

UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA GEOGRÁFICA, GEOFÍSICA E ENERGIA



# EVOLUÇÃO DA FRACTURAÇÃO E DA INTERACÇÃO SÓLIDO-FLUIDO DE ROCHAS ÍGNEAS EM AMBIENTE DE CIRCULAÇÃO HIDROTÉRMAL

SOFIA ALEXANDRA CORREIA LOPES

**Dissertação do Mestrado em Ciências Geofísicas  
(Área de Especialização Geofísica Interna)**

**Trabalho realizado sob a supervisão do  
Prof. Dr. Fernando Santos e Prof. Dr. Mário Moreira**

2009

DEDICO ESTE TRABALHO À PIRRÊ.

QUE SEMPRE ACREDITOU.

---

## AGRADECIMENTOS

---

Ao Professor Doutor Fernando Santos e ao Professor Doutor Mário Moreira, pela oportunidade de realizar este trabalho.

Ao Professor Alexandre Schubnel e Professor Jérôme Fortin, pela oportunidade de participar nas experiências realizadas no LG/ENS-Paris, cujos resultados enriqueceram grandemente este trabalho e pela constante disponibilidade em partilhar dados e discutir resultados.

*À Professeur Alexandre Schubnel et Professeur Jérôme Fortin de l'opportunité de participer aux expériences réalisées au LG/ENS-Paris dont les résultats ont beaucoup enrichit ce travail, et de leur disponibilité de partager des données et de discuter des résultats.*

A realização do estágio experimental em França, na ENS-Paris, foi possível graças ao Gabinete de Relações Internacionais da Ciência e do Ensino Superior - GRICES, no âmbito do programa Pessoa 2009-2010, Processo 4.1.1 (França) GRICES - EGIDE.

Ao Professor Doutor Fernando Marques e Sandra Pereira, pela ajuda na realização dos testes de porosidade às amostras de granito e pela discussão sobre os resultados.

Ao Professor Doutor João Mata, pela obtenção de lâminas do granito e pela ajuda na sua observação microscópica e pelos comentários aos resultados.

Aos colegas de curso António Rocha, Cyntia Mourão, Jorge Correia e Joana Rosa Nunes pela paciência e amizade.

AO PAI E À MÃE  
POR TEREM ESPERADO.

## RESUMO

Este trabalho centrou-se no estudo da evolução da fracturação numa rocha, desde o desenvolvimento de microfracturas até à ruptura macroscópica. A caracterização deste processo foi feito com base nas medições da variação de diversas propriedades físicas e mecânicas em duas rochas ígneas, granito e basalto, sujeitos à acção térmica e/ou mecânica, com e sem circulação de fluido.

Este trabalho foi desenvolvido em duas séries de experiências: a PARTE I decorreu no Laboratório de Monitorização Microsísmica da Área Científica de Física do Instituto Superior de Engenharia de Lisboa (ACF/ISEL) e a PARTE II, no Laboratoire de Géologie da École Normale Supérieure de Paris (LG/ENS-Paris).

A **PARTE I** incidiu no estudo do efeito de uma acção térmica na alteração das velocidades de propagação de ondas volúmicas (ondas P) e da porosidade num granito.

A metodologia baseou-se na medição sistemática de velocidades de propagação de ondas ultrasónicas compressivas em condições PTN, na determinação da porosidade e na observação de lâminas delgadas de uma amostra termicamente degradada, por etapas, desde a temperatura ambiente até à temperatura final de 600 °C, à pressão ambiente.

Os resultados mostraram que a temperatura tem uma forte influência na alteração das velocidades de propagação de ondas ultrasónicas e da porosidade. A diminuição progressiva das velocidades foi acompanhada por um aumento progressivo da porosidade. Em particular, no caso deste granito rico em quartzo, devido à mudança de fase que o quartzo apresenta à temperatura de 573 °C (transição alfa-beta), a velocidade de propagação das ondas acústicas apresentou uma forte redução entre os 500 °C e 600 °C. A observação das lâminas delgadas do granito evidenciou o progressivo aumento da fracturação desde o estado inicial até aos 600 °C e o forte desenvolvimento da fracturação intra- e inter-quartzo, na transição 500 °C – 600 °C.

A **PARTE II** centrou-se na variação de parâmetros físicos e mecânicos de duas amostras de basalto do Complexo Vulcânico do Nordeste de São Miguel, Açores, uma tratada termicamente e outra não, por acção de compressão triaxial entre a pressão ambiente e uma pressão axial máxima de 200 MPa, com circulação de fluido na amostra.

Esta parte do trabalho foi dividida em duas fases: na primeira fase, a pressão axial era próxima à pressão de confinamento ou radial (de forma a simular uma situação de pressão hidrostática) e ambas foram aumentadas, continuamente, de 5 MPa até 95 MPa seguidas de uma descompressão até à pressão mais baixa. Na segunda fase, procedeu-se à aplicação de uma pressão de confinamento constante (10 MPa) e um progressivo aumento da pressão axial até ao momento de fractura macroscópica.

A evolução de parâmetros físicos (porosidade, permeabilidade e velocidades de ondas P e S) foi analisada em simultâneo com a evolução de parâmetros mecânicos (coeficiente de Poisson, módulo de Young, módulo tangente e módulo de corte). A permeabilidade foi determinada através da circulação do fluido durante as experiências. A evolução destas propriedades foi acompanhada pela análise do desenvolvimento da fracturação, desde a fase inicial (de aparecimento de microfracturas) até à fase de fractura macroscópica, através da monitorização da Emissão Acústica (EA). A utilização de diversos sensores de EA, localizados à volta da amostra, permitiu a localização dos hipocentros destes eventos e a quantificação da sua ocorrência no decorrer da experiência. A representação espacial e temporal destes eventos permitiu a visualização da evolução da fracturação, antes e depois da fractura principal.

De um modo geral, observámos um aumento nas velocidades de propagação das ondas acústicas com o aumento da pressão. No entanto, para as ondas P este efeito é mais importante na amostra tratada termicamente que na amostra não tratada. No caso das ondas S, observámos um aumento ligeiro nas velocidades da amostra tratada termicamente e virtualmente inexistente

para a amostra não tratada. A relação  $V_p/V_s$  pouco variou nas duas amostras (de 1,6 para 1,7) entre 10 e 80 MPa de pressão de confinamento (hidrostático).

Apesar do tratamento térmico ter alterado as velocidades das ondas (especialmente as ondas P), a resistência do basalto à fracturação alterou apenas ligeiramente. Com efeito, obtivemos uma diferença na pressão efectiva no momento da ruptura na amostra tratada termicamente (190 MPa) e a amostra não tratada (180 MPa). Por outro lado, a amostra não tratada termicamente parece ter sido deformada, até à fracturação, com saturação parcial de fluido (ou seja, parcialmente seca) enquanto que a amostra tratada termicamente foi deformada, até à fracturação, em saturação quase total. Esta situação induziu uma tensão de fracturação inferior para a amostra tratada termicamente (menor resistência) e ligeiramente maior para a não tratada.

Temos ainda, um comportamento diferente no que respeita à EA (taxa de emissão antes e depois da fractura) nas duas amostras. Na amostra não tratada termicamente, observaram-se mais eventos precursores à fractura principal e uma redução rápida após o aparecimento dessa fractura. Na amostra tratada termicamente, a ocorrência dos eventos precursores foi menor mas detectaram-se muitos eventos posteriores (“réplicas”). Esta diferença de comportamento aparece bem evidenciada por aplicação da equação de Omori, obtendo-se expoentes de -1,34 e -1,31 respectivamente pré e pós fractura para a amostra tratada termicamente e -0,72 e -1,81 para a amostra não tratada.

A observação estrutural por imagem de raio-X das duas amostras mostrou ainda que a localização das EA coincidiu com a localização dos planos de pré-fractura e fractura principal.

**Palavras-chave:** Rochas ígneas, emissões acústicas, parâmetros elásticos, porosidade e permeabilidade, transição alfa-beta do quartzo, evolução da fracturação, Lei de Omori.

---

**ABSTRACT**

---

This work intended to study the evolution of fracturation in rocks, from the development of microfractures to the macroscopic rupture. The characterization of this process was based on measurements of the variation of physical and mechanical properties in two igneous rocks, granite and basalt, subject to thermal and/or mechanical treatment, with and without fluid circulation. This work was developed in two sets of experiences: PART I, at the Laboratório de Monitorização Microsísmica da Área Científica de Física do Instituto Superior de Engenharia de Lisboa (ACF/ISEL) and PART II, at the Laboratoire de Géologie da École Normale Supérieure de Paris (LG/ENS-Paris).

**PART I** focused in the effect of a thermal treatment in the alteration of P-wave velocities and porosity in a granite sample.

Systematic measurements of ultrasonic compressive waves in NPT conditions and porosity were made and the observation of thin sections showed the thermal induced degradation from the ambient temperature to 600 °C, at ambient pressure.

The results showed that temperature strongly influences the velocity of ultrasonic waves and porosity. The gradual reduction of the wave velocities was followed by a gradual increase on the porosity. In granites rich in quartz, due to the phase change that quartz presents at 573 °C (the alpha-beta transition), the acoustic wave velocities presented a strong reduction between 500 °C and 600 °C. Through the observation of thin sections we spotted the gradual increase of fracturation from the initial state to 600 °C and the strong development of intra - and inter-quartz fracturation between 500 °C and 600 °C.

**PART II** of this work focused in the study of the variation of physical and mechanical parameters of two basalts, one thermally treated and the other one non-treated, while applying a triaxial compression from the ambient pressure to a maximum axial pressure of 200 MPa and a confining pressure between 5 MPa and 95 MPa, with fluid circulation through the sample.

This part of the work was divided in two phases: in the first phase, the value of the axial pressure was close to the confining (radial) pressure, simulating hydrostatic pressure, and in the second phase, with constant confining pressure, the axial pressure was gradually increased to the point of rupture. The evolution of physical parameters like porosity, permeability and P and S-wave velocities was analyzed simultaneously with the evolution of mechanical parameters like the Poisson coefficient, Young modulus, bulk modulus and shear modulus. Permeability was determined knowing the volume of fluid circulating through the samples during the tests. The evolution of these parameters was analyzed with the evolution of the fracturation from the initial phase (formation of microfractures) to the macroscopic fracture, while monitoring Acoustic Emissions (AE). Using several AE sensors located around sample, we were able to locate the hypocenters of these events and quantify its occurrence during the test.

We observed an increase in the acoustic wave velocities with the increasing pressure. However, for P-waves this variation is more significant in the thermally treated sample than in the non-treated sample. The S waves increased slightly in the thermally treated sample whereas the variation is virtually nonexistent in the non-treated sample.

Although the thermal treatment modified the wave velocities (especially P waves), the resistance to fracturation of the basalt only altered slightly. We obtained a difference in the effective pressure at the moment of rupture between the thermally treated sample (190 MPa) and the non-treated sample (180 MPa). However, the thermally treated sample seems to have been deformed with partial fluid saturation (or partially dried) whereas the non-treated sample was deformed in almost total saturation. This situation induced an inferior stress fracture for the thermally treated sample (less resistant) and slightly larger for the non-treated sample.

We had a different response with the rate of AE, before and after the main fracture, in the two samples. In the non-treated sample, we registered more precursory events to the main

fracture and a fast reduction after this fracture. In the thermally treated sample the number of precursory events was smaller but presents many post events (“after-shocks”). This behavior is more evident when applying the Omori Law where we obtained parameters -1,34 and -1,31 respectively for pre and post fracture for the heated sample and -0,72 e -1,81 for the non-heated sample.

The observation of X-Ray images of the two samples showed that the localization of the AE did coincide with the localization of the pre-main facture and post-main fracture.

**Keywords:** Igneous rocks, acoustic emissions, elastic parameters, porosity and permeability, quartz alpha-beta transition, fracture evolution, Omori Law.

## ÍNDICE

<b>Resumo</b> .....	<b>4</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>6</b>
<b>1. Introdução</b> .....	<b>9</b>
1.1 Propagação de Ondas Acústicas.....	10
1.2 Parâmetros Elásticos.....	11
1.3 Porosidade.....	12
1.4 Permeabilidade e Lei de Darcy .....	12
1.5 Transição $\alpha$ - $\beta$ do Quartzo.....	14
<b>PARTE I</b>	
<b>2. Dispositivo e Método Experimental</b> .....	<b>18</b>
2.1 Breve Descrição do Dispositivo Experimental .....	18
2.1.1 Fonte do Sinal .....	19
2.1.2 Selector de Canais .....	20
2.1.3 Pré-Amplificadores.....	20
2.1.4 Transdutores.....	21
2.1.5 Aquisição e Processamento de Dados .....	22
2.2 Método Experimental .....	23
<b>3. Resultados e Discussão</b> .....	<b>24</b>
3.1 Determinação das Velocidades das Ondas P .....	24
3.2 Determinação da Porosidade.....	27
3.3 Análise Microscópica .....	28
3.4 Conclusões .....	30
<b>PARTE II</b>	
<b>4. Emissões Acústicas</b> .....	<b>31</b>
<b>5. Dispositivo e Método Experimental</b> .....	<b>32</b>
5.1 Dispositivo Experimental .....	32
5.2 Preparação das Amostras.....	36
5.3 Método Experimental .....	37
<b>6. Resultados e Discussão</b> .....	<b>37</b>
6.1 Velocidades das Ondas P e S .....	37
6.2 Parâmetros Elásticos.....	39
6.3 Evolução da Fracturação.....	42
6.4 Lei de Omori à Escala da Amostra.....	47
6.5 Conclusões .....	49
<b>7. Lista de Figuras e Tabelas</b> .....	<b>50</b>
<b>8. Bibliografia e Referências</b> .....	<b>52</b>
<b>9. Anexos</b> .....	<b>53</b>

## 1. INTRODUÇÃO

As forças que actuam em áreas vulcânicas activas são geradas pelos efeitos combinados de tensões regionais tectónicas e tensões locais transientes causados pela ascensão de magma. Os indicadores mais evidentes de actividade vulcânica são o aumento da actividade sísmica e a acentuada deformação da superfície da Terra causada pelo movimento do magma na crosta ao tentar chegar à superfície. Os progressos nas técnicas de monitorização de vulcões activos conduziram a modelos interpretativos das mudanças físicas da estrutura vulcânica. Mas, a interpretação exacta do relacionamento entre as tensões limite e a deformação precursora exige um conhecimento *à priori* das alterações de propriedades físicas e mecânicas das rochas presentes. Crê-se que os níveis elevados das tensões térmicas e mecânicas que actuam em zonas vulcânicas, associados à circulação de fluidos a altas temperaturas, realçam os danos mecânicos da rocha-mãe que conduzem à sua fracturação durante um longo período de tempo mas com tensões abaixo da tensão de ruptura que a caracteriza (Vinciguerra *et al*, 2005).

Apesar das evoluções nas técnicas de tomografia sísmica e o entendimento teórico do comportamento de Rochas Ígneas face a condições de pressão e temperatura representativas da litosfera existem ainda muitas ambiguidades nas correspondências entre os parâmetros descritivos físicos das rochas e a dinâmica dos sistemas vulcânicos. Esta situação associada à escassez de informação experimental suscita interesse por parte da comunidade científica de estudar como a variação de pressão e temperatura altera as características elásticas de rochas provenientes de ambientes vulcânicos.

Vinciguerra *et al* (2005) efectuaram medições laboratoriais simultâneas de velocidades sísmicas e permeabilidade em basaltos de Etna (Itália) e Seljadur (Islândia) seguindo o método do ciclo hidrostático apresentado neste trabalho. Sendo o basalto do Etna proveniente de lavas eruptivas e o basalto de Seljadur de um ambiente intrusivo, Vinciguerra *et al* (2005) estabeleceram diferenças significativas entre estes dois tipos de rochas:

- O basalto da Islândia registou, a baixa pressão de confinamento, velocidades das ondas P maiores que o basalto “extrusivo” e um maior decaimento dessas velocidades com a temperatura (entre a amostra antes do aquecimento e à temperatura final de 900 °C);
- A permeabilidade do basalto do Etna decaiu consideravelmente com a pressão mas manteve-se inalterado com o tratamento térmico.

Assim, confirma-se a importância de conhecer detalhadamente as propriedades físicas da rocha e como se comporta em resposta a variações de pressão e temperatura. Principalmente, perante a existência de fracturas pois estas têm uma grande influência mecânica ao tornarem as rochas mais complacentes à circulação de fluidos no seu interior, alterando as propriedades elásticas e de transporte das rochas.

O estudo de *data* de eventos sísmicos, considerando transições de fase químicas, pode ser muito importante na correcta interpretação de sinais sísmicos. Estudos no Sul da Toscana, Itália, por Marini *et al* (2005) revelaram a presença de um Horizonte-K, definido como uma camada composta por rochas fracturadas que acomoda fluidos de alta pressão (mas cuja origem é desconhecida) caracterizado por um forte contraste de impedância. Marini *et al* (2005) sugerem que esta área é fortemente caracterizada pela transição  $\alpha$ - $\beta$  do quartzo e pela sua elevada expansão térmica. Mas, porque estes feitos estão mascarados pela presença maioritária de outros minerais e pela ocorrência de fusões parciais, a sua existência não é evidente. A presença de rochas ricas em quartzo, associada a zonas de elevado gradiente geotérmico, promove a formação de uma camada de rochas fracturadas de temperatura próxima à temperatura a que se dá a transição  $\alpha$ - $\beta$  do quartzo. A micro-fracturação induzida por expansão térmica do quartzo proporciona a acumulação de fluidos de alta pressão nos espaços vazios resultantes e as fracturas podem funcionar como tubos de transporte desses fluidos.

É importante notar que os estudos efectuados sobre a expansão térmica do quartzo situam-se à escala laboratorial. Na natureza, é possível que a transição  $\alpha$ - $\beta$  do quartzo não origine microfracturação mas, em regiões onde as temperaturas são elevadas a pouca profundidade, a expansão térmica do quartzo poderá criar enfraquecimento de zonas onde se atinja a temperatura da transição.

O trabalho apresentado visou estudar a influência da temperatura na fracturação e nas propriedades físicas das rochas como a porosidade, permeabilidade e velocidades de propagação de ondas ultrasónicas e, assim, identificar parâmetros caracterizadores em amostras termicamente tratadas.

As rochas estudadas neste trabalho são o granito e o basalto. Sendo resultantes da solidificação de material fundido, originário do interior da Terra, o granito e o basalto informam-nos sobre o que se passa no interior da Terra. A nível sócio-económico, o estudo do granito é particularmente importante pois devido ao facto de ser muito compacto e fracamente permeável é considerado como um bom material para construção de aterros de lixo doméstico ou depósitos nucleares. Nestas condições, a temperatura muito elevada pode provocar degradação do material rocha e provocar fugas de radiação nuclear. O basalto é uma rocha amplamente utilizada nas indústrias de construção civil para confeccionar pisos, revestimentos e paredes.

## 1.1 PROPAGAÇÃO DE ONDAS ACÚSTICAS

A velocidade de propagação nas rochas é principalmente controlada pela mineralogia. As variações das velocidades podem surgir devido à variabilidade da porosidade, da microestrutura e dos minerais secundários (Guéguen *et al*, 1994). As velocidades das ondas são particularmente sensíveis às alterações de espaços vazios do meio que está a ser percorrido.

A refacção é uma propriedade a ter em conta quando se lida com a propagação de ondas ultrasónicas pois caracteriza a qualidade da transmissão da onda quando atinge a interface da rocha. Quando uma onda interage com dois materiais diferentes (por exemplo, zonas de mineralização ou falhas) a onda é refractada (Johnson, 2004). Parte desta onda refractada é reflectida e a outra parte é transmitida segundo um ângulo que depende do ângulo de incidência na interface (figura 1.1).

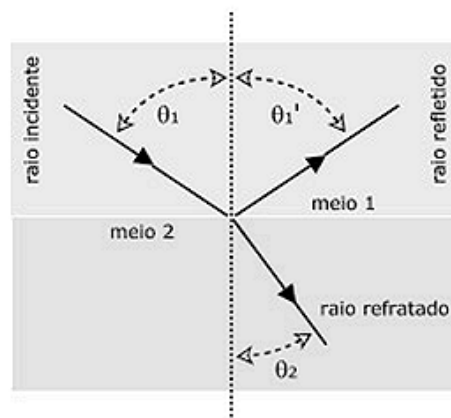


Figura 1.1 – Esquema de uma onda incidente numa interface lisa de dois meios opticamente diferentes. Os ângulos são medidos em relação à normal à interface. Adaptado de Serway *et al*, 2000.

A equação 1.1 descreve a Lei de Snell da refacção. Uma onda que percorre um meio de índice de refração  $n_1$  e que incide numa interface a um ângulo  $\theta_1$  é refractada para o meio de índice de refração  $n_2$  com o ângulo  $\theta_2$ . De notar que, se  $n_1 > n_2$ , então  $\theta_1 > \theta_2$ . (Ou se  $n_1 < n_2$ , então  $\theta_1 < \theta_2$ .)

$$n_1 \sin \theta_1 = n_2 \sin \theta_2 \quad (1.1)$$

A frequência de ressonância de um material é outra propriedade condicionante da passagem da onda ultrasónica. Ao coincidir a frequência de ressonância da rocha com a do sinal ultrasónico transmitido maximiza-se a quantidade de energia da onda que atravessa a amostra e minimiza-se a impedância acústica.

## 1.2 PARÂMETROS ELÁSTICOS

O comportamento mecânico das rochas depende crucialmente do facto de as rochas serem heterogéneas e porosas. Quando submetidas a tensões, as rochas deformam-se de modo complexo pois a mesma rocha pode responder elasticamente quando submetida a variações de tensão rápidas ( $1 \text{ s}^{-1}$ ) ou plasticamente se submetida a variações de tensão lentas ( $3 \times 10^{-3}$ ). Para escalas temporais pequenas (inferiores a  $10^5 \text{ s}$ ), o comportamento mecânico de uma rocha é aproximado a um comportamento elástico (perante condições moderadas de temperatura e pressões e deformações inferiores a  $10^{-2}$ ).

Na teoria elástica, as deformações são directamente proporcionais às tensões aplicadas e são reversíveis (isto é, se a tensão for retirada, a deformação desaparece). Esta definição é expressa pela Lei de Hooke (equação 1.2) onde  $M$  é um parâmetro elástico característico do sólido e tem unidades de pressão (1 Pa ou 1 bar).

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{M} \quad (1.2)$$

Os parâmetros de maior interesse são: o módulo tangente  $K$  (*bulk modulus*), o módulo de corte  $\mu$  (*shear modulus*), o módulo de Young  $E$  e o coeficiente de Poisson  $\nu$ .

