

# THESE

Pour l'obtention du Grade de  
**Docteur de l'Université de POITIERS**  
(thèse en co-tutelle avec l'Université du Minho, Braga, Portugal)  
(Faculté des Sciences Fondamentales et Appliquées)  
(Diplôme National - Arrêté du 30 Mars 1992)

SPECIALITE : «Matériaux - Minéraux»

Présentée par :  
**José Bernardo Rodrigues BRILHA**

-----  
CINETIQUE DE CRISTALLISATION ET D'ALTERATION POST-MAGMATIQUE  
D'UNE CHEMINEE BASALTIQUE DU COMPLEXE VOLCANIQUE DE LISBONNE  
Modélisation du refroidissement et du mécanisme de fracturation en profondeur

-----  
Directeurs de Thèse : Maria Amália Sequeira BRAGA et Dominique PROUST

*Soutenue le 18 Avril 1997 devant la commission d'examen*

## JURY

### Président :

Monsieur Victor M. AGUIAR E SILVA, Vice-Recteur de l'Université du Minho, Braga, Portugal

### Rapporteurs :

Monsieur Carlos A. Leal GOMES, Professeur, Université du Minho, Braga, Portugal

Monsieur Bruce VELDE, Directeur de Recherche CNRS, E.N.S., Paris

### Examineurs :

Madame Maria Amália S. BRAGA, Professeur, Université du Minho, Braga, Portugal

Monsieur António SERRALHEIRO, Professeur, Université de Lisbonne, Portugal

Monsieur Alain MEUNIER, Professeur, Université de Poitiers

Monsieur Dominique PROUST, Chargé de Recherche CNRS, UMR 6532, Poitiers

---

**ÍNDICE / INDEX**

|  |          |
|--|----------|
| Agradecimentos .....                       | xiii     |
| Resumo .....                               | xiv      |
| Abstract .....                             | xvi      |
| <b>1. INTRODUÇÃO.....</b>                  | <b>1</b> |
| Introduction                               |          |
| 1.1. Estado actual dos conhecimentos ..... | 1        |
| État des connaissances                     |          |
| 1.2. Objectivos e plano da tese .....      | 6        |
| Objectifs et plan de thèse                 |          |
| 1.3. Metodologia e amostragem .....        | 7        |
| Méthodologie et échantillonnage            |          |

**PARTE I**

**APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS**

Présentation des résultats

|  |           |
|--|-----------|
| <b>2. CARACTERIZAÇÃO GERAL.....</b>        | <b>11</b> |
| Caractérisation général                    |           |
| 2.1. Aspectos de campo.....                | 11        |
| Aspects de terrain                         |           |
| 2.2. Composição química global .....       | 11        |
| Composition chimique global                |           |
| 2.3. Petrografia .....                     | 17        |
| Pétrographie                               |           |
| 2.4. Propriedades físicas.....             | 20        |
| Propriétés physiques                       |           |
| 2.4.1. Densidade aparente.....             | 20        |
| Densité apparente                          |           |
| 2.4.2. Porosidade.....                     | 21        |
| Porosité                                   |           |
| 2.5. Implicações vulcanológicas.....       | 23        |
| Implications volcanologiques               |           |
| 2.6. Conclusão .....                       | 24        |
| Conclusion                                 |           |
| <b>3. MINERALOGIA E PETROGRAFIA.....</b>   | <b>26</b> |
| Minéralogie et pétrographie                |           |
| 3.1. Olivina .....                         | 26        |
| Olivine                                    |           |
| 3.1.1. Olivina sã.....                     | 26        |
| Olivine saine                              |           |
| 3.1.1.1. Caracterização petrográfica ..... | 26        |
| Caractérisation pétrographique             |           |
| 3.1.1.2. Caracterização química.....       | 26        |
| Caractérisation chimique                   |           |
| 3.1.2. Olivina alterada .....              | 28        |
| Olivine altéré                             |           |
| 3.1.2.1. Caracterização petrográfica ..... | 28        |
| Caractérisation pétrographique             |           |

|   |    |
|---|----|
| 3.1.2.2. Caracterização cristaloquímica.....              | 29 |
| Caractérisation cristalochimique                          |    |
| 3.1.2.3. Caracterização química.....                      | 34 |
| Caractérisation chimique                                  |    |
| 3.1.2.3.1. Substituição de fenocristais de olivina .....  | 35 |
| Remplacement de phénocristaux d'olivine                   |    |
| 3.1.2.3.2. Fraturas em fenocristais .....                 | 36 |
| Fractures dans les phénocristaux                          |    |
| 3.1.2.3.3. Substituição de microcristais de olivina ..... | 38 |
| Remplacement de microcristaux d'olivine                   |    |
| 3.2. Piroxena.....  | 39 |
| Pyroxène  |    |
| 3.2.1. Caracterização petrográfica.....                   | 39 |
| Caractérisation pétrographique                            |    |
| 3.2.2. Caracterização química.....                        | 41 |
| Caractérisation chimique                                  |    |
| 3.3. Feldspatos.....                                      | 43 |
| Feldspaths  |    |
| 3.3.1. Plagioclase.....                                   | 43 |
| Plagioclase   |    |
| 3.3.1.1. Caracterização petrográfica .....                | 43 |
| Caractérisation pétrographique                            |    |
| 3.3.1.2. Caracterização química.....                      | 44 |
| Caractérisation chimique                                  |    |
| 3.3.2. Feldspato alcalino .....                           | 46 |
| Feldspath alcalin   |    |
| 3.3.2.1. Caracterização petrográfica .....                | 46 |
| Caractérisation pétrographique                            |    |
| 3.3.2.2. Caracterização química.....                      | 47 |
| Caractérisation chimique                                  |    |
| 3.4. Zeólitos .....                                       | 48 |
| Zéolithes   |    |
| 3.4.1. Caracterização petrográfica.....                   | 48 |
| Caractérisation pétrographique                            |    |
| 3.4.2. Caracterização química.....                        | 48 |
| Caractérisation chimique                                  |    |
| 3.5. Minerais opacos.....                                 | 49 |
| Minéraux opaques  |    |
| 3.5.1. Caracterização petrográfica.....                   | 49 |
| Caractérisation pétrographique                            |    |
| 3.5.2. Caracterização química.....                        | 49 |
| Caractérisation chimique                                  |    |
| 3.6. Minerais de argila da mesostase.....                 | 51 |
| Minéraux argileux de la mésostase                         |    |
| 3.6.1. Caracterização petrográfica.....                   | 51 |
| Caractérisation pétrographique                            |    |
| 3.6.2. Caracterização cristaloquímica .....               | 51 |
| Caractérisation cristalochimique                          |    |
| 3.6.3. Caracterização química.....                        | 51 |
| Caractérisation chimique                                  |    |

|   |    |
|---|----|
| 3.7. Outros minerais constituintes do tefrito de Lexim..... | 54 |
| Autres minéraux   |    |
| 3.7.1. Apatite.....   | 54 |
| Apatite   |    |
| 3.7.2. Biotite .....  | 54 |
| Biotite   |    |
| 3.7.3. Óxidos de Fe-Ti.....                                 | 54 |
| Fe-Ti oxydes  |    |
| 3.7.4. Calcite .....  | 54 |
| Calcite   |    |
| 3.8. Conclusão .....  | 56 |
| Conclusion  |    |
| 4. FRACTURAÇÃO .....  | 57 |
| Fracturation  |    |
| 4.1. Fracturação à escala do afloramento.....               | 57 |
| Fracturation à l'échelle de l'affleurement                  |    |
| 4.1.1. Caracterização geral da prismação.....               | 57 |
| Caractérisation général de la prismation                    |    |
| 4.1.2. Índice de hexagonalidade e maturação.....            | 61 |
| Index de hexagonalité et maturation                         |    |
| 4.2. Fracturação à escala do prisma.....                    | 61 |
| Fracturation à l'échelle du prisme                          |    |
| 4.2.1. Fissuras de tipo A.....                              | 62 |
| Fissures de type A  |    |
| 4.2.1.1. Características morfológicas.....                  | 62 |
| Caractéristiques morphologiques                             |    |
| 4.2.1.2. Composição dos preenchementos.....                 | 62 |
| Composition des remplissages                                |    |
| 4.2.2. Juntas.....  | 65 |
| Joints  |    |
| 4.2.2.1. Características morfológicas.....                  | 65 |
| Caractéristiques morphologiques                             |    |
| 4.2.2.2. Composição dos preenchementos.....                 | 65 |
| Composition des remplissages                                |    |
| 4.2.3. Fissuras de tipo B .....                             | 68 |
| Fissures de type B  |    |
| 4.2.3.1. Características morfológicas.....                  | 68 |
| Caractéristiques morphologiques                             |    |
| 4.2.3.2. Composição dos preenchementos.....                 | 68 |
| Composition des remplissages                                |    |
| 4.2.4. Fissuras de tipo C.....                              | 70 |
| Fissures de type C  |    |
| 4.2.4.1. Características morfológicas.....                  | 70 |
| Caractéristiques morphologiques                             |    |
| 4.2.4.2. Composição dos preenchementos.....                 | 72 |
| Composition des remplissages                                |    |
| 4.2.5. Fissuras de tipo D.....                              | 73 |
| Fissures de type D  |    |
| 4.2.5.1. Características morfológicas.....                  | 73 |
| Caractéristiques morphologiques                             |    |

|   |    |
|---|----|
| 4.2.5.2. Composição dos preenchimentos..... | 73 |
| Composition des remplissages                |    |
| 4.2.6. Fissuras de tipo E .....             | 74 |
| Fissures de type E                          |    |
| 4.2.6.1. Características morfológicas.....  | 74 |
| Caractéristiques morphologiques             |    |
| 4.2.6.2. Composição dos preenchimentos..... | 74 |
| Composition des remplissages                |    |
| 4.2.7. Fissuras precoces.....               | 76 |
| Fissures précoces                           |    |
| 4.2.7.1. Características morfológicas.....  | 76 |
| Caractéristiques morphologiques             |    |
| 4.2.7.2. Composição dos preenchimentos..... | 76 |
| Composition des remplissages                |    |
| 4.3. Conclusão .....                        | 80 |
| Conclusion                                  |    |

## PARTE II

### DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Discussion et conclusions

|  |     |
|--|-----|
| 5. CRONOLOGIA DA CRISTALIZAÇÃO.....                | 82  |
| Chronologie de la cristallisation                  |     |
| 5.1. Argumentos petrográficos e texturais.....     | 82  |
| Arguments pétrographiques et texturaux             |     |
| 5.2. Argumentos químicos.....                      | 90  |
| Arguments chimiques                                |     |
| 5.3. Relação entre cristalização e prismação ..... | 95  |
| Relation entre cristallisation et prismation       |     |
| 5.4. Cristalização fraccionada.....                | 98  |
| Cristallisation fractionnée                        |     |
| 5.5. Conclusão .....                               | 98  |
| Conclusion   |     |
| 6. CINÉTICA DE CRISTALIZAÇÃO E ARREFECIMENTO.....  | 100 |
| Cinétique de cristallisation et refroidissement    |     |
| 6.1. Solidificação de corpos ígneos.....           | 101 |
| Solidification de corps magmatiques                |     |
| 6.1.1. Modelos térmicos .....                      | 101 |
| Modèles thermiques                                 |     |
| 6.1.2. Escoada vulcânica .....                     | 103 |
| Coulées  |     |
| 6.1.3. Outros corpos ígneos tabulares.....         | 107 |
| Autres corps magmatiques tabulaires                |     |
| 6.2. Arrefecimento de corpos ígneos .....          | 108 |
| Refroidissement de corps magmatiques               |     |
| 6.2.1. Modelos térmicos .....                      | 108 |
| Modèles thermiques                                 |     |
| 6.2.1.1. Intrusão magmática .....                  | 109 |
| Intrusion magmatique                               |     |
| 6.2.1.2. Escoadas .....                            | 112 |
| Coulées  |     |

|  |            |
|--|------------|
| 6.2.1.3. Chaminé vulcânica.....  | 115        |
| Cheminée volcanique  |            |
| 6.3. Conclusão .....   | 119        |
| Conclusion   |            |
| <b>7. CINÉTICA DA FRACTURAÇÃO.....</b>                                 | <b>121</b> |
| Cinétique de fracturation  |            |
| 7.1. Prismação de rochas basálticas .....                              | 121        |
| Prismation des roches basaltiques                                      |            |
| 7.1.1. Forma e estrutura dos edifícios colunares .....                 | 121        |
| Forme et structure des édifices colonnaires                            |            |
| 7.1.2. Modelos de fracturação responsáveis pela disjunção colunar..... | 122        |
| Modèles de fracturation responsables par la prismation                 |            |
| 7.1.2.1. Características físicas da lava que afectam a fracturação.    | 124        |
| Caractéristiques physiques de la lave que affecte la prismation        |            |
| 7.1.2.2. Temperatura de fracturação.....                               | 126        |
| Température de fracturation  |            |
| 7.1.2.3. O avanço da fracturação por incrementos .....                 | 129        |
| Avancement de la fracturation par incréments                           |            |
| 7.2. Aplicação à chaminé de Lexim.....                                 | 133        |
| Application à la cheminée de Lexim                                     |            |
| 7.2.1. Velocidade de avanço da isotérmica de 700°C .....               | 133        |
| Vitesse d'avancement de la isothermique de 700°C                       |            |
| 7.2.2. Cronologia da fracturação.....                                  | 135        |
| Chronologie de la fracturation   |            |
| 7.2.2.1. O primeiro episódio de fracturação.....                       | 136        |
| Le premier épisode de fracturation                                     |            |
| 7.2.2.2. Sequência de fracturação num prisma.....                      | 136        |
| Séquence de fracturation dans un prisme                                |            |
| 7.3. Conclusão .....   | 138        |
| Conclusion   |            |
| <b>8. ZEÓLITOS E OUTROS MINERAIS ASSOCIADOS.....</b>                   | <b>140</b> |
| Zéolithes et autres minéraux associés                                  |            |
| 8.1. Ocorrência de zeólitos em rochas basálticas.....                  | 140        |
| Occurrence de zéolithes dans les roches basaltiques                    |            |
| 8.2. A zeolitização do tefrito de Lexim.....                           | 141        |
| La zeolitisation de la téphrite de Lexim                               |            |
| 8.2.1. Natrolite e tetranatrolite.....                                 | 142        |
| Natrolite et tetranatrolite  |            |
| 8.2.2. Analcite .....  | 142        |
| Analcime   |            |
| 8.2.3. Philipsite.....   | 144        |
| Philipsite   |            |
| 8.2.4. Thompsonite.....  | 144        |
| Thompsonite  |            |
| 8.2.5. Outros minerais associados a zeólitos.....                      | 145        |
| Autres minéraux associées aux zéolithes                                |            |
| 8.2.5.1. Calcite .....   | 145        |
| Calcite  |            |
| 8.2.5.2. Pectolite.....  | 145        |
| Pectolite  |            |

---

|  |            |
|--|------------|
| 8.2.5.3. Pirite .....                            | 146        |
| Pyrite   |            |
| 8.2.6. Origem dos zeólitos.....                  | 146        |
| Origine des zéolithes                            |            |
| 8.3. Conclusão .....                             | 147        |
| Conclusion                                       |            |
| <b>9. MINERAIS DE ARGILA.....</b>                | <b>149</b> |
| Minéraux argileux                                |            |
| 9.1. Minerais de argila no tefrito de Lexim..... | 149        |
| Minéraux argileux dans la téphrite de Lexim      |            |
| 9.2. Origem dos minerais de argila.....          | 153        |
| Origine des minéraux argileux                    |            |
| 9.3. Conclusão .....                             | 156        |
| Conclusion                                       |            |
| <b>10. CONCLUSÕES.....</b>                       | <b>158</b> |
| Conclusions                                      |            |
| <b>BIBLIOGRAFIA</b>                              | <b>161</b> |
| Références bibliographiques                      |            |
| <b>ANEXO</b> .....                               | <b>179</b> |
| Annexe   |            |

## ÍNDICE DE FIGURAS / INDEX DES FIGURES

|  |    |
|--|----|
| 1.1. Esquema representativo da semelhança da prismação à escala do afloramento e da posição relativa das cinco sub-amostras no prisma amostrado.....   | 7  |
| Schéma représentatif de la prismation à l'échelle de l'affleurement et la position relative des cinq sous-échantillons prélevés sur le prisme étudié   |    |
| 2.1. Esboço da carta geológica da área de trabalho.....  | 12 |
| Esquisse de la carte géologique du secteur étudié  |    |
| 2.2. Aspecto geral do afloramento e prismação do Penedo de Lexim.....  | 13 |
| Aspect général de l'affleurement et prismation du Penedo de Lexim  |    |
| 2.3. Diagrama Alc./SiO <sub>2</sub> das diferentes séries magmáticas .....   | 15 |
| Diagramme Alc./SiO <sub>2</sub> des différentes séries magmatiques   |    |
| 2.4. Diagrama R1/R2 .....  | 15 |
| Diagramme R1/R2  |    |
| 2.5. Representação da composição química no diagrama TAS.....  | 16 |
| Représentation de la composition chimique dans le diagramme TAS  |    |
| 2.6. Representação gráfica dos valores de perda ao fogo .....  | 17 |
| Représentation graphique des valeurs de perte au feu   |    |
| 2.7. Vários aspectos texturais da matriz e mesostase do tefrito de Lexim.....  | 18 |
| Différents aspects texturaux de la matrice et de la mésostase de la téphrite de Lexim  |    |
| 2.8. Difractogramas de raios X da fracção <0.02µm de preparações orientadas .....  | 20 |
| Diffractogrammes de rayons X de la fraction <0.02µm des préparations orientées   |    |
| 2.9. Representação dos valores de densidade aparente seca e perda ao fogo.....   | 21 |
| Représentation des valeurs de la densité apparente sèche et perte au feu   |    |
| 2.10. Representação da estimativa de defeitos de polimento .....   | 22 |
| Représentation de l'estimation des défauts de polissage  |    |
| 2.11. Representação da estimativa da porosidade a partir de fotografias de MEV .....   | 22 |
| Représentation de l'estimation de la porosité à partir de photographies en MEB   |    |
| 2.12. Relação entre a quantidade de água solubilizada no magma basáltico e a pressão confinante e/ou profundidade .....  | 24 |
| Relation entre la quantité de l'eau dissous dans le magma basaltique et la pression confinante et/ou profondeur  |    |
| 2.13. Relação $\delta^{18}\text{O}$ versus água .....  | 25 |
| Relation $\delta^{18}\text{O}$ versus l'eau  |    |
| 3.1. Esquema de hábitos da olivina no tefrito de Lexim.....  | 26 |
| Schéma des habitus des cristaux d'olivine de la téphrite de Lexim  |    |
| 3.2. Fotografias de fenocristais de olivina por microscopia óptica.....  | 27 |
| Photographies au microscope optique de phénocristaux d'olivine   |    |
| 3.3. Fotografias do preenchimento de uma microfractura num fenocristal de olivina por microscopia óptica e MEV .....   | 30 |
| Photographies au microscope optique et MEB du remplissage d'une microfracture dans un phenocristal d'olivine   |    |
| 3.4. Fotografias de microcristais de olivina por microscopia óptica e MEV .....  | 31 |
| Photographies au microscope optique et MEB de microcristaux d'olivine  |    |
| 3.5. Decomposição de espectros de DRX obtidas em amostras de alteração de olivina ....   | 33 |
| Decomposition des diffractogrammes de DRX de l'échantillon de l'altération d'olivine   |    |
| 3.6. Representação da composição química de filossilicatos trioctaédricos da bibliografia nos sistemas $\text{M}^+-4\text{Si}-3\text{R}^2$ e $\text{M}^+-2\text{R}^3-3\text{R}^2$ .....                  | 34 |
| Représentation de la composition chimique des phyllosilicates trioctaédriques dans les systèmes $\text{M}^+-4\text{Si}-3\text{R}^2$ et $\text{M}^+-2\text{R}^3-3\text{R}^2$ (donnés de la bibliographie) |    |



|  |    |
|--|----|
| 3.7. Representação da composição química de substituições de fenocristais de olivina ....                      | 36 |
| Représentation de la composition chimique des remplacements de phénocristaux d'olivine                         |    |
| 3.8. Representação da composição química de preenchimentos de microfracturas em fenocristais de olivina.....   | 37 |
| Représentation de la composition chimique des remplissages des microfractures dans les phénocristaux d'olivine |    |
| 3.9. Composição química de substituições de microcristais de olivina da matriz.....                            | 39 |
| Représentation de la composition chimique des remplacements des microcristaux d'olivine                        |    |
| 3.10. Fotografias de fenocristais de piroxena por microscopia óptica .....                                     | 40 |
| Photographies au microscope optique de phénocristaux de pyroxène   |    |
| 3.11. Composição química de piroxenas no sistema Wo-En-Fs .....  | 42 |
| Composition chimique de pyroxènes dans le système Wo-En-Fs   |    |
| 3.12. Composição química de piroxenas no diagrama Q-J.....   | 42 |
| Composition chimique de pyroxènes dans le diagramme Q-J  |    |
| 3.13. Fotografias de plagioclases por microscopia óptica e MEV .....   | 45 |
| Photographies au microscope optique et MEB de plagioclases   |    |
| 3.14. Composição química de feldspatos no sistema An-Ab-Or .....   | 46 |
| Composition chimique de feldspaths dans le système An-Ab-Or  |    |
| 3.15. Fotografias de ulvospinela por microscopia óptica .....  | 50 |
| Photographies au microscope optique d'ulvospinel   |    |
| 3.16. Fotografias de MEV de fragmentos do tefrito de Lexim .....   | 52 |
| Photographies en MEB de fragments de la téphrite de Lexim  |    |
| 3.17. Composição química de filossilicatos da mesostase.....   | 53 |
| Composition chimique de phyllosilicates de la mésostase  |    |
| 3.18. Fotografias de apatite e calcite em MEV.....   | 55 |
| Photographies en MEB d'apatite et calcite  |    |
| 4.1. Fotografias de prismas de Lexim .....   | 58 |
| Photographies des prismes de Lexim   |    |
| 4.2. Digitalização de fotografias de secções de prismas de Lexim.....  | 59 |
| Digitalisation de photographies des sections des prismes de Lexim  |    |
| 4.3. Digitalização de fotografias de secções de conjuntos de prismas de Lexim.....                             | 60 |
| Digitalisation de photographies des sections de l'assemblage de prismes de Lexim                               |    |
| 4.4. Gráfico da frequência do número de lados dos prismas de Lexim .....                                       | 61 |
| Graphique de la fréquence du nombre de côtes des prismes de Lexim  |    |
| 4.5. Esquema da localização num prisma dos diferentes tipos de fissuras .....                                  | 62 |
| Schéma de la localisation dans un prisme des différents types de fissures                                      |    |
| 4.6. Fotografias de preenchimentos de fissuras tipo A por microscopia óptica e MEV.....                        | 63 |
| Photographies au microscope optique et MEB des remplissages de fissures type A                                 |    |
| 4.7. DRX de preenchimentos de fissuras tipo A.....   | 64 |
| Diffractogramme de DRX des remplissages de fissures type A   |    |
| 4.8. Fotografias de preenchimentos de juntas por microscopia óptica e MEV.....                                 | 66 |
| Photographies au microscope optique et MEB des remplissages de joints  |    |
| 4.9. DRX de preenchimentos de juntas .....   | 68 |
| Diffractogramme de DRX des remplissages de joints  |    |
| 4.10. Fotografias de preenchimentos de fissuras tipo B por MEV.....  | 69 |
| Photographies au MEB des remplissages de fissures type B   |    |
| 4.11. Fotografias de preenchimentos de fissuras tipo C e D por microscopia óptica e MEV .....                  | 71 |
| Photographies au microscope optique et MEB des remplissages de fissures de type C et D                         |    |

|  |     |
|--|-----|
| 4.12. Fotografias de preenchimentos de fissuras tipo E por microscopia óptica e MEV ...<br>Photographies au microscope optique et MEB des remplissages de fissures de type E       | 75  |
| 4.13. Fotografias de preenchimentos de fissuras precoces por microscopia óptica e MEV<br>.....<br>Photographies au microscope optique et MEB des remplissages de fissures précoces | 78  |
| 5.1. Esquema representativo das dimensões do aparelho vulcânico de Lexim .....<br>Schéma représentatif des dimensions du volcan de Lexim   | 87  |
| 5.2. Representação da velocidade de crescimento médio de plagioclases .....<br>Représentation de la vitesse de croissance moyenne des plagioclases                                 | 88  |
| 5.3. Digitalização de fotos de MEV com cálculo da análise modal.....<br>Digitalisation de photos en MEB avec le calcul de l'analyse modal  | 89  |
| 5.4. Digitalização de fotos de microscópio óptico com cálculo da análise modal .....<br>Digitalisation de photos en microscopie optique avec le calcul de l'analyse modal          | 90  |
| 5.5. Valores isotópicos de calcite+analcite em amostras da bibliografia.....<br>Valeurs isotopiques de calcite+analcime sur échantillons de la bibliographie                       | 94  |
| 5.6. Resultados do balanço geoquímico .....<br>Résultats du bilan géochimique  | 96  |
| 5.7. Índices de diferenciação e de solidificação.....<br>Indexes de différenciation et de solidification   | 96  |
| 5.8. Variação dos teores de TRL.....<br>Variation des teneurs des éléments de TRL  | 97  |
| 5.9. Relação entre a profundidade e a temperatura de uma escoada basáltica .....<br>Relation entre la profondeur et la température d'une coulée basaltique                         | 97  |
| 5.10. Resumo da cronologia de cristalização no tefrito de Lexim.....<br>Résumé de la chronologie de cristallisation de la téphrite de Lexim  | 99  |
| 6.1. Evolução da localização das isotérmicas descendentes numa escoada (0-21000s).....<br>Évolution de la localisation des isothermes descendantes d'une coulée (0-21000s)         | 104 |
| 6.2. Evolução da localização das isotérmicas descendentes numa escoada (0-25.7 anos).<br>Évolution de la localisation des isothermes descendantes d'une coulée (0-25.7 ans)        | 104 |
| 6.3. Evolução da localização das isotérmicas ascendentes numa escoada (0-21000s).....<br>Évolution de la localisation des isothermes ascendantes d'une coulée (0-21000s)           | 105 |
| 6.4. Evolução da localização das isotérmicas ascendentes numa escoada (0-25.7 anos) ...<br>Évolution de la localisation des isothermes ascendantes d'une coulée (0-25.7 ans)       | 105 |
| 6.5. Evolução da localização das isotérmicas numa escoada .....<br>Évolution de la localisation des isothermes dans une coulée   | 106 |
| 6.6. Velocidade de propagação da isotérmica de 1000°C numa escoada .....<br>Vitesse de propagation de l'isotherme 1000°C dans une coulée   | 106 |
| 6.7. Evolução da localização das isotérmicas numa intrusão .....<br>Évolution de la localisation des isothermes dans une intrusion   | 107 |
| 6.8. Evolução do arrefecimento de uma intrusão entre os 0-20 anos.....<br>Évolution du refroidissement d'une intrusion entre 0-20 ans  | 110 |
| 6.9. Evolução do arrefecimento numa intrusão entre os 20-200 anos.....<br>Évolution du refroidissement d'une intrusion entre 20-200 ans  | 111 |
| 6.10. Evolução da velocidade de arrefecimento de uma intrusão entre 0-6 anos.....<br>Évolution de la vitesse de refroidissement d'une intrusion entre 0-6 ans                      | 111 |
| 6.11. Evolução da velocidade de arrefecimento de uma intrusão entre 8-20 anos.....<br>Évolution de la vitesse de refroidissement d'une intrusion entre 8-20 ans                    | 112 |
| 6.12. Evolução do arrefecimento de uma escoada entre 0-20 anos.....<br>Évolution du refroidissement d'une coulée entre 0-20 ans  | 113 |

|  |     |
|--|-----|
| 6.13. Evolução do arrefecimento de uma escoada entre 20-160 anos.....  | 113 |
| Évolution du refroidissement d'une coulée entre 20-160 ans   |     |
| 6.14. Evolução da velocidade de arrefecimento de uma escoada entre 0-6 anos .....                              | 114 |
| Évolution de la vitesse de refroidissement d'une coulée entre 0-6 ans  |     |
| 6.15. Evolução da velocidade de arrefecimento de uma escoada entre 8-20 anos .....                             | 114 |
| Évolution de la vitesse de refroidissement d'une coulée entre 8-20 ans   |     |
| 6.16. Evolução do arrefecimento numa chaminé entre 0-20 anos.....  | 116 |
| Évolution du refroidissement d'une cheminée entre 0-20 ans   |     |
| 6.17. Evolução do arrefecimento numa chaminé entre 20-70 anos.....   | 116 |
| Évolution du refroidissement d'une cheminée entre 20-70 ans  |     |
| 6.18. Evolução da velocidade de arrefecimento de uma chaminé entre 0-6 anos.....                               | 117 |
| Évolution de la vitesse de refroidissement d'une cheminée entre 0-6 ans  |     |
| 6.19. Evolução da velocidade de arrefecimento de uma chaminé entre 8-20 anos.....                              | 117 |
| Évolution de la vitesse de refroidissement d'une cheminée entre 8-20 ans                                       |     |
| 6.20. Cronologia da cristalização e cinética de cristalização e arrefecimento.....                             | 120 |
| Chronologie de cristallisation et cinétique de cristallisation et refroidissement                              |     |
| 7.1. Secção longitudinal de prismas em escoadas basálticas .....   | 124 |
| Section longitudinale de prismes en coulées basaltiques  |     |
| 7.2. Diagrama reológico geral para magma basáltico.....  | 125 |
| Diagramme rhéologique général pour le magma basaltique   |     |
| 7.3. Relação entre a percentagem de cristalização e a temperatura.....   | 125 |
| Relation entre la pourcentage de cristallisation et la température   |     |
| 7.4. Variação da viscosidade com a temperatura.....  | 126 |
| Variation de la viscosité <i>versus</i> température  |     |
| 7.5. Influência da pressão confinante e da temperatura no comportamento mecânico da<br>rocha .....             | 128 |
| Influence de la pression confinante et de la température dans le comportement mécanique de la roche            |     |
| 7.6. Ordenamento de litologias em relação à resistência à deformação .....                                     | 128 |
| Ordination de lithologies en relation à la résistance à la déformation   |     |
| 7.7. Propagação descendente das juntas numa escoada.....   | 130 |
| Propagation descendente des joints dans une coulée   |     |
| 7.8. Caracterização da frente de solidificação.....  | 131 |
| Caractérisation de la front de solidification  |     |
| 7.9. Relação entre a temperatura, tensão acumulada e espaço percorrido pela junta .....                        | 133 |
| Relation entre la température, tension et espace parcourri par le joint  |     |
| 7.10. Evolução do avanço da isotérmica de 700°C.....   | 134 |
| Évolution de l'avancement de l'isotherme 700°C   |     |
| 7.11. Evolução da velocidade de avanço da isotérmica 700°C.....  | 135 |
| Évolution de la vitesse d'avancement de la isotherme 700°C   |     |
| 7.12. Sequência da fracturação em Lexim.....   | 137 |
| Séquence de fracturation à Lexim   |     |
| 7.13. Resumo da cronologia de cristalização e cinéticas de solidificação, arrefecimento e<br>fracturação ..... | 138 |
| Résumé de la chronologie de cristallisation et cinétiques de solidification, refroidissement et fracturation   |     |
| 8.1. Cronologia de cristalização de zeólitos e minerais associados.....  | 147 |
| Chronologie de cristallisation des zéolithes et minéraux associées   |     |
| 9.1. Exemplificação de cristalização em espaço aberto e associada a substituição .....                         | 150 |
| Exemplification de la cristallisation en espace ouvert et associée à une remplacement                          |     |
| 9.2. Balanço isovolumétrico da alteração da olivina .....  | 152 |
| Bilan isovolumétrique de l'altération de l'olivine   |     |

---

**ÍNDICE DE QUADROS / INDEX DES TABLEAUX**

|   |    |
|---|----|
| 2.1. Análises químicas, de elementos maiores, efectuadas em amostras de Lexim .....   | 14 |
| Analyses chimiques (éléments majeurs) des échantillons de Lexim   |    |
| 2.2. Resultados do cálculo da norma CIPW.....   | 14 |
| Résultats du calcul de la norme CIPW  |    |
| 2.3. Resultados da análise modal no tefrito de Lexim.....   | 19 |
| Résultats des analyses modales de la téphrite de Lexim  |    |
| 3.1. Composição química de olivina sã.....  | 28 |
| Composition chimique d'olivine saine  |    |
| 3.2. Composição química de interstratificados clorite/saponite e saponite que substituem fenocristais de olivina .....                          | 35 |
| Composition chimique de interstratifiées chlorite/saponite que remplace les phénocristaux d'olivine   |    |
| 3.3. Composição química de interstratificados clorite/saponite em preenchimentos de microfracturas que atravessam fenocristais de olivina ..... | 37 |
| Composition chimique des interstratifiées chlorite/saponite des remplissages de microfractures dans les phénocristaux d'olivine                 |    |
| 3.4. Composição química de interstratificados clorite/saponite que substituem microcristais losângicos e alongados de olivina .....             | 38 |
| Composition chimique des interstratifiées chlorite/saponite que remplace les microcristaux d'olivine  |    |
| 3.5. Composição química de piroxena.....  | 41 |
| Composition chimique de la pyroxène   |    |
| 3.6. Composição química de dois fenocristais de piroxena .....  | 43 |
| Composition chimique de deux phénocristaux de pyroxène  |    |
| 3.7. Composição química de plagioclases .....   | 44 |
| Composition chimique de plagioclases  |    |
| 3.8. Composição química de feldspato alcalino.....  | 47 |
| Composition chimique de feldspath alcalin   |    |
| 3.9. Composição química de analcite e natrolite da mesostase.....   | 48 |
| Composition chimique d'analcite et natrolite de la mésostase  |    |
| 3.10. Composição química de minerais opacos.....  | 49 |
| Composition chimique de minéraux opaques  |    |
| 3.11. Composição química de minerais de argila da mesostase .....   | 53 |
| Composition chimique de minéraux argileux de la mésostase   |    |
| 4.1. Composição química de preenchimentos de fissuras tipo A.....   | 64 |
| Composition chimique des remplissages de fissures type A  |    |
| 4.2. Composição química de preenchimentos de juntas.....  | 67 |
| Composition chimique des remplissages de joints   |    |
| 4.3. Composição química de preenchimentos de fissuras tipo B.....   | 70 |
| Composition chimique des remplissages de fissures type B  |    |
| 4.4. Composição química de preenchimentos de fissuras tipo C.....   | 72 |
| Composition chimique des remplissages de fissures type C  |    |
| 4.5. Composição química de preenchimentos de fissuras tipo D.....   | 73 |
| Composition chimique des remplissages de fissures type D  |    |
| 4.6. Composição química de preenchimentos de fissuras tipo E .....  | 76 |
| Composition chimique des remplissages de fissures type E  |    |
| 4.7. Composição química de preenchimentos de fissuras precoces.....   | 77 |
| Composition chimique des remplissages de fissures précoces  |    |
| 4.8. Resumo das características dos diversos tipos de fissuras.....   | 79 |
| Résumé des caractéristiques des different types de fissures   |    |

---

|  |     |
|--|-----|
| 5.1. Resultados do cálculo do balanço geoquímico isovolumétrico .....        | 95  |
| Résultats du calcul du bilan géochimique isovolumétrique                     |     |
| 6.1. Parâmetros físicos para o cálculo do modelo de solidificação .....      | 103 |
| Paramètres physiques pour le calcul du modèle de solidification              |     |
| 6.2. Parâmetros físicos para o cálculo do modelo de arrefecimento.....       | 109 |
| Paramètres physiques pour le calcul du modèle de refroidissement             |     |
| 6.3. Velocidade de arrefecimento e solidificação dos três corpos ígneos..... | 118 |
| Vitesse de refroidissement et solidification des trois corps magmatiques     |     |

---

## Agradecimentos

Quando, finalmente, se conclui a impressão do resultado de quatro anos de trabalho de investigação que tomou a forma desta tese de doutoramento realizada sob a orientação da Doutora Maria Amália e Doutor Dominique Proust, é natural que se faça um balanço do que se passou ao longo deste tempo. No âmbito deste balanço, é totalmente justo fazer-se uma referência a várias pessoas e instituições que contribuíram para o desenvolvimento e conclusão desta tese, às quais aqui deixo expresso o meu reconhecimento:

Doutora Maria Amália Sequeira Braga (Univ. do Minho)

Doutor Dominique Proust (Univ. de Poitiers)

Doutor Patrick Dudoignon (Univ. de Poitiers)

Doutor Alain Meunier (Univ. de Poitiers)

Doutores Jacques Leterrier e Christian France-Lanord (CRPG, Nancy)

Doutora Maria Isabel Prudêncio Pessoa (ITN - Sacavém)

Teresa Salomé Alves da Mota

Amigos e colegas do Departamento de Ciências da Terra da Univ. do Minho

Amigos e colegas da Univ. Federal do Rio Grande do Sul (Brasil)

Universidade do Minho / Escola de Ciências / Departamento de Ciências da Terra

Université de Poitiers / U.R.A. 721 "Hydrogéologie, argiles, sols et altérations"

Junta Nacional de Investigação Científica e Tecnológica

Embaixada de França em Portugal

Programa STRIDE

Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Univ. de Coimbra

Laboratório de Microscopia Electrónica da Univ. do Minho

---

## RESUMO

Este trabalho tem como objectivo principal o estudo da evolução dos processos de solidificação, arrefecimento e fracturação de rochas basálticas "subaéreas" com disjunção colunar. Pretende-se com este estudo compreender: (1) a cristalização fraccionada, cinética do arrefecimento e história da fracturação e (2) as alterações pós-magmática/hidrotermal de uma chaminé vulcânica.

O afloramento do Penedo de Lexim é um testemunho da conduta vertical de um antigo aparelho vulcânico do Complexo Vulcânico de Lisboa ( $55\pm 18$ Ma.) que teria uma altura mínima de 2000m acima do nível erosivo actual. O tefrito, holocristalino e de textura porfírica, apresenta uma disjunção colunar regular. Contém como fenocristais olivina, piroxena e ulvospinela. As fases principais da matriz são piroxena, ulvospinela, plagioclase e olivina e, na mesostase, ocorre calcite, apatite, feldspato alcalino, plagioclase, analcite, natrolite, interstratificados clorite/saponite e saponite. A olivina (crisólito), independentemente dos vários hábitos cristalinos que apresenta, encontra-se bastante alterada. Os interstratificados clorite/saponite+saponite±calcite constituem a respectiva paragénese de alteração.

A fracturação à escala do afloramento é isométrica. À escala do prisma foram definidos vários tipos de fissuras apresentando, quase na totalidade, um preenchimento constituído por uma paragénese relativamente homogénea, onde domina a associação natrolite+analcite+calcite.

O processo de cristalização da lava de Lexim ocorreu em três etapas essenciais: i) lento arrefecimento a baixos valores de  $\Delta T$ , originando a cristalização intratélúrica de fenocristais de olivina, piroxena e ulvospinela; ii) arrefecimento rápido provocado por um episódio súbito de ascensão da lava, dando origem a texturas particulares em microcristais de olivina e ulvospinela; iii) arrefecimento lento na fase final do processo (praticamente sem movimento da lava) até à solidificação total da mesma, sem que ocorra a formação de vidro. Este arrefecimento lento permite também a formação da disjunção prismática regular e homogénea, característica da chaminé no Penedo de Lexim.

A conjugação dos resultados obtidos pelos modelos térmicos e pela petrografia possibilita o estabelecimento de uma interpretação sobre a cinética de cristalização e arrefecimento. Estes cálculos permitem concluir que o arrefecimento total da chaminé de Lexim terá demorado cerca de 76 anos. Marcando como referência a temperatura de  $700^{\circ}\text{C}$  para início da fracturação, verifica-se que esta terá alcançado o centro da chaminé de Lexim 11 anos após o início do processo de solidificação, numa fase em que a velocidade de arrefecimento seria de  $120^{\circ}\text{C}/\text{ano}$ . O facto da lava de Lexim ter solidificado e arrefecido em profundidade é decisivo para a tipologia da disjunção colunar, distinta dos prismas que estão associados à fracturação de escoadas subaéreas.

A formação de zeólitos e minerais associados, durante as últimas fases de cristalização fraccionada, está intimamente relacionada com o episódio de fracturação no tefrito de Lexim. A semelhança mineralógica nos preenchimentos dos vários tipos de fissuras sugere que o episódio de fracturação tenha ocorrido num curto intervalo de tempo e, conseqüentemente, num pequeno intervalo térmico.

A gênese de minerais de argila está relacionada com uma cristalização pós-magmática. Esta hipótese está suportada num conjunto de argumentos, dos quais se destacam: i) todos os minerais de argila correspondem a interestratificados irregulares clorite/saponite (com diversas percentagens de cada um destes folhetos) e saponite, independentemente do microscópio de cristalização, o que sugere uma gênese fortemente condicionada à temperatura e à composição do fluido pós-magmático; ii) a alteração dos minerais primários limita-se à olivina; iii) os dados petrográficos não evidenciam locais de circulação de outros fluidos responsáveis por uma alteração hidrotermal.



**KINETICS OF CRYSTALLIZATION AND POSTMAGMATIC ALTERATION IN A  
VOLCANIC NECK OF THE VOLCANIC COMPLEX OF LISBON  
MODELING OF COOLING AND FRACTURATION MECHANISM IN DEPTH**

**ABSTRACT**

The main aim of this work is the study of the solidification, cooling and fracturation processes of sub-aerial basaltic rocks with columnar jointing, in order to understand: (1) the fractional crystallization, cooling kinetics and fracturation history and (2) the postmagmatic/hydrothermal alterations of a volcanic neck.

The Penedo de Lexim outcrop is part of the vertical conduit of an ancient volcanic system of the Complexo Vulcânico de Lisboa ( $55\pm 18$ Ma) which has achieved a minimum height of 2000m above the actual erosive level. The tephrite, holocrystalline and porphyritic, presents a regular columnar jointing. It is constituted by phenocrysts of olivine, pyroxene and ulvospinel. In the groundmass there are microcrystals of pyroxene, ulvospinel, plagioclase and olivine while in the mesostasis occurs calcite, apatite, alkali feldspar, plagioclase, analcime, natrolite, chlorite/saponite mixed-layer and saponite. The olivine (crysolite), although its crystalline habit, is very altered by the following paragenesis: chlorite/saponite mixed-layer+saponite $\pm$ calcite.

In the outcrop the fracturation is isometric. In one single column several types of fissures were identified, mostly presenting infillings of a rather homogeneous paragenesis: natrolite+analcime $\pm$ calcite.

The crystallization process of the Lexim lava occurred essentially in three stages: i) slow cooling rate at a small  $\Delta T$ , leading to an intratelluric crystallization of olivine, pyroxene and ulvospinel phenocrysts; ii) high cooling rate due to an ascension episode of the lava, originating typical crystalline habits in olivine and ulvospinel; iii) finally, slow cooling rate (pratically without lava motion) until the total solidification of the lava. This slow cooling rate allowed the development of regular columnar jointing.

The conjugation of the results of thermal modeling and petrography allowed the interpretation of the crystallization and cooling kinetics. These results indicate that the total cooling of the Lexim neck lasted approximately 76 years. As the fracturation front follows the 700°C isotherm, the prismation reached the central zones of the neck 11 years after the beginning of the cooling process, during a phase in which the cooling rate would have been 120°C/year. As the cooling and fracturation processes occurred in depth, the characteristics of the columnar jointing are different from those typical of sub-aerial lava flows.

The formation of zeolites and associated minerals during the final stages of fractional

crystallization is intimately related to the fracturation episode in the Lexim tephrite. The mineralogical similarity between infillings of different types of fissures suggests that the fracturation episode occurred in a short time and, consequently, in a small thermal range.

The genesis of clay minerals is related with a postmagmatic crystallization. This hypothesis is justified by several reasons: i) all clay minerals are chlorite/saponite mixed-layers and saponite, regardless of the place of crystallization, suggesting an origin strongly dependent on temperature and composition of the postmagmatic fluids; ii) the olivine is the only primary mineral that shows evidences of alteration; iii) the petrographic data show no evidence of circulation of other fluids responsible for a hydrothermal alteration.

## 1. INTRODUÇÃO

### 1.1 Estado actual dos conhecimentos

Qualquer actividade magmática está dependente, entre outras, das características físico-químicas do magma. Este tem origem em processos de fusão parcial do manto e da crosta terrestres (BARDINTZEFF, 1991; BOURDIER, 1994; BONIN, 1995). Ao longo dos mecanismos que acompanham a transformação do magma em rocha ígnea, os magmas evoluem e mudam de composição originando magmas primários, que resultam directamente dos processos de fusão parcial (p.e. magma basáltico) e magmas diferenciados, provenientes da evolução do magma primário (p.e. magma granítico). Segundo MAALØE (1985) a composição de um magma primário depende de alguns factores, entre os quais: i) composição do material inicial; ii) concentração relativa de voláteis; iii) pressão confinante; iv) grau de fusão parcial.

Qualquer que seja a origem dos magmas basálticos, os seus modos de instalação podem ser de dois tipos essenciais: intrusivos (sob a forma de diques, filões, ...) ou extrusivos (derrames em escoadas aéreas e submarinas, chaminés vulcânicas, lagos de lava, depósitos piroclásticos, ...).

Independentemente do tipo de implantação, o magma basáltico é afectado por uma sucessão de mecanismos físico-químicos, dos quais se destacam (SCHIFFMAN & LOFGREN, 1982):

- libertação sucessiva de fluidos (principalmente H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub>) em função da sua solubilidade e da diminuição da pressão. Este fenómeno pode originar vesiculação das lavas e ocorre entre a temperatura *liquidus* ( $\pm 1200^{\circ}\text{C}$ ) e a *solidus* ( $\pm 1000^{\circ}\text{C}$ );
- cristalização fraccionada das fases minerais primárias (olivina, piroxenas, plagioclases, titanomagnetite...) quer em fenocristais, quer em cristais de menor dimensão constituindo a matriz da rocha. Eventualmente pode ocorrer a formação de vidro. Esta cristalização fraccionada desenvolve-se até ser atingida uma temperatura de cerca de  $600^{\circ}\text{C}$  (GHIORSO & CARMICHAEL, 1985; BERGANTZ, 1990);
- fracturação da rocha, iniciada logo que é atingido o seu limite elástico ( $900\text{-}700^{\circ}\text{C}$ ) (JAEGER, 1961; PECK & MINAKAMI, 1968; RYAN & SAMMIS, 1981; TAZIEFF & DERRUAU, 1990; DeGRAFF & AYDIN, 1993; ROVETTA, 1993) com eventual formação de disjunção prismática (TOMKEIEFF, 1940; AYDIN & DeGRAFF, 1988; DeGRAFF *et al.*, 1989; BUDKEWITSCH & ROBIN, 1994), seguida do total arrefecimento da lava até ser atingido o equilíbrio térmico entre a rocha e o encaixante;

Em função dos modos de instalação e do seu ambiente, as rochas basálticas estão

sujeitas a diferentes episódios de cristalização e de alteração, que se podem suceder num mesmo maciço:

- cristalização pós-magmática;
- alterações associadas à implantação: pós-magmática e/ou hidrotermal afectando lavas em ambientes subaéreo e submarino;
- alterações tardias: hidrotermal associada a posteriores intrusões e meteorização que afecta rochas em ambientes subaéreo e submarino;

A cristalização pós-magmática corresponde à etapa terminal da cristalização fraccionada durante a qual a rocha terá já adquirido a sua textura. Os minerais que cristalizam nesta fase terão assim que se limitar aos espaços intersticiais disponíveis entre os cristais previamente formados, a partir de líquidos quimicamente evoluidos (ricos em Si, K, Na, H<sub>2</sub>O). Este conjunto de minerais, descrito na bibliografia como mesostase, tem sido referido como vidros ácidos, à escala do microscópio óptico, e como associação de feldspato potássico, quartzo, filossilicatos, zeólitos e apatite, à escala do microscópio electrónico.

O estudo dos processos de alteração de rochas basálticas tem sido preferencialmente dedicado aos trabalhos em ambiente submarino (BÖHLKE *et al.*, 1980; AILIN-PYZIK & SOMMER, 1981; BESSE *et al.*, 1981; STAKES & O'NEIL, 1982; ALT & HONNOREZ, 1984; HAYMON & KASTNER, 1986; JAKOBSSON & MOORE, 1986; JERCINOVIC *et al.*, 1990; DUDOIGNON *et al.*, 1989, 1992, 1994; DESTRINGNEVILLE *et al.*, 1991; PROUST *et al.*, 1992; SHAU & PEACOR, 1992) relativamente a ambiente subaéreo (MEUNIER *et al.*, 1988; SHAYAN *et al.*, 1990; FLEMING *et al.*, 1992; DUDOIGNON *et al.*, 1994).

#### Alterações associadas à instalação de escoadas subaéreas

Exceptuando a periferia das escoadas, localmente brechificada, o conjunto da escoada arrefece lentamente de modo a permitir a cristalização completa, ou quase, da lava; a primeira diferença em relação às escoadas submarinas é a quase ausência de vidro nas primeiras. As paragénese são condicionadas pelo gradiente térmico desenvolvido ao longo do tempo no seio da escoada, evoluindo durante o arrefecimento desde a parte central à superfície do derrame. A fase primária mais alterada é a olivina (MEUNIER *et al.*, 1988; SHAYAN *et al.*, 1990); os feldspatos, piroxenas e opacos estão geralmente muito pouco afectados pela alteração. As fases secundárias são normalmente constituídas por minerais de argila. A cristalização de clorite predomina nas partes centrais das escoadas por estas conservarem temperaturas elevadas durante mais tempo. A saponite é dominante na periferia e as zonas intermédias são caracterizadas pela presença de interstratificados clorite/saponite. Estes filossilicatos trioctaédricos estão frequentemente associados a celadonite, carbonatos, zeólitos e, localmente, sílica. A saponite evolui para composições mais aluminosas à medida que a alteração progride no sentido da periferia da escoada, reflectindo temperaturas de estabilidade mais baixas.

### Alterações associadas à instalação de escoadas submarinas

As escoadas implantadas em ambientes submarinos caracterizam-se por uma textura essencialmente vítrea, pelo menos na periferia das *pillow-lava*. As fases primárias mais facilmente alteráveis são a olivina e o vidro. As alterações são governadas, a baixa temperatura (<100°C), pela interacção água do mar/rocha (SHAU & PEACOR, 1992), afectando a escoada a partir da zona exterior para o centro, através das fracturas (DUDOIGNON *et al.*, 1994). A alteração típica caracteriza-se pela substituição do vidro e da olivina por saponites-Fe-Mg e pelo preenchimento de fissuras e vacúolos pela seguinte sequência mineralógica: saponite-Fe □ □ saponite-Mg □ zeólitos (philipsite dominante) (DUDOIGNON *et al.*, 1989; PROUST *et al.*, 1992). Nestes casos, a temperatura de cristalização das saponites ronda os 60°C (DUDOIGNON *et al.*, 1994). O balanço geoquímico calculado entre rocha sã e a rocha alterada mostra essencialmente um ganho em Mg, associado à abundância de saponites neofornadas pela interacção com a água do mar.

### Alterações hidrotermais tardias

As alterações associadas a episódios hidrotermais tardios, provocados por intrusões magmáticas através dos aparelhos vulcânicos, desenvolvem-se de um modo pervasivo e/ou fissural segundo um gradiente térmico (PIRAJNO, 1992), traduzindo-se numa zonação das paragéneses minerais, quer verticalmente em campos geotérmicos (LIU *et al.*, 1985) quer perpendicularmente aos contactos das intrusões. A estrutura dos filossilicatos e zeólitos neofornados evolui em função da sua temperatura de cristalização. Enquanto as saponites cristalizam a menos de 200°C (TÓMASSON & KRISTMANNDÓTTIR, 1972; STAKES & O'NEIL, 1982), os interestratificados clorite/saponite podem-se formar a temperaturas entre 200°C e 300°C (TÓMASSON & KRISTMANNDÓTTIR, 1972; HAYMON & KASTNER, 1986; KRISTMANNDÓTTIR & MATSUBAYA, 1995). Estes são caracterizados por um aumento da percentagem de folhetos cloríticos com o aumento da temperatura (LIU *et al.*, 1985; BETTISON & SCHIFFMAN, 1988; SCHIFFMAN & FRIDLEIFSSON, 1991). A clorite cristaliza a temperaturas da ordem de 300°C (SCHIFFMAN & FRIDLEIFSSON, 1991). Nestes sistemas hidrotermais de campos geotérmicos, os minerais de argila cristalizam em profundidade, em condições de temperatura elevada e baixa relação água/rocha (água magmática dominante); na parte superior, as condições de cristalização são de mais baixa temperatura e os sistemas progressivamente alimentados por águas meteóricas e/ou água do mar.

### Meteorização

A meteorização de rochas basálticas é influenciada por diversos factores em que se destacam o clima, a estrutura e textura da rocha (tipo de fracturação, grau de compacidade, ...) e a topografia (PRUDÊNCIO, 1993). Este último factor é um dos que mais influencia a tipologia dos minerais de argila neofornados, dada a sua relação com o gradiente de drenagem (PRUDÊNCIO *et al.*, 1995a). As esmectites predominam nas zonas baixas de menor drenagem enquanto os

minerais do grupo das caulinites são mais frequentes nas zonas altas de maior drenagem. As fases interestratificadas são do tipo caulinite/esmectite. Muitas vezes, surgem carbonatos, paligorskite e zeólitos associados a estes minerais de argila. A formação de paligorskite ou de analcrite a partir da desestabilização e transformação de esmectites, é controlada pelas condições climáticas que influenciam decisivamente os mecanismos geoquímicos. O estabelecimento da distinção da origem meteórica ou hidrotermal para alguns minerais que podem possuir ambas as paternidades, pode ser conseguido com o estudo da composição isotópica e a caracterização do cortejo de terras raras. Durante o processo de meteorização e em condições de clima temperado, os elementos de terras raras são libertados dos minerais primários das rochas basálticas e mobilizados, pelas águas meteóricas, para as zonas mais profundas dos perfis de meteorização (PRUDÊNCIO *et al.*, 1995b). Em geral, os elementos de terras raras pesados são mais mobilizados do que os elementos leves, provocando uma zonalidade nos perfis de meteorização.

#### Complexo Vulcânico de Lisboa (CVL)

O afloramento estudado, denominado Penedo de Lexim, pertence ao Complexo Vulcânico de Lisboa (CVL). Este Complexo tem sido objecto de vários trabalhos científicos desde o final do século passado referindo-se, de seguida e por ordem cronológica, os principais trabalhos publicados nos últimos 25 anos:

MATOS ALVES *et al.* (1972) apresentam um estudo preliminar sobre algumas ocorrências do CVL, nomeadamente no que respeita a soleiras da região de Anços-Montelavar. Relativamente ao Penedo de Lexim, é referido que este "...é constituído por basalto fino, negro-azulado, com disjunção prismática colunar, em feixes."

SERRALHEIRO (1978) refere que o Penedo de Lexim constitui uma chaminé monolítica donde se expeliram dois tipos de lavas como se comprova pela disposição da prismação e pela petrografia. Refere ainda que o vulcanismo dos arredores de Lisboa ocorreu em terrenos emersos, estimando que o cone principal teria uma altura máxima de cerca de 2.8Km.

RIBEIRO *et al.* (1979), descrevendo a actividade magmática nas bordaduras meso-cenozóicas, indicam uma idade de  $72.5 \pm 3$ Ma. para o CVL, baseada numa isócrona K/Ar. Aqueles autores situam no Cretácico Superior a actividade vulcânica da região de Lisboa. Referem ainda que este magmatismo deve ser responsável pela anomalia magnética da região de Lisboa (E-W) e relacionam o início da actividade ao dispositivo em junção tripla de *rifts* intracratónicos que englobam a referida anomalia, a fossa do baixo Tejo (NE-SW) e a fossa do Sado (NW-SE) naquela época (Cretácico Superior).

Em MATOS ALVES *et al.* (1980) classifica-se o Penedo de Lexim como chaminé vulcânica e um dos principais centros eruptivos que dariam origem ao Complexo Vulcânico de Lisboa. Segundo os mesmos autores, o vulcanismo teria sido predominantemente efusivo, uma vez que os materiais piroclásticos têm pouca expressão na região. Dada a existência de paleossolos com fósseis, infere-se que houve longos periodos de repouso intercalando com os periodos de actividade vulcânica. No mesmo trabalho, refere-se a idade de  $55 \pm 18$ Ma. para a chaminé de Lexim (Eocénico Inferior), segundo datação pelo método de Rb/Sr, concluindo-se ainda sobre o

carácter oceânico e intraplaca do magmatismo. Consideram ainda a existência de uma fase de autometassomatismo hidrotermal responsável pela génese de alguns feldspatóides (analcite) no processo final de fraccionamento do magma parental.

RODRIGUES *et al.* (1982) referem que "o CVL é representativo de uma sequência basáltica alcalina/basanítica intraplaca ... relacionada com processos de *rifting* intracontinental."; o magma parental que deu origem a esta sequência "pode ter resultado de 8-12% de fusão de uma fonte mantélica superior de natureza lherzólítica granatífera enriquecida de elementos incompatíveis." Estes autores acrescentam que as características do CVL "podem ser explicadas por metassomatismo relativamente recente na região da fonte mantélica, que provocou um aumento de concentração de elementos incompatíveis do manto peridotítico e debitou a energia necessária para originar na zona o *rifting* intracontinental mais ou menos incipiente".

Em CABRAL *et al.* (1983) também se refere o Penedo de Lexim como uma chaminé vulcânica. Este trabalho procura identificar afinidades geoquímicas entre as diferentes chaminés da zona, as diferentes escoadas e filões da região. As chaminés do Penedo de Lexim, Funchal e Cabeço do Paço parecem ter pertencido ao mesmo episódio vulcânico. É ainda referido que, actualmente, as chaminés vulcânicas "são testemunhos de zonas bastante profundas das condutas do antigo edifício vulcânico".

PALÁCIOS (1985) classifica a rocha como basalto e refere que este afloramento constitui uma das chaminés vulcânicas mais importantes que deu origem às variadas escoadas que constituem o CVL. (Porém, na Carta Geológica de Portugal (Folha 34-A Sintra à escala de 1:50000) (ALMEIDA *et al.*, 1991), o referido afloramento não é integrado no CVL, embora se mantenha a designação de basalto). É referido que os basaltos do CVL apresentam, de um modo geral, espinela cromífera, olivina, clinopiroxena, óxidos de Ti e Fe, plagioclase e hornblenda basáltica, como fenocristais. Relativamente à matriz, referem-se a clinopiroxena, plagioclase, minerais opacos, olivina, feldspato potássico, analcite, vidro, zeólitos, biotite, apatite e outros produtos secundários e/ou tardios como a serpentina, clorite e calcite. PALÁCIOS *et al.* (1988) apresentam uma síntese sobre as condições petrogenéticas do CVL, com base em dados de geoquímica isotópica, defendendo que terá havido uma mistura do magma basáltico inicial com rochas crustais, concomitantemente com o desenvolvimento da cristalização fraccionada.

SERRALHEIRO (1990) elabora uma síntese com exemplos do CVL, Açores, Madeira e Cabo Verde relativamente ao aproveitamento de aquíferos em edifícios vulcânicos. Este aproveitamento deve ser equacionado com base em vários factores em que se destacam: a tipologia dos piroclastos e escoadas, presença de filões e disjunções, ocorrência de depósitos de enxurrada e outros sedimentos e tipo de clima e cobertura vegetal.

Em PRUDÊNCIO (1993) e PRUDÊNCIO *et al.* (1995a) (1995b) apresentam-se estudos pormenorizando alguns aspectos geoquímicos de diversos afloramentos do CVL (não sendo tratado em concreto o basalto de Lexim), em especial sobre a meteorização destas rochas. O grau de alteração é influenciado pelo clima, estrutura dos perfis e topografia. Na fracção  $<2\mu\text{m}$  dominam as esmectites, bem cristalizadas, sendo rara a ocorrência de interestratificados.

Verifica-se o predomínio de esmectites, nas zonas baixas de menor drenagem, e de haloisites, nas zonas altas de maior drenagem. Quanto à distribuição dos elementos de terras raras nas rochas basálticas do CVL, verificou-se que em condições de clima temperado, estes elementos são retirados dos minerais primários das rochas basálticas e posteriormente mobilizados, pelas águas meteóricas, para as zonas mais profundas dos perfis de meteorização, originando uma zonalidade geoquímica.

RAMALHO *et al.* (1993) apresenta um resumo sobre o Complexo Vulcânico de Lisboa, especialmente em termos de Geologia/Petrografia e Geoquímica/Petrogênese. De um ponto de vista morfológico, é referido que a reconstituição dos aparelhos vulcânicos é problemática devido ao facto do nível erosivo actual se situar próximo do enraizamento das referidas estruturas. Do ponto de vista petrográfico, é referido que predominam, na maioria dos basaltos, fenocristais de clinopiroxena e de olivina. A matriz é constituída principalmente por: clinopiroxena, plagioclase e minerais opacos com quantidades variáveis de olivina, feldspato potássico, analcite, vidro, zeólitos, biotite, apatite e produtos secundários e/ou tardios como a serpentina, clorite e calcite. Os dados químicos permitiram confirmar que o CVL consiste numa série alcalina típica de ambientes intraplaca e que a cristalização fraccionada terá sido o mecanismo preponderante na evolução magmática do complexo. A geoquímica de elementos menores e TR sugere que os magmas primários que deram origem ao CVL "resultaram de diversos graus (6 a 14%) de fusão parcial de uma fonte mantélica homogénea".

Finalmente ANDRADE (1994) desenvolve um estudo sobre a adequabilidade de rochas basálticas do CVL para a produção de lã de rocha e vitrocerâmicos.

## **1.2. Objectivos e plano da tese**

Este trabalho tem como objectivo principal o estudo da evolução dos processos de solidificação, arrefecimento e fracturação de rochas basálticas subaéreas com disjunção colunar. Pretende-se com este estudo compreender: (1) a cristalização fraccionada, cinética do arrefecimento e história da fracturação; e (2) as alterações pós-magmática/hidrotermal de uma chaminé vulcânica.

Esta tese está dividida em duas partes principais: a parte I onde se apresentam todos os dados obtidos pelas diversas técnicas analíticas utilizadas e a parte II onde se discutem estes mesmos dados que conduzem à apresentação de um modelo geral de cristalização, arrefecimento e prismação. A parte I ("Apresentação dos resultados") inicia-se por uma caracterização geral do objecto de estudo (capítulo 2), quer à escala do afloramento quer à escala da rocha. Segue-se o capítulo 3, "Mineralogia e Petrografia", onde se apresenta a caracterização completa de todos os minerais que ocorrem na rocha. O capítulo 4, "Fracturação", trata este fenómeno quer à escala do afloramento quer à escala da lâmina delgada. A parte II ("Discussão e Conclusões") segue a sequência dos acontecimentos que deram origem à rocha em estudo. Assim, inicia-se pela análise da cronologia da cristalização (capítulo 5) seguindo-se a discussão relativa à cinética de solidificação e arrefecimento (capítulo 6) e cinética da fracturação



(capítulo 7). A discussão termina com uma abordagem mais detalhada quanto à formação de zeólitos (capítulo 8) e de minerais de argila (capítulo 9). No final da tese apresenta-se uma conclusão geral (capítulo 10) que consiste num modelo integrador de todo o conjunto de dados apresentados e discutidos nos capítulos precedentes.

### 1.3. Metodologia e amostragem

A selecção do afloramento foi a primeira condição a ser definida antes de se iniciar este trabalho. O Penedo de Lexim, pertencente ao Complexo Vulcânico de Lisboa, é uma chaminé vulcânica com disjunção prismática e pouco afectada pela meteorização. Como se pretendia estudar a alteração mais precoce ocorrida na rocha basáltica, a contribuição da meteorização teria de ser reduzida ao mínimo. Para serem atingidos os objectivos propostos, foi necessário proceder-se a um estudo muito detalhado, limitando-se assim o número de amostras estudadas.

#### Amostragem

Foi amostrado um prisma de basalto de secção poligonal, com cerca de 50cm de diâmetro e 60cm de altura (figura 1.1).

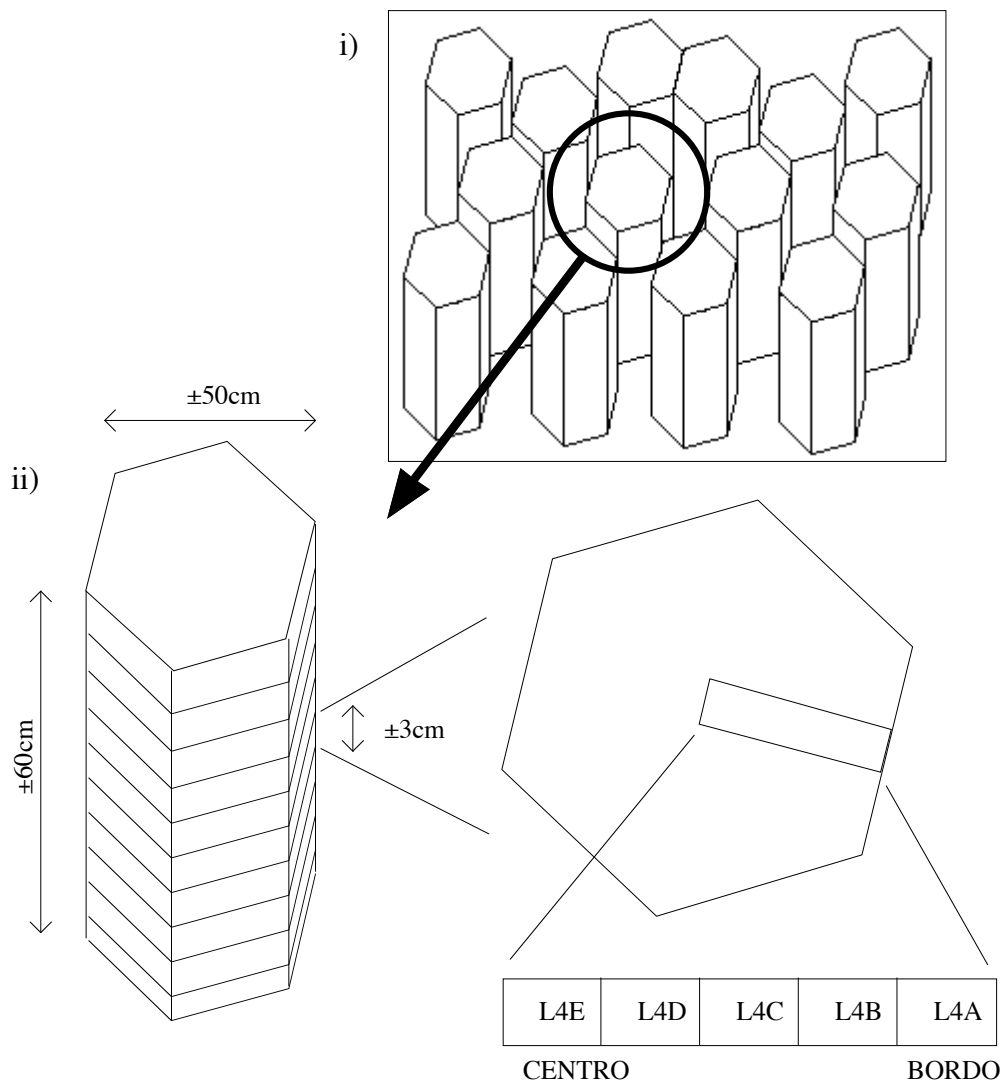


Figura 1.1 - Esquema representativo da i) semelhança da prismação à escala do afloramento e ii) posição

relativa das cinco sub-amostras no prisma amostrado

Figure 1.1 - Schéma représentant i) la prismation à l'échelle de l'affleurement et ii) la position relative des cinq sous-échantillons prélevés sur l'échantillon de prisme étudié.

Como a prismação no afloramento é bastante regular, quer relativamente ao diâmetro médio dos prismas quer relativamente às características petrográficas, um só prisma é representativo do conjunto da disjunção colunar. O prisma amostrado foi cortado transversalmente em fatias de espessuras entre os 2-3cm cada. Em cada uma destas fatias foram executadas lâminas polidas, perpendiculares ao eixo maior do prisma, segundo uma transversal entre o centro e a periferia da fatia. Procedimento semelhante, embora com objectivos um pouco distintos, fora já executado por RYAN & SAMMIS (1978).

Foi seleccionada uma fatia do centro do prisma como amostra representativa do conjunto. Desta amostra separaram-se cinco sub-amostras para a realização de todo o programa analítico necessário ao estudo de pormenor que se apresenta ao longo deste trabalho.

#### Técnicas utilizadas

- **densidade relativa** determinada com base nas Normas Portuguesas Definitivas (LNEC) nº 84 (*Teor dum provete de solo em humidade*) e nº 143 (*Determinação dos limites de consistência*);
- **microscopia óptica** para a caracterização petrográfica da rocha sã e das alterações. A estimativa da razão fenocristais/matriz, assim como a quantificação das diversas fases minerais, foi executada com o contador de pontos Swift - Model E da Universidade do Minho (UM);
- **microssonda electrónica** para a caracterização química das fases minerais primárias e secundárias. Foi utilizado um equipamento de marca CAMECA SX-50 da Université Pierre et Marie Curie (Service d'analyse Camparis, Paris), tendo sido aplicadas as seguintes condições de análise: 15kV de voltagem, diâmetro do feixe de 1 $\mu$ m, corrente de 5nA e um tempo de contagem de 10s para cada elemento analisado;
- **microscopia electrónica de varrimento (MEV)** para o estudo químico--mineralógico dos microssítios de alteração e sistema fissural. Utilizaram-se microscópios electrónicos de varrimento de marca Leica S360 (UM) e de marca Jeol JSM 6400 (Université de Poitiers - UP), munidos com sistema de microanálise EDS (espectrómetro de dispersão de energias) e operados a 15kV. Foram obtidas imagens produzidas quer por electrões retrodifundidos (que evidenciam diferenças de composição química permitindo o posterior tratamento de imagem) quer por electrões secundários (que salientam pormenores texturais).
- **difracção de raios X (DRX)** para a caracterização mineralógica de fases primárias e secundárias, em amostras: (1) de rocha total, (2) de fases separadas por *hand picking* e

(3) de variadas fracções  $<2\mu\text{m}$  (separadas por ultracentrifugação). Este estudo foi executado na UM num difractómetro Philips PW-1710 (Cu K $\alpha$ , corrente de 40kV e 30mA), equipado com monocromador de grafite e fenda de divergência automática. Os difractogramas de amostras em pequena quantidade foram executados com tempos de contagem da ordem de 5s por cada  $0.01^\circ 2\theta$  para a obtenção de reflexões significativas. Alguns dos espectros de difracção foram sujeitos a tratamentos de decomposição, utilizando *software* específico (DECOMPXR<sup>®</sup>). Esta técnica permite a distinção de reflexões sobrepostas provocadas por misturas de minerais na mesma amostra. A modelização de espectros foi executada com o *software* NEWMOD<sup>®</sup>, com especial interesse para a quantificação da percentagem de cada fase em minerais interestratificados.

- **tratamento de imagem** permitiu estimar o conjunto porosidade+minerais de argila em lâminas polidas do prisma. Obtiveram-se ainda imagens ilustrativas da textura do basalto, quer em fotografias de microscópio óptico quer em fotografias de MEV, com vista ao desenvolvimento da petrografia quantitativa. Foi utilizado o *software* OPTILAB<sup>®</sup> a partir de imagens das lâminas polidas digitalizadas em computador Macintosh<sup>®</sup> da UP. Por tratamento ou análise de imagem entende-se um conjunto de técnicas informáticas que possibilitam a obtenção de informações quantitativas em imagens capturadas em formato digital (FORTEY, 1995).
- **catodoluminiscência** em microscópio óptico para a caracterização da ocorrência de carbonatos quer no sistema microfissural quer disseminados na matriz. Foram ainda observados com esta técnica aspectos particulares em cristais de plagioclase. As lâminas polidas foram observadas num equipamento Technosyn MKII (15-20kV) da UP.
- **análises químicas** de elementos maiores, menores e TR de amostras de rocha total. Os elementos maiores (e também o Sc) foram quantificados por espectrometria de emissão plasma; os teores dos restantes elementos foram obtidos por ICP-MS. Foram também executadas análises isotópicas de  $^{18}\text{O}$ ,  $\text{D}$  e  $^{13}\text{C}$  em amostras de rocha total e separações de argila, zeólitos e calcite num espectrómetro de massa modificado (VG602D). O conjunto destas análises foi executado no Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy.

**PARTE I**

**APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS**

## 2. CARACTERIZAÇÃO GERAL

### 2.1. Aspectos de campo

O Penedo de Lexim localiza-se entre Mafra e Sintra a cerca de 25Km a NW de Lisboa, tratando-se de uma pedreira abandonada o que permite uma observação privilegiada. Como foi já referido por vários autores (sub-capítulo 2.1), trata-se de uma chaminé vulcânica, uma das mais importantes que deram origem ao CVL. Encontra-se rodeada por rochas sedimentares, conforme se pode verificar no esboço da carta geológica (figura 2.1), embora o seu contacto não seja observável no campo. Constitui um relevo positivo devido a ser mais resistente à erosão do que as rochas sedimentares encaixantes.

Macroscopicamente existe uma homogeneidade no tipo de rocha aflorante (figura 2.2). Trata-se de uma rocha de cor escura, de textura porfírica, de grão bastante fino e com raros fenocristais de olivina e piroxena. Por vezes observam-se pequenas cavidades com preenchimentos de minerais claros (zeólitos). Ocorrem zonas com um aspecto bastante inalterado, enquanto outras apresentam uma fina capa de meteorização marcada por cores amareladas/acastanhadas (figura 2.2).

A rocha apresenta disjunção colunar típica de rochas vulcânicas (figura 2.2). Os prismas ocorrem com secções transversais poligonais de diâmetros da ordem dos 30-50cm, a maioria das quais, de tendência pentagonal e hexagonal. Não existem diferenças mesoscópicas na dimensão dos prismas em todo o afloramento. Este apresenta zonas com uma prismação bem evidente e regular e outras zonas de aspecto predominantemente maciço. O fenómeno da prismação será pormenorizado no capítulo 4.

### 2.2. Composição química global

As rochas basálticas do CVL classificam-se, em geral, como "basaltos álcali-olivínicos e basanitóides típicos no sentido de YODER & TILLEY (1962) e MACDONALD & KATSURA (1964). São subsaturados ( $q \geq 6$  com nefelina normativa entre 8 e 18%), ricos em  $TiO_2$  (>3%) e álcalis (4-7%), com D.I.<35 e teores de MgO entre 6 e 11% que reflectem graus de evolução variáveis." - PALÁCIOS (1985).

Os resultados das análises químicas das cinco sub-amostras estão apresentadas no quadro 2.1. De recordar que estas sub-amostras pertencem a uma mesma fatia do prisma, desde a periferia do prisma 'amostra L4A' até ao centro 'amostra L4E'.

Não se registam diferenças significativas entre o conjunto das cinco sub-amostras e as amostras apresentadas por PALÁCIOS (1985).

No quadro 2.2 apresentam-se os resultados do cálculo da norma CIPW com base nas análises químicas da tabela anterior, apesar de MIDDLEMOST (1994) defender que se deixem de utilizar os cálculos normativos para classificações petrológicas, preferindo usar os dados da composição química de elementos maiores. Com efeito, para a classificação da rocha basáltica de Lexim, iremos utilizar os dados da composição química em percentagem de óxidos.

Figura 2.1 - Esboço da carta geológica da área de trabalho. Modificado de MATOS ALVES *et al.* (1972).  
Figure 2.1 - Esquisse de la carte géologique du secteur étudié. Modifiée d'après MATOS ALVES *et al.* (1972).

