

Propriedades Sísmicas Anisotrópicas Derivadas da Orientação Cristalográfica Preferencial de Muscovita-Quartzo Milonitos

LUIZ F. G. MORALES¹ & LUÍS A. D. FERNANDES²

1. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, RS, Brasil. CEP: 91501-000. luiiz_grafulha@yahoo.com.br
2. Centro de Pesquisas em Geoquímica e Petrologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Caixa Postal 15034, Bairro Agronomia, Porto Alegre, RS - Brasil CEP: 91501-970.

(Recebido em 01/07. Aceito para publicação em 10/07)

Abstract - Seismic wave propagation in organized matter usually results in azimuthal variations of longitudinal waves (P-waves), as well as the effect of birefringence in transversal waves (S-waves), which results in two orthogonal shear waves with contrasting velocities. In this paper we present the results of the anisotropic seismic properties of five samples of muscovite-quartz mylonites collected in different parts of a fold in the Saas Fee region, Western Internal Alps. The P-wave velocities in these rocks varies from 5.73 to 6.32 km/s, whereas the high-velocity shear wave (S1) varies from 3.82 to 4.22 km/s and the low velocity (S2) from 3.73 to 4.09 km/s. The anisotropy in these rocks is relatively high and reaches values from 9.5% for P-waves, and almost 11% for shear wave splitting. Both anisotropy and propagation directions seem to be related to the strong preferred orientation of quartz and muscovite but also depend of muscovite modal content within the different specimens. Development of preferred orientation of minerals destroys and disperses the single crystal seismic properties, which causes a decrease of wave velocities and a dispersion of propagation directions, of both compressional and shear waves. Since the preferred orientation of quartz and muscovite can be directly related to the main macroscopic structures in these rocks (foliation, lineation, and pole of foliation) and the anisotropic seismic properties are related to the preferred orientation, it is possible to determine the propagation directions in terms of these structures. Due to the relatively high muscovite content, many of the maximum propagation velocities are parallel/subparallel to the foliation and some parallel to the lineation of the reference frame. On the other hand, directions of minimum propagation cannot be directly related to the foliation pole. The presence of folds in the mid-to lower crust can exert changes in the propagation directions due to the foliation variation around such structures, mainly in the P-waves.

Keywords - seismic anisotropy; crystallographic preferred orientation; muscovite-quartz mylonite.

INTRODUÇÃO

A acomodação da deformação resultante de processos orogenéticos ao longo de zonas de cisalhamento de grande porte possui um papel fundamental na evolução geológica da formação de cadeias de montanhas (Vauchez & Nicolas 1991). O entendimento dos processos responsáveis pelo desenvolvimento de zonas de alta deformação em diferentes níveis crustais é fundamental para a elaboração de modelos mecânicos da evolução dinâmica da litosfera. Uma das principais maneiras de se obter informações de zonas de alta deformação em profundidade é através das técnicas sísmica de refração e reflexão de detalhe e da propagação de ondas SKS (e.g. Anderson 1989; Barruol & Mainprice 1993; Mainprice *et al.* 2000; Vauchez & Tommasi 2003). Contudo, a caracterização das propriedades de fluxo dessas zonas de cisalhamento não aflorantes, requer

mais que uma abordagem puramente sísmica. É também necessária a caracterização prévia das propriedades sísmicas dos litotipos de interesse.

Um dos principais efeitos da atuação de uma zona de alta deformação dúctil em uma rocha qualquer é a reorganização dos elementos da trama, de forma que suas propriedades internas contrastem com as características observadas fora dessas zonas (e.g. Ramsay & Graham 1970; Ramsay 1980; Passchier *et al.* 1990; Law 1990; Lloyd *et al.* 1992). Consequentemente, essa reorganização interna resulta em alterações importantes nas propriedades físicas das rochas (e.g. Montagner & Guillot 2002). No caso das ondas sísmicas, existe uma forte tendência que as velocidades e direções de propagação das ondas P e S sejam controladas por alguns dos elementos resultantes dessa reorganização. No caso de rochas deformadas ductilmente, a presença de foliações, as orientações cristalográficas preferen-

ciais (OCPs) e a orientação preferencial de forma dos cristais estão entre as principais características que podem influenciar nas velocidades e direções de propagação de ondas sísmicas e na geração do efeito de anisotropia dessas ondas (e.g. Mainprice & Nicolas 1989; Mainprice *et al.* 1990; 1993; 2000; Bascou *et al.* 2001; Bascou 2002; Pera *et al.* 2003; Lloyd & Kendall 2005).

A anisotropia das ondas sísmicas é bem caracterizada para as rochas do manto superior, onde a orientação da rede cristalina de cristais de olivina, clinopiroxênio e ortopiroxênio parece ser a principal responsável pela geração desse efeito (e.g. Barruol & Kern 1996; Kendall 2000; Mainprice *et al.* 2000; Vauchez & Tommasi 2003; Pera *et al.* 2003). Nas porções superiores da crosta, o alinhamento preferencial de falhas, fraturas e juntas pode induzir à variação das velocidades de propagação das ondas compressoriais e cisalhantes em diferentes direções de propagação (e.g. Crampin & Booth 1985; Montagner & Guillot 2002). Nas porções média e inferior da crosta, a presença de fortes anisotropias em determinadas regiões parece ser também reflexo da deformação plástica dos minerais com a consequente formação de orientações cristalográficas preferenciais (e.g. Mainprice *et al.* 1990; Burlini *et al.* 1998; Khazanehdari *et al.* 1998; Mainprice *et al.* 2000; Bascou *et al.* 2001; Lloyd & Kendall 2005). Contudo, a completa compreensão do efeito da anisotropia em rochas crustais caminha a passos lentos, tendo em vista que: (i) as regiões que possuem algum tipo de organização intrínseca (e.g. zonas de cisalhamento) são limitadas a zonas mais estreitas, com espessuras que, no geral, são menores que o comprimento de ondas sísmicas comuns; (ii) a presença de fases mineralógicas mais variadas e predominantemente menos simétricas cristalograficamente e (iii) o controle estrutural exercido por dobras que afetam essas porções com organização interna. Isso faz com que a interpretação dos resultados seja bem mais complexa (*cf.* Mainprice *et al.* 1990). Além disso, atribui-se uma fraca contribuição dos litotipos crustais para o efeito de polarização e do tempo de atraso observado durante a propagação das ondas telesísmicas. Isso é devido a espessura restrita da crosta, e devido a limitação espacial dessas porções com organização interna dos elementos das rochas (e.g. zonas de cisalhamento). Assim, a diferença temporal entre a chegada das ondas de cisalhamento polarizadas é da ordem de 0,1 a 0,3 segundos (e.g. Barruol & Mainprice 1993), mesmo que, de modo geral, os minerais da crosta sejam mais anisotrópicos que os do manto (Mainprice *et al.* 2000).