A tabela 1.1 sumariza as definições destes parâmetros elásticos e as relações entre si.

$K$ Compressão Isotrópica $\delta P$	$\mu$ Corte $\sigma_{xy}$	$E$ Compressão Uniaxial $\sigma_{zz}$	$\nu$ Compressão Uniaxial $\sigma_{zz}$
$-V \frac{\delta P}{\delta V}$	$\frac{\sigma_{xy}}{2\varepsilon_{xy}}$	$\frac{\sigma_{zz}}{\varepsilon_{zz}}$	$-\frac{\varepsilon_{xx}}{\varepsilon_{zz}}$

	$K, \mu$	$E, \nu$
$K$		$\frac{E}{3(1-2\nu)}$
$\mu$		$\frac{E}{2(1+\nu)}$
$E$	$\frac{9K\mu}{3K+\mu}$	
$\nu$	$\frac{3K-2\mu}{2(3K+\mu)}$	

Tabela 1.1 – Definições dos parâmetros elásticos  $K$ ,  $\mu$ ,  $E$  e  $\nu$  (para meios isotrópicos homogéneos). Relações entre os parâmetros elásticos. Adaptado de Guéguen et al, 1994.

O módulo tangente  $K$  mede a resistência do material a uma compressão uniforme. É definido como o aumento de pressão necessário para originar uma certa variação de volume.

O módulo de corte  $\mu$  descreve a resposta do material face a uma deformação de cisalhamento e é definido como a razão entre a tensão de cisalhamento e a deformação de cisalhamento resultante.

O módulo de Young  $E$  descreve a resposta do material a uma deformação linear (por exemplo, como resultado de puxar as extremidades de um fio) e é definido como a razão entre a tensão e a deformação uniaxiais.

O coeficiente de Poisson  $\nu$  caracteriza o nível de deformação que se origina na direcção paralela e perpendicular à força aplicada. Quantitativamente, é dada pela razão entre a deformação transversal e a deformação axial.

As velocidades de propagação das ondas P e S podem ser expressas em função dos parâmetros elásticos conhecendo a densidade  $\rho$  do meio percorrido:

$$V_P = \sqrt{\frac{1}{\rho} \left( K + \frac{4}{3} \mu \right)} = \sqrt{\frac{(1-\nu)E}{(1+\nu)(1-2\nu)\rho}} \quad (1.3)$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\nu)}} \quad (1.4)$$

---

## 1.3 POROSIDADE

---

A porosidade caracteriza a capacidade de uma rocha conseguir armazenar fluidos nos seus espaços vazios (ou poros) que podem ser menores ou maiores, tornando a matéria mais ou menos densa. Os parâmetros microestruturais que influenciam a porosidade são o tamanho, a forma e a distribuição dos grãos. Existem diferentes tipos de porosidade como a porosidade total, porosidade aberta e a porosidade conectada ou efectiva.

A porosidade total da amostra  $\phi$  é definida pela razão entre o volume total dos poros (ou vazios  $V_v$ ) e o volume total da amostra  $V$  (equação 1.5). O volume total da amostra é composto pela soma do volume dos vazios e o volume dos sólidos  $V_s$  e é, usualmente, expressa em %.

$$\phi = \frac{V_v}{V} \times 100 = \frac{V_v}{V_v + V_s} \times 100 \quad (1.5)$$

A porosidade aberta  $\phi_0$  considera apenas a porção de vazios que comunicam com o exterior da amostra. A porosidade conectada ou efectiva  $\phi_c$  considera o volume de poros que estão interligados e que permitem a circulação de um fluido entre duas faces opostas da amostra. Esta porosidade é a que está directamente relacionada, e quantificada, através da medição da permeabilidade.

De notar que a porosidade não dá informação sobre o tamanho dos poros, a sua distribuição ou grau de conectividade pois rochas com porosidades idênticas podem ter propriedades físicas muito diferentes.

Os poros podem estar preenchidos com água (quando solo está saturado), com ar (quando o solo está totalmente seco) ou com ambos, que é a forma mais comum encontrada na natureza.

---

## 1.4 PERMEABILIDADE E LEI DE DARCY

---

A permeabilidade contrasta com o conceito padrão de porosidade pois nem sempre uma rocha que contém fluidos no seu interior vai permitir que essa água escoe pela rocha e seja expelida.

A permeabilidade do solo é representada pelo coeficiente de permeabilidade  $k$  e pode ser obtida através de ensaios laboratoriais. A sua unidade SI é o Darcy (1 D), sendo uma permeabilidade maior que 1 mD considerada uma permeabilidade elevada. A permeabilidade depende das características da rocha, como a porosidade, geometria e conectividade dos poros.

A circulação de fluidos dentro de uma rocha pode resultar em alterações químicas quando o fluido não está em equilíbrio químico com os minerais constituintes da rocha. Esta interacção pode resultar em transportes de massa significativos e processos de precipitação e cimentação que diminuem a porosidade e permeabilidade da rocha. No nosso estudo, estes efeitos não foram estudados pois o fluido utilizado foi a água.

Os estudos sobre a circulação de água através de rochas ou solo vêm do século XIX, a partir de H. Darcy que, em 1856, apresentou uma teoria capaz de descrever este fenómeno. A lei de Darcy, que descreve o fluxo de água subterrânea através de um material poroso, é, matematicamente, semelhante às leis de Fourier (condução do calor), Ohm (condução eléctrica) e Fick (difusão de um soluto). Todas estas leis são expressas por equações que relacionam um fluxo ao gradiente de um potencial.

Se considerarmos um meio poroso e permeável atravessado por um fluido na direcção  $+x$ , o volume do escoamento do fluido  $q$  é definido como o volume de fluido que atravessa uma secção  $A$  perpendicular ao eixo  $x$ , por unidade de área e por unidade de tempo (figura 1.2). Se  $\eta$  for a viscosidade do fluido e  $\frac{dP}{dx}$  o gradiente de pressão, a Lei de Darcy estabelece a relação apresentada na equação 1.6. A quantidade  $q$  pode ser interpretada como a “velocidade” com que o fluido atravessa a secção  $A$ . (A equação 1.6 só é válida se a velocidade real não for muito grande).

$$q = -\frac{k}{\eta} \frac{dP}{dx} \quad (1.6)$$

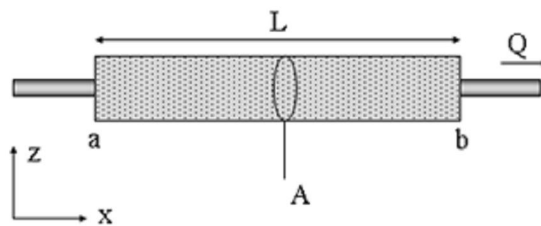


Figura 1.2 – O volume de escoamento de um fluido, entre o ponto  $a$  e o ponto  $b$ , na direcção  $+x$ :  $Q = q \cdot A$ .  
Adaptado de Guéguen *et al*, 1994.

A temperatura e a pressão afectam o nível de permeabilidade de uma rocha. O aumento da temperatura induz a propagação de fracturas que facilitam a circulação de fluidos aumentando, significativamente, a permeabilidade. O aumento de pressão reduz a permeabilidade devido ao fecho contínuo dos poros. As fracturas fecham com muita facilidade quando se aplica uma tensão, induzindo efeitos de pressão significativos em rochas cuja permeabilidade se devia apenas à presença de fracturas (Guéguen *et al*, 1994). A curva de tensão-deformação resultante de uma compressão uniaxial está esquematizada na figura 1.3. Destacam-se três fases:

- (1) Fecho das fracturas orientadas perpendicularmente à tensão de compressão  $\sigma$ ;
- (2) Parte elástica da deformação (o declive é o módulo de Young);
- (3) Abertura e propagação das fracturas paralelas (ou sub-paralelas) à tensão  $\sigma_0$ . A ruptura inicia-se a partir da tensão  $C_0$  e continua progressivamente após este ponto. Nesta fase temos o fenómeno de dilatação onde as fracturas abrem e o volume total não diminui como é previsto pela Teoria Elástica. Durante a dilatação observa-se uma variação das propriedades físicas da rocha (velocidades de propagação das ondas P e S, condutividade eléctrica, etc.).

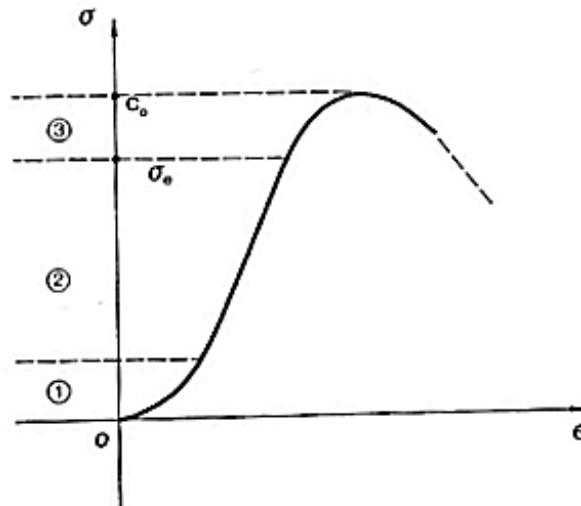


Figura 1.3 – Curva tensão-deformação para uma amostra cilíndrica submetida a uma compressão uniaxial crescente  $\sigma$ . Adaptado de Guéguen *et al*, 1994.

## 1.5 TRANSIÇÃO $\alpha$ - $\beta$ DO QUARTZO

Os minerais podem passar de uma estrutura para outra quando a temperatura e a pressão variam. Cada mineral possui uma composição química e estrutura molecular específica e, conseqüentemente, propriedades físicas distintas. Estas propriedades caracterizam como o mineral responde a perturbações externas como forças mecânicas, campos eléctricos e magnéticos ou variações de temperatura.

O quartzo é a componente maioritária das rochas graníticas. É de grande importância geológica e tecnológica tendo como característica mais marcante as variações físicas e termodinâmicas que acompanham a transição de fase entre o quartzo- $\alpha$  e o quartzo- $\beta$ . A transição  $\alpha$ - $\beta$  foi descoberta por Le Chatelier (1889) que verificou uma mudança de fase perto dos 573 °C, onde o quartzo transita entre fase de baixa temperatura  $\alpha$  e a fase de temperatura elevada  $\beta$  (Moss, 1999).

Têm-se desenvolvido muitos estudos sobre o quartzo mas existe falta de dados que permitam relacionar, entre si, parâmetros elásticos, deformação espontânea e padrões de energia. Helgenson *et al* (1978) e Berman (1988) realizaram várias experiências em quartzo com especial incidência na variação do volume molar com a temperatura às pressões de 0,1 e 200 MPa. Carpenter (1998) registou uma série de dados à pressão de 0,1 MPa fazendo a mesma experiência com métodos de difracção por raio-X e por neutrões. A figura 1.4 apresenta os resultados obtidos nessas experiências.

O quartzo- $\alpha$  expande-se significativamente com o aumento da temperatura atingindo o máximo desta expansão um pouco antes da temperatura de transição e transforma-se em quartzo- $\beta$  que, após este ponto, não exhibe expansão térmica. Os valores de Carpenter (1998) indicam uma variação linear entre o volume molar do quartzo- $\alpha$  e a temperatura entre os 150 °C e os 380 °C seguida de uma tendência crescente com o aumento da temperatura até perto do ponto de transição.

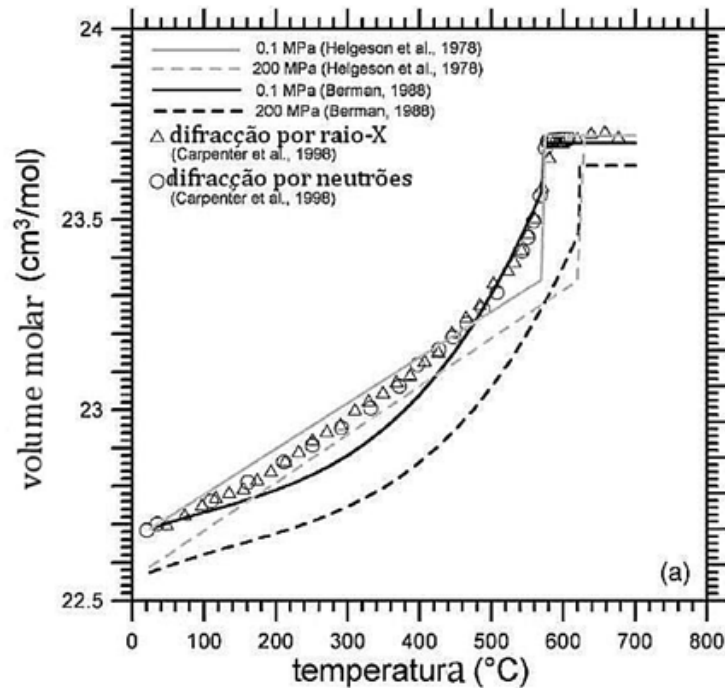


Figura 1.4 – Variação do volume molar do quartzo em função da temperatura, às pressões de 0,1 e 200 MPa. Adaptado de Marini *et al*, 2005.

A temperatura também influencia a velocidade de propagação das ondas P e S, desenvolvendo fortes contrastes num volume pequeno de rochas. Numa rocha policristalina rica em quartzo, a expansão volumétrica do quartzo, induzida pelas elevadas temperatura, provoca a ruptura e fracturação nas fronteiras dos grãos. Como consequência, aumenta a porosidade e a permeabilidade da rocha. A figura 1.5 representa as variações das velocidades teóricas e experimentais das ondas P e S com a temperatura obtidas por Marini *et al* (2005) para o quartzo, granito e quartzito.

A temperaturas inferiores a  $400^{\circ}\text{C}$ , as velocidades das ondas P são quase independentes da temperatura começando a aumentar significativamente a partir do nível de transição  $\alpha$ - $\beta$  tanto para o quartzo como para o granito e quartzito. As velocidades das ondas S são menos afectadas. No entanto, apresenta-se uma clara diferença entre a propagação destas ondas entre o granito e o quartzo e quartzito. A diminuição das velocidades das ondas P é atribuída a um afastamento do quartzo de um comportamento elástico e o aumento (acima do nível de transição) está relacionado com a sua aproximação a um comportamento elástico (Marini *et al*, 2005).

A modificação da estrutura e do volume associada à transição  $\alpha$ - $\beta$  devido à variação da temperatura provoca uma variação do volume da malha cristalina de cerca de 4,2% pois o quartzo- $\beta$  tem maior volume que o quartzo- $\alpha$ , 117,98 Å e 113,03 Å, respectivamente. Quando o quartzo é aquecido, a variação de volume é linear mas, quando atinge a temperatura de transição, temos um ponto de inflexão e uma variação de volume repentina. Esta transição é reversível pois quando o quartzo arrefece, este retoma a estrutura e volume inicial mas, entretanto, a variação de volume induziu o quartzo à fracturação e no fim do arrefecimento, o quartzo apresenta-se partido.

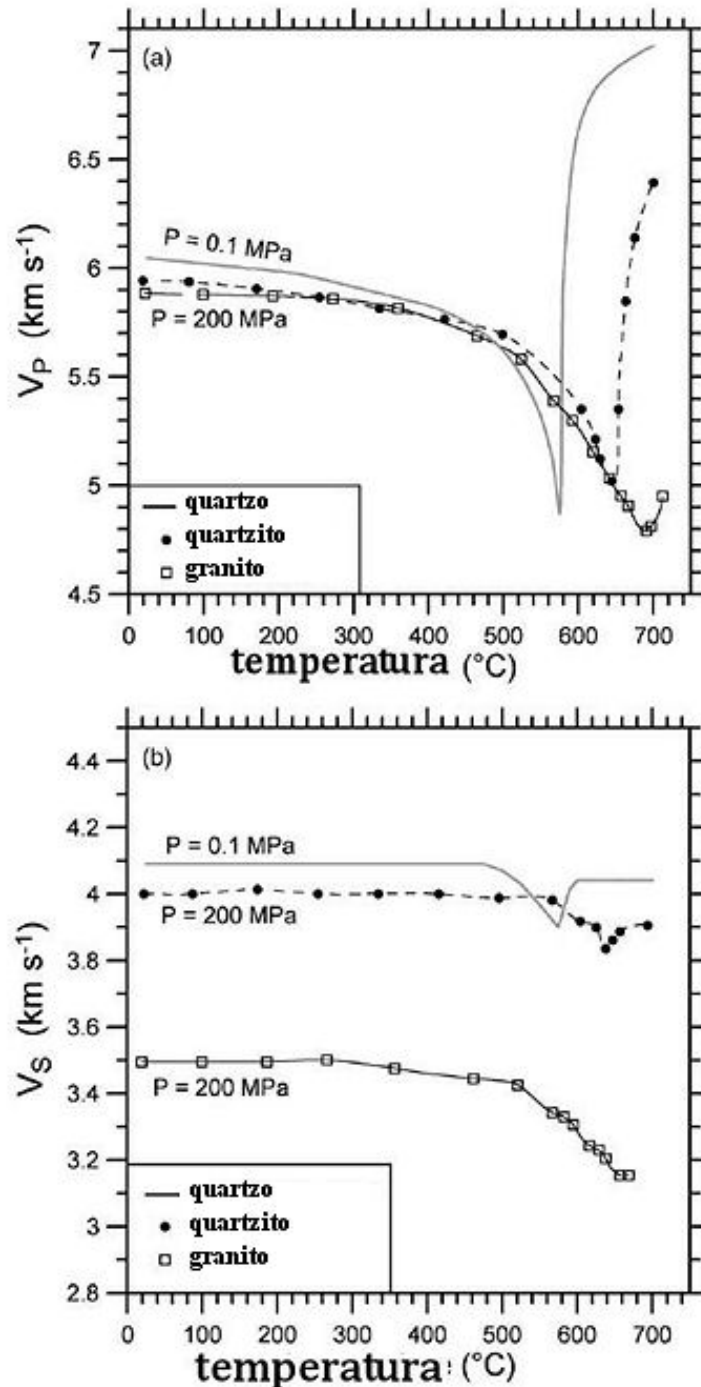


Figura 1.5 – (a) Variação das velocidades das ondas P e (b) das ondas S com a temperatura. Valores teóricos para o quartzo e dados experimentais para o quartzito e granito. Adaptado de Marini et al, 2005.

A transição  $\alpha$ - $\beta$  pode ser descrita geometricamente em termos de rotação do  $\text{SiO}_4$  tetraédrico em torno dos eixos. Estas rotações são consideradas como as responsáveis pelas deformações macroscópicas das rochas constituídas por este mineral. A figura 1.6 esquematiza (num instantâneo) as variações consequentes (supõe-se um comportamento elástico do quartzo pois as propriedades elásticas, apesar de não serem reconhecidas como as propulsoras da transição, estão, seguramente, associadas à maioria das variações energéticas).

A rotação rígida do tetraedro provoca uma redução directa dos parâmetros estruturais. As rotações causam uma redução no ângulo de ligação  $\text{Si-O-Si}$  e, conseqüentemente, o aumento do comprimento da ligação  $\text{Si-O}$ . Assim, o tetraedro é sujeito a uma deformação de corte que

origina um aumento global do volume. Todos estes processos são interdependentes e são causa directa da influência da temperatura nas ligações  $Si-O$ .

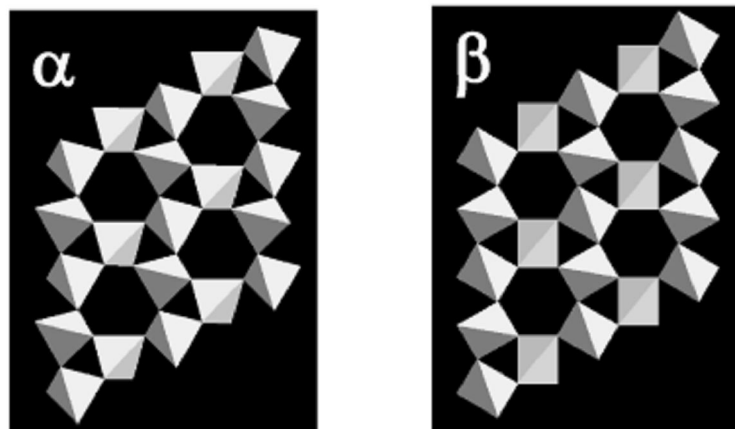


Figura 1.6 – Esquema da variação estrutural do quartzo- $\alpha$  (fase trigonal) a quartzo- $\beta$  (fase hexagonal).  
*Adaptado de <http://www.isis.rl.ac.uk/crystallography/Keen>.*

## PARTE I

O objectivo desta componente do trabalho foi o de avaliar a evolução das velocidades de propagação de ondas sísmicas e da porosidade em função de um tratamento térmico, em ciclos de aquecimento/arrefecimento, até à temperatura máxima de 600 °C. Também se pretendeu identificar, através da variação das velocidades e da análise microscópica da amostra, a transição de fase do quartzo- $\alpha$  para quartzo- $\beta$  pois um aquecimento, em condições normais de pressão, que atinja a temperatura de transição  $\alpha$ - $\beta$  do quartzo (próximo dos 573 °C) induz uma alteração estrutural no quartzo que se reflecte numa variação brusca do volume da malha cristalina e, conseqüentemente, no aumento do desenvolvimento de micro-fissuras no interior da rocha.

## 2. DISPOSITIVO E MÉTODO EXPERIMENTAL

### 2.1 BREVE DESCRIÇÃO DO DISPOSITIVO EXPERIMENTAL

O sistema instalado no Laboratório de Monitorização Microsísmica da ACF/ISEL foi especialmente concebido para o estudo de ultrasons e de Emissão Acústica (EA). O sistema permite a geração de ondas ultrasónicas (frequências superiores a 20 kHz) e a sua detecção, bem como a análise da onda (visualização, filtragem, análise espectral, etc.) e, em simultâneo, a detecção da EA e a localização da sua origem na amostra. Este sistema permite ainda análises tomográficas a partir da geração / recepção de sinais em locais distintos do volume da amostra.

O dispositivo experimental (figura 2.1) é constituído, essencialmente, por uma fonte geradora de impulsos [1], selector de canais [2], transdutores [3], pré-amplificadores [4] e um sistema de aquisição e processamento [5 – 6] e de visualização [7] de dados.