Figura 2.2 - A- Aspecto geral do afloramento do Penedo de Lexim, evidenciando zonas de prismação regular e zonas de aspecto maciço; B- Conjunto de prismas regulares cujas faces laterais apresentam revestimentos esbranquiçados. Fita métrica = 1m;

Figure 2.2 - A- Aspect général de l'affleurement de Penedo de Lexim montrant les zones à prismation régulière et les zones massives; B- Assemblage de prismes réguliers dont les faces latérales montrent des revêtements de couleur blanche. Échelle=1m.

|                                    | L4A   | L4B   | L4C   | L4D   | L4E   | Ref. 1 | Ref. 2     |
|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|------------|
| <b>SiO<sub>2</sub></b>             | 41.54 | 41.76 | 42.04 | 41.98 | 42.03 | 41.70  | 43.57±1.69 |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 14.51 | 14.83 | 14.83 | 14.83 | 14.88 | 15.60  | 14.62±1.17 |
| <b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 13.16 | 13.08 | 13.26 | 13.23 | 13.28 | 13.50  | 13.14±1.06 |
| <b>MnO</b>                         | 0.20  | 0.20  | 0.20  | 0.20  | 0.20  | 0.20   | 0.17±0.02  |
| <b>MgO</b>                         | 6.39  | 6.10  | 6.33  | 6.22  | 6.10  | 7.18   | 9.03±1.99  |
| <b>CaO</b>                         | 11.00 | 10.83 | 10.78 | 10.71 | 10.83 | 11.84  | 11.00±0.96 |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>             | 3.54  | 3.58  | 3.74  | 4.01  | 3.99  | 4.00   | 3.50±0.58  |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>              | 1.46  | 1.54  | 1.45  | 1.35  | 1.37  | 1.90   | 1.50±0.41  |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>             | 4.17  | 4.19  | 4.20  | 4.22  | 4.24  | 4.08   | 3.48±0.53  |
| <b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>  | 0.91  | 0.91  | 0.94  | 0.93  | 0.94  | n.r.   | n.r.       |
| <b>Perda ao fogo</b>               | 2.66  | 1.85  | 1.76  | 1.81  | 1.69  | n.r.   | n.r.       |
| <b>Total</b>                       | 99.54 | 98.87 | 99.53 | 99.49 | 99.55 | 100.00 | -          |
| <b>R 1</b>                         | 738   | 722   | 700   | 624   | 628   | 476    | 896        |
| <b>R 2</b>                         | 1783  | 1756  | 1762  | 1749  | 1757  | 1933   | 1917       |
| <b>SI</b>                          | 26.03 | 25.10 | 25.54 | 25.07 | 24.66 | 27.01  | 33.23      |

Quadro 2.1 - Análises químicas, de elementos maiores, efectuadas em amostras de Lexim. Ref. 1 - análise química de uma amostra do mesmo afloramento e Ref. 2 - média e desvio padrão de 28 basaltos do CVL, apresentadas em PALÁCIOS (1985). n.r. - não referido. R1 e R2 parâmetros calculados segundo DE LA ROCHE *et al.* (1980) - ver figura 2.4. SI - Índice de solidificação (ver figura 5.7). Análises completas em anexo.

Tableau 2.1 - Analyses chimiques des éléments majeurs réalisées sur les échantillons de Lexim (voir annexe). Ref. 1- analyse chimique d'un échantillon du même affleurement et Ref. 2 - moyenne et écart-type des analyses de 28 basaltos du CVL présentées par PALÁCIOS (1985). n.r. - non référencé. R1 et R2 - paramètres calculés selon DE LA ROCHE *et al.* (1980) - voir figure 2.4. SI - Indice de solidification (voir figure 5.7).

|            | L4A   | L4B   | L4C   | L4D   | L4E   | Média      |
|------------|-------|-------|-------|-------|-------|------------|
| <b>Or</b>  | 8.92  | 9.40  | 8.75  | 8.16  | 8.27  | 8.70±0.50  |
| <b>Ab</b>  | 10.96 | 11.61 | 12.20 | 12.42 | 12.15 | 11.87±0.59 |
| <b>An</b>  | 20.04 | 20.47 | 19.84 | 18.90 | 19.06 | 19.66±0.67 |
| <b>Ne</b>  | 10.79 | 10.63 | 10.95 | 12.11 | 12.12 | 11.32±0.73 |
| <b>Di</b>  | 24.32 | 23.23 | 23.10 | 23.64 | 23.91 | 23.64±0.50 |
| <b>Ol</b>  | 8.68  | 8.40  | 8.84  | 8.44  | 8.10  | 8.49±0.28  |
| <b>Il</b>  | 8.17  | 8.20  | 8.17  | 8.20  | 8.22  | 8.19±0.02  |
| <b>Mag</b> | 4.92  | 4.89  | 4.91  | 4.91  | 4.92  | 4.91±0.01  |
| <b>Ap</b>  | 2.23  | 2.23  | 2.27  | 2.25  | 2.27  | 2.25±0.02  |
| <b>DI</b>  | 30.67 | 31.64 | 31.90 | 32.69 | 32.54 | 31.89±0.81 |

Quadro 2.2 - Resultados do cálculo da norma CIPW para as cinco sub-amostras e respectiva média e desvio padrão. DI (Índice de Diferenciação): Q+Or+Ab+Ne.

Tableau 2.2 - Résultats du calcul de la norme CIPW pour les cinq sous-échantillons avec moyenne et écart-type. DI (Indice de Différentiation): Q+Or+Ab+Ne.

De acordo com a projecção dos valores da composição química (quadro 2.1) na figura 2.3 (GIROD *et al.*, 1978), o basalto de Lexim classifica-se como basalto fortemente alcalino.

As análises químicas das amostras de Lexim foram também representadas no diagrama R<sub>1</sub>R<sub>2</sub> de acordo com DE LA ROCHE *et al.* (1980) (figura 2.4). As análises correspondentes às amostras de Lexim representam-se no domínio composicional dos tefritos (rocha basáltica com feldspatóides). Porém, nas amostras estudadas não foram identificados feldspatóides. O deslocamento para este domínio deve-se à existência de zeólitos (analcite e natrolite) em especial nos preenchimentos de microfissuras, com composições químicas próximas das dos feldspatóides.



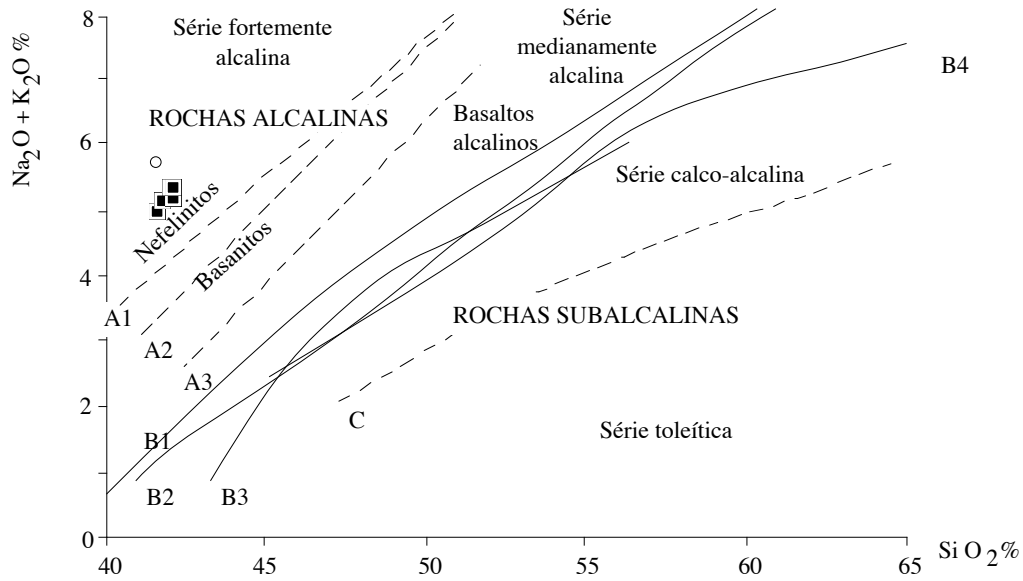


Figura 2.3 - Diagrama Alc./SiO<sub>2</sub> indicando a posição das diferentes séries magmáticas (in GIROD *et al.*, 1978). O limite entre o domínio das lavas subalcalinas (A1, A2, A3, B1, B2, B3 e B4) varia segundo os autores. Os quadrados pretos representam as análises efectuadas nas cinco sub-amostras de Lexim. O círculo representa a análise referida no quadro 2.1 como Ref.1 de PALÁCIOS (1985).

Figure 2.3 - Diagramme Alc./SiO<sub>2</sub> indiquant la position des différentes séries magmatiques (in GIROD *et al.*, 1978). La limite entre les domaines des laves subalcalines (A1, A2, A3, B1, B2, B3 et B4) varie selon les auteurs. Les carrés noirs représentent les analyses effectuées sur les cinq sous-échantillons de Lexim. Le cercle représente l'analyse Ref.1 de PALÁCIOS (1985) du tableau 2.1.

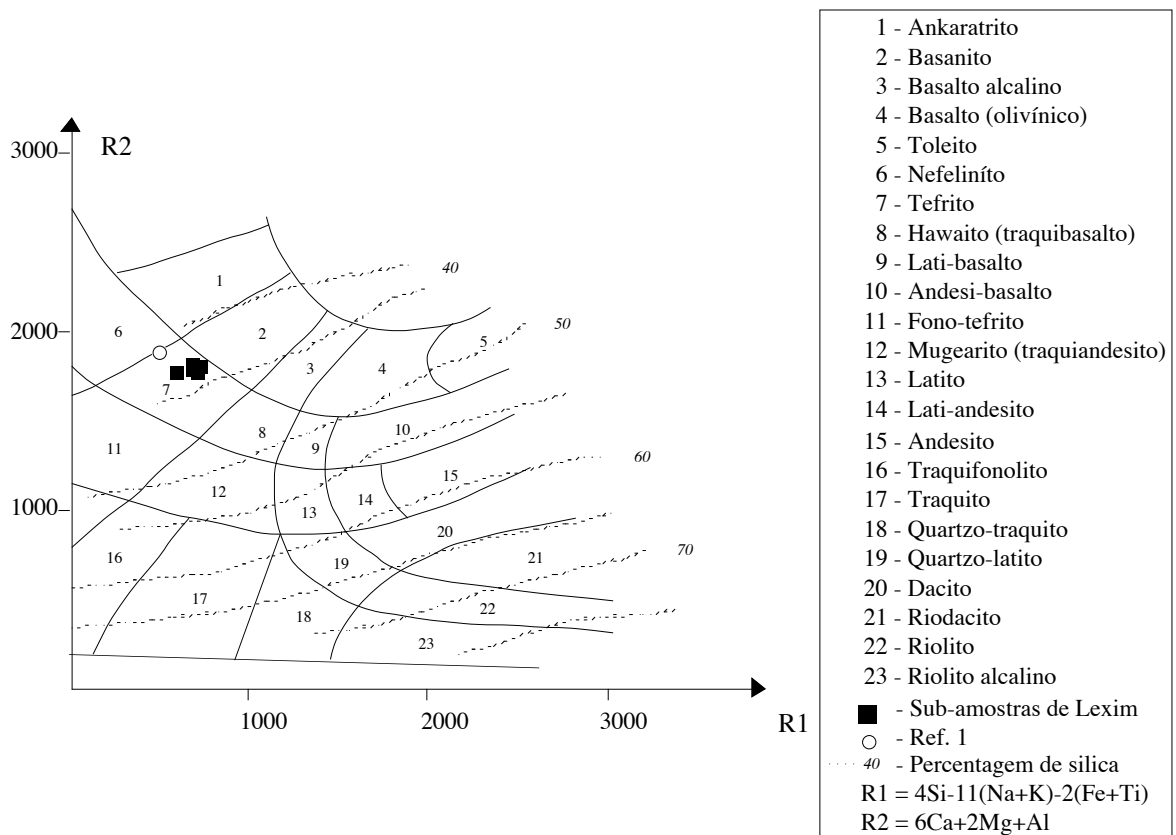


Figura 2.4 - Diagrama adaptado de DE LA ROCHE *et al.* (1980). Dados em milicatiões, calculados a partir das análises químicas do quadro 2.1.

Figure 2.4 - Diagramme modifié de DE LA ROCHE *et al.* (1980). Les données en millicatiões sont calculées à

partir des analyses chimiques du tableau 2.1.

Na figura 2.5 apresenta-se a versão actualizada do diagrama TAS (*Total Alkali System*) e a respectiva representação das análises de Lexim que se localizam no domínio do tefrito/basanito. Para LE BAS *et al.* (1986) a rocha classifica-se como basanito se a olivina exceder o valor de 10% na norma CIPW e tefrito se esta percentagem for inferior (como é o caso de Lexim:  $\pm 8\%$ , quadro 2.2). Também para MIDDLEMOST (1994) a rocha em estudo deve-se classificar como tefrito, uma vez que possui menos de 8% de MgO. O diagrama TAS apresenta uma classificação puramente descritiva, sem implicações genéticas embora especialmente indicado para rochas sem alteração (LE BAS *et al.*, 1986). Porém, SABINE *et al.* (1985) referido no mesmo trabalho, indica que rochas com um baixo grau de alteração podem também ser classificadas segundo este diagrama.

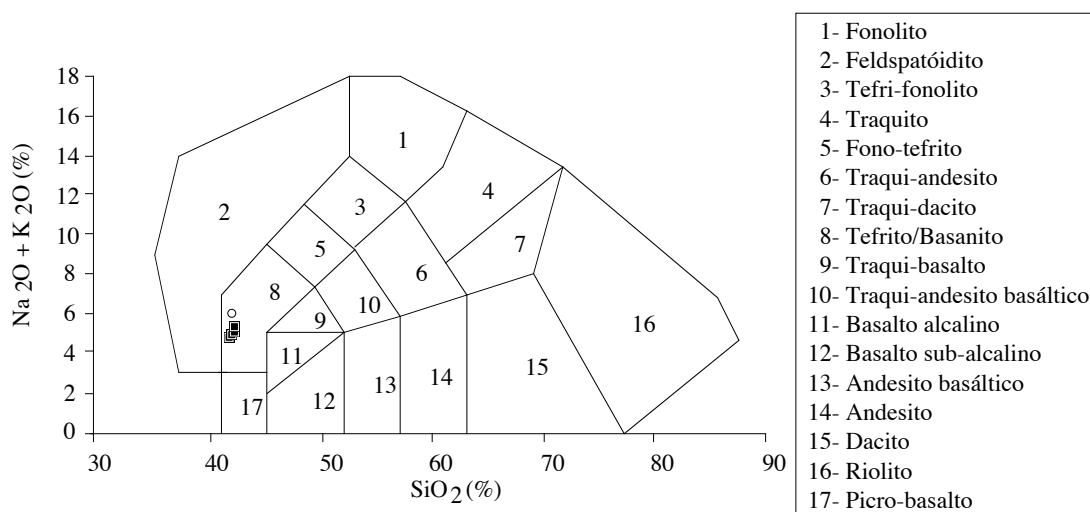


Figura 2.5 - Representação da composição química das sub-amostras de Lexim (quadrados) e da amostra Ref.1 (círculo) no diagrama TAS referido em MIDDLEMOST (1994).

Figure 2.5 - Représentation de la composition chimique des sous-échantillons de Lexim (carrés) et de l'échantillon Ref.1 (cercle) dans le diagramme TAS présenté par MIDDLEMOST (1994).

Assim, podemos concluir que, do ponto de vista químico, a rocha de Lexim se classifica como tefrito.

Quando se comparam os valores de perda ao fogo das cinco sub-amostras (quadro 2.1), verifica-se um aumento da percentagem de perda ao fogo na amostra do bordo do prisma (figura 2.6). Este facto está relacionado com o aumento da percentagem de minerais de argila no bordo do prisma.

Foram efectuadas análises de isótopos de oxigénio de amostras de rocha total tendo-se obtido resultados entre 8.19-8.74‰ de  $\delta^{18}\text{O}$ . HOEFS (1987) refere que os resultados deste tipo de análises em amostras de rocha total de rochas basálticas devem ser encarados com cautela, a menos que as lavas sejam muito recentes ou então que se confirmem os valores com análises semelhantes em fenocristais. Estes dados confirmam o teor em água solubilizada no magma (sub-capítulo 2.5).

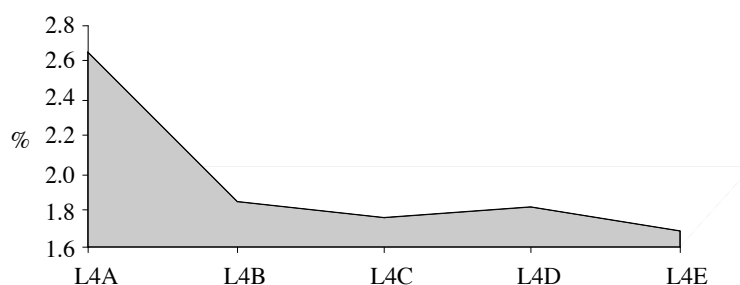


Figura 2.6 - Representação gráfica dos valores de perda ao fogo nas cinco sub-amostras de Lexim (dados no quadro 2.1).

Figure 2.6 - Représentation graphique des valeurs de perte au feu des cinq sous-échantillons de Lexim (données du tableau 2.1).

### 2.3. Petrografia

Relativamente à terminologia que descreve a textura de rochas vulcânicas, existe alguma ambiguidade no que se refere à definição de matriz e mesostase. Assim, enquanto a escola francesa (p.e. BARDINTZEFF, 1991) engloba como mesostase quer os microcristais (<0.1mm) euédricos quer o vidro intersticial (não existindo a designação matriz), a escola anglo-saxónica (p.e. BATES & JACKSON, 1987) restringe este termo ao material intersticial (vítreo ou afanítico) que se forma em último lugar num processo de cristalização magmática. Ao longo deste trabalho, o termo matriz engloba todos os microcristais com hábito cristalino euédrico-subeuédrico. O conceito de mesostase integra o conjunto de minerais de hábitos anédricos que ocorrem nos interstícios entre feno e microcristais.

O tefrito de Lexim apresenta um carácter porfirítico tendo sido identificados, por microscopia óptica, como fenocristais, olivina, piroxena e minerais opacos. A matriz é constituída por microcristais de piroxena, minerais opacos, plagioclase e olivina. A mesostase é formada por uma associação de calcite, apatite, feldspato alcalino, plagioclase, zeólitos e minerais de argila. A textura é intergranular embora localmente exista uma tendência traquítica conferida pela orientação de microcristais de plagioclase. A descrição pormenorizada de cada mineral encontra-se no capítulo 3. A rocha é atravessada por fissuras de vários tipos, quase sempre com preenchimentos de zeólitos e calcite. No capítulo 4, dedicado à fracturação, será apresentada uma descrição pormenorizada do sistema fissural.

A figura 2.7 apresenta alguns aspectos texturais do tefrito de Lexim quer à escala do microscópio óptico quer em observações de MEV em amostras do bordo e do centro do prisma. Nestas duas escalas de observação não foram encontradas evidências da presença de vidro vulcânico; a rocha apresenta-se totalmente cristalizada. O espaço entre os minerais primários olivinas, piroxenas e opacos encontra-se totalmente preenchido pelos restantes minerais, à excepção de várias fissuras que atravessam a rocha. Verifica-se ainda a existência de uma grande semelhança textural entre o bordo e o centro do prisma.

Figura 2.7 - Vários aspectos texturais da matriz e mesostase do tefrito de Lexim; Px- piroxena; Pl- plagioclase; Op- opaco; Ol- olivina alterada; Ms- mesostas A, B- Microfotografias obtidas por microscopia óptica (nicóis paralelos) em amostras do bordo (A) e centro do prisma (B). C, D- Microfotografias obtidas por MEV em lâminas polidas de amostras do bordo (C) e do centro do prisma (D).

Figure 2.7 - Différents aspects texturaux de la matrice et de la mésostase de la téphrite de Lexim; Px- pyroxène; Pl- plagioclase; Op- opaque; Ol- olivine altérée; Ms- mésostas A, B- Microphotographies en microscopie optique (nicols parallèles) des échantillons du bord (A) et du centre du prisme (B). C, D- Microphotographies en MEB des lames polies d'échantillons du bord (C) et du centre du prisme (D).

Para a obtenção da análise modal do tefrito de Lexim foi utilizado o contador de pontos (quadro 2.3). Se relativamente aos fenocristais a sua quantificação não oferece dificuldade (permitindo mesmo uma aproximação às décimas), a reduzida granulometria dos minerais da matriz dificulta a sua análise.

|                                   | <b>MINERAIS</b>    | <b>PERCENTAGEM</b> |
|-----------------------------------|--------------------|--------------------|
| <b>FENOCRISTAIS</b>               | Olivina            | 0.2                |
|                                   | Piroxena           | 1.3                |
|                                   | Minerais opacos    | 0.7                |
|                                   | <b>Sub-total</b>   | 2.2                |
| <b>MATRIZ<br/>+<br/>MESOSTASE</b> | Olivina            | 4.0                |
|                                   | Piroxena           | 50.0               |
|                                   | Plagioclase        | 9.0                |
|                                   | Minerais opacos    | 15.0               |
|                                   | Apatite            | n.d.               |
|                                   | Feldspato alcalino | 10.0               |
|                                   | Zeólitos           | 4.0                |
|                                   | Óxidos Fe-Ti       | n.d.               |
|                                   | Biotite            | n.d.               |
|                                   | Argilas            | 4.0                |
|                                   | Calcite            | n.d.               |
|                                   | <b>Sub-total</b>   | 96.0               |
|                                   | <b>TOTAL</b>       | 98.2               |

Quadro 2.3 - Resultados da análise modal no tefrito de Lexim. n.d - não determinado devido à pequena quantidade

Tableau 2.3 - Résultats des analyses modales de la téphrite de Lexim. n.d - non déterminé à cause de la trop faible quantité.

Salienta-se a reduzida percentagem de fenocristais (cerca de 2%) e a dominância da associação piroxena+opacos na matriz do tefrito de Lexim. A ausência de nefelina, prevista na norma CIPW (quadro 2.2), é justificada pela presença de zeólitos e feldspato alcalino, com composição química semelhante à da nefelina.

Para complementar o estudo mineralógico efectuado por microscópio óptico, as cinco sub-amostras foram submetidas a análises de difracção de raios X (DRX) em amostras de rocha total. Os espectros não sugerem mais do que as observações microscópicas tinham já revelado, sendo predominantes as reflexões da piroxena, feldspatos, olivina e minerais opacos.

Com o objectivo de caracterizar os minerais de argila presentes na rocha, efectuaram-se diversas separações granulométricas a partir da moagem da mesma. Verificou-se que os minerais de argila se concentram nas fracções <0.02 $\mu$ m. Apesar de estas amostras serem constituídas por minerais de argila que provêm de diversos microssítios de alteração, o seu estudo por DRX é importante para a sua caracterização global (figura 2.8). Em virtude da baixa relação reflexão/ruído de fundo, não foi possível efectuar a decomposição destes espectros de DRX.

Regista-se a existência de uma reflexão a 15.02Å no difractograma normal que expande para 16.50Å após tratamento com glicol. O aquecimento a 490°C provoca o deslocamento da reflexão para 13.60Å. Este comportamento denuncia a presença de minerais interestratificados

irregulares do tipo clorite/esmectite.

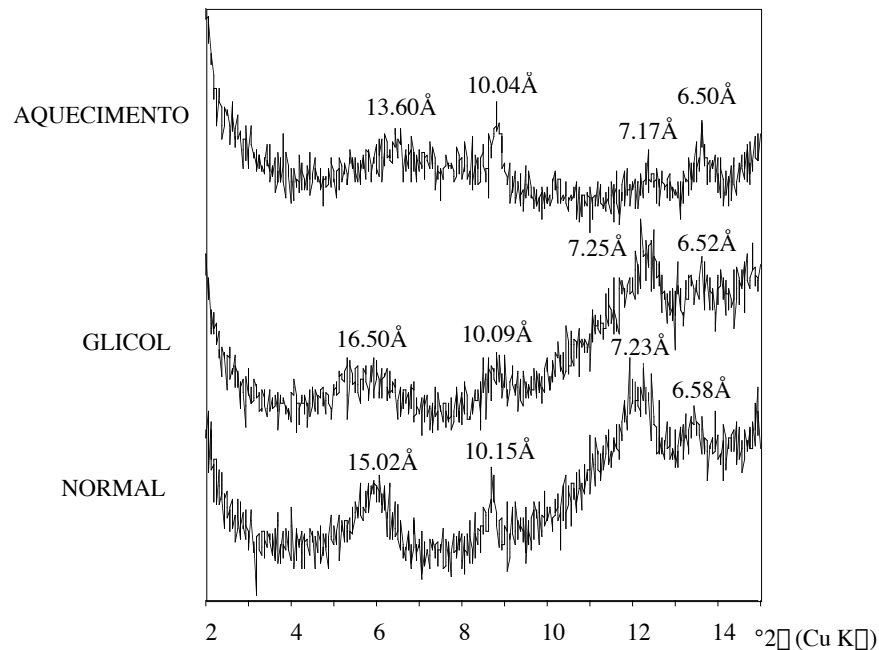


Figura 2.8 - Difractogramas de raios X da fracção <math><0.02\mu\text{m}</math> em preparações orientadas. Na amostra normal, as reflexões 15.02Å e 7.23Å correspondem a um interstratificado clorite/esmectite, a reflexão 10.15Å a biotite e a reflexão 6.58Å a misturas feldspato+zeólito.

Figure 2.8 - Diffractogrammes de rayons X de la fraction <math><0.02\mu\text{m}</math> des préparations orientées. Dans l'échantillon naturel, les réflexions à 15.02Å et 7.23Å correspondent à un interstratifié chlorite/smectite, la réflexion à 10.15Å à la biotite et la réflexion à 6.58Å à un mélange feldspath+zéolithe.

No conjunto das cinco sub-amostras, não se registam diferenças significativas relativamente à textura e composição mineralógica das mesmas. Apenas no que respeita ao teor em minerais de argila, se verificou que estes minerais predominam nas amostras do bordo do prisma (ver sub-capítulo 2.4.2).

## 2.4. Propriedades físicas

### 2.4.1. Densidade aparente

Foram efectuadas determinações da densidade aparente das cinco sub-amostras, cujos resultados se apresentam na figura 2.9. Regista-se um aumento da densidade nas amostras do interior do prisma em relação ao bordo, embora esta diferença não corresponda a mais de  $0.02\text{g/cm}^3$ . Verifica-se também uma correlação negativa entre a densidade e a perda ao fogo para as mesmas amostras. Isto é, maiores valores de densidade correspondem a menores valores de perda ao fogo (figura 2.9 B).

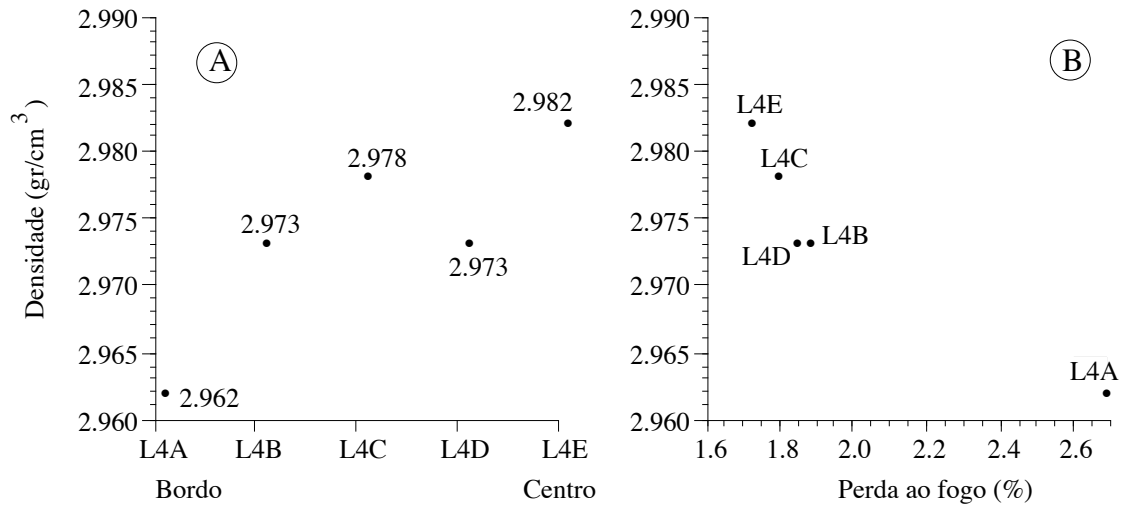


Figura 2.9 - A - Representação dos valores de densidade aparente seca. B - Relação entre a densidade aparente e as perdas ao fogo para as cinco sub-amostras de Lexim.

Figure 2.9 - A - Représentation des valeurs de la densité apparente sèche. B - Relation entre les densités apparentes et les pertes au feu pour les cinq sous-échantillons de Lexim.

#### 2.4.2. Porosidade

Com o objectivo de se relacionar a variação da densidade no interior do prisma com a porosidade, esta foi estimada a partir da digitalização de imagens de luz reflectida em microscópio óptico (figura 2.10). De salientar que não se trata do cálculo exacto da porosidade, definida pela relação:

$$n = \frac{V_v}{V} * 100 \quad \text{em que} \quad \left\{ \begin{array}{l} n = \text{porosidade (\%)} \\ V_v = \text{volume dos vazios} \\ V = \text{volume total} \end{array} \right.$$

(GROLIER *et al.*, 1990), pois esta é calculada com base em volumes e não em áreas, como foi o caso de Lexim.

Tendo-se quantificado a percentagem de zonas escurecidas em observações de luz reflectida (defeitos de polimento), contabilizam-se as contribuições conjuntas de minerais de argila, porosidade e zonas fragilizadas.

Verifica-se que, nas zonas mais exteriores do prisma, existe uma maior percentagem de defeitos de polimento e que esta percentagem decresce rapidamente para zonas mais internas do prisma. Porém, os valores obtidos são bastante irrealistas, quando se confirmam os dados com observações em nicóis paralelos. Deste modo, foi executado tratamento de imagem mas agora baseado em três fotografias contíguas de MEV do bordo do prisma. Esta mudança de escala pretendeu pormenorizar as características da porosidade exactamente na bordadura do prisma (figura 2.11).

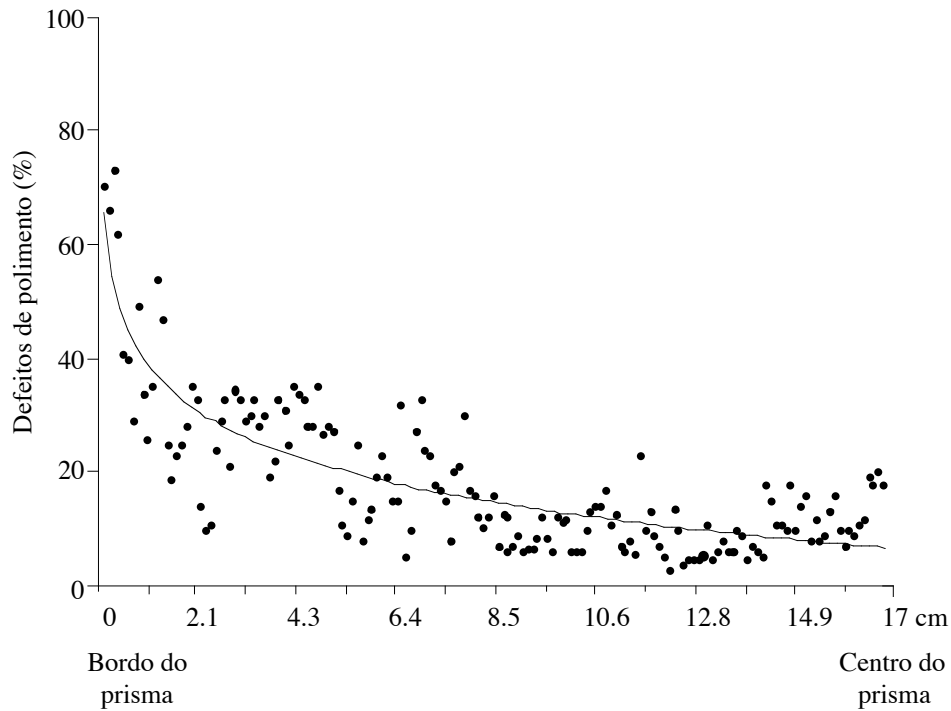


Figura 2.10 - Representação da estimativa de defeitos de polimento (minerais de argila+porosidade+zonas fragilizadas) em lâminas polidas de amostras de tefrito de Lexim (análises efectuadas por tratamento de imagem a partir de fotografias obtidas por microscopia óptica cujos resultados se apresentam em anexo). A curva logarítmica é a que revela um melhor ajustamento aos pontos analisados.

Figure 2.10 - Représentation de l'estimation des défauts de polissage (minéraux argileux+porosité+zones fragiles) sur les lames minces polies des échantillons de la téphrite de Lexim (analyses effectuées par traitement d'image à partir de photographies en microscopie optique - voir annexe). La courbe logarithmique est le meilleur ajustement aux points analysés.

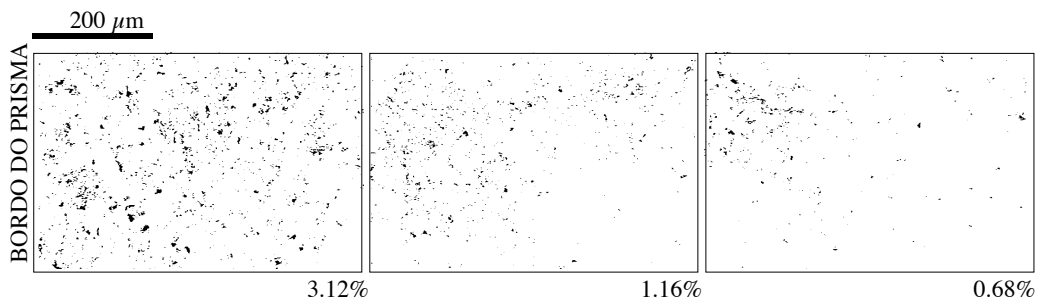


Figura 2.11 - Representação da estimativa da porosidade obtida por tratamento de imagem a partir de três fotografias de MEV. O conjunto destas fotografias ilustra uma área de 2mm no bordo do prisma.

Figure 2.11 - Représentation de l'estimation de la porosité obtenue par traitement d'image à partir de photographies en MEB. L'assemblage des photographies illustre une zone de 2mm à partir du bord du prisme.

Registam-se diferenças de 3.12 e 0.68% entre as duas fotografias dos extremos o que é bastante significativo se considerarmos que a distância entre eles é de 2mm. Isto é, a porosidade aumenta significativamente no bordo do prisma e numa zona inferior a 2mm do contacto com a junta. Este efeito foi também verificado por DUDOIGNON *et al.* (1994) em rochas basálticas da Mururoa, referindo que a variação da percentagem de minerais de argila associada a fissuras varia rapidamente com a distância; em fissuras de rochas basálticas preenchidas por minerais de argila, a percentagem destes minerais pode variar desde 100% no contacto entre a



fissura e a rocha encaixante para 30% a  $80\mu\text{m}$  do contacto e 6% na zona menos alterada da matriz. O aumento da percentagem de porosidade+minerais de argila no bordo do prisma está de acordo com a diminuição de densidade (figura 2.9) e o aumento dos valores de perda ao fogo (figura 2.6) registado nas amostras da periferia do prisma de Lexim.

## 2.5. Implicações vulcanológicas

Como já foi referido por vários autores (sub-capítulo 1.1), o Penedo de Lexim constitui o que resta actualmente de uma chaminé vulcânica. Parece ser unânime que as actuais chaminés vulcânicas que ocorrem na zona em estudo, correspondem a porções mais ou menos erodidas das condutas verticais que permitiram a ascensão do magma até à superfície. No caso de Lexim, esta conduta apresenta uma secção grosseiramente circular com um diâmetro da ordem de 30m. Normalmente, a dimensão das condutas não é conhecida (VERGNIOLE & JAUPART, 1994); estes autores apresentam raios da ordem de 7, 12 e 16m para alguns casos concretos.

SERRALHEIRO (1978) estima que o cone vulcânico principal da região teria cerca de 2800m de altura, com base na geomorfologia e na atitude das escoadas basálticas. Assim sendo, e de acordo com outros autores que referem o Penedo de Lexim como um dos principais centros emissores da região, a sua altitude original deveria ultrapassar os 2000m.

Argumentos de ordem termodinâmica corroboram esta hipótese. A relação entre a pressão e a quantidade de água dissolvida no magma basáltico é dada pela seguinte expressão (MACPHERSON, 1984):

$$P^{1/2} = 3.124X_{\text{H}_2\text{O}} + 0.444 \quad \text{em que} \quad \left\{ \begin{array}{l} P = \text{pressão confinante (pressão litostática, bar)} \\ X_{\text{H}_2\text{O}} = \text{fracção molar da água no magma} \end{array} \right.$$

Embora a solubilidade da água seja função da composição química total do magma (HAMILTON *et al.*, 1964), assume-se que todos os basaltos (*sensu lato*) têm aproximadamente a mesma função de solubilidade e que teores distintos de água refletem apenas diferentes quantidades iniciais de água (MACPHERSON, 1984).

De acordo com a percentagem da perda ao fogo da amostra L4E (a que apresenta menor valor de perda ao fogo - quadro 2.1) podemos calcular a pressão (e consequentemente a profundidade), no momento da cristalização da referida amostra (figura 2.12). A conversão dos valores da fracção molar da água em percentagem em peso foi efectuada utilizando o valor de 80.5 para o peso molecular da amostra L4E de tefrito anidro de Lexim, a amostra com menor valor de perda ao fogo.

Verifica-se que para teores de água da ordem de 1.7% (valor de perda ao fogo da amostra mais interior do prisma) a pressão correspondente situa-se a cerca de 600bars, o que equivale a uma profundidade mínima de 2000m (considerando uma densidade média de  $2.9\text{g/cm}^3$ ).

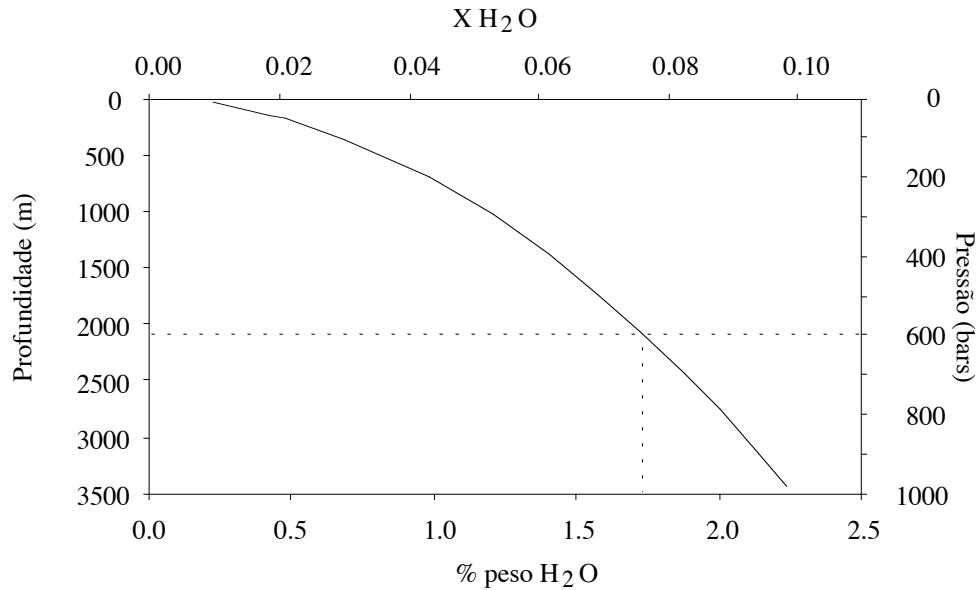


Figura 2.12 - Relação entre a quantidade de água (fracção molar ( $X_{H_2O}$ ) e percentagem em peso) solubilizada no magma basáltico e a pressão confinante e/ou profundidade. A tracejado indica-se a posição relativa à sub-amostra L4E do interior do prisma.

Figure 2.12 - Relation entre la quantité de l'eau (fraction molaire et pourcentage en poids) dissoute dans le magma basaltique et la pression confinante et/ou profondeur. Le tracé indique la position du sous-échantillon de l'intérieur du prisme (L4E).

Relativamente aos teores em  $\delta^{18}O$  (8.19-8.74‰) em amostras de rocha total, poderemos inferir as quantidades de água compatíveis com estes valores. O intervalo médio para o valor de  $\delta^{18}O$  de basaltos alcalinos em ambientes continentais intraplaca situam-se entre 5.9-8.2 (HOEFS, 1987). Na figura 2.13, apresenta-se a relação  $\delta^{18}O$  versus percentagem de água para diversos tipos de ambientes.

Verifica-se, para o caso de basaltos alcalinos, que valores de  $\delta^{18}O$  da ordem de 8.2-8.7‰ correspondem a teores de água um pouco acima de 2% (em peso, quadro 2.1). Daí que estes dois conjuntos de dados analíticos, isótopos de oxigénio e percentagem de água, se possam considerar compatíveis com os valores determinados nas amostras do Penedo de Lexim e consequentemente com o cálculo da profundidade de cristalização ( $\approx 2000m$ ).

## 2.6. Conclusão

O afloramento do Penedo de Lexim é um testemunho da conduta vertical de um antigo aparelho vulcânico ( $55 \pm 18Ma.$ ), um dos mais importantes que deram origem ao manto basáltico de Lisboa (CVL). O afloramento apresenta uma disjunção colunar regular. A rocha aflorante é um tefrito de textura porfírica, constituído por fenocristais de olivina, piroxena e minerais opacos. Como matriz apresenta microcristais de piroxena, minerais opacos, plagioclase e olivina. A mesostase é constituída pela associação calcite, apatite, feldspato alcalino, plagioclase, analcite,

natrolite e interestratificados clorite/esmectite.

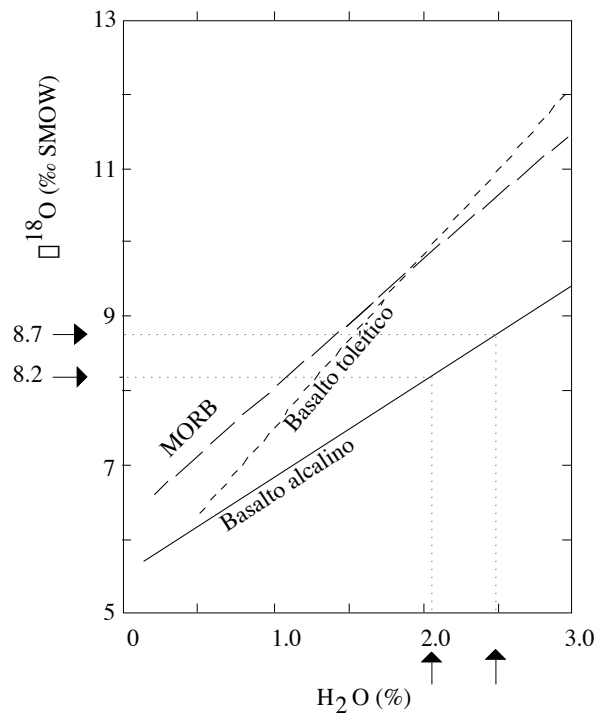


Figura 2.13 - Relação  $\delta^{18}\text{O}$  versus  $\text{H}_2\text{O}$  refletindo o efeito do enriquecimento de água na composição isotópica de rochas basálticas alcalinas, toleíticas e MORB (modificado de HOEFS, 1987). A ponteado representa-se o intervalo de  $\delta^{18}\text{O}$  para as sub-amostras de Lexim.

Figure 2.13 - Relation  $\delta^{18}\text{O}$  versus  $\text{H}_2\text{O}$  montrant l'effet du enrichissement de l'eau dans la composition isotopique des roches basaltiques alcalins, tholeïtiques et MORB (modifiée d'après HOEFS, 1987). Les flèches représentent le domaine des sous-échantillons de Lexim.

Não se registam diferenças significativas entre as cinco sub-amostras localizadas entre o bordo e o centro do prisma, num corte transversal ao seu eixo maior. No entanto, constituem excepção as seguintes variações:

- i) aumento da densidade nas amostras do interior do prisma;
- ii) aumento da percentagem de perda ao fogo no bordo;
- iii) aumento da percentagem de minerais de argila+porosidade no bordo;

Os dados referentes ao teor de água dissolvido no magma (1.7-1.8%, concordantes com os teores de  $\delta^{18}\text{O}$  nas mesmas amostras, 8.2-8.7‰) sugerem que a conduta teria uma altura mínima de 2000m acima do nível erosivo actual. A diminuição de temperatura a que a lava de Lexim foi sujeita a esta profundidade, vai influenciar a evolução dos processos de solidificação, arrefecimento e fracturação, apresentados nos capítulos 3 e 4 e discutidos durante a 2ª parte deste trabalho.

### 3. MINERALOGIA E PETROGRAFIA

#### 3.1. Olivina

##### 3.1.1. Olivina sã

##### 3.1.1.1. Caracterização petrográfica

Na figura 3.1 representam-se, esquematicamente, os diversos hábitos das olivinas que ocorrem no tefrito de Lexim, que se apresentam, na maior parte dos casos, total ou parcialmente alteradas. A descrição das olivinas pode agrupar-se do seguinte modo:

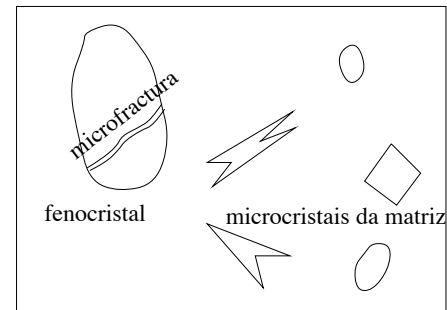


Figura 3.1 - Hábitos de cristais de olivina.  
Figure 3.1 - Habitus des cristaux d'olivine.

- i) Ocorrem em fenocristais de contornos arredondados (figura 3.2), com um diâmetro médio de 2mm. Apresentam fracturas irregulares com preenchimentos esverdeados (figura 3.3). As análises de olivina sã foram obtidas nas raras relíquias dos fenocristais que permanecem inalteradas. PALÁCIOS (1985) refere que os fenocristais de olivina, em basaltos do CVL, se apresentam frequentemente corroídos pela matriz e arredondados, podendo aparecer ainda envolvidos por clinopiroxena; foram ainda observadas inclusões de olivina em fenocristais de piroxena.
- ii) São frequentes, na matriz, ocorrências de microcristais de olivina com hábitos pouco vulgares, já descritos em BRYAN (1972), FLEET (1975), DONALDSON (1976) e COX *et al.* (1979). Estes cristais, apresentando-se bastante alterados, originam secções alongadas, secções em H ou em lanterna, e ainda secções losânicas, consoante a direcção cristalográfica de observação dos cristais (figura 3.4). Associados aos cristais em H, ocorrem agulhas de minerais opacos ricos em Fe-Ti enquanto que no interior dos cristais de secção losângica ocorrem, por vezes, agulhas de apatite.
- iii) São bastante raras as ocorrências de microcristais arredondados de olivina dispersos na matriz com dimensões semelhantes aos restantes minerais, apresentando poucos indícios de alteração.

##### 3.1.1.2. Caracterização química

As composições químicas das olivinas de Lexim apresentam um carácter predominantemente magnésiano ( $\approx 40\%$ ) relativamente aos teores em ferro ( $\approx 20\%$ ). O resultado das análises por microsonda electrónica estão apresentadas no quadro 3.1.

Figura 3.2 - A, B- Parte de fenocristais de olivina, observados em nicóis paralelos, verificando-se a substituição por produtos secundários de cor esverdeada e acastanhada. Em B ocorre ainda uma relíquia da olivina sã. C, D- mesmos cristais de A e B respectivamente, observados em nicóis cruzados. Os números assinalados correspondem aos pontos analisados por microsonda electrónica (quadros 3.1 e 3.2).

Figure 3.2 - A, B - Phénocristaux d'olivine (nicols parallèles) avec remplissage par produits secondaires de couleur verdâtre et un peu châtain. Dans la photo B il y a une relique d'olivine saine. C, D- mêmes cristaux de A et B respectivement (nicols croisés). Les nombres correspondent aux points d'analyse par microsonde électronique (tableaux 3.1 et 3.2).

| Ocorrência □                       | Feno.  | Feno.  | Feno.  | Micro. | Micro. |
|------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Amostra □                          | L4A    | L4B    | L4C    | L4D    | L4E    |
| Nº Análise □                       | 1 B    | 7 1 B  | 9 6 B  | 8 0 D  | 7 3 D  |
| <b>SiO<sub>2</sub></b>             | 39.35  | 40.44  | 39.28  | 38.37  | 38.80  |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 0.03   | -      | 0.10   | -      | 0.04   |
| <b>FeO</b>                         | 19.71  | 19.57  | 18.89  | 20.60  | 20.94  |
| <b>MgO</b>                         | 41.67  | 41.05  | 41.96  | 39.30  | 39.68  |
| <b>MnO</b>                         | 0.39   | 0.14   | 0.36   | 0.58   | 0.67   |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>             | 0.03   | 0.01   | 0.09   | 0.11   | 0.37   |
| <b>CaO</b>                         | 0.23   | 0.21   | 0.21   | 0.48   | 0.42   |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>             | 0.05   | 0.02   | 0.03   | 0.04   | 0.03   |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>              | -      | -      | 0.03   | 0.03   | 0.01   |
| <b>Total</b>                       | 101.45 | 101.43 | 100.95 | 99.50  | 100.97 |
| <b>Si</b>                          | 1.00   | 1.02   | 1.00   | 1.00   | 1.00   |
| <b>Al</b>                          | -      | -      | -      | -      | -      |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b>             | 0.42   | 0.41   | 0.40   | 0.45   | 0.45   |
| <b>Mg</b>                          | 1.57   | 1.54   | 1.59   | 1.52   | 1.52   |
| <b>Mn</b>                          | 0.01   | -      | 0.01   | 0.01   | 0.01   |
| <b>Ti</b>                          | -      | -      | -      | -      | 0.01   |
| <b>Ca</b>                          | 0.01   | 0.01   | 0.01   | 0.01   | 0.01   |
| <b>Na</b>                          | -      | -      | -      | -      | -      |
| <b>K</b>                           | -      | -      | -      | -      | -      |
| <b>100Mg</b>                       |        |        |        |        |        |
| <b>Mg+Mn+Fe</b>                    | 78.7   | 78.8   | 79.5   | 76.8   | 76.6   |

Quadro 3.1 - Composição química de fenocristais (feno.) e microcristais (micro.) da matriz de olivina sã determinada em microsonda electrónica. Proporções atómicas calculadas na base de 4 oxigénios. FeO - ferro total.

Tableau 3.1 - Composition chimique des phénocristaux (feno.) et microcristaux (micro.) de la matrice d'olivine saine déterminé par microsonde électronique. Proportions atomiques calculées sur la base de 4 oxygènes. FeO - fer total.

O quociente  $\frac{100\text{Mg}}{\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Fe}}$  permite classificar as olivinas como crisólito, uma vez que apresenta valores no intervalo 70-90%, previsto em DEER *et al.* (1992) para olivinas desse tipo. A composição química das olivinas varia ligeiramente, consoante se trata de fenocristais ou de microcristais que ocorrem na matriz. Assim, verificamos que os fenocristais de olivina são mais ricos em magnésio e, consequentemente, mais pobres em ferro do que os microcristais da matriz, embora estas diferenças não sejam muito significativas.

### 3.1.2. Olivina alterada

Os resultados obtidos no estudo da alteração da olivina de Lexim foram já apresentados em BRILHA *et al.* (1995), sendo pormenorizados nas secções seguintes.

#### 3.1.2.1. Caracterização petrográfica

A generalidade dos cristais de olivina encontra-se alterada, sendo substituídos praticamente na totalidade, por fases secundárias de tons esverdeados, acinzentados e acastanhados.

As substituições de fenocristais de olivina ocorrem, em larga escala, em todas as amostras estudadas. Por vezes, esta substituição é total; noutros casos, é ainda possível a identificação de relíquias de olivina que, normalmente, ocupam o centro dos fenocristais.

Opticamente, é possível distinguirem-se quatro tipos de substituições (figura 3.2):

- i) material esverdeado claro que polariza em tons cinzentos de 1<sup>a</sup> ordem e que apresenta um aspecto 'granular' em nicóis cruzados (análises 51B e 76B do quadro 3.2);
- ii) material esverdeado com cores de polarização cinzentas de 1<sup>a</sup> ordem, de aspecto 'polido' em nicóis cruzados e com extinção 'ondulante' (análises 52B e 75B);
- iii) material esverdeado com cores de polarização vivas de 2<sup>a</sup> ordem (análises 72B e 74B);
- iv) material de tons acastanhados com cor de polarização amarela de 1<sup>a</sup> ordem (análises 9B, 49B e 50B);

Estas fases secundárias ocorrem ainda como preenchimento das diversas microfracturas que atravessam os fenocristais de olivina. Foi feito um estudo pormenorizado numa fractura (com cerca de  $50\mu\text{m}$  de espessura) que atravessa um fenocristal arredondado de olivina (diâmetro médio de 3.2mm) na amostra L4A. Na figura 3.3 representa-se esta fractura e respectivo preenchimento, em fotografias de microscópio óptico e de MEV. Verifica-se que existem dois tipos de preenchimentos: um na bordadura da fractura, de tons mais acastanhados e com fendas perpendiculares às paredes da fractura e outro, no interior, de tons mais esverdeados.

A quase totalidade dos microcristais de olivina que apresentam hábitos alongados, em lanterna, e losânicos (descritos em 3.1.1.1) ocorrem também completamente substituídos por um material esverdeado e acastanhado (figura 3.4). São raras as ocorrências destes cristais em que se observam ainda relíquias da olivina original. Não muito frequentemente, ocorre calcite associada a estas substituições (figura 3.4).

Os raros microcristais arredondados de olivina que ocorrem na matriz, apresentam uma fina orla de alteração (de características semelhantes aos outros produtos já descritos).

#### 3.1.2.2. Caracterização cristaloquímica

Somente a partir dos fenocristais de olivina foi possível retirar microamostragens do respectivo material de substituição, de modo a obterem-se espectros de DRX; estas microamostragens incluem materiais dos dois microssítios descritos em 3.1.2.1 (substituição do fenocristal e preenchimento de microfractura). Os espectros são semelhantes aos apresentados na figura 2.8 para as amostras de argila, obtidas por centrifugação a partir das amostras de rocha total.

Figura 3.3 - A- Parte de um fenocristal de olivina com uma fractura que evidencia preenchimentos de tons esverdeados; observação em nicóis paralelos; B- Fractura apresentada em A observada em MEV. Evidencia-se a ocorrência de dois tipos de preenchimentos descritos no texto. Análises químicas nos quadros 3.1, 3.2 e 3.3.

Figure 3.3 - A- Phénocrystal d'olivine (nicols parallèles) avec une microfracture et respectif remplacement de couleur verdâtre. B- Même microfracture au MEB avec occurrence de deux types de remplissages. Analyses chimiques dans les



tableaux 3.1, 3.2 et 3.3.

Figura 3.4 - Microcristais de olivina da matriz. A- Microfotografia obtida em nicóis paralelos de um cristal com hábito em forma de H, quase totalmente substituído por minerais de argila esverdeados. No centro evidencia-se uma relíquia da olivina sã. B- Mesmo microcristal de A mas observado em MEV. C- Pormenor de um outro microcristal em forma de H observado com nicóis paralelos, também com relíquia no centro. D- Microcristal totalmente substituído por minerais de argila esverdeados.

Figure 3.4 - Microcristaux d'olivine de la matrice. A- Microphotographie en microscopie optique (nicols parallèles) d'un cristal avec habitus en H, remplacé presque dans la totalité par minéraux argileux verdâtres. Au milieu il y a une relique d'olivine saine. B- Même microcristal mais au MEB. C- Détail d'autre microcristal en H (nicols parallèles), aussi avec une relique au centre. D- Microcristal remplacé dans la totalité par minéraux argileux vedrâtes.

Figura 3.4 (cont.) - E- Microcristal de olivina sã (nicóis cruzados). F- Microcristal com hábito semelhante a F observado em microscopia óptica em catodoluminiscência. De salientar a presença de calcite quer na substituição da olivina quer dispersa na matriz. G- Microcristal, observado em nicóis paralelos, com hábito losângico totalmente substituído por minerais de argila. H- Microcristal de forma losângica (em MEV) evidenciando substituição por minerais de argila e ainda com relíquia da olivina sã.

Figure 3.4 (cont.) - E- Microcristal d'olivine saine (nicols parallèles). F- Microcristal avec habitus pareil au F mais observé au microscope optique en cathodoluminescence. Se détache la presence de calcite dans le remplissage d'olivine et disperse dans la matrice. G- Microcristal (nicols parallèles) avec habitus losangique remplacé dans la totalité par minéraux argileux. H- Microcristal d'olivine losangique au MEB avec remplissage par minéraux argileux et avec une relique d'olivine saine.

Com o objectivo de identificar reflexões sobrepostas, estes espectros foram sujeitos a

tratamentos de decomposição utilizando o programa DECOMPXR<sup>®</sup>. A partir de amostras glicoladas, identificaram-se três reflexões no intervalo angular ( $3-8^{\circ}2\theta$ , Cu K $\alpha$ ) características de minerais de argila (figura 3.5):

- i) 17.13Å de uma fase esmectítica pura;
- ii) 16.80Å de um interestratificado irregular clorite/esmectite (com 90-95% de folhetos de esmectite);
- iii) 15.08Å de um outro interestratificado irregular clorite/esmectite (com 80-85% de folhetos de clorite);

Figura 3.5 - Resultados obtidos pelo programa DECOMPXR<sup>®</sup> com o difractograma correspondente à amostra glicolada proveniente da alteração de fenocristais de olivina, evidenciando reflexões típicas de interestratificados irregulares clorite/esmectite e de esmectite.

Figure 3.5 - Decomposition du diffractogramme de rayons X de l'échantillon glycolé de minéraux de l'altération que remplacent les phénocristaux d'olivine. Evidence des réflexions typiques des interstratifiées irrégulières chlorite/smectite et de smectite.

A estimativa da percentagem de cada uma das fases nos interestratificados foi calculada com o auxílio do programa NEWMOD<sup>®</sup> (REYNOLDS, 1985). Apesar da contabilização da percentagem de cada fase em minerais interestratificados ser feita com precisão a partir de imagens de microscópio electrónico de alta resolução, os resultados alcançados por DRX mostram uma boa correlação de valores (BETTISON-VARGA *et al.*, 1991).

### 3.1.2.3. Caracterização química

Na figura 3.6 representam-se filossilicatos trioctaédricos (essencialmente interstratificados clorite/saponite e saponite) resultantes da alteração de rochas basálticas nos sistemas  $MR^3-2R^3-3R^2$  e  $M^+-4Si-3R^2$  (VELDE, 1985; VELDE & MEUNIER, 1987). Estes sistemas irão ser utilizados na caracterização química dos minerais que ocorrem como produtos de alteração da olivina no tefrito de Lexim.

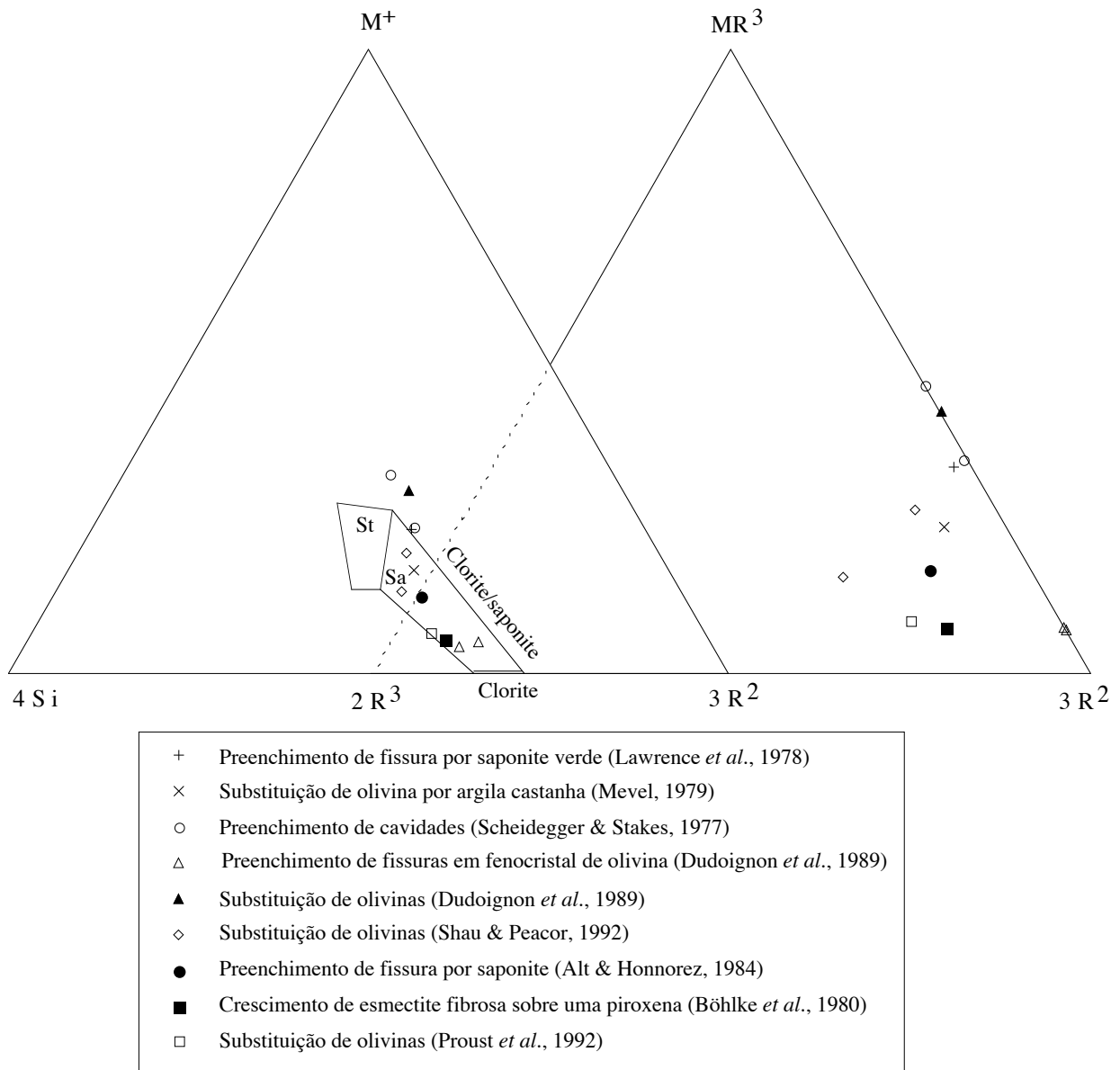


Figura 3.6 - Representação da composição química de filossilicatos trioctaédricos referidos na bibliografia nos sistemas  $M^+-4Si-3R^2$  e  $MR^3-2R^3-3R^2$  (VELDE & MEUNIER, 1987; VELDE, 1985). Estes filossilicatos ocorrem em rochas basálticas e correspondem a interstratificados clorite/saponite e saponite. Sa- saponite; St- stevensite.

Figure 3.6 - Représentation de la composition chimique des phyllosilicates trioctaédriques de la bibliographie dans les systèmes  $M^+-4Si-3R^2$  et  $MR^3-2R^3-3R^2$  (VELDE, 1985; VELDE & MEUNIER, 1987). Ces phyllosilicates des roches basaltiques sont interstratifiés chlorite/saponite et saponite. Sa- saponite; St- stevensite.

A caracterização química dos produtos de alteração de cristais de olivina foi efectuada sob três vertentes principais: i) a substituição de fenocristais por fases secundárias; ii) o

preenchimento, por minerais de argila, de fissuras que atravessam os fenocristais de olivina e iii) a substituição dos microcristais de olivina da matriz. O cálculo das proporções atómicas dos minerais de argila foram feitas na base de 14 oxigénios pois predominam os minerais interstratificados clorite/saponite; além disso é assim possível comparar as composições químicas dos minerais provenientes de diversos microssítios de alteração. Somente as proporções atómicas das fases saponíticas puras foram calculadas na base de 11 oxigénios.

### 3.1.2.3.1. Substituição de fenocristais de olivina

No quadro 3.2 apresentam-se as composições químicas, determinadas com microsonda electrónica, de alguns dos materiais que ocorrem como substituições de fenocristais de olivinas e que foram descritos em 3.1.2.1.

| Amostra □<br>Nº Análise □          | L4A<br>51B | L4B<br>76B | L4A<br>52B | L4B<br>75B | L4B<br>72B | L4B<br>74B | L4A<br>9B | L4A<br>49B | L4A<br>50B |
|------------------------------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|-----------|------------|------------|
| <b>SiO<sub>2</sub></b>             | 32.99      | 29.68      | 31.95      | 30.55      | 35.53      | 37.59      | 42.33     | 45.40      | 44.54      |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 14.60      | 16.60      | 14.80      | 16.30      | 12.34      | 11.66      | 6.51      | 7.64       | 7.09       |
| <b>FeO</b>                         | 20.99      | 24.65      | 23.20      | 23.89      | 21.02      | 18.88      | 13.86     | 12.14      | 14.90      |
| <b>MgO</b>                         | 16.64      | 13.49      | 15.25      | 13.64      | 17.97      | 18.37      | 15.46     | 15.72      | 15.71      |
| <b>MnO</b>                         | 0.19       | 0.46       | 0.25       | 0.22       | 0.39       | 0.29       | 0.01      | 0.17       | 0.11       |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>             | 0.13       | 0.01       | 0.14       | 0.11       | 0.12       | 0.11       | 0.10      | 0.13       | 0.17       |
| <b>CaO</b>                         | 1.13       | 1.06       | 1.27       | 1.54       | 0.93       | 1.26       | 1.86      | 2.23       | 2.04       |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>             | 0.18       | 0.25       | 0.21       | 0.24       | 0.22       | 0.24       | 0.11      | 0.27       | 0.28       |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>              | 0.07       | -          | 0.06       | 0.07       | 0.17       | 0.19       | 0.26      | 0.28       | 0.26       |
| <b>Total</b>                       | 86.92      | 86.20      | 87.13      | 86.56      | 88.69      | 88.59      | 80.50     | 83.98      | 85.10      |

|                        |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| <b>Si</b>              | 3.40 | 3.17 | 3.33 | 3.23 | 3.58 | 3.73 | 3.50 | 3.54 | 3.49 |
| <b>Al</b>              | 1.77 | 2.09 | 1.82 | 2.03 | 1.46 | 1.36 | 0.63 | 0.70 | 0.65 |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b> | 1.81 | 2.20 | 2.02 | 2.11 | 1.77 | 1.57 | 0.96 | 0.79 | 0.98 |
| <b>Mg</b>              | 2.55 | 2.15 | 2.37 | 2.15 | 2.70 | 2.72 | 1.90 | 1.83 | 1.83 |
| <b>Mn</b>              | 0.02 | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | -    | 0.01 | 0.01 |
| <b>Ti</b>              | 0.01 | -    | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| <b>Ca</b>              | 0.12 | 0.12 | 0.14 | 0.17 | 0.10 | 0.13 | 0.16 | 0.19 | 0.17 |
| <b>Na</b>              | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.05 | 0.02 | 0.04 | 0.04 |
| <b>K</b>               | 0.01 | -    | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.03 |

Quadro 3.2 - Composição química, determinada com microsonda electrónica, de interstratificados clorite/saponite e saponite que substituem fenocristais de olivina (figura 3.2). Proporções atómicas calculadas na base de 14 oxigénios excepto para as saponites 9B, 49B e 50B calculadas na base de 11 oxigénios. FeO - ferro total.

Tableau 3.2 - Composition chimique, déterminé par microsonde électronique, des interstratifiés chlorite/saponite et saponite que remplace phénocristaux d'olivine. Proportions atomiques calculées sur la base de 14 oxygènes excepté pour les saponites 9B, 49B et 50B, calculées sur la base de 11 oxygènes. FeO - fer total.

Estas composições químicas foram representadas nos sistemas  $MR^3-2R^3-3R^2$ ,  $M^+-4Si-3R^2$  e  $Al-Fe-Mg$  (figura 3.7). Verifica-se que as análises 9B, 49B e 50B, correspondendo a saponites, se destacam claramente das restantes que correspondem a interstratificados clorite/saponite. Os diversos aspectos petrográficos descritos em 3.1.2.1. não correspondem a composições químicas distintas, devendo antes estar relacionados com orientações cristalográficas diferentes. Com efeito, ROBINSON *et al.* (1993) verificaram que filossilicatos com diversas cores e birrefringências correspondem a interstratificados clorite/esmectite em substituição de olivinas em metabasaltos. As análises químicas destes produtos secundários de substituição das olivinas de Lexim correspondem, de facto, às estruturas dos minerais de argila

identificados por DRX (figura 3.5) e discutidos em 3.1.2.2.

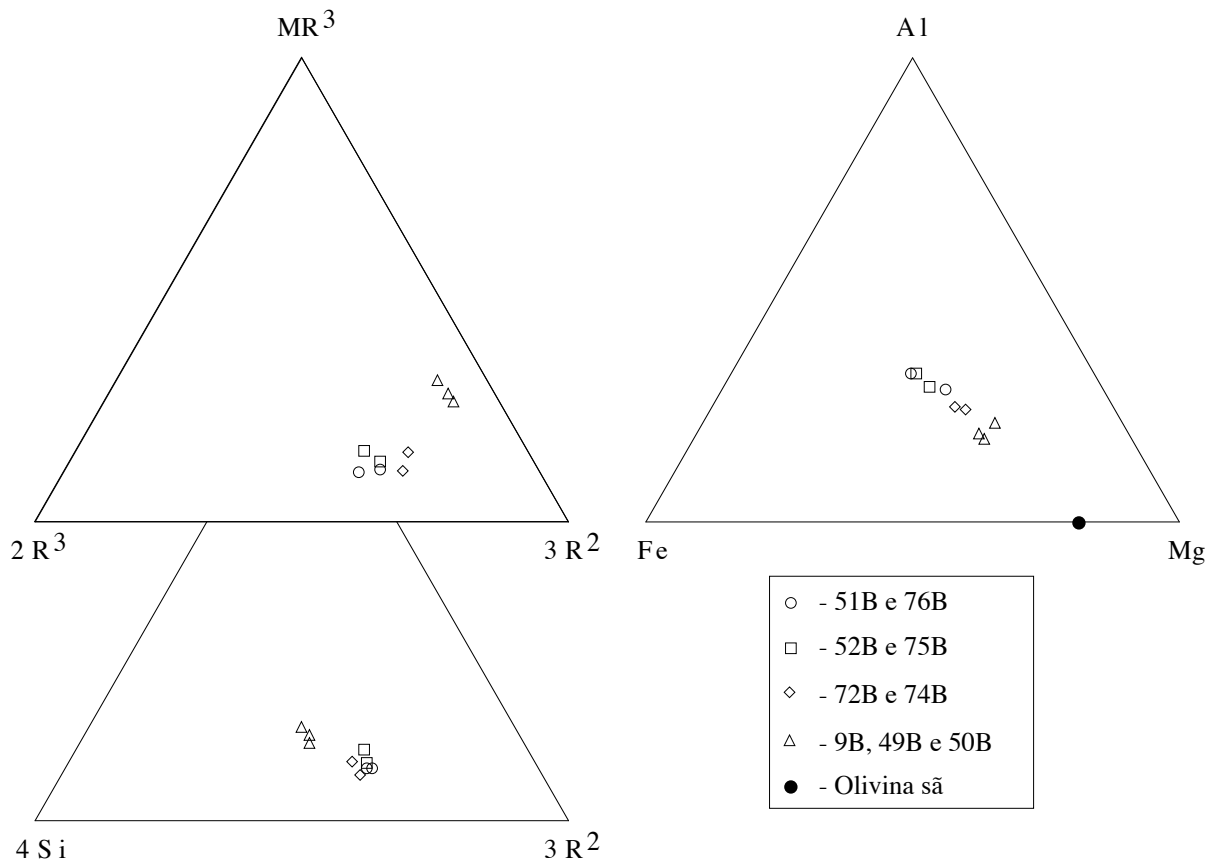


Figura 3.7 - Composições químicas de interstratificados clorite/saponite e saponite que substituem fenocristais de olivina representadas nos sistemas MR<sup>3</sup>-2R<sup>3</sup>-3R<sup>2</sup>, M<sup>+</sup>-4Si-3R<sup>2</sup> e Al-Fe-Mg.

Figure 3.7 - Composition chimique des interstratifiées chlorite/saponite et saponite que remplace les phénocristaux d'olivine, représentées dans les systèmes MR<sup>3</sup>-2R<sup>3</sup>-3R<sup>2</sup>, M<sup>+</sup>-4Si-3R<sup>2</sup> et Al-Fe-Mg.

#### 3.1.2.3.2. Fracturas em fenocristais

O preenchimento de uma fractura de um fenocristal de olivina já descrito em 3.1.2.1. foi estudado com microsonda electrónica (quadro 3.3).

Na figura 3.8 representam-se as composições químicas dos minerais que preenchem as fracturas que atravessam fenocristais de olivina nos sistemas MR<sup>3</sup>-2R<sup>3</sup>-3R<sup>2</sup>, M<sup>+</sup>-4Si-3R<sup>2</sup> e Al-Fe-Mg. Do ponto de vista químico, estes materiais correspondem a interstratificados clorite/saponite, verificando-se que a principal diferença entre eles corresponde aos teores de Fe e Mg. Enquanto que as fases minerais que preenchem o interior da fractura são mais ricas em Mg (Fe/Mg=0.35), as que ocorrem no bordo da fractura são mais ricas em Fe (Fe/Mg=0.95). Nos sistemas MR<sup>3</sup>-2R<sup>3</sup>-3R<sup>2</sup> e M<sup>+</sup>-4Si-3R<sup>2</sup> não se registam diferenças notórias entre estes dois tipos de preenchimentos, embora as análises realizadas nos preenchimentos da bordadura se situem mais próximas de composições saponíticas.

|              |                 |                  |
|--------------|-----------------|------------------|
| Ocorrência □ | <b>Interior</b> | <b>Bordadura</b> |
|--------------|-----------------|------------------|

| Nº Análise □                       | 5 B   | 7 B   | 8 B   | 32E   | 34E   | 6 B   |
|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| <b>SiO<sub>2</sub></b>             | 38.09 | 35.58 | 35.36 | 32.30 | 32.87 | 32.27 |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 15.19 | 12.63 | 15.66 | 12.89 | 13.88 | 15.33 |
| <b>FeO</b>                         | 9.74  | 13.60 | 13.18 | 22.79 | 23.07 | 23.14 |
| <b>MgO</b>                         | 23.19 | 21.83 | 21.66 | 13.77 | 12.87 | 13.64 |
| <b>MnO</b>                         | 0.19  | 0.17  | 0.30  | 0.20  | 0.14  | 0.23  |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>             | -     | 0.04  | 0.12  | 0.02  | 0.02  | -     |
| <b>CaO</b>                         | 1.08  | 1.14  | 0.94  | 2.37  | 2.18  | 1.80  |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>             | 0.30  | 0.22  | 0.17  | 0.15  | 0.18  | 0.21  |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>              | 0.37  | 0.46  | 0.35  | 0.14  | 0.16  | 0.22  |
| <b>Total</b>                       | 88.15 | 85.67 | 87.74 | 84.63 | 85.37 | 86.84 |

|                        |      |      |      |      |      |      |
|------------------------|------|------|------|------|------|------|
| <b>Si</b>              | 3.61 | 3.57 | 3.45 | 3.48 | 3.50 | 3.38 |
| <b>Al</b>              | 1.70 | 1.50 | 1.80 | 1.64 | 1.74 | 1.89 |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b> | 0.77 | 1.14 | 1.08 | 2.05 | 2.05 | 2.03 |
| <b>Mg</b>              | 3.28 | 3.27 | 3.15 | 2.21 | 2.04 | 2.13 |
| <b>Mn</b>              | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.02 |
| <b>Ti</b>              | -    | -    | 0.01 | -    | -    | -    |
| <b>Ca</b>              | 0.11 | 0.12 | 0.10 | 0.27 | 0.25 | 0.20 |
| <b>Na</b>              | 0.06 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.04 |
| <b>K</b>               | 0.05 | 0.06 | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 0.03 |

Quadro 3.3 - Composição química, determinada com microsonda electrónica, de interestratificados clorite/saponite em preenchimentos de microfracturas que atravessam fenocristais de olivina (figura 3.3). Proporções atómicas calculadas na base de 14 oxigénios. FeO - ferro total.

Tableau 3.3 - Composition chimique, déterminé par microsonde électronique, des interstratifiés chlorite/saponite des remplissages de microfractures dans les phénocristaux d'olivine (figure 3.3). Proportions atomiques calculées sur la base de 14 oxygènes. FeO - fer total.

