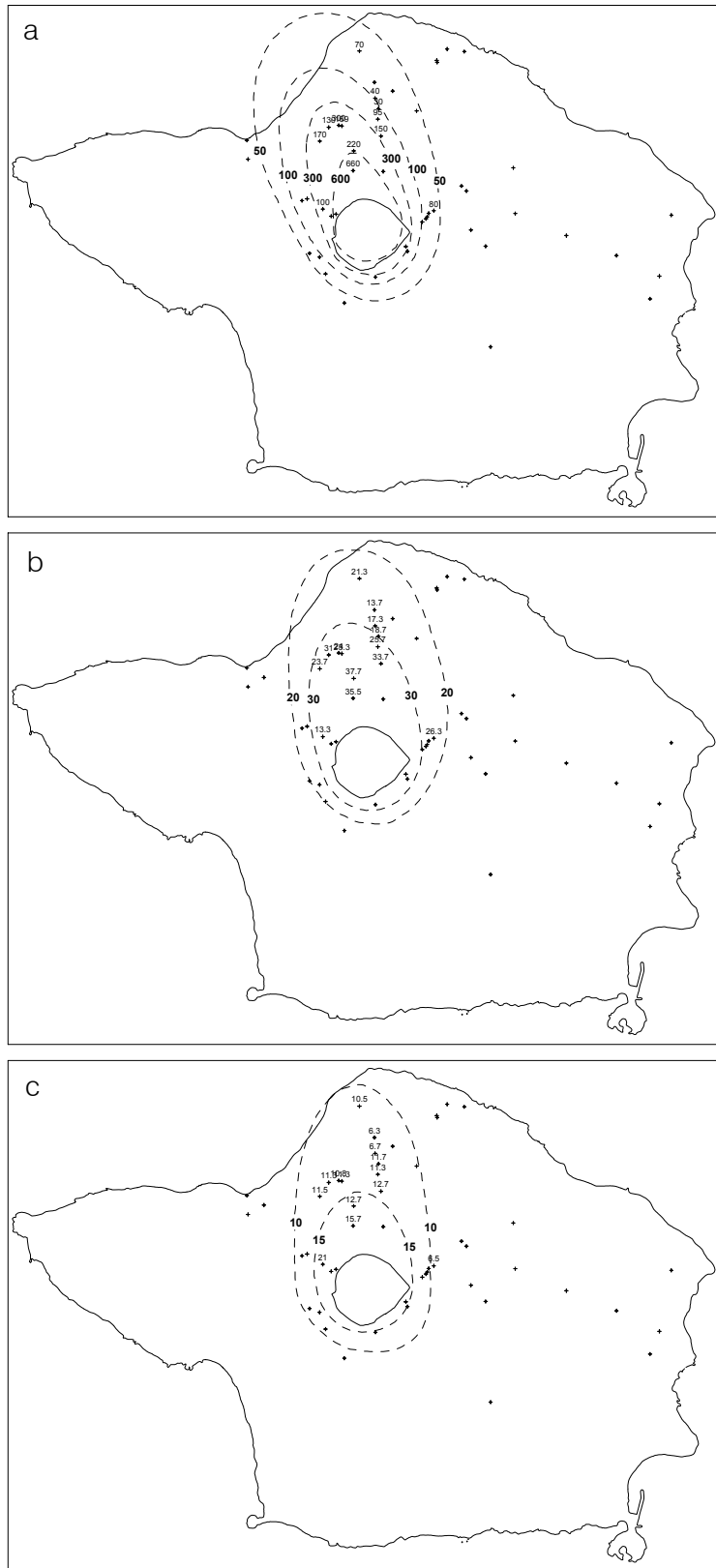


Fig. 4.46 - Mapas de isopacas e isopletas, em cm, de C11L1: (a) isopacas; (b) isopletas de pedra pomes; (c) isopletas de líticos.

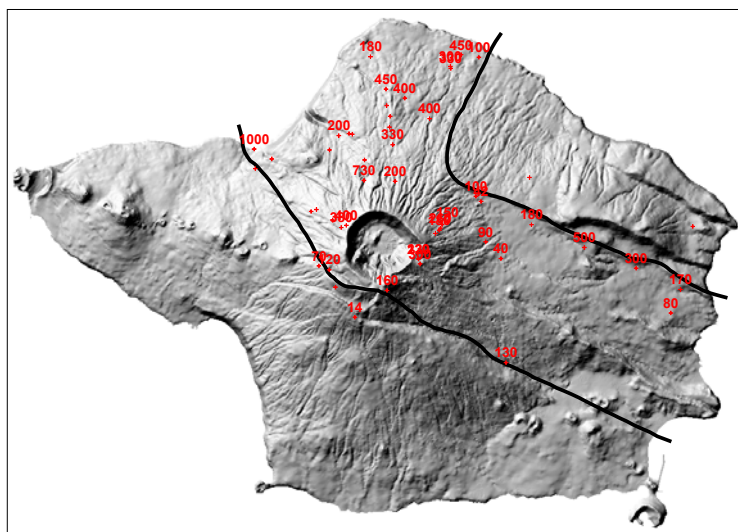


Fig. 4.47 – Distribuição dos produtos de C11A3. Espessuras apresentadas em cm.

O registo eruptivo de C11A3 não permite estabelecer a sequência cronológica entre os eventos que deram origem aos produtos do eixo ESE e os que estão na origem do eixo N. Admite-se, no entanto, que os produtos do eixo N, caracterizados pelo elevado teor de líticos, correspondem à primeira fase de abertura da caldeira e a sua dispersão orientada a N prende-se com a assimetria do evento que abriu a caldeira, pois o seu bordo a N é significativamente mais baixo do que nos restantes quadrantes. Neste caso, a destruição do lado N do topo do vulcão central não só explica a dispersão dos primeiros produtos de C11A3 como a sua riqueza em líticos. O alargamento da cratera, resultante desta primeira fase, favoreceu, igualmente, o desenvolvimento de novas escoadas piroclásticas, que fluíram em direcção a ESE, canalizadas pelo *graben* de Pedro Miguel

Quanto ao mecanismo eruptivo que está na base de C11A3, a abundância de pedra pomes bem vesiculada e pouco densa demonstra a importância da fragmentação por explosão magmática, resultante da expansão dos seus voláteis. Esta observação é confirmada pela análise morfológica das cinzas da matriz de C11A3 (Foto 4.7). Na verdade, estas cinzas são compostas maioritariamente por clastos bem veiculados e *shards*, resultantes das paredes das vesículas, embora se encontrem também alguns clastos pouco vesiculados.

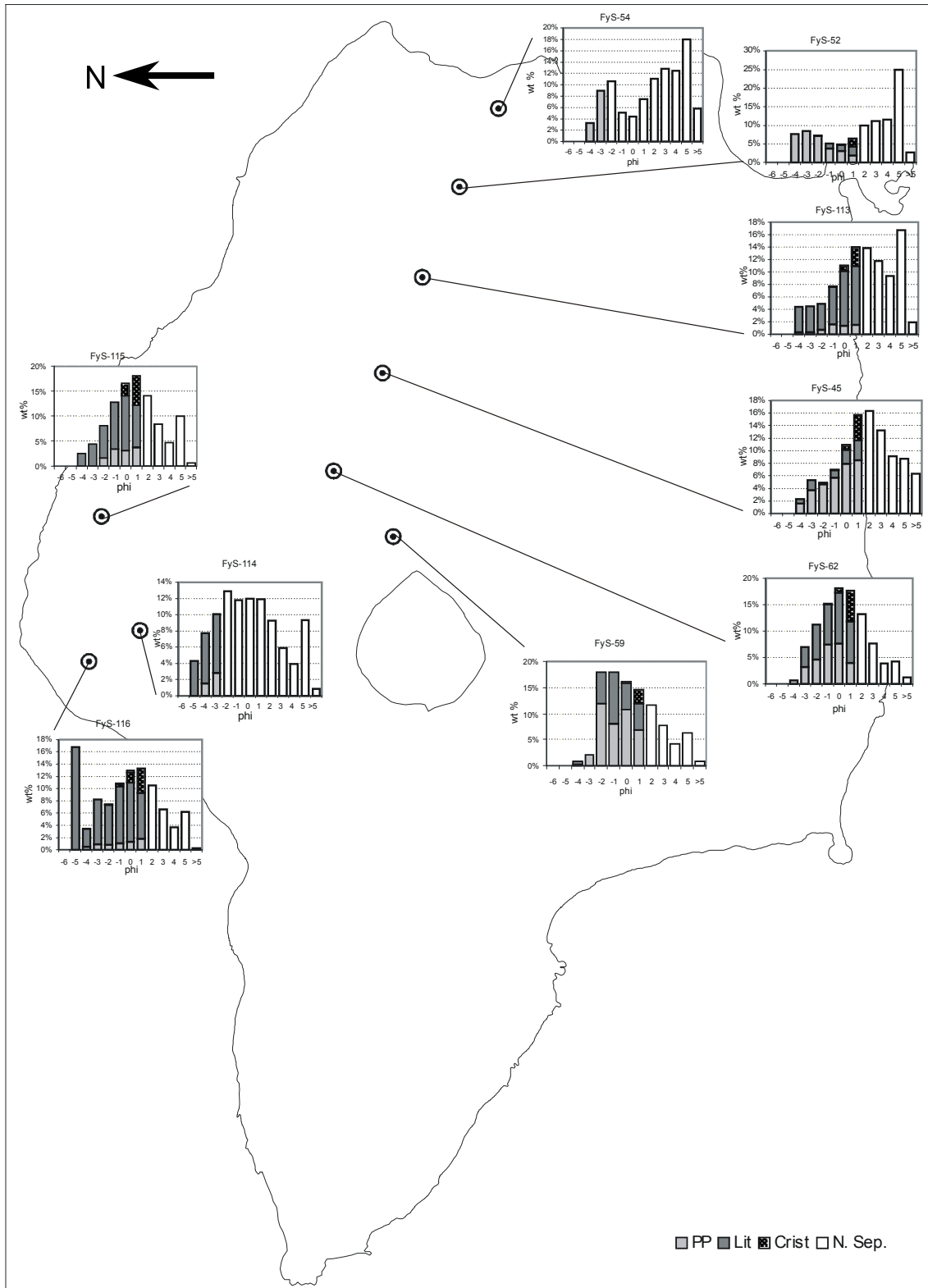


Fig. 4.48 – Distribuição granulométrica de amostras de canal dos depósitos de escoadas piroclásticas e surges da unidade C11A3. As amostras representam apenas parte da variação vertical do depósito pois não foi possível a amostragem integral da base ao topo do depósito em cada afloramento.

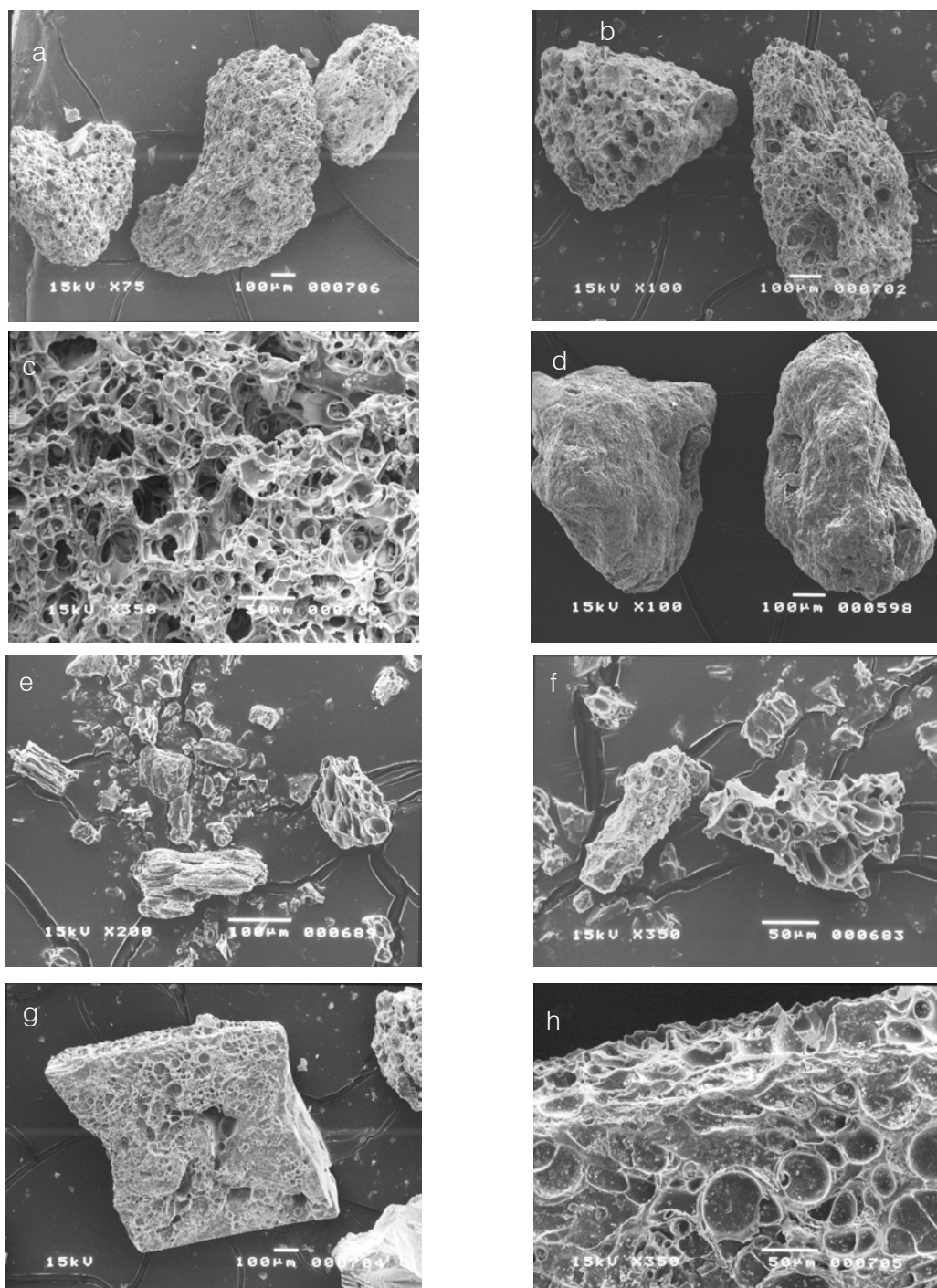


Foto. 4.7 – Fotografia de microscópio electrónico de varrimento de cinzas de C11A3: (a) e (b) clastos pomíticos bem vesiculados; (c) detalhe de um clasto bem vesiculado; (d) clastos densos e pouco vesiculares com arredondamento; (e) e (f) conjuntos de clastos pomíticos e *shards* resultantes da fragmentação das paredes das vesículas; (g) fenocristal com um fino revestimento de vidro vesicular (*bubble-wall texture*); (h) detalhe do revestimento do cristal de (g).

O volume total desta erupção, avaliado com base nas espessuras do depósito medidas em terra é de cerca de  $0,13 \text{ km}^3$ . No entanto, este valor está muito subestimado porque não conta com o volume de *surges* e ignimbritos de C11A3 depositados no mar. De facto, admitindo que esta erupção foi a responsável pela abertura da caldeira o seu volume deverá ter sido, no mínimo, próximo do volume da depressão criada, isto é, cerca de  $0,7 \text{ km}^3$  (II.2.2), o que equivale a uma magnitude (Pyle, 2000) entre 4,4 e 4,7, constituindo a maior erupção dos últimos 16 000 anos na ilha do Faial. Na verdade, o volume total do depósito, considerando os líticos e a fracção juvenil, deverá ser ainda significativamente maior do que  $0,7 \text{ km}^3$ .

#### IV.2.1.1.10 DEPÓSITO C12

O depósito C12 aparece num número muito reduzido de afloramentos, onde é constituído predominantemente por cinzas e algum *lapilli* fino. Atendendo à actual distribuição do depósito, encontrado preferencialmente no quadrante N do vulcão onde atinge os 100 cm de espessura a 2,8 km da fonte (Fig. 4.49), admite-se que a sua distribuição terá sido orientada a N.

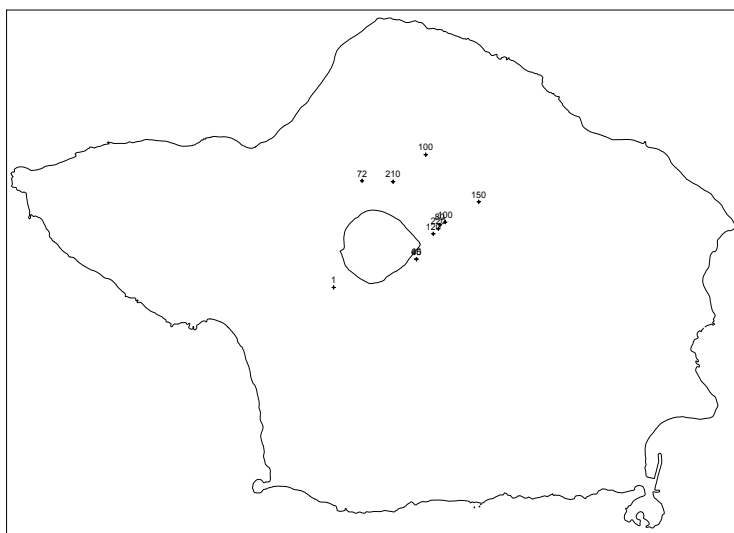


Fig. 4.49 - Mapa com a localização dos afloramentos e espessuras de C12. Valores das espessuras indicados em cm.

A sua reduzida exposição sugere que esta terá sido uma erupção de baixa magnitude com produção de um diminuto volume de magma. Não obstante, a análise química da pedra pomes deste depósito mostra duas composições ligeiramente diferentes (IV.2.1.2).

#### **IV.2.1.1.11 DEPÓSITOS C13 E C14**

Os depósitos C13 e C14 não estão expostos fora da caldeira. C13 corresponde ao depósito de uma pequena erupção ocorrida no fundo da caldeira; C14 foi a erupção mais recente do Vulcão da Caldeira. Tratou-se de uma erupção freática (ou freatomagmática) desencadeada por uma importante crise sísmica relacionada com a erupção dos Capelinhos.

A referida crise sísmica iniciou-se a 12 de maio de 1958, atingiu o seu auge a 12 e 13 de Maio, prolongando-se depois, com menores intensidades até finais de Junho (Machado, 1959a). Segundo Machado (1959a) a erupção freática (ou freatomagmática) terá ocorrido pelas 00 h 35 m do dia 14 de Maio e foi acompanhada por um estrondo ouvido na povoação dos Flamengos, tendo-se depositado uma fina camada de cinzas claras no flanco ESE do vulcão central.

No interior da caldeira surgiu um campo fumarólico (Foto 3.29) com diversas saídas de vapor e com “jactos de lama” que atingiram os 30 m de altura (Machado, 1959a; Zbyszewsky, 1960; Lobão, 1999). A parte E do lago existente no interior da caldeira secou (Zbyszewsky, 1960).

#### **IV.2.1.2 GEOQUÍMICA**

As rochas analisadas correspondem a traquitos e benmoreítos (Fig. 4.50), cuja origem, dado o comportamento de determinados elementos químicos como o Ba, o Sr, o P e o

Ti, que exibem fortes anomalias negativas, se pode atribuir ao fenómeno da cristalização fraccionada (Fig. 4.51).

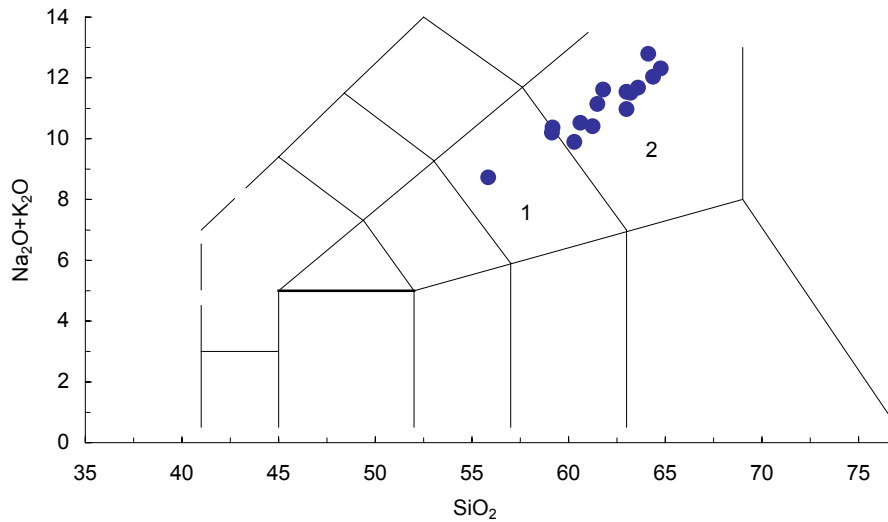


Fig. 4.50 – Classificação de amostras do Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros com base no diagrama  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  (Le Bas *et al.*, 1986). 1 – Traquiandesitos; 2 – Traquitos.

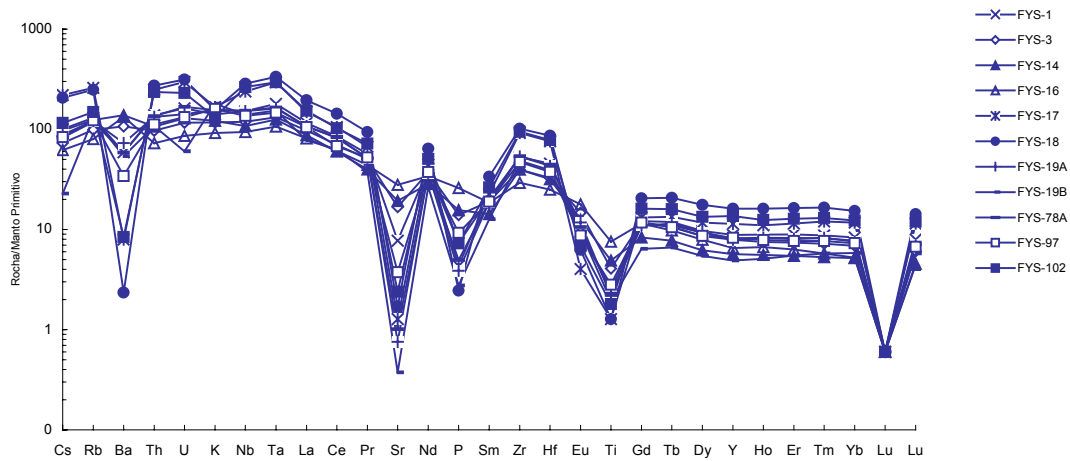


Fig. 4.51 – Diagrama de elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) para rochas do Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros.

Na sequência da estratigrafia estabelecida para o Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros, procurou-se traçar um paralelismo entre a história eruptiva e a evolução química do sistema a ele associado. Neste contexto, projectaram-se as idades das rochas *versus*  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  (Fig. 4.52), tendo-se inferido que:

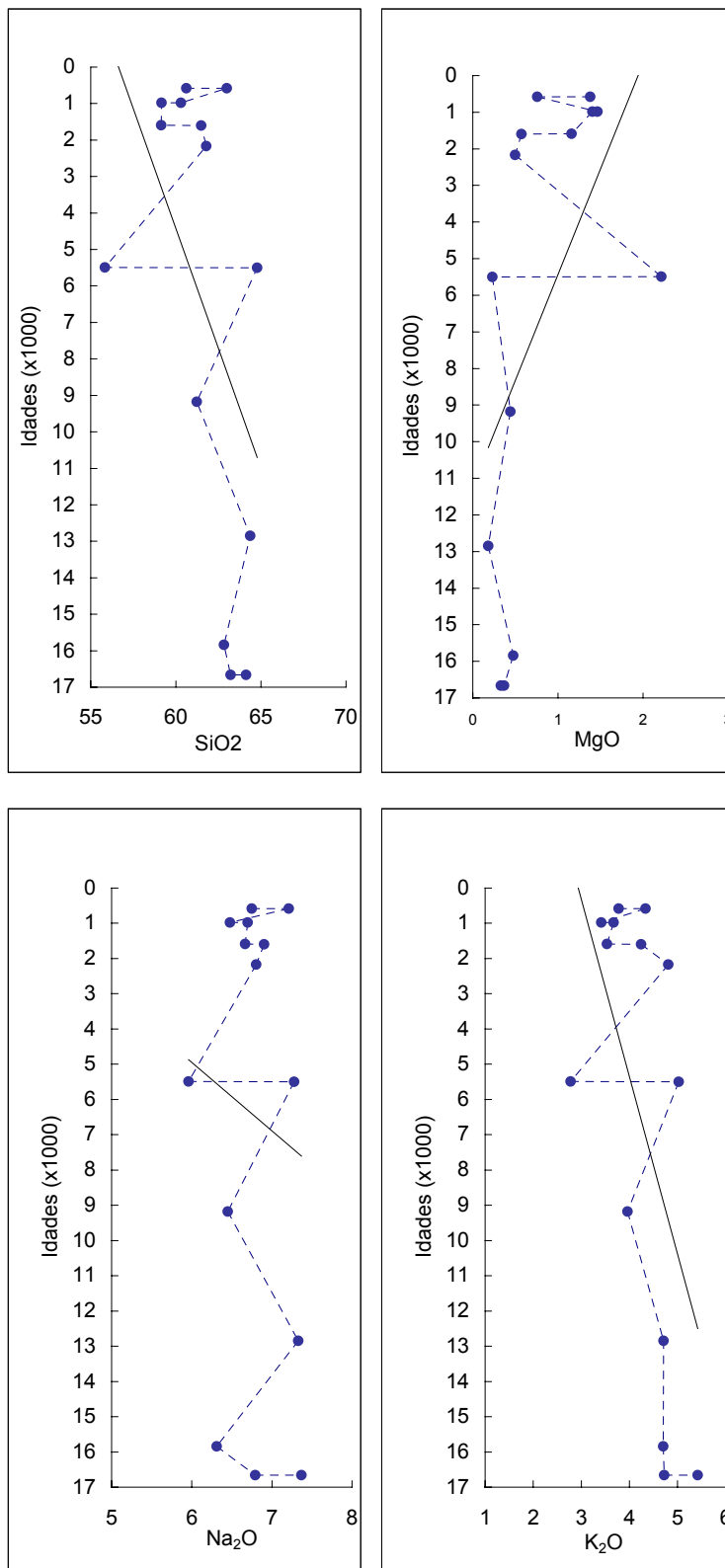


Fig. 4.52 – Variação dos teores (em %) de SiO<sub>2</sub>, MgO, Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O na sequência eruptiva do Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros e respectivas linhas de tendência.

- a) se observa uma tendência geral para composições menos evoluídas de há cerca de 16.000 anos até à actualidade;
- b) a existência de variações químicas, algo bruscas, de erupção para erupção sugere ter havido realimentação da câmara magmática;
- c) dentro de uma mesma erupção, a sequência dos produtos expulsos leva a admitir estarmos perante o esvaziamento de um reservatório magmático composicionalmente estratificado.

## IV.2.2 ACTIVIDADE NA PENÍNSULA DO CAPELO

A Formação do Capelo, na Península do Capelo, é constituída por diversos cones de escórias, cones de tufos e escoadas lávicas, tendo-se identificado nesta formação 23 aparelhos vulcânicos, edificados no decurso de erupções do tipo havaiano, estromboliano ou surtseiano.

A reduzida dispersão dos produtos destas erupções e, conseqüentemente, a sua diminuta sobreposição, não permite o estabelecimento de uma estratigrafia detalhada. Não obstante, os trabalhos desenvolvidos no Vulcão dos Capelinhos permitiram conhecer a estratigrafia fina dos seus depósitos e contribuíram para a compreensão dos processos vulcânicos envolvidos nesta erupção.

### IV.2.2.1 “CAPELINHOS 1957-58, FAIAL, AZORES: DEPOSITS FORMED BY AN EMERGENT SURTSEYAN ERUPTION”

Artigo publicado no Bulletin of Volcanology.

Bull Volcanol (2001) 63:204–220  
DOI 10.1007/s004450100136

RESEARCH ARTICLE

P.D. Cole · J.E. Guest · A.M. Duncan  
J.-M. Pacheco

## Capelinhos 1957–1958, Faial, Azores: deposits formed by an emergent surtseyan eruption

Received: 15 April 2000 / Accepted: 8 February 2001 / Published online: 19 May 2001  
© Springer-Verlag 2001

**Abstract** The 1957–1958 eruption of Capelinhos, Faial island, Azores, involved three periods of surtseyan, hydromagmatic activity: two in 1957 and one in 1958. Deposits from this eruption are exposed both in sea cliffs cut into the flanks of the tuff cone and more distally >1 km from the vent. Five lithofacies are identified: lithofacies I is composed of even thickness beds with laterally continuous internal stratigraphy and is interpreted to have been formed by fallout. Lithofacies II consists of beds with internally discontinuous lenses, and has sand-wave structures that increase in abundance toward the outer margins of the tuff cone. This lithofacies is interpreted as having been deposited from pyroclastic surges. Lithofacies III is composed of mantle-bedded deposits with laterally discontinuous internal stratigraphy. This lithofacies is interpreted to have been formed by hybrid processes where fallout of tephra occurred simultaneously with pyroclastic surges. In the outer flanks of the tuff cone, lithofacies III grades laterally into fallout beds of lithofacies I. Lithofacies IV consists of alternating beds of coarse ash aggregates and non-aggregated fine ash, and is particularly well developed in distal regions. Some of this facies was formed by fallout. Alternating beds also occur plastered against obstacles up to 2 km from the vent, indicating an origin from wet pyroclastic surges. The orientation of plastered tephra indicates that the surges were deflected by topography as they decelerated. The distinction between surge and fallout in distal regions is uncertain because wind-drifted fallout and de-

celerating surge clouds can generate similar deposits. Lithofacies V consists of scoria lapilli beds interpreted to be fallout from hawaiian-style fire-fountaining in the later stages of the eruption. Juvenile pyroclasts within hydromagmatic deposits are predominantly poorly vesicular (25–60% of clasts <30% vesicles). However, on both micro- and macroscopic scales, there is a wide range in clast vesicularity (up to 70% vesicles) indicating that, although fragmentation was predominantly hydromagmatic, vesiculation and magmatic-volatile-driven fragmentation operated simultaneously.

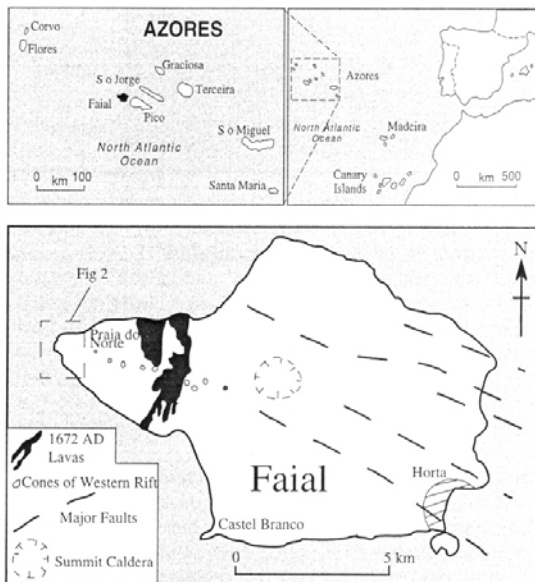
**Keywords** Capelinhos · Azores · Surtseyan · Tuff cone · Hydromagmatic · Pyroclastic surges · Fallout

Editorial responsibility: J. McPhie

P.D. Cole (✉) · A.M. Duncan  
Centre for Volcanic Studies, Faculty of Science,  
Technology and Design, University of Luton, Park Square,  
Luton LU1 3JU, UK  
e-mail: paul.cole@luton.ac.uk  
Fax: +44-1582-489212

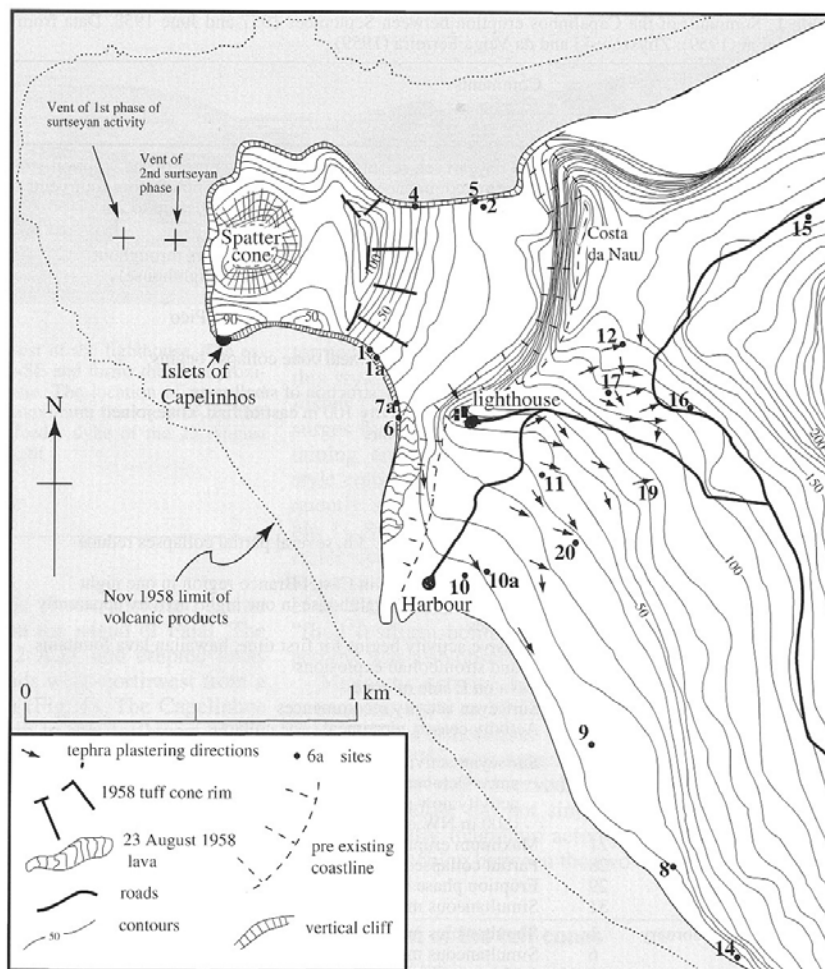
J.E. Guest  
Department of Geological Sciences, University College London,  
Gower Street, London, WC1E 6BT, UK

J.-M. Pacheco  
Department of Geociencias, Universidade dos Açores,  
Ponta Delgada, Azores, Portugal



**Fig. 1** Location map of Faial Island and the Azores. The area affected by lava flows of the previous eruption in 1672 A.D. are also shown. The location of Fig. 2 is indicated

**Fig. 2** Map of Capelinhos volcano and surrounding area showing sites referred to in text. Orientations of plastered surfaces are shown with *arrows*



**Introduction**

The 1957–1958 eruption of Capelinhos volcano, Faial, Azores (Fig. 1), was a classic surtseyan event in which rising basaltic magma came into contact with sea water to produce explosive activity. Extensive photographic and written documentation of the eruption exists (Castello Branco et al. 1959; Zbyszewski and da Veiga Ferreira 1959; Machado 1958a, 1958b; Machado et al. 1959; Waters and Fisher 1971). The first two tuff cones formed in 1957 were rapidly destroyed during the eruption; however, the tuff cone that formed in 1958 still remains and is well exposed in wave-cut cliffs.

Although the eruption of Surtsey in Iceland between 1963 and 1966 gave rise to the name for this style of volcanism, there are only brief descriptions of its subaerial deposits (e.g. Sheridan 1971; Walker and Croasdale 1972; Moore 1985, 1987; Lorenz 1974a, 1974b; Heiken and Wohletz 1985; Kokelaar 1983, 1986, 1987). Prod-

ucts of the Capelinhos eruption are at present well exposed (Fig. 2) and, in contrast to those of Surtsey, are relatively accessible. Furthermore, because the Capelinhos eruption occurred immediately adjacent to the island of Faial (Fig. 1), relatively distal subaerial deposits were preserved. The Capelinhos products are, nevertheless, being rapidly eroded; only 30% by area of the 1958 tuff cone now exists, and in a few decades it is likely that little of the products of this eruption will remain (Cole et al. 1996).

Herein we describe in detail the currently exposed pyroclastic products of Capelinhos in both proximal and distal locations and attempt to link the field characteristics of the products with some of the photographic and written documentation of the eruption. We infer the eruptive processes responsible for this activity and the emplacement mechanisms involved in formation of the deposits.

206

**Table 1** Summary of the Capelinhos eruption between September 1957 and June 1958. Data from Machado (1958a, 1958b); Castello Branco et al (1959); Zbyszewski and da Veiga Ferreira (1959)

|   |           |   | Comments   | Tuff cone height (m) |     |     | Tephra<br>Finger jet<br>height (m) |     |
|---|-----------|---|--|----------------------|-----|-----|------------------------------------|-----|
|   |           |   |  | SW                   | SE  | NE  |                                    |     |
| First phase<br>of surtseyan<br>activity     | September | 1957  | 3–4 days of felt seismic activity before onset of the eruption   |                      |     |     |                                    |     |
|   |           | 27  | Eruption commences, submarine activity noted from four vents   |                      |     |     |                                    |     |
|   |           | 29  | Eruptive phases 20–30 min long with repose up to 2 h   |                      |     |     |                                    |     |
|   | October   | 5   |  |                      | 80  |     |                                    |     |
|   |           | 10  | Cone open to SW, surtseyan activity occurs throughout the month (vent is 1200 m NW of the lighthouse)  |                      | 100 | 71  | 1000                               |     |
|   |           | 19  |  |                      |     |     | 800                                |     |
|   | 20–26     | Intensity of activity increases, ashfall on Pico and Sao Jorge island                                     | 100  |                      |     |     |                                    |     |
|   | 26        | Activity wanes, piecemeal cone collapse begins  |  |                      |     |     |                                    |     |
| Second<br>phase of<br>surtseyan<br>activity | November  | 4–5   | Construction and destruction of small cone   |                      | 7   |     |                                    |     |
|   |           | 10  | New centre of activity 100 m east of first, cone joined to Faial by isthmus  |                      | 20  |     | 400                                |     |
|   |           | 16  | Cone open to W   |                      |     | 58  | 45                                 | 700 |
|   |           | 18  |  |                      | 61  |     |                                    |     |
|   |           | 22  |  | 100                  |     |     | 800                                |     |
|   |           | 30  |  | 100                  |     |     |                                    |     |
|   | December  | 7   | Eruptive phase max. 3 h, several partial collapses reduce cone height  |                      |     |     |                                    |     |
|   |           | 10–11   | 10.5 cm of ash falls in Castel Branco region in one night  |                      |     |     | 1250                               |     |
|   |           | 15–16   | 30 cm of tephra at lighthouse in one night, activity apparently ceases   |                      |     |     | 1000                               |     |
|   |           | 17  | Effusive activity begins for first time, hawaiian lava fountains and strombolian explosions  |                      |     |     |                                    |     |
| 18  |           | Lava on E side of cone  | 79   | 60                   |     |     |                                    |     |
| 19  |           | Surtseyan activity recommences  |  |                      |     |     |                                    |     |
|   | 29        | Activity ceases, piecemeal cone collapse  |  |                      |     |     |                                    |     |
| Third phase<br>of surtseyan<br>activity     | January   | 1958  | Surtseyan activity gradually increases in intensity; since October centre of activity has moved 300 m east, activity now centred on position of December lava (800 m NW of the lighthouse) |                      |     |     | 1200                               |     |
|   |           | 21  | Maximum eruption phase 4.5 h   |                      |     |     | 900                                |     |
|   |           | 28  | Partial collapses of cone reported at many times during January  | 78                   | 70  | 39  |                                    |     |
|   |           | 29  | Eruption phase max. 9 h  |                      |     |     |                                    |     |
|   |           | 31  | Simultaneous magmatic and surtseyan activity   |                      |     |     | 650                                |     |
|   | February  | 1   | Simultaneous magmatic and surtseyan activity   |                      |     |     | 650                                |     |
|   |           | 6   | Simultaneous magmatic and surtseyan activity   |                      |     |     |                                    |     |
|   |           | 9–10  | 1.55 m of ashfall in one night at lighthouse, ashfall over whole island  |                      |     |     |                                    |     |
|   |           | 14  | Maximum eruption phase 11 h  |                      |     |     |                                    |     |
|   | March     | 21  |  | 96                   | 45  | 98  | 1300–1400                          |     |
|   |           | 6   | Simultaneous magmatic and surtseyan activity   |                      |     |     |                                    |     |
|   |           | 18  |  | 97                   | 90  | 27  | 1800                               |     |
|   | April     | 23–24   | 1.9 m of ashfall at lighthouse in one night  |                      |     |     |                                    |     |
|   |           | 15  |  | 110                  |     | 151 |                                    |     |
|   | May       | 20  | Simultaneous magmatic and surtseyan activity   |                      |     |     | 950                                |     |
| 23  |           | Strong effusive activity, lava to the SW, violent magmatic activity                                       |  |                      |     |     |                                    |     |
|   |           | Large angular block production; surtseyan activity declines   |  |                      |     | 750 |                                    |     |
| June to<br>September                        | 12        | Lava flows on the west side of the cone   |  |                      |     |     |                                    |     |
|   | 13        | Seismic crisis begins   |  |                      |     |     |                                    |     |
|   | 14        | Explosion inside the main caldera of Faial island. Intense magmatic activity, more distal magmatic ejecta |  |                      | 152 |     |                                    |     |
| October                                     | 24        | Effusive activity continues   |  |                      |     |     |                                    |     |
|   |           |   | Eruptive activity ceases   |                      |     |     |                                    |     |



**Fig. 3** Exposure occurring to the west of the lighthouse. The exposed face runs approximately NW–SE and forms the most proximal exposed sections of the tuff cone. The location of measured sections in Fig. 4a are shown. The maximum thickness of the tuff cone is approximately 50 m. The feeder dyke of the 23 August 1958 lava flow is visible in the far right

### The 1957–1958 eruption

The Capelinhos eruption is one of two historic basaltic eruptions that have occurred on the island of Faial. The first eruption occurred in 1672 A.D. and erupted lavas from a vent on a rift that extends west–northwest from a 2-km-diameter summit caldera (Fig. 1). The Capelinhos eruption began offshore, 1.2 km to the northwest of the lighthouse at the then most westerly point of Faial island, on 27 September 1957 (Fig. 2; Table 1). The depth of the sea floor is estimated to have been 70 m at this point before the eruption (Machado 1958a). Initially, four vents were active, aligned on a west–northwest/east–southeast trend. The hydromagmatic activity at Capelinhos occurred in three main periods that were 1, 2 and 4 months long, respectively (Table 1). Accounts of the eruption (Castello Branco et al. 1959; Zbyszewski and da Veiga Ferreira 1959) indicated that, during each of the three periods, the hydromagmatic activity occurred in short but relatively continuous bursts, which we term “eruptive phases” (Fisher and Schmincke 1984), separated by periods of repose typically lasting hours. The maximum duration of a single eruptive phase increased with time during the hydromagmatic activity, from approximately 30 min at the beginning of the eruption in late September 1957, to 4.5 and 9 hours in January to 11 hours in February 1958. In addition, the thickness of ash deposited daily increased through the eruption; 30 cm of ash fell at the lighthouse on the night of 10 and 11 December 1957 during the second period; during the third period, 1.5 m fell between 9 and 10 February 1958; and 1.9 m fell at the lighthouse during one night in March 1958 (Table 1). This suggests that eruptive phases were longer in February and March 1958 than during 1957.

Contemporary accounts (Castello Branco et al. 1959; Zbyszewski and da Veiga Ferreira 1959) documented the frequent occurrence of “tephra finger” jets sometimes

termed “cocktail jets” or “cypressoidal jets”, typical of this style of volcanism (Thorarinnsson 1964). Waters and Fisher (1971) described the development of pyroclastic surges by a process of low, probably <1-km-high, fountain-style eruption columns. Higher, continuous uprush-style columns, sometimes >1 km in height, occurred frequently and were often sustained for several hours (Table 1). Such continuous uprush columns were partly incandescent at night and “luminosity” was observed several times during hydromagmatic activity (Castello Branco et al. 1959). The production of incandescent scoria and “fluid fusiform bombs” at times during hydromagmatic activity was also observed (Castello Branco et al. 1959).

Magmatic activity, both explosive and effusive, first occurred as early as 17 December 1957 (Castello Branco et al. 1959). Furthermore, several times between January and March 1958 simultaneous magmatic and hydromagmatic activity was observed (Table 1). Hydromagmatic activity therefore did not simply wane and become replaced by fully magmatic activity; instead, there was a repeated switching between the two styles.

### Development of the tuff cones

Tuff cones were built by all three periods of hydromagmatic activity and each was formed progressively in a more easterly direction (Fig. 2). Maps of the tuff cones drawn at approximately 1-month intervals document their growth (Machado 1958a, 1958b; Machado et al. 1959). Heights of different sectors of the cone taken from these maps are included in Table 1 and show that the tuff cones grew asymmetrically. The positions of the highest points on the cones were variable and were not restricted to particular sectors (Table 1). The changes can

**Fig. 4 a** Measured sections from within the southern flank of the tuff cone. Distance and direction from vent is shown at the top of each section. **b** Measured sections from the eastern flank of the tuff cone. Weight percent grain-size histograms are shown. Sample numbers that correspond to those in Fig. 14 are shown in the upper right of the histograms. *Inset* shows location of east flank sections looking from east from the eastern rim of the tuff cone ‘P’ = tephra plastered against pre-existing cliff face. In both **a** and **b** open/unshaded clasts=vesicular scoria, and shaded/closed symbols=poorly vesicular clasts. For location of sections see Figs. 2 and 3

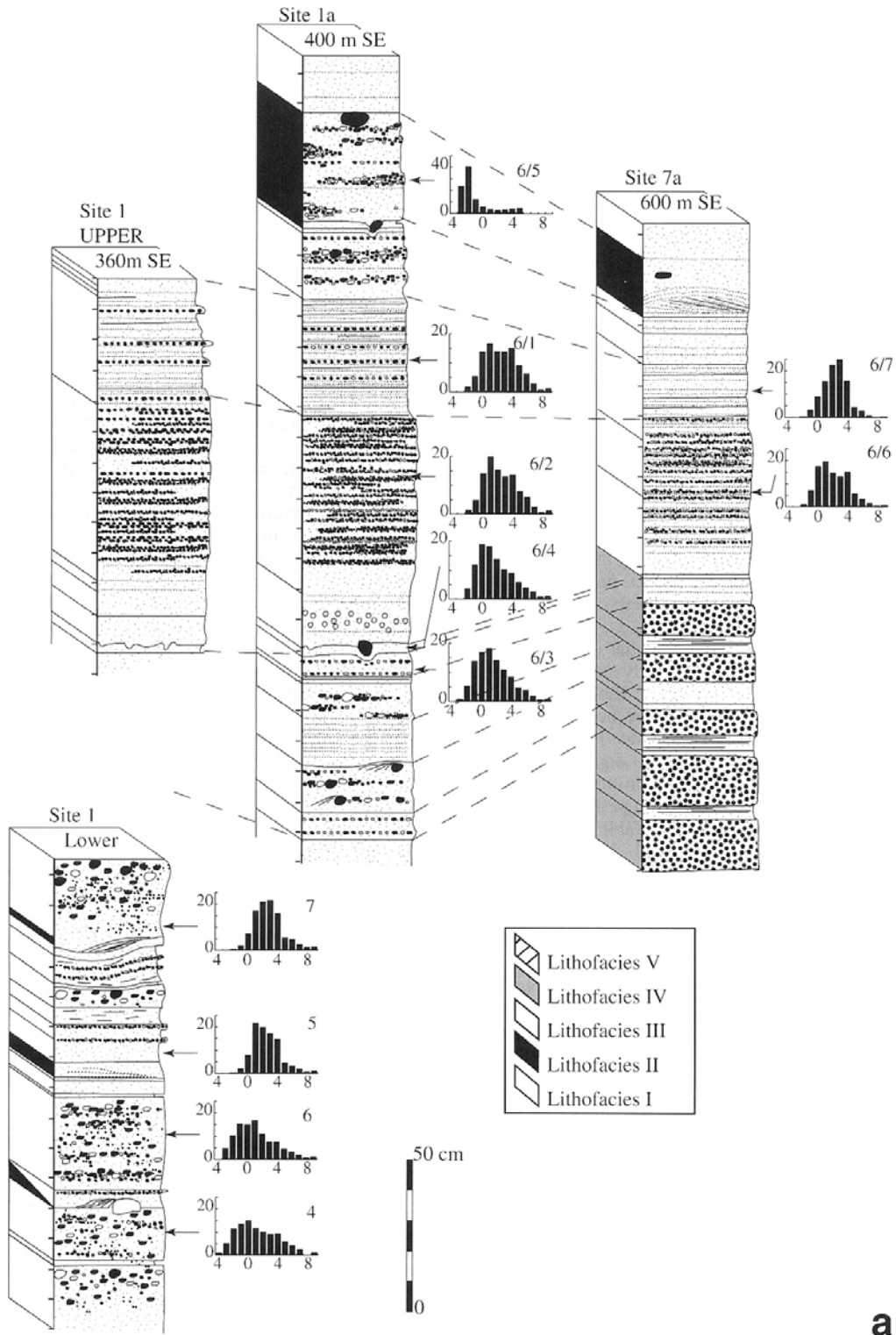


Fig. 4a Legend see page 207

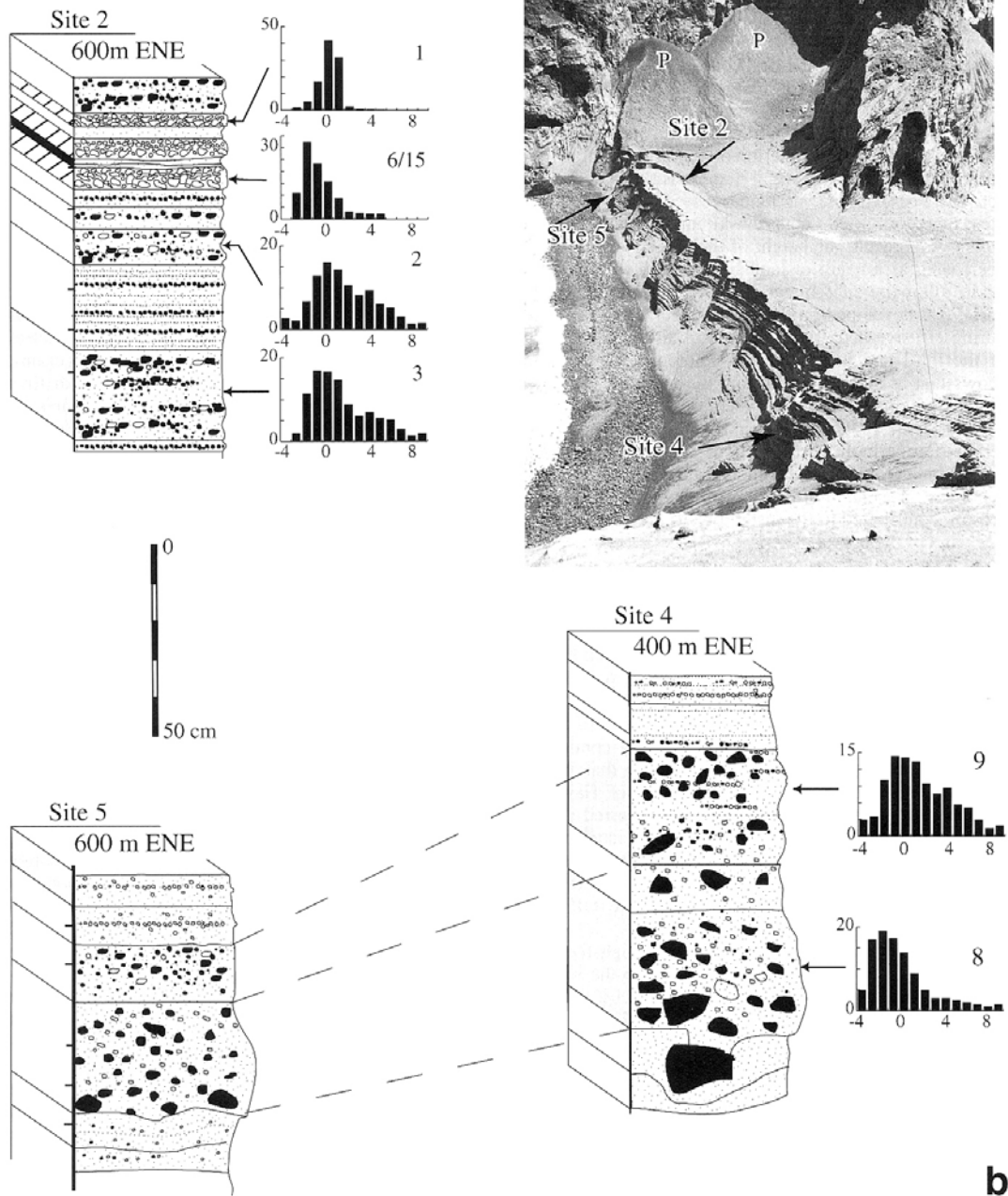


Fig. 4b Legend see page 207

210

be correlated with the prevailing wind directions for Faial island (Agostinho 1941).

Tuff cones formed by the two initial periods of hydromagmatic activity in 1957 were destroyed by numerous partial collapses. These collapses were most frequent when the cones were large and as the eruptive activity waned. Destruction of the first cone occurred over 8 days between 24 October and 1 November 1957, with collapses occurring in different sectors at various times (Castello Branco et al. 1959). Landslides and partial collapses both within the interior of the crater and on the outer flanks also took place at numerous times during the activity. For example, in January 1958, 15 partial collapses were reported (Zbyszewski and da Veiga Ferreira 1959). As a result, the height of the tuff cone fluctuated, decreasing as a result of landslides, and then increasing again following subsequent activity (Table 1). The lava apron that developed on the western and northern flanks during effusive activity later in 1958 aided preservation of the third and last tuff cone. Photographic evidence shows that at many times during the eruption, the outer flanks of the tuff cone were undercut by the sea (Castello Branco et al. 1959; Zbyszewski and da Veiga Ferreira 1959). Furthermore, breaching of the three cones occurred on the unprotected open-sea facing sides to the southwest, west and northwest. This suggests that marine erosion contributed to the instability, at least on the exterior parts of the cones.

In May 1958 hydromagmatic activity at Capelinhos was replaced by predominantly magmatic activity as seawater was effectively excluded from the vent. This change coincided with a seismic crisis that began on 12 May, the epicentre of which was at Praia do Norte (Fig. 1). During magmatic activity lava fountains up to 500 m in height formed a 150-m-high spatter cone within the crater of the tuff cone (Fig. 2; Zbyszewski and da Veiga Ferreira 1959). The magmatic activity occurred as relatively continuous fountains and produced Pele's hair indicating that at least some of this activity was fire fountaining of Hawaiian style. At other times, magmatic activity occurred as discrete probably strombolian explosions. In the latter part of May 1958, lavas were extruded and moved to the northwest and in June to the north. On 23 August 1958, lava was erupted from the southeast flank of the tuff cone (Fig. 2). Activity ceased on 24 October 1958.

Two main, accessible cliff sections through the final tuff cone currently exist. One section lies to the west of the lighthouse and is a north/south-trending cliff that cuts part of the southern flank of the cone (Figs. 2, 3, 4a; sites 1, 1a and 7a). The second section occurs to the north of the lighthouse, oriented in an east-west direction, and represents the cone's eastern flank (Figs. 2, 4b; sites 2, 4 and 5). Beds currently exposed on the southern flank dip at a maximum of 15° away from the vent, whereas those on the eastern flank dip more steeply (up to 30°). The deposits of the tuff cone described here from the southern flank form the lower 15 m of the cliffs (Fig. 3). Deposits from higher levels (>15 m) in the southern flank of the tuff cone are inaccessible. Although detailed docu-

mentation of the upper part of the southern flank was not possible, examination with binoculars indicates that the lower part described here is representative of the whole sequence. Deposits from the middle and upper parts of the tuff cone are documented on the eastern flank (Fig. 4b). From the descriptions of eruptive activity (Castello Branco et al. 1959; Zbyszewski and da Veiga Ferreira 1959), the islets of Capelinhos (Fig. 2) were completely buried by the final tuff cone in March 1958. Based on contemporary documentation (Machado et al. 1959) we infer that the remaining tuff cone described here was formed by the last period of hydromagmatic activity that occurred between January and early May 1958.

Distal deposits of Capelinhos tephra, more than 1 km from the vent, are abundant on the eastern point of Faial island to the east and southeast of the lighthouse (Fig. 2). Representative distal sections are composed of numerous thin beds and laminae in intervals up to several metres thick (e.g. site 10a, Fig. 5). At the base of the sections, dark-grey, reworked tephra is overlain by three distinct sequences of primary tephra which are separated by erosional unconformities (site 10a, Fig. 5). This sequence may record much of the hydromagmatic activity that occurred at Capelinhos.

### Lithofacies

Five lithofacies are identified in the flanks of the tuff cone and more distally on the pre-eruption landmass at Capelinhos.

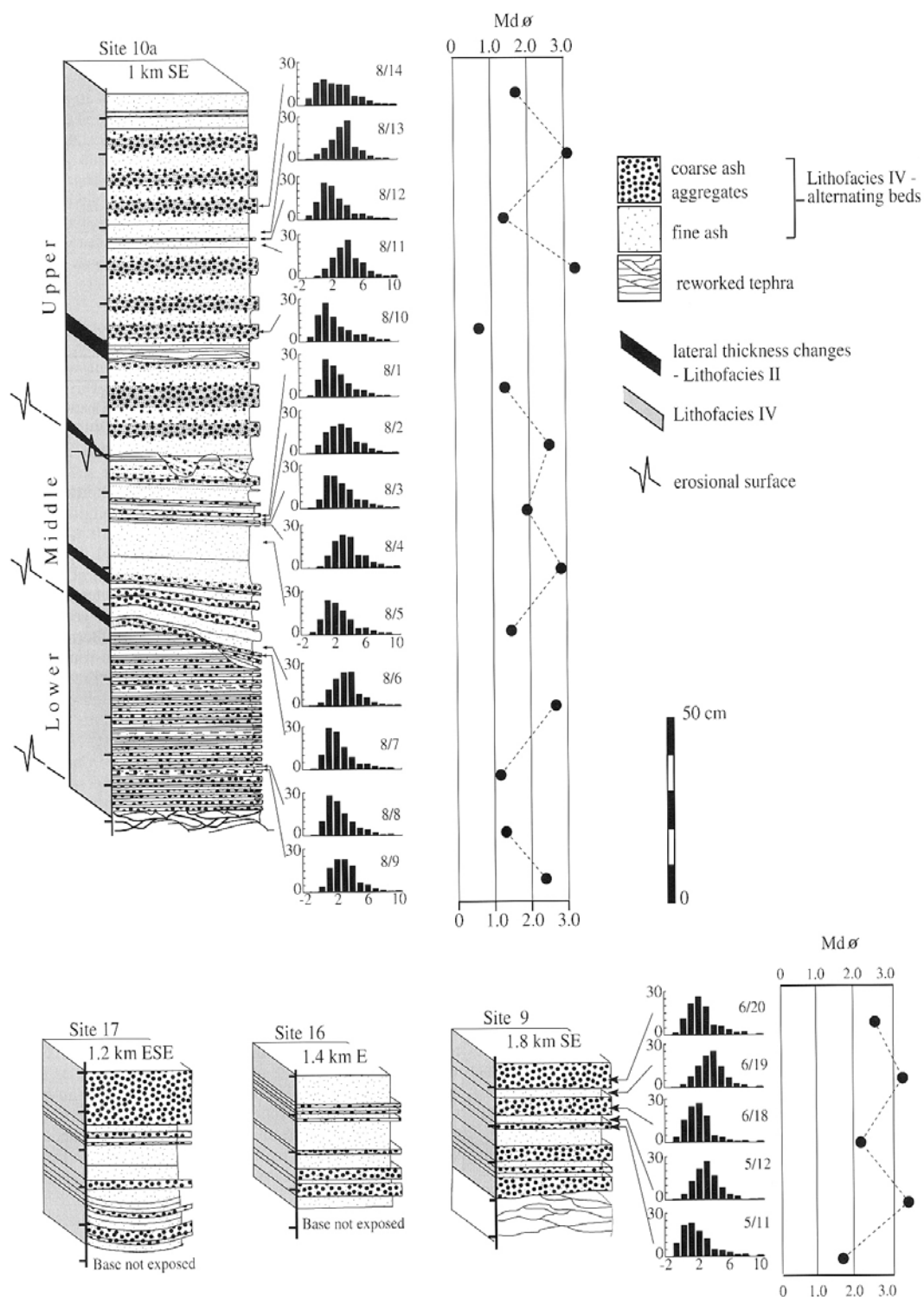
Lithofacies I: even thickness beds, continuous internal stratigraphy

#### Description

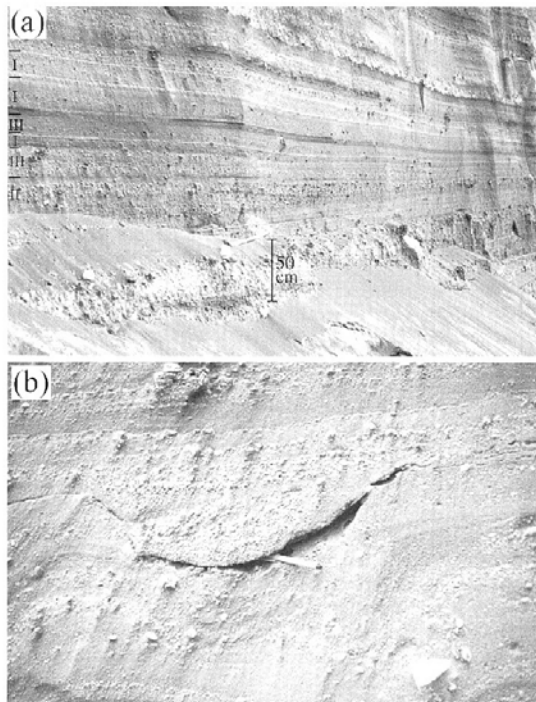
Beds that maintain even thicknesses over several tens of metres radially from the vent characterise lithofacies I (Figs. 4, 6a). Beds are typically <20 cm thick, although some are up to 40 cm. The tephra of this lithofacies ranges in median diameter from 0.5 to 2.0  $\phi$ . Internal stratification is typical and defined by coarser-grained laminae and very thin beds, 0.5–2 cm thick. Some of the coarser laminae consist of single-clast-thick trains. In addition, thin (<10 cm) and thick massive beds also occur and have strikingly even thicknesses over several tens of metres. Locally beds of this lithofacies mantle pre-existing irregularities such as underlying impact sags and rare sandwave bedforms. Ballistic blocks up to 35 cm in size occur locally at the base of this lithofacies in proximal

**Fig. 5** Measured sections from deposits on the pre-eruption landmass >1 km from the vent. Distances from 1958 vent are shown at the top of each section. Weight percent grain-size histograms are also shown with sample numbers shown (*top right*). Tie lines of M<sub>60</sub> connect immediately successive samples. For locations see Fig. 2

PROCESSOS ASSOCIADOS AO DESENVOLVIMENTO DE ERUPÇÕES VULCÂNICAS HIDROMAGMÁTICAS EXPLOSIVAS NA ILHA DO FAIAL E SUA INTERPRETAÇÃO NUMA PERSPECTIVA DE AVALIAÇÃO DO HAZARD E MINIMIZAÇÃO DO RISCO



212

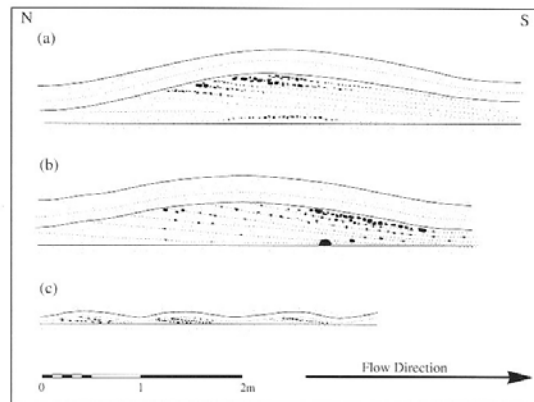


**Fig. 6** a Sequence between sites 1 and 7a. Roman numerals at left refer to lithofacies. Note the even thickness of facies I and III. These beds are interpreted as being formed by fallout. b Impact structure filled by inversely graded lenses of lithofacies II banked against the volcano-facing side. Pen is 15 cm long. Vent is to the left in both photos

locations. Impact structures formed by these blocks are typically asymmetrical, with impact angles  $>45^\circ$ , and blocks locally penetrate up to 50 cm into the underlying deposits (Fig. 6b). The ballistic blocks vary from poorly vesicular basalt to scoria with vesicularities  $>65\%$ . Small “U”-shaped channels or rills,  $<0.5$  cm deep and up to 1.2 cm wide, are cut into the upper surface of many of these beds.

#### Interpretation

The regular bedding, continuous internal stratification over several tens of metres and local mantling of irregularities indicate that this lithofacies is of fallout origin. Subaerial deposits in the tuff cone at Surtsey in Iceland also show even thickness, monotonous beds deposited by fallout (Lorenz 1974b; Moore 1985, p 652; Kokelaar 1986). The ballistic blocks at the base are possibly related to initial explosions. Heavy rain occurred numerous times during the eruption (Castello Branco et al. 1959) and the “U”-shaped rills are interpreted to have been formed by surface runoff of rainfall after deposition.



**Fig. 7a–c** Typical sandwave bedforms near site 7a between 600 and 700 m from the vent. Bedforms occur at several different horizons. See Figs. 2 and 3 for locations

Lithofacies II: undulatory beds, discontinuous internal stratigraphy

#### Description

Lithofacies II is characterised by beds with laterally variable thickness. At sites 350–400 m from the vent, beds are up to 48 cm thick and contain abundant internal lenses, up to 8 cm thick, composed of coarse sub-rounded to rounded lapilli with median diameters greater than  $-2.0 \phi$  (4 mm; sites 1 and 1a; Figs. 2, 3, 4a). Some lenses pinch out over horizontal distances as little as 50 cm. At least one bed is continuous over 200 m from sites 1a to 7a (Figs. 3, 4a). This bed is 38 cm thick at site 1a and thins to 25 cm at site 7a where it is finer grained and sandwave bedforms occur (Fig. 4a). Other sandwave bedforms are present at different levels near site 7a, 600–700 m from the vent (Figs. 2, 4a), but are not observed at more proximal sites. These sandwaves are composed of alternating thin beds and laminae of coarse and fine tephra dipping up to  $6^\circ$  away from the vent (Fig. 7). The thickness decreases and the dip angle increases with each successive lamina away from the vent, such that the sandwaves propagated or migrated away from the vent and are thus progressive bedforms. The laminae are truncated by thin beds that are continuous from stoss to lee side (Fig. 7). The wavelength of the sandwaves varies from 1 to 4.5 m and amplitudes range from 0.1 to 0.5 m. In one sandwave, the grain size of single laminae decrease as they are traced down-current (Fig. 7a). In another sandwave, the grain size of each successive lamina increases so that the coarsest part occurs immediately below the truncation surface (Fig. 7b). The continuous beds above the truncation surface of the sandwave are typically finer-grained compared with lamina below.