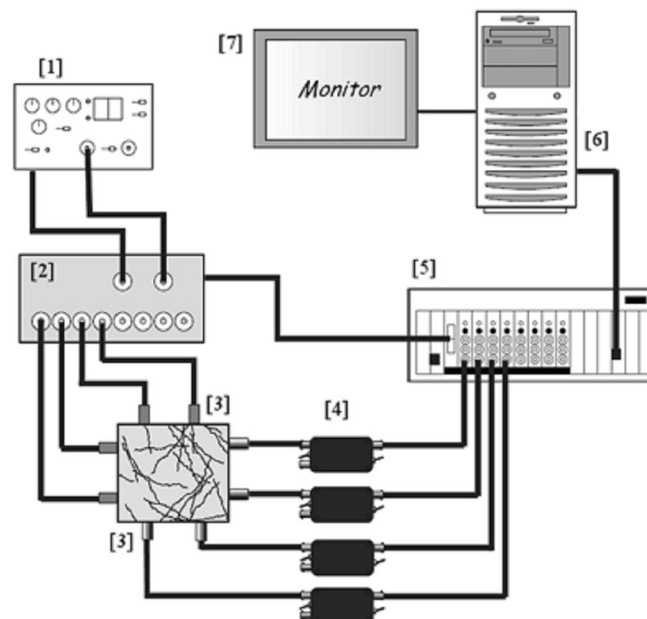


Figura 2.1 - Esquema do dispositivo experimental utilizado para o estudo do granito.

## 2.1.1 FONTE DO SINAL

A fonte de sinal é constituída por um gerador de sinal *Olympus Panametrics 5072PR* (figura 2.2). Este gerador produz impulsos eléctricos que vão excitar o transdutor, convertendo o sinal eléctrico em impulso mecânico, e gerar uma onda acústica.



Figura 2.2 - Gerador de ultrasons (*Ultrasonic Pulse Receiver*).

Os impulsos eléctricos (negativos) podem ter uma amplitude máxima de -360 V, com variação de energia entre valores de 10 a 100  $\mu\text{J}$ . A duração dos impulsos é inferior a 10 ns e podem ser emitidos a frequências entre 100 e 5000 Hz. Em geral, valores baixos de energia e de amortecimento originam tempos de subida do sinal mais rápidos tornando-os mais adequado para transdutores de alta frequência (figura 2.3).

É possível variar as características deste sinal escolhendo a sua energia e amortecimento, afectando a forma da onda (largura e amplitude). No limite é possível chegar a tempos de impulso da ordem de 2 ns, o que permite a utilização de transdutores para frequências de sinais de 50 MHz.

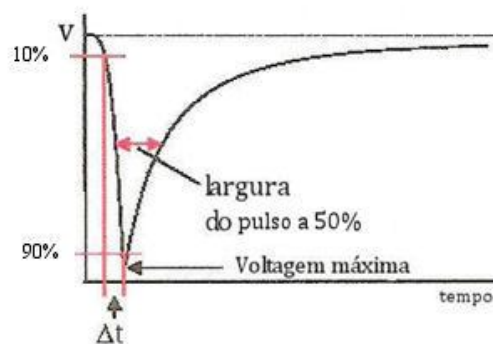


Figura 2.3 - Tempo de decaimento do gerador de ultra-sons.

Este sistema pode funcionar em dois modos: (1) *pulse-echo* ou (2) *thru-transmission*. No primeiro modo, o sinal gerado é emitido através de um transdutor, atravessa a amostra até ser reflectida numa interface e é detectada pelo mesmo transdutor. No segundo modo, o sinal atravessa o material até ser recebido por outro transdutor a funcionar como receptor. Neste trabalho, utilizámos o método de *thru-transmission*.

## 2.1.2 SELECTOR DE CANAIS

O selector de canais, da *Engineering Seismology Group* (figura 2.4), é um dispositivo que permite seleccionar, para um máximo de 8 canais (8 transdutores), quais os que, numa determinada fase da experiência, funcionam como emissores e como receptores. O selector de canais é intercalado entre o gerador de sinais e os transdutores. A caracterização do seu funcionamento é feita a partir do *software* do sistema de aquisição.



Figura 2.4 – Selector de canais (*Ultrasonic Switchbox Pulser*).

## 2.1.3 PRÉ-AMPLIFICADORES

Entre o sistema de aquisição e os transdutores são utilizados pré-amplificadores de tensão. Os pré-amplificadores, modelos 2/4/6 e 1220A da *Physical Acoustics Corporation* (figura 2.5), são amplificadores de tensão e permitem ganhos de 20, 40 ou 60 dB. Os filtros utilizados nestes pré-amplificadores cortam os sinais de frequências superiores a 1,2 MHz. Estes dois modelos são praticamente idênticos em termos de características electrónicas e de filtragem e apenas diferem na possível escolha do ganho: 3 ou 2 níveis.



Figura 2.5 – Amplificadores 2/4/6 e 1220A.

## 2.1.4 TRANSDUTORES

O laboratório possui dois tipos de sensores, modelo NANO30 e modelo R6ALPHA, ambos da *Physical Acoustics Corporation* (figura 2.6). São ambos otimizados para a recepção de ondas volúmicas mas com características diferentes no que respeita à banda de frequência de recepção. Os NANO30, com 8 mm de diâmetro, têm uma frequência de resposta ideal entre 125 e 750 kHz, com um pico de ressonância de, aproximadamente, 300 kHz (figura 2.7), enquanto os R6ALPHA, com diâmetro de 19 mm, têm frequência de resposta ideal entre 35 e 100 kHz com um pico de ressonância de, aproximadamente, 50 kHz. Qualquer destes sensores tem uma temperatura de funcionamento limitada entre -65 °C a 177 °C, fora das quais o material piezo-cerâmico perde as suas propriedades piezo-eléctricas e piezo-magnéticas.

Neste trabalho, devido às dimensões das amostras, utilizámos os sensores mais pequenos, os transdutores NANO30.

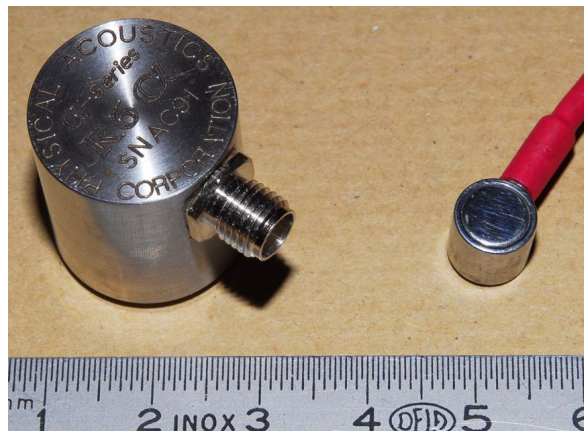


Figura 2.6 – À esquerda, transdutores R6ALPHA e à direita, NANO30 (escala em mm).

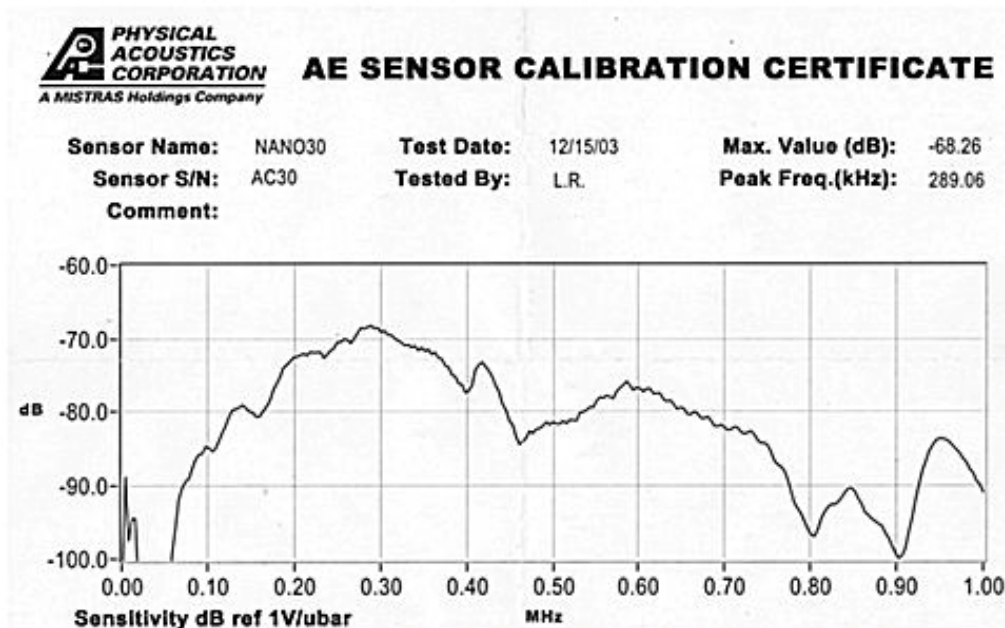


Figura 2.7 – Curva de resposta dos transdutores NANO30.

Os transdutores foram acoplados à amostra por um processo mecânico, utilizando molas ou grampos em locais previamente polidos e limpos de modo a que o contacto seja o mais uniforme possível. É necessário eliminar qualquer bolsa de ar entre o sensor e o material de forma a melhorar o sinal e, conseqüentemente, definir de forma clara o primeiro impulso (tempo de chegada da onda). O acoplante escolhido foi o mel, muito efectivo em superfícies planas e curvas. Este material tem a capacidade de se moldar e preencher qualquer abertura entre o transdutor e a amostra. Quando o mel é aquecido torna-se facilmente maleável e, quando arrefece, endurece ajudando a fixar os transdutores.

## 2.1.5 AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS

O sistema de aquisição de dados, designado por GIGA Recorder, foi desenvolvido pela *Engineering Seismology Group* com o objectivo de registar Emissões Acústicas (EA) e sinais ultrasónicos (figura 2.8). A principal particularidade deste aparelho é a capacidade de fazer uma aquisição contínua de sinal pela RAM do computador enquanto os eventos de emissão acústica são, simultaneamente, gravados no disco rígido. Esta aquisição pode ser desencadeada manualmente ou programada de modo a iniciar-se automaticamente a partir de limiares previamente definidos. O sistema tem uma frequência de resposta entre 30 kHz e 2 MHz, capacidade para um registo contínuo com uma amostragem de 10 MHz, resolução de 14 bits, durante 2 minutos por canal (actualmente com 8 canais mas com capacidade de expansão até 32) e uma RAM de 38,4 Gigabyte.

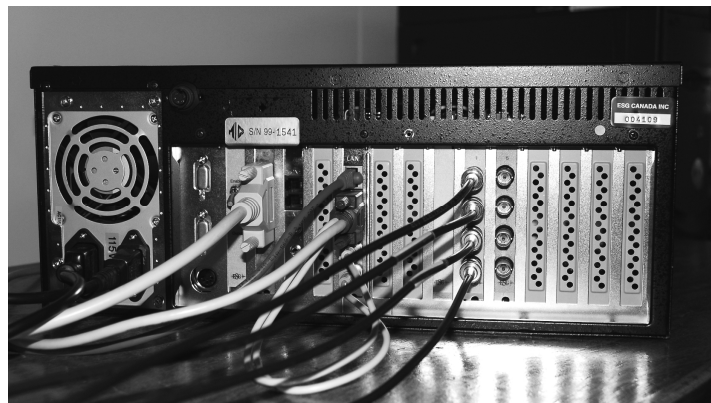


Figura 2.8 – GIGA Recorder, com 4 canais ligados na placa de aquisição.

Ligado ao GIGA Recorder está outro computador no qual estão instalados a maioria dos programas de tratamento e representação gráfica dos dados obtidos. Estes dois computadores funcionam sincronizados, os dados são pré-processados pelo sistema de aquisição e transferidos para o segundo computador.

O sistema de processamento é constituído por uma variedade de programas de controlo de emissão e recepção do sinal, aquisição, processamento e visualização de dados. A emissão e aquisição do sinal são feitas através de uma placa de aquisição multicanal controlada através do *software Ultraq* sobre o sistema *Windows*. Este *software* permite a definição de vários parâmetros entre os quais o número de canais da recepção e emissão, sequências de aquisição, taxa de repetição dos impulsos, número de impulsos do *stacking*, frequência de amostragem e valor mínimo de energia da aquisição (*trigger*) permitindo, ainda, controlar o conteúdo dos ficheiros de saída dos dados.

Uma primeira visualização dos resultados pode ser feita através do programa *HitCount* (essencialmente um utilitário).

O software de processamento inclui os seguintes programas:

- (1) *SeisProc*, configura a localização de eventos no interior da amostra e calcula diversos parâmetros da fonte. Este programa utiliza algoritmos *Simplex* e *Geiger* e permite a localização de hipocentros, associados às localizações de emissões acústicas;
- (2) *WaveVis*, analisa a forma da onda resultante do *stacking* processado pelo *Ultraq* e permite identificar tempos de chegada de ondas P e S (automaticamente ou por observação visual) e caracterizar máximos de amplitudes, polaridades do primeiro sinal, etc.;
- (3) *SeisVis*, é um sistema interactivo de visualização 3D que permite, através da introdução das dimensões e forma da amostra, visualizar as localizações dos eventos, magnitudes e parâmetros da fonte. Esta visualização permite, por exemplo, a representação de isolinhas de densidade de eventos. É possível, ainda, a representação temporal da evolução dos eventos no volume da amostra através de animação;
- (4) *SIRT (Simultaneous Interactive Reconstruction Technique)*, um programa de tomografia integrado na sequência de processamento referida e utiliza os tempos de chegada das ondas P automaticamente extraídos pelo *WaveVis*.

Para este trabalho, realizado no âmbito do estudo da variação das velocidades das ondas P por efeito de tratamento térmico num granito, utilizámos apenas os programas *Ultraq* e *WaveVis*.

---

## 2.2 MÉTODO EXPERIMENTAL

---

Uma amostra de granito de Arronches foi usada para avaliar variações das velocidades de propagação e da porosidade e a evolução da fracturação por influência de um tratamento térmico. Esta amostra tem uma textura granulada, grosseira, de aspecto homogéneo, porfiróide, de cor levemente rosada devido aos megacristais de feldspato que se destacam de uma matriz branco-acinzentada com pontuações escuras. Tem uma massa volúmica aparente de  $2632 \text{ kg/m}^3$  e da sua composição química destacam-se  $\text{SiO}_2=71,72\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3=14,73\%$  e  $\text{Na}_2\text{O}=3,87\%$  (<http://www.granitos-maceira.com>).

Da amostra original, bloco A, de dimensões  $10 \times 10 \times 10 \text{ cm}^3$ , retirámos quatro amostras, designadas por A', B, C e D. Foi no bloco A que realizámos todas as medidas das velocidades de propagação das ondas. Este bloco foi sujeito a ciclos de aquecimento/arrefecimento, em 4 fases, até às temperaturas máximas de  $300 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $400 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $500 \text{ }^\circ\text{C}$  e  $600 \text{ }^\circ\text{C}$ . Na fase de aquecimento até aos  $400 \text{ }^\circ\text{C}$ , o bloco A foi aquecido acompanhado pelos blocos B, C e D; na terceira fase, até aos  $500 \text{ }^\circ\text{C}$ , foi acompanhado por C e D e na última fase, até aos  $600 \text{ }^\circ\text{C}$ , foi acompanhado por D. Assim, cada bloco contém a mesma história do efeito térmico à do bloco original A em cada ciclo de aquecimento/arrefecimento. Estes blocos foram usados para medir a porosidade representativa de cada ciclo e para a obtenção de lâminas para posterior observação microscópica. O bloco A' foi usado para a determinação da porosidade e obtenção de lâminas para a caracterização do granito antes do aquecimento.

Os aquecimentos decorreram à taxa de  $2 \text{ }^\circ\text{C}/\text{minuto}$  de forma a garantir um aquecimento relativamente lento para que a fracturação resulte apenas dos efeitos térmicos e não devido a gradientes de temperatura no interior da amostra.

Após cada ciclo de aquecimento/arrefecimento, medimos as velocidades de propagação das ondas acústicas. As velocidades foram calculadas conhecendo a posição dos transdutores e, conseqüentemente, a distância percorrida e identificando os tempos de chegada das ondas aos transdutores. O tempo de chegada de cada percurso foi determinado por observação visual do registo da onda, proveniente de um *stacking* de 25 sinais, através do software *WaveVis*.

Estima-se que o erro máximo associado à medição das distâncias entre transdutores foi  $\Delta x=0,1$  mm e o erro máximo na marcação do tempo de chegada seja  $\Delta t=0,2$   $\mu$ s. Daqui resultou que o erro máximo associado a cada determinação de velocidade seja de 5 m/s.

Os transdutores foram colocados segundo as disposições esquematizadas na figura 2.9 de modo a abrangermos o máximo possível de área da amostra e obtermos velocidades de propagação varrendo as direcções entre 0° e 180°.

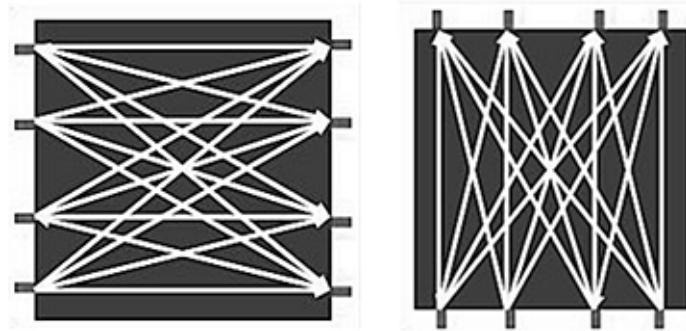


Figura 2.9 – Esquema da disposição dos 8 transdutores em redor da amostra (4 emissores e 4 receptores), nas direcções preferenciais  $xx$  e  $yy$ , perfazendo um total de 32 trajectos.

As lâminas das amostras de granito foram obtidas pelo Professor Doutor João Mata do Centro de Geologia da Universidade de Lisboa e os testes de porosidade foram efectuados no Laboratório de Mecânica dos Solos do Centro de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa com ajuda do Professor Doutor Fernando Marques e Sandra Pereira.

---

## 3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

---

### 3.1 DETERMINAÇÃO DAS VELOCIDADES DAS ONDAS P

---

Para cada percurso realizámos, normalmente, 3 medições e a velocidade média representa a média das velocidades. Todas as medidas foram efectuadas em condições normais de pressão e temperatura (PTN).

Os valores experimentais das velocidades das ondas P evidenciaram uma diminuição progressiva nas velocidades médias desde o estado inicial até ao último ciclo de aquecimento/arrefecimento a 600 °C com uma diminuição total de cerca de 73% em relação à velocidade inicial de  $4760 \pm 250$  m/s (figura 3.1). Foi observada uma ligeira anisotropia radial nas velocidades que aumenta com o tratamento térmico, de 11%, em condições PTN, até 22% à temperatura máxima de 600 °C e as velocidades diminuem ligeiramente dos 0° (ou 180°) até aos 90°.

A figura 3.2 representa a variação da velocidade média de propagação em função de cada temperatura máxima atingida. Esta velocidade média foi calculada fazendo a média das velocidades para todos os percursos e é afectada de um erro da ordem de 250 m/s. Observámos uma variação acentuada na velocidade de propagação das ondas volúmicas que é facilmente identificável na velocidade das ondas entre os 500 °C e os 600 °C, onde a velocidade decaiu 41% só neste intervalo. Este resultado é interpretado como consequência da progressão da fracturação consequente da variação volúmica do quartzo- $\alpha$  que caracteriza a transição  $\alpha$ - $\beta$ .

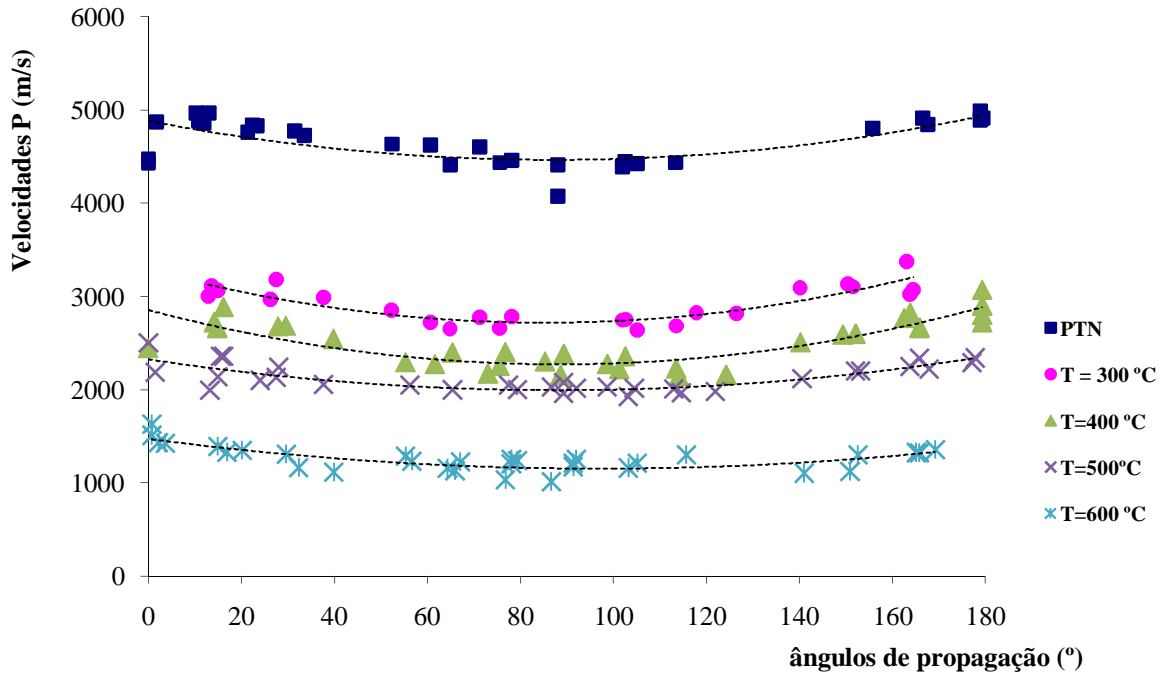


Figura 3.1 – Variação da velocidade das ondas P com os ângulos de propagação, às temperaturas máximas atingidas.