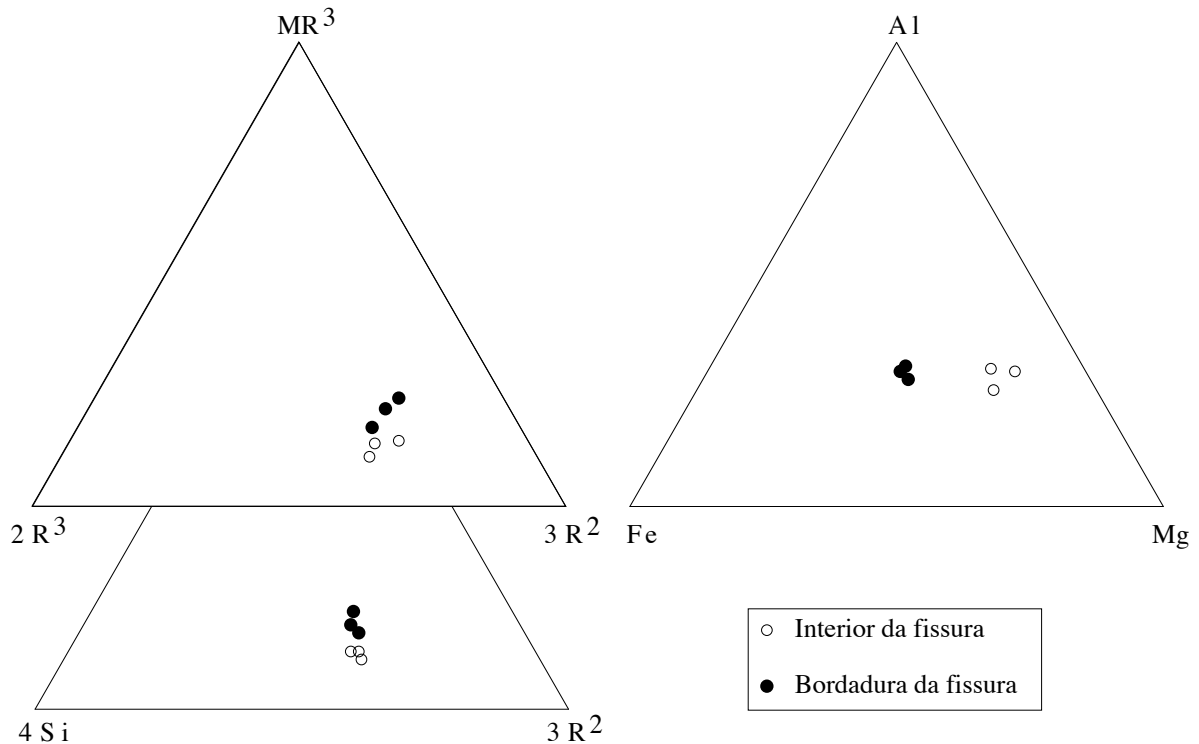


Figura 3.8 - Representação das composições químicas de interestratificados clorite/saponite em preenchimentos de microfracturas que atravessam fenocristais de olivina representadas nos sistemas  $MR^3-2R^3-3R^2$ ,  $M^+-4Si-3R^2$  e Al-Fe-Mg.

Figure 3.8 - Représentation de la composition chimique des interstratifiés chlorite/saponite dans les remplissages des microfractures que traverse les phénocristaux d'olivine, représentées dans les systèmes  $MR^3-2R^3-3R^2$ ,  $M^+-4Si-3R^2$  et Al-Fe-Mg.

Estas diferenças podem ser justificadas por duas razões essenciais: i) as fases da



bordadura possuem uma maior percentagem de folhetos esmectíticos relativamente às fases do interior da fissura, deslocando os pontos de análise para o domínio da saponite; ii) as próprias fases esmectíticas do interestratificado podem apresentar maiores teores de Mg no interior da fractura em contraste com o predomínio de teores de Fe nos folhetos esmectíticos da bordadura. Esta questão permanece em aberto devido à impossibilidade de se obterem espectros de DRX deste microssítio.

### 3.1.2.3.3. Substituição de microcristais de olivina

No quadro 3.4 apresenta-se a composição química de alguns dos minerais secundários que substituem microcristais de olivina dispersos na matriz e descritos em 3.1.2.1.

| Ocorrência □<br>Amostra □<br>Nº Análise □ | Losan.<br>Fis B<br>6F | Losan.<br>Fis B<br>20F | Along.<br>Fis B<br>8F | Along.<br>Fis B<br>19F | Along.<br>L4D<br>81D | Along.<br>L4A<br>59D |
|---|-----------------------|------------------------|-----------------------|------------------------|----------------------|----------------------|
| <b>SiO<sub>2</sub></b>                    | 32.95                 | 33.79                  | 32.11                 | 32.13                  | 35.81                | 32.29                |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>        | 13.05                 | 13.54                  | 14.00                 | 13.81                  | 11.18                | 13.55                |
| <b>FeO</b>                                | 21.08                 | 23.97                  | 22.10                 | 21.13                  | 18.41                | 25.63                |
| <b>MgO</b>                                | 17.23                 | 12.42                  | 15.55                 | 15.66                  | 16.86                | 11.13                |
| <b>MnO</b>                                | 0.34                  | 0.46                   | 0.28                  | 0.24                   | 0.22                 | 0.07                 |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>                    | 0.11                  | 0.15                   | 0.60                  | 0.35                   | 0.27                 | 0.72                 |
| <b>CaO</b>                                | 0.74                  | 1.99                   | 0.84                  | 1.39                   | 1.55                 | 2.10                 |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>                    | 0.43                  | 0.26                   | 0.17                  | 0.30                   | 0.39                 | 0.37                 |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>                     | 0.05                  | 0.10                   | 0.29                  | 0.02                   | 0.31                 | 0.42                 |
| <b>Total</b>                              | 85.98                 | 86.68                  | 85.94                 | 85.03                  | 85.00                | 86.28                |
| <b>Si</b>                                 | 3.44                  | 3.55                   | 3.38                  | 3.40                   | 3.72                 | 3.46                 |
| <b>Al</b>                                 | 1.61                  | 1.68                   | 1.74                  | 1.72                   | 1.37                 | 1.71                 |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b>                    | 1.84                  | 2.11                   | 1.95                  | 1.87                   | 1.60                 | 2.30                 |
| <b>Mg</b>                                 | 2.68                  | 1.95                   | 2.44                  | 2.47                   | 2.61                 | 1.78                 |
| <b>Mn</b>                                 | 0.03                  | 0.04                   | 0.02                  | 0.02                   | 0.02                 | 0.01                 |
| <b>Ti</b>                                 | 0.01                  | 0.01                   | 0.05                  | 0.03                   | 0.02                 | 0.06                 |
| <b>Ca</b>                                 | 0.08                  | 0.22                   | 0.09                  | 0.16                   | 0.17                 | 0.24                 |
| <b>Na</b>                                 | 0.09                  | 0.05                   | 0.03                  | 0.06                   | 0.08                 | 0.08                 |
| <b>K</b>                                  | 0.01                  | 0.01                   | 0.04                  | -                      | 0.04                 | 0.06                 |

Quadro 3.4 - Composição química, determinada com microsonda electrónica, de alguns interestratificados clorite/saponite que substituem microcristais losângicos (Losan.) e alongados (Along.) de olivina (figura 3.4). Proporções atómicas calculadas na base de 14 oxigénios. FeO - ferro total. Amostra Fis B corresponde a uma lâmina polida onde foi estudada uma fissura tipo B (ver capítulo 4).

Tableau 3.4 - Composition chimique, déterminée par microsonde électronique, de quelques interstratifiés chlorite/saponite qui remplacent les microcristaux losangiques (Losan.) et allongées (Along.) d'olivine (figure 3.4). Proportions atomiques calculées sur la base de 14 oxygènes. FeO - fer total. Échantillon Fis B correspondre à une lame mince utilisée pour l'étude d'une fissure type B (chapitre 4).

A composição química destes materiais que substituem microcristais de olivina, foi também representada nos sistemas  $MR^3-2R^3-3R^2$ ,  $M^+-4Si-3R^2$  e  $Al-Fe-Mg$  (figura 3.9).

Verifica-se que estas análises não diferem significativamente das restantes discutidas anteriormente. Constata-se ainda que a natureza dos filossilicatos de alteração é independente da forma original dos cristais de olivina que substituem. O conjunto das análises da figura 3.9 representam-se no domínio dos interestratificados clorite/saponite, verificando-se uma variação no teor de folhetos de cada um destes componentes.

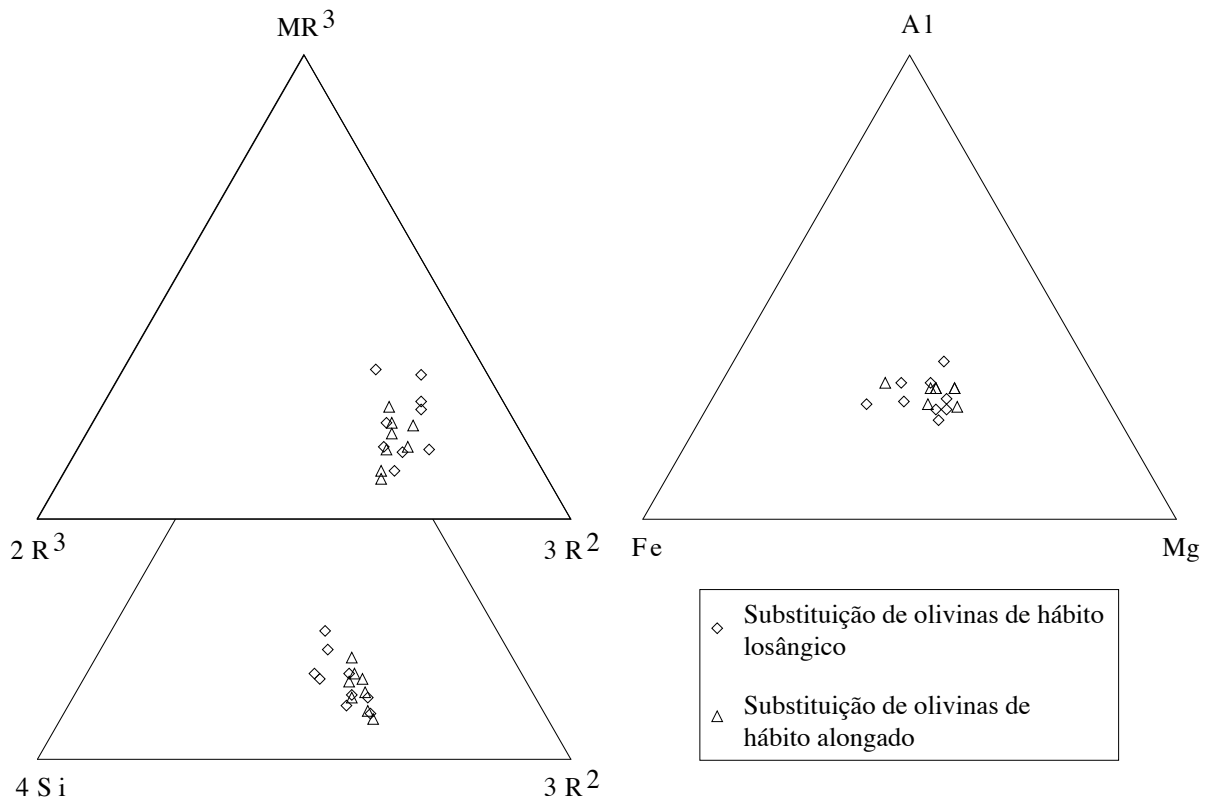


Figura 3.9 - Composições químicas de interestratificados clorite/saponite que substituem microcristais de olivina com hábitos losângicos e alongados, representadas nos sistemas  $MR^3-2R^3-3R^2$ ,  $M^+-4Si-3R^2$  e Al-Fe-Mg.

Figure 3.9 - Composition chimique des interstratifiées chlorite/saponite que remplace les microcristaux d'olivine avec habitus losangiques et allongées, représentées dans les systèmes  $MR^3-2R^3-3R^2$ ,  $M^+-4Si-3R^2$  et Al-Fe-Mg.

## 3.2. Piroxena

### 3.2.1. Caracterização petrográfica

A piroxena tanto ocorre em fenocristais euédricos-subeuédricos de dimensões aproximadas de  $2.2 \times 1.2$  mm, como em cristais mais pequenos subeuédricos-anédricos dispersos na matriz da rocha (figura 3.10). Os fenocristais, bastante fracturados, apresentam normalmente maclas e zonamento. Observações de catodoluminescência em microscópio óptico (figura 3.10) revelaram que algumas destas fracturas, muitas vezes sub-paralelas, estão preenchidas por calcite.

Relativamente aos fenocristais, é frequente a ocorrência de golfos de dissolução nos seus bordos, os quais estão preenchidos por mesostase, conforme se pode verificar nas fotografias da figura 3.10. Salienta-se a presença, nestas zonas, de analcite anédrica com inclusões de agulhas de apatite. Não foi detectada a presença de calcite e/ou de minerais de argila nestas zonas. Verifica-se ainda a existência de minerais opacos inclusos em fenocristais de piroxena, nomeadamente nas zonas de bordadura (figura 3.10). A este propósito, PALÁCIOS (1985) refere que a clinopiroxena que ocorre nos basaltos do CVL, por vezes zonada e de euédria extraordinária, continuou o seu crescimento até bastante tarde uma vez que inclui, na sua bordadura, micrólitos de plagioclase e minerais opacos semelhantes aos da matriz.

Figura 3.10 - Partes de fenocristais de piroxena. A- Observação em nicóis paralelos evidenciando uma zona de dissolução com respectivo preenchimento; B- Pormenor da zona de dissolução da foto A, onde se observam minerais opacos (Op), apatite (Ap) e analcite (An); C- Ocorrência, na bordadura, de minerais opacos incluídos na piroxena; D- Observação, por microscopia óptica em catodoluminescência, evidenciando microfracturas sub-paralelas com preenchimento de calcite.

Figure 3.9 - A- Phénocristal de pyroxène (nicols parallèles) que mettre en évidence une zone de dissolution avec remplissage; B- Détail de la zone de dissolution de la photo A, avec minéraux opaques (Op), apatite (Ap) et analcime (An); C- Bordure d'un phénocristal de pyroxène avec occurrence des minéraux opaques inclus dans cette bordure; D- Phénocristal de pyroxène au microscope optique en cathodoluminescence que mettre en évidence microfractures sous-parallèles avec remplissage de calcite.

Para além da corrosão dos fenocristais de piroxena e da sua fracturação, não se evidenciam quaisquer outras características que denotem fenómenos de desestabilização destes minerais. Quanto aos microcristais de piroxena da matriz, não se observam quaisquer indícios de alteração.

### 3.2.2. Caracterização química

Tanto os fenocristais como os microcristais da matriz foram analisados com microsonda electrónica, cujos resultados se apresentam no quadro 3.5. Quimicamente, não se evidenciam diferenças significativas entre estes dois conjuntos de cristais de piroxena.

| Ocorrência □                       | <b>Feno.</b> | <b>Feno.</b> | <b>Feno.</b> | <b>Micro.</b> | <b>Micro.</b> | <b>Micro.</b> | <b>Micro.</b> |
|------------------------------------|--------------|--------------|--------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| Amostra □                          | <b>L4A</b>   | <b>L4B</b>   | <b>L4E</b>   | <b>L4A</b>    | <b>L4A</b>    | <b>L4E</b>    | <b>L4E</b>    |
| Nº Análise □                       | <b>28B</b>   | <b>81B</b>   | <b>34D</b>   | <b>35B</b>    | <b>42B</b>    | <b>8D</b>     | <b>57D</b>    |
| <b>SiO<sub>2</sub></b>             | 46.61        | 43.05        | 48.81        | 46.63         | 45.42         | 46.53         | 43.32         |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 7.79         | 9.26         | 4.71         | 7.81          | 7.22          | 6.29          | 8.32          |
| <b>FeO</b>                         | 6.34         | 8.55         | 6.65         | 7.75          | 7.80          | 7.16          | 7.73          |
| <b>MgO</b>                         | 12.78        | 11.01        | 14.22        | 11.13         | 12.37         | 12.70         | 11.68         |
| <b>MnO</b>                         | 0.05         | 0.26         | 0.22         | -             | 0.08          | 0.13          | 0.14          |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>             | 2.93         | 4.85         | 2.10         | 4.12          | 4.05          | 3.50          | 4.37          |
| <b>CaO</b>                         | 22.59        | 22.22        | 21.27        | 21.24         | 21.88         | 22.04         | 22.38         |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>             | 0.53         | 0.63         | 0.44         | 0.67          | 0.67          | 0.56          | 0.53          |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>              | -            | -            | -            | -             | 0.01          | -             | 0.08          |
| <b>Total</b>                       | 99.62        | 99.83        | 98.42        | 99.35         | 99.50         | 98.91         | 98.55         |
| <b>Si</b>                          | 1.74         | 1.64         | 1.84         | 1.75          | 1.72          | 1.76          | 1.66          |
| <b>Al</b>                          | 0.34         | 0.41         | 0.21         | 0.35          | 0.32          | 0.28          | 0.38          |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b>             | 0.20         | 0.27         | 0.21         | 0.24          | 0.25          | 0.23          | 0.25          |
| <b>Mg</b>                          | 0.71         | 0.62         | 0.80         | 0.62          | 0.70          | 0.72          | 0.67          |
| <b>Mn</b>                          | -            | 0.01         | 0.01         | -             | -             | -             | -             |
| <b>Ti</b>                          | 0.08         | 0.14         | 0.06         | 0.12          | 0.11          | 0.10          | 0.13          |
| <b>Ca</b>                          | 0.90         | 0.90         | 0.86         | 0.85          | 0.89          | 0.89          | 0.92          |
| <b>Na</b>                          | 0.04         | 0.05         | 0.03         | 0.05          | 0.05          | 0.04          | 0.04          |
| <b>K</b>                           | -            | -            | -            | -             | -             | -             | -             |

Quadro 3.5 - Composição química de piroxena em fenocristais (Feno.) e em microcristais da matriz (Micro.), determinada com microsonda electrónica. Proporções atómicas calculadas na base de 6 oxigénios. FeO - ferro total.

Tableau 3.5 - Composition chimique des phénocristaux (Feno.) et microcristaux (Micro.) de pyroxène, déterminé par microsonde électronique. Proportions atomiques calculées sur la base de 6 oxygènes. FeO - fer total.

Os resultados das análises de microsonda foram representados no sistema Wo-En-Fs e no diagrama Q-J (MORIMOTO *et al.*, 1988) (figuras 3.11 e 3.12). Verifica-se que as piroxenas do tefrito de Lexim apresentam composições químicas no domínio do diópsido, típicas de piroxenas ricas em Ca-Fe-Mg.

Com efeito, PALÁCIOS (1985) refere que a maior parte das análises efectuadas em piroxenas do CVL correspondem a salites (grupo diópsido-hedenbergite) e augites. Segundo a Comissão on New Minerals and Mineral Names da International Mineralogical Association, o termo salite é equivalente a diópsido e, como tal, deve ser evitado (MORIMOTO *et al.*, 1988).

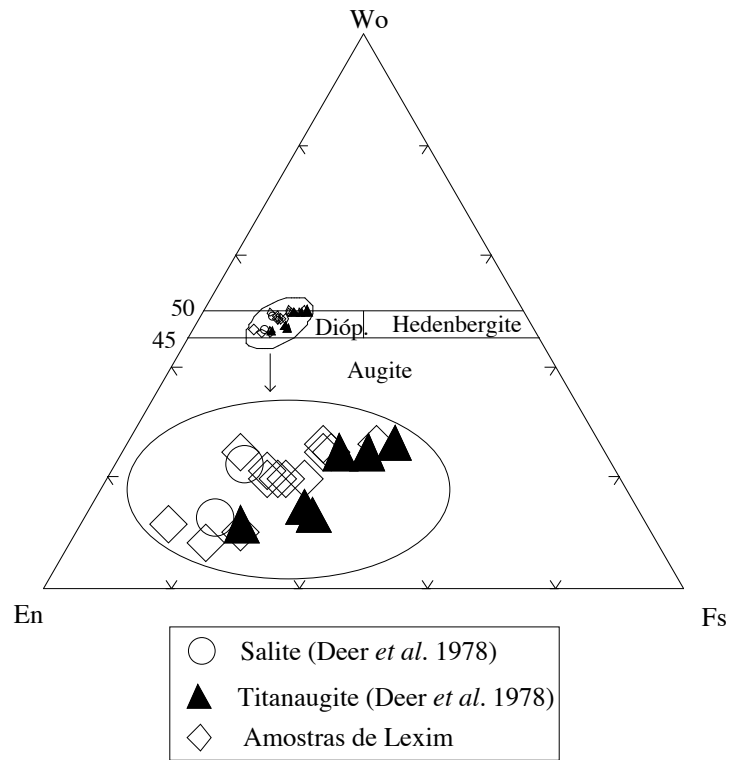


Figura 3.11 - Representação da composição química de piroxenas no sistema Wo-En-Fs. (Wo= 100Ca/Mg+Fe<sub>t</sub>+Ca; En= 100Mg/Mg+Fe<sub>t</sub>+Ca; Fs= 100(Fe<sub>t</sub>+Mn)/Mg+Fe<sub>t</sub>+Ca).

Figure 3.11 - Représentation de la composition chimique des pyroxènes dans le système Wo-En-Fs (Wo= 100Ca/Mg+Fe<sub>t</sub>+Ca; En= 100Mg/Mg+Fe<sub>t</sub>+Ca; Fs= 100(Fe<sub>t</sub>+Mn)/Mg+Fe<sub>t</sub>+Ca).

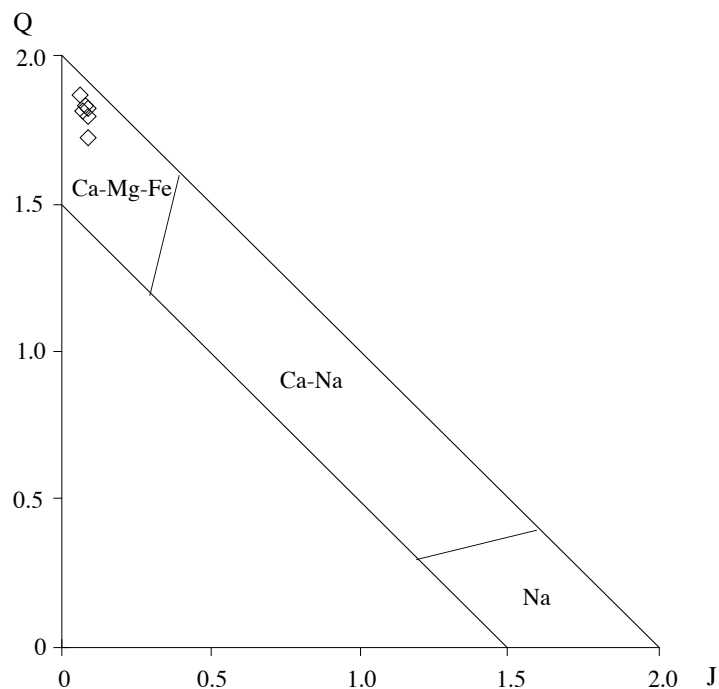


Figura 3.12 - Diagrama Q-J para piroxenas de Lexim que se representam no domínio das piroxenas ricas em Ca-Mg-Fe. Q= Ca+Mg+Fe<sup>2+</sup>; J = 2Na in MORIMOTO *et al.* (1988).

Figure 3.12 - Diagramme Q-J pour les pyroxènes de Lexim que se représente dans le domaine des pyroxènes riches en Ca-Mg-Fe. Q= Ca+Mg+Fe<sup>2+</sup>; J = 2Na in MORIMOTO *et al.* (1988).

No quadro 3.6, estão representadas análises de microsonda efectuadas em dois fenocristais de piroxena que evidenciavam zonamentos ao microscópio óptico.

| Ocorrência □<br>Amostra □<br>Nº Análise □ | FENOCRISTAL 1 |       |       |       | FENOCRISTAL 2 |       |       |
|---|---------------|-------|-------|-------|---------------|-------|-------|
|   | Centro        | □     | □     | □     | Centro        | □     | □     |
|   | 31D           | 32D   | 33D   | 34D   | 101E          | 100E  | 99E   |
| <b>SiO<sub>2</sub></b>                    | 45.52         | 46.32 | 45.15 | 48.81 | 47.07         | 48.67 | 45.04 |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>        | 8.36          | 8.30  | 8.27  | 4.71  | 4.84          | 5.91  | 6.56  |
| <b>FeO</b>                                | 6.43          | 6.17  | 6.59  | 6.65  | 6.92          | 4.98  | 6.86  |
| <b>MgO</b>                                | 12.71         | 12.56 | 12.71 | 14.22 | 13.50         | 14.51 | 12.11 |
| <b>MnO</b>                                | 0.07          | 0.06  | 0.05  | 0.22  | 0.16          | 0.18  | 0.34  |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>                    | 3.00          | 2.57  | 3.24  | 2.10  | 2.44          | 1.53  | 3.63  |
| <b>CaO</b>                                | 21.05         | 21.29 | 21.32 | 21.27 | 21.89         | 21.02 | 22.31 |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>                    | 0.70          | 0.64  | 0.58  | 0.44  | 0.39          | 0.55  | 0.85  |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>                     | 0.02          | -     | 0.04  | -     | -             | -     | 0.06  |
| <b>Total</b>                              | 97.85         | 97.92 | 97.95 | 98.41 | 97.21         | 97.33 | 97.77 |
| <b>Si</b>                                 | 1.73          | 1.75  | 1.72  | 1.84  | 1.81          | 1.84  | 1.73  |
| <b>Al</b>                                 | 0.37          | 0.37  | 0.37  | 0.21  | 0.22          | 0.26  | 0.30  |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b>                    | 0.20          | 0.20  | 0.21  | 0.21  | 0.22          | 0.16  | 0.22  |
| <b>Mg</b>                                 | 0.72          | 0.71  | 0.72  | 0.80  | 0.77          | 0.82  | 0.69  |
| <b>Mn</b>                                 | -             | -     | -     | 0.01  | 0.01          | 0.01  | 0.01  |
| <b>Ti</b>                                 | 0.09          | 0.07  | 0.09  | 0.06  | 0.07          | 0.04  | 0.10  |
| <b>Ca</b>                                 | 0.86          | 0.86  | 0.87  | 0.86  | 0.90          | 0.85  | 0.92  |
| <b>Na</b>                                 | 0.05          | 0.05  | 0.04  | 0.03  | 0.03          | 0.04  | 0.06  |
| <b>K</b>                                  | -             | -     | -     | -     | -             | -     | -     |

Quadro 3.6 - Composição química de dois fenocristais de piroxena determinadas em pontos contíguos desde o bordo ao centro dos fenocristais. As setas indicam a direcção do bordo do fenocristal. Proporções atómicas calculadas na base de 6 oxigénios. FeO - ferro total.

Tableau 3.6 - Composition chimique des deux phénocristaux de pyroxène déterminé par points d'analyse contigus du bord au centre du cristal. Les flèches montre la direction du bord du phénocristal. Proportions atomiques calculées sur la base de 6 oxygènes. FeO - fer total.

Verifica-se que as diferenças químicas entre os bordos e os centros dos fenocristais não são significativas. Todavia, o zonamento deve ser provocado pela existência de um elemento não analisado pois ocorre um aumento do total para o bordo dos fenocristais.

### 3.3. Feldspatos

#### 3.3.1. Plagioclase

##### 3.3.1.1. Caracterização petrográfica

Os cristais de plagioclase ocorrem no tefrito de Lexim com dois hábitos frequentes (figuras 3.13 e 2.7):

- i) em pequenas ripas alongadas e subeuédricas na matriz (dimensão média de 30-50 $\mu$ m), por vezes geminadas segundo a lei da albite. Estas geminações não são suficientemente bem definidas para a determinação óptica da relação albite/anortite. Por vezes, estes cristais apresentam alguma orientação;
- ii) em agregado maciço, normalmente associado à mesostase e a preenchimentos de fissuras precoces (ver capítulo 4). Este agregado apresenta, muitas vezes,

inclusões de apatite.

A observação por catodoluminescência das lâminas polidas (figura 3.13), permite verificar que a plagioclase apresenta uma orla com uma tonalidade diferente, o que denota uma variação na sua composição química. Porém, esta variação não pôde ser comprovada em microsonda electrónica devido à reduzida dimensão dessas orlas. Não foram observados indícios de alteração na plagioclase.

### 3.3.1.2. Caracterização química

As plagioclases foram estudadas com microsonda electrónica, cujos os resultados se apresentam no quadro 3.7.

| Amostra □<br>Nº Análise □          | L4B<br>86B | L4B<br>60B | L4E<br>25D | L4E<br>38D | L4E<br>44D | L4D<br>88D | L4D<br>106D |
|------------------------------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|-------------|
| <b>SiO<sub>2</sub></b>             | 54.04      | 54.84      | 55.82      | 54.81      | 54.92      | 54.16      | 54.75       |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 29.42      | 28.47      | 27.32      | 28.02      | 28.19      | 28.32      | 27.33       |
| <b>FeO</b>                         | 0.84       | 1.13       | 0.55       | 0.82       | 0.55       | 0.89       | 0.66        |
| <b>MgO</b>                         | 0.04       | 0.01       | 0.02       | 0.12       | 0.04       | 0.04       | 0.05        |
| <b>MnO</b>                         | 0.12       | -          | -          | 0.02       | 0.01       | -          | 0.04        |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>             | 0.24       | 0.15       | 0.46       | 0.19       | 0.31       | 0.21       | 0.46        |
| <b>CaO</b>                         | 11.23      | 10.77      | 9.21       | 9.00       | 9.66       | 10.00      | 9.91        |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>             | 4.68       | 5.42       | 5.90       | 5.97       | 5.40       | 5.47       | 5.43        |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>              | 0.25       | 0.43       | 0.56       | 0.59       | 0.48       | 0.33       | 0.41        |
| <b>Total</b>                       | 100.86     | 101.22     | 99.84      | 99.54      | 99.56      | 99.42      | 99.04       |
| <b>Si</b>                          | 9.71       | 9.84       | 10.09      | 9.96       | 9.95       | 9.86       | 9.99        |
| <b>Al</b>                          | 6.23       | 6.02       | 5.82       | 6.00       | 6.02       | 6.08       | 5.88        |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b>             | 0.13       | 0.17       | 0.08       | 0.12       | 0.08       | 0.13       | 0.10        |
| <b>Mg</b>                          | 0.01       | -          | 0.01       | 0.03       | 0.01       | 0.01       | 0.01        |
| <b>Mn</b>                          | 0.02       | -          | -          | -          | -          | -          | 0.01        |
| <b>Ti</b>                          | 0.03       | 0.02       | 0.06       | 0.03       | 0.04       | 0.03       | 0.06        |
| <b>Ca</b>                          | 2.16       | 2.07       | 1.78       | 1.75       | 1.88       | 1.95       | 1.94        |
| <b>Na</b>                          | 1.63       | 1.89       | 2.07       | 2.10       | 1.90       | 1.93       | 1.92        |
| <b>K</b>                           | 0.06       | 0.10       | 0.13       | 0.14       | 0.11       | 0.08       | 0.09        |
| <b>%An</b>                         | 56.3       | 51.1       | 44.9       | 44.3       | 48.4       | 49.5       | 49.2        |
| <b>%Ab</b>                         | 42.2       | 46.5       | 51.8       | 52.3       | 48.7       | 48.6       | 48.4        |
| <b>%Or</b>                         | 1.5        | 2.4        | 3.2        | 3.4        | 2.8        | 1.9        | 2.4         |

Quadro 3.7 - Composições químicas de plagioclases determinadas com microsonda electrónica. Proporções atómicas calculadas na base de 32 oxigénios. FeO - ferro total

Tableau 3.7 - Composition chimique des plagioclases déterminé par microsonde électronique. Proportions atomiques calculées sur la base de 32 oxygènes. FeO - fer total.

As composições das plagioclases mostram que o seu conteúdo em anortite varia de An<sub>44</sub> a An<sub>56</sub>. De acordo com a projecção das análises químicas na figura 3.14A, as plagioclases têm a composição da andesina (30-50% An) e da labradorite (50-70% An). Independentemente das formas em que ocorrem as plagioclases, os seus conteúdos em anortite são semelhantes.

Figura 3.13 A- Plagioclases (Pl) observadas em catodoluminiscência por microscopia óptica. Verifica-se a ocorrência de uma orla com uma tonalidade mais clara o que denota uma variação na sua composição química. Está também presente um microcristal de olivina, evidenciando um preenchimento de calcite. B- Microfotografia por MEV onde se observam microcristais de piroxena (Px), minerais opacos (Op) e plagioclase (Pl) da matriz e ainda a mesostase (Ms).

Figure 3.13 A- Plagioclases (Pl) au microscope optique en cathodoluminescence. Il existe l'occurrence d'une lisière plus



claire correspondant a une variation de la composition chimique. Dans la photo c'est représenté aussi un microcristal d'olivine avec remplacement par calcite; B- Microphotographie en MEB de microcristaux de pyroxène (Px), opaques (Op) et plagioclase (Pl) de la matrice et aussi la mésostase (Ms).

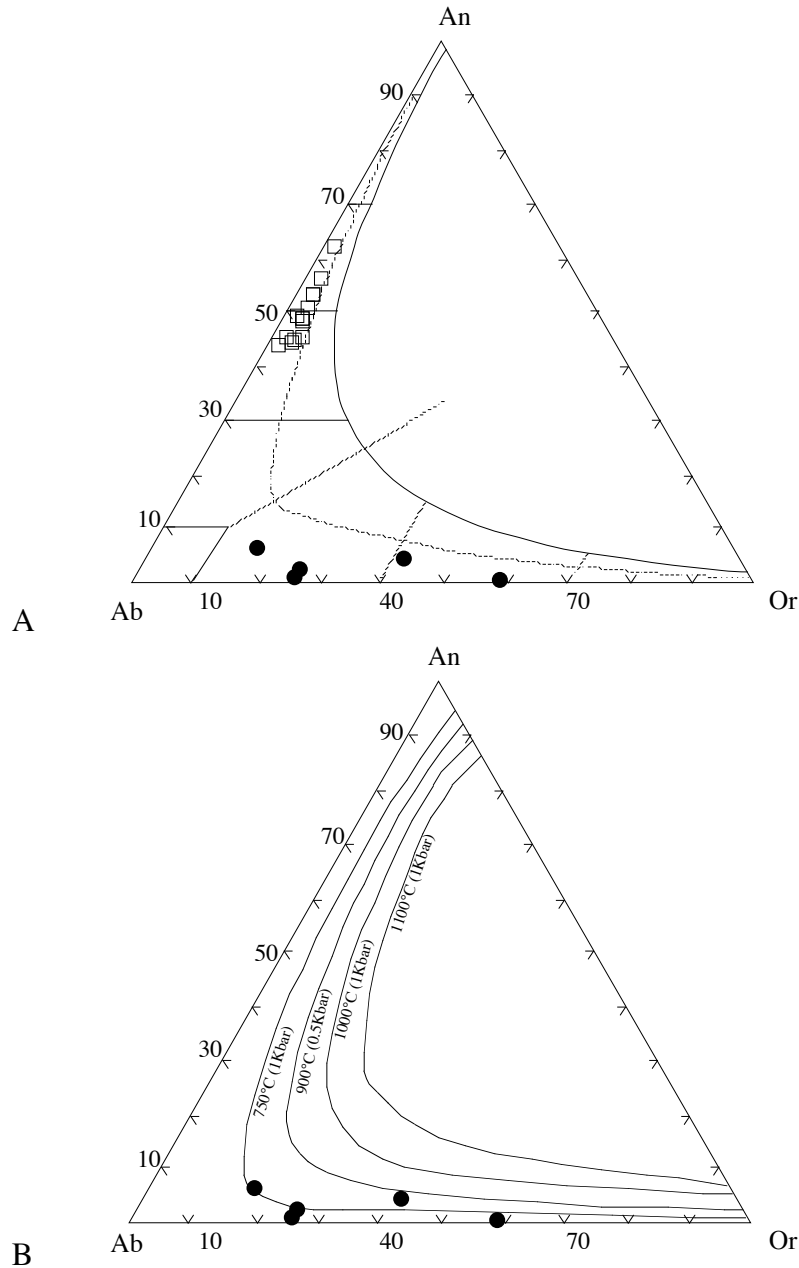


Figura 3.14 A - Representação da composição química de plagioclases (quadrados) e de feldspatos alcalinos (pontos) no sistema An-Ab-Or. Divisões interiores propostas por SMITH (1974) para feldspatos de rochas vulcânicas. B - Mesmo diagrama com marcação das isotérmicas de 750, 900, 1000 e 1100°C a PH<sub>2</sub>O=0.5-1kbar para feldspatos ternários, modificado de DEER *et al.* (1992).

Figure 3.14 - Représentation de la composition chimique des plagioclases (carrés) et feldspaths alcalins (cercles) dans le système An-Ab-Or. Divisions internes proposées par SMITH (1974) pour feldspaths des roches volcaniques; B- Même diagramme antérieur avec isothermes 750, 900, 1000 et 1100°C à PH<sub>2</sub>O=0.5-1kbar pour les feldspaths ternaires, modifiée d'après DEER *et al.* (1992).

### 3.3.2. Feldspato alcalino

#### 3.3.2.1. Caracterização petrográfica

Estes feldspatos ocorrem na mesostase com hábitos anédricos e frequentemente com inclusões de agulhas de apatite (figura 3.13). A caracterização óptica destes feldspatos é bastante

dificultada pela reduzida dimensão dos cristais, ausência de geminações e indefinição dos fenómenos de extinção. A pequena quantidade de feldspato alcalino presente na rocha, não permitiram a caracterização complementar do estado estrutural destes minerais, por DRX. A maior parte das vezes o feldspato, em agregados maciços, está associado a fissuras precoces (figura 4.13), tal como sucede com as plagioclases.

### 3.3.2.2. Caracterização química

Pelas razões acima apresentadas, a caracterização dos feldspatos alcalinos foi feita de acordo com a sua composição química. Também devido à reduzida dimensão dos cristais, os resultados das análises químicas, por microsonda electrónica mostram, por vezes, alguma contaminação. No quadro 3.8 apresentam-se algumas composições de feldspatos alcalinos. O conteúdo em ortóclase nestes feldspatos varia de Or<sub>16</sub> a Or<sub>58</sub>. De acordo com a nomenclatura definida por SMITH (1974), a projecção das análises químicas no diagrama da figura 3.13A permite caracterizar os feldspatos, considerados homogéneos, como sanidina sódica (Or<sub>70</sub>-Or<sub>10</sub>) e albite potássica de alta temperatura (Or<sub>40</sub>-Or<sub>10</sub>). Estes feldspatos seriam estáveis a temperaturas entre cerca de 750°C e 850°C (FUHRMAN & LINDSLEY, 1988; DEER *et al.*, 1992 - figura 3.13B).

| Amostra □                          | <b>L4A</b>  | <b>L4A</b>  | <b>L4A</b>  | <b>L4C</b>  | <b>L4D</b>   |
|------------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|--------------|
| Nº Análise □                       | <b>37 B</b> | <b>41 B</b> | <b>43 B</b> | <b>94 B</b> | <b>107 B</b> |
| <b>SiO<sub>2</sub></b>             | 63.39       | 60.78       | 56.78       | 58.61       | 58.02        |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 17.97       | 19.83       | 22.88       | 24.41       | 24.07        |
| <b>FeO</b>                         | 1.71        | 1.94        | 2.31        | 1.48        | 1.27         |
| <b>MgO</b>                         | 0.07        | 0.23        | 0.10        | 1.03        | 0.18         |
| <b>MnO</b>                         | -           | 0.25        | 0.19        | -           | 0.05         |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>             | 1.31        | 1.26        | 1.27        | 1.02        | 0.42         |
| <b>CaO</b>                         | 0.12        | 0.80        | 0.25        | 0.32        | 0.49         |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>             | 4.82        | 6.67        | 10.30       | 10.26       | 10.69        |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>              | 10.33       | 7.51        | 5.19        | 3.31        | 5.66         |
| <b>Total</b>                       | 99.72       | 99.27       | 99.27       | 100.44      | 100.85       |
| <b>Si</b>                          | 11.70       | 11.26       | 10.58       | 10.59       | 10.60        |
| <b>Al</b>                          | 3.91        | 4.33        | 5.03        | 5.20        | 5.18         |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b>             | 0.26        | 0.30        | 0.36        | 0.22        | 0.19         |
| <b>Mg</b>                          | 0.02        | 0.06        | 0.03        | 0.28        | 0.05         |
| <b>Mn</b>                          | -           | 0.04        | 0.03        | -           | 0.01         |
| <b>Ti</b>                          | 0.18        | 0.18        | 0.18        | 0.14        | 0.06         |
| <b>Ca</b>                          | 0.02        | 0.16        | 0.05        | 0.06        | 0.10         |
| <b>Na</b>                          | 1.72        | 2.39        | 3.72        | 3.59        | 3.79         |
| <b>K</b>                           | 2.43        | 1.77        | 1.23        | 0.76        | 1.32         |
| <b>%An</b>                         | 1.0         | 5.1         | 1.5         | 7.2         | 2.8          |
| <b>%Ab</b>                         | 41.0        | 54.5        | 74.0        | 76.6        | 72.1         |
| <b>%Or</b>                         | 57.9        | 40.4        | 24.5        | 16.2        | 25.1         |

Quadro 3.8 - Composição química de feldspatos alcalinos. Cálculo das proporções atómicas na base de 32 oxigénios. FeO - ferro total.

Tableau 3.8 - Composition chimique des feldspaths alcalins. Calcul des proportions atomiques sur la base de 32 oxygènes. FeO - fer total.

Estudos realizados por MEV confirmaram a existência de feldspato potássico na

mesostase, cujas dimensões demasiado reduzidas não permitem a realização de análises por microsonda electrónica.

### 3.4. Zeólitos

Os zeólitos ocorrem em agregados maciços no tefrito de Lexim em dois modos distintos:

- i) dispersos na mesostase;
- ii) em preenchimento de fissuras;

Este sub-capítulo descreve as ocorrências de zeólitos na mesostase do tefrito de Lexim. A identificação e caracterização dos zeólitos que ocorrem em preenchimentos de fissuras será efectuada no capítulo 4.

#### 3.4.1. Caracterização petrográfica

A ocorrência de zeólitos na mesostase do tefrito de Lexim, em agregados maciços, foi confirmada por microscopia óptica e electrónica. Todavia, a microscopia óptica revela-se insuficiente devido à reduzida dimensão destes minerais e à sua semelhança óptica com feldspatos (figuras 2.7 e 3.10). Deste modo, foi principalmente por MEV que se conseguiu comprovar a presença de zeólitos na mesostase. Estes minerais estão intimamente associados a feldspato alcalino (figura 3.13) o que torna a sua distinção apenas possível por comparação das composições químicas de ambos.

| Amostra □<br>Nº Análise □          | <b>Analcite</b> | <b>Analcite</b> | <b>Analcite</b> | <b>Natrolite</b> | <b>Natrolite</b> | <b>Natrolite</b> |
|------------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|------------------|------------------|------------------|
|                                    | <b>L4A</b>      | <b>L4A</b>      | <b>L4E</b>      | <b>L4B</b>       | <b>L4B</b>       | <b>L4B</b>       |
|                                    | <b>32B</b>      | <b>34B</b>      | <b>68D</b>      | <b>78B</b>       | <b>79B</b>       | <b>82B</b>       |
| <b>SiO<sub>2</sub></b>             | 55.65           | 53.88           | 51.40           | 50.70            | 50.83            | 50.44            |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 24.48           | 24.90           | 23.02           | 27.66            | 28.28            | 28.77            |
| <b>FeO</b>                         | 0.51            | 0.46            | 2.71            | 0.23             | -                | 0.07             |
| <b>MgO</b>                         | 0.07            | 0.03            | 2.41            | -                | -                | 0.03             |
| <b>MnO</b>                         | 0.09            | 0.05            | 0.11            | 0.06             | 0.01             | -                |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>             | -               | 0.11            | 0.38            | 0.13             | 0.05             | -                |
| <b>CaO</b>                         | 0.39            | 1.96            | 0.40            | 0.17             | 0.23             | 0.57             |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>             | 11.27           | 11.04           | 9.89            | 14.03            | 13.79            | 13.48            |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>              | 0.88            | 0.27            | 0.09            | -                | 0.05             | 0.11             |
| <b>Total</b>                       | 93.33           | 92.69           | 90.41           | 92.97            | 93.24            | 93.47            |
| <b>Si</b>                          | 31.98           | 31.28           | 30.82           | 29.59            | 29.50            | 29.24            |
| <b>Al</b>                          | 16.58           | 17.03           | 16.26           | 19.02            | 19.35            | 19.66            |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b>             | 0.24            | 0.22            | 1.36            | 0.11             | -                | 0.03             |
| <b>Mg</b>                          | 0.06            | 0.02            | 2.16            | -                | -                | 0.02             |
| <b>Mn</b>                          | 0.04            | 0.03            | 0.05            | 0.03             | -                | -                |
| <b>Ti</b>                          | -               | 0.05            | 0.17            | 0.05             | 0.02             | -                |
| <b>Ca</b>                          | 0.24            | 1.22            | 0.26            | 0.11             | 0.14             | 0.35             |
| <b>Na</b>                          | 12.55           | 12.42           | 11.50           | 15.87            | 15.52            | 15.16            |
| <b>K</b>                           | 0.64            | 0.20            | 0.07            | -                | 0.04             | 0.08             |
| <b>T</b>                           | 16.58           | 17.03           | 16.26           | 19.02            | 19.35            | 19.66            |
| <b>B</b>                           | 0.58            | 1.54            | 3.83            | 0.30             | 0.14             | 0.40             |
| <b>Si/Al</b>                       | 1.93            | 1.84            | 1.90            | 1.56             | 1.52             | 1.49             |

Quadro 3.9 - Composição química, determinada em microsonda electrónica, de analcites e natrolites que ocorrem na mesostase. Proporções atómicas calculadas na base de 96 oxigénios. FeO - ferro total. T - somatório de iões trivalentes; B - somatório de iões bivalentes.

Tableau 3.9 - Composition chimique déterminé par microsonde électronique des analcimes et natrolites de la mésostase. Proportions atomiques calculées sur la base de 80 oxygènes. FeO- fer total. T- sommatoire des ions trivalentes; B- sommatoires des ions divalentes.

### 3.4.2. Caracterização química

A composição dos zeólitos, obtida por microsonda electrónica, é apresentada no quadro 3.9. A determinação de uma composição química ideal foi dificultada pela contaminação dos minerais vizinhos da mesostase. Esta contaminação pode explicar a presença de Fe, Mg, Mn e Ti na composição dos zeólitos analisados. O cálculo das fórmulas estruturais das análises 32B, 34B e 68D é, no entanto, próximo de  $[\text{Na}_{16}(\text{Al}_{16}\text{Si}_{32}\text{O}_{96}) \cdot 16\text{H}_2\text{O}]$  para uma analcite ideal (HAY, 1978). As composições (quadro 3.9) mostram substituições de algum Na por K e Ca e Si por Al, tal como tem sido referido para a analcite e natrolites (TSITSISHVILI, 1992). A relação Si/Al (1.8-1.9) corresponde à relação característica de analcites, enquanto que a relação Si/Al (1.5-1.6) aproxima estas composições da natrolite, definindo a quantidade de alumínio tetraédrico nestes grupos estruturais de zeólitos.

## 3.5. Minerais opacos

### 3.5.1. Caracterização petrográfica

A ocorrência de minerais opacos subeuédricos nas lâminas polidas é bastante expressiva (abundância média de 15%). Estes minerais ocorrem quer como fenocristais (com dimensões que não ultrapassam 1mm), quer como microcristais na matriz (com dimensões semelhantes aos restantes minerais da matriz) (figura 3.15). Os primeiros apresentam, frequentemente, os bordos corroidos. Raramente ocorrem cristais euédricos opacos, preenchidos por matriz basáltica. Observações de catodoluminescência em microscópio óptico revelaram que os fenocristais de minerais opacos estão fracturados; estas fracturas podem mesmo estar preenchidas por calcite (figura 3.15).

### 3.5.2. Caracterização química

Os minerais opacos foram estudados com microsonda electrónica, cujos resultados se apresentam no quadro 3.10.

| Amostra □<br>Nº Análise □          | L4A<br>49C | L4A<br>66C | L4A<br>68C | L4C<br>39C | L4C<br>46C | L4C<br>47C | L4B<br>9C | L4B<br>10C |
|------------------------------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|-----------|------------|
| <b>SiO<sub>2</sub></b>             | 0.03       | 0.07       | 0.05       | 0.13       | 0.21       | 0.42       | 0.09      | 0.17       |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 3.11       | 2.66       | 2.93       | 4.44       | 4.48       | 4.33       | 2.80      | 2.51       |
| <b>FeO</b>                         | 65.59      | 65.44      | 65.53      | 67.05      | 67.94      | 66.27      | 66.96     | 64.83      |
| <b>MgO</b>                         | 5.15       | 5.12       | 5.18       | 6.26       | 5.99       | 6.08       | 5.03      | 5.20       |
| <b>MnO</b>                         | 0.96       | 0.95       | 0.91       | 0.57       | 0.95       | 0.77       | 0.85      | 1.31       |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>             | 21.33      | 22.16      | 22.05      | 20.73      | 20.21      | 21.13      | 24.25     | 23.84      |
| <b>CaO</b>                         | 0.14       | 0.11       | 0.13       | 0.11       | 0.02       | -          | 0.25      | 0.15       |
| <b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 0.02       | 0.03       | 0.06       | 0.10       | 0.26       | 0.20       | 0.14      | -          |
| <b>Total</b>                       | 96.33      | 96.54      | 96.84      | 99.39      | 100.06     | 99.20      | 100.37    | 98.01      |
| <b>Si</b>                          | 0.01       | 0.02       | 0.02       | 0.04       | 0.06       | 0.13       | 0.03      | 0.05       |
| <b>Al</b>                          | 1.16       | 0.99       | 1.08       | 1.59       | 1.60       | 1.55       | 0.99      | 0.91       |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b>             | 17.35      | 17.26      | 17.20      | 17.02      | 17.22      | 16.79      | 16.86     | 16.70      |
| <b>Mg</b>                          | 2.43       | 2.41       | 2.42       | 2.83       | 2.71       | 2.74       | 2.26      | 2.39       |

|           |      |      |      |      |      |      |      |      |
|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| <b>Mn</b> | 0.26 | 0.25 | 0.24 | 0.15 | 0.24 | 0.20 | 0.22 | 0.34 |
| <b>Ti</b> | 5.07 | 5.25 | 5.21 | 4.73 | 4.61 | 4.81 | 5.49 | 5.52 |
| <b>Ca</b> | 0.05 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.01 | -    | 0.08 | 0.05 |
| <b>Cr</b> | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.06 | 0.05 | 0.03 | -    |

Quadro 3.10 - Composição química de minerais opacos determinada com microsonda electrónica. Proporções atómicas calculadas na base de 32 oxigénios. FeO - ferro total.

Tableau 3.10 - Composition chimique de minéraux opaques déterminé par microsonde électronique. Proportions atomiques calculées sur la base de 32 oxygènes. FeO - fer total.

Figura 3.15 A- Microfotografia de mineral opaco em catodoluminiscência observando-se microfracturas preenchidas por calcite; B- Aspecto geral da matriz em nicóis paralelos evidenciando-se um mineral opaco oco, preenchido pela própria matriz, para além de várias outras ocorrências destes minerais.

Figure 3.15 - A- Microphotographie au microscope optique en cathodoluminescence d'un minéral opaque avec microfractures remplacés par calcite; B- Aspect général (nicols parallèles) de la matrice et un minéral opaque creux, avec remplissage par matrice.

Não se registam diferenças significativas na composição química destes minerais opacos. Todavia, os valores totais das referidas análises químicas oscilam entre cerca de 96-100%. Este facto foi também referido por PALÁCIOS (1985), o que impediu a autora de tecer considerações mais elaboradas na caracterização destes minerais.

As análises apresentadas no quadro 3.10 sugerem uma composição de ulvospinela ( $\text{Fe}_2^{2+}\text{TiO}_4$ ) como mineral opaco do tefrito de Lexim. O termo titanomagnetite deve ser reservado para as amostras que evidenciam a presença da fase ulvospinela por raios X (DEER *et al.*, 1992). Segundo os mesmos autores, quantidades consideráveis de Ti podem substituir o Fe na estrutura da magnetite, dando origem a uma série contínua entre a magnetite e a ulvospinela dentro de uma solução sólida, de elevada temperatura, da série magnetite-ulvospinela.

### 3.6. Minerais de argila da mesostase

#### 3.6.1. Caracterização petrográfica

A ocorrência de minerais de argila na mesostase do tefrito de Lexim foi verificada em observações quer de microscópio óptico quer de MEV. Nestas duas escalas de observação estes minerais de argila parecem não estar associados a nenhum fenómeno de alteração de um qualquer mineral primário (figura 3.16). Em microscopia óptica, apresentam fundamentalmente cores esverdeadas. As cores de polarização ou são cinzentas de 1ª ordem ou são cores anómalas esverdeadas. Em MEV observou-se que estes minerais de argila apresentam hábitos em 'ninho de abelha', típicos de minerais esmectíticos, ocorrendo nos interstícios dos minerais primários ou revestindo-os (figura 3.16). Com base nas relações texturais, parecem corresponder às últimas fases de cristalização, uma vez que se encontram a revestir os restantes minerais.

#### 3.6.2. Caracterização cristaloquímica

Não foi possível executar a caracterização estrutural destes minerais por DRX em micro-amostras isoladas; os difractogramas de DRX da fracção  $<0.02\mu\text{m}$  (figura 2.8) integram, por essa razão, o conjunto de todos os minerais de argila.

#### 3.6.3. Caracterização química

Foram executadas análises químicas com microsonda electrónica, em minerais de argila que ocorrem na mesostase do tefrito de Lexim, aparentemente não relacionadas com a alteração de olivinas ou qualquer outro mineral primário (quadro 3.11). Apesar das diferenças composicionais, o cálculo das proporções atómicas foi efectuado na base de 14 oxigénios para

todas as análises, por uma questão de uniformização dos resultados, excepto para a análise 2D cuja composição corresponde claramente a uma saponite.

Figura 3.16 - Fotografias obtidas por MEV em fragmentos de amostras do tefrito de Lexim. Evidencia-se a ocorrência de minerais de argila (Arg) com hábito em 'ninho de abelha' (A) que revestem os minerais primários de modo indiscriminado. Em B observa-se claramente o revestimento de um cristal prismático de piroxena (Px) por minerais de argila. (Ap)- apatite; (Ca)- calcite.

Figure 3.16 - Microphotographies en MEB de fragments de la téphrite de Lexim, avec evidence des minéraux argileux (Arg) avec habitus 'nid d'abeille' (A) que revête les minérales primaires. Dans la photo B on observe le revêtement d'un cristal prismatique de pyroxène (Px) par minéraux argileux. (Ap)- apatite; (Ca)- calcite.

| Amostra □                          | L4B   | L4C   | L4E   | L4E   | L4E   | L4E   | L4E   |
|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Nº Análise □                       | 59B   | 88B   | 1D    | 2D#   | 4D    | 6D    | 7D    |
| <b>SiO<sub>2</sub></b>             | 32.47 | 35.46 | 32.37 | 39.35 | 33.60 | 31.54 | 32.58 |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 13.45 | 12.17 | 13.13 | 8.83  | 13.61 | 14.96 | 12.56 |
| <b>FeO</b>                         | 24.44 | 21.12 | 24.99 | 21.85 | 18.38 | 25.66 | 24.69 |
| <b>MgO</b>                         | 15.66 | 13.88 | 10.94 | 13.04 | 18.31 | 11.06 | 14.54 |
| <b>MnO</b>                         | 0.27  | 0.24  | 0.12  | 0.30  | 0.31  | 0.31  | 0.12  |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>             | 0.07  | 0.27  | 0.13  | 0.27  | 0.23  | 0.18  | 0.25  |
| <b>CaO</b>                         | 0.82  | 1.35  | 2.88  | 2.45  | 1.16  | 1.98  | 1.51  |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>             | 0.19  | 0.35  | 0.18  | 0.46  | 0.18  | 0.27  | 0.23  |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>              | 0.09  | 0.10  | 0.31  | 0.91  | 0.23  | 0.30  | 0.31  |
| <b>Total</b>                       | 87.46 | 84.94 | 85.05 | 87.46 | 86.01 | 86.26 | 86.79 |
| <b>Si</b>                          | 3.39  | 3.73  | 3.52  | 3.18  | 3.46  | 3.38  | 3.45  |
| <b>Al</b>                          | 1.66  | 1.51  | 1.68  | 0.84  | 1.65  | 1.89  | 1.57  |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b>             | 2.14  | 1.86  | 2.27  | 1.47  | 1.58  | 2.30  | 2.19  |
| <b>Mg</b>                          | 2.44  | 2.17  | 1.77  | 1.57  | 2.81  | 1.77  | 2.30  |
| <b>Mn</b>                          | 0.02  | 0.02  | 0.01  | 0.02  | 0.03  | 0.03  | 0.01  |
| <b>Ti</b>                          | 0.01  | 0.02  | 0.01  | 0.02  | 0.02  | 0.01  | 0.02  |
| <b>Ca</b>                          | 0.09  | 0.15  | 0.34  | 0.21  | 0.13  | 0.23  | 0.17  |
| <b>Na</b>                          | 0.04  | 0.07  | 0.04  | 0.07  | 0.04  | 0.06  | 0.05  |
| <b>K</b>                           | 0.01  | 0.01  | 0.04  | 0.09  | 0.03  | 0.04  | 0.04  |

Quadro 3.11 - Composição química de minerais de argila presentes na mesostase determinada por microsonda electrónica. Proporções atómicas calculadas na base de 14 oxigénios. # - proporção atómica calculada na base de 11 oxigénios.

Tableau 3.11 - Composition chimique de minéraux argileux de la mésostase, déterminé par microsonde électronique. Proportions atomiques calculées sur la base de 14 oxygènes. #- proportion atomique calculé sur la base de 11 oxygènes.



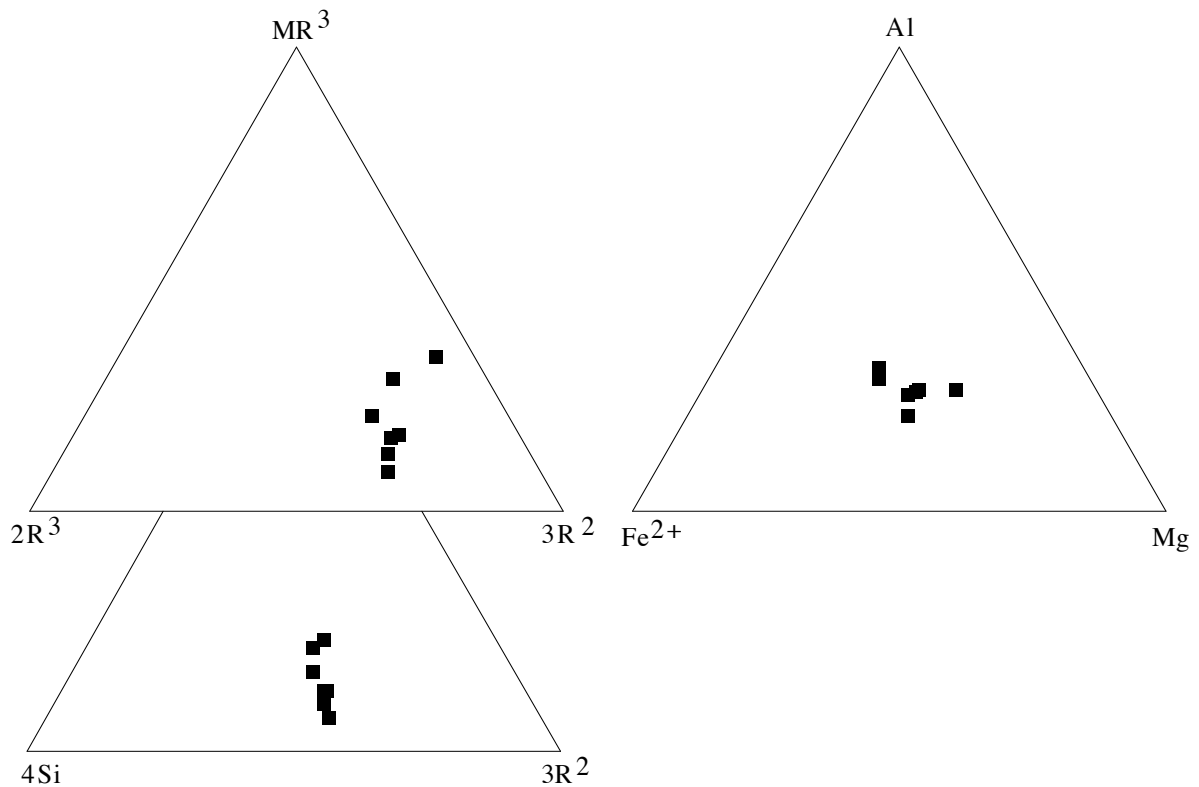


Figura 3.17 - Composições químicas de filossilicatos que ocorrem na mesostase representadas nos sistemas  $MR^3-2R^3-3R^2$ ,  $M^+-4Si-3R^2$  e Al-Fe-Mg.

Figure 3.17 - Compositions chimiques des phyllosilicates de la mésostase représentées dans les systèmes  $MR^3-2R^3-3R^2$ ,  $M^+-4Si-3R^2$  et Al-Fe-Mg.

De acordo com a representação das composições químicas nos sistemas  $MR^3-2R^3-3R^2$ ,  $M^+-4Si-3R^2$  e Al-Fe-Mg (figura 3.17) a maioria das análises projecta-se no domínio composicional dos interstratificados clorite/saponite. A análise 2D aproxima-se do domínio das saponites. As diferenças na percentagem de folhetos cloríticos e saponíticos na estrutura dos interstratificados pode explicar as variações relativas dos elementos no sistema Al-Fe-Mg.

Quimicamente, não se verificam diferenças significativas entre a composição destes minerais de argila e aqueles que substituem as olivinas (quadros 3.2 e 3.4 e figuras 3.7 e 3.9).

### 3.7. Outros minerais constituintes do tefrito de Lexim

Neste sub-capítulo descreve-se, sumariamente, um conjunto de minerais que ocorrem em quantidades variáveis, quer na matriz/mesostase, quer em preenchimentos de fissuras: apatite, biotite, óxidos de Fe-Ti e calcite.

#### 3.7.1. Apatite

A ocorrência na mesostase de agulhas de apatite associadas a cristais anédricos de feldspato e de zeólitos é bastante frequente (figura 4.13). Este facto foi confirmado por observações de MEV em pequenos fragmentos de tefrito, onde se verifica que ocorrem agulhas prismáticas de apatite (figura 3.18). Não foram detectadas ocorrências de cristais de apatite inclusos em fenocristais de piroxena, tal como descrito em PALÁCIOS (1985). Porém, existem

porções de mesostase (esta constituída por apatite, zeólitos, ...) penetrando os golfos de dissolução dos fenocristais de piroxena, tal como foi já referido em 3.2 (figura 3.10).

### 3.7.2. Biotite

O pequeno tamanho e raridade da biotite no tefrito de Lexim fez com que o seu reconhecimento por microscópio óptico passasse despercebido. Estudos complementares por MEV confirmaram a sua ocorrência rara, associada aos preenchimentos das fissuras precoces (capítulo 4 - figura 4.13). De facto, os espectros de DRX (figura 2.8) na fracção  $<0.02\mu\text{m}$  tinham, previamente, evidenciado uma pequena reflexão a  $10\text{\AA}$ .

### 3.7.3. Óxidos de Fe-Ti

Estes óxidos ocorrem sob a forma de agulhas de reduzidas dimensões, que apresentam composições químicas (determinadas por MEV e microsonda electrónica) constituídas principalmente por Fe e Ti. Estas agulhas estão, normalmente, associadas a zeólitos em fissuras precoces (figura 4.13) e a pseudomorfoses de olivina com hábito em H (figura 3.4).

### 3.7.4. Calcite

A calcite ocorre no tefrito de Lexim em quatro modos distintos:

- i) associada a zeólitos nos preenchimentos de fissuras (capítulo 4);

Figura 3.18 A, B- Microfotografias de MEV sobre fragmentos de tefrito evidenciando apatite (Ap), piroxena (Px), calcite (Ca), ulvospinela (Op), feldspato alcalino (Fa) e minerais de argila (Arg). C- Espectro de MEV-EDS referente à apatite de A. D- Microfotografia de catodoluminiscência em microscopia óptica onde se destacam pequenas ocorrências de calcite dispersas na matriz.  
Figure 3.18 - A, B- Microphotographies en MEB de fragments de la téphrite avec evidences d'apatite (Ap), pyroxène (Px), calcite (Ca), ulvospinel (Op), feldspath alcalin (Fa) et minéraux argileux (Arg); C- Spectre MEB-EDS de l'apatite de la photo A; D- Microphotographie au microscope optique en cathodoluminescence avec petites occurrences de calcite disperses dans la matrice.

ii) disseminada em pequenos agregados granulares na mesostase. Estes, apenas são

- identificados em observações de catodoluminescência em microscópio óptico (figura 3.18-D);
- iii) em substituição de microcristais de olivina (figuras 3.4-F e 3.13-A);
- iv) em preenchimentos de microfracturas de piroxena e ulvospinelas (figuras 3.10-D e 3.15-A);

A composição química da calcite foi confirmada com microsonda electrónica. Porém, devido ao reduzido tamanho dos cristais, os resultados das análises registam contaminações de minerais vizinhos.

### **3.8. Conclusão**

Ao longo deste capítulo foi apresentada uma caracterização sumária da mineralogia e petrografia do tefrito de Lexim. Esta rocha, de textura porfírica, contém como fenocristais olivina, piroxena e minerais opacos. As fases principais da matriz são piroxena, minerais opacos, plagioclase e olivina e, na mesostase, ocorre calcite, apatite, feldspato alcalino, plagioclase, analcite, natrolite e minerais de argila. A olivina (crisólito), independentemente do seu hábito cristalino, encontra-se bastante alterada, sendo substituída pela associação saponite+interestratificados clorite/saponite; localmente pode ainda ser substituída por calcite. Não se verificam grandes diferenças na composição química entre as fases secundárias que substituem feno e microcristais de olivina e os que preenchem microfracturas nestes fenocristais; no entanto, a saponite apenas foi identificada em substituições de fenocristais de olivina. A piroxena é um diópsido sem indícios de alteração. A plagioclase apresenta composições da andesina e da labradorite e o feldspato alcalino, considerado homogéneo, caracteriza-se por composições de sanidina sódica e de albite potássica de alta temperatura. Os minerais opacos são bastante frequentes e apresentam uma composição química bastante homogénea no domínio da ulvospinela. Os zeólitos que ocorrem na mesostase são analcites e natrolites. A eles associam-se apatites, óxidos de Fe-Ti, biotite, calcite, interestratificados clorite/saponite e saponite.

Ao longo do capítulo seguinte irá ser feita a caracterização do sistema fissural, quer à escala do afloramento, quer à escala de um prisma.

## 4. FRACTURAÇÃO

### 4.1. Fracturação à escala do afloramento

#### 4.1.1. Caracterização geral da prismação

A observação mesoscópica do Penedo de Lexim, permite verificar a existência de zonas com prismação bem regular e de outras zonas praticamente maciças (figura 2.2). O contacto entre estas duas zonas é brusco. Em termos gerais, as colunas encontram-se inclinadas para Norte com ângulos da ordem de 60-70°. Apesar de ocorrerem prismas regulares tanto na base como no topo do afloramento, as colunas não são contínuas. Estas terão, no máximo, comprimentos de cerca de 5m, sendo interrompidas por zonas maciças. O diâmetro das colunas não varia de modo significativo ao longo do afloramento, possuindo valores da ordem de 40-50cm.

Quanto às características das faces laterais das colunas, salienta-se o facto de elas se encontrarem sempre revestidas por um material de cor branca (figuras 2.2 e 4.1), fundamentalmente constituído por zeólitos. Não se observa qualquer estriação ou bandejamento nas faces dos prismas, contrariamente ao referido em (DeGRAFF & AYDIN, 1987; DeGRAFF & AYDIN, 1993; ROVETTA, 1993; BUDKEWITSCH & ROBIN, 1994). Registou-se porém que, raramente estas faces laterais são absolutamente planas, apresentando ondulações (figura 4.1).

Sendo a análise das secções transversais dos prismas importante na definição da geometria das fracturas e do seu avanço na frente de arrefecimento para um dado instante (BUDKEWITSCH & ROBIN, 1994), elaborou-se a figura 4.2 com base em digitalização de fotografias destas secções dos prismas do Penedo de Lexim. Os mesmos autores referem que a média do número de lados dos polígonos e a sua forma, constituem fontes importantes de informação sobre o padrão fissural.

Para cada secção foi calculado o quociente ( $r$ ) entre o eixo maior/eixo menor de uma elipse que melhor se ajusta à secção poligonal. Este quociente reflecte a anisometria dos polígonos. Quando  $r$  se aproxima de 1, os polígonos denominam-se isométricos (BUDKEWITSCH & ROBIN, 1994). Para os vinte prismas representados, a média aritmética de  $r$  é  $1.21 \pm 0.14$ . Para comparação refere-se que a média aritmética de duzentos prismas amostrados na Calçada de Gigantes (Irlanda), um dos exemplos onde o número de polígonos hexagonais é maior, é de  $1.187 \pm 0.121$  (BUDKEWITSCH & ROBIN, 1994). Deste modo, o padrão da prismação deste afloramento considera-se mais isométrico que o padrão dos prismas do Penedo de Lexim. Na figura 4.2 é ainda representado o polígono aproximado a cada secção. Verifica-se que a maior parte das secções apresentam 5 (45%) e 6 (45%) lados. Somente 10% dos prismas representados possuem 7 lados.

Figura 4.1 - A- Secções transversais de prismas de Lexim (fita métrica=1m); B- Pormenor de um prisma evidenciando uma ondulação das faces laterais; estas apresentam-se revestidas por zeólitos (fita métrica=50cm).

Figura 4.1. - A- Sections transversales des prismes de Lexim (échelle=1m); B- Détail de un prisme que montre une ondulation des faces latérales que présente un revêtement de zéolithes (échelle=50cm).





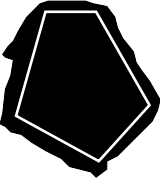

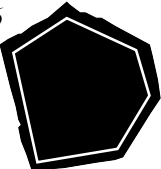
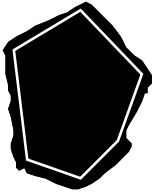


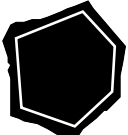

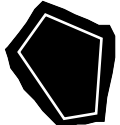





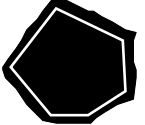

|  |   |      |   |  |        |       |
|--|---|------|---|--|--------|-------|
| 5  |                | 1.04 | 6 |    | 1.26   |       |
| 6  |                | 1.32 | 6 |    | 1.50   |       |
| 5  |                | 1.25 | 7 |    | 1.37   |       |
| 6  | <br>sem escala | 1.12 | 6 |    | 1.16   |       |
| 6  | <br>sem escala | 1.10 | 5 |    | 1.15   |       |
| 6  |               | 1.03 | 7 |  | 1.31   |       |
| 5  |              | 1.12 | 6 |  | 1.11   |       |
| 5  |              | 1.48 | 5 |  | 1.33   |       |
| 5  |              | 1.19 | 5 |  | 1.20   |       |
| 6  |              | 1.07 | 5 |  | 1.05   |       |
| <table border="1" style="margin-left: auto;"> <tbody> <tr> <td style="text-align: center;">ESCALA</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">50 cm</td> </tr> </tbody> </table> |   |      |   |  | ESCALA | 50 cm |
| ESCALA   |   |      |   |  |        |       |
| 50 cm  |   |      |   |  |        |       |

Figura 4.2 - Digitalização de fotografias de secções perpendiculares ao eixo maior dos prismas do Penedo de Lexim. Para cada secção, representa-se (em itálico) o número de faces do polígono desenhado a branco e a razão ( $r$ ) entre o eixo maior/eixo menor de uma elipse que melhor se ajusta às secções poligonais.

Figure 4.2 - Digitalisation des photographies des sections perpendiculaires au axe majeur des prismes de Lexim. Pour chaque section, se représente le nombre de faces du polygone blanc (italique) et le ratio ( $r$ ) axe majeur/axe mineur d'une ellipse de meilleur ajustement aux sections polygonais.

Na figura 4.3 apresentam-se secções poligonais de conjuntos de prismas aflorantes no Penedo de Lexim e, sempre que possível, o número de lados de cada secção. Verifica-se, também neste caso, que 33% das secções apresentam 5 lados e 36% 6 lados. Existem ainda 18% de secções com 4 lados, 10% com 7 e 3% com 8.



Figura 4.3 - Digitalização de fotografias de secções perpendiculares ao eixo maior dos prismas que formam conjuntos no Penedo de Lexim. Para cada secção, representa-se o número de faces do polígono que melhor se ajusta às secções.

Figure 4.3 - Digitalisation of photographs of sections perpendiculars au axe majeure des prismes que constituent assemblages à Lexim. Pour chaque section, se représente le nombre de faces du polygone.



Os contornos das secções da figura 4.3 variam de conjunto para conjunto. Assim, enquanto que em certos conjuntos as secções são mais regulares (figura 4.3-7), noutros esta característica é mais incipiente (figura 4.3-4).

Esta diferença reflecte-se na razão  $r$  calculada para estes polígonos. Para um total de 70 secções poligonais (total da figura 4.3) a média da relação  $r$  é de  $1.40 \pm 0.345$ . Os padrões mais isométricos correspondem ao conjunto 6 ( $r = 1.14 \pm 0.071$ ) e os mais anisométricos ao conjunto 4 ( $r = 1.69 \pm 0.552$ ).

#### 4.1.2. Índice de hexagonalidade e maturação

BUDKEWITSCH & ROBIN (1994) definem o *Índice de Hexagonalidade* de um padrão poligonal pela seguinte fórmula:

$$\square_N = \sqrt{\frac{(f_5+f_7) \square 4(f_4+f_8) \square 9(f_3+f_9) \square 16f_{10} \square 25f_{11}+\dots}{N^2}}$$
 em que  $f_n$  é a fracção de polígonos de  $n$  lados.

Este índice indica o desvio do valor ideal (6 lados); quanto maior o valor, menor a correspondência com padrões hexagonais. Para 89 secções poligonais de Lexim, com um valor médio de 5.52 lados por polígono (figura 4.4),  $\square_N$  é igual a 1.03. Este índice calculado para 153 polígonos do afloramento da Calçada de Gigantes é de 0.78, sendo 5.93 o número médio de lados por polígono (BUDKEWITSCH & ROBIN, 1994). Estes autores referem que este valor corresponde ao índice mais elevado calculado para padrões naturais

'maturados'; inversamente, valores de 1.33 correspondem a padrões totalmente aleatórios.

Verifica-se assim que, de acordo com o Índice de Hexagonalidade, a prismação do Penedo de Lexim aproxima-se de um padrão 'maturo' embora esteja ainda longe de um padrão tipicamente hexagonal.

#### 4.2. Fracturação à escala do prisma

Com o objectivo de identificar e caracterizar todas as fissuras que ocorrem no prisma amostrado, este foi observado macroscopicamente na sua globalidade, para além da observação individual de cada fatia (figura 1.1).

O estudo macro e microscópico (cujos resultados preliminares foram apresentados em BRILHA *et al.*, 1994), permitiu a identificação de 7 tipos de fissuras, que se descrevem seguidamente por ordem de observação (figura 4.5):

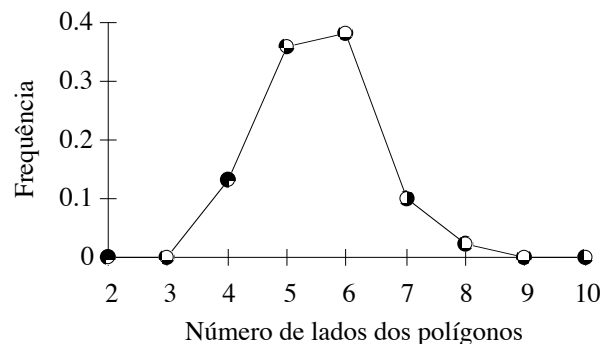


Figura 4.4 - Frequência do número de lados de 89 polígonos do Penedo de Lexim. Verifica-se que a maior parte dos prismas amostrados têm 6 e 5 lados.

Figure 4.4 - Fréquence du nombre de côtes de 89 polygones à Lexim. Se vérifie que la majorité des prismes présente 6 et 5 côtes.

- i) Fissuras de tipo A
- ii) Juntas
- iii) Fissuras de tipo B
- iv) Fissuras de tipo C
- v) Fissuras de tipo D
- vi) Fissuras de tipo E
- vii) Fissuras precoces

A figura 4.5 representa um esquema da posição relativa dos diferentes tipos de fracturas. Segue-se a caracterização morfológica e geométrica de cada tipo de fissura, assim como a identificação e caracterização estrutural e química dos respectivos preenchimentos.

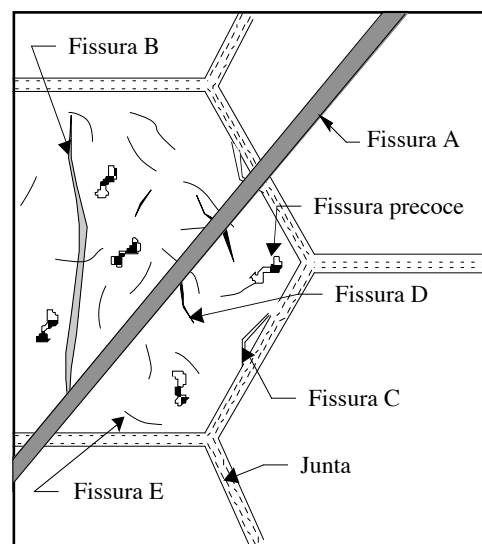


Figura 4.5 - Esquema representativo da localização num prisma dos diferentes tipos de fissuras. As fissuras D, E e precoces são microscópicas.