Discontinuous lenses composed of alternating coarse and fine-grained tephra are also abundant within small depressions of impact sags in the tuff cone. Up to five,

coarse, locally inversely graded, sigmoidal-shaped lenses <25 cm in length, occur banked against volcano facing surfaces of the impact depressions and define a regressive bedform (Fig. 6b). In addition, small regressive sandwave bedforms are present in tephra plastered vertically against the old cliff face immediately below the lighthouse. These sandwaves are composed of numerous lenses <1 cm thick and 15 cm long. Rare examples of low-angle cross-stratification that do not form sandwave bedforms were also recognised (Fig. 4a; site 1 lower). Such cross-stratification typically occurs in lenses up to 5 cm thick.

*Interpretation*

The low-angle cross-stratification and sandwave bedforms are typical of deposits formed by turbulent, low-particle concentration, pyroclastic surges (Fisher and Waters 1970; Crowe and Fisher 1973; Wright et al. 1980). The presence of sandwaves plastered against the old cliff face below the lighthouse testifies that some surges impacted the cliff and were partly deflected upwards.

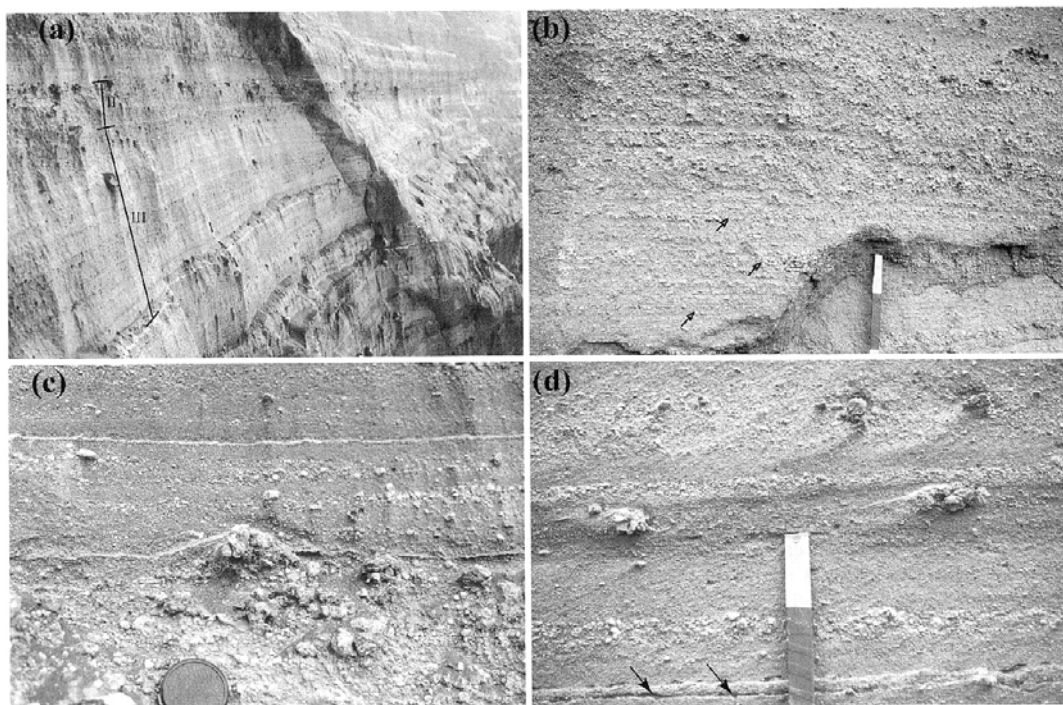
The higher abundance of sandwaves at more distal locations in the tuff cone (Fig. 4a, site 7a) is similar to that described from Korean tuff rings (Sohn and Chough 1989; Chough and Sohn 1990; Sohn 1996). Particle concentration was sufficiently low at distal locations to allow grain segregation and the formation of the sandwave bedforms (Sohn and Chough 1989).

**Lithofacies III:** even thickness, discontinuous internal stratigraphy

*Description*

Lithofacies III is composed of beds that retain an even thickness radially away from the vent over distances of several tens of metres (Fig. 8a). Single beds are between 5 and 120 cm in thickness, with a mean thickness of 20 cm. These beds show discontinuous internal stratification typically defined by coarser lenses up to 4 cm thick (Figs. 4a, 8b, c). Coarse clasts within these lenses are up to 5 cm in diameter and show slight rounding. These coarse-clast-rich lenses are between 10 and 150 cm long. Beds of this lithofacies vary widely in me-

**Fig. 8** **a** View looking south (down-current) from site 1a showing the laterally continuous nature of lithofacies III. **b** Lithofacies III showing discontinuous lenses of coarser tephra within an otherwise continuous bed within the tuff cone at site 1 upper (Fig. 3). Light-coloured end of scale bar is 5 cm long. Arrows point to discontinuous lenses. **c** Tephra banked against the vent-facing side of an outsized clast protruding from the top of a bed of facies type III (lower section, site 1, Fig. 2). Two beds of facies III overlie the outsized clast and show discontinuous coarse lenses within beds of regular thickness. **d** Lithofacies III: tephra banked against outsized clasts occurring within otherwise mantling continuous beds. Location shown in Fig. 6b. Vent is to the left. Light-coloured end of scale bar is 5 cm long. Arrows point to small channels formed by runoff, Vent is to left in all photographs



214

dian diameter from  $-2.5$  to  $2.0 \phi$ . Inverse grading is common, but rare normal grading is also present (Fig. 4a, b). The discontinuous stratification, present 350–400 m from the vent, grades into continuous stratification more distally (Fig. 4a, between sites 1a and 7a).

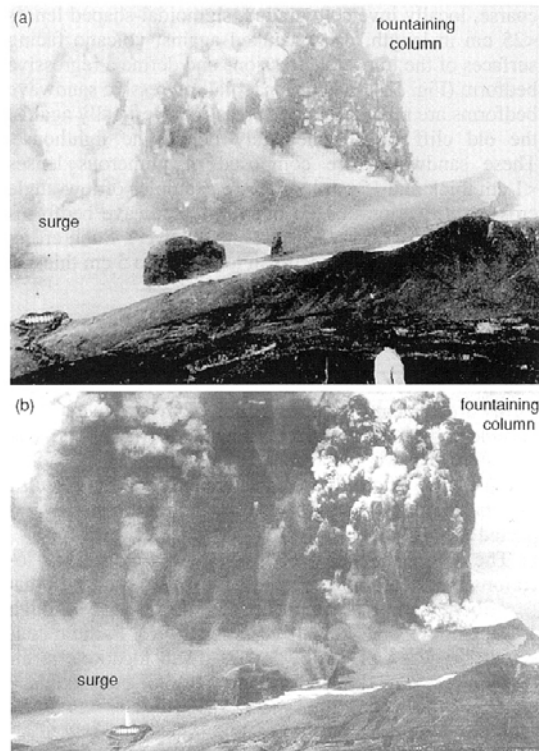
In numerous cases massive, even thickness beds locally have thin lenses of stratified ash draped against the vent-facing side of outsized clasts up to 10 cm in diameter (Fig. 8d). Furthermore, outsized clasts (up to 7 cm) that protrude from the upper surfaces of beds have ash laminae banked against their vent-facing surfaces (Fig. 8d). These outsized clasts are not associated with impact structures. Accretionary and armoured lapilli are abundant within this facies, particularly within the finer-grained beds. Beds of this lithofacies dip at angles  $<5^\circ$  away from the vent.

#### Interpretation

Beds of this lithofacies possess characteristics of both fall deposits, showing even thickness, and surge deposits with thin discontinuous beds and laminae. This suggests an origin involving simultaneous fallout and pyroclastic surges and/or wind. The regular thickness of these beds indicates that fallout processes dominated. However, the discontinuous laminae suggest that sporadic or intermittent pyroclastic surges moved through the falling tephra from time to time. Photographs of the Capelinhos eruption show that columns generating fallout and pyroclastic surges were formed simultaneously (Fig. 9a, b). This lithofacies is therefore considered to be a type of surge-modified fall deposit. The surges would have swept the vertically falling tephra laterally by saltation and traction. In addition, pyroclastic surges may rework fall deposits. Discontinuous beds are absent at some more distal sites within the tuff cone (Fig. 8), indicating that the runout of some of the pyroclastic surges was short (0.5 km).

Several other possibilities exist for generating hybrid surge/fall deposits similar to those produced in this lithofacies. Experiments on particle-laden plumes by Carey et al. (1988) showed that asymmetric collapse of plumes could generate a pyroclastic deposit with fall and flow characteristics. A type of asymmetric collapsing plume similar to that described by Carey et al. (1988) may have occurred at Capelinhos (Fig. 9a, b). At Capelinhos the fountaining columns 500–800 m high preferentially collapsed to the south. The southerly asymmetry may have been the result of strong northerly winds.

Deposits in the Bishop Tuff, California, have been interpreted by Wilson and Hildreth (1998) to reflect hybrid fall/flow processes. In that case, low-angle cross-bedding and discontinuous beds similar to those described herein occur within plinian fall deposits and were attributed to strong winds during fallout. At Capelinhos, this lithofacies only occurs at the most proximal locations within the tuff cone, indicating an origin related to abundant limited-runout pyroclastic surges.

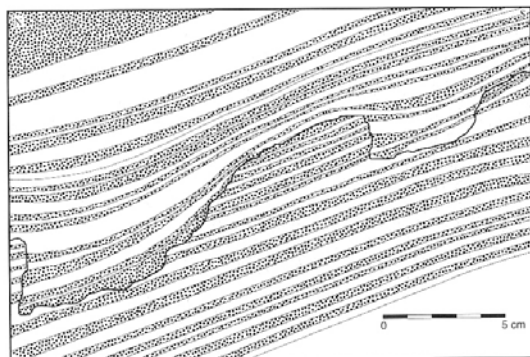


**Fig. 9 a, b** Examples of simultaneous development of both up-rush tephra columns and pyroclastic surges seen at various stages during the Capelinhos eruption. Note lighthouse for scale. In both photographs strong winds are causing preferential distribution of the tephra fall. (Courtesy of Foto Jovial, Horta)

#### Lithofacies IV: alternating beds

##### Description

Lithofacies IV consists of couplets of ash aggregates and non-aggregated ash beds (Fig. 4a, site 7, lower part; and Fig. 5, sites 9 and 10a). The aggregates are composed predominantly of coarse ash and range in median diameter from 1 to  $2.5 \phi$  (Fig. 5), whereas the non-aggregated ash beds are composed mainly of fine ash ranging from 2.5 to  $3.5 \phi$ . Both coarse ash aggregate beds and fine ash beds range widely in thickness from medium beds (20 cm; Fig. 3, site 7a) to laminae (Fig. 5, sites 9 and 10a). The ash aggregates are loosely packed, extremely fragile clumps of coarse ash 0.5–5 mm across, or irregular coatings of ash around sideromelane grains up to 2 mm. These aggregates lack concentric internal structure and are hence not accretionary or armoured lapilli. However, abundant accretionary and armoured lapilli are also present at Capelinhos (Waters and Fisher 1971) within lithofacies I and III. The fine ash beds display



**Fig. 10** Drawing from a photograph of alternating bedding, lithofacies IV ~1 km from the vent at site 10a. Note that some of the laminae bank and thicken slightly against the volcano-facing side of erosional channels and thin over small ridges. Coarse stipple coarse ash aggregates; light stipple non-aggregated fine ash. Vent is to the north (left)

abundant vesicles and local internal lamination. Contacts between the coarse ash aggregates and fine ash are either sharp or gradational. Gradation between coarse and fine beds generates an alternating crude stratification (upper; Fig. 5). Local normal grading with coarse ash aggregates passing vertically into fine ash is typical, although rare reverse grading also occurs.

Two types of alternating bed lithofacies were identified. The first type has even thicknesses over horizontal distances of 1–2 m. Locally, these alternating beds abut against walls, dipping at angles up to 25° (see Fig. 11a). At one locality, abutting beds contain lenses of scoria lapilli 20–30 cm up-current of the wall (Fig. 11a). Some thin single beds that otherwise retain constant thicknesses do show minor thickness changes over pre-existing irregularities such as unconformities (Figs. 5, 10).

The second type of alternating beds occur plastered against vertical obstacles out to at least 2 km from the vent (Fig. 2, site 14). Outside the tuff cone, at distances of more than 1 km from the vent, plastering against blocks of lava is widespread. In places, small gaps between the blocks are filled by thin beds and laminae that are plastered both vertically against and on the undersides of obstacles (Fig. 11).

At a small quarry approximately 1.2 km south–south-east of the vent (Figs. 2 and 11, site 20), plastered tephra shows both continuous and discontinuous bedding (Fig. 11). Horizontal, thin, fine ash beds can be traced continuously down-current where they steepen to vertical and locally overhang, thickening upwards and around the overhang (Fig. 11b). For the discontinuous plastered ash, the thickness and number of fine ash beds and lenses increases upwards toward the top of the wall and small coarse ash lenses (3–4 cm long) are intercalated.

In many places, tephra has been plastered onto trunks and branches of trees. Most trees have rotted away and sections may be cut perpendicular to the plastered sur-

face. Strong preferential thickening of tephra indicates the direction of plastering, and hence the flow direction. Tephra plastering directions are initially radial but become more variable behind the old sea cliff of Costa da Nau and more distally (Fig. 2).

#### Interpretation

Alternating beds that do not plaster obstacles, retain constant thicknesses and locally abut walls are interpreted as the product of fallout. Some fall beds occur below overhangs, probably as the result of wind-driven drifting of the falling tephra. Abundant normal grading suggests that the coarse ash aggregates formed in the eruptive plumes and were deposited before the fine ash. Each coarse and fine couplet is therefore interpreted to relate to a single eruptive phase. Crude stratification defined by several beds that grade vertically from one to the other, forming an alternating sequence, probably resulted from continuous sedimentation from closely spaced phases. Sharp contacts between the beds, however, represent more abrupt changes in sedimentation between aggregated and non-aggregated tephra.

Alternating beds that plaster against vertical obstacles and also show marked horizontal thickness variations are interpreted as the product of wet pyroclastic surges. Some of these surges travelled at least 2 km. Tephra plastering orientations indicate that the pyroclastic surges initially moved radially away from the vent (site 11) but were deflected by the pre-existing topography. Furthermore, the surges climbed vertical heights of 50–100 m in places that would have caused considerable deceleration. Sedimentation from such decelerating surge clouds would involve minor or negligible traction. Studies of similar deposits (Sohn and Chough 1989; Chough and Sohn 1990) indicate that surge clouds decrease in particle concentration as a result of sedimentation and may loft in distal areas. At Capelinhos, distal surge deposits grade laterally into fallout deposits. Where wind moved falling tephra laterally, it is possible that minor thickness changes may occur in the resulting deposits such that locally they resemble those formed by pyroclastic surges.

#### Lithofacies V: scoria lapilli

##### Description

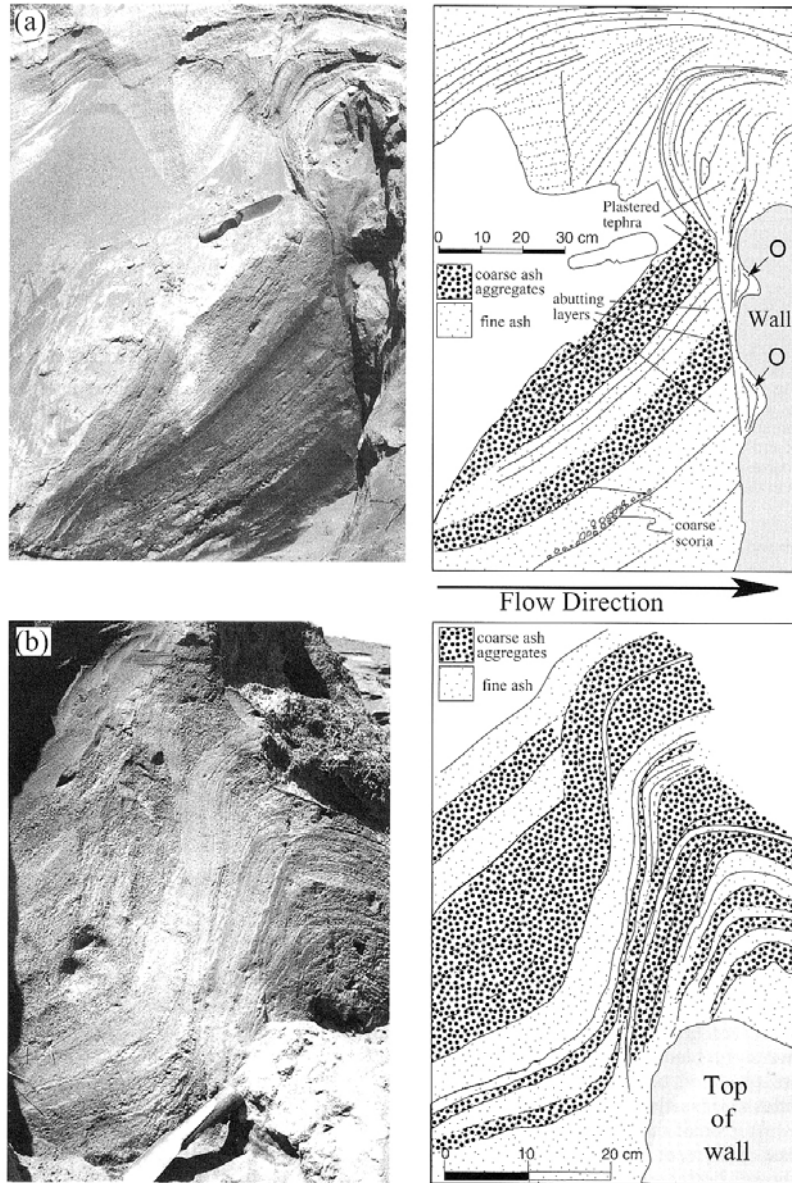
At one locality near the top of the tuff cone sequence in the northern sea cliff, there are three very thin beds of coarse ( $Md\phi -0.4$  to  $-1.7 \phi$ ), well-sorted ( $\sigma < 1.5 \phi$ ) black scoria lapilli (Fig. 4b, site 2). The scoria lapilli (~60% vesicularity) have delicate, elongate shapes and include Pele's hair and abundant achneliths.

##### Interpretation

The scoria lapilli beds are considered to be deposits from Hawaiian-style magmatic explosive activity. The pre-

216

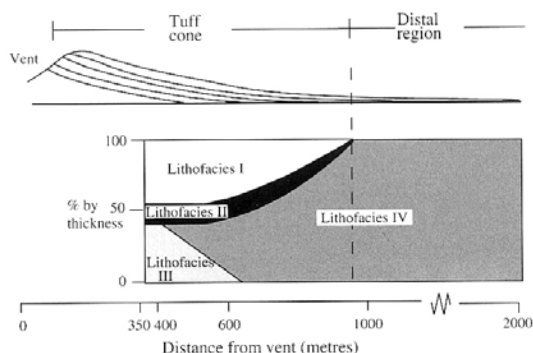
**Fig. 11** **a** Overhanging plastering of tephra at site 20. The overhanging plastered deposits are discontinuous, thickening upwards over the top of the wall. Note the abutting beds, against the overhanging plastered deposits that interpreted as the product of fallout. *Arrows with O*=locally overhanging tephra. **b** Vertical plastering of tephra at site 20, 1.2 km southeast of the vent. Note that beds are continuous from the horizontal. Some beds appear and thicken over the crest of the wall



dominance of achneliths and Pele's hair within this lithofacies is evidence of the presence of a magma spray (Walker and Croasdale 1972). Strong fire-fountain activity that alternated with hydromagmatic activity was reported at the end of April 1958 (Zbyszewski and da Veiga Ferreira 1959), and it is probable that these scoria beds were formed at that time.

**Spatial distribution of lithofacies**

The spatial distribution of the different lithofacies is shown in Fig. 12. Lithofacies V is not considered as it is found at only one locality. Lithofacies I (fallout beds) forms 40–50% by thickness of the lower part of the tuff cone. Lithofacies II, typical pyroclastic surge deposits, forms a maximum of 13% by thickness within the tuff



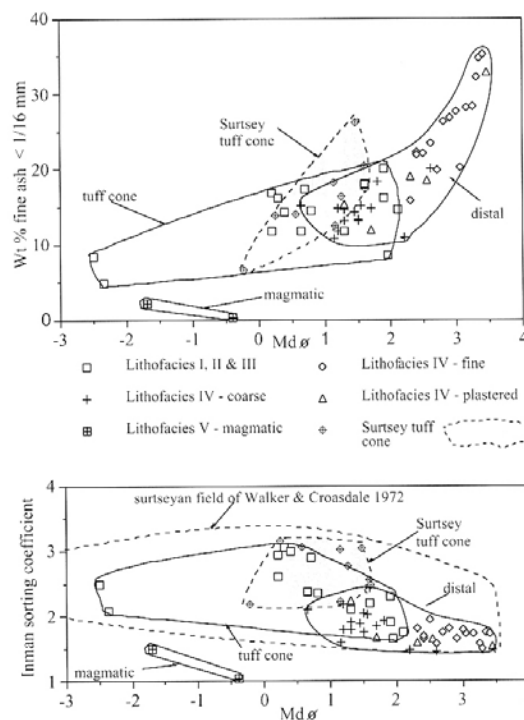
**Fig. 12** Proportions of different lithofacies vs distance from the vent. Proportions are derived from percentage thicknesses of measured sections. Lithofacies V: are omitted from this diagram as this is observed at only one locality

cone and forms only a few percent by thickness in more distal regions. Lithofacies III, formed by simultaneous fall and surge, occurs only within the most proximal regions of the tuff cone where it forms up to 40% by thickness. The alternating beds, lithofacies IV, dominates in distal regions but also occurs in the outer regions of the tuff cone, 600–700 m from the vent (Fig. 12).

**Granulometry**

Samples were collected both from deposits within the tuff cone and more distally from the pre-eruption land-mass. The samples were sieved at 1- $\phi$  intervals down to 4 $\phi$  (64  $\mu$ m). Tephra finer than 64  $\mu$ m was analysed using a Frisch laser particle sizer. Grain-size analyses show that the finer-grained distal deposits (larger Md $\phi$ ), are slightly better sorted ( $\sigma < 2 \phi$ ) than deposits from within the tuff cone, although there is considerable overlap of fields (Fig. 13). Samples from Surtsey tuff cone (Sheridan 1971) overlap with the tuff cone field of Capelinhos (Fig. 13).

The coarse ash aggregates of lithofacies IV are distinctly coarser grained, even after complete disaggregation, having median diameters up to 2  $\phi$  coarser than the intercalated fine ash beds. The distinction in particle size between these two lithologies is, therefore, not solely related to the aggregation of ash. In addition, the fine ash beds are slightly better sorted than the coarse ash that forms the aggregates. Plastered surge deposits of lithofacies IV range widely in median diameter from 1.3 to 3.4  $\phi$ . Such a grain size range probably reflects the cohesive nature of particles that may have inhibited sorting during transport. Samples of lithofacies V, interpreted to be formed by Hawaiian activity, are better sorted than all, and coarser-grained than most, of the hydromagmatic deposits.



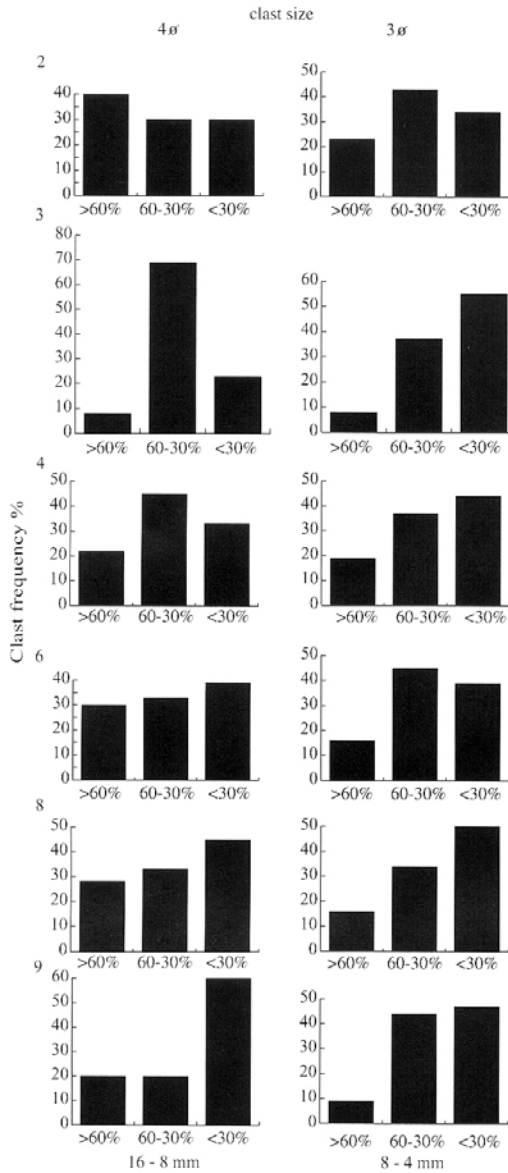
**Fig. 13** Grain-size analyses of tephra from Capelinhos. Fields for samples from within the flanks of the tuff cone and outside the tuff cone are given. Two samples of Capelinhos magmatic lapilli are also shown. Field of Surtsey tephra is from Sheridan (1971)

**Clast vesicularities and eruption mechanisms**

Throughout the tuff cone at Capelinhos, fragments ranging from scoria (vesicularities >70%) to poorly vesicular sideromelane (<10% vesicularity) are present. A typical feature is that clasts more than 4 mm in size show glassy, poorly vesicular quenched rims with highly vesicular cores. Some of these clasts with quenched rims have convoluted, twisted forms.

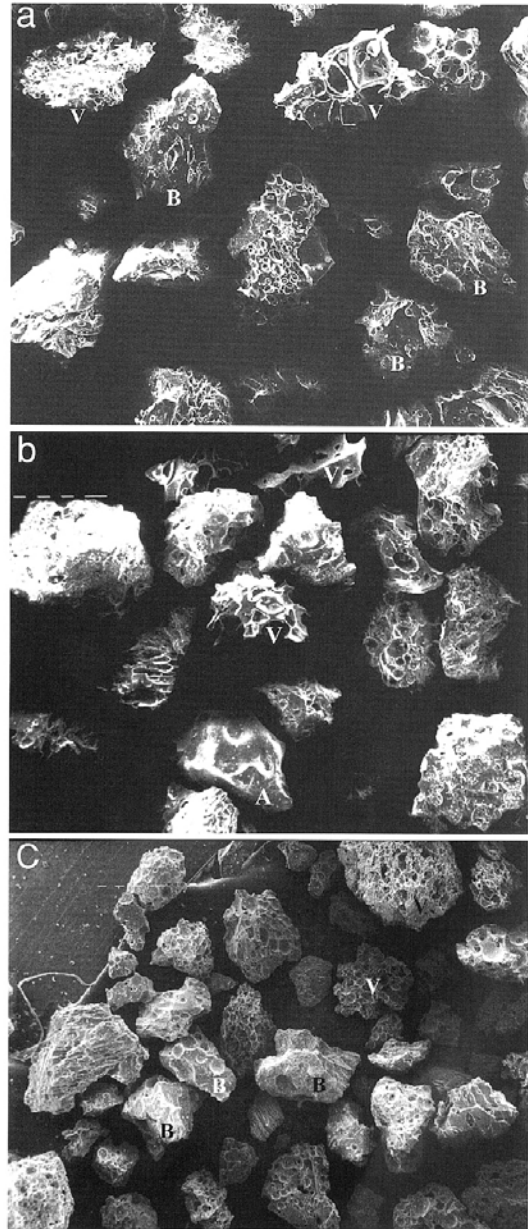
To characterise the vesicularity range of the hydromagmatic deposits, clasts more than 4 mm in size were separated into one of three vesicularity categories. The categories are: vesicular (>60% vesicularity); moderately vesicular (60–30% vesicularity) and poorly vesicular (<30% vesicularity). Vesicularities for clasts with >60% vesicles were calculated using the archimedes principle (Houghton and Wilson 1989). Vesicularity ranges for the moderate and poorly vesicular categories were estimated by comparing the masses of clasts, of the same size class, with equal numbers (100–500 clasts) of those from the vesicular range. These data were cross-checked by point counting of vesicles in thin sections of representative grains from each category.

218



**Fig. 14** Histograms showing the vesicularity of six samples at different levels through the Capelinhos tuff cone. Sample numbers (top left) correspond to those in Fig. 4. Left column=4  $\sigma$ , right column=3  $\sigma$

Six samples from different stratigraphic levels in the tuff cone were studied (see Fig. 4 for sample locations). The results show that hydromagmatic deposits contain fragments with a wide range of vesicularities (Fig. 14). Poorly vesicular clasts are generally the most abundant (25–60% of clasts); however, all six samples contain vesicular clasts



**Fig. 15** Scanning electron micrographs of: **a** and **b** hydromagmatic tephra from Capelinhos, and **c** fallout tephra from Surtsey Iceland collected in November 1963. Note the variable vesicularity of both of the Capelinhos and Surtsey tephra. All samples are 2  $\phi$  (0.5- to 0.25-mm fraction). *B* blocky; *V* vesicular; *A* achmeliths. White scale bar=100  $\mu$ m in each photo

(5–40%; Fig. 14). Ash grains also show a wide vesicularity range (Fig. 15a, b). Grain counts from the 0.5- to 0.25-mm (2 phi) sieve fraction indicate that blocky grains (<60% vesicularity) typical of hydromagmatic fragmentation (Heiken and Wohletz 1985) predominate; however, 14–22% of clasts have a vesicularity >60%. Ash from the November 1963 hydromagmatic activity at Surtsey is also composed of clasts with a wide range of vesicularities (Fig. 15c).

The predominance of poorly vesicular clasts and also fragments with low-vesicularity rims and more vesicular interiors indicate that quenching occurred prior to vesiculation; however, vesicular scoria occurs throughout the deposits and approaches the optimum vesicularity formed in explosive magmatic eruptions (Houghton and Wilson 1989; Gardner et al. 1996). Thus, the wide range of juvenile clast vesicularities in the tephra indicates that fragmentation of the magma in this case was not solely related to hydromagmatic processes. Other pyroclastic deposits interpreted to be derived from simultaneous wet and dry eruptions show juvenile clasts with a wide range in vesicularity (e.g. types iii and iv of Houghton et al. 1996).

Surtseyan eruptions can be heterogeneous with steam and water being erupted alongside incandescent tephra (Castello Branco et al. 1959; Thorarinsson 1964). Moreover, experimental (Zimanowski et al. 1991) and theoretical studies (White 1996) indicate that magma not quenched during hydrovolcanism might produce achneliths. Indeed rare achneliths (<2% of grains) are present in the hydromagmatic deposits at Capelinhos (Fig. 15b). Clasts with poorly vesicular rims and vesicular interiors may represent portions of magma that were initially only partially quenched and continued to vesiculate during their ascent within the eruption column.

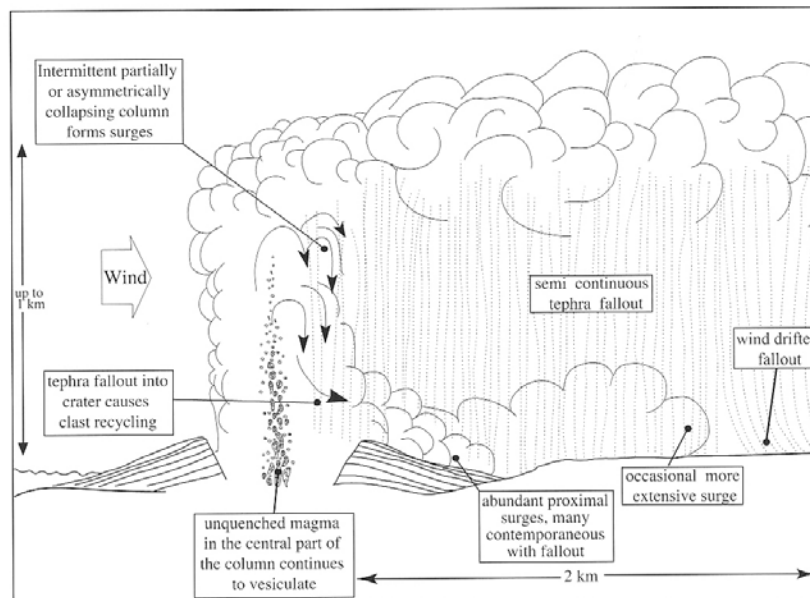
## Discussion and conclusion

The 1957–1958 Capelinhos eruption was similar in many ways to the emergent eruption of Surtsey in Iceland between 1963 and 1965. Tephra finger jets and continuous-uprush columns were frequently observed at Capelinhos (Castello Branco et al. 1959; Zbyszewski and da Veiga Ferreira 1959) and at Surtsey (Thorarinsson 1964). In both eruptions, columns were observed at night to be partly incandescent. Furthermore, simultaneous magmatic and hydromagmatic activity also occurred at Capelinhos, particularly during the final phase of hydro-magmatic activity between January and May 1958 (Table 1), and at Surtsey (Thorarinsson 1964, plate 23). Intermittent tephra-finger-jet activity is considered to be related to higher water/magma ratios than continuous-uprush activity (Wohletz and McQueen 1984; Kokelaar 1983, 1986; Moore 1985, 1987; Sohn and Chough 1992). Such continuous-uprush activity is likely to produce mainly fall deposits. Approximately 87% of beds 400 m from the vent were formed by fallout processes. Pyroclastic surges occurred simultaneously during approximately half of the period of this fallout.

Studies of tuff cones and tuff rings (Sheridan and Wohletz 1983; Sohn 1996) show that tuff cones are formed mainly by fallout processes, whereas tuff rings are the product of more abundant surges. The abundance of fall deposits in the Capelinhos tuff cone is consistent with this pattern.

The presence of tephra plastered against obstacles up to 2 km from the volcano indicates that occasional longer runout pyroclastic surges occurred. Orientations of plastered surfaces suggest that surges initially moved ra-

**Fig. 16** Interpretative diagram of typical surtseyan activity at Capelinhos. During a typical eruptive phase strong local winds disperse the tephra preferentially in one direction. Simultaneous formation of proximal pyroclastic surges and tephra fall generates hybrid deposits within the proximal regions of the tuff cone. Some surges reach distances of 1–2 km. Parts of the centre of the column are envisaged to avoid contact with water and continue to vesiculate during transport upwards. In distal regions wind may affect falling tephra to produce deposits similar to those formed by pyroclastic surges. Not to scale



220

dially away from the vent before they were deflected by topographic obstacles, such as the old sea cliff.

The Capelinhos deposits demonstrate the complex interplay between pyroclastic surges and fallout. Firstly, the most proximal deposits show evidence for both fallout and surge deposition occurring simultaneously. Secondly, at distances >1 km from the vent, where plastered obstacles are not present, distinguishing between fall and surge deposits can be problematic. Tephra transported within decelerating low-velocity surges in distal regions will experience minimal traction, inhibiting formation of cross-bedding and forming even thickness layers that resemble fall deposits. Furthermore, plumes formed by relatively small explosive eruptions are likely to be affected by wind. Falling tephra blown by strong winds may behave in a similar manner to low-velocity pyroclastic surges.

At Capelinhos, weakly incandescent, sustained hydro-magmatic columns generated juvenile sideromelane-rich tephra which shows a wide range of pyroclast vesicularity. This suggests that both hydromagmatic and magmatic fragmentation mechanisms were operating simultaneously during surtseyan activity. We envisage that hydromagmatic fragmentation involved quenching of the magma by contact with the water and a tephra-slurry mixture (Kokelaar 1983, 1986). This would have given rise to the predominance of poorly vesicular, blocky clasts. Magma that was not quenched may have continued to vesiculate within the eruption column (Fig. 16); thus, Capelinhos surtseyan eruptions predominantly involved hydromagmatic fragmentation, with a minor component of magmatic fragmentation occurring simultaneously.

**Acknowledgements** We acknowledge R. Coutinho, N. Wallenstein (University of Azores) and the Bombeirosiros of Faial for assistance with logistics and fieldwork. The University of Luton is thanked for funding the initial fieldwork. Reviews by J. White, S. Allen and J. McPhie improved the paper considerably.

## References

- Agostinho AT (1941) Clima dos Açores. Açorenana. Angra do Heroísmo, 2, p 164
- Carey S, Sigurdsson H, Sparks RSJ (1988) Experimental studies of particle-laden plumes. *J Geophys Res* 93:314–328
- Castello Branco A, Zbyszewski G, Moitinho de Almeida F, da Veiga Ferreira O (1959) Rapport de la Premiere mission Geologique. *Serv Geol Port Mem* 4:9–27
- Chough SK, Sohn YK (1990) Depositional mechanics and sequences of base surges, Songaksan tuff ring, Cheju Island, Korea. *Sedimentology* 37:1115–1136
- Cole PD, Guest JE, Duncan AM (1996) Capelinhos: the disappearing volcano. *Geol Today* 12:68–72
- Crowe BM, Fisher RV (1973) Sedimentary structures in Base-surge deposits with special reference to cross-bedding, Ubehebe craters, Death Valley, California. *Geol Soc Am Bull.* 84:663–682
- Fisher RV, Schmincke H-U (1984) *Pyroclastic rocks*. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Fisher RV, Waters AC (1970) Base surge bedforms in Maar Volcanoes. *Am J Sci* 268:157–180
- Gardner JE, Thomas RME, Jaupart C, Tait S (1996) Fragmentation of magma during Plinian volcanic eruptions. *Bull Volcanol* 58:144–162
- Heiken G, Wohletz K (1985) *Volcanic ash*. University of California Press, Berkeley
- Houghton BF, Wilson CJN (1989) A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bull Volcanol* 51:451–462
- Houghton BF, Wilson CJN, Rosenberg MD, Smith IEM, Parker RJ (1996) Mixed deposits of Strombolian and phreatomagmatic volcanism: an example from Crater Hill, Auckland, New Zealand. *Bull Volcanol* 58:59–66
- Kokelaar BP (1983) The mechanism of Surtseyan volcanism. *J Geol Soc Lond* 140:939–944
- Kokelaar BP (1986) Magma–water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bull Volcanol* 48:275–289
- Kokelaar BP (1987) Discussion of “Structure and eruptive mechanisms at Surtsey volcano, Iceland” by J.G. Moore. *Geol Mag* 124:79–83
- Lorenz V (1974a) Vesiculated tuffs and associated features. *Sedimentology* 21:273–291
- Lorenz V (1974b) Studies of the Surtsey tephra deposits. *Surtsey Res Progr Rep* 7:72–79
- Machado F (1958a) Actividade Vulcanica da Ilha do Faial (1957–1958). *Atlantida* VII:225–236
- Machado F (1958b) Actividade Vulcanica da Ilha do Faial (1957–1958). *Atlantida* VII:305–315
- Machado F, Nascimento JM, Denis AF (1959) Evolução Topografica do cone Vulcanico dos Capelinhos. *Serv Geol Port Mem* 4:65–71
- Moore JG (1985) Structure and eruptive mechanisms at Surtsey Volcano, Iceland. *Geol Mag* 122:649–661
- Moore JG (1987) Reply to comment on “Structure and eruptive mechanisms at Surtsey Volcano, Iceland.” *Geol Mag* 124:83–86
- Sheridan MF (1971) Textural analyses of Surtsey tephra. A preliminary report. *Surtsey Res Progr Rep* 6:150–151
- Sheridan MF, Wohletz KH (1983) Hydrovolcanism: basic considerations and review. *J Volcanol Geotherm Res* 17:1–29
- Sohn YK (1996) Hydrovolcanic processes forming basaltic tuff rings and cones on Cheju Island, Korea. *Geol Soc Am Bull* 108:1199–1211
- Sohn YK, Chough SK (1989) Depositional processes of the Suwolbong tuff ring, Cheju Island (Korea). *Sedimentology* 36:837–855
- Sohn YK, Chough SK (1992) The Ilchulbong tuff cone, Cheju island, South Korea: depositional processes and evolution of an emergent, Surtseyan-type, tuff cone. *Sedimentology* 39:523–544
- Thorarinsson S (1964) Surtsey: the New Island in the North Atlantic. *Almenna Bokafelagid, Reykjavic*, pp1–63
- Walker GPL, Croasdale R (1972) Characteristics of some basaltic pyroclastics. *Bull Volcanol* 35:303–317
- Waters A, Fisher RV (1971) Base surges and their deposits: Capelinhos and Taal Volcanoes. *J Geophys Res* 76:5596–5614
- White JDL (1996) Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions. *J Volcanol Geotherm Res* 74:155–170
- Wilson CJN, Hildreth W (1998) Hybrid fall deposits in the Bishop Tuff, California: a novel pyroclastic depositional mechanism. *Geology* 26:7–10
- Wohletz KH, McQueen RG (1984) Experimental studies of hydrovolcanic volcanism. In: *Explosive volcanism: inception, evolution and hazards*. National Academy Press, pp 158–169
- Wright JV, Smith AL, Self S (1980) A working terminology of pyroclastic deposits. *J Volcanol Geotherm Res* 9:111–131
- Zbyszewski G, da Veiga Ferreira O (1959) Rapport de la Deuxieme mission Geologique. *Serv Geol Port Mem* 4:29–55
- Zimanowski B, Froelich G, Lorenz V (1991) Quantitative experiments on phreatomagmatic eruptions. *J Volcanol Geotherm Res* 48:341–358

## V – OUTROS CASOS ESTUDADOS

### V.1 NOTA PRÉVIA

No âmbito da avaliação do hazard associado a erupções hidromagmáticas na ilha do Faial, importa considerar todos os cenários possíveis. Neste contexto, além dos casos estudados no registo eruptivo da ilha do Faial dever-se-ão contemplar outros casos encontrados na história eruptiva do arquipélago dos Açores e que se afiguram plausíveis, pelo que se torna pertinente o estudo de algumas erupções com origem fora da ilha do Faial.

Neste sentido, destaca-se o paralelismo entre o actual Vulcão da Caldeira, na ilha do Faial, e o Vulcão das Furnas em S Miguel pois, ambos os vulcões são aparelhos com caldeira, as últimas fases de actividade de ambos caracterizou-se pela emissão de produtos evoluídos do tipo traquítico e os dois vulcões possuem sistemas de aquíferos bem desenvolvidos e situado a cotas relativamente altas, como o demonstram diversas nascentes a cotas superiores a 800 m (Coutinho, 2000) na Vulcão da Caldeira, ou a existência de uma lagoa no interior da caldeira das Furnas. Reúnem-se, assim, no Vulcão da Caldeira as condições que potenciam o desenvolvimento de erupções freatomagmáticas semelhantes à erupção que deu origem ao depósito Furnas-C, no vulcão das Furnas. Tratou-se de uma erupção traquítica, de magnitude superior às várias erupções da Formação da Caldeira e caracterizada por uma forte componente freatomagmática.

As erupções submarinas ou litorais não emergentes são também fenómenos conhecidos e relativamente frequentes na história eruptiva do arquipélago, sendo a erupção submarina verificada entre 1998 e 2000, ao largo da ilha Terceira, na zona da Serreta, o exemplo mais recente deste tipo de evento.

## V.2 **ATMOSPHERIC FACTORS CONTROLLING THE DEPOSITIONAL FACIES OF HYDROMAGMATIC DEPOSITS AND ITS IMPLICATIONS ON HAZARD AND RISK ASSESSMENT: A CASE STUDY FROM FURNAS VOLCANO, AZORES.**

J.M. Pacheco\*1, J.E. Guest2, J.L. Gaspar1

1 - Centro de Vulcanologia da Universidade dos Açores

2 – Department of Geological Sciences, University College London,

Artigo a ser submetido ao Journal of Volcanological and Geothermal Research para publicação.

### **ABSTRACT**

Hydromagmatic volcanism is a common eruptive style in the Azores. It is characterised by a high fragmentation, and the associated deposits are fine ashes and alternating ash and *lapilli* layers, reflecting the oscillation between hydromagmatic and magmatic activity.

The fine grained nature of the deposits allows for an important control of the transport and emplacement mechanism of hydromagmatic deposits by secondary factors such as atmospheric conditions. In this case study of Furnas-C eruption deposits, rain played an important role in the lateral facies variation of the deposit and on its dispersal. It produced a dispersal axis different from the wind direction, the thickening of the deposit in restricted areas due to localised premature ash fall and the contemporaneous erosion and reworking of the deposit.

These observations indicate that rain is an important variable in hazard and risk assessment of fine grained eruptive clouds as there may not be a regular thinning of the deposit with the distance from source.

## INTRODUCTION

Furnas volcano, on the east side of S. Miguel, is one of the three active central volcanoes of the island (Moore 1983, 1991a, 1991b). It has two calderas (Guest *et al.*, 1994, 1999; Gaspar *et al.* 1996), an older one 7.5 km across, partially destroyed and a younger one nested in its interior. The younger caldera has a diameter of 4.5 km and hosts a lake with a surface of 2 km<sup>2</sup>. All the explosive volcanic activity of the last 5000 years, 10 trachytic eruptions, was from vents within the younger caldera (Booth *et al.*, 1978).

Furnas-C deposit has an age of 1900 years (Guest *et al.*, 1999) and was the biggest eruption of Furnas Volcano in the last 5000 years. The eruptive centre (Fig. 5.1) coincides with the Furnas Village area. The limits of the cone are not well defined due to later volcanic and tectonic activity.

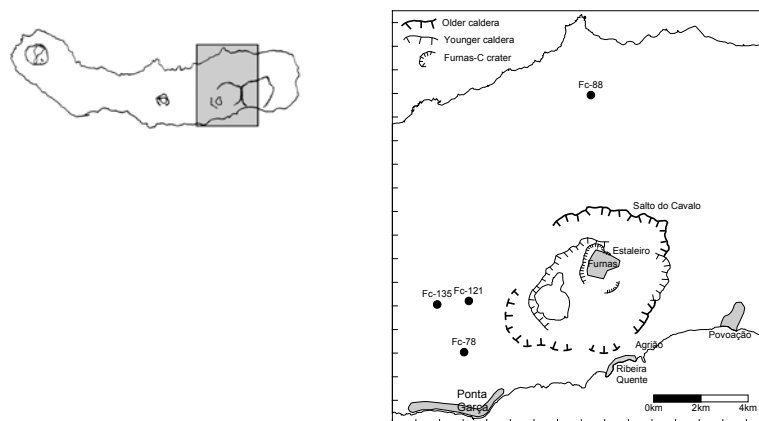


Fig. 5.1 - Map showing the location of Furnas Volcano and the crater associated with Furnas-C.

This deposit represents a common eruptive style of Furnas Volcano, characterised by the alternation of magmatic and hydromagmatic activity. Booth *et al.* (1978) traced the isopachs and isopleths for the total deposit and Pacheco (1995) studied its internal structure. In this paper we present new data interpreted in terms of the role of atmospheric elements in controlling the deposit emplacement and risk. Implications for hazard follow from this.

## STRATIGRAPHY

It is possible to trace some individual layers of the Furnas-C deposit in specific areas of the volcano. This deposit shows large lateral facies variation, sometimes just over a few hundred meters. There is, however, a general vertical trend in the deposit that reflects the history of the eruption. Two stratigraphic units with particular characteristics are defined for the Furnas-C deposit, reflecting two distinct eruptive styles. The lower unit (U-1), is formed by the basal ash layer related to hydromagmatic activity, and the upper unit (U-2), starts with a typical magmatic *lapilli* layer followed by alternating layers of ash and *lapilli* produced by oscillations between magmatic and hydromagmatic styles of eruption (Fig. 5.2).

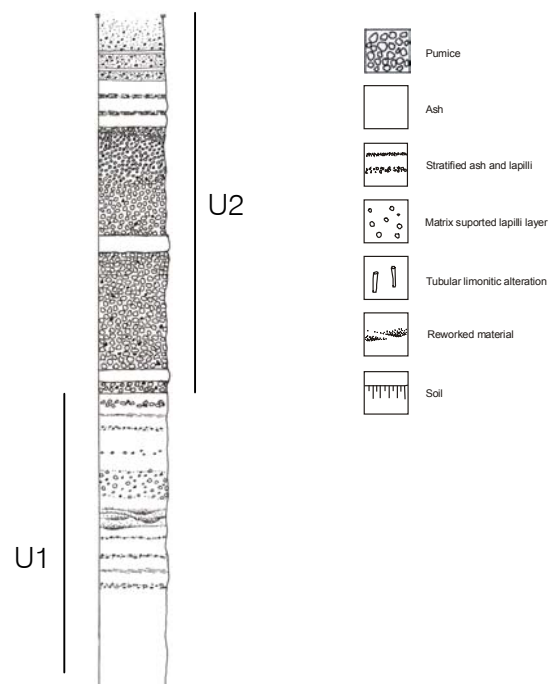


Fig. 5.2 - Composite section of Furnas-C deposit, not to scale. U-1 hydromagmatic massive ash, U-2 alternating ash and *lapilli* with ash rich top.

## UNIT 1

Unit 1 covers a restricted area with a strong dispersal axis oriented towards the north (Fig. 5.3). The deposit consists essentially of ash with some minor sparse *lapilli* layers,

and most of it rests directly on the preceding deposit with no trace of a soil. Considering the interval of 400 years that separates Furnas-C from the preceding eruption, Furnas-B (Booth *et al.*, 1978) dated at 2,300 BP (Guest *et al.*, 1999), the absence of soil in this subtropical region points to the action of a strong erosive process shortly before the deposition of U-1.

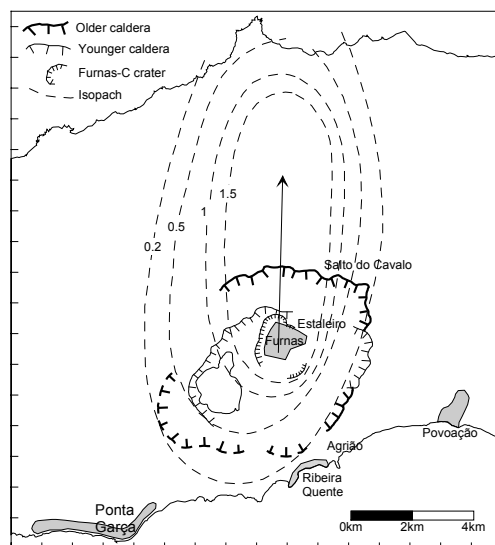


Fig. 5.3 - Isopach map of U-1 (in metres). Arrow points to dispersal axis.

U-1's ashes are light grey, except in the west quadrant where the base of the unit is yellowish. Their granulometry is fine independently of distance from the source. In some places it is possible to find some coarser layers, with rounded clasts and lateral thickness variation, traceable for some hundreds of metres, producing a stratified aspect, and interpreted as surge layers. On the uppermost part of U-1 there are some scattered *lapilli* layers of angular clasts within the ash matrix. In more distal exposures U-1 is just a massive ash layer, mantling the topography, with some well preserved delicate leaf moulds (Foto 5.1) and no evident flow structures. Accretionary *lapilli* and vesicles are widespread and, as in other deposits referred by Walker (1981), are not normally associated with surge deposits.



Foto 5.1 – Leaf mould preserved in massive ash of U-1 in site Fc-88.

The fairly constant granulometry, regardless the distance from source, points to an origin in a highly fragmented eruptive column, and the presence of water is inferred by widespread accretionary *lapilli* and vesicles, suggesting this Unit has a hydromagmatic origin, and deposited as a hydromagmatic fallout with several surge layers within it and a few matrix supported *lapilli* layers resulting from the alternation between hydromagmatic and magmatic events or even their simultaneous occurrence.

## UNIT 2

Unit 2 is a sequence of discrete explosions that followed the initial hydromagmatic phase. The isopachs and isopleths of U-2 show an important dispersal axis oriented towards the north and another less pronounced to SSE (Fig. 5.4a).

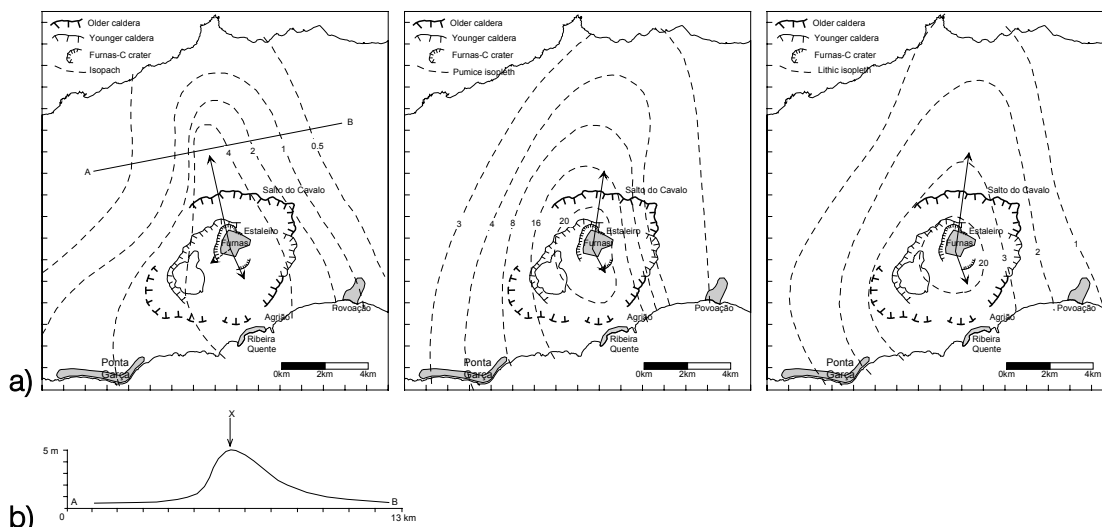


Fig. 5.4 – a) Isopach (in metres) and isopleth (in centimetres) maps of U-2. Arrows indicate dispersal axes. b) - Cross section of U-2 from A to B, perpendicular to the dispersal axis. X is the interception point with the dispersal axis.

The base of U-2 is a relatively coarse and angular clast supported *lapilli* layer, produced by the first magmatic event of Furnas-C. This is the coarsest layer of the deposit. On top of this layer there is a sequence of alternating ash and *lapilli* layers produced by the oscillation between hydromagmatic and magmatic activity.

*Lapilli* and ash layers mantles the topography suggesting a fallout origin. *Lapilli* layers are progressively finer towards the top of the deposit (Fig. 5.5) and ash is increasingly more important. Ashes are fine grained independently of the distance from the source, and show accretionary *lapilli* and vesicles. *Lapilli* layers vary from clast supported to matrix supported (Fig. 5.5a, sections Fc-44, 91, 92, 53) and transition between ash and *lapilli* layers vary from sharp to diffuse boundaries. Both clast supported and matrix supported *lapilli* layers comprise angular pumice clasts and some lithics. Clast supported *lapilli* layer are generally well sorted. A value of  $\sigma\phi = 1.6$  was determined for the lower *lapilli* layers.

This first phase of U-2 was dispersed mainly towards the north. On the south side there are also ash and *lapilli* layers, but the main product of the deposit is ash, pointing to the predominance of hydromagmatic activity throughout the last stages of the eruption. On Agrião, U-2 has an exceptionally thick set of *lapilli* layers, exceeding 4 m. To the east and the west of Agrião *lapilli* layers decrease regularly with the distance from source

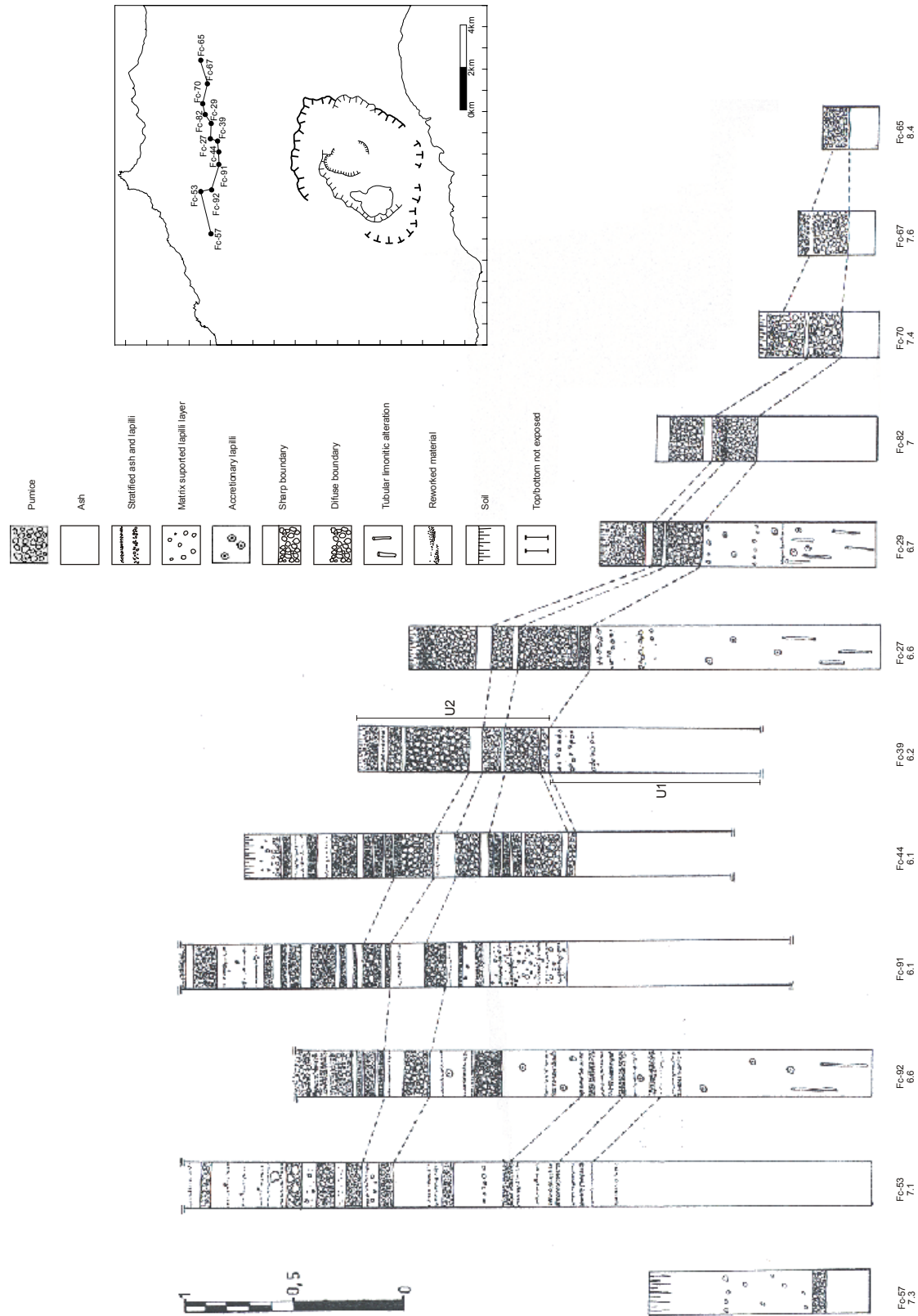
and are typically modest pumice layers at the base of the unit, scattered in fine ash, mantling the topography (Fig. 5.5b).

U-2 has also a few *lapilli* layers with rounded clasts and lateral thickness variation, as much as 5km from the source, interpreted as surge deposits. The absence of more evidence of surge deposits may result from the deceleration and “lofting” of surges, as referred by Cole *et al.* (1995) for other deposits of Furnas volcano, in such a way that the internal structure of the deposit would be much more continuous instead of the typical pinch, swell and cross stratification. Also, the Furnas Caldera walls certainly acted as natural obstacles to the surge path confining most of these deposits to the caldera depression.

The origin of U-2 ash, may, in part, be related to the magmatic activity that produced the *lapilli* layers, but the bulk of the unit is hydromagmatic as pointed out by the fine granulometry independently of the distance from the source, and by the abundant accretionary *lapilli* and vesicles, related to the presence of water at the time of deposition.

In the lower layers, pumice clasts are well vesiculated. Clasts from these first magmatic events have two generations of vesicles, one generation is characterised by larger, elliptic vesicles, some of them coalescent, and the other generation consists of smaller, and highly stretched, vesicles clearly deformed by flow and the expansion of the first ones. Towards the top of the deposit pumice clasts are less well vesiculated and have a higher proportion of stretched vesicles. The presence of two types of vesicles in pumice clasts is interpreted by Heiken and Wohletz (1991) as two stages of vesiculation, one first stage during shallow magma emplacement and a second during the eruption.

PROCESSOS ASSOCIADOS AO DESENVOLVIMENTO DE ERUPÇÕES VULCÂNICAS HIDROMAGMÁTICAS EXPLOSIVAS NA ILHA DO FAIAL E SUA INTERPRETAÇÃO NUMA PERSPECTIVA DE AVALIAÇÃO DO HAZARD E MINIMIZAÇÃO DO RISCO



a)

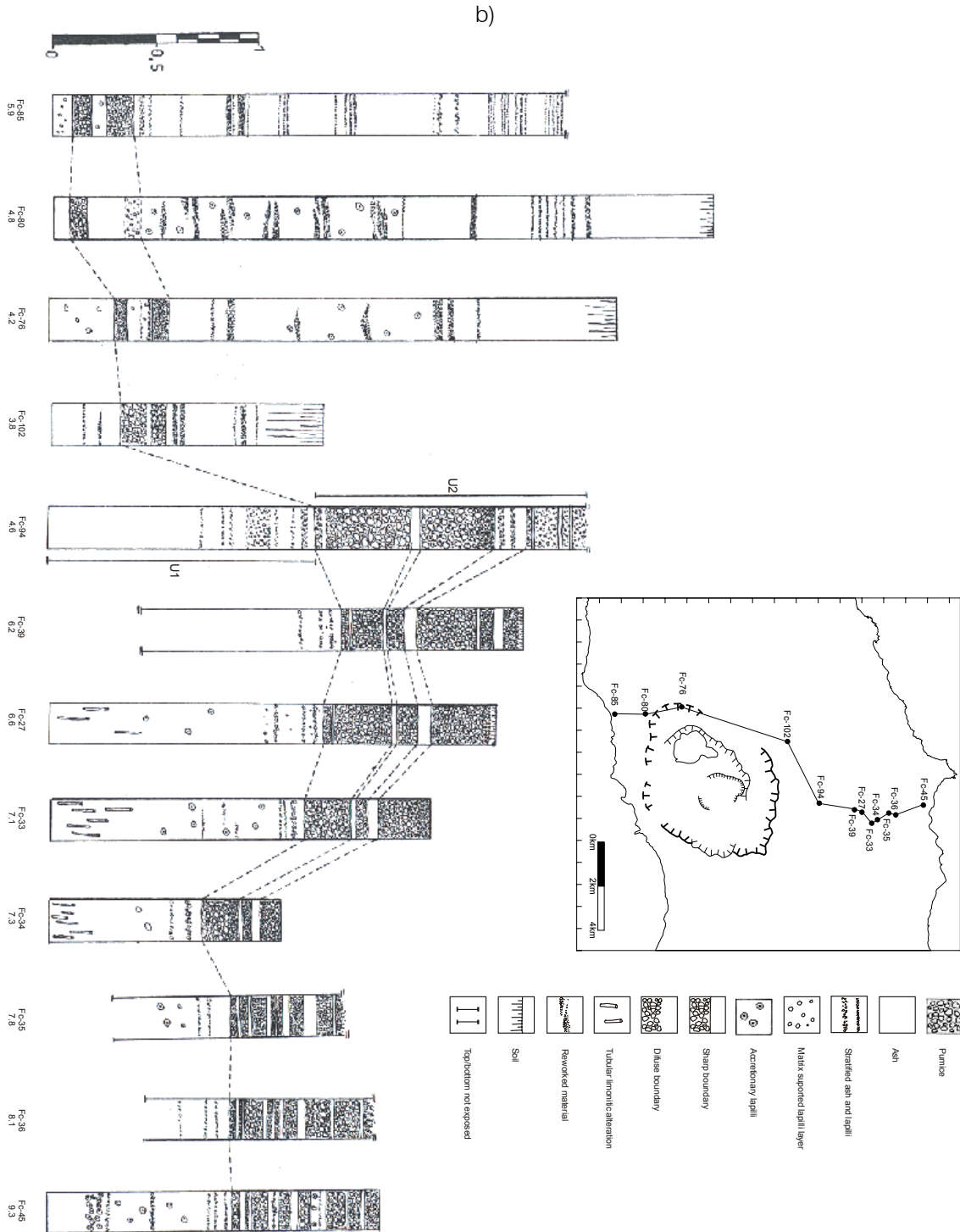


Fig. 5.5 - Selected sections showing stratigraphic correlations for Furnas-C deposit. Reference (Fc-xx) and distance from source in km are shown below each section. a) - along an E-W direction on the North side of the deposit. Note the increasing importance of ash west of Fc-44. Sections Fc-44 and Fc-91 are at the same distance from source and 0.6 km apart from each other. The base of U-2 changes from clast supported *lapilli* on Fc-44 to a matrix supported *lapilli* with several ash layers with diffuse boundaries on Fc-91. b) - along a N-S direction across the deposit.

## PROXIMAL DEPOSITS

The Furnas-C eruption built up a tuff cone of coarse material around the eruptive crater. The cone is located in the north sector of the inner caldera (Fig. 5.1) and is already partially destroyed by subsequent eruptions on Furnas caldera and by tectonic activity. The preserved crater has a maximum diameter of 1.7 km.

The deposits that form the cone and nearby area are distinct from the ones described in U-1 and U-2. On the north side of the cone the deposit is characterised by an alternation of ashes and coarse *lapilli* layers. This pattern is found also in an exposure at Estaleiro, located in the tuff cone deposits, where the total thickness of the deposit is about 30 m, with pumice blocks reaching 74 cm and lithics larger than 30 cm.

On the west side of the cone, the basal section of the deposit consists of a coarse and lithic rich pumice layer with clast supported and matrix supported zones. Upwards the proportion of ash increases and the typical clast size decreases, although there are some pumice blocks reaching 40 cm and lithics bigger than 60 cm, often associated with prominent bomb sags. The top of the deposit is characterised by typical flow structures, showing lensoid layers and cross bedding indicating a surge origin.

## PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY

The juvenile components of Furnas-C are pumice clasts and obsidian. The pumice has a light colour and a porphyritic texture, with some feldspar phenocrysts. In thin section they show a colourless glass matrix, which is vesicular and has feldspar phenocrysts containing small apatite and biotite inclusions, and with microphenocrysts of light green pyroxene, biotite and opaques. There are also small xenoliths of volcanic rocks.