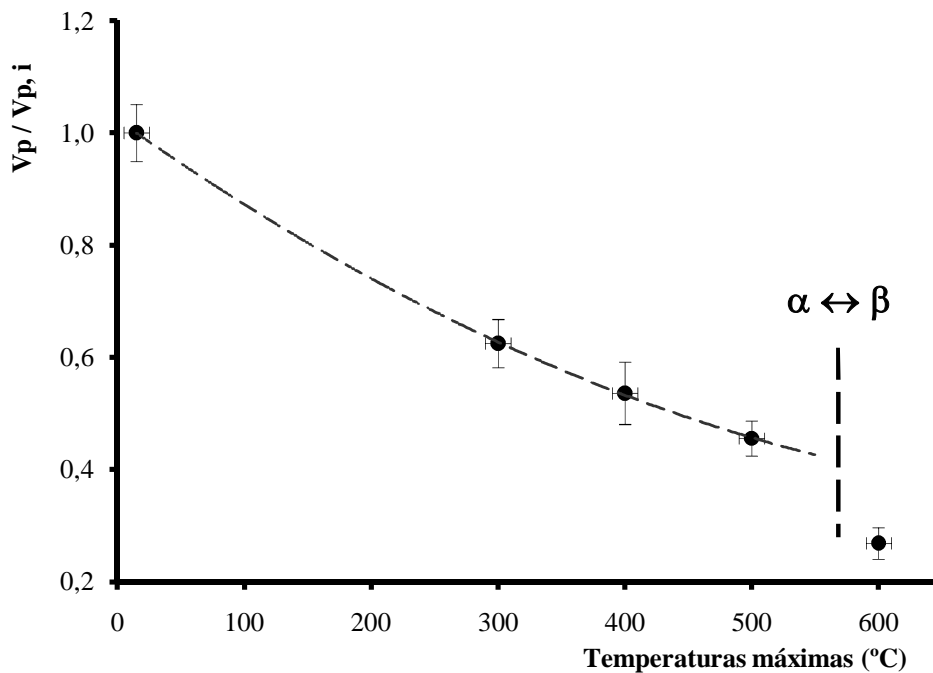


Figura 3.2 – Variação da velocidade média de propagação das ondas P para as diversas fases do tratamento térmico. Os valores estão normalizados para a velocidade inicial do granito não tratado termicamente,  $V_{p,i}=4760 \pm 250$  m/s.

A figura 3.3 mostra a forma de onda resultante para a amostra antes do aquecimento e para a amostra após um ciclo de aquecimento/arrefecimento a 300 °C. A figura 3.4 mostra a forma de onda para a amostra após o ciclo de aquecimento/arrefecimento a 600 °C. A propagação do sinal na amostra submetida a 300 °C apresenta maior amplitude e frequência que a onda correspondente à amostra submetida a 600 °C. É um resultado esperado e mostra a

progressiva degradação do meio mecânico percorrido através da perda de qualidade do sinal. Entre a amostra antes do aquecimento (figura 3.3.a) e a amostra de 300 °C (figura 3.3.b) não se verificou estas diferenças.

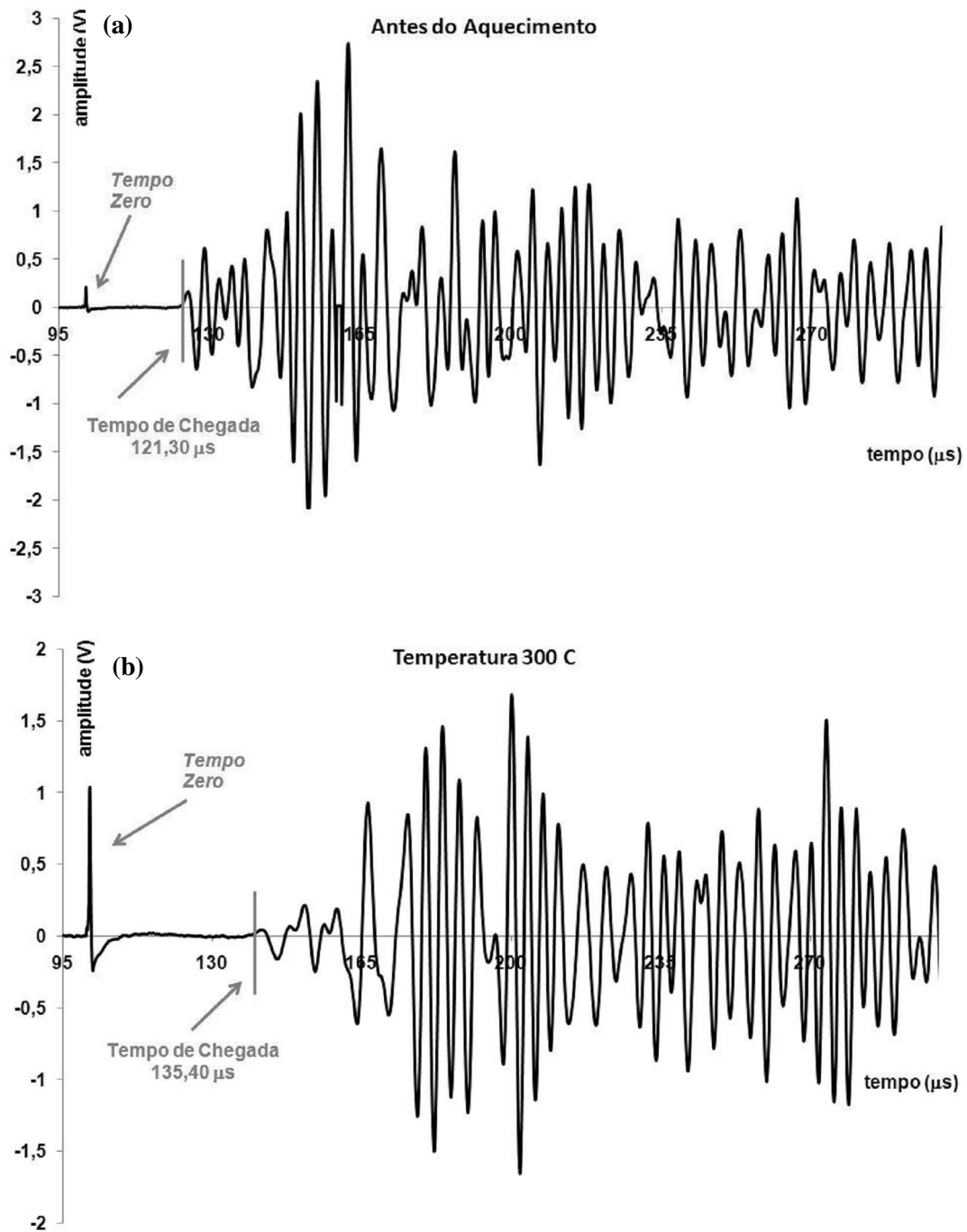


Figura 3.3 – Formas da onda para (a) amostra antes do aquecimento; (b) amostra após o ciclo até à temperatura 300 °C. *Tempo zero* identifica o instante do impulso inicial enviado electronicamente para os sensores.

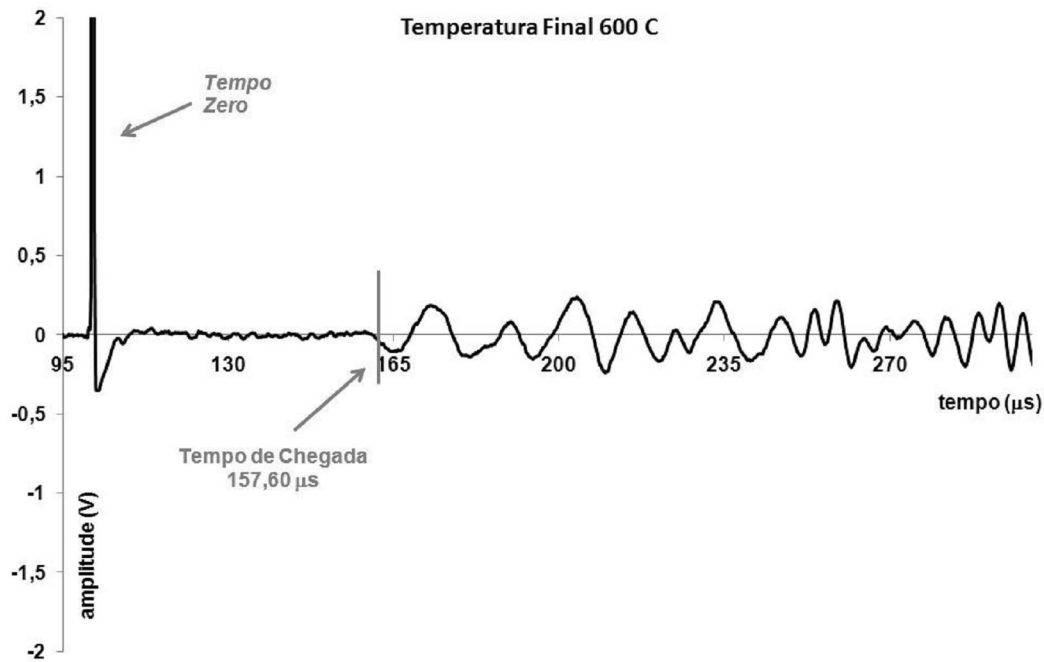


Figura 3.4 – Forma da onda para a amostra após o ciclo até a temperatura final 600 °C. *Tempo zero* identifica o instante do impulso inicial enviado electronicamente para os sensores.

## 3.2 DETERMINAÇÃO DA POROSIDADE

A porosidade aberta  $\phi_0$  das amostras de granito foi determinada utilizando o método de saturação por vácuo. Foram determinadas as porosidades da amostra sem tratamento térmico e das amostras submetidas às temperaturas máximas de 400 °C, 500 °C e 600 °C.

Para calcularmos a porosidade  $\phi_0$  precisámos de conhecer a massa seca  $W_{seca}$ , a massa saturada  $W_{saturada}$  e a massa submersa  $W_{submersa}$  de cada parcela e aplicámos a equação 3.1.

$$\phi_0 = \frac{W_{saturada} - W_{seca}}{W_{saturada} - W_{submersa}} \times 100 \quad (3.1)$$

Após terem sido cuidadosamente lavadas para remover partículas soltas, as amostras foram deixadas durante um dia numa estufa, num ambiente controlado de temperatura e humidade. Em seguida, as amostras foram pesadas em suspensão, permitindo assim obter a massa seca  $W_{seca}$ .

Para obtermos a massa saturada das amostras  $W_{saturada}$ , foi necessário saturá-las de água numa câmara de vácuo. De forma a assegurar um maior rigor, este procedimento foi feito em duas etapas. Numa primeira etapa as amostras foram colocadas na câmara de vácuo com água mas deixando metade da amostra emersa. A pressão na câmara foi progressivamente reduzida até cerca de 0,03 bar. A esta pressão, as amostras foram deixadas a saturar durante um dia. No dia seguinte, o procedimento anterior foi repetido mas agora com as amostras totalmente imersas. Terminado este procedimento, as amostras foram pesadas em suspensão. A massa submersa  $W_{submersa}$  foi obtida pesando em suspensão as amostras saturadas imersas num recipiente com água.

Obtivemos um valor inicial de porosidade de 0,41% que é concordante com o valor obtido pela empresa extractora deste granito (0,40%, <http://www.granitos-maceira.com>) e o valor obtido após o ciclo a 600 °C foi de 1,26% (figura 3.5). A falta de valores intermédios não

permitiu definir com rigor a variação da porosidade ao longo de todo o tratamento térmico. No entanto, verificámos um aumento significativo de porosidade a partir dos 400 °C.

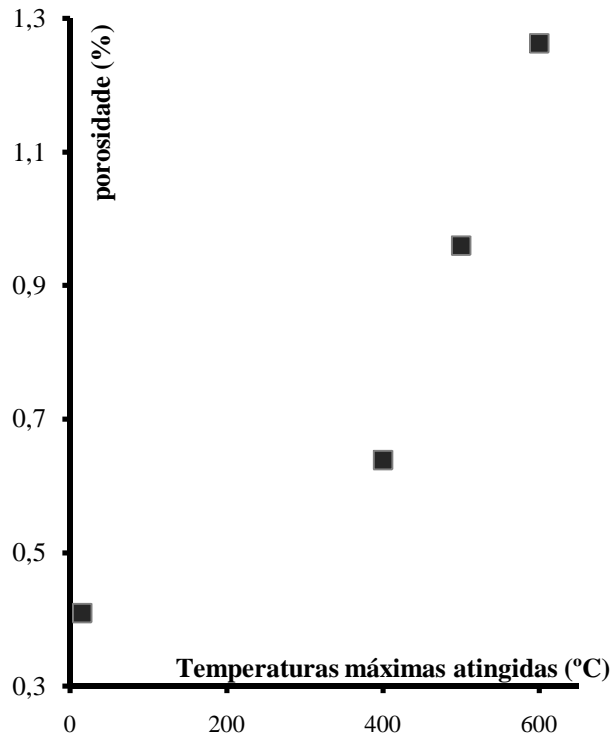


Figura 3.5 – Variação da porosidade com as temperaturas máximas atingidas em cada ciclo de aquecimento/arrefecimento.

A diminuição da velocidade de propagação é acompanhada por um aumento da porosidade apesar de esta variação não ser tão pronunciada entre os 500 °C e os 600 °C como na variação obtida para as velocidades.

---

### 3.3 ANÁLISE MICROSCÓPICA

---

Nas figuras 3.6 e 3.7 temos as observações microscópicas das lâminas da amostra em condições PTN e das amostras aquecidas até às temperaturas de 500 °C e 600 °C.

Na figura 3.6, de (a) para (d), temos a evolução da fracturação interna dos minerais principais constituintes da amostra com o tratamento térmico. Em (a), temos quartzo e feldspato com fracturas pouco definidas. Em (b), à temperatura máxima de 500 °C, há vestígios de fracturação entre o quartzo e a pagoclase. Em (c), à temperatura máxima de 600 °C, o quartzo já se encontra grandemente fracturado a nível intra-cristal.

Na figura 3.7 destacamos os tipos de fracturação na amostra aquecida até à temperatura final de 600 °C. Em (a), o quartzo está fortemente fracturado. Em (b) destacamos a fracturação inter-cristal entre o quartzo e o feldspato, resultado da acomodação dos minerais à nova estrutura e em (c), a fracturação intra-quartzo.

A intensificação da fracturação entre os 500 °C e 600 °C deve-se à transição de fase  $\alpha$ - $\beta$  do quartzo onde a passagem de quartzo- $\alpha$  para quartzo- $\beta$  é caracterizada por uma variação brusca do volume do quartzo (mudança do volume da célula de 113,03 Å para 117,8 Å, como foi referido na Secção 1.5).

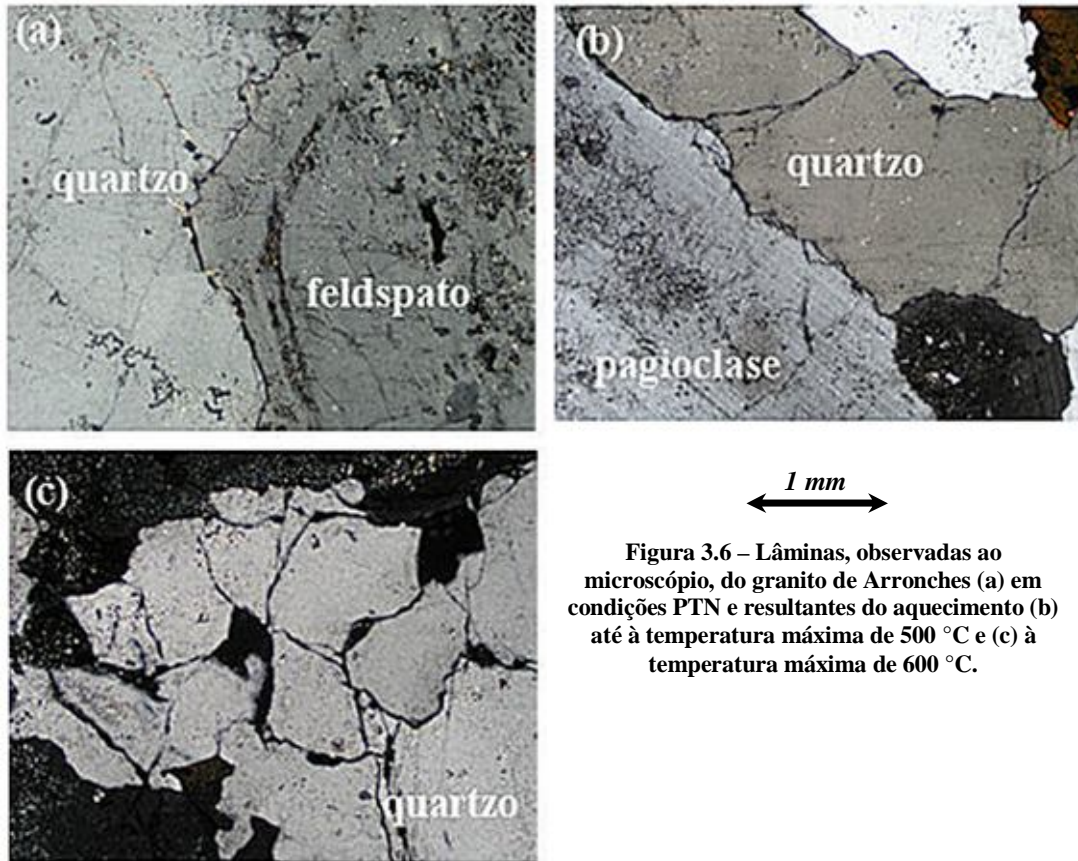


Figura 3.6 – Lâminas, observadas ao microscópio, do granito de Arronches (a) em condições PTN e resultantes do aquecimento (b) até à temperatura máxima de 500 °C e (c) à temperatura máxima de 600 °C.

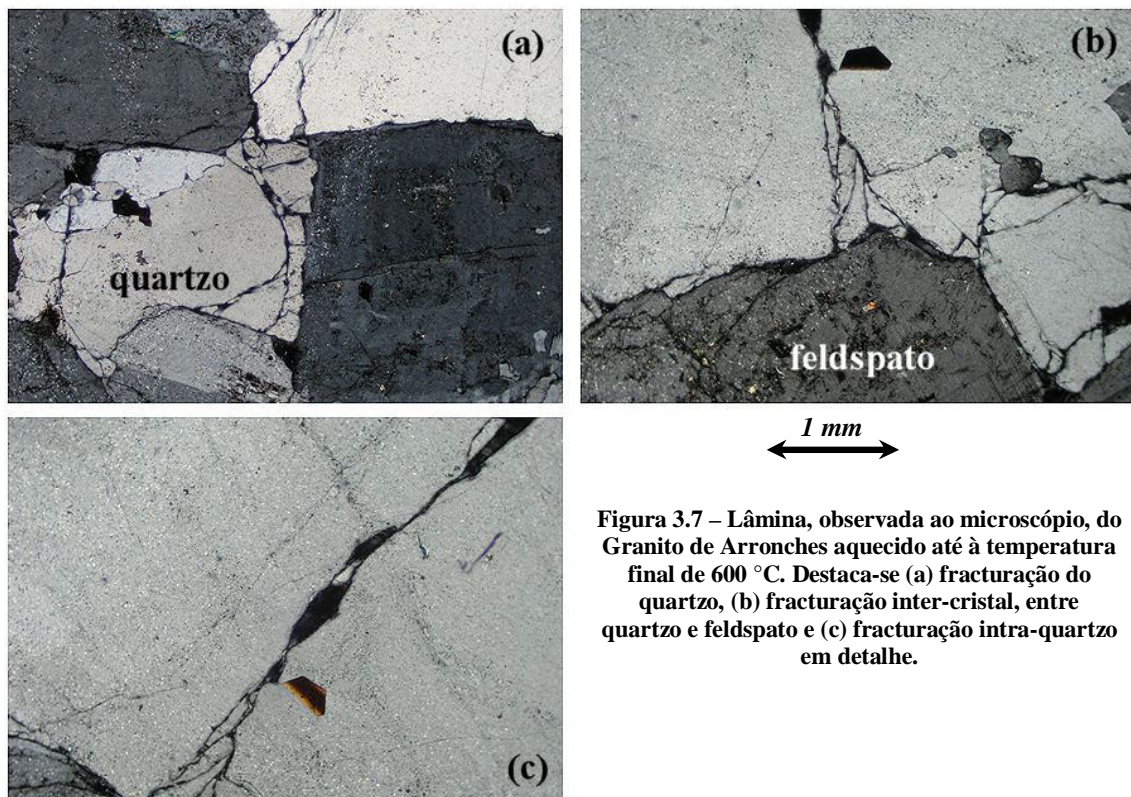


Figura 3.7 – Lâmina, observada ao microscópio, do Granito de Arronches aquecido até à temperatura final de 600 °C. Destaca-se (a) fracturação do quartzo, (b) fracturação inter-cristal, entre quartzo e feldspato e (c) fracturação intra-quartzo em detalhe.

---

## 3.4 CONCLUSÕES

---

O tratamento térmico aplicado à amostra de granito resultou num aumento da porosidade aberta e na intensificação da microfracturação. O aumento de vazios resultou numa diminuição da velocidade de propagação das ondas acústicas no interior da rocha. Este efeito é especialmente forte entre os 500 °C e os 600 °C devido à transição de fase  $\alpha$ - $\beta$  do quartzo. A variação das velocidades de propagação das ondas P foi progressiva e contínua, desde a rocha no estado inicial até aos 500 °C. Neste intervalo, observámos uma diminuição de cerca de 54% relativamente à velocidade média inicial. Na transição de 500 °C para 600 °C observámos uma diminuição muito brusca na velocidade média que representa, à temperatura final da acção térmica, apenas 27% da velocidade inicial.

A transição de fase  $\alpha$ - $\beta$  do quartzo é bem visível nas observações microscópicas das lâminas das várias amostras. Entre 500 °C e 600 °C temos um aumento da fracturação intra-cristal do quartzo e inter-cristal (entre o quartzo e a pagoclase). Neste intervalo, a amostra foi danificada grandemente devido à expansão anisotrópica ligada à transição  $\alpha$ - $\beta$  do quartzo presente na amostra que ocorre a 573 °C e à pressão ambiente.

---

## PARTE II

---

Nesta componente do trabalho estudámos a variação de parâmetros físicos e mecânicos de duas amostras de basalto, rochas fundamentais na constituição da crosta oceânica.

Num contexto vulcânico como o que se observa em ilhas, ou próximo de dorsais, a dinâmica da circulação hidrotermal é, frequentemente, proposta como o mecanismo capaz de despoletar actividade sísmica. Estudos de sismologia (Chouet, 1985) evidenciaram o papel dos “tremores vulcânicos” caracterizados, no terreno, por conteúdos espectrais de baixa frequência e durações de vários minutos a horas. Os processos mecânicos responsáveis por este comportamento estão relacionados com a circulação (e modificação da circulação) de fluidos. À escala laboratorial, o efeito de mudança de escala determina que as frequências típicas esperadas destes eventos são da ordem de 100 a 400 kHz (Benson *et al*, 2008). Os fluidos são, assim, responsáveis por efeitos mecânicos de redistribuição do campo de tensões (Stein, 1999; Du *et al*, 2003) e por mecanismos de alteração de porosidade (Fortin *et al*, 2005) que determinam a alteração de propriedades físicas (velocidades de propagação de ondas, permeabilidade, condutividade térmica, eléctrica, etc.) e mecânicas.