Figure 4.5 - Schéma représentant la localisation dans un prisme des différents types de fissures. Les fissures D, E et précoces sont microscopiques.

#### 4.2.1. Fissuras de tipo A

##### 4.2.1.1. Características morfológicas

Estas fissuras atravessam obliquamente todo o prisma e identificam-se macroscopicamente. A sua extensão permite a observação em várias fatias do prisma amostrado, e até mesmo em vários prismas contíguos. Apresentam uma largura média da ordem de 1-2mm (figura 4.6). Por vezes, a fissura tipo A (principal) é acompanhada paralelamente por outras mais finas (secundárias) de larguras da ordem de 0.1mm.

##### 4.2.1.2. Composição dos preenchimentos:

Estas fissuras estão sempre preenchidas por um material de cor branca, no qual foram identificados e caracterizados os seguintes minerais:

- i) **natrolite**: mineral dominante nos preenchimentos destas fissuras (principal e secundárias).
- ii) **analcite**: na fissura principal, quando ocorre, encontra-se sempre no bordo da mesma. Foi também registada a presença de analcrite nas fissuras secundárias, embora com muito menor expressão.
- iii) **tetranatrolite**: ocorre, nas fissuras principais, em associação com a natrolite.
- iv) **pectolite**: ocorre apenas nas fissuras secundárias em associação com a natrolite.
- v) **calcite**: ocorrência muito rara.

As observações petrográficas mostram um hábito maciço para todos estes zeólitos e para a calcite. A pectolite apresenta-se com hábito fibroso (figura 4.6). Análises por DRX (figura 4.7) confirmam a presença de natrolite (ficha ASTM 19-1185) e de analcrite (ficha ASTM 19-1180).

Figura 4.6 - Fissuras de tipo A. A- Fissura atravessando obliquamente um conjunto de prismas (fita métrica=1m). B - Fissura observada ao microscópio óptico com nicóis paralelos evidenciando preenchimento de analcite (An) (no bordo) e natrolite (Na) (no interior). C - Fissura principal e uma fissura secundária observada em nicóis paralelos, esta evidenciando um preenchimento de natrolite e pectolite (Pe). D - Observação em MEV, sobre lâmina polida, de analcite e natrolite.

Figure 4.6 - Fissures de type A. A- Fissure que traverse obliquement un assemblage des prismes (échelle=1m); B- Fissure au microscope optique (nicols parallèles) avec remplissage de analcime (An) au bord et natrolite (Na) au centre; C- Fissure principal et une secondaire (nicols parallèles), celle-ci avec remplissage de natrolite et pectolite (Pe); D- Analcime et natrolite au MEB.

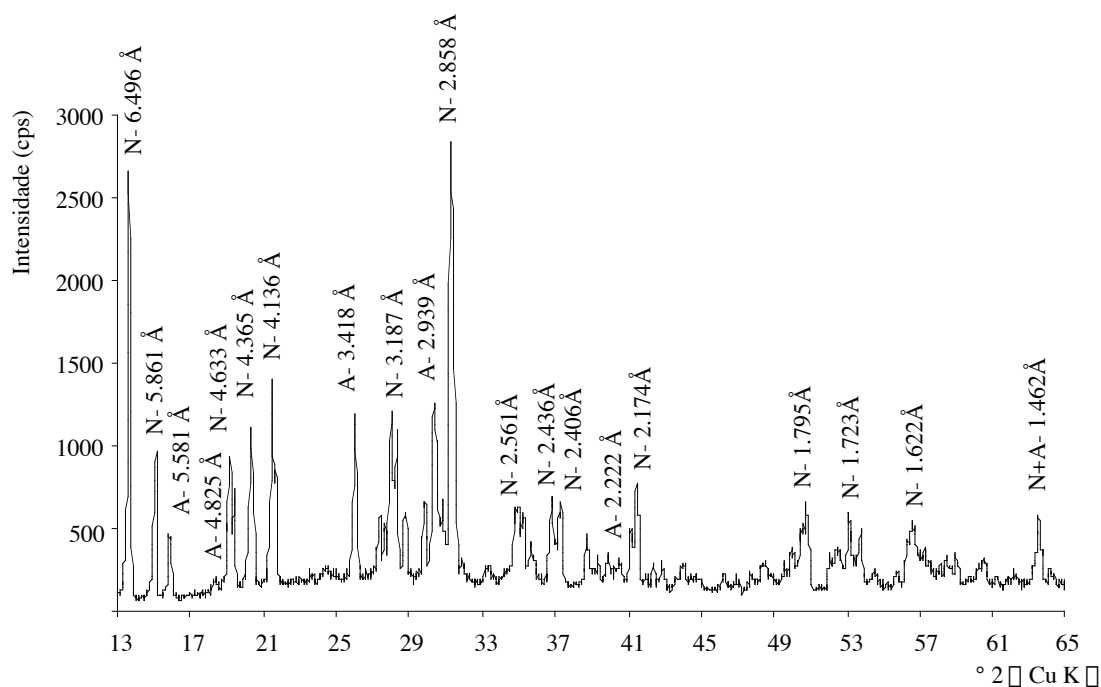


Figura 4.7 - Diffractograma de raios X do preenchimento de fissuras de tipo A. De salientar a intensidade das reflexões da natrolite (N) e da analcite (A).

Figure 4.7 - Diffractogramme de rayons X des remplissages de fissures type A. Se vérifie la domination des réflexions de natrolite (N) et analcime (A).

| Tipologia □                        | <b>Analcite</b> | <b>Analcite</b> | <b>Tetranatrolite</b> | <b>Natrolite</b> |
|------------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------------|------------------|
| Nº Análise □                       | <b>109E</b>     | <b>110E</b>     | <b>113E</b>           | <b>Média</b>     |
| <b>SiO<sub>2</sub></b>             | 52.99           | 53.06           | 44.51                 | 48.54 ± 0.60     |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 23.02           | 22.42           | 27.07                 | 28.21 ± 0.39     |
| <b>FeO</b>                         | 0.26            | 0.09            | 0.13                  | 0.07 ± 0.13      |
| <b>MgO</b>                         | 0.04            | 0.02            | 0.05                  | 0.01 ± 0.03      |
| <b>MnO</b>                         | -               | -               | 0.06                  | 0.03 ± 0.04      |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>             | 0.11            | -               | -                     | 0.05 ± 0.07      |
| <b>CaO</b>                         | 0.15            | 0.08            | 2.64                  | 0.42 ± 0.36      |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>             | 13.56           | 13.36           | 13.07                 | 14.33 ± 0.53     |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>              | 0.04            | 0.02            | 0.06                  | 0.04 ± 0.03      |
| <b>Total</b>                       | 90.16           | 89.04           | 87.59                 | 91.70 ± 0.66     |
| <b>Si</b>                          | 26.42           | 26.71           | 23.33                 | 24.05            |
| <b>Al</b>                          | 13.53           | 13.30           | 16.72                 | 16.47            |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b>             | 0.11            | 0.04            | 0.06                  | 0.03             |
| <b>Mg</b>                          | 0.03            | 0.02            | 0.04                  | 0.01             |
| <b>Mn</b>                          | -               | -               | 0.03                  | 0.01             |
| <b>Ti</b>                          | 0.04            | -               | -                     | 0.02             |
| <b>Ca</b>                          | 0.08            | 0.04            | 1.49                  | 0.22             |
| <b>Na</b>                          | 13.11           | 13.04           | 13.28                 | 13.77            |
| <b>K</b>                           | 0.02            | 0.01            | 0.04                  | 0.02             |
| <b>T</b>                           | 13.53           | 13.30           | 16.72                 | 16.47            |
| <b>B</b>                           | 0.22            | 0.10            | 1.62                  | 0.27             |
| <b>Si/Al</b>                       | 1.95            | 2.01            | 1.40                  | 1.46             |

Quadro 4.1 - Composição química analisada por microsonda electrónica de analcite, tetranatrolite e natrolite (média de 44 análises e respectivo desvio padrão) presentes em preenchimentos de fissuras tipo A. Proporções atômicas calculadas na base de 80 oxigénios. FeO - ferro total. T - somatório de iões trivalentes; B - somatório de iões bivalentes.

Tableau 4.1 - Composition chimique, analysé par microsonde électronique, d'analcime, tetranatrolite et natrolite (moyenne et écart-type de 44 analyses) présentes dans les remplissages de fissures type A. Proportion atomique calculé sur la base de 80 oxygènes. FeO - fer total. T- sommatoire des ions trivalentes; B- sommatoire des ions bivalentes.

O preenchimento de fissuras A foi analisado por microsonda electrónica em lâminas polidas (quadro 4.1), tendo-se verificado que a composição química corresponde à de uma associação analcite+natrolite+tetranatrolite, como aliás já se tinha verificado no estudo petrográfico.

A composição química da natrolite está de acordo com os limites composicionais propostos por NAWAZ (1988): 16-17 iões trivalentes-T (Al) e 0-1 iões bivalentes-B (Ca+Mn+Mg+Fe). A relação Si/Al=1.46 nas natrolites analisadas é característica da quantidade de alumínio tetraédrico neste grupo estrutural. Relativamente à análise 113E, esta parece corresponder à composição de tetranatrolite, cujos valores indicados por NAWAZ (1988) apontam para 14-18 iões T e 0-2 iões B. Apesar desta classificação CHEN & CHAO (1980) referem a ocorrência de tetranatrolite com teores mais baixos de cálcio, mas mais ricos em sódio. ALBERTI *et al.* (1995) sugerem, no entanto, que minerais com esta composição química mas com relações Si/Al < 1.50 sejam designados por gonardites, aplicando o termo tetranatrolite apenas quando esta relação é igual ou superior a este valor. A composição das analcites é muito semelhante, mostrando uma pequena substituição de Na por Ca e K. A relação Si/Al, tal como na natrolite, encontra-se dentro dos limites referidos na bibliografia (Si/Al=1.8-2.8). A analcite possui ainda uma composição química compatível com valores referido em COMIN-CHIARAMONTI *et al.* (1979), ALBERTI & BRIGATTI (1985) e LUHR & KYSER (1989) para analcites de origem hidrotermal.

A presença da pectolite foi confirmada em observações e análises por MEV.

#### 4.2.2. Juntas

##### 4.2.2.1. Características morfológicas

As juntas delimitam externamente os prismas do tefrito, apresentando uma largura média da ordem de 2mm (figura 4.8).

##### 4.2.2.2. Composição dos preenchimentos

As juntas encontram-se sempre preenchidas por um material esbranquiçado. No prisma amostrado, foi possível obter amostras deste material por ele se encontrar encrustado nas paredes do referido prisma. Observações microscópicas em lâminas polidas (figura 4.8) permitiram verificar a existência de bandas de zeólitos no interior das juntas. Algumas vezes, esta alternância de bandas, é intercalada por minerais de argila. Foram identificados e caracterizados os seguintes minerais (quadro 4.2):

- i) **natrolite**: preenchimento maioritário das juntas.
- ii) **analcite**: ocorre preferencialmente no bordo das juntas.
- iii) **tetranatrolite**: ocorre associada a natrolite.

iv) **minerais de argila**: ocorrem com aspecto fibroso e com cor esverdeada escura. Tanto podem encontrar-se no contacto directo entre a rocha e o zeólito do preenchimento da junta, como podem ocorrer em filmes entre duas bandas de zeólito.

v) **pirite**: ocorre em pequenos grãos subeuédricos no seio da massa de analcite.

Figura 4.8 - Juntas. A, B, C - Microfotografias (nicóis paralelos) em lâminas polidas. De destacar: i) o preenchimento de analcite (An) (no bordo) e natrolite (Na) (no interior); ii) a ocorrência de grãos anédricos de pirite (Pi) nas bandas de analcite no bordo da junta (B) e iii) ocorrência de filmes de minerais de argila (Arg) entre as camadas de zeólitos (C). D- Microfotografia em MEV dos filmes de minerais de argila. Por vezes, estes fazem o contacto entre a rocha e o preenchimento da junta.

Figure 4.8 - Joints. A, B, C- Microphotographies (nicols parallèles) de lames polies. Se détache: i) le remplacement d'analcime (An) (au bord) et natrolite (Na) (au centre); ii) les petites cristaux de pyrite (Pi) dans les bandes de analcime au bord (photo B) et iii) les films de minéraux argileux (Arg) entre ces bandes de zéolithes (photo C); D- Microphotographie au MEB des films d'argile que, parfois, font le contact parmi la roche et le remplissage.

vi) **calcite**: pode ocorrer calcite euédrica na zona central da junta (envolta por natrolite)

e calcite maciça nas pequenas bandas de zeólito que bordejam a junta.

As composições químicas de natrolite, tetranatrolite, analcite e minerais de argila são apresentadas no quadro 4.2. Não se assinalam diferenças químicas significativas entre estes zeólitos e os que preenchem as fissuras de tipo A.

| Tipologia □                        | Natrolite | Tetranatrolite | Analcite | Analcite | Argila | Argila |
|------------------------------------|-----------|----------------|----------|----------|--------|--------|
| Nº Análise □                       | 4G        | 14G            | 5G       | 98G      | 2G     | 1G     |
| <b>SiO<sub>2</sub></b>             | 48.83     | 49.55          | 53.91    | 53.43    | 29.96  | 31.87  |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 27.94     | 24.19          | 21.57    | 22.47    | 9.64   | 10.69  |
| <b>FeO</b>                         | 0.08      | -              | 0.07     | 0.17     | 22.62  | 25.13  |
| <b>MgO</b>                         | 0.03      | -              | 0.01     | -        | 7.75   | 8.28   |
| <b>MnO</b>                         | 0.07      | -              | -        | 0.08     | 0.03   | 0.11   |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>             | 0.08      | 0.06           | 0.06     | -        | 0.05   | 0.14   |
| <b>CaO</b>                         | 0.53      | 2.40           | 0.06     | 0.08     | 1.27   | 1.57   |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>             | 10.73     | 10.66          | 13.11    | 12.65    | 0.35   | 0.44   |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>              | 0.13      | 0.08           | 0.08     | 0.15     | 1.08   | 0.28   |
| <b>Total</b>                       | 88.42     | 86.94          | 88.88    | 89.03    | 72.75  | 78.51  |
| <b>Si</b>                          | 24.66     | 25.59          | 27.14    | 26.84    | 3.82   | 3.76   |
| <b>Al</b>                          | 16.63     | 14.72          | 12.80    | 13.30    | 1.45   | 1.49   |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b>             | 0.03      | -              | 0.03     | 0.07     | 2.41   | 2.48   |
| <b>Mg</b>                          | 0.02      | -              | 0.01     | -        | 1.47   | 1.46   |
| <b>Mn</b>                          | 0.03      | -              | -        | 0.03     | -      | 0.01   |
| <b>Ti</b>                          | 0.03      | 0.02           | 0.02     | -        | -      | 0.01   |
| <b>Ca</b>                          | 0.29      | 1.33           | 0.03     | 0.05     | 0.17   | 0.20   |
| <b>Na</b>                          | 10.50     | 10.68          | 12.79    | 12.32    | 0.09   | 0.10   |
| <b>K</b>                           | 0.09      | 0.05           | 0.05     | 0.10     | 0.18   | 0.04   |
| <b>T</b>                           | 16.63     | 14.72          | 12.80    | 13.30    |        |        |
| <b>B</b>                           | 0.37      | 1.33           | 0.07     | 0.15     |        |        |
| <b>Si/Al</b>                       | 1.48      | 1.74           | 2.12     | 2.02     |        |        |

Quadro 4.2 - Composição química analisada por microsonda electrónica de zeólitos (proporção atómica calculada na base 80 oxigénios) e minerais de argila (proporção atómica calculada na base 14 oxigénios) presentes em preenchimentos de juntas. FeO - ferro total. T - somatório de iões trivalentes; B - somatório de iões bivalentes.

Tableau 4.2 - Composition chimique de diverses minérales présentes en remplissages de joints, analysé par microsonde électronique. Proportion atomique calculé sur la base de 80 oxygènes (pour les zéolithes) et 14 oxygènes (pour les minéraux argileux). FeO - fer total. T- sommatoire des ions trivalentes; B- sommatoire des ions bivalentes.

Estudos por DRX confirmam a presença dominante de analcite e natrolite, conforme se evidencia na figura 4.9.

A pirite foi analisada em microsonda electrónica, tendo sido registado teores de 60% de FeO. Os espectros de elementos confirmaram a presença de ferro e enxofre.

As análises químicas dos minerais de argila correspondem a composições de interstratificados clorite/saponite, tal como os minerais de argila presentes na mesostase.



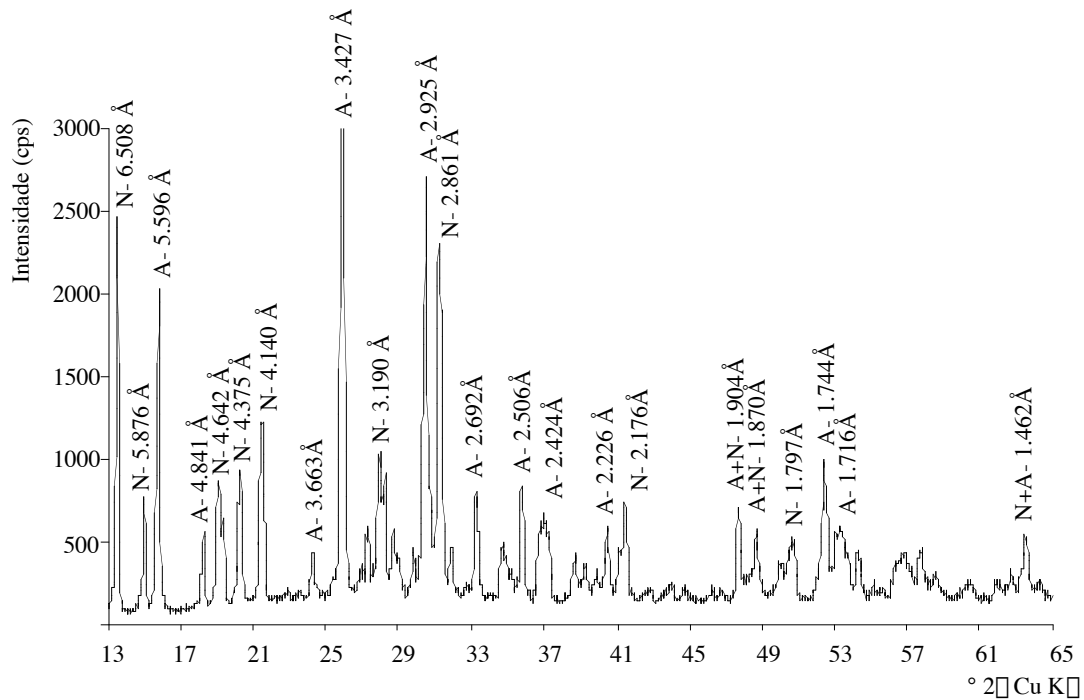


Figura 4.9 - Diffractograma de raios X de preenchimentos das juntas, onde se destacam reflexões da analcite (A) e da natrolite (N).

Figure 4.9 - Diffractogramme de rayons X de remplissages de joints, avec la prépondérance des réflexions de analcime (A) et natrolite (N).

#### 4.2.3. Fissuras de tipo B

##### 4.2.3.1. Características morfológicas

São fissuras que se identificam macroscopicamente, com uma largura média da ordem de 0.5mm, estando limitadas a um mesmo prisma (figuras 4.5 e 4.10). Frequentemente, observam-se numa face de uma dada fatia (figura 1.1) mas não na outra face, o que revela a sua fraca extensão.

##### 4.2.3.2. Composição dos preenchimentos

Estas fissuras estão preenchidas por um material de cor branca, semelhante ao das fissuras tipo A, tendo sido identificados os seguintes minerais:

- i) **natrolite**: mineral dominante no preenchimento destas fissuras.
- ii) **analcite**: ocorrência menos frequente do que nas fissuras de tipo A. Porém, ocupa a mesma posição na fissura, isto é, na bordadura da mesma.
- iii) **pectolite**: ocorre em pequenos cristais aciculares ( $\pm 20 \mu\text{m}$ ) no seio de uma massa de natrolite.
- iv) **tetranatrolite**: ocorre em associação com a natrolite sendo opticamente indistintas.
- v) **calcite**: bastante frequente, ocorre em agregado maciço no centro da fissura e em cristais euédricos no bordo.

No quadro 4.3 apresentam-se alguns dos resultados de análises químicas, executadas por microsonda electrónica, nos preenchimentos de fissura de tipo B.

Figura 4.10 - Fissuras de tipo B. A - Preenchimento constituído por natrolite (Na), analcite (An) e calcite (Ca) (nicóis paralelos). B - Pormenor (nicóis paralelos) onde se salienta o preenchimento de natrolite e duas ocorrências de calcite: um cristal eudríco no bordo e um agregado maciço no centro. C - Pormenor observado em MEV sobre lâmina polida onde se evidenciam pequenas ocorrências de pectolite (Pe) no seio da massa de natrolite. D - Espectro de MEV-EDS referente ao ponto de análise na pectolite.

Figure 4.10 - Fissures de type B. A - Remplissage de natrolite (Na), analcime (An) et calcite (Ca) (nicols parallèles); B - Détail (nicols parallèles) de natrolite et deux occurrences de calcite: un cristal parfait au bord et un agrégat massive au centre; C - Détail au MEB de deux occurrences de pectolite (Pe) entouré par natrolite; D - Spéctre de MEB-EDS de la pectolite.

| Tipologia □<br>Nº Análise □        | <b>Analcite</b><br><b>83E</b> | <b>Analcite</b><br><b>93E</b> | <b>Analcite</b><br><b>97E</b> | <b>Analcite</b><br><b>90E</b> | <b>Natrolite</b><br><b>91E</b> | <b>Natrolite</b><br><b>95E</b> | <b>Natrolite</b><br><b>96E</b> | <b>Tetranatrolite</b><br><b>92E</b> |
|------------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------------------|
| <b>SiO<sub>2</sub></b>             | 53.71                         | 54.08                         | 53.97                         | 51.03                         | 48.50                          | 46.77                          | 47.30                          | 47.71                               |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 23.14                         | 23.29                         | 22.79                         | 24.41                         | 25.73                          | 27.00                          | 26.55                          | 24.07                               |
| <b>FeO</b>                         | 0.06                          | 0.09                          | 0.15                          | 0.12                          | 0.09                           | 0.01                           | -                              | 0.01                                |
| <b>MgO</b>                         | -                             | 0.02                          | -                             | 0.03                          | -                              | -                              | -                              | -                                   |
| <b>MnO</b>                         | 0.11                          | -                             | 0.09                          | 0.07                          | 0.09                           | -                              | -                              | 0.07                                |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>             | -                             | 0.06                          | -                             | -                             | -                              | 0.05                           | 0.04                           | 0.06                                |
| <b>CaO</b>                         | 0.04                          | -                             | -                             | 1.18                          | 0.57                           | 0.36                           | 0.26                           | 3.23                                |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>             | 13.63                         | 13.70                         | 13.72                         | 14.04                         | 14.70                          | 15.37                          | 15.68                          | 13.86                               |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>              | 0.04                          | 0.07                          | 0.03                          | 0.04                          | 0.05                           | 0.04                           | 0.01                           | 0.07                                |
| <b>Total</b>                       | 90.73                         | 91.32                         | 90.75                         | 90.91                         | 89.73                          | 89.61                          | 89.84                          | 89.08                               |
| <b>Si</b>                          | 26.57                         | 26.57                         | 26.70                         | 25.47                         | 24.63                          | 23.88                          | 24.10                          | 24.61                               |
| <b>Al</b>                          | 13.49                         | 13.48                         | 13.28                         | 14.35                         | 15.40                          | 16.25                          | 15.94                          | 14.64                               |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b>             | 0.02                          | 0.04                          | 0.06                          | 0.05                          | 0.04                           | 0.01                           | -                              | -                                   |
| <b>Mg</b>                          | -                             | 0.02                          | -                             | 0.02                          | -                              | -                              | -                              | -                                   |
| <b>Mn</b>                          | 0.05                          | -                             | 0.04                          | 0.03                          | 0.04                           | -                              | -                              | 0.03                                |
| <b>Ti</b>                          | -                             | 0.02                          | -                             | -                             | -                              | 0.02                           | 0.02                           | 0.02                                |
| <b>Ca</b>                          | 0.02                          | -                             | -                             | 0.63                          | 0.31                           | 0.20                           | 0.14                           | 1.79                                |
| <b>Na</b>                          | 13.07                         | 13.05                         | 13.15                         | 13.58                         | 14.48                          | 15.22                          | 15.48                          | 13.86                               |
| <b>K</b>                           | 0.02                          | 0.05                          | 0.02                          | 0.02                          | 0.03                           | 0.03                           | 0.01                           | 0.05                                |
| <b>T</b>                           | 13.49                         | 13.48                         | 13.28                         | 14.35                         | 15.40                          | 16.25                          | 15.94                          | 14.64                               |
| <b>B</b>                           | 0.09                          | 0.06                          | 0.10                          | 0.73                          | 0.39                           | 0.21                           | 0.14                           | 1.82                                |
| <b>Si/Al</b>                       | 1.97                          | 1.97                          | 2.01                          | 1.78                          | 1.60                           | 1.47                           | 1.51                           | 1.68                                |

Quadro 4.3 - Composição química analisada por microsonda electrónica de analcite, tetranatrolite e natrolite presentes em preenchimentos de fissuras tipo B. Proporções atómicas calculadas na base de 80 oxigénios. FeO - ferro total. T - somatório de iões trivalentes; B - somatório de iões bivalentes.

Tableau 4.3 - Composition chimique, analysé par microsonde électronique, d'analcime, tetranatrolite et natrolite présentes en remplissages de fissures type B. Proportion atomique calculé sur la base de 80 oxygènes. FeO - fer total. T- sommatoire des ions trivalentes; B- sommatoire des ions bivalentes.

As composições do conjunto destes zeólitos são também semelhantes às verificadas anteriormente (quadros 4.1 e 4.2) para a analcite, natrolite e tetranatrolite, que preenchem quer as fissuras quer as juntas.

As várias quantidades de Na, Ca e K que podem ocupar as cavidades estruturais destes zeólitos, dependem da razão ( $\leq 1$ ) do  $Al^{3+}$  para o  $Si^{4+}$  nos sítios tetraédricos. Estas relações estão dentro dos limites considerados para as fórmulas estruturais ideais (quadro 4.1, 4.2 e 4.3).

O teor em  $CaO=1.18\%$  na análise 90E (quadro 4.3) é superior ao das outras analcites. Existindo uma solução sólida entre a analcite e a wairakite, equivalente cálcico da analcite (SEKI, 1971a; 1971b; HARADA *et al.*, 1972; DEER *et al.*, 1992) justifica-se esta diferença. No entanto, os teores de Na ( $Na_2O=14.04\%$ ) são muito superiores aos de Ca para que aquela análise corresponda à de uma wairakite. A relação Na/Ca da analcite pode ser influenciada por factores como a temperatura e a composição química das soluções hidrotermais, a partir das quais cristaliza a analcite (AOKI & MINATO, 1980).

#### 4.2.4. Fissuras de tipo C

##### 4.2.4.1. Características morfológicas

Estas fissuras identificam-se macroscopicamente e ocorrem junto à bordadura do prisma (figura 4.5), correspondendo a fracturas mais ou menos paralelas ao limite externo do prisma; apresentam uma largura média da ordem dos 0.4mm (figura 4.11 - A e B).

Figura 4.11 - A e B- Fissuras de tipo C em observações microscópicas (nicóis paralelos) de lâminas polidas. A- Preenchimento de natrolite (Na) e analcite (An); B- Outro pormenor do preenchimento com analcite (no bordo), natrolite e calcite (Ca) (no centro). C e D- Fissuras de tipo D; C- Observação sobre lâmina polida (nicóis paralelos). D- Observação em MEV sobre lâmina polida evidenciando um preenchimento de natrolite e calcite.

Figure 4.11 - A et B- Fissures type C au microscope optique (nicols parallèles). A- Remplissage de natrolite (Na) et analcime (An); B- Détail du remplissage de analcime (au bord), natrolite et calcite (au centre). C et D- Fissures type D au microscope optique (nicols parallèles - photo C) et au MEB (photo D) avec remplissage de natrolite et calcite.

4.2.4.2. Composição dos preenchimentos

As fissuras tipo C são também preenchidas por um material esbranquiçado, que se identificou como:

i) **natrolite**: o mineral dominante nestes preenchimentos, ocupando a zona central das fissuras.

ii) **analcite**: tal como nas outros tipos de fissuras, ocorre na bordadura das mesmas. Por vezes, pode preencher toda a fissura.

iii) **calcite**: embora não muito frequente, foi detectada a presença de calcite anédrica/subeuédrica.

No quadro 4.4 apresentam-se alguns dos resultados obtidos com microsonda electrónica em preenchimentos de fissuras tipo C.

| Tipologia □<br>Nº Análise □        | Analcite<br>60E | Analcite<br>61E | Analcite<br>64E | Analcite<br>65E | Natrolite<br>62E | Natrolite<br>63E |
|------------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|------------------|------------------|
| <b>SiO<sub>2</sub></b>             | 50.27           | 50.61           | 50.17           | 51.18           | 47.09            | 46.41            |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 25.14           | 24.97           | 25.09           | 25.04           | 26.12            | 26.09            |
| <b>FeO</b>                         | 0.05            | 0.04            | 0.15            | -               | -                | 0.07             |
| <b>MgO</b>                         | -               | 0.02            | 0.02            | -               | -                | 0.03             |
| <b>MnO</b>                         | -               | 0.02            | 0.03            | 0.04            | 0.08             | 0.05             |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>             | 0.04            | 0.01            | -               | 0.04            | -                | 0.08             |
| <b>CaO</b>                         | 1.10            | 1.04            | 1.07            | 0.94            | 0.08             | 0.18             |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>             | 13.14           | 13.42           | 13.12           | 13.08           | 14.93            | 15.13            |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>              | 0.11            | 0.16            | 0.15            | 0.21            | -                | 0.05             |
| <b>Total</b>                       | 89.84           | 90.29           | 89.79           | 90.52           | 88.30            | 88.09            |
| <b>Si</b>                          | 25.28           | 25.36           | 25.27           | 25.51           | 24.31            | 24.09            |
| <b>Al</b>                          | 14.90           | 14.74           | 14.89           | 14.70           | 15.89            | 15.97            |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b>             | 0.02            | 0.02            | 0.06            | -               | -                | 0.03             |
| <b>Mg</b>                          | -               | 0.02            | 0.02            | -               | -                | 0.02             |
| <b>Mn</b>                          | -               | 0.01            | 0.01            | 0.02            | 0.04             | 0.02             |
| <b>Ti</b>                          | 0.02            | 0.01            | -               | 0.02            | -                | 0.03             |
| <b>Ca</b>                          | 0.59            | 0.56            | 0.58            | 0.50            | 0.05             | 0.10             |
| <b>Na</b>                          | 12.82           | 13.03           | 12.81           | 12.64           | 14.94            | 15.23            |
| <b>K</b>                           | 0.07            | 0.10            | 0.09            | 0.13            | -                | 0.03             |
| <b>T</b>                           | 14.90           | 14.74           | 14.89           | 14.70           | 15.89            | 15.97            |
| <b>B</b>                           | 0.61            | 0.61            | 0.67            | 0.52            | 0.09             | 0.17             |
| <b>Si/Al</b>                       | 1.70            | 1.72            | 1.70            | 1.74            | 1.53             | 1.51             |

Quadro 4.4 - Composição química analisada por microsonda electrónica de analcrite e natrolite presentes em preenchimentos de fissuras C. Proporções atómicas calculadas na base de 80 oxigénios. FeO - ferro total. T - somatório de iões trivalentes; B - somatório de iões bivalentes.

Tableau 4.4 - Composition chimique, analysé par microsonde électronique, d'analcime et natrolite présentes en remplissages de fissures type C. Proportion atomique calculé sur la base de 80 oxygènes. FeO - fer total. T- sommatore des ions trivalentes; B- sommatore des ions bivalentes.

A composição química da analcrite e da natrolite não difere significativamente das composições já discutidas para os preenchimentos das outras fissuras tipo A, B e juntas. A composição da analcrite é particularmente semelhante à da análise 90E (quadro 4.3) com teores de Ca variando entre 0.50 e 0.59 átomos por malha unitária.

4.2.5. Fissuras de tipo D4.2.5.1. Características morfológicas

Estas fissuras apenas são identificadas com o auxílio do microscópio óptico (figura 4.11). Apresentam extensões muito reduzidas e, numa mesma lâmina polida, co-existem várias fissuras deste tipo (figura 4.5). Apresentam uma largura máxima da ordem dos 0.01 mm.

4.2.5.2. Composição dos preenchimentos

Ao longo destas fissuras, muito finas, os preenchimentos ocorrem de modo descontínuo; uma dada fase pode colmatar totalmente a fissura em determinados zonas. Foram identificados e caracterizados os seguintes minerais:

- i) **calcite**: mineral dominante nos preenchimentos deste tipo de fissuras.
- ii) **natrolite**: em percentagem semelhante à analcite, o que não se verificava nas fissuras anteriores e juntas em que era dominante.
- iii) **analcite**: dada a reduzida largura das fissuras, não é possível verificar a sua localização no interior das mesmas.
- iv) **philipsite**: a sua ocorrência é pouco frequente.

No quadro 4.5 apresentam-se composições químicas de alguns dos minerais que preenchem este tipo de fissuras. Face à sua reduzida largura, torna-se difícil a obtenção de análises químicas dos seus preenchimentos, sem que ocorram contaminações.

| Tipologia □                        | <b>Analcite</b> | <b>Analcite</b> | <b>Natrolite</b> | <b>Natrolite</b> | <b>Philipsite</b> | <b>Philipsite</b> |
|------------------------------------|-----------------|-----------------|------------------|------------------|-------------------|-------------------|
| Nº Análise □                       | <b>51E</b>      | <b>67E</b>      | <b>79E</b>       | <b>82E</b>       | <b>70E</b>        | <b>72E</b>        |
| <b>SiO<sub>2</sub></b>             | 53.50           | 51.21           | 47.60            | 47.16            | 47.70             | 48.51             |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 22.99           | 23.17           | 26.12            | 26.21            | 25.03             | 24.62             |
| <b>FeO</b>                         | 0.13            | 0.15            | -                | 0.08             | 0.22              | 0.12              |
| <b>MgO</b>                         | 0.01            | -               | 0.10             | -                | -                 | -                 |
| <b>MnO</b>                         | -               | 0.12            | 0.02             | -                | -                 | 0.01              |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>             | 0.02            | 0.01            | 0.04             | -                | 0.03              | 0.02              |
| <b>CaO</b>                         | 0.19            | 0.38            | 0.18             | 0.11             | 5.26              | 4.64              |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>             | 13.03           | 13.20           | 15.22            | 15.27            | 4.35              | 6.52              |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>              | 0.09            | 0.11            | 0.17             | 0.02             | 6.66              | 4.57              |
| <b>Total</b>                       | 89.95           | 88.36           | 89.46            | 88.85            | 89.25             | 89.00             |
| <b>Si</b>                          | 26.64           | 26.11           | 24.31            | 24.24            | 24.78             | 25.06             |
| <b>Al</b>                          | 13.49           | 13.92           | 15.72            | 15.88            | 15.33             | 14.99             |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b>             | 0.05            | 0.07            | -                | 0.03             | 0.09              | 0.05              |
| <b>Mg</b>                          | 0.01            | -               | 0.08             | -                | -                 | -                 |
| <b>Mn</b>                          | -               | 0.05            | 0.01             | -                | -                 | -                 |
| <b>Ti</b>                          | 0.01            | -               | 0.02             | -                | 0.01              | 0.01              |
| <b>Ca</b>                          | 0.10            | 0.21            | 0.10             | 0.06             | 2.93              | 2.57              |
| <b>Na</b>                          | 12.58           | 13.05           | 15.07            | 15.22            | 4.38              | 6.53              |
| <b>K</b>                           | 0.06            | 0.07            | 0.11             | 0.01             | 4.42              | 3.01              |
| <b>T</b>                           | 13.49           | 13.92           | 15.72            | 15.88            | 15.33             | 14.99             |
| <b>B</b>                           | 0.16            | 0.33            | 0.19             | 0.09             | 3.02              | 2.62              |
| <b>Si/Al</b>                       | 1.97            | 1.88            | 1.55             | 1.53             | 1.62              | 1.67              |

Quadro 4.5 - Composição química analisada em microsonda electrónica de zeólitos presentes em preenchimentos de fissuras D. Proporções atómicas calculadas na base de 80 oxigénios. FeO- ferro total. T - somatório de iões trivalentes; B - somatório de iões bivalentes.

Tableau 4.5 - Composition chimique, analysé par microsonde électronique, de zéolithes présentes en remplissages de fissures type D. Proportion atomique calculé sur la base de 80 oxygènes. FeO - fer total.

T- sommatoire des ions trivalentes; B- sommatoire des ions bivalentes.

A composição da analcite e da natrolite das fissuras tipo D (quadro 4.5) é também semelhante à de todos os preenchimentos com estes dois grupos de zeólitos, referidos anteriormente (quadros 4.1 a 4.4).

A composição da philipsite (quadro 4.5) mostra que o potássio é o catião de troca mais característico. O cálcio é outro catião presente que substitui o sódio. A relação Si/Al (1.6-1.7) aproxima-se do limite inferior (1.3-3.4) que define a quantidade de alumínio tetraédrico neste grupo de zeólitos (TSITSISHVILI *et al.*, 1992). A composição química das philipsites de Lexim está dentro do intervalo composicional apresentado por GALLI & LOSCHI GHITTONI (1972) para este mineral. Segundo TSITSISHVILI *et al.* (1992) as ocorrências de philipsite diferem pelas suas composições químicas e pela relação Si/Al. Em philipsites hidrotermais Si/Al=1.3-2.4; nas oceânicas 2.3-2.8 e em tufos de lagos alcalinos salgados 2.6-3.4. O cálcio é outro catião presente em philipsites hidrotermais, enquanto que amostras de lagos salgados são desprovidas de cálcio, mas ricas em sódio.

#### 4.2.6. Fissuras de tipo E

##### 4.2.6.1. Características morfológicas

A característica principal destas fissuras, é o facto de apenas se conseguirem identificar com o auxílio do microscópio óptico em observações de luz reflectida e em catodoluminiscência (figura 4.12). Em observações com luz transmitida, estas fissuras são tão pequenas e finas que não se conseguem identificar. Apresentam uma largura média inferior a 0.01 mm. Uma mesma lâmina polida apresenta numerosas fissuras deste tipo, dispostas sem qualquer orientação (figura 4.5).

##### 4.2.6.2. Composição dos preenchimentos

Observações com microscópio óptico mostram que, a maior parte das vezes, este tipo de fissuras não apresenta qualquer preenchimento. Estudos posteriores em microsonda electrónica confirmaram que, na verdade os preenchimentos existem, embora raros. Dada a sua pequena largura, o estudo com microsonda electrónica revela-se algo difícil, tal como já se tinha referido para as fissuras de tipo D. Mesmo com o feixe da microsonda focalizado para um diâmetro da ordem de  $1\mu\text{m}$ , é muito frequente obterem-se análises contaminadas. Apesar destas dificuldades, as análises obtidas (quadro 4.6) correspondem a composições químicas de calcite e philipsite. As análises 118E e 134E são próximas da composição da thompsonite. Este último zeólito foi identificado, apenas, neste tipo de fissura. Salienta-se que não foi detectada a presença de natrolite e analcite, tal como sucedeu em todos os outros tipos de fissuras.

A composição da thompsonite de Lexim caracteriza-se por uma relação Ca/Na=1.5-2.1 igual à referida por TSITSISHVILI *et al.* (1992) para este zeólito. A relação Si/Al=1.8-1.9 (quadro 4.6) afasta-se do intervalo 1.0-1.1 característico da thompsonite com estrutura completamente ordenada (TSITSISHVILI *et al.*, 1992).





|                                     |                   |                   |                   |                    |                    |
|-------------------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|--------------------|--------------------|
| Tipologia <input type="checkbox"/>  | <b>Philipsite</b> | <b>Philipsite</b> | <b>Philipsite</b> | <b>Thompsonite</b> | <b>Thompsonite</b> |
| Nº Análise <input type="checkbox"/> | <b>55E</b>        | <b>103E</b>       | <b>128E</b>       | <b>118E</b>        | <b>134E</b>        |

Figura 4.12 - Fissuras de tipo E. A - Observação em catodoluminiscência sobre lâmina polida evidenciando o preenchimento de calcite. B- Observação microscópica em luz reflectida que mostra uma fissura de tipo E preenchida a atravessar um fenocristal de piroxena (Px). C e D- Observações em MEV sobre lâminas polidas que evidenciam fissuras sem preenchimento que atravessam (C) ou rodeam (D) os minerais primários.

Figure 4.12 - Fissures de type E. A - Remplissage de calcite au microscope optique en cathodoluminescence; B- Observation au microscope optique (lumière réfléchi) d'une fissure type E que traverse un phénocristal de pyroxène (Px). C et D- Fissures vides au MEB que traverse (C) ou entoure (D) les minéraux primaires.

|                                    |       |       |       |       |       |
|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| <b>SiO<sub>2</sub></b>             | 48.73 | 53.70 | 50.20 | 42.78 | 40.16 |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 22.62 | 20.21 | 22.77 | 19.16 | 18.92 |
| <b>FeO</b>                         | 0.76  | 0.47  | 0.71  | 0.75  | 0.37  |
| <b>MgO</b>                         | 0.19  | 0.36  | -     | -     | -     |
| <b>MnO</b>                         | 0.15  | 0.07  | 0.09  | -     | 0.04  |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>             | 0.45  | 0.15  | 0.13  | 0.34  | 0.11  |
| <b>CaO</b>                         | 9.97  | 1.35  | 6.25  | 16.79 | 13.43 |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>             | 6.86  | 9.76  | 5.12  | 4.38  | 5.03  |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>              | 2.79  | 2.42  | 5.36  | 0.42  | 0.61  |
| <b>Total</b>                       | 92.51 | 88.48 | 90.63 | 84.62 | 78.67 |
| <b>Si</b>                          | 24.63 | 27.40 | 25.65 | 23.92 | 23.99 |
| <b>Al</b>                          | 13.47 | 12.15 | 13.71 | 12.63 | 13.32 |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b>             | 0.32  | 0.20  | 0.30  | 0.35  | 0.18  |
| <b>Mg</b>                          | 0.14  | 0.27  | -     | -     | -     |
| <b>Mn</b>                          | 0.07  | 0.03  | 0.04  | -     | 0.02  |
| <b>Ti</b>                          | 0.17  | 0.06  | 0.05  | 0.14  | 0.05  |
| <b>Ca</b>                          | 5.40  | 0.74  | 3.42  | 10.06 | 8.59  |
| <b>Na</b>                          | 6.72  | 9.65  | 5.07  | 4.75  | 5.83  |
| <b>K</b>                           | 1.80  | 1.58  | 3.49  | 0.30  | 0.47  |
| <b>T</b>                           | 13.47 | 12.15 | 13.71 | 12.63 | 13.32 |
| <b>B</b>                           | 5.93  | 1.24  | 3.76  | 10.41 | 8.79  |
| <b>Si/Al</b>                       | 1.83  | 2.26  | 1.87  | 1.89  | 1.80  |

Quadro 4.6 - Composição química analisada em microsonda electrónica de zeólitos presentes em preenchimentos de fissuras E. Proporções atómicas calculadas na base de 80 oxigénios. FeO- ferro total. T - somatório de iões trivalentes; B - somatório de iões bivalentes.

Tableau 4.6 - Composition chimique de zéolithes présentes en remplissages de fissures type E, analysé par microsonde électronique. Proportion atomique calculé sur la base de 80 oxygènes. FeO - fer total. T- sommatoire des ions trivalentes; B- sommatoire des ions bivalentes.

#### 4.2.7. Fissuras precoces

##### 4.2.7.1. Características morfológicas

Estas fissuras ocorrem com bastante frequência. Apenas são identificadas com o auxílio do microscópio óptico e apresentam uma largura média da ordem de 0.1-0.2mm. A geometria destas fissuras é distinta de qualquer das outras descritas anteriormente. Os bordos das fissuras não são rectilíneos, sendo indistinto o contacto entre a fissura e a matriz/mesostase da rocha (figura 4.13).

##### 4.2.7.2. Composição dos preenchimentos

O preenchimento, sempre presente, é constituído pelos seguintes minerais:

- i) **natrolite**: ocorre em agregados maciços com inclusões de apatite.
- ii) **tetranatrolite**: ocorre em associação com a natrolite sendo ambas opticamente indistintas.
- iii) **analcite**: embora ocorra a maior parte das vezes em agregados maciços, foi detectada a existência de analcite euédrica. Na figura 4.13 apresenta-se uma secção quadrada de um cristal de analcite, rodeado por um agregado maciço de calcite.
- iv) **óxidos de Fe-Ti**: ocorrência bastante frequente em forma de agulhas.
- v) **calcite**: ocorre em agregados maciços.
- vi) **biotite**: ocorrência rara de pequeníssimos folhetos micáceos, apresentando

pleocroísmo, birrefringência elevada e extinção recta.

vii) **plagioclase**: ocorre em agregados maciços, muitas vezes com inclusões de agulhas de apatite.

Os minerais que preenchem as fissuras precoces apresentam as mesmas características texturais (figura 4.13) dos que constituem a mesostase do tefrito de Lexim (figura 2.7). Aliás, a composição mineralógica da mesostase e dos preenchimentos de fissuras precoces é bastante semelhante.

No quadro 4.7 apresenta-se a composição química, determinada por microsonda electrónica, de alguns destes minerais que preenchem as fissuras precoces. As composições do conjunto destes zeólitos são semelhantes às verificadas anteriormente (quadros 4.1 a 4.5), para a analcite, natrolite e tetranatrolite. Os teores de Ca e Na na tetranatrolite destas fissuras precoces são semelhantes aos encontrados em fissuras tipo A (quadro 4.1) e tipo B (quadro 4.3), preenchidas pelo mesmo tipo de zeólito. O mesmo se verifica com a relação  $Si/Al=1.7$ , que é a mesma para as tetranatrolites que ocorrem nestas fissuras precoces e nas do tipo B.

| Tipologia □<br>Nº Análise □        | Analcite | Analcite | Analcite | Natrolite | Tetranatrolite | Plagioclase |
|------------------------------------|----------|----------|----------|-----------|----------------|-------------|
|                                    | 23 F     | 25 F     | 29 F     | 28 F      | 31 F           | 34 F        |
| <b>SiO<sub>2</sub></b>             | 54.52    | 56.74    | 52.35    | 48.25     | 47.78          | 52.29       |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 21.72    | 22.35    | 24.50    | 25.79     | 24.44          | 29.97       |
| <b>FeO</b>                         | 1.06     | 0.59     | 0.12     | 0.11      | 0.07           | 0.64        |
| <b>MgO</b>                         | 0.18     | 0.16     | -        | 0.04      | 0.02           | -           |
| <b>MnO</b>                         | -        | 0.12     | -        | 0.06      | 0.01           | -           |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>             | 1.17     | 0.04     | -        | -         | 0.02           | 0.14        |
| <b>CaO</b>                         | 0.33     | 0.31     | 0.83     | 0.16      | 2.59           | 11.46       |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>             | 12.16    | 11.98    | 13.11    | 15.36     | 13.70          | 4.53        |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>              | 0.06     | 0.18     | 0.06     | 0.11      | 0.04           | 0.42        |
| <b>Total</b>                       | 91.19    | 92.47    | 91.00    | 89.86     | 88.66          | 99.43       |
| <b>Si</b>                          | 26.84    | 27.35    | 25.89    | 24.52     | 24.67          | 9.55        |
| <b>Al</b>                          | 12.60    | 12.70    | 14.28    | 15.45     | 14.87          | 6.45        |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b>             | 0.44     | 0.24     | 0.05     | 0.05      | 0.03           | 0.10        |
| <b>Mg</b>                          | 0.13     | 0.11     | -        | 0.03      | 0.02           | -           |
| <b>Mn</b>                          | -        | 0.05     | -        | 0.03      | -              | -           |
| <b>Ti</b>                          | 0.43     | 0.01     | -        | -         | 0.01           | 0.02        |
| <b>Ca</b>                          | 0.17     | 0.16     | 0.44     | 0.09      | 1.43           | 2.24        |
| <b>Na</b>                          | 11.60    | 11.20    | 12.57    | 15.13     | 13.71          | 1.60        |
| <b>K</b>                           | 0.04     | 0.11     | 0.04     | 0.07      | 0.03           | 0.10        |
| <b>T</b>                           | 12.60    | 12.70    | 14.28    | 15.45     | 14.87          |             |
| <b>B</b>                           | 0.74     | 0.56     | 0.49     | 0.20      | 1.48           |             |
| <b>Si/Al</b>                       | 2.13     | 2.15     | 1.81     | 1.59      | 1.66           |             |

Quadro 4.7 - Composição química analisada em microsonda electrónica de diversos minerais que ocorrem no interior de fissuras precoces. Proporções atómicas de zeólitos calculadas na base de 80 oxigénios e de plagioclase na base de 32 oxigénios. FeO- ferro total. T - somatório de iões trivalentes; B - somatório de iões bivalentes.

Tableau 4.7 - Composition chimique de diverses minérales présentes en remplissages de fissures précoces, analysé par microsonde électronique. Proportion atomique calculé sur la base de 80 oxygènes (pour les zéolithes) et 32 oxygènes (pour le feldspath). FeO - fer total. T- sommatoire des ions trivalentes; B- sommatoire des ions bivalentes.

Figura 4.13 - Fissuras de tipo precoce. A, B e C - Observações microscópicas com nicóis paralelos sobre lâminas polidas. De salientar o contacto difuso entre as fissuras e a matriz/mesostase envolvente (em B), assim como a acumulação de agulhas de Fe-Ti e agulhas de apatite (Ap) (em C) e de folhetos biotíticos (Bi) (em A e C) D- observação em MEV sobre lâmina polida onde se evidencia um cristal euédrico de analcite (An) rodeado por uma massa anédrica de calcite (Ca).

Figure 4.13 - Fissures de type precoce. A, B et C observations au microscope optique (nicols parallèles). Se distingue le contacte diffus entre les fissures précoces et la matrice/mésostase (photo B), ainsi que la accumulation des aiguilles de Fe-Ti et de biotite (Bi) (photos A et C); D- Cristal de analcime (An) entouré par une masse de calcite (Ca).

|                          | OCORRÊNCIA                            | IDENTIFICAÇÃO | LARGURA   | PREENCHIMENTO | OBSERVAÇÕES   |
|--------------------------|---------------------------------------|---------------|-----------|---------------|---|
| <b>FISSURAS A</b>        | Atravessam obliquamente todo o prisma | Macroscópica  | 1-2 mm    | Sempre        | Ocorrência de fissuras mais finas paralelas à principal |
| <b>JUNTAS</b>            | Limitam lateralmente o prisma         | Macroscópica  | 2 mm      | Sempre        | Preenchimento em bandas                                 |
| <b>FISSURAS B</b>        | Limitadas ao interior de um prisma    | Macroscópica  | 0.5 mm    | Sempre        | Fissura circunscrita a uma só fatia do prisma           |
| <b>FISSURAS C</b>        | Apenas no bordo do prisma             | Macroscópica  | 0.4 mm    | Sempre        |   |
| <b>FISSURAS D</b>        | Limitadas ao interior de um prisma    | Microscópica  | 0.01 mm   | Sempre        | Observação em LR e LT                                   |
| <b>FISSURAS E</b>        | Limitadas ao interior de um prisma    | Microscópica  | < 0.01 mm | Raro          | Observação só em LR                                     |
| <b>FISSURAS PRECOCES</b> | Limitadas ao interior de um prisma    | Microscópica  | 0.1-0.2mm | Sempre        | Observação em LR e LT                                   |

|                          | NATROLITE | TETRA-NATROLITE | ANALCITE | PHILIPSITE | THOMPSONITE | PECTOLITE | CALCITE | INTEREST. Clor./Sap. | Obs. |
|--------------------------|-----------|-----------------|----------|------------|-------------|-----------|---------|----------------------|------|
| <b>FISSURAS A</b>        | ++++      | ++              | +++      | 0          | 0           | ++        | +       | 0                    |      |
| <b>JUNTAS</b>            | ++++      | +               | +++      | 0          | 0           | 0         | ++      | ++                   | 1    |
| <b>FISSURAS B</b>        | ++++      | +               | +++      | 0          | 0           | ++        | +++     | 0                    |      |
| <b>FISSURAS C</b>        | ++++      | 0               | +++      | 0          | 0           | 0         | ++      | 0                    |      |
| <b>FISSURAS D</b>        | +++       | 0               | +++      | ++         | 0           | 0         | ++++    | 0                    |      |
| <b>FISSURAS E</b>        | 0         | 0               | 0        | ++         | ++          | 0         | ++      | 0                    |      |
| <b>FISSURAS PRECOCES</b> | +++       | +               | +++      | 0          | 0           | 0         | ++      | 0                    | 2    |

|                 |      |                 |
|-----------------|------|-----------------|
| <b>LEGENDA:</b> | ++++ | Muito abundante |
|                 | +    | Muito rara      |
|                 | 0    | Ausente         |

Quadro 4.8 - Resumo das características dos diversos tipos de fissuras que ocorrem no basalto de Lexim. LR - luz reflectida. LT - luz transmitida. 1- Raras ocorrências de pirite nos preenchimentos. 2- Como preenchimentos existem ainda biotite, feldspato alcalino, plagioclase e óxidos de Fe-Ti.

Tableau 4.8 - Résumé des caractéristiques des divers types de fissures de la téphrite de Lexim. LR- lumière réfléchi. LT- lumière transmittre. 1- Rares occurrences de pyrite dans les remplissages. 2- Dans le remplissage existe aussi biotite, feldspath alcalin, plagioclase et Fe-Ti oxydes.

### **4.3. Conclusão**

Neste capítulo foi detalhada a tipologia da fracturação no basalto de Lexim, a dois níveis principais: à escala do afloramento e à escala do prisma. No primeiro nível foi acentuado o carácter isométrico da fracturação, cujo Índice de Hexagonalidade atinge valores de 1.03 em 89 polígonos com 5.5 lados/polígono (em média). A nível da fissuração à escala do prisma, foram definidos vários tipos de fracturas (quadro 4.8). Alguns dos tipos de fissuras descritas, apenas são observáveis com o auxílio do microscópio óptico. Outras são visíveis a olho nú, tendo expressão a nível do afloramento. A quase totalidade das fissuras apresenta um preenchimento constituído por uma paragénese relativamente homogénea, onde domina a associação natrolite+analcite+calcite (quadro 4.8). No entanto, ocorrem ainda outros minerais a preencher os diferentes tipos de fissuras: tetranatrolite, philipsite, thompsonite, interestratificados clorite/saponite, pirite e pectolite.

Com base nas observações petrográficas, é possível esboçar a cronologia relativa destes diversos tipos de fissuras. Assim, a primeira etapa de fracturação originou as fissuras precoces, ainda numa fase relativamente fluida da lava. Estas fissuras dificilmente se distinguem da mesostase. A delimitação externa do prisma terá ocorrido relativamente cedo no episódio da fracturação; a formação das juntas deverá ter-se desenrolado por várias etapas, o que justifica a existência de várias bandas nos seus preenchimentos. As fissuras tipo C são contemporâneas das juntas. Finalmente formaram-se as fissuras tipo B, D e E. Numa fase completamente posterior terá ocorrido a fissura tipo A que atravessa de modo indiscriminado todo o prisma.

A cronologia da fracturação e sua relação com o processo de cristalização/arrefecimento será discutida durante a segunda parte deste trabalho.

**PARTE II**

**DISCUSSÃO E CONCLUSÕES**

## 5. CRONOLOGIA DA CRISTALIZAÇÃO

A ordem de cristalização pode ser estimada petrograficamente a partir das morfologias dos cristais e de outros critérios texturais, sendo posteriormente comparada com dados laboratoriais de solidificação (BERGANTZ, 1991). Este procedimento irá ser efectuado ao longo do sub-capítulo 5.1. Em 5.2 a análise textural é confrontada com a composição química dos diversos minerais, com o objectivo de delinear a sequência de cristalização. Em 5.3 aborda-se o processo da cristalização relativamente ao conjunto do prisma amostrado.

### 5.1. Argumentos petrográficos e texturais

O processo de cristalização magmática envolve a análise de variadas condicionantes que controlam toda a sua evolução até à solidificação total da rocha. O principal processo que controla a cristalização é a nucleação, sendo a libertação do calor latente o principal factor que condiciona a evolução da temperatura (BRANDEIS *et al.*, 1984). A nucleação é a formação inicial da partícula mais pequena de uma nova fase (gérmen) (CASHMAN, 1990), podendo classificar-se como homogénea (quando um pequeno grupo de átomos atinge fortuitamente um tamanho crítico - raio crítico) ou heterogénea (quando a formação do gérmen ocorre numa superfície sólida pré-existente em contacto com o líquido) (BRANDEIS & JAUPART, 1987). No caso da cristalização de magma basáltico, predomina a nucleação heterogénea (p.e. BERKEBILE & DOWTY, 1982; LOFGREN, 1983).

O comportamento do super-arrefecimento (*undercooling*) ( $\Delta T$ , diferença entre a temperatura *liquidus* e a temperatura do líquido a cristalizar uma fase ou conjunto de fases) ao longo do tempo é outra das questões mais importantes na cristalização de sistemas magmáticos multi-componentes, devido à sua interdependência com a velocidade de nucleação (CASHMAN, 1990; WILHELM & WÖRNER, 1996). A nucleação de cristais é uma função probabilística relacionada com o grau de super-arrefecimento, sendo a probabilidade de nucleação relativamente baixa para pequenos valores de  $\Delta T$ . Quanto maior o valor do super-arrefecimento, menor será o raio crítico e maior será o número de gérmens (TORAMARU, 1991). No entanto, a previsão da distribuição espacial e temporal de cristais resultantes do arrefecimento, pode tornar-se bastante ingrata pois o comportamento da nucleação e do crescimento de cristais, a partir de líquidos silicatados, não é universal (TAIT & JAUPART, 1990). Para estes autores, a frente de cristalização, a densidade de nucleação e a velocidade de crescimento cristalino dependem, em geral, dos gradientes de temperatura aplicados e da necessidade de libertação do calor latente gerado pela cristalização. O carácter euédrico dos fenocristais sugere uma cristalização para baixos valores de  $\Delta T$ , da ordem de 15-50°C (SWANSON *et al.*, 1989).

Depois de ultrapassada a barreira energética relativa à nucleação, o sistema adquire uma



maior estabilidade dando origem ao crescimento do cristal. As características finais da textura de uma rocha magmática são determinadas por um conjunto de factores, cuja importância varia para diferentes investigadores. Para SCHIFFMAN & LOFGREN (1982), a textura é mais controlada pela presença ou ausência de gérmens no início do arrefecimento, do que pela subsequente velocidade deste arrefecimento. Todavia, TORAMARU (1991) é de opinião que a velocidade de arrefecimento influencia, de modo decisivo, a textura final da rocha; enquanto que um arrefecimento rápido conduz a um grande número de pequenos cristais, um arrefecimento lento origina um pequeno número de grandes cristais. Este autor refere ainda que a diminuição do teor de um dado componente no processo de cristalização, tem um importante efeito na determinação de alguns parâmetros de cristalização, tais como a temperatura, velocidade de nucleação e densidade cristalina. Esta diminuição de teores de determinados elementos é determinada pela difusão, sendo influenciada pela temperatura e composição química da lava. BRANDEIS *et al.* (1984) referem também que um rápido crescimento cristalino está associado a uma rápida nucleação e, por conseguinte, a cristais de reduzidas dimensões. CASHMAN (1990) defende que a textura final da rocha é fortemente controlada pelas condições da nucleação, como se pode verificar pela interdependência dos seguintes parâmetros: Tamanho médio dos cristais □ Velocidade de nucleação □ Velocidade de crescimento □ Densidade de núcleos. A mesma autora refere que, exceptuando alguns casos, as variações na granulometria dos cristais num dique, *sill*, escoada ou intrusão são pequenas, sugerindo que o processo de cristalização e/ou velocidade não varia muito, excepto em condições extremas.

BARKER (1983) refere que, para uma mesma temperatura, o crescimento cristalino é controlado pelos seguintes factores:

- i) Fornecimento de elementos essenciais a partir do líquido;
- ii) Velocidade a que estes elementos podem difundir-se pelo líquido para atingir a superfície do cristal em crescimento;
- iii) Competição de outros cristais da mesma fase ou de outras fases para o mesmo ingrediente;
- iv) Velocidade a que o calor que rodeia as partículas que formam o cristal possa difundir-se (se o calor não se libertar suficientemente depressa, a temperatura à superfície do cristal em formação ficará equivalente à temperatura *liquidus*, interrompendo-se deste modo o crescimento cristalino).

Relativamente a rochas basálticas, CASHMAN (1993) salienta que a textura final depende da especificidade do ambiente em que a lava arrefece. Estudando o comportamento da evolução da cristalização de cristais de plagioclase, esta autora refere que se a velocidade de crescimento destes cristais for conhecida, a distribuição dos tamanhos dos cristais numa dada amostra pode ser utilizada como estimativa directa do tempo de residência do magma na câmara magmática. SCHIFFMAN & LOFGREN (1982), em estudos de *pillow lavas*, referem que para além da

velocidade de arrefecimento, muitos outros factores podem influenciar a nucleação e o crescimento cristalino, de modo a originar texturas diferentes em basaltos arrefecidos a velocidades semelhantes. Entre estes factores contam-se:

- i) a história pré-eruptiva da lava (que pode incluir uma cristalização intratélúrica);
- ii) a profundidade ou pressão confinante imediatamente anterior à erupção (que condiciona o conteúdo em voláteis);
- iii) a temperatura da lava no momento da erupção;
- iv) a composição química total da lava (controla a temperatura *liquidus*, relações entre as fases e a viscosidade);
- v) a diminuição da pressão e da velocidade de arrefecimento afectando a vesiculação;
- vi) a fugacidade do oxigénio durante a cristalização fraccionada (influenciando as relações de fase dos silicatos de ferro e óxidos);

A estimativa da velocidade de arrefecimento só é possível quando for conhecida a história pré-cristalina da lava e consequente efeito na nucleação (SCHIFFMAN & LOFGREN, 1982). Em estudos experimentais, estes autores referem que para as mesmas velocidades de arrefecimento (1°C/hora) a textura final da rocha difere, consoante a temperatura inicial da lava. Quando esta temperatura é de 1125°C (existindo já fases cristalizadas), a textura final é semelhante à textura de basaltos colunares, o que não se verifica quando a lava é solidificada desde temperaturas de 1140°C (fusão total da lava). Esta dependência da velocidade de crescimento pela velocidade de arrefecimento, em função da temperatura em que se inicia o arrefecimento, é também salientada por CASHMAN (1993).

Com o avanço das técnicas analíticas de observação e análise, pode afirmar-se que a ocorrência de vidro vulcânico em rochas basálticas tem sido sobre-avaliada. Na verdade, amostras que outrora revelavam a presença de vidro vulcânico, quando observadas actualmente sob grandes ampliações de MEV (por exemplo) mostram que esse material é constituído por pequenos cristais.

A formação de vidro vulcânico não depende exclusivamente da cinética de arrefecimento; as características químicas e físicas do líquido são também importantes factores (COX *et al.*, 1979). Se o líquido residual for enriquecido em sílica (e potássio), a viscosidade do mesmo tende a aumentar impedindo a difusão destes elementos para possíveis núcleos cristalinos e propiciando a formação de vidro em condições de super-arrefecimento. Por outro lado, o sódio é conhecido por reduzir a viscosidade de líquidos silicatados e a sua presença em alguma quantidade irá favorecer a cristalização, por exemplo, de analcite (COX *et al.*, 1979). O tempo requerido para a cristalização total de um corpo magmático é determinado pelo tempo necessário para a i) remoção do calor do sistema, ii) nucleação e crescimento cristalino (CASHMAN, 1993); quando o tempo de cristalização excede o tempo de arrefecimento, origina-se a vitrificação.

Realizando experiências sobre fusão/solidificação de basaltos, SCHIFFMAN &

LOFGREN (1982) referem que a cristalização só é possível para velocidades de arrefecimento inferiores a 500°C/hora; velocidades superiores a este valor provocam a formação de vidro vulcânico.

Depois desta breve introdução sobre as questões da nucleação e crescimento cristalino, segue-se a discussão de alguns dados analíticos de Lexim, com o objectivo de delinear uma sequência da cristalização com base em critérios texturais e químicos.

Os fenocristais euédricos/subeuédricos de olivina, piroxena e ulvospinela terão sido os primeiros cristais a formarem-se no tefrito de Lexim, ainda em condições intratelúricas. A dimensão destes fenocristais sugere que o seu crescimento pode ter demorado entre 64 anos e 8 meses, de acordo com as velocidades de crescimento cristalino ( $10^{-10}$ - $10^{-8}$ cm/s) referidas em BRANDEIS & JAUPART (1987) para condições próximas do equilíbrio a baixos valores de  $\Delta T$ . A sua escassez ( $\pm 2\%$ ) e hábito indicam que se terão formado a temperaturas próximas da temperatura *liquidus* ( $\Delta T = 15$ - $50^\circ\text{C}$ , segundo SWANSON *et al.*, 1989).

Os microcristais de olivina que ocorrem na matriz terão cristalizado logo a seguir aos fenocristais. O hábito dos microcristais de olivina pode fornecer informações sobre as condições de arrefecimento da lava durante a cristalização destes minerais. São vários os autores que referem a ocorrência de olivina, piroxena e plagioclase com hábitos esqueléticos e dendríticos, associando-os a uma cristalização em condições de não equilíbrio e episódios de arrefecimento muito rápido (BRYAN, 1972; FLEET, 1975; DONALDSON, 1976; COX *et al.*, 1979; SCHIFFMAN & LOFGREN, 1982; SWANSON *et al.*, 1989; McPHIE *et al.*, 1993; SHELLEY, 1993; FOWLER & ROACH, 1996). SCHIFFMAN & LOFGREN (1982) referem que a cristalização ocorrida com velocidades de arrefecimento de 450°C/hora é caracterizada pela formação de texturas do tipo 'cauda de andorinha'. Este curioso hábito cristalino ocorre devido a uma reduzida velocidade de difusão química acompanhada por uma elevada velocidade de crescimento cristalino, em ambientes com elevadas velocidades de decréscimo de temperatura (BRYAN, 1977). DONALDSON (1976) sistematiza as morfologias de cristais de olivina organizando dez grupos distintos e relacionando-os com as velocidades de arrefecimento; o hábito em 'cauda de andorinha' é o que estará associado a maiores velocidades de arrefecimento. Os cristais de olivina de Lexim não apresentam hábito em 'cauda de andorinha' bem desenvolvido, embora alguns deles possuam terminações que sugerem esta morfologia (figuras 3.1 e 3.4). Podemos, deste modo, utilizar o valor de 450°C/hora como limite superior para a velocidade de arrefecimento registada em Lexim no momento de formação dos microcristais de olivina.

Estes hábitos cristalinos têm sido referidos na bibliografia associados a lavas submarinas. A grande diferença térmica entre a lava e a água do mar é responsável pela existência de tão acentuadas velocidades de arrefecimento. O tefrito de Lexim terá cristalizado a uma profundidade de cerca de 2000m (sub-capítulo 2.5). A elevada velocidade de arrefecimento necessária para a formação dos microcristais de olivina de Lexim pode ser explicada pela ocorrência de um rápido e efémero episódio de ascensão de lava ao longo da conduta vertical (BRILHA *et al.*, 1997).

Consideremos então a velocidade de arrefecimento de 450°C/hora (ou seja, 0.125°C/s), necessária para a formação de microcristais de olivina do tefrito da chaminé de Lexim. De acordo com PALÁCIOS (1985) a cristalização da olivina do CVL mais rica em forsterite (84%) ocorreu a cerca de 1215°C, enquanto que olivinas mais pobres em forsterite (78%) terão cristalizado a cerca de 1115°C. Assim, entre a formação dos fenocristais de olivina (mais ricos em Mg) e os microcristais, existe uma diferença térmica de cerca de 100°C. Com base na velocidade de arrefecimento de 450°C/hora, são necessários 800s para ocorrer um decréscimo de 100°C.

Este tempo de 800s terá sido necessário para que a lava ascenda desde a câmara magmática (onde se formam os fenocristais) até um determinado nível da conduta, onde terão cristalizado os microcristais.

A velocidade de ascensão do magma ao longo das condutas pode atingir valores de 0.5-1m/s, embora esta velocidade esteja dependente da densidade do magma, do raio da cratera e do débito da lava (BARDINTZEFF, 1993). MAALØE (1985) sugere uma velocidade de ascensão de 30Km/h ( $\pm 8$ m/s). BONIN (1995) refere que a velocidade de ascensão da lava em condutas cilíndricas de 3m de diâmetro pode atingir mais de 150m/s. WILSON (1980) referido em VERGNOLLE & JAUPART (1994) chegam mesmo a admitir velocidades de 300m/s à saída das condutas em erupções plinianas de lava rica em sílica, salientando que nestas erupções explosivas, a velocidade não depende da viscosidade uma vez que é essencialmente libertação de gás. Em geral, a velocidade de erupção é superior à velocidade de ascensão pois o raio da abertura da conduta no cone vulcânico é inferior ao raio da conduta que liga a câmara magmática à chaminé (MAALØE, 1985).

A ascensão do magma em condutas verticais pode ser comparada com o movimento de fluidos no interior de tubos. O movimento de um fluido pode ser classificado, de acordo com o número de Reynolds (Re), em laminar ou turbulento (MAALØE, 1985). Para condutas cilíndricas o número de Reynolds é definido por:

$$Re = \frac{V \cdot D \cdot d}{\eta} \text{ em que } \begin{cases} V = \text{velocidade média (cm/s)} \\ D = \text{diâmetro da conduta (cm)} \\ d = \text{densidade (gr/cm}^3\text{)} \\ \eta = \text{viscosidade (poise)} \end{cases}$$

Para valores de Re superiores a 2300, o movimento é turbulento. Para valores inferiores a este valor, o movimento é laminar. Relativamente à chaminé de Lexim, devido ao grande diâmetro da conduta ( $\approx 30$ m), é mais provável que o movimento da lava tenha sido laminar. Assim, a velocidade máxima de ascensão da lava terá sido de 7m/s (para  $D=3000$ cm,  $d=2.7$ gr/cm<sup>3</sup> e  $\eta=2500$  Po; valores de  $d$  e  $\eta$  em MURASE & McBIRNEY, 1973). Para fluidos com movimentos laminares em condutas cilíndricas, a velocidade médias (cm/s) é dada pela lei de Poiseuilles:

$$V = \frac{2\Delta P \cdot D^2 \cdot 10^6}{64 \cdot L \cdot \eta} \quad \text{em que}$$

|  |
|--|
| V = velocidade média (cm/s)                                      |
| D = diâmetro da conduta (cm)                                     |
| ΔP = diferença de pressão entre as extremidades da conduta (bar) |
| L = comprimento da conduta (cm)                                  |
| η = viscosidade (poise)  |

Para Lexim, foi estimado que o comprimento total da conduta teria 7Km e que a diferença de pressão entre as extremidades da conduta seria de 4bar (este baixo valor é justificado pelo elevado diâmetro da conduta; verifica-se ainda que a pressão crítica para  $Re=2300$  é de 4.4bar, ou seja, para pressões superiores o fluido é turbulento). Para estes valores, o resultado da equação anterior é de 6.4m/s. Isto é, a esta velocidade, a lava teria percorrido 5140m durante os 800s referidos anteriormente (figura 5.1). Neste pressuposto, o nível erosivo actual estaria a 1860m (7000-5140m) do topo da antiga conduta do aparelho vulcânico de Lexim. Estas dimensões são compatíveis com a constituição de um sistema vulcânico intraplaca e estão ainda de acordo com os dados já apresentados no sub-capítulo 2.5, onde se relaciona a profundidade de cristalização com o teor em água das amostras de Lexim.

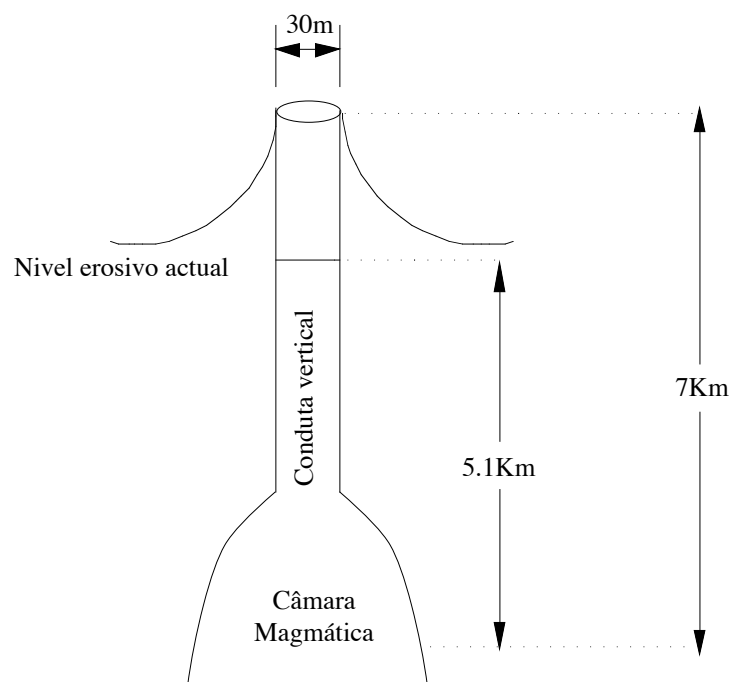


Figura 5.1 - Esquema representativo das dimensões do aparelho vulcânico do Penedo de Lexim.

Figura 5.1 - Schéma représentatif des dimensions du volcan de Lexim.

Relativamente ao tamanho dos cristais de olivina, CASHMAN (1990) refere que a velocidade média de crescimento da olivina (e também da plagioclase) é da ordem de  $10^{-10}$ - $10^{-11}$ cm/s (figura 5.2), o que provocaria a formação de cristais com dimensões de 0.08-0.008 $\mu$ m (nos 800s necessários para a formação dos microcristais de olivina). Porém, esta velocidade de crescimento média foi estimada para velocidades de arrefecimento bem mais moderadas (5.72°C/mês e 0.69°C/ano), com valores de  $\Delta T < 0.001^\circ\text{C}$  o que implica que a maior parte da cristalização em sistemas magmáticos ocorre em condições próximas do equilíbrio.

Para um aumento da velocidade de arrefecimento, ocorre um aumento da velocidade de crescimento cristalino (CASHMAN, 1993). Assim, velocidades de arrefecimento de 450°C/hora ( $\log 450=2.7$ ) são compatíveis com velocidades de crescimento de  $5 \times 10^{-7}$  cm/s ( $\log 5E-7=-6.3$ ) (figura 5.2). Esta velocidade de crescimento originaria um cristal com cerca de 0.4mm ao fim de 800s. Estas dimensões aproximam-se às verificadas nas olivinas do tefrito de Lexim (figura 3.4).

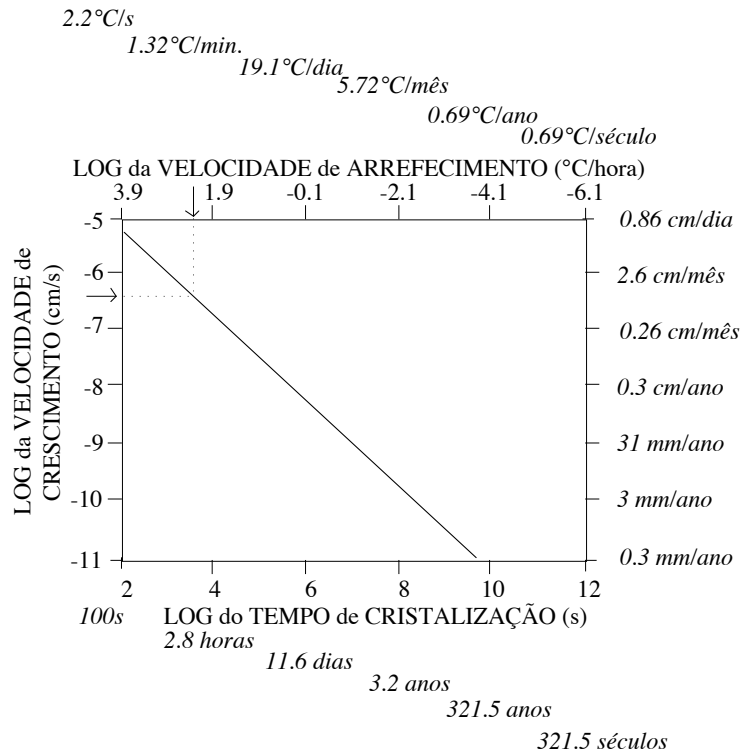


Figura 5.2 - Representação das velocidades de crescimento médio de plagioclases em sistemas naturais relativamente à velocidade de arrefecimento. Modificado de CASHMAN (1993).