Pumice and obsidian from the base and the top of the deposit (Table 5.1) are all trachytic, but the first products to erupt (U-1) are more evolved than those from near the end of the eruption (U-2). This observations points to the existence of a chemically

layered magma chamber. Based on the vesicularity of the pumices, the upper part of the chamber may have been enriched in volatiles.

**TABLE 5.1**

|                                | U-1   | U-2   | Obsidian |
|--------------------------------|-------|-------|----------|
| SiO <sub>2</sub>               | 61.06 | 58.96 | 62.94    |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.50  | 0.49  | 0.49     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17.96 | 17.58 | 17.34    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4.84  | 5.28  | 5.44     |
| MnO                            | 0.015 | 0.010 | 0.010    |
| MgO                            | 0.095 | 0.085 | 0.095    |
| CaO                            | 0.92  | 0.96  | 1.08     |
| K <sub>2</sub> O               | 4.86  | 5.25  | 5.08     |
| Na <sub>2</sub> O              | 6.62  | 7.15  | 6.63     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.04  | 0.04  | 0.02     |
| LOI                            | 2.94  | 3.56  | 0.84     |
| Total                          | 99.85 | 99.36 | 99.96    |

Samples of U-1 and U-2 pumice are from the same exposure. The obsidian sample was collected on the lower layers of the proximal deposits. The analyses were made by XRT in Luton University.

## ERUPTIVE STYLE

The Furnas-C eruption is characterised by the alternation of hydromagmatic and magmatic activity. Hydromagmatic activity occurs when the disrupting magma contacts with water, either a free water body or an aquifer, if the fragmentation zone is lower than the aquifer as for Vesuvius or Kilauea (Decker and Christiansen, 1984; Mastrolorenzo et al., 1993); magmatic activity takes place when water has no access to the disruption zone or the disruption zone is higher than the aquifer .

Furnas Volcano has, presently, an active hydrothermal system and the stratigraphic history of the volcano shows evidence of caldera lakes going back to 27,000 BP (Moore, 1991b; Moore and Rubin, 1991) pointing to an important hydrologic system at least since that time, so the water feeding Furnas hydromagmatic eruptions may have

come either from groundwater or caldera lakes. Either way, water-magma interaction occurred throughout all the eruption with repeated fluctuations marked by *lapilli* layers.

The eruption started with a hydromagmatic phase that produced a massive ash deposit (U-1). Although the typical pulsatory character of hydromagmatic style (Sheridan and Wohletz, 1983), it represents a sustained activity with a steady magma-water interaction.

The second phase of Furnas-C (U-2) began with no interaction between magma and water, and a magmatic subplinian event produced the coarsest layer of the deposit. Water may have been prevented from interacting with magma either by a sustained increase of magma supply or by the building up of a cone around the crater.

The eruption continued with an alternation of magmatic and hydromagmatic activity. The magmatic activity was characterised by stratified *lapilli* layers, produced by pulsatory events (Foto. 5.2), typical of subplinian eruptions (Self, 1976; Bursik, 1993; Scandone and Malone, 1985). This pulsatory behaviour is interpreted as the result of the difference between the magma supply rate from a shallow reservoir and the discharge rate at the vent producing an oscillation of the disruption zone (Bursik, 1993; Scandone and Malone, 1985). This oscillation could also account for the alternation of magmatic and hydromagmatic activity.

Towards the top, the hydromagmatic activity becomes predominant and the size of magmatic *lapilli* decreases, suggesting a general lowering of the column height. This decrease of the eruption rate corresponds to a withdrawal of the disruption zone allowing a greater efficiency in the interaction of disrupting magma and water.

## DEPOSITIONAL FACIES AND ATMOSPHERIC FACTORS

Furnas-C isopachs and isopleths show at least two dispersal axes active at different stages of the eruption. Unit 1 was dispersed only towards the north along a narrow axis

and its isopachs are approximately symmetrical to this dispersal axis (Fig. 5.3), consistent with a wind direction from south.

The first U-2 products were also dispersed predominantly towards the north and, based on the stratigraphy (Fig. 5.4b), in the final phases of the eruption were dispersed towards the south (Fig. 5.4a), producing different types of deposit north and south of the eruptive centre (Fig. 5.5).



Foto 5.2 – Photograph of stratified *lapilli* layers of U2, in Salto do Cavalo road.

The northward dispersal axis is approximately the same as the U-1 isopachs and U-2 pumice and lithic isopleths, but the U-2 isopachs show a dispersal axis that is displaced westwards from the isopleth axis.

This U-2 isopach dispersal axis is unusual because there is a drastic lateral variation in the deposit from one side of the axis to the other. In addition, isopach lines are asymmetric about the axis. On the west side, lines are closer together and the deposit thickens much more abruptly than on the east side (Fig. 5.4a, b).

On the NE side of the axis the deposit is characterised by an alternation of ash and *lapilli* layers that grade westward into an ash enriched deposit. On the NW side the deposit is mainly ashy, with matrix supported *lapilli* layers and diffuse boundaries between the layers (Fig. 5.5a). Single *lapilli* layers on the NE side contain, on the NW side, several thin ash beds (Fig. 5.5a, section Fc-27, 39, 44, 91). The origin of diffuse boundaries is not so obvious, since the *lapilli* may deform the surface of the ash layer by impact or the ash may invade the interstices left by the pumice clasts, however the development of new ash layers and ash matrix in *lapilli* layers that elsewhere are clast supported means that ash deposited prematurely, simultaneous with the *lapilli*, despite their different terminal fall velocity.

Isopleths are reliable indicators for wind direction of fall deposits. In the case of the Furnas-C deposit these indicate a SSW wind blowing during most of the eruption, however the isopachs have an axis displaced to the west from that of the isopleths, indicating more than one process affecting emplacement of this material. The presence of accretionary *lapilli* and vesicles on the ash suggests a wet environment on the west side of the dispersal axis, signifying that conditions were different on this side compared with the east side. Since the differences are unlikely to be the result of inhomogeneous distribution of material being emplaced simultaneously, ambient conditions are the most likely cause.

On the SW sector, the deposit has characteristics of contemporaneous reworking. This contemporaneous reworking produced 2 different structures, (1) sets of homogeneous and fines depleted cross bedded layers and (2) a fine submillimetric lamellar stratification.

The sets of homogeneous cross bedded layers form a fairly continuous horizon of typical alluvial deposit with dune structures and a well sorted granulometry ( $\sigma\phi = 1.2$ ) (Fig. 5.6). The homogeneous and fines depleted granulometrical population and the flow structures are typical of transport by water. These structures are generally interpreted as being associated with eruption breaks. On Furnas-C, however, they are localised in restricted areas, and outside of these areas the deposit has no evidence of an eruption break. Thus, the reworking process occurred simultaneously with the

deposition. The reduced extent of the phenomenon suggests a non-permanent water source compatible with surface running water from a rainstorm.

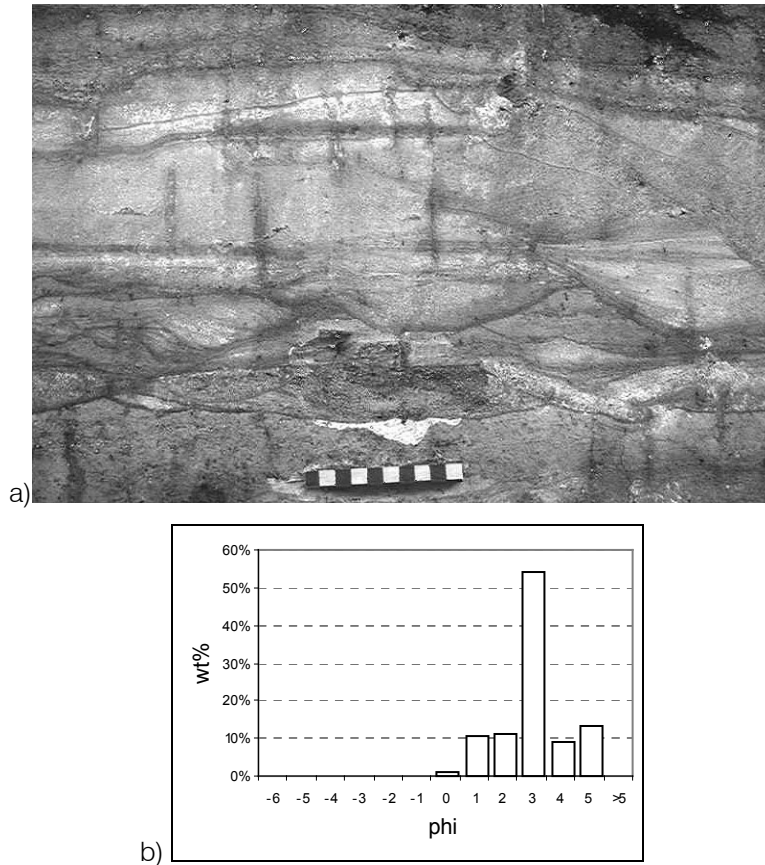


Fig. 5.6 - a) Photograph of a set of cross bedded layers which form a fairly continuous horizon of reworked material, in site Fc-78. b) Grain size distribution of one of those layers.

The other product of contemporaneous reworking processes is a fine lamellar stratification, formed by laminae that look fines depleted, usually with submillimetric thickness and some centimetres long (Fig. 5.7). The granulometric population of these ashes is however identical to the non-reworked ashes, so there was no transport, just the rearrangement of the particles. Walker and Croasdale (1970) found a similar stratification in the ashes of the 1563 Fogo eruption (S. Miguel island) and interpreted it as raindrop splashes.

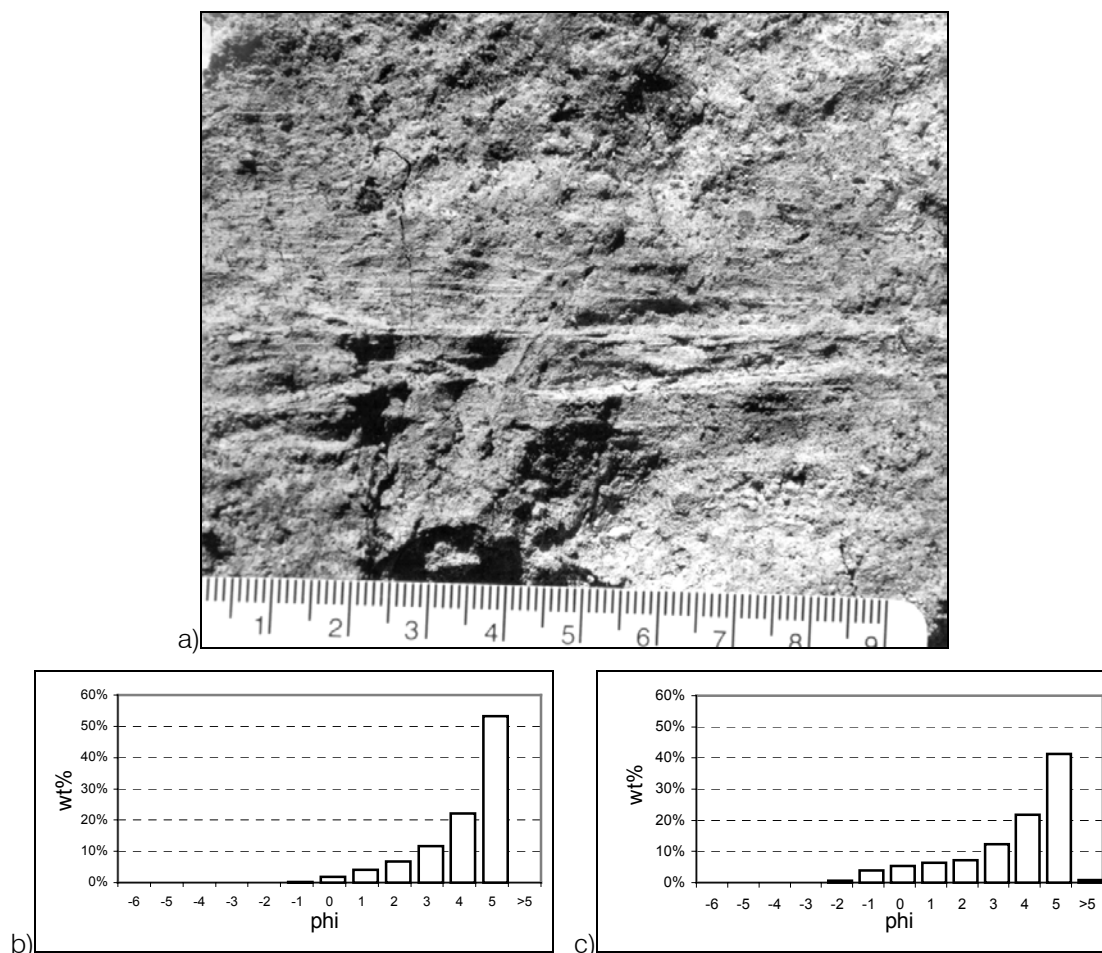


Fig. 5.7 - a) Photograph of fine lamellar stratification near site Fc-78. Grain size distribution of b) lamellar stratified ash and c) undisturbed ash.

Evidence of rain and wet environment associated with the secondary thickening of the deposit suggest that the second process controlling the deposition of Furnas-C eruption was the premature ash fall due to rain flushing. The projection of the thickness of U2 versus the distance from the source, for measured sections, shows a difference between sections in areas affected by rain flushing and sections in areas not affected by rain flushing (Fig. 5.8). For the same distance to the source, sections in areas affected by rain flushing are generally thicker than those in areas not affected by rain flushing.

Other deposits, analogous to the rain flushing, had been reported in 1924 Kilauea eruption as mud rain (Blong, 1984) and Talbot *et al.* (1994) and Wilson and Walker (1985) refer other premature ash fall phenomenon in Hatepe plinian deposit, Taupo

New Zealand. Branney (1991) mentions convective instabilities in the eruptive column as another process that may originate the same effect, according to experimental observations of particle-laden plumes (Carey *et al.*, 1988 in Branney, 1991). In this case a localised heavy ash fall can develop as dense batches of particle-laden fluid Brazier, *et al.* 1983.

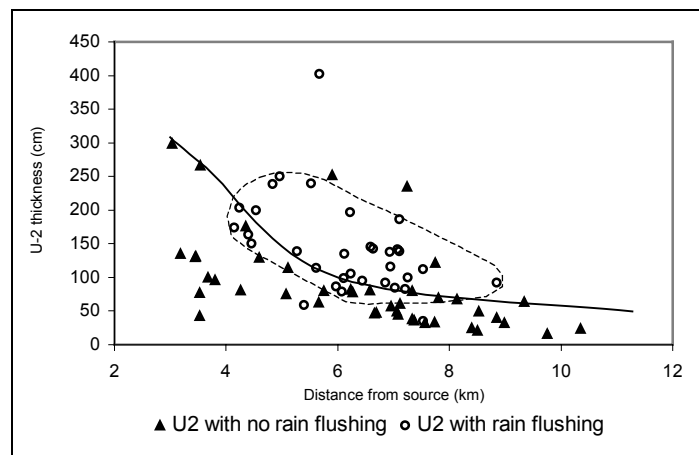


Fig. 5.8 - Projection of the thickness of U2 versus distance from the source, for measured sections. Solid line is a visual fit of the maximum thickness of sections with no evidence of rain flushing and dashed line enclose most of the sections in areas affected by rain flushing.

Assuming that the asymmetric distribution of ash associated with the Furnas-C eruption was the result of rain flushing, it is possible to estimate the amount of excess ash that fell. This can be done by assuming that the isopach on the east side of the isopleths dispersal axis represent the normal wind driven deposit and if no rain flushing had occurred this would have been reproduced symmetrically on the west side of the axis (Fig. 5.9), therefore the difference in thickness between the estimated isopachs for no rain conditions and the real isopachs on the west side provide an estimate of the rain flushed ash fall. This gives about 0.02 km<sup>3</sup>, over an area close to 13.5 km<sup>2</sup>, and represents about 50% of the total fall in this area. In some places the total thickness of the deposit was increased from 1,5 to over 4 meters (Fig. 5.9b).

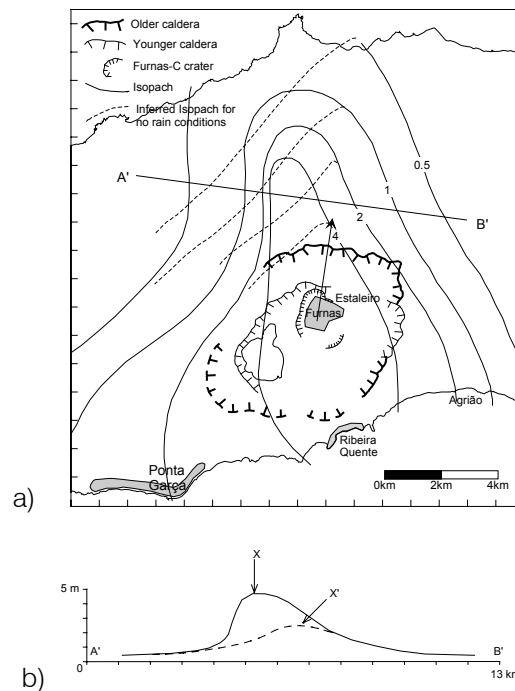


Fig. 5.9 – a) Isopach maps for U-2 (in metres). Arrow points wind dispersal axis. Dashed lines are estimated isopach lines for no rain conditions, assuming that under no rain conditions isopachs on the west side of the dispersal axis should be symmetrical to the isopachs on the east side of the axis. b) - Cross section of U-2 from A' to B', perpendicular to the wind dispersal axis. Dashed line is the estimated cross section for no rain conditions. X is the interception point with the isopach dispersal axis and X' is the interception point with the estimated dispersal axis for no rain conditions.

## RISK AND HAZARD

Tephra fall deposits are among the least hazardous, direct volcanic products, to human life. The death toll related to volcanic products report less than 8% caused by tephra fall (Blong, 1984). Nevertheless, economically these can be the most devastating volcanic products due to their potential to cover vast areas and to their impact in agriculture, buildings, machinery and communications. The dispersal of these deposits is controlled by the eruptive column and atmospheric factors. Wind is the atmospheric factor controlling fall deposits dispersal direction. However, for hydromagmatic ash rich eruptive columns, such as the Furnas-C eruption, rain may become a determinant issue as it can produce a drastic local thickening of the deposit independently of the dispersal axis. This implies important consequences to risk and hazard assessment. The concept of exponential thinning of the deposit with distance from source has to be

taken cautiously as it does not consider the local thickening of a fine tephra fall deposit by rain flushing.

Superimposing the maximum rain driven thickening of the deposit to the wind control risk map of Furnas-C, the risk in each point is significantly increased and the areas of potential losses are much wider. Therefore eruptive scenarios based solely on plume models and wind control may underestimate the hazard. Both wind and rain must be considered when assessing risks associated to hydromagmatic eruptions. Nevertheless, the approach to wind and rain effects must necessarily be distinct. Wind has a predictable behaviour and it is acceptable to model it as horizontal sheets that maintain the same characteristics over the all area affected by the deposit. Rain has a more randomly behaviour as it may disturb only parts of the eruptive cloud and have different impacts from one part of the deposit to another.

The efficiency of the rain flushing phenomenon is controlled by rain intensity and particle concentration of the eruptive cloud. Thus the closer the rainstorm is to the dispersal axis the more efficient the process will be. At the margins of the eruptive cloud the thickening of the deposit would be less important. However, even a small localised rain driven thickening of the deposit would be a significant hazard increase since wet ash has bulk densities as high as 1.25 g/cm<sup>3</sup> (Sarna–Wojcicki *et al.*, 1981), much higher than the dry ash densities (0.4 – 0.7 g/cm<sup>3</sup>) (Blong, 1984). A 10 cm increase in the deposit thickness may therefore represent a load increase of 125 kg/m<sup>2</sup>. Furthermore, wet ashes has greater cohesiveness, favouring its accumulation at higher angles of rest. The consequent accumulation of greater ash thickness on top of buildings and structures, poses again increased hazards when compared to dry ash.

## CONCLUSION

Furnas-C case study eruption started with hydromagmatic activity that produced a fine ash eruptive column. Strong SSW winds dispersed these ashes along a narrow

northward dispersal axis. These ashes, U-1, were deposited cold and wet preserving numerous fossils, from tree branches up to 20 cm in diameter to delicate leaf moulds.

The second unit, U-2, started with a magmatic event, of subplinian magnitude, that produced the coarsest *lapilli* layer of the eruption, followed by an alternation of magmatic and hydromagmatic activity. As for U-1, these layers were also dispersed towards north by the wind. Simultaneous to this process, a rainstorm developed west of the dispersal axis causing premature fall of fine ash, a secondary thickening of the deposit independent of the dispersal axis and a dramatic change in the deposit as it enters the rainstorm influence area. The eruption gradually became again predominantly hydromagmatic and the wind rotated, blowing weaker from NNW. The characteristic low permeability of fine ash could prevent infiltration of water and promoted the development of superficial running waters. Under these conditions, deposition, erosion and reworking of the deposit would occur simultaneously.

The Furnas-C eruption case study demonstrates the important control of hydromagmatic deposits by atmospheric factors. Wind and rain were both controlling on the dispersal and depositional facies of this deposit: (1) wind produced two dispersal axes at distinct phases of the eruption characterised by different products, generating two lobes with distinct facies and (2) rain promoted a premature ash fall by accretion and rain flushing generating a localized secondary thickening of the deposit independent of the dispersal axis. The localised premature ash fall led to a build up of materials masking the wind dispersal axis and changing the symmetry of the deposits on each side of the axis. Areas affected by the premature ash fall phenomenon developed ash matrix in *lapilli* layers that elsewhere are clast supported or developed ash layers separating *lapilli* layers that away from the rain flush area appear as one single layer. In turn, the low permeability of these fine ashes favoured the runoff of the rainwater and promote the contemporaneous erosion and reworking the deposit.

The influence of atmospheric factors over the transport and emplacement mechanisms of fine-grained fall deposits is fundamental to the hazard assessment of these eruptions. Assessment models are often based on the regular thinning of the deposit with distance from source based on their dispersal axis. However true this may be, it

has to be taken cautiously where fine ashes are involved, such as in hydromagmatic eruptions, as rain may effect the deposit in a non homogeneous way independently of the dispersal axis, and the rain driven ash fall may promote the secondary thickening of the deposit away from the source where only a thin deposit layer was expected, significantly increasing the risk and hazard in that area.

## ACKNOWLEDGMENT

This study was funded by the Azores University and the EEC environment program. The authors also wish to thank Paul Cole, Nicolau Wallenstein and Gabriela Queiroz for field assistance and Angus Duncan for the chemical analyses

## REFERENCES

- BLONG, R.J. (1984) - *Volcanic hazards*. Academic Press, Austrália, 424p
- BOOTH, B., CROASDALE, R. & WALKER, G.P.L. (1978) - A quantitative study of five thousand years of volcanism on São Miguel, Azores. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 228, 271-319.
- BRANNEY, M.J. (1991) - Eruption and depositional facies of the Whorneyside Tuff Formation, English Lake District: An exceptional large-magnitude phreatoplinian eruption. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 103, 886-897.
- BRAZIER, S., SPARKS, R. S. J., CAREY, S. N., SIGURDSSON, H. (1983) - Bimodal grain size distribution and secondary thickening in air-fall ash layers. *Nature*, Vol. 301, 13, p. 115-119
- BURSIK, M.I. (1993) - Subplinian eruption mechanisms inferred from volatile and clast dispersal data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 57, 57-70.
- COLE, P.D., QUEIROZ, G., WALLENSTEIN, N., GASPAR, J., DUNCAN, A.M., GUEST, J.E. (1995) - An historic subplinian/phreatomagmatic eruption: The 1630 AD eruption of Furnas Volcano, São Miguel, Azores. *Jour. Volcanol. Geother. Res.* 69, 117-135.
- DECKER, R.W. & CHRISTIANSEN, R.L. (1984) - Explosive eruptions of Kilauea Volcano, Hawaii. *In: Explosive volcanism* . Natl. Acad. Press, Washington, DC, pp122-132.

- GASPAR, J.L., FERREIRA, T., QUEIROZ, G., WALLENSTEIN, N., PACHECO, J., GUEST, J., DUNCAN, A. e COLE, P. (1996) - Main tectonic structures of Furnas Volcano S.Miguel, Azores. *Proceedings of the 2nd Workshop on European Laboratory Volcanoes - EC-DGXII and European Science Foundation* (in press).
- GUEST, J.E., DUNCAN, A.M., COLE, P.D., GASPAR, J., QUEIROZ, G., WALLENSTEIN, N. & FERRERA, T. (1994) - *Preliminary report on the volcanic geology of Furnas volcano, S. Miguel, Açores. ESF Furnas Laboratory Volcano, Eruptive History and Hazard* Open File Report nº1, 1-24.
- HEIKEN, G. & WOHLETZ, K. (1991) - Fragmentation processes in explosive volcanic eruptions. *In: Sedimentation in volcanic settings* R. V. Fisher and G. Smith (Eds), Society of Sedimentary Geology Spec Pub 45, 19-26.
- MASTROLORENZO, G., MUNNO, R. & ROLANDI G. (1993) - Vesuvius 1906: a case study of a paroxysmal eruption and its eruption cycles. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 58, 217-237.
- MOORE, R. (1983) - *Preliminary geologic map of Furnas volcano, São Miguel, Azores (Scale 1:15.000)*. U.S. Geological Survey, Open File Report, 383-395.
- MOORE, R. (1991a) - *Geologic map of São Miguel, Azores (Scale 1:50.000)*. U.S.G.S. MISC INV., map I-2007.
- MOORE, R. (1991b) - Geology of three late Quaternary stratovolcanoes on São Miguel, Azores. *U.S.G.S. Bulletin*, 1900,1-26.
- MOORE, R., & RUBIN, M. (1991) - Radiocarbon dates for lava flows and pyroclastic deposits on São Miguel, Azores. *Radiocarbon*, 33, nº1, 151-164.
- PACHECO, J. (1995) - *Caracterização do depósito vulcânico Furnas-C e seu contributo para a análise do hazard associado à actividade do vulcão das Furnas*. Provas de progressão na carreira de investigação. Universidade dos Açores, 128p.
- QUEIROZ G., GASPAR J.L., COLE P.D., GUEST J.E., WALLENSTEIN N., DUNCAN A.M. & PACHECO J.P. (1995) - Erupções vulcânicas no vale das Furnas ilha de S. Miguel, Açores na primeira metade do Sec. XV. *Açoreana*. Vol. VIII, fasc. I.
- SARNA –WOJCICKI A.M., SUSAN SHIPLEY, WAITT Jr. R.B., DZURISIN D., & WOOD S.H. (1981) - Aerial distribution, thickness, mass, volume and grain size of air fall ash from the six major eruptions of 1980, in *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington 1981*, edited by P.W. Lipman and D.R. Mullineaux, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1250, 569-576.
- SCANDONE, R. & MALONE, S. (1985) - Magma supply, magma discharge and readjustment of the feeding system of Mount St. Helens during 1980. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 23, 239-262.
- SELF, S., (1976) - The recent volcanology of Terceira, Azores. *J. Geol. Soc. London*, 132, 645-666.
- SELF, S. & SPARKS, R.S.J. (1978) - Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water. *Bull. Volcanol.*, 41-3, 196-212.
- SHERIDAN, M.F. & WOHLETZ, K.H. (1983) - Hidrovolcanism: Basic considerations and review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17: 1-29.

- TALBOT, J.P., SELF, S. & WILSON, C.J.N. (1994) - Dilute gravity current and rain-flushed ash deposits in the 1.8 ka Hatepe Plinian deposit, Taupo, New Zealand. *Bull Volcanol*, 56: 538-551.
- WALKER, G.P.L. (1971) - Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *J. Geol.*, 79, 696-714.
- WALKER, G.P.L. (1981) - Characteristics of two Phreatoplinian ashes, and their water-flushed origin. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 9, 395-407.
- WALKER, G.P.L. & CROASDALE, R. (1970) - Two plinian-type eruptions in the Azores. *J. Geol. Soc. London*, 127, 17-55.
- WILSON, C.J.N. & WALKER, G.P.L. (1985) - The Taupo eruption, New Zealand. I. General aspects. *Phil. Trans. Roy. Soc. A* 314: 199-228.
- WILSON, L. (1972) - Explosive volcanic eruptions - II. The atmospheric trajectories of pyroclasts. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30, 381-392.

### V.3 ERUPÇÃO SUBMARINA DA SERRETA

#### V.3.1 BASALTIC LAVA BALLOONS PRODUCED DURING THE 1998-2001 SERRETA SUBMARINE RIDGE ERUPTION, AZORES

João L. Gaspar, Gabriela Queiroz, Teresa Ferreira, José M. Pacheco, Nicolau Wallenstein, Maria H. Almeida and Rui Coutinho  
Centro de Vulcanologia e Avaliação de Riscos Geológicos da Universidade dos Açores, Rua Mãe de Deus, 9500 P.Delgada, Portugal

Artigo submetido para publicação

#### ABSTRACT

On December 1998 a volcanic eruption started on the Serreta Submarine Ridge, about five miles west of Terceira Island, Azores. The event was preceded by a small seismic crisis and lasted for more than two years with an intermittent behaviour. The tectonic setting of the eruption site, the alignment of the eruptive vents and the type of volcanic products point toward a basaltic fissure eruption. The most striking feature observed during this event consisted in the formation of lava balloons. These volcanic void structures, spherical to ellipsoidal in shape are interpreted as the result of the formation of lava blisters at vent level. Degassing of a very fluid gas-rich magma associated to submarine lava lakes and lava fountain episodes is believed to be an effective process in generating such structures.

#### INTRODUCTION

Since the settlement of the Azores islands, in the middle of the XV century, more than twenty volcanic eruptions have been registered in this Atlantic region (Weston, 1964; Van Padang *et al.*, 1967) (Fig. 5.10). The first recorded eruption on land occurred sometime between 1439 and 1443 and took place inside the caldera of Furnas volcano on São Miguel Island (Queiroz *et al.*, 1995). More recently the 1957/58 Capelinhos

eruption, in the northwestern end of Faial Island, became one of the most well known Azorean historical eruptions (Castello Branco, 1959).

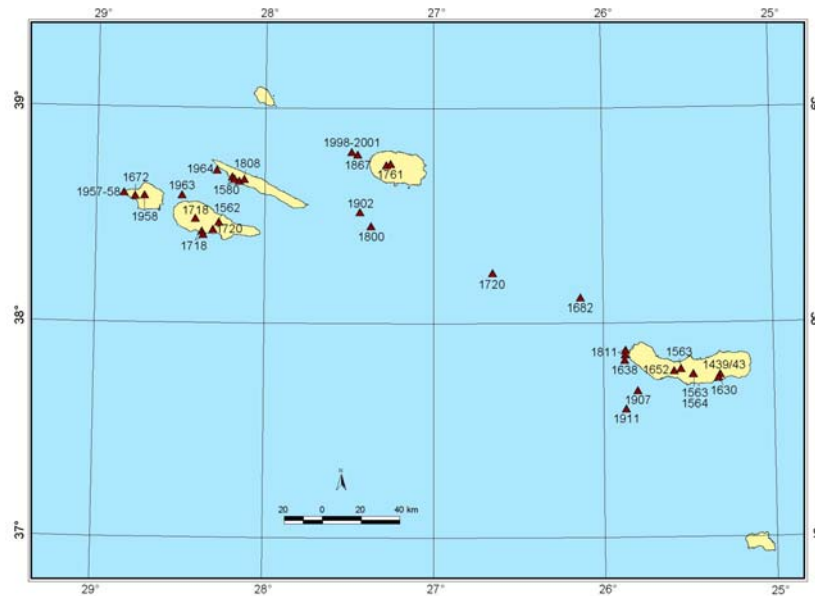


Fig. 5.10. Location of historical eruptions in the Azores region (data from Weston, 1964; Queiroz *et al.*, 1995)

During the past five hundred years of history several volcanic eruptions have been reported from the Azores Sea. Some of them were described as ephemeral episodes consisting of vapour and gas emissions and showing minor solid volcanic products that remained on the sea surface for short periods of time. More violent events gave rise to temporary islands like in 1720, on D. João de Castro Bank, between Terceira and São Miguel islands (Canto, 1879; Chaves, 1960), or in 1811, during the Sabrina eruption, which occurred about two kilometres W of São Miguel (Canto, 1879; Van Padang *et al.*, 1967; Queiroz, 1997).

On the last week of November 1998 a small seismic crisis located west of Terceira Island was interpreted to be the result of faulting associated to the rise of magma, pointing toward the early beginning of a new submarine volcanic eruption on the so-called Serreta Submarine Ridge (Gaspar & Wallenstein, 1999). Fishermen first observed the eruption on December 18th, 1998. In this paper we discuss the genesis of low-density basaltic lava balloons produced during the event.

## PRECURSORY SIGNS

The Azorean Seismological Surveillance Network maintained by the Azores University and the Meteorological Institute is composed of thirty analogue and ten digital seismic stations scattered throughout the nine islands of the archipelago (Senos *et al.*, 1997). The first tectonic seismic events related to the eruption were detected on the 23rd of November 1998 (SIVISA, 1998). The activity increased in the following days reaching a maximum of about four hundred micro-earthquakes on November 29 (Fig. 5.11). The seismicity dropped then to normal levels and new peaks of tectonic activity were only registered in the middle of December. No events were felt during this precursory crisis.

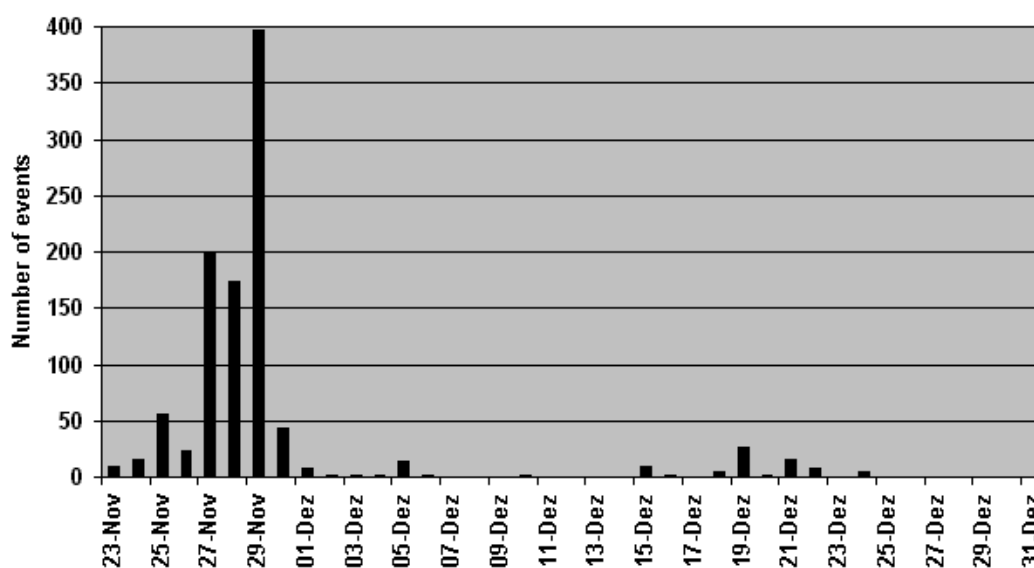


Fig. 5.11. Daily number of micro-earthquakes associated to the Serreta Submarine Ridge volcanic eruption registered by the Azores Seismological Surveillance Network.

A much stronger seismic crisis preceded the 1867 historical eruption that took place in the same volcano-tectonic system (Zbyszewsky, 1967). At that time more than five months of earthquakes were responsible for serious damages on the westernmost part of Terceira Island. Several houses were destroyed, rock-fall occurred at sea-cliffs and fissures opened on the ground.

## DIRECT OBSERVATIONS

Fishermen made first descriptions of the 1998-2001 volcanic activity early in the morning of December 18, 1998 from a point located approximately five miles west of Terceira Island. They saw dark objects floating and steaming that were first considered to be whales or tree trunks. Reaching the area by boat they realised that the observed material consisted of “hot steaming stones whose high temperature caused minor damage to the fishing ropes”. In the area a large quantity of fish dead or injured appeared at the sea surface.

At night fishermen from another boat travelling from Graciosa Island to Terceira reported the presence of “fire coming out from the seawater spreading on the air like tears of fireworks”. Until the end of 1998 similar episodes were only observed from land on the night of December 23. Scientific missions organised during this period were fruitless due to the discontinuous character of the surface manifestations. The authors took the first images of the event on January 8, 1999 during a helicopter flight sponsored by the Portuguese Air Force and the Azores Civil Protection. At that time, dozens of lava blocks floating in an area larger than 20.000 m<sup>2</sup> were releasing thick columns of white vapour (Foto 5.3). This scenario, frequently observed along the following months, was sporadically accompanied by the emission of black volcanic ashes and water jets several meters above the sea surface.

During more than two years of activity the eruption presented periods of different intensity and several superficial eruptive spots were identified and located using Global Positioning System and Differential Global Positioning System (Fig. 5.12). The spatial distribution of the identified spots clearly shows that the phenomenon occurred along NE-SW and NW-SE volcano-tectonic trends.



Foto 5.3 - Picture of floating lava blocks taken during a helicopter flight on January 8, 1998.

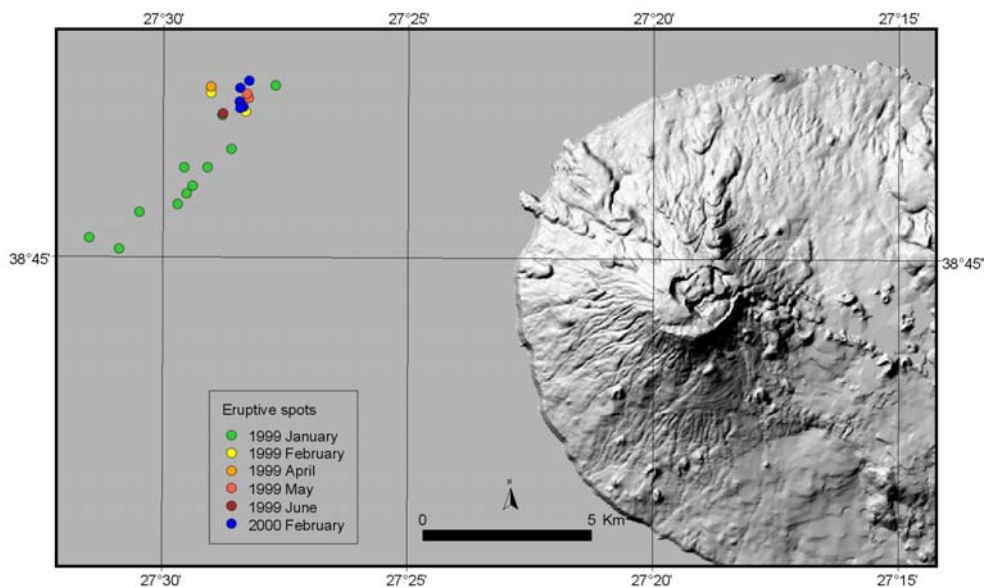


Fig. 5.12 - Location of eruptive spots identified during the eruption.

### SAMPLES CHARACTERISATION

During the eruption several floating lava blocks were collected. Some were recovered unbroken and presented maximum dimensions ranging from 40 cm to 3 m with

spherical or ellipsoidal shapes. The outer part of the blocks consisted of a thin (<1 cm) glassy skin, brownish to greenish in colour, with well-developed longitudinal striations. Below this skin the crust is denser and dark coloured showing different vesiculation layers. The total thickness of the crust is in general 3 to 8 cm wide while the core of all the samples is partially or totally void (Foto 5.4).



Foto 5.4 - Sample collected on February, 10. Note the void interior and the thin crust that prevented gas to escape.

The specimen's petrography is marked by the presence of phenocrysts of olivine, pyroxene – both with opaque inclusions - and plagioclase. Transparent phenocrysts of plagioclase reach dimensions of 10mm. Microphenocrysts of olivine, pyroxene, and plagioclase are also present. Among the vitreous matrix there are microliths of plagioclase, olivine and pyroxene.

Whole rock chemical analyses showed that the products of this eruption are alkali basalts whose composition is similar to that of other lavas erupted along the Terceira Island basaltic chain as well as other Azorean historical eruptions (Self, 1973; Flower *et al.*, 1976) (Fig. 5.13).

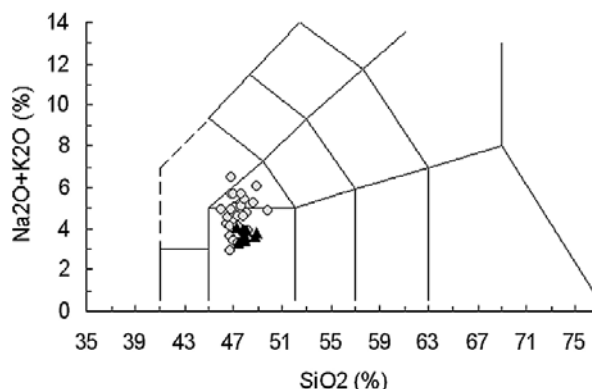


Fig. 5.13 - Total alkalis-silica diagram (Le Bas *et al.*, 1986) with samples from the Serreta Submarine Ridge volcanic eruption analysed in this study (black dots) and samples from Terceira after Self (1973) (grey dots).

## DISCUSSION

The Serreta Submarine Ridge eruption exhibited features that allow the re-interpretation of other historical events that occurred in the Azores Sea. Moreover it allowed the acquisition of important data that contributes to the understanding of submarine eruptive processes. To our knowledge the only similar case was described by Siebe *et al.* (1995) following a submarine eruption in 1993-94 near Socorro Island, Mexico. Siebe *et al.* (1995) reported the appearance of floating scoria and reticulite blocks and related their genesis to degassing processes of a low viscosity gas-rich magma.

The seismic activity registered on late November 1998 is interpreted to be the result of fracturing due to magma ascent along the submarine volcanic chain that extends towards the west of Terceira Island. The low frequency of events registered during the eruption as well as its low magnitude can be explained as the result of the injection of a very fluid magma along a pre-existing fault system. In fact the present eruption occurred along the same tectonic lineament as the 1867 eruption (Zbyszewsky, 1967). Fresh basaltic glass dredged in the same area by an oceanographic vessel a few years ago,

must have been produced during an undetected recent eruption. This suggests a high eruptive frequency on that volcano-tectonic structure.

During the first stages of the eruption, 6 to 7 active spots defining a NE-SW trend were frequently observed. NW-SE alignments, paralleling the Serreta Submarine Ridge direction were also observed. The former volcano-tectonic fault system disagrees with most of the proposed geodynamic models for the Azores Triple Junction (Searle, 1980; Madeira & Ribeiro, 1990). Nevertheless mapping of dykes and fractures with that direction in different islands (Gaspar, 1996; Queiroz, 1997) and the evolution models outlined for some volcanic calderas (Gaspar *et al.*, 1995) testify the importance of such structural direction in the scope of the Azorean volcanism.

The linear trends of the mentioned eruptive centres and the nature of the volcanic products are in agreement with what should be expected during a fissural basaltic eruption. The projection of the vents in the available navy maps yielded estimated depths between 300 and 800 metres. In this range high fragmentation due to water-magma interaction can explain the sporadic jets of volcanic ash occasionally observed during the eruption.

The formation of floating lava blocks requires however a different genetic model. It is considered that the magma involved in the eruption was very fluid and gas-rich. The event was characterised by low effusion rates. Under these conditions degassing occurring at the crater level where small lava lakes and lava fountains can occur allowed the formation of lava blisters. At a critical point of inflation the blisters detach as swollen lava blebs. This leads to the continuous discharge of lava blebs from the vent. The quenching of the lava at the interface with the seawater results in a thin crust, which acts as an insulating skin allowing high internal temperatures to be maintained and preventing the exsolving gases in the interior to escape. The rising lava blebs continue to degas as they rise and further inflate as a consequence of decompression. This expansion leads to the formation of new skin and the well-developed striations on the crust of the fragments are considered to have formed as a result of this process. Due to its morphology and internal structure we propose the designation of lava balloons to all the inflated lava blebs formed by this genetic process. When these lava balloons reach

the surface they float generally up to 15 minutes and during this period display vigorous release of steam as a result of interaction between seawater and the lava (Foto 5.5). As the lava proceeds to cool the crust cracks allowing the trapped gas to escape and seawater to penetrate the hot interior of the balloon (higher than 900°C). This process was often explosive with fragments being thrown for distances of several tens of metres.



Foto 5.5 - Steaming lava balloon just after it reached the sea surface.

In general the conditions that prevailed during the Serreta submarine ridge eruption were very similar to those observed and proposed by Siebe *et al.* (1995) for the Socorro event. In both cases the formation of floating lava blocks requires the existence of a very fluid and gas-rich magma. The main difference appears to rely in the internal structure of such volcanic products. While in the samples collected at Socorro the inner part consisted of reticulite (Bates and Jackson, 1987) those from the Serreta Submarine Ridge usually had an empty nucleus without reticulite. The location of the Serreta vents at greater depths and/or magmas with different gas contents may explain the observed differences.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This work is part of the Centro de Vulcanologia e Avaliação de Riscos Geológicos program PERIGA and was supported by the Azores Regional Service of Civil Protection. We thank A. Duncan and C. Siebe for reviewing the manuscript. N. Oskarson performed the chemical analyses. Technicians from the Azores University and the Meteorological Institute participated in monitoring activities.

## REFERENCES CITED

- Bates, R.L. & Jackson, J.A. (1987) – *Glossary of Geology*. 3rd Edition, American Geological Institute, Alexandria, 788p.
- Canto E. (1879) - Vulcanismo nos Açores desde a época da descoberta até ao presente. In: *Arquivo dos Açores*, vol.I, III, IV, V, IX e XI, Typ. do Arquivo dos Açores, Ponta Delgada.
- Castello Branco, A. (1959) - *Le Volcanisme de l'Île de Faial et l'Éruption du Volcan de Capelinhos*. Serviços Geológicos de Portugal, memória n<sup>o</sup>4, 99p.
- Chaves, F.A. (1960) - Erupções submarinas nos Açores. Informações que os navegantes podem prestar sobre tal assunto. *Açoreana*, v.5, n<sup>o</sup>5, 50p.
- Flower, M.F.J., Schmincke, H.-U. & Bowman, H. (1976) - Rare earth and other trace elements in historic azorean lavas. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 1, 127-147.
- Gaspar, J.L. (1996) - *Ilha Graciosa (Açores): História Vulcanológica e Avaliação do Hazard*. Tese de doutoramento no ramo de Geologia, especialidade de Vulcanologia. Universidade dos Açores, Departamento de Geociências, 361p.
- Gaspar, J.L., Ferreira T., Queiroz, G., Coutinho, R., Almeida, H.A., Wallenstein, N. e Pacheco, J. (1999) – Notes on the eruptive style of the submarine eruption west of Terceira Island (Azores). Departamento de Geociências da Universidade dos Açores, in: *Bull. Global Volcanism Network*, vol.24, n<sup>o</sup>3, Março 1999.
- Gaspar, J.L., Ferreira, T., Queiroz, G., Wallenstein, N., Pacheco, J., Guest, J., Duncan, A. e Cole, P. (1995) - Evolução morfoestrutural do vulcão das Furnas (ilha de S. Miguel, Açores). Universidade do Porto, Faculdade de Ciências, Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, *IV Congresso Nacional de Geologia, Memória n<sup>o</sup>4*, 999-1003.
- Gaspar, J.L. e Wallenstein, N. (1999) – Submarine eruption west of Terceira Island (Azores). Preliminary report. Departamento de Geociências da Universidade dos Açores, in: *Bull. Global Volcanism Network*, vol.24, n<sup>o</sup>1, Janeiro 1999.

- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986) - A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27, 745-750.
- Madeira, J. & Ribeiro, A. (1990) - Geodynamic models for the Azores triple junction: a contribution from tectonics. *Tectonophysics*, 184, 405-415.
- Queiroz, G. (1997) – *Vulcão das Sete Cidades (S. Miguel, Açores): História Eruptiva e Avaliação do Hazard*. Tese de doutoramento no ramo de Geologia, especialidade de Vulcanologia. Universidade dos Açores, Departamento de Geociências.
- Queiroz, G., Gaspar, J.L., Cole, P., Guest, J., Wallenstein, N., Duncan, A. e Pacheco, J. (1995) - Erupções vulcânicas no Vale das Furnas (ilha de S. Miguel, Açores) na primeira metade do século XV. *Açoreana*, VIII(1), 159-168.
- Senos, M.L., Gaspar, J.L., Carrilho, F., Queiroz, G., Alves, P. & Ferreira, T. (1997) - *Estrutura do Sistema de Vigilância Sismológica dos Açores (SIVISA)*. III Encontro de Sismologia e Engenharia Sísmica, Instituto Superior Técnico, Lisboa, Dezembro 1997.
- Siebe, C., Komorowski, J.-C., Navarro, C., McHone, J., Delgado, H. & Cortés, A. (1995) - Submarine eruption near Socorro Island, Mexico: Geochemistry and scanning electron microscopy studies of floating scoria and reticulite. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 68 (4), 239-271.
- SIVISA (1998) – *Boletim Sísmico Preliminar. Meses de Novembro e Dezembro*. Ed. Instituto de Meteorologia e Centro de Vulcanologia da Universidade dos Açores.
- Van Padang, M.N., Richards, A.F., Machado, F., Bravo, T., Baker, P.E. e Le Maitre, R.W. (1967) - *Atlantic Ocean. Catalog of active volcanoes of the world*, IAVCEI, Rome, 128p.
- Weston (1964) – List of recorded volcanic eruptions in the Azores with brief reports. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. FCUL*, 10(1), 3-18.
- Zbyszewski, G. (1967) – As observações de F. Fouqué sobre o vulcanismo dos Açores. *Bol. Núcleo Cultural da Horta*, Sep. V.4, nº2-3, 17-95.

### V.3.2 – CINZAS BASÁLTICAS PRODUZIDAS PELA ERUPÇÃO SUBMARINA DA SERRETA

A erupção da Serreta produziu, para além dos balões de lava, uma importante quantidade de cinzas. Estas cinzas formaram uma pluma vulcânica (Fig. 5.14) rica em cinzas finas e gases, que ascendeu por flutuação e alcançou a superfície do mar dando origem a uma mancha que se dispersou em diversas direcções em função das correntes oceânicas (Fig. 5.15; Foto 5.6)

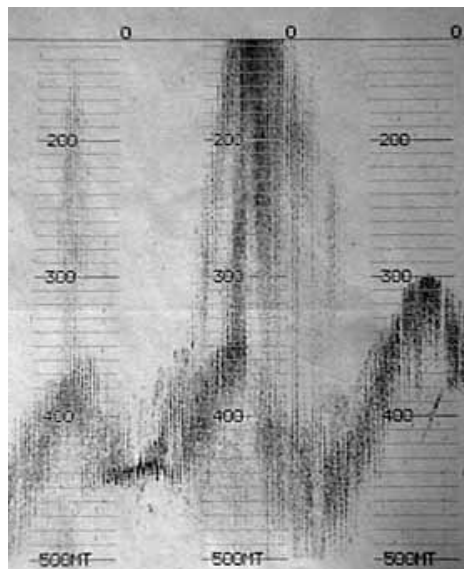


Fig. 5.14 – Gráfico da sonda de fundo do navio Arquipélago, graduado em metros.

Estas cinzas depositaram-se no fundo marinho, em torno do foco eruptivo, dando origem a um depósito com alguns centímetros de espessura. No decurso dos trabalhos efectuados nesta zona recolheram-se algumas amostras dos sedimentos do fundo. Devido às limitações do equipamento utilizado, a quantidade de material colhido foi relativamente reduzida. Não obstante, a sua análise granulométrica (Fig. 5.16) e o exame visual do depósito do fundo evidenciam a predominância de material de granulometria fina.

Foram também realizadas diversas amostragens do material em suspensão na pluma vulcânica, num perfil vertical desde os 300 m de profundidade). Verificou-se que a pluma eruptiva era constituída predominantemente por cinzas de dimensões

submilimétricas e que a sua distribuição granulométrica apresenta uma boa calibração (Fig. 5. 17). Estas observações indicam que as partículas que integravam a coluna sofreram um processo de selecção com base na sua velocidade terminal de queda e que o mecanismo responsável pelo transporte destas cinzas é o efeito de arrasto proporcionado pela coluna de água ascendente, não havendo evidências, na fracção da pluma amostrada, de uma zona dominada pela ejeção explosiva do magma onde se esperaria encontrar uma menor calibração.

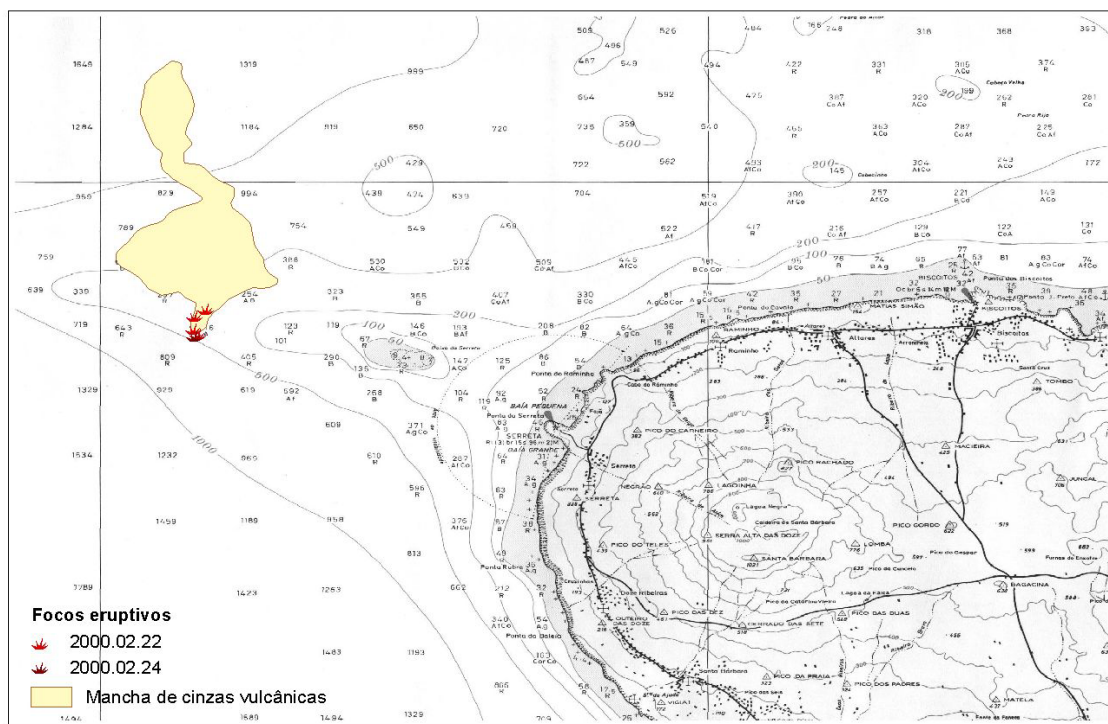


Fig 5.15 – Distribuição da mancha de cinzas do vulcão da Serreta à superfície do oceano, no dia 22 de Fevereiro de 2000.

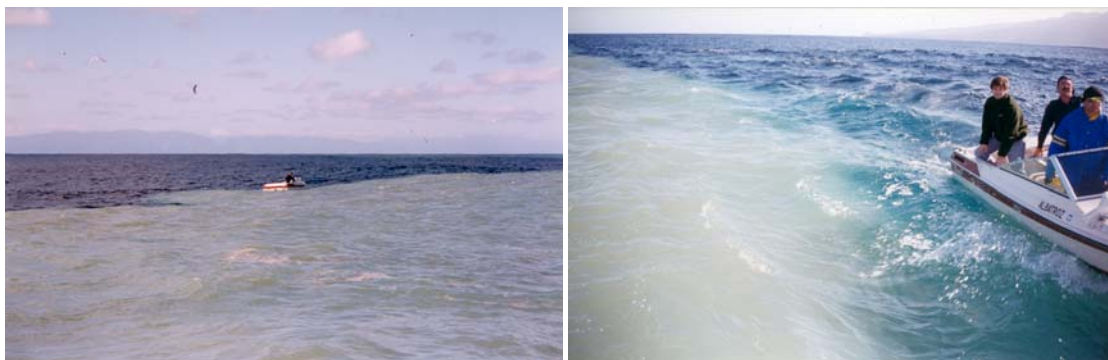


Foto 5.6 - Aspectos da mancha produzida à superfície do mar pela pluma vulcânica.

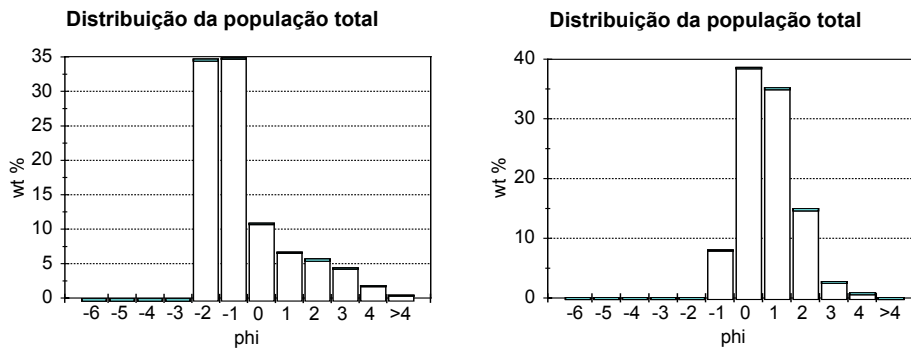


Fig 5.16 – Análises granulométricas das cinzas depositadas no fundo, próximo do foco eruptivo.

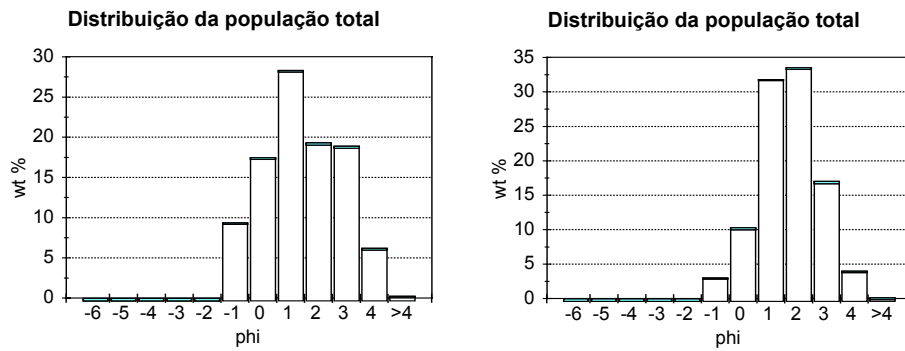
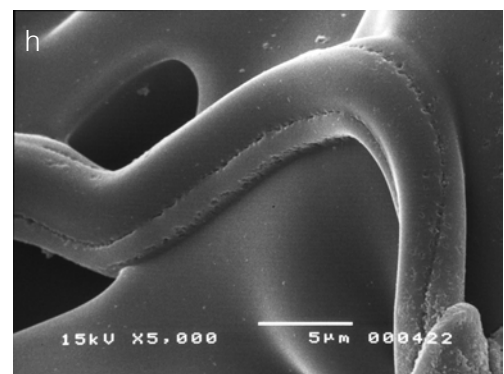
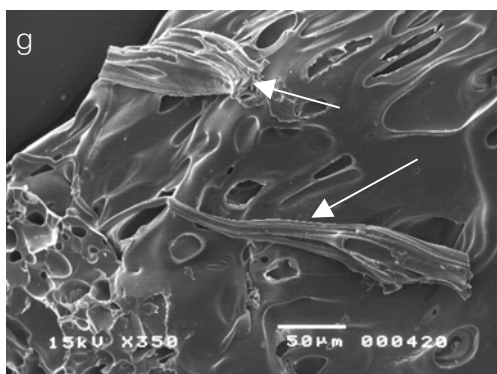
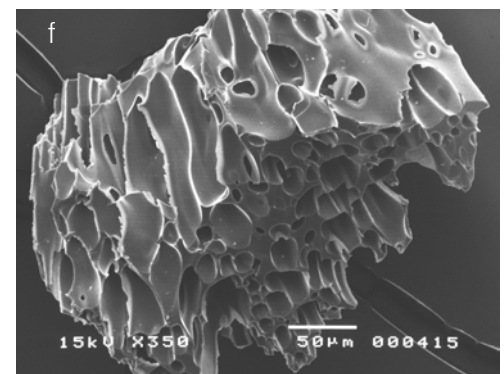
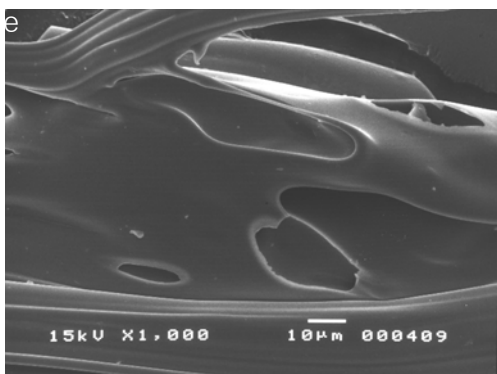
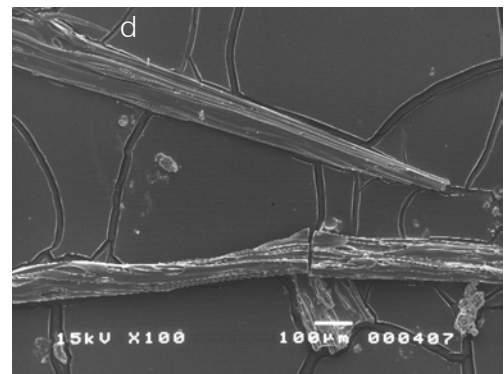
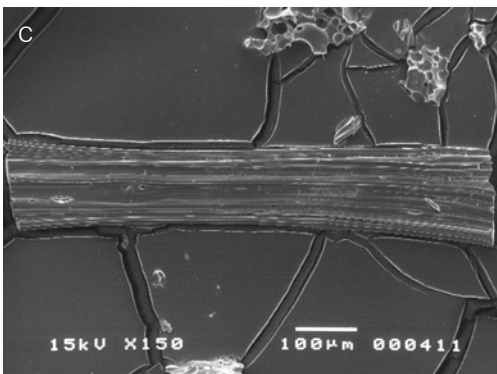
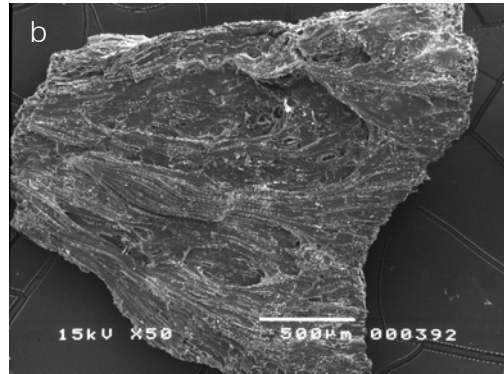
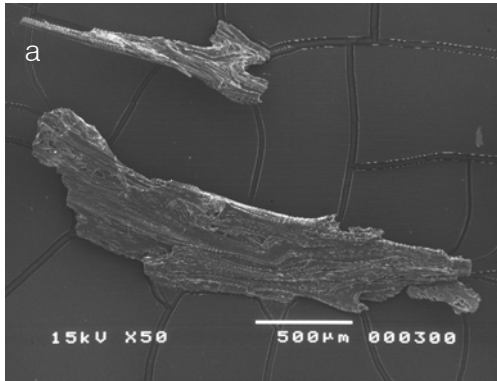


Fig. 5.17 – Análises granulométricas das cinzas de um perfil vertical da pluma vulcânica, desde os 300 m de profundidade.

A fim de compreender o mecanismo de formação destas cinzas procedeu-se ao seu estudo morfológico (Foto 5.7) tendo-se verificado a ausência das formas que geralmente resultam da fragmentação hidromagmática. De facto, as partículas que constituem a carga sólida da pluma vulcânica evidenciam uma boa vesiculação (foram determinadas vesicularidades de 54%), com abundantes vesículas de forma aproximadamente esférica e superfícies suaves, ou com vesículas estiradas formando estruturas tubulares. O raio das vesículas que não evidenciam coalescência varia entre 10 e 100  $\mu\text{m}$  e as vesículas tubulares têm, por vezes, comprimentos superiores a 3 mm e raios mínimos de cerca de 1  $\mu\text{m}$ . A superfície externa destas partículas é geralmente controlada pela tensão superficial do magma.



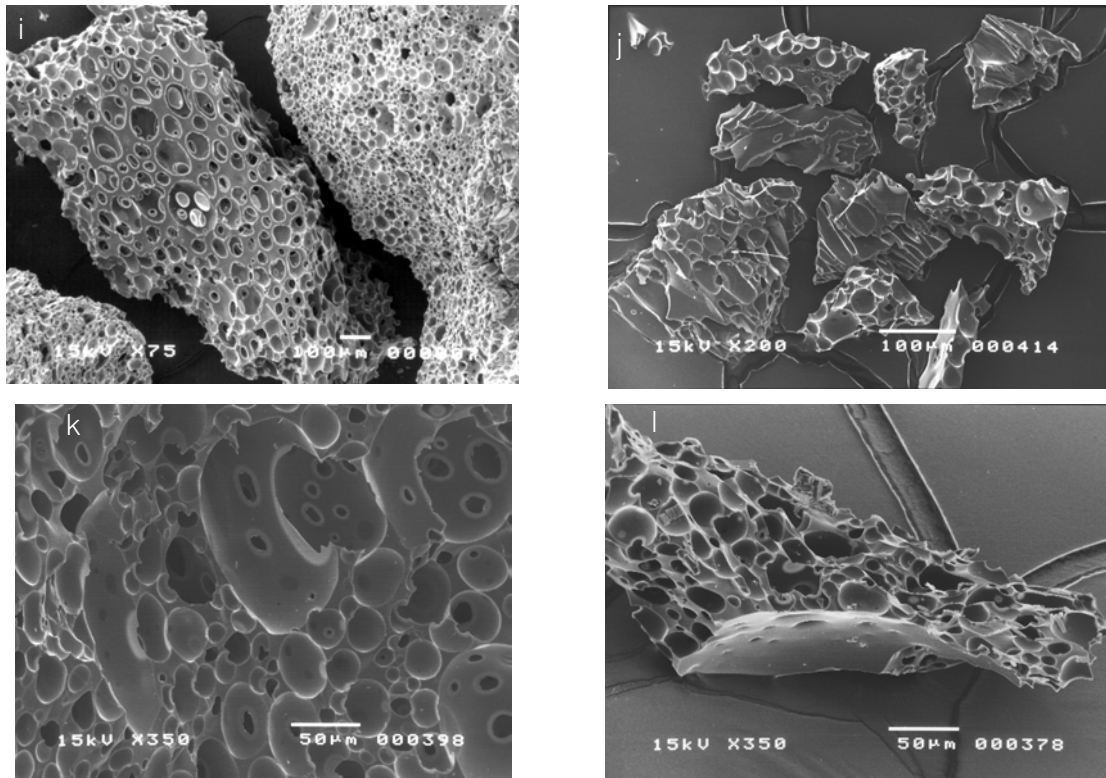


Foto 5.7 – Fotografias de microscópio electrónico de varrimento de cinzas da pluma vulcânica da Serreta. (a), (b) e (c) – partículas de forma tabular, com estrias longitudinais resultantes do estiramento das vesículas; (d) - partículas aciculares, semelhantes a cabelos de *Pele*, formadas por fragmentos de magma estirados; (e) – detalhe de um dos fragmentos de (d), onde se destacam delicadas estruturas com a superfície dominada pela tensão superficial do magma, evidenciando uma elevada fluidez; (f) – partícula com vesículas tubulares; (g) – pequenos fragmentos aciculares moldados à superfície de um clasto maior; (h) detalhe de um dos clastos aciculares de (g); (i) e (j) clastos bem vesiculados, com vesículas aproximadamente esféricas e de superfícies suaves; (k) vesículas achatadas; (l) – fragmento da parede de uma vesícula de maiores dimensões.