Dessa maneira, o objetivo do presente trabalho é apresentar os resultados da quantificação dessas propriedades sísmicas anisotrópicas em muscovita-quartzo milonitos, baseando-se principalmente no efeito ocasionado pela orientação preferencial desses dois minerais. Rochas metamórficas ricas em quartzo com proporções modais relativamente baixas de muscovita são comuns ao longo de zonas de alta deformação afetando granitóides e em seqüências metassedimentares de margens continentais passivas. Isso faz com que a quantificação de suas propriedades se torne importante, tendo em vista a possibilidade de sua utilização em estudos de geofísica *sensu stricto*, como no estudo das condições de fluxo de uma zona de alta deformação em profundidade ou na determinação de seqüências metassedimentares não aflorantes.

DETERMINAÇÃO DA ANISOTROPIA DE ONDAS SÍSMICAS EM AGREGADOS COM OCP

Uma das maneiras de se determinar as propriedades elásticas de um agregado cristalino e calcular as velocidades e direções de propagação de ondas sísmicas, é através da caracterização da contribuição de cada uma das fases minerais que compõe esse agregado ao efeito global de anisotropia e de velocidade de propagação das ondas. Para isso, deve-se considerar as constantes elásticas dos minerais isoladamente, a proporção modal dos mesmos dentro do agregado, sua distribuição espacial dentro do agregado (i.e. presença ou não de orientação preferencial cristalográfica ou de forma) e as densidades das fases presentes (e.g. Mainprice & Humbert 1994; Mainprice *et al.* 2000). O processamento matemático geral para a determinação das propriedades elásticas de agregados cristalinos e o cálculo das velocidades sísmicas é discutido brevemente aqui, mas maiores detalhes podem ser obtidos em Nye (1957); Mainprice (1990) e Mainprice *et al.* (2000).

Quando uma onda sísmica se propaga em um meio cristalino, em escala infinitesimal, essa propagação provoca uma deformação não-permanente de curta duração. Essa deformação pode então ser descrita através de uma derivação da Lei de Hooke, onde o tensor de elasticidade (C_{ijkl}) correlaciona diretamente uma determinada tensão aplicada (σ_{ij}) com a deformação resultante (ϵ_{kl}) em um corpo anisotrópico através da Equação 1

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \cdot \epsilon_{kl} \quad (1)$$

onde $i, j, k, l = 1, 2, 3$.

Esse tensor de quarta ordem resulta em uma matriz com 81 elementos. Como os tensores de *stress* e *strain* são simétricos (i.e. $C_{ijkl} = C_{jikl} = C_{ijlk} = C_{jilk}$) e dependentes entre si, o número de coeficientes independentes dessa matriz reduz-se de 81 para 36 elementos, fazendo com que a Lei de Hooke se torne (Eq. 2),

$$\sigma_i = C_{ij} \cdot \varepsilon_j \quad (2)$$

o que resulta em uma matriz com 36 elementos (6x6). Além disso, é possível reduzir o número de termos independentes dessa matriz quando são consideradas as relações simétricas características dos minerais (Nye, 1957). Assim, em minerais triclinicos o número de termos independentes é de 21, e diminui a medida que se aumenta a simetria cristalina (Nye 1957; Liebermann & Li 1998; Mainprice *et al.* 2000).

As velocidades, direções de propagação e anisotropia das ondas sísmicas em um agregado são calculadas através da determinação da constante elástica global do agregado. Essa constante é representada pelo somatório de todos os componentes de tensão e deformação em função de suas posições dentro desse agregado. Em um agregado “real” (i.e. uma rocha) a variação dos tensores é muito grande devido às heterogeneidades do material. Assim é necessário assumir-se que o agregado é estatisticamente uniforme, onde a variação desses elementos em cada ponto de orientação da amostra é lenta e contínua. A partir disso, pode-se estabelecer a conexão entre a tensão e a deformação através do módulo C^* , obedecendo a lei de Hooke para a elasticidade (Eq. 3)

$$C^* = \frac{1}{\langle \sigma \rangle \cdot \langle \varepsilon \rangle} \quad (3)$$

onde $\langle \sigma \rangle$ e $\langle \varepsilon \rangle$ são os tensores médios de tensão e deformação em uma amostra estatisticamente uniforme (Mainprice *et al.* 2000).

Para a determinação da constante elástica de um agregado é necessário que a constante elástica de cada um dos minerais presentes, com uma dada orientação \mathbf{g} , representada pelos Ângulos de Euler φ_1 , Φ e φ_2 (Bunge 1985), seja rotacionada para o sistema de coordenadas da amostra. Isso é feito através da Equação 4

$$C_{ijkl}(\mathbf{g}) = g_{ip} \cdot g_{jq} \cdot g_{kr} \cdot g_{ls} \cdot C_{pqrs}(\mathbf{g}^0) \quad (4)$$

onde $C_{ijkl}(\mathbf{g})$ é a constante elástica nas coordenadas da amostra, g_{ij} refere-se à orientação cristalográfica no sistema da amostra e $C_{pqrs}(\mathbf{g}^0)$ são as propriedades elásticas nas coordenadas da amostra. A constante

elástica do agregado então é dada pela integração das constantes elásticas de um determinado volume desse agregado com uma dada orientação, dada também pela Função de Distribuição de Orientação (Bunge, 1985 - Equação 5)

$$\langle C_{ijkl} \rangle^m = \int C_{ijkl}^m(\mathbf{g}) \cdot f(\mathbf{g}) \cdot d\mathbf{g} \quad (5)$$

onde $\langle C_{ijkl} \rangle$ é a constante elástica do agregado do mineral \mathbf{m} e $v(\mathbf{g})$ é a fração volumétrica de um cristal com orientação \mathbf{g} .