Figure 5.2 - Représentation de la vitesse de croissance moyenne des plagioclases en systèmes naturels en relation à la vitesse de refroidissement (modifiée d'après CASHMAN, 1993).

Um pouco contemporaneamente à formação destes microcristais de olivina, ocorreu rara cristalização de ulvospinela, materializada pela existência de cristais ocos (figura 3.15). A formação de cristais ocos é também provocada por fenómenos de rápido arrefecimento (COX *et al.*, 1979; AMORÓS & BARRERA, 1979).

A cristalização de piroxena e ulvospinela ocorre logo depois da formação da olivina. O processo final de cristalização do tefrito de Lexim prosseguiu de um modo estável, praticamente já sem movimento da lava. Alguma orientação de cristais de plagioclase (entretanto formados) indica ter havido ainda alguma deslocação de lava no interior da conduta. Já com a maior parte da lava cristalizada, ocorre a formação da mesostase constituída por: apatite, uma segunda geração de plagioclase, feldspato alcalino, óxidos de Fe-Ti, analcite, natrolite, biotite e calcite. A calcite ocorre, quer dispersa na mesostase, quer em substituição de cristais de olivina, o que parece indicar a existência de duas gerações de calcite. Os minerais de argila foram as últimas fases a cristalizar no processo de arrefecimento do tefrito de Lexim, mais ou menos

contemporaneamente com natrolite, tetranatrolite, pectolite, analcite, calcite, philipsite e thompsonite. Com efeito, os interestratificados clorite/saponite e a saponite substituíram os cristais de olivina (entretanto desestabilizados nas novas condições físico-químicas) e precipitaram sobre todos os outros minerais já formados (conforme se comprovou em fotografias de MEV - figura 3.16).

Esta sequência de cristalização foi observada com base em fotografias de MEV e microscópio óptico (figuras 5.3 e 5.4), confirmando-se o carácter tardio na cristalização de plagioclase, feldspato alcalino e zeólitos, ocupando os espaços disponíveis entre os cristais previamente formados.

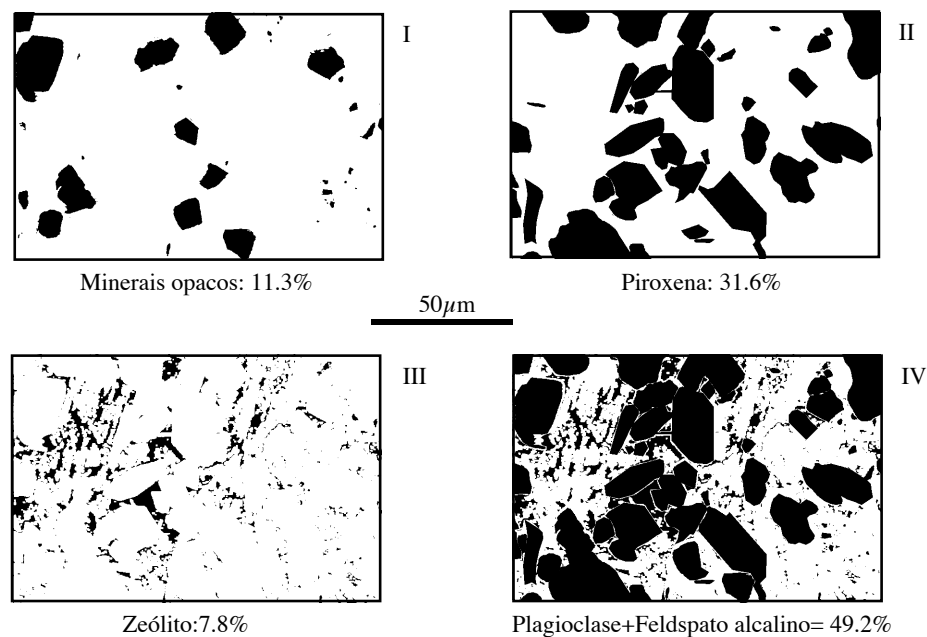


Figura 5.3 - Representação dos minerais do tefrito de Lexim, após digitalização de fotografias obtidas em MEV. As percentagens são calculadas pelo programa OPTILAB em análises de tratamento de imagem. I- Minerais opacos; II- Piroxena; III- Zeólitos; IV- Sobreposição das imagens anteriores, sendo representado a branco, a percentagem e textura de plagioclases+feldspato alcalino (essencialmente).

Figure 5.3 - Représentation des minéraux de la téphrite de Lexim après digitalisation des photographies au MEB. Les pourcentages sont calculées par traitement d'image (logiciel OPTILAB). I. Minéraux opaques; II- Pyroxène; III- Zéolithes; IV- Superposition des images précédentes, avec représentation (zones blanches) de la pourcentage et texture de plagioclase+feldspath alcalin (essentiellement).

Com base em critérios petrográficos e texturais, foi delineada a sequência de cristalização do tefrito de Lexim. Esta ordenação será comprovada e discutida durante o sub-capítulo seguinte, com base em critérios químicos.

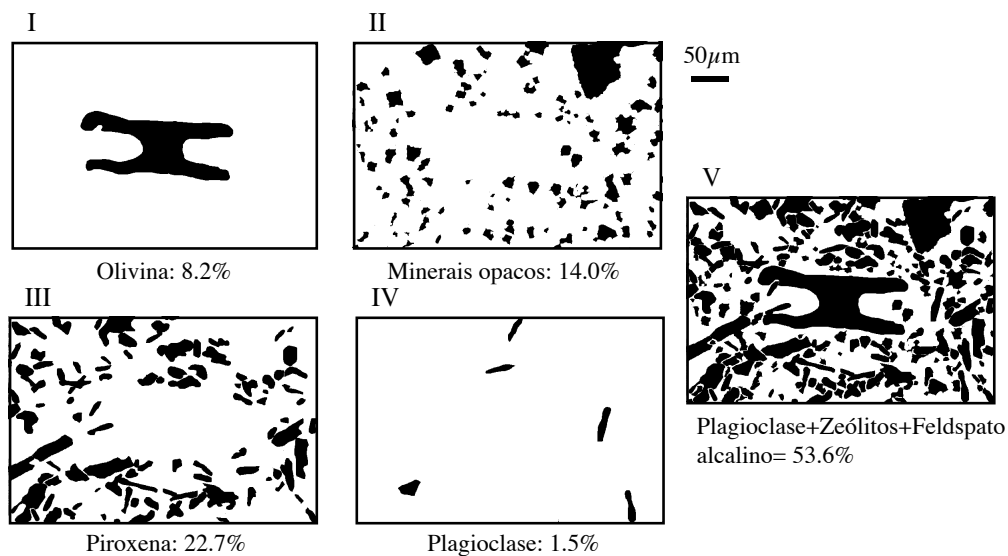


Figura 5.4 - Representação dos minerais do tefrito de Lexim, após digitalização de fotografias obtidas em microscópio óptico. As percentagens são calculadas pelo programa OPTILAB em análises de tratamento de imagem. I- Olivina; II- Minerais opacos; III- Piroxena; IV- Plagioclase (sub-estimação); V- Sobreposição das imagens anteriores, sendo representado a branco, a percentagem e textura de plagioclases+feldspato alcalino+zeólitos (essencialmente).

Figure 5.4 - Représentation des minéraux de la téphrite de Lexim après digitalisation des photographies au MEB. Les pourcentages sont calculées par traitement d'image (logiciel OPTILAB). I- Olivine; II- Minéraux opaques; III- Pyroxène; IV- Plagioclase (sous-estimation); V- Superposition des images précédentes et représentation (zones blanches) de la pourcentage et texture de plagioclase+feldspath alcalin+zéolithe (essentiellement).

## 5.2. Argumentos químicos

A composição química dos vários minerais que constituem o tefrito de Lexim, pode ser utilizada na interpretação da sequência de cristalização.

As olivinas de basaltos pouco diferenciados do CVL cristalizaram a temperaturas da ordem dos 1200°C (RAMALHO *et al.*, 1993). Mais concretamente, PALÁCIOS (1985) refere que as olivinas que ocorrem em basaltos do CVL com 78% de forsterite (Fo=77-80% nas olivinas de Lexim - quadro 3.1) se tenham formado à temperatura de 1115°C. A composição da olivina é independente da temperatura, dependendo apenas da razão magnésio/ferro ferroso do líquido a partir do qual cristaliza a olivina (ROEDER & EMSLIE, 1970). O aumento do teor de Ca nas olivinas da matriz do tefrito de Lexim, relativamente ao teor dos fenocristais (quadro 3.1), justifica o facto de as primeiras terem cristalizado em condições mais superficiais do que os fenocristais (cristalização intratélúrica) (FINNERTY, 1977; FINNERTY & BOYD, 1978 *in* BROWN, 1982; STORMER, 1973 *in* PALÁCIOS, 1985).

Relativamente às piroxenas, PALÁCIOS (1985) apresenta temperaturas da ordem de 940-947°C para um traquibasalto do CVL, de acordo com os geotermómetros de WOOD & BANNO (1973) e LINDSLEY (1983).

Utilizando os dados experimentais de SCHIFFMAN & LOFGREN (1982), podemos inferir que (de acordo com a sua composição química) as plagioclases do tefrito de Lexim se terão formado a temperaturas inferiores a 1000°C.



BLATTNER (1980) referido em SPEER (1984) examinando o teor em flúor da associação biotite+apatite em rochas ígneas, conclui que esta associação é compatível com temperaturas de formação da ordem de 700°C. Como não foi possível obter análises químicas quer da apatite quer da biotite do tefrito de Lexim, não é possível aplicar os vários geotermómetros apresentados em SPEER (1984). No entanto, PALÁCIOS (1985) lembra que a biotite, pouco abundante, deve corresponder a uma fase terminal no processo evolutivo da cristalização dos basaltos do CVL. De facto, foi observada biotite em preenchimento de fissuras precoces (figura 4.13). Quanto à apatite, face às suas características petrográficas (ocorrência em agulhas inclusas em feldspato alcalino em preenchimento de fissuras precoces), é de supor que a sua cristalização tenha ocorrido a uma temperatura inferior a 700°C.

As temperaturas de formação dos zeólitos variam bastante consoante a sua tipologia. Em geral, conhecem-se zeólitos que se formaram, em ambientes de alteração hidrotermal, a temperaturas de 100-200°C (GOTTARDI & GALLI, 1985) e até mesmo 350°C (HAY, 1986). WESTERCAMP (1981) refere que os zeólitos se desenvolvem quando uma dada formação geológica atinge temperaturas da ordem de 70-300°C. Para tentar definir melhor a temperatura de cristalização dos zeólitos de Lexim, foi utilizada a composição isotópica dos mesmos.

As análises de isótopos estáveis de rochas, minerais e fluídos desempenham um papel importante na compreensão de aspectos chave, tais como as interações água/rocha que ocorrem quer em sistemas naturais quer em sistemas experimentais (O'NEIL, 1992). A composição dos fluídos e a temperatura são as principais variáveis que determinam a composição isotópica de oxigénio de um dado mineral (O'NEIL, 1977 *in* KARLSSON & CLAYTON, 1990b). Porém, a composição isotópica de minerais e rochas fornece indicações sobre as condições prevalentes ao tempo da sua formação, só se a composição isotópica for conservada durante a história da rocha ou mineral (SAVIN & LEE, 1988).

O estudo de isótopos estáveis em zeólitos não é muito divulgado na bibliografia. Os trabalhos de KARLSSON & CLAYTON (1990a, 1990b) constituem honrosas excepções. É baseado nestes trabalhos que se formulam algumas considerações. O estudo de isótopos estáveis de zeólitos permite as seguintes quantificações:

- i) de isótopos de oxigénio da estrutura do silicato, que pode fornecer indicações sobre as condições de formação do zeólito tais como, temperatura, composição dos fluídos e natureza dos materiais precursores;
- ii) de isótopos de oxigénio e hidrogénio da *channel water* (DEER *et al.*, 1981) que pode servir para se determinar a origem da água de circulação actual e estudar o processo de desidratação.

Para a analcite, KARLSSON & CLAYTON (1990a, 1990b) referem o seguinte intervalo de composição isotópica (SMOW):

Analcite S desidratada  $\delta^{18}\text{O}$  varia entre 16.6 e 24.5‰  
 Analcite H desidratada  $\delta^{18}\text{O}$  varia entre 4.3 e 26.6‰  
 Analcite I desidratada  $\delta^{18}\text{O}$  varia entre 8.7 e 14.3‰  
*Channel water*  $\delta^{18}\text{O}$  varia entre -5 e -24‰ e  $\delta\text{D}$  varia entre -49 e -167‰

Não existe qualquer correlação entre as relações isotópicas da analcite desidratada e as da *channel water*. As composições isotópicas da *channel water* assemelham-se às das águas meteóricas, embora não se verifique um equilíbrio químico imediato entre elas (KARLSSON & CLAYTON, 1990b). As águas meteóricas possuem uma relação isotópica D/O dada pela seguinte expressão  $\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$ , segundo CRAIG (1961) referido em HOEFS (1987).

Quanto à natrolite, existem ainda menos estudos isotópicos (e os que existem não são fiáveis; é o caso de LAMBERT *et al.* (1988) que não procedeu à desidratação da amostra de natrolite antes da análise isotópica). KARLSSON & CLAYTON (1990b) referem os seguintes valores para este mineral:

Natrolite desidratada  $\delta^{18}\text{O} = 18‰$   
*Channel water*  $\delta^{18}\text{O} = -7.8‰$  e  $\delta\text{D} = -79.5‰$

Tal como já se tinha verificado para a analcite, a composição da *channel water* da natrolite reflecte a composição de águas meteóricas embora não corresponda à composição isotópica das águas meteóricas do momento da amostragem. A composição isotópica em O e H da *channel water* da analcite e da natrolite está relacionada com águas meteóricas (independentemente da origem do zeólito), o que não acontece com outros zeólitos que reflectem o ambiente do laboratório, sendo estes de inutilidade geológica.

Os preenchimentos de juntas do tefrito de Lexim foram sujeitos a uma caracterização de isótopos estáveis. Por impossibilidade de separação das fases minerais, a amostra analisada era constituída por uma mistura de analcite+natrolite, sendo o primeiro dominante (contrôlo da amostra feito por DRX). Os resultados obtidos foram os seguintes:

Amostra após desidratação a 150°C:  $\delta^{18}\text{O} = 15.4‰$   
*Channel water*:  $\delta^{18}\text{O} = -10.4‰$  e  $\delta\text{D} = -80.2‰$

Verifica-se que o valor de  $\delta^{18}\text{O}$  da amostra desidratada se integra no intervalo para analcites tipo H, entre o valor máximo das analcites I e o valor mínimo das analcites S. Quanto aos valores da *channel water* da amostra de Lexim, estes aproximam-se bastante dos valores das

águas meteóricas. Uma vez que a fraccionação de isótopos de O entre a analcite e a água é semelhante à fraccionação entre a calcite e a água (KARLSSON & CLAYTON, 1990a), utilizam-se os dados da calcite no estudo da analcite. Assim, usando os factores de fraccionação entre  $\text{CaCO}_3\text{-H}_2\text{O}$  (O'NEIL *et al.*, 1969) e o valor de  $\delta^{18}\text{O}=8\text{‰}$  para o fluido de origem magmática (HOEFS, 1987), obtém-se a temperatura de  $234^\circ\text{C}$  para a cristalização dos zeólitos em preenchimentos da junta. Face à hipótese de ocorrerem, durante a cristalização, re-equilíbrios entre os fluidos magmáticos e a rocha, diminuindo os teores em  $\delta^{18}\text{O}$  dos fluídos para valores da ordem de  $4\text{‰}$ , então a temperatura de cristalização dos zeólitos desceria para  $160^\circ\text{C}$ .

A ocorrência de calcite no tefrito de Lexim é escassa. A sua formação está geralmente associada às últimas fases de cristalização da rocha (mesostase), embora ocorra calcite em substituição de microcristais de olivina, o que parece indicar uma outra geração de calcite (temperatura superior a  $450^\circ\text{C}$ ). NASHAR & DAVIES (1961) referem que a calcite, em preenchimentos de fissuras e vesículas, é a última fase a cristalizar. Para PILLARD *et al.* (1980) a cristalização de calcite é posterior à formação de zeólitos. O preenchimento de calcite nas vénulas de rochas basálticas ocorre para temperaturas de  $145\text{-}170^\circ\text{C}$ , a partir de carbono predominantemente magmático (STAKES & O'NEIL, 1982).

Uma amostra de calcite pertencente ao preenchimento de juntas foi analisada, tendo-se obtido os seguintes resultados:

|   |
|---|
| $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) = $21.7\text{‰}$ |
| $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) = $-3.0\text{‰}$  |

Relativamente aos carbonatos, assumem-se os seguintes valores típicos para carbonatos precipitados a partir da água do mar e carbonatos originados a partir de carbono magmático:

|                              | <b>Origem na água do mar</b><br>(MUEHLENBACHS & CLAYTON, 1972) | <b>Origem magmática</b><br>(PINEAU & JAVOY, 1983 referido em<br>DESTRIGNEVILLE <i>et al.</i> , 1991) |
|------------------------------|--|--|
| $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) | $33 \pm 1 \text{‰}$  | $9 \text{ a } 24 \text{‰}$   |
| $\delta^{13}\text{C}$ (PDB)  | $+1.7 \pm 0.5 \text{‰}$  | $-9 \text{ a } -4 \text{‰}$  |

Verifica-se então que o valor de Lexim se relaciona com os valores obtidos para carbonatos com origem em carbono magmático, estando o valor de  $\delta^{18}\text{O}$  dentro do intervalo proposto e sendo o valor de  $\delta^{13}\text{C}$  ligeiramente superior ao limite sugerido. Este valor de  $\delta^{13}\text{C}$  é semelhante ao analisado em amostras de zonas profundas do Atol da Mururoa (DUDOIGNON *et al.*, 1989; 1992; 1994), tendo estes autores associado a cristalização da calcite a uma origem magmática.

Seguindo o mesmo raciocínio utilizado para o cálculo das temperaturas de formação dos zeólitos do tefrito de Lexim, a cristalização da calcite terá ocorrido à temperatura de  $130^\circ\text{C}$  (para um fluido com  $\delta^{18}\text{O}=8\text{‰}$ ) ou à temperatura de  $90^\circ\text{C}$  ( $\delta^{18}\text{O}=4\text{‰}$ ) (O'NEIL *et al.*, 1969). Em

qualquer dos casos, a calcite em preenchimentos de juntas terá cristalizado posteriormente aos zeólitos (figura 5.5). Em condições de equilíbrio, verifica-se um aumento dos teores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  da calcite com uma diminuição da temperatura (STAKES & O'NEIL, 1982).

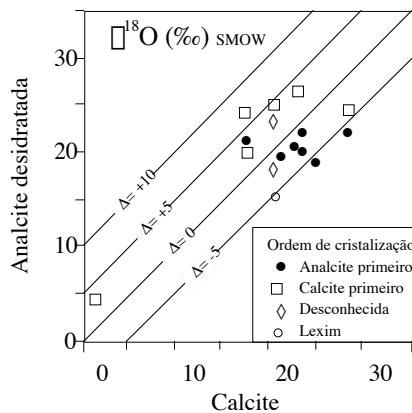


Figura 5.5 - Valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  da associação analcite-calcite. As linhas diagonais representam valores  $\Delta$  (‰) =  $\delta^{18}\text{O}$  (analcite) -  $\delta^{18}\text{O}$  (calcite) (KARLSSON & CLAYTON, 1990b).

Figure 5.5 - Valeurs isotopiques de  $\delta^{18}\text{O}$  de l'association analcime+natrolite. Les lignes diagonales représente valeurs  $\Delta$  (‰) =  $\delta^{18}\text{O}$  (analcime) -  $\delta^{18}\text{O}$  (calcite) (KARLSSON & CLAYTON, 1990b).

Relativamente à figura 5.5, verifica-se que em amostras onde a calcite cristaliza antes da analcite (quadrados), os respectivos pontos de análise tendem a representar-se acima da linha  $\Delta = 0$ ‰ e vice-versa (círculos pretos). A amostra de Lexim situa-se no domínio inferior a esta linha, o que significa que a calcite cristaliza após a analcite.

Esta cronologia é também comprovada pelas observações dos preenchimentos de fracturas precoces, onde se registou a ocorrência de uma secção quadrada de um cristal de analcite, rodeado por um agregado de calcite maciça (figura 4.13).

A estimativa da temperatura de cristalização de minerais de argila pode também ser efectuada com o estudo da composição isotópica destes minerais.

Apesar de surgirem algumas dificuldades técnicas na obtenção de análises fiáveis de isótopos em argilas, existe já um grande conjunto de literatura sobre este assunto. CLAUSER & CHAUDHURI (1995) apresentam uma vasta compilação bibliográfica sobre a composição isotópica de argilas em ambientes crustais. KARLSSON *et al.* (1992) referem dados sobre a composição isotópica de argilas provenientes da alteração hidrotermal de basaltos. Num trabalho recente, SHEPPARD & GILG (1996) apresentam um novo conjunto de factores de fraccionamento de isótopos de H e O entre a caulinite, esmectite, ilite e a água.

Como foi discutido anteriormente, os minerais de argila dominantes no tefrito de Lexim são interestratificados irregulares clorite/saponite e saponite. Amostras deste conjunto argiloso foram sujeitas a análise de isótopos de O, tendo-se obtido valores de  $\delta^{18}\text{O} = 12.4$ ‰. A mistura deste tipo de filossilicatos na mesma amostra parece não ter influência no cálculo da composição isotópica de oxigénio. PROUST *et al.* (1992) não encontraram diferenças na composição isotópica de oxigénio entre amostras de saponite e amostras com misturas de saponite e interestratificados clorite/saponite.

Uma vez que não existem factores de fraccionamento conhecidos para interestratificados clorite/saponite (a fase dominante nas amostras em questão), foi utilizada a equação de fraccionamento entre a esmectite e a água ( $1000\ln\alpha = 2.55 \times 10^6 \times T^{-2} - 4.05$ ) apresentada em SHEPPARD & GILG (1996); obtiveram-se assim as temperaturas de 276°C (para um fluido com  $\delta^{18}\text{O} = 8$ ‰) e 179°C (para um fluido com  $\delta^{18}\text{O} = 4$ ‰) para a cristalização das argilas analisadas.

De recordar que estas amostras correspondem ao conjunto dos filossilicatos presentes na rocha total de Lexim. Com efeito, a concentração de argilas foi efectuada após moagem da rocha total, o que implica a homogeneização de argilas provenientes dos diversos microssítios referidos anteriormente. Trata-se portanto de um valor médio na cristalização das argilas no tefrito de Lexim, sugerindo uma cristalização que precede ligeiramente a dos zeólitos que preenchem as juntas.

### 5.3. Relação entre cristalização e prismação

Com o objectivo de se determinarem possíveis ganhos e perdas de elementos químicos entre as amostras do centro e do bordo do prisma em estudo, foram calculados os balanços geoquímicos com base no método proposto por GRESENS (1967). Este autor propõe que se utilize uma relação entre a variação da massa de um dado elemento e a massa da rocha inicial:

$$\Delta m = C_a * \frac{D_a}{D_i} * fV - C_i \quad \text{em}$$

que

$\Delta m$  = variação da massa de um elemento  
 $C_a$  = concentração do elemento na rocha alterada  
 $C_i$  = concentração do elemento na rocha sã  
 $D_a$  = densidade da rocha alterada  
 $D_i$  = densidade da rocha sã  
 $fV$  = factor de volume (volume final/volume inicial)

Para as amostras em questão, considerou-se que o volume é constante ( $fV=1$ ), de acordo com observações macroscópicas e petrográficas.

Na figura 5.6 e quadro 5.1, observam-se os resultados do cálculo do balanço geoquímico tomando por referência a amostra do centro (rocha inicial).

|                                | L4A   | L4B   | L4C   | L4D   |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | -0.79 | -0.12 | -0.04 | -0.16 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -0.47 | 0.00  | -0.07 | -0.09 |
| MgO                            | 0.25  | 0.02  | 0.23  | 0.11  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -0.22 | -0.16 | -0.04 | -0.08 |
| TiO <sub>2</sub>               | -0.10 | -0.04 | -0.05 | -0.03 |
| MnO                            | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| CaO                            | 0.09  | 0.04  | -0.06 | -0.15 |
| Na <sub>2</sub> O              | -0.48 | -0.40 | -0.26 | 0.01  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.08  | 0.18  | 0.08  | -0.02 |
| L.O.I.                         | 0.96  | 0.17  | 0.07  | 0.12  |

Quadro 5.1 - Resultados do cálculo do balanço geoquímico isovolumétrico considerando como referência a amostra do centro do prisma.

Tableau 5.1 - Résultats du calcul du bilan géochimique isovolumétrique, considèrent l'échantillon du centre du prisme comme référence.

Verifica-se que, qualquer que seja o elemento químico considerado, os balanços geoquímicos calculados situam-se sempre abaixo de 1%, podendo considerar-se negligenciáveis. Todavia, as maiores diferenças ocorrem entre as amostras dos dois extremos, ou seja, a amostra do bordo (L4A) e a do centro do prisma (L4E). Apenas para comparação, refere-se que os valores do balanço geoquímico em rochas basálticas que sofreram meteorização se situam em

torno dos 25% (PRUDÊNCIO, 1993), ou seja, valores muito mais significativos do que os detectados para Lexim.

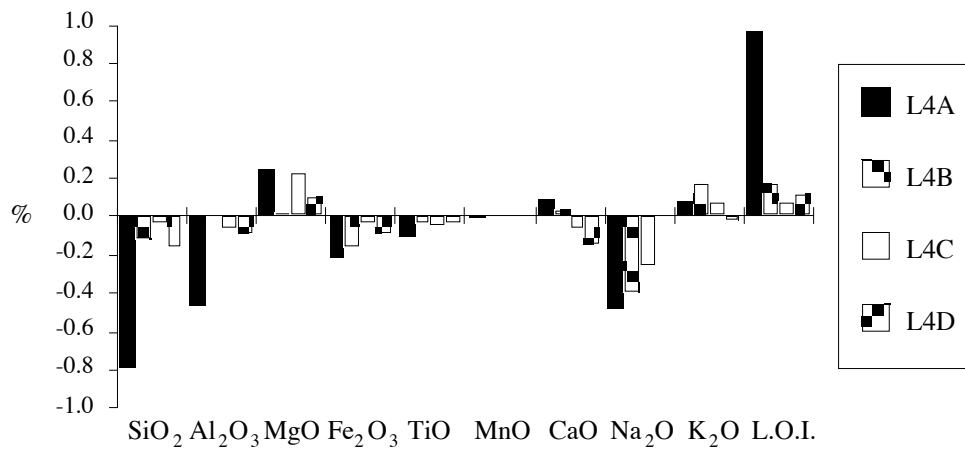


Figura 5.6 - Representação gráfica dos resultados do balanço geoquímico.

Figure 5.6 - Représentation graphique des résultats du bilan géochimique.

Apesar do cálculo do balanço geoquímico ter revelado uma grande homogeneidade entre amostras do centro e bordo do prisma, os Índices de Diferenciação (DI) e de Solidificação (SI), para as cinco sub-amostras (figura 5.7), revelaram a existência de uma variação entre o bordo e o centro. Esta variação está associada ao facto de se ter verificado uma relação semelhante entre a densidade e os valores de perda ao fogo nas mesmas amostras (figura 2.9).

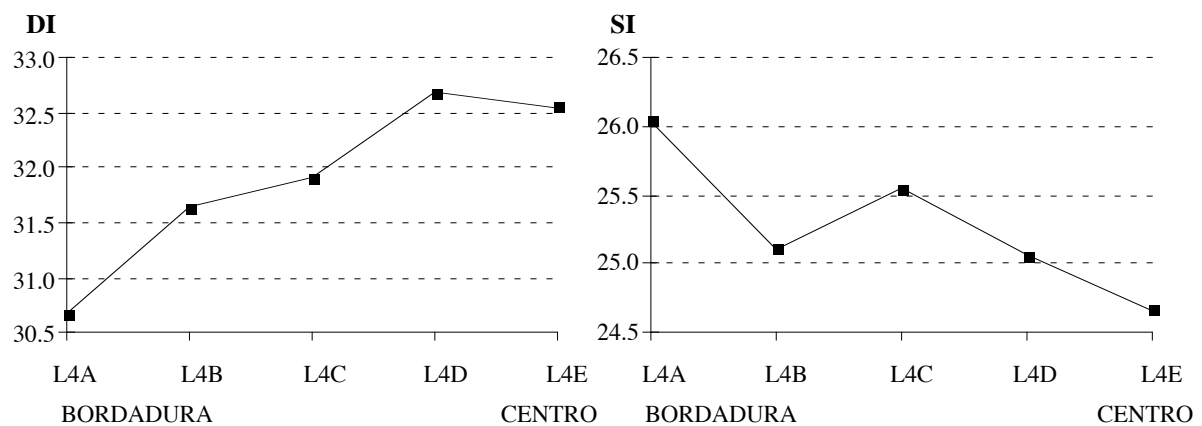


Figura 5.7 - Representação dos Índices de Diferenciação (DI) e de Solidificação (SI) para as cinco sub-amostras de Lexim.  $DI = Q + Or + Ab + Ne$  (normativos);  $SI = 100MgO / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$ .

Figure 5.7 - Représentation des Indexes de Différentiation (DI) et Solidification (SI) pour les cinq sous-échantillons de Lexim.  $DI = Q + Or + Ab + Ne$ ;  $SI = 100MgO / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$ .

Relativamente ao DI, verifica-se um aumento deste índice nas amostras do interior do prisma. Quanto ao SI, a tendência é contrária, isto é, um aumento nas zonas da bordadura. Estas duas tendências não são contraditórias, pois ambas reflectem o aumento de álcalis no centro do prisma, o que sugere uma cristalização posterior à das zonas da bordadura.

Na figura 5.8 representa-se a variação das terras raras leves (TRL) nas cinco sub-

-amostras estudadas.

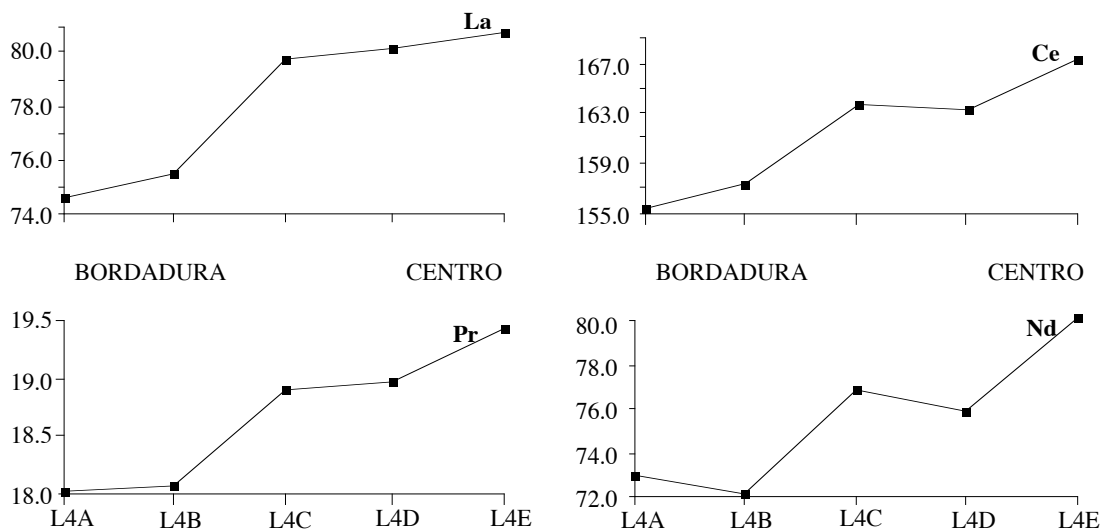


Figura 5.8 - Variação dos teores (em ppm) das terras raras leves (TRL) nas cinco sub-amostras do tefrito de Lexim. L4A (bordo do prisma) e L4E (centro do prisma). Análises em anexo.

Figure 5.8 - Variation des teneurs (ppm) des éléments de TRL dans les sous-échantillons de la téphrite de Lexim. L4A (bord du prisme) et L4E (centre du prisme). Pour les analyses voir annexe.

Regista-se um aumento do teor das TRL nas amostras do centro do prisma, embora este seja menos evidente no caso do Pr. As TRL concentram-se nos líquidos mais evoluídos, durante a cristalização fraccionada, sendo incorporadas nas redes cristalinas dos minerais que se formam nas fases finais do processo da cristalização (BARKER, 1983). Esta constatação, reforça a hipótese de que as zonas centrais do prisma terão cristalizado numa fase posterior à das zonas de bordadura. Se as TRL se concentram nos fluídos mais evoluídos do centro do prisma (mais ricos em água) então o aumento da percentagem de perda ao fogo registado nas zonas de bordadura do prisma (figura 2.6) não se deve a este fenómeno, mas antes à presença de minerais de argila resultantes de um processo de alteração (figura 2.11).

O facto do centro do prisma cristalizar após a bordadura, implica que a temperatura diminua mais rapidamente nestas zonas, que no interior do prisma. Esta diminuição de temperatura mais acentuada é devida à dissipação de calor ao longo das juntas recentemente formadas. O avanço da fractura, quando se forma a coluna, terá ocorrido quando o seu centro estava ainda a sofrer o

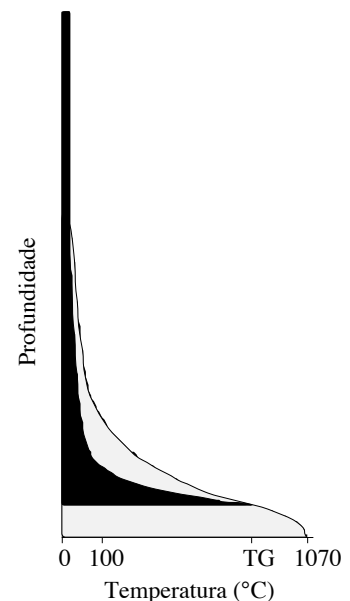


Figura 5.9 - Relação entre a profundidade e a temperatura de uma escoada basáltica em arrefecimento. A preto representa-se o sistema das juntas e a ponteadado a zona central das colunas. Modificado de BUDKEWITSCH & ROBIN (1994).

Figure 5.9 - Relation entre la profondeur et la température d'une coulée basaltique pendant le refroidissement. Système des joints (noir) et zone centrale des collones (gris). Modifiée d'après BUDKEWITSCH & ROBIN (1994).

processo de cristalização, onde a temperatura é mais elevada devido à menor dissipação de calor. Este processo é apoiado no trabalho de BUDKEWITSCH & ROBIN (1994) para escoadas subaéreas (figura 5.9). A relação entre a evolução da temperatura e a profundidade de uma escoada basáltica em arrefecimento permite salientar um facto essencial; para uma dada profundidade, o interior do prisma está a uma temperatura mais alta do que a sua bordadura. No entanto, face ao reduzido diâmetro dos prismas da chaminé de Lexim ( $\pm 50\text{cm}$ ) é provável que, embora as zonas centrais solidifiquem após as zonas de bordadura, estas duas etapas devem ocorrer num curto intervalo de tempo, desprezável em relação ao tempo total de arrefecimento do corpo ígneo (ver capítulo 6).

#### 5.4. Cristalização fraccionada

Na caracterização do processo de cristalização do tefrito de Lexim, pretendia-se seguir a composição química quer das fases que vão cristalizando à medida que o arrefecimento vai progredindo, quer do fluído residual. No entanto, não foi possível realizar esta tarefa por duas razões principais:

- i) dificuldades na obtenção de uma análise modal fiável, numa rocha com textura porfirítica de grão muito fino;
- ii) reduzida percentagem de mesostase relativamente à matriz do tefrito.

Estes dois factos estão relacionados: uma pequena diferença nos valores de análise modal induz grandes variações na composição do líquido residual afectando os raciocínios que daí possam advir.

#### 5.5. Conclusão

Com base nos dados químico-mineralógicos e texturais, podemos construir o gráfico da figura 5.10 que resume a cronologia do processo de cristalização no tefrito de Lexim.

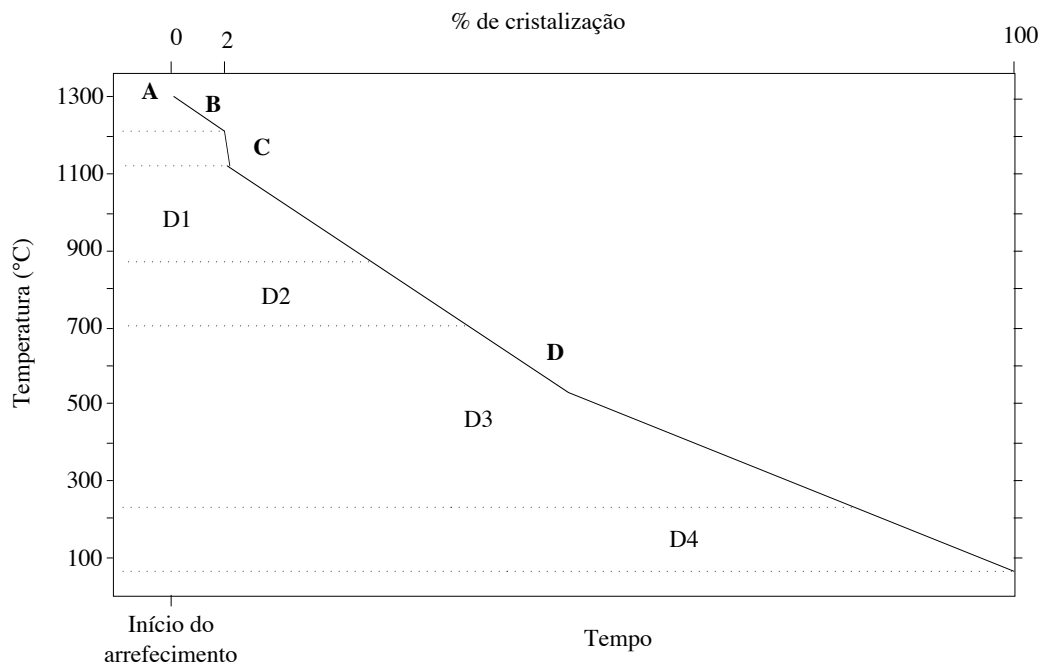
O pendor negativo da recta D (assim como o simbólico ponto de inflexão a cerca de  $500^{\circ}\text{C}$ ) que materializa a velocidade de arrefecimento implica que quanto menor a temperatura da lava mais lento será o seu arrefecimento. Na verdade, BARKER (1983) refere que o transporte de calor e de matéria é mais lento em líquidos mais frios e mais viscosos.

O processo de cristalização da lava de Lexim ocorreu em três etapas essenciais (figura 5.10):

- 1ª etapa (B)** □ Lento arrefecimento a baixos valores de  $\Delta T$ , originando a cristalização intratelúrica de fenocristais de olivina, piroxena e ulvospinela;
- 2ª etapa (C)** □ Arrefecimento rápido provocado por um episódio súbito de ascensão da lava, dando origem às texturas descritas em microcristais de olivina e ulvospinela. Esta ascensão teria sido efémera pois a piroxena (e plagioclase), que cristalizam imediatamente após a olivina, já não apresentam estas texturas de



arrefecimento rápido;



- A** - Permanência do magma na câmara magmática a temperatura superior à temperatura *liquidus*.  
**B** - Início da cristalização com a formação de fenocristais de olivina, piroxena e ulvospinela, em condições intratélúricas e a baixos valores de  $\Delta T$ .  
**C** - Cristalização de microcristais de olivina em 'cauda de andorinha' e cristais ocós de ulvospinela, em condições de acentuada velocidade de arrefecimento.  
**D** - Cristalização dos restantes minerais em condições de lento arrefecimento, possibilitando a total cristalização da lava.
- D1 - Cristalização de microcristais de piroxena, ulvospinela e plagioclase.
  - D2 - Cristalização de plagioclase e óxidos de Fe-Ti.
  - D3 - Cristalização de apatite, feldspato alcalino, calcite, biotite, analcite, minerais de argila, natrolite, tetranatrolite e pectolite.
  - D4 - Cristalização de analcite, natrolite, philipsite, thompsonite, minerais de argila e calcite.

Figura 5.10 - Resumo da cronologia de cristalização do tefrito de Lexim.

Figure 5.10 - Résumé de la chronologie de cristallisation de la téphrite de Lexim.

**3ª etapa (D)** □ Arrefecimento lento na fase final do processo (praticamente sem movimento da lava) até à solidificação total da mesma, sem que ocorra a formação de vidro. Este arrefecimento lento permite também a formação da disjunção prismática regular e homogénea, característica do Penedo de Lexim;

Depois de delineada a cronologia da cristalização, torna-se pertinente a modelização da evolução térmica da chaminé de Lexim ao longo do tempo (capítulo 6).

## 6. CINÉTICA DE CRISTALIZAÇÃO E ARREFECIMENTO

O estudo da evolução da cinética de arrefecimento pode ser efectuado sob dois aspectos principais:

1. Com base no estudo petrográfico/textural desenvolvido no capítulo anterior, isto é, conhecendo os domínios de estabilidade dos diferentes minerais presentes na rocha e suas relações geométricas, poder-se-ão inferir as condições de arrefecimento em que ocorreu a solidificação da rocha;
2. Com base no desenvolvimento de modelos matemáticos que caracterizam a evolução do arrefecimento de um magma/lava ao longo do tempo.

A conjugação dos dados experimentais com modelos teóricos permitirá uma interpretação dos resultados com um maior grau de certeza.

A implantação de um corpo ígneo (escoada, dique, filão, chaminé vulcânica, etc.), seguida de um processo de diminuição gradual da temperatura, ocorre em duas etapas sucessivas:

- i) Uma primeira etapa de solidificação que ocorre entre a temperatura *liquidus* ( $T_L$ ) e a temperatura *solidus* ( $T_S$ ), concomitantemente com a cristalização maioritária do magma;
- ii) Uma segunda etapa, mais prolongada no tempo, que consiste no arrefecimento total do corpo ígneo até à temperatura ambiente ( $T_A$  - no caso de uma escoada aérea) ou até à temperatura do encaixante ( $T_E$  - no caso de uma intrusão e/ou chaminé vulcânica).

A transferência de calor ocorrida durante o arrefecimento da lava pode ser encarada sob dois cenários diferentes: a lava arrefece e solidifica apenas por condução térmica (condução), ou a lava sofre movimento, de modo a que a temperatura do corpo ígneo seja uniforme em todo ele, concomitante com a diminuição de temperatura (convecção) (BERGANTZ, 1991). Para corpos de pequena dimensão, o arrefecimento desenvolve-se fundamentalmente por condução. O modelo convectivo tem repercussões no cálculo do tempo de solidificação de um dado corpo ígneo. Se for considerada a convecção, os resultados finais são diferentes dos que resultam de cálculos baseados apenas na condução térmica. Assim, o tempo de solidificação de uma escoada é uma função linear da sua espessura e não proporcional ao quadrado da espessura, como é previsto pela teoria clássica de arrefecimento por condução (BUDKEWITSCH & ROBIN, 1994).

O cálculo do arrefecimento de corpos magmáticos tem sido objecto de estudo desde as décadas de 10-20, embora mais detalhado a partir de meados dos anos 50. A sua importância advém do facto, entre outros, destes cálculos permitirem extrapolações de ordem textural e petrológica. Os trabalhos mais aprofundados e sistematizados sobre o cálculo da cinética do arrefecimento/solidificação de corpos ígneos, escoadas, intrusões, diques, etc. foram

desenvolvidos por JAEGER (1961, 1968). GHIORSO (1991) apresenta uma compilação relativa à evolução da temperatura em corpos ígneos e suas zonas limítrofes. A maioria dos cálculos dos modelos térmicos desenvolvidos por JAEGER (1961, 1968) utilizam uma versão simplificada, assumindo que:

- i) o magma intrui subitamente a uma temperatura uniforme;
- ii) a rocha encaixante encontra-se à temperatura de zero graus;
- iii) o arrefecimento é feito por condução de calor na rocha encaixante; esta possui as mesmas características térmicas do magma (i.e. da mesma ordem de grandeza quando comparadas com as do ar ou água), não sendo considerados fenómenos de convecção.

Embora este modelo pareça demasiado simplista, as conclusões que dele se podem extrair estão, em geral, correctas dentro de uma determinada ordem de grandeza (JAEGER, 1968).

Apesar de todas estas simplificações, o modelo pode ser utilizado para a extrapolação de algumas considerações relativamente a:

- i) temperatura nos contactos entre o encaixante e intrusões de formas irregulares;
- ii) tempo de solidificação ou de arrefecimento de uma intrusão;
- iii) variação de textura com a distância ao contacto;
- iv) prismação;

De acordo com os fenómenos naturais, iremos começar por abordar o fenómeno da solidificação de corpos ígneos, seguindo-se a descrição da evolução do seu arrefecimento ao longo do tempo. Os modelos matemáticos que se seguem são os apresentados em JAEGER (1961, 1968).

## 6.1. Solidificação de corpos ígneos

### 6.1.1. Modelos térmicos

Na modelização da cinética de cristalização de uma escoada, existem duas frentes de solidificação: uma de avanço descendente a partir do contacto com a atmosfera e outra de avanço ascendente desde o contacto com o substrato. A frente de solidificação corresponde a uma massa de magma parcialmente fluída e parcialmente cristalina, espacialmente localizada entre as isotérmicas *solidus* e *quasi-liquidus* (MARSH, 1996).

A distância de avanço das frentes de solidificação é proporcional à raiz quadrada do tempo após a intrusão de acordo com a equação 1:

$$X = 2 \sqrt{\lambda_{1,2} (k_1 t)^{0.5}} \quad \text{em que}$$

(equação 1)

|  |
|--|
| X = profundidade (m)   |
| k <sub>1</sub> = difusão térmica do "magma sólido" (m <sup>2</sup> /s)   |
| t = tempo (s)  |
| λ = calor latente não dimensionável (λ <sub>1</sub> - frente descendente e λ <sub>2</sub> - frente ascendente) |

Por sua vez, o cálculo da constante  $\square_1$  envolve a resolução da equação 2:

$$[1 - \text{erf}(p\square_1)] \exp[(p^2 - 1)\square_1^2] = \left[ \frac{pK_2(T_L - T_S)}{K_1\square_1} \right] (\text{erf}\square_1) \text{ em que}$$

(equação 2)

- $k'_2$  é a difusão térmica do magma líquido ( $m^2/s$ )
- $c'_2$  é o calor específico do magma líquido ( $c_2$ ) tendo em conta a contribuição do calor latente de cristalização ( $L$ ) no intervalo  $T_L - T_S$  (temperatura *liquidus* - temperatura *solidus*)

$\text{erf}(\dots)$  = função de erro

$$p = \sqrt{\frac{k_1}{k'_2}}$$

$$k_1 = \frac{K_1}{\square_1 \rho_1}$$

$$k'_2 = \frac{K_2}{\square_2 \rho'_2}$$

$$c'_2 = c_2 + \frac{L}{T_L - T_S}$$

$K$  - condutividade térmica

$\square$  - densidade

Para o cálculo da constante  $\square_2$  a equação 3 é um pouco diferente:

$$[1 - \text{erf}(p\square_2)] \exp[(p^2 - 1)\square_2^2] = \left[ \frac{pK_2(T_L - T_S)}{K_1\square_1} \right] (1 + \text{erf}\square_2) \text{ (equação 3)}$$

O calor latente de cristalização é o resultado do carácter exotérmico do processo de formação de novos cristais. O seu efeito induz (JAEGER, 1961): i) a diminuição da velocidade de arrefecimento durante as primeiras etapas do processo e ii) o aumento da temperatura no contacto entre a intrusão e o encaixante.

Para o cálculo das constantes  $\square_1$  e  $\square_2$  (equações 2 e 3), assim como da progressão das frentes de solidificação em função do tempo (equação 1), foram utilizados os parâmetros físicos do quadro 6.1.

A modelização para o caso de uma intrusão (dique, *sill*, etc.) ou chaminé vulcânica, considera apenas  $\square_2$ , isto é, a constante relativa à frente ascendente de solidificação a partir do contacto com o encaixante.

A evolução das isotérmicas com o tempo foi calculada para três corpos ígneos: uma intrusão tabular, uma escoada aérea e uma chaminé vulcânica. Este procedimento é justificado pela necessidade de se estabelecerem comparações entre vários tipos de implantação de corpos ígneos. Para estes três exemplos foi considerada uma espessura de 30m para que: (i) os resultados se possam comparar, sem ter em conta a dimensão do corpo e (ii) os resultados se aproximem do caso concreto da chaminé de Lexim em estudo. Como intrusão entende-se qualquer corpo tabular (dique ou *sill*) de extensão lateral infinita. Uma escoada consiste também num corpo tabular, cujo topo está à temperatura do ar ambiente e a base está em contacto com uma rocha que lhe serve de substracto. Por chaminé vulcânica entende-se a conduta vertical de um aparelho vulcânico.

| Parâmetros físicos                       | Simbolos       | Valores                | Referências/Justificação   |
|--|----------------|------------------------|--|
| Calor latente                            | L              | 4.2E5 J/kg             | Valor típico para magma basáltico em Jaeger (1968)   |
| Calor específico do "magma líquido"      | c <sub>2</sub> | 1256 J/kg.°C           | Igual ao anterior  |
| Calor específico do "magma sólido"       | c <sub>1</sub> | 1050 J/kg.°C           | Igual ao anterior  |
| Condutividade térmica do "magma líquido" | K <sub>2</sub> | 1.30 J/m.s.°C          | Valor para um basalto alcalino olivínico a 1400°C em Murase & McBirney (1973)                      |
| Condutividade térmica do "magma sólido"  | K <sub>1</sub> | 1.88 J/m.s.°C          | Igual ao anterior mas a 500°C  |
| Densidade do "magma líquido"             | ρ <sub>2</sub> | 2650 kg/m <sup>3</sup> | Igual ao anterior mas a 1400°C   |
| Densidade do "magma sólido"              | ρ <sub>1</sub> | 2830 kg/m <sup>3</sup> | Igual ao anterior mas a 850°C  |
| Temperatura <i>liquidus</i>              | T <sub>L</sub> | 1220°C                 | Temperatura de cristalização das olivinas mais magnesianas do CVL em Palácios (1985)               |
| Temperatura <i>solidus</i>               | T <sub>S</sub> | 980°C                  | Valor mais referido na bibliografia estando de acordo com os dados mineralógico-texturais de Lexim |
| Espessura do corpo ígneo                 | X              | 30 m                   | Estimativa a partir do afloramento   |

Quadro 6.1 - Parâmetros físicos utilizados no cálculo da evolução da solidificação de corpos ígneos.

Tableau 6.1 - Paramètres physiques utilisés dans le calcul d'évolution de la solidification de corps magmatiques.

### 6.1.2. Escoda vulcânica

O resultado da aplicação deste modelo está apresentado nas figuras 6.1 e 6.2, que mostram a evolução da posição, em função do tempo, das isotérmicas 1050, 1000 e 980°C (esta última correspondente à temperatura *solidus*) descendentes no topo de uma escoda em contacto com a atmosfera.

Verifica-se que durante os primeiros 1000 segundos após o início da solidificação (figura 6.1), o comportamento das isotérmicas consideradas é bastante semelhante. A 6 cm do topo da escoda, a temperatura de 1050°C é atingida ao fim de 2400s (40 minutos) enquanto que os 980°C são atingidos ao fim de 3000s (50 minutos). Isto é, uma camada de 6 cm de espessura, demora 50 minutos a solidificar numa escoda em contacto com a atmosfera.

Consideremos a zona do meio da escoda, isto é, a 15 m do topo. Verifica-se que a temperatura de 1050°C só é atingida ao fim de cerca de 4.8 anos e que os 980°C são alcançados ao fim de cerca de 5.8 anos, consideravelmente mais tempo do que os 50 minutos necessários para a zona a 6 cm do topo da escoda.

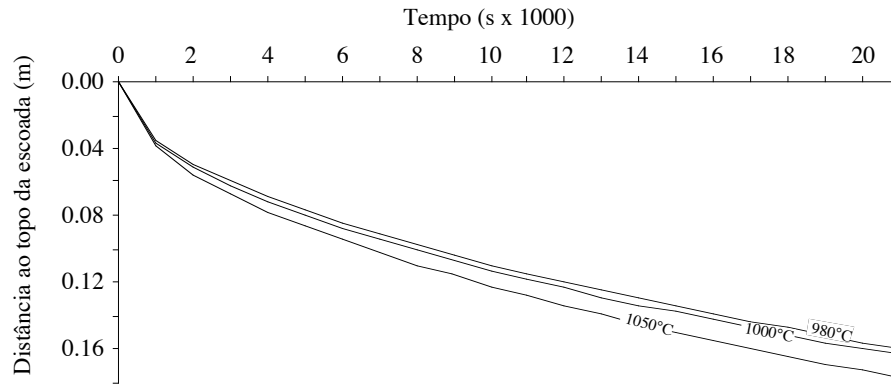


Figura 6.1 - Evolução da localização das isotérmicas descendentes numa escoada nas primeiras etapas após o início da solidificação. A posição do eixo dos x representa o contacto com a atmosfera.

Figure 6.1 - Évolution de la localisation des isothermes descendentes d'une coulée dans les premières étapes après le début de la solidification. La position du axe x représente le contact avec l'atmosphère.

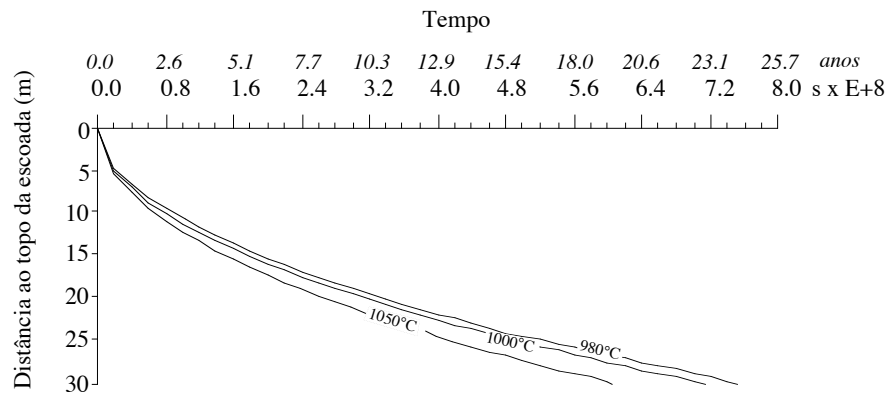


Figura 6.2 - Evolução da localização das isotérmicas descendentes numa escoada com 30 m de espessura durante os primeiros 25.7 anos após a extrusão da lava.

Figure 6.2 - Évolution de la localisation des isothermes descendentes d'une coulée avec 30m d'épaisseur pendant les premières 25.7 ans après la sortie de la lave.

O deslocamento das isotérmicas ascendentes, como se iniciam no contacto com o encaixante (em que  $\Delta T$  é menor do que no caso do contacto atmosfera/escoada), é bastante mais lento (figura 6.3). A 6 cm da base da escoada, a temperatura de  $1050^{\circ}\text{C}$  é atingida ao fim de 7200s (2 horas) (cf. os 40 minutos no topo). Os  $980^{\circ}\text{C}$  são alcançados ao fim de 11000s ( $\pm 3$  horas) (cf. os 50 minutos no topo). Daí que, uma camada de 6 cm de espessura na base de uma escoada, demora cerca de 3 horas a solidificar (cf. os 50 minutos necessários no topo).

Se não for contabilizada a influência das isotérmicas descendentes, a zona intermédia da escoada (15 m do substrato) seria alcançada pela isotérmica ascendente de  $1050^{\circ}\text{C}$  ao fim de 14.5 anos (figura 6.4). De igual modo, a isotérmica de  $980^{\circ}\text{C}$ , atingiria esta zona ao fim de 22.2 anos, tempo necessário para que o centro da escoada solidificasse, apenas pela influência das frentes ascendentes (cf. 5.8 anos para as frentes descendentes). Porém, na realidade, tal não sucede.

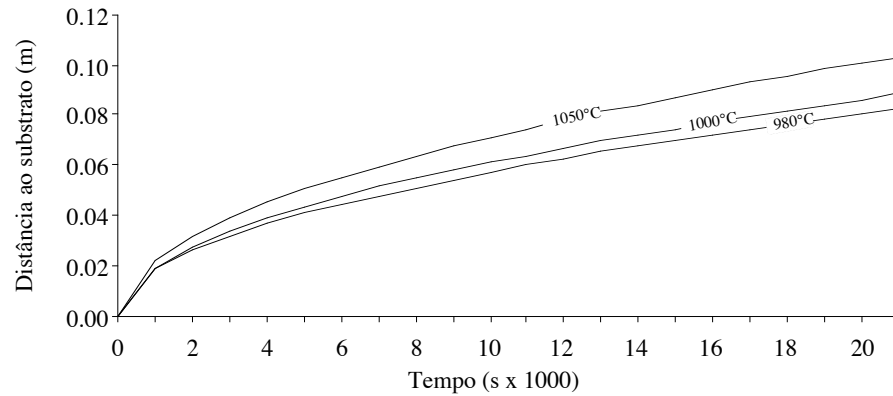


Figura 6.3 - Evolução da localização das isotérmicas ascendentes numa escoada nas primeiras etapas após o início da solidificação. A posição do eixo dos x representa o contacto com o substrato.

Figure 6.3 - Évolution de la localisation des isothermes ascendantes d'une coulée dans les premières étapes après de début de la solidification. La position du axe x représente le contact avec le substratum.

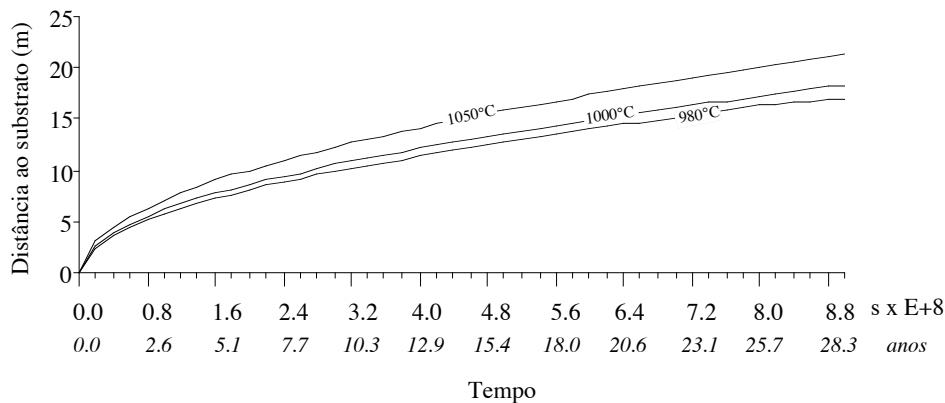


Figura 6.4 - Evolução da localização das isotérmicas ascendentes numa escoada com 30 m de espessura durante os primeiros 28.3 anos após a extrusão da lava. A posição do eixo dos x representa o contacto com o substrato.

Figure 6.4 - Évolution de la localisation des isothermes ascendantes d'une coulée avec 30m d'épaisseur, 28.3 ans après la sortie de la lave. La position du axe x représente le contact avec le substratum.

Na figura 6.5 conjugam-se as duas frentes de solidificação de uma escoada aérea (ascendentes e descendentes). Verifica-se que, em virtude da diferença de velocidade destas frentes, o ponto de encontro entre elas não se localiza na zona intermédia (15 m) da escoada, mas sim numa zona deslocada para a base. Isto é, as frentes descendentes ao deslocarem-se mais rapidamente do que as frentes ascendentes, percorrerão mais depressa a escoada ultrapassando a zona intermédia da mesma. Deste modo, a escoada encontra-se quase totalmente solidificada ao fim de  $3.23E8s$  (10.4 anos).

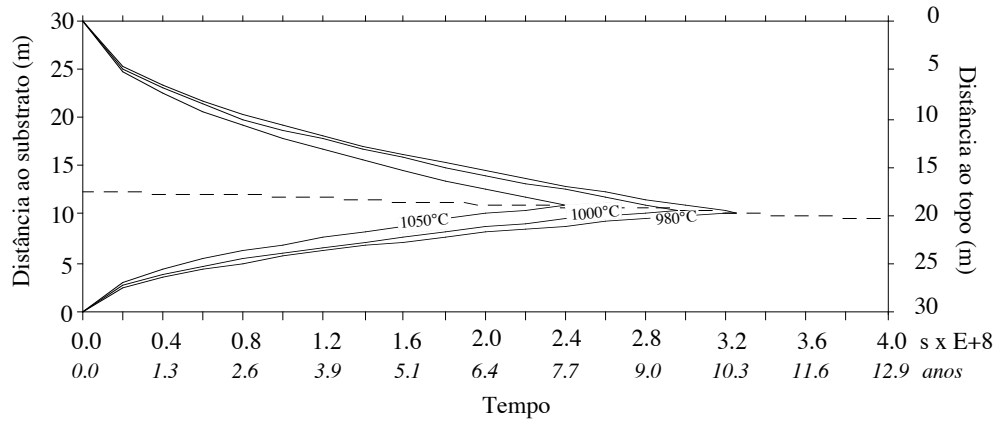


Figura 6.5 - Evolução da localização das isotérmicas numa escoada de 30 metros de espessura. A tracejado representa-se o ponto de encontro entre as isotérmicas ascendentes e descendentes, para um tempo total de 12.9 anos.

Figure 6.5 - Évolution de la localisation des isothermes d'une coulée avec 30m d'épaisseur. Les petites traits représente le contact entre les isothermes ascendentes et descendentes, pendant 12.9 ans.

Foi calculada a diferença de velocidades para a isotérmica de 980°C. Assim, se as duas frentes tivessem velocidades iguais (e de igual valor à descendente) o ponto de contacto a 15m do topo e da base da escoada teria ocorrido após 1.87E8s do início da solidificação (figura 6.5). Como a intersecção das duas isotérmicas ocorre a 19.73m do topo após 3.23E8s, esta diferença indica que a frente descendente é, 0.1mm/h mais rápida do que a sua rival. Salienta-se que, apesar de graficamente estas diferenças parecerem significativas, quantitativamente elas representam muito pouco. Daí que na prática, as diferenças texturais das rochas ao longo de uma escoada não sejam, muitas das vezes, facilmente observáveis.

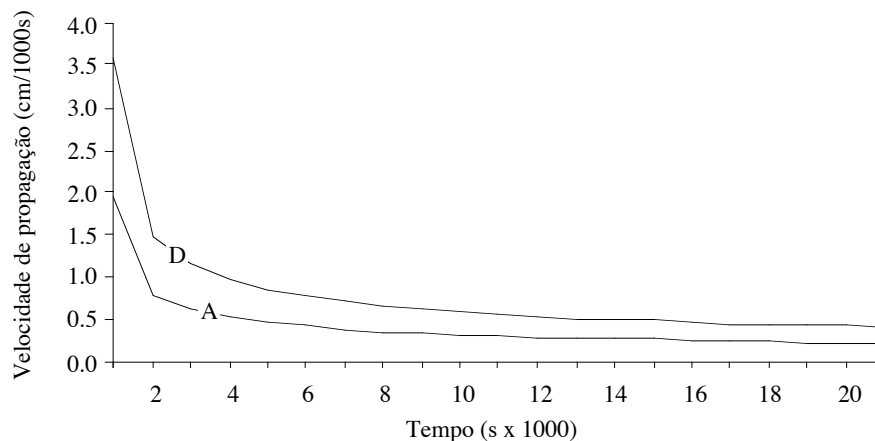


Figura 6.6 - Representação gráfica da velocidade (cm/1000s) de avanço da isotérmica de 1000°C ascendente (A) e descendente (D) numa escoada, durante os primeiros 21000s (5.8 anos) após a sua implantação.

Figure 6.6 - Représentation graphique de la vitesse (cm/1000s) d'avancement de l'isotherme 1000°C ascendente (A) et descendente (D) d'une coulée, pendant les premières 21000s (5.8 ans) après son implantation.

No gráfico da figura 6.6 representa-se a velocidade de avanço da isotérmica de 1000°C para uma escoada. Verifica-se, mais uma vez, que a velocidade da frente ascendente é menor do



que a da frente descendente, independentemente do tempo. Assim, a velocidade mais acentuada é registada na frente descendente nos primeiros instantes após o início da solidificação (0.036m/1000s ou 0.216cm/min). No mesmo instante, a frente ascendente atinge velocidades de 0.019m/1000s ou 0.114cm/min. Três anos após o início do processo de solidificação, a velocidade de propagação das isotérmicas estabiliza, decrescendo muito lentamente até toda a escoada se encontrar praticamente solidificada a temperaturas inferiores a 980°C, o que demora pouco mais de 10 anos.

### 6.1.3. Outros corpos ígneos tabulares

O cálculo da evolução da localização das isotérmicas para outros corpos ígneos tabulares é semelhante ao caso apresentado anteriormente para uma escoada. A única diferença reside no facto de que para um dique, por exemplo, as isotérmicas avançam com velocidades iguais, pois o contacto dá-se sempre com o encaixante que está à mesma temperatura. Trata-se, portanto, de uma simplificação do caso apresentado para uma escoada. Assim, o cálculo matemático restringe-se à determinação de  $\square_2$  (equações 1-3) utilizando os mesmos parâmetros físicos descritos anteriormente.

A evolução da localização das isotérmicas para intrusões tabulares pode ser representada segundo as figuras 6.3 e 6.4, com o mesmo tipo de discussão descrito anteriormente.

Na figura 6.7 estão representados os dois conjuntos de frentes de solidificação que atravessam uma intrusão de 30m de espessura, em contacto com a rocha encaixante.

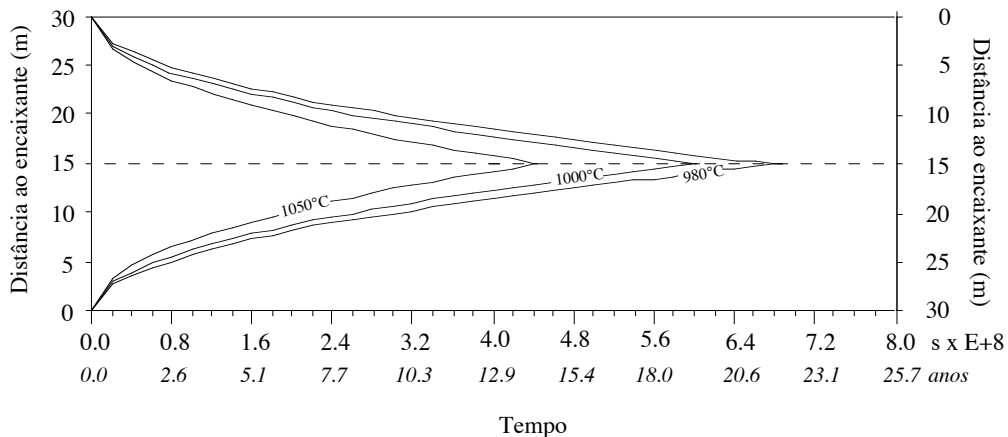


Figura 6.7 - Evolução da localização das isotérmicas numa intrusão tabular de 30 m de espessura. A tracejado representa-se o ponto de encontro entre os dois conjuntos de frentes para um tempo total de 25.7 anos.

Figure 6.7 - Évolution de la localisation des isothermes d'une intrusion tabulaire avec 30m d'épaisseur. Les traits représente le contact entre les deux ensembles de fronts pendant 25.7 ans.

Constata-se que, como ambas as frentes avançam à mesma velocidade, o ponto de encontro de ambos os conjuntos ocorre exactamente no centro do corpo ígneo. Verifica-se ainda que todo o corpo se encontra a 980°C, ou seja solidificado quase na totalidade, 22.1 anos (6.88E+8s) depois de se ter iniciado o processo de solidificação (cf. o caso da escoada cujo período correspondente é de 10.4 anos - figura 6.5).

Quanto à velocidade de avanço das isotérmicas, ela é semelhante ao caso já referido para as isotérmicas ascendentes de uma escoada (figura 6.6).

Os trabalhos de JAEGER (1961, 1968) não prevêm a evolução das isotérmicas relativas ao intervalo  $T_L$ - $T_S$  em chaminés vulcânicas que avançam simultâneamente a partir do contacto com o encaixante (p.e. quatro isotérmicas para o caso de chaminés de secção quadrática).

## 6.2. Arrefecimento de corpos ígneos

O cálculo da evolução do arrefecimento é iniciado a partir do instante em que é atingida a temperatura de  $980^\circ\text{C}$  (designado seguidamente por “Início do Arrefecimento” - IA). Os intervalos de tempo referidos neste sub-capítulo não integram os calculados no sub-capítulo 6.1 durante a fase de solidificação.

### 6.2.1. Modelos térmicos

Na modelização da cinética do arrefecimento não se integra a influência do calor latente (JAEGER 1961, 1968). Este facto justifica-se por serem apenas consideradas temperaturas inferiores a  $980^\circ\text{C}$ , isto é, temperaturas abaixo das quais grande parte da lava já se encontra cristalizada (>80%). É assim desprezável a contribuição do calor latente nesta fase do processo de arrefecimento pois a cristalização dos restantes 20% ocorre num largo intervalo de tempo, relativamente aos primeiros 80%. A influência do calor latente foi contemplado no cálculo do avanço das isotérmicas para temperaturas superiores a  $980^\circ\text{C}$  (sub-capitulo 6.1).

A velocidade de arrefecimento de um dado corpo magmático é uma função do tempo e da distância ao contacto com o encaixante (TORAMARU, 1991). Partindo do caso mais simples da solidificação perto de um plano de contacto, considera-se a região  $x>0$  correspondente à rocha encaixante a temperatura zero e  $x<0$  ao magma a temperatura  $T_0$ . A difusão térmica do magma e da rocha encaixante tem a mesma ordem de grandeza ( $k$ ). A temperatura  $T$  em cada posição  $x$  do corpo ígneo no instante  $t$ , após a intrusão, é dado por:

$$\frac{T}{T_0} = \frac{1}{2} - \frac{1}{2} \operatorname{erf} \frac{x}{2(kt)^{0.5}} \quad (\text{equação 4}) \quad \text{em que} \quad \operatorname{erf} u = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^u e^{-z^2} dz$$

A função de erro está tabelada possuindo três características fundamentais:

$$\begin{aligned} \operatorname{erf} (-u) &= -\operatorname{erf} u \\ \operatorname{erf} \infty &= 1 \\ \text{e se } u \text{ é pequeno, } \operatorname{erf} u &= \frac{2}{\sqrt{\pi}} \left\{ u - \frac{1}{3} u^3 \dots \right\} \end{aligned}$$

Deste modo, quando  $t$  possui um valor pequeno,  $T/T_0$  tende para 1 quando  $x<0$  e tende para 0 quando  $x>0$ . Destas equações extrai-se ainda que  $T = 0.5 T_0$  quando  $x = 0$  e  $t > 0$ , isto é, a temperatura no contacto é metade da do magma no momento da intrusão, permanecendo neste valor; estes resultados resumem-se no quadro seguinte:

|            | Posição | Temperatura |
|------------|---------|-------------|
| ENCAIXANTE | $x > 0$ | 0           |
|            | $x = 0$ | $T_0/2$     |
| INTRUSÃO   | $x < 0$ | $T_0$       |

Com estes presupostos, podemos calcular em qualquer instante e em qualquer ponto o movimento de uma dada isotérmica. Qualquer que seja a forma da intrusão, as etapas iniciais do arrefecimento perto do contacto evoluem de acordo com a equação 4.

Os resultados apresentados ao longo dos seguintes sub-capítulos foram obtidos pela aplicação das respectivas fórmulas (JAEGER, 1961,1968), utilizando os parâmetros do quadro 6.2.

| Parâmetros físicos   | Simbolos | Valores                | Referências/Justificação   |
|--|----------|------------------------|--|
| Calor específico do "magma sólido"   | $c_1$    | 1050 J/kg.°C           | Valor típico para um magma basáltico em Jaeger (1968)  |
| Condutividade térmica do "magma sólido"                                    | $K_1$    | 1.88 J/m.s.°C          | Valor para um basalto alcalino olivínico a 500°C em Murase & McBirney (1973)                       |
| Densidade do "magma sólido"  | $\rho_1$ | 2830 kg/m <sup>3</sup> | Igual ao anterior mas a 850°C  |
| Temperatura ambiente (para o caso de escoadas aéreas)                      | $T_A$    | 20°C                   | Valor típico referido na bibliografia  |
| Temperatura do encaixante (para o caso de intrusões e chaminés vulcânicas) | $T_E$    | 50°C                   | Valor estimado para 2000m de profundidade  |
| Temperatura <i>solidus</i>   | $T_S$    | 980°C                  | Valor mais referido na bibliografia estando de acordo com os dados mineralógico-texturais de Lexim |
| Espessura do corpo ígneo   | $2a$     | 30 m                   | Estimativa a partir do afloramento   |

Quadro 6.2 - Parâmetros físicos utilizados no cálculo da evolução do arrefecimento de corpos ígneos.

Tableau 6.2 - Paramètres physiques utilisées dans le calcul de l'évolution du refroidissement des corps magmatiques.

### 6.2.1.1. Intrusão magmática

A temperatura  $T$  à distância  $x$  do contacto da intrusão para cada instante  $t$ , é dado por:

$$\frac{T}{T_0} = \frac{1}{2} \left( \frac{x}{a} \right) = \frac{1}{2} \left\{ \operatorname{erf} \frac{\frac{x}{a} + 1}{2\sqrt{0.5}} - \operatorname{erf} \frac{\frac{x}{a} - 1}{2\sqrt{0.5}} \right\} \quad (\text{equação 5}) \quad \text{em que } \frac{x}{a} = \frac{x}{a} \quad \text{e } \frac{kT}{\rho_1 a^2}$$

sendo

- $x$  = distância ao contacto (m)
- $t$  = tempo após a implantação do corpo ígneo (s)
- $a$  = metade da espessura de uma camada (m)
- $k$  = difusão térmica (ver equação 1 e 2)
- $\square$  = tempo não dimensionável
- $\square$  = distância não dimensionável
- $\text{erf}(\dots)$  = função de erro

A resolução da equação 5 permitiu a obtenção dos dados que estão representados nos gráficos das figuras 6.8 e 6.9. Nestes representam-se as curvas de tempo (anos) mostrando a evolução do arrefecimento, considerando uma intrusão tabular com 30 metros de espessura.

Ao fim de 20 anos após o IA, o centro da intrusão encontra-se a 390°C enquanto que os seus contactos se encontram a 350°C. Ou seja, existe um  $\Delta T$  entre o bordo e o centro da intrusão de 40°C. Verifica-se ainda que 200 anos depois do IA, o arrefecimento processa-se de maneira uniforme ao longo de toda a intrusão, encontrando-se ainda a uma temperatura de cerca de 130°C. O arrefecimento total do corpo (não representado no gráfico) é alcançada ao fim de 1600 anos, quando é atingido o equilíbrio térmico (a 50°C) entre o encaixante e a intrusão.

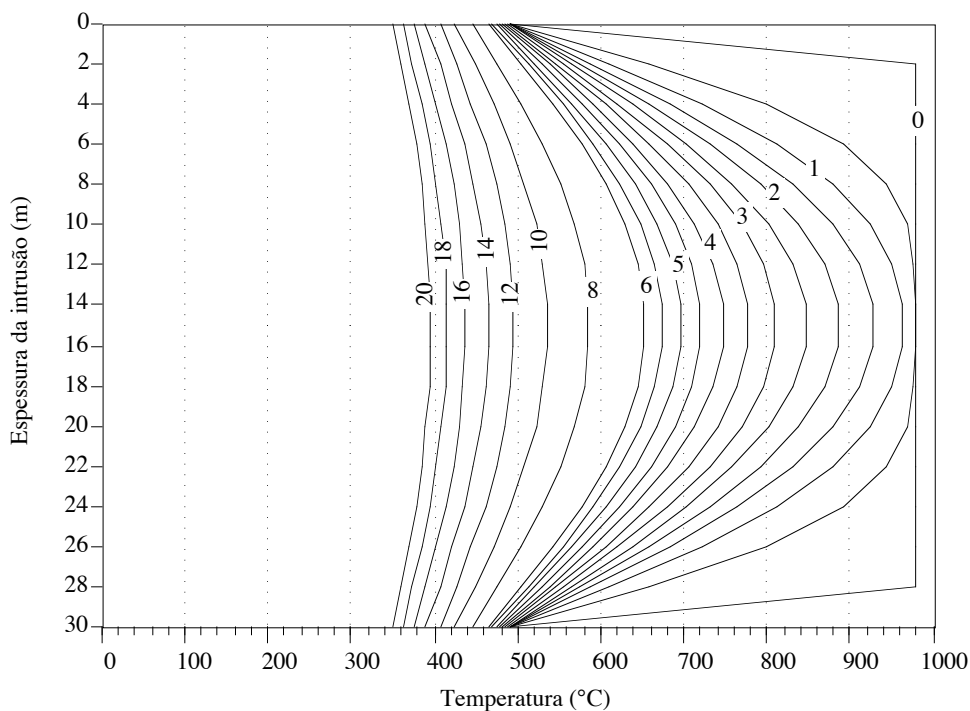


Figura 6.8 - Representação da evolução do arrefecimento numa intrusão com 30m de espessura nos primeiros 20 anos depois do IA. Os números nas curvas indicam anos. Dos 0-6 anos os cálculos foram efectuados com um intervalo de 0.5 anos. Dos 6-20 anos este intervalo é de 2 anos.