Neste contexto, identificaram-se três tipos morfológicos de clastos nas cinzas em suspensão na pluma eruptiva:

- A. clastos de forma planar, estriados pelo estiramento das vesículas que se apresentam intensamente deformadas segundo uma direcção. As suas superfícies livres são suaves e apresentam evidências de uma grande fluidez.
- B. clastos aciculares constituídos por conjuntos de vesículas estiradas segundo uma direcção, formando estruturas tubulares com superfícies suaves.

- C. clastos sem superfícies regulares, bem vesiculados, com vesículas aproximadamente esféricas, superfícies internas suaves, por vezes, separadas por membranas finas e pontualmente coalescentes.

Estes clastos apresentam semelhanças com os fragmentos da superfície externa dos balões da lava, que também exibem uma boa vesiculação e deformação por estiramento (Foto 5.8), resultante do aumento de volume do balão por expansão do gás no seu interior. No entanto, diferem significativamente dos fragmentos da sua superfície interna (Foto 5.9), que se apresentam mais densos e pouco vesiculados, pois as vesículas desta região puderam libertar o seu conteúdo no interior oco dos balões de lava.

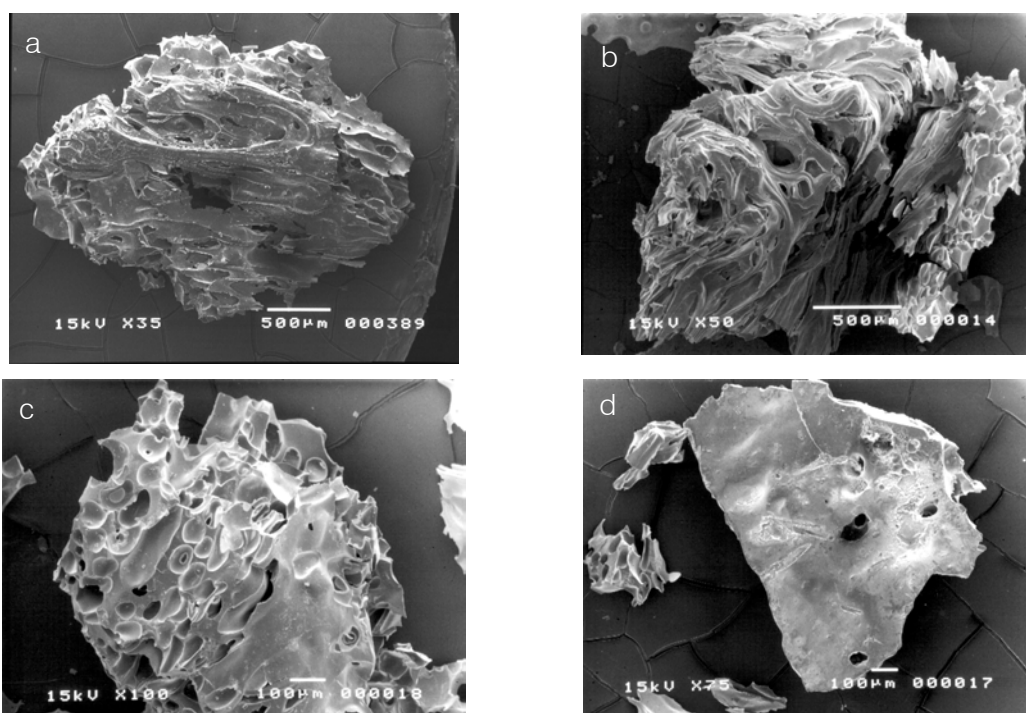


Foto 5.8 – Fotografias de microscópio electrónico de varrimento de fragmentos da superfície externa dos balões da lava. (a) e (b) fragmentos com deformação das vesículas; (c) fragmento bem vesiculado; (d) Fragmento com superfície suave.

Os clastos dos **tipos A e B** são interpretados como resultantes da superfície externa do magma que contacta com o meio ambiente e alguns clastos do tipo B formaram-se como fragmentos destacadas desse magma. A superfície destas partículas é dominada pela tensão superficial do magma e o mecanismo que controlou a sua

formação foi a deformação por estiramento longitudinal. A fragmentação destes clastos foi predominantemente não explosiva.

Estas estruturas só se podem formar num meio onde o magma mantenha uma elevada fluidez durante a deformação, logo isolado do contacto directo com a água líquida, evitando assim, também a sua fragmentação por choque térmico ou por FCI. No ambiente de formação destas amostras, esse isolamento é proporcionado por um filme de vapor, com uma condutividade térmica cerca de  $\frac{1}{30}$  da da água líquida (Maicher & White, 2001), que se deverá manter estável durante o processo de deformação.

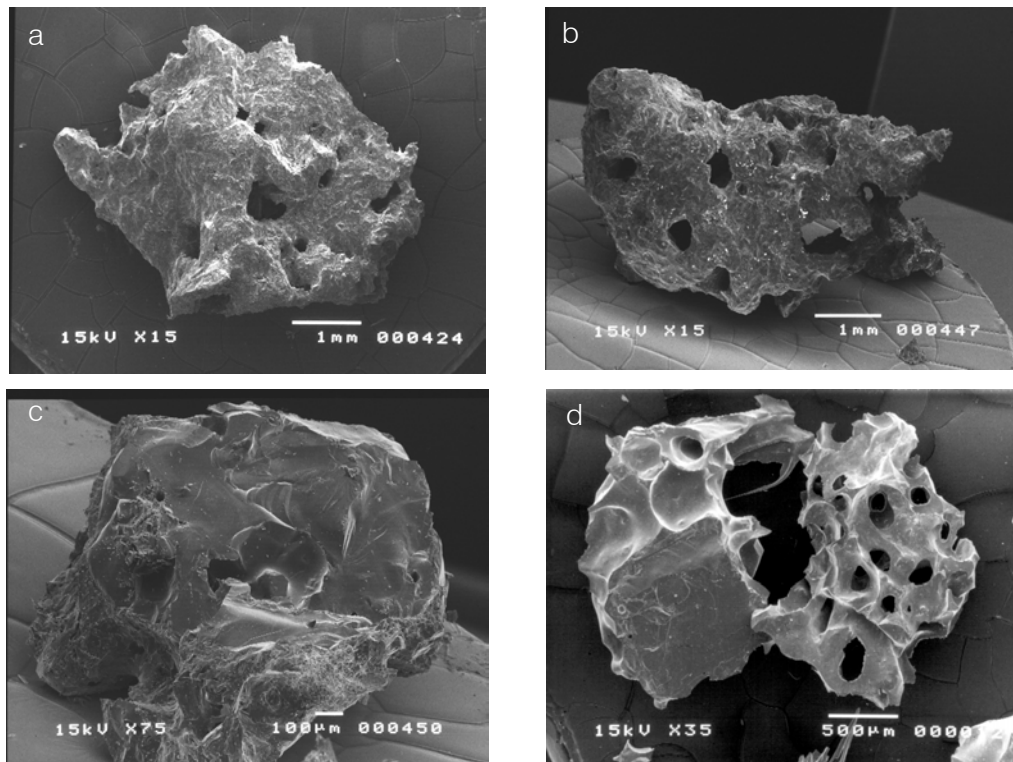


Foto. 5.9 – (a), (b) e (c) - fragmentos densos pouco vesiculados; (d) – estrutura aberta, resultante da coalescência de vesículas.

Os clastos do **tipo C** são interpretados como resultantes da parte interna do magma, sem contacto com o ambiente exterior. A formação destes clastos é dominada pela expansão das vesículas. A diferença da taxa de expansão das vesículas em função do seu tamanho determina que o aumento de volume das maiores leve à deformação das menores por compressão, tornado-as achatadas.

Um dos mecanismos que pode estar na origem das cinzas da erupção da Serreta é a desagregação da camada superficial dos balões de lava à medida que esta vai sendo distendida face à expansão do gás no seu interior. Este processo, no entanto, não justifica o volume de cinzas encontrado no fundo marinho, na zona da erupção, pelo que, à semelhança do admitido para o caso dos balões de lava, estas cinzas são predominantemente resultantes da actividade de uma fonte de lava submarina.



## VI - AVALIAÇÃO DO HAZARD E RISCO ASSOCIADOS A ACTIVIDADE ERUPTIVA NA ILHA DO FAIAL

### VI.1 NOTA INTRODUTÓRIA

Os vulcões, pela sua magnitude e dimensão, sempre atraíram a atenção dos povos que com eles conviviam, variando as tonalidades da abordagem de acordo com as suas culturas. É neste contexto que surgem as lendas da semideusa Pélé ou figuras mitológicas como Hefesto e Vulcano, nos pateões grego e romano, respectivamente. Estas abordagens constituíram uma primeira tentativa de integrar as observações acumuladas num quadro mais vasto e abrangente, incluindo-as no sistema conceptual vigente.

Actualmente, a atenção dedicada aos vulcões tem como objectivos, não só a compreensão dos fenómenos eruptivos e dos mecanismos que os regem, mas também a sua aplicação à mitigação dos riscos colocados pela actividade vulcânica.

Neste domínio, considera-se o risco vulcânico como um factor quantificável, que traduz o impacto produzido por uma erupção em termos humanos e económicos. Esta relação pode equacionar-se como (Cruz-Reina, 1996):

Risco = *Hazard* x Vulnerabilidade x Valor/Capacidade de resposta

Sendo:

*Hazard* vulcânico (perigo vulcânico) - probabilidade de um determinado fenómeno vulcânico ocorrer numa dada região durante um certo intervalo de tempo.

Vulnerabilidade – percentagem de perda previsível de um dado elemento exposto a determinado fenómeno vulcânico em função da intensidade do fenómeno.

Valor – quantificação económica dos elementos expostos a determinado fenómeno.

Capacidade de resposta – potencial para, face a determinado fenómeno, reduzir a vulnerabilidade dos elementos expostos.

O conhecimento dos perigos vulcânicos é, assim, um factor fundamental para a avaliação do risco e a gestão de crises. A abordagem ao perigo vulcânico faz-se em duas vertentes distintas e complementares:

- (1) a predição geral, que diz respeito ao estudo da história eruptiva do vulcão e que tem como objectivo o conhecimento do tipo de actividade de determinado vulcão ou sistema vulcânico, a sua evolução, o tipo de produtos gerados ao longo da sua história, a magnitude das suas erupções e a sua frequência eruptiva (Walker, 1974);
- (2) a predição específica, que consiste no estudo do estado de actividade de um vulcão ou sistema vulcânico através de técnicas de monitorização geofísicas, geodésicas e geoquímicas e tem como objectivo o conhecimento da linha de base da actividade desse vulcão e o reconhecimento de eventos precursoros (Walker, 1974; McGuire *et al.*, 1995; Scarpa & Tilling, 1996).

No presente trabalho abordam-se aspectos relacionados com a predição geral de perigos associados a erupções hidromagmáticas na ilha do Faial, pois atendendo às especificidades dos mecanismos eruptivos envolvidos e aos depósitos resultantes, este tipo de actividade apresenta algumas características particulares que importa considerar na elaboração de planos de emergência, no domínio da protecção civil.

Considerando que os últimos 16 000 anos de história eruptiva da ilha do Faial representam um indicador sobre o modo como preferencialmente se processará o vulcanismo na ilha, admite-se que este se localizará na Península do Capelo, associada ao Complexo Vulcânico do Capelo ou no Vulcão da Caldeira, associada ao Complexo Vulcânico dos Cedros. Adicionalmente, atendendo à relativa juventude dos produtos da Plataforma da Horta, não se pode excluir a hipótese da ocorrência de eventos nesta região.

## VI.2 ERUPÇÕES COM CENTRO NO VULCÃO DA CALDEIRA

O Vulcão da Caldeira foi o centro de, pelo menos, 14 erupções no últimos 16 000 anos, o que não parece constituir uma frequência eruptiva muito elevada, considerando a razão de 1 erupção/1140 anos. Além disso, nos últimos 500 anos as duas erupções produzidas pelo vulcão, a do cone do interior da caldeira e a erupção freática de 1958, caracterizaram-se por uma reduzida magnitude e por características distintas das da série que as precedeu. Tais factos estão na origem da classificação moderada deste vulcão em termos de perigo, com base na tabela classificava de Yokoyama (1984 *in*: Tilling, 1989) (Tabela 5.1): 5 num total de 10.

**TABELA 6.1**

| Critérios para a identificação de vulcões de alto <i>hazard</i>             |           |
|---|-----------|
| Critérios   | Pontuação |
| Elevados conteúdos em sílica (andesitos / dacitos / riólitos)               | 1         |
| Importante actividade explosiva nos últimos 500 anos                        | 0         |
| Importante actividade explosiva nos últimos 5000 anos                       | 1         |
| Produção de escoadas piroclásticas nos últimos 500 anos                     | 0         |
| Produção de <i>mudflows</i> nos últimos 500 anos                            | 0         |
| Produção de <i>tsunamis</i> destrutivos nos últimos 500 anos                | 0         |
| A área de destruição nos últimos 5000 anos é superior a 10 km <sup>2</sup>  | 1         |
| A área de destruição nos últimos 5000 anos é superior a 100 km <sup>2</sup> | 1         |
| Ocorrência frequente de enxames sismo-vulcânicos                            | 0         |
| Ocorrência de deformação crustal significativa no últimos 50 anos           | 1         |

A cada critério que se verifique é atribuída a classificação 1 (Yokoyama, 1984 *in*: Tilling, 1989)

Não obstante, esta classificação deve ser analisada com alguma reserva pois, por um lado, o registo eruptivo deste vulcão mostra depósitos com elevado potencial destrutivo, como as escoadas piroclásticas e *surges* de C11, que cobriram uma importante parte da ilha há apenas 980 anos, e por outro, a análise da distribuição das erupções ao longo do tempo (Fig. 6.1) mostra uma distribuição irregular e um progressivo aumento da frequência eruptiva. Na verdade, a frequência entre as

erupções C6 e C12 é de 1 erupção/227 anos, algumas separadas por menos de 190 anos, tendo a última erupção deste conjunto ocorrido há cerca de 580 anos.

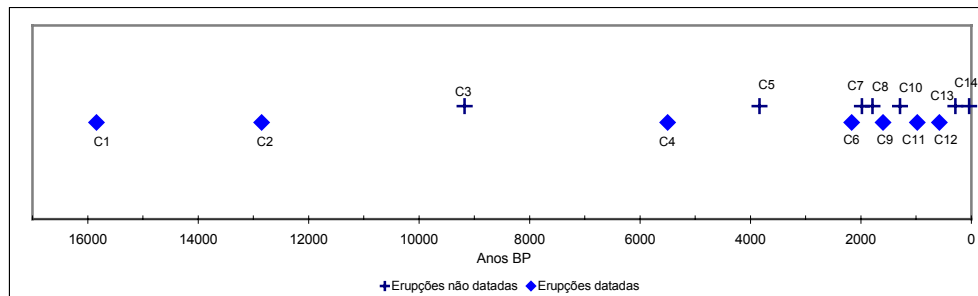


Fig. 6.1 – Cronograma das erupções do Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros. Às erupções não datadas foram atribuídas idades arbitrárias, assumindo uma distribuição regular entre erupções datadas.

A actividade eruptiva do Vulcão da Caldeira localizou-se, durante os últimos 16 000 anos, na sua cratera central e a generalidade das erupções foram explosivas, de natureza traquítica, com magnitudes máximas de 4.7 (Fig. 6.2). Da globalidade destes produtos, cerca de 38 % é de origem hidromagmática. Neste contexto, importa salientar que o perigo resultante da actividade hidromagmática inclui os diversos aspectos normalmente considerados para as erupções magmáticas, nomeadamente a espessura dos depósitos de queda, o alcance dos piroclastos de trajectória balística e a distribuição dos depósitos de fluxo. Para além disso, devem ainda ser analisados aspectos específicos da actividade hidromagmática decorrentes da variação da densidade dos depósitos devido ao conteúdo em água e o espessamento secundário desses depósitos por acção de factores externos sobre nuvens eruptivas de granulometria muito fina (IV.2).

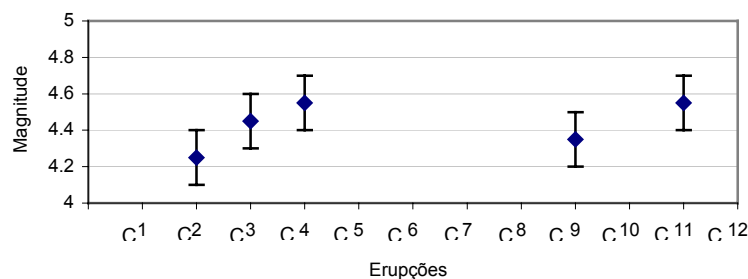


Fig. 6.2 – Magnitudes de algumas erupções do Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros.

## VI.2.1 CINZAS E LAPILLI/DE QUEDA

Durante os últimos 16 000 anos de actividade do Vulcão da Caldeira produziram-se diversos depósitos hidromagmáticos, no entanto, de entre estes, os depósitos de queda são pouco significativos, em particular se comparados com os de queda de origem magmática.

Os depósitos de queda C4, de origem magmática, e as cinzas de base de C11, hidromagmáticas, são os que apresentam maior dispersão para cada um dos processos eruptivos referidos. Tendo o passado eruptivo do vulcão como base para a predição do seu comportamento, estes depósitos constituem bons elementos de referência para a estimativa de cenários eruptivos e ilustram a importância relativa de cada um destes depósitos, em termos de perigo.

A menor expressão dos depósitos de queda hidromagmáticos relativamente aos magmáticos, na ilha do Faial, está bem patente nas figuras 6.3a e 6.3b onde se projectam as espessuras máximas expectáveis para depósitos de queda de origem (a) magmática e (b) hidromagmática, com base nos valores de espessura determinados para C4 e para as cinzas de base de C11, respectivamente:

- o cenário (a) apresenta os limites máximos das áreas que poderão ser cobertas por espessuras totais de 1 e 2 m, em consequência de uma erupção semelhante à que deu origem ao depósito C4;
- o cenário (b) apresenta os limites máximos das áreas que poderão ser cobertas por espessuras totais de 0,01 e 0,5 m, em consequência de uma erupção semelhante à que deu origem às cinzas de base do depósito C11.

Os 100 cm de espessura definem um importante marco em termos de risco, pois identificam um domínio com elevada probabilidade para a ocorrência de colapsos de estruturas (Blong, 1984; Booth *in* Crandell, 1984) e os 200 cm demarcam a zona de destruição total da cobertura vegetal (Blong, 1984). No entanto, apesar das reduzidas

espessuras depositadas no cenário (b), importa salientar que a densidade das cinzas húmidas é significativamente superior à de um depósito seco, não compactado, de piroclastos de queda. Assim, enquanto a densidade destes varia entre 0,4 a 0,7 gr/cm<sup>3</sup> (Tilling, 1989), a densidade das cinzas húmidas pode ascender a 1,25 gr/cm<sup>3</sup> (Sarna-Wojciki *et al.*, 1981). Estes valores representam uma carga de 625 kg/m<sup>2</sup>, para 50 cm de espessura de cinzas húmidas, muito superior aos 300 kg/m<sup>2</sup>, apontados pelo Departamento de Protecção Civil italiano como valor máximo de segurança para a carga em tectos de edifícios (Lirer *et al.*, 2001). Na verdade, a carga exercida por uma espessura de 50 cm de cinzas húmidas é muito próxima da carga resultante de uma espessura de 100 cm de depósito de queda seco (Fig. 6.4).

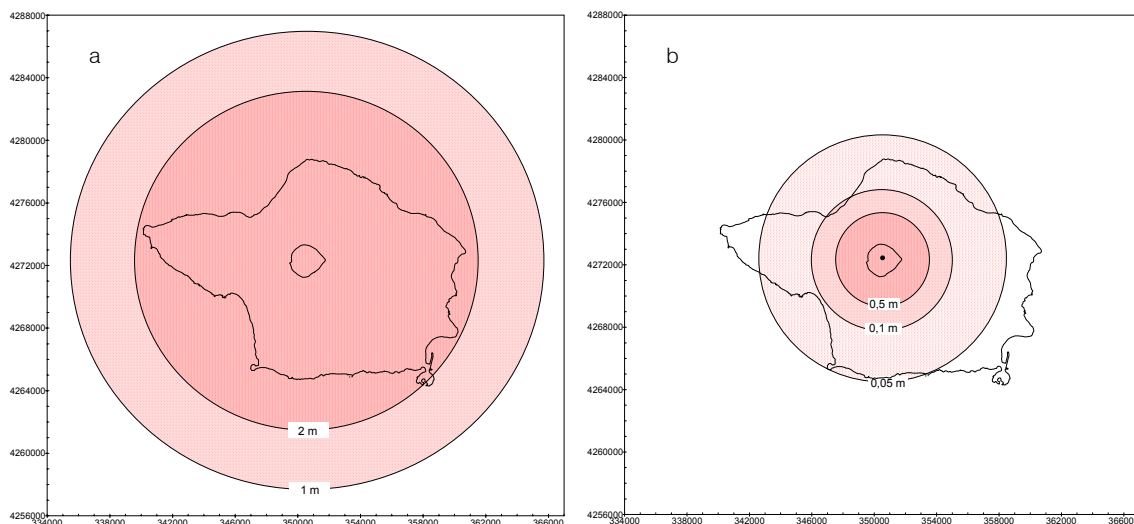


Fig. 6.3 – Projecção dos limites máximos das áreas cobertas por: (a) um total de 1 e 2 m de depósitos magmáticos de queda, produzidos por uma erupção semelhante à que originou o depósito C4; (b) um total de 0,01 e 0,5 m de depósitos hidromagmáticos de queda, produzidos por uma erupção semelhante à que está na origem do depósito C11. Ambas as projecções assumem o centro eruptivo no interior da caldeira e o vento a soprar radialmente à caldeira, com intensidades semelhantes às verificadas durante a extrusão de C4 e das cinzas de base de C11, respectivamente.

Outro aspecto decorrente das especificidades da actividade hidromagmática é o eventual espessamento secundário do depósito. Este efeito, tal como referido em IV.2, resulta da acção da chuva sobre uma nuvem eruptiva carregada de cinzas finas, promovendo a sua queda prematura, o que, no depósito Furnas-C (vulcão das Furnas, S. Miguel) levou a um aumento de espessura do depósito superior a 160%, em

algumas zonas ao longo do seu eixo de dispersão (Pacheco, 1995; Pacheco *et al.*, 2000).

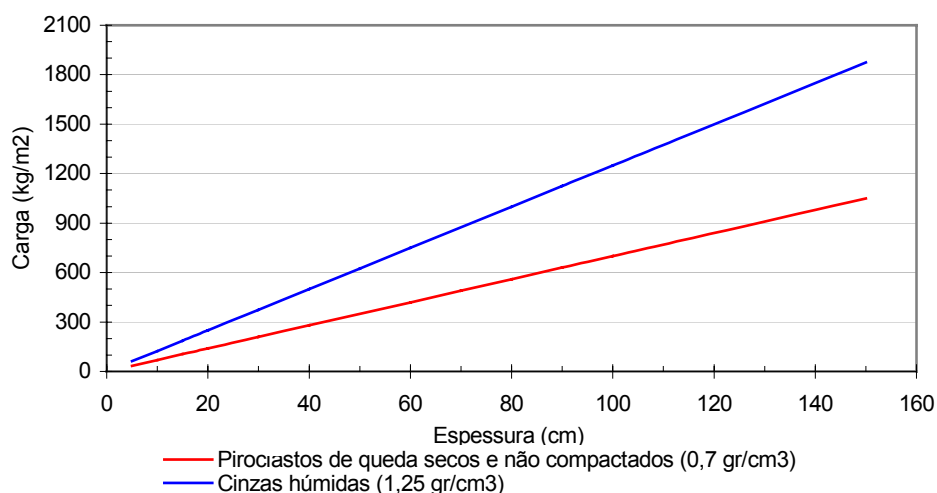


Fig. 6.4 – Variação da carga exercida pelo depósito em função da sua espessura, para leitos de cinzas húmidas e leitos secos de piroclastos de queda.

Considerando o efeito deste espessamento secundário, as cargas máximas associadas a uma erupção semelhante à que deu origem à base de cinzas de C11 aumentam significativamente (Fig. 6.5).

Em qualquer caso, a fina granulometria das cinzas hidromagmáticas possibilita o seu eficaz transporte eólico, pelo que toda a ilha, e eventualmente as ilhas mais próximas (Pico e S. Jorge), a jusante do centro eruptivo, poderão ser afectadas por queda de cinzas

Embora a dispersão máxima de cinzas e *lapilli* de queda de origem hidromagmática no registo eruptivo do Faial seja materializada pelas cinzas de base de C11, o Vulcão da Caldeira reúne as condições potenciais para produzir uma erupção de magnitude e características semelhantes às de Furnas-C (Pacheco, 1995; Pacheco *et al.*, 1995, 1996), pois conta na sua estratigrafia com diversas erupções subplinianas de natureza traquítica e tem, presentemente, um sistema hidrológico bem desenvolvido com níveis freáticos a cotas superiores a 650 m, como o demonstram diversas captações feitas nas vertentes do vulcão acima desta cota (Coutinho, 2000). Neste contexto, um cenário

eruptivo semelhante ao que originou o depósito Furnas-C deverá também ser equacionado na avaliação do perigo associado ao Vulcão da Caldeira (Fig. 6.6).

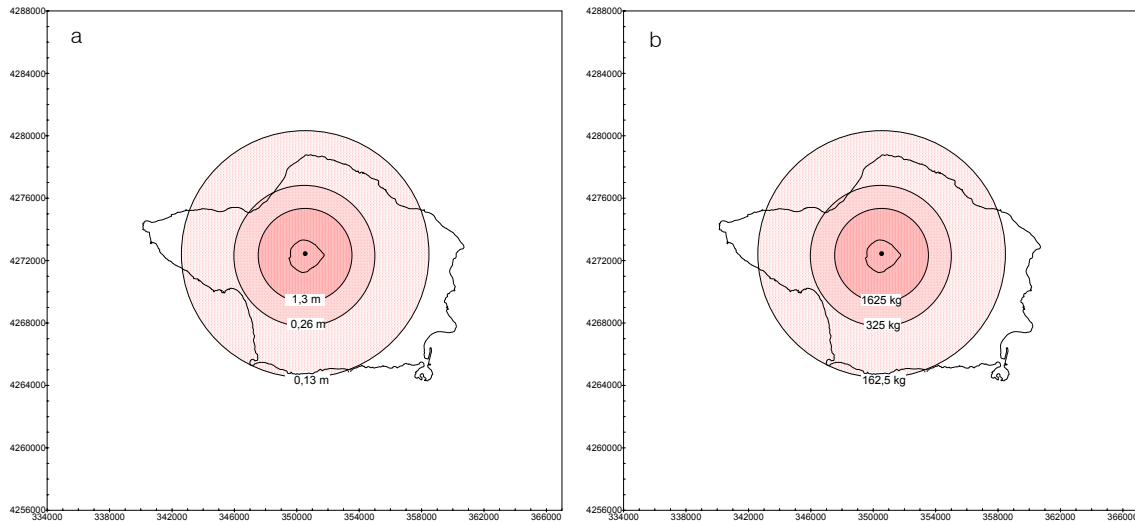


Fig. 6.5– (a) Projecção dos limites máximos das áreas potencialmente cobertas por um total de 0,13, 0,26 e 1,3 m de depósitos hidromagmáticos de queda, produzidos por uma erupção semelhante à que originou o depósito C11, considerando o centro eruptivo no interior da caldeira, o vento a soprar radialmente à caldeira, com intensidades semelhantes às verificadas durante a erupção das cinzas de base de C11 e um espessamento secundário do depósito de 160%, semelhante ao verificado no depósito Furnas-C (S. Miguel). (b) Projecção dos valores das cargas, em kg/m<sup>2</sup>, correspondentes às condições de deposição apresentadas em (a).

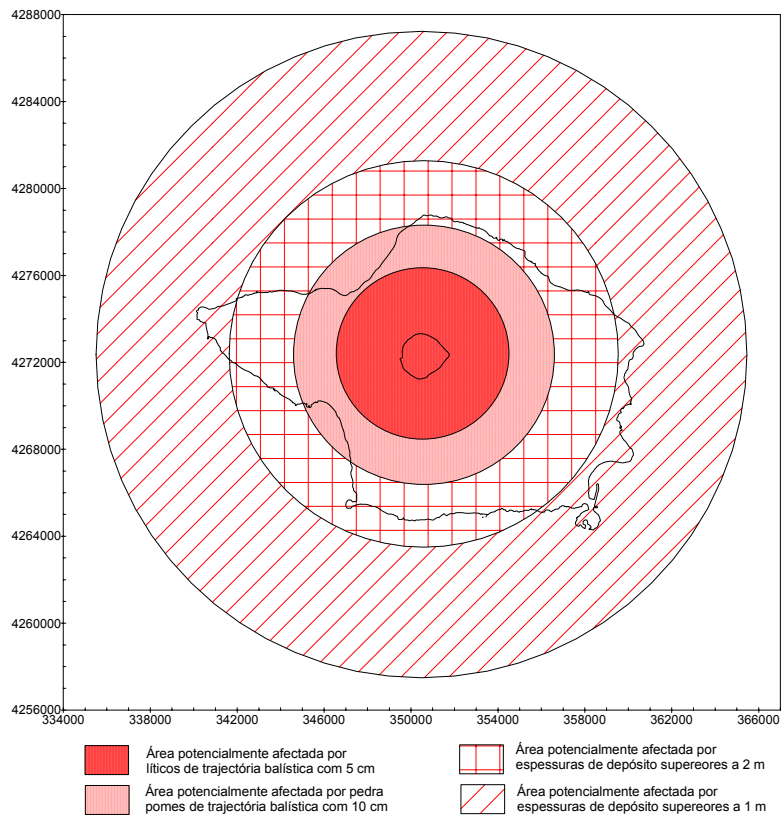


Fig. 6.6 – Projecção dos limites máximos das áreas cobertas por um total de 1 e 2 m de piroclastos de queda e do máximo alcance de clastos de pedra pomes com 10 cm e líticos com 5 cm de diâmetro, produzidos no decurso de uma erupção semelhante à que originou o depósito Furnas C (Pacheco, 1995).

## VI.2.2 PROJÉCTEIS DE TRAJECTÓRIA BALÍSTICA

No domínio dos projecteis de trajetória balística, assumem particular relevância os limites definidos pelo máximo alcance dos blocos ou bombas de pedra pomes de 10 cm de diâmetro e dos líticos de 5 cm de diâmetro, pois demarcam zonas de risco onde estes projecteis constituem uma ameaça à vida e ao património construído (Blong, 1984; Booth *et al.*, 1978; Crandell *et al.* 1984).

Atendendo à reduzida expressão dos depósitos hidromagmáticos de queda na ilha do Faial, as áreas definidas por aqueles projecteis não têm significado. Os clastos de trajetória balística de origem magmática apresentam, no entanto, uma grande dispersão, verificando-se mesmo que a quase totalidade da ilha se encontra vulnerável a estes produtos (Fig. 6.7).

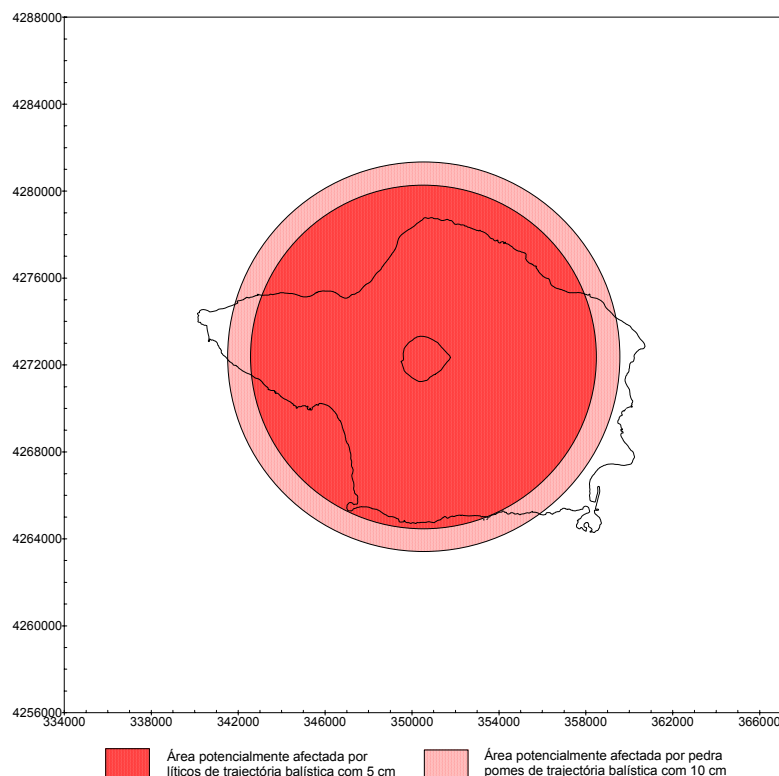


Fig. 6.7 – Projecção das áreas definidas pelo máximo alcance de clastos de pedra pomes com 10 cm e líticos com 5 cm de diâmetro, produzidos no decurso de uma erupção magmática. As áreas foram definidas tendo por base uma erupção semelhante a C9 (a que, de entre o Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros, apresenta maior dispersão de piroclastos de trajetória balística), centrada na caldeira e assumindo uma rotação completa do eixo de dispersão em torno do centro eruptivo.

Transpondo o exemplo do depósito Furnas-C para a ilha do Faial, à semelhança do efectuado para o caso das cinzas e *lapilli* de queda, verificou-se que a área passível de ser atingida por produtos de trajectória balística com potencial destrutivo é significativa (Fig. 6.6).

### VI.2.3 SURGES E ESCOADAS PIROCLÁSTICAS

Os *surges* associados a actividade freatomagmática são, em muitos casos, base *surges* húmidos e frios (*wet and cold base surges*) (Wohletz, 1983; Cas & Wright, 1988). Constituídos por nuvens turbulentas e diluídas, com baixas concentrações de partículas, estes *surges* são caracterizados por baixas temperaturas, por vezes estimadas em menos de 100°C e resultam de nuvens anelares que se afastam radialmente da cratera sem qualquer condicionamento topográfico importante, podendo percorrer distâncias da ordem dos 10 Km (Crandell *et al.*, 1984). De uma maneira geral atingem velocidades variáveis entre os 50 e os 300 km/h, sofrendo, no entanto, uma rápida desaceleração devido (1) à deflação e perda de energia por turbulência, (2) ao atrito com o solo e (3) à resistência do ar (Crandell *et al.*, 1984). Para razões magma-água mais elevadas podem resultar base *surges* quentes e secos (*hot and dry base surges*) (Wohletz, 1983) semelhantes aos anteriores, mas dotados de maior mobilidade (Sheridan & Wohletz, 1981 in Cas & Wright, 1988).

As escoadas piroclásticas são outro importante produto de fluxo presente na história eruptiva do Faial. Associadas a actividade magmática, tratam-se de fluxos piroclásticos densos, com uma elevada concentração de partículas que se deslocam por acção da gravidade, sendo fortemente condicionadas pela topografia e canalizadas pelos vales (Cas & Wright, 1988; Nakada 2000). Estas escoadas podem atingir velocidades superiores a 500 km/h e percorrer distâncias de mais de 100 km, dependendo da massa de material piroclástico e da altura a que se dá o início do percurso descendente da escoada.

Qualquer um destes produtos, além de cobrir a área de deposição com um manto mais ou menos espesso de material piroclástico, tem uma grande capacidade destrutiva decorrente (1) do impacto dos fragmentos de rocha transportados, (2) do seu enorme poder abrasivo e (3) do calor, no caso de *surges* quentes e escoadas piroclásticas, devendo ainda considerar-se o efeito dos gases tóxicos ou paralisantes transportados por estes fluxos (Crandell *et al.*, 1984).

Atendendo à importância da energia potencial gravítica na dispersão destas escoadas, a determinação das áreas potencialmente afectadas por estes produtos, em torno do vulcão, pode ser estimada admitindo uma relação entre a altura a que se dá o início do percurso descendente da escoada (H) e a distância horizontal percorrida (L) (Sheridan & Macias, 1995; Nakada, 2000). Segundo Sheridan e Macias (1995) e Nakada (2000) as razões H/L (coeficiente de Heim) podem variar entre 0,2 e 0,29, para grandes escoadas, e 0,33 a 0,39, para pequenas escoadas do tipo *block and ash flow*. As estimativas da dispersão de fluxos piroclásticos com base nestas razões assumem uma velocidade inicial de 0 km/h. Para escoadas com origem em colapsos de colunas eruptivas, a distância percorrida pela escoada será tanto maior quanto mais alta for a região da coluna onde se inicia o colapso.

Na ilha do Faial os *surges* são os principais produtos de fluxo da actividade hidromagmática e constituem, por isso, elementos fundamentais na avaliação do perigo vulcânico.

No presente trabalho, para a determinação das áreas potencialmente afectadas por *surges* e escoadas piroclásticas, considerou-se a sua dispersão segundo um cone (semelhante ao modelo proposto por Sheridan e Malin, 1983) com vertentes de inclinação  $\alpha$  ( $Tg \alpha = H/L$ ) e com o vértice alinhado pelo centro da caldeira. A cota do vértice do cone foi estimada, para cada inclinação  $\alpha$  considerada, de modo a que as suas vertentes sejam tangentes ao bordo mais alto da caldeira (Fig. 6.8). A intercepção entre a superfície do cone e a superfície topográfica assinala o limite máximo da dispersão de uma escoada com uma dada razão H/L, nessa superfície topográfica.

A figura 6.9 mostra as áreas mínimas da ilha do Faial potencialmente afectadas por escoadas piroclásticas, considerando (a) uma razão H/L de 0.39 e a cota do vértice do cone a 1520 m, isto é, o colapso da coluna 920 m acima do fundo da caldeira, e (b) uma razão H/L de 0.2 e a cota do vértice do cone a 1260 m, isto é, o colapso da coluna a 660 m acima do fundo da caldeira. Em ambos os casos, o flanco S do vulcão é a zona menos susceptível de ser afectada por estes produtos.

Estes cenários representam apenas a dispersão mínima de fluxos piroclásticos com

capacidade para transpor o bordo mais alto da caldeira. Esta é uma projecção necessariamente limitada, pois assenta apenas em critérios geométricos, não considerando o efeito de retenção que a caldeira pode desempenhar, nem os percursos preferenciais de fluxo. É, no entanto, um modelo versátil, pois permite uma rápida adaptação aos parâmetros de uma erupção em curso, nomeadamente à mobilidade das escoadas e à altura de colapso.

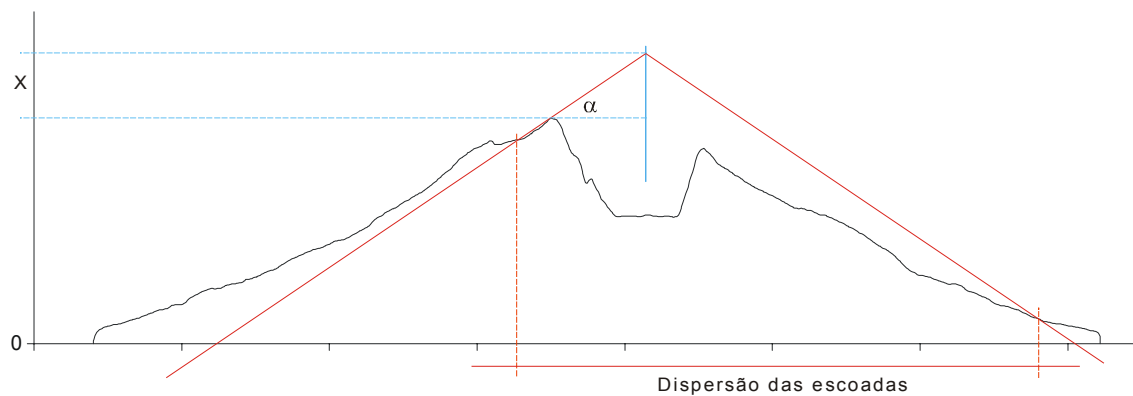


Fig. 6.8 - Ilustração do método utilizado na construção do cone que materializa a razão H/L em torno do ponto central da caldeira.  $\alpha$  - ângulo das vertentes do cone;  $x$  - elevação do vértice do cone acima da cota máxima do bordo da caldeira. Para cada escoada a razão H/L considerada é atingida no ponto de intercepção entre o cone e a superfície topográfica.

A análise do registo eruptivo da ilha do Faial mostra, no entanto, escoadas piroclásticas com dispersões consideravelmente maiores do que as áreas mínimas identificadas na figura 6.9. Na verdade, encontram-se no Faial escoadas piroclásticas que alcançaram a linha de costa a mais de 8 km do centro emissor (Fig. 6.10), pelo que a área de perigo a considerar é significativamente superior à estimada pelas razões H/L.

A distribuição desses produtos mostra claramente duas zonas de maior perigo, orientadas a N e a ESSE (Fig. 6.10). Este padrão deve-se, por um lado, à assimetria da caldeira, com o bordo S mais alto do que o N, dificultando a progressão das escoadas nesse sentido e, por outro lado, à depressão formada pelo *Graben* de Pedro Miguel que constitui um canal preferencial para o escoamento destes produtos. Neste

contexto, o *Graben* de Pedro Miguel funciona como um contentor, dificultando a dispersão das escoadas e *surges* para além dos seus limites topográficos. A eficácia deste condicionalismo é, no entanto, dependente da massa e energia das escoadas.

No que respeita aos *surges*, para um mesmo conjunto de premissas, a área de dispersão mínima definida para as escoadas piroclásticas excede a área de dispersão mínima dos *surges*, pois estes são dotados de uma menor mobilidade. As escoadas piroclásticas têm, no entanto, a capacidade de segregar o material transportado, dando origem a dois fluxos piroclásticos de características diferentes: (1) um inferior com maior densidade de partículas, do tipo escoada piroclástica; (2) outro superior mais diluído e turbulento, do tipo *surge*. Atendendo a que estes produtos têm comportamentos distintos, podem separar-se e seguir caminhos diferentes (Fisher, 1995). Este aspecto assume particular relevância em termos de perigo, pois como os *surges* são menos condicionados pela topografia podem alargar as áreas marginais afectadas pela passagem de uma escoada piroclástica e continuar numa dada direcção independentemente das deflexões sofridas pela escoada ou continuar a progredir após a deposição da escoada que lhes deu origem. Neste contexto, Fisher (1995) sugere que as zonas de perigo relacionadas com os *surges* associados a escoadas piroclásticas deverá estender-se, no mínimo, pelo dobro da área da escoada e, segundo Lirer (2001), as áreas actualmente cobertas por espessuras de escoadas piroclásticas superiores a 50 cm definem as zonas de destruição total de edifícios.

O raciocínio empregue para identificar a dispersão mínima dos *surges* e escoadas piroclásticas pode ser utilizado para estimar a altura da coluna eruptiva a partir da qual fenómenos de colapso poderão resultar na cobertura total dos flancos do Vulcão da Caldeira. A simples análise geométrica deste modelo permite estimar, como altura crítica para um colapso com tal magnitude, os 1000 m acima do fundo da caldeira.

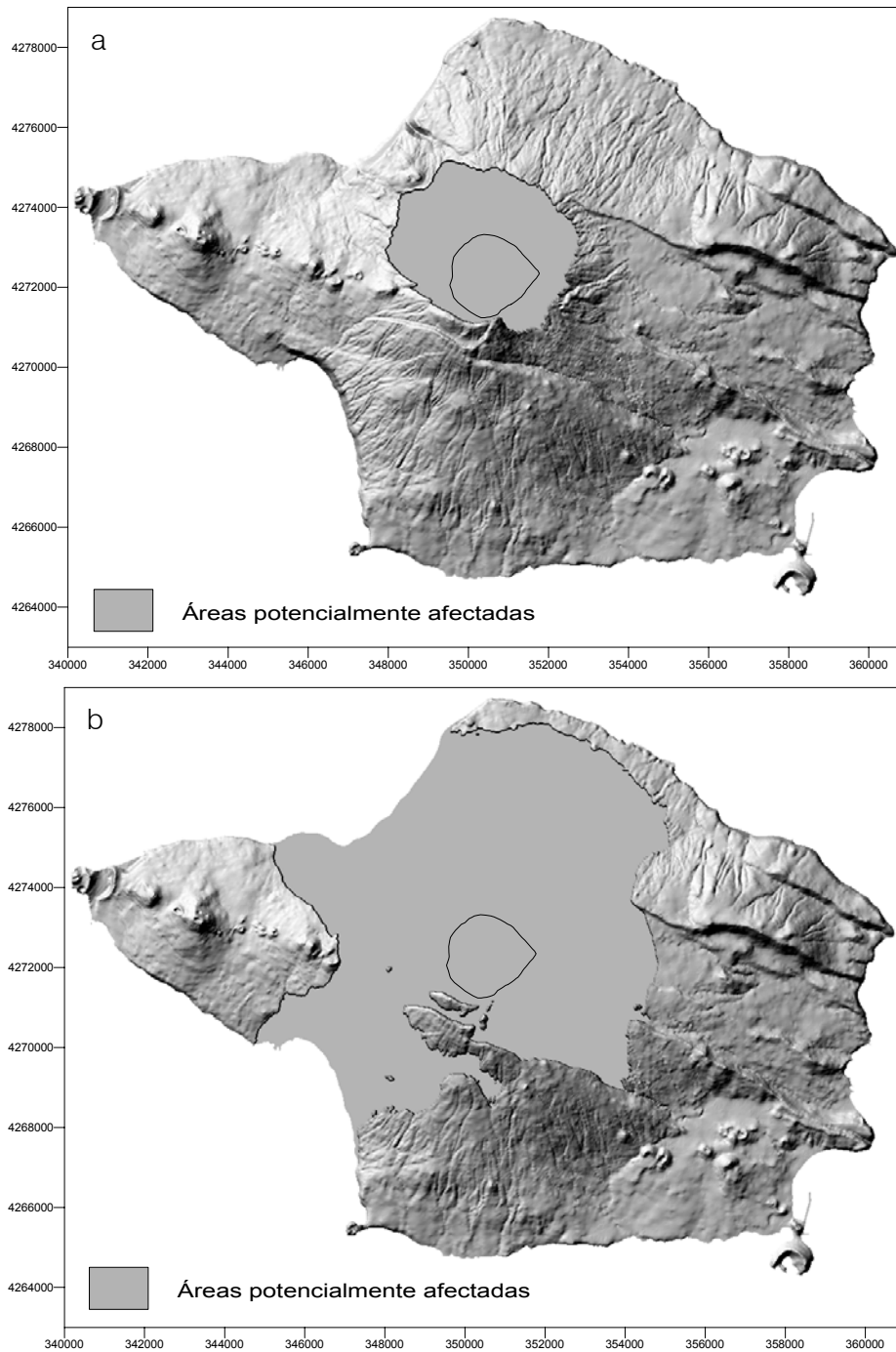


Fig. 6.9 - Áreas mínimas afectadas por escoadas piroclásticas considerando a dispersão radial destes produtos, com origem à cota máxima do bordo da caldeira e com velocidade inicial de 0 km/h. O alcance das escoadas piroclásticas foi calculado com base em razões: (a)  $H/l = 0,39$  e (b)  $H/L=0,2$ .

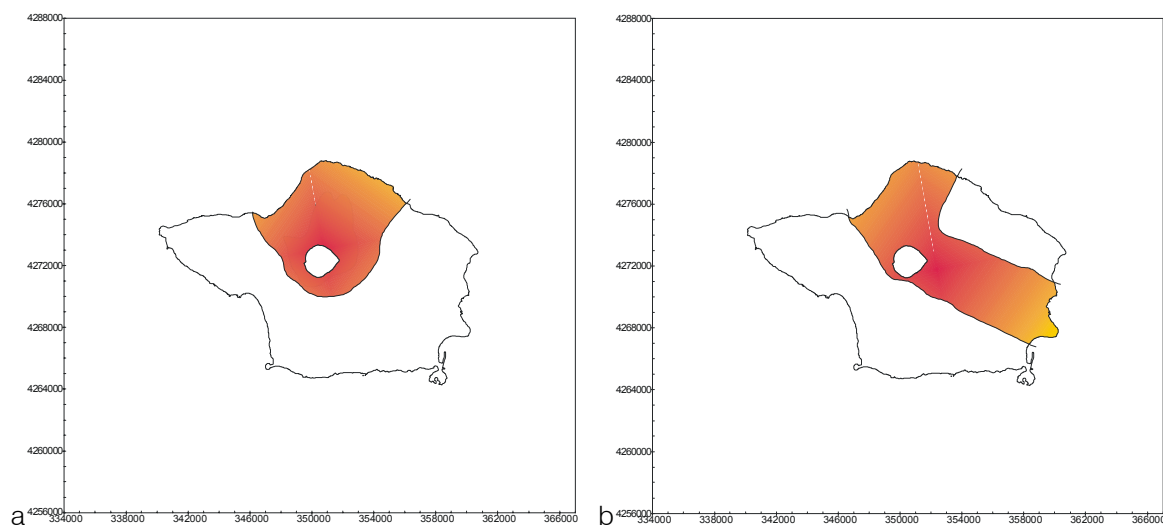


Fig 6.10 – Áreas da ilha do Faial afectadas por espessuras superiores a 50 cm de surges e/ou escoadas piroclásticas das erupções (a) C9 e (b) C11.

## VI.2.4 LAHARS

*Lahars* são escoadas formadas por água e grandes quantidades de material sólido de origem vulcânica (Macdonald, 1972; Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1988; Rodolfo, 2000). No Faial, o desenvolvimento de *lahars* directamente relacionados com actividade eruptiva poderá ocorrer em virtude de chuvas intensas, do rompimento dos sistemas de aquíferos do Vulcão da Caldeira, ou ainda directamente de escoadas piroclásticas, por condensação de vapor de água (Gorshkov, 1959 *in*: Siebert *et al.*, 1987; Janda *et al.*, 1981 *in*: Siebert *et al.*, 1987). Neste contexto, a actividade hidromagmática poderá potenciar a formação de *lahars* pois (1) as partículas finas das nuvens vulcânicas hidromagmáticas actuam como núcleos de condensação, promovendo o desenvolvimento de chuva (durante a erupção dos Capelinhos registaram-se aumentos de pluviosidade de 10 vezes o valor habitual), (2) os depósitos hidromagmáticos nas vertentes do vulcão aceleram os processos erosivos e o desenvolvimento de regimes de escoamento torrencial e (3) os elevados teores de vapor de água associados aos *surges* e escoadas piroclásticas de origem hidromagmática possibilitam o desenvolvimento de *lahars* a partir destas escoadas.

A elevada densidade e viscosidade destes fluxos confere-lhes uma elevada capacidade de carga que lhes permite transportar grandes blocos de rocha ou estruturas construídas (Crandell *et al.*, 1984). Estas características fazem com que os *lahars* tenham um enorme poder destrutivo quer pelo impacto com a carga sólida transportada, quer pelas forças horizontais desenvolvidas.

Dependendo da proporção entre a água e a carga sólida, distinguem-se (1) fluxos hiperconcentrados (*hyperconcentrated streamflows*), caracterizados por fluxos turbulentos com cargas sólidas de 60 a 75% (em peso) e (2) escoadas detríticas (*debris flows*), onde a carga sólida é ainda maior, entre 75 e 90% (em peso). A água desempenha papéis distintos nestes dois extremos do espectro; no primeiro caso transporta a carga sólida por turbulência, no segundo é transportada pela carga sólida servindo como lubrificante do fluxo (Rodolfo, 2000). A velocidade comum destes produtos em vulcões centrais é de 15 a 30 km/h, tendo-se observado, no entanto,

velocidades de 140 km/h, na erupção de 1980 do Monte de Sta. Helena (Rodolfo, 2000).

A dispersão dos *lahars* é controlada pela topografia, assim, são geralmente canalizados pelos vales, que actuam como canais de drenagem, excepto nas zonas proximais, onde têm capacidade de transpor obstáculos, e nas zonas distais de baixo declive, onde se espraíam.

Tal como as escoadas piroclásticas, o seu alcance (L) também depende do desnível vertical (H) e do volume da avalanche (Uj, 1985 *in*: Siebert *et al.*, 1987; Siebert *et al.*, 1987). Segundo Scott *et al.*, (1995), as razões H/L são distintas para os *lahars* que fluem em vertentes com vales pouco entalhados (*lahars* pouco condicionados por canais de drenagem, que se espraíam e perdem energia rapidamente) e para os que progridem ao longo de vales bem desenvolvidos, admitindo-se (1) a razão H/L=0,2 para *lahars* não canalizados (Scott *et al.*, 1995) e (2) H/L=0,13, como valor médio para escoadas detríticas canalizadas, com volumes entre 0,1 e 1 km<sup>3</sup> (Siebert *et al.*, 1987).

Na avaliação do perigo relacionado com os *lahars* com origem na actividade do Vulcão da Caldeira, considerou-se um cenário em que estes se iniciam no topo do aparelho, tendo-se projectado a sua dispersão para as razões H/L=0.2 e H/L=0.13 (Fig. 11), segundo o método descrito para os *surges* e escoadas piroclásticas (Fig. 6.8). As limitações deste método, já enunciadas para os fluxos piroclásticos, são também válidas para a modelação de *lahars*.

Crandell & Hoblitt (1986 *in*: Siebert *et al.*, 1987) utilizam a razão H/L=0,075 como valor de máxima dispersão a ponderar na avaliação do perigo relacionado com *lahars*. Neste caso a totalidade da ilha é abrangida pela área potencialmente afectada.

Embora o edifício do Vulcão da Caldeira surja como a mais provável origem de *lahars*, pois é aí que (1) se acumulam as maiores espessuras de piroclastos, (2) os declives são maiores e (3) a região possui já uma densa rede de drenagem, a análise do mapa de declives da ilha do Faial (Fig. 6.12) evidencia outros locais caracterizados por declives acentuados com potencialidade para gerar tais fluxos se cobertos por um

manto de piroclastos e sujeitos a chuvas intensas. Neste contexto, embora a área circundante do vulcão central apresente maior perigo, este tipo de ocorrência pode desenvolver-se por toda a ilha, acentuando-se o perigo próximo de vertentes de maior declive e nas áreas limítrofes das linhas de água e outros vales.

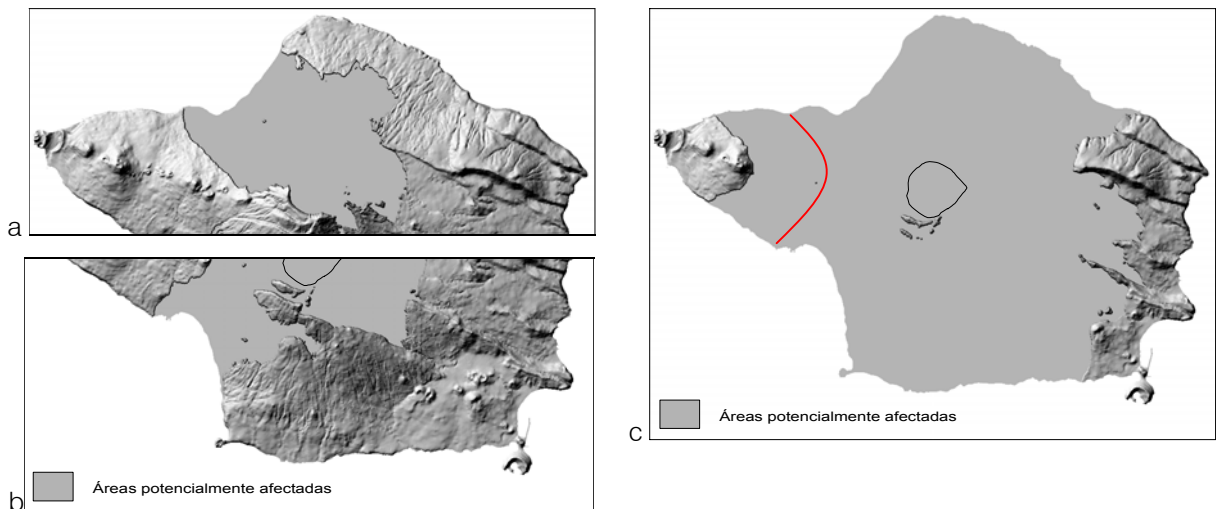


Fig. 6.11 - Áreas mínimas afectadas por *lahars* considerando a dispersão radial destes produtos, com origem nos bordos da caldeira. (a)  $H/L=0,2$  para *lahars* não canalizados e origem no bordo N da caldeira; (b)  $H/L=0,2$  para *lahars* não canalizados e origem no bordo S da caldeira; (c)  $H/L=0,13$  para *lahars* canalizados. Atendendo à morfologia da Península do Capelo é improvável que *lahars* progridam para W da linha assinalada.

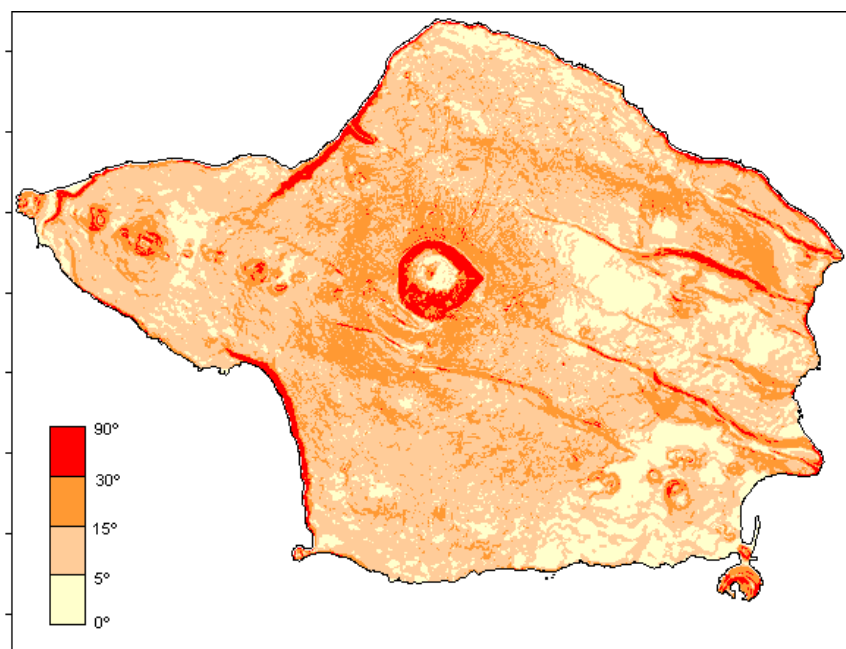


Fig. 6.12 – Mapa de declives (em graus) da ilha do Faial.

## VI.2.5 ERUPÇÕES FREÁTICAS

Os principais perigos relacionados com as erupções freáticas são (1) a emissão de gases tóxicos ou paralisantes e (2) a produção de piroclastos de queda, *base surges*, *lahars* ou *blasts* orientados (Barberi, 1992). De entre estes produtos, os mais abundantes são os gases e os piroclastos de queda que, geralmente, se depositam a apenas algumas centenas de metros da cratera, embora Barberi (1992) refira a ocorrência de explosões com projecção de blocos de trajectória balística que alcançaram distâncias de cerca de 1,5 km da cratera, no Kilauea, em 1924.

As erupções freáticas são comuns em vulcões centrais com sistemas hidrotermais ou aquíferos superficiais como se verifica no Vulcão da Caldeira da Ilha do Faial. Na verdade, e tal com se referiu, a única erupção histórica do Vulcão da Caldeira foi uma explosão freática (ou freatomagmática) (Machado, 1959a).

Tendo em conta tal exemplo, este tipo de actividade produz um reduzido impacto fora da caldeira pois, não só a dispersão dos produtos é muito restrita, como, devido à topografia da caldeira, esta funciona como contentora desses produtos. Neste contexto, embora o perigo associado a erupções freáticas no Vulcão da Caldeira não seja negligenciável, pode considerar-se que, fora dela, se apresenta reduzido.

### VI.3 ERUPÇÕES BASÁLTICAS (S.L.) EMERGENTES

A ilha do Faial já foi palco de diversas erupções emergentes como o demostram o Monte da Guia, na Plataforma da Horta ou a erupção histórica dos Capelinhos, na Península do Capelo. Estes eventos são caracterizados por actividade do tipo surtseiano, passando numa fase posterior, se a conduta eruptiva for isolada da água do mar, a actividade estromboliana ou à alternância entre fases surtseianas e estrombolianas.

No Faial o vulcanismo basáltico predomina na Plataforma da Horta e na Península do Capelo, pelo que as faixas litoral E da ilha e da Península do Capelo reúnem as condições necessárias ao desenvolvimento deste tipo de actividade. A faixa litoral E do Faial é uma zona atravessada por um importante sistema de falhas distensivas, activas, com elevada sismicidade, e que já foi palco desse tipo de erupção, embora não registe actividade vulcânica há mais de 5 000 anos.

A Península do Capelo é a parte mais recente da ilha, com uma intensa actividade eruptiva nos últimos 2 000 anos e duas erupções históricas. Atendendo ao controlo exercido pela Falha do Capelo na distribuição dos focos eruptivos nesse sistema, admite-se que as próximas erupções emergentes da Península do Capelo se localizarão no litoral a W do actual cone dos Capelinhos.

Do ponto de vista do perigo, as erupções basálticas emergentes apresentam alguns aspectos específicos decorrentes do ambiente em que se desenrola, nomeadamente a sua localização aquática e a abundância de água disponível para interagir com o magma ou ser incorporada na coluna eruptiva. Assim, o primeiro impacto destas erupções é no ecossistema litoral marinho e uma vez atingida a fase de actividade subaérea os seus efeitos alargam-se às zonas litorais emersas.

A erupção dos Capelinhos, em 1957/58, tipifica este estilo de actividade e, pela qualidade da informação disponível, constitui um importante exemplo para a modelação de qualquer cenário eruptivo deste tipo. Neste contexto, o principal perigo

vulcânico directo a assolar a ilha decorre da acumulação do material piroclástico, que, no caso dos Capelinhos, se estendeu por uma área de cerca de 38 km<sup>2</sup> com espessuras superiores a 10 cm (Fig. 6.13) (Garcia, 1964). Nestes produtos incluem-se piroclastos de queda e de fluxo, nomeadamente *surges*.

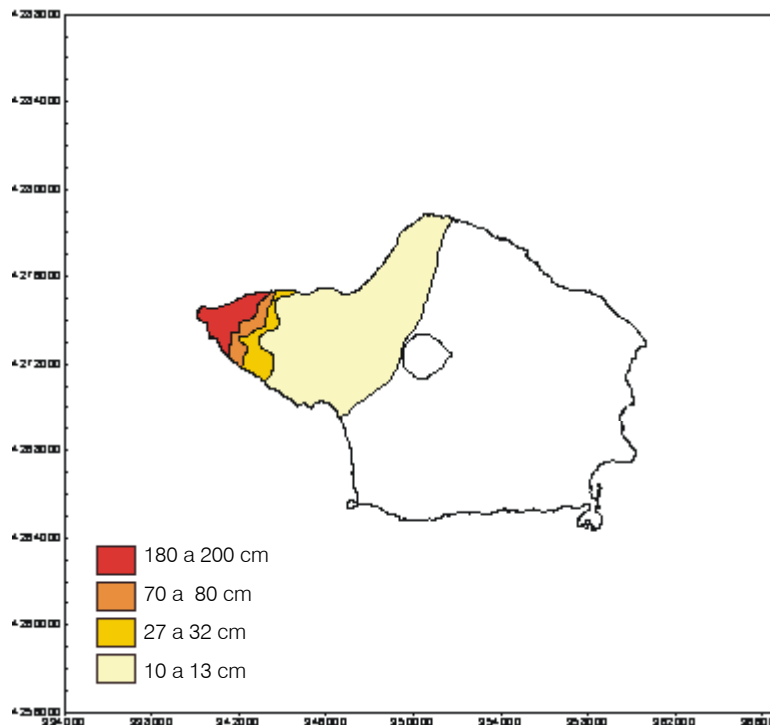


Fig 6.13 – Mapa da dispersão das cinzas do Vulcão dos Capelinhos em Junho de 1958 (Garcia, 1964).

Os piroclastos de queda do Vulcão dos Capelinhos acumularam-se preferencialmente no quadrante WNW da ilha, atingindo espessuras de cerca de 10 cm a 13 Km do centro eruptivo (Garcia, 1964). A dispersão total das cinzas foi, no entanto, muito mais vasta, embora de menor intensidade, tendo chegado a atingir as Lajes do Pico (Brito & Ribeiro, 1958).

Na região proximal, os *surges* assumiram um papel primordial na deposição verificada. De facto, a acção destes produtos fez-se sentir até, pelo menos, 2,5 km do foco eruptivo. Ribeiro e Brito (1958) apresentam uma descrição das nuvens de cinzas que assolaram o seu abrigo, localizado a 2,5 km dos Capelinhos, por vezes com uma frequência de 2 *surges*/h:

*Um vento impetuoso acompanhava a passagem das nuvens [de cinzas], agitando vigorosamente as ramagens das urzes, nesta altura já meio afogadas nas cinzas. As nuvens passavam em cortinas sucessivas, que às vezes se fechavam por completo. Não se notava qualquer aumento de temperatura e os gases que acompanhavam a nuvem não provocavam transtornos fisiológicos graves; mas o ambiente tornava-se sinistro e inquietante e várias pessoas se sentiram sufocadas. O motorista do automóvel posto à nossa disposição, homem decidido, sereno e vigoroso, desfaleceu à entrada do nosso abrigo (Ribeiro & Brito, 1958).*

Este relato sugere tratem-se de fases distais, diluídas de *surges* frios e húmidos. O impacto destes *surges* nas estruturas construídas foi essencialmente resultante da acumulação de cinzas e não das forças horizontais desenvolvidas pelos *surges*, mesmo na região proximal (Foto 6.1). Neste contexto, importa, no entanto, salientar que mesmo com acumulações de cinzas superiores a 2 m de espessura muitos edifícios não ruíram nos locais onde foi possível proceder à limpeza regular dos telhados (Foto 6.2).