A medição simultânea de parâmetros mecânicos (tensão-deformação), emissões acústicas e velocidades de ondas elásticas permite-nos compreender as propriedades mecânicas e físicas de uma rocha. Em particular, através do estudo de emissões acústicas durante a deformação de rochas que possibilitam caracterizar as assinaturas acústicas (reológicas e litológicas) no momento da ruptura.

Para este estudo utilizámos um bloco de basalto do Complexo Vulcânico Povoação/Noroeste de São Miguel, Açores. Deste bloco forma retiradas 3 amostras: uma das amostras foi tratada termicamente através de um ciclo de aquecimento/arrefecimento, a outra foi estudada sem qualquer tipo de acção térmica e a terceira amostra foi usada para o estudo da porosidade. As duas primeiras foram sujeitas a acções progressivas de compressão hidrostática e triaxial.

A evolução dos parâmetros físicos (porosidade, permeabilidade e velocidades de ondas P e S) foi analisada em simultâneo com a evolução de parâmetros mecânicos (coeficiente de Poisson, módulo de Young, módulo tangente e módulo de corte). A permeabilidade foi determinada através da circulação do fluido na amostra durante as experiências. A evolução destas propriedades foi acompanhada pela análise da evolução da fracturação, desde a fase inicial (de aparecimento de microfracturas) até à fase de fractura macroscópica, através da monitorização de Emissões Acústicas.

---

## 4. EMISSÕES ACÚSTICAS

---

Numa rocha submetida a um esforço mecânico externo formam-se microfracturas que se desenvolvem em função das propriedades reológicas e estruturais da rocha. A formação e propagação destas microfracturas, no interior da rocha, provocam a emissão de ondas sonoras de alta frequência. A pressão, que induz a fractura, transmite-se através da rocha, concentrando-se na zona de ruptura e, posteriormente, é libertada através de zonas frágeis (por vezes longe da fonte de pressão). Os eventos sísmicos de alta frequência têm ondas P e S dominantes na banda dos 5 a 15 Hz (Burlini *et al*, 2007).

A uma escala laboratorial (centimétrica) este fenómeno denomina-se de Emissão Acústica (EA). A EA é um fenómeno transiente de geração de ondas elásticas produzidas devido a uma alteração súbita no campo de tensões de um material. Normalmente, quando um material é submetido a um estímulo exterior, que pode ser de pressão ou temperatura, as microfracturas existentes tendem a responder a essa alteração. A resposta pode aparecer através de vários efeitos como a formação ou modificação de microfracturas (aumento ou fecho) ou a coalescência com outras microfracturas. Em qualquer dos casos, este movimento é

acompanhado de libertações súbitas de energia localizada nos locais onde se verifica a deformação. Esta energia propaga-se pelo material na forma de ondas elásticas (acústicas) e pode ser medida à superfície.

À escala laboratorial e à temperatura ambiente, a fissuração, a nucleação e a propagação de fracturas são consideradas as principais fontes de EA (Lockner, 1993) e estão associadas às diversas fases de evolução da microfracturação ainda antes do desenvolvimento da fractura principal (figura 4.1). A identificação e localização no tempo e no volume da amostra das EA permitem-nos visualizar a evolução de uma fractura desde a fase inicial, passando pela fase de focalização (concentração ao longo de uma descontinuidade macroscópica) até à fase de ruptura principal (Xinglin *et al*, 2004).

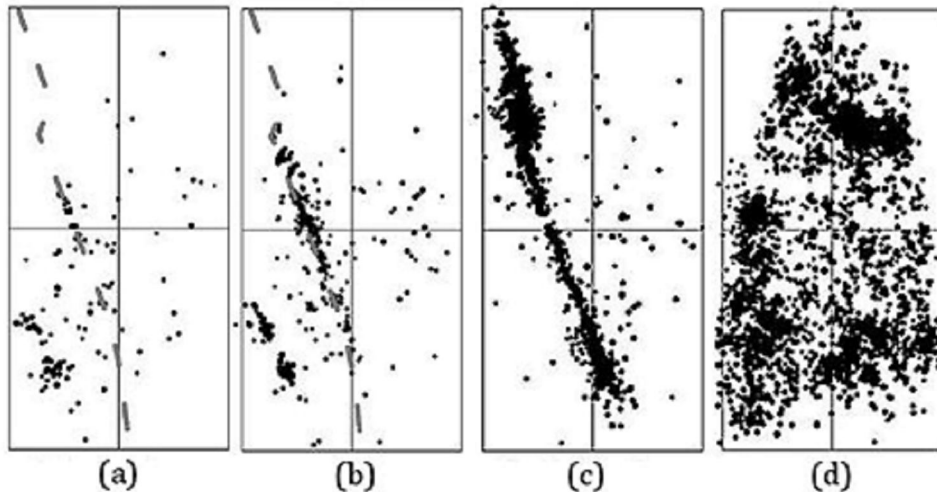


Figura 4.1 - Emissão acústica por acção de uma pressão triaxial numa amostra de granito porfiróide (dimensões 100 mm x 50 mm). (a) Fase primária, (b) Fase secundária, (c) Fase de nucleação, (d) Fase de ruptura total. Adaptado de Xinglin *et al*, 2004.

A rápida decompressão (após fractura de poros preenchidos por fluidos) gera tremores de baixa frequência que podem, nalguns casos, ser análogos aos movimentos de fluidos ou gases no interior de câmaras magmáticas. Estes eventos são, geralmente, caracterizados por ondas P emergentes, falta de ondas S e frequências de emissão entre 1 a 5 Hz (Benson *et al*, 2008).

---

## 5. DISPOSITIVO E MÉTODO EXPERIMENTAL

---

### 5.1 DISPOSITIVO EXPERIMENTAL

---

O interesse do estudo laboratorial das deformações de rochas baseia-se na capacidade de se poder controlar e variar, de forma independente, vários parâmetros como as forças normais e tangenciais, a amplitude e frequência das perturbações mecânicas, a pressão dos poros e o efeito químico da circulação de fluidos. Simultaneamente, é possível medir a deformação da rocha, quantificar o dano (desenvolvimento de microfracturas, fecho ou coalescência de poros, macrofracturas, etc.) e a variação da permeabilidade. Com base nas emissões acústicas, que se desenvolvem no decorrer do ciclo de acção mecânica, é possível ainda determinar e localizar a microsismicidade e, assim, acompanhar, temporal e espacialmente, a evolução da fracturação desde a escala microscópica até à fractura macroscópica.

O dispositivo experimental (figura 5.1) é uma prensa triaxial pioneira na Europa, construída pela *Sanchez Technologies*, que começou a funcionar em 2008. É constituída por uma célula triaxial capaz de produzir pressões de confinamento até 100 MPa, a uma temperatura

de 200 °C. A carga axial máxima é de 70 toneladas que corresponde, para as amostras utilizadas, a uma pressão axial máxima da ordem de 600 MPa. Dispõe ainda de transdutores P e S, amplificadores e um sistema de aquisição e de processamento e visualização de dados.

Na periferia da amostra são acoplados mais transdutores piezo-cerâmicos (PZT) e sensores de deformação. Alguns dos sensores piezoelétricos estão ligados a amplificadores a partir dos quais se obtém uma recepção de sinal melhorada. A informação proveniente dos sensores é, posteriormente, processada pelo sistema de aquisição.

O *PC1* recebe e dispõe a informação dos sensores de deformação e é através deste computador que se controla a prensa hidráulica (quantidade e taxa de fluido a ser introduzidos, pressão a ser aplicada, axial e radial, temperatura do sistema, etc.). O *PC2* recebe a informação dos transdutores e é através deste computador que se efectua o *fource survey* (envio de um impulso por parte do utilizador) e se visualiza as formas de onda resultantes das emissões acústicas.

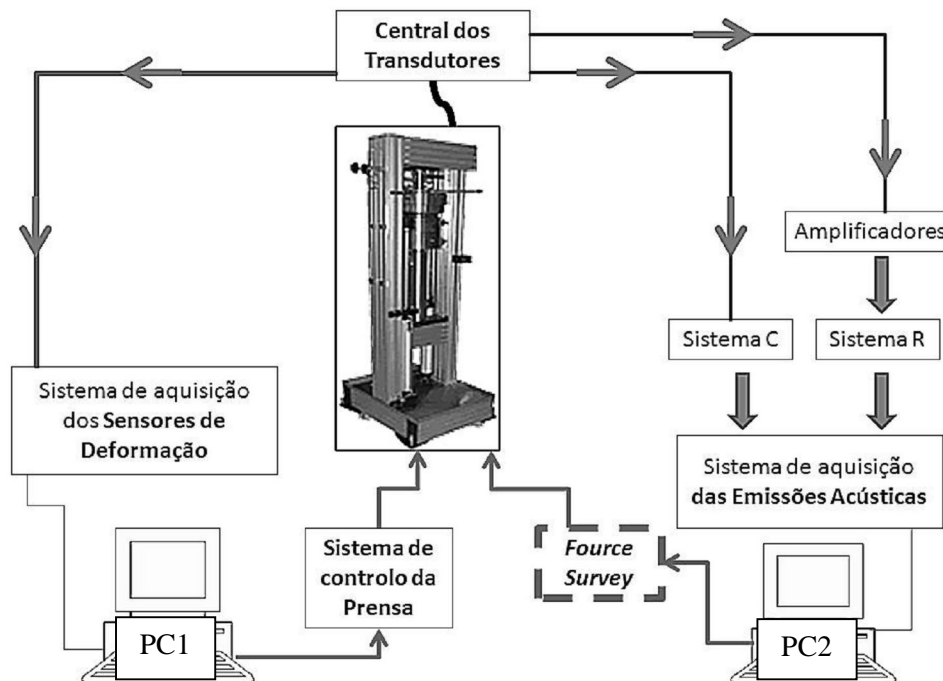
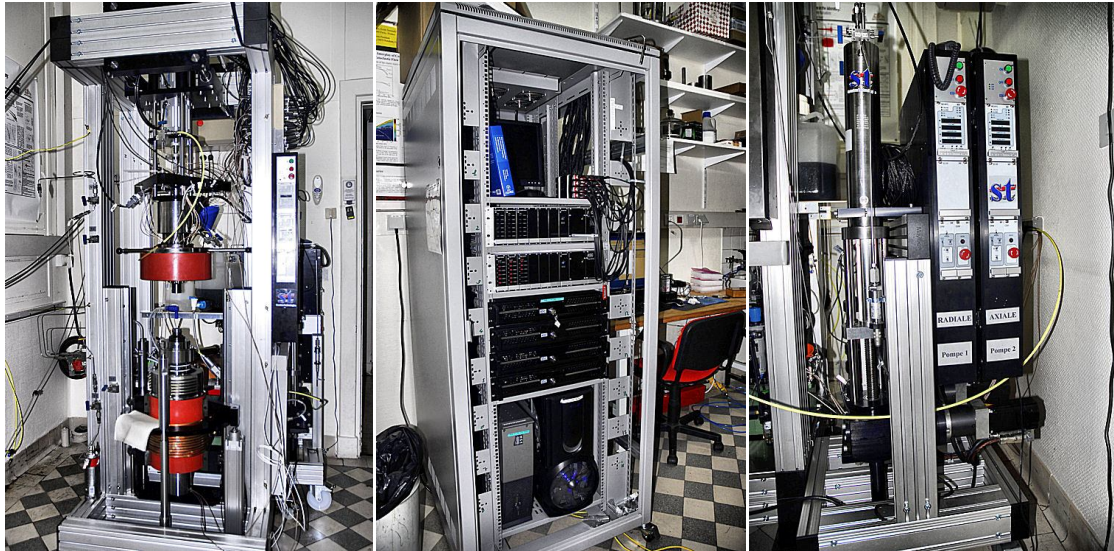


Figura 5.1 - Esquema do dispositivo experimental utilizado no estudo dos basaltos.

A prensa hidráulica, *ST100* (figura 5.2), utilizada nas experiências realizadas no LG/ENS-Paris, permite realizar testes de compressão triaxiais. Este tipo de teste é usado para determinar a resistência do solo ou rocha (onde é pressuposto que a amostra deforma uniformemente durante o teste e que existe uma relação linear entre tensão e deformação). Para além de a amostra ser sujeita a aumentos de pressão (axial e radial), pode-se incluir a circulação de um fluido na amostra e, com a possibilidade de aumentar a temperatura circundante à amostra, simular circulações hidrotermais. A resolução relativa à aplicação das pressões é da ordem de 0,01 bar.

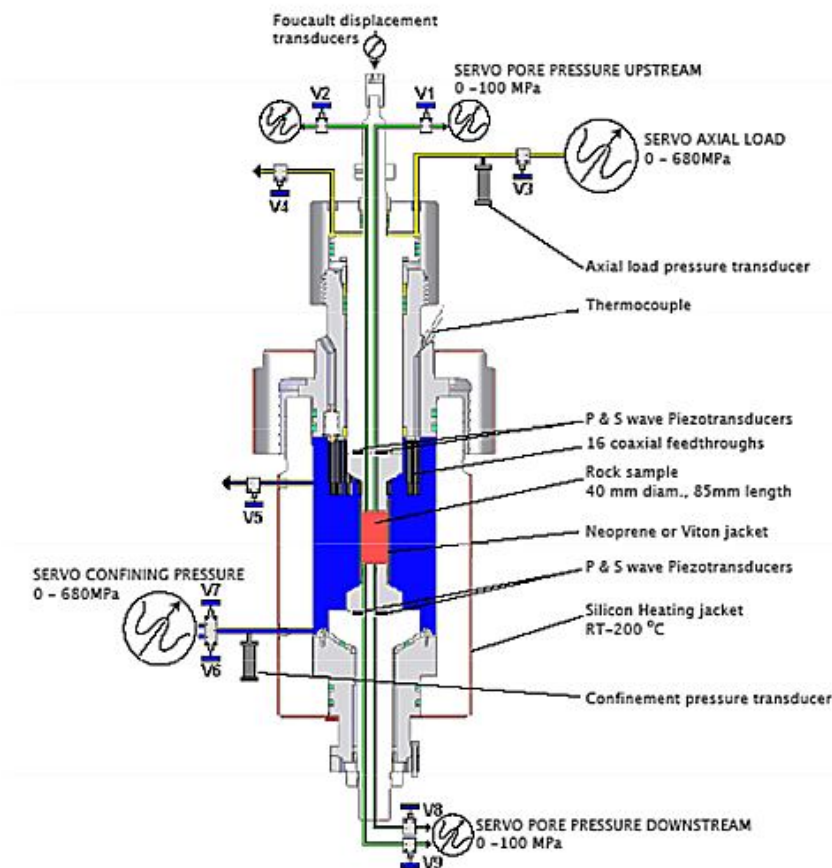


**Figura 5.2 – À esquerda, prensa hidráulica ST100. Esta prensa permite atingir 100 MPa de pressão de confinamento e temperaturas até 200 °C (473 K) e foi desenhada especificamente para lidar com fluidos corrosivos como CO<sub>2</sub> supercrítico de modo a desenvolver reacções químicas que aceleram a degradação mecânica da amostra durante os testes de deformação. Ao centro, sistema de aquisição. À direita, bombas de pressão radial e axial.**

A figura 5.3 esquematiza o funcionamento da ST100. A amostra cilíndrica é colocada dentro de um cilindro a ser preenchido por um fluido sobre pressão. A amostra está rodeada por uma membrana de borracha fina que a protege do fluido circundante e é induzida à fracturação elevando-se a pressão (carga) aplicada axialmente. Uma das vantagens destes dispositivos está em se poder controlar o escoamento que atravessa a amostra. Se não é do interesse da experiência que a amostra seja drenada, usam-se tampões sólidos para as bases do cilindro. Se o escoamento é necessário para o desenvolvimento da experiência, introduzem-se tampões porosos e canais de drenagem por onde a água pode sair e cujo fluxo pode ser monitorizado.

À ST100 está associada um conjunto de programas que registam a informação enviada pelos transdutores em vários ficheiros, consoante a sua natureza, e a dispõem visualmente no decorrer da experiência. Temos três programas principais:

- (1) O *Falcon* permite controlar a pressão, volume e temperatura aplicada ao sistema e várias componentes da prensa (bombas, válvulas, posição do pistão, etc.);
- (2) O *Quizix* trabalha a informação relacionada com as bombas: volume de fluido introduzido, taxa de fluxo de fluido, etc.;
- (3) O *Catman* devolve o ficheiro mais completo da experiência e inclui os valores das deformações axiais e radiais dadas pelos vários sensores e as pressões axiais e radiais aplicadas.



**Figura 5.3 – Esquema da célula triaxial do LG/ENS. A azul, o circuito de confinamento (0 a 100 MPa), a amarelo, o circuito responsável pela carga axial (0 a 680 MPa) e a verde, o circuito de pressão de poros (0 a 100 MPa). O sistema contém, também, um isolamento em silicone que permite o aquecimento da célula até cerca de 200 °C (Schubnel *et al*, 2009).**

Durante os testes hidrostáticos obtivemos tempos de chegada para ondas P e S através de um *force survey*, onde o utilizador pode forçar uma emissão acústica em cada sensor (que funcionavam, igualmente, como receptores e emissores). Estes ensaios acústicos foram efectuados a cada nível de pressão atingido. Durante os testes triaxiais, a aquisição é automática, ou seja, o programa regista as emissões acústicas originadas no interior da amostra.

A informação obtida por este *software* “entra” em dois sistemas: o sistema *R*, onde o sinal é amplificado antes de ser registado e o sistema *C*, de aquisição contínua, que regista os sinais das ondas  $P_{down}$ ,  $P_{up}$ ,  $S_{down}$  e  $S_{up}$  não amplificados. O sistema de aquisição pode funcionar com uma frequência de amostragem de 4 MHz através de 4 osciloscópios digitais de 4 canais cada. O sistema tem uma capacidade de cerca de 2 Terabyte permitindo, aproximadamente, 2 horas de registo contínuo de uma experiência.

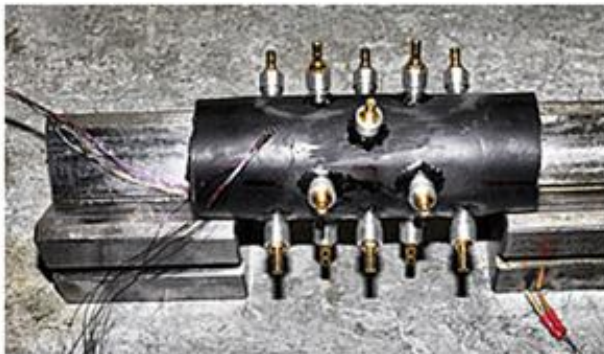
Para a determinação da permeabilidade das amostras utilizámos duas técnicas:

- A Técnica das Oscilações que consiste na aplicação de uma perturbação oscilante do fluido de circulação numa das extremidades da amostra e na medição da sua variação com o tempo na outra extremidade. Nestas experiências foram utilizados períodos de oscilação de 2, 20 e 200 s;
- A Técnica de Decaimento do Pulso baseia-se na aplicação de uma perturbação. No nosso caso, na forma de um aumento repentino do fluxo de fluido introduzido na amostra e no registo do tempo que o sistema demora a estabilizar após essa perturbação (Bourlange *et al*, 2004).

## 5.2 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

As amostras de basalto escolhidas para este estudo provêm de um bloco de basalto extraído da falésia a oriente do Faial da Terra, do Complexo Vulcânico Povoação/Nordeste, na ilha de São Miguel, Açores. A rocha tem granulação muito fina, afanítica, sem vesículas. Deste bloco foram extraídas várias amostras cilíndricas com cerca de 85 mm de altura e 40 mm de diâmetro. Dispusemos de três amostras: a amostra 01 foi aquecida até aos 600 °C à taxa de 4 °C/minuto e a amostra 02 não passou por nenhum tratamento térmico. A amostra 03 foi utilizada para a determinação da porosidade por mercúrio e serviu de referência para a porosidade aberta do bloco (segundo o método apresentado na Secção 3.2).

As amostras 01 e 02 foram preparadas do mesmo modo e segundo a mesma configuração. Colámos 16 sensores de cerâmica piezoeléctrica polarizada (material designado por PZT ou titano-zirconato de chumbo) com frequência de resposta entre 0,5 e 2,0 MHz e 4 sensores de deformação  $x$ - $y$  em cada amostra. A amostra e os sensores foram isolados com uma manga de borracha de forma a impedir o contacto da amostra com o fluido de confinamento, neste caso óleo (figura 5.4).



**Figura 5.4 – Em cima, a amostra de basalto preparada para ser colocada na ST100. As peças douradas são os transdutores e os fios metálicos estão ligados aos sensores de deformação. Ao lado, a amostra colocada na prensa rodeada pelos transdutores ligados à central.**



As deformações são medidas localmente sobre a amostra a partir de sensores de deformação. A resolução das medidas de deformação pelos sensores é da ordem de  $10^{-6}$  m. A resolução sobre a deformação volúmica, obtida através de porosimetria no decorrer da experiência, é de ordem do  $\mu\text{L}$ .

## 5.3 MÉTODO EXPERIMENTAL

O trabalho experimental foi dividido em duas fases:

### 1 – Ciclo hidrostático até 100 MPa

Esta fase foi iniciada com uma pressão de 5 MPa e foi aumentada em intervalos de 5 MPa até aos 25 MPa e em intervalos de 10 MPa até aos 95 MPa com *force survey* (um ensaio forçado de EA) a cada intervalo. Seguidamente, diminuimos a pressão aplicada seguindo os mesmos passos. A pressão axial era aproximadamente igual à pressão radial, isto é  $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$ , simulando uma situação de *pressão de hidrostática*. A pressão dos poros foi mantida constante através de duas bombas volumétricas *Quizix*, a 5 MPa.

### 2 – Ciclo triaxial até à fracturação

Indução à fracturação por aumento contínuo da pressão até ao ponto de ruptura através de *testes triaxiais*, com uma pressão radial constante (10 MPa).

Para a determinação da permeabilidade das amostras utilizámos a Técnica das Oscilações para a amostra 02 e a Técnica de Decaimento de Pulso (*Pulse Decay Technic*) para a amostra 01.

A temperatura do meio, durante todos os ensaios, foi mantida constante, a 20 °C (293 K) e a água, o fluido circulatório escolhido, teve um papel estritamente mecânico (passivo).

## 6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 6.1 VELOCIDADES DAS ONDAS P e S

A variação das velocidades de propagação das ondas P e S, segundo ângulos de propagação de 0°, 34°, 54° e 90°, com a pressão efectiva média está representada na figura 6.1 para a amostra 01 (tratada termicamente) e 02 (não tratada termicamente).

As velocidades mínimas das ondas P foram atingidas aos 0° de propagação para as duas amostras. A amostra 01 registou velocidades menores e maior variância ( $\overline{V_p} = 4675.22 \pm 308.77$  m/s) que a amostra 02 ( $\overline{V_p} = 4853.30 \pm 132.24$  m/s). Este resultado é concordante com o nível de porosidade obtido (tabela 6.1) que também está associado ao nível de homogeneidade das velocidades das ondas P na amostra 02 para os ângulos 34°, 54° e 90°. As velocidades das ondas S para a amostra 01 tem uma pequena variação enquanto que para a amostra 02 a variação é praticamente inexistente, como pode ser verificado na figura 6.1.b.

O aumento das velocidades das ondas P e S com a compressão é um indicador do fecho das fracturas pré-existentes e diminuição da densidade de falhas. A variação das velocidades das ondas P e S apresentam histerese (após descompressão aos 95 MPa) sugerindo que as amostras não responderam elasticamente à pressão aplicada e originaram deformações irreversíveis (a histerese entre a compressão e descompressão é mais pronunciada para a amostra 01). Durante a descompressão, a abertura de fracturas é atrasada devido ao fecho das fracturas ser irreversível (Nasser *et al*, 2009) e as velocidades nunca atingem o valor obtido no início da compressão.

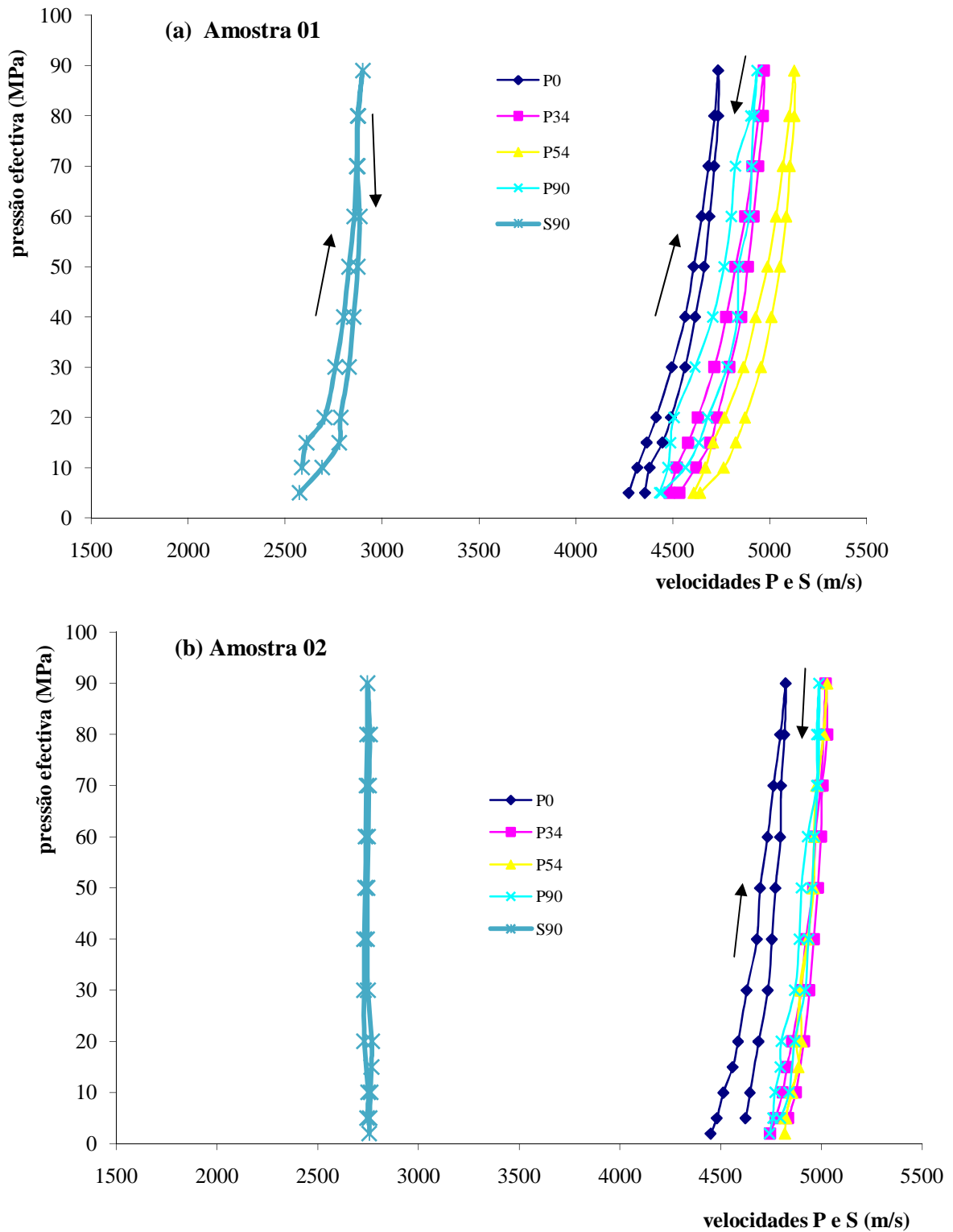


Figura 6.1 – Variação das velocidades de propagação das ondas P e S com a pressão efectiva média, durante os testes hidrostáticos, para (a) amostra 01 e (b) amostra 02, para os vários ângulos de propagação.

## 6.2 PARÂMETROS ELÁSTICOS

A porosidade aberta de cada amostra foi calculada seguindo o método apresentado na Secção 3.2 e a permeabilidade  $k$  foi calculada conhecendo a Lei de Darcy (Secção 1.4) onde, neste caso, aplicámos a equação 6.1.

$$k = \frac{\text{declive}}{A_{base} * \eta * h * C_{prensa}} \quad (6.1)$$

O *declive* é dado pelo gráfico logarítmico da variação temporal da pressão dos poros,  $P_{poros}(t)$ ,  $A_{base}$  é a secção perpendicular ao fluxo do fluido,  $\eta$  é a viscosidade da água,  $h$  é a altura da amostra e  $C$  é capacidade de armazenamento da prensa.

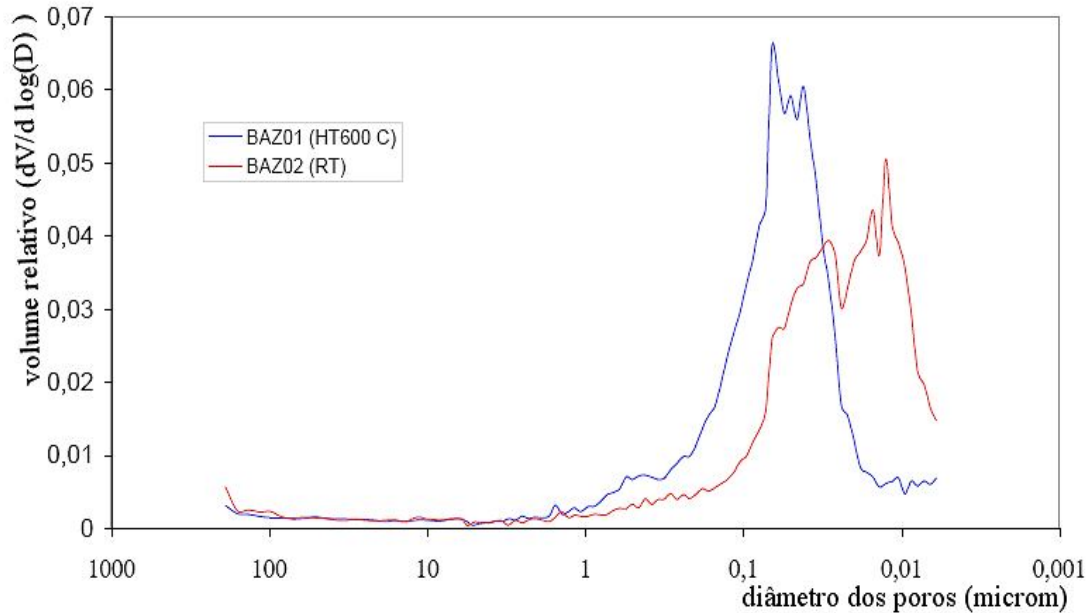
Os resultados estão apresentados na tabela 6.1.

01 (com tratamento térmico)	02 (sem tratamento térmico)
<b>POROSIDADE (%)</b>	
7,9	3,9
<b>PERMEABILIDADE (m<sup>2</sup>)</b>	
10 <sup>-17</sup>	10 <sup>-19</sup>

**Tabela 6.1 – Porosidades (%) e permeabilidades (m<sup>2</sup>) das amostras de basalto.**

Verificámos que, só devido ao tratamento térmico, a porosidade e a permeabilidade aumentaram significativamente para uma amostra de volume de, aproximadamente, 100 cm<sup>3</sup> sugerindo que o aumento da temperatura resultou na expansão dos espaços vazios já existentes e/ou na formação de novos espaços vazios.

A figura 6.2 apresenta a distribuição da porosidade obtida por porosimetria do mercúrio. Os resultados obtidos são concordantes com os obtidos pelo método de saturação por vácuo, isto é, a amostra 01, tratada termicamente, apresentou maior porosidade que a amostra 02. O tratamento térmico resultou num aumento do valor médio dos diâmetro dos poros, de 0,01 µm para 0,1 µm, para um volume relativo,  $\left(\frac{dV}{d \log D}\right)$ , também maior. Temos um claro aumento da quantidade de vazios que ajuda a explicar a variação da permeabilidade obtida (tabela 6.1).



**Figura 6.2 – Distribuição da porosidade obtida por porosimetria do mercúrio para a amostra 01 (azul) e 02 (vermelho). Dados gentilmente cedidos por Laurent Louis e Christian David, Laboratoire de Geoscience et Environment Cergy, Université de Cergy-Pontoise.**

Para obtermos os parâmetros elásticos recorreremos à representação gráfica da variação de várias medidas obtidas durante as experiências (figura 6.3 e 6.4). Os dados apresentados graficamente referem-se ao intervalo entre o início do teste triaxial e o ponto de ruptura e é o declive da parte linear de cada gráfico que nos deu o valor dos parâmetros elásticos.

- (1) Da relação entre a pressão efectiva média  $\left(\frac{\sigma_{axial}+2\sigma_{radial}}{3} - P_{poros}\right)$  e a deformação volumétrica  $\varepsilon$  (soma das deformações axial e radial,  $\varepsilon_{axial} + 2\varepsilon_{radial}$ ) obtivemos o valor do módulo de tangente  $K$ , isto é, o declive da figura 6.3.a :

$$\left(\frac{\sigma_{axial}+2\sigma_{radial}}{3} - P_{poros}\right) = K \times \varepsilon_{volumétrica} \quad (6.2)$$

- (2) Da relação entre a deformação axial  $\varepsilon_{axial}$  e a deformação radial  $\varepsilon_{radial}$  obtivemos o coeficiente de Poisson  $\nu$ , isto é, o declive na figura 6.3.b :

$$\varepsilon_{radial} = \nu \times \varepsilon_{axial} \quad (6.3)$$

- (3) Da relação entre a tensão de corte  $(\sigma_{axial} - \sigma_{radial})$  e a deformação axial obtivemos o módulo de Young  $E$ , isto é, o declive da figura 6.4:

$$(\sigma_{axial} - \sigma_{radial}) = E \times \varepsilon_{axial} \quad (6.4)$$

- (4) O módulo de corte foi calculado conhecendo o módulo de Young  $E$  e o coeficiente de Poisson  $\nu$ :

$$\mu = \frac{E}{2+2.\nu} \quad (6.5)$$

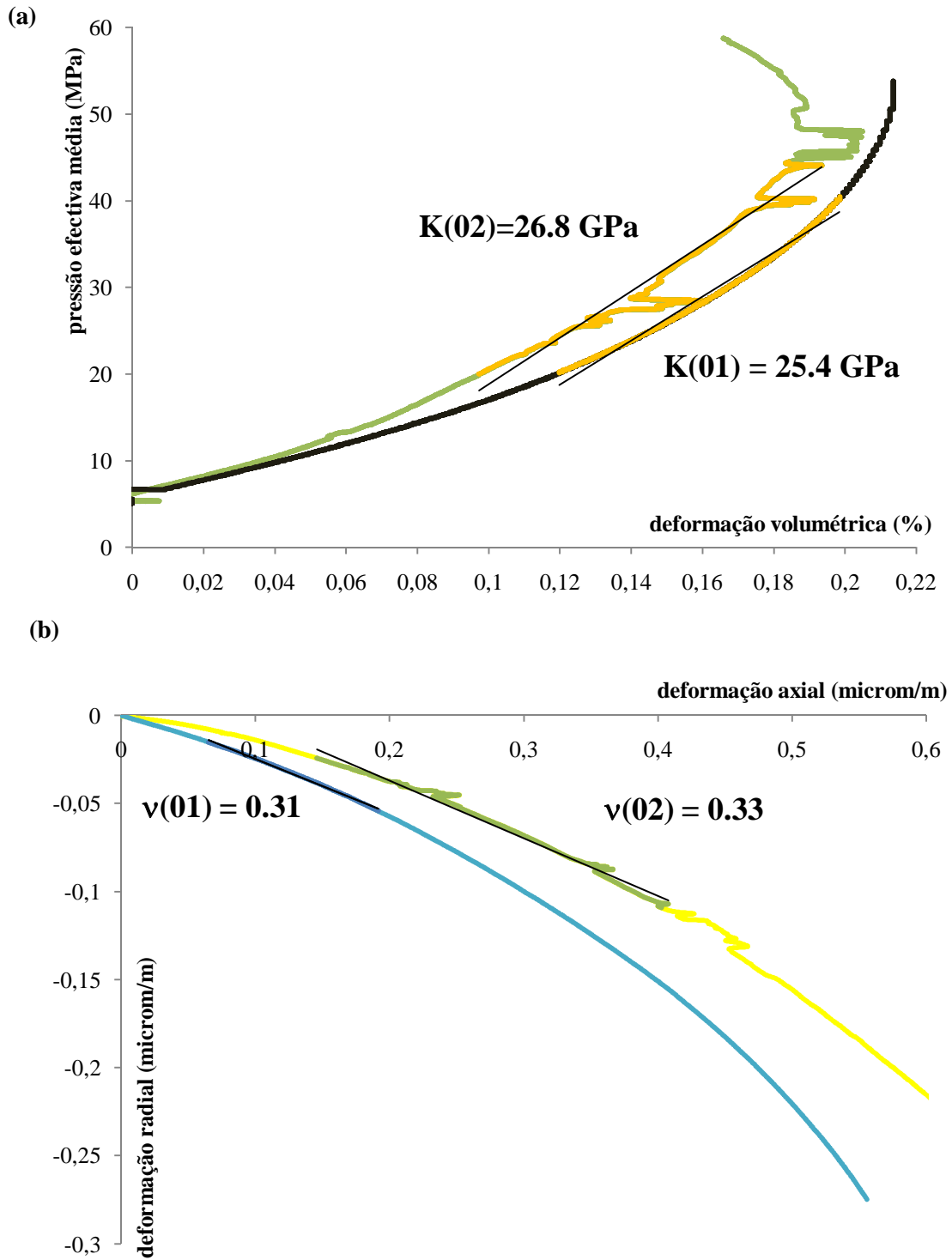


Figura 6.3 – (a) Pressão efectiva média em função da deformação volumétrica. (b) Variação da deformação radial com a deformação axial.

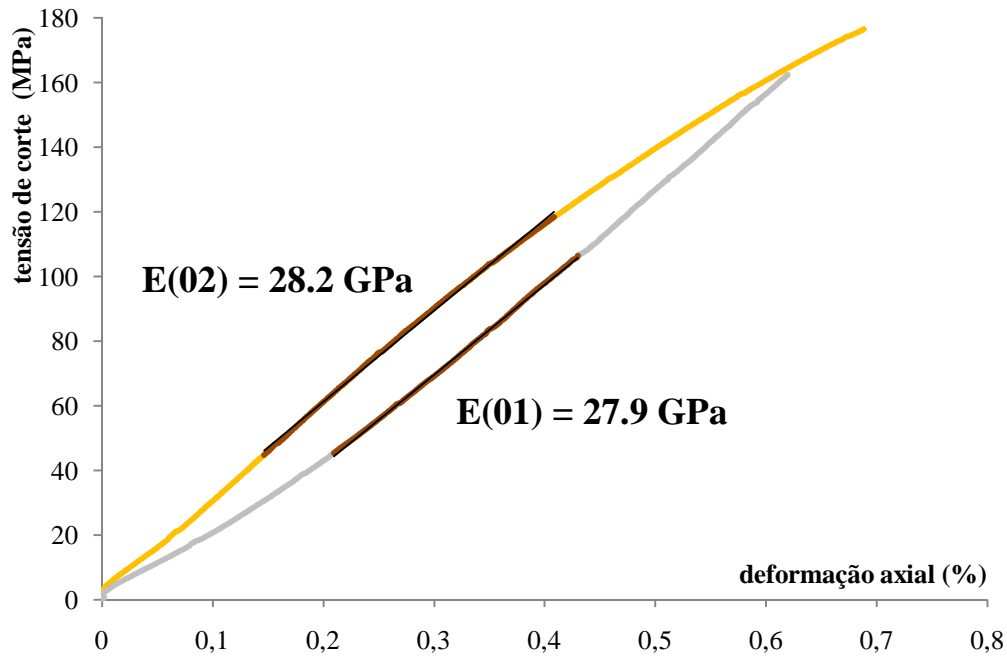


Figura 6.4 - Variação da tensão de corte com a deformação axial.

A tabela 6.2 apresenta os parâmetros obtidos pela análise dos gráficos. Estes parâmetros não apresentam diferenças expressivas entre as amostras excepto no módulo tangente. O módulo de corte obtido para as duas amostras é similar, sugerindo que as amostras responderam do mesmo modo à tensão de cisalhamento originada.

PARÂMETROS ELÁSTICOS	01	02
Módulo de Young (GPa)	27,9	28,2
Módulo Tangente (GPa)	25,4	26,8
Módulo de Corte (GPa)	11,0	10,8
Coefficiente de Poisson	0,31	0,33

Tabela 6.2 – Parâmetros elásticos para as amostras 01 e 02, obtidos nos testes triaxiais.

### 6.3 EVOLUÇÃO DA FRACTURAÇÃO

A figura 6.5 mostra a evolução das deformações axiais e radiais orientadas (linhas tracejadas), da deformação axial total (linha a preto) e da frequência das emissões acústicas (a vermelho) para as amostras 01 e 02 durante o teste triaxial.

Apesar do tratamento térmico ter alterado as velocidades das ondas (especialmente as ondas P), a resistência do basalto à fracturação alterou apenas ligeiramente. Obtivemos uma diferença na pressão efectiva no momento da ruptura para a amostra tratada termicamente (190 MPa) e para a amostra não tratada termicamente (180 MPa).

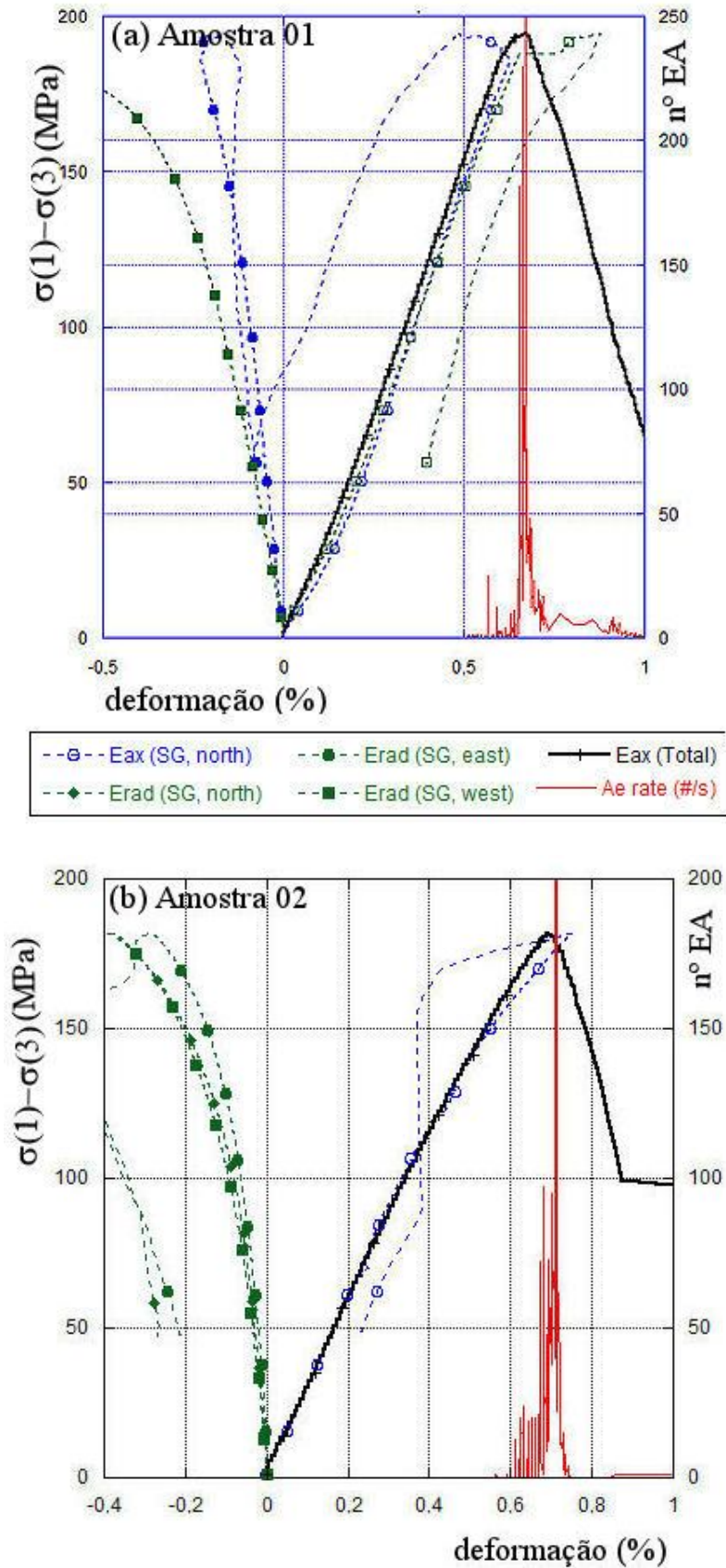


Figura 6.5 – Evolução das deformações axiais e radiais orientadas e do número de eventos de EA, durante o teste triaxial, para a (a) amostra 01 e (b) amostra 02. Pressão de confinamento 10 MPa e pressão dos poros 5 MPa. *Imagens gentilmente cedidas por Alexandre Schubnel e Jérôme Fortin, Laboratoire de Geologie da École Normale Supérieure de Paris.*

A amostra 01 (figura 6.5.a), tratada termicamente, foi deformada até à fracturação em saturação quase total tornando a amostra mais resistente à deformação, relativamente à amostra 02. A amostra 02 (figura 6.5.b), não tratada termicamente, parece ter sido deformada até à fracturação em saturação parcial (ou seja, parcialmente seca). Esta situação pode ser confirmada pelo muito baixo valor da permeabilidade e pela variação das deformações volumétricas. Esta diferença de saturação é importante pois revelou que as experiências não foram feitas sobre as mesmas condições.

Por outro lado, a frequência das emissões acústicas apresentaram diferenças significativas entre as duas amostras. Para a amostra 02 registámos muitos sinais precursores à fractura principal e poucos sinais pós-fractura (réplicas) enquanto que, para a amostra 01, registámos poucos sinais precursores mas, após a fractura, continuou a registar-se EA.

As figuras 6.6-6.7 mostram a variação da tensão de corte e da deformação axial com a evolução da frequência da emissão acústica (a vermelho) antes e após a fracturação, cerca de 20 s antes e após fractura para a amostra 01 e cerca de 60 s para a amostra 02. Para cada um das amostras mostra-se ainda, em detalhe, a emissão acústica nos momentos pré e pós ruptura: 1,5 s antes e após a fractura para amostra 01 e 0,5 s para a amostra 02. A localização dos centros de emissão acústica é feita por um método de “triangulação”, neste caso, através de um algoritmo de busca de malha variável (*collapsing grid search algorithm*) e assumindo um campo de velocidades médias no interior da amostra com uma anisotropia de velocidades entre a direcção de propagação vertical (tensão axial) com 4,5 km/s e as propagações no plano horizontal com 4,0 km/s.

Para a amostra 01 temos que o desenvolvimento das microfracturas aparece cerca de 20 s antes da fractura, essencialmente, na parte de baixo da amostra e vai-se desenvolvendo para a parte superior da amostra num plano aproximado de 30° a 40° com o eixo axial. A maior frequência de EA ocorre nos instantes pré-fractura e no momento da fractura. As localizações das EA pré-fractura delineiam a orientação do plano de fractura macroscópico que aparece “marcado” cerca de 10 s após a fractura principal. Na análise de detalhe da fractura ( $\Delta t \pm 1,5$  s), embora a orientação do plano em que se desenvolvem as EA se mantenha, parece que a fractura se propaga da parte superior para a parte inferior da amostra. A observação da fotografia de raio-X (figura 6.8) mostra que, macroscopicamente, existe uma única fractura cuja localização está perfeitamente coincidente com as localizações das EA. A orientação desta falha é concordante com a direcção do plano onde se espera a tensão de corte máxima.

Nesta amostra, é muito significativo o número de EA que são produzidas após a fractura, havendo uma actividade muito regular pelo menos até 25 s após a fractura.

Para a amostra 02, a evolução da fracturação é mais complexa que na amostra 01. Cerca de 50 s antes da fractura há um evento importante que despoleta um grande número de EA, essencialmente, na parte inferior da amostra, cujo plano de desenvolvimento faz um ângulo aproximado de 30° com a direcção axial. Esta região de nucleação manteve-se activa durante cerca de 30 s. Após um período de redução da EA (em que esta se desenvolve de forma difusa, principalmente, na parte inferior da amostra), verifica-se uma alteração brusca no campo de tensões que provoca um novo período de intensa EA localizada, agora, ao longo de uma nova direcção (conjugada da primeira) que “anuncia” a fractura principal. As localizações das EA, durante o tempo de fractura e após, parecem desenvolver-se da parte inferior para a superior da amostra.

Nesta amostra observam-se muitas ocorrências de EA antes da fractura, após a qual a sua frequência (“réplicas”) decai rapidamente.

A imagem de raio-X desta amostra (figura 6.9) mostra também uma boa concordância das localizações das EA com os planos de falhas e é esclarecedora na identificação de duas falhas: uma primeira que se desenvolve até cerca de 2/3 do comprimento da amostra e que é, em seguida, cortada por outra falha (conjugada).

A observação das direcções das fracturas, nas imagens, sugere uma situação de falhas conjugadas normais, em regime frágil.

AMOSTRA 01

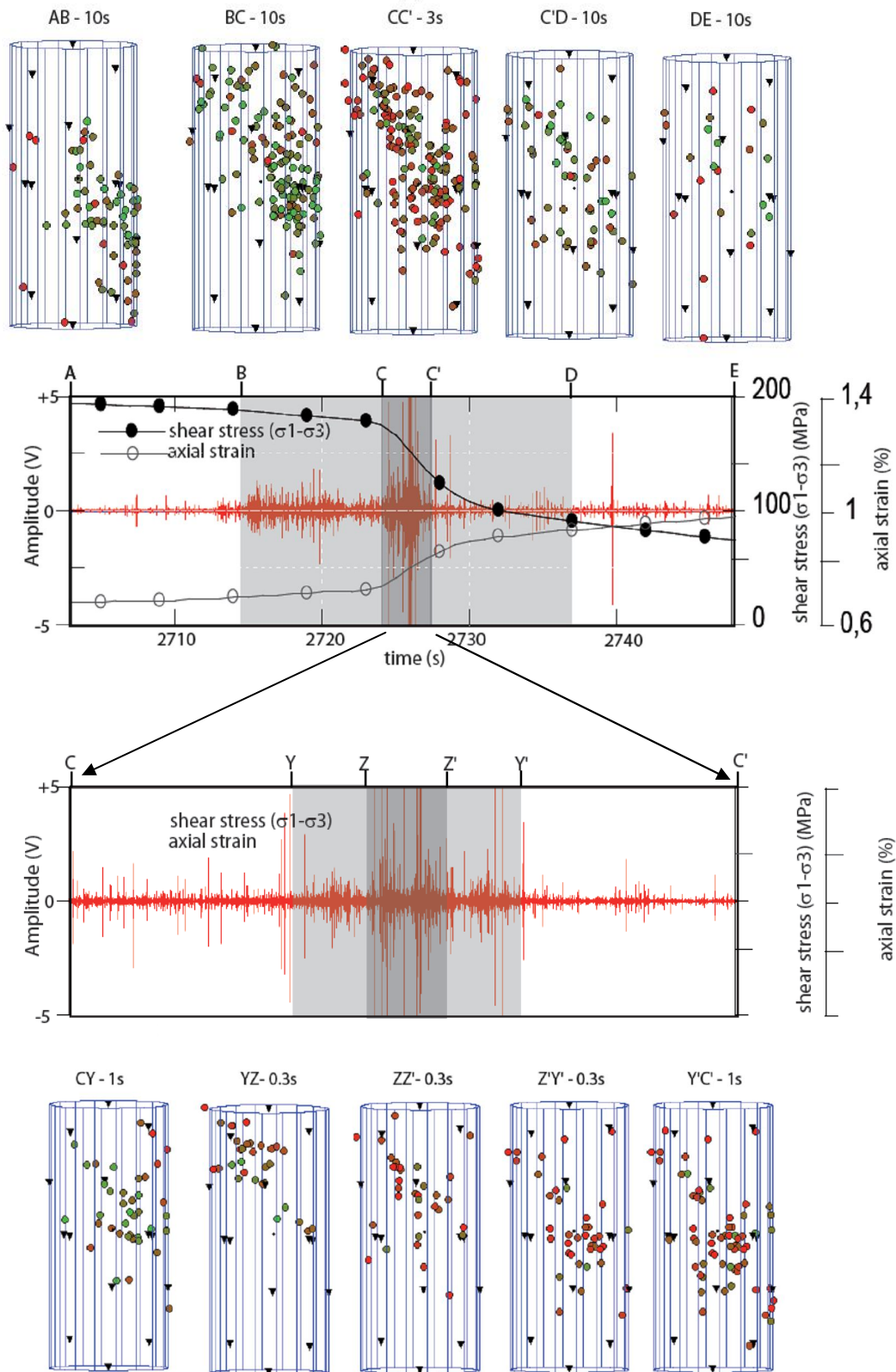


Figura 6.6 – Localização e evolução das EA em função da tensão de corte e da deformação axial para a amostra 01 (tratada termicamente). *Imagens gentilmente cedidas por Alexandre Schubnel e Jérôme Fortin, Laboratoire de Géologie da École Normale Supérieure de Paris.*

AMOSTRA 02

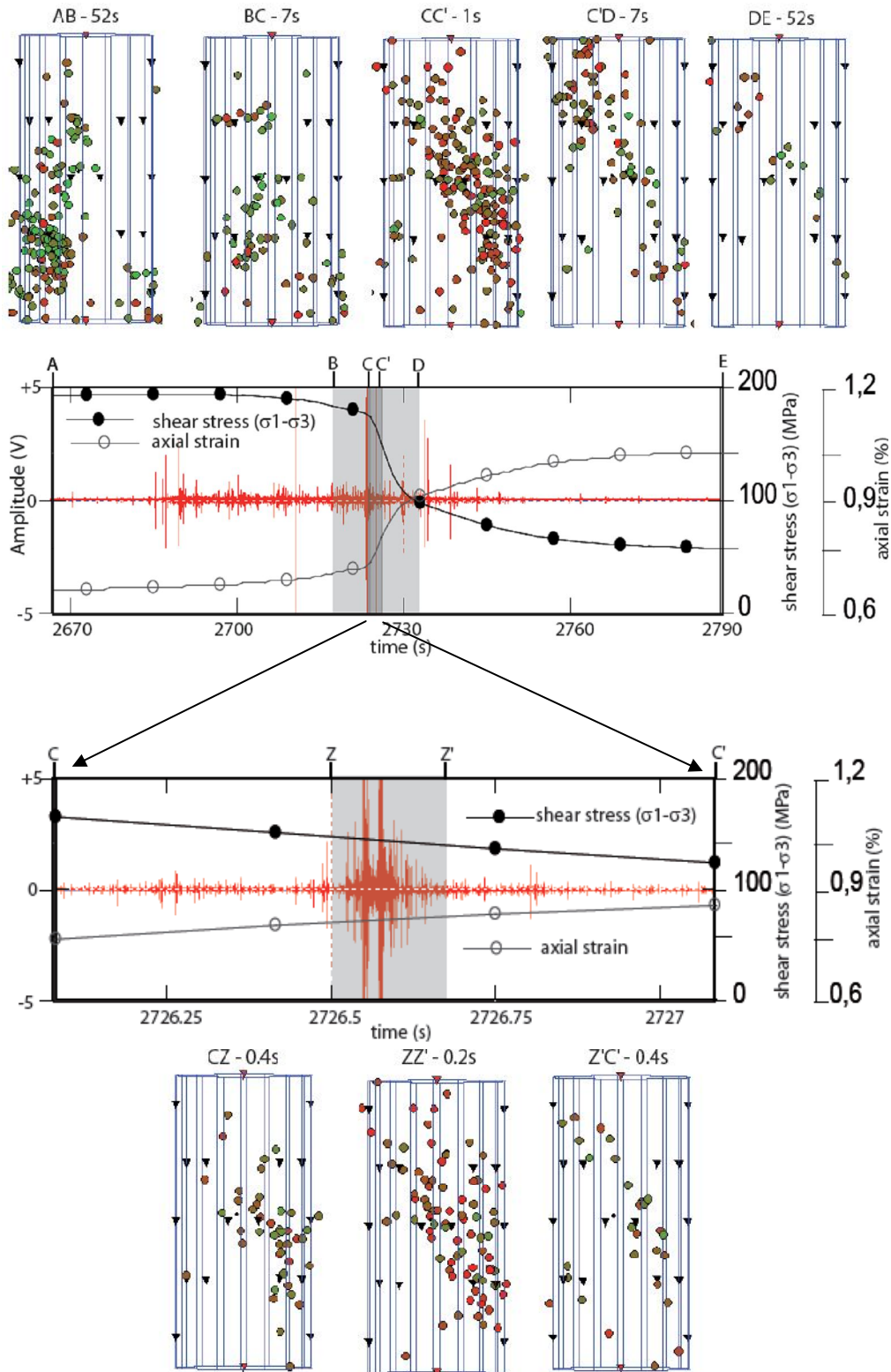


Figura 6.7 – Localização e evolução das EA em função da tensão de corte e da deformação axial para a amostra 02 (não tratada termicamente). *Imagens gentilmente cedidas por Alexandre Schubnel e Jérôme Fortin, Laboratoire de Géologie de l'École Normale Supérieure de Paris.*

AMOSTRA 01

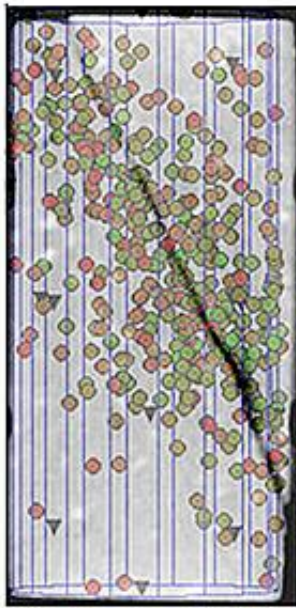


Figura 6.8 – Raio-X da fractura da amostra 01. Os círculos coloridos representam as magnitudes relativas dos microsismos de emissões acústicas, sendo os verdes  $M=6.0$  e os vermelhos  $M=4.0$ . Imagem gentilmente cedida por Alexandre Schubnel e Jérôme Fortin, Laboratoire de Geologie da École Normale Supérieure de Paris.

AMOSTRA 02

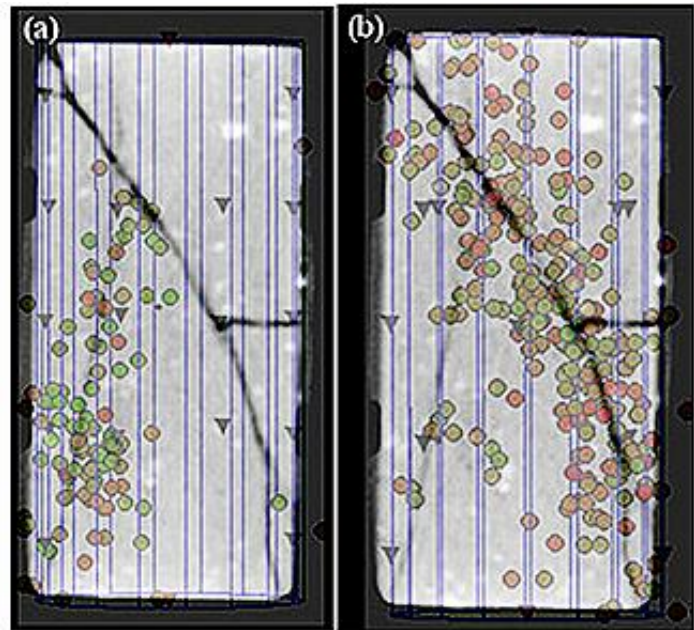


Figura 6.9 – Raio-X da fractura da amostra 02 e sobreposição dos hipocentros das emissões acústicas (a) antes da ruptura principal e (b) no momento da ruptura principal. Intervalo temporal  $\Delta t=60$  s. Imagem gentilmente cedida por Alexandre Schubnel e Jérôme Fortin, Laboratoire de Geologie da École Normale Supérieure de Paris.

**NOTA:** No CD-ROM que contém esta tese, encontram-se filmes do desenvolvimento da Emissão Acústica no interior de cada amostra.

## 6.4 LEI DE OMORI À ESCALA DA AMOSTRA

Uma análise quantitativa da evolução da EA antes e após a fractura pode ser feita através da representação gráfica da Lei de Omori. Esta lei é, originalmente, uma representação empírica do decaimento temporal da frequência das réplicas após um sismo (equação 6.6). O trabalho de Omori foi publicado em 1894 após um estudo do sismo de Nobi, no Japão, em 1891.

$$n(t) = \frac{K}{(t+c)^p} \quad (6.6)$$

$n(t)$  é a frequência das réplicas em função do tempo  $t$  (após o sismo principal),  $K$  é a amplitude das réplicas e  $c$  e  $p$  são duas constantes que caracterizam o decaimento de  $n(t)$ . Um valor de  $p = 1$  caracteriza um sismo com  $n$  réplicas durante o primeiro dia após o sismo, para o segundo dia, tem-se  $n/2$  réplicas, para o décimo dia, tem-se  $n/10$ , etc. Sendo um parâmetro essencialmente empírico, a sua determinação é feita, habitualmente, de forma gráfica, numa representação  $\log/\log$  com o tempo em abcissas e a frequência de ocorrências em ordenadas.

A transposição desta relação para a escala laboratorial foi feita a partir do registo das EA em intervalos de tempo de algumas dezenas de segundos, antes e após a fractura, para as duas amostras. A representação destes resultados está na figura 6.10.

No caso da *amostra 01*, tratada termicamente, a lei de emissão é praticamente igual, tendo o parâmetro  $p$  valores de -1,34 e -1,31 para a fase pré e pós fractura, respectivamente. Ou seja, a frequência de aparecimento e decaimento das EA precursoras e posteriores à fractura é idêntica.

No caso da *amostra 02*, amostra não tratada termicamente, o comportamento é diferente para o período pré e pós fractura. Na fase pós-fractura, o parâmetro de Omori tem o valor -1,81 enquanto que para a fase pré fractura obtivemos -0,72.

Esta diferença de comportamento parece, mais uma vez, estar associada ao facto de na fase de pré fractura a rocha não estar numa situação de circulação total de fluido. Nesta fase, o desenvolvimento da deformação da rocha vai possibilitar o aparecimento de microfracturas e a sua interconectividade. A microfracturação que se vai desenvolvendo e, conseqüentemente, a EA ocorrem numa situação de circulação parcial de fluido da rocha não saturada, o que leva a um aumento do parâmetro de Omori. Após a fractura, dá-se uma saturação da amostra pelo fluido de circulação, determinando assim um comportamento diferente no que respeita à EA.

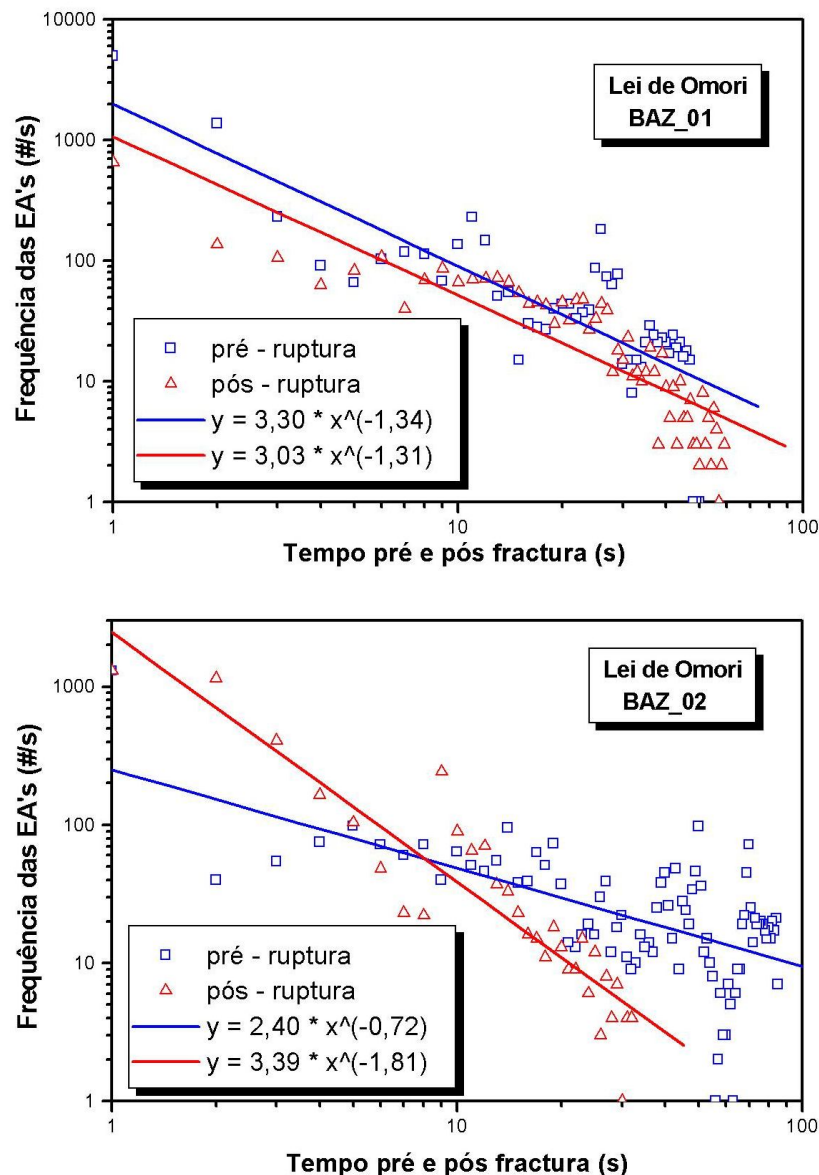


Figura 6.10 – Representação gráfica da Lei de Omori para a amostra 01 (tratada termicamente) e amostra 02 (não tratada termicamente). *Imagens gentilmente cedidas por Alexandre Schubnel e Jérôme Fortin, Laboratoire de Géologie da École Normale Supérieure de Paris.*

---

## 6.5 CONCLUSÕES

---

O ciclo de aquecimento/arrefecimento a que foi sujeita uma das amostras motivou um aumento da microfracturação, da porosidade (que se reflectiu no aumento da permeabilidade) e num diferente comportamento na evolução da fracturação e frequência de EA, relativamente à outra amostra, devido ao facto de, desde o início da experiência, a amostra estar numa situação de saturação e circulação interna de fluido.

O basalto tratado termicamente mostrou uma maior variação das velocidades das ondas acústicas (P, especialmente) relativamente à amostra não tratada termicamente. Este efeito, já anteriormente observado no granito (ligeiro aumento da anisotropia de velocidades com o tratamento térmico), sugere que o tratamento térmico (ciclo aquecimento/arrefecimento) tende a acentuar a anisotropia da textura cristalina.

O aumento das velocidades das ondas P e S, nas duas amostras de basalto, com a compressão é um indicador do fecho das fracturas pré-existentes e diminuição da densidade de falhas. A variação das velocidades das ondas P, num ciclo compressão/descompressão, mostra um comportamento com histerese sugerindo que as amostras de basalto não responderam elasticamente à pressão aplicada e originaram deformações irreversíveis.

Por comparação do módulo de corte obtido para as duas amostras não obtivemos uma diferença significativa no seu comportamento face à tensão de cisalhamento originada. No entanto, foi a amostra tratada termicamente que fracturou com maior valor de pressão efectiva média registando um valor de 190 MPa. A amostra não tratada termicamente registou 180 MPa. Seria de esperar que a amostra tratada termicamente oferecesse menos resistência à deformação mas há que ter em conta o facto de que a amostra tratada termicamente encontrava-se totalmente saturada, no momento da fracturação, enquanto a amostra não tratada termicamente encontrava-se parcialmente seca.

Em termos de frequência das emissões acústicas, obtivemos diferenças significativas entre as duas amostras. Para a amostra não tratada termicamente registámos muitos sinais precursores da fractura principal e poucos sinais pós-fractura (“réplicas”). Na amostra tratada termicamente obtivemos poucos sinais precursores e uma sequência prolongada de EA após a fractura.

Outra diferença interessante foi obtida na evolução da fractura macroscópica. Para a amostra tratada termicamente, o desenvolvimento das microfracturas iniciou-se cerca de 20 s antes da fractura principal. As localizações das EA pré-fractura delinearam a orientação do plano de fractura macroscópico que continuou “marcado” cerca de 10 s após a fractura. A orientação desta falha é concordante com a direcção do plano onde a tensão de corte é máxima. Para a amostra não tratada termicamente, as EA iniciaram-se cerca de 40 s antes da fractura principal, na parte inferior da amostra. Após um período de redução da EA (em que esta se desenvolve de forma difusa), verifica-se uma alteração brusca no campo de tensões que provoca um novo período de intensa EA localizada, agora, ao longo de uma nova direcção (conjugada da primeira) que “anuncia” a fractura principal.

Esta distinção na frequência das EA foi corroborada pela aplicação da equação de Omori que resultou em parâmetros  $p$  de -1,34 e -1,31 para a fase pré e pós fractura, respectivamente, para a amostra 01 e -0,72 e -1,81 para a amostra 02.

As conclusões obtidas no desenvolvimento da PARTE I foram apresentadas no 6º Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG, que decorreu na Caparica, Portugal, entre 16 e 18 de Março. O resumo do tema apresentado “*Efeito da acção térmica num granito: evolução da velocidade de propagação das ondas volúmicas*” encontra-se na Secção 9 (Anexos).

As conclusões obtidas no desenvolvimento da PARTE II serão apresentadas na 8ª Euro Conferência de Física das Rochas e Geomecânica, a decorrer em Ascona, Suíça, entre 13 e 18 de Setembro. O resumo do tema apresentado “*Fracture evolution of basalt from the northeast volcanic complex, S. Miguel, Azores Islands*” encontra-se na Secção 9 (Anexos).

## 7. LISTA DE FIGURAS E TABELAS

### 7.1 FIGURAS

- Figura 1.1 – Esquema de uma onda incidente numa interface de dois meios opticamente diferentes. Os ângulos são medidos em relação à normal à interface. *Adaptado de Serway et al, 2000.*
- Figura 1.2 – Volume de escoamento de um fluido na direcção  $+x$ :  $Q=q.A$ . *Adaptado de Guéguen et al, 1994.*
- Figura 1.3 – Curva tensão-deformação para uma amostra cilíndrica submetida a uma compressão uniaxial crescente  $\sigma$ . *Adaptado de Guéguen et al, 1994.*
- Figura 1.4 – Variação do volume molar do quartzo em função da temperatura, às pressões de 0,1 e 200 MPa. *Adaptado de Marini et al, 2005.*
- Figura 1.5 – (a) Variação das velocidades das ondas P e (b) das ondas S com a temperatura. Valores teóricos para o quartzo e dados experimentais para o quartzito e granito. *Adaptado de Marini et al, 2005.*
- Figura 1.6 – Esquema da variação estrutural do quartzo- $\alpha$  (fase trigonal) a quartzo- $\beta$  (fase hexagonal). *Adaptado de <http://www.isis.rl.ac.uk/crystallography/Keen>.*
- Figura 2.1 - Esquema do dispositivo experimental utilizado para o estudo do granito.
- Figura 2.2 - Gerador de ultrasons (*Ultrasonic Pulse Receiver*).
- Figura 2.3 -Tempo de decaimento do gerador de ultra-sons.
- Figura 2.4 – Selector de canais (*Ultrasonic Switchbox Pulser*).
- Figura 2.5 - Amplificadores 2/4/6 e 1220A.
- Figura 2.6 – À esquerda, transdutores R6ALPHA e à direita, NANO30 (escala em mm).
- Figura 2.7 – Curva de resposta dos transdutores NANO30.
- Figura 2.8 – GIGA Recorder, com 4 canais ligados na placa de aquisição.
- Figura 2.9 – Esquema da disposição dos 8 transdutores em redor da amostra (4 emissores e 4 receptores), nas direcções preferenciais  $xx$  e  $yy$ , perfazendo um total de 32 trajectos.
- Figura 3.1 – Variação da velocidade das ondas P com o ângulo de propagação, às temperaturas máximas atingidas.
- Figura 3.2 – Variação da velocidade média de propagação das ondas P para as diversas fases do tratamento térmico. Os valores estão normalizados para a velocidade inicial do granito não tratado termicamente,  $V_{p,i} = 4760 \pm 250$  m/s.
- Figura 3.3 – Formas da onda para (a) amostra antes do aquecimento; (b) amostra após o ciclo até à temperatura 300 °C. *Tempo zero* identifica o instante do impulso inicial enviado electronicamente para os sensores.
- Figura 3.4 - Forma da onda para a amostra após o ciclo até a temperatura final 600 °C. *Tempo zero* identifica o instante do impulso inicial enviado electronicamente para os sensores.
- Figura 3.5 – Variação da porosidade com as temperaturas máximas atingidas.
- Figura 3.6 – Lâminas, observadas ao microscópio, do Granito de Arronches (a) em condições PTN e resultantes do aquecimento (b) até à temperatura máxima de 500 °C e (c) à temperatura máxima de 600 °C.
- Figura 3.7 – Lâmina do Granito de Arronches aquecido até à temperatura final de 600 °C, observadas ao microscópio. Destaca-se (a) fracturação do quartzo, (b) fracturação inter-cristal, entre quartzo e feldspato e (c) fracturação intra-quartzo.
- Figura 4.1 - Emissão acústica por acção de uma pressão triaxial numa amostra de granito porfiróide (dimensões 100 mm x 50 mm). (a) Fase primária, (b) Fase secundária, (c) Fase de nucleação, (d) Fase de ruptura total. *Adaptado de Xinglin et al, 2004.*
- Figura 5.1- Esquema do dispositivo experimental utilizado no estudo dos basaltos.
- Figura 5.2 – À esquerda, a prensa hidráulica ST100, desenhada por *Sanchez Technologie*. Esta prensa permite atingir 100 MPa de pressão de confinamento e temperaturas até 473 K e foi desenhada especificamente para lidar com fluidos corrosivos, como CO<sub>2</sub> supercrítico de modo a promover reacções químicas durante os testes de deformação. Ao centro, sistema de aquisição. À direita, bombas de pressão radial e axial
- Figura 5.3 – Esquema da célula triaxial do LG/ENS. A azul, o circuito de confinamento (0 a 100 MPa), a amarelo, o circuito responsável pela carga axial (0 a 680 MPa) e a verde, o circuito de pressão de poros (0 a 100 MPa). O sistema contém, também, um isolamento em silicone que permite o aquecimento da célula até cerca de 200 °C (*Schubnel et al, 2009*).

- Figura 5.4 – Em cima, a amostra de basalto preparada para ser colocada na ST100. As peças douradas são os transdutores e os fios metálicos estão ligados aos sensores de deformação. Ao lado, a amostra colocada na ST100 rodeada pelos transdutores ligados à central.
- Figura 6.1 – Variação das velocidades de propagação das ondas P e S com a pressão efectiva média para (a) amostra 01e (b) amostra 02, durante os testes hidrostáticos, para os vários ângulos de propagação.
- Figura 6.2 – Distribuição da porosidade obtida por porosimetria do mercúrio para a amostra 01 (azul) e 02 (vermelho). *Dados gentilmente cedidos por Laurent Louis e Christian David, Laboratoire de Geoscience et Environment Cergy, Université de Cergy-Pontoise.*
- Figura 6.3 – (a) Pressão efectiva média em função da deformação volumétrica. (b) Variação da deformação radial com a deformação axial.
- Figura 6.4 - Variação da tensão de corte com a deformação axial.
- Figura 6.5 – Evolução das deformações axiais e radiais e do número de eventos da EA, durante o teste triaxial, para a (a) amostra 01 e (b) amostra 02. Pressão de confinamento 10 MPa e pressão dos poros 5 MPa. *Imagens gentilmente cedidas por Alexandre Schubnel e Jérôme Fortin, Laboratoire de Geologie da École Normale Supérieure de Paris.*
- Figura 6.6 – Localização e evolução das EA em função da tensão de corte e da deformação axial para a amostra 01 (tratada termicamente). *Imagens gentilmente cedidas por Alexandre Schubnel e Jérôme Fortin, Laboratoire de Geologie da École Normale Supérieure de Paris.*
- Figura 6.7 – Localização e evolução das EA em função da tensão de corte e da deformação axial para a amostra 02 (não tratada termicamente). *Imagens gentilmente cedidas por Alexandre Schubnel e Jérôme Fortin, Laboratoire de Geologie da École Normale Supérieure de Paris.*
- Figura 6.8 – Raio-X da fractura da amostra 01. Os círculos coloridos representam as magnitudes relativas dos microsismos de emissões acústicas, sendo os verdes  $M=6.0$  e os vermelhos  $M=4.0$ . *Imagens gentilmente cedidas por Alexandre Schubnel e Jérôme Fortin, Laboratoire de Geologie da École Normale Supérieure de Paris.*
- Figura 6.9 – Raio-X da fractura da amostra 02 e sobreposição dos hipocentros das emissões acústicas (a) antes da ruptura principal e (b) no momento da ruptura principal. Intervalo temporal  $\Delta t=60$  s. *Imagens gentilmente cedidas por Alexandre Schubnel e Jérôme Fortin, Laboratoire de Geologie da École Normale Supérieure de Paris.*
- Figura 6.10 – Representação gráfica da Lei de Omori para a amostra 01 e amostra 02. *Imagens gentilmente cedidas por Alexandre Schubnel e Jérôme Fortin, Laboratoire de Geologie da École Normale Supérieure de Paris.*

---

## 7.2 TABELAS

---

- Tabela 1.1 – Definições dos parâmetros elásticos  $K$ ,  $\mu$ ,  $E$  e  $\nu$  (para meios isotrópicos homogéneos). Relações entre os parâmetros elásticos. *Adaptado de Guéguen et al, 1994.*
- Tabela 6.1 – Porosidades (%) e permeabilidades ( $m^2$ ) das amostras de basalto.
- Tabela 6.2 – Parâmetros elásticos para as amostras 01 e 02, obtidos nos testes triaxiais.

## 8. BIBLIOGRAFIA E REFERÊNCIAS

- Benson, P. *et al*, 2008. Laboratory Simulation of Volcano Seismicity, *Science* **322**, 249-251.
- Berman, R.G., 1988. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na<sub>2</sub>O–K<sub>2</sub>O–CaO–MgO–FeO–Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–TiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>. *J. Petrol.* **29**, 445–522.
- Bourlange, S. *et al*, 2004. Data report: permeability, compressibility, and friction coefficient measurements under confining pressure and strain (Leg 190, Nankai Trough). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* **190/196**.
- Burlini, L. *et al*, 2007. Seismicity preceding volcanic eruptions: New experimental insights. *Geology* **35-2**, 183-186
- Carpenter, M. A. *et al*, 1998. Calibration of excess thermodynamic properties and elastic constant variations associated with  $\alpha$ - $\beta$  phase transition in quartz. *Am. Mineral* **83**, 2-22.
- Chouet, B., 1985. Excitation of a buried magmatic pipe: a seismic source model for volcanic tremor. *J. Geophysics. Res.* **90(B2)**, 1881-1893.
- Du, W. *et al*, 2003. Triggered aseismic fault slip from nearby earthquakes, static or dynamic effect? *Journal of Geophysical Research* **108**, 24-1.24.21.
- Fortin, J. *et al*, 2005. Elastic wave velocities and permeability evolution during compaction of Bleurswiller sandstone. *Intern. Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **42**, 873-899.
- Guéguen, Y. *et al*, 1994. Introduction to the Physics of Rocks. *Princeton University Press*, Princeton. ISBN **0691034524**, 392 pp.
- Helgeson, H.C. *et al*, 1978. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Am. J. Sci.* **278a**.
- Johnson, W. B., 2004. Design and Testing of a Laboratory Ultrasonic Data Acquisition System for Tomography. *Thesis submitted to the faculty of the Virginia Polytechnic Institute and State University*.
- Le Chatelier, H., 1889. Sur la dilatation du quartz. *Comptes Rendus*, 108:1046.
- Marini, L. *et al*, 2005. Possible seismic signature of the  $\alpha$ - $\beta$  quartz transition in the lithosphere of Southern Tuscany (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **148**, 81-97.
- Lockner, D., 1993. The role of acoustic emission in the study of rock fracture. *Intern. Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics* **30-7**, 883-899.
- Moss, G. W., 1999. Mathematical Models of the Alpha-Beta Phase Transition of Quartz. *Dissertation submitted to the Faculty of the Virginia Polytechnic Institute and State University*.
- Nasseri, M. H. B. *et al*, 2009. Common Evolution of Mechanical and Transport Properties in Thermally Cracked Westerly Granite at Elevated Hydrostatic Pressure. *Pure and Applied Geophysics Journal* **166**, 5-7.
- Schubnel, A. *et al*, 2009. Étude expérimentale de la fracturation grâce aux enregistrements acoustiques continus. *Comunicação pessoal*.
- Serway, R. A. *et al*, 2000. Physics for Scientists and Engineers with Modern Physics, *Brooks/Cole Publishers*. ISBN **0030226546**, 952 pp.
- Stein, R. S., 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature* **402**, 605-609.
- Vinciguerra, S. *et al*, 2005. Relating seismic velocities, thermal cracking and permeability in Mt. Etna and Iceland basalts. *Intern. Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **42**, 900-910.
- Xinglin Lei *et al*, 2004. Detailed analysis of acoustic emission activity during catastrophic fracture of faults in rock. *Journal of Structural Geology* **26**, 247–258.

## 9. ANEXOS

### EFEITO DA ACÇÃO TÉRMICA NUM GRANITO: EVOLUÇÃO DA VELOCIDADE DE PROPAGAÇÃO DAS ONDAS VOLÚMICAS *THE EFFECT OF THERMAL DAMAGE ON A GRANITE: ULTRASONIC LONGITUDINAL WAVE VELOCITY EVOLUTIONS*

Sofia Lopes <sup>(1)</sup>, Mário Moreira <sup>(1,2)</sup>, João Mata <sup>(3,4)</sup>, Graça Silveira <sup>(1,2)</sup>

<sup>(1)</sup> Instituto Dom Luíz – Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, Campo Grande, Edifício C8, 1749-016 Lisboa,

<sup>(2)</sup> Instituto Superior de Engenharia de Lisboa, Rua Conselheiro Emídio Navarro, 1, 1949-014 Lisboa, mmoreira@deea.isel.ipl.pt

<sup>(3)</sup> Departamento de Geologia – Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa;

<sup>(4)</sup> Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (CGUL,) jmata@fc.ul.pt

#### SUMMARY

*Temperature variations induce micro-cracks in granite rocks due to its mineralogical components heterogeneity and phase transition of some of its components. The different granite components have different thermal expansion coefficients that led to the creation of intergranular compressive and tensile forces which can trigger micro crack fractures. A coarsed granite specimen was heated in a furnace at ambient pressure until 600 °C. Once the samples returned to the ambient temperature, ultrasonic velocities where measured in different directions. We observed that the velocity systematically decreased with temperature until 500 °C. Between 500 – 600 °C it continues to decrease but with a higher slope.*

#### Resumo

Uma acção térmica é capaz de provocar microfissuras em rochas devido à heterogeneidade mineralógica e a transições de fase de alguns dos seus componentes. No caso do granito, constituído por associações mineralógicas contendo, em percentagens variáveis, quartzo, feldspato e, acessoriamente, micas (biotite e/ou moscovite), óxidos de Fe e Ti, e outros minerais, o quartzo desempenha um papel muito importante no desenvolvimento da microfracturação. Com efeito o volume molar deste mineral aumenta, de forma quase linear cerca de 4% entre os 0°C e os 573°C que corresponde à temperatura de transição de fase entre quartzo- $\alpha$  (com simetria trigonal) e quartzo- $\beta$  (com simetria hexagonal), transição esta marcada por um aumento de volume da ordem de 4%. Estes aumentos de volume são acomodados por um incremento importante na fracturação dos minerais, o que vai determinar uma redução na velocidade de propagação das ondas acústicas.

Uma amostra de granito de Arronches foi submetida progressivamente às temperaturas de 300°, 400°, 500° e 600° C. A velocidade de ondas volúmicas foi medida em cerca de 20 direcções diferentes, varrendo 180° e à temperatura e pressão ambientes.

O sistema utilizado, instalado na Área Científica de Física do ISEL, é constituído por transdutores piezo-cerâmicos, com uma gama de frequências de 0,15Mhz a 0,70 MHz, excitados por um gerador de sinal capaz de emitir impulsos com duração da ordem de 4 ns, e um sistema de aquisição ESG – Hyperion GIGA Recorder de 8 canais com uma taxa de amostragem de 10 MHz e uma dinâmica de 16

bit. Os resultados evidenciaram uma diminuição progressiva e importante nas velocidades médias, desde a temperatura ambiente até à temperatura de 500°, com uma diminuição de cerca de 50 % da velocidade inicial. Após a aplicação da temperatura de 600°, observa-se uma muito grande variação na velocidade, com uma diminuição até menos de 30%. Na Fig.1 é visível a descontinuidade no comportamento da velocidade das ondas volúmicas ao passar o intervalo 500°-600°. Estes resultados são interpretados como resultando do incremento da fracturação consequente da progressiva variação volúmica do quartzo- $\alpha$  e do mais brusco incremento que caracteriza a transição  $\alpha$ - $\beta$ .

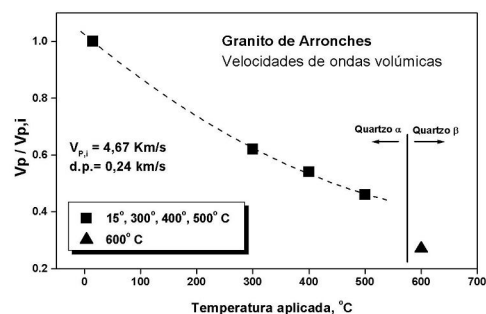


Fig. 1 – Variação da velocidade das ondas P, com a evolução do tratamento térmico.

É observada uma ligeira anisotropia radial nas velocidades que vai aumentando com o tratamento térmico.

## FRACTURE EVOLUTION OF BASALT FROM THE NORTHEAST VOLCANIC COMPLEX, S. MIGUEL, AZORES ISLANDS

Sofia Lopes<sup>(1)</sup>, Alexandre Schubnel<sup>(2)</sup>, Jérôme Fortin<sup>(2)</sup> and Mário Moreira<sup>(1,3)</sup>

<sup>(1)</sup> Instituto Dom Luíz – Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, Campo Grande, Edifício C8, 1749-016 Lisboa,

<sup>(2)</sup> Laboratoire de Géologie, ENS/CNRS UMR8538, Paris

<sup>(3)</sup> Instituto Superior de Engenharia de Lisboa, Rua Conselheiro Emídio Navarro, 1, 1949-014 Lisboa, [mmoreira@deea.isel.ipl.pt](mailto:mmoreira@deea.isel.ipl.pt)

A set of experiments on two basaltic rocks from Nordeste Volcanic Complex in S. Miguel island, in Azores at hydrostatic and tri-axial conditions have been performed in order to investigate the damage behaviour. From the two samples of the same block, one was subject to 600 °C to induce thermal cracking and structural damage. The experiments were performed at Laboratoire de Géologie of École Normale Supérieure in Paris, using a new triaxial apparatus (Sanchez Technologies system). First a hydrostatic cycle was performed up to 100 MPa confining pressure and 5 MPa pore pressure, and back to 10MPa confinement and 5 MPa pore pressure. Second, deviatoric load was applied at strain rate ( $10^{-5}\text{s}^{-1}$ ) until macroscopic failure was reached. .

Results shows that the heat treatment strongly modifies porosity, measured by both under vacuum and by mercury porosimetry: the average pore throat size jumped by almost an order of magnitude, from  $\sim 0.1\mu\text{m}$  to  $\sim 1\mu\text{m}$ . Consecutively, initial velocities of P and S waves were modified. However, both samples showed little differences in strength as the differential peak stress to reach failure differed by less than 10%. From the results of solid and porous volumetric strains in both rocks, we show that the non heated treated sample was deformed undrained conditions, while heated treated sample, with more pore connections, was deformed in fully drained conditions.

AE activity was recorded and about 300 AEs were located, pre and post rupture for each sample, showing interesting results, to be compared with microstructural analysis and X-ray CT scans. From the temporal analysis of AE it is possible to propose an average velocity of fracture development, about 1m/s, and in both cases pre-failure activity is located along the macroscopic rupture plane. The heat treated sample showed a similar Omori law exponent, both for pre and post failure, with a factor of -1,34 (pre-rupture) and -1,31 (post-rupture). AE in this sample is reduced before fracture and well developed after fracture. In contrast, AEs in the non heated sample followed and Omori exponent of -0,72 for pre-rupture activity and -1,81 for post-rupture. On contrary, in this sample AE activity is well developed before fracture and fall down fast after fracture. The difference between the two samples might be explained by the difference in the deformation regime: undrained in the non heat treated sample during pre-rupture and drained during post-rupture phases (the permeability jumped by two orders of magnitude pre and post-rupture), drained in both cases for the heat treated samples. More experiments will need to be performed in the future in order to confirm this hypothesis and to look at the evolution of the Omori exponent with drainage conditions.