Figure 6.8 - Représentation de l'évolution du refroidissement d'une intrusion avec 30m d'épaisseur dans les premières 20 ans après le début du refroidissement (IA). Les nombres des courbes indique ans. Pour le intervalle 0-6 ans, le calcul à été fait pour un incrément de 0.5 ans. Depuis 6 ans, ce incrément c'est de 2 ans.

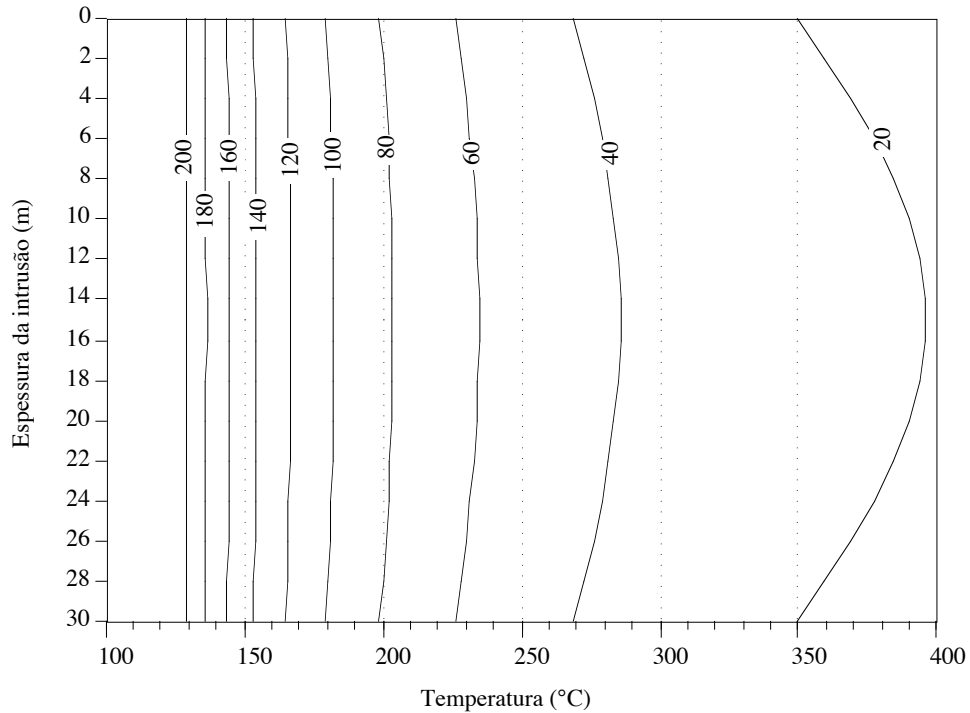


Figura 6.9 - Representação da evolução do arrefecimento numa intrusão com 30m de espessura entre os 20-200 anos. Os números nas curvas indicam anos. Os cálculos foram efectuados com um intervalo de 20 anos.

Figure 6.9 - Représentation de l'évolution du refroidissement d'une intrusion avec 30m d'épaisseur entre 20-200 ans. Les nombres des courbes indique ans. Le calcul à été fait pour un incrément de 20 ans.

Relativamente à representação gráfica da velocidade de arrefecimento em todos os exemplos que se seguem, é de salientar que os cálculos foram efectuados para incrementos de espessura de 2m.

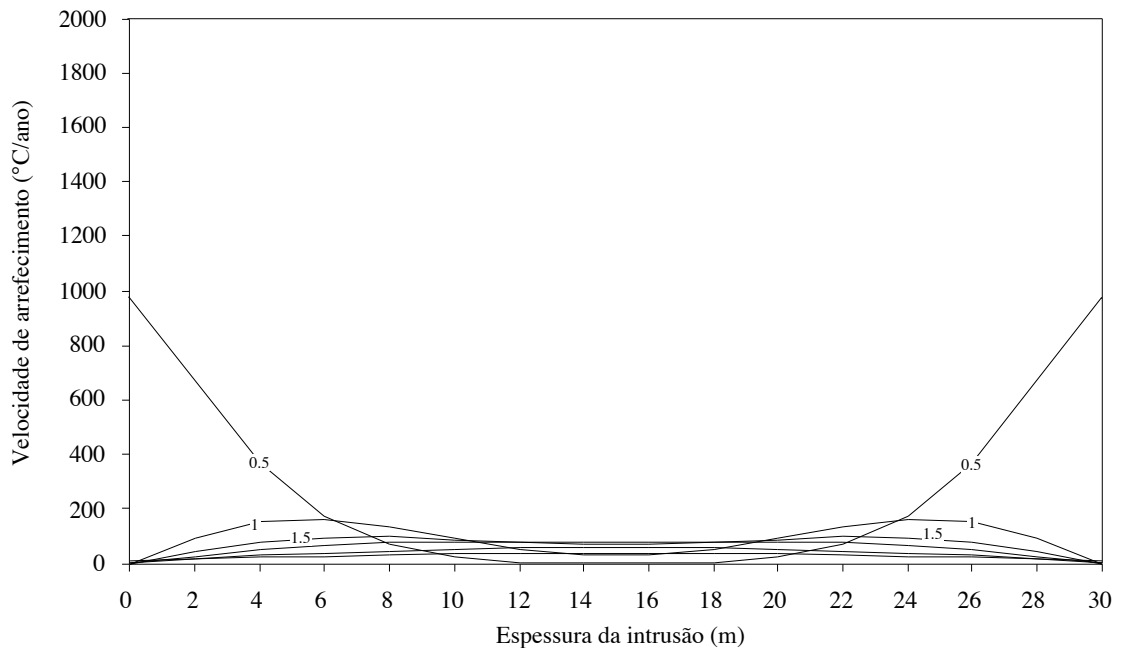


Figura 6.10 - Representação da evolução da velocidade de arrefecimento de uma intrusão com 30m de espessura para os tempos 0.5, 1, 1.5, 2, 4 e 6 anos.

Figure 6.10 - Représentation de l'évolution de la vitesse de refroidissement d'une intrusion avec 30m d'épaisseur pour 0.5, 1, 1.5, 2, 4 et 6 ans.

Quanto à velocidade de arrefecimento da intrusão, registam-se valores de 1000°C/ano no instante IA (figura 6.10). Porém, após um ano, já esta velocidade não ultrapassa os 200°C/ano, sendo obviamente inferior na zona intermédia do corpo ígneo. Todavia, passados alguns anos (8), esta velocidade é maior no centro da intrusão, voltando a estabilizar passados 20 anos após o IA (figura 6.11).

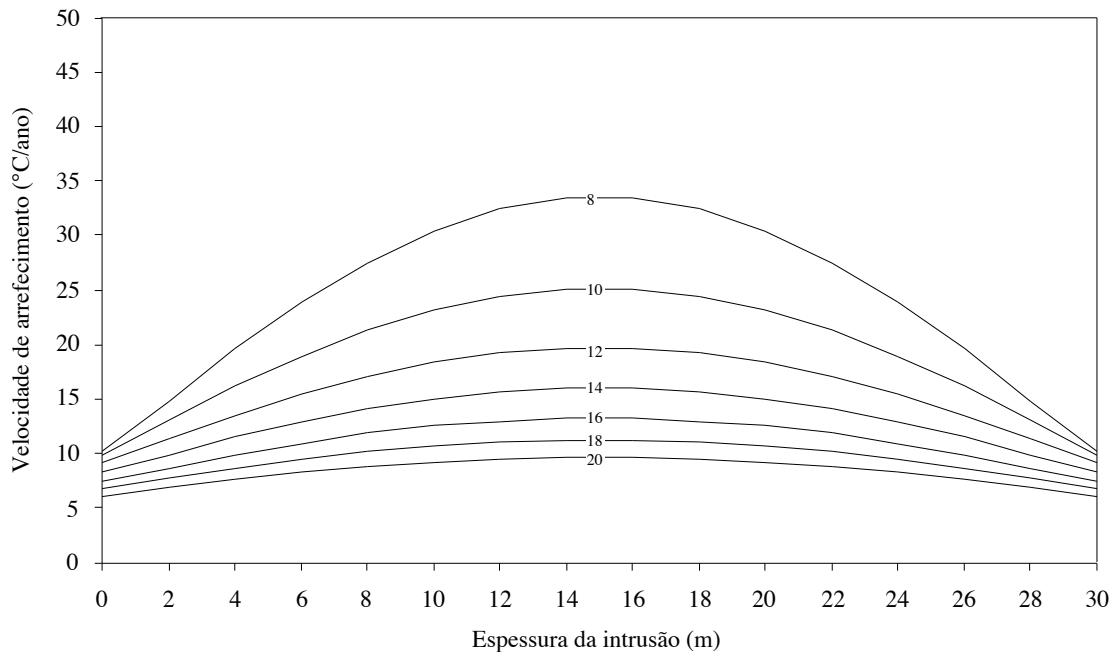


Figura 6.11 - Representação da evolução da velocidade de arrefecimento de uma intrusão com 30m de espessura no intervalo 8-20 anos.

Figure 6.11 - Représentation d'évolution de la vitesse de refroidissement d'une intrusion avec 30m d'épaisseur pour le intervalle 8-20 ans.

A velocidade de arrefecimento continua a decrescer, até que ao fim de 20 anos, não ultrapassa o valor de 10°C/ano (figura 6.11). O arrefecimento total só ocorre ao fim de 1600 anos o que implica que durante a maior parte do processo, a velocidade de arrefecimento apresenta valores bastante baixos (<5°C/ano).

#### 6.2.1.2. Escoadas

Para o caso de uma escoada, a evolução da temperatura é dada pela equação 6, com a mesma simbologia da equação 5:

$$\frac{T}{T_0} = \frac{1}{2} \left( \operatorname{erf} \frac{x+1}{2\sqrt{t}} - \operatorname{erf} \frac{x-1}{2\sqrt{t}} \right) - \frac{1}{2} \left\{ \operatorname{erf} \frac{2-x+1}{2\sqrt{t}} - \operatorname{erf} \frac{2-x-1}{2\sqrt{t}} \right\} \quad (\text{equação } 6)$$

Nos gráficos das figuras 6.12 e 6.13 representam-se as curvas de tempo (anos) evidenciando a evolução do arrefecimento, para o caso de uma escoada com 30 metros de espessura. Os cálculos foram executados com base numa temperatura superficial de 20°C. A assimetria das curvas reflete, obviamente, as diferenças de temperatura entre a atmosfera (no

topo) e o encaixante (na base), assim como a perda de calor nestes dois meios.

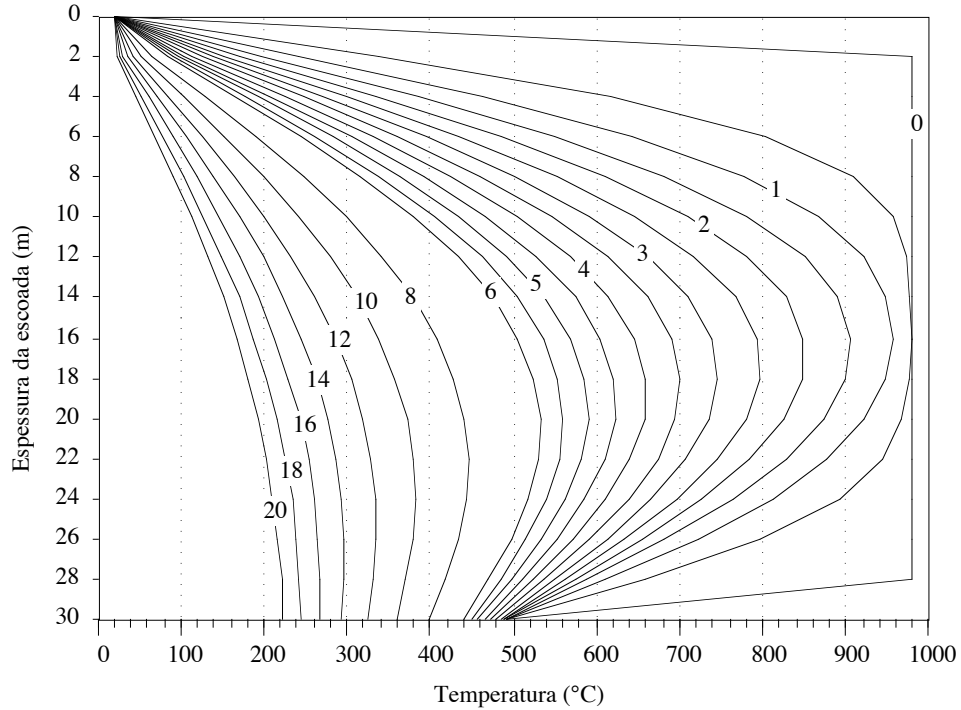


Figura 6.12 - Representação da evolução do arrefecimento para uma escoada com 30 metros de espessura nos primeiros 20 anos após o IA. Os números das curvas indicam anos. Dos 0-6 anos os cálculos foram efectuados com um intervalo de 0.5 anos. Dos 6-20 anos este intervalo é de 2 anos.

Figure 6.12 - Représentation de l'évolution du refroidissement pour une coulée avec 30m d'épaisseur pour les premières 20 ans après le début du refroidissement (IA). Les nombres des courbes indique ans. Pour le intervalle 0-6 ans, le calcul à été fait pour un incrément de 0.5 ans. Depuis 6 ans, ce incrément c'est de 2 ans.

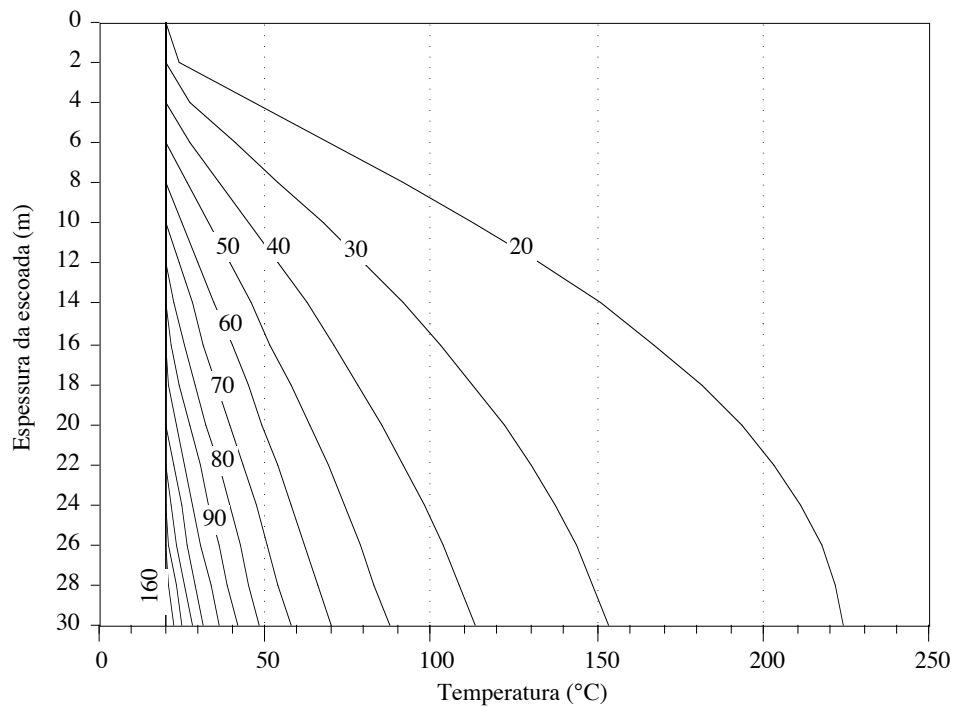


Figura 6.13 - Representação da evolução do arrefecimento para uma escoada com 30 metros de espessura entre os 20-160 anos após o IA. Os números das curvas indicam anos. Os cálculos foram efectuados com um intervalo de 10 anos.

Figure 6.13 - Représentation d'évolution du refroidissement pour une coulée avec 30m d'épaisseur entre 20-160

ans après IA. Les nombres des courbes indique ans. Le calcul à été fait avec un incrément de 10 ans.

Verifica-se que 20 anos após o IA, o centro da escoada encontra-se a cerca de 160°C. O topo está já a 20°C enquanto que o contacto com o substracto se encontra a 225°C. Após 160 anos a escoada encontra-se a uma temperatura uniforme de 20°C (figura 6.13).

Nos dois gráficos das figuras 6.14 e 6.15 apresenta-se a evolução da velocidade de arrefecimento numa escoada de 30m de espessura ao longo do seu processo de arrefecimento.

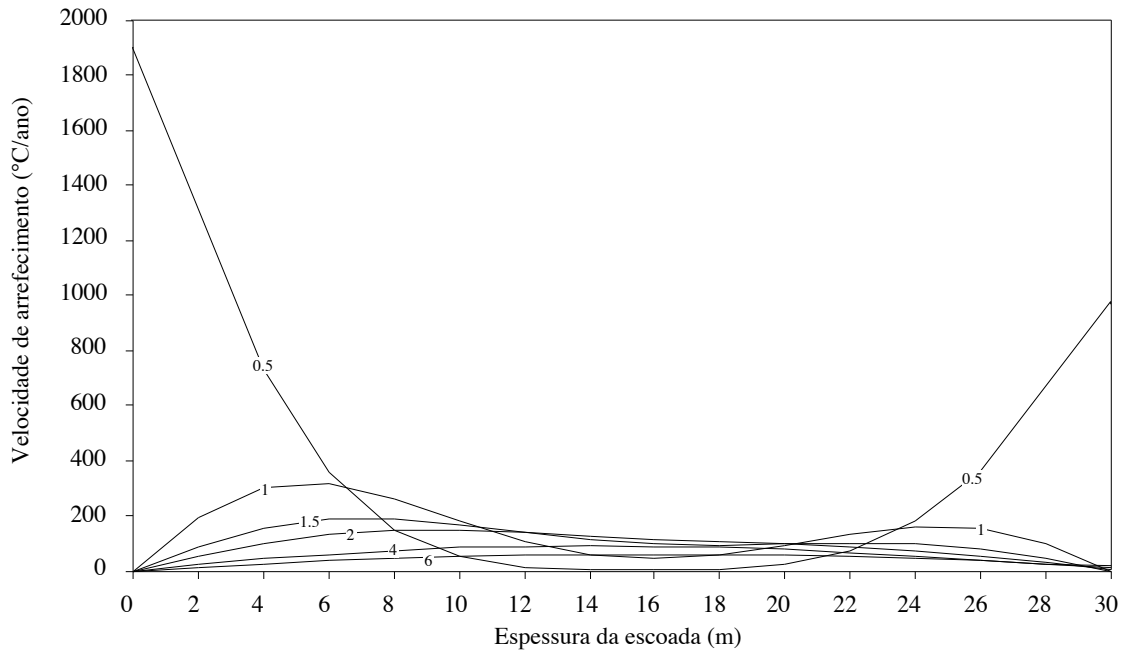


Figura 6.14 - Evolução da velocidade de arrefecimento de uma escoada ao longo dos 6 primeiros anos após o IA.

Figure 6.14 - Évolution de la vitesse de refroidissement d'une coulée pour les premières 6 ans après IA.

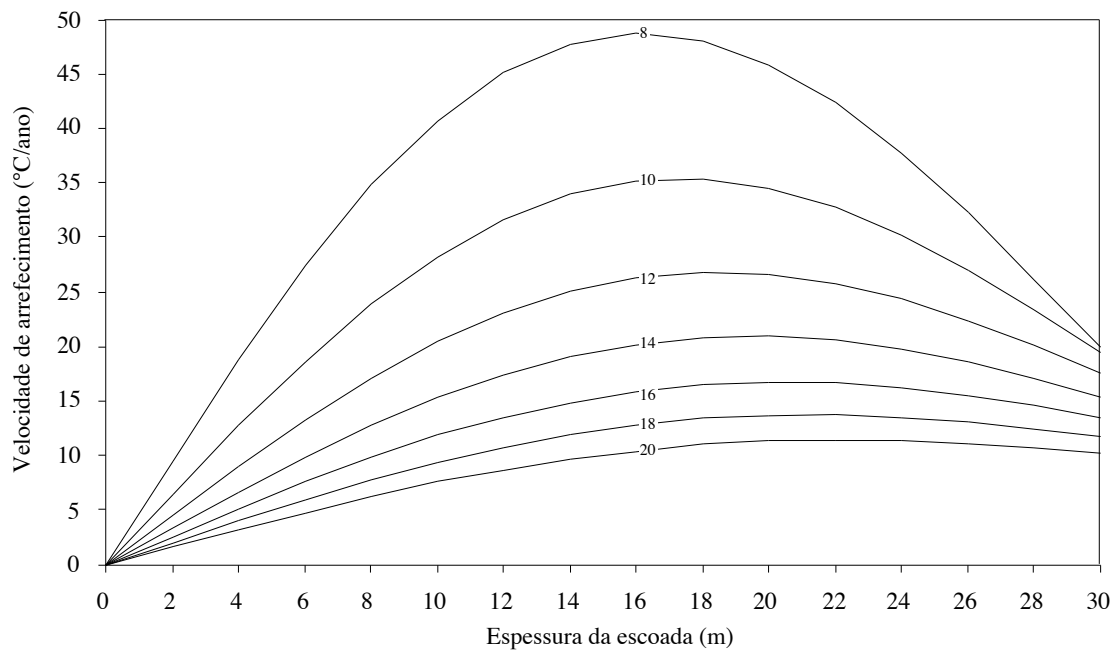


Figura 6.15 - Evolução da velocidade de arrefecimento de uma escoada entre os 8-20 anos após o IA.

Figure 6.15 - Évolution de la vitesse de refroidissement d'une coulée entre 8-20 ans après IA.



Como é lógico, a velocidade de arrefecimento é maior no topo da escoada que está em contacto com a atmosfera a 20°C do que na base da mesma, que se encontra em contacto com o encaixante. No topo da escoada, a velocidade de arrefecimento atinge valores da ordem de 1900°C/ano, enquanto que na base esta velocidade não ultrapassa os 1000°C/ano, isto nos primeiros instantes após o IA.

Verifica-se ainda que nos primeiros anos de arrefecimento, a velocidade deste é maior nas zonas de bordadura da escoada. Pelo contrário, entre 8 e 20 anos, a velocidade de arrefecimento da escoada é superior no centro da mesma, tal como sucede com a intrusão. Após 20 anos a velocidade (<10°C/ano) tende a ser uniforme ao longo de todo o corpo, com excepção para as zonas superficiais da escoada que já se encontram completamente arrefecidas.

### 6.2.1.3. Chaminé vulcânica

Os cálculos para a determinação da evolução da temperatura durante o arrefecimento de chaminés vulcânicas estão dependentes da forma geométrica da secção transversal da chaminé. Porém, verificou-se não existirem diferenças significativas caso a secção seja circular ou rectangular (JAEGER, 1968). Assim apresenta-se, por maior simplicidade, a equação (7) utilizada para o cálculo da temperatura em x, y no instante t em chaminés de secções rectangulares cujos lados possuem tamanhos de 2a e 2ma (m≥1, isto é, a mesma fórmula serve para simular chaminés de secções quadráticas) que ocupa a região -a<x<a, -ma<y<ma.

$$\frac{T}{T_0} = \prod_{n=1}^{\infty} \prod_{m=1}^{\infty} \exp\left(-\frac{\lambda^2 t}{m^2 a^2}\right) \quad (\text{equação 7}) \quad \text{em que } \lambda = \frac{y}{ma}$$

Para chaminés de secção quadrática (m=1) obtém-se a equação 8, com a mesma simbologia da equação (5).

$$\frac{T}{T_0} = \left[\prod_{n=1}^{\infty} \exp\left(-\frac{\lambda^2 t}{n^2 a^2}\right)\right]^2 = \frac{1}{2} \left\{ \operatorname{erf} \frac{\lambda+1}{2\lambda^{0.5}} - \operatorname{erf} \frac{\lambda-1}{2\lambda^{0.5}} \right\} \times \frac{1}{2} \left\{ \operatorname{erf} \frac{\lambda+1}{2\lambda^{0.5}} - \operatorname{erf} \frac{\lambda-1}{2\lambda^{0.5}} \right\} \quad (\text{equação 8})$$

Em virtude da maior simplicidade no cálculo e de ser coerente com o tipo de afloramento em Lexim, procedeu-se ao cálculo do arrefecimento de uma chaminé de secção quadrática com uma largura de 30m (figuras 6.16 e 6.17).

Verifica-se que ao fim de 20 anos a chaminé encontra-se a 125°C nos contactos e a 160°C no centro. A chaminé necessita de 68 anos para atingir, globalmente, a isotérmica de 50°C, a temperatura assumida para o encaixante.

Relativamente à evolução da velocidade de arrefecimento ao longo da chaminé durante os primeiros 6 anos após o IA (figura 6.18), verifica-se que, como é lógico, a velocidade atinge os maiores valores no contacto (cerca de 1400°C/ano).

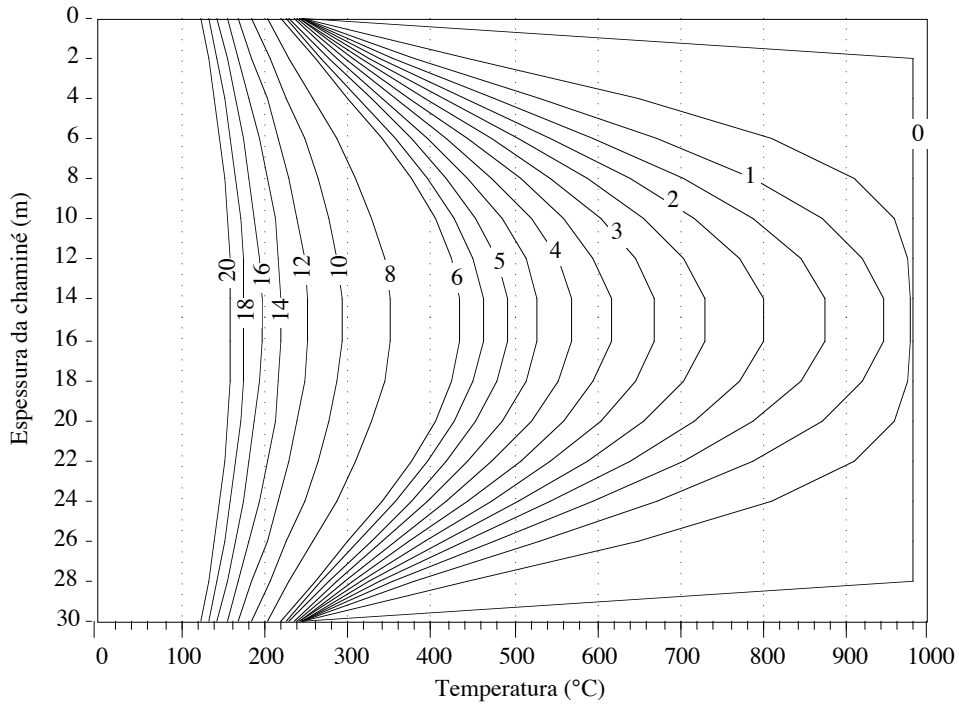


Figura 6.16 - Representação da evolução do arrefecimento numa chaminé com 30 m de espessura nos primeiros 20 anos após o IA. Os números nas curvas indicam anos. Dos 0-6 anos os cálculos foram efectuados com um intervalo de 0.5 anos. Dos 6-20 anos este intervalo é de 2 anos.

Figure 6.16 - Représentation de l'évolution du refroidissement d'une cheminée avec 30m d'épaisseur dans les premières 20 ans après le début de refroidissement (IA). Les nombres des courbes indique ans. Pour le intervalle 0-6 ans, le calcul à été fait pour un incrément de 0.5 ans. Depuis 6 ans, ce incrément c'est de 2 ans.

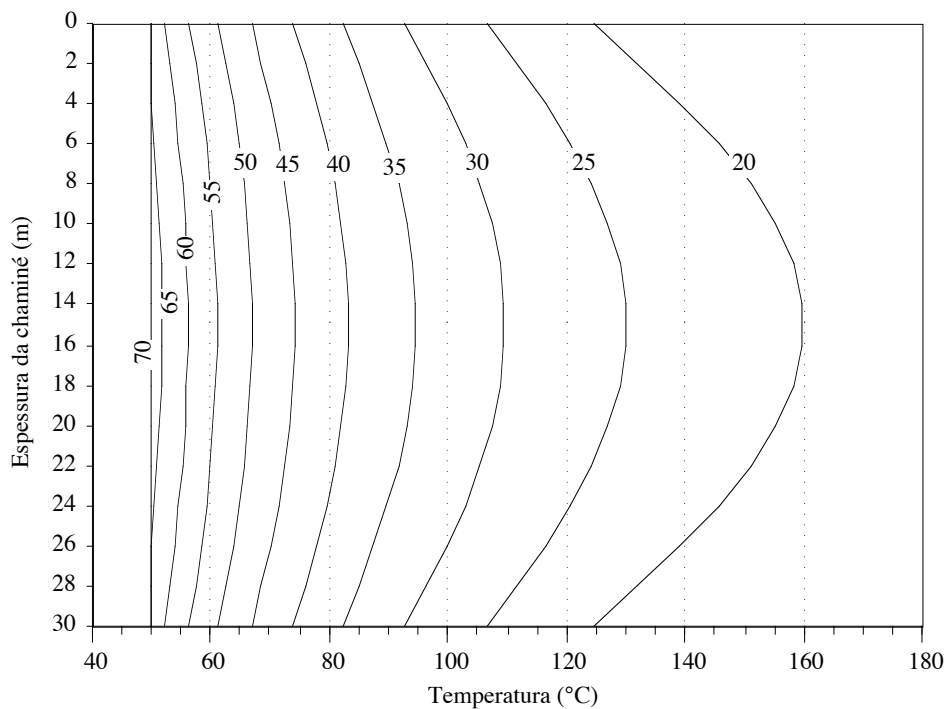


Figura 6.17 - Representação da evolução do arrefecimento numa chaminé com 30 m de espessura entre os 20-70 anos após o IA. Os números nas curvas indicam anos. Os cálculos foram efectuados com um intervalo de 5 anos.

Figure 6.17 - Représentation de l'évolution du refroidissement d'une cheminée avec 30m d'épaisseur entre 20-70 ans après IA. Les nombres des courbes indique ans. Le calcul à été fait avec un incrément de 5 ans.

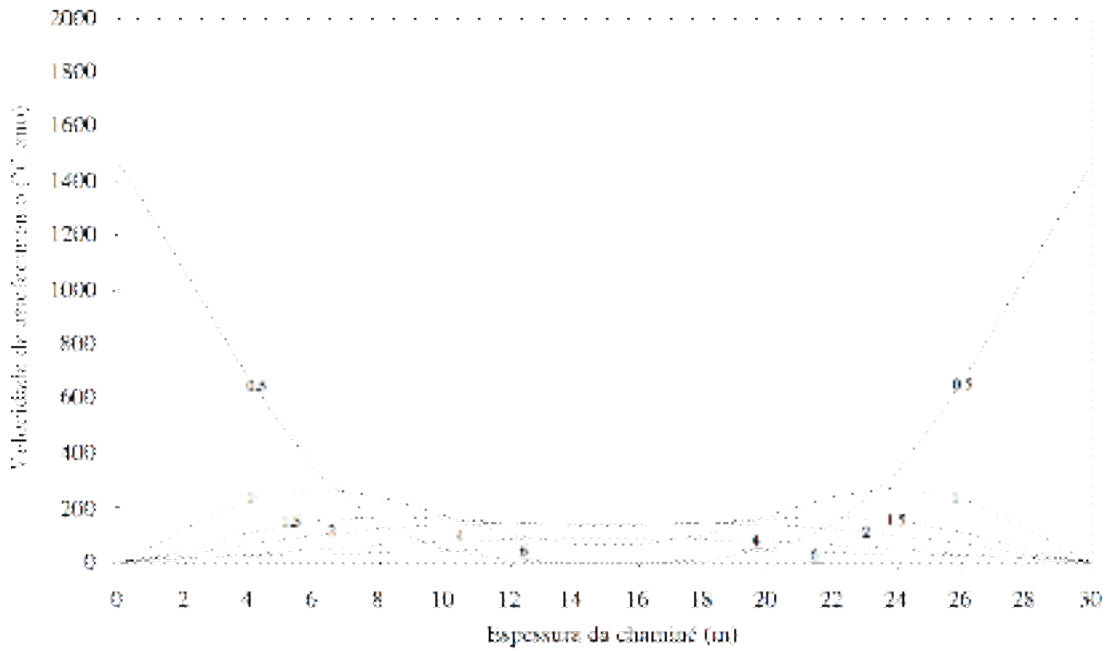


Figura 6.18 - Evolução da velocidade de arrefecimento de uma chaminé ao longo dos 6 primeiros anos após o IA.  
 Figure 6.18 - Évolution de la vitesse de refroidissement d'une cheminée pendant les premières 6 ans après IA.

O perfil das curvas que representam a velocidade de arrefecimento no intervalo 8-20 anos (figura 6.19) é semelhante ao caso apresentado para a intrusão (figura 6.11), embora os valores sejam obviamente maiores no caso da chaminé.

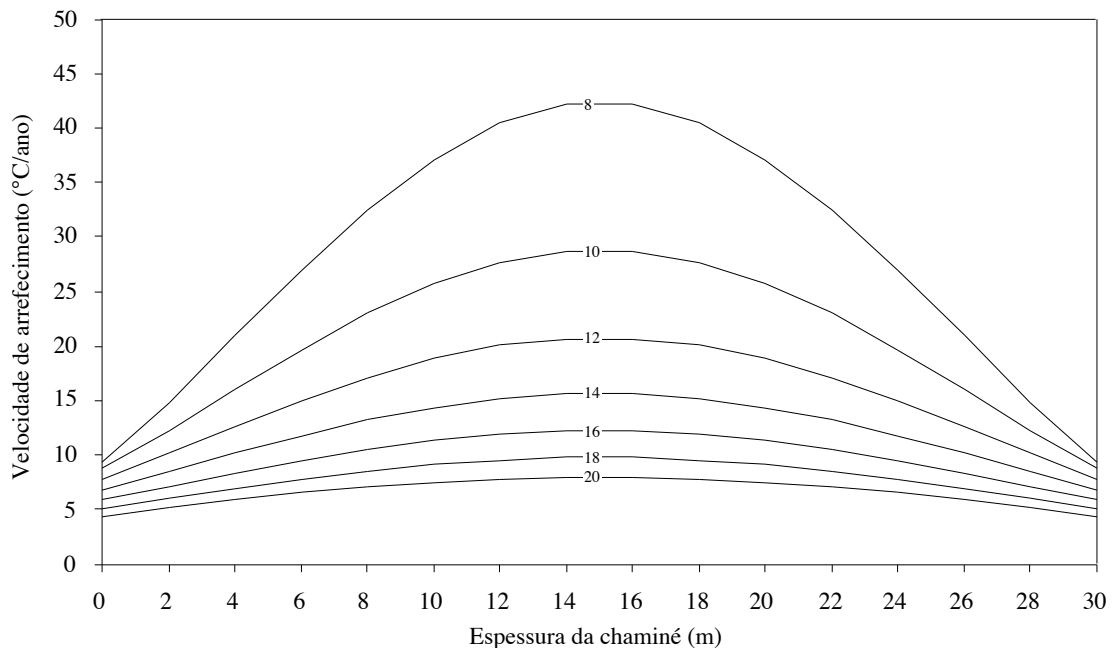


Figura 6.19 - Evolução da velocidade de arrefecimento de uma chaminé entre os 8-20 anos após o IA.  
 Figure 6.19 - Évolution de la vitesse de refroidissement d'une cheminée entre 8-20 ans après IA.

A título comparativo, representa-se no quadro 6.3 o tempo necessário para que o arrefecimento dos três corpos ígneos seja completo. Para se contabilizar o tempo total de arrefecimento de um magma desde o início da cristalização até ser atingido o equilíbrio térmico

com o meio encaixante, terão de ser adicionados os dados referentes ao tempo de solidificação (no intervalo  $T_L-T_S$ ) e ao tempo de arrefecimento ( $T < 980^\circ\text{C}$ ).

O modelo de solidificação não prevê o cálculo para chaminés vulcânicas, onde se verifica o avanço simultâneo de quatro frentes de solidificação (para o caso de chaminés de secção quadrática). Assim, para estimar o tempo de solidificação de uma chaminé vulcânica, elaborou-se uma aproximação tendo em conta a seguinte comparação de resultados obtidos no cálculo do tempo necessário à diminuição da temperatura  $T_L$  ( $1220^\circ\text{C}$ ) para  $T_S$  ( $980^\circ\text{C}$ ):

|          | Modelo de solidificação com calor latente | Modelo de arrefecimento sem calor latente |
|----------|---|---|
| INTRUSÃO | 22 anos                                   | 6 anos                                    |
| ESCOADA  | 10 anos                                   | 5 anos                                    |
| CHAMINÉ  | ?   | 4 anos                                    |

Como já foi discutido, o tempo que decorre entre  $T_L-T_S$ , é superior quando se contabiliza a influência do calor latente. Como para a escoada o tempo de arrefecimento ( $T_S-T_A$ ) é superior ao calculada para a chaminé (quadro 6.3), é de prever que o tempo de solidificação siga a mesma tendência.

| TEMPO   | VELOCIDADE DE ARREFECIMENTO ( $^\circ\text{C}/\text{ano}$ )                                   |  |  |
|---|---|--|--|
|   | ESCOADA<br>(Contacto do topo)   | CHAMINÉ                                      | INTRUSÃO                                       |
| NO INÍCIO DO PROCESSO                                   | Contacto: <b>1920</b><br>Centro: <b>0</b>   | Contacto: <b>1468</b><br>Centro: <b>0</b>    | Contacto: <b>978</b><br>Centro: <b>0</b>       |
| APÓS 2 ANOS   | Contacto: <b>0</b><br>Centro: <b>120</b>  | Contacto: <b>1</b><br>Centro: <b>150</b>     | Contacto: <b>1</b><br>Centro: <b>81</b>        |
| APÓS 6 ANOS   | Contacto: <b>0</b><br>Centro: <b>60</b>   | Contacto: <b>9</b><br>Centro: <b>55</b>      | Contacto: <b>10</b><br>Centro: <b>41</b>       |
| APÓS 20 ANOS  | Contacto: <b>0</b><br>Centro: <b>10</b>   | Contacto: <b>4</b><br>Centro: <b>8</b>       | Contacto: <b>6</b><br>Centro: <b>10</b>        |
| <b>TEMPO NECESSÁRIO PARA O ARREFECIMENTO</b> (cap. 6.2) | <b>160</b> anos<br>( $T_A=20^\circ\text{C}$ )<br><b>79</b> anos<br>( $T_A=50^\circ\text{C}$ ) | <b>68</b> anos<br>( $T_A=50^\circ\text{C}$ ) | <b>1600</b> anos<br>( $T_A=50^\circ\text{C}$ ) |
| <b>TEMPO NECESSÁRIO PARA A SOLIDIFICAÇÃO</b> (cap. 6.1) | <b>10</b> anos  | <b>8</b> anos<br>(aprox.)                    | <b>22</b> anos                                 |
| <b>TEMPO TOTAL</b> (solid.+arref.)                      | <b>170</b> anos<br><b>89</b> anos   | <b>76</b> anos                               | <b>1622</b> anos                               |

Quadro 6.3 - Velocidade de arrefecimento ( $^\circ\text{C}/\text{ano}$ ) dos três corpos ígneos 0, 2, 6 e 20 após o IA, nas zonas do contacto e do centro. Apresentam-se ainda os tempos de solidificação, arrefecimento e total. Para o caso da escoada referem-se, para comparação com os outros corpos ígneos, os valores calculados para  $T_A=20^\circ\text{C}$  e  $T_A=50^\circ\text{C}$ .

Tableau 6.3 - Vitesse de refroidissement ( $^\circ\text{C}/\text{an}$ ) des trois corps magmatiques 0, 2, 6 et 20 ans après IA, dans les zones du contact et du centre. Se présente aussi les temps de solidification, refroidissement et total. Pour la coulée

se réfère, pour comparaison avec les autres corps magmatiques, les valeurs calculées pour  $T_A=20^\circ\text{C}$  e  $T_A=50^\circ\text{C}$ .

Aliás, verifica-se que o menor tempo de solidificação calculado para os três corpos ígneos com o modelo de arrefecimento, corresponde ao de uma chaminé. Assim, foi atribuído, para tempo de solidificação de uma chaminé, o valor de 8 anos (este valor também equivale ao calculado com o modelo de arrefecimento, considerando uma temperatura *liquidus* de  $1800^\circ\text{C}$ ).

A análise do quadro 6.3 permite a elaboração de algumas considerações:

- Relativamente à velocidade de arrefecimento, apesar de no início do processo se registarem grandes diferenças no contacto entre o encaixante e o corpo ígneo, 20 anos depois a velocidade nos três corpos é semelhante, principalmente no centro.
- Apesar da escoada se encontrar à superfície, em contacto com a atmosfera, demora mais tempo a arrefecer totalmente do que a chaminé que se encontra em profundidade. Tal é explicado pelo facto da chaminé corresponder a um prisma de lava com 30m de lado (com 4 frentes de arrefecimento simultâneas) e a escoada corresponder a uma camada (com apenas duas frentes de arrefecimento), de extensão lateral muito maior do que a espessura de 30m na chaminé. Esta diferença no número de frentes de arrefecimento é também responsável pela diferença registada entre o tempo de arrefecimento de uma intrusão e de uma chaminé. Finalmente, a diferença de tempo entre a intrusão e a escoada deve-se apenas ao facto da primeira possuir uma exposição aérea e a segunda se encontrar em profundidade. Em resumo, para o controle do tempo de arrefecimento de corpos ígneos, são essenciais dois factores: número de frentes de arrefecimento e modo de implantação.
- Comparativamente com o tempo de arrefecimento, o tempo necessário à solidificação de qualquer corpo ígneo não é relevante porque  $\Delta T$  associado ao arrefecimento ( $930^\circ\text{C}$ ) é muito maior do que o relacionado com a solidificação ( $240^\circ\text{C}$ ).

### 6.3. Conclusão

A conjugação dos resultados obtidos pelos modelos térmicos e pela petrografia permitiram estabelecer uma interpretação sobre a cinética de cristalização e arrefecimento. Assim, refez-se a figura 5.10 sobrepondo-se os dados obtidos no cálculo da cinética de solidificação e arrefecimento para uma chaminé (figura 6.20). Na mesma figura representam-se as diferentes velocidades de arrefecimento para vários instantes. Uma vez que se trata de um gráfico temperatura *versus* tempo, a velocidade de arrefecimento está materializada pelo pendor da tangente à curva, para um dado instante.

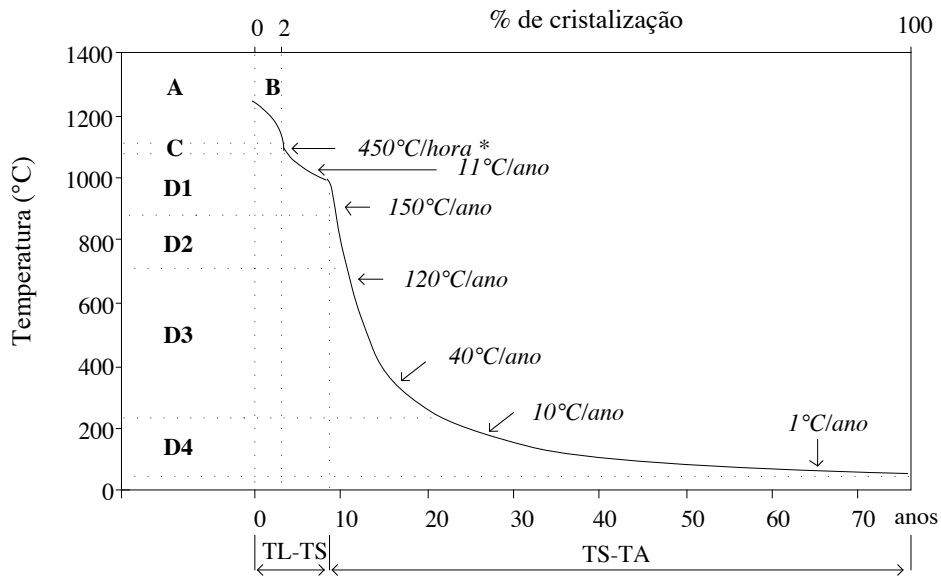


Figura 6.20 - Resumo da cronologia de cristalização e da cinética de cristalização e arrefecimento no centro da chaminé de Lexim (A, B, C, D1-4, mesma legenda da figura 5.10). Em itálico representa-se a velocidade de arrefecimento nos pontos assinalados pelas setas, calculada a partir dos resultados dos modelos térmicos. \* - Valor estimado pela bibliografia.  $T_L$ - temperatura *liquidus*,  $T_S$ - temperatura *solidus*,  $T_A$ - temperatura ambiente.

Figure 6.20 - Résumé de la chronologie de la cristallisation et de la cinétique de cristallisation et refroidissement dans le centre de la cheminée de Lexim (A, B, C, D1-4, même légende de la figure 5.10). En itálico se représente la vitesse de refroidissement dans les points signalées par les flèches, calculé depuis les résultats des modèles thermiques. \* - Valeur estimée par la bibliographie.  $T_L$ - température *liquidus*;  $T_S$  - température *solidus*;  $T_A$ - température ambiente.

O gráfico foi construído com os dados obtidos para a zona central da chaminé, isto é, a 15 m dos contactos. Como os bordos da chaminé arrefecem mais rapidamente, os valores da velocidade e do tempo de arrefecimento seriam diferentes dos representados na figura 6.20 para outras regiões da chaminé.

O perfil da curva apresentada na figura 6.20 ilustra, de modo significativo, a diferença na velocidade de arrefecimento no intervalo térmico  $T_L-T_S$  e  $T_S-T_A$ , sendo muito menor no segundo caso. Na etapa C, que corresponde à cristalização dos microcristais de olivina associados a um episódio de ascensão de lava, deformou-se propositadamente a curva de modo a simbolizar a elevada velocidade de arrefecimento. O ressalto marcado a 980°C (8 anos) é justificado pelo facto de a maior parte da lava estar já cristalizada, tendo sido libertado o correspondente calor latente. Para temperaturas inferiores a 980°C ( $T_S$ ) não é considerado o calor latente e, deste modo, o arrefecimento volta a ser mais rápido.

Em resumo, o diagrama da figura 6.20 ilustra a evolução do processo de cristalização e arrefecimento na zona central da chaminé do Penedo de Lexim, ao longo de 76 anos. Este diagrama irá ser completado com os dados obtidos no cálculo da cinética de fracturação, a discutir ao longo do próximo capítulo.

## 7. CINÉTICA DA FRACTURAÇÃO

A ocorrência de disjunção colunar como estrutura natural tem suscitado a curiosidade dos investigadores desde finais do século passado. Alguns exemplos tornaram-se mesmo importantes pólos de atracção turística como é o caso da "Calçada dos Gigantes" na Irlanda do Norte e da "Torre do Diabo" na Califórnia, este último tendo sido o primeiro monumento americano decretado por Roosevelt em 1906. Ao longo deste capítulo irão ser apresentados os principais modelos que explicam a disjunção colunar e que justificam a tipologia da prismação do tefrito de Penedo de Lexim, caracterizada no capítulo 4.

### 7.1. Prismação de rochas basálticas

#### 7.1.1. Forma e estrutura dos edifícios colunares

A "Calçada de Gigantes" constitui um dos casos mais conhecidos em que a geometria das secções transversais prismáticas é bastante regular, com uma grande percentagem de hexágonos. Na verdade, se bem que se atribua esta forma à disjunção colunar, a maior parte dos afloramentos apresenta um predomínio de formas pentagonais (BEARD, 1959; SMALLEY, 1966; BUDKEWITSCH & ROBIN, 1994). Muitos autores justificam a ocorrência de prismas de secções hexagonais com base na teoria de que o hexágono é a forma geométrica mais estável em condições de ruptura de uma dada superfície (exemplo, BEARD, 1959; TAZIEFF & DERRUAU, 1990). Trabalhos recentes no estudo da evolução do padrão das estruturas colunares defendem que as formas hexagonais ocorrem após uma evolução prolongada no processo de construção da disjunção prismática (AYDIN & DeGRAFF, 1988; BUDKEWITSCH & ROBIN, 1994). Inicialmente, os prismas apresentariam secções poligonais aleatórias evoluindo depois para formas pentagonais e finalmente hexagonais, correspondendo a uma transição do predomínio de junções em T para junções em Y.

Embora a disjunção colunar possa ocorrer em vários tipos de rochas (filões e diques de rochas intrusivas, chaminés vulcânicas, depósitos piroclásticos consolidados ou não, etc.) a quase totalidade dos trabalhos conhecidos limita-se ao estudo destas estruturas em escoadas lávicas. Apesar de serem conhecidos alguns exemplos de disjunção colunar em escoadas basálticas submarinas (BELLON *et al.*, 1985; McPHIE *et al.*, 1993), predominam os estudos em escoadas subaéreas.

A dimensão dos prismas é variável, desde algumas dezenas de centímetros a mais de três metros. Apesar de existirem algumas excepções, os prismas maiores estão relacionados com magmas viscosos cujo arrefecimento é mais lento (KIEFFER, 1994). Como exemplo pode referir-se o caso da Capadócia (Turquia) onde ocorrem prismas de grandes dimensões em rochas piroclásticas ácidas.

TOMKEIEFF (1940) foi um dos primeiros autores a estudar a disjunção colunar em escoadas basálticas, tendo utilizado termos da arquitectura para definir partes que o edifício vulcânico (escoada) pode apresentar: *colonnade* (colunata) para uma zona da escoada

caracterizada por possuir prismas regulares e perfeitos e *entablature* (entablamento) para uma zona contígua onde os prismas são mais irregulares e geometricamente imperfeitos. Estes dois termos foram aceites e são referidos actualmente por todos os autores. A estrutura típica de uma escoada pode apresentar uma colunata na parte central e dois entablamentos que limitam superior e inferiormente esta zona central. Esta diferenciação é justificada por estilos diferentes de arrefecimento ocorrentes na história da escoada. Assim, enquanto que o entablamento se forma devido a arrefecimentos mais rápidos, quer devido ao contacto com o ar na parte superior da escoada, quer com o substracto inferior onde assenta a escoada, a colunata origina-se por arrefecimentos mais lentos no interior da escoada (PECK & MINAKAMI, 1968; SCHIFFMAN & LOFGREN, 1982; LONG & WOOD, 1986; DeGRAFF *et al.*, 1989; BARDINTZEFF, 1991). LONG & WOOD (1989) apresentam os seguintes argumentos que comprovam esta diferença na velocidade de arrefecimento:

1. Maior abundância de matriz vítrea no entablamento (>35%) do que na colunata (<25%);
2. Maior abundância de inclusões vítreas e microcristalinas na matriz dos entablamentos;
3. A magnetite titanífera, quando presente, ocorre em dendrites cruciformes ou em pequenos grãos suboctaédricos nos entablamentos e em grãos suboctaédricos maiores e fenocristais nas colunatas;
4. O tamanho dos grãos é menor nos entablamentos do que nas colunatas;

Com estes argumentos, LONG & WOOD (1986) concluem que o entablamento se forma como resultado de uma inundação da escoada durante o seu arrefecimento. DeGRAFF *et al.* (1989) referem também que o fornecimento de água às partes superiores da escoada de lava com entablamentos é significativamente maior que 250cm por ano e provavelmente não atribuídas a chuvas que caem directamente sobre a escoada, mas sim ao desvio de cursos de água ou lagos.

As velocidades absolutas de arrefecimento não podem ser determinadas com base em características texturais da rocha porque estas dependem também da história térmica e composição do magma; podem, no entanto, ser utilizadas para comparação entre diferentes amostras de uma mesma escoada basáltica, pois estes factores não variam de forma relevante (DeGRAFF *et al.*, 1989). No entanto, SCHIFFMAN & LOFGREN (1982) sugerem que a velocidade de arrefecimento é de 1 a 10°C/hora nos entablamentos e de 1°C/hora nas colunatas. Para DeGRAFF *et al.* (1989) as colunatas arrefecem a velocidade de 1°C/hora ou menos, enquanto que os entablamentos podem apresentar velocidades de 1-550°C/hora ou até mais.

#### 7.1.2. Modelos de fracturação responsáveis pela disjunção colunar

O arrefecimento lento é um dos factores mais referido pelos vários autores, como sendo uma condição fundamental na formação de estruturas colunares perfeitas (BEARD, 1959;



SCHIFFMAN & LOFGREN, 1982; LONG & WOOD, 1986). Desde os primeiros trabalhos (p.e. JAEGER, 1961) que a contracção térmica é uma das causas apontadas, para a origem da disjunção colunar; o eixo maior dos prismas encontra-se sempre perpendicular à frente de arrefecimento, dando origem a prismas horizontais no caso de filões verticais e a prismas verticais no caso de escoadas horizontais, apenas para referir dois exemplos. A prismação torna-se irregular quando as frentes de arrefecimento variam de direcção durante o processo de solidificação da lava. A abertura de uma fractura é acompanhada pela propagação de uma onda elástica, originando mesmo um ruído audível ao ouvido humano (PECK & MINAKAMI, 1968; RYAN & SAMMIS, 1978).

Existem na literatura várias explicações para a formação de prismas em rochas basálticas, todas elas reconhecendo que a contracção térmica é o mecanismo essencial para o desenvolvimento da disjunção colunar. GUY & LE COZE (1990) discutem a provável criação de células prismáticas durante a solidificação, devido à instabilidade da frente de solidificação planar, permitindo orientar as fracturas subsequentes. KANTHA (1981) apresenta um possível modelo de formação de estruturas colunares denominado *basalt finger* que se baseia no processo da dupla difusão de fluidos, reconhecendo que, todavia, a contracção térmica é indispensável para o despoletar do processo. Este modelo supõe que quando a lava cristaliza originam-se diferenças térmicas e composicionais que podem provocar a formação de digitações ao longo da escoada. Estas facilitarão a progressão posterior das fracturas que se formarão por contracção térmica. HSUI (1989) apoia esta teoria, argumentando que a contracção térmica não consegue explicar, por si só, a regularidade encontrada ao longo de colunas de basalto. Porém, o conceito de *basalt finger* não consegue obter a aceitação da maioria dos investigadores mais recentes.

BUDKEWITSCH & ROBIN (1994) propõem que cada nova fractura se propague paralelamente ao maior gradiente térmico, na extremidade da fractura pré-existente. Quando colunas adjacentes são de tamanhos diferentes, a assimetria local das isotérmicas induz a que a nova fractura se propague em direcção à coluna maior e mais quente, permitindo o desenvolvimento de colunas de iguais dimensões e um avanço uniforme da frente de arrefecimento (figura 7.1).

A contracção térmica não é, porém, o único mecanismo responsável pela formação da disjunção colunar. Se assim fosse, as escoadas basálticas seriam homogéneas, não ocorrendo entablamentos ou colunatas (DeGRAFF *et al.*, 1989). Estes autores sugerem, como complemento da contracção térmica, um processo de transferência de calor por convecção de água e vapor (podendo ser uma fase única, ar ou gases vulcânicos) ao longo das juntas entretanto já formadas. Também para BUDKEWITSCH & ROBIN (1994) este modelo é o responsável pelo crescimento de estruturas colunares ideais (figura 7.1). Se o calor apenas fosse perdido por condução, então o gradiente térmico na extremidade da fractura iria variar durante o arrefecimento da escoada, desenvolvendo-se colunas irregulares. Estes autores sugerem que a velocidade de arrefecimento de uma escoada deve ser, aproximadamente, inversamente proporcional ao diâmetro das colunas; para colunas de 4m de diâmetro, a frente de solidificação

avança 2.1m/ano; espera-se que esta velocidade seja de 8.4m/ano ou mais para colunas de 1m de diâmetro e mais de 40m/ano para colunas com 0.2m de diâmetro.

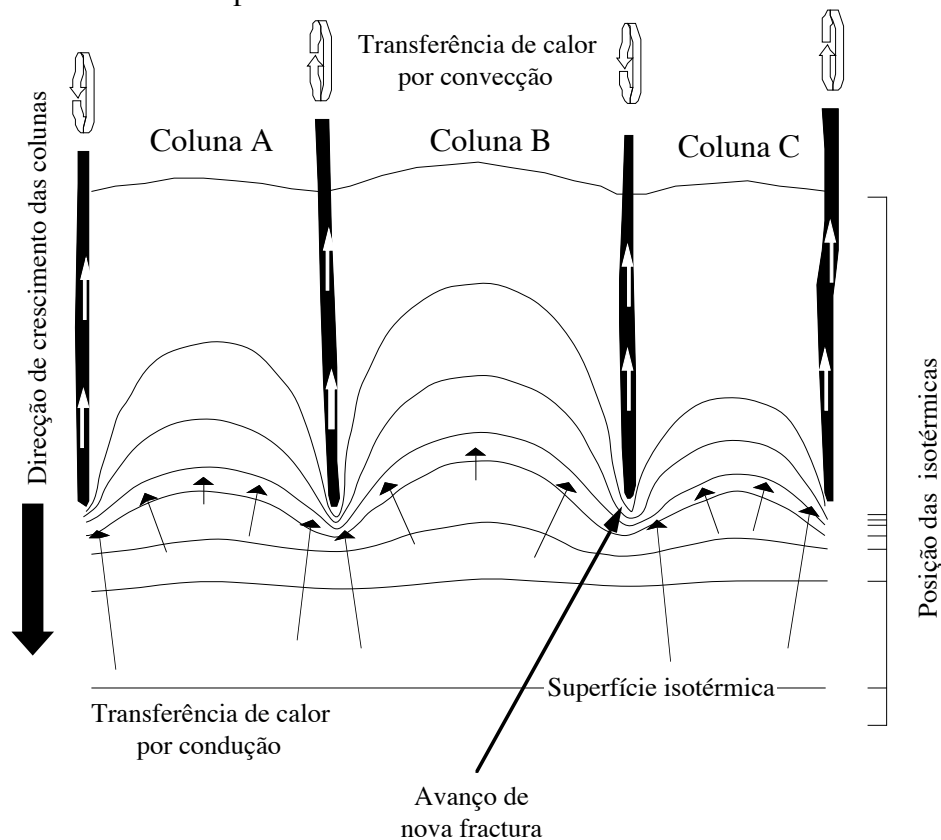


Figura 7.1 - Secção longitudinal através do eixo central de três estruturas colunares sujeitas a arrefecimento. A transferência de calor por convecção, a partir dos planos das juntas, está representada por setas brancas. A transferência de calor por condução está representada por setas pretas. A temperatura das superfícies isotérmicas aumenta do topo para a base da escoada. Uma nova fractura propaga-se descendente desde a extremidade de uma fractura pré-existente, para material mais quente, desviando-se local e paralelamente ao gradiente térmico mais elevado, isto é, para a coluna B. (in BUDKEWITSCH & ROBIN, 1994)

Figure 7.1 - Section longitudinale sur l'axe central de trois structures colonnaires pendant le refroidissement. La transfert de chaleur par convection, depuis les plans des joints, c'est représenté par les flèches blanches. La transfert de chaleur par conduction c'est représenté par les flèches noires. La température des isothermes augmente dans le sens de la base de la coulée. Une nouvelle fracture se propage dans le sens descendant depuis une fracture pré-existante pour une zone plus chaude, détournant parallèlement au gradient thermique plus élevée (colonne B) (BUDKEWITSCH & ROBIN, 1994).

#### 7.1.2.1. Características físicas da lava que afectam a fracturação

O comportamento reológico da lava basáltica não deixa de ser importante para a compreensão do fenómeno da fracturação. FERNANDEZ & GASQUET (1994) apresentam uma revisão de importantes conceitos relativos a este tema, representando-se na figura 7.2 o diagrama reológico geral para o magma basáltico. Podemos verificar que um magma basáltico com cerca de 70% de cristalização comporta-se já como um verdadeiro corpo sólido, podendo ser fracturado. O limite (Th2) que divide os campos de comportamento Binghamiano (II) e de 'tipo sólido' (III) ocorre independentemente da composição do magma, viscosidade, temperatura, etc. É assim possível que a formação da disjunção colunar se inicie mesmo antes de toda a lava ter cristalizado. A temperatura em que se verifica este limite de 70% de cristalização pode variar

entre 1100-1150°C, consoante a composição química da lava basáltica. Estas relações estão expressas na figura 7.3.

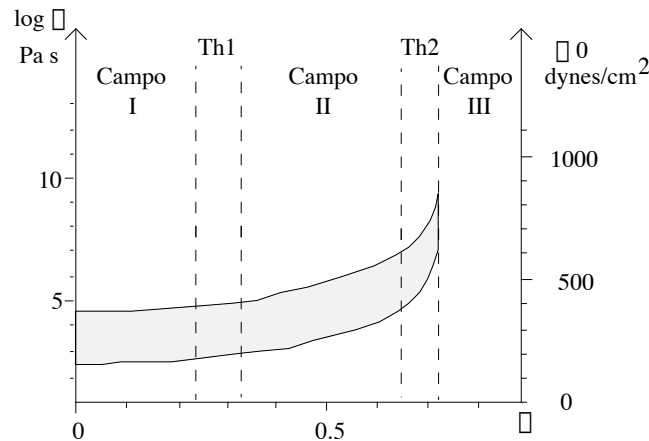


Figura 7.2 - Diagrama reológico geral para magma basáltico. A área pontuada representa o domínio frequente de viscosidade aparente. Th1 e Th2 são os primeiro e segundo limites reológicos. Os campos I, II e III são os campos Newtonianos, Binghamiano e sólidos respectivamente.  $\phi$  - percentagem de cristalização. (Modificado de FERNANDEZ & GASQUET, 1994).

Figure 7.2 - Diagramme rhéologique général pour le magma basaltique. La aire pointillé représente le domaine fréquent de viscosité apparente. Th1 et Th2 sont les premier et deuxième limites rhéologiques. Le champs I, II et III sont les champs 'Newtonien', 'Bingham' et solide respectivement.  $\phi$  - pourcentage de cristalisation. (modifiée d'après FERNANDEZ & GASQUET, 1994)

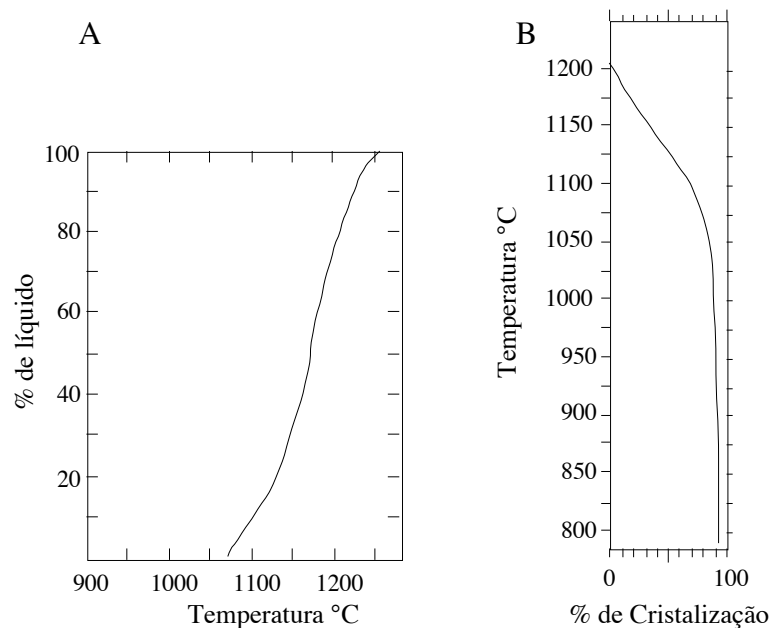


Figura 7.3. A - Relação entre a percentagem de líquido e temperatura para um basalto (BERGANTZ, 1990). B- Percentagem cumulativa de líquido solidificado a partir de experiências de cristalização de um toleíto olivínico (GHIORSO & CARMICHAEL, 1985).

Figure 7.3 A- Relation entre la pourcentage de liquide et la température pour un basalte (BERGANTZ, 1990). B- Pourcentage cumulatif de liquide solidifiée depuis la cristalisation d'un tholleite olivinique (GHIORSO & CARMICHAEL, 1985).

As fissuras precoces descritas no sub-capítulo 4.2.7., poderão ocorrer logo após o segundo limiar reológico (figura 7.2), em que se dá a transição para um comportamento semelhante a um sólido, mas com cerca de 30% de material ainda por cristalizar. Os dados

petrográficos que mostram uma continuidade entre os minerais que se encontram na mesostase do tefrito e os que preenchem estas fissuras precoces (figura 4.13), apoiam a interpretação deste comportamento reológico.

A capacidade do magma em transmitir calor à frente de solidificação depende principalmente da viscosidade e da densidade (BERGANTZ, 1991), sendo a viscosidade em líquidos silicatados uma função da cristalinidade, temperatura e composição. Trata-se de uma viscosidade aparente ou efectiva, isto é, a viscosidade de um dado magma, quando sujeito a um determinado esforço, que aumenta progressivamente à medida que o magma se aproxima da temperatura *solidus* (FERNANDEZ & GASQUET, 1994) (figura 7.4).

Este efeito resulta da soma de vários factores, dos quais se destacam:

1. arrefecimento
2. aumento da sílica no magma residual devido à diferenciação
3. aumento do volume da fracção cristalina
4. quantidade de água

A viscosidade efectiva pode também depender da forma, tamanho e quantidade dos cristais, agregados de partículas e, provavelmente, das propriedades do líquido em suspensão.

O aumento da percentagem em água (que pode atingir 2.7% em peso numa lava basáltica) implica uma diminuição da viscosidade (JAUPART & TAIT, 1990), em especial para temperaturas elevadas; para temperaturas inferiores a 1200°C a viscosidade depende essencialmente da quantidade de cristais. Quando o volume de cristais se aproxima do máximo de empacotamento, a viscosidade aumenta drasticamente e a rocha evolui rapidamente para a rigidez (FERNANDEZ & GASQUET, 1994). Este facto comprova, mais uma vez, que a fracturação de uma rocha basáltica só pode ocorrer num adiantado estado do processo de cristalização magmática.

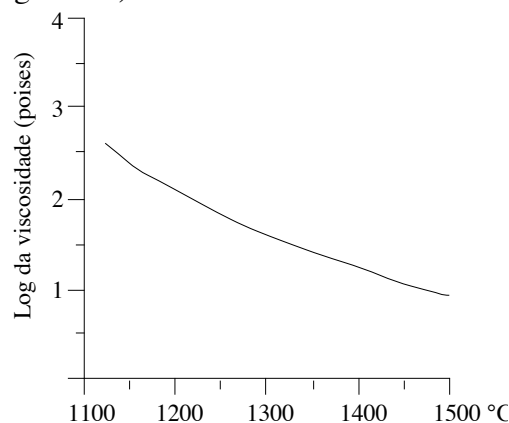


Figura 7.4 - Variação da viscosidade de um magma basáltico alcalino (*in* MURASE & McBIRNEY, 1973).

Figure 7.4 - Variation of the viscosity of an alkaline basaltic magma (MURASE & McBIRNEY, 1973).

#### 7.1.2.2. Temperatura de fracturação

No processo de arrefecimento do corpo ígneo, quando é atingida uma dada temperatura, a tensão provocada pela contracção térmica excede a resistência da rocha à tracção, originando a fracturação. A definição desta temperatura de fracturação tem sido discutida amplamente na bibliografia, encontrando-se limitada por valores entre 1065-600°C. Interessa pois concretizar um pouco mais sobre este limite, referindo as razões apontadas pelos diversos autores.

Ao observar o arrefecimento de um lago de lava no Hawai, PECK & MINAKAMI (1968) referem que a fracturação à superfície do lago se inicia a cerca de 900°C. A temperatura máxima de fracturação é de 1040°C tendo sido registado temperaturas de 960°C em fracturas recentemente abertas. JAEGER (1961) sugere uma temperatura de 600-700°C para o início da

prismação. Em ensaios laboratoriais, RYAN & SAMMIS (1981), concluem que a temperatura de transição do vidro (TG) ocorre entre 725-730°C. Esta temperatura de TG não varia com a percentagem de vidro na rocha basáltica e está de acordo com os testes efectuados, nomeadamente expansibilidade térmica, elasticidade e libertação da tensão. Por existir uma boa correlação entre os dados observados na Natureza e os resultados obtidos em laboratório utilizando uma temperatura de 900°C, REITER *et al.* (1987) defendem que será esta a temperatura em que se inicia a fracturação, pelo menos à superfície (em profundidade, esta temperatura deve ser inferior pois é necessário mais tempo para o arrefecimento e, conseqüentemente, para o aumento de tensão). Para TAZIEFF & DERRUAU (1990) a cristalização da lava ocorre entre 1000 e 600 °C, acompanhada por um aumento de volume. Assim, neste intervalo térmico não pode ocorrer a formação de fracturas; estas só podem ser iniciadas abaixo de 600°C, altura em que ocorre a retracção da lava já solidificada. Tendo os dados relativos aos basaltos do Hawaii indicado um intervalo de temperatura para a fracturação entre os 725-1065°C, DeGRAFF & AYDIN (1993) apontam para os 980°C, por corresponder à temperatura *solidus* dos mesmos basaltos.

Todas estas temperaturas são baseadas em observações e estudos em condições de pressão atmosférica. Porém, com o aumento da pressão confinante, assiste-se a uma diminuição da temperatura de fracturação (ROVETTA, 1993); este autor refere que a temperatura de fracturação para basaltos associados a câmaras magmáticas em ambientes de crista média oceânica, ronda os 700°C.

Na figura 7.5 ilustram-se as relações tensão/pressão confinante (A) e temperatura/pressão confinante (B). Esta figura mostra, de um modo geral, que a resistência das rochas à deformação (senso lato) aumenta com o aumento da pressão confinante (JAEGER, 1969; JAEGER & COOK, 1979; JOHNSON & DeGRAFF, 1988; KIRBY & McCORMICK, 1989).

A fractura em regime distensivo está também relacionada com o binómio temperatura/pressão confinante (figura 7.5B). Verifica-se que, para um aumento de pressão confinante, diminui a temperatura em que ocorre a transição de regimes frágil/semi-frágil, isto é, em que ocorre fracturação. Embora o gráfico (figura 7.5B) não represente o comportamento da rocha para valores de pressão confinante <2Kb, admite-se que a relação pressão/temperatura se mantenha.

Face à indisponibilidade de encontrar referências destas características relativamente a rochas basálticas, teremos de utilizar os dados disponíveis para outras litologias. Na figura 7.6 apresenta-se uma ordenação aproximada de rochas em função da resistência à deformação. Sendo o comportamento mecânico de calcários e basaltos aproximado, pode-se utilizar os dados dos primeiros para inferir sobre os segundos.

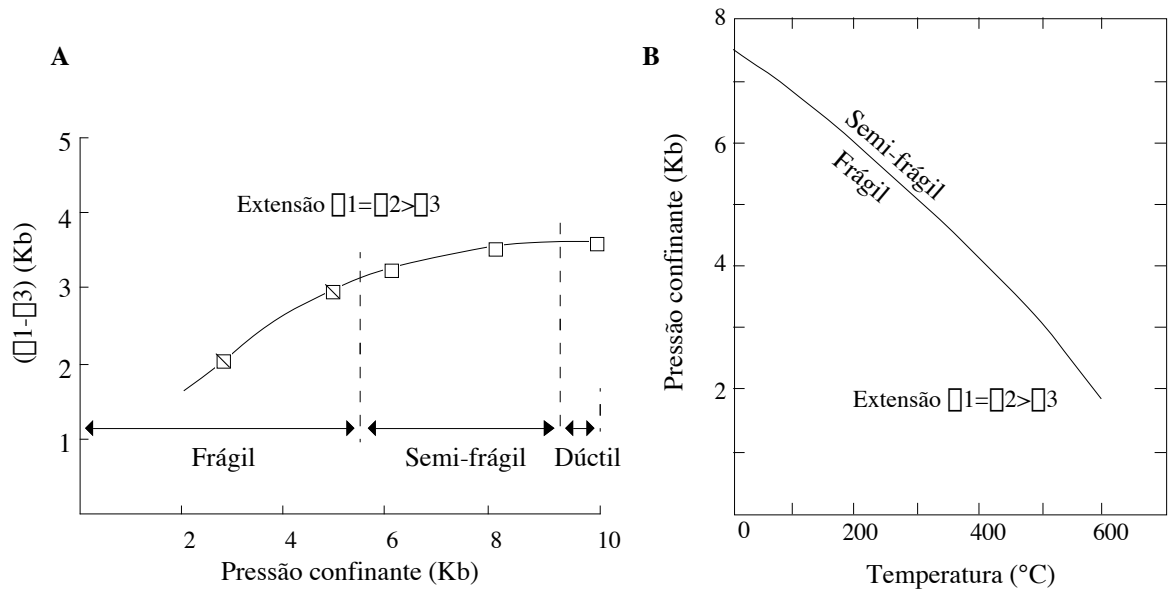


Figura 7.5 A- Influência da pressão confinante e da tensão num ensaio de extensão. O exemplo refere-se a um mármore à temperatura ambiente. Os símbolos cortados indicam fracturação. B- Variação da pressão confinante crítica com a temperatura na transição de regimes frágil/semi-frágil para um calcário num ensaio de extensão. Modificado de KIRBY & McCORNICK (1989).

Figure 7.6 A- Influence de la pression confinante et de la tension dans un essai d'extension (exemple pour un marbre à la température ambiante). Les symboles coupés indique fracturation. B- Variation de la pression confinante critique avec la température dans la transition de régimes fragile/semi-fragiles pour un calcaire dans un essai d'extension (modifiée d'après KIRBY & McCORNICK, 1989).

| FRACA | FORTE | LITOLOGIA                      |
|-------|-------|--------------------------------|
|       |       | Quartzito                      |
|       |       | Granito                        |
|       |       | Arenito c/ cimento silicioso   |
|       |       | Basalto                        |
|       |       | Calcário                       |
|       |       | Arenito c/ cimento carbonatado |
|       |       | Xisto                          |
|       |       | Mármore                        |
|       |       | Argilito                       |
|       |       | Anidrite                       |
|       |       | Sal                            |

Figura 7.6 - Ordenação de litologias em relação à resistência à deformação, baseado em testes à temperatura ambiente e a baixas pressões confinantes (DAVIS, 1984).

Figure 7.6 - Ordination de lithologies en relation à résistance à la déformation, fonder en testes à la température ambiante et à basses pressions confinantes (DAVIS, 1984).

A existência de pressão confinante provoca um aumento da resistência de uma rocha à fracturação em regime distensivo e uma diminuição da respectiva temperatura. Assim, para ocorrer fracturação, a tensão tem de ser maior do que no caso da inexistência de pressão confinante. A formação de disjunção colunar está associada ao arrefecimento da lava, isto é, a tensão que provoca a fracturação tem origem em variações térmicas da lava. Quanto maior o grau de arrefecimento, maior a tensão acumulada. Face à existência de pressão confinante na

chaminé de Lexim, é necessário que, para o desenvolvimento da fracturação, a temperatura baixe para valores inferiores aos detectados em lagos de lava e escoadas subaéreas referidos na bibliografia, de modo a aumentar a tensão. Assim, foi escolhida para temperatura de fracturação, 700°C, valor também suportado pelos dados petrográficos e texturais. O preenchimento das fissuras precoces (que marcam o início do processo de fracturação) é constituído por minerais que terão cristalizado a temperaturas desta ordem de grandeza, como foi discutido no capítulo 5.

### 7.1.2.3. O avanço da fracturação por incrementos

O estudo da propagação das fracturas que conduzem à formação de disjunção colunar tem sido levado a cabo por diversos autores, entre os quais PECK & MINAKAMI (1968), RYAN & SAMMIS (1978), DeGRAFF & AYDIN (1987, 1993), REITER *et al.* (1987), AYDIN & DeGRAFF (1988), DeGRAFF *et al.* (1989), ROVETTA (1993), BUDKEWITSCH & ROBIN (1994) e GROSSENBACHER K.A. & McDUFFIE (1995).

Estes diversos trabalhos permitiram concluir que o avanço das fracturas é feito por incrementos originando estrias ou bandas nas faces dos prismas. A espessura das bandas nas faces das colunas aumenta com o aumento do seu diâmetro (BUDKEWITSCH & ROBIN, 1994). DeGRAFF & AYDIN (1993) referem também que o aumento da velocidade de solidificação conduz a menores incrementos e, conseqüentemente, a prismas mais pequenos. A análise destas estrias permite concluir acerca da direcção e modo de crescimento das colunas. Foi assim possível concluir que, numa determinada escoada basáltica, os prismas da parte superior avançam descendentemente (figura 7.7) e os prismas da zona inferior avançam no sentido do topo da escoada (DeGRAFF & AYDIN, 1987). Um arranjo hexagonal ideal pode exigir algumas centenas ou milhares de incrementos das fracturas (figura 7.7), sendo necessário uma grande espessura de lava em arrefecimento. Como tal não é muito vulgar, esta é a justificação para a escassa abundância de estruturas perfeitamente hexagonais (BUDKEWITSCH & ROBIN, 1994).