Um aspecto comum aos produtos piroclásticos das erupções emergentes, sejam cinzas de queda ou *surges*, é a sua elevada humidade e a presença de água do mar incorporada na coluna eruptiva. Ribeiro e Brito (1958) referem, relativamente à erupção dos Capelinhos, que a deposição de cinzas era quase sempre acompanhada de água, mesmo que não estivesse a chover.

Paralelamente, os materiais finos da nuvem eruptiva actuam como núcleos de condensação estimulando a pluviosidade, fenómeno também observado nos Capelinhos onde, no último trimestre de 1957, a precipitação, nas zonas afectadas pela queda de cinzas, aumentou para mais do décuplo (Campos *et al.*, 1958). O incremento da pluviosidade aliado às características dos depósitos de cinzas soltas promove o desenvolvimento de barrancos que estão na origem de uma forte aceleração dos processos de erosão e destruição dos solos preexistentes.

A estimativa das espessuras máximas expectáveis para os depósitos de erupções basálticas (s.l.) emergentes, no Faial, é projectada nas figuras 6.14a e 6.14b, assumindo erupções de características semelhantes às da erupção dos Capelinhos. Neste caso, considerou-se a dispersão radial dos depósitos com centro a W do eixo da Península do Capelo ou em qualquer ponto de uma faixa litoral, a E da ilha, transversal ao *Graben* de Pedro Miguel.

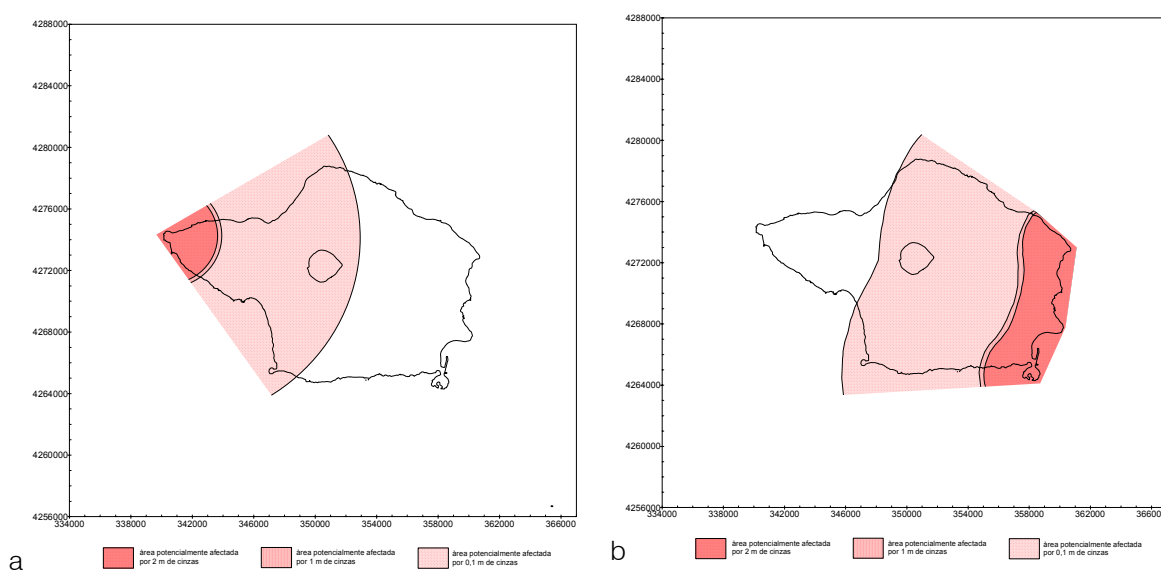


Fig 6.14 – Projecção dos limites máximos das áreas cobertas por: um total de 0,1, 1 e 2 m de cinzas, produzidas por uma erupção semelhante à dos Capelinhos; com origem (a) a W do eixo da Península do Capelo e (b) em qualquer ponto da faixa litoral E perpendicular ao *Graben* de Pedro Miguel. Ambas as projecções assumem o vento a soprar radialmente ao centro eruptivo, com intensidades semelhantes às verificadas durante a erupção dos Capelinhos..

Além destes aspectos, deverão ainda considerar-se como factores de perigo os gases vulcânicos, tais como os referidos no relato de Ribeiro e Brito (1958), e as tempestades eléctricas geradas no seio da nuvem eruptiva.



Foto 6.1 – Aspecto do Farol do Capelo e de alguns edifícios vizinhos, durante uma fase surtseiana da erupção dos Capelinhos, onde se distinguem diversos telhados colapsados sob o peso das cinzas húmidas, enquanto se mantêm preservadas algumas delicadas estruturas verticais como um poste eléctrico ou as chaminés dos edifícios. Este local situa-se a aproximadamente 500 m da cratera (Fotografia gentilmente cedida por Foto Jovial).



Foto 6.2 – Casas sujeitas a acumulações de mais de 2 m de espessura de cinzas e cujos telhados não desabaram por terem sido alvo de operações de limpeza regulares (Fotografia gentilmente cedida por Foto Jovial).

## VI.4 ERUPÇÕES SUBMARINAS

As erupções submarinas têm origem no mar, a profundidades superiores a 200 m. Nos Açores este é um tipo de vulcanismo comum, que ascende a 48% do total de erupções observadas em tempos históricos, destacando-se, na proximidade do Faial, a erupção de 1963, localizada nas imediações do canal Faial – Pico (Fig 2.5). Trata-se, assim, de um tipo de vulcanismo que, embora com menor impacto directo do que os anteriormente abordados, importa considerar na avaliação dos perigos associados a erupções hidromagmáticas na ilha do Faial.

A erupção da Serreta, não obstante a sua localização ao largo da ilha Terceira, assume um especial interesse não só para a compreensão desse tipo de fenómeno mas também para a avaliação dos perigos relacionados como este estilo eruptivo (Gaspar *et al.*, em preparação). Neste contexto, destaca-se desde logo, o efeito sobre o ecossistema marinho nas áreas vizinhas à erupção quer devido ao revestimento dos fundos por uma cobertura de cinzas, quer devido à poluição térmica e química da água, quer ainda ao impacto de pequenas explosões .

À superfície, os perigos decorrentes desta actividade são (1) a transformação da água numa espuma de baixa densidade, devido a uma súbita libertação de grandes quantidades de gás na pluma vulcânica, impossibilitando a flutuabilidade de barcos e outros engenhos, (2) a libertação de gases tóxicos, (3) as explosões de balões de lava, desencadeadas por um mecanismo semelhante à explosão de vapor, que ocorre quando a água do mar penetra no interior dos balões (fragmentos de rocha a temperaturas superiores a 900° C são lançados a distâncias de algumas dezenas de metros) e (4) a colisão com balões de lava no seu trajecto ascendente que, embora sejam estruturas relativamente frágeis, podem causar danos nos cascos de barcos ou outros equipamentos.

## AVALIAÇÃO DO *HAZARD* E RISCO ASSOCIADOS A ACTIVIDADE ERÚPTIVA NA ILHA DO FAIAL

PROCESSOS ASSOCIADOS AO DESENVOLVIMENTO DE ERUPÇÕES VULCÂNICAS HIDROMAGMÁTICAS EXPLOSIVAS NA ILHA DO FAIAL E SUA  
INTERPRETAÇÃO NUMA PERSPECTIVA DE AVALIAÇÃO DO *HAZARD* E MINIMIZAÇÃO DO RISCO

## VII – CONSIDERAÇÕES FINAIS

As ilhas que constituem o arquipélago dos Açores correspondem apenas a uma pequena fracção da extensa área caracterizada pela importante actividade sísmica e vulcânica que se regista ao nível da plataforma dos Açores. Neste contexto, facilmente se conclui que o vulcanismo submarino profundo e superficial, representa parte significativa da actividade vulcânica gerada num ambiente geodinâmico (1) dominado pela existência de uma junção tripla e (2) fortemente marcado por processos magmáticos associados a uma crista média oceânica e a uma pluma mantélica.

O hidrovulcanismo nesta região do Atlântico não se faz sentir exclusivamente no domínio oceânico. Na verdade, também nas ilhas são vários os sistemas vulcânicos onde se evidenciam formas geomorfológicas e depósitos associados cuja origem envolve episódios mais ou menos importantes de interacção água – magma.

Tais constatações justificam o interesse do estudo do vulcanismo hidromagmático numa região como a dos Açores e estiveram na base da definição do principal tema abordado no presente trabalho. Para o desenvolvimento de tal estudo seleccionou-se a ilha do Faial, não apenas pelas referências a depósitos hidromagmáticos dos tipos *lahar* e *surge* efectuadas por outros autores, mas também pelo facto de aí ter ocorrido a erupção dos Capelinhos, em 1957/58, um marco histórico para a compreensão dos fenómenos vulcânicos de natureza submarina.

A primeira dificuldade com que se deparam aqueles que pretendem enveredar pela área do hidromagmatismo prende-se, por um lado, com a escassez de trabalhos existentes sobre a matéria, por força do menor número de observações directas de eventos com tal cariz e, por outro, com a ambiguidade da terminologia normalmente utilizada. Decidiu-se por isso, iniciar este trabalho com uma síntese teórica onde se descreve o estado actual do conhecimento no que respeita ao processo de fragmentação piroclástica e autoclástica em ambientes dominados pela interacção água – magma. Sem se pretender ser exaustivo, procedeu-se neste domínio à

sistematização da nomenclatura adoptada para o desenvolvimento da presente exposição, definindo-se os respectivos conceitos.

No que concerne ao estudo da história eruptiva da ilha do Faial começou por se efectuar a análise das principais formas e estruturas vulcano-tectónicas que a constituem, incluindo a caracterização geomorfológica dos vulcões centrais, dos cones de escórias e das formas hidrovulcânicas.

Distinguem-se, no Faial, 4 unidades geomorfológicas, tal como já apontado por Madeira (1998), a saber: o *Graben* de Pedro Miguel, o Vulcão Central, a Plataforma da Horta e a Península do Capelo.

Em termos de vulcões centrais a ilha do Faial inclui o edifício da Ribeirinha e o Vulcão da Caldeira. O primeiro, situado no extremo NE da ilha encontra-se presentemente muito afectado pelo sistema de falhas do *Graben* de Pedro Miguel. O Vulcão da Caldeira ergue-se na parte central do Faial atingindo actualmente cerca de 1000 m de altura, é truncado por uma depressão com um diâmetro médio de 2 km e as suas vertentes apresentam um declive médio da ordem dos 9,2°. Corrigiu-se este valor em função do abatimento do *Graben* de Pedro Miguel referido por Madeira (1998) obtendo-se um declive médio de cerca de 12,5°, isto é, inferior ao que seria de esperar para um edifício poligenético central conforme o proposto por Wood (1978). Tal observação, aliada ao facto das vertentes do vulcão evidenciarem declives mais pronunciados no segmento superior (17°) e mais suaves na parte inferior (8,5°) permite concluir tratar-se de um centro eruptivo que evoluiu de uma morfologia do tipo “vulcão em escudo” para uma estrutura do tipo “vulcão central”.

Os cones de escórias são, por sua vez, a forma vulcânica mais abundante na ilha do Faial. A análise da distribuição destes centro eruptivos permitiu constatar a existência de *cones associados a uma plataforma vulcânica*, a Plataforma da Horta, *cones associados a cristas vulcânicas*, conforme o observado ao longo do alinhamento do Capelo e *cones associados a vulcões centrais*, mais concretamente ao Vulcão da Caldeira. Destaca-se, neste contexto, a disparidade da densidade de cones verificada entre a plataforma e a crista vulcânica relativamente ao vulcão central. De facto, os

valores da densidade de cones por km<sup>2</sup> determinados para a plataforma da Horta e para a Península do Capelo (0,82 e 0,76 cones/km<sup>2</sup>, respectivamente) são superiores ao máximo de 0,5 cones /km<sup>2</sup> referido por Settle (1979) para outras regiões e cerca de nove vezes superiores ao valor encontrado para o Vulcão da Caldeira. Note-se que, de acordo com o padrão observado por aquele autor, as maiores densidades de cones encontram-se geralmente associadas a vulcões centrais. Do ponto de vista morfométrico detectou-se uma variação entre os cones associados às diversas regiões, sendo os diâmetros basais médios menores nos cones associados ao Vulcão da Caldeira. As razões  $H_{co}/W_{co}$  dos cones das várias regiões evidenciam, também, comportamentos diferentes. Os cones da Península do Capelo apresentam uma razão  $H_{co}/W_{co}$  de 0,19 e os da Plataforma da Horta de 0,16 (valores semelhantes aos apresentados por Madeira, 1998) reflectindo a maior juventude dos centros eruptivos do Capelo.

No que respeita às formas hidrovulcânicas, identificaram-se três edifícios do tipo cone de tufos resultantes de erupções emergentes. De entre estes, o mais recente, correspondente ao Vulcão dos Capelinhos (1957/58), encontra-se já bastante degradado, mas os relatos e as descrições do evento permitiram reconstituir a evolução dos seus parâmetros morfométricos. Constatou-se que o desenvolvimento deste aparelho decorreu em quatro fases definidas pela alternância de períodos construtivos e destrutivos, sendo a última dominada pela actividade subaérea. Os períodos construtivos das primeiras três fases, hidromagmáticas, foram caracterizados por um rápido crescimento do cone até cerca de 100 m de altura, seguidos de um abrandamento do crescimento e/ou colapsos das suas vertentes. Este abrandamento do crescimento não resultou, no entanto, da uma variação da taxa eruptiva, que aumentou ao longo das três primeiras fases, mas sim do constrangimento geométrico que impõe um grande aumento de volume para produzir um pequeno aumento na altura do cone. A recta que traduz o crescimento deste edifício durante a actividade hidromagmática é  $H_{co}=0,13W_{co}$ .

A fim de se conhecer a história eruptiva da ilha do Faial fez-se uma análise das propostas de vulcanoestratigrafia já apresentadas para a ilha, tendo-se optado por redefinir as unidades estratigráficas de modo a reflectir as relações genéticas entre os

produtos que a edificaram. Assim, consideraram-se apenas quatro unidades principais: O Complexo Vulcânico da Ribeirinha, o Complexo Vulcânico dos Cedros, a Formação de Almoxarife e a Formação do Capelo, tendo-se subdividido o Complexo Vulcânico dos Cedros nos Grupos Superior (GSCVC) e Inferior Grupo (GICVC) que correspondem a fases de actividade marcadamente distintas do Vulcão da Caldeira.

Conforme se pode inferir dos trabalhos de Serralheiro *et al.* (1989) e Madeira (1998), a edificação da ilha do Faial compreendeu quatro fases principais: (1) a formação de uma estrutura em escudo que corresponde ao Vulcão da Ribeirinha; (2) a edificação do vulcão da Caldeira a WNW do primeiro; (3) o início da actividade vulcânica basáltica (*s.l.*) a SE da ilha assim formada, dando origem à Plataforma da Horta; (4) a instalação no flanco W do Vulcão da Caldeira de uma crista vulcânica formada por um alinhamento de cones de escórias e tufos basálticos (*s.l.*) condicionados pela Falha do Capelo. Em termos gerais admite-se que a actividade ao nível de alguns destes sistemas tenha ocorrido, pelo menos durante determinados períodos, ao mesmo tempo, tal como, aliás, acontece presentemente nos domínios do Vulcão Central e do alinhamento do Capelo.

À semelhança do constatado para o caso de outros vulcões dos Açores (Gaspar, 1996), a actividade vulcânica que antecedeu a formação do Vulcão da Caldeira deverá ter sido de natureza basáltica (*s.l.*) e marcada pela edificação pontual de diversas estruturas monogenéticas, inicialmente constituindo formas hidrovulcânicas e, numa segunda fase, com o isolamento dos centros eruptivos, originando cones de escórias com campos lávicos associados. A densificação da rede de fracturas de direcções WNW-ESE e NNW-SSE a NW-SE (Madeira, 1998), às quais se poderá adicionar um sistema de direcção geral NE-SW (Gaspar *et al.*, 1998), terá determinado a transição deste tipo de vulcanismo disperso para uma actividade mais centrada, associada ao desenvolvimento de um reservatório magmático. Tais condições terão propiciado o início da formação do vulcão central, numa primeira fase constituído essencialmente por escoadas lávicas de natureza basáltica (*s.l.*) que favoreceram a edificação de uma estrutura em escudo. A análise morfométrica do actual edifício permitiu posicionar a dada altura deste processo a passagem para a construção de uma forma cónica do

tipo vulcão central compósito. Os produtos gerados durante este período são os que integram o Grupo Inferior do Complexo Vulcânico dos Cedros.

Com a evolução do sistema ter-se-ão acentuado os processos de diferenciação ao nível da câmara magmática, verificando-se que há cerca de 16 000 anos a actividade vulcânica passou a evidenciar um carácter predominantemente explosivo de natureza traquítica (s.l.). O conjunto de depósitos formados nesta fase constitui o Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros.

A realização de cerca de 200 cortes estratigráficos nos depósitos do GSCVC, a caracterização destes à luz de critérios vulcanológicos, designadamente quanto à sua génese, transporte e deposição, e a obtenção de datações  $^{14}\text{C}$ , conduziram à elaboração de uma nova escala vulcanoestratigráfica para este período do Vulcão da Caldeira. Na verdade, os dados obtidos traduziram uma sequência eruptiva para os últimos 16 000 anos diferente da proposta por Madeira (1998). No caso vertente, foram identificadas 14 erupções neste intervalo de tempo, que se designaram por C1 a C14; as doze primeiras correspondem a eventos explosivos de natureza traquítica que originaram outros tantos depósitos pomíticos; a C13 esteve relacionada com a formação do pequeno cone intracaldeira que se instalou no fundo desta depressão; finalmente, a última erupção ocorreu na sequência da dos Capelinhos e terá correspondido a um evento freático ou freatomagmático, de muito pequena magnitude, cujo depósito não se encontra presentemente preservado fora da caldeira.

Na figura 7.1 faz-se a correspondência entre a estratigrafia fina definida no presente trabalho e a apresentada por Madeira (1998), constatando-se que apenas é possível estabelecer uma correlação directa para o caso do depósito C4. No que concerne aos eventos materializados pelos depósitos C9 e C11 conclui-se que ambos apresentam uma grande diversidade de facies, tendo estes sido considerados por Madeira (1998) como produtos de erupções distintas.

As discrepâncias observadas colocam ainda em causa o significado e a aplicação das datações por  $^{14}\text{C}$  em terrenos vulcânicos uma vez que os resultados analíticos apontados por Madeira (1998) contrariam a sequência estratigráfica agora definida.

Assim, as duas datações do depósito C4 do GSCVC diferem aproximadamente 1 000 anos, apresentando idades de  $6\,490 \pm 200$  anos B.P. (Madeira, 1998) e  $5\,500 \pm 60$  anos B.P. (presente trabalho). As datações apresentadas para o depósito C9 do GSCVC são de  $3\,940 \pm 90$  anos B.P. (Madeira, 1998) e  $1\,600 \pm 60$  anos B.P. (presente trabalho). As idades das diversas facies identificadas no depósito C11 variam entre  $1820 \pm 45$  e  $1040 \pm 50$  anos B.P. de acordo com as datações de Madeira (1998), datando de há  $980 \pm 50$  anos B.P. (neste trabalho) a  $1200 \pm 70$  anos B.P. (Shotton *et al.*, 1970 *in*: Walker & Croasdale, não publicado).

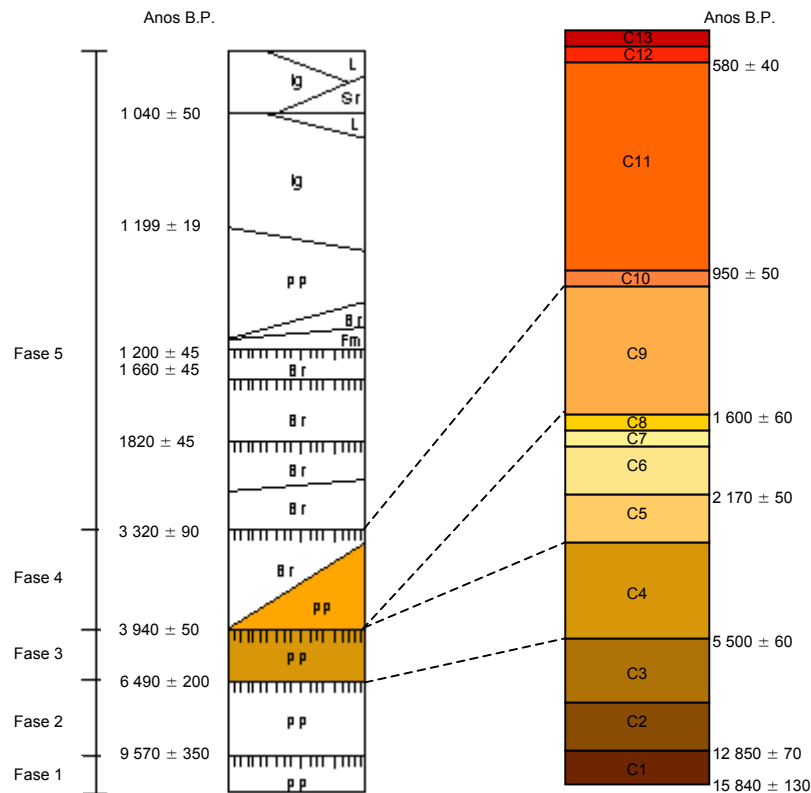


Fig. 7.1 - Correlações entre a coluna cronoestratigráfica da Formação da Caldeira (Madeira, 1998) e a estratigrafia fina do GSCVC, PP – depósito pomítico de queda; Br - brecha de explosão; lg – ignimbrito; Sr – depósito de surge; L – depósito de lahar; Fm – depósito freatomagmático (Datações por  $^{14}\text{C}$ ).

De facto, a utilização de datações por  $^{14}\text{C}$  em terrenos vulcânicos apresenta limitações devido à possível contaminação das amostras por  $\text{CO}_2$  de origem vulcânica, tal como observado noutros vulcões dos Açores (Pasquier-Cardin *et al.*, 1999), pois o  $^{12}\text{C}$  vulcanogénico dilui o isótopo radiogénico  $^{14}\text{C}$ , o que origina o aumento das idades

determinadas. A recolha de amostras em níveis cuja posição estratigráfica não foi definida com precisão, ou factores relacionados com os processos laboratoriais, podem, igualmente, justificar o observado.

O estudo dos 12 depósitos pomíticos do GSCVC encontrados nas vertentes do Vulcão da Caldeira permitiu concluir sobre a existência de eventos estritamente magmáticos, e outros hidromagmáticos, verificando-se que em diversas situações uma mesma erupção evidenciou fases magmáticas e fases hidromagmáticas. Globalmente, cerca de 62% da actividade eruptiva registada nos últimos 16 000 anos ao nível do vulcão central foi de natureza magmática, tendo os restantes 38% apresentado carácter hidromagmático (Fig. 7.2). Neste contexto, foram identificados depósitos de queda e de fluxo (escoadas piroclásticas e *surges*), constituindo, por vezes, diferentes facies ao longo da sequência eruptiva de um mesmo evento.

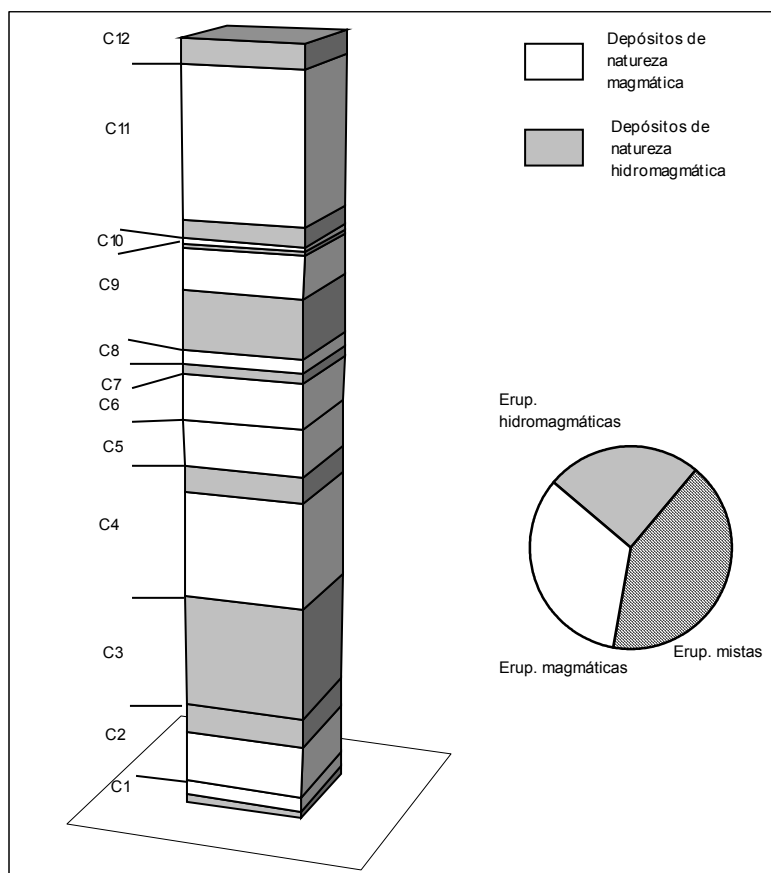


Fig. 7.2 – Distribuição da actividade magmática e hidromagmática produzida pelo Vulcão da Caldeira durante o GSCVC.

No que respeita ao hidrovulcanismo, verificou-se que este surge geralmente associado às fases inicial ou final das erupções, diferindo do observado noutros vulcões, como o Vulcão das Furnas, onde as erupções hidromagmáticas têm sido normalmente caracterizadas pela alternância de fases dominadas pela fragmentação hidromagmática e pela fragmentação magmática. Admitem-se, assim, três mecanismos responsáveis pelo desenvolvimento da actividade hidrovulcânica no Faial: (1) o atravessamento de um sistema freático pela coluna ascendente de magma, originando uma fase hidromagmática inicial, tal como o observado em C11; (2) a redução da pressão de magma na conduta, associada a uma fase de declínio da erupção, possibilitando o acesso da água ao magma e originando uma fase hidromagmática terminal, semelhante ao ocorrido em C2 e (3) a rápida depressurização de um sistema freático superficial sobreaquecido por acção de fenómenos sísmicos, tal como ocorrido a 14 de Maio, originando eventos freáticos.

A caracterização dos depósitos hidromagmáticos evidenciou, por seu turno, dois tipos de produtos distintos:

- depósitos constituídos predominantemente por cinzas finas. Estes depósitos apresentam curvas granulométricas com enviesamento negativo, são geralmente transportados por processos de fluxo e exibem evidências de se terem depositado húmidos (ex. *lapilli* de acreção, moldes de folhas). Estes depósitos são interpretados como resultantes de fragmentação por FCI.
- depósitos constituídos por *lapilli*, excepcionalmente ricos em líticos. Estes depósitos não têm matriz de cinzas, cobrem regularmente a topografia, indicando tratar-se de depósitos de queda. As suas curvas granulométricas são aproximadamente simétricas ou com enviesamento positivo. O enriquecimento em líticos é entendido com o resultado de fragmentação por explosão de vapor das rochas encaixantes de um aquífero.

Sob o ponto de vista geoquímico, a análise das amostras recolhidas na sequência eruptiva dos últimos 16 000 anos permitiu concluir ser a cristalização fraccionada o processo magmático dominante no âmbito dos mecanismos de diferenciação. Neste

contexto, verifica-se inclusivamente que alguns depósitos (C4, C9) apresentam uma nítida variação composicional, invertida da base para o topo, reflectindo uma câmara magmática zonada. A mistura de magmas, provavelmente no decurso de períodos de realimentação do reservatório magmático, está igualmente presente, sendo testemunhada pela ocorrência de piroclastos juvenis bandados composicionalmente (C11, C12). Em termos globais parece verificar-se uma certa tendência para a extrusão de líquidos sucessivamente menos evoluídos desde os 16 000 anos até há actualidade, facto que é interpretado como resultado da actuação continuada dos processos de realimentação.

No que respeita à história eruptiva do Vulcão da Caldeira importa, ainda, referir que terá sido há cerca de 1 000 anos, mais concretamente na sequência da erupção que deu origem ao depósito C11, que se terá formado a caldeira que actualmente trunca o topo do edifício. Baseia-se tal conclusão no tipo de facies apresentadas por tal depósito, constituído por consideráveis volumes de escoadas piroclásticas e *surges*, onde se identificam unidades de fluxo particularmente ricas em líticos de natureza e dimensão variáveis. A análise morfológica dos bordos da caldeira, embora revele uma estrutura jovem, mostra o seu bordo mais baixo e as suas paredes mais abruptas no lado N e um maior adocçamento do seu bordo no lado Sul. Estas evidências apontam para o recente alargamento a N da estrutura. A morfologia da actual caldeira e a proeminência de alguns acidentes tectónicos próximos do seu bordo S sugerem que um próximo desenvolvimento desta estrutura poderá envolver o seu alargamento a S.

As reduzidas dimensões da caldeira e a ausência de um sistema de falhas circulares bem desenvolvido, sugere que se trata de uma estrutura de tipo “funil”, formada por explosão e subsidência.

O trabalho efectuado permitiu tecer algumas considerações sobre risco vulcânico, tendo em atenção o tipo a frequência e a magnitude das erupções que constituem a história recente da ilha do Faial

Numa primeira análise, é claro que a crista do Capelo e o Vulcão da Caldeira correspondem aos sistemas vulcânicos com maior probabilidade para serem a sede

de futuros eventos. Num segundo nível, surge, neste contexto, a Plataforma da Horta. Finalmente, e embora com menor probabilidade, não se exclui a possibilidade de ocorrer alguma actividade vulcânica ao longo das Falhas do *Graben* de Pedro Miguel, nos troços subaéreos, ou submarinos que se estendem para o canal Faial-Pico.

O tipo de vulcanismo susceptível de se registar é bastante diverso e depende, naturalmente, do enquadramento geológico e ambiental em que se vier a desenvolver. Assim sendo, é de esperar a ocorrência de eventos havaianos e/ou estrombolianos no alinhamento da Falha do Capelo, na Plataforma da Horta e, eventualmente, no *Graben* de Pedro Miguel. Episódios subplinianos ou plinianos poderão registar-se ao nível da caldeira do vulcão central. No que respeita à actividade hidromagmática há a considerar (1) o caso das erupções do tipo surtseiano no mar, mais concretamente no prolongamento dos sistemas tectónicos activos anteriormente referidos e (2) as manifestações freáticas ou freatomagmáticas ao nível da caldeira.

Em termos de estilos eruptivos tal diversidade vulcânica poderá, obviamente, envolver a produção de escoadas lávicas e piroclastos basálticos (*s.l.*) de queda, domos e piroclastos traquíticos (*s.l.*) de queda ou fluxo (escoadas piroclásticas ou *surges*) ou ainda *lahars*.

A análise do perigo, tomando por base as características dos depósitos piroclásticos produzidos nos últimos 16 000 anos pelo Vulcão da Caldeira permitiu concluir que a actividade eruptiva não se distribuiu de forma regular ao longo do tempo, notando-se um claro aumento da frequência eruptiva até ao presente (Fig.7.3). De facto, o intervalo médio entre as primeiras 6 erupções do GSCVC foi de 2 278 anos enquanto a frequência estimada para as últimas 7 erupções (excluindo a erupção freática ou freatomagmática de 1958) se cifra em cerca de 1 erupção a cada 241 anos. Este período de retorno foi já largamente ultrapassado.

As erupções do Vulcão da Caldeira durante o período em causa, caracterizaram-se, de forma geral, por uma magnitude média a baixa, tendo o valor máximo de 4,7 sido determinado para a erupção que originou C11 (Fig. 7. 4).

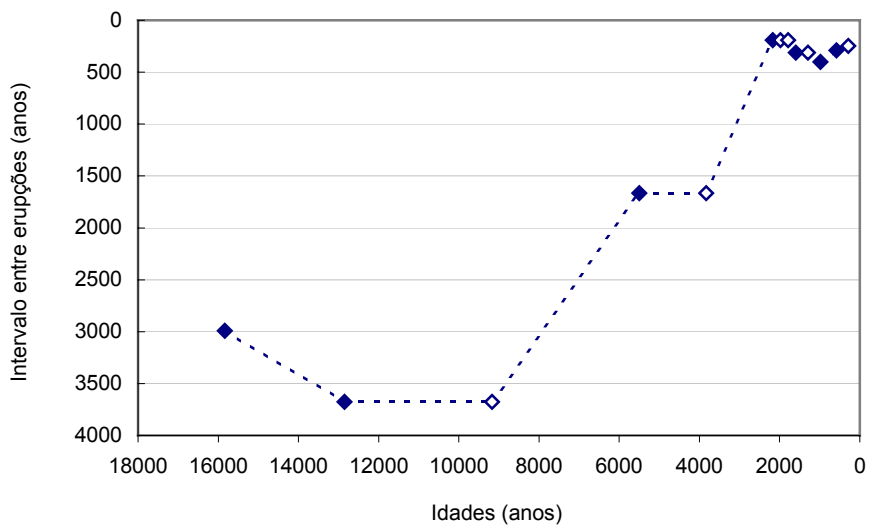


Fig. 7.3 – Projecção dos intervalos de tempo que decorreram entre as diversas erupções do GSCVC, tendo por base as erupções datadas e admitindo um espaçamento regular das erupções não datadas (erupções datadas identificadas com marcadores cheios).

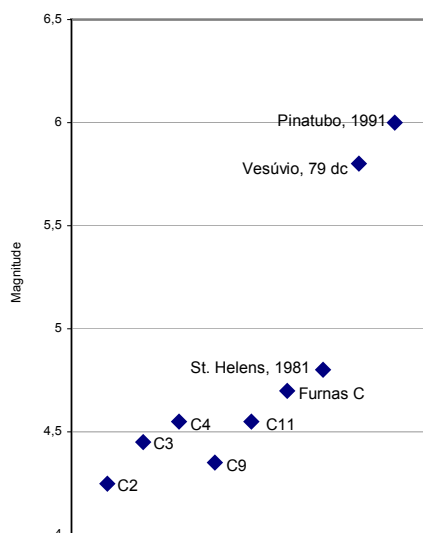


Fig. 7.4 – Projecção da magnitude de erupções do GSCVC e comparação com as magnitudes de erupções de outros vulcões (Pyle, 2000).

Tendo em atenção os diferentes estilos eruptivos possíveis de se observarem foram determinados alguns parâmetros críticos de interesse no âmbito da avaliação do risco, que se passam a descrever:

### Depósitos de queda

Tendo por base o conjunto dos depósitos do GSCVC determinou-se o alcance máximo dos piroclastos de trajetória balística e a distância máxima a que se pode esperar a deposição de espessuras superiores a 1 e a 2 m, que se sintetizam na tabela 7.1.

**TABELA 7.1**

| Dispersão máxima dos produtos de queda |                       |                              |                              |
|--|-----------------------|------------------------------|------------------------------|
| Líticos com 5 cm                       | Pedra pomes com 10 cm | Espessura de 2 m de depósito | Espessuras de 1m de depósito |
| 8 km                                   | 11 km                 | 11 km                        | 15 km                        |

### Escoadas piroclásticas

Estes produtos apresentam uma dispersão fortemente condicionada pela topografia, definindo-se, no actual relevo do Faial, duas direcções de dispersão preferenciais, a saber: (1) em direcção a N, devido à menor altitude do bordo da caldeira neste quadrante e (2) em direcção a E, canalizadas pela depressão do *Graben* de Pedro Miguel. Estas orientações poderão variar, no decurso de uma erupção que altere a forma da caldeira, sendo o alcance máximo destes produtos superior ao raio da ilha em qualquer direcção. Estima-se em 1000 m acima do fundo da caldeira a altura crítica para que um colapso de coluna eruptiva possa gerar escoadas piroclásticas com capacidade para cobrir a totalidade dos flancos do Vulcão da Caldeira.

### Surges

Este produtos têm também uma dispersão condicionada pela topografia, embora em menor grau do que as escoadas piroclásticas. Geralmente dotados de menor mobilidade do que aquelas, o máximo alcance dos *surges* na história eruptiva do GSCVC foi de 4 km, verificando-se que as direcções preferenciais de dispersão são coincidentes com as enunciadas para as escoadas piroclásticas. Este padrão poderá, igualmente, variar em função de alterações do relevo do vulcão. A altura crítica para que o colapso de uma coluna eruptiva possa originar *surges* capazes de cobrir os

flancos do vulcão em toda a sua extensão é também estimada em 1000 m acima do fundo da caldeira.

### Lahars

No que respeita aos *lahars*, verificou-se que diversos locais da ilha do Faial reúnem as condições para que se possam desenvolver fluxos deste tipo. Sendo maior a probabilidade da sua ocorrência nas vertentes altas do cone do Vulcão da Caldeira, dever-se-ão considerar também as regiões próximas de vertentes de maior declive, como as escarpas das falhas do *Graben* de Pedro Miguel e linhas de água. A dispersão destes produtos, tendo como origem o cone do Vulcão Central, poderá cobrir uma área preferencialmente orientada a N, embora possa também alcançar a costa S entre o Castelo Branco e o Varadouro. Considerando a dispersão destes produtos quando canalizados por vales e linhas de água, o seu alcance é ainda maior, cobrindo a quase totalidade da ilha, exceptuando-se uma estreita faixa do lado E da ilha e a região do Capelo.

### **Vulnerabilidades**

O estudo da distribuição dos depósitos do GSCVC demonstrou que todos os principais agregados populacionais do Faial podem ser directamente afectados pelos produtos de uma futura erupção centrada no Vulcão da Caldeira, excluindo-se apenas o perigo da ocorrência de *lahars* na freguesia do Capelo. O perigo associado a cada um destes produtos não é igual para todas as freguesias. Na tabela 7.2 apresentam-se as frequências com que as áreas actualmente ocupadas por núcleos habitacionais foram atingidas, nos últimos 16 000 anos, pelos diversos perigos vulcânicos considerados.

Importa salientar, neste contexto, o controlo topográfico dos produtos piroclásticos de fluxo, para referir que os locais já afectados por estes fenómenos no passado são os que apresentam maiores probabilidades de voltar a sê-lo. Encontram-se nesta situação a Praia do Norte, Cedros, Salão, Pedro Miguel, Praia do Almocharife e Flamengos. Na cidade da Horta, embora não se tenham encontrados depósitos de *surges* ou escoadas piroclásticas, considera-se possível a sua ocorrência, pois a parte N da

cidade está implantada a jusante do percurso da escoada piroclástica cujo depósito se encontra na região de Flamengos.

TABELA 7.2

| Frequência da ocorrência dos diversos perigos vulcânicos, com origem no Vulcão da Caldeira, nas freguesias do concelho da Horta para os últimos 16 000 anos |                              |  |   |   |                                  |                             |
|---|------------------------------|--|---|---|----------------------------------|-----------------------------|
|   | <i>Lahars</i> <sup>(1)</sup> | Escoadas piroclásticas e <i>surges</i> | Espessuras de depósitos de queda superiores a 1 m | Espessuras de depósitos de queda superiores a 2 m | Clastos de pedra pomes com 10 cm | Clastos de líticos com 5 cm |
| Horta   |                              | 1(?)                                   | 1   | 1   | -                                | -                           |
| Flamengos   |                              | 1                                      | 2   | 1   | 1                                | 1                           |
| Praia do Almocharife  |                              | 1                                      | 1   | -   | -                                | -                           |
| Pedro Miguel  |                              | 1                                      | 1   | -   | -                                | -                           |
| Ribeirinha  |                              | -                                      | 2   | -   | -                                | -                           |
| Salão   |                              | 1                                      | 2   | 1   | 1                                | 1                           |
| Cedros  |                              | 2                                      | 2   | 1   | 2                                | 2                           |
| Praia do Norte  | 1(?)                         | 2                                      | -   | -   | -                                | -                           |
| Capelo  |                              | -                                      | -   | -   | -                                | -                           |
| Castelo Branco  |                              | 1                                      | 5   | 1   | 1                                | -                           |
| Feteira   |                              | -                                      | 5   | 1   | -                                | 1                           |

(1) – *Lahars* com origem no cone do Vulcão da Caldeira

No que respeita aos produtos de queda, a sua orientação e dispersão são condicionadas pelo vento (e em alguns casos pela chuva) pelo que o impacto de uma futura erupção dependerá, também, dos factores meteorológicos vigentes a altura. Não obstante, a distância a que os vários centros urbanos se encontram do foco eruptivo permite seriá-los relativamente à possibilidade de serem afectados por tais tipos de produtos.

A síntese da exposição dos vários centros urbanos da ilha do Faial aos diversos produtos vulcânicos abordados no presente trabalho é apresentada na tabela 7.3.

Frequência da ocorrência dos diversos perigos vulcânicos, com origem no Vulcão da Caldeira, nas freguesias do concelho da Horta para os últimos 16 000 anos

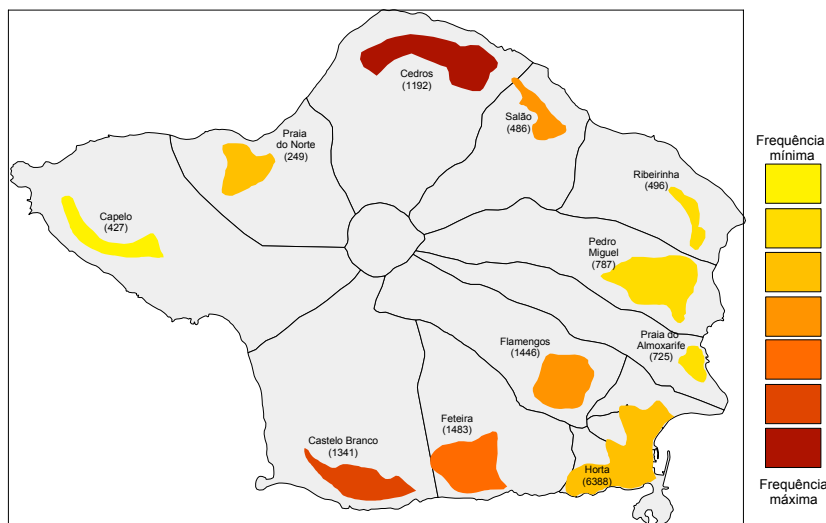


Fig. 7.5 – Mapa com os principais agregados populacionais da ilha do Faial. A frequência com que as áreas actualmente ocupadas por estes centros foram atingidas por produtos vulcânicos nos últimos 16 000 anos é indicada pela escala de cor. O número de residentes de cada freguesia é apontado como um indicador de vulnerabilidade da mesma (número de residentes apurado no censo de 1991).

TABELA 7.3

| Serição da exposição dos agregados populacionais do Faial a vários perigos vulcânicos |   |                                 |   |   |
|---|---|---------------------------------|---|---|
| Centros urbanos   | Depósitos de queda com origem no Vulcão da Caldeira | Escoadas piroclásticas e surges | Lahars com origem no Vulcão da Caldeira | depósitos de erupções basálticas emergentes |
| Praia do Norte  | Vermelho  | Vermelho                        | Vermelho                                | Amarelo                                     |
| Cedros  | Laranja   | Vermelho                        | Laranja                                 | Amarelo                                     |
| Salão   | Laranja   | Vermelho                        | Laranja                                 | Amarelo                                     |
| Flamengos   | Amarelo   | Vermelho                        | Laranja                                 | Amarelo                                     |
| Feteira   | Amarelo   | Vermelho                        | Laranja                                 | Amarelo                                     |
| Castelo Branco  | Amarelo   | Vermelho                        | Laranja                                 | Amarelo                                     |
| Capelo  | Castanho  | Vermelho                        | Amarelo                                 | Vermelho                                    |
| Pedro Miguel  | Castanho  | Vermelho                        | Laranja                                 | Laranja                                     |
| Ribeirinha  | Castanho  | Vermelho                        | Amarelo                                 | Laranja                                     |
| Horta   | Castanho  | Vermelho                        | Amarelo                                 | Laranja                                     |
| Praia do Almojarife   | Castanho  | Vermelho                        | Amarelo                                 | Laranja                                     |

O grau de exposição de cada agregado populacional aos produtos de queda com origem no Vulcão da Caldeira está expresso pela escala de cores, variando do castanho (mínimo) ao vermelho (máximo) atendendo à sua distância ao foco eruptivo. A exposição a surges e escoadas piroclásticas está indicada a vermelho para os centros localizados em zonas previamente afectadas por estes produtos. A exposição a lahars esta assinalada a vermelho para as localidades situadas nas zonas provavelmente afectadas por lahars não canalizados, com um coeficiente de Heim de 0,2, e a cor de laranja para as freguesias abrangidas por lahars canalizados (com coeficiente de Heim de 0,2), sendo, neste caso, o risco maior nas zonas limítrofes das linhas de água. A exposição a produtos de erupções basálticas emergentes é indicada a vermelho para as zonas afectadas por erupções associadas à Península do Capelo e a cor de laranja para as zonas afectadas por erupções na costa E da ilha.

Como nota final deve referir-se que com o presente trabalho pretendeu-se contribuir para a compreensão dos processos vulcânicos que actuam na ilha do Faial e que as observações realizadas deixam em aberto diversas questões que importa aprofundar. Neste domínio incluem-se aspectos como (1) a relação entre magmatismo/vulcanismo do Vulcão da Caldeira e da Península do Capelo, (2) a caracterização dos mecanismos que presidem à ocorrência de erupções, nomeadamente no âmbito dos processos que ocorrem ao nível da câmara magmática, ou (3) a definição das condições que ditam o desenvolvimento de fragmentação magmática ou hidromagmática no contexto do Vulcão da Caldeira. Adicionalmente importará precisar a avaliação do risco para escalas de interesse no campo do ordenamento do território e do planeamento de emergência, recorrendo-se a sistemas de informação geográfica que compreendam elementos de vulnerabilidade. Finalmente, refira-se a importância do desenvolvimento de simuladores para a modelação de erupções com as características deduzidas a partir da análise dos depósitos dos eventos mais recentes da história eruptiva do Faial, assim como a definição de estratégias para a mitigação dos riscos geológicos em geral.

## BIBLIOGRAFIA

- AGOSTINHO, J. (1932) - Vulcanismo dos Açores. *Vista Geral. A Terra*, 4, 32-36.
- AGOSTINHO, J. (1936) – Tectónica, sismicidade e vulcanismo das ilhas dos Açores. *Açoreana*, vol.1(1), p. 85-98.
- AGOSTINHO, J. (1941) – A erupção submarina de 1720 entre a Terceira e S. Miguel. *Açoreana*, 2, p. 268-270.
- BAGDASSAROV, N.S. & DINGWELL, D.B (1993) – Deformation of foamed rhyolites under internal and external stresses. *Bull. Volcanol.*, 55, p. 147-154.
- BAGDASSAROV, N.S., DINGWELL, D.B & WILDING, M.C. (1996) – Rhyolite magma degassing: an experimental study of melt vesiculation. *Bull. Volcanol.*, 57, p. 587-601.
- BARBERI, F., BERTAGNINI, A., LANDI, P. & PRINCIPE, C. (1992) – A review on phreatic eruptions and their precursors. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 52, p. 231-246.
- BARBERI, F., CIONI, R., ROSI, M., SANTACROCE, R., SBRANA, A. & VECI, R. (1989) – Magmatic and phreatomagmatic phases in explosive eruptions of Vesuvius as deduced by grain-size and component analysis of the pyroclastic deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, p. 287-307.
- BARCLAY, J., RILEY, D. S. & SPARKS, R. S. J. (1995) – Analytical models for bubble growth during decompression of high viscosity magma. *Bull. Volcanol.*, 57, p. 422-431.
- BATES, R.L. & JACKSON, J.A. (1987) – *Glossary of Geology*. American Geological Institute, Alexandria, 3rd Edition, 788 p.
- BERTHOIS, L. (1953) – Contribution à l'étude lithologique de l'archipel des Açores. *Com. Serv. Geol. Portugal*, TXXXIV, p. 41-71.
- BESSONE, P. (1932) – *Dicionário Cronológico dos Açores*. Ed. do autor, Cambridge, Massachusetts, 446 p.
- BLACKBURN, E.A., WILSON, L. & SPARKS, R.S.J (1976) – Mechanisms and dynamics of strombolian activity. *J. Geol. Soc. Lond.*, 132, p. 429-440.
- BLONG, R.J., (1984) - *Volcanic hazards*. Academic Press, Austrália, 424 p.
- BOOTH, B., CROASDALE, R. & WALKER, G.P.L. (1978) - A quantitative study of five thousand years of volcanism on São Miguel, Azores. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 228, p. 271-319.
- BORGIA, A. & LINNEMAN, S.R. (1990) – On the mechanisms of lava flow emplacement and volcano growth: Arenal, Costa Rica. *In: Lava flows and domes* (Fink, J.H., Ed.), IAVCEI, Proc. Volcanol., 2. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, p. 208-243.

- BRANNEY, M.J. (1991) - Eruption and depositional facies of the Whorneyside Tuff Formation, English Lake District: An exceptional large-magnitude phreatoplinian eruption. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103, p. 886-897.
- BUETTNER, R. & ZIMANOWSKY, B. (1998) – Physics of thermohydraulic explosions. *Phys. Res. E.*, 57(5), p. 5726-5729.
- BULLARD, F. (1984) – *Volcanoes of the Earth*. Univ. Texas Press, 629 p.
- BURSIK, M.I. (1993) - Subplinian eruption mechanisms inferred from volatile and clast dispersal data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 57, p. 57-70.
- CANTO E. (1879) - Vulcanismo nos Açores desde a época da descoberta até ao presente. *In: Archivo dos Açores*, vol.I, III, IV, V, IX e XI, Typ. do Archivo dos Açores, Ponta Delgada.
- CANTO, E. (Editor) (1878) – *Archivo dos Açores*. Edição da Universidade dos Açores, Ponta Delgada, 1983, Vol. I, 570 p.
- CANTO, E. (Editor) (1880) – *Archivo dos Açores*. Edição da Universidade dos Açores, Ponta Delgada, 1983, Vol. II, 584 p.
- CANTO, E. (Editor) (1881) – *Archivo dos Açores*. Edição da Universidade dos Açores, Ponta Delgada, 1983, Vol. III, 578 p.
- CANTO, E. (Editor) (1882) – *Archivo dos Açores*. Edição da Universidade dos Açores, Ponta Delgada, 1983, Vol. IV, 650 p.
- CANTO, E. (Editor) (1883) – *Archivo dos Açores*. Edição da Universidade dos Açores, Ponta Delgada, 1983, Vol. V, 586 p.
- CANTO, E. (Editor) (1887) – *Archivo dos Açores*. Edição da Universidade dos Açores, Ponta Delgada, 1983, Vol. IX, 579 p.
- CANTO, E. (Editor) (1888) – *Archivo dos Açores*. Edição da Universidade dos Açores, Ponta Delgada, 1983, Vol. X, 655 p.
- CANTO, E. (Editor) (1890) – *Archivo dos Açores*. Edição da Universidade dos Açores, Ponta Delgada, 1983, Vol. XI, 616 p.
- CANTO, E. (Editor) (1892) – *Archivo dos Açores*. Edição da Universidade dos Açores, Ponta Delgada, 1983, Vol. XII, 568 p.
- CAREY, S., SIGURDSSON, H. & SPARKS, R.S.J. (1988) - Experimental studies of particle-laden plumes. *J. Geophys. Res.*, 93, p. 314-328.
- CAS, R. & WRIGHT, J. (1988) - *Volcanic successions. Modern and ancient*. Allen & Unwin, London, 2ª Edição, 485 p.
- CASTELLO BRANCO, A. (1959) - *Le Volcanisme de l'Île de Faial et l'Éruption du Volcan de Capelinhos*. Serviços Geológicos de Portugal, memória nº4, 99p.

- CASTELO-BRANCO, A., ZBISZEWSKI, G., ALMEIDA, F.M. & FERREIRA, O.V. (1959) – Le volcanisme de l'île Fayal et l'éruption du volcan Capelinhos: rapport de la première mission géologique. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, n.º 4, p. 9-29.
- CHAVES, F.A. (1960) - Erupções submarinas nos Açores. Informações que os navegantes podem prestar sobre tal assunto. *Açoreana*, vol 5 (5), 50 p.
- CHOVELON, P. (1982) – *Évolution volcanotectonique des îles de Fayal et de Pico, Archipel des Açores-Atlantique Nord*. Thèse de Docteur 3ème Cycle, l'Université de Paris-Sud, 193 p.
- CHOUGH, S.K. & SOHN, Y.K. (1990) - Depositional mechanics and sequences of base surges, Songaksan tuff ring, Cheju Island, Korea. *Sedimentology*, 37, p. 1115-1136.
- COLE, P.D., GUEST, J.E. & DUNCAN, A.M. (1996) - Capelinhos: the disappearing volcano. *Geology Today*, 12, p. 68-72.
- COLE, P.D., QUEIROZ, G., WALLENSTEIN, N., GASPAR, J.L., DUNCAN, A.M. & GUEST, J.E. (1995) - An historic subplinian/phreatomagmatic eruption: The 1630 AD eruption of Furnas Volcano, São Miguel, Azores. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 69, p. 117-135.
- COLE, P.D., GUEST, J.E., DUNCAN, A.M. & PACHECO, J. (2001) – Capelinhos 1957-1958, Faial, Azores: deposits formed by a emergent surtseyan eruption. *Bull. Volcanol.*, 63, 204-220.
- COUTINHO, R. (2000) – *Elementos para a monitorização sismovulcânica da ilha do Faial (Açores): Caracterização hidrogeológica e avaliação de anomalias de Rn associadas a fenómenos de degaseificação*. Tese de doutoramento no ramo de Geologia, especialidade de Vulcanologia. Universidade dos Açores, 342 p.
- COUTINHO, R. & PACHECO, J. (1998) - *Caracterização de alguns movimentos de massa provocados pelo sismo de 9 de julho de 1998 na ilha do Faial*. Proceedings da 1ª Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica, em impressão.
- CRANDELL, D., BOOTH, B., KAZUMADINATA, K., SHIMOZURU, D., WALKER, G.P.L. & WESTERCAMP, D. (1984) – *Source-book for volcanic-hazards zonation*. UNESCO, France, 97 p.
- CROWE, B.M. & FISHER, R.V. (1973) - Sedimentary structures in base-surge deposits with special reference to cross-bedding, Ubehebe craters, Death Valley, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 663-682.
- CRUZ-REYNA, S. (1996) – Long-term probabilistic analysis of future explosive eruptions. *In: Monitoring and Mitigation of volcano Hazards* (Scarpa. & Tillin, Eds.), Springer-Verlag, p. 599-630.
- DECKER, R.W. & CHRISTIANSEN, R.L. (1984) - Explosive eruptions of Kilauea Volcano, Hawaii. *In: Explosive volcanism*. Natl. Acad. Press, Washington, DC, p. 122-132.
- DINGWELL, D.B., (1998) – Magma degassing and fragmentation: Recent experimental advances. *In: From magma to tephra* (Freundt, A. & Rosi, M., Eds.), Elsevier Science B.V., Amsterdam, 1ª Edição, 318 p.

- DRAGONI, M. (1993) – Modelling the rheology and cooling of lava flows. *In: Active lavas: monitoring and modelling* (Kilburn, C.R.J. & Luongo, G., Eds.), UCL Press, London, p. 235-261.
- DRUMMOND, F. F. (1859) - *Anais da ilha Terceira*. Edição da Secretaria Regional da Educação e Cultura da Região Autónoma dos Açores, 1981, Vol. III, 474 p.
- FÉRAUD, G. (1977) – Contribution à la datation du volcanisme de l'archipel des Açores par le méthode Potassium-Argon. Thèse, Paris.
- FÉRAUD, G. (1980) – *Contribution a la datation du volcanisme de l' archipel des Açores par la méthode Potassium-Argon. Consequences geodynamiques*. Thèse de Docteur 3éme Cycle , Université de Paris VII.
- FERREIRA, H. A. (1956) – Macrossismos sentidos em Portugal no período de 1901-1954. *Boletim da Ordem dos Engenheiros*, Memória 4, 10 p.
- FERREIRA, T., GASPAR, J.L. e QUEIROZ, G. (1993) - Considerações sobre as emanações gasosas da Furna do Enxofre (ilha Graciosa, Açores). *Açoreana*, Vol.VII, Fasc.IV, 603-612.
- FISHER, R. V. (1961) – Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Bull. Geol. Soc. America*, 72, p. 1409-1414.
- FISHER, R.V. (1995) – Decoupling of pyroclastic currents: hazards assessments. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 66, p. 257-263.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984) - *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 472 p.
- FISHER, R.V. & WATERS, A.C. (1970) - Base surge bed forms in Maar Volcanoes. *Amer. J. Sci.*, 268, p. 157-180.
- FLOWER, M.F.J., SCHMINCKE, H.-U. & BOWMAN, H. (1976) - Rare earth and other trace elements in historic azorean lavas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1, p. 127-147.
- FORJAZ, V. (1977) – *Ilha do Faial, carta vulcanológica à escala 1:25000*. Instituto de Geociências dos Açores, 1 folha.
- FORJAZ, V. (1980) – *Esboço geológico do sistema vulcânico Faial-Pico-S.Jorge, à escala 1:200000*. Laboratório de Geociências e Tecnologia, SRGI, Rel. Int. 03.08, 2 p.
- FORJAZ, V.H., MACEDO, J.R. & SERRALHEIRO, A. (1974) – Crise sismovulcânica do Faial-Pico Novembro-Dezembro-1973. *Relatório do Departamento de Geologia, FCL, Lisboa*, 9 p.
- FRANCIS, P. (1993) – *Volcanoes*. Oxford University Press, Oxford, 443 p.
- GARDNER J.E, THOMAS R.M.E., LAUPART, C. & TAIT, S. (1996) - Fragmentation of magma during Plinian volcanic eruptions. *Bull Volcanol.*, 158, p.144-162 .
- GASPAR, J.L. (1995) - Breve nota sobre as principais estruturas tectónicas da ilha Graciosa (Açores). *Açoreana*, VIII(1), p. 177-179.

- GASPAR, J.L. (1996) – *Ilha Graciosa (Açores): História vulcanológica e avaliação do hazard*. Tese de doutoramento no ramo de Geologia, especialidade de Vulcanologia. Universidade dos Açores, 361 p.
- GASPAR, J. L. & FERREIRA, T. (1993) – Missão geológica à ilha do Faial (Março/93): estudo das emanações gasosas do vulcão dos Capelinhos. *SPG/REL. 04/93*, Departamento de Geociências da Universidade dos Açores, 13 p.
- GASPAR, J.L. & QUEIROZ, G. (1992) - Morfologia e estrutura interna de escoadas lávicas basálticas. *Doc. CV/INIC 01/92*.
- GASPAR, J.L. & QUEIROZ, G. (1995) – *Carta vulcanológica dos Açores, ilha Graciosa. Folhas A e B, na escala 1:10 000*. Ed. Universidade dos Açores, Centro de Vulcanologia da UA, Câmara Municipal de Santa Cruz da Graciosa.
- GASPAR, J.L. & WALLENSTEIN, N. (1999) – Submarine eruption west of Terceira island (Azores). Preliminary report. *Bull. Global Volcanism Network*, vol.24, nº1, Janeiro 1999.
- GASPAR, J.L., FERREIRA, T., MALHEIRO, A.M., COUTINHO, R., TROTA, A. & QUEIROZ, G. (1998) -*Avaliação de perigos geológicos na ilha do Faial após o terramoto de 1998: o caso da freguesia da Ribeirinha*. Proceedings do 1º Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG, p. 89-95.
- GASPAR, J.L., PACHECO, J.M., WALLENSTEIN, N., FERREIRA, T., QUEIROZ, G. & FRANÇA, Z. (1993) – Relatório de progresso sobre a análise da magnitude dos eventos registados entre 26 de Novembro de 1992 e 26 de Fevereiro de 1993 e respectiva energia libertada. *Doc. CV/UA 01/93*, Univ. Açores, 17 p.
- GASPAR, J.L., FERREIRA T., QUEIROZ, G., COUTINHO, R., ALMEIDA, H.A., WALLENSTEIN, N. & PACHECO, J. (1999) – Notes on the eruptive style of the submarine eruption west of Terceira island (Azores). *Bull. Global Volcanism Network*, vol.24, nº3, Março 1999.
- GASPAR, J.L., QUEIROZ, G., FERREIRA, T., COUTINHO, R., ALMEIDA, H., WALLENSTEIN N., & PACHECO J.M. (2000) - *The volcanic eruption of 1998-1999 on the Serreta Submarine Ridge (W of Terceira island, Azores): eruptive model*. Proceedings da 2ª Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica, p. 355-356.
- GASPAR, J.L., FERREIRA, T., QUEIROZ, G., WALLENSTEIN, N., PACHECO, J., GUEST, J.E., DUNCAN, A. & COLE, P. (1995) - Evolução morfoestrutural do vulcão das Furnas (ilha de S. Miguel, Açores). Universidade do Porto, Faculdade de Ciências, Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, *IV Congresso Nacional de Geologia, Memória* nº4, p. 999-1003.
- GASPAR, J.L., FERREIRA, T., QUEIROZ, G., WALLENSTEIN, N., PACHECO, J., GUEST, J., DUNCAN, A. & COLE, P. (1996) - *Main tectonic structures of Furnas Volcano (S.Miguel, Azores)*. Proceedings of the 2nd Workshop on European Laboratory Volcanoes – EC-DGXII and European Science Foundation (in press).
- GODCHAUX, M.M., BONNICHSEN, B. & JENKS, M.D. (1992) – Types of phreatomagmatic volcanoes in western Snake River Plain, Idaho, USA. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 52, p. 1-25.

- GUEST, J.E., DUNCAN, A.M., COLE, P.D., GASPAR, J.L., QUEIROZ, G., WALLENSTEIN, N. & FERRERA, T. (1994) - *Preliminary report on the volcanic geology of Furnas volcano, S. Miguel, Açores*. ESF Furnas Laboratory Volcano, Eruptive History and Hazard Open File Report nº1, p. 1-24.
- GUEST, J.E., KILBURN, C.R.J., PINKERTON, H. & DUNCAN, A.M. (1987) – The evolution of lava flow-fields: observations of the 1981 and 1983 eruptions of Mount Etna, Sicily. *Bull. Volcanol.*, 49, p. 527-540.
- HEAD, J.W & WILSON, L. (1989) – Basaltic pyroclastic eruptions: influence of gas-release patterns and volume fluxes on fountain structure, and the formation of cinder cones, spatter cones, rootless flows, lava ponds and lava flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 37, p. 261-271.
- HEIKEN, G. (1972) – Morphology and petrography of volcanic ashes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 1961-1988.
- HEIKEN, G. & WOHLETZ, K. (1985) - *Volcanic ash*. University of California Press, Berkeley, 246 p.
- HEIKEN, G. & WOHLETZ, K. (1991) - Fragmentation processes in explosive volcanic eruptions. *In: Sedimentation in volcanic settings* (Fisher, H.V. & Smith, G., Eds), Society of Sedimentary Geology, Spec. Pub., 45, p. 19-26.
- HONNOREZ, J. & KIRST, P. (1975) – Submarine basaltic volcanism: morfometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs. *Bull. Volcanol.*, 39, p. 1-25.
- HOUGHTON, B.F. & WILSON, C.J.N. (1989) - A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bull. Volcanol.*, 51, p. 451-462.
- HOUGHTON, B.F., WILSON, C.J.N., ROSENBERG, M.D., SMITH, I.E.M. & PARKER, R.J. (1996) - Mixed deposits of Strombolian and phreatomagmatic volcanism: an example from Crater Hill, Auckland, New Zealand. *Bull. Volcanol.*, 58, p. 59-66.
- HURWITZ, S. & NAVON, O. (1994) – Bubble nucleation in rhyolitic melts: experiments at high pressure, temperature and water content. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 122, p. 267-280.
- KILBURN, C.R.J. (2000) – Lava flows and flow fields. *In: Encyclopedia of volcanoes* (Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. & Stix, J., Eds.), Academic Press, San Diego, 1ª edição, 1417 p.
- KLUG, C. & CASHMAN, K.V. (1996) – Permeability development in vesiculating magmas: implications for fragmentation. *Bull. Volcanol.*, 58, p.87-100.
- KOKELAAR, B.P. (1983) - The mechanism of Surtseyan volcanism. *Geol. Soc. Lond.*, 140, p. 939-944.
- KOKELAAR, B.P. (1986) - Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bull. Volcanol.*, 48, p. 275-289.
- KOKELAAR, B.P. (1987) - Discussion of "Structure and eruptive mechanisms at Surtsey volcano, Iceland" by J.G. Moore. *Geol. Mag.*, 124, p. 79-83.
- KRAFT, M. (1993) – *Volcanoes, fire from the earth*. Thames & Hudson Ltd., London, 207 p.

- LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. (1986) – A chemical classification of volcanic rocks based on the alkali-silica diagram. *J. Petrology*, 27, p. 745-750.
- LENSKY, N.G., LYAKHOVSKY, V. & NAVON, O. (2001) - Radial variations of melt viscosity around growing bubbles and gas overpressure in vesiculating magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 186, p. 1-6.
- LIMA, M. (1943) – *Anais do Município da Horta*. III Edição, A & H Printing, Inc., East Providence, 1981, 734 p.
- LINDHOLM, R. (1987) – *A practical approach to sedimentology*. Allen & Unwin, London, p.276.
- LIPMAN, P.W. (1997) – Subsidence of ash-flow calderas: Relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bull. Volcanol.*, 59, p. 198-218.
- LIPMAN, P.W. (2000) – Calderas. In: *Encyclopedia of volcanoes* (Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. & Stix, J. Eds.), Academic Press, San Diego, 1ª edição, 1417 p.
- LIRER, L., PETROSINO, P. & ALBERICO, I. (2001) – Long-term volcanic hazard forecasts based on Somma-Vesuvio past eruptive activity. *Bull. Volcanol.*, 63, p. 45-60.
- LOBÃO, C. (1999) – *O ano do vulcão: 1957-1958*. Tipografia Telégrafo, 2ª ed., Horta, 132p.
- LORENZ, V. (1974a) - Vesiculated tuffs and associated features. *Sedimentology*, 21: p. 273-291.
- LORENZ, V. (1974b) - Studies of the Surtsey tephra deposits. *Surtsey Res. Progr. Rep.*, 7, p. 72-79.
- LYAKHOVSKY, V., HURWITZ, S. & NAVON, O. (1996) – Bubble growth in rhyolitic melts: experimental and numerical investigation. *Bull. Volcanol.*, 58, p. 19-32.
- MACDONALD, G. (1972) – *Volcanoes*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, N.J., 510 p.
- MACEDO, A.L.S. (1871) – *História das quatro ilhas que formam o Distrito da Horta*. Edição fac-similada da Secretaria Regional da Educação e Cultura da Região Autónoma dos Açores, 1981, Horta, 3 volumes, 1514 p.
- MACHADO, F. (1955) – Alguns aspectos da sismicidade dos Açores. *Bol. Ord. Eng.*, 4, 107, 6p.
- MACHADO, F. (1958a) – Actividade vulcânica da ilha do Faial (Set/Dez. 1957). *Atlântida*, Vol II, p. 225-236.
- MACHADO, F. (1958b) – Actividade vulcânica da ilha do Faial (Jan/Abr 1958). *Atlântida*, Vol II, p. 305-315.
- MACHADO, F. (1959a) – Actividade vulcânica da ilha do Faial (Mai/Ago 1958). *Atlântida*, Vol III, p. 40-55.
- MACHADO, F. (1959b) – Actividade vulcânica da ilha do Faial (Set/Out. 1958). *Atlântida*, Vol III, p.153-159.
- MACHADO, F. (1959c) – Submarine pits of the Azores plateau. *Bull. Volcanol.*, Série II, XXI, p. 109-116.

- MACHADO, F. (1959d) – A erupção do Faial em 1672. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, n.º 4, p. 89-99.
- MACHADO, F. (1960) – Actividade vulcânica da Ilha do Faial (1957-1958). *Atlântida*, II, p. 5-51.
- MACHADO, F. (1962) – Erupções históricas do sistema vulcânico Faial-Pico-S.Jorge. *Atlântida*, VI, p. 84-91.
- MACHADO, F. (1967) – Active volcanoes of the Azores. In: *Catalog of active volcanoes of the world including solfatara fields*. Ed. International Association of Volcanology, Part XXI, p. 9-52.
- MACHADO, F. (1982) – Interpretation of ground deformation in the Azores. *Arquipélago*, 3, p. 95-112.
- MACHADO, F. & FORJAZ, V. (1968) – *Actividade vulcânica do Faial – 1957-67*. Ed. Comissão Regional do Turismo do Distrito da Horta, Açores. Porto, 85 p.
- MACHADO, F., NASCIMENTO, J.M. & DENÍS, A.F. (1959) - Evolução topográfica do cone vulcânico dos Capelinhos. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, n.º 4, p. 65-70.
- MACHADO, F., TRÊPA, M. V., FÉRIN, C. & NUNES, J.C. (1973-74) – Crise sísmica do Pico (Açores), Nov. 1973. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 57, p. 229-242.
- MADEIRA, J. (1991a) - *Neotectónica dos Açores: I - O sistema Pico-Faial (Abstract)*. IIIº Congresso Nacional de Geologia, Coimbra, 51.
- MADEIRA, J. (1991b) - *Neotectónica dos Açores: II - S.Jorge e o sismo de 1/1/80 (Abstract)*. IIIº Congresso Nacional de Geologia, Coimbra, 52.
- 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 no ramo de Geologia, especialidade de Geodinâmica Interna. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 428 p.
- MADEIRA, J. & RIBEIRO, A. (1990) - Geodynamic models for the Azores triple junction: a contribution from tectonics. *Tectonophysics*, 184, p. 405-415.
- MADEIRA, J. & RIBEIRO, A. (1992) - O regime tectónico dos Açores. In: *10 anos após o sismo dos Açores de 1 de Janeiro de 1980* (Oliveira, C., Lucas, A. & Guedes, J., Eds.), LNEC, Vol.1, p. 163-174.
- MAICHER, D. & WHITE, J.D.L. (2001) – The formation of deep-sea Limu o Pele. *Bull. Volcanol.*, 63, p. 482-496.
- MALIN, M. (1980) – Lengths of Hawaiian lava flows. *Geology*, 8, p. 306-308.
- MASTIN, L.G. (1991) – The role of magma and groundwater in the phreatic eruptions at Inyo Craters, Long Valley Caldera, California. *Bull. Volcanol.*, 53, p. 579-596.
- MASTROLORENZO, G., MUNNO, R. & ROLANDI, G. (1993) - Vesuvius 1906: a case study of a paroxysmal eruption and its eruption cycles. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 58, p. 217-237.
- McGUIRE, W. J., KILBURN, C. R. J. & MURRAY, J. (1995) – *Monitoring active volcanoes*. UCL Press, University College London, 421 p.

- MIRANDA, R. (1930) – *Tremores de Terra de Portugal (1923 a 1930)*. Publicação do Instituto Geofísico da Universidade de Coimbra. Imprensa da Universidade, Coimbra, 1930, 61 p.
- MOORE, J.G. (1985) - Structure and eruptive mechanisms at Surtsey Volcano, Iceland. *Geol. Mag.*, 122, p. 649-661.
- MOORE, J.G. (1987) - Reply to comment on "Structure and eruptive mechanisms at Surtsey Volcano, Iceland." *Geol. Mag.*, 124, p. 83- 86.
- MOORE, R. (1983) - *Preliminary geologic map of Furnas volcano, São Miguel, Azores (Scale 1:15.000)*. U.S. G. S., Open File Report, p. 383-395.
- MOORE, R. (1991a) - *Geologic map of São Miguel, Azores (Scale 1:50.000)*. U.S.G.S. MISC INV., Map I-2007.
- MOORE, R. (1991b) - Geology of three late Quaternary stratovolcanoes on São Miguel, Azores. *U.S.G.S. Bulletin*, 1900, p. 1-26.
- MOORE, R. & RUBIN, M. (1991) - Radiocarbon dates for lava flows and pyroclastic deposits on São Miguel, Azores. *Radiocarbon*, 33, nº1, p. 151-164.
- MORRISSEY, M., ZIMANOWSKI, B., WOHLLETZ, K. & BUETTNER, R. (2000) – Phreatomagmatic fragmentation. *In: Encyclopedia of volcanoes* (Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. & Stix, J., Eds.), Academic Press, San Diego, 1ª edição, 1417p.
- MORRISSEY, M. & WHOLETZ, K.H. (1990) – *Analysis of thermite-water volcano experiment*. Los Alamos National Laboratory report, Los Alamos, New Mexico.
- MUNGALL, J.E, BAGDASSAROV, N.S., ROMANO, C. & DINGWELL, D.B. (1996) – Numerical modelling of stress generation and microfracturing of vesicle walls in glassy rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 73, p. 33-46.
- NAKADA, S. (2000) – Hazards from pyroclastic flows and surges. *In: Encyclopedia of volcanoes* (Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. & Stix, J., Eds.), Academic Press, San Diego, 1ª edição, 1417 p.
- NEEDHAM, H. & FRANCHETEAU, J. (1974) – Some characteristics of the rift valley in the Atlantic Ocean near 36° 48' north. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 22, p. 29-43.
- OLLIER, C. (1974) Phreatic eruptions and maars. *In: Physical volcanology* (Civetta et al., Eds.), Elsevier, New York.
- OLLIER, C. (1988) – *Volcanoes*. Blackwell Ltd., 228 p.
- PACHECO, J. (1995) - *Caracterização do depósito vulcânico Furnas-C e seu contributo para a análise do hazard associado à actividade do vulcão das Furnas*. Provas de progressão na carreira de investigação. Universidade dos Açores, 128 p.
- PACHECO, J., GUEST, J. & GASPAR, J.L. (2000) - *Considerations on the influence of atmospheric factors on the depositional facies of hydromagmatic deposits and its implications on hazard and risk assessment* (Poster). Proceedings da 2ª Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica, Algarve, Lagos, Fevereiro 2000, p. 8-12.

- PACHECO, J.M., GUEST, J.E., GASPAR, J.L., WALLENSTEIN, N., COLE, P.D., QUEIROZ, G. & DUNCAN, A.M. (1996) - *Drawing of Furnas-C risk and hazard map*. Proceedings of the 2nd Workshop on European Laboratory Volcanoes. Santorini, Grécia. - EC-DGXII and European Science Foundation (in press).
- PACHECO, J.M., GUEST, J.E., GASPAR, J.L., WALLENSTEIN, N., COLE, P.D., QUEIROZ, G., DUNCAN, A.M. & FERREIRA, T. (1995) - Estudo do risco e hazard vulcânicos associados a uma erupção explosiva de magnitude semelhante à de Furnas-C (S. Miguel, Açores). Universidade do Porto, Faculdade de Ciências, Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, *IV Congresso Nacional de Geologia. Memória nº 4*. p. 197-201.
- PALAI, J., KYLE, P.R., McINTOSH, W.C., & SEWARD. (1988) – Magmatic and phreatomagmatic volcanic activity at Mt. Takahe, West Antarctica, based on tephra layers in the Byrd ice core and field observations at Mt. Takahe. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 35, p. 295-317.
- PASQUIER-CARDIN, A., ALLARD, P., FERREIRA, T., HATTE, C., COUTINHO, R., FONTUGNE, M. & JAUDON, M. (1999) – Magma-derived CO<sub>2</sub> emissions recorder in <sup>14</sup>C and <sup>13</sup>C content of plants growing in Furnas caldera, Azores. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 92, 1-2, p. 195-207.
- PINKERTON, H. & STEVENSON, R. (1992) - Methods of determining the rheological properties of magmas at sub-liquidus temperatures. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 53, p. 47-66.
- PORTER, S. (1972) – Distribution, morphology and size frequency of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 3607-3612.
- PROUSSEVITCH, A.A. & SAHAGIAN, D. (1996) – Dynamics of coupled diffusive and decompressive bubble growth in magmatic systems. *J. Geophys. Res.*, 101, p. 17447-17455.
- PYLE, D.M. (2000) – Sizes of volcanic eruptions. *In: Encyclopedia of volcanoes* (Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. & Stix, J. Eds.), Academic Press, San Diego, 1ª edição, 1417 p.
- PYLE, D.M. & PYLE, D.L. (1995) – Bubble migration and the initiation of volcanic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 67, p. 227-232.
- QUEIROZ, G. (1997) – *Vulcão das Sete Cidades (S.Miguel, Açores) – História eruptiva e avaliação do hazard*. Tese de doutoramento no ramo de Geologia, especialidade de Vulcanologia. Universidade dos Açores, 226 p.
- QUEIROZ, G., GASPAR, J.L., COLE, P.D., GUEST, J.E., WALLENSTEIN, N., DUNCAN, A.M. & PACHECO, J. (1995) - Erupções vulcânicas no vale das Furnas (ilha de S. Miguel, Açores) na primeira metade do Sec. XV. *Açoreana*, vol. VIII (I), p. 159-168.
- ROWLAND, S.K. & WALKER, G.P.L. (1987) – Toothpaste lava: characteristics and origin of a lava structural type transitional between pahoehoe and aa. *Bull. Volcanol.*, 49, p.631-641.
- RODOLFO, K.S. (2000) – The hazard from lahars and jökulhlaups. *In: Encyclopedia of volcanoes* (Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. & Stix, J., Eds.), Academic Press, San Diego, 1ª edição, 1417 p.

- RUTHERFORD, M.J. & GARDNER, J. (2000) – Rates of magma ascent. *In: Encyclopedia of volcanoes* (Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. & Stix, J., Eds.), Academic Press, San Diego, 1ª edição, 1417 p.
- SARNA-WOJCICKI, A., SHIPLEY, S., WAITT, R.B Jr., DZURISIN, D. & WOOD, S.H. (1981) – Aerial distribution, thickness, mass, volume and grain size of air fall ash from the six major eruptions of 1980. *In: The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington (1981)*, edited by P.W. Lipman and D.R. Mullineaux, U.S.G.S., Prof. Paper, 1250, p. 569-576.
- SCANDONE, R. & MALONE, S. (1985) - Magma supply, magma discharge and readjustment of the feeding system of Mount St. Helens during 1980. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 23, p. 239-262.
- SCARPA, R. & TILLING, R. I. (1996) – *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Springer-Verlag, 841 p.
- SCHMID, R. (1981) - Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic rocks and fragments: recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9, p. 41-43.
- SCHUMACHER, R. & SCHMINCKE, H.-U. (1991) - Internal structure and occurrence of accretionary lapilli - a case study at Laacher See Volcano. *Bull. Volcanol.*, 53, p. 612-634.
- SCOTT, W.E., IVERSON, R.M., VALLANCE, J.W. & HILDRETH, W. (1995) – Volcano-hazard-zonation of Mount Adams, Washington. *USGS Open-File Report*, p. 95-497.
- SELF, S. (1976) - The recent volcanology of Terceira, Azores. *J. Geol. Soc London*, 132, p. 645-666.
- SELF, S. & SPARKS, R.S.J. (1978) - Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water. *Bull. Volcanol.*, 41-3, p. 196-212.
- SENOS, M.L., GASPAR, J.L., CARRILHO, F., QUEIROZ, G., ALVES, P. & FERREIRA, T. (1997) - *Estrutura do Sistema de Vigilância Sismológica dos Açores (SIVISA)*. (Poster). III Encontro de Sismologia e Engenharia Sísmica, Instituto Superior Técnico, Lisboa, Dezembro 1997.
- SENOS, M. L., GASPAR, J. L., CRUZ, J., FERREIRA, T., NUNES, J. C., PACHECO, J., ALVES, P., QUEIROZ, G., DESSAI, P., COUTINHO, R., VALES, D. & CARRILHO, F. (1998) – *O terramoto do Faial de 9 de Julho de 1998*. Proceedings do “1º Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG”, p. 61-68.
- SERRALHEIRO, A., MATOS ALVES, C.A., FORJAZ, V.H. & RODRIGUES, B. (1989) – *Carta vulcanológica dos Açores – ilha do Faial à escala 1:15000*. Edição do Serviço Regional de Protecção Civil, Universidade dos Açores e Centro de Vulcanologia do INIC, 4 folhas.
- SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1959) – *Le volcanisme de l'isle de Fayal et l'éruption du volcan de Capelinhos*. Mem. 4, 100 p.
- SETTLE, M. (1979) – The structure and emplacement of cinder cone fields. *Am. J. Sci.*, 279, p. 1089-1107.

- SHAW, H.R., WRIGHT, T.L., PECK, D.L. & OKAMURA, R. (1968) – The viscosity of basaltic magma: an analysis of field measurements in Makaopuhi lava lake, Hawaii. *Am. J. Sci.*, 261, p. 255-264.
- SHERIDAN MF (1971) - Textural analyses of Surtsey tephra. A preliminary report. *Surtsey Res. Progr. Rep.*, 6, p. 150-151.
- SHERIDAN, M.F. & MACIAS, J.L. (1995) – Estimation of risk probability for gravity-driven pyroclastic flows at Volcan Colima, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 66, p. 251-256.
- SHERIDAN, M.F. & MALIN, M.C., (1983) – Application of computer assisted mapping to volcanic hazard evaluation of surge eruptions: Vulcano, Lipari and Vesuvius. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17, p. 187-202.
- SHERIDAN, M.F. & WOHLLETZ, K.H. (1981) – Hydrovolcanic explosions: the systematics of water-pyroclast equilibration. *Science*, 212, p. 1387-1389.
- SHERIDAN, M.F. & WOHLLETZ, K.H. (1983) – Hydrovolcanism: basic considerations and review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17, p. 1-29.
- SIEBE, C., KOMOROWSKI, J.-C., NAVARRO, C., MCHONE, J., DELGADO, H. & CORTÉS, A. (1995) - Submarine eruption near Socorro Island, Mexico: Geochemistry and scanning electron microscopy studies of floating scoria and reticulite. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 68 (4), p. 239-271.
- SIEBERT, L., GLIKEN, H. & UI, T. (1987) – Volcanic hazards from Bezymianny – and Bandai-type eruptions. *Bull. Volcanol.*, 49, p. 435-459.
- SIGVALDASON, G. (1968) – Structure and products of subaquatic volcanoes in Iceland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18, p. 1-16.
- SIMPSON, K. & MCPHIE, J., (2001) – Fluidal clast breccia generated by submarine fire fountaining, Trooper Creek Formation, Queensland, Australia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 109, p. 339-355.
- SIGVALDASON, G. (1992) – Recent hydrothermal explosion craters in an old hyaloclastite flow, central Iceland. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 54, p. 53-63.
- SIVISA (1998) – *Boletim Sísmico Preliminar. Meses de Novembro e Dezembro*. Ed. Instituto de Meteorologia e Centro de Vulcanologia da Universidade dos Açores.
- SOHN, Y.K. (1996) - Hydrovolcanic processes forming basaltic tuff rings and cones on Cheju Island, Korea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108, p. 1199-1211.
- SOHN, Y.K. & CHOUGH, S.K. (1989) - Depositional processes of the Suwolbong tuff ring, Cheju Island (Korea). *Sedimentology*, 36, p. 837-855.
- SOHN, Y.K. & CHOUGH, S.K. (1992) - The Ilchulbong tuff cone, Cheju Island, South Korea: depositional processes and evolution of an emergent, Surtseyan-type, tuff cone. *Sedimentology*, 39, p. 523- 544.
- SPARKS, R.S.J. (1978) – The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 3, p. 1-37.

- SPARKS, R.S.J., BURSIC, M.I., CAREY, S.N., GILBERT, J.S., GLAZE, L.S., SIGURDSSON, H. & WOODS A.W. (1997) – *Volcanic plumes*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, 574 p.
- SPERA, F. (2000) – Physical properties of magma. *In: Encyclopedia of volcanoes* (Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. & Stix, J., Eds.), Academic Press, San Diego, 1ª edição, 1417 p.
- STEVENSON, R.J., BAGDASSAROV, N.S. & ROMANO, C. (1997) – Vesiculation processes in a water-rich calc-alkaline obsidian. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 146, p. 555-571.
- STEVENSON, R.J., BAGDASSAROV, N.S. & DIGWELL, D.B. (1998) – The influence of trace amounts of water on the viscosity of rhyolites. *Bull Volcanol.*, 60, p. 89-97.
- SUN, S.S. & McDONOUGH, W.F. (1989) – Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. *In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. Sp. Publ., 42, p.313-345.
- TAZIEFF, H.K. (1958) – L'eruption 1957-1958 et la tectonique de Faial (Azores). *Soc. Belg. Geol. Bull.*, 67, p. 13-47.
- TAZIEFF, H.K. (1959) – L'eruption 1957-1958 et la tectonique de Faial (Azores). *Mem.Serv. Geol. Portugal*, 4, p. 71-88.
- TALBOT, J.P., SELF, S. & WILSON, C.J.N. (1994) - Dilute gravity current and rain-flushed ash deposits in the 1.8 ka Hatepe Plinian deposit, Taupo, New Zealand. *Bull Volcanol*, 56, p. 538-551.
- THORARINSSON, S. (1964) - *Surtsey: The new island in the North Atlantic*. Almenna Bokafelagid, Reykjavic, p. 1-63.
- TORAMARU, A. (1989) – Vesiculation process and vesicle size distribution in ascending magmas with constant velocities. *J. Geophys. Res.*, 17, p. 532-542.
- TORAMARU, A. (1990) – Measurement of bubble size distribution in vesiculated rocks with implications for quantitative estimation of eruptive processes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 43, p. 71-90.
- VAN PADANG, M.N., RICHARDS, A.F., MACHADO, F., BRAVO, T., BAKER, P.E. & LE MAITRE, R.W. (1967) - *Atlantic Ocean. Catalog of active volcanoes of the world*. IAVCEI, Rome, 128 p.
- VERWOERD, W.J. & CHEVALLIER, L. (1987) – Contrasting types of surtseian tuff cones on Marion and Prince Edward Islands, southwest Indian Ocean. *Bull.Volcanol.*, 49, p. 399-417.
- VESPERMANN, D. & SCHMINCKE, H.-U. (2000) – Scoria cones and tuff rings. *In: Encyclopedia of volcanoes* (Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. & Stix, J., Eds.), Academic Press, San Diego, 1ª edição, 1417 p.
- WALLACE, P. & ANDERSON, A.T. (2000) - Volatiles in magma. *In: Encyclopedia of volcanoes* (Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. & Stix, J., Eds.), Academic Press, San Diego, 1ª edição, 1417 p.

- WALLENSTEIN, N. (1999) – *Estudo da história eruptiva recente e do comportamento eruptivo do vulcão do Fogo (S.Miguel, Açores). Avaliação preliminar do hazard*. Tese de doutoramento no ramo de Geologia, especialidade de Vulcanologia. Universidade dos Açores, 266 p.
- WALLENSTEIN, N., GASPAR, J.L., GUEST, J.E. & DUNCAN, A.M. (1996) – *Eruptive styles observed during the 1995 volcanic eruption at Fogo island, Cape Verde (Abstract)*. Simpósio internacional “A erupção vulcânica de 1995 na ilha do Fogo, Cabo Verde”, Fundação Caloust Gulbenkian, Lisboa, Setembro, 1996.
- WALKER, G.P.L. (1967) – Thickness and viscosity of etnean lavas. *Nature*, 213, p.484-485.
- WALKER, G.P.L. (1971a) - Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *J. Geol.*, 79, p. 696-714.
- WALKER, G.P.L. (1971b) – Compound and simple lava flows and flood basalts. *Bull. Volcanol.*, T.XXXI-3, p. 579-590.
- WALKER, G.P.L. (1973) – Lengths of lava flows. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A-274, p. 107-108.
- WALKER, G.P.L. (1974) – Volcanic hazards and prediction of volcanic eruptions. *Geol. Soc. Lond.*, Misc Paper, 3, p. 23-41.
- WALKER, G.P.L. (1981a) - Characteristics of two phreatoplinian ashes, and their water-flushed origin. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 9, p. 395-407.
- WALKER, G.P.L. (1981b) – Generation and dispersal of fine ash and dust by volcanic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 11, p. 81-92.
- WALKER, G.P.L. (1984) - Characteristics of dune-bedded pyroclastic surge bedsets. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20, p. 281-296.
- WALKER, G.P.L. (2000) – Basaltic volcanoes and volcanic systems. *In: Encyclopedia of volcanoes* (Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. & Stix, J., Eds.), Academic Press, San Diego, 1ª edição, 1417 p.
- WALKER, G.P.L. & CROASDALE, R. – *Recente volcanic history of Faial, Azores*. Não publicado.
- WALKER, G.P.L. & CROASDALE, R. (1970) - Two plinian-type eruptions in the Azores. *J. Geol. Soc. London*, 127, p. 17-55.
- WALKER, G.P.L. & CROASDALE, R. (1972) - Characteristics of some basaltic pyroclastics. *Bull. Volcanol.*, Tomo XXXV-2, p. 303-317.
- WATERS, A. & FISHER, R.V. (1971) - Base surges and their deposits: Capelinhos and Taal Volcanoes. *J. Geophys. Res.*, 76, p. 5596-5614.
- WESTON (1964) – List of recorded volcanic eruptions in the Azores with brief reports. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. FCUL*, 10(1), p. 3-18.
- WHITE, J.D.L. (1996) - Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 74, p. 155- 170.

- WILLIAMS, H. & MCBIRNEY, A.R. (1979) – *Volcanology*. Freeman, Cooper and Co., San Francisco,
- WILSON, C.J.N. & HIIDRETH, W. (1998) - Hybrid fall deposits in the Bishop Tuff, California: a novel pyroclastic depositional mechanism. *Geology*, 26, p. 7-10.
- WILSON, C.J.N. & WALKER, G.P.L. (1985) - The Taupo eruption , New Zealand . I. General aspects. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A 314, p. 199-228.
- WILSON, L. (1972) - Explosive volcanic eruptions - II. The atmospheric trajectories of pyroclasts. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30, p. 381-392.
- WILSON, L. (1993) - Mecanismos eruptivos. *In: La volcanología actual* (Marti, J. & Araña, V., Eds), CSIC, Madrid, 578 p.
- WILSON, L. & HEAD, J.W. (1983) – A comparison of eruption processes on Earth, Moon, Mars, Io, and Venus. *Nature*, 303, p. 663-669.
- WILSON, L., SPARKS, R.S.J. & WALKER, G.P.L. (1980) – Explosive volcanic eruptions –IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 63, p. 117-148.
- WILSON, L., & WALKER, G.P.L. (1987) – Explosive volcanic eruptions –VI. Ejecta dispersal in plinian eruptions: the control of eruption conditions and atmospheric properties. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, p. 657-679.
- WOHLETZ, K.H. (1983) – Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: Grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17, p. 31-63.
- WOHLETZ, K.H. (1986) – Explosive magma-water interactions: thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies. *Bull. Volcanol.*, 48, p. 245-264.
- WOHLETZ, K.H. (1993) – Hidrovolcanismo. *In: La volcanología actual* (Marti, J. & Araña, V., Eds), CSIC, Madrid, 578 p.
- WOHLETZ, K.H. & MCQUEEN, R.G. (1984) - Experimental studies of hydrovolcanic volcanism. *In: Explosive volcanism* (Sheridan, M.F. & Barberi, F., Eds.), National Academy Press, 481 p.
- WOOD, C.A. (1978) - Morphometric evolution of composit volcanoes. *Geophysical Res. Letters*, vol.5, nº6, p. 437-439.
- WOOD, C.A. (1980a) - Morphometric evolution of cinder cones. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7, p. 387-413.
- WOOD, C.A. (1980b) - Morphometric anaysis of cinder cone degradation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8, p. 137-160.
- WRIGHT, J.V., SMITH, A.L. & SELF, S. (1980) - A working terminology of pyroclastic deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 9, p. 111-131.
- ZBYSZEWSKI, G. (1967) – As observações de F. Fouqué sobre o vulcanismo dos Açores. *Bol. Núcleo Cultural da Horta*, Sep. V.4, nº2-3, p. 17-95.

- ZBISZEWSKI, G. & FERREIRA, O.V. (1959) – Le volcanisme de l'île Fayal et l'éruption du volcan Capelinhos: rapport de la deuxième mission géologique. *Mem. Serv. Geol. Portugal.*, n.º 4, p. 339-345.
- ZBISZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., FERREIRA, O.V. & ASSUNÇÃO C.T. (1959) – *Carta geológica de Portugal à escala 1: 25000, folha do Faial*. Publ. Serv. Geol. Portugal. Notícia explicativa, 25 p.
- ZIMANOWSKI, B. (1998) – Phreatomagmatic explosions. *In: From magma to tephra* (Freundt, A. & Rosi, M., Eds), Elsevier Science B.V., Amsterdam, 1ª Edição, 318 p.
- ZIMANOWSKI, B., BUETTNER, R., LORENZ, V. (1997) – Premixing of magma and water in MFCI experiments. *Bull. Volcanol.*, 58, p. 491-495.
- ZIMANOWSKI, B., FRÖHLICH, G., LORENZ, V. (1991) – Quantitative experiments on phreatomagmatic explosions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 48, p. 341-358.

JOSÉ MANUEL RODRIGUES PACHECO

PROCESSOS ASSOCIADOS AO DESENVOLVIMENTO DE ERUPÇÕES  
VULCÂNICAS HIDROMAGMÁTICAS EXPLOSIVAS NA ILHA DO FAIAL E  
SUA INTERPRETAÇÃO NUMA PERSPECTIVA DE AVALIAÇÃO DO *HAZARD*  
E MINIMIZAÇÃO DO RISCO

ANEXOS

DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS  
UNIVERSIDADE DOS AÇORES

2001



## ANEXO I - LISTAGEM DOS CONES DE ESCÓRIAS

### LISTAGEM DOS CONES DE ESCÓRIAS DA ILHA DO FAIAL E PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS DOS CONES MELHOR PRESERVADOS.

| Ref. | Região            | Nome                            | W <sub>co</sub> (m) | H <sub>co</sub> (m) | W <sub>cr</sub> (m) | H <sub>co</sub> max. | Inc ° |
|------|-------------------|---------------------------------|---------------------|---------------------|---------------------|----------------------|-------|
| 1    | Capelo            | Cone dos Capelinhos (sub-aéreo) | 443                 | 76                  | 143                 | 101                  | 26,9  |
| 2    | Capelo            | Cabeço dos Concheiros           | 350                 |                     |                     |                      |       |
| 3    | Capelo            | Cabeço do Canto                 | 690                 | 126                 | 135                 | 156                  | 24,4  |
| 4    | Capelo            | Caldeirão                       | 453                 |                     |                     |                      |       |
| 5    | Capelo            | Cabeço do Capelo                | 705                 | 138                 | 195                 | 208                  | 28,4  |
| 6    | Capelo            | Cone SE do Cabeço do Capelo (1) | 165                 | 40                  | 45                  | 40                   | 33,7  |
| 7    | Capelo            | Cabeço do Manuel Gato           | 225                 | 39                  | 83                  | 49                   | 28,7  |
| 8    | Capelo            | Cabeço do Caldeirão             | 290                 |                     |                     |                      |       |
| 9    | Capelo            | Cabeço do Garcia                | 453                 |                     |                     |                      |       |
| 10   | Capelo            | Cabeço do Fogo                  | 525                 | 106                 | 128                 | 161                  | 28,1  |
| 11   | Capelo            | Cone SE do Cabeço do Fogo       | 336                 |                     |                     |                      |       |
| 12   | Capelo            | Cabeço Verde                    | 413                 | 85                  |                     | 105                  | 22,4  |
| 13   | Capelo            | Cone W do Cabeço do Pacheco     | 256                 |                     |                     |                      |       |
| 14   | Capelo            | Cone E do Cabeço do Pacheco     | 515                 |                     |                     |                      |       |
| 15   | Capelo            | Cabeço dos Trinta               | 330                 | 50                  | 128                 | 75                   | 26,6  |
| 16   | Vulc. da Caldeira | Fundo da Caldeira               | 345                 | 43                  | 128                 | 58                   | 21,6  |
| 17   | Vulc. da Caldeira | Rinquim                         | 690                 | 108                 | 165                 | 183                  | 22,4  |
| 18   | Vulc. da Caldeira | Covões                          | 260                 |                     |                     |                      |       |
| 19   | Vulc. da Caldeira | SE das Areias                   | 218                 | 31                  | 68                  | 41                   | 22,5  |
| 20   | Vulc. da Caldeira | Alto do Brejo                   | 225                 |                     |                     |                      |       |
| 21   | Vulc. da Caldeira | Lombega (1)                     | 200                 |                     |                     |                      |       |
| 22   | Vulc. da Caldeira | Cerrado Grande                  | 150                 |                     |                     |                      |       |
| 23   | Vulc. da Caldeira | Lombega (2)                     | 120                 |                     |                     |                      |       |
| 24   | Vulc. da Caldeira | Tronqueiras                     | 315                 | 48                  | 98                  | 73                   | 23,8  |
| 25   | Pedro Miguel      | Ribeirinha                      | 500                 |                     |                     |                      |       |
| 26   | Plat. da Horta    | Cruz do Bravo                   | 160                 |                     |                     |                      |       |
| 27   | Pedro Miguel      | Cabeço da Lapa                  | 375                 |                     |                     |                      |       |
| 28   | Plat. da Horta    | Cabeço da Ganja                 | 330                 | 45                  | 90                  | 80                   | 20,6  |
| 29   | Plat. da Horta    | Cone W da Carreira de Tiro      | 480                 | 59                  |                     | 59                   | 13,8  |

## LISTAGEM DOS CONES DE ESCÓRIAS

PROCESSOS ASSOCIADOS AO DESENVOLVIMENTO DE ERUPÇÕES VULCÂNICAS HIDROMAGMÁTICAS EXPLOSIVAS NA ILHA DO FAIAL E SUA INTERPRETAÇÃO NUMA PERSPECTIVA DE AVALIAÇÃO DO HAZARD E MINIMIZAÇÃO DO RISCO

**LISTAGEM DOS CONES DE ESCÓRIAS DA ILHA DO FAIAL E PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS DOS CONES MELHOR PRESERVADOS (CONTINUAÇÃO).**

| Ref. | Região            | Nome                            | W <sub>co</sub> (m) | H <sub>co</sub> (m) | W <sub>cr</sub> (m) | H <sub>co</sub> max. | Inc ° |
|------|-------------------|---------------------------------|---------------------|---------------------|---------------------|----------------------|-------|
| 30   | Plat. da Horta    | Cone E da Carreira de Tiro      | 473                 | 60                  | 218                 | 70                   | 25,2  |
| 31   | Plat. da Horta    | Cone do Lameiro Grande          | 383                 | 57                  | 158                 | 67                   | 26,9  |
| 32   | Plat. da Horta    | Monte Carneiro                  | 623                 | 117                 | 128                 | 127                  | 25,3  |
| 33   | Plat. da Horta    | Quinta de S. Lourenço - a       | 414                 |                     |                     |                      |       |
| 34   | Plat. da Horta    | Quinta de S. Lourenço - b       | 445                 |                     |                     |                      |       |
| 35   | Plat. da Horta    | Quinta de S. Lourenço - c       | 714                 |                     |                     |                      |       |
| 36   | Plat. da Horta    | Quinta de S. Lourenço - d       | 386                 |                     |                     |                      |       |
| 37   | Plat. da Horta    | Cone da Conceição               | 535                 | 56                  | 150                 | 83                   | 21,3  |
| 38   | Plat. da Horta    | Monte das Moças                 | 503                 |                     |                     |                      |       |
| 39   | Plat. da Horta    | Monte Queimado                  | 503                 |                     |                     |                      |       |
| 40   | Vulc. da caldeira | Rocha Alta (Feteira)            | 250                 |                     |                     |                      |       |
| 46   | Capelo            | Cone SE do Cabeço do Capelo (2) | 170                 |                     |                     |                      |       |
| 47   | Capelo            | Cone W do Cabeço do Manuel Gato | 135                 |                     |                     |                      |       |
| 48   | Capelo            | Cone S do Cabeço dos Trinta     | 127                 |                     | 45                  |                      |       |
| 49   | Capelo            | Cone NW do cabeço do Caldeirão  | 135                 |                     |                     |                      |       |
| 50   | Capelo            | Cone N do Cabeço dos Trinta     | 75                  |                     | 34                  |                      |       |
| 51   | Capelo            | Cone do Pincarito               | 105                 |                     |                     |                      |       |



## COORDENADAS DOS CORTES GEOLÓGICOS

PROCESSOS ASSOCIADOS AO DESENVOLVIMENTO DE ERUPÇÕES VULCÂNICAS HIDROMAGMÁTICAS EXPLOSIVAS NA ILHA DO FAIAL E SUA INTERPRETAÇÃO NUMA PERSPECTIVA DE AVALIAÇÃO DO HAZARD E MINIMIZAÇÃO DO RISCO

## COORDENADAS DOS CORTES GEOLÓGICOS REALIZADOS NO FAIAL, COM INDICAÇÃO DOS DEPÓSITOS

## OBSERVADOS EM CADA CORTE (CONTINUAÇÃO).

| Ref      | M      | P       | C 1 | C 2 | C 3 | C 4 | C 5 | C 6 | C 7 | C 8 | C 9 | C 10 | C 11 | C 12 |
|----------|--------|---------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|
| FyC 57   | 350998 | 4274125 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    | X    |
| FyC 58   | 351661 | 4271924 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    | X    |
| FyC 59   | 348486 | 4270635 |     |     |     |     |     | X   |     |     |     |      |      |      |
| FyC 60   | 360090 | 4270220 |     |     | X   | X   |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 61   | 358820 | 4270390 |     |     | X   | X   |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 62   | 353460 | 4265070 | X   |     |     | X   |     | X   |     |     |     |      |      |      |
| FyC 62a  | 353610 | 4265100 | X   |     |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 63   | 356060 | 4265251 |     | X   |     | X   |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 64   | 353740 | 4265420 |     |     |     | X   | X   |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 65   | 347556 | 4265586 |     | X   |     | X   |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 66   | 348240 | 4265470 |     | X   |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 67   | 350080 | 4264790 |     | X   |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 68   | 350200 | 4264900 |     |     |     | X   |     | X   |     |     |     |      |      |      |
| FyC 69   | 348480 | 4266601 |     | X   |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 70   | 348760 | 4266070 |     | X   |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 71   | 348960 | 4265870 |     | X   |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 72   | 352481 | 4272976 |     |     |     |     |     |     |     |     | X   |      |      |      |
| FyC 73   | 356367 | 4272247 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 74   | 349690 | 4275480 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 75   | 349783 | 4275460 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 76   | 350132 | 4274731 |     |     |     |     |     |     |     |     | X   |      | X    |      |
| FyC 77   | 350114 | 4274149 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    | X    |
| FyC 78   | 348717 | 4273526 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 79   | 349820 | 4265380 |     | X   |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 80   | 348810 | 4265920 |     | X   |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 81   | 348520 | 4266440 |     | X   |     | X   |     | X   |     |     |     |      |      |      |
| FyC 82   | 347910 | 4267560 |     | X   |     | X   |     | X   |     |     |     |      |      |      |
| FyC 83   | 347490 | 4268100 |     |     |     | X   |     | X   |     |     |     |      |      |      |
| FyC 84   | 347210 | 4268620 |     | X   |     | X   |     | X   |     |     |     |      |      |      |
| FyC 85   | 347070 | 4269620 |     | X   |     | X   |     | X   |     |     |     |      |      |      |
| FyC 86   | 347621 | 4270490 |     |     |     |     | X   | X   |     |     |     |      |      |      |
| FyC 87   | 347203 | 4269719 |     |     |     |     |     | X   |     |     |     |      |      |      |
| FyC 88   | 348381 | 4268622 |     | X   |     | X   |     | X   |     |     |     |      |      |      |
| FyC 89   | 356219 | 4267567 |     |     | X   | X   |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 90   | 356317 | 4266616 |     |     |     | X   |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 91   | 349080 | 4265710 |     | X   |     | X   |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 92   | 348386 | 4266595 |     | X   |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 93   | 347896 | 4267332 |     | X   |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 94   | 347118 | 4270287 |     |     |     |     | X   | X   |     |     |     |      |      |      |
| FyC 95   | 347938 | 4268815 |     |     |     |     | X   | X   |     |     |     |      |      |      |
| FyC 96   | 348742 | 4269812 |     |     |     |     | X   | X   |     |     |     |      |      |      |
| FyC 97   | 349297 | 4269585 |     |     |     | X   |     | X   |     |     |     |      |      |      |
| FyC 98   | 349903 | 4267131 | X   | X   |     | X   |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 99   | 351846 | 4268103 |     | X   |     | X   | X   |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 100  | 352852 | 4269289 | X   | X   | X   | X   |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 101  | 351022 | 4270089 | X   | X   |     | X   |     | X   |     |     |     |      |      |      |
| FyC 102  | 351987 | 4270913 |     |     |     | X   |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 103  | 350552 | 4270039 |     |     |     | X   |     | X   |     |     | X   |      |      |      |
| FyC 104  | 349841 | 4270542 |     |     |     | X   |     | X   |     | X   | X   |      |      |      |
| FyC 105  | 357501 | 4266295 |     |     | X   | X   |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 106  | 354712 | 4267637 |     |     | X   | X   |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 107  | 354509 | 4268251 |     |     |     | X   |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 108  | 349307 | 4271122 |     |     |     |     |     | X   |     |     | X   |      | X    | X    |
| FyC 109  | 348961 | 4271664 |     |     |     |     |     | X   |     |     | X   |      |      |      |
| FyC 110  | 350769 | 4271030 |     |     |     |     |     | X   |     |     | X   | X    | X    |      |
| FyC 110a | 350769 | 4271030 |     |     |     |     |     | X   |     |     | X   | X    | X    |      |

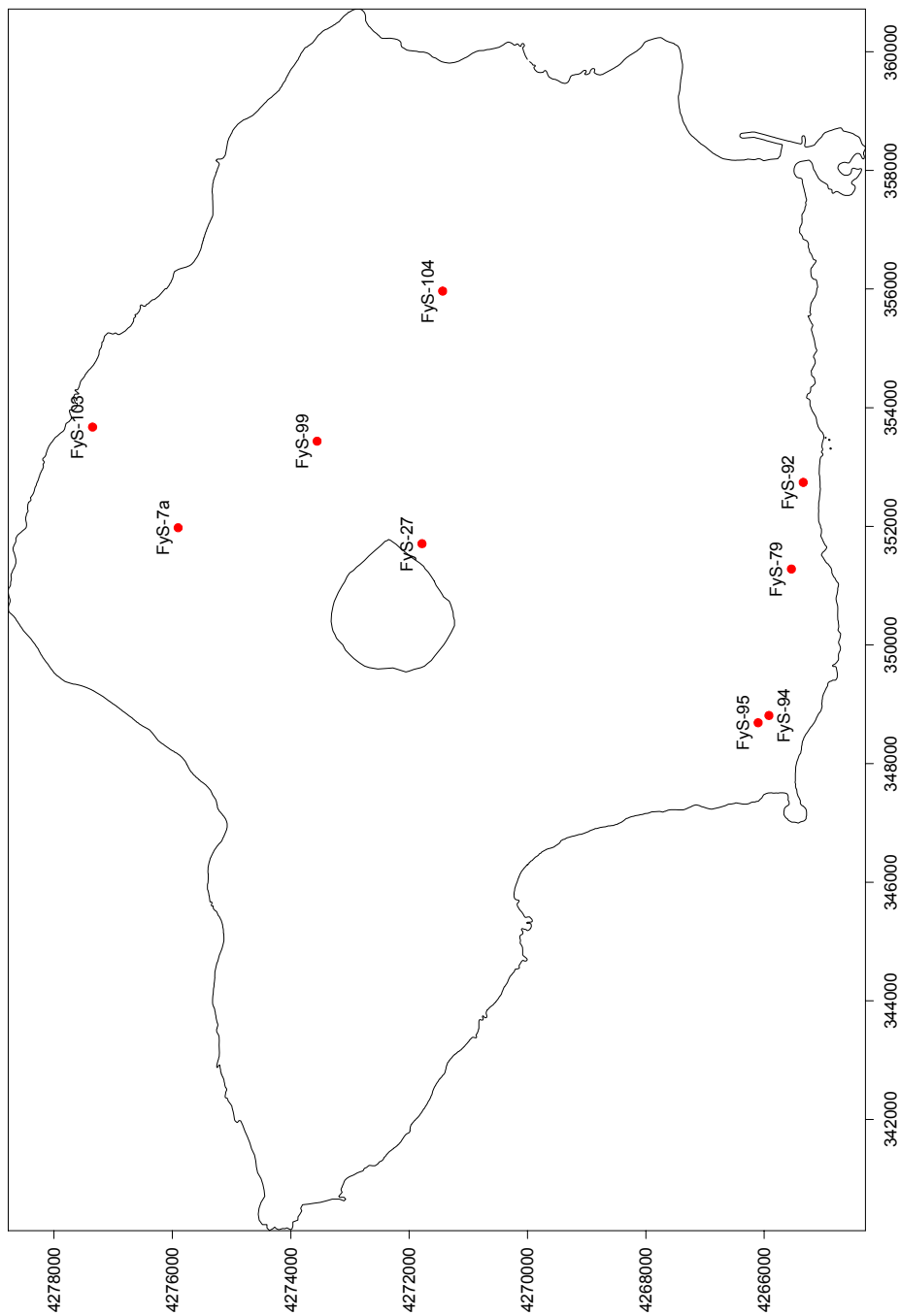
**COORDENADAS DOS CORTES GEOLÓGICOS REALIZADOS NO FAIAL, COM INDICAÇÃO DOS DEPÓSITOS OBSERVADOS EM CADA CORTE (CONTINUAÇÃO).**

| Ref     | M      | P       | C 1 | C 2 | C 3 | C 4 | C 5 | C 6 | C 7 | C 8 | C 9 | C 10 | C 11 | C 12 |
|---------|--------|---------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|
| FyC 111 | 349130 | 4271614 |     |     |     |     |     |     |     |     | X   |      | X    |      |
| FyC 112 | 348837 | 4271725 |     |     |     |     |     | X   |     |     | X   |      | X    |      |
| FyC 114 | 348387 | 4271717 |     |     |     |     |     | X   |     |     |     |      |      |      |
| FyC 115 | 351661 | 4271924 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    | X    |
| FyC 116 | 351707 | 4271782 |     |     |     |     |     |     |     |     | X   |      | X    |      |
| FyC 117 | 352142 | 4272646 |     |     |     |     |     |     |     |     | X   |      | X    | X    |
| FyC 118 | 352250 | 4272738 |     |     |     |     |     |     |     |     | X   | X    | X    |      |
| FyC 119 | 352286 | 4272793 |     |     |     |     |     |     |     |     | X   |      | X    | X    |
| FyC 120 | 352330 | 4272900 |     |     |     |     |     |     |     |     | X   | X    | X    | X    |
| FyC 121 | 350821 | 4276132 |     |     |     |     |     |     | X   |     | X   |      |      |      |
| FyC 122 | 350759 | 4276274 |     |     |     |     |     |     |     |     | X   | X    | X    |      |
| FyC 123 | 350860 | 4275969 |     |     |     |     |     |     | X   |     | X   | X    | X    |      |
| FyC 124 | 352565 | 4277384 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 125 | 352872 | 4277717 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 126 | 352872 | 4277717 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 127 | 353374 | 4277643 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 128 | 354991 | 4275406 |     |     | X   |     |     |     |     |     | X   |      |      |      |
| FyC 129 | 357958 | 4268631 |     |     | X   | X   |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 130 | 349614 | 4272874 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 131 | 349226 | 4273022 |     |     |     |     |     |     |     |     | X   | X    | X    |      |
| FyC 132 | 348767 | 4273325 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 133 | 348617 | 4273270 |     |     |     |     |     | X   | X   |     | X   |      | X    |      |
| FyC 134 | 348444 | 4273374 |     |     | X   | X   |     | X   | X   |     | X   |      |      |      |
| FyC 135 | 347000 | 4275040 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 136 | 355191 | 4273933 |     |     |     |     |     |     |     |     | X   |      |      |      |
| FyC 137 | 354165 | 4274720 |     |     |     |     |     |     |     |     | X   |      |      |      |
| FyC 138 | 354810 | 4274233 |     |     |     |     |     |     |     |     | X   |      | X    |      |
| FyC 139 | 355330 | 4275378 |     |     |     |     |     |     |     |     | X   |      |      |      |
| FyC 140 | 359441 | 4272845 |     |     |     |     |     |     |     |     | X   |      | X    |      |
| FyC 141 | 358077 | 4273214 |     |     | X   | X   |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 142 | 354605 | 4272714 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 143 | 354868 | 4272894 |     |     |     | X   |     |     |     |     | X   |      | X    |      |
| FyC 144 | 356840 | 4271180 |     |     |     | X   |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 145 | 357842 | 4271477 |     |     |     | X   |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 146 | 357835 | 4271660 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 147 | 355113 | 4271709 |     |     | X   | X   |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 148 | 353567 | 4272409 |     |     |     | X   |     |     |     |     | X   |      | X    |      |
| FyC 149 | 357479 | 4272965 |     |     |     | X   |     |     |     |     | X   |      |      |      |
| FyC 150 | 351707 | 4271782 |     |     |     |     |     |     |     |     | X   |      | X    |      |
| FyC 151 | 356367 | 4272247 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 152 | 359093 | 4271057 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 153 | 351661 | 4271924 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    | X    |
| FyC 154 | 353292 | 4273701 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 155 | 352250 | 4272738 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 156 | 350740 | 4276740 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 157 | 352565 | 4277384 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 158 | 352577 | 4277326 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 159 | 347697 | 4272862 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 160 | 349471 | 4272814 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 161 | 349226 | 4273022 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 162 | 348767 | 4273325 |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | X    |      |
| FyC 163 | 351280 | 4265540 |     |     |     | X   | X   |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 164 | 352852 | 4269289 |     | X   | X   | X   |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 165 | 355397 | 4267944 |     |     | X   | X   |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC 166 | 352814 | 4265342 |     |     |     | X   |     | X   |     |     |     |      |      |      |
| FyC 167 | 352907 | 4265738 |     |     |     |     |     | X   |     |     |     |      |      |      |



# ANEXO III – DATAÇÕES

## III.1 MAPA DA LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS DATADAS



### III.2 COORDENADAS DAS AMOSTRAS

| Amostra | M      | P       |
|---------|--------|---------|
| FyS-7a  | 351976 | 4275903 |
| FyS-27  | 351707 | 4271782 |
| FyS-79  | 351280 | 4265540 |
| FyS-92  | 352740 | 4265340 |
| FyS-94  | 348810 | 4265920 |
| FyS-95  | 348689 | 4266103 |
| FyS-99  | 353435 | 4273555 |
| FyS-103 | 353673 | 4277349 |
| FyS-104 | 355966 | 4271433 |

### III.3 TABELA DOS RESULTADOS

| Amostra | Corte   | Depósito | Material datado | Idade B.P.   | Método |
|---------|---------|----------|-----------------|--------------|--------|
| FyS-7a  | FyC 37  | C 11     | Carvão          | 980 ± 50     | RC     |
| FyS-27  | FyC 150 | C 9      | Madeira         | 1 600 ± 60   | RC     |
| FyS-79  | FyC 163 | C 6      | Solo            | 2 170 ± 50   | AMS    |
| FyS-92  | FyC 175 | C 1      | Solo            | 15 840 ± 130 | AMS    |
| FyS-94  | FyC 80  | B*       | Solo            | 16 660 ± 140 | AMS    |
| FyS-95  | FyC 177 | C 2      | Carvão          | 12 850 ± 70  | AMS    |
| FyS-99  | FyC 35  | C 12     | Solo            | 580 ± 40     | AMS    |
| FyS-103 | FyC 178 | C 3      | Solo            | 4 790 ± 50   | AMS    |
| FyS-104 | FyC 50  | C 4      | Solo            | 5 500 ± 60   | MAS    |

Idades determinadas pela Beta Analytic Inc., por técnica radiométrica convencional (RC) ou por Espectrómetro Acelerador de Massa (AMS).

### III.4 DADOS ANALÍTICOS

| Sample Data<br>Conventional<br>Radiocarbon Age(*)  | Measured<br>Radiocarbon Age | 13C/12C<br>Ratio |
|--|-----------------------------|------------------|
| Beta - 158046<br>980 +/- 50* BP<br>SAMPLE : FYS-7A<br>ANALYSIS : Radiometric-Standard delivery<br>MATERIAL/PRETREATMENT : (charred material): acid/alkali/acid<br>2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 980 to 1180 (Cal BP 970 to 780) | 980 +/- 50 BP               | -25.0* o/oo      |
| Beta - 158047<br>1600 +/- 60* BP<br>SAMPLE : FYS-27<br>ANALYSIS : Radiometric-Standard delivery<br>MATERIAL/PRETREATMENT : (wood): acid/alkali/acid<br>2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 340 to 600 (Cal BP 1610 to 1350)           | 1600 +/- 60 BP              | -25.0* o/oo      |
| Beta - 158048<br>2210 +/- 50 BP<br>SAMPLE : FYS-79<br>ANALYSIS : AMS-Standard delivery<br>MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid washes<br>2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 390 to 160 (Cal BP 2340 to 2100)             | 2170 +/- 50 BP              | -22.3 o/oo       |
| Beta - 158049<br>15870 +/- 130 BP<br>SAMPLE : FYS-92<br>ANALYSIS : AMS-Standard delivery<br>MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid washes<br>2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 17600 to 16420 (Cal BP 19550 to 18370)     | 15840 +/- 130 BP            | -23.1 o/oo       |
| Beta - 158050<br>16680 +/- 140 BP<br>SAMPLE : FYS-94<br>ANALYSIS : AMS-Standard delivery<br>MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid washes<br>2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 18560 to 17300 (Cal BP 20520 to 19250)     | 16660 +/- 140 BP            | -23.8 o/oo       |

| Sample Data<br>Conventional<br>Radiocarbon Age(*)  | Measured<br>Radiocarbon Age | 13C/12C<br>Ratio |
|--|-----------------------------|------------------|
| Beta - 158051<br>12870 +/- 70 BP<br>SAMPLE : FYS-95<br>ANALYSIS : AMS-Standard delivery<br>MATERIAL/PRETREATMENT : (charred material): acid/alkali/acid<br>2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 13840 to 12510 (Cal BP 15790 to 14460) | 12850 +/- 70 BP             | -23.5 o/oo       |
| Beta - 158053<br>580 +/- 40 BP<br>SAMPLE : FYS-99<br>ANALYSIS : AMS-Standard delivery<br>MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid washes<br>2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 1300 to 1420 (Cal BP 650 to 530)              | 580 +/- 40 BP               | -25.2 o/oo       |
| Beta - 158054<br>4810 +/- 50 BP<br>SAMPLE : FYS-103<br>ANALYSIS : AMS-Standard delivery<br>MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid washes<br>2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 3670 to 3510 (Cal BP 5620 to 5460)          | 4790 +/- 50 BP              | -23.8 o/oo       |
| Beta - 158055<br>5520 +/- 60 BP<br>SAMPLE : FYS-104<br>ANALYSIS : AMS-Standard delivery<br>MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid washes<br>2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 4460 to 4250 (Cal BP 6410 to 6200)          | 5500 +/- 60 BP              | -23.6 o/oo       |

**CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS**

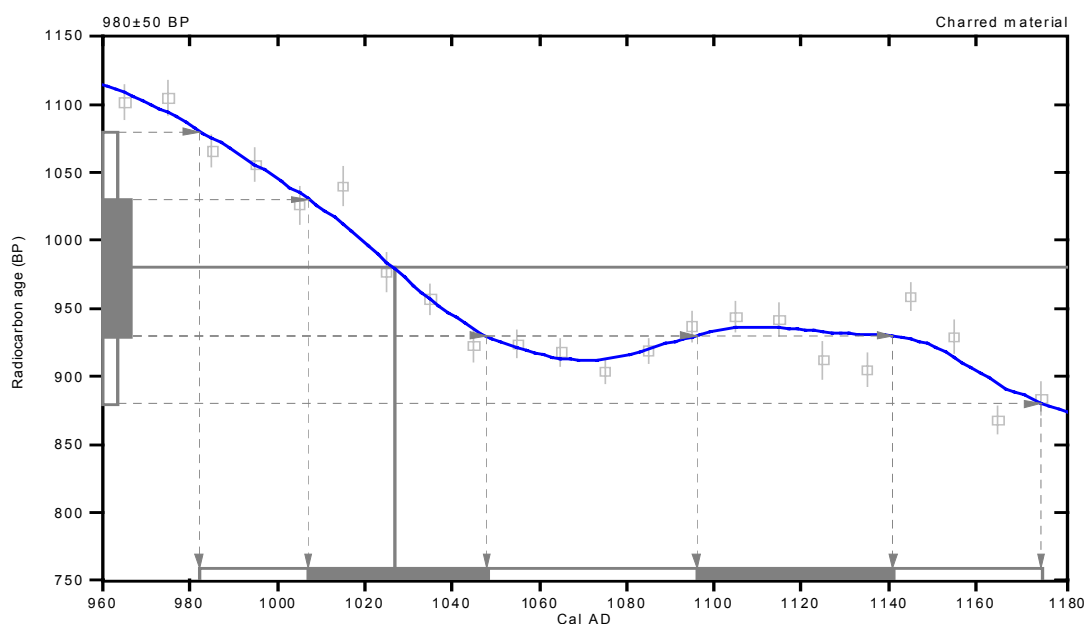
(Variables: est. C13/C12=-25;lab. mult=1)

Laboratory number: **Beta-158046**  
 Conventional radiocarbon age<sup>1</sup>: **980±50 BP**  
**2 Sigma calibrated result: Cal AD 980 to 1180 (Cal BP 970 to 780)**  
**(95% probability)**

<sup>1</sup> C13/C12 ratio estimated

Intercept data

Intercept of radiocarbon age with calibration curve: Cal AD 1030 (Cal BP 920)  
 1 Sigma calibrated results: Cal AD 1010 to 1050 (Cal BP 940 to 900) and Cal AD 1100 to 1140 (Cal BP 850 to 810)



References:

Database used

Calibration Database  
 Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), pxii-xiii  
 INT CAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1041-1083

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322

**Beta Analytic Inc.**

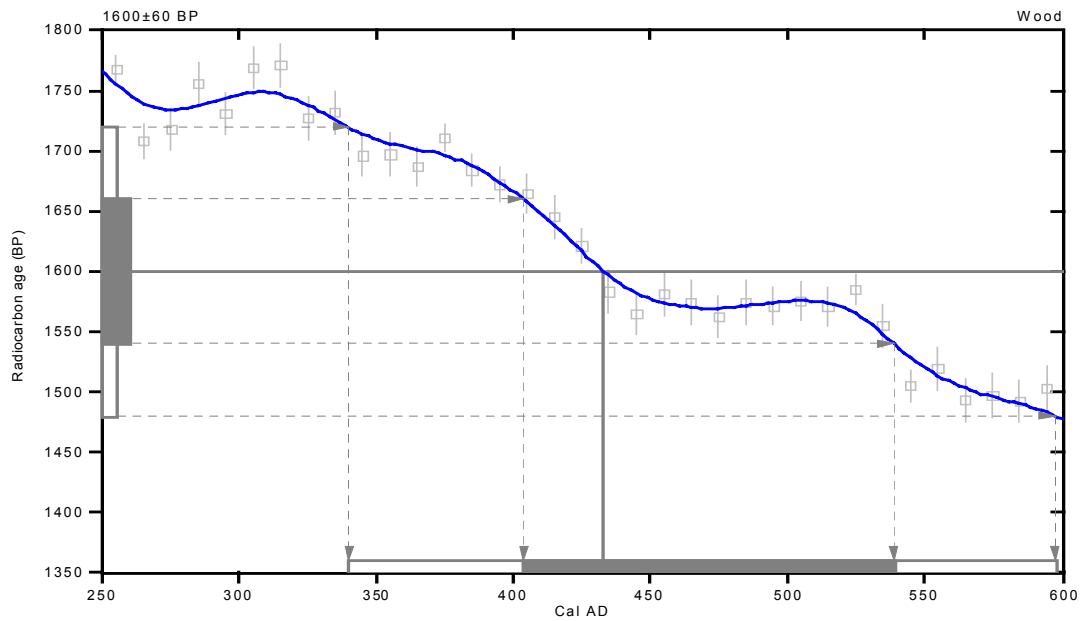
4985 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 663 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

**CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS**

(Variables: est. C13/C12=-25:lab. mult=1)

**Laboratory number: Beta-158047****Conventional radiocarbon age<sup>1</sup>: 1600±60 BP****2 Sigma calibrated result: Cal AD 340 to 600 (Cal BP 1610 to 1350)  
(95% probability)**<sup>1</sup> C13/C12 ratio estimated

Intercept data

Intercept of radiocarbon age  
with calibration curve: Cal AD 430 (Cal BP 1520)**1 Sigma calibrated result: Cal AD 400 to 540 (Cal BP 1550 to 1410)  
(68% probability)**

## References:

*Database used**Calibration Database  
Editorial Comment**Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), pxii-xiii**INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration**Stuiver, M., et al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1041-1083**Mathematics**A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates**Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322***Beta Analytic Inc.**

4985 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 663 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

**CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS**

(Variables: C 13/C 12=-22.3; lab. mult=1)

Laboratory number: **Beta-158048**

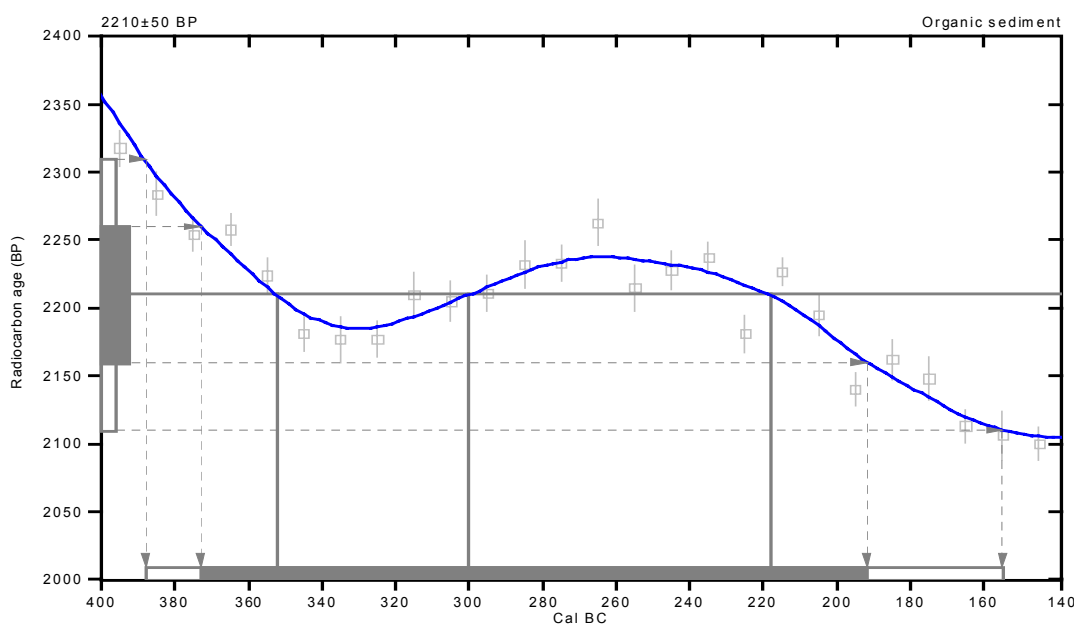
Conventional radiocarbon age: **2210±50 BP**

2 Sigma calibrated result: **Cal BC 390 to 160 (Cal BP 2340 to 2100)**  
(95% probability)

Intercept data

Intercepts of radiocarbon age with calibration curve:  
Cal BC 350 (Cal BP 2300) and  
Cal BC 300 (Cal BP 2250) and  
Cal BC 220 (Cal BP 2170)

1 Sigma calibrated result: **Cal BC 370 to 190 (Cal BP 2320 to 2140)**  
(68% probability)



References:

*Database used*

*Calibration Database  
Editorial Comment*

*Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), pxii-xiii*

*INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration*

*Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1041-1083*

*Mathematics*

*A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates*

*Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322*

**Beta Analytic Inc.**

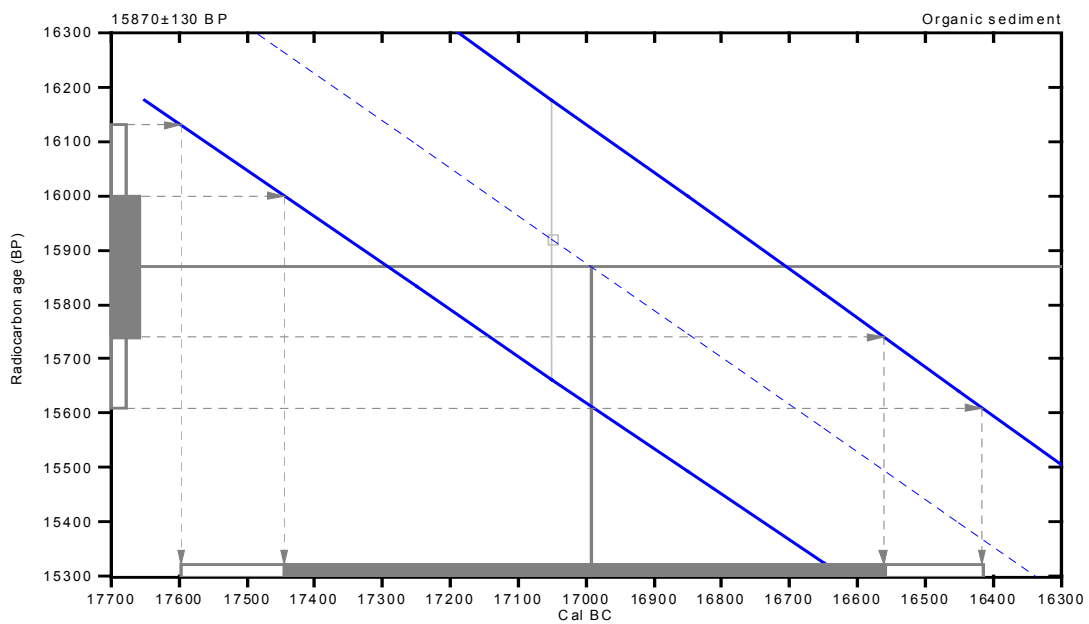
4985 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 663 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

**CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS**

(Variables: C13/C12=-23.1; lab. mult=1)

**Laboratory number: Beta-158049****Conventional radiocarbon age: 15870±130 BP****2 Sigma calibrated result: Cal BC 17600 to 16420 (Cal BP 19550 to 18370)  
(95% probability)**

Intercept data

Intercept of radiocarbon age  
with calibration curve: Cal BC 16990 (Cal BP 18940)**1 Sigma calibrated result: Cal BC 17440 to 16560 (Cal BP 19400 to 18510)  
(68% probability)**

## References:

*Database used**Calibration Database  
Editorial Comment**Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), pxii-xiii  
INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration**Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1041-1083**Mathematics**A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates**Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322***Beta Analytic Inc.**

4985 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 663 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

**CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS**

(Variables: C 13/C 12=-23.8; lab. mult=1)

Laboratory number: **Beta-158050**

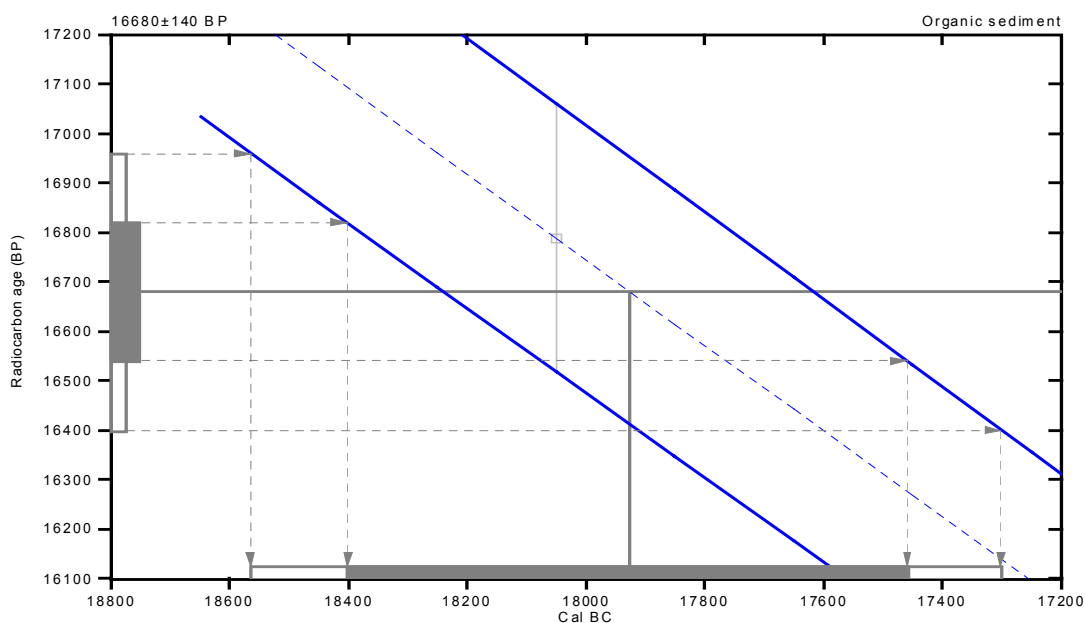
Conventional radiocarbon age: **16680±140 BP**