A partir desses resultados calcula-se a média das constantes elásticas do agregado, utilizando-se os métodos de Voigt (Eq. 7), Reuss (Eq. 8) ou Voigt-Reuss-Hill. A primeira média pressupõe uma deformação constante da amostra; a segunda, uma tensão constante, e a terceira é a média aritmética desses dois valores. Essa última é a que mais se aproxima dos valores medidos experimentalmente (Mainprice & Nicolas 1989; Burlini *et al.* 1998; Mainprice 2000).

$$C \approx C^{Voigt} = \left[\sum_i V_i \cdot C(\mathbf{g}_i) \right] \quad (7)$$

$$C^* \approx C^{Reuss} = \left[\sum_i V_i \cdot S(\mathbf{g}_i) \right]^{-1} \quad (8)$$

A determinação das velocidades se dá pela resolução do determinante da equação de Christoffel (Eq. 9).

$$\det \left| C_{ijkl} \cdot X_i \cdot X_j - \delta_{kl} \rho V^2 \right| = 0 \quad (9)$$

Nessa equação, C_{ijkl} é o tensor de proporcionalidade que faz a relação entre os tensores de *stress* e *strain*, X_i é a expressão da direção de propagação de uma onda, δ_{kl} é o delta de Kronecker, ρ é a densidade do meio e V é a velocidade de fase em uma determinada direção. A resolução dessa equação fornece três respostas, uma de velocidade de ondas P e duas para as ondas de cisalhamento ortogonais S_1 e S_2 .

O fator anisotropia é calculado após a determinação das velocidades a partir da relação matemática entre os máximos e mínimos de propagação, como demonstrado na Equação 10

$$AVS\% = 100(Vs1 - Vs2) / [(Vs1 + Vs2)0,5] \quad (10)$$

onde $Vs1$ e $Vs2$ são as velocidades máximas de propagação dessas duas ondas ortogonais, sendo que a diferença de velocidade absoluta entre as duas ondas é dada pela subtração do valor máximo de S_1 pelo valor máximo de S_2 .

Para calcular as anisotropias absolutas para as ondas P e para as ondas de cisalhamento ortogonais S_1 e S_2 , substituem-se os valores máximos e mínimos de propagação dessas ondas na Equação 10.

GEOLOGIA DA ÁREA E MICROESTRUTURAS DAS AMOSTRAS

As amostras de muscovita-quartzo milonito foram coletadas na Zona de Gornergrat, mais precisamente na região de Plattchen (Fig. 1). A Zona de Gornergrat representa a cobertura desacoplada da Nappe de Monte Rosa, o maço mais ao norte dos Alpes Internos do Oeste (Lacassin 1987; Ring 1992; Frontzheim 2001; Schmid *et al.* 2004). Essa zona é formada por uma seqüência metavulcano-sedimentar composta, da base para o topo, por rochas metavulcanoclásticas finas, xistos, metaconglomerados e quartzitos, cujas idades variam entre permianas e triássicas. Essas rochas são sobrepostas por mármore, metamargas e xistos pelíticos de granulação fina formados em um ambiente de fundo oceânico, com idades jurássicas e cretáceas. Essa seqüência é interpretada como depositada na margem continental passiva européia pré-orogênese Alpina, a partir do Cretáceo Médio (e.g. Platt 1986; Lacassin 1987; Stampfli 1998).

As amostras foram coletadas nos flancos e na charneira de uma dobra de escala métrica, marcada pela intercalação entre bandas regulares ricas em quartzo e muscovita. A geometria do perfil da dobra indica uma dobra de geometria similar (classe 2 - Ramsay, 1967), mostrando um ângulo interlimbo de 54°. O eixo dessa dobra é paralelo a lineação de estiramento local, marcado pelo alongamento dos cristais de quartzo e salientado pela orientação das lamelas de muscovita, e possui uma orientação média de 19°/284°. Clivagens plano-axiais não são desenvolvidas nas bandas mais quartzosas, mas são comuns nas camadas micáceas. Os pólos das camadas dobradas são distribuídos ao em uma guirlanda de grande círculo (orientação 016°/71°) e mostram apenas espalhamento moderado. Todas as amostras têm composição mineral, texturas e microestruturas semelhantes. As rochas são compostas por quartzo (72-84%) e muscovita (16-28%) com cristais isolados de zircão e apatita.

Os limites de grão dos cristais de quartzo são predominantemente retilíneos (Fig 2b), sendo comum a presença de extinção ondulante (Fig 2c), e limites de subgrãos (Fig. 2d), esses últimos predominantemente nos cristais mais grossos. As razões axiais desses cristais na superfície XZ variam entre 1,5:1 a 2:1 até valores isolados de 7:1 e 8:1, sendo estes últimos nos cristais mais grossos.

As lamelas de muscovita definem duas tramas, sendo a primeira dada pela orientação de forma que marca o plano de foliação (Fig. 2e), e a

segunda, marcada pela orientação oblíqua das lamelas de muscovita em relação a foliação principal, sendo é mais forte na região de charneira, mas presente também nos flancos da dobra. Os cristais de muscovita das duas tramas não apresentam variações texturais significativas, nem tampouco microestruturais. A trama secundária de muscovita não possui efeito de reorientação na trama milonítica. Também é comum a presença de muscovita-*fish*, mostrando sentidos de cisalhamento aparentemente reversos nos flancos opostos da dobra.

Nas cinco amostras analisadas, o desenvolvimento da orientação preferencial de quartzo e muscovita está relacionado com a atuação de uma componente de cisalhamento simples concomitantemente à formação da dobra onde estas amostras foram coletadas (Morales 2006; Morales *et al.* 2007a).

No cálculo das propriedades sísmicas, foram desconsiderados os efeitos dos cristais de zircão e apatita.

PROPRIEDADES SÍSMICAS DOS MONOCRISTAIS DE QUARTZO E MUSCOVITA

Para calcular as propriedades sísmicas dos monocristais de quartzo e muscovita foram utilizadas as constantes elásticas determinadas experimentalmente em condições ambientes por McSkimin *et al.* (1965) para quartzo e Vaughan & Guggenheim (1986) para muscovita. As velocidades e direções de propagação das ondas P e S, bem como a anisotropia das ondas de cisalhamento, são mostradas na figura 3.