O avanço incremental deve-se a duas razões essenciais: i) a tensão associada à contracção térmica diminui devido aos pequenos deslocamentos da fractura; ii) a fractura avançando em direcção a material mais quente, avança também em direcção a material menos frágil, aproximando-se da interface da fusão (RYAN & SAMMIS, 1978). Uma outra razão que condiciona o avanço incremental da fractura é o chamado *joint tip blunting* (DeGRAFF & AYDIN, 1993). Este mecanismo ocorre imediatamente após o avanço da fractura para uma zona mais quente e mais fluída da lava; a extremidade aguçada da fractura sofre um arredondamento diminuindo, deste modo, a tensão acumulada e retardando um pouco um novo avanço da fractura. O avanço das fracturas ocorre sempre a partir da extremidade de uma fractura pré-existente e na mesma direcção da anterior (RYAN & SAMMIS, 1978; DeGRAFF & AYDIN, 1987; BUDKEWITSCH & ROBIN, 1994). Este facto é, na verdade, o responsável pela formação de uma estrutura colunar. Teoricamente, a resistência à tracção é inversamente proporcional à raiz quadrada do comprimento da fissura, ocorrendo a propagação de uma fissura na extremidade de

outras pré-existentes (BLES & FEUGA, 1981).

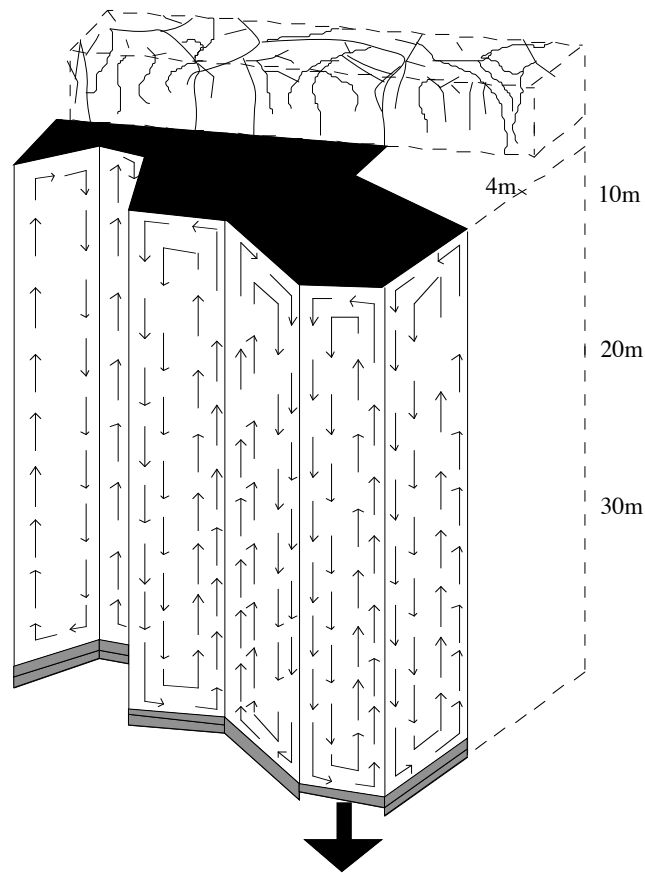


Figura 7.7 - Propagação descendente das juntas numa escoada basáltica em arrefecimento, a partir do topo em que predomina a fracturação irregular. A convecção ao longo dos planos das juntas está representada pelas pequenas setas. Na extremidade da fractura, o crescimento das colunas por avanços incrementais é ilustrado por novos fragmentos (sonas sombreadas). A propagação da fractura (seta larga) pára no limite superior da temperatura de transição do vidro (TG - 750°C). (in BUDKEWITSCH & ROBIN, 1994)

Figure 7.7 - Propagation descendente des joints dans une coulée basaltique pendant le refroidissement, depuis le haut où prédomine une fracturation irrégulier. La convection dans les plans des joints c'est représenté par les petites flèches. Au bout d'une fracture, le croissence des colonnes par avancements par incréments c'est illustré par nouvelles fragments (aires ombragés). La propagation de la fracture (flèche large) s'arrête dans le limite superior de la température de transition du verre (TG - 750°C) (BUDKEWITSCH & ROBIN, 1994).

A caracterização da frente de solidificação (que corresponde neste caso à frente de fracturação) é apresentada na figura 7.8 segundo MARSH (1996). A lava que se situa entre a temperatura *solidus* e *liquidus* tem um comportamento mecânico caracterizado pela existência de três zonas distintas. A *suspension zone*, mais próxima da temperatura *liquidus*, caracteriza-se por possuir menos de 25% de material cristalizado e um comportamento mecânico newtoniano. A *mush zone* situa-se entre 25-55% de cristalinidade, no intervalo entre a frente de captura e o limite de cristalinidade crítico, possuindo um comportamento binghamiano. Finalmente, a *rigid crust* (comportamento mecânico tipo sólido) é a zona mais próxima da temperatura *solidus*, para valores superiores a 55% de cristalinidade (outros autores tinham indicado 70% - ver figura 7.2).



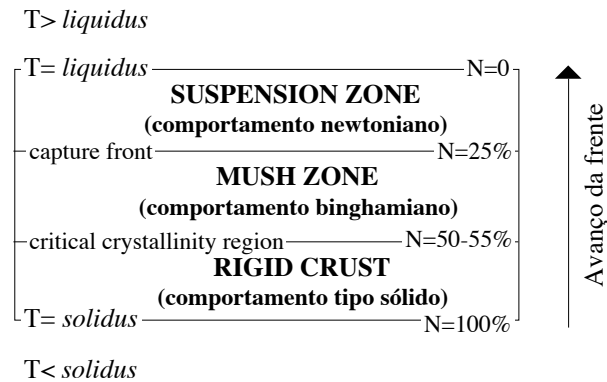


Figura 7.8 - Caracterização da frente de solidificação de uma lava em arrefecimento. N= cristalinidade. Modificado de MARSH (1996). Comportamentos newtoniano, binghamiano e tipo sólido da figura 7.2.

Figure 7.8 - Characterization du front de solidification d'une lave pendant le refroidissement. N - cristallinité. Modifiée d'après MARSH (1996). Comportement 'newtonien', 'bingham' et solide de la figure 7.2.

O avanço da fractura progride à medida que a lava solidifica, correspondendo a um deslocamento destas três zonas. Face à rigidez necessária à progressão da fractura, esta está limitada à *rigid crust* interrompendo o seu percurso quando atinge a *mush zone*. Cada ciclo de propagação/pausa ocorre em intervalos constantes de temperatura durante a história de arrefecimento de uma escoada (BUDKEWITSCH & ROBIN, 1994).

A formação das juntas pode ser comparada a uma fractura de extensão, sendo esta provocada por contracção térmica (REITER *et al.*, 1987). Estes autores referem que as regiões mais frias da lava em arrefecimento se encontram em extensão enquanto que as zonas mais quentes estão em compressão; estes dois tipos de tensão são da mesma ordem de grandeza e distribuem-se simetricamente no mesmo corpo elástico.

Como foi referido no sub-capítulo 4.1.1, os prismas no Penedo de Lexim não se encontram horizontais, tal como seria esperado. De facto, o avanço das fracturas ao ocorrer perpendicularmente às paredes da conduta vertical e paralelamente à frente de arrefecimento, deverá originar prismação horizontal numa chaminé vulcânica. A direcção de fracturação no Penedo de Lexim, tendo ocorrido sob efeito de pressão confinante, terá sido modificada da orientação esperada, tal como é justificado pelos trabalhos de RUBIN (1993) e WEI & DE BREMAECKER (1994). Estes autores estudaram o comportamento da fracturação em meios sob forte pressão confinante e sob efeito de compressão, respectivamente.

Um modelo de avanço incremental das fracturas, aplicado à disjunção colunar, é apresentado detalhadamente em ROVETTA (1993). Este autor define a tensão na extremidade da fractura como sendo proporcional ao arrefecimento através da seguinte expressão:

$$K = \frac{CE}{(1-\nu)} \alpha (T_m - T) \quad \text{em que}$$

K= factor de intensidade de tensão  
 C= parâmetro de geometria (constante)  
 E= módulo de Young  
 $\nu$ = quociente de Poisson  
 $\alpha$ = coeficiente linear de expansão térmica  
 $T_m$ = temperatura do magma (constante)  
 T= temperatura na extremidade da fractura

A temperatura de fracturação  $T_c$  é a temperatura que a rocha deve atingir ( $<T_m$ ) para que a fractura se torne instável e, deste modo, avançar para zonas mais quentes da rocha. À medida que a temperatura desce até  $T_c$ , o factor de intensidade de tensão (K) aumenta até ao valor crítico  $K_c$ . Se a taxa de avanço da fractura é tal que K iguala  $K_c$  em todos os instantes então a fractura propaga-se de um modo contínuo, acompanhando a isotérmica  $T_c$ , ou seja, a temperatura na extremidade da fractura tem de igualar a temperatura de fracturação em todos os instantes.

Este deverá ser o mecanismo responsável pela formação das juntas no tefrito de Lexim. A não ocorrência de bandas ou estriações nas faces dos prismas sugere que o avanço das fracturas tenha sido contínuo, conforme prevê o modelo de ROVETTA (1993). Por outro lado, se considerarmos  $700^\circ\text{C}$  para temperatura de fracturação, este baixo valor implica que a lava esteja já num estágio mais avançado de cristalização, isto é, mais próximo de um verdadeiro comportamento tipo sólido. Deste modo, não haverá a paragem do avanço da fractura em zonas mais dúcteis da lava, tal como ocorre nos processos de fracturação de escoadas subaéreas, onde a temperatura de fracturação é mais alta existindo um contacto franco entre zona dúctil/zona frágil.

A figura 7.9 sintetiza, esquematicamente, os diversos aspectos do mecanismo de fracturação em meios sujeitos ou não a pressão confinante. Consideremos o exemplo do avanço de uma junta em meio com pressão confinante. À medida que a temperatura vai baixando na extremidade da junta, a tensão nela acumulada vai aumentando; neste intervalo de tempo não se regista qualquer avanço da junta. Quando a tensão acumulada excede a resistência da rocha, a fractura avança subitamente para zonas mais quentes diminuindo a respectiva tensão. Este ciclo repete-se ao longo do tempo e é semelhante para o caso de juntas em meio sem pressão confinante. As principais diferenças no avanço de juntas nestes dois tipos de meios são: i) menor temperatura de fracturação em meios com pressão confinante; ii) menor espaço percorrido em cada novo avanço e iii) maior tensão acumulada na extremidade das juntas nos mesmos meios.

O arrefecimento em profundidade, a que esteve sujeita a lava da chaminé do Penedo de Lexim (originando assim um aumento da pressão confinante), é responsável pela ausência de bandas/estrias nas faces dos prismas. A generalização destas interpretações para rochas basálticas pode resumir-se do seguinte modo:

Arrefecimento sob efeito de pressão confinante  $\square$  prismas sem bandas/estrias nas suas faces  
 (p.e. intrusões ou chaminés vulcânicas)

Arrefecimento sem efeito de pressão confinante □ prismas com bandas/estrias nas suas faces  
(p.e. escoadas subaéreas)

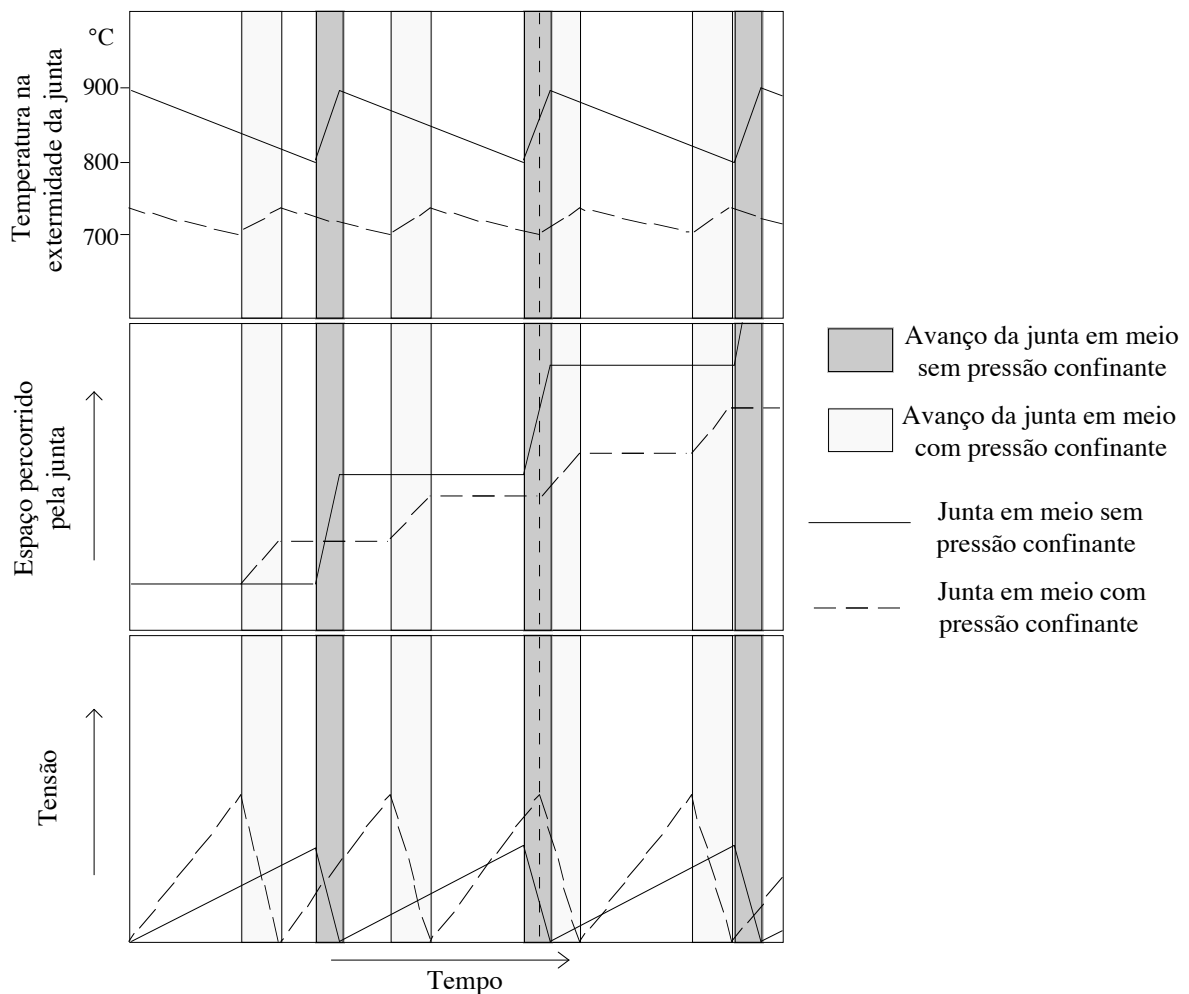


Figura 7.9 - Relação entre a temperatura na extremidade de uma junta, o espaço percorrido por esta e a tensão acumulada sob influência ou não de pressão confinante. As zonas sombreadas correspondem à *rigid zone*; as zonas brancas correspondem à *mush zone* (figura 7.8).

Figure 7.9 - Relation entre la température au bout d'une joint, le espace parcourri par cette joint et la tension aculé sous l'influence ou non de la pression confinante. Les zones ombragés correspondre a *rigid zones*; les zones blanches correspondre a *mush zone* (figure 7.8).

## 7.2. Aplicação à chaminé de Lexim

### 7.2.1. Velocidade de avanço da isotérmica de 700°C

Conforme já foi discutido, aceitou-se como limite térmico de fracturação para o tefrito de Lexim, 700°C. Assim, podemos calcular a evolução da isotérmica de 700°C, para o caso de uma escoada, intrusão e chaminé vulcânica, com 30 m de espessura em cada caso (figura 7.10). O avanço desta isotérmica corresponde exactamente ao avanço da fractura que dá origem à junta que limita os diferentes prismas do edifício colunar.

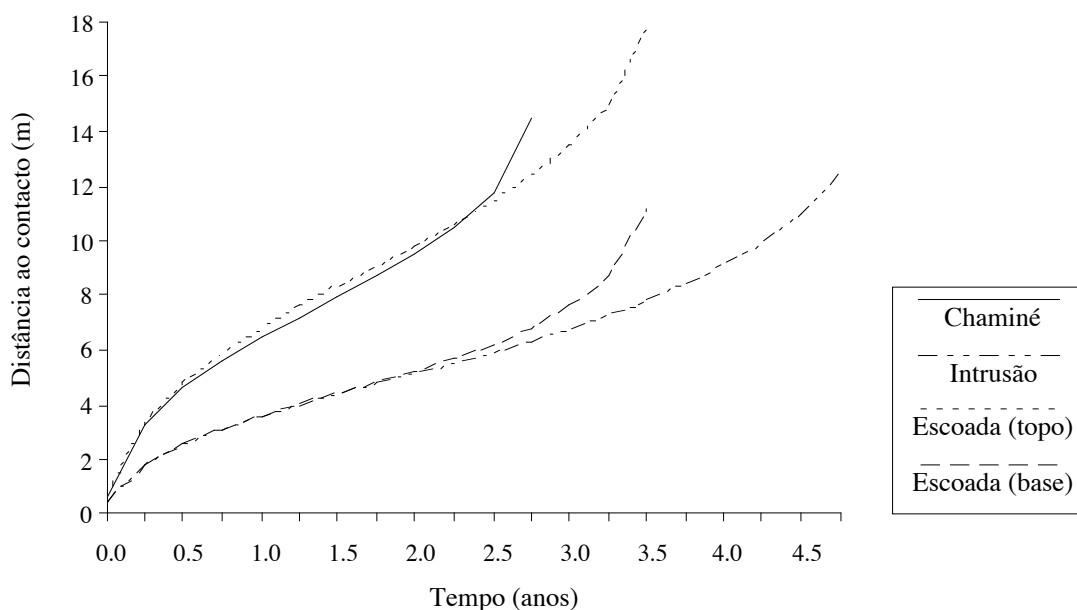


Figura 7.10 - Evolução do avanço da isotérmica de 700°C em escoadas, intrusões e chaminés com 30m de espessura.

Figure 7.10 - Évolution du avancement de la isotherm 700°C en coulées, intrusions et cheminées avec 30m de épaisseur.

Verifica-se que o comportamento da evolução da isotérmica de 700°C, pelo menos nos primeiros 2 anos, individualiza-se em dois conjuntos: um para a associação chaminé e topo da escoada e outro para a base da escoada e a intrusão (figura 7.10). Os tempos apresentados apenas foram calculados desde o início do processo de arrefecimento (para temperaturas <980°C). As diferenças registadas relacionam-se com o tempo necessário para que os vários corpos ígneos arrefeçam. Assim, enquanto que a chaminé está a uma temperatura inferior a 700°C ao fim de 2.75 anos (figura 6.16), o centro da intrusão necessita de 5 anos para atingir esta temperatura (figura 6.8).

É ainda possível calcular a velocidade de avanço da isotérmica de 700°C nestes três corpos ígneos (figura 7.11).

Tal como já se tinha verificado, existe uma individualização em dois conjuntos durante os dois primeiros anos. Porém, em fases mais adiantadas do processo, a velocidade de progressão da isotérmica do topo e base da escoada adquirem um comportamento semelhante, destacando-se a velocidade da isotérmica da chaminé e da intrusão. Apesar dos valores absolutos da velocidade serem diferentes para os três exemplos considerados, o comportamento geral é semelhante. Isto é, após um máximo de velocidade que ocorre imediatamente após o início do processo de arrefecimento (cerca de 11m/ano no caso da chaminé e topo da escoada e cerca de 5m/ano no caso da intrusão e base da escoada), verifica-se um decréscimo e uma estabilização da velocidade de avanço (figura 7.11). Por fim, regista-se um novo aumento da velocidade que está relacionado com a aproximação das frentes de arrefecimento que avançam na direcção oposta.

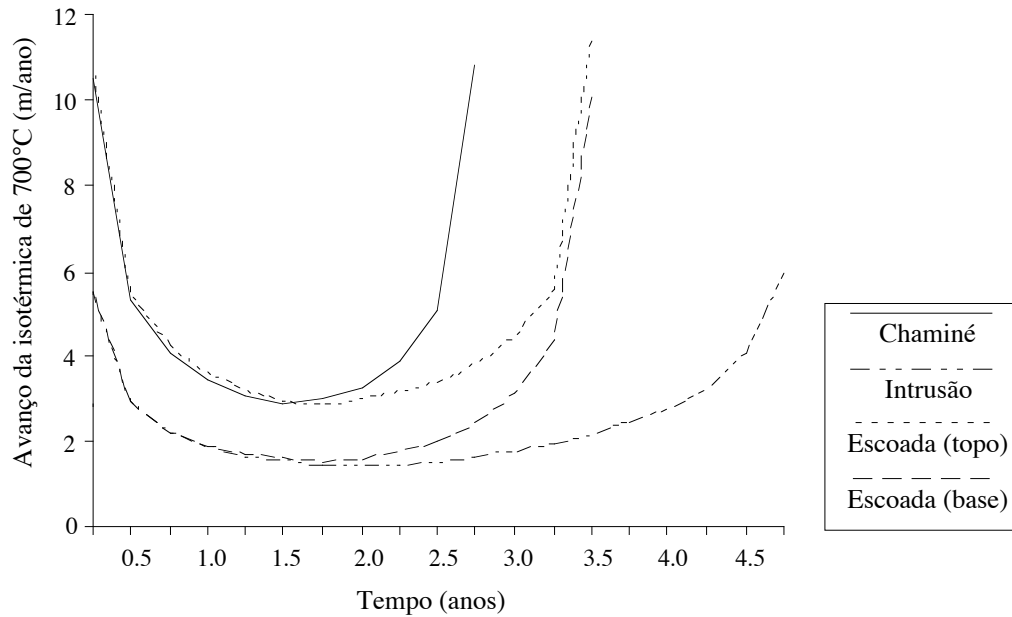


Figura 7.11 - Variação da velocidade de propagação da isotérmica de 700°C em escoadas, intrusões e chaminés com 30m de espessura. Esta propagação corresponde ao avanço da fractura que dá origem à junta entre prismas.

Figure 7.11 - Variation de la vitesse de propagation de l'isotherme 700°C en coulées, intrusions et cheminées avec 30m d'épaisseur. Cette propagation correspondre au avancement de la front de fracturation que origine les joints entre prismes.

Se a formação de prismas perfeitos está relacionada com velocidades mais lentas de arrefecimento, ou seja, velocidades mais lentas de avanço da isotérmica de 700°C, podemos tirar mais algumas conclusões da análise do gráfico da figura 7.11. Para uma chaminé vulcânica, a velocidade de avanço muito rápida ( $>4\text{m/ano}$ ) no início do processo (0-0.75anos), impedirá a formação de uma prismação regular (originando a formação de entablamento no bordo da chaminé). A velocidade de propagação da isotérmica é mais baixa entre o 1-2 anos (3--4 m/ano). Isto é, deverá ser nesta fase que se deverão formar os prismas mais perfeitos, com padrões mais maduros (formação de colunata na zona interior da chaminé). A partir dos 2.5 anos, a velocidade ( $>4\text{m/ano}$ ) volta a favorecer a formação de prismação mais irregular. Daí a possibilidade de formação de zonas com prismas irregulares em zonas centrais de chaminé (e em escoadas).

Pode ainda referir-se que entre os 0-0.75 anos as juntas terão avançado cerca de 5.5m no interior da chaminé de 30 m - espessura do entablamento marginal. Entre 1-2 anos registar--se-á um avanço de 3.5m - espessura da colunata. O entablamento intermédio do centro da chaminé deverá, segundo este modelo teórico, ocupar cerca de 12m ( $30\text{m}-[2\times 5.5\text{m}+2\times 3.5\text{m}]$ ). Uma escoada deverá ter uma arquitectura semelhante, embora com espessuras diferentes. Estes resultados são, obviamente, indicadores e resultam apenas de cálculos teóricos matemáticos.

### 7.2.2. Cronologia da fracturação

O estudo mineralógico, químico e geométrico das fissuras e seus preenchimentos apresentado no capítulo 4, conduziu à elaboração de um esquema geral sobre a cronologia da

fracturação na chaminé do Penedo de Lexim (figura 7.12). Na análise da fracturação temos de distinguir duas situações: i) o início da primeira fissura no tefrito de Lexim ao ser atingida a respectiva temperatura de fracturação e ii) a fracturação que ocorre já com os prismas formados e que avançam em direcção à lava mais quente.

#### 7.2.2.1. O primeiro episódio de fracturação

Consideremos um dado sector da lava de Lexim em arrefecimento, obviamente perto de um dos contactos com o encaixante. Ao ser atingida a temperatura de fracturação ( $\approx 700^{\circ}\text{C}$ ) começam a formar-se as fissuras precoces, típicas da *mush zone* (figura 7.8). Em virtude da lava apresentar ainda um relativo grau de fluidez, o preenchimento destas fissuras é feito pelos fluídos que ainda se encontram na mesostase e que, face a uma diminuição de pressão, tendem a migrar para essas zonas. Com a continuação do arrefecimento, algumas dessas fissuras precoces tendem a aumentar de tamanho, reduzindo a tensão provocada pela contracção térmica. Apesar de se poderem formar novas fissuras, é de prever que o avanço do arrefecimento provoque preferencialmente o aumento das fissuras pré-existentes, à medida que se muda para a *rigid zone* (figura 7.8). Tal como foi apresentado a partir da bibliografia, o desenvolvimento da fracturação inicia-se com um padrão irregular e, à medida que as frentes de fracturação avançam para o interior do corpo ígneo, vai havendo uma modificação da geometria das fracturas desenvolvendo-se um padrão regular. A uma dada etapa deste processo, ocorre a formação das juntas que vão delimitar os prismas que serão cada vez mais 'maturos' à medida que a lava arrefece para o interior.

#### 7.2.2.2. Sequência de fracturação num prisma

Consideremos agora uma porção da chaminé de Lexim mas que, na zona já arrefecida, possua prismas bem desenvolvidos. Ao ser atingida a temperatura de  $700^{\circ}\text{C}$  são também as fissuras precoces que iniciam o processo da fracturação. Porém, em virtude de ocorrer o avanço das juntas dos prismas já formados, estas fissuras precoces vão abortar o seu desenvolvimento pois a libertação de tensão é feita pelo avanço das referidas juntas. O quadro 2 da figura 7.12 representa esquematicamente esta situação. É assim possível a existência de uma pequena diferença térmica entre as zonas perto das juntas recentemente abertas e o interior do prisma, o que justifica as variações detectadas nos Índices de Diferenciação e de Solidificação e no teor de TRL (sub-capítulo 5.3). Com a continuação do decréscimo de temperatura (provocando a re-abertura das juntas e possivelmente a abertura de fissuras tipo C - quadros 2 e 3 da figura 7.12), irão formar-se sucessivamente as fissuras tipo B, tipo D e tipo E (quadros 4-6). Finalmente, ocorrem as fissuras tipo A que atravessam todas as outras indiscriminadamente (quadro 7).

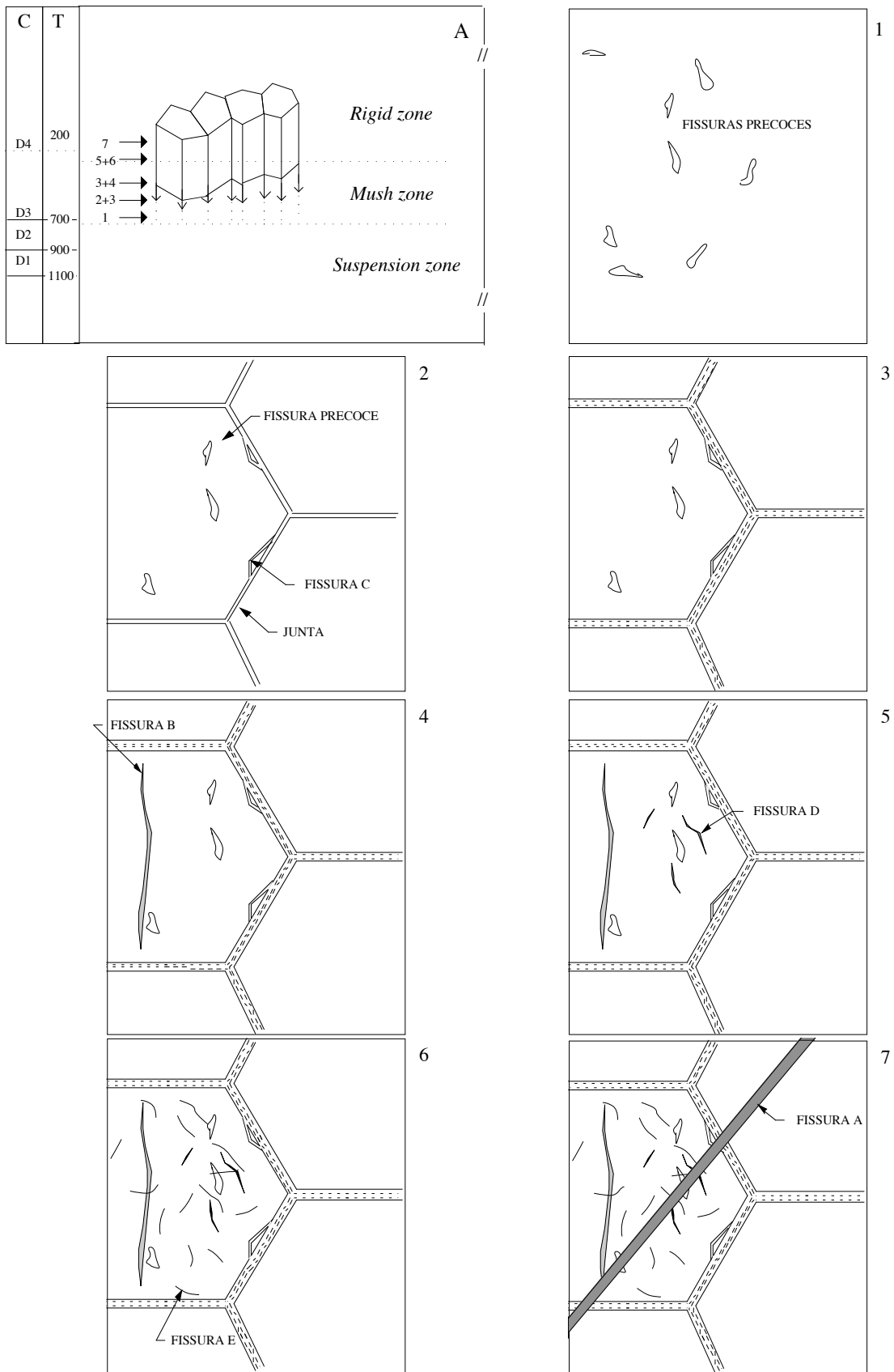


Figura 7.12 - Representação esquemática da sequência de fracturação no tefrito de Lexim. Em A apresenta-se um sector da lava em arrefecimento onde: C- cristalização (ver legenda da figura 5.10); T- temperatura (°C); os números de 1-7 correspondem a cada um dos outros quadros.

Figure 7.12 - Représentation schématique de la suite de fracturation de la téphrite de Lexim. A- Une section de la lave pendant le refroidissement ou: C- cristallisation (voir légende de la figura 5.10); T- température (°C); les numéros 1-7

corresponde a chaque un des autres cadres.

Como foi referido no capítulo 4, grande parte das fissuras encontram-se preenchidas pelo mesmo tipo de minerais (essencialmente zeólitos+calcite). Este facto sugere que, mesmo apesar da fissura tipo A ser claramente posterior a todas as outras, toda a fracturação do tefrito de Lexim se tenha desenvolvido num curto intervalo de tempo, logo a uma temperatura relativamente semelhante. Assim, é natural que os fluídos que estejam disponíveis a essa mesma temperatura tendam a circular pelas fissuras recentemente abertas, acabando por precipitar o mesmo tipo de minerais em todos os tipos de fissuras. Somente as fissuras tipo D e E apresentam preenchimentos com zeólitos de mais baixa temperatura (philipsite e thompsonite), embora esta esteja na mesma ordem de grandeza dos restantes minerais dos preenchimentos. O arrefecimento do interior do prisma, a partir do instante em que ocorre a formação das juntas, é relativamente rápido. Este facto justifica-se por não ocorrerem na mesostase diferenças composicionais e texturais relevantes, entre o bordo e o centro do prisma; obviamente que os fenocristais e os microcristais da matriz estão já formados quando se desenvolve o prisma, não podendo registar quaisquer modificações posteriores.

### 7.3. Conclusão

Estando definida a temperatura de início da fracturação, no processo geral de solidificação e arrefecimento do tefrito de Lexim, podemos integrar este episódio no esquema geral que tem sido completado ao longo dos capítulos 5 e 6 (figura 7.13).

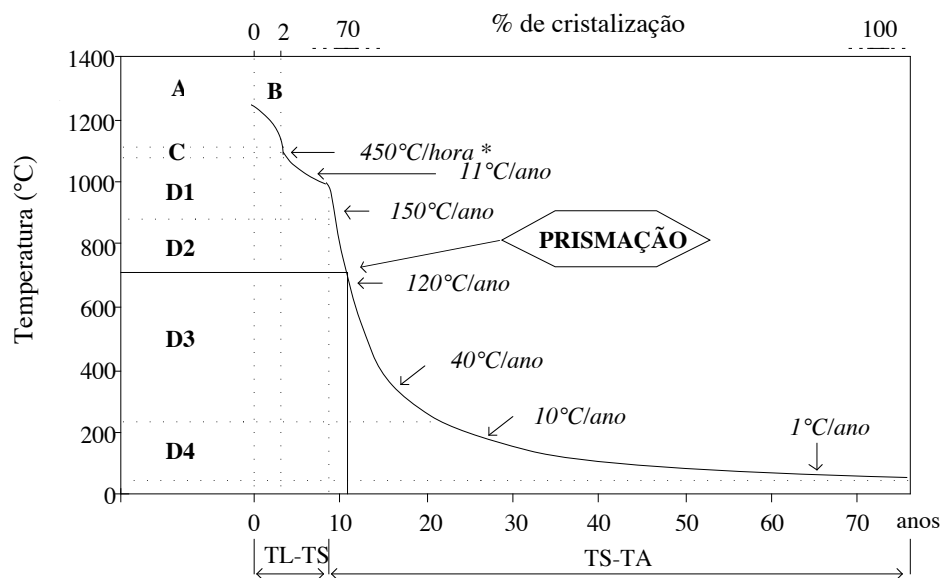


Figura 7.13 - Resumo da cronologia de cristalização, da cinética de cristalização e arrefecimento e da fracturação no tefrito de Lexim (A, B, C, D1-4, mesma legenda da figura 5.10 e 6.20).

Figure 7.13 - Résumé de l'chronologie de cristalisation, cinétique de cristalisation et refroidissement et fracturation de la téphrite de Lexim (A, B, C, D1-4, même légende de les figures 5.10 et 6.20).

Marcando como referência a temperatura de 700°C para início da fracturação, verifica-se



que esta terá alcançado o centro da chaminé de Lexim 11 anos após o início do processo de solidificação, numa fase em que a velocidade de arrefecimento seria de  $120^{\circ}\text{C}/\text{ano}$ . Sendo a fracturação contemporânea das fases D3 e D4 da cristalização fraccionada, os minerais que cristalizam como preenchimentos das fissuras são fundamentalmente associações de analcite, natrolite e calcite.

Sendo a fracturação limitada ao comportamento sólido da lava, podemos ainda adicionar a este gráfico a informação relativa à percentagem de cristalização ( $\approx 70\%$ ). Como verificámos, nem este valor tem uma fronteira bem definida na bibliografia, nem foi possível proceder ao cálculo rigoroso da análise modal do tefrito de Lexim.

Ao longo dos capítulos 5, 6 e 7 procedeu-se à discussão dos dados relativos aos processos de cristalização magmática e de fracturação. Estes dois processos limitam-se, em termos gerais, ao intervalo térmico entre  $1200\text{-}700^{\circ}\text{C}$ . Para temperaturas inferiores, em que a lava está quase totalmente cristalizada e a disjunção colunar já desenvolvida, interessa abordar a fase seguinte em que os fluídos residuais da cristalização circulam ao longo das fracturas recém formadas. Assim, nos capítulos 8 e 9 será abordada a formação de zeólitos e de minerais de argila, respectivamente.

## 8. ZEÓLITOS E OUTROS MINERAIS ASSOCIADOS

A ocorrência de minerais do grupo dos zeólitos mostra uma larga distribuição nos diferentes ambientes e paragêneses de origem magmática, hidrotermal, diagenética, sedimentar e meteórica. A diversidade de paragêneses conduz a uma dispersão dos parâmetros de estabilidade destes minerais. Porém, a presença de zeólitos indica normalmente que o ambiente químico apresenta uma elevada actividade para a sílica, sendo a sua composição química condicionada pela relação sílica/álcalis (VELDE, 1992). HAY (1986) apresenta uma síntese sobre a ocorrência de zeólitos em vários ambientes geológicos. Para todos eles refere que, a cristalização de zeólitos, requer que o meio seja rico em  $\text{SiO}_2$  e que a razão das actividades  $(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})/\text{H}$  seja maior do que a necessária à cristalização de filossilicatos. A cristalização de zeólitos é favorecida pela presença de água e elevadas temperaturas, ou seja, condições hidrotermais (BARRER, 1982).

As espécies de zeólitos naturais dependem principalmente da i) natureza do material inicial; ii) características químicas dos fluidos; iii) temperatura e iv) tempo (HAY, 1986). Para além destes factores, HÖLLER & WIRSHING (1978) referem também a importância da natureza do sistema aberto ou fechado. DONAHOE & LIOU (1985) apresentam um estudo experimental sobre as condições de cristalização de zeólitos, referindo que esta pode, ou não, ocorrer com a presença de uma fase gel intermédia; condições de baixos valores de pH e/ou de elevada concentração de sílica em solução, favorecem a formação do gel.

### 8.1. Ocorrência de zeólitos em rochas basálticas

A ocorrência de zeólitos associados a rochas basálticas é bastante frequente, em especial em preenchimentos de fracturas e cavidades (TSITSISHVILI *et al.*, 1992). Relativamente às temperaturas de estabilidade destes minerais, verifica-se uma grande dispersão de valores, conforme se exemplifica pelas seguintes referências bibliográficas.

TÓMASSON & KRISTMANNDÓTTIR (1972) em estudos de alteração hidrotermal na Islândia, referem que os zeólitos (principalmente mordenite, stilbite, mesolite e analcite) apenas ocorrem em ambientes com temperatura inferior a cerca de  $230^\circ\text{C}$ . Porém, HAY (1986) refere que em ambientes de alteração hidrotermal, se conhecem zeólitos que se formaram a temperaturas de  $350^\circ\text{C}$ . Os zeólitos que preenchem cavidades em rochas vulcânicas da Ilha da Martinica, desenvolvem-se a temperaturas entre  $70\text{-}300^\circ\text{C}$  (WESTERCAMP, 1981). KEITH & STAPLES (1985) referem a ocorrência de zeólitos em fracturas, interstícios e cavidades de *pillow lavas* dos EUA, salientando que esta zeolitização ou ocorreu durante um fenómeno submarino hidrotermal de baixa temperatura ( $60\text{-}70^\circ\text{C}$ ) ou por interacção de águas meteóricas frias ( $\sim 10^\circ\text{C}$ ) com o basalto, por um longo periodo de tempo. A origem hidrotermal de baixa temperatura é normalmente responsável pela generalidade dos zeólitos que ocorrem em preenchimentos de fissuras, vénulas e geodes de diferentes tipos de rochas, mas mais frequentemente em lavas básicas (GOTTARDI & GALLI, 1985). Os mesmos autores referem que estas ocorrências são, em geral, interpretadas como uma cristalização hidrotermal a temperaturas entre  $100\text{-}200^\circ\text{C}$ , com pouca ou nenhuma

interacção entre o fluído e as paredes da rocha.

O teor em moléculas de água nos zeólitos está relacionado com a temperatura de formação destes minerais, diminuindo com o aumento da temperatura (SUKHESWALA *et al.*, 1974; COMIN-CHIARAMONTI *et al.*, 1979; IJIMA, 1980; DE'GENNARO *et al.*, 1988; BARTH-WIRSCHING & HÖLLER, 1989; TSITSISHVILI *et al.*, 1992).

A ocorrência de zeólitos nas rochas basálticas pode estar relacionada com os seguintes sítios e microssítios: i) na mesostase (resultante de um processo de cristalização fraccionada pós-magmática); ii) em substituição de minerais primários (alteração pós-magmática ou outro episódio tardio) e iii) em preenchimento de cavidades e fissuras como resultado de um mecanismo de alteração.

A cristalização pós-magmática de zeólitos implica que exista água na lava em arrefecimento; este facto só pode ocorrer se existir pressão no meio, tal como pode acontecer num processo de arrefecimento em profundidade.

A sequência de cristalização de zeólitos nas cavidades de rochas basálticas pode estar relacionada com i) a diminuição de temperatura durante a fase inicial do arrefecimento de uma escoada ou intrusão; ii) o aumento de temperatura e pressão na sequência da sobreposição de lavas; iii) o aumento de temperatura resultante de novas intrusões de magma ou novos re-fluxos de gases ou soluções quentes (COOMBS *et al.*, 1959). Numa mesma cavidade, formam-se primeiro os zeólitos menos hidratados e mais pobres em Si (p.e. mesolite, thompsonite e analcite), e de seguida cristalizam as espécies mais hidratadas e ricas em Si (p.e. philipsite, stilbite, chabazite e heulandite) (COMIN-CHIARAMONTI *et al.*, 1979).

A presença de zeólitos em rochas basálticas formadas em condições de brusco arrefecimento (p.e. lavas subaéreas e depósitos piroclásticos), pode ainda estar relacionada com a alteração de vidro vulcânico (GOTTARDI, 1989). IJIMA (1980) refere que a hidratação do vidro constitui uma etapa inicial da zeolitização.

## 8.2. A zeolitização do tefrito de Lexim

Como foi apresentado ao longo da primeira parte deste trabalho, os zeólitos do tefrito de Lexim ocorrem na mesostase e no preenchimento de fissuras.

Quanto à mesostase e relativamente aos zeólitos, existe a associação analcite+natrolite. Nos preenchimentos dos diferentes tipos de fissuras, predominam a natrolite e analcite, que ocorrem simultaneamente em todos os tipos de fissuras, à excepção das fissuras tipo E. Estas caracterizam-se pela ocorrência de raros preenchimentos constituídos, relativamente a zeólitos, por thompsonite e philipsite. PALÁCIOS (1985) refere que os zeólitos fibrosos (natrolite), e também provavelmente a chabazite, são frequentes em amígdalas e fracturas de rochas basálticas do CVL.

A ocorrência de zeólitos na mesostase e em preenchimentos de fissuras no tefrito de Lexim sugere a existência de duas etapas de cristalização destes minerais. A primeira é responsável pela cristalização de zeólitos na mesostase, enquanto que a segunda é responsável

pelos preenchimentos de fissuras. Esta segunda etapa é posterior ao episódio de fracturação, em virtude de os zeólitos ocorrerem no interior dessas fissuras. Porém, ROBERT *et al.* (1988) referem que a zeolitização de escoadas basaníticas de França é anterior ao desenvolvimento de prismação bem definida, uma vez que as faces dos prismas não apresentam qualquer revestimento e atravessam vesículas com zeólitos. LINDBERG (1989) apresenta um estudo sobre a espessura das juntas e seus preenchimentos em escoadas basálticas da Columbia, EUA, salientando que 99% das juntas estão preenchidas por minerais secundários com a seguinte ordem de cristalização: zeólito, esmectite, sílica e calcite. A cristalização de zeólitos entre os microcristais da matriz, sendo indicadora de basaltos alcalinos (COX *et al.*, 1979), apoia a inexistência de vidro no tefrito de Lexim.

### 8.2.1. Natrolite e Tetranatrolite

Como se verificou no capítulo 4, as composições químicas das natrolites que ocorrem nas diferentes fissuras são semelhantes. Na verdade, a natrolite possui um intervalo de variação composicional muito estreito (ALBERTI *et al.*, 1982). A temperatura de estabilidade da natrolite situa-se a cerca de 100°C (VELDE, 1992) podendo chegar a menos de 60°C (DUDOIGNON *et al.*, 1992), sendo frequente a sua ocorrência no preenchimento de vacúolos de rochas basálticas (WALKER, 1960; NASHAR & DAVIES, 1961; CORREIA NEVES & LOPES NUNES, 1968; GOTTARDI, 1989; PÖLLMANN & KECK, 1993, entre muitos outros).

GOTTARDI & GALLI (1985) apresentam uma resenha das principais ocorrências de natrolite registadas na bibliografia, sendo também referidos muitos casos da associação natrolite e analcite.

Não foi possível comprovar, por DRX, a ocorrência de tetranatrolite, o correspondente (desordenado) tetragonal da natrolite ortorrômbica (ordenada). Aliás, a identificação de zeólitos por esta técnica é bastante difícil, uma vez que a composição química destes minerais ao variar ligeiramente, origina diferentes espectros de raios X (VELDE, 1992). Assim, apenas com base nos resultados de microsonda electrónica, caracterizou-se a composição da tetranatrolite, em estreita associação com a natrolite. GOTTARDI & GALLI (1985) referem que a tetranatrolite não deve ser muito rara, apenas a sua confusão com natrolite conduz a essa ideia. Não existindo dados bibliográficos sobre os domínios de estabilidade da tetranatrolite, supõe-se que eles não devem diferir muito dos da natrolite, dada a sua frequente associação. A tetranatrolite é conhecida apenas como um mineral de deposição hidrotermal (GOTTARDI & GALLI, 1985). Estes autores referem a possível ocorrência de tetranatrolites em Portugal.

### 8.2.2. Analcite

As analcites de Lexim, que ocorrem em preenchimentos de fissuras, possuem uma composição química que se situa dentro dos limites descritos para analcites hidrotermais (tipo H) (COMIN-CHIARAMONTI *et al.*, 1979; ALBERTI & BRIGATTI, 1985).

Relativamente à sua génese, a analcite pode ser classificada segundo três tipos (PUTNIS *et*

*al.*, 1994; LINE *et al.*, 1995): tipo H se for de origem hidrotermal; tipo X se for resultado da substituição de cristais de leucite; tipo I se ocorrer em fenocristais no seio da matriz de rochas ígneas, de origem discutível. Em KARLSSON & CLAYTON (1990b) é referido ainda um tipo S para analcites de origem sedimentar (para temperaturas de formação até 50°C), para além do tipo H (para temperaturas de 50-350°C) e do tipo I (para temperaturas entre 600-650°C).

A ocorrência de analcite em preenchimentos de vacúolos de rochas basálticas é largamente conhecida; GOTTARDI & GALLI (1985) apresentam uma lista das principais ocorrências registadas na bibliografia, desde os primeiros trabalhos de Hintze e Dana do final do século XIX.

HAY (1977) refere que a analcite e outros zeólitos são comuns em lavas alcalinas de baixo teor de sílica que nunca foram sujeitas a alteração hidrotermal. Estes zeólitos podem ocorrer na matriz e em preenchimentos de fissuras e vacúolos. Embora a sua origem seja incerta, tanto podem ter cristalizado na sequência de um episódio pós-magmático, como mais tarde, a baixas temperaturas, por interacção de águas meteóricas e lava. A vasta ocorrência de analcite na Natureza deve-se à sua estabilidade num grande intervalo de temperaturas (HÖLLER & WIRSHING, 1978); experimentalmente, verificou-se ser possível a sua formação a partir de vidros vulcânicos com altos e baixos teores em Si, cuja percentagem em Na é suficiente para a cristalização de analcite, não sendo necessário um fornecimento externo.

KOSTOV (1970) citado em GOTTARDI & GALLI (1985) definiu um zonamento nas paragénese hidrotermais de zeólitos, tendo encontrado a analcite (e outros zeólitos fibrosos com elevado teor de alumina) nas zonas onde os fluidos teriam uma temperatura mais elevada. KRISTMANNSDOTTIR & TOMASSON (1978) apresentam a ocorrência de zeólitos em áreas geotermias da Islândia, sendo a analcite encontrada num vasto intervalo de temperaturas, entre os 70°C e os 300°C. DE'GENNARO *et al.* (1988) apresentam um estudo experimental sobre a alteração hidrotermal de vidro traquítico, referindo que a cristalização de analcite, é desfavorecida por um rápido arrefecimento do sistema sendo preferencialmente formada a mais altas temperaturas. WESTERCAMP (1981) refere que uma analcite do parque de Yellowstone, se teria formado entre 125-155°C. VELDE (1992) sugere a estabilidade da analcite a 100°C. BARTH-WIRSCHING & HÖLLER (1989) apresentam um trabalho experimental sobre a alteração de vidro vulcânico basáltico, em que a cristalização de analcite ocorre entre os 100-250°C.

A ocorrência de analcite primária tem sido discutida por vários autores (LUHR & KYSER, 1989; KARLSSON & CLAYTON, 1991, 1993; PEARCE, 1993). A existência de fenocristais primários de analcite pode ocorrer em rochas (sub)vulcânicas apenas se ela tiver sofrido um rápido arrefecimento desde temperaturas da ordem de 600-640°C e uma diminuição da pressão desde valores entre 5-13 Kbars até condições de P e T superficiais (GOTTARDI & GALLI, 1985), o que pode corresponder a um episódio de ascensão de lava.

A associação analcite+natrolite (muito frequente no tefrito de Lexim) é referida na bibliografia com frequência (p.e. WALKER, 1960; KEITH & STAPLES, 1985). Nas fissuras do tefrito de Lexim, a analcite ocorre sempre no bordo das mesmas, ocupando a natrolite o seu

interior. Este facto tem significado na cronologia de cristalização entre estes dois zeólitos. Apesar de KEITH & STAPLES (1985) defenderem que a natrolite se forma primeiro do que a analcite, em Lexim os dados parecem indicar o contrário ou até mesmo algum sincronismo. Na verdade, a temperatura de estabilidade da analcite é, em geral, superior à da natrolite, como foi discutido anteriormente.

A ocorrência de zeólitos em rochas basálticas do CVL tinha sido já referida por vários autores. ANDRADE (1994) verifica a existência de analcite intersticial com inclusões de minerais prismáticos. MATOS ALVES *et al.* (1980) consideram a existência de uma fase de autometassomatismo hidrotermal responsável pela génese de analcite no processo final de fraccionamento do magma parental. PALÁCIOS (1985) confirma que os zeólitos, no CVL, são resultantes de acções tardi-magmáticas.

No capítulo 5 foi discutido o resultado das análises isotópicas efectuadas em amostras de preenchimentos de juntas, constituídas essencialmente por analcite+natrolite. A temperatura calculada para a cristalização destes minerais foi de 234°C (para um fluido de origem magmática com  $\delta^{18}\text{O}=8\text{‰}$ ) e 160°C (para um fluido em re-equilíbrio com a rocha com  $\delta^{18}\text{O}=4\text{‰}$ ).

### 8.2.3. Phillipsite

A phillipsite de origem hidrotermal pode apresentar diferenças químicas significativas, sendo, no grupo dos zeólitos, o que apresenta a maior variação de valores (GOTTARDI & GALLI, 1985; TSITSISHVILI *et al.*, 1992).

KRISTMANNSDOTTIR & TOMASSON (1978) referem que a phillipsite se forma num reduzido intervalo de temperaturas, por volta de 70°C. Apesar da phillipsite poder ser formada em condições superficiais, como provam as ocorrências em sedimentos de fundos marinhos, a sua origem hidrotermal pode ocorrer num vasto intervalo de temperaturas, entre 60 e 200°C (GOTTARDI & GALLI, 1985). Deste modo, a phillipsite não constitui um bom indicador das condições fisico-químicas ao momento da cristalização. De salientar que a phillipsite apenas foi detectada nas fissuras D e E, ou seja, nas últimas etapas da fracturação em que a temperatura já seria um pouco mais baixa, relativamente ao início deste processo.

### 8.2.4. Thompsonite

A ocorrência de thompsonite em associação com a natrolite (TENNYSON, 1978), ou com a natrolite+analcite (NEEDHAM, 1938 e WISE & TSCHERNICH, 1978) no revestimento da superfície de fracturas em basalto preenchidas por saponite (MUCHI, 1977), ou em numerosas outras situações, são referidas em GOTTARDI & GALLI (1985). A associação analcite+thompsonite foi registada para temperaturas de 140-150°C em Yellowstone (WESTERCAMP, 1981).

KRISTMANNSDOTTIR & TOMASSON (1978) apresentam a ocorrência de vários tipos de zeólitos em zonas geotérmicas da Islândia. A thompsonite ocorre num intervalo de temperaturas, entre 60°C e 110°C.

No tefrito de Lexim a thompsonite preenche as fissuras E. Tal facto sugere que a

temperatura da sua cristalização tenha sido das mais baixas, no conjunto dos zeólitos.

### 8.2.5. Outros minerais associados a zeólitos

Associado aos zeólitos dos preenchimentos de fissuras, ocorrem ainda calcite, pectolite, pirite e minerais de argila. Estes últimos serão objecto de um capítulo separado (capítulo 9).

#### 8.2.5.1. Calcite

No tefrito de Lexim, a presença da calcite é frequente mas em pequena quantidade. Ela ocorre, quer associada a preenchimentos de fissuras, quer dispersa na matriz, quer ainda em substituição de cristais de olivina. Nos preenchimentos de fissuras B, verificou-se a ocorrência de duas gerações de calcite: uma precoce representada por cristais euédricos no bordo da fissura e outra, mais tardia, por hábitos maciços no interior da fissura.

A cristalização de calcite associada a zeólitos em rochas basálticas é frequentemente referida como sendo típica das últimas etapas de cristalização (NASHAR & DAVIES, 1961; PILLARD *et al.*, 1980; KEITH & STAPLES, 1985; WISE & KLECK, 1988; WISE & MOLLER, 1990; ROBERT & GOFFÉ, 1993)

STAKES & O'NEIL (1982) referem que as vénulas preenchidas por calcite se formaram a temperaturas da ordem de 145-170°C, a partir de carbono predominantemente magmático.

No capítulo 5 foi calculada, a partir da composição isotópica, a temperatura de formação da calcite que ocorre em preenchimentos de juntas no tefrito de Lexim, tendo-se obtido valores da ordem de 130°C (para um fluido com  $\delta^{18}\text{O}=8\text{‰}$ ) e 90°C (para um fluido com  $\delta^{18}\text{O}=4\text{‰}$ ).

#### 8.2.5.2. Pectolite

A pectolite é o membro final da série isoestrutural pectolite ( $\text{NaCa}_2\text{Si}_3\text{O}_8(\text{OH})$ ) - schizolite (pectolite-Mn) - serandite ( $\text{NaMn}_2\text{Si}_3\text{O}_8(\text{OH})$ ). Ocorre tipicamente como mineral de origem hidrotermal em cavidades e planos de juntas em rochas ígneas básicas (DEER *et al.* 1992). Existem variadas referências bibliográficas sobre a caracterização cristaloquímica da pectolite (por exemplo, TAKÉUCHI *et al.*, 1976; OHASHI & FINGER, 1978; BENTE *et al.*, 1991; KALININ *et al.*, 1992) e sobre a sua ocorrência (LEACH & RODGERS, 1978; CRAW & LANDIS, 1980; HUBBARD & MCGILL, 1982; KRUGER, 1982; SMITH *et al.*, 1983; CABELLA *et al.*, 1990). A sua associação com zeólitos é referida em (DEER *et al.*, 1978; MATSUBARA *et al.*, 1979; YOUNG *et al.*, 1991). MATSUBARA *et al.* (1979) referem a ocorrência da associação pectolite+analcite+natrolite+thomsonite, num gabro alterado do Japão. Porém, não abundam referências sobre as suas condições de formação.

A pectolite no tefrito de Lexim ocorre associada à natrolite, nos preenchimentos de juntas e de fissuras A e B, sugerindo que as condições físico-químicas de formação desta associação sejam idênticas.

#### 8.2.5.3. Pirite

Associada à analcite (e calcite) a pirite ocorre raramente no tefrito de Lexim e apenas em preenchimentos de juntas (nas pequenas bandas correspondentes a re-aberturas das juntas). A ocorrência de pirite em preenchimentos de fissuras de rochas basálticas não é muito frequente. Em WISE & KLECK (1988) é referida a ocorrência de pirrotite associada a saponite, em preenchimentos de cavidades de basaltos alcalinos da Califórnia. LINDBERG (1989) refere a ocorrência de pirite em preenchimentos de juntas.

#### 8.2.6. Origem dos zeólitos

Como já foi referido, os zeólitos podem ter uma origem magmática, hidrotermal, diagenética, meteórica ou sedimentar. No processo de zeolitização de rochas basálticas, as origens hidrotermal (PECK & MINAKAMI, 1968) ou meteórica (NASHAR & DAVIES, 1960; KEITH & STAPLES, 1985) são as mais referidas pelos diferentes autores. Em ambos os casos, a cristalização de zeólitos é provocada pela circulação de fluídos (com uma origem externa à rocha) numa fase posterior à completa solidificação da lava. A cristalização pós-magmática é outro dos processos responsáveis pela zeolitização de rochas basálticas (WISE & KLECK, 1988; ROBERT *et al.*, 1988;1989), intervindo apenas os próprios fluídos das fases finais da cristalização fraccionada.

A formação de zeólitos no tefrito de Lexim teve origem num processo de cristalização pós-magmática, sendo este facto comprovado pelos seguintes argumentos:

- i) Não foram identificados quaisquer indícios de uma alteração hidrotermal, uma vez que as fissuras que atravessam a rocha (mas sem contactar com o exterior do prisma) não evidenciam auréolas de alteração típicas de um processo deste tipo.
- ii) As juntas, que estiveram sujeitas a vários episódios de enchimento por circulação sucessiva de fluídos pós-magmáticos, acabaram por originar uma ténue auréola de alteração denunciada pelo aumento da percentagem de minerais de argila no bordo do prisma (numa zona <2mm).
- iii) A origem meteórica destes zeólitos está também afastada por não existirem quaisquer evidências petrográficas e mineralógicas de meteorização.
- iv) Os zeólitos resultam de uma cristalização directa a partir de fluidos pós-magmáticos e não da substituição de um mineral pré-existente.
- v) Os zeólitos que preenchem as fissuras precoces estão em continuidade com a mesostase do tefrito, correspondendo à cristalização de um fluído que ficou retido naqueles espaços, proveniente das zonas imediatamente contíguas.
- vi) Os componentes químicos que, maioritariamente, entram na constituição dos zeólitos de Lexim (Si, Al, Na, Ca, K e H<sub>2</sub>O) são compatíveis com as fases finais do processo de cristalização magmática.

Com base nestes factos, sugere-se que os fluídos responsáveis pela formação de zeólitos



no tefrito de Lexim sejam originários do próprio processo de cristalização fraccionada que foi o responsável pela sua solidificação.

### 8.3. Conclusão

Os dados petrográficos e químicos (confirmados pelos dados isotópicos da bibliografia) permitem ordenar cronologicamente a cristalização dos zeólitos e minerais associados do tefrito de Lexim (figura 8.1).

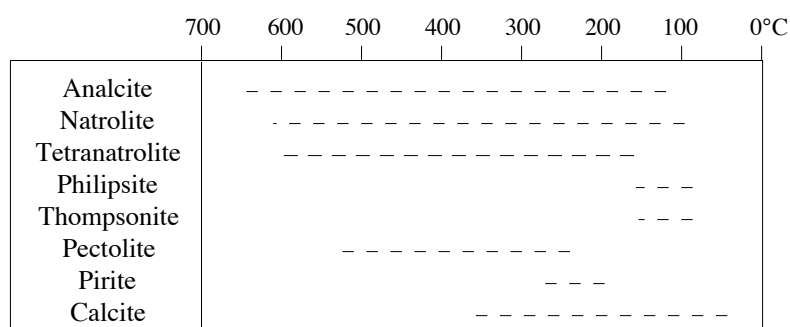


Figura 8.1 - Cronologia relativa de cristalização de zeólitos e minerais associados no tefrito de Lexim, estabelecida com base em critérios petrográficos e químicos.

Figure 8.1 - Chronologie relatif de la cristallisation de zéolithes et minérales associées dans la téphrite de Lexim, établi sur les arguments pétrographiques et chimiques.

A análise da figura 8.1 deve ser encarada com algumas reservas. Em primeiro lugar porque não foram efectuadas análises isotópicas em todos os minerais nela representados. Em segundo lugar porque as análises foram realizadas sobre amostras que não contemplam todos os microssítios de cristalização; a amostra de calcite analisada pertence a um preenchimento de junta ficando por analisar calcites que ocorrem dispersas na mesostase, em substituição de olivinas ou em preenchimentos de outros tipos de fissuras. Esta ordenação cronológica é elaborada com base sobretudo nas informações petrográficas.

A formação de zeólitos e minerais associados está intimamente relacionada com o episódio de fracturação no tefrito de Lexim. Deste modo, o preenchimento de fissuras precoces marca a primeira geração de cristalização de analcite, natrolite e calcite. Com a progressão da fracturação e a consequente abertura dos vários tipos de fissuras, continuou a cristalizar a mesma associação mineralógica. A pectolite e a tetranatrolite, surgindo associadas à natrolite, não podem ter sido formadas a temperaturas muito diferentes desta. Finalmente, as últimas fissuras a formarem-se, tipo E, vão ter como preenchimento os zeólitos de mais baixa temperatura, thompsonite e philipsite (associados com a calcite).

A formação de uma junta, a primeira importante fractura a ocorrer, vai provocar a existência de uma pequena variação de pressão ( $\Delta P$ ) entre a zona recentemente aberta e o basalto maciço. Esta variação de pressão implica a saída do fluido ainda disponível nas zonas maciças e contíguas à fissura, para o interior desta (face à homogeneidade geoquímica do meio, é de crer que seja a diferença de pressão a responsável pelo movimento do fluido e não diferenças térmicas ou de potencial químico). Este  $\Delta P$  provocaria um ligeiro aumento da porosidade nas

vizinhanças da junta (facto comprovado nas figuras 2.10 e 2.11). É deste modo compreensível que os zeólitos que preenchem as juntas (e as fissuras no geral) sejam do mesmo tipo dos que se encontram na mesostase do tefrito de Lexim, embora se admita a existência de um certo intervalo de tempo e, conseqüentemente, diferença térmica, na formação destes zeólitos e/ou possíveis gerações de zeólitos. A porosidade limitada ao bordo do prisma vai favorecer a precipitação de minerais de argila nestes vazios (figura 3.16). Os minerais de argila cristalizaram contemporaneamente com alguns zeólitos, conforme será discutido ao longo do capítulo seguinte, ficando assim completo o estudo da cristalização do tefrito de Lexim.

## 9. MINERAIS DE ARGILA

Como se verificou ao longo da primeira parte deste trabalho, não podemos considerar a formação de minerais de argila no tefrito de Lexim como reflexo da ocorrência de uma alteração pervasiva. Esta é caracterizada pela substituição da maioria ou totalidade dos minerais primários da rocha, com a obliteração total ou parcial da sua textura; mais indicado será a adopção do conceito de alteração pervasiva selectiva, referindo-se apenas à substituição de um grupo de minerais mantendo-se a textura original da rocha (PIRAJNO, 1992). Com efeito, a ocorrência de minerais de argila está principalmente associada à alteração de olivinas, não causando modificações na textura original do tefrito.

Em geral, os produtos de alteração da olivina podem variar, dependendo dos diversos cenários físico-químicos prevaletentes durante o processo de desestabilização da olivina. Todavia, de entre os minerais secundários mais frequentes contam-se -tridimite, enstatite, magnetite e/ou hematite (KOHLSTEDT & VANDER SANDE, 1975), esmectite (WALTERS & INESON, 1983; BANFIELD *et al.*, 1990; GOMES *et al.*, 1995), idingsite (misturas de saponite e goetite) (EGGLETON, 1984), nontronite (JAKOBSSON & MOORE, 1986), saponite e/ou interstratificados clorite/saponite (MEVEL, 1979; ANDREWS, 1980; ALT & HONNOREZ, 1984; DUDOIGNON *et al.*, 1989 e 1992; SHAU & PEACOR, 1992; BRILHA & SEQUEIRA BRAGA, 1993; BRILHA *et al.*, 1995) e interstratificados clorite/esmectite (BAKER & HAGGERTY, 1967 *in* BROWN, 1982; BETTISON & SCHIFFMAN, 1988; ROBINSON *et al.*, 1993) e celadonite (SCHENATO *et al.*, 1995; SCOPEL *et al.*, 1995).

O processo de alteração da olivina tem sido apresentado em vários trabalhos, conforme se exemplifica seguidamente. MEUNIER *et al.* (1988) apresentam um estudo de alteração hidrotermal em basaltos e andesi-basaltos do Sul do Brasil. A olivina é totalmente substituída, ao longo das fracturas e nos bordos, por interstratificados saponite/celadonite e interstratificados com clorite, de cores variadas (verdes, castanhas, alaranjadas). Em basanitos de França, ROBERT *et al.* (1988) mostraram que as olivinas estão substituídas por minerais de argila ferro-magnesianos do grupo da esmectite (associados a philipsite e calcite). PROUST *et al.* (1992) apresentam estudos realizados em amostras obtidas por sondagens de rochas basálticas do Mar do Japão. Relativamente à olivina, é referido que os cristais são completamente substituídos por interstratificados clorite/saponite que preservam a estrutura inicial da olivina.

Algumas destas características são encontradas nas amostras de Lexim, conforme se discute seguidamente.

### 9.1. Minerais de argila no tefrito de Lexim

No tefrito de Lexim verificou-se que a ocorrência de minerais de argila, fundamentalmente interstratificados clorite/saponite e saponite, está associada à alteração da olivina, preenchimentos de juntas e mesostase.

### i) Alteração da olivina do tefrito de Lexim

Relativamente a rochas basálticas do CVL, PALÁCIOS (1985) designa globalmente por serpentina os produtos de alteração da olivina, de origem provavelmente hidrotermal. Conforme apresentado no capítulo 3, os minerais de argila ocorrem predominantemente associados à alteração da olivina do seguinte modo: no preenchimento de microfracturas que atravessam os fenocristais e na substituição de fenocristais e microcristais de olivina que ocorrem dispersos na matriz.

#### Microfracturas em fenocristais

A ocorrência de dois tipos de preenchimentos em fracturas que atravessam fenocristais de olivina foi já referida por outros autores. DUDOIGNON *et al.* (1989) apresentam um estudo sobre a alteração hidrotermal em rochas basálticas aéreas e oceânicas do Atol da Mururoa, referindo que nas amostras de basaltos oceânicos maciços, os preenchimentos das fissuras de fenocristais de olivina são de dois tipos: um no centro, de composição clorite/saponite e outro, nas paredes, de composição saponítica.

A existência destes preenchimentos de fracturas coloca a questão de se saber qual deles cristalizou em primeiro lugar.

Na figura 9.1, esquematizam-se dois exemplos de precipitação hidrotermal relativa a um plano de fractura ou de falha (HIBBARD, 1995). No caso da cristalização em espaço aberto (exemplo A), tanto podem ocorrer preenchimentos em bandas paralelas como preenchimentos homogéneos, no espaço vazio previamente aberto pela fractura/falha.

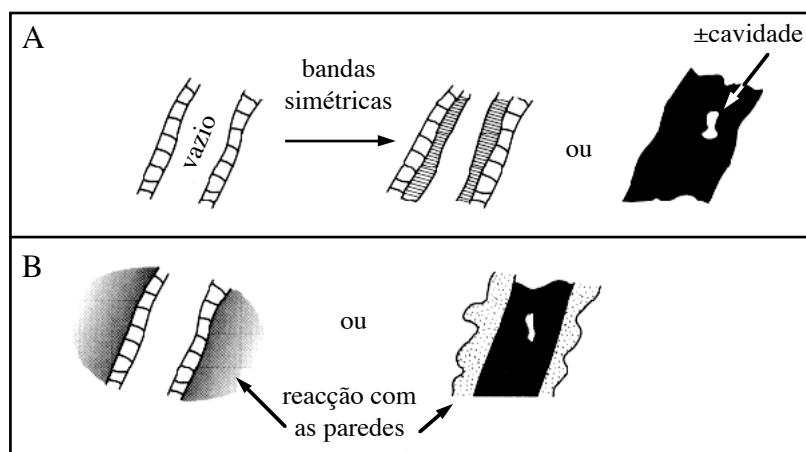


Figura 9.1 - Exemplificação da cristalização em espaço aberto (A) e da cristalização em espaço aberto associado à substituição reaccional (B). Modificado de HIBBARD (1995).

Figure 9.1 - Exemplification de la cristalisation en espace ouvert (A) et de la cristalisation en espace ouvert associé à une remplacement réaccionale (B) (modifiée d'après HIBBARD, 1995).

No caso deste processo estar associado a uma substituição reaccional subsequente (exemplo B), originam-se auréolas de influência no material encaixante. Os limites entre estas auréolas e o substrato inalterado é irregular. Na figura 3.3 evidencia-se a geometria do preenchimento de uma microfractura que atravessa um fenocristal de olivina do tefrito de Lexim. As suas características aproximam-se das referidas para um processo de cristalização em espaço

aberto (com a formação em bandas das fases mais ricas em Mg) seguido por uma substituição reaccional (cristalizando as fases ricas em Fe). Por esta razão, sugere-se que o material que se encontra a preencher o centro da fractura ter-se-ia formado numa primeira etapa, após a fracturação do fenocristal de olivina.

Para além destes dados, a caracterização mineralógica dos interestratificados comprova a cronologia de cristalização dos preenchimentos. Segundo BETTISON & SCHIFFMAN (1988); LIOU *et al.* (1985); SCHIFFMAN & FRIDLEIFSSON (1991); INOUE (1995) um aumento da percentagem relativa de folhetos cloríticos em interestratificados clorite/saponite associa-se a um aumento de temperatura. Como verificámos, os minerais de argila da bordadura da microfractura aproximam-se de composições saponíticas, enquanto no centro cristalizam os interestratificados clorite/saponite. Evidencia-se, deste modo, uma temperatura de cristalização menor para a génese das fases da bordadura dos preenchimentos das microfracturas relativamente às fases do interior que terão cristalizado numa etapa anterior.

Após a abertura de uma microfractura do fenocristal de olivina, ocorre a precipitação, em episódios sucessivos originando bandeamento, de interestratificados clorite/saponite (com predomínio de folhetos cloríticos). Com a continuação do arrefecimento, verifica-se a reacção entre estes minerais e a olivina, cristalizando interestratificados clorite/saponite (com predomínio de folhetos saponíticos).

#### Substituição de fenocristais e microcristais de olivina

Os diferentes minerais de argila que substituem os fenocristais e microcristais de olivina foram caracterizados no sub-capítulo 3.1.2. De acordo com as características cristaloquímicas destes minerais, verificou-se que ambos os cristais de olivina são substituídos por interestratificados clorite/saponite (dominantes) e saponite.

A predominância da ocorrência de interestratificados clorite/saponite em relação à saponite é explicada em SHAU & PEACOR (1992) pela influência do quociente água/rocha. Estes autores referem que, para elevados quocientes (como se verifica em exemplos de alteração pervasiva), predomina a cristalização de fases puras e que, para baixos quocientes água/rocha (como é o caso verificado em substituição de olivinas), formam-se preferencialmente minerais interestratificados.

#### Balanço isovolumétrico

Na figura 3.2 podemos observar a natureza da interface entre a relíquia de olivina e o mineral de alteração, perto do ponto de análise 9B. As características petrográficas e cristaloquímicas indicam tratar-se de uma pseudomorfose de olivina em interestratificado clorite/saponite e saponite, sem perda da estrutura inicial da olivina (caso também referido em PROUST *et al.*, 1992). HIBBARD (1995) refere que o processo de substituição reaccional (*reactive replacement*) pode ser completo, sem significativas variações de volume do mineral original. Esta é a justificação para que o cálculo do balanço geoquímico relativo à substituição de olivina

por filossilicatos, tenha sido efectuado segundo o método isovolumétrico.

Na figura 9.2 representam-se os resultados do cálculo do balanço isovolumétrico para diversas percentagens quer de olivina sã, quer de interestratificados clorite/saponite e saponite. Este cálculo foi efectuado com valores de densidade de  $3.55\text{gr/cm}^3$  para a olivina sã (determinação a partir da análise 1B-quadro 3.1),  $2.47\text{gr/cm}^3$  para o interestratificado (análise 51B-quadro 3.2) e  $2.11\text{gr/cm}^3$  para a saponite (análise 9B-quadro 3.2). Estes dois últimos valores foram obtidos pelo programa NEWMOD<sup>®</sup> (REYNOLDS, 1985) para argilas equivalentes.

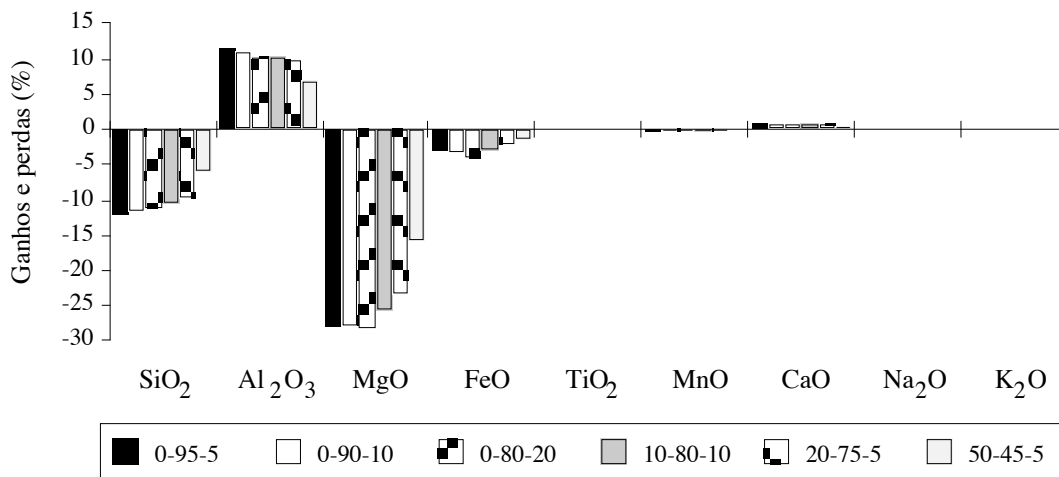


Figura 9.2 - Representação do balanço isovolumétrico relativo à substituição dos fenocristais de olivina. Esta substituição pode abranger todo o cristal ou apenas parte. Na legenda, o primeiro valor corresponde à percentagem em olivina sã (análise 1B - quadro 3.1), o segundo à percentagem de interestratificado clorite/saponite (análise 51B - quadro 3.2) e o terceiro à percentagem em saponite (análise 9B - quadro 3.2).

Figure 9.2 - Représentation du bilan isovolumétrique relatif au remplacement des phénocristaux d'olivine. Cette remplacement peut renfermer tout le cristal ou seulement une partie. Dans la légende, le premier valeur correspondre à pourcentage d'olivine saine (analyse 1B - tableau 3.1), le deuxième à pourcentage de interstratifié chlorite/saponite (analyse 51B - tableau 3.2) et le troisième à pourcentage de saponite (analyse 9B - tableau 3.2).

Verifica-se que, à excepção do exemplo considerado em que existe ainda 50% de olivina sã, os valores de ganhos e perdas são semelhantes para os outros casos considerados. A substituição de olivina pelos minerais de argila considerados envolve perdas de 10-12% de SiO<sub>2</sub>, 23-28% de MgO e 2-4% de FeO (ferro total) e ganhos de 10-11% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e 1% de CaO. Embora esta alteração envolva ganhos e perdas que não ultrapassem 30%, a reduzida quantidade de olivina presente na rocha ( $\pm 4\%$ ) torna insignificante a contribuição da alteração da olivina no cálculo geral do balanço geoquímico do tefrito de Lexim (onde as perdas são inferiores a 1%). No entanto, o resultado do balanço isovolumétrico da olivina é importante na compreensão do processo de alteração deste mineral primário em interestratificados clorite/saponite e saponite (figura 3.7)

A velocidade de alteração da olivina foi calculada em JAKOBSSON & MOORE (1986) num estudo sobre alteração hidrotermal num vulcão de uma ilha da costa da Islândia, tendo sido obtidos valores de  $0.4\text{-}1.2\mu\text{m/ano}$ . Estes autores referem que este cálculo foi baseado em três conjuntos de parâmetros: i) espessura da camada de alteração; ii) temperatura durante a alteração; iii) duração da alteração. Relativamente a Lexim, podem fazer-se as seguintes

considerações. Assumindo que a formação de minerais de argila terá ocorrido no intervalo térmico 250-50°C, e que esta diminuição de temperatura terá demorado cerca de 60 anos (no centro da chaminé - figuras 6.16 e 6.17), a substituição completa de fenocristais com cerca de 2mm de diâmetro terá ocorrido a uma velocidade média de 30 $\mu$ m/ano. A diferença de velocidade de alteração da olivina pode ser justificada pela maior velocidade de arrefecimento da chaminé de Lexim em contraste com o vulcão estudado por Jakobsson & Moore.