2 Sigma calibrated result: **Cal BC 18560 to 17300 (Cal BP 20520 to 19250)**  
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age with calibration curve: **Cal BC 17920 (Cal BP 19880)**

1 Sigma calibrated result: **Cal BC 18400 to 17460 (Cal BP 20350 to 19410)**  
(68% probability)



References:

Database used

Calibration Database  
Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), pxii-xiii

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1041-1083

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322

**Beta Analytic Inc.**

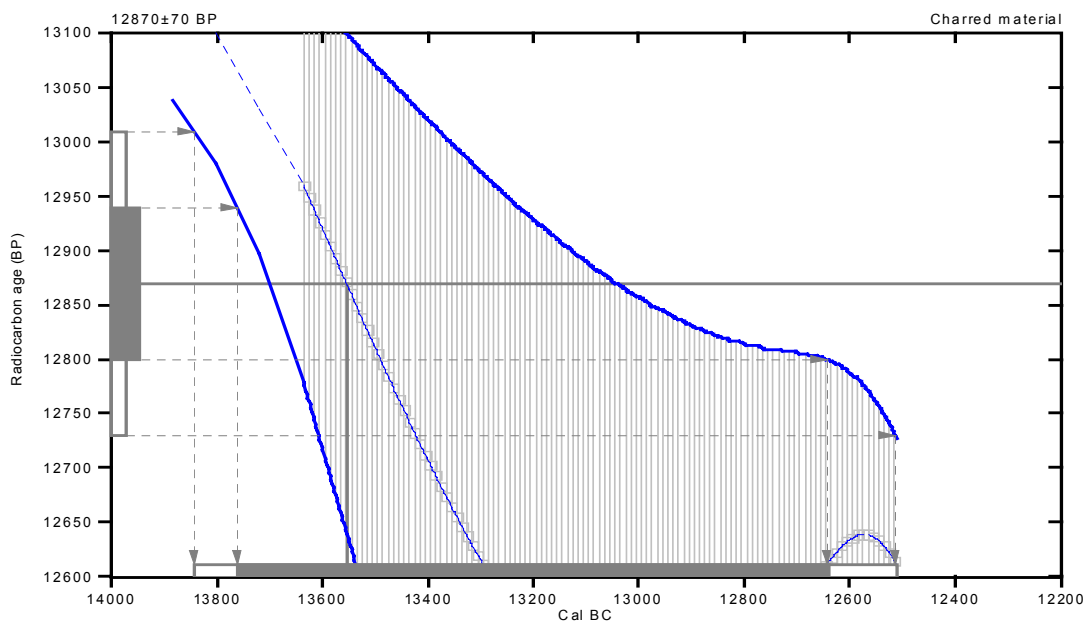
4985 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 663 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

**CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS**

(Variables: C 13/C 12=-23.5; lab. mult=1)

**Laboratory number: Beta-158051****Conventional radiocarbon age: 12870±70 BP****2 Sigma calibrated result: Cal BC 13840 to 12510 (Cal BP 15790 to 14460)  
(95% probability)**

Intercept data

Intercept of radiocarbon age  
with calibration curve: Cal BC 13550 (Cal BP 15500)**1 Sigma calibrated result: Cal BC 13760 to 12640 (Cal BP 15710 to 14590)  
(68% probability)**

## References:

*Database used**Calibration Database  
Editorial Comment**Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), pxii-xiii**INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration**Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1041-1083**Mathematics**A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates**Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322***Beta Analytic Inc.**

4985 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 663 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

**CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS**

(Variables: C 13/C 12=-25.2; lab. mult=1)

Laboratory number: **Beta-158053**

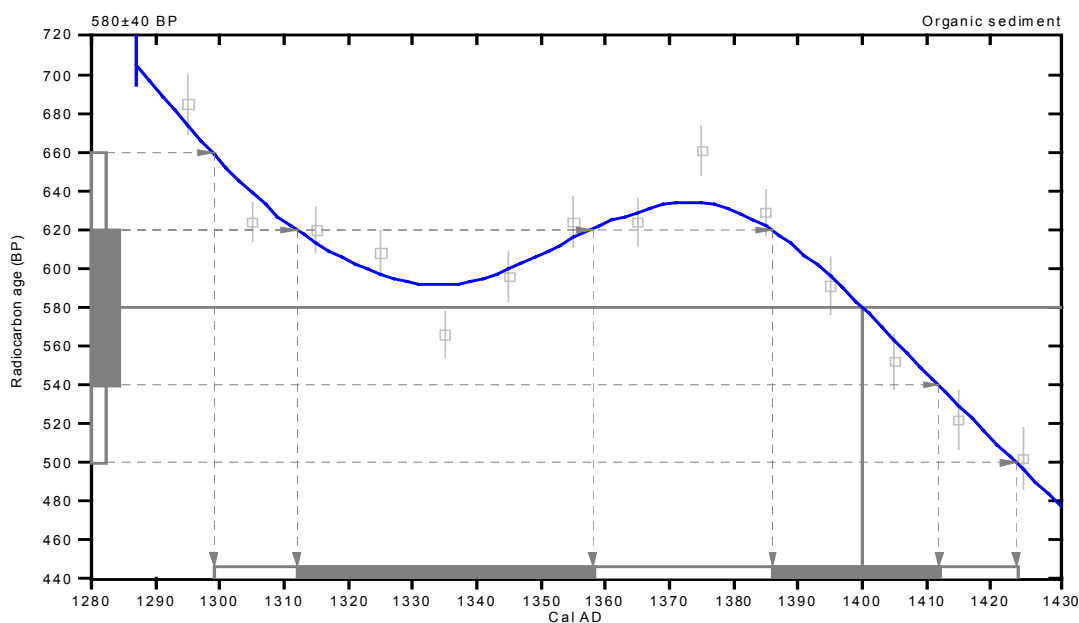
Conventional radiocarbon age: **580±40 BP**

2 Sigma calibrated result: **Cal AD 1300 to 1420 (Cal BP 650 to 530)**  
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age with calibration curve: **Cal AD 1400 (Cal BP 550)**

1 Sigma calibrated results: **Cal AD 1310 to 1360 (Cal BP 640 to 590) and Cal AD 1390 to 1410 (Cal BP 560 to 540)**



References:

*Database used*

*Calibration Database  
Editorial Comment*

*Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), pxii-xiii*

*INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration*

*Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1041-1083*

*Mathematics*

*A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates*

*Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322*

**Beta Analytic Inc.**

4985 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 663 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

## CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C 13/C 12=-23.8; lab. mult=1)

Laboratory number: **Beta-158054**

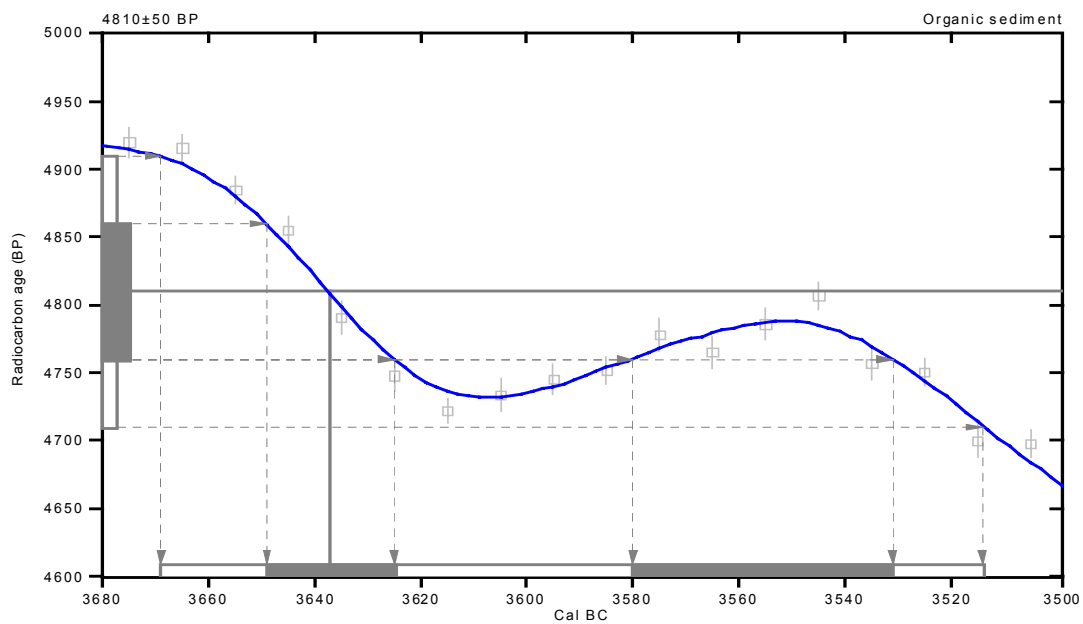
Conventional radiocarbon age: **4810±50 BP**

**2 Sigma calibrated result: Cal BC 3670 to 3510 (Cal BP 5620 to 5460)**  
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age  
with calibration curve: Cal BC 3640 (Cal BP 5590)

1 Sigma calibrated results: Cal BC 3650 to 3620 (Cal BP 5600 to 5580) and  
Cal BC 3580 to 3530 (Cal BP 5530 to 5480)



### References:

#### Database used

#### Calibration Database Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, *Radiocarbon* 40(3), pxi-xiii

#### INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, *Radiocarbon* 40(3), p1041-1083

#### Mathematics

#### A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, *Radiocarbon* 35(2), p317-322

**Beta Analytic Inc.**

4985 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 663 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

**CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS**

(Variables: C 13/C 12=-23.6; lab. mult=1)

Laboratory number: **Beta-158055**

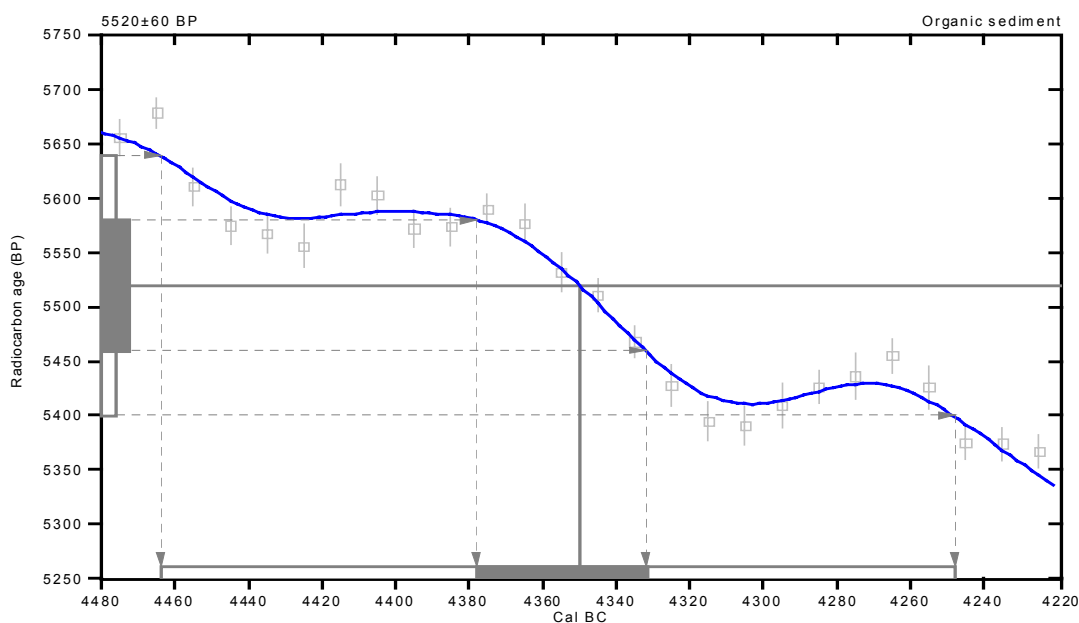
Conventional radiocarbon age: **5520±60 BP**

2 Sigma calibrated result: **Cal BC 4460 to 4250 (Cal BP 6410 to 6200)**  
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age with calibration curve: **Cal BC 4350 (Cal BP 6300)**

1 Sigma calibrated result: **Cal BC 4380 to 4330 (Cal BP 6330 to 6280)**  
(68% probability)



References:

*Database used*

*Calibration Database  
Editorial Comment*

*Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), pxii-xiii*

*INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration*

*Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1041-1083*

*Mathematics*

*A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates*

*Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322*

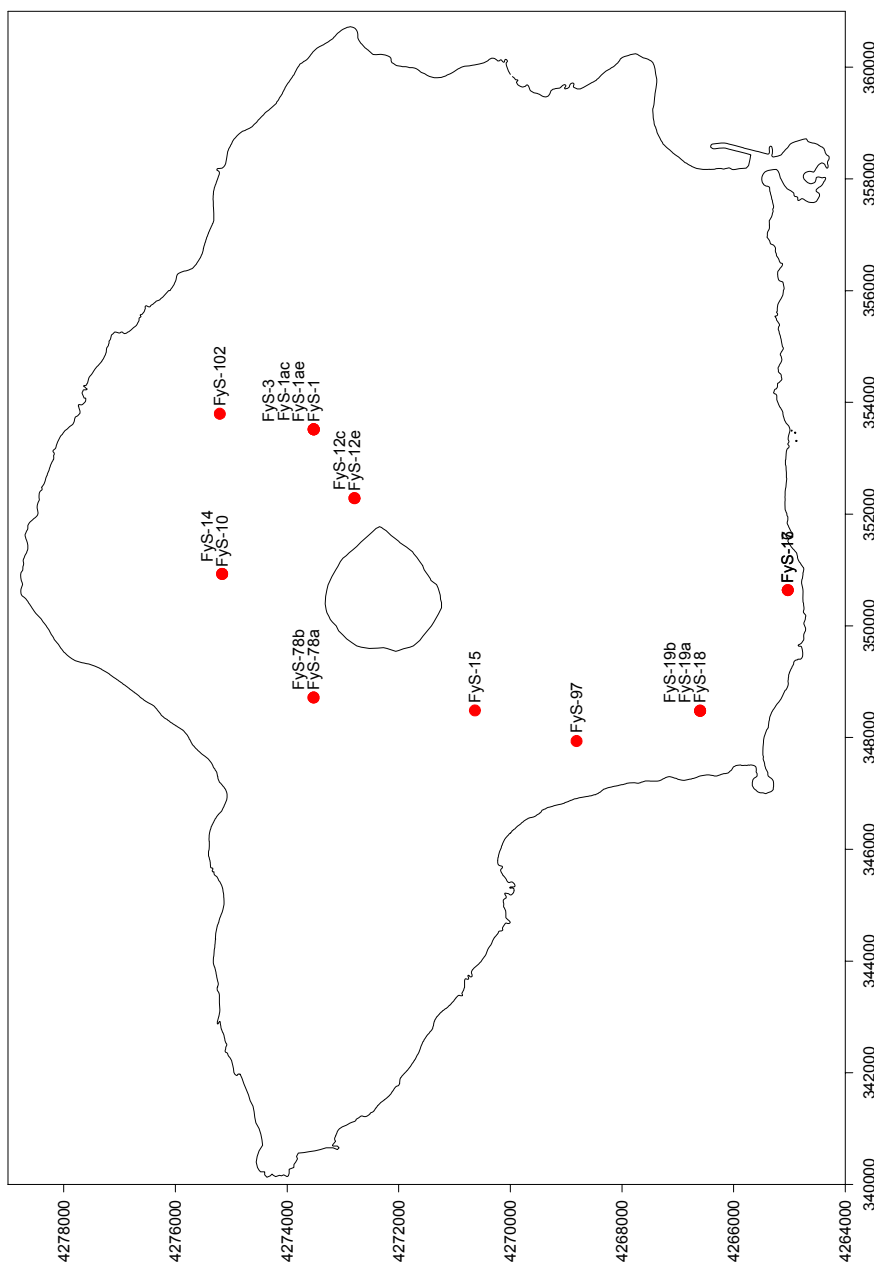
**Beta Analytic Inc.**

4985 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 663 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com



# ANEXO IV – PARÂMETROS GEOQUÍMICOS

## IV.1 MAPA DE AMOSTRAGEM



## IV.2 COORDENADAS DAS AMOSTRAS

| Amostra | Corte  | M      | P       |
|---------|--------|--------|---------|
| FyS-1   | FyC 18 | 353518 | 4273523 |
| FyS-1ae | FyC 18 | 353518 | 4273523 |
| FyS-1ac | FyC 18 | 353518 | 4273523 |
| FyS-3   | FyC 18 | 353518 | 4273523 |
| FyS-10  | FyC 41 | 350930 | 4275164 |
| FyS-12e | FyC 49 | 352286 | 4272793 |
| FyS-12c | FyC 49 | 352286 | 4272793 |
| FyS-14  | FyC 41 | 350930 | 4275164 |
| FyS-15  | FyC 59 | 348486 | 4270635 |
| FyS-16  | FyC 12 | 350640 | 4265030 |
| FyS-17  | FyC 12 | 350640 | 4265030 |
| FyS-18  | FyC 69 | 348480 | 4266601 |
| FyS-19a | FyC 69 | 348480 | 4266601 |
| FyS-19b | FyC 69 | 348480 | 4266601 |
| FyS-78a | FyC 78 | 348717 | 4273526 |
| FyS-78b | FyC 78 | 348717 | 4273526 |
| FyS-97  | FyC 95 | 347938 | 4268815 |
| FyS-102 | FyC 47 | 353797 | 4275206 |

IV.3 RESULTADOS ANALÍTICOS: ELEMENTOS MAIORES

Elementos maiores em rocha total (em %), de amostras da formação da caldeira, ilha do Faial.

|                                | FyS-1 | FyS-1ae | FyS-1ac | FyS-3 | FyS-10 | FyS-10e | FyS-12c | FyS-14 | FyS-15 | FyS-16 | FyS-17 | FyS-18 | FyS-19a | FyS-19Bb | FyS-78a | FyS-78b | FyS-97 | FyS-102 |
|--------------------------------|-------|---------|---------|-------|--------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|----------|---------|---------|--------|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | 57,81 | 56,43   | 55,94   | 56,61 | 58,84  | 59,35   | 62,20   | 57,68  | 60,80  | 54,16  | 61,69  | 60,17  | 60,12   | 64,13    | 58,22   | 58,72   | 58,32  | 54,13   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,512 | 0,632   | 0,669   | 0,846 | 1,047  | 0,997   | 0,723   | 1,036  | 0,579  | 1,590  | 0,263  | 0,258  | 0,448   | 0,421    | 0,460   | 0,450   | 0,574  | 0,346   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18,27 | 19,25   | 19,55   | 18,99 | 18,48  | 18,24   | 18,43   | 18,45  | 18,44  | 18,69  | 16,12  | 15,89  | 18,01   | 17,30    | 18,06   | 18,23   | 18,30  | 18,18   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5,02  | 3,87    | 5,19    | 5,68  | 4,93   | 4,51    | 3,42    | 5,61   | 3,07   | 7,06   | 4,58   | 5,32   | 4,52    | 4,35     | 4,60    | 4,57    | 4,77   | 5,51    |
| MnO                            | 0,201 | 0,195   | 0,199   | 0,186 | 0,158  | 0,158   | 0,153   | 0,158  | 0,179  | 0,170  | 0,230  | 0,251  | 0,179   | 0,167    | 0,174   | 0,171   | 0,167  | 0,206   |
| MgO                            | 0,54  | 0,66    | 0,79    | 1,11  | 1,43   | 1,35    | 0,75    | 1,37   | 0,47   | 2,15   | 0,22   | 0,17   | 0,35    | 0,33     | 0,44    | 0,42    | 0,47   | 0,39    |
| CaO                            | 1,49  | 1,79    | 1,92    | 2,75  | 3,30   | 3,17    | 1,82    | 3,24   | 1,09   | 4,78   | 0,73   | 0,58   | 0,84    | 0,85     | 0,82    | 0,81    | 1,05   | 0,78    |
| Na <sub>2</sub> O              | 6,49  | 6,12    | 5,99    | 6,38  | 6,32   | 6,61    | 7,12    | 6,53   | 6,60   | 5,78   | 6,93   | 6,85   | 6,46    | 7,37     | 5,85    | 5,87    | 6,42   | 5,70    |
| K <sub>2</sub> O               | 3,99  | 3,55    | 3,48    | 3,38  | 3,33   | 3,70    | 4,28    | 3,58   | 4,57   | 2,69   | 4,79   | 4,40   | 4,49    | 5,42     | 4,36    | 4,37    | 4,54   | 3,50    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,15  | 0,13    | 0,20    | 0,29  | 0,18   | 0,24    | 0,15    | 0,33   | 0,07   | 0,55   | 0,09   | 0,05   | 0,08    | 0,06     | 0,10    | 0,10    | 0,19   | 0,14    |
| LOI                            | 4,90  | 6,16    | 6,86    | 3,33  | 1,46   | 1,25    | 0,80    | 2,07   | 3,07   | 1,58   | 4,22   | 5,42   | 3,69    | 0,01     | 6,81    | 6,50    | 5,50   | 10,08   |
| TOTAL                          | 99,36 | 98,80   | 100,79  | 99,56 | 99,48  | 99,58   | 99,85   | 100,05 | 98,94  | 99,20  | 99,86  | 99,35  | 99,19   | 100,41   | 99,88   | 100,21  | 100,31 | 98,96   |

Valores obtidos por ICP nos Activation Laboratories, Canada.

## IV.4 RESULTADOS ANALÍTICOS: ELEMENTOS EM TRAÇO

Elementos em traço em rocha total (ppm), de amostras da formação da caldeira, ilha do Faial.

|    | FYS-1 | FYS-1ae | FYS-1ac | FYS-3 | FYS-10 | FYS-12a | FYS-12c | FYS-14 | FYS-15 | FYS-16 | FYS-17 | FYS-18 | FYS-19a | FYS-19b | FYS-78* | FYS-78b | FYS-97 | FYS-102 |      |
|----|-------|---------|---------|-------|--------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|--------|---------|------|
| V  | 14    |         |         | 34    |        |         |         | 44     |        | 73     |        |        |         |         |         |         |        |         | 17   |
| Cr | n.d.  |         |         | n.d.  |        |         |         | n.d.   |        | n.d.   |        |        |         |         |         |         |        |         | n.d. |
| Sc | 4     | 3       | 5       | 5     | 4      | 4       | 2       | 4      | 4      | 8      | 2      | 4      | 5       | 4       | 5       | 5       | 5      | 3       |      |
| Co | 2     |         |         | 4     |        |         |         | 6      |        | 9      | 1      | n.d.   | n.d.    | n.d.    | n.d.    | n.d.    | n.d.   | 2       |      |
| Ni | n.d.  |         |         | n.d.  |        |         |         | n.d.   |        | n.d.   |        |        |         |         |         |         |        |         | n.d. |
| Cu | n.d.  |         |         | n.d.  |        |         |         | n.d.   |        | n.d.   |        |        |         |         |         |         |        |         | n.d. |
| Zn | 136   |         |         | 93    |        |         |         | 87     |        | 91     | 133    | 180    | 115     | 87      | 103     | 94      | 101    | 154     |      |
| Ga | 27    |         |         | 26    |        |         |         | 24     |        | 23     | 30     | 33     | 27      | 26      | 26      | 27      | 26     | 33      |      |
| Rb | 83    |         |         | 63    |        |         |         | 79     |        | 51     | 165    | 158    | 77      | 82      | 75      | 73      | 78     | 95      |      |
| Sr | 163   |         |         | 353   |        |         |         | 408    |        | 591    | 27     | 36     | 16      | 8       | 21      | 21      | 79     | 50      |      |
| Cs | 0,8   |         |         | 0,6   |        |         |         | 0,8    |        | 0,5    | 1,7    | 1,6    | 0,7     | 0,2     | 0,7     | 0,6     | 0,7    | 0,9     |      |
| Ba | 413   |         |         | 748   |        |         |         | 967    |        | 933    | 55     | 16     | 510     | 378     | 410     | 401     | 239    | 59      |      |
| Y  | 40,2  |         |         | 35,9  |        |         |         | 25,8   |        | 29,8   | 51,8   | 73,5   | 36,0    | 22,2    | 37,2    | 35,5    | 37,5   | 62,1    |      |
| Zr | 592   |         |         | 443   |        |         |         | 444    |        | 327    | 1,030  | 1,140  | 602     | 543     | 604     | 622     | 527    | 1,060   |      |
| Nb | 108   |         |         | 85,0  |        |         |         | 76,9   |        | 67,0   | 170    | 204    | 109     | 99,9    | 109     | 111     | 97,1   | 189     |      |
| La | 79,4  |         |         | 66,9  |        |         |         | 60,1   |        | 55,7   | 103    | 134    | 73,8    | 53,3    | 72,7    | 70,0    | 72,2   | 105     |      |
| Ce | 151   |         |         | 124   |        |         |         | 106    |        | 108    | 187    | 254    | 145     | 112     | 149     | 151     | 121    | 182     |      |

n.d. – não detectado

Valores obtidos por ICP-MS nos Activation Laboratories Ltd., Canada.

PROCESSOS ASSOCIADOS AO DESENVOLVIMENTO DE ERUPÇÕES VULCÂNICAS HIDROMAGMÁTICAS EXPLOSIVAS NA ILHA DO FAIAL E SUA INTERPRETAÇÃO NUMA PERSPECTIVA DE AVALIAÇÃO DO HAZARD E MINIMIZAÇÃO DO RISCO

Elementos em traço em rocha total (ppm), de amostras da formação da caldeira, ilha do Faial (continuação).

|    | FyS-1 | FyS-1ae | FyS-1ac | FyS-3 | FyS-10 | FyS-12a | FyS-12c | FyS-14 | FyS-15 | FyS-16 | FyS-17 | FyS-18 | FyS-19a | FyS-19b | FyS-78* | FyS-78b | FyS-97 | FyS-102 |
|----|-------|---------|---------|-------|--------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|--------|---------|
| Pr | 15,8  |         |         | 13,9  |        |         | 11,0    |        |        | 12,2   | 18,5   | 25,9   | 14,4    | 10,4    | 14,2    | 13,9    | 14,5   | 20,0    |
| Nd | 54,6  |         |         | 50,4  |        | 38,6    |         |        |        | 46,1   | 59,8   | 86,9   | 49,7    | 35,9    | 48,4    | 47,4    | 50,8   | 68,5    |
| Sm | 9,11  |         |         | 8,49  |        | 6,31    |         |        |        | 8,22   | 10,0   | 15,0   | 8,32    | 5,61    | 8,40    | 8,28    | 8,43   | 11,7    |
| Eu | 1,59  |         |         | 2,48  |        | 2,09    |         |        |        | 2,99   | 0,676  | 1,05   | 1,98    | 1,59    | 1,78    | 1,85    | 1,46   | 1,15    |
| Gd | 7,20  |         |         | 7,01  |        | 4,96    |         |        |        | 6,81   | 7,85   | 12,2   | 6,61    | 3,82    | 6,50    | 6,19    | 6,97   | 9,88    |
| Tb | 1,29  |         |         | 1,15  |        | 0,83    |         |        |        | 1,06   | 1,45   | 2,25   | 1,19    | 0,71    | 1,24    | 1,20    | 1,13   | 1,72    |
| Dy | 7,12  |         |         | 6,32  |        | 4,58    |         |        |        | 5,83   | 8,62   | 13,0   | 6,81    | 4,02    | 6,88    | 6,74    | 6,36   | 9,85    |
| Ho | 1,46  |         |         | 1,23  |        | 0,91    |         |        |        | 1,09   | 1,80   | 2,65   | 1,34    | 0,84    | 1,36    | 1,33    | 1,29   | 2,05    |
| Er | 4,28  |         |         | 3,55  |        | 2,61    |         |        |        | 3,02   | 5,51   | 7,85   | 3,86    | 2,64    | 3,94    | 3,79    | 3,70   | 6,16    |
| Tm | 0,647 |         |         | 0,536 |        | 0,393   |         |        |        | 0,428  | 0,889  | 1,22   | 0,613   | 0,426   | 0,604   | 0,584   | 0,569  | 0,965   |
| Yb | 4,09  |         |         | 3,38  |        | 2,55    |         |        |        | 2,59   | 5,77   | 7,55   | 3,73    | 2,88    | 3,80    | 3,70    | 3,60   | 6,06    |
| Lu | 0,588 |         |         | 0,448 |        | 0,337   |         |        |        | 0,328  | 0,846  | 1,05   | 0,516   | 0,427   | 0,528   | 0,505   | 0,496  | 0,887   |
| Hf | 14,0  |         |         | 10,1  |        | 9,8     |         |        |        | 7,7    | 23,5   | 26,7   | 13,3    | 12,1    | 13,7    | 14,0    | 11,6   | 24,1    |
| Ta | 7,36  |         |         | 5,40  |        | 5,14    |         |        |        | 4,37   | 12,1   | 13,7   | 6,60    | 6,30    | 6,76    | 7,01    | 5,99   | 12,1    |
| Th | 11,8  |         |         | 8,21  |        | 9,06    |         |        |        | 6,17   | 21,1   | 23,3   | 11,3    | 9,12    | 11,5    | 11,6    | 9,53   | 20,1    |
| U  | 3,41  |         |         | 2,44  |        | 2,70    |         |        |        | 1,80   | 6,25   | 6,60   | 2,98    | 1,27    | 3,52    | 3,43    | 2,78   | 4,84    |
| Pb | 9     |         |         | 6     |        | 5       |         |        |        | -5     | 12     | 11     | 7       | 18      | 7       | 7       | 7      | 10      |
| Bi | n.d.  |         |         | n.d.  |        | 0,1     |         |        |        | 0,1    | 0,2    | 0,2    | 0,1     | n.d.    | 0,1     | 0,1     | n.d.   | 0,2     |
| Tl | 0,25  |         |         | 0,14  |        | 0,15    |         |        |        | 0,15   | 0,27   | 0,28   | 0,15    | 0,08    | 0,15    | 0,17    | 0,14   | 0,21    |

n.d. – não detectado

Valores obtidos por ICP-MS nos Activation Laboratories Ltd., Canada.

## IV.5 POSIÇÃO ESTRATIGRÁFICA E CLASSIFICAÇÃO DAS AMOSTRAS

| Amostra | Corte  | Depósito         | Subunidade do depósito                               | Tipo de produto                 | Classificação  |
|---------|--------|------------------|--|---------------------------------|----------------|
| FyS-1   | FyC 18 | C 9              | <i>Lapilli</i> pomítico inferior                     | pedra pomes clara               | Traquito       |
| FyS-1ae | FyC 18 | C 9              | <i>Lapilli</i> pomítico inferior                     | pedra pomes escura              | Traquito       |
| FyS-1ac | FyC 18 | C 9              | <i>Lapilli</i> pomítico inferior                     | pedra pomes clara               | Traquito       |
| FyS-3   | FyC 18 | C 9              | <i>Lapilli</i> pomítico superior                     | pedra pomes escura              | Traquiandesito |
| FyS-10  | FyC 41 | C 11             | <i>Lapilli</i> pomítico de queda muito grosseiro     | pedra pomes escura              | Traquito       |
| FyS-12e | FyC 49 | C 12             | Sequência de leitos finos de <i>lapilli</i> pomítico | pedra pomes escura              | Traquito       |
| FyS-12c | FyC 49 | C 12             | Sequência de leitos finos de <i>lapilli</i> pomítico | pedra pomes clara               | Traquito       |
| FyS-14  | FyC 41 | C 11             | <i>Lapilli</i> pomítico de queda muito grosseiro     | pedra pomes clara               | Traquiandesito |
| FyS-15  | FyC 59 | C 6              | <i>Lapilli</i> pomítico de queda                     | pedra pomes                     | Traquito       |
| FyS-16  | FyC 12 | C 4              | <i>Lapilli</i> pomítico de queda inferior            | pedra pomes escura              | Traquiandesito |
| FyS-17  | FyC 12 | C 4              | <i>Lapilli</i> pomítico de queda superior            | pedra pomes clara               | Traquito       |
| FyS-18  | FyC 69 | C 2              | <i>Lapilli</i> pomítico de queda                     | pedra pomes                     | Traquito       |
| FyS-19a | FyC 69 | L <sup>(1)</sup> | <i>Lapilli</i> pomítico de queda                     | pedra pomes do topo do depósito | Traquito       |
| FyS-19b | FyC 69 | L <sup>(1)</sup> | <i>Lapilli</i> pomítico de queda                     | pedra pomes da base do depósito | Traquito       |
| FyS-78a | FyC 31 | C 1              | <i>Lapilli</i> pomítico de queda                     | pedra pomes                     | Traquito       |
| FyS-78b | FyC 31 | C 1              | <i>Lapilli</i> pomítico de queda                     | pedra pomes                     | Traquito       |
| FyS-97  | FyC 95 | C 6              | <i>Lapilli</i> pomítico de queda                     | pedra pomes                     | Traquito       |
| FyS-102 | FyC 47 | C 3              | <i>Lapilli</i> pomítico de queda                     | pedra pomes                     | Traquito       |

Classificação de Le Bas *et al.* (1986)

<sup>(1)</sup> Depósito pomítico do Grupo Inferior do Complexo Vulcânico dos Cedros

## ANEXO V – MEDIDAS DOS CORTES

### V.1 ESPESSURAS DOS DEPÓSITOS DA FORMAÇÃO DA CALDEIRA

| Ref.    | C 1 | C 2 | C 3 | C 4 | C 5 | C 6 | C 7 | C 8 | C 9 | C 10 | C 11 | C 12 |
|---------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|
| FyC-10  |     | 160 |     | 53  |     | 22  |     |     |     |      |      |      |
| FyC-11  |     | 170 |     | 87  |     | 30  |     |     |     |      |      |      |
| FyC-12  |     | 65  |     | 224 |     | 23  |     |     |     |      |      |      |
| FyC-13  |     |     |     | 105 |     | 93  |     |     |     |      |      |      |
| FyC-14  |     |     | 30  | 134 |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-15  |     |     | 75  | 100 |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-16  |     |     | 70  | 211 |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-17  |     |     | 160 | 161 |     |     |     |     |     |      | 40   |      |
| FyC-18  |     |     | 20  | 117 |     |     | 45  |     | 300 |      |      |      |
| FyC-19  |     |     | 53  |     |     |     |     |     | 280 |      |      |      |
| FyC-20  |     |     |     | 65  |     |     |     |     | 100 |      |      |      |
| FyC-22  |     |     | 50  | 75  |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-23  |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-24  |     |     |     | 185 |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-25  | 95  | 135 |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-26  | 90  |     |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-27  |     | 90  | 24  | 280 | 80  | 25  |     |     |     |      |      |      |
| FyC-27a |     |     |     | 200 |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-28  |     |     |     |     |     |     |     |     | 432 |      |      |      |
| FyC-29  |     |     |     |     |     |     |     |     | 600 |      |      |      |
| FyC-30  |     |     |     | 140 | 70  |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-31  | 120 | 60  |     | 60  |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-32  |     |     |     | 150 |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-33  |     |     |     | 190 |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-34  |     |     |     | 151 |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-35  |     |     |     |     |     |     |     |     | 110 |      | 42   | 150  |
| FyC-36  |     |     |     |     |     |     |     |     | 600 |      |      |      |
| FyC-37  |     |     |     |     |     |     | 30  |     | 304 |      | 400  |      |
| FyC-38  |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | 400  |      |
| FyC-39  |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | 450  |      |
| FyC-40  |     |     |     |     |     |     | 50  |     | 151 |      |      |      |
| FyC-40a |     |     |     |     |     |     |     |     | 240 |      | 105  |      |
| FyC-41  |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | 480  |      |
| FyC-42  |     |     |     |     |     |     |     |     | 166 |      |      |      |
| FyC-44  |     |     | 90  |     |     |     |     |     | 90  |      |      |      |
| FyC-45  |     |     | 85  |     |     |     |     |     | 175 |      |      |      |
| FyC-46  |     |     | 160 |     |     |     |     |     | 295 |      |      |      |

## ESPESSURAS DOS DEPÓSITOS DA FORMAÇÃO DA CALDEIRA (CONTINUAÇÃO).

| Ref.    | C 1 | C 2 | C 3 | C 4 | C 5 | C 6 | C 7 | C 8 | C 9 | C 10 | C 11 | C 12 |
|---------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|
| FyC-47  |     |     | 120 |     |     |     |     |     | 500 |      |      |      |
| FyC-48  |     |     |     |     |     |     |     |     | 500 |      | 220  | 100  |
| FyC-49  |     |     |     |     |     |     | 30  |     | 230 |      | 260  | 220  |
| FyC-50  |     |     | 155 | 110 |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-51  |     |     |     |     |     |     |     |     | 536 |      |      | 100  |
| FyC-52  |     |     |     |     |     |     |     |     | 179 |      |      |      |
| FyC-53  |     |     | 22  |     |     |     |     |     | 67  | 30   | 254  |      |
| FyC-54  |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | 330  |      |
| FyC-55  |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | 425  |      |
| FyC-56  |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | 80   |      |
| FyC-57  |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | 200  | 210  |
| FyC-58  |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | 220  | 45   |
| FyC-59  |     |     |     |     |     | 580 |     |     |     |      |      |      |
| FyC-60  |     |     | 100 | 128 |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-61  |     |     | 60  | 70  |     |     |     |     |     |      | 80   |      |
| FyC-62  | 25  |     |     | 189 |     | 96  |     |     |     |      |      |      |
| FyC-62a | 103 |     |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-63  |     | 37  |     | 150 |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-64  |     |     |     | 200 | 40  |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-65  |     | 215 |     | 53  |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-66  |     | 200 |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-67  |     | 230 |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-68  |     |     |     | 155 |     | 20  |     |     |     |      |      |      |
| FyC-69  |     | 200 |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-70  |     | 100 |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-71  |     | 250 |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-72  |     |     |     |     |     |     |     |     | 500 |      |      |      |
| FyC-73  |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | 500  |      |
| FyC-74  |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | 300  |      |
| FyC-75  |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | 267  |      |
| FyC-76  |     |     |     |     |     |     |     |     | 380 |      | 412  |      |
| FyC-77  |     |     |     |     |     |     |     |     |     |      | 1400 | 72   |
| FyC-79  |     | 220 |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-80  |     | 230 |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-81  |     | 190 |     | 140 |     | 62  |     |     |     |      |      |      |
| FyC-82  |     | 135 |     | 55  |     | 80  |     |     |     |      |      |      |
| FyC-83  |     |     |     | 50  |     | 40  |     |     |     |      |      |      |
| FyC-84  |     | 47  |     | 20  |     | 90  |     |     |     |      |      |      |
| FyC-85  |     | 110 |     | 30  |     | 97  |     |     |     |      |      |      |
| FyC-86  |     |     |     |     | 140 | 120 |     |     |     |      |      |      |
| FyC-87  |     |     |     |     |     | 150 |     |     |     |      |      |      |
| FyC-88  |     | 80  |     | 42  |     | 50  |     |     |     |      |      |      |
| FyC-89  |     |     | 30  | 150 |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-90  |     |     |     | 210 |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-91  |     | 90  |     | 100 |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-92  |     | 170 |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-93  |     | 110 |     |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-94  |     |     |     |     | 60  | 74  |     |     |     |      |      |      |







## V.2 MÉDIA DOS TRÊS MAIORES CLASTOS DE PEDRA POMES DOS DEPÓSITOS DA FORMAÇÃO DA CALDEIRA, EM CADA CORTE

| Ref.    | C 1 | C 2 | C 3 | C 4  | C 5 | C 6  | C 7 | C 8 | C 9  | C 11 | C 12 |
|---------|-----|-----|-----|------|-----|------|-----|-----|------|------|------|
| FyC-10  |     | 4,3 |     | 2,6  |     | 4,9  |     |     |      |      |      |
| FyC-11  |     | 4,3 |     | 2,9  |     |      |     |     |      |      |      |
| FyC-12  |     | 4,7 |     | 5,4  |     | 3,9  |     |     |      |      |      |
| FyC-13  |     |     |     |      |     | 11,6 |     |     |      |      |      |
| FyC-14  |     |     | 1,5 | 10,6 |     |      |     |     |      |      |      |
| FyC-15  |     |     | 2,8 | 9,0  |     |      |     |     |      |      |      |
| FyC-16  |     |     | 2,5 | 7,9  |     |      |     |     |      |      |      |
| FyC-17  |     |     | 3,6 | 11,0 |     |      |     |     |      |      |      |
| FyC-18  |     |     |     | 2,6  |     |      | 2,7 |     | 27,3 |      |      |
| FyC-19  |     |     |     |      |     |      |     |     | 20,6 |      |      |
| FyC-22  |     |     | 1,8 | 2,9  |     |      |     |     |      |      |      |
| FyC-24  |     |     |     | 7,8  |     |      |     |     |      |      |      |
| FyC-25  |     | 5,0 |     |      |     |      |     |     |      |      |      |
| FyC-26  | 5,1 |     |     |      |     |      |     |     |      |      |      |
| FyC-27  |     |     |     | 6,7  |     |      |     |     |      |      |      |
| FyC-28  |     |     |     |      |     |      |     |     | 30,0 |      |      |
| FyC-29  |     |     |     |      |     |      |     |     | 22,0 |      |      |
| FyC-30  |     |     |     |      | 3,8 |      |     |     |      |      |      |
| FyC-31  | 5,3 | 4,8 |     | 4,8  |     | 3,7  |     |     |      |      |      |
| FyC-32  |     |     |     | 8,1  |     |      |     |     |      |      |      |
| FyC-33  |     |     |     | 8,0  |     |      |     |     |      |      |      |
| FyC-34  |     |     |     | 5,5  |     |      |     |     |      |      |      |
| FyC-37  |     |     |     |      |     |      | 2,8 |     | 12,7 |      |      |
| FyC-39  |     |     |     |      |     |      |     |     |      | 13,7 |      |
| FyC-40  |     |     |     |      |     |      |     |     | 3,3  |      |      |
| FyC-40a |     |     |     |      |     |      |     |     |      | 25,7 |      |
| FyC-41  |     |     |     |      |     |      |     |     |      | 33,7 |      |
| FyC-42  |     |     |     |      |     |      |     |     | 4,0  | 29,0 |      |
| FyC-44  |     |     | 4,5 |      |     |      |     |     | 10,7 |      |      |
| FyC-45  |     |     | 5,2 |      |     |      |     |     | 5,7  |      |      |
| FyC-46  |     |     | 3,6 |      |     |      |     |     | 14,3 |      |      |
| FyC-47  |     |     | 7,0 |      |     |      |     |     | 31,3 |      |      |
| FyC-48  |     |     |     |      |     |      |     |     | 22,6 | 26,3 |      |
| FyC-49  |     |     |     |      |     |      |     |     |      |      | 5,0  |
| FyC-50  |     |     | 4,4 | 7,2  |     |      |     |     |      |      |      |
| FyC-52  |     |     |     |      |     |      |     |     |      | 30,7 |      |
| FyC-53  |     |     | 2,8 |      |     |      |     |     |      | 21,3 |      |
| FyC-54  |     |     |     |      |     |      |     |     |      | 31,0 |      |
| FyC-55  |     |     |     |      |     |      |     |     |      | 23,7 |      |
| FyC-60  |     |     | 3,7 | 4,5  |     |      |     |     |      |      |      |
| FyC-61  |     |     |     | 5,5  |     |      |     |     |      |      |      |

**MÉDIA DOS TRÊS MAIORES CLASTOS DE PEDRA POMES, EM CADA CORTES DOS DEPÓSITOS DA  
FORMAÇÃO DA CALDEIRA (CONTINUAÇÃO)**

| Ref.    | C 1 | C 2 | C 3 | C 4  | C 5 | C 6  | C 7 | C 8 | C 9 | C 11 | C 12 |
|---------|-----|-----|-----|------|-----|------|-----|-----|-----|------|------|
| FyC-62  |     |     |     | 6,4  |     | 3,9  |     |     |     |      |      |
| FyC-62a | 8,7 |     |     |      |     |      |     |     |     |      |      |
| FyC-63  |     | 2,0 |     | 5,2  |     |      |     |     |     |      |      |
| FyC-64  |     |     |     | 6,5  | 3,5 |      |     |     |     |      |      |
| FyC-65  |     | 8,2 |     | 5,6  |     |      |     |     |     |      |      |
| FyC-67  |     | 6,5 |     |      |     |      |     |     |     |      |      |
| FyC-68  |     |     |     | 6,7  |     | 2,6  |     |     |     |      |      |
| FyC-69  |     | 8,3 |     |      |     |      |     |     |     |      |      |
| FyC-70  |     | 4,4 |     |      |     |      |     |     |     |      |      |
| FyC-71  |     | 6,5 |     |      |     |      |     |     |     |      |      |
| FyC-74  |     |     |     |      |     |      |     |     |     | 24,0 |      |
| FyC-75  |     |     |     |      |     |      |     |     |     | 23,3 |      |
| FyC-76  |     |     |     |      |     |      |     |     |     | 37,7 |      |
| FyC-77  |     |     |     |      |     |      |     |     |     | 35,5 |      |
| FyC-79  |     | 9,0 |     |      |     |      |     |     |     |      |      |
| FyC-80  |     | 8,7 |     |      |     |      |     |     |     |      |      |
| FyC-81  |     | 3,2 |     | 4,0  |     | 2,5  |     |     |     |      |      |
| FyC-82  |     | 5,0 |     | 3,9  |     | 5,0  |     |     |     |      |      |
| FyC-83  |     |     |     | 3,8  |     | 3,3  |     |     |     |      |      |
| FyC-84  |     |     |     | 2,1  |     | 6,0  |     |     |     |      |      |
| FyC-85  |     | 3,3 |     | 2,9  |     | 4,7  |     |     |     |      |      |
| FyC-86  |     |     |     |      | 4,0 | 3,3  |     |     |     |      |      |
| FyC-87  |     |     |     |      |     | 5,7  |     |     |     |      |      |
| FyC-88  |     | 3,0 |     | 3,0  |     | 3,5  |     |     |     |      |      |
| FyC-89  |     |     |     | 5,8  |     |      |     |     |     |      |      |
| FyC-90  |     |     |     | 4,0  |     |      |     |     |     |      |      |
| FyC-91  |     |     |     |      |     | 7,7  |     |     |     |      |      |
| FyC-91  |     | 5,5 |     | 5,0  |     |      |     |     |     |      |      |
| FyC-92  |     | 5,7 |     |      |     |      |     |     |     |      |      |
| FyC-93  |     | 4,7 |     |      |     |      |     |     |     |      |      |
| FyC-94  |     |     |     |      | 3,0 | 3,7  |     |     |     |      |      |
| FyC-95  |     |     |     |      | 3,4 | 3,7  |     |     |     |      |      |
| FyC-96  |     |     |     |      | 5,7 | 7,5  |     |     |     |      |      |
| FyC-97  |     |     |     | 9,3  |     | 10,3 |     |     |     |      |      |
| FyC-98  | 3,3 | 3,2 |     | 5,9  |     |      |     |     |     |      |      |
| FyC-99  |     |     |     | 12,8 |     |      |     |     |     |      |      |
| FyC-100 | 1,8 | 5,0 |     | 15,0 |     |      |     |     |     |      |      |
| FyC-101 |     | 6,2 |     | 16,7 |     | 19,4 |     |     |     |      |      |
| FyC-102 |     |     |     | 27,0 |     |      |     |     |     |      |      |
| FyC-103 |     |     |     | 12,0 |     | 10,3 |     |     |     |      |      |
| FyC-104 |     |     |     | 7,7  |     | 14,0 |     |     |     |      |      |
| FyC-105 |     |     | 1,2 | 7,5  |     |      |     |     |     |      |      |
| FyC-106 |     |     | 1,7 | 10,2 |     |      |     |     |     |      |      |
| FyC-107 |     |     |     | 12,0 |     |      |     |     |     |      |      |
| FyC-108 |     |     |     |      |     | 11,7 |     |     |     |      |      |
| FyC-109 |     |     |     |      |     | 19,0 |     |     |     |      |      |
| FyC-110 |     |     |     |      |     | 29,0 |     |     |     |      |      |

**MÉDIA DOS TRÊS MAIORES CLASTOS DE PEDRA POMES, EM CADA CORTES DOS DEPÓSITOS DA  
FORMAÇÃO DA CALDEIRA (CONTINUAÇÃO)**

| Ref.    | C 1 | C 2 | C 3 | C 4  | C 5 | C 6 | C 7 | C 8 | C 9  | C 11 | C 12 |
|---------|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|------|------|------|
| FyC-117 |     |     |     |      |     |     |     |     |      |      | 6,7  |
| FyC-121 |     |     |     |      |     |     |     |     | 3,3  |      |      |
| FyC-122 |     |     |     |      |     |     |     |     |      | 17,3 |      |
| FyC-123 |     |     |     |      |     |     |     |     |      | 18,7 |      |
| FyC-131 |     |     |     |      |     |     |     |     |      | 13,3 |      |
| FyC-133 |     |     | 4,3 |      |     | 4,3 |     |     | 1,7  |      |      |
| FyC-136 |     |     |     |      |     |     |     |     | 10,7 |      |      |
| FyC-137 |     |     |     |      |     |     |     |     | 19,0 |      |      |
| FyC-138 |     |     |     |      |     |     |     |     | 17,0 |      |      |
| FyC-139 |     |     |     |      |     |     |     |     | 20,7 |      |      |
| FyC-141 |     |     | 1,6 | 3,0  |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-143 |     |     |     | 2,7  |     |     |     |     | 13,0 |      |      |
| FyC-147 |     |     | 3,0 | 5,8  |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-148 |     |     |     |      |     |     |     |     | 42,3 |      |      |
| FyC-163 |     |     |     | 5,7  | 3,5 |     |     |     |      |      |      |
| FyC-165 |     |     | 1,7 |      |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-169 |     |     | 3,3 |      |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-171 |     |     | 3,0 | 4,7  |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-175 | 3,5 |     |     |      |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-176 |     | 5,3 |     | 4,8  |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-178 |     |     | 3,7 |      |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-179 |     |     | 2,5 |      |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-181 |     | 4,8 |     |      |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-182 |     |     | 3,5 |      |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-183 |     |     |     | 3,8  |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-184 |     |     | 2,7 | 3,2  |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-188 |     | 2,8 |     | 13,2 |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-190 |     | 2,7 |     | 15,5 |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-193 |     | 2,2 |     |      |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-194 |     |     |     | 6,2  |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-195 | 2,3 | 2,0 |     |      |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-196 |     | 3,2 | 3,3 | 10,3 |     |     |     |     |      |      |      |



**MÉDIA DOS TRÊS MAIORES CLASTOS DE LÍTICOS, EM CADA CORTES DOS DEPÓSITOS DA  
FORMAÇÃO DA CALDEIRA (CONTINUAÇÃO).**

| Ref      | C 1 | C 2 | C 3 | C 4  | C 5 | C 6 | C 7 | C 8 | C 9  | C 11 | C 12 |
|----------|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|------|------|------|
| FyC-74   |     |     |     |      |     |     |     |     |      | 10,8 |      |
| FyC-75   |     |     |     |      |     |     |     |     |      | 11,3 |      |
| FyC-76   |     |     |     |      |     |     |     |     |      | 12,7 |      |
| FyC-77   |     |     |     |      |     |     |     |     |      | 15,7 |      |
| FyC-79   |     | 3,7 |     |      |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-80   |     | 2,9 |     |      |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-81   |     | 1,4 |     | 2,7  |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-82   |     | 2,2 |     | 2,5  |     | 2,5 |     |     |      |      |      |
| FyC-83   |     |     |     | 1,9  |     | 1,1 |     |     |      |      |      |
| FyC-84   |     |     |     | 1,5  |     | 1,7 |     |     |      |      |      |
| FyC-85   |     | 3,0 |     | 1,0  |     | 0,8 |     |     |      |      |      |
| FyC-86   |     |     |     |      | 1,8 | 1,7 |     |     |      |      |      |
| FyC-87   |     |     |     |      |     | 1,2 |     |     |      |      |      |
| FyC-88   |     | 2,4 |     | 1,2  |     | 1,1 |     |     |      |      |      |
| FyC-89   |     |     |     | 2,6  |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-90   |     |     |     | 2,0  |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-91   |     | 2,5 |     | 2,8  |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-92   |     | 3,6 |     |      |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-93   |     | 2,7 |     |      |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-94   |     |     |     |      | 1,8 | 1,2 |     |     |      |      |      |
| FyC-95   |     |     |     |      | 1,0 | 1,3 |     |     |      |      |      |
| FyC-96   |     |     |     |      | 4,0 | 2,2 |     |     |      |      |      |
| FyC-97   |     |     |     | 5,8  |     | 3,8 |     |     |      |      |      |
| FyC-98   | 4,5 | 2,5 |     | 3,7  |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-99   |     |     |     | 4,5  |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-100  | 1,5 | 7,3 |     | 5,3  |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-101  |     | 8,0 |     | 12,7 |     | 7,2 |     |     |      |      |      |
| FyC-102  |     |     |     | 20,6 |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-103  |     |     |     | 6,0  |     | 7,8 |     |     |      |      |      |
| FyC-104  |     |     |     | 26,5 |     | 5,7 |     |     |      |      |      |
| FyC-105  |     |     |     | 2,6  |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-106  |     |     |     | 4,0  |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-107  |     |     |     | 3,7  |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-108  |     |     |     |      |     | 5,2 |     |     |      |      |      |
| FyC-109  |     |     |     |      |     | 3,7 |     |     |      |      |      |
| FyC-110  |     |     |     |      |     | 8,7 |     |     | 44,0 |      |      |
| FyC-110a |     |     |     |      |     |     |     |     | 44,0 |      |      |
| FyC-111  |     |     |     |      |     |     |     |     | 17,3 |      |      |
| FyC-116  |     |     |     |      |     |     |     |     | 53,3 |      |      |
| FyC-117  |     |     |     |      |     |     |     |     |      |      | 4,5  |
| FyC-118  |     |     |     |      |     |     |     |     | 26,7 |      |      |
| FyC-120  |     |     |     |      |     |     |     |     | 21,0 |      |      |
| FyC-121  |     |     |     |      |     |     |     |     | 4,4  |      |      |
| FyC-122  |     |     |     |      |     |     |     |     |      | 6,7  |      |
| FyC-123  |     |     |     |      |     |     |     |     |      | 11,7 |      |
| FyC-131  |     |     |     |      |     |     |     |     |      | 21,0 |      |
| FyC-133  |     |     | 1,4 |      |     | 1,4 |     |     | 8,4  |      |      |
| FyC-136  |     |     |     |      |     |     |     |     | 6,8  |      |      |
| FyC-137  |     |     |     |      |     |     |     |     | 9,0  |      |      |
| FyC-138  |     |     |     |      |     |     |     |     | 8,8  |      |      |
| FyC-139  |     |     |     |      |     |     |     |     | 5,6  |      |      |
| FyC-140  |     |     |     |      |     |     |     |     | 4,6  |      |      |
| FyC-141  |     |     | 1,5 | 2,0  |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-143  |     |     |     | 1,5  |     |     |     |     | 8,8  |      |      |
| FyC-147  |     |     | 2,4 | 4,6  |     |     |     |     |      |      |      |
| FyC-148  |     |     |     |      |     |     |     |     | 20,7 |      |      |

**MÉDIA DOS TRÊS MAIORES CLASTOS DE LÍTICOS, EM CADA CORTES DOS DEPÓSITOS DA  
FORMAÇÃO DA CALDEIRA (CONTINUAÇÃO).**

| Ref     | C 1 | C 2 | C 3 | C 4 | C 5 | C 6 | C 7 | C 8 | C 9 | C 11  | C 12 |
|---------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-------|------|
| FyC-159 |     |     |     |     |     |     |     |     |     | 150,0 |      |
| FyC-163 |     |     |     | 3,7 |     |     |     |     |     |       |      |
| FyC-165 |     |     | 0,7 |     |     |     |     |     |     |       |      |
| FyC-169 |     |     | 1,7 |     |     |     |     |     |     |       |      |
| FyC-171 |     |     | 1,3 | 2,3 |     |     |     |     |     |       |      |
| FyC-175 | 2,6 |     |     |     |     |     |     |     |     |       |      |
| FyC-176 |     | 2,6 |     | 2,2 |     |     |     |     |     |       |      |
| FyC-178 |     |     | 3,1 |     |     |     |     |     |     |       |      |
| FyC-179 |     |     | 1,5 |     |     |     |     |     |     |       |      |
| FyC-181 |     | 2,5 |     |     |     |     |     |     |     |       |      |
| FyC-182 |     |     | 2,4 |     |     |     |     |     |     |       |      |
| FyC-183 |     |     |     | 2,3 |     |     |     |     |     |       |      |
| FyC-184 |     |     | 1,3 | 1,3 |     |     |     |     |     |       |      |
| FyC-186 |     |     | 1,2 |     |     |     |     |     |     |       |      |
| FyC-187 |     |     | 1,2 |     |     |     |     |     |     |       |      |
| FyC-188 |     | 1,4 |     | 3,5 |     |     |     |     |     |       |      |
| FyC-190 |     | 1,3 |     | 5,0 |     |     |     |     |     |       |      |
| FyC-193 |     | 1,1 |     |     |     |     |     |     |     |       |      |
| FyC-194 |     |     |     | 1,5 |     |     |     |     |     |       |      |
| FyC-195 | 1,2 |     |     |     |     |     |     |     |     |       |      |
| FyC-196 |     | 4,0 | 2,3 | 3,3 |     |     |     |     |     |       |      |



## ANEXO VI – PARÂMETROS FÍSICOS DOS DEPÓSITOS

### VI.1 ÁREAS DE ISOPACAS E ISOPLETAS

#### DEPÓSITO C 2

| Isopacas do depósito total (C2) |                         | Isopletas de pedra pomes do depósito total (C2) |                         | Isopletas de líticos do depósito total (C2) |                         |
|---------------------------------|-------------------------|---|-------------------------|---|-------------------------|
| Espessura (m)                   | Área (km <sup>2</sup> ) | Diâmetro (cm)                                   | Área (km <sup>2</sup> ) | Diâmetro (cm)                               | Área (km <sup>2</sup> ) |
| 2                               | 35,53                   | 10  | 18,02                   | 8   | 10,62                   |
| 1                               | 86,02                   | 5   | 52,41                   | 4   | 51,72                   |
| 0,5                             | 186,34                  | 3   | 101,45                  | 2   | 107,84                  |

| Isopacas do conjunto de C2L1, C2A1 e C2L2 (C2) |                         | Isopletas de pedra pomes do conjunto de C2L1, C2A1 e C2L2 (C2) |                         | Isopletas de líticos do do conjunto de C2L1, C2A1 e C2L2 (C2) |                         |
|--|-------------------------|--|-------------------------|---|-------------------------|
| Espessura (m)                                  | Área (km <sup>2</sup> ) | Diâmetro (cm)  | Área (km <sup>2</sup> ) | Diâmetro (cm)   | Área (km <sup>2</sup> ) |
| 2  | 25,57                   | 10   | 14,82                   | 8   | 8,47                    |
| 1  | 42,71                   | 5  | 42,76                   | 4   | 41,95                   |
| 0,6  | 83,77                   | 3  | 84,74                   | 2   | 89,33                   |

| Isopacas do C2A2 (C2) |                         |
|-----------------------|-------------------------|
| Espessura (m)         | Área (km <sup>2</sup> ) |
| 1                     | 17,76                   |
| 0,6                   | 35,08                   |

## PARÂMETROS FÍSICOS DOS DEPÓSITOS

PROCESSOS ASSOCIADOS AO DESENVOLVIMENTO DE ERUPÇÕES VULCÂNICAS HIDROMAGMÁTICAS EXPLOSIVAS NA ILHA DO FAIAL E SUA INTERPRETAÇÃO NUMA PERSPECTIVA DE AVALIAÇÃO DO HAZARD E MINIMIZAÇÃO DO RISCO

**DEPÓSITO C 3**

| Isopacas do depósito total (C3) |                         | Isopletras de pedra pomes do depósito total (C3) |                         | Isopletras de líticos do depósito total (C3) |                         |
|---------------------------------|-------------------------|--|-------------------------|--|-------------------------|
| Espessura (m)                   | Área (km <sup>2</sup> ) | Diâmetro (cm)                                    | Área (km <sup>2</sup> ) | Diâmetro (cm)                                | Área (km <sup>2</sup> ) |
| 1,5                             | 49,39                   | 7  | 29,44                   | 3  | 34,37                   |
| 1                               | 119,19                  | 4  | 65,92                   | 2  | 72,16                   |
| 0,5                             | 254,33                  | 3  | 145,99                  |  |                         |

**DEPÓSITO C 4**

| Isopacas do depósito total (C4) |                         | Isopletras de pedra pomes do depósito total (C4) |                         | Isopletras de líticos do depósito total (C4) |                         |
|---------------------------------|-------------------------|--|-------------------------|--|-------------------------|
| Espessura (m)                   | Área (km <sup>2</sup> ) | Diâmetro (cm)                                    | Área (km <sup>2</sup> ) | Diâmetro (cm)                                | Área (km <sup>2</sup> ) |
| 3                               | 12,68                   | 15   | 21,36                   | 5  | 45,00                   |
| 2                               | 67,84                   | 10   | 42,63                   | 4  | 76,11                   |
| 1                               | 162,90                  | 5  | 142,47                  | 2  | 183,25                  |
| 0,5                             | 278,54                  | 3  | 263,41                  | 1  | 271,23                  |

| Isopacas de C4L1 (C4) |                         | Isopletras de pedra pomes de C4L1 (C4) |                         | Isopletras de líticos de C4L1 (C4) |                         |
|-----------------------|-------------------------|--|-------------------------|------------------------------------|-------------------------|
| Espessura (m)         | Área (km <sup>2</sup> ) | Diâmetro (cm)                          | Área (km <sup>2</sup> ) | Diâmetro (cm)                      | Área (km <sup>2</sup> ) |
| 1,5                   | 21,62                   | 10                                     | 31,13                   | 5                                  | 27,69                   |
| 1                     | 81,61                   | 5                                      | 116,10                  | 4                                  | 62,23                   |
| 0,5                   | 126,83                  | 2                                      | 207,77                  | 2                                  | 143,35                  |
| 0,2                   | 216,21                  |  |                         |                                    |                         |

| Isopacas de C4L2 (C4) |                         | Isopletras de pedra pomes de C4L2 (C4) |                         | Isopletras de líticos de C4L2 (C4) |                         |
|-----------------------|-------------------------|--|-------------------------|------------------------------------|-------------------------|
| Espessura (m)         | Área (km <sup>2</sup> ) | Diâmetro (cm)                          | Área (km <sup>2</sup> ) | Diâmetro (cm)                      | Área (km <sup>2</sup> ) |
| 1                     | 30,41                   | 10                                     | 8,88                    | 5                                  | 36,09                   |
| 0,5                   | 109,42                  | 5                                      | 101,87                  | 2                                  | 104,11                  |
| 0,2                   | 209,35                  | 2                                      | 209,71                  |                                    |                         |

| Isopacas de C4A2 (C4) |                         |
|-----------------------|-------------------------|
| Espessura (m)         | Área (km <sup>2</sup> ) |
| 1                     | 17,38                   |
| 0,5                   | 102,87                  |

**DEPÓSITO C 9**

| Isopacas do depósito total (C9) |                         | Isopletras de pedra pomes do depósito total (C9) |                         | Isopletras de líticos do depósito total (C9) |                         |
|---------------------------------|-------------------------|--|-------------------------|--|-------------------------|
| Espessura (m)                   | Área (km <sup>2</sup> ) | Diâmetro (cm)                                    | Área (km <sup>2</sup> ) | Diâmetro (cm)                                | Área (km <sup>2</sup> ) |
| 4                               | 17,38                   | 30   | 17,65                   | 20   | 12,59                   |
| 2                               | 48,69                   | 20   | 31,84                   | 10   | 24,39                   |
| 1                               | 114,15                  | 10   | 48,06                   | 5  | 51,88                   |

| Isopacas de C9A1 (C9) |                         |
|-----------------------|-------------------------|
| Espessura (m)         | Área (km <sup>2</sup> ) |
| 20                    | 14,19                   |
| 10                    | 39,29                   |

| Isopacas de C9L2 |                         | Isopletras de pedra pomes de C9L2 |                         | Isopletras de líticos de C9L2 |                         |
|------------------|-------------------------|-----------------------------------|-------------------------|-------------------------------|-------------------------|
| Espessura (m)    | Área (km <sup>2</sup> ) | Diâmetro (cm)                     | Área (km <sup>2</sup> ) | Diâmetro (cm)                 | Área (km <sup>2</sup> ) |
| 3                | 14,99                   | 30                                | 19,06                   | 20                            | 15,87                   |
| 1                | 34,54                   | 20                                | 33,88                   | 10                            | 23,23                   |
|                  |                         |                                   |                         | 5                             | 40,26                   |

| Isopacas de C9L3 |                         | Isopletras de pedra pomes de C9L3 |                         | Isopletras de líticos de C9L3 |                         |
|------------------|-------------------------|-----------------------------------|-------------------------|-------------------------------|-------------------------|
| Espessura (m)    | Área (km <sup>2</sup> ) | Diâmetro (cm)                     | Área (km <sup>2</sup> ) | Diâmetro (cm)                 | Área (km <sup>2</sup> ) |
| 1                | 20,57                   | 10                                | 26,87                   | 20                            | 7,69                    |
| 0,5              | 65,00                   |                                   |                         | 10                            | 19,33                   |
|                  |                         |                                   |                         | 5                             | 39,64                   |

**DEPÓSITO C 11**

| Isopacas de C11A1 |                         |
|-------------------|-------------------------|
| Espessura (m)     | Área (km <sup>2</sup> ) |
| 50                | 5,82                    |
| 10                | 11,32                   |
| 5                 | 33,94                   |

| Isopacas de C11L1 |                         | Isopletas de pedra pomes de C11L1 |                         | Isopletas de líticos de C11L1 |                         |
|-------------------|-------------------------|-----------------------------------|-------------------------|-------------------------------|-------------------------|
| Espessura (m)     | Área (km <sup>2</sup> ) | Diâmetro (cm)                     | Área (km <sup>2</sup> ) | Diâmetro (cm)                 | Área (km <sup>2</sup> ) |
| 6                 | 3,81                    | 30                                | 11,08                   | 20                            | 6,28                    |
| 3                 | 8,82                    | 20                                | 23,67                   | 10                            | 20,32                   |
| 1                 | 15,17                   |                                   |                         |                               |                         |
| 0,5               | 21,20                   |                                   |                         |                               |                         |

## VI.2 PARÂMETROS FÍSICOS

| Depósito C2 total   |                      |                      |
|---|----------------------|----------------------|
|   | Mínimo               | Máximo               |
| Volume total (km <sup>3</sup> ) <sup>(1)</sup>  |                      | 0,35                 |
| Volume DRE (km <sup>3</sup> ) <sup>(2)</sup>  | 0,06                 | 0,13                 |
| Densidade do magma (kg/m <sup>3</sup> ) <sup>(3)</sup>                                      |                      | 2185                 |
| Massa do depósito (kg) <sup>(4)</sup>   | 1,4x10 <sup>11</sup> | 2,8x10 <sup>11</sup> |
| Magnitude da erupção <sup>(5)</sup>   | 4,1                  | 4,4                  |
| Velocidade media ascendente da mistura de gas e piroclastos na cratera (m/s) <sup>(6)</sup> | 72,8                 |                      |

(1) Cálculo realizado pelo método de Fierstein e Nathenson (1992)

(2) O volume dos líticos não foi retirado a esta estimativa

(3) Valores da densidade do líquido magmático excluindo a fase gasosa (independente da fase de nucleação), estimada para uma temperatura de 850° C e uma pressão de 1000 bar (aproximadamente equivalente a 3 km de profundidade). Os valores de LOI foram utilizados como o conteúdo de água no magma. Cálculos realizados com o programa informático *Magma*, de Wholetz, K.

(4) A massa do depósito foi calculada para um intervalo de valores de densidade do depósito: mínimo 400 kg/m<sup>3</sup> (Tilling, 1989); máximo 800 kg/m<sup>3</sup> (Pyle, 2000);

(5) (Pyle, 2000)

(6)  $\rho v^2 = 0.535 d \sigma g$  (Wilson & Walker, 1987): v - velocidade do gás na fonte;  $\rho$  - densidade efectiva do gás (0,25 kg/m<sup>3</sup>, Cas & Wright, 1988);  $\sigma$  - densidade do lítico (2500 kg/m<sup>3</sup>); g - aceleração da gravidade (9,8 m/s)

| Depósito C3 total   |                      |                      |
|---|----------------------|----------------------|
|   | Mínimo               | Máximo               |
| Volume total (km <sup>3</sup> ) <sup>(1)</sup>  |                      | 0,48                 |
| Volume DRE (km <sup>3</sup> ) <sup>(2)</sup>  | 0,09                 | 0,17                 |
| Densidade do magma (kg/m <sup>3</sup> ) <sup>(3)</sup>                                      |                      | 2203                 |
| Massa do depósito (kg) <sup>(4)</sup>   | 1,9x10 <sup>11</sup> | 3,8x10 <sup>11</sup> |
| Magnitude da erupção <sup>(5)</sup>   | 4,3                  | 4,6                  |
| Velocidade media ascendente da mistura de gas e piroclastos na cratera (m/s) <sup>(6)</sup> | 62,0                 |                      |

## PARÂMETROS FÍSICOS DOS DEPÓSITOS

PROCESSOS ASSOCIADOS AO DESENVOLVIMENTO DE ERUPÇÕES VULCÂNICAS HIDROMAGMÁTICAS EXPLOSIVAS NA ILHA DO FAIAL E SUA INTERPRETAÇÃO NUMA PERSPECTIVA DE AVALIAÇÃO DO HAZARD E MINIMIZAÇÃO DO RISCO

| Depósito C4 total                                      |                      |                      |
|--|----------------------|----------------------|
|  | Mínimo               | Máximo               |
| Volume total (km <sup>3</sup> ) <sup>(1)</sup>         | 0,57                 |                      |
| Volume DRE (km <sup>3</sup> ) <sup>(2)</sup>           | 0,11                 | 0,19                 |
| Densidade do magma (kg/m <sup>3</sup> ) <sup>(3)</sup> | 2178 <sup>(a)</sup>  | 2426 <sup>(b)</sup>  |
| Massa do depósito (kg) <sup>(4)</sup>                  | 2,3x10 <sup>11</sup> | 4,6x10 <sup>11</sup> |
| Magnitude da erupção <sup>(5)</sup>                    | 4,4                  | 4,7                  |

(a) para um magma mais evoluído, com a composição de FyS-17

(b) para uma magma menos evoluído, com a composição de FyS-16.

| Depósito C9 total                                      |                      |                      |
|--|----------------------|----------------------|
|  | Mínimo               | Máximo               |
| Volume total (km <sup>3</sup> ) <sup>(1)</sup>         | 0,42                 |                      |
| Volume DRE (km <sup>3</sup> ) <sup>(2)</sup>           | 0,07                 | 0,15                 |
| Densidade do magma (kg/m <sup>3</sup> ) <sup>(3)</sup> | 2216 <sup>(a)</sup>  | 2261 <sup>(b)</sup>  |
| Massa do depósito (kg) <sup>(4)</sup>                  | 1,7x10 <sup>11</sup> | 3,3x10 <sup>11</sup> |
| Magnitude da erupção <sup>(5)</sup>                    | 4,2                  | 4,5                  |

(a) para um magma mais evoluído, com a composição de FyS-1

(b) para uma magma menos evoluído, com a composição de FyS-3.

| Depósito C11 total                                     |                      |                      |
|--|----------------------|----------------------|
|  | Mínimo               | Máximo               |
| Volume total (km <sup>3</sup> ) <sup>(1)</sup>         | 0,13                 |                      |
| Volume DRE (km <sup>3</sup> ) <sup>(2)</sup>           | 0,02                 | 0,04                 |
| Densidade do magma (kg/m <sup>3</sup> ) <sup>(3)</sup> | 2341 <sup>(a)</sup>  | 2375 <sup>(b)</sup>  |
| Massa do depósito (kg) <sup>(4)</sup>                  | 5,2x10 <sup>10</sup> | 1,0x10 <sup>11</sup> |
| Magnitude da erupção <sup>(5)</sup>                    | 3,7                  | 4                    |

(a) para um magma mais evoluído, com a composição de FyS-10

(b) para uma magma menos evoluído, com a composição de FyS-14.

## ANEXO VI – DADOS GRANULOMÉTRICOS

### VII.1 METODOLOGIA

A metodologia aplicada na colheita e análise das amostras seguiu, de forma genérica, a referida por Walker & Croasdale (1970) e Cas & Wright (1988). As amostras foram recolhidas em níveis onde os depósitos se apresentavam intactos e em quantidades consideradas representativas, de acordo com a sua granulometria.

O tratamento analítico foi, depois, realizado em laboratório, após a secagem e arrefecimento das amostras em estufa, de modo evitar erros de pesagem induzidos pela humidade. Cada amostra foi, então, integralmente pesada, com uma precisão de 0,1 g, a fim de quantificar das perdas durante o processamento subsequente.

A separação granulométrica foi efectuada por peneiragem a seco com um conjunto de 11 peneiros, com crivos entre os 64 e 0,0032 mm, sendo cada um metade do precedente, o que corresponde, na escala phi de Krunbein (1936, in Lindholm, 1987), a um leque de granulometrias entre  $-6$  e  $4\phi$ .

A porção da amostra  $\geq 8$  mm foi processada na totalidade, por peneiragem manual para evitar a fracturação da pedra pomes, tendo-se separado e pesado, para cada classe granulométrica, os clastos pomíticos e líticos, com uma precisão de 0,1.

A restante amostra, de granulometria  $< 8$  mm, foi dividida por quarteamento até se obter um porção de cerca de  $300 \text{ cm}^3$  que foi, então, peneirada em 3 lotes de  $100 \text{ cm}^3$ . As fracções apuradas em cada intervalo granulométrico foram pesadas com uma precisão de 0,0001 g.

A análise de componentes das classes granulométricas entre 4 e 0,5 mm foi realizada por caracterização dos grãos à lupa binocular, tendo-se analisado, para cada classe,

800 grãos, classificando-os como pedra pomes, lítico, cristal ou não separado (nos casos em que não foi possível classificar o grão numa das classes precedentes), tendo-se pesado cada conjunto de grãos com uma precisão de 0,0001 g.

Os resultados assim obtidos foram recalculados para o total da amostra e expressos como a percentagem em peso de cada classe granulométrica e de cada tipo de constituinte dentro da classe granulométrica.

## VII.2 ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS

| Amostra    | FyS-23    | Parâmetros de Inman (1952)                         |       |       |      |       |
|------------|-----------|--|-------|-------|------|-------|
| Corte      | FyC-150   | Diâmetro mediano (Md) 2,98                         |       |       |      |       |
| Depósito   | C9        | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) 2,16 |       |       |      |       |
| Peso total | 553,9 gr  |  |       |       |      |       |
| phi        | Total     | PP   | Lit   | Crist | Obs  | N.Sep |
| -6         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -5         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -4         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -3         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -2         | 2,08      | 1,12   | 0,96  |       |      |       |
| -1         | 4,20      | 2,26   | 1,87  | 0,03  | 0,05 |       |
| 0          | 6,89      | 3,00   | 3,56  | 0,25  | 0,08 |       |
| 1          | 11,22     | 5,94   | 3,96  | 1,10  | 0,21 |       |
| 2          | 12,85     |  |       |       |      | 12,85 |
| 3          | 12,99     |  |       |       |      | 12,99 |
| 4          | 12,98     |  |       |       |      | 12,98 |
| 5          | 35,77     |  |       |       |      | 35,77 |
| >5         | 1,01      |  |       |       |      | 1,01  |
| Amostra    | FyS-25    | Parâmetros de Inman (1952)                         |       |       |      |       |
| Corte      | FyC-150   | Diâmetro mediano (Md) 0,24                         |       |       |      |       |
| Depósito   | C9        | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) 2,3  |       |       |      |       |
| Peso total | 565,3 gr  |  |       |       |      |       |
| phi        | Total     | PP   | Lit   | Crist | Obs  | N.Sep |
| -6         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -5         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -4         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -3         | 6,63      |  | 6,63  |       |      |       |
| -2         | 7,44      | 0,36   | 7,08  |       |      |       |
| -1         | 13,77     | 1,01   | 12,73 | 0,03  |      |       |
| 0          | 18,04     | 2,25   | 14,75 | 1,03  |      |       |
| 1          | 17,25     | 2,10   | 11,75 | 2,86  | 0,54 |       |
| 2          | 13,64     |  |       |       |      | 13,64 |
| 3          | 9,87      |  |       |       |      | 9,87  |
| 4          | 6,50      |  |       |       |      | 6,50  |
| 5          | 5,75      |  |       |       |      | 5,75  |
| >5         | 1,10      |  |       |       |      | 1,10  |
| Amostra    | FyS-29    | Parâmetros de Inman (1952)                         |       |       |      |       |
| Corte      | FyC-150   | Diâmetro mediano (Md) -0,53                        |       |       |      |       |
| Depósito   | C9        | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) 3,03 |       |       |      |       |
| Peso total | 1681,1 gr |  |       |       |      |       |
| phi        | Total     | PP   | Lit   | Crist | Obs  | N.Sep |
| -6         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -5         | 6,79      | 6,79   |       |       |      |       |
| -4         | 5,61      | 3,14   | 2,47  |       |      |       |
| -3         | 8,35      | 3,88   | 4,47  |       |      |       |
| -2         | 10,50     | 3,05   | 7,45  |       |      |       |
| -1         | 12,37     | 4,64   | 7,66  | 0,05  | 0,02 |       |
| 0          | 13,44     | 3,58   | 8,92  | 0,78  | 0,16 |       |
| 1          | 12,73     | 2,97   | 5,85  | 3,37  | 0,55 |       |
| 2          | 10,84     |  |       |       |      | 10,84 |
| 3          | 6,92      |  |       |       |      | 6,92  |
| 4          | 4,86      |  |       |       |      | 4,86  |
| 5          | 5,92      |  |       |       |      | 5,92  |
| >5         | 1,66      |  |       |       |      | 1,66  |

| Amostra    | FyS-24    | Parâmetros de Inman (1952)                         |       |       |      |       |
|------------|-----------|--|-------|-------|------|-------|
| Corte      | FyC-150   | Diâmetro mediano (Md) 0,02                         |       |       |      |       |
| Depósito   | C9        | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) 2,53 |       |       |      |       |
| Peso total | 258,8 gr  |  |       |       |      |       |
| phi        | Total     | PP   | Lit   | Crist | Obs  | N.Sep |
| -6         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -5         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -4         | 6,88      |  | 6,88  |       |      |       |
| -3         | 5,56      |  | 5,56  |       |      |       |
| -2         | 7,95      | 2,67   | 5,28  |       |      |       |
| -1         | 12,43     | 4,63   | 7,80  |       |      |       |
| 0          | 16,78     | 4,04   | 12,66 | 0,09  |      |       |
| 1          | 16,85     | 3,95   | 10,71 | 1,74  | 0,45 |       |
| 2          | 13,08     |  |       |       |      | 13,08 |
| 3          | 8,74      |  |       |       |      | 8,74  |
| 4          | 5,04      |  |       |       |      | 5,04  |
| 5          | 6,09      |  |       |       |      | 6,09  |
| >5         | 0,60      |  |       |       |      | 0,60  |
| Amostra    | FyS-26    | Parâmetros de Inman (1952)                         |       |       |      |       |
| Corte      | FyC-150   | Diâmetro mediano (Md) 2,15                         |       |       |      |       |
| Depósito   | C9        | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) 2,24 |       |       |      |       |
| Peso total | 268,4 gr  |  |       |       |      |       |
| phi        | Total     | PP   | Lit   | Crist | Obs  | N.Sep |
| -6         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -5         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -4         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -3         | 1,15      |  | 1,15  |       |      |       |
| -2         | 2,47      | 1,00   | 1,47  |       |      |       |
| -1         | 4,92      | 1,28   | 3,47  | 0,01  | 0,16 |       |
| 0          | 9,44      | 2,02   | 6,54  | 0,12  | 0,76 |       |
| 1          | 13,22     | 2,94   | 7,06  | 1,09  | 2,14 |       |
| 2          | 16,24     |  |       |       |      | 16,24 |
| 3          | 17,03     |  |       |       |      | 17,03 |
| 4          | 14,39     |  |       |       |      | 14,39 |
| 5          | 18,46     |  |       |       |      | 18,46 |
| >5         | 2,67      |  |       |       |      | 2,67  |
| Amostra    | FyS-43    | Parâmetros de Inman (1952)                         |       |       |      |       |
| Corte      | FyC-151   | Diâmetro mediano (Md) 1,46                         |       |       |      |       |
| Depósito   | C11       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) 2,3  |       |       |      |       |
| Peso total | 1652,0 gr |  |       |       |      |       |
| phi        | Total     | PP   | Lit   | Crist | Obs  | N.Sep |
| -6         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -5         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -4         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -3         | 1,98      | 0,64   | 1,34  |       |      |       |
| -2         | 2,83      | 2,40   | 0,43  |       |      |       |
| -1         | 6,38      | 4,45   | 1,85  | 0,09  |      |       |
| 0          | 12,47     | 4,31   | 7,11  | 1,05  |      |       |
| 1          | 18,03     | 2,01   | 13,45 | 2,57  |      |       |
| 2          | 18,20     |  |       |       |      | 18,20 |
| 3          | 14,40     |  |       |       |      | 14,40 |
| 4          | 9,93      |  |       |       |      | 9,93  |
| 5          | 8,13      |  |       |       |      | 8,13  |
| >5         | 7,64      |  |       |       |      | 7,64  |

## ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS (CONTINUAÇÃO)

| Amostra    | FyS-45    | Parâmetros de Inman (1952)                         |       |       |      |       |
|------------|-----------|--|-------|-------|------|-------|
| Corte      | FyC-151   | Diâmetro mediano (Md) 1,24                         |       |       |      |       |
| Depósito   | C11       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) 2,7  |       |       |      |       |
| Peso total | 1388,5 gr |  |       |       |      |       |
| phi        | Total     | PP   | Lit   | Crist | Obs  | N.Sep |
| -6         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -5         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -4         | 2,30      | 1,59   | 0,71  |       |      |       |
| -3         | 5,34      | 3,71   | 1,63  |       |      |       |
| -2         | 4,91      | 4,72   | 0,19  |       |      |       |
| -1         | 6,96      | 5,70   | 1,24  | 0,01  |      |       |
| 0          | 10,96     | 7,94   | 2,15  | 0,86  |      |       |
| 1          | 15,70     | 8,47   | 3,14  | 4,09  |      |       |
| 2          | 16,33     |  |       |       |      | 16,33 |
| 3          | 13,27     |  |       |       |      | 13,27 |
| 4          | 9,18      |  |       |       |      | 9,18  |
| 5          | 8,74      |  |       |       |      | 8,74  |
| >5         | 6,33      |  |       |       |      | 6,33  |
| Amostra    | FyS-52    | Parâmetros de Inman (1952)                         |       |       |      |       |
| Corte      | FyC-146   | Diâmetro mediano (Md) 2,02                         |       |       |      |       |
| Depósito   | C11       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) 3,75 |       |       |      |       |
| Peso total | 1651,0 gr |  |       |       |      |       |
| phi        | Total     | PP   | Lit   | Crist | Obs  | N.Sep |
| -6         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -5         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -4         | 7,69      | 7,69   |       |       |      |       |
| -3         | 8,51      | 8,51   |       |       |      |       |
| -2         | 7,21      | 7,15   | 0,07  |       |      |       |
| -1         | 5,17      | 3,75   | 1,41  |       |      |       |
| 0          | 4,85      | 3,05   | 1,63  | 0,18  |      |       |
| 1          | 6,43      | 1,96   | 2,32  | 2,15  |      |       |
| 2          | 9,89      |  |       |       |      | 9,89  |
| 3          | 11,13     |  |       |       |      | 11,13 |
| 4          | 11,49     |  |       |       |      | 11,49 |
| 5          | 24,91     |  |       |       |      | 24,91 |
| >5         | 2,71      |  |       |       |      | 2,71  |
| Amostra    | FyS-54    | Parâmetros de Inman (1952)                         |       |       |      |       |
| Corte      | FyC-152   | Diâmetro mediano (Md) 1,92                         |       |       |      |       |
| Depósito   | C11       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) 3,54 |       |       |      |       |
| Peso total | 1014,3 gr |  |       |       |      |       |
| phi        | Total     | PP   | Lit   | Crist | Obs  | N.Sep |
| -6         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -5         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -4         | 3,26      | 3,26   |       |       |      |       |
| -3         | 8,93      | 8,93   |       |       |      |       |
| -2         | 10,63     |  |       |       |      | 10,63 |
| -1         | 5,08      |  |       |       |      | 5,08  |
| 0          | 4,44      |  |       |       |      | 4,44  |
| 1          | 7,50      |  |       |       |      | 7,50  |
| 2          | 11,05     |  |       |       |      | 11,05 |
| 3          | 12,87     |  |       |       |      | 12,87 |
| 4          | 12,45     |  |       |       |      | 12,45 |
| 5          | 18,01     |  |       |       |      | 18,01 |
| >5         | 5,78      |  |       |       |      | 5,78  |
| Amostra    | FyS-58    | Parâmetros de Inman (1952)                         |       |       |      |       |
| Corte      | FyC-117   | Diâmetro mediano (Md) -2,65                        |       |       |      |       |
| Depósito   | C9        | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) 2,42 |       |       |      |       |
| Peso total | 2970,4 gr |  |       |       |      |       |
| phi        | Total     | PP   | Lit   | Crist | Obs  | N.Sep |
| -6         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -5         | 11,25     |  | 11,25 |       |      |       |
| -4         | 16,79     | 0,48   | 16,32 |       |      |       |
| -3         | 16,08     | 0,37   | 15,71 |       |      |       |
| -2         | 16,97     | 0,01   | 16,95 | 0,02  |      |       |
| -1         | 12,30     | 0,09   | 12,20 | 0,01  |      |       |
| 0          | 9,62      | 0,55   | 8,78  | 0,28  |      |       |
| 1          | 7,48      | 0,60   | 5,62  | 0,99  | 0,27 |       |
| 2          | 4,18      |  |       |       |      | 4,18  |
| 3          | 2,42      |  |       |       |      | 2,42  |
| 4          | 1,39      |  |       |       |      | 1,39  |
| 5          | 1,29      |  |       |       |      | 1,29  |
| >5         | 0,23      |  |       |       |      | 0,23  |
| Amostra    | FyS-59    | Parâmetros de Inman (1952)                         |       |       |      |       |
| Corte      | FyC-155   | Diâmetro mediano (Md) -0,3                         |       |       |      |       |
| Depósito   | C11       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) 2,33 |       |       |      |       |
| Peso total | 1260,1 gr |  |       |       |      |       |
| phi        | Total     | PP   | Lit   | Crist | Obs  | N.Sep |
| -6         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -5         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -4         | 0,78      | 0,31   | 0,47  |       |      |       |
| -3         | 2,16      | 1,96   | 0,20  |       |      |       |
| -2         | 17,90     | 11,85  | 6,05  |       |      |       |
| -1         | 17,84     | 7,91   | 9,89  | 0,04  |      |       |
| 0          | 16,10     | 10,78  | 4,92  | 0,40  |      |       |
| 1          | 14,58     | 6,95   | 4,97  | 2,66  |      |       |
| 2          | 11,50     |  |       |       |      | 11,50 |
| 3          | 7,91      |  |       |       |      | 7,91  |
| 4          | 4,23      |  |       |       |      | 4,23  |
| 5          | 6,15      |  |       |       |      | 6,15  |
| >5         | 0,84      |  |       |       |      | 0,84  |
| Amostra    | FyS 61    | Parâmetros de Inman (1952)                         |       |       |      |       |
| Corte      | FyC-155   | Diâmetro mediano (Md) 0,92                         |       |       |      |       |
| Depósito   | C11       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) 1,84 |       |       |      |       |
| Peso total | 363,7 gr  |  |       |       |      |       |
| phi        | Total     | PP   | Lit   | Crist | Obs  | N.Sep |
| -6         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -5         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -4         | 0,00      |  |       |       |      |       |
| -3         | 0,88      |  | 0,88  |       |      |       |
| -2         | 2,61      | 0,16   | 2,45  |       |      |       |
| -1         | 8,98      | 2,08   | 6,80  | 0,09  |      |       |
| 0          | 17,19     | 6,90   | 9,24  | 1,05  |      |       |
| 1          | 22,05     | 7,76   | 10,23 | 4,06  |      |       |
| 2          | 20,12     |  |       |       |      | 20,12 |
| 3          | 13,72     |  |       |       |      | 13,72 |
| 4          | 7,16      |  |       |       |      | 7,16  |
| 5          | 5,30      |  |       |       |      | 5,30  |
| >5         | 1,99      |  |       |       |      | 1,99  |

ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS (CONTINUAÇÃO)

| Amostra    | FyS-62   | Parâmetros de Inman (1952)                    |      |       |     |       |
|------------|----------|---|------|-------|-----|-------|
| Corte      | FyC-154  | Diâmetro mediano (Md)                         |      | -0,12 |     |       |
| Depósito   | C11      | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) |      | 2,19  |     |       |
| Peso total | 867,8 gr |   |      |       |     |       |
| phi        | Total    | PP  | Lit  | Crist | Obs | N.Sep |
| -6         | 0,00     |   |      |       |     |       |
| -5         | 0,00     |   |      |       |     |       |
| -4         | 0,65     | 0,65  |      |       |     |       |
| -3         | 6,99     | 3,24  | 3,76 |       |     |       |
| -2         | 11,21    | 4,64  | 6,58 |       |     |       |
| -1         | 15,18    | 7,51  | 7,63 | 0,05  |     |       |
| 0          | 18,13    | 7,66  | 9,61 | 0,86  |     |       |
| 1          | 17,62    | 4,02  | 7,75 | 5,85  |     |       |
| 2          | 13,20    |   |      |       |     | 13,20 |
| 3          | 7,62     |   |      |       |     | 7,62  |
| 4          | 3,91     |   |      |       |     | 3,91  |
| 5          | 4,26     |   |      |       |     | 4,26  |
| >5         | 1,22     |   |      |       |     | 1,22  |
| Amostra    | FyS-64   | Parâmetros de Inman (1952)                    |      |       |     |       |
| Corte      | FyC-160  | Diâmetro mediano (Md)                         |      | -1,22 |     |       |
| Depósito   | C11      | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) |      | 1,78  |     |       |
| Peso total | 307,9 gr |   |      |       |     |       |
| phi        | Total    | PP  | Lit  | Crist | Obs | N.Sep |
| -6         | 0,00     |   |      |       |     |       |
| -5         | 0,00     |   |      |       |     |       |
| -4         | 2,49     | 2,49  |      |       |     |       |
| -3         | 10,81    | 6,89  | 3,92 |       |     |       |
| -2         | 17,41    |   |      |       |     | 17,41 |
| -1         | 24,68    |   |      |       |     | 24,68 |
| 0          | 21,16    |   |      |       |     | 21,16 |
| 1          | 10,46    |   |      |       |     | 10,46 |
| 2          | 3,25     |   |      |       |     | 3,25  |
| 3          | 1,48     |   |      |       |     | 1,48  |
| 4          | 1,56     |   |      |       |     | 1,56  |
| 5          | 6,32     |   |      |       |     | 6,32  |
| >5         | 0,38     |   |      |       |     | 0,38  |
| Amostra    | FyS-66   | Parâmetros de Inman (1952)                    |      |       |     |       |
| Corte      | FyC-160  | Diâmetro mediano (Md)                         |      | -0,38 |     |       |
| Depósito   | C11      | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) |      | 1,44  |     |       |
| Peso total | 217,0 gr |   |      |       |     |       |
| phi        | Total    | PP  | Lit  | Crist | Obs | N.Sep |
| -6         | 0,00     |   |      |       |     |       |
| -5         | 0,00     |   |      |       |     |       |
| -4         | 0,00     |   |      |       |     |       |
| -3         | 2,79     |   | 2,79 |       |     |       |
| -2         | 8,87     |   |      |       |     | 8,87  |
| -1         | 21,32    |   |      |       |     | 21,32 |
| 0          | 27,51    |   |      |       |     | 27,51 |
| 1          | 22,74    |   |      |       |     | 22,74 |
| 2          | 10,20    |   |      |       |     | 10,20 |
| 3          | 3,15     |   |      |       |     | 3,15  |
| 4          | 1,17     |   |      |       |     | 1,17  |
| 5          | 1,67     |   |      |       |     | 1,67  |
| >5         | 0,58     |   |      |       |     | 0,58  |

| Amostra    | FyS-63   | Parâmetros de Inman (1952)                    |       |       |      |       |
|------------|----------|---|-------|-------|------|-------|
| Corte      | FyC-160  | Diâmetro mediano (Md)                         |       | 4,22  |      |       |
| Depósito   | C11      | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) |       | 1,11  |      |       |
| Peso total | 156,2 gr |   |       |       |      |       |
| phi        | Total    | PP  | Lit   | Crist | Obs  | N.Sep |
| -6         | 0,00     |   |       |       |      |       |
| -5         | 0,00     |   |       |       |      |       |
| -4         | 0,00     |   |       |       |      |       |
| -3         | 0,00     |   |       |       |      |       |
| -2         | 0,00     |   |       |       |      |       |
| -1         | 0,45     |   |       |       |      | 0,45  |
| 0          | 1,40     |   |       |       |      | 1,40  |
| 1          | 3,11     |   |       |       |      | 3,11  |
| 2          | 5,60     |   |       |       |      | 5,60  |
| 3          | 9,65     |   |       |       |      | 9,65  |
| 4          | 16,05    |   |       |       |      | 16,05 |
| 5          | 61,46    |   |       |       |      | 61,46 |
| >5         | 2,27     |   |       |       |      | 2,27  |
| Amostra    | FyS-65   | Parâmetros de Inman (1952)                    |       |       |      |       |
| Corte      | FyC-160  | Diâmetro mediano (Md)                         |       | -0,22 |      |       |
| Depósito   | C11      | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) |       | 1,13  |      |       |
| Peso total | 200,7 gr |   |       |       |      |       |
| phi        | Total    | PP  | Lit   | Crist | Obs  | N.Sep |
| -6         | 0,00     |   |       |       |      |       |
| -5         | 0,00     |   |       |       |      |       |
| -4         | 0,00     |   |       |       |      |       |
| -3         | 0,52     | 0,18  | 0,34  |       |      |       |
| -2         | 3,63     |   |       |       |      | 3,63  |
| -1         | 18,56    |   |       |       |      | 18,56 |
| 0          | 35,10    |   |       |       |      | 35,10 |
| 1          | 29,39    |   |       |       |      | 29,39 |
| 2          | 9,00     |   |       |       |      | 9,00  |
| 3          | 2,07     |   |       |       |      | 2,07  |
| 4          | 1,25     |   |       |       |      | 1,25  |
| 5          | 0,39     |   |       |       |      | 0,39  |
| >5         | 0,09     |   |       |       |      | 0,09  |
| Amostra    | FyS-67   | Parâmetros de Inman (1952)                    |       |       |      |       |
| Corte      | FyC-160  | Diâmetro mediano (Md)                         |       | -1,74 |      |       |
| Depósito   | C11      | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) |       | 1,6   |      |       |
| Peso total | 281,5 gr |   |       |       |      |       |
| phi        | Total    | PP  | Lit   | Crist | Obs  | N.Sep |
| -6         | 0,00     |   |       |       |      |       |
| -5         | 0,00     |   |       |       |      |       |
| -4         | 1,09     | 1,09  |       |       |      |       |
| -3         | 21,01    | 5,59  | 15,41 |       |      |       |
| -2         | 21,13    | 16,03   | 5,10  |       |      |       |
| -1         | 25,57    | 22,09   | 3,48  |       |      |       |
| 0          | 16,77    | 15,22   | 0,91  | 0,64  |      |       |
| 1          | 7,16     | 4,58  | 1,11  | 1,44  | 0,04 |       |
| 2          | 1,79     |   |       |       |      | 1,79  |
| 3          | 1,19     |   |       |       |      | 1,19  |
| 4          | 1,17     |   |       |       |      | 1,17  |
| 5          | 1,23     |   |       |       |      | 1,23  |
| >5         | 1,90     |   |       |       |      | 1,90  |

## ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS (CONTINUAÇÃO)

| Amostra    | FyS-68   | Parâmetros de Inman (1952)                    |      |
|------------|----------|---|------|
| Corte      | FyC-160  | Diâmetro mediano (Md)                         | -1,4 |
| Depósito   | C11      | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) | 1,34 |
| Peso total | 198,5 gr |   |      |

| phi | Total | PP   | Lit  | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|------|------|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |      |      |       |     |       |
| -5  | 0,00  |      |      |       |     |       |
| -4  | 5,15  |      | 5,15 |       |     |       |
| -3  | 5,92  | 2,70 | 3,22 |       |     |       |
| -2  | 20,09 |      |      |       |     | 20,09 |
| -1  | 31,25 |      |      |       |     | 31,25 |
| 0   | 23,28 |      |      |       |     | 23,28 |
| 1   | 9,27  |      |      |       |     | 9,27  |
| 2   | 2,67  |      |      |       |     | 2,67  |
| 3   | 0,85  |      |      |       |     | 0,85  |
| 4   | 0,48  |      |      |       |     | 0,48  |
| 5   | 0,69  |      |      |       |     | 0,69  |
| >5  | 0,37  |      |      |       |     | 0,37  |

| Amostra    | FyS-70  | Parâmetros de Inman (1952)                    |       |
|------------|---------|---|-------|
| Corte      | FyC-160 | Diâmetro mediano (Md)                         | >5    |
| Depósito   | C11     | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) | -1,07 |
| Peso total | 79,8 gr |   |       |

| phi | Total | PP | Lit | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|----|-----|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -5  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -4  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -3  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -2  | 0,47  |    |     |       |     | 0,47  |
| -1  | 0,45  |    |     |       |     | 0,45  |
| 0   | 1,61  |    |     |       |     | 1,61  |
| 1   | 4,60  |    |     |       |     | 4,60  |
| 2   | 7,66  |    |     |       |     | 7,66  |
| 3   | 8,48  |    |     |       |     | 8,48  |
| 4   | 10,60 |    |     |       |     | 10,60 |
| 5   | 15,78 |    |     |       |     | 15,78 |
| >5  | 50,36 |    |     |       |     | 50,36 |

| Amostra    | FyS-72   | Parâmetros de Inman (1952)                    |       |
|------------|----------|---|-------|
| Corte      | FyC-161  | Diâmetro mediano (Md)                         | -1,05 |
| Depósito   | C11      | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) | 1,67  |
| Peso total | 243,7 gr |   |       |

| phi | Total | PP | Lit | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|----|-----|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -5  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -4  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -3  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -2  | 27,58 |    |     |       |     | 27,58 |
| -1  | 23,60 |    |     |       |     | 23,60 |
| 0   | 22,55 |    |     |       |     | 22,55 |
| 1   | 11,09 |    |     |       |     | 11,09 |
| 2   | 3,79  |    |     |       |     | 3,79  |
| 3   | 2,07  |    |     |       |     | 2,07  |
| 4   | 2,21  |    |     |       |     | 2,21  |
| 5   | 5,26  |    |     |       |     | 5,26  |
| >5  | 1,84  |    |     |       |     | 1,84  |

| Amostra    | FyS-69   | Parâmetros de Inman (1952)                    |       |
|------------|----------|---|-------|
| Corte      | FyC-160  | Diâmetro mediano (Md)                         | -0,53 |
| Depósito   | C11      | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) | 1,19  |
| Peso total | 214,4 gr |   |       |

| phi | Total | PP | Lit | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|----|-----|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -5  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -4  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -3  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -2  | 6,21  |    |     |       |     | 6,21  |
| -1  | 27,50 |    |     |       |     | 27,50 |
| 0   | 34,76 |    |     |       |     | 34,76 |
| 1   | 21,04 |    |     |       |     | 21,04 |
| 2   | 7,29  |    |     |       |     | 7,29  |
| 3   | 2,00  |    |     |       |     | 2,00  |
| 4   | 0,62  |    |     |       |     | 0,62  |
| 5   | 0,41  |    |     |       |     | 0,41  |
| >5  | 0,16  |    |     |       |     | 0,16  |

| Amostra    | FyS-71   | Parâmetros de Inman (1952)                    |       |
|------------|----------|---|-------|
| Corte      | FyC-161  | Diâmetro mediano (Md)                         | -0,23 |
| Depósito   | C11      | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) | 1,8   |
| Peso total | 272,5 gr |   |       |

| phi | Total | PP   | Lit  | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|------|------|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |      |      |       |     |       |
| -5  | 0,00  |      |      |       |     |       |
| -4  | 5,66  |      | 5,66 |       |     |       |
| -3  | 2,51  | 0,55 | 1,96 |       |     |       |
| -2  | 7,96  |      |      |       |     | 7,96  |
| -1  | 16,75 |      |      |       |     | 16,75 |
| 0   | 22,29 |      |      |       |     | 22,29 |
| 1   | 20,97 |      |      |       |     | 20,97 |
| 2   | 13,60 |      |      |       |     | 13,60 |
| 3   | 5,41  |      |      |       |     | 5,41  |
| 4   | 1,68  |      |      |       |     | 1,68  |
| 5   | 2,89  |      |      |       |     | 2,89  |
| >5  | 0,28  |      |      |       |     | 0,28  |

| Amostra    | FyS-73  | Parâmetros de Inman (1952)                    |      |
|------------|---------|---|------|
| Corte      | FyC-161 | Diâmetro mediano (Md)                         | 3,89 |
| Depósito   | C11     | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) | -1,1 |
| Peso total | 26,7 gr |   |      |

| phi | Total | PP | Lit | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|----|-----|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -5  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -4  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -3  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -2  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -1  | 0,16  |    |     |       |     | 0,16  |
| 0   | 1,03  |    |     |       |     | 1,03  |
| 1   | 3,38  |    |     |       |     | 3,38  |
| 2   | 8,43  |    |     |       |     | 8,43  |
| 3   | 15,18 |    |     |       |     | 15,18 |
| 4   | 24,56 |    |     |       |     | 24,56 |
| 5   | 26,74 |    |     |       |     | 26,74 |
| >5  | 20,52 |    |     |       |     | 20,52 |

## ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS (CONTINUAÇÃO)

| Amostra    | FyS-74  | Parâmetros de Inman (1952)                    |  |      |  |
|------------|---------|---|--|------|--|
| Corte      | FyC-161 | Diâmetro mediano (Md)                         |  | 3,93 |  |
| Depósito   | C11     | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) |  | 1,65 |  |
| Peso total | 46,0 gr |   |  |      |  |

| phi | Total | PP   | Lit  | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|------|------|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |      |      |       |     |       |
| -5  | 0,00  |      |      |       |     |       |
| -4  | 0,00  |      |      |       |     |       |
| -3  | 0,00  |      |      |       |     |       |
| -2  | 0,00  |      |      |       |     |       |
| -1  | 0,60  | 0,53 | 0,07 |       |     |       |
| 0   | 3,10  | 1,07 | 1,83 | 0,19  |     |       |
| 1   | 7,48  | 0,98 | 4,69 | 1,81  |     |       |
| 2   | 10,01 |      |      |       |     | 10,01 |
| 3   | 13,26 |      |      |       |     | 13,26 |
| 4   | 16,68 |      |      |       |     | 16,68 |
| 5   | 41,51 |      |      |       |     | 41,51 |
| >5  | 7,37  |      |      |       |     | 7,37  |

| Amostra    | FyS-76   | Parâmetros de Inman (1952)                    |  |      |  |
|------------|----------|---|--|------|--|
| Corte      | FyC-161  | Diâmetro mediano (Md)                         |  | 3,85 |  |
| Depósito   | C11      | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) |  | 1,58 |  |
| Peso total | 186,6 gr |   |  |      |  |

| phi | Total | PP | Lit | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|----|-----|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -5  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -4  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -3  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -2  | 0,05  |    |     |       |     | 0,05  |
| -1  | 0,79  |    |     |       |     | 0,79  |
| 0   | 2,42  |    |     |       |     | 2,42  |
| 1   | 6,29  |    |     |       |     | 6,29  |
| 2   | 12,15 |    |     |       |     | 12,15 |
| 3   | 14,74 |    |     |       |     | 14,74 |
| 4   | 15,97 |    |     |       |     | 15,97 |
| 5   | 45,99 |    |     |       |     | 45,99 |
| >5  | 1,61  |    |     |       |     | 1,61  |

| Amostra    | FyS-80a | Parâmetros de Inman (1952)                    |  |      |  |
|------------|---------|---|--|------|--|
| Corte      | FyC-163 | Diâmetro mediano (Md)                         |  | 1,18 |  |
| Depósito   | C4      | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) |  | 2,36 |  |
| Peso total | 74,4 gr |   |  |      |  |

| phi | Total | PP | Lit | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|----|-----|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -5  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -4  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -3  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -2  | 2,23  |    |     |       |     | 2,23  |
| -1  | 3,74  |    |     |       |     | 3,74  |
| 0   | 16,87 |    |     |       |     | 16,87 |
| 1   | 22,70 |    |     |       |     | 22,70 |
| 2   | 25,07 |    |     |       |     | 25,07 |
| 3   | 8,61  |    |     |       |     | 8,61  |
| 4   | 3,04  |    |     |       |     | 3,04  |
| 5   | 5,37  |    |     |       |     | 5,37  |
| >5  | 12,36 |    |     |       |     | 12,36 |

| Amostra    | FyS-75  | Parâmetros de Inman (1952)                    |  |      |  |
|------------|---------|---|--|------|--|
| Corte      | FyC-161 | Diâmetro mediano (Md)                         |  | 1,97 |  |
| Depósito   | C11     | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) |  | 0,97 |  |
| Peso total | 3,6 gr  |   |  |      |  |

| phi | Total | PP | Lit | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|----|-----|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -5  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -4  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -3  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -2  | 0,00  |    |     |       |     |       |
| -1  | 0,26  |    |     |       |     | 0,26  |
| 0   | 0,91  |    |     |       |     | 0,91  |
| 1   | 7,58  |    |     |       |     | 7,58  |
| 2   | 42,49 |    |     |       |     | 42,49 |
| 3   | 31,58 |    |     |       |     | 31,58 |
| 4   | 9,86  |    |     |       |     | 9,86  |
| 5   | 5,57  |    |     |       |     | 5,57  |
| >5  | 1,76  |    |     |       |     | 1,76  |

| Amostra    | FyS-77   | Parâmetros de Inman (1952)                    |  |      |  |
|------------|----------|---|--|------|--|
| Corte      | FyC-31   | Diâmetro mediano (Md)                         |  | 0,17 |  |
| Depósito   | C2       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) |  | 1,49 |  |
| Peso total | 125,3 gr |   |  |      |  |

| phi | Total | PP    | Lit  | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|-------|------|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |       |      |       |     |       |
| -5  | 0,00  |       |      |       |     |       |
| -4  | 0,00  |       |      |       |     |       |
| -3  | 2,96  | 2,96  |      |       |     |       |
| -2  | 4,75  | 4,17  | 0,59 |       |     |       |
| -1  | 12,20 | 9,32  | 2,88 |       |     |       |
| 0   | 25,36 | 21,79 | 3,53 | 0,03  |     |       |
| 1   | 28,07 | 19,98 | 7,91 | 0,18  |     |       |
| 2   | 16,13 |       |      |       |     | 16,13 |
| 3   | 5,71  |       |      |       |     | 5,71  |
| 4   | 2,00  |       |      |       |     | 2,00  |
| 5   | 2,37  |       |      |       |     | 2,37  |
| >5  | 0,44  |       |      |       |     | 0,44  |

| Amostra    | FyS-81   | Parâmetros de Inman (1952)                    |  |       |  |
|------------|----------|---|--|-------|--|
| Corte      | FyC-165  | Diâmetro mediano (Md)                         |  | -1,27 |  |
| Depósito   | C4       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) |  | 1,55  |  |
| Peso total | 376,5 gr |   |  |       |  |

| phi | Total | PP    | Lit  | Crist | Obs  | N.Sep |
|-----|-------|-------|------|-------|------|-------|
| -6  | 0,00  |       |      |       |      |       |
| -5  | 0,00  |       |      |       |      |       |
| -4  | 1,09  | 1,09  |      |       |      |       |
| -3  | 10,74 | 8,22  | 2,52 |       |      |       |
| -2  | 19,54 | 12,92 | 6,62 |       |      |       |
| -1  | 25,68 | 17,12 | 8,52 | 0,03  |      |       |
| 0   | 22,70 | 13,78 | 8,78 | 0,14  |      |       |
| 1   | 13,85 | 4,27  | 8,84 | 0,58  | 0,16 |       |
| 2   | 4,16  |       |      |       |      | 4,16  |
| 3   | 0,96  |       |      |       |      | 0,96  |
| 4   | 0,47  |       |      |       |      | 0,47  |
| 5   | 0,69  |       |      |       |      | 0,69  |
| >5  | 0,11  |       |      |       |      | 0,11  |

## ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS (CONTINUAÇÃO)

| Amostra    | FyS-82   | Parâmetros de Inman (1952)                    |       |
|------------|----------|---|-------|
| Corte      | FyC-163  | Diâmetro mediano (Md)                         | -1,73 |
| Depósito   | C4       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) | 1,46  |
| Peso total | 338,3 gr |   |       |

| phi | Total | PP    | Lit   | Crist | Obs  | N.Sep |
|-----|-------|-------|-------|-------|------|-------|
| -6  | 0,00  |       |       |       |      |       |
| -5  | 0,00  |       |       |       |      |       |
| -4  | 2,66  | 2,66  |       |       |      |       |
| -3  | 15,70 | 15,25 | 0,44  |       |      |       |
| -2  | 24,54 | 22,12 | 2,42  |       |      |       |
| -1  | 26,18 | 21,92 | 4,25  |       |      |       |
| 0   | 19,43 | 6,14  | 13,29 |       |      |       |
| 1   | 7,75  | 1,85  | 4,80  | 0,98  | 0,12 |       |
| 2   | 1,55  |       |       |       |      | 1,55  |
| 3   | 0,62  |       |       |       |      | 0,62  |
| 4   | 0,63  |       |       |       |      | 0,63  |
| 5   | 0,95  |       |       |       |      | 0,95  |
| >5  | 0,00  |       |       |       |      |       |

| Amostra    | FyS-84    | Parâmetros de Inman (1952)                    |       |
|------------|-----------|---|-------|
| Corte      | FyC-163   | Diâmetro mediano (Md)                         | -1,15 |
| Depósito   | C4        | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) | 1,52  |
| Peso total | 1171,4 gr |   |       |

| phi | Total | PP | Lit  | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|----|------|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |    |      |       |     |       |
| -5  | 0,00  |    |      |       |     |       |
| -4  | 3,72  |    | 3,72 |       |     |       |
| -3  | 9,13  |    | 9,13 |       |     |       |
| -2  | 17,04 |    |      |       |     | 17,04 |
| -1  | 23,56 |    |      |       |     | 23,56 |
| 0   | 26,95 |    |      |       |     | 26,95 |
| 1   | 15,39 |    |      |       |     | 15,39 |
| 2   | 1,80  |    |      |       |     | 1,80  |
| 3   | 0,89  |    |      |       |     | 0,89  |
| 4   | 0,83  |    |      |       |     | 0,83  |
| 5   | 0,70  |    |      |       |     | 0,70  |
| >5  | 0,00  |    |      |       |     |       |

| Amostra    | FyS-96   | Parâmetros de Inman (1952)                    |       |
|------------|----------|---|-------|
| Corte      | FyC-177  | Diâmetro mediano (Md)                         | -0,23 |
| Depósito   | C2       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) | 1,35  |
| Peso total | 487,7 gr |   |       |

| phi | Total | PP    | Lit   | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|-------|-------|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |       |       |       |     |       |
| -5  | 0,00  |       |       |       |     |       |
| -4  | 0,18  | 0,18  |       |       |     |       |
| -3  | 3,69  | 3,69  |       |       |     |       |
| -2  | 7,27  | 6,61  | 0,66  |       |     |       |
| -1  | 15,52 | 13,78 | 1,74  |       |     |       |
| 0   | 30,46 | 17,23 | 13,10 | 0,13  |     |       |
| 1   | 26,69 | 10,98 | 14,71 | 1,00  |     |       |
| 2   | 8,68  |       |       |       |     | 8,68  |
| 3   | 3,52  |       |       |       |     | 3,52  |
| 4   | 1,51  |       |       |       |     | 1,51  |
| 5   | 1,67  |       |       |       |     | 1,67  |
| >5  | 0,81  |       |       |       |     | 0,81  |

| Amostra    | FyS-83   | Parâmetros de Inman (1952)                    |       |
|------------|----------|---|-------|
| Corte      | FyC-163  | Diâmetro mediano (Md)                         | -2,69 |
| Depósito   | C4       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) | 1,39  |
| Peso total | 818,7 gr |   |       |

| phi | Total | PP    | Lit  | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|-------|------|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |       |      |       |     |       |
| -5  | 0,00  |       |      |       |     |       |
| -4  | 12,53 | 11,52 | 1,01 |       |     |       |
| -3  | 29,02 | 28,53 | 0,49 |       |     |       |
| -2  | 26,98 | 25,65 | 1,33 |       |     |       |
| -1  | 17,35 | 15,92 | 1,36 | 0,08  |     |       |
| 0   | 8,14  | 7,82  | 0,23 | 0,08  |     |       |
| 1   | 2,77  | 0,45  | 0,80 | 1,52  |     |       |
| 2   | 0,50  |       |      |       |     | 0,50  |
| 3   | 0,42  |       |      |       |     | 0,42  |
| 4   | 1,30  |       |      |       |     | 1,30  |
| 5   | 1,01  |       |      |       |     | 1,01  |
| >5  | 0,00  |       |      |       |     |       |

| Amostra    | FyS-89    | Parâmetros de Inman (1952)                    |       |
|------------|-----------|---|-------|
| Corte      | FyC-50    | Diâmetro mediano (Md)                         | -0,96 |
| Depósito   | C3        | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) | 1,54  |
| Peso total | 1039,8 gr |   |       |

| phi | Total | PP   | Lit   | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|------|-------|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |      |       |       |     |       |
| -5  | 0,00  |      |       |       |     |       |
| -4  | 0,22  | 0,22 |       |       |     |       |
| -3  | 6,20  | 3,37 | 2,83  |       |     |       |
| -2  | 15,60 | 5,81 | 9,79  |       |     |       |
| -1  | 26,91 | 6,48 | 20,43 |       |     |       |
| 0   | 28,06 | 5,98 | 20,62 | 1,46  |     |       |
| 1   | 10,10 | 2,27 | 5,49  | 2,34  |     |       |
| 2   | 2,57  |      |       |       |     | 2,57  |
| 3   | 2,27  |      |       |       |     | 2,27  |
| 4   | 2,82  |      |       |       |     | 2,82  |
| 5   | 5,09  |      |       |       |     | 5,09  |
| >5  | 0,15  |      |       |       |     | 0,15  |

| Amostra    | FyS-111   | Parâmetros de Inman (1952)                    |       |
|------------|-----------|---|-------|
| Corte      | FyC-178   | Diâmetro mediano (Md)                         | -1,67 |
| Depósito   | C3        | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) | 2,65  |
| Peso total | 1506,0 gr |   |       |

| phi | Total | PP   | Lit   | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|------|-------|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |      |       |       |     |       |
| -5  | 0,00  |      |       |       |     |       |
| -4  | 9,24  | 3,48 | 5,76  |       |     |       |
| -3  | 18,47 | 9,04 | 9,43  |       |     |       |
| -2  | 16,80 | 3,99 | 12,79 | 0,02  |     |       |
| -1  | 16,76 | 4,29 | 12,38 | 0,09  |     |       |
| 0   | 12,82 | 6,51 | 6,15  | 0,16  |     |       |
| 1   | 6,59  | 2,11 | 2,81  | 1,67  |     |       |
| 2   | 5,05  |      |       |       |     | 5,05  |
| 3   | 4,77  |      |       |       |     | 4,77  |
| 4   | 4,52  |      |       |       |     | 4,52  |
| 5   | 4,12  |      |       |       |     | 4,12  |
| >5  | 0,88  |      |       |       |     | 0,88  |

## ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS (CONTINUAÇÃO)

| Amostra    | FyS-112   | Parâmetros de Inman (1952)                    |  |       |  |
|------------|-----------|---|--|-------|--|
| Corte      | FyC-44    | Diâmetro mediano (Md)                         |  | -1,54 |  |
| Depósito   | C3        | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) |  | 2,46  |  |
| Peso total | 1267,6 gr |   |  |       |  |

| phi | Total | PP   | Lit   | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|------|-------|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |      |       |       |     |       |
| -5  | 0,00  |      |       |       |     |       |
| -4  | 3,46  | 2,30 | 1,16  |       |     |       |
| -3  | 17,53 | 8,07 | 9,46  |       |     |       |
| -2  | 20,01 | 5,14 | 14,86 | 0,01  |     |       |
| -1  | 19,65 | 6,19 | 13,30 | 0,16  |     |       |
| 0   | 13,18 | 4,26 | 7,86  | 1,06  |     |       |
| 1   | 7,03  | 2,14 | 2,79  | 2,10  |     |       |
| 2   | 5,01  |      |       |       |     | 5,01  |
| 3   | 4,15  |      |       |       |     | 4,15  |
| 4   | 3,66  |      |       |       |     | 3,66  |
| 5   | 5,57  |      |       |       |     | 5,57  |
| >5  | 0,74  |      |       |       |     | 0,74  |

| Amostra    | FyS-114   | Parâmetros de Inman (1952)                    |  |       |  |
|------------|-----------|---|--|-------|--|
| Corte      | FyC-156   | Diâmetro mediano (Md)                         |  | -0,73 |  |
| Depósito   | C11       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) |  | 3,14  |  |
| Peso total | 3126,2 gr |   |  |       |  |

| phi | Total | PP   | Lit  | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|------|------|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |      |      |       |     |       |
| -5  | 4,31  |      | 4,31 |       |     |       |
| -4  | 7,75  | 1,50 | 6,25 |       |     |       |
| -3  | 10,08 | 2,83 | 7,26 |       |     |       |
| -2  | 12,88 |      |      |       |     | 12,88 |
| -1  | 11,78 |      |      |       |     | 11,78 |
| 0   | 11,98 |      |      |       |     | 11,98 |
| 1   | 11,92 |      |      |       |     | 11,92 |
| 2   | 9,30  |      |      |       |     | 9,30  |
| 3   | 5,88  |      |      |       |     | 5,88  |
| 4   | 3,94  |      |      |       |     | 3,94  |
| 5   | 9,34  |      |      |       |     | 9,34  |
| >5  | 0,82  |      |      |       |     | 0,82  |

| Amostra    | FyS-116   | Parâmetros de Inman (1952)                    |  |       |  |
|------------|-----------|---|--|-------|--|
| Corte      | FyC-53    | Diâmetro mediano (Md)                         |  | -0,74 |  |
| Depósito   | C11       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) |  | 3,57  |  |
| Peso total | 2622,0 gr |   |  |       |  |

| phi | Total | PP   | Lit   | Crist | Obs  | N.Sep |
|-----|-------|------|-------|-------|------|-------|
| -6  | 0,00  |      |       |       |      |       |
| -5  | 16,74 |      | 16,74 |       |      |       |
| -4  | 3,45  | 0,50 | 2,95  |       |      |       |
| -3  | 8,26  | 0,91 | 7,35  |       |      |       |
| -2  | 7,41  | 0,83 | 6,53  | 0,04  |      |       |
| -1  | 10,79 | 1,10 | 9,23  | 0,43  | 0,04 |       |
| 0   | 12,94 | 1,30 | 9,71  | 1,64  | 0,28 |       |
| 1   | 13,29 | 1,77 | 7,49  | 4,03  |      |       |
| 2   | 10,47 |      |       |       |      | 10,47 |
| 3   | 6,58  |      |       |       |      | 6,58  |
| 4   | 3,66  |      |       |       |      | 3,66  |
| 5   | 6,19  |      |       |       |      | 6,19  |
| >5  | 0,23  |      |       |       |      | 0,23  |

| Amostra    | FyS-113   | Parâmetros de Inman (1952)                    |  |      |  |
|------------|-----------|---|--|------|--|
| Corte      | FyC-143   | Diâmetro mediano (Md)                         |  | 1,26 |  |
| Depósito   | C11       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) |  | 2,93 |  |
| Peso total | 1717,3 gr |   |  |      |  |

| phi | Total | PP   | Lit  | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|------|------|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |      |      |       |     |       |
| -5  | 0,00  |      |      |       |     |       |
| -4  | 4,38  | 0,30 | 4,08 |       |     |       |
| -3  | 4,45  | 0,33 | 4,12 |       |     |       |
| -2  | 4,83  | 0,68 | 4,15 |       |     |       |
| -1  | 7,68  | 1,60 | 6,02 | 0,06  |     |       |
| 0   | 11,02 | 1,30 | 8,90 | 0,82  |     |       |
| 1   | 14,05 | 1,49 | 9,50 | 3,06  |     |       |
| 2   | 13,86 |      |      |       |     | 13,86 |
| 3   | 11,76 |      |      |       |     | 11,76 |
| 4   | 9,34  |      |      |       |     | 9,34  |
| 5   | 16,75 |      |      |       |     | 16,75 |
| >5  | 1,88  |      |      |       |     | 1,88  |

| Amostra    | FyS-115   | Parâmetros de Inman (1952)                    |  |      |  |
|------------|-----------|---|--|------|--|
| Corte      | FyC-157   | Diâmetro mediano (Md)                         |  | 0,31 |  |
| Depósito   | C11       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) |  | 2,41 |  |
| Peso total | 1655,3 gr |   |  |      |  |

| phi | Total | PP   | Lit   | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|------|-------|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |      |       |       |     |       |
| -5  | 0,00  |      |       |       |     |       |
| -4  | 2,56  |      | 2,56  |       |     |       |
| -3  | 4,37  |      | 4,37  |       |     |       |
| -2  | 8,15  | 1,46 | 6,69  |       |     |       |
| -1  | 12,87 | 3,38 | 9,40  | 0,09  |     |       |
| 0   | 16,48 | 3,15 | 10,79 | 2,54  |     |       |
| 1   | 18,03 | 3,63 | 8,69  | 5,71  |     |       |
| 2   | 14,16 |      |       |       |     | 14,16 |
| 3   | 8,36  |      |       |       |     | 8,36  |
| 4   | 4,53  |      |       |       |     | 4,53  |
| 5   | 9,89  |      |       |       |     | 9,89  |
| >5  | 0,60  |      |       |       |     | 0,60  |

| Amostra    | FyS-117  | Parâmetros de Inman (1952)                    |  |      |  |
|------------|----------|---|--|------|--|
| Corte      | FyC-53   | Diâmetro mediano (Md)                         |  | 0,52 |  |
| Depósito   | C3       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) |  | 2,06 |  |
| Peso total | 521,1 gr |   |  |      |  |

| phi | Total | PP    | Lit  | Crist | Obs  | N.Sep |
|-----|-------|-------|------|-------|------|-------|
| -6  | 0,00  |       |      |       |      |       |
| -5  | 0,00  |       |      |       |      |       |
| -4  | 0,00  |       |      |       |      |       |
| -3  | 1,17  | 0,36  | 0,81 |       |      |       |
| -2  | 5,58  | 2,72  | 2,82 | 0,03  |      |       |
| -1  | 12,62 | 7,18  | 4,85 | 0,39  | 0,20 |       |
| 0   | 19,51 | 9,73  | 7,88 | 1,48  | 0,42 |       |
| 1   | 21,58 | 10,65 | 7,36 | 3,28  | 0,29 |       |
| 2   | 15,69 |       |      |       |      | 15,69 |
| 3   | 9,11  |       |      |       |      | 9,11  |
| 4   | 7,07  |       |      |       |      | 7,07  |
| 5   | 6,09  |       |      |       |      | 6,09  |
| >5  | 1,59  |       |      |       |      | 1,59  |

## ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS (CONTINUAÇÃO)

| Amostra    | FyS-118  | Parâmetros de Inman (1952)                    |       |
|------------|----------|---|-------|
| Corte      | FyC-141  | Diâmetro mediano (Md)                         | -0,26 |
| Depósito   | C3       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) | 1,88  |
| Peso total | 282,3 gr |   |       |

| phi | Total | PP    | Lit   | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|-------|-------|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |       |       |       |     |       |
| -5  | 0,00  |       |       |       |     |       |
| -4  | 0,00  |       |       |       |     |       |
| -3  | 0,00  |       |       |       |     |       |
| -2  | 8,33  | 2,05  | 6,28  |       |     |       |
| -1  | 21,26 | 7,72  | 13,34 | 0,20  |     |       |
| 0   | 27,67 | 12,37 | 14,07 | 1,23  |     |       |
| 1   | 15,96 | 10,24 | 3,53  | 2,18  |     |       |
| 2   | 9,90  |       |       |       |     | 9,90  |
| 3   | 7,26  |       |       |       |     | 7,26  |
| 4   | 4,36  |       |       |       |     | 4,36  |
| 5   | 4,12  |       |       |       |     | 4,12  |
| >5  | 1,15  |       |       |       |     | 1,15  |

| Amostra    | FyC-119  | Parâmetros de Inman (1952)                    |      |
|------------|----------|---|------|
| Corte      | FyC-183  | Diâmetro mediano (Md)                         | 0,14 |
| Depósito   | C3       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) | 1,73 |
| Peso total | 248,4 gr |   |      |

| phi | Total | PP    | Lit  | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|-------|------|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |       |      |       |     |       |
| -5  | 0,00  |       |      |       |     |       |
| -4  | 0,00  |       |      |       |     |       |
| -3  | 0,00  |       |      |       |     |       |
| -2  | 2,70  | 1,08  | 1,62 |       |     |       |
| -1  | 13,14 | 7,48  | 5,54 | 0,12  |     |       |
| 0   | 30,68 | 19,89 | 8,94 | 1,85  |     |       |
| 1   | 24,58 | 16,55 | 2,64 | 5,38  |     |       |
| 2   | 9,71  |       |      |       |     | 9,71  |
| 3   | 6,79  |       |      |       |     | 6,79  |
| 4   | 5,06  |       |      |       |     | 5,06  |
| 5   | 6,17  |       |      |       |     | 6,17  |
| >5  | 1,17  |       |      |       |     | 1,17  |

| Amostra    | FyS-121  | Parâmetros de Inman (1952)                    |      |
|------------|----------|---|------|
| Corte      | FyS-186  | Diâmetro mediano (Md)                         | 0,37 |
| Depósito   | C3       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) | 2,31 |
| Peso total | 612,8 gr |   |      |

| phi | Total | PP | Lit  | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|----|------|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |    |      |       |     |       |
| -5  | 0,00  |    |      |       |     |       |
| -4  | 0,00  |    |      |       |     |       |
| -3  | 1,01  |    | 1,01 |       |     |       |
| -2  | 5,07  |    |      |       |     | 5,07  |
| -1  | 14,78 |    |      |       |     | 14,78 |
| 0   | 22,69 |    |      |       |     | 22,69 |
| 1   | 17,32 |    |      |       |     | 17,32 |
| 2   | 10,75 |    |      |       |     | 10,75 |
| 3   | 10,30 |    |      |       |     | 10,30 |
| 4   | 6,98  |    |      |       |     | 6,98  |
| 5   | 9,62  |    |      |       |     | 9,62  |
| >5  | 1,48  |    |      |       |     | 1,48  |

| Amostra    | FyS-118a | Parâmetros de Inman (1952)                    |       |
|------------|----------|---|-------|
| Corte      | FyC-141  | Diâmetro mediano (Md)                         | -0,38 |
| Depósito   | C3       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) | 2,01  |
| Peso total | 578,8 gr |   |       |

| phi | Total | PP    | Lit   | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|-------|-------|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |       |       |       |     |       |
| -5  | 0,00  |       |       |       |     |       |
| -4  | 0,00  |       |       |       |     |       |
| -3  | 1,14  | 0,12  | 1,02  |       |     |       |
| -2  | 8,54  | 2,12  | 6,42  |       |     |       |
| -1  | 23,35 | 7,74  | 13,08 | 2,54  |     |       |
| 0   | 27,49 | 14,17 | 12,00 | 1,33  |     |       |
| 1   | 12,06 | 6,27  | 3,54  | 2,25  |     |       |
| 2   | 9,33  |       |       |       |     | 9,33  |
| 3   | 7,05  |       |       |       |     | 7,05  |
| 4   | 4,67  |       |       |       |     | 4,67  |
| 5   | 5,14  |       |       |       |     | 5,14  |
| >5  | 1,23  |       |       |       |     | 1,23  |

| Amostra    | FyS-120  | Parâmetros de Inman (1952)                    |      |
|------------|----------|---|------|
| Corte      | FyC-61   | Diâmetro mediano (Md)                         | 0,26 |
| Depósito   | C3       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) | 1,71 |
| Peso total | 335,0 gr |   |      |

| phi | Total | PP    | Lit   | Crist | Obs | N.Sep |
|-----|-------|-------|-------|-------|-----|-------|
| -6  | 0,00  |       |       |       |     |       |
| -5  | 0,00  |       |       |       |     |       |
| -4  | 0,00  |       |       |       |     |       |
| -3  | 0,00  |       |       |       |     |       |
| -2  | 2,53  | 1,40  | 1,13  |       |     |       |
| -1  | 11,36 | 4,97  | 6,09  | 0,30  |     |       |
| 0   | 28,88 | 15,23 | 11,50 | 2,16  |     |       |
| 1   | 27,80 | 14,22 | 7,52  | 6,07  |     |       |
| 2   | 10,00 |       |       |       |     | 10,00 |
| 3   | 6,99  |       |       |       |     | 6,99  |
| 4   | 4,94  |       |       |       |     | 4,94  |
| 5   | 7,02  |       |       |       |     | 7,02  |
| >5  | 0,47  |       |       |       |     | 0,47  |

| Amostra    | FyS-127 | Parâmetros de Inman (1952)                    |      |
|------------|---------|---|------|
| Corte      | FyC-105 | Diâmetro mediano (Md)                         | 0,67 |
| Depósito   | C3      | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) | 1,54 |
| Peso total | 93,4 gr |   |      |

| phi | Total | PP    | Lit   | Crist | Obs  | N.Sep |
|-----|-------|-------|-------|-------|------|-------|
| -6  | 0,00  |       |       |       |      |       |
| -5  | 0,00  |       |       |       |      |       |
| -4  | 0,00  |       |       |       |      |       |
| -3  | 0,00  |       |       |       |      |       |
| -2  | 1,14  | 1,14  |       |       |      |       |
| -1  | 5,73  | 3,44  | 2,30  |       |      |       |
| 0   | 21,01 | 6,62  | 13,93 | 0,47  |      |       |
| 1   | 33,05 | 15,07 | 15,65 | 2,21  | 0,11 |       |
| 2   | 20,77 |       |       |       |      | 20,77 |
| 3   | 4,47  |       |       |       |      | 4,47  |
| 4   | 2,65  |       |       |       |      | 2,65  |
| 5   | 1,90  |       |       |       |      | 1,90  |
| >5  | 9,27  |       |       |       |      | 9,27  |

## ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS (CONTINUAÇÃO)

| Amostra    | FyS-128  | Parâmetros de Inman (1952)                    |       |       |     |       |
|------------|----------|---|-------|-------|-----|-------|
| Corte      | FyC-197  | Diâmetro mediano (Md)                         |       |       |     | -0,82 |
| Depósito   | C1       | Desvio padrão gráfico (sorting $\sigma\phi$ ) |       |       |     | 1,52  |
| Peso total | 428,4 gr |   |       |       |     |       |
| phi        | Total    | PP  | Lit   | Crist | Obs | N.Sep |
| -6         | 0,00     |   |       |       |     |       |
| -5         | 0,00     |   |       |       |     |       |
| -4         | 0,00     |   |       |       |     |       |
| -3         | 5,88     | 0,41  | 5,47  |       |     |       |
| -2         | 15,57    | 2,12  | 13,45 |       |     |       |
| -1         | 23,67    | 2,86  | 20,82 |       |     |       |
| 0          | 27,03    | 7,01  | 20,03 |       |     |       |
| 1          | 17,05    | 4,77  | 10,65 | 1,62  |     |       |
| 2          | 4,50     |   |       |       |     | 4,50  |
| 3          | 2,21     |   |       |       |     | 2,21  |
| 4          | 2,25     |   |       |       |     | 2,25  |
| 5          | 0,53     |   |       |       |     | 0,53  |
| >5         | 1,31     |   |       |       |     | 1,31  |

## DADOS GRANULOMÉTRICOS

PROCESSOS ASSOCIADOS AO DESENVOLVIMENTO DE ERUPÇÕES VULCÂNICAS HIDROMAGMÁTICAS EXPLOSIVAS NA ILHA DO FAIAL E SUA INTERPRETAÇÃO NUMA PERSPECTIVA DE AVALIAÇÃO DO HAZARD E MINIMIZAÇÃO DO RISCO