Para a determinação das propriedades sísmicas de um determinado litotipo, é necessário considerar primeiramente as propriedades dos minerais que compõe esse agregado. Essa determinação é feita como descrito no item 2, mas como se trata da constante elástica de monocristais, é desnecessária a determinação de variações espaciais dos mesmos. Contudo, deve-se usar um sistema de referência comum para os monocristais presentes em quantidades suficientemente grandes para influenciar as propriedades sísmicas do agregado como um todo. No geral esse sistema de referência é o sistema de coordenadas cristalino, definido por um conjunto triplo de ângulos de Euler, que é característico de cada mineral (Bunge 1985). A partir dessas características é possível prever qual será o papel desempenhado por cada uma dessas fases dentro de um agregado poliminerálico na propagação das ondas

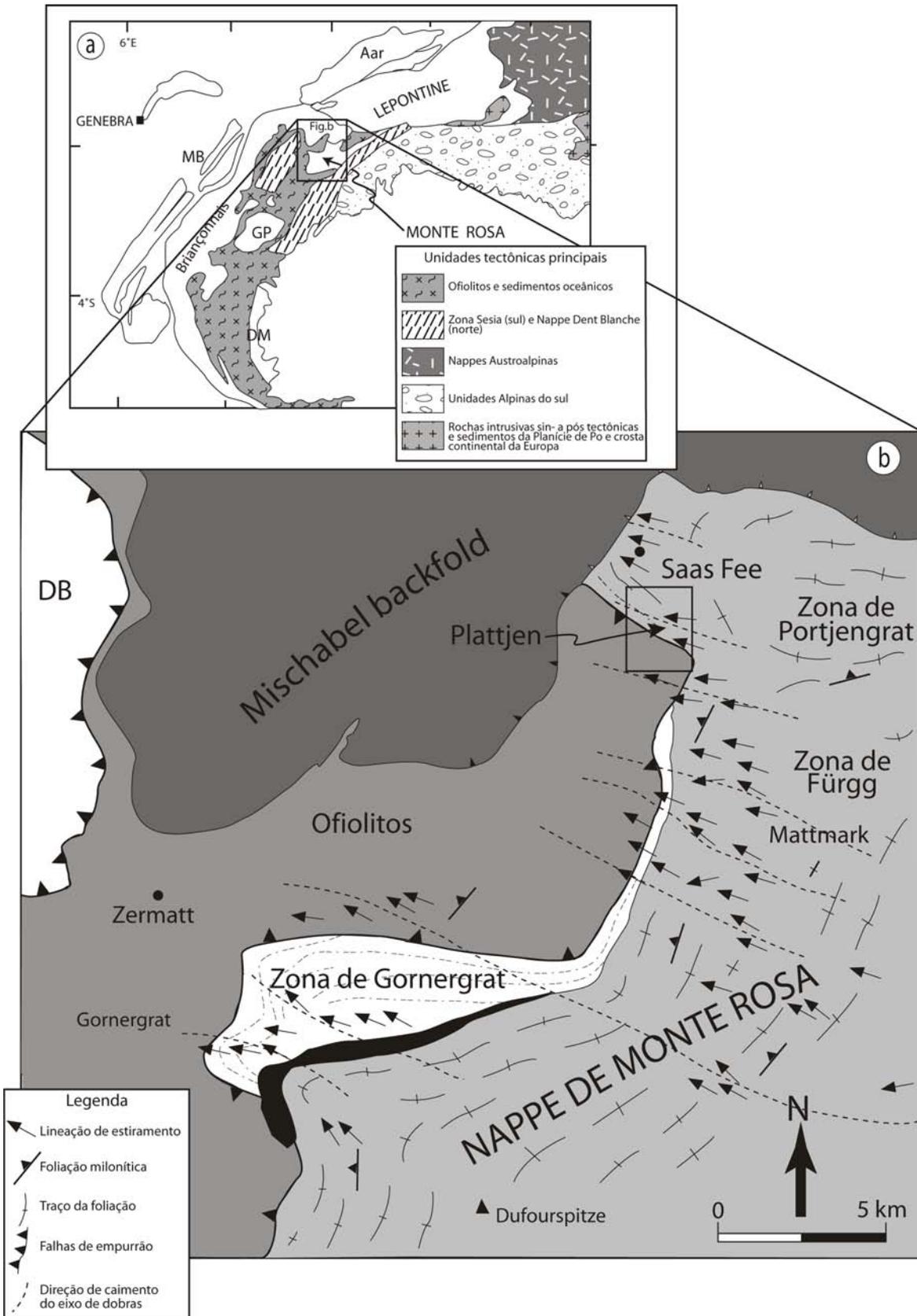


Figura 1 - (a) Mapa geológico esquemático mostrando as principais unidades tectônicas dos Alpes oeste e central, mostrando a localização da Nappe de Monte Rosa - Dora Maira (DM), Gran Paradiso (GP), Monte Rosa, Belledonne (Bell), Mont Blanc (MB) e Aar, além das Nappes de Briançonnais e Lepontine. A figura (b) mostra um mapa com as principais direções das foliações e lineações na região de Saas Fee, porção norte da Nappe de Monte Rosa. O presente trabalho foi concentrado na unidade quartzítica da Zona de Gornergrat. Modificado de Lacassin (1987).

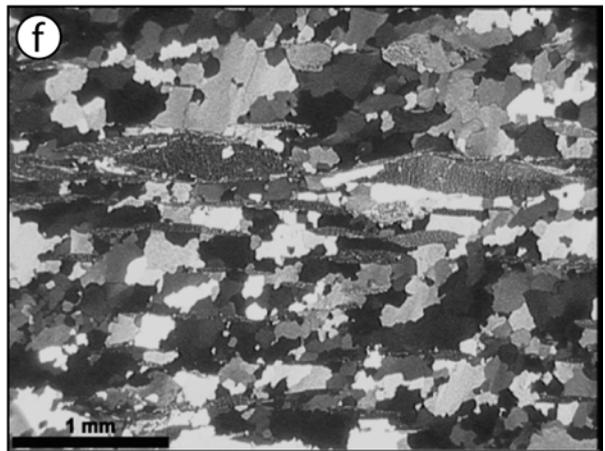
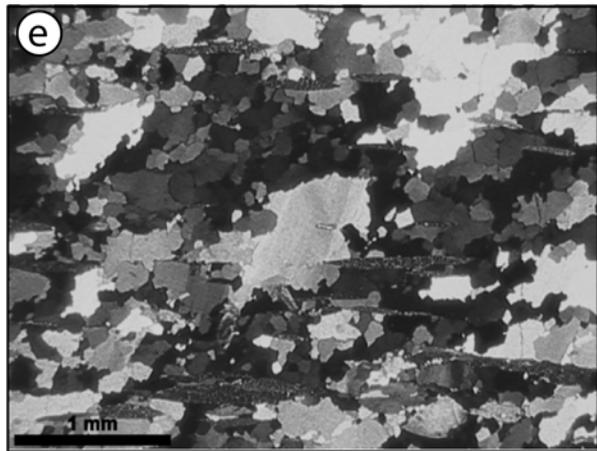
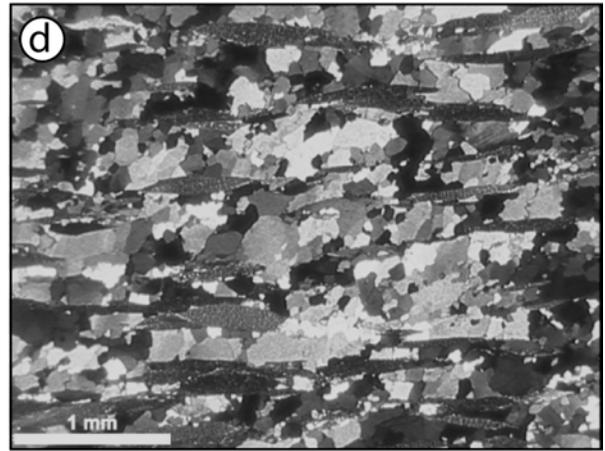
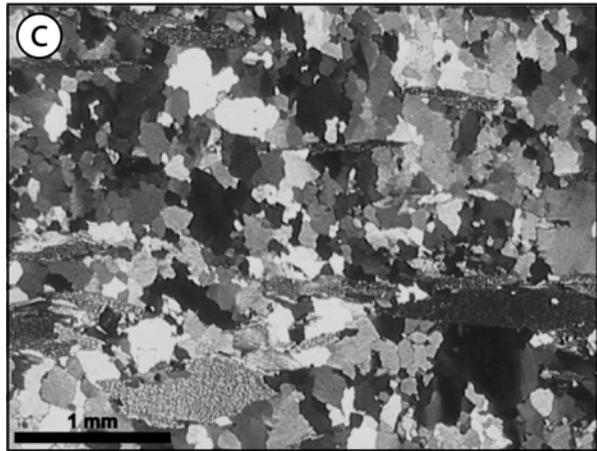
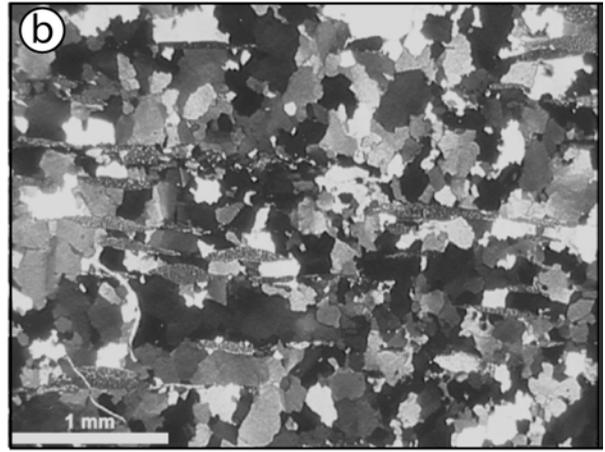
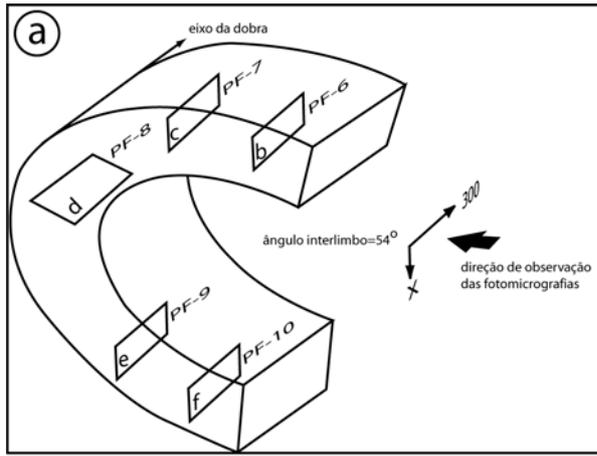


Figura 2 - Fotomicrografias em luz polarizada dos muscovita-quartzo milonitos estudados neste artigo, juntamente com suas localizações esquemáticas na dobra (a). Notar que não há mudanças mineralógicas e texturais das amostras dos flancos (b, c, e, f) em relação à zona de charneira (d). Maiores detalhes no texto.

sísmicas (Mainprice *et al.* 2000; Lloyd & Kendall 2005).

Magnitudes e direções de propagação de ondas sísmicas em monocristais de quartzo

A velocidade das ondas P nos monocristais de quartzo varia entre 5,32 e 7,03 km/s, o que gera uma anisotropia (AV_p) de 27,7% (Fig. 3a). A máxima velocidade de propagação ($V_{p_{máx.}}$) é perpendicular aos planos romboédricos {r} desse mineral, enquanto a $V_{p_{mín.}}$ é perpendicular aos planos de romboedro {z}. A velocidade de propagação da onda de cisalhamento mais rápida varia (V_{s1}) entre 3,74 e 5,11 km/s, ($AV_{s1}=31,1\%$). A velocidade de máxima propagação dessas ondas ($V_{s1_{máx.}}$) ocorre paralelamente aos eixos- $\langle a \rangle$ dos monocristais, enquanto $V_{s1_{mín.}}$ é perpendicular aos planos romboédricos {r}. A velocidade de propagação das (V_{s2}) varia entre 3,30 e 4,69 km/s, com anisotropia de 35%. A $V_{s2_{máx.}}$ é paralela ao eixo-c do monocristal de quartzo, enquanto a $V_{s2_{mín.}}$ é paralela aos eixos-a desses cristais. O grau de birrefringência geral entre as duas ondas de cisalhamento (AV_s) é alto, e atinge 43,19%. A anisotropia máxima ocorre paralelamente a orientação do eixo X do sistema de referência, enquanto a mínima é perpendicular aos prismas de segunda ordem {a}. Essa mesma relação de orientação é observada no diagrama da diferença absoluta entre as ondas de cisalhamento (dV_s), que varia entre 0 km/s até 1,82 km/s.

Os diagramas de distribuição das propriedades sísmicas do monocristal de quartzo refletem suas propriedades de simetria. Nos diagramas das velocidades de propagação (V_p , V_{s1} e V_{s2}), essa simetria é marcada pela repetição tripla das regiões de velocidades máximas e/ou mínimas. No caso da anisotropia total de ondas de cisalhamento e da diferença absoluta entre V_{s1} e V_{s2} , observa-se uma repetição sêxtupla das direções de máxima anisotropia, ao longo do círculo primitivo (paralela aos planos basais), e tripla, ao longo do eixo- $\langle c \rangle$, refletindo a simetria pseudo-hexagonal e trigonal dos cristais de quartzo.

Magnitudes e direções de propagação de ondas sísmicas em monocristais de muscovita

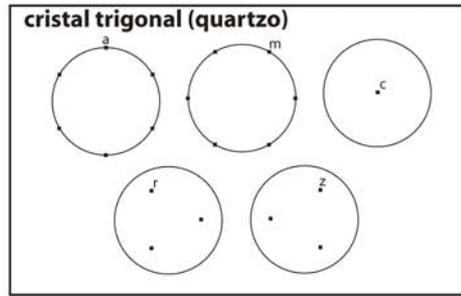
Devido a simetria monoclinica dos cristais de muscovita, a relação entre as propriedades sísmicas e as formas cristalográficas desse mineral são mais complexas se comparadas com as do quartzo.

A propagação de uma onda em um desses cristais produz uma anisotropia mais forte que no quartzo, devido à forte anisotropia interna que esse mineral apresenta, que é materializada pela clivagem perfeita perpendicular à (001), mas também por ser um mineral menos simétrico que o quartzo.

A velocidade das ondas P varia entre 4,54 e 8,14 km/s ($AV_p=57\%$). A $V_{p_{máx.}}$ ocorre em uma posição intermediária entre (100) e (010) no círculo primitivo do estereograma, e a $V_{p_{mín.}}$ é subparalela aos eixos (001), como demonstrado na Figura 3b. A V_{s1} varia entre 2,48 e 5,06 km/s, ($AV_{s1}=68\%$). A $V_{s1_{máx.}}$ é paralela ao eixo (010), enquanto $V_{s1_{mín.}}$ é paralela ao eixo (001). A V_{s2} possui uma ampla variação, entre 2,38 km/s até 3.54 km/s, com AV_{s2} de 39%. A $V_{s2_{mín.}}$ é paralela a (001) enquanto a $V_{s2_{máx.}}$ é oblíqua a (001) e parece não possuir nenhuma relação com as formas cristalográficas do monocristal de muscovita. O grau de anisotropia entre as duas ondas de cisalhamento varia entre 0,17% e 72,01%, onde a menor anisotropia é paralela ao eixo (001) e a máxima anisotropia é paralela ao eixo (010). A diferença absoluta entre V_{s1} e V_{s2} varia entre 0,01 km/s e 2,68 km/s, e possui distribuição à figura de pólo das anisotropias de ondas S (Fig. 3b).

METODOLOGIA

Os dados de OCP dos cristais de quartzo e muscovite foram obtidos através da técnica de difração de elétrons retro-espalhados (EBSD) em um microscópio eletrônico de varredura (Prior *et al.* 1999; Morales *et al.* 2007). Para a utilização de tal metodologia, foram confeccionadas seções perpendicularmente à foliação e paralelamente à lineação de estiramento das amostras. Estas foram polidas mecanicamente e, em um estágio final de polimento, passaram por um processo químico-mecânico utilizando uma solução alcalina de sílica coloidal (Prior *et al.* 1999; Morales *et al.* 2007). A OCPs dos cristais de quartzo e muscovita foram obtidas utilizando-se o modo automático de obtenção dos padrões de difração de elétrons rétro-espalhados. Por ser a técnica de EBSD uma técnica de análise pontual, há a relação direta entre as OCPs e as microestruturas, o que é bastante importante tendo em vista que ambos os fatores podem influenciar nas propriedades sísmicas anisotrópicas (Montagner & Guillot 2002; Mainprice *et al.* 2000). Os detalhes sobre o mapeamento dessas amostras são apre-

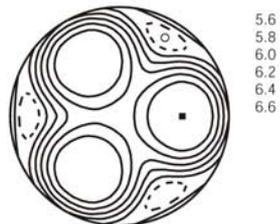


α -Quartz (McSkimin et al. 1965)
 alpha-quartz - Trigonal G.E. P3221
 $T=25^{\circ}\text{C}$ - $d=2,648 \text{ g/cm}^3$

(a)

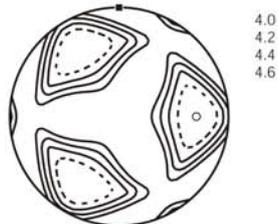
4.9134	4.9134	5.4052	90.000	90.000	120.000	2
.8680	.0704	.1191	-.1804	.0000	.0000	
.0704	.8680	.1191	.1804	.0000	.0000	
.1191	.1191	1.0575	.0000	.0000	.0000	
-.1804	.1804	.0000	.5820	.0000	.0000	
.0000	.0000	.0000	.0000	.5820	-.1804	
.0000	.0000	.0000	.0000	-.1804	.3988	

Contornos de Vp (km/s)



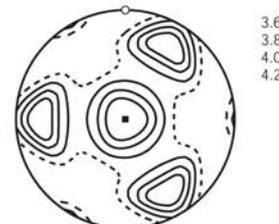
■ Max.Velocity = 7.03
 ○ Min.Velocity = 5.32
 Anisotropy = 27.7 %

Contornos de Vs1 (km/s)



■ Max.Velocity = 5.11
 ○ Min.Velocity = 3.74
 Anisotropy = 31.1%

Contornos de Vs2 (km/s)

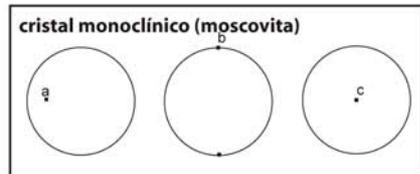


■ Max.Velocity = 4.69
 ○ Min.Velocity = 3.30
 Anisotropy = 34.8 %

Contornos de AVs (%)



■ Max.Anisotropy = 43.19
 ○ Min.Anisotropy = .00

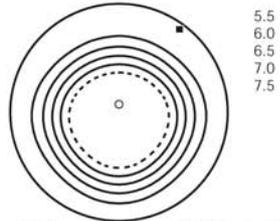


Muscovite (Vaughan & Guggenheim 1986)
 Muscovite C2/c X1=a* X2=b/b* X3=c
 $d=2,834 \text{ g/cm}^3$

(b)

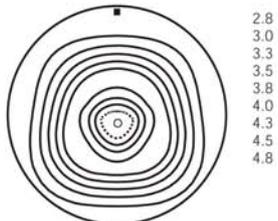
5.1579	8.9505	20.070	90.000	95.752	90.000	1
1.8100	.4880	.2560	.0000	-.1420	.0000	
.4880	1.7840	.2120	.0000	.0110	.0000	
.2560	.2120	.5860	.0000	.0100	.0000	
.0000	.0000	.0000	.1650	.0000	-.0520	
-.1420	.0110	.0100	.0000	.1950	.0000	
.0000	.0000	.0000	-.0520	.0000	.7200	

Contornos de Vp (km/s)



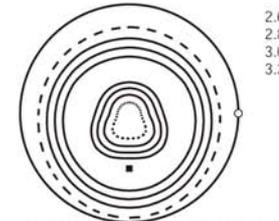
■ Max.Velocity = 8.14
 ○ Min.Velocity = 4.54
 Anisotropy = 56.7 %

Contornos de Vs1 (km/s)



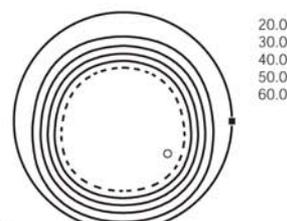
■ Max.Velocity = 5.06
 ○ Min.Velocity = 2.49
 Anisotropy = 68.0%

Contornos de Vs2 (km/s)



■ Max.Velocity = 3.54
 ○ Min.Velocity = 2.38
 Anisotropy = 39.3%

Contornos de AVs (%)



■ Max.Anisotropy = 72.10
 ○ Min.Anisotropy = 17

Figura 3 - Magnitudes e distribuição espacial das principais velocidades e anisotropias sísmicas em monocristais de quartzo (a) e muscovita (b). Dados gerados a partir das constantes elásticas de McSkimin *et al.* (1965) e Vaughan & Guggenheim (1986), para quartzo e muscovita, respectivamente. Figuras calculadas com o auxílio dos programas Single_ANIS e Single_VpG (Mainprice 2006).

Tabela 1 - Sumário dos parâmetros utilizados para a obtenção das medidas de EBSD nas cinco amostras estudadas. *Stepsize* representa a distância entre os pontos de aquisição dos padrões de difração de elétrons rétro-espalhados. MAD significa o desvio angular médio (*mean angular deviation*) entre um padrão de difração adquirido pela interação do feixe de elétrons-amostra com o padrão de difração utilizado como parâmetro para a indexação do padrão real.

DETALHES	PF-6	PF-7	PF-8	PF-9	PF-10
Região da dobra	Flanco inverso	Região de transição	Charneira	Região de transição	Flanco normal
Dimensões (mm)	10,0 x 13,0	10,5 x 12,7	12,0 x 13,0	10,0 x 15,0	13,5 x 10,2
Número de pontos	136778	152186	159909	134669	128410
<i>Stepsize</i> (μm)	30	30	35	35	35
Tempo de medida (hr:min:seg)	41:20:35	43:25:17	48:23:32	40:01:12	37:43:38
Taxa de indexação (ebps/s)	1,1	0,8	0,88	0,94	1,0
MAD (medidas)	2°	2°	2°	2°	2°
MAD (cálculos)	1,3°	1,3°	1,3°	1,3°	1,3°
Voltagem de aceleração (keV)	20	20	20	20	20
Número de bandas detectadas (mín/máx.)	4/5	4/5	4/5	4/5	4/5
Quartzo (%)	84,04	72,67	76,94	68,34	72,47
Muscovita (%)	15,96	27,33	23,06	31,66	27,53
Ângulo de inclinação do estágio MEV	70°	70°	70°	70°	70°

Tabela 2 - Sumário das velocidades de ondas sísmicas calculadas a partir da orientação de quartzo e muscovita nas cinco amostras estudadas. Os índices máx., mín., e iso. representam respectivamente as velocidades ou anisotropias máximas, mínimas, ou isotrópicas. A letra grega σ refere-se ao Coeficiente de Poisson.

Propriedades Sísmicas	PF-6	PF-7	PF-8	PF-9	PF-10
$V_{p_{\text{máx.}}}$ (km/s)	6,30	6,26	6,28	6,28	6,32
$V_{p_{\text{mín.}}}$ (km/s)	5,73	5,85	5,83	5,85	5,85
AV _p (%)	9,50	6,70	7,30	7,10	7,80
$V_{s1_{\text{máx.}}}$ (km/s)	4,22	4,07	4,15	4,09	4,13
$V_{s1_{\text{mín.}}}$ (km/s)	3,89	3,82	3,90	3,88	3,88
AV _{s1} (%)	8,00	6,30	6,20	5,20	6,40
$V_{s2_{\text{máx.}}}$ (km/s)	4,09	3,96	3,98	3,95	3,95
$V_{s2_{\text{mín.}}}$ (km/s)	3,76	3,73	3,79	3,76	3,74
AV _{s2} (%)	8,40	6,10	5,10	4,90	5,40
AV _{s_{máx.}} (%)	10,71	6,91	7,71	7,29	9,53
AV _{s_{mín.}} (%)	0,18	0,29	0,08	0,13	0,21
$dV_{s_{\text{máx.}}}$ (km/s)	0,43	0,27	0,31	0,29	0,38
$dV_{s_{\text{mín.}}}$ (km/s)	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
$V_{p_{\text{iso.}}}$ (km/s)	6,02	6,06	6,06	6,07	6,09
$V_{s_{\text{iso.}}}$ (km/s)	3,99	3,90	3,96	3,92	3,93
$V_p/V_{s_{\text{iso.}}}$	1,508	1,555	1,531	1,547	1,550
$\sigma_{\text{iso.}}$	0,107	0,147	0,128	0,141	0,144

sentados na Tabela 1.

RESULTADOS OBTIDOS

Nas cinco amostras coletadas (Fig. 2), a $V_{p_{\min}}$ varia entre 5,73 e 5,85 km/s, enquanto a $V_{p_{\max}}$ varia entre 6,26 e 6,32 km/s, o que resulta em uma AVp entre 6,7 e 9,5%. A $V_{s1_{\min}}$ varia entre 3,82 e 3,90 km/s, enquanto a $V_{s1_{\max}}$ possui uma variação entre 4,07 e 4,22 km/s, com anisotropia entre 5,2% e 8%. A $V_{s2_{\min}}$ é menos variável, ficando entre 3,73 e 3,79 km/s, e a $V_{s2_{\max}}$ varia entre 3,95 e 4,09 km/s (AVs2 entre 4,9 e 8,4 %). O grau de birrefringência entre Vs1 e Vs2 varia de 0,08% até $\approx 11\%$, enquanto a diferença absoluta entre as velocidades de ondas de cisalhamento Vs1 e Vs2 apresentam resultados variáveis entre 0 e 0,43 km/s. Perpendicularmente à foliação, a velocidade das ondas P varia entre 5,9 e 6,1 km/s, enquanto a Vs1 varia entre 3,8 e 4,1 km/s, e a Vs2, entre 3,8 e 3,9 km/s.

A maioria das velocidades de propagação das ondas sísmicas nas cinco amostras é relativamente semelhante. Contudo, existem algumas variações de magnitude das velocidades e anisotropias em algumas amostras (Tab. 2 e Figs 4a e 4b). As variações mais intensas nas velocidades das ondas sísmicas ocorrem nas amostras PF-6 e PF-8, principalmente nas Vs1 e Vs2. A amostra com maior anisotropia de ondas P e S é a PF-6, enquanto PF-8 e PF-10 também possuem um comportamento fortemente anisotrópico das ondas S. Contudo, não é possível correlacionar esses comportamentos com a posição das amostras ao longo da dobra. Aparentemente controlada pela composição modal dos agregados e pelo tipo de distribuição das orientações cristalográficas de quartzo e muscovita.

Segundo Bascou (2002), a partir das velocidades de propagação mínimas e máximas de ondas sísmicas, é possível estimar matematicamente as velocidades (V_{iso}) desses agregados se os mesmos fossem isotrópicos (Bascou 2002), ou seja, com um arranjo aleatório dos seus elementos. Para as ondas P ($V_{p_{\text{iso}}}$), calcula-se através da média aritmética dessas velocidades, segundo a equação 11.

$$V_{p_{\text{iso}}} = \frac{V_{p_{\max}} + V_{p_{\min}}}{2} \quad (11)$$

A $V_{s_{\text{iso}}}$ é calculado através da equação 12.

$$V_{s_{\text{iso}}} = \frac{V_{s1_{\max}} + V_{s1_{\min}} + V_{s2_{\max}} + V_{s2_{\min}}}{4} \quad (12)$$

Nas cinco amostras estudadas, a $V_{p_{\text{iso}}}$ varia entre 6,005 e 6,085 km/s, enquanto a $V_{s_{\text{iso}}}$ varia entre 3,872 e 3,955 km/s. Esse tipo de determinação

serve apenas para dar uma idéia sobre as velocidades dos agregados se os mesmos não possuíssem organização interna, mas serve de base também para as determinações dos coeficientes de Poisson, como discutido a seguir.

Os coeficientes de Poisson foram determinados para as amostras assumindo as mesmas como isotrópicas, bem como para a direção perpendicular à foliação ($//Z$) através da equação 13, onde Vp e Vs são as velocidades das ondas P e S, em um agregado isotrópico, ou perpendiculares à foliação de referência. Esse coeficiente representa a razão entre as deformações transversais e longitudinais em um corpo sólido. Sua amplitude de variação é pouco sensível à pressão e temperatura, mas é fortemente controlada pela composição das rochas. Isso permite a distinção de diferentes litotipos através de sua determinação (Ji *et al.* 1993; Siegesmund & Kern 1990; Bascou 2002).

$$\sigma = \frac{1}{2} \left[1 - \frac{1}{(V_p/V_s)^2 - 1} \right] \quad (13)$$

Considerando as amostras isotrópicas, os coeficientes de Poisson calculados variaram entre 0,10829 e 0,14705, enquanto que perpendicularmente ao plano de foliação, esse valor varia entre 0,094 e 0,145. Tanto levando-se em conta os agregados isotrópicos, quanto as velocidades em uma posição perpendicular à foliação dos agregados, os coeficientes de Poisson refletem a composição modal das amostras. A amostra com menor valor (PF-6) é a que possui maior porcentagem modal de quartzo. Contudo, a utilização desse parâmetro, nesse tipo de identificação, deve ser cuidadosa, visto não ser possível separar litotipos onde a variação no teor de quartzo (por exemplo) é menor que 1%, como é o caso PF-7, PF-9 e PF-10.

Além das magnitudes das velocidades e anisotropias, foi possível estabelecer algumas relações entre a distribuição das propriedades sísmicas anisotrópicas e a OCP de quartzo e muscovita. Em relação à orientação preferencial dos cristais de quartzo, a $V_{p_{\max}}$ pode ser paralela ou subparalela à mínima concentração de eixos-a, a máxima concentração de eixos-z ou a máxima concentração de eixos-m (Figs. 5, 6, 7, 8 e 9). A $V_{p_{\min}}$ pode ser paralela à máxima concentração de eixos-r, a e c ou paralelo a mínima concentração de eixos-c e z. A $V_{s1_{\max}}$ pode ser paralela a mínima concentração de eixos-a e m, mas também pode ser paralela à máxima concentração de eixos-a e r. A direção de propagação da $V_{s1_{\min}}$ pode tanto ser perpendicular quanto paralela aos planos romboédricos $\{z\}$. A $V_{s2_{\max}}$

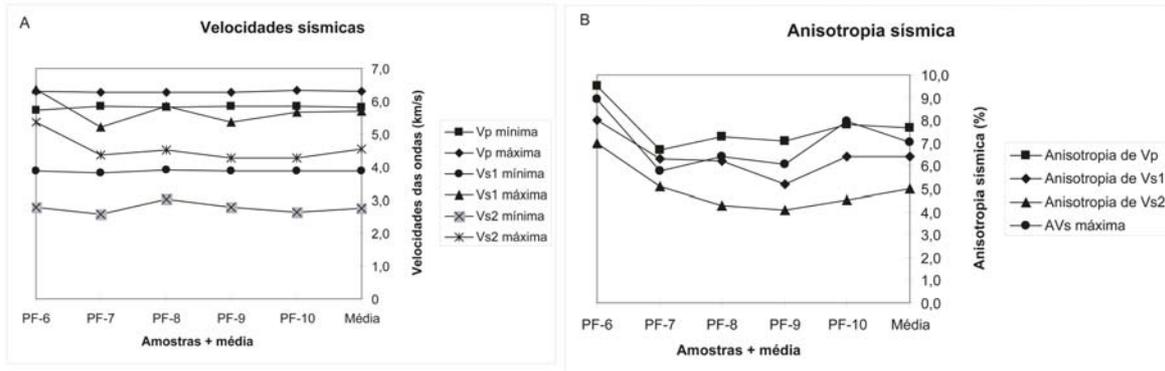


Figura 4 - Gráfico em (a) mostrando as relações entre as velocidades das ondas P e S, e em (b) a anisotropia das ondas isoladas e o grau de birrefringência das ondas S para as 5 amostras estudadas, juntamente com as médias aritméticas de cada uma das variáveis. Nota-se que algumas velocidades são constantes em todas as amostras, enquanto outras possuem variação mais acentuada, e que as anisotropias são mais variadas, e parecem ser controladas basicamente pela porcentagem modal de muscovita.

propaga-se paralelamente a mínima concentração de eixos-z ou à máxima concentração de eixos-c. A $AVs_{máx.}$ pode ser paralela à máxima concentração de eixos-a e m ou paralela à mínima concentração de eixos-c. A $AVs_{mín.}$ possui relações mais complexas com a OCP de quartzo e de maneira geral não é paralela a nenhuma das concentrações dos principais