### *ii) Minerais de argila em preenchimentos de juntas*

Embora raros, os filossilicatos que ocorrem em preenchimentos de juntas (figura 4.8) possuem, de um modo geral, as mesmas características químicas que as discutidas precedentemente. Verifica-se, mais uma vez que, com base na composição química (quadro 4.2), estes minerais se representam no domínio dos interestratificados clorite/saponite. Em virtude da reduzida quantidade disponível, não foi possível comprovar as suas características estruturais por DRX.

### *iii) Minerais de argila na mesostase*

A composição química das argilas que ocorrem dispersas na mesostase do tefrito de Lexim (figura 3.16 e quadro 3.11), representa-se também no domínio dos interestratificados clorite/saponite. Todavia, evidencia-se uma razoável dispersão da composição química destes minerais, em especial no sistema Al-Fe-Mg. Tal dispersão deve corresponder a uma variação nas percentagens de folhetos cloríticos e saponíticos na estrutura destes interestratificados.

A análise da composição química dos filossilicatos presentes no tefrito de Lexim, mesmo em diversos microssítios de alteração, revela uma grande similitude de características. Também ALT & HONNOREZ (1984), por exemplo, não encontraram diferenças químicas na saponite que ocorre em substituição de olivina e plagioclase ou em preenchimento de cavidades em basaltos oceânicos. Em termos percentuais, destacam-se os interestratificados irregulares clorite/saponite. A saponite ocorre em menor quantidade e, em especial, associada à alteração de fenocristais de olivina. Não foi detectada a presença de clorite pura.

## **9.2. Origem dos minerais de argila**

A transformação de clorite em esmectite é acompanhada, em sistemas de alteração, por uma diminuição de temperatura e pela formação de fases intermediárias, como sendo interestratificados clorite/esmectite. Em campos geotérmicos da Islândia foi verificado que os interestratificados clorite/esmectite regulares e irregulares formam uma série composicional quase contínua entre a saponite e a clorite (SCHIFFMAN & FRIDLEIFSSON, 1991). BETTISON-VARGA *et al.* (1991) defendem a transição contínua entre interestratificados clorite/esmectite, com 50% de folhetos cloríticos, e a clorite pura. MEUNIER *et al.* (1991) apresentam o processo de transformação de uma esmectite trioctaédrica em clorite, referindo que esta transição é feita por três etapas:

- i) fixação e polimerização de íons complexos  $Al-R^{2+}$  no espaço interfoliar da esmectite, dando origem a uma fase não expansiva a  $14\text{\AA}$  (a intercalação desta fase a  $14\text{\AA}$  com a esmectite original dá origem a um interestratificado irregular clorite/esmectite);
- ii) dissolução destes interestratificados irregulares e precipitação de corrensite;
- iii) dissolução da corrensite e crescimento de clorite rica em Fe.

INOUE *et al.* (1984), após estudos em sedimentos piroclásticos, referem que a transição de clorite para esmectite se dá à custa da formação de uma fase intermédia, a corrensite. A definição da corrensite como um interestratificado regular clorite/esmectite ou uma fase mineral distinta, tem sido discutida por alguns autores. A segunda alternativa é defendida em INOUE & UTADA (1991), BEAUFORT & MEUNIER (1994) e BEAUFORT *et al.* (1997).

Existem também exemplos que revelam a descontinuidade na transição de clorite para esmectite, não se verificando um aumento gradual e contínuo de folhetos cloríticos a partir de uma esmectite pura (INOUE, 1987; INOUE & UTADA, 1991).

Do ponto de vista químico, a transformação de esmectite em clorite é acompanhada do decréscimo de Si e Ca e aumento de Al; o quociente  $Fe/(Fe+Mg)$  permanece constante (INOUE & UTADA, 1991). A estabilidade deste quociente é justificado por BETTISON-VARGA *et al.* (1991) uma vez que esta razão depende da composição química da rocha e não do teor de clorite ou estrutura do filossilicato. SCHIFFMAN & FRIDLEIFSSON (1991) referem ainda a diminuição do teor em íons interfoliares na transformação de esmectite para clorite. BETTISON & SCHIFFMAN (1988) apresentam um indicativo da presença de folhetos esmectíticos na clorite; assim, esta presença é denunciada por valores superiores a 6.28 átomos de Si na fórmula unitária da clorite (para cálculos na base de 28 oxigénios).

Quanto à temperatura de formação de interestratificados irregulares clorite/saponite e saponite, regista-se na bibliografia alguma dispersão de valores, conforme se verifica na tabela seguinte.

|  | TEMP. (°C) | REFERÊNCIAS                         |
|--|------------|-------------------------------------|
| Interestratificado irregular clorite/esmectite | <100       | DUDOIGNON <i>et al.</i> (1989)      |
| “  | ≤150       | SHAU & PEACOR (1992)                |
| “  | 200-230    | HAYMON & KASTNER (1986)             |
| “  | 200-230    | TÓMASSON & KRISTMANNSDÓTTIR (1972)  |
| “  | 200-260    | KRISTMANNSDÓTTIR & MATSUBAYA (1995) |
| “  | 295-360    | HAYMON & KASTNER (1986)             |
| Saponite                                       | 60-80      | DUDOIGNON <i>et al.</i> (1994)      |
| “  | 30-200     | STAKES & O'NEIL (1985)              |
| “  | 155-180    | PROUST <i>et al.</i> (1992)         |
| “  | 200        | TÓMASSON & KRISTMANNSDÓTTIR (1972)  |

Para a temperatura de formação dos interestratificados irregulares clorite/saponite, TÓMASSON & KRISTMANNSDÓTTIR (1972), referem temperaturas da ordem dos 200-230°C. DUDOIGNON *et al.* (1989) apresentam um estudo sobre a alteração hidrotermal em escoadas



basálticas aéreas, *pillow-lavas* submarinas e basaltos oceânicos, sendo atribuído a este processo a formação de celadonite e interestratificados saponite/clorite a temperaturas inferiores a 100°C. PROUST *et al.* (1992) referem temperaturas de 200-230°C para a formação destes interestratificados.

Relativamente à formação de saponite em sistemas de alteração hidrotermal submarina, STAKES & O'NEIL (1985) referem que ela se pode formar a temperaturas entre 30-200°C. Em rochas basálticas alteradas subaéreas e submarinas, DUDOIGNON *et al.* (1994) apresentam valores de 60-80°C enquanto PROUST *et al.* (1992) referem temperaturas de 130-170°C. YAMADA *et al.* (1994) conseguiram mesmo sintetizar cristais de esmectite a pressões de 20Kbars e a temperaturas de 900°C, constatando que a formação de esmectite é favorecida por elevadas velocidades de arrefecimento, da ordem de 500°C/min (YAMADA *et al.*, 1995). Esta dispersão de valores induz a que existam autores que defendem uma cristalização anterior à dos zeólitos (ROBERT *et al.*, 1988; 1989; GASPAROTTO *et al.*, 1992), enquanto outros sugerem a cristalização de minerais de argila numa fase posterior (PILLARD *et al.*, 1980).

Tem sido referido na literatura a origem hidrotermal de esmectites e interestratificados clorite/esmectite em rochas basálticas (por exemplo, PILLARD *et al.*, 1980; DUPLAY *et al.*, 1989; GASPAROTTO *et al.*, 1992; SHAU & PEACOR, 1992). Porém, estes minerais de argila são também conhecidos como tendo tido uma origem pós-magmática ou deutérica, ou seja, como tendo resultado da interacção de fluídos residuais da própria cristalização magmática com minerais formados a temperaturas mais altas HAGGERTY & BAKER (1967), SCHEIDEGGER & STAKES (1977), BÖHLKE *et al.* (1980), PAPAVALASSIOU & COSGROVE (1981), WALTERS & INESON (1983), ROBERT *et al.* (1988; 1989), WISE & KLECK (1988), SHAYAN *et al.* (1990) e SCHENATO *et al.* (1997).

Apesar da pequena quantidade de minerais de argila existente no tefrito de Lexim, tornando bastante difícil a obtenção de dados analíticos, foi possível comprovar a ocorrência destes minerais desde saponite pura aos interestratificados clorite/saponite (dominantes) com diversas percentagens de cada tipo de folheto. No tefrito de Lexim, a cristalização de filossilicatos desenrolou-se em duas etapas sucessivas: em primeiro lugar ocorre a precipitação de interestratificados clorite/saponite um pouco por todo o lado; em segundo lugar verifica-se a cristalização de saponite apenas limitada aos fenocristais de olivina. Os resultados isotópicos de amostras de minerais de argila do tefrito de Lexim (capítulo 5) indicam uma temperatura de cristalização de 179-276°C, consoante a composição isotópica do fluído.

A formação de minerais de argila no tefrito de Lexim parece ser mais um exemplo de um processo de alteração pós-magmática, com base nos seguintes argumentos:

- i) homogeneidade da composição mineralógica, marcada pela ocorrência de interestratificados clorite/saponite e raramente saponite, independentemente do microssítio de alteração. Este facto sugere que a composição dos minerais de

argila é controlada pela composição dos fluídos (idêntica em toda a rocha pois trata-se de um fluído pós-magmático) e pela temperatura (tal como defendem BEAUFORT *et al.*, 1995). A cristalização dos interestratificados clorite/saponite e saponite é assim resultado de um mesmo episódio que se desenvolve com um decréscimo de temperatura, tal como concluem PROUST *et al.* (1992) em estudos de alteração de basaltos oceânicos.

- ii) alteração limitada, essencialmente, a um mineral primário - a olivina. Os efeitos de uma alteração hidrotermal não se restringem a um só mineral, formando auréolas de alteração nas zonas limítrofes à circulação dos fluídos responsáveis pela alteração. No tefrito de Lexim, os filossilicatos que se encontram na alteração da olivina são do mesmo tipo dos que ocorrem na mesostase, sendo estes de origem claramente pós-magmática.

### **9.3. Conclusão**

A discussão dos dados relativos à formação de minerais de argila do tefrito de Lexim efectuada ao longo deste capítulo, permite fazer algumas considerações finais, das quais de destacam:

- i) Todos os minerais de argila correspondem a interestratificados irregulares clorite/saponite (com diversas percentagens de cada um destes folhetos) e saponite, independentemente do microssítio de cristalização, sugerindo que a sua génese está fortemente condicionada à temperatura e à composição do fluído.
- ii) Apesar de pouco frequente, a formação de minerais de argila no tefrito de Lexim pode ocorrer em duas fases que podem ser contemporâneas: uma "argilização primária" (denunciada nos preenchimentos de juntas e na mesostase) que corresponde a uma cristalização de fluidos pós-magmáticos directamente em vazios sobre um qualquer substracto e uma "argilização secundária", ou de alteração, representada pela substituição de olivinas. Com efeito, a olivina é o único mineral primário que se apresenta alterado, com a formação de interestratificados clorite/saponite e saponite, constituindo uma alteração perversiva selectiva.
- iii) A desestabilização da olivina inicia-se na bordadura dos fenocristais e no interior das microfracturas que os atravessam. A alteração evolui no decurso do arrefecimento da lava basáltica e conseqüente desenvolvimento da fracturação. A abertura de microfracturas nas olivinas permite a circulação de fluidos, a partir dos quais cristalizam interestratificados irregulares clorite/saponite (ricos em

folhetos cloríticos) em episódios sucessivos, dando origem a zonamento. A olivina reage com estes interestratificados que colmataram inicialmente as fracturas e, à medida que o arrefecimento continua, ocorre a cristalização de outros interestratificados irregulares clorite/saponite (ricos em folhetos saponíticos). Estes preenchimentos apresentam estruturas em pente e com contactos irregulares com a olivina relíquia, sugerindo um mecanismo em associação a dois eventos sucessivos: uma cristalização em espaço aberto seguida por uma substituição reaccional.

- iv) A alteração da olivina prossegue até à sua total substituição pela associação de interestratificados clorite/saponite (dominantes) e saponite. A ocorrência destes interestratificados, com várias percentagens de folhetos cloríticos e saponíticos, até à formação da saponite, sugere uma cristalização contínua durante o processo de arrefecimento da lava. Esta alteração ocorre sem modificações do seu volume inicial e em ambientes com baixos quocientes água/rocha. A substituição total de fenocristais com 2mm de diâmetro terá avançado a uma velocidade média de  $30\mu\text{m}/\text{ano}$ .
- v) Os minerais de argila do tefrito de Lexim têm uma origem pós-magmática. Três factores corroboram esta hipótese: i) a alteração limita-se à olivina; ii) existe uma homogeneidade na tipologia dos minerais de argila, independentemente do microssítio de cristalização e iii) os dados petrográficos não evidenciam locais de circulação de outros fluídos, responsáveis por uma alteração hidrotermal.

## 10. CONCLUSÕES

Ao longo deste trabalho foi estudada a evolução do processo de solidificação, arrefecimento e fracturação de uma rocha basáltica pertencente ao **Complexo Vulcânico de Lisboa** (CVL). O desenvolvimento do programa analítico de modo a caracterizar a petrografia fina das alterações, foi dificultado por factores intrínsecos ao caso concreto estudado: rocha de textura porfírica de grão muito fino e pequenas quantidades de alguns minerais. O estudo destes processos foi circunscrito a um prisma, que se assume como representativo do conjunto da prismação.

O afloramento do Penedo de Lexim, apresentando uma **disjunção colunar regular** (Índice de Hexagonalidade de 1.03), corresponde a uma porção da **conduta vertical** de um antigo aparelho vulcânico ( $55 \pm 18$ Ma), um dos mais importantes que deram origem ao manto basáltico de Lisboa. A rocha aflorante, holocristalina, é um **tefrito** de textura porfírica, constituído por fenocristais de olivina (crisótilo), piroxena (diópsido) e ulvospinela. Como matriz apresenta microcristais de piroxena, ulvospinela, plagioclase (andesina-labradorite) e olivina. A mesostase é constituída pela associação calcite, apatite, feldspato alcalino, plagioclase, analcite, natrolite, interestratificados clorite/saponite e saponite. A olivina é o único mineral primário que se apresenta bastante alterado, sendo substituído pela associação interestratificados clorite/saponite+saponite $\pm$ calcite.

Em termos gerais, não se registam diferenças texturais e químico-mineralógicas significativas entre o bordo e o centro do prisma. Verifica-se, no entanto, um ligeiro aumento da densidade, diminuição da percentagem de perda ao fogo e diminuição da percentagem de minerais de argila e porosidade no centro do prisma.

O cálculo da pressão necessária para justificar o teor de água dissolvida na lava (1.7-1.8%) sugere que a conduta teria cerca de 2000m acima do nível erosivo actual.

Com base em critérios texturais e petrográficos, pode apresentar-se o **processo de cristalização** da lava de Lexim em três etapas essenciais:

1ª etapa □ Lento arrefecimento, a baixo  $\Delta T$ , originando a cristalização intratelúrica de fenocristais de olivina, piroxena e ulvospinela;

2ª etapa □ Arrefecimento rápido, provocado por um episódio súbito de ascensão da lava, dando origem a texturas típicas deste arrefecimento em cristais de olivina e ulvospinela. Esta ascensão teria sido efémera pois as piroxenas (e plagioclases), que cristalizam imediatamente após as olivinas, já não apresentam estes hábitos cristalinos;

3ª etapa □ Fase final do processo em que ocorre um arrefecimento lento (praticamente sem movimento da lava) até à solidificação total da lava, sem que ocorra a formação de vidro. Este arrefecimento lento permite também a ocorrência de

uma disjunção prismática regular e homogénea, característica do Penedo de Lexim.

A caracterização da **fissuração** à escala do prisma permite distinguir vários tipos de fracturas, cuja quase totalidade apresenta um preenchimento constituído por uma paragénese relativamente homogénea, onde domina a associação natrolite+analcite+calcite. No entanto, ocorrem ainda outros minerais a preencher os diferentes tipos de fissuras: tetranatrolite, philipsite, thompsonite, interestratificados clorite/saponite, pirite e pectolite.

Os dados petrográficos permitem esboçar a sequência de cristalização dos zeólitos e minerais associados em preenchimentos de fissuras. Deste modo, o preenchimento de fissuras precoces (em continuidade com a mesostase) constitui a primeira geração de cristalização de analcite, natrolite e calcite. Com a progressão da fracturação e a consequente abertura dos vários outros tipos de fissuras, continua a cristalizar a mesma associação mineralógica. A pectolite e a tetranatrolite, surgindo associadas à natrolite, não podem ter sido formadas a temperaturas muito diferentes desta. Finalmente, as últimas fissuras a formarem-se, tipo E, apresentam como preenchimento os zeólitos de mais baixa temperatura, thompsonite e philipsite (associados com a calcite).

A formação de uma junta, a primeira importante fractura a ocorrer, vai provocar a existência de uma pequena variação de pressão ( $\Delta P$ ) entre a zona recentemente aberta e o tefrito maciço. Esta variação de pressão implica a saída do fluido pós-magmático ainda disponível nas zonas maciças e contíguas à fissura, para o interior desta (face à homogeneidade geoquímica do meio, é de crer que seja a diferença de pressão a responsável pelo movimento do fluido e não diferenças térmicas ou de potencial químico). Este  $\Delta P$  provoca um ligeiro aumento da porosidade nas vizinhanças da junta. Estes vazios vão ser colmatados com os interestratificados clorite/saponite que se concentram numa reduzida orla (<2mm) na bordadura do prisma.

A **cristalização pós-magmática** de interestratificados clorite/saponite e saponite pode ser justificada com base em alguns argumentos, dos quais se destacam: i) todos os minerais de argila correspondem a interestratificados irregulares clorite/saponite (com diversas percentagens de cada um destes folhetos) e saponite, independentemente do microssítio de cristalização, sugerindo que a sua génese está fortemente condicionada pela temperatura e pela composição do fluido; ii) a olivina é o único mineral primário que se apresenta alterado constituindo uma alteração pervasiva selectiva; iii) os dados petrográficos não evidenciam locais de circulação de outros fluídos responsáveis por uma alteração hidrotermal, facto essencial para o desenvolvimento de uma alteração pervasiva.

A conjugação dos resultados obtidos pelos **modelos térmicos** e pela petrografia permitiram estabelecer uma interpretação sobre a cinética de cristalização e arrefecimento. Assim, a evolução destes processos na chaminé do Penedo de Lexim terá demorado cerca de 76 anos. Enquanto que o arrefecimento entre a temperatura *liquidus* (1250°C) e a temperatura *solidus* (980°C) terá decorrido em 8 anos, foram necessários 68 anos para que a conduta alcançasse o equilíbrio térmico com o encaixante. O número de **frentes de arrefecimento** e o **modo de implantação** tornam-se determinantes na contabilização do tempo de arrefecimento

de um determinado corpo ígneo.

Devido ao facto do actual tefrito de Lexim ter arrefecido a uma profundidade de cerca de 2000m do topo do vulcão (existindo assim uma determinada pressão confinante) a **temperatura de fracturação** é inferior à que se verifica em escoadas subaéreas. A temperatura que marca o início da fracturação foi assim fixada em 700°C. Deste modo, a prismação alcançou o centro da chaminé de Lexim ao fim de 11 anos após o início do processo de solidificação, numa fase em que a velocidade de arrefecimento seria de 120°C/ano. O estudo da evolução do avanço da isotérmica de 700°C, num meio sujeito a pressão confinante, permite compreender o padrão da disjunção colunar na chaminé do Penedo de Lexim. É ainda possível explicar-se a ausência de bandas ou estrias nas faces dos prismas de rochas basálticas que arrefecem em profundidade, pois o avanço das juntas é feito de modo praticamente contínuo, contrastando com o avanço por incrementos em ambientes subaéreos.

O conjunto dos dados obtidos ao longo deste trabalho, assim como a sua interpretação, permitiram satisfazer o objectivo principal que tinha sido proposto no início: compreender a evolução da cristalização, arrefecimento e fracturação da chaminé vulcânica do Penedo de Lexim. Esta dissertação trata o desenvolvimento destes fenómenos em profundidade e insere-se num programa mais vasto que procura delinear um mecanismo global de implantação de rochas vulcânicas em vários ambientes geotectónicos.

---

**BIBLIOGRAFIA**

- AILIN-PYZIK I.B. & SOMMER S.E. (1981) - Microscale chemical effects of low temperature alteration of DSDP basaltic glasses. *Jour. Geophys. Res.* **86(B10)**, 9503-9510
- ALBERTI A, PONGILUPPI D. & VEZZALINI G. (1982) - The crystal chemistry of natrolite, mesolite and scolecite. *N. Jb. Miner. Abh.* **143(3)**, 231-248
- ALBERTI A. & BRIGATTI M.F. (1985) - Dependence of chemistry on genesis in zeolites: multivariate analysis of variance and discriminant analysis. *Amer. Mineral.* **70**, 805-813
- ALBERTI A., CRUCIANI G. & DAURU' I. (1995) - Order-disorder in natrolite-group minerals. *Eur. Jour. Mineral.* **7**, 501-508
- ALMEIDA F.M., KULLBERG M.C., MANUPPELLA G. e RAMALHO M. (1991) - Carta Geológica de Portugal - Folha 34-A - Sintra, Escala 1:50 000. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa
- ALT J.C. & HONNOREZ J. (1984) - Alteration of the upper oceanic crust, DSDP site 417: mineralogy and chemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.* **87**, 149-169
- AMORÓS J.L. & BARRERA J.L. (1979) - Estudio de cristalizaciones naturales. I. Formación de cristales huecos y esqueléticos. *Estudios Geol.* **35**, 253-258
- ANDRADE A.I.A.S.S. (1994) - *Adequabilidade de basaltos portugueses para a produção de lâ de rocha e vitrocerâmicos*. Trabalho de síntese para Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, Universidade de Coimbra, 182pp
- ANDREWS A.J. (1980) - Saponite and celadonite in layer 2 basalts, DSDP Leg 37. *Contrib. Mineral. Petrol.* **73**, 323-340
- AOKI M. & MINATO H. (1980) - Lattice constants of wairakite as a function of chemical composition. *Amer. Mineral.* **65**, 1212-1216
- AYDIN A. & DeGRAFF J.M. (1988) - Evolution of polygonal fracture patterns in lava flows. *Science* **239**, 471-476
- BAKER I. & HAGGERTY S.E. (1967) - The alteration of olivine in basaltic and associated lavas. Part II. Intermediate and low-temperature alteration. *Contrib. Mineral. Petrol.* **16**, 258-273
- BANFIELD J.F., VELEN D.R. & JONES B.F. (1990) - Transmission electron microscopy of subsolidus oxidation and weathering of olivine. *Contrib. Mineral. Petrol.* **106**, 110-123
- BARDINTZEFF J.-M. (1991) - *Volcanologie*. Edt. Masson, Paris, 235pp
- BARDINTZEFF J.-M. (1993) - *Volcans*. Armand Colin, Paris, 154pp

- BARKER D.S. (1983) - *Igneous rocks*. Edt. Prentice-Hall, New Jersey, 417pp
- BARRER R.M. (1982) - *Hydrothermal chemistry of zeolites*. Academic Press, London, 360pp
- BARTH-WIRSCHING U. & HÖLLER H. (1989) - Experimental studies on zeolite formation conditions. *Eur. Jour. Mineral.* **1**, 489-506
- BATES R.L. & JACKSON J.A. (1987) - *Glossary of Geology*. American Geological Institute, 3rd edition, Virginia, 788p.
- BEARD C.N. (1959) - Quantitative study of columnar jointing. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **70**, 379-382
- BEAUFORT D. & MEUNIER A. (1994) - Saponite, corrensite and chlorite-saponite mixed-layers in the Sancerre-Couy deep drill-hole (France). *Clay Minerals* **29**, 47-61
- BEAUFORT D., PAPAPANAGIOTOU P., PATRIER P., FUJIMOTO K & KASAI K. (1995) - High temperature smectites in active geothermal systems. in *Water-Rock Interaction*, Kharaka & Chudaev Edts., Balkema, Rotterdam, 493-496
- BEAUFORT D., BARONNET A., LANSON B. & MEUNIER A. (1997) - Corrensite: a single phase or a mixed-layer phyllosilicate in the saponite-to-chlorite conversion series? A case study of Sancerre-Couy deep drill hole (France). *Amer. Mineral.* **82**, 109-124
- BELLON H., MAURY R., BELLAICHE G., REHAULT J.P., MERMET J.F. & AUZENDE J.M. (1985) - Age et nature des formations volcaniques prismées observées et prélevées dans le Canyon des Moines (Sud-Ouest Corse) pendant la campagne Cyaligure. *Mar. Geol.* **67**, 163-176
- BENTE, K., THUM, R. & WANNEMACHER, J. (1991) - Colored pectolites, so-called "Larimar", from Sierra de Baoruco, Barahona Province, southern Dominican Republic. *N. Jb. Miner. Mh.*, **1**, 14-22.
- BERGANTZ G.W. (1990) - Melt fraction diagrams: the link between chemical and transport models. in *Modern methods of igneous petrology: understanding magmatic processes*. Reviews in Mineralogy **24**, Min. Soc. America, 239-257
- BERGANTZ G.W. (1991) - Physical and chemical characterization of plutons. in *Contact metamorphism*. Reviews in Mineralogy **26**, Min. Soc. America, 13-42
- BERKEBILE C.A. & DOWTY E. (1982) - Nucleation in laboratory charges of basaltic composition. *Amer. Mineral.* **67**, 886-899
- BESSE D., DESPRAIRIES A., JEHANNO C., KOLLA V. (1981) - Les paragèneses de smectites et de zéolites dans une série pyroclastique d'âge éocène moyen de l'Océan Indien (D.S.D.P., Leg 26, Site 253). *Bull. Mineral.* **104**, 56-63



- BETTISON L.A. & SCHIFFMAN P. (1988) - Compositional and structural variations of phyllosilicates from the Point Sal ophiolite, California. *Amer. Mineral.* **73**, 62-76
- BETTISON-VARGA L., MACKINNON I.D.R. & SCHIFFMAN P. (1991) - Integrated TEM, XRD and electron microprobe investigation of mixed-layer chlorite-smectite from the Point Sal ophiolite, California. *Jour. Metamorphic Geol.* **9**, 697-710
- BLATTNER P. (1980) - Chlorine-enriched leucogabbro in Nelson and Fiordland, New Zealand. *Contrib. Mineral. Petrol.* **72**, 291-296
- BLES J.-C. & FEUGA B. (1981) - *La fracturation des roches*. Manuels et Méthodes n°1, BRGM, Orléans, 120pp
- BÖHLKE J.K., HONNOREZ J. & HONNOREZ-GUERSTEIN B.-M. (1980) - Alteration of basalts from site 396B, DSDP: petrographic and mineralogic studies. *Contrib. Mineral. Petrol.* **73**, 341-364
- BONIN B. (1995) - *Pétrologie endogène*. Collection "Géosciences", Dunod, Paris, 336pp
- BOURDIER J.-L. (1994) - *Le volcanisme*. Manuels et Méthodes n° 25, BRGM, Orléans, 420pp
- BRANDEIS G., JAUPART C. & ALLÈGRE C.J. (1984) - Nucleation, crystal growth and the thermal regime of cooling magmas. *Jour. Geophy. Resear.* **89(B12)**, 10161-10177
- BRANDEIS G. & JAUPART C. (1987) - The kinetics of nucleation and crystal growth and scaling laws for magmatic crystallization. *Contrib. Mineral. Petrol.* **96**, 24-34
- BRILHA J.B. & SEQUEIRA BRAGA M.A. (1993) - A decomposição de espectros de difracção de raios X no estudo de esmectites e interestratificados clorite/esmectite. *Memórias e Notícias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra*, **116**, 83-93
- BRILHA J.B.R., SEQUEIRA BRAGA M.A., PROUST D., DUDOIGNON P. & MEUNIER A. (1994) - Study of the fissuration infillings composition in a columnar basalt from Portugal. Abs. of the International Volcanological Congress - IAVCEI, Ankara, Turkey
- BRILHA J.B.R., SEQUEIRA BRAGA M.A., PROUST D., DUDOIGNON P. & MEUNIER A. (1995) - Interestratificados clorite/saponite e saponite formados por alteração hidrotermal de olivinas em basaltos continentais de Portugal. Resumos do V Congresso Brasileiro de Geoquímica e III Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Niterói, Brasil
- BRILHA J.B.R., SEQUEIRA BRAGA M.A., PROUST D., DUDOIGNON P. (1997) - High cooling rate habits of olivine in a volcanic neck. Abs. of the IAVCEI General Assembly, Puerto Vallarta, México
- BROWN G.E.Jr. (1982) - Olivines and silicate melts. in *Ortho-silicates*, Ribbe P.H. Edt.,

---

Reviews in Mineralogy **5** (2nd edition), Min. Soc. America, 275-381

BRYAN W.B. (1972) - Morphology of quench crystals in submarine basalts. *Jour. Geophysical Research* **77(29)**, 5812-5819

BUDKEWITSCH P. & ROBIN P.-Y. (1994) - Modelling the evolution of columnar joints. *Jour. Volcanol. Geoth. Res.* **59**, 219-239

CABELLA, R., LUCCHETTI, G. & PALENZONA, A. (1990) - Al-rich, Fe-poor manganoan sugilite in a pectolite-bearing assemblage from Cerchiara Mine (Northern Apennines, Italy). *N. Jb. Miner. Mh.*, **10**, 443-448.

CABRAL J.M.P., PRUDÊNCIO M.I., GOUVEIA M.A. & SERRALHEIRO A. (1983) - Contribuição para a determinação de relações entre escoadas, chaminés e filões da região Funchal-Montelavar. *Comun. Serv. Geol. Portugal* t.**69**, fasc. **1**, 73-86

CASHMAN K.V. (1990) - Textural constraints on the kinetics of crystallization of igneous rocks. in *Modern methods in igneous petrology: understanding magmatic processes*. Reviews in Mineralogy **24**, Min. Soc. America, 259-314

CASHMAN K.V. (1993) - Relationship between plagioclase crystallization and cooling rate in basaltic melts. *Contrib. Mineral. Petrol.* **113**, 126-142

CHEN T.T. & CHAO G.Y. (1980) - Tetranatrolite from Mont St-Hilaire, Québec. *Canadian Mineralogist* **18**, 77-84

CLAUER N. & CHAUDHURI S. (1995) - *Clays in crustal environments - Isotope dating and tracing*. Springer-Verlag, 359pp

COMIN-CHIARAMONTI P., PONGILUPPI D. & VEZZALINI G. (1979) - Zeolites in shoshonitic volcanics of the north-eastern Azerbaijan (Iran). *Bull. Minéral.* **102**, 386-390

COOMBS D.S., ELLIS A.J., FYFE W.S. & TAYLOR A.M. (1959) - The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. *Geoch. and Cosmoch. Acta* **17**, 53-107

CORREIA NEVES J.M. & LOPES NUNES J.E. (1968) - Zeolites from Corumana Mountain (Lebombo Range, Mozambique - Portuguese East Africa). *Rev. Ciên. Geológicas, Lourenço Marques* **1(A)**, 73-92

COX K.G., BELL J.D., PANKHURST R.J. (1979) - *The interpretation of igneous rocks*. Allen & Unwin Ltd., London, 450pp

CRAIG H. (1961) - Isotopic variations in meteoric waters. *Science* **133**, 1702-1703

CRAW, D. & LANDIS, C.A. (1980) - Authigenic pectolite, stevensite and pyroaurite in a Quaternary debris flow, Southland, New Zealand. *Jour. Sed. Petrol.*, **50**, 497-503

- DAVIDSON K. & WILLIAMS A.R. (1996) - Under our skin. *National Geographic*, **189(1)**, 100-111
- DAVIS G.H. (1984) - *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley & Sons, 492pp
- DE LA ROCHE H., LETERRIER J., GRANDCLAUDE P. & MARCHAL M. (1980) - A classification of volcanic and plutonic rocks using R<sub>1</sub>R<sub>2</sub>-diagram and major-element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* **29**, 183-210
- DE'GENNARO M., COLELLA C., FRANCO E. & STANZIONE D. (1988) - Hydrothermal conversion of trachytic glass into zeolite. 1. Reactions with deionized water. *N. Jb. Miner. Mh.* **4**, 149-158
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1978) - *Rock-forming minerals. Single-Chain Silicates*. Longman Scientific & Technical, Vol. 2A, 2nd edition.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1981) - *Minerais constituintes das rochas - uma introdução*. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 558pp
- DEER W.A., HOWIE R.A. & ZUSSMAN J. (1992) - *An introduction to the rock-forming minerals*. 2nd edition - Longman Scientific & Technical - 696pp
- DeGRAFF J.M. & AYDIN A. (1987) - Surface morphology of columnar joints and its significance to mechanics and direction of joint growth. *Geol. Soc. Amer.* **99**, 605-617
- DeGRAFF J.M., LONG P.E. & AYDIN A. (1989) - Use of joint-growth directions and rock textures to infer thermal regimes during solidification of basaltic lava flows. *Jour. Volcanol. Geother. Resear.* **38**, 309-324
- DeGRAFF J.M. & AYDIN A. (1993) - Effect of thermal regime on growth increment and spacing of contraction joints in basaltic lava. *Jour. Geophys. Res.* **98(B4)**, 6411-6430
- DESTRIGNEVILLE C., SCHOTT J., CARISTAN Y. & AGRINIER P. (1991) - Evidence of an early alteration process driven by magmatic fluid in Mururoa volcano. *Earth Planetary Scien. Letters* **104**, 119-139
- DONAHOE R.J. & LIOU J.G. (1985) - An experimental study on the process of zeolite formation. *Geoch. and Cosmoch. Acta* **49**, 2349-2360
- DONALDSON C.H. (1976) - An experimental investigation of olivine morphology. *Contrib. Mineral. Petrol.* **57**, 187-213
- DUDOIGNON P., MEUNIER A., BEAUFORT D., GACHON A. & BUIGUES D. (1989) - Hydrothermal alteration at Mururoa Atoll (French Polynesia). *Chemical Geol.* **76**, 385-401
- DUDOIGNON P. DESTRIGNEVILLE C., GACHON A., BUIGUES D. & LEDESERT B. (1992) - Mécanismes des altérations hydrothermales associées aux formations volcaniques de

---

l'atoll de Mururoa. *C.R.Acad. Sci. Paris* **314(II)**, 1043-1049

DUDOIGNON P., POREL G. & GUY C. (1994) - Pétrographie et quantification des phases secondaires dans les coulées basaltiques sous-marines et aériennes de l'atoll de Mururoa: mesure des surfaces d'échange par traitement d'images. *C.R.Acad. Sci. Paris* **319(II)**, 775-781

DUPLAY J., PAQUET H., KOSSOVSKAYA A. & TARDY Y. (1989) - Estimation de la température de formation des paragenèses saponite-céladonite et glauconite-nontronite dans les altérations sous-marines de basalte, par la méthode des corrélations entre éléments au sein de populations monominérales. *C.R.Acad. Sci. Paris* **399(II)**, 53-58

EGGLETON R.A. (1984) - Formation of iddingsite rims on olivine: a transmission electron microscope study. *Clays and Clay Minerals* **32(1)**, 1-11

FERNANDEZ A.N. & GASQUET D.R. (1994) - Relative rheological evolution of chemically contrasted coeval magmas: example of the Tichka plutonic complex (Morocco). *Contrib. Mineral. Petrol.* **116**, 316-326

FINNERTY T.A. (1977) - Exchange of Mn, Ca, Mg and Al between synthetic garnet, orthopyroxene, clinopyroxene and olivine. *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, **76**, 572-579

FINNERTY T.A. & BOYD F.R. (1978) - Pressure-dependent solubility of calcium in forsterite coexisting with diopside and enstatite. *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, **77**, 713-717

FLEET M.E. (1975) - The growth habits of olivine - a structural interpretation. *Canadian Mineral.* **13**, 293-297

FLEMING T.H., ELLIOT D.H., JONES L.M., BOWMAN J.R., SIDERS M.A. (1992) - Chemical and isotopic variations in an iron-rich lava flow from the Kirkpatrick basalt, north Victoria Land, Antarctica: implications for low-temperature alteration. *Contrib. Mineral. Petrol.* **111**, 440-457

FORTEY N.J. (1995) - Image analysis in mineralogy and petrology. *Min. Mag.* **59**, 177-178

FOWLER A.D. & ROACH D.E. (1996) - A model and simulation of branching mineral growth from cooling contacts and glasses. *Mineral. Mag.* **60**, 595-601

FUHRMAN M.L. & LINDSLEY D.H. (1988) - Ternary-feldspar modeling and thermometry. *Amer. Mineral.* **73**, 201-215

GALLI E. & LOSCHI GHITTONI A.G. (1972) - The crystal chemistry of phillipsites. *Amer. Mineral.* **57**, 1125-1145

GASPAROTTO G., LANTI E., MINGUZZI V., MORANDI C.A. & TRIANNE C.A. (1992) - Trioctahedral smectites and zeolites as transformation products of the Cala Pozzolana di Ponente pyroclastic rocks (Linosa Island - Italy). *Miner. Petrogr. Acta* **XXXV-A**, 321-329

- GHIORSO M.S. & CARMICHAEL I.S.E. (1985) - Chemical mass transfer in magmatic processes. II. Applications in equilibrium crystallization, fractionation and assimilation. *Contrib. Mineral. Petrol.* **90**, 121-141
- GHIORSO M.S. (1991) - Temperatures in and around cooling magma bodies. in *Progress in metamorphic and magmatic petrology*, Edt. by L.L. Perchuk, Cambridge Univ. Press, 387-410
- GIROD M., BAILEY D.K., BAKER P.E., FISCHER V., MAURY R., ROCCI M., SCHMINCKE H. & UPTON B.G. (1978) - *Les roches volcaniques - Pétrologie et cadre structural*. Doin Editeurs - Paris, 239pp
- GOMES M.E.B., SCOPEL R., MEXIAS A.S., FORMOSO M.L.L. & MEUNIER A. (1995) - Alteração tardi-magmática e texturas de basaltos da bacia do Paraná. Resumos do V Congresso Brasileiro de Geoquímica e III Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Niterói, Brasil.
- GOTTARDI G. & GALLI E. (1985) - *Natural Zeolites*. Springer-Verlag, Berlin, 409pp
- GOTTARDI G. (1989) - The genesis of zeolites. *Eur. Jour. Mineral.* **1**, 479-487
- GRESENS R.L. (1967) - Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology* **2**, 47-65
- GROLIER J., FERNANDEZ A., HUCHER M. & RISS J. (1990) - *Les propriétés physiques des roches. Théories et modèles*. Masson, Paris, 462pp
- GROSSENBACHER K.A. & McDUFFIE S.M. (1995) - Conductive cooling of lava: columnar joint diameter and stria width as functions of cooling rate and thermal gradient. *Jour. Volcanol. Geother. Res.* **69**, 95-103
- GUY B. & LE COZE J. (1990) - Réflexions sur la prismation des basaltes: l'instabilité du front plan de solidification. *C.R.Acad.Sci.Paris*, **t.311(II)**, 943-949
- HAGGERTY S.E. & BAKER I. (1967) - The alteration of olivine in basaltic and associated lavas. Part I: High temperature alteration. *Contrib. Mineral. Petrol.* **16**, 233-257
- HAMILTON D.L., BURNHAM C.W. & OSBORN E.F. (1964) - The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas. *Jour. Petrology* **5(1)**, 21-39
- HARADA K., TANAKA K. & NAGASHIMA K. (1972) - New data on the analcime-wairakite series. *Amer. Mineral.* **57**, 924-931
- HAY R.L. (1977) - Geology of zeolites in sedimentary rocks. in *Mineralogy and Geology of Natural Zeolites - Reviews in Mineralogy - Vol. 4*, Mineralogical Society of America, 53-64
- HAY R.L. (1978) - Geologic occurrence of zeolites. in *Natural zeolites, occurrence, properties,*

---

use. Edts. L.B. Sand & F.A. Mumpton, Pergamon Press, 135-143

HAY R.L. (1986) - Geologic occurrence of zeolites and some associated minerals. *Pure & Appl. Chem.* **58(10)**, 1339-1342

HAYMON R.M. & KASTNER M. (1986) - The formation of high temperature clay minerals from basalt alteration during hydrothermal discharge on the East Pacific Rise axis at 21°N. *Geoch. Cosmoch. Acta* **50**, 1933-1939

HIBBARD M.J. (1995) - *Petrography to petrogenesis*. Prentice-Hall, New Jersey, 587pp

HOEFS J. (1987) - *Stable isotope geochemistry*. 3rd edition, Springer-Verlag, Berlin, 241pp

HÖLLER H. & WIRSHING U. (1978) - Experiments on the formation of zeolites by hydrothermal alteration of volcanic glasses. in *Natural zeolites. Occurrence, properties, use*. Sand L.B. & Mumpton F.A. Eds. Pergamon Press., 329-336

HSUI A.T. (1989) - Possible consequences of a fluid dynamic origin for columnar joints in basalts. *Archs.Sci. Genève* **42(2)**, 425-435

HUBBARD, F. and MCGILL, R. (1982) - A pectolite sedimentary xenolith from kimberlite, Sierra Leone. *Min. Mag.*, **46**, 501-502

IJIMA A. (1980) - Geology of natural zeolites and zeolitic rocks. *Pure & Appl. Chem.* **52**, 2115-2130

INOUE A., UTADA M., NAGATA H. & WATANABE T. (1984) - Conversion of trioctahedral smectite to interstratified chlorite/smectite in Pliocene acidic pyroclastic sediments of the Ohyu district, Akita Prefecture, Japan. *Clay Science* **6**, 103-116

INOUE A. (1987) - Conversion of smectite to chlorite by hydrothermal and diagenetic alterations, Hokuroku Kuroko mineralization area, Northeast Japan. *Proc. Intern. Clay Conf. Denver*, 158-164

INOUE A. & UTADA M. (1991) - Smectite-to-chlorite transformation in thermally metamorphosed volcanoclastic rocks in the Kamikita area, northern Honshu, Japan. *Amer. Mineral.* **76**, 628-640

INOUE A. (1995) - Formation of clay minerals in hydrothermal environments. in *Origin and mineralogy of clays*. Edt. B. Velde, Springer-Verlag, Berlin, 268-329

JAEGER J.C. & COOK N.G.W. (1979) - *Fundamentals of rock mechanics*. Chapman & Hall Ltd, 3rd Edition, New York, 593pp

JAEGER J.C. (1961) - The cooling of irregularly shaped igneous bodies. *Amer. Jour. Sci.* **259**, 721-734

JAEGER J.C. (1968) - Cooling and solidification of igneous rocks. in *Basalts*, Eds. H.H.Hess

- & A. Poldervaart, Wiley Interscience, New York, 503-536
- JAEGER J.C. (1969) - *Elasticity, fracture and flow - with engineering and geological applications*. Chapman & Hall, Science paperbacks, 3rd Edition, London, 268pp
- JAKOBSSON S.P. & MOORE J.G. (1986) - Hydrothermal minerals and alteration rates at Surtsey volcano, Iceland. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **97**, 648-659
- JAUPART C. & TAIT S. (1990) - Dynamics of eruptive phenomena. in *Modern Methods of igneous petrology: understanding magmatic processes*. Reviews in Mineralogy **24**, Min. Soc. America, 213-238
- JERCINOVIC M.J., KEIL K., SMITH M.R., SCHMITT R.A. (1990) - Alteration of basaltic glasses from north-central British Columbia, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta* **54**, 2679-2696
- JOHNSON R.B. & DeGRAFF J.V. (1988) - *Principles of engineering geology*. John Wiley & Sons, 497pp
- KALININ, V.V., MARSIIY, I.M. & TRONEVA, N.V. (1992) - First find of pectolite in manganese deposits of the USSR. *Akademia Nauk USSR, Doklady Earth Sciences Section*, **315(1-6)**, 248-251
- KANTHA L.H. (1981) - 'Basalt fingers' - origin of columnar joints?. *Geol. mag.*, **118(3)**, 251-264
- KARLSSON H.R. & CLAYTON R.N. (1990a) - Oxygen isotope fractionation between analcime and water: an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta* **54**, 1359-1368
- KARLSSON H.R. & CLAYTON R.N. (1990b) - Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of zeolites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **54**, 1369-1386
- KARLSSON H.R. & CLAYTON R.N. (1991) - Analcime phenocrysts in igneous rocks: primary or secondary?. *Amer. Mineral.* **76**, 189-199
- KARLSSON H.R. & CLAYTON R.N. (1993) - Analcime phenocrysts in igneous rocks: primary or secondary? - reply. *Amer. Mineral.* **78**, 230-232
- KARLSSON H.R., JAKOBSSON S.J. & MOORE J.G. (1992) - Oxygen isotope studies of hydrothermally altered basalts from Surtsey. *Water-rock interaction*, Kharaka & Maest Eds., Balkema, Rotterdam, 939-942
- KEITH T.E.C. & STAPLES L.W. (1985) - Zeolites in Eocene basaltic pillow lavas of the Siletz River Volcanics, Central Coast Range, Oregon. *Clays and Clay Minerals* **33(2)**, 135--144
- KIEFFER G. (1994) - Coulées et dômes: aspects morphologiques et structuraux. in *Le Volcanisme*, sous la direction de L.-L. Bourdier, Manuels & Méthodes n°25, Éditions du

---

BRGM, Orléans, 101-113

KIRBY S.H. & McCORMICK J.W. (1989) - Inelastic properties of rocks and minerals: strength and rheology. in *Practical handbook of physical properties of rocks and minerals*, Edt by R.S. Carmichael, CRC Press Inc., Florida, 177-297

KOLSTEDT D.L. & VANDER SANDE J.B. (1975) - An electron microscopy study of naturally occurring oxidation produced precipitates in iron-bearing olivines. *Contrib. Mineral. Petrol.* **53**, 13-24

KOSTOV I. (1970) Tectonomagmatic significance of zeolites in the Srednogorian zone and the Rhodopes. *Bull. Geol. Inst. Bulgar. Acad. Sci. Ser. Geochim. Miner. Petr.* **19**, 235-241

KRISTMANNSDÓTTIR H. & TÓMASSON J. (1978) - Zeolite zones in geothermal areas of Iceland. In: *Natural Zeolites*, Eds. L.B.Sand & F.A. Mumpton. Pergamon, Oxford, 277-284

KRISTMANNSDÓTTIR H. & MATSUBAYA O. (1995) - Stable isotope interaction in geothermal systems on the Reykjanes peninsula, SW Iceland. in *Water-Rock Interaction*, Kharaka & Chudaev Edts., Balkema, Rotterdam, 199-202

KRUGER, F. (1982) - The occurrence of cebolite in kimberlite and included zeolitized crustal xenoliths - a correction and discussion of the occurrence of pectolite. *Mineral. Mag.*, **46**, 274-275

LAMBERT D.D., MALEK D.J. & DAHL D.A. (1988) - Rb-Sr and oxygen isotopic study of alkalic rocks from the Trans-Pecos magmatic province, Texas: Implications for the petrogenesis and hydrothermal alteration of continental alkalic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* **52**, 2357-2367

LAWRENCE J.R., DREVER J.J., KASTNER M. (1978) - Low temperature alteration of basalts predominates at DSDP site 395. *Init. Rep. DSDP*, **45**, 609-612

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. *Jour. Petrology* **27**, 745-750

LEACH, T.M. & RODGERS, K.A. (1978) - Metasomatism in the Wairere Serpentine, King Country, New Zealand. *Mineral. Mag.*, **42**, 45-62.

LINDBERG J.W. (1989) - A numerical study of cooling joint width and secondary mineral infilling in four Grande Ronde Basalt flows of the central Columbia Plateau, Washington. in *Volcanism and tectonism in the Columbia River flood-basalt province: Boulder, Colorado*. S.P. Reidel and P.R. Hooper eds., Geol. Soc. Amer. Special Paper **239**, 169-185

LINDSLEY D.H. (1983) - Pyroxene thermometry. *Amer. Mineral.* **68(5-6)**, 477-493

LINE C.M.B., PUTNIS A., PUTNIS C. & GIAMPAOLO C. (1995) - The dehydration



kinetics and microtexture of analcime from two parageneses. *Amer. Mineral.* **80**, 268-279

LIU J.G., SEKI Y., GUILLEMETTE R.N. & SAKAI H. (1985) - Compositions and parageneses of secondary minerals in the Onikobe geothermal systems, Japan. *Chem. Geol.* **49**, 1-20

LOFGREN G.E. (1983) - Effect of heterogeneous nucleation on basaltic textures: a dynamic crystallization study. *Jour. Petrol.* **24(3)**, 229-255

LONG P.E. & WOOD B.J. (1986) - Structures, textures and cooling histories of Columbia River basalt flows. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **97**, 1144-1155

LUHR J.F. & KYSER T.K. (1989) - Primary igneous analcime: The Colima minettes. *Amer. Mineral.* **74**, 216-223

MAALØE S. (1985) - *Principles of igneous petrology*. Springer-Verlag, Berlin, 374pp

MACDONALD G.A. & KATSURA T. (1964) - Chemical composition of Hawaiian lavas. *Jour. Petrol.* **5**, 82-133

MACPHERSON G.J. (1984) - A model for predicting the volumes of vesicles in submarine basalts. *Jour. Geol.* **92**, 73-82

MARSH B.D. (1996) - Solidification fronts and magmatic evolution. *Mineral. Mag.* **60**, 5-40

MATOS ALVES C.A., MACEDO J.R. & SERRALHEIRO A. (1972) - Novos conhecimentos sobre as soleiras de Anços-Montelavar. *Rev. Fac. Ciências de Lisboa*, **2ª série C.17.1**, 19-43

MATOS ALVES C.A., BRITALDO RODRIGUES, SERRALHEIRO A. & FARIA A.P. (1980) - O complexo basáltico de Lisboa. *Comun. Serv. Geol. Portugal* **66**, 111-134

MATSUBARA, S., KATO, A., TIBA, T., SAITO, Y. & NOMURA, M. (1979) - Pectolite, analcime, natrolite and thomsonite in altered gabbro from Yanai, Shinshiro, Aichi Prefecture, Japan. *Mem. Nat. Sci. Mus., Tokyo*, **12**, 13-22.

McPHIE J., DOYLE M. & ALLEN R. (1993) - Volcanic textures: a guide to the interpretation of the textures in volcanic rocks. *University of Tasmania - CODES*, Australia, 197pp

MEUNIER A., FORMOSO M.L.L., PATRIER P. & CHIES J.O. (1988) - Altération hydrothermale de roches volcaniques liée à la genèse des améthystes - Bassin du Paraná - Sud du Brésil. *Geochimica Brasiliensis* **2(2)**, 127-142

MEUNIER A., INOUE A. & BEAUFORT D. (1991) - Chemiographic analysis of trioctahedral smectite-to-chlorite conversion series from the Ohyo caldera, Japan. *Clays and Clay Minerals* **39(4)**, 409-415

MEVEL C. (1979) - Mineralogy and chemistry of secondary phases in low temperature altered basalts from deep sea drilling project legs 51, 52 and 53. *Proc. of the Ocean Drilling Program*,

---

*Initial Reports* **53**, 1299-1317

MIDDLEMOST E.A.K. (1994) - Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, **37**, 215-224

MORIMOTO N., FABRIES J., FERGUSON A.K., GINZBURG I.V., ROSS M., SEIFERT F.A., ZUSSMAN J., AOKI K. & GOTTARDI G. (1988) - Nomenclature of pyroxenes. *Amer. Mineral.* **73**, 1123-1133

MUCHI M. (1977) - Saponite and related thompsonite from Iwano, Saga Pref., Japan. *Bull. Fukuoka Univ. Educ. Part III Nat. Sci.* **26**, 103-115

MUEHLENBACHS K., & CLAYTON R.N. (1972) - Oxygen isotope studies of fresh and weathered submarine basalts. *Canadian Jour. Earth Sciences* **9**, 172-184

MURASE T. & McBIRNEY A.R. (1973) - Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **84**, 3563-3592

NASHAR B. & DAVIES M. (1961) - Secondary minerals of the Tertiary basalts, Barrington, New South Wales. *Min. Mag.* **32**, 480-491

NAWAZ R. (1988) - Gonnardite and disordered natrolite-group minerals: their distinction and relations with mesolite, natrolite and thomsonite. *Min. Mag.* **52**, 207-219

NEEDHAM C.E. (1938) - Zeolites in New Mexico. *Amer. Mineral.* **23**, 285-287

O'NEIL J.R., CLAYTON R.N. & MAYEDA T.K. (1969) - Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Jour. Chem. Physics* **51(12)**, 5547-5558

O'NEIL J.R. (1977) - Stable isotopes in mineralogy. *Phys. Chem. Mineral.* **2**, 105-123

O'NEIL J.R. (1992) - Stable isotope exchange in fluid-mineral systems. Old problems, new solutions. *Water-rock interaction*, Vol. 2 - Moderate and high temperature environments, Kharaka & Maest (eds), Balkema - Rotterdam, 861-864

OHASHI Y. & FINGER L.W. (1978) - The role of octahedral cations in pyroxenoid crystal chemistry. I. Bustamite, wollastonite and the pectolite-schizolite-serandite series. *Amer. Mineral.* **63**, 274-288

PALÁCIOS T. (1985) *Petrologia do complexo Vulcânico de Lisboa*. Tese de doutoramento - Universidade de Lisboa, 260pp

PALÁCIOS T., MUNHÁ J., KERRICH R., MATOS ALVES C.A. & ABRANCHES M.C. (1988) - Petrogénese do Complexo Vulcânico de Lisboa: evidência isotópica. *Geociências* **3(1-2)**, 115-122

PAPAVASSILIOU C. & COSGROVE M.E. (1981) - Chemical and mineralogical changes during basalt-seawater interaction: site 223, leg 23, DSDP, north-west Indian Ocean. *Min. Mag.*

44, 141-146

PEARCE T.H. (1993) - Analcime phenocrysts in igneous rocks: primary or secondary? - discussion. *Amer. Mineral.* **78**, 225-229

PECK D.L. & MINAKAMI T. (1968) - The formation of columnar joints in the upper part of Kilauean lava lakes, Hawaii. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **79**, 1151-1166

PILLARD F., MAURY R.C., TOURNEMIRE R. & MASSAL P. (1980) - Évolution hydrothermale de l'hawaiïte d'Espalion (Aveyron). *Bull. Minéral.* **103**, 101-106

PINEAU F. & JAVOY M. (1983) - Carbon isotopes and concentrations in mid-ocean ridge basalts. *Earth Planetary Scien. Letters* **62**, 239-257

PIRAJNO F. (1992) - *Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologist*. Springer-Verlag, Berlin, 709pp

PÖLLMANN H. & KECK E. (1993) - Replacement and incrustation pseudomorphs of zeolites gismondite, chabazite, phillipsite and natrolite. *N.Jb.Miner.Mh.* **12**, 529-541

PROUST D., MEUNIER A., FOUILLAC A.M., DUDOIGNON P., STURZ A., CHARVET J. & SCOTT D. (1992) - Preliminary results on the mineralogy and geochemistry of basalt alteration, Hole 794D. *Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* **127/128(2)**, 883-889

PRUDÊNCIO M.I. (1993) - *Geoquímica de superfície em rochas basálticas continentais (Portugal). Comportamento das terras raras*. Tese de doutoramento - Universidade do Minho, 233pp

PRUDÊNCIO M.I., SEQUEIRA BRAGA M.A., PAQUET H., GOUVEIA A. & WAERENBORGH J.C. (1995a) - Clay minerals in weathering profiles of basalts from Central and Southern Portugal. *Abs. EUROCLAY'95*, Leuven, 323-324

PRUDÊNCIO M.I., GOUVEIA A. & SEQUEIRA BRAGA M.A. (1995b) - REE distribution in present-day and ancient surface environments of basaltic rocks (Central Portugal). *Clay Minerals* **30**, 239-248

PUTNIS A., PUTNIS C. & GIAMPAOLO C. (1994) - The microtexture of analcime phenocrysts in igneous rocks. *Eur. Jour. Mineral.* **6**, 627-632

RAMALHO M., PAIS J., REY J., BERTHOU P.Y., ALVES C.A.M., PALÁCIOS T., LEAL N. & KULLBERG M.C. (1993) - Notícia explicativa da Folha 34-A Sintra à escala 1:50 000. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 77pp

REITER M., BARROLL M.W., MINIER J. & CLARKSON G. (1987) - Thermo-mechanical model for incremental fracturing in cooling lava flows. *Tectonophysics* **142**, 241-260

- REYNOLDS R.C. Jr. (1985) - *NEWMOD*®, a computer program for the calculation of basal X-ray diffraction intensities of mixed-layered clays. R.C. Reynolds, Hanover, N.H. 03755.
- RIBEIRO A., ANTUNES M.T., FERREIRA M.P., ROCHA R.B., SOARES A.F., ZBYSZEWSKI G., MOITINHO DE ALMEIDA F., CARVALHO D. & MONTEIRO J.H. (1979) - *Introduction à la Géologie générale du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 114p.
- ROBERT C., GOFFÉ B. & SALIOT P. (1988) - Zeolitization of a basaltic flow in a continental environment: an example of mass transfer under thermal control. *Bull. Minéral.* **111**, 207-223
- ROBERT C. & GOFFÉ B. (1989) - Transport de Si, Al, Ca en conditions hydrothermales de basse température: étude expérimentale préliminaire de la zéolitisation en eau douce. *C.R.Acad.Sci.Paris*, **t.309(II)**, 1803-1809
- ROBERT C. & GOFFÉ B. (1993) - Zeolitization of basalts in subaqueous freshwater settings: field observations and experimental study. *Geoch. and Cosmoch. Acta* **57**, 3597-3612
- ROBINSON D., BEVINS R.E. & ROWBOTHAM G. (1993) - The characterization of mafic phyllosilicates in low-grade metabasalts from eastern North Greenland. *Amer. Mineral.* **78**, 377-390
- RODRIGUES B., MATOS ALVES C.A., MUNHÁ J. & PALÁCIOS T. (1982) - Geochemistry of Lisbon basaltic complex: some relationships between magma generation and geotectonic setting. *Bol. da Soc. Geol. Portugal* vol.**XXIII**, 31-36
- ROEDER P.L. & EMSLIE R.F. (1970) - Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.* **29**, 275-289
- ROVETTA M.R. (1993) - A similarity model of incremental fracture growth in submarine hydrothermal systems. *Jour. Geophy. Res.* **98(B3)**, 4173-4182
- RUBIN A.M. (1993) - Tensile fracture of rock at high confining pressure: implications for dike propagation. *Jour. Geophy. Res.* **98(B9)**, 15919-15935
- RYAN M.P. & SAMMIS C.G. (1978) - Cyclic fracture mechanisms in cooling basalt. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **89**, 1295-1308
- RYAN M.P. & SAMMIS C.G. (1981) - The glass transition in basalt. *Jour. Geophy. Resear.* **86(B10)**, 9519-9535
- SABINE P.A., HARRISON R.K. & LAWSON R.I. (1985) - Classification of volcanic rocks of the British Isles on the total alkali oxide-silica diagram and the significance of alteration. *British Geological Survey Report* **17(4)**
- SAVIN S.M. & LEE M. (1988) - Isotopic studies of phyllosilicates. in *Hydrous phyllosilicates*.

---

Reviews in Mineralogy **19**, Min. Soc. America, 189-223

SCHEIDEGGER K.F. & STAKES D.S. (1977) - Mineralogy, chemistry and crystallization sequence of clay minerals in altered tholeiitic basalts from the Peru trench. *Earth Planetary Sci. Lett.* **36**, 413-422

SCHIFFMAN P. & LOFGREN G.E. (1982) - Dynamic crystallization studies on the Grande Ronde pillow basalts, Central Washington. *Jour. Geol.* **90**, 49-78

SCHIFFMAN P. & FRIDLEIFSSON G.O. (1991) - The smectite-chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations. *Jour. Metamorphic Geol.* **9**, 679-696

SCOPEL R.M., GOMES M. & FORMOSO M. (1995) - Petrografia das alterações de rochas basálticas portadoras de ametistas. Resumos do V Congresso Brasileiro de Geoquímica e III Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Niterói, Brasil.

SEKI Y. (1971a) - Some physical properties of analcime-wairakite solid solutions. *Jour. Geol. Soc. Japan* **77(1)**, 1-8

SEKI Y. (1971b) - Wairakite-analcime solid solution as an indicator of water pressures in low-grade metamorphism. *Jour. Geol. Soc. Japan* **77(10)**, 667-674

SERRALHEIRO A. (1978) - *Contribuição para a actualização do conhecimento do Complexo Vulcânico de Lisboa*. Trabalho Adicional da Tese de doutoramento - Faculdade de Ciências de Lisboa, 39pp

SERRALHEIRO A. (1990) - Comportamento das rochas vulcânicas à circulação das águas. *Geolis* **IV(1,2)**, 135-140

SHAU Y-H. & PEACOR D.R. (1992) - Phyllosilicates in hydrothermally altered basalts from DSDP Hole 504B, Leg 83 - a TEM and AEM study. *Contrib. Mineral. Petrol.* **112**, 119-133

SHAYAN A., QUICK G. & WAY S. (1990) - Clay mineralogy of an altered basalt from a quarry near Geelong, Victoria, Australia. *Sci. Géol. Bull.*, **43(2-4)**, 225-236

SHELLEY D. (1993) - *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman & Hall, London, 445pp

SCHENATO F., DUDOIGNON P. & FORMOSO M.L.L. (1995) - Evolução das texturas e da mineralogia de um derrame de basalto toleítico da província do Paraná (Rio Grande do Sul, Brasil). Resumos do V Congresso Brasileiro de Geoquímica e III Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Niterói, Brasil.

SCHENATO F., DUDOIGNON P. & FORMOSO M.L.L. (1997) - Caracterização tardi e pós-magmática do derrame basáltico de Estância Velha, Bacia do Paraná, Brasil. Actas da X Semana de Geoquímica e IV Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Braga,

---

Portugal, 139-142

SHEPPARD S.M.F. & GILG H.A. (1996) - Stable isotope geochemistry of clay minerals. *Clay Minerals* **31**, 1-24

SMALLEY I.J. (1966) - Contraction crack networks in basalt flows. *Geol. Mag.* **103(2)**, 110-114

SMITH J.V. (1974) - *Feldspar Minerals - Crystal structure and physical properties*. Vol. 1, Springer-Verlag, Berlin, 627pp

SMITH, B., SKINNER, E. & CLEMENT, C. (1983) - Further data on the occurrence of pectolite in kimberlite. *Mineral. Mag.*, **47**, 75-78.

SPEER J.A. (1984) - Micas in igneous rocks. in *Micas. Reviews in Mineralogy* **13**, Min. Soc. America, 299-356

STAKES D.S. & O'NEIL J.R. (1982) - Mineralogy and stable isotope geochemistry of hydrothermally altered oceanic rocks. *Earth Planet. Scien. Lett.* **57**, 285-304

STORMER J.C. (1973) - Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure. *Geoch. Cosmoch. Acta* **68**, 586-594

SUKHESWALA R.N., AVASIA R.K. & GANGOPADHYAY M. (1974) - Zeolites and associated secondary minerals in the Deccan Traps of Western India. *Min. Mag.* **39**, 658-671

SWANSON S.E., NANEY M.T., WESTRICH H.R. & EICHELBERGER J.C. (1989) - Crystallization history of Obsidian Dome, Inyo Domes, California. *Bull. Volcanol.* **51**, 161--176

TAIT S., JAUPART C. (1990) - Physical processes in the evolution of magmas. in *Modern methods of igneous petrology: understanding magmatic processes*. Reviews in Mineralogy, **24**, Min. Soc. America, 125-152

TAKÉUCHI Y., KUDOH Y. & YAMANAKA T. (1976) - Crystal chemistry of the serandite-pectolite series and related minerals. *Amer. Mineral.* **61**, 229-237

TAZIEFF H. & DERRUAU M. (1990) - *Le volcanism et sa prévention*. Masson - Paris, 256pp

TENNYSON C. (1978) - Zeolithe im Basalt des Groben Teichelberges. *Lapis* **3**, **1**, 14-17

TÓMASSON J. & KRISTMANNDÓTTIR H. (1972) - High temperature alteration minerals and thermal brines, Reykjanes, Iceland. *Contrib. Mineral. Petrol.* **36**, 123-134

TOMKEIEFF S.I. (1940) - The basalt lavas of the Giant's Causeway district of Northern Ireland. *Bull. Volcanol.* **6**, 89-143

TORAMARU A. (1991) - Model of nucleation and growth of crystals in cooling magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* **108**, 106-117

- 
- TSITSISHVILI G.V., ANDRONIKASHVILI T.G., KIROV G.N. & FILIZOVA L.D. (1992) - *Natural zeolites*. Ellis Horwood Limited, West Sussex, 295 pp
- VELDE B. (1985) - *Clay minerals: a physico-chemical explanation of their occurrence*. Elsevier, Amsterdam, 427pp
- VELDE B. & MEUNIER A. (1987) - Petrologic phase equilibria in natural clay systems. in *Chemistry of clay and clay minerals*, Edt. by A.C.D. Newman, Monograph n°6, Mineralogical Society, London, 423-458
- VELDE B. (1992) - *Introduction to clay minerals. Chemistry, origins, uses and environmental significance*. Chapman & Hall, London, 198pp
- VERGNIOLE S. & JAUPART C. (1994) - Modélisation des mécanismes éruptifs et éruptions basaltiques. in *Le Volcanisme*, sous la direction de L.-L. Bourdier, Manuels & Méthodes n°25, Éditions du BRGM, Orléans, 113-122
- WALKER G.P.L. (1960) - The amygdale minerals in the Tertiary lavas of Ireland. III. Regional distribution. *Min. Mag.* **32(250)**, 503-527
- WALTERS S.G. & INESON P.R. (1983) - Clay minerals in the basalts of the South Pennines. *Min. Mag.* **47**, 21-26
- WEI K. & DE BREMAECKER (1994) - Fracture growth under compression. *Jour. Geophys. Res.* **99(B7)**, 13781-13790
- WESTERCAMP D. (1981) - Distribution and volcano-structural control of zeolites and other amygdale minerals in the Island of Martinique, F.W.I. *Jour. Volcanol. Geother. Res.* **11**, 353-365
- WILHELM S. & WÖRNER G. (1996) - Crystal size distribution in Jurassic Ferrar flows and sills (Victoria Land, Antarctica): evidence for processes of cooling, nucleation and crystallization. *Contrib. Mineral. Petrol.* **125**, 1-15
- WILSON L. (1980) - Relationship between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of eruptions. *Jour. Volcanol. Geother. Res.* **8**, 297-313
- WISE W.S. & KLECK W.D. (1988) - Sodic clay-zeolite assemblage in basalt at Boron, California. *Clays and Clay Minerals* **36(2)**, 131-136
- WISE W.S. & MOLLER W. P. (1990) - Occurrence of Ca-Fe silicate minerals with zeolites in basalt cavities at Bombay, India. *Eur. Jour. Mineral.* **2**, 875-883
- WISE W.S. & TSCHERNICH R.W. (1978) - Habits, crystal forms and composition of thompsonite. *Can. Mineral.* **16**, 487-493
- WOOD B., & BANNO S. (1973) - Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene

relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **42**, 109-124

YAMADA H., NAKAZAWA H. & HASHIZUME H. (1994) - Formation of smectite crystals at high pressures and temperatures. *Clays and Clay Minerals* **42(6)**, 674-678

YAMADA H., NAKAZAWA H. & ITO E. (1995) - Cooling rate dependency of the formation of smectite crystals from a high-pressure and high-temperature hydrous melt. *Clays and Clay Minerals* **43(6)**, 693-696

YODER H.S. & TILLEY C.E. (1962) - Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Jour. Petrol.* **3**, 342-532

YOUNG, B., DYER, A., HUBBARD, N. & STARKEY, R.E. (1991) - Apophyllite and other zeolite-type minerals from the Whin Sill of the northern Pennines. *Mineral. Mag.*, **55**, 203-207



|                                    | L4A   | L4B   | L4C   | L4D   | L4E   |
|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| <b>SiO<sub>2</sub></b>             | 41.54 | 41.76 | 42.04 | 41.98 | 42.03 |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 14.51 | 14.83 | 14.83 | 14.83 | 14.88 |
| <b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 13.16 | 13.08 | 13.26 | 13.23 | 13.28 |
| <b>MnO</b>                         | 0.20  | 0.20  | 0.20  | 0.20  | 0.20  |
| <b>MgO</b>                         | 6.39  | 6.10  | 6.33  | 6.22  | 6.10  |
| <b>CaO</b>                         | 11.00 | 10.83 | 10.78 | 10.71 | 10.83 |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>             | 3.54  | 3.58  | 3.74  | 4.01  | 3.99  |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>              | 1.46  | 1.54  | 1.45  | 1.35  | 1.37  |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>             | 4.17  | 4.19  | 4.20  | 4.22  | 4.24  |
| <b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>  | 0.91  | 0.91  | 0.94  | 0.93  | 0.94  |
| <b>Perda ao fogo</b>               | 2.66  | 1.85  | 1.76  | 1.81  | 1.69  |
| <b>Total</b>                       | 99.54 | 98.87 | 99.53 | 99.49 | 99.55 |

Valores em %

|           | L4A     | L4B     | L4C     | L4D     | L4E     |
|-----------|---------|---------|---------|---------|---------|
| <b>As</b> | 1.36    | 1.39    | 1.08    | 1.37    | 1.47    |
| <b>Ba</b> | 621.00  | 647.00  | 669.00  | 680.00  | 686.00  |
| <b>Be</b> | 2.06    | 1.83    | 2.28    | 2.14    | 2.24    |
| <b>Bi</b> | 0.10    | 0.10    | 0.12    | 0.07    | 0.09    |
| <b>Cd</b> | 0.21    | 0.15    | 0.18    | 0.30    | 0.14    |
| <b>Ce</b> | 155.50  | 157.60  | 163.70  | 163.40  | 167.50  |
| <b>Co</b> | 32.20   | 31.00   | 32.60   | 32.60   | 34.00   |
| <b>Cr</b> | 52.60   | 56.60   | 56.40   | 45.50   | 50.60   |
| <b>Cs</b> | 1.15    | 1.07    | 1.16    | 1.34    | 1.40    |
| <b>Cu</b> | 20.40   | 21.90   | 22.90   | 21.70   | 38.30   |
| <b>Dy</b> | 6.78    | 6.70    | 7.30    | 7.82    | 7.71    |
| <b>Er</b> | 2.97    | 2.90    | 3.09    | 2.91    | 3.03    |
| <b>Eu</b> | 3.95    | 3.86    | 4.21    | 4.01    | 4.38    |
| <b>Ga</b> | 24.70   | 24.40   | 25.10   | 25.80   | 27.40   |
| <b>Gd</b> | 10.42   | 10.42   | 11.11   | 10.95   | 11.53   |
| <b>Hf</b> | 7.52    | 7.56    | 8.06    | 7.91    | 8.23    |
| <b>Ho</b> | 1.25    | 1.29    | 1.37    | 1.34    | 1.41    |
| <b>La</b> | 74.62   | 75.48   | 79.82   | 80.12   | 80.70   |
| <b>Lu</b> | 0.34    | 0.31    | 0.33    | 0.33    | 0.33    |
| <b>Mo</b> | 2.31    | 3.59    | 3.62    | 2.96    | 3.21    |
| <b>Nb</b> | 92.40   | 95.80   | 98.20   | 101.00  | 104.00  |
| <b>Nd</b> | 73.01   | 72.16   | 76.77   | 75.92   | 80.13   |
| <b>Ni</b> | 25.00   | 18.30   | 22.90   | 20.90   | 37.00   |
| <b>Pb</b> | 6.52    | 4.95    | 5.99    | 5.68    | 6.90    |
| <b>Pr</b> | 18.02   | 18.05   | 18.91   | 18.97   | 19.43   |
| <b>Rb</b> | 37.00   | 38.00   | 36.80   | 35.20   | 36.50   |
| <b>Sb</b> | 0.09    | 0.19    | 0.18    | 0.13    | 0.17    |
| <b>Sc</b> | 20.70   | 20.39   | 20.20   | 20.29   | 20.20   |
| <b>Sm</b> | 13.00   | 13.31   | 14.25   | 13.91   | 14.90   |
| <b>Sn</b> | 2.30    | 2.28    | 2.50    | 2.52    | 2.74    |
| <b>Sr</b> | 1255.00 | 1359.00 | 1350.00 | 1319.00 | 1391.00 |
| <b>Ta</b> | 6.91    | 7.10    | 7.50    | 7.10    | 7.70    |
| <b>Tb</b> | 1.36    | 1.36    | 1.50    | 1.47    | 1.58    |
| <b>Th</b> | 8.23    | 8.39    | 8.76    | 8.47    | 8.68    |
| <b>Tl</b> | 0.07    | 0.07    | 0.06    | 0.08    | 0.09    |
| <b>Tm</b> | 0.39    | 0.40    | 0.39    | 0.40    | 0.43    |
| <b>U</b>  | 2.51    | 2.50    | 2.68    | 2.41    | 2.63    |
| <b>V</b>  | 353.00  | 356.00  | 346.00  | 359.00  | 367.00  |
| <b>W</b>  | 0.55    | 0.69    | 0.74    | 0.78    | 0.83    |
| <b>Y</b>  | 32.30   | 33.30   | 33.50   | 33.60   | 35.00   |
| <b>Yb</b> | 2.20    | 2.18    | 2.31    | 2.55    | 2.39    |
| <b>Zn</b> | 132.00  | 131.00  | 133.00  | 142.00  | 153.00  |
| <b>Zr</b> | 323.00  | 331.00  | 339.00  | 342.00  | 358.00  |

Valores em ppm

Análises químicas efectuadas em amostras de Lexim. Para considerações complementares, ver sub-capítulo 2.2 (página 11).

Analyses chimiques réalisées sur les échantillons de Lexim. Voir sous-chapitre 2.2 (page 11).

| <b>L4A</b> | <b>L4B</b> | <b>L4C</b> | <b>L4D</b> | <b>L4E</b> |
|------------|------------|------------|------------|------------|
| 80         | 19         | 18         | 16         | 20         |
| 75         | 12         | 14         | 16         | 17         |
| 83         | 10         | 12         | 19         | 12         |
| 70         | 17         | 14         | 12         | 12         |
| 46         | 28         | 18         | 14         | 11         |
| 45         | 9          | 8          | 8          | 20         |
| 33         | 13         | 14         | 7          | 11         |
| 56         | 15         | 7          | 9          | 16         |
| 38         | 22         | 8          | 6          | 18         |
| 29         | 26         | 10         | 26         | 9          |
| 40         | 22         | 7          | 11         | 13         |
| 61         | 17         | 7          | 15         | 9          |
| 53         | 17         | 7          | 10         | 10         |
| 28         | 36         | 9          | 8          | 15         |
| 21         | 6          | 14         | 6          | 18         |
| 26         | 11         | 9          | 3          | 11         |
| 28         | 31         | 7          | 15         | 8          |
| 32         | 37         | 14         | 11         | 11         |
| 40         | 27         | 13         | 4          | 10         |
| 37         | 26         | 13         | 5          | 12         |
| 16         | 20         | 7          | 5          | 13         |
| 11         | 19         | 7          | 5          | 22         |
| 12         | 17         | 7          | 6          | 20         |
| 27         | 9          | 11         | 12         | 23         |
| 33         | 23         | 15         | 5          | 20         |
| 37         | 24         |            | 7          |            |
| 24         | 34         |            | 9          |            |
| 39         | 19         |            | 7          |            |
| 37         |            |            | 7          |            |
| 33         |            |            | 11         |            |
| 34         |            |            | 10         |            |
| 37         |            |            | 5          |            |
| 32         |            |            | 8          |            |
| 34         |            |            | 7          |            |
| 22         |            |            | 6          |            |
| 25         |            |            |            |            |
| 37         |            |            |            |            |
| 35         |            |            |            |            |
| 28         |            |            |            |            |
| 40         |            |            |            |            |
| 38         |            |            |            |            |
| 37         |            |            |            |            |
| 32         |            |            |            |            |
| 32         |            |            |            |            |
| 40         |            |            |            |            |
| 30         |            |            |            |            |
| 32         |            |            |            |            |
| 31         |            |            |            |            |

Resultados das análises efectuadas por tratamento de imagem a partir de fotografias obtidas por microscopia óptica. A aplicação destes resultados podem ser visualizados na figura 2.10 (página 22)

Analyses effectuées par traitement d'image à partir de photographies en microscopie optique. Voir figure

2.10 (page 22)

Análises químicas efectuadas em amostras de Lexim. Para considerações complementares, ver sub-capítulo 2.2 (página 11).  
Analyses chimiques réalisées sur les échantillons de Lexim. Voir sous-chapitre 2.2 (page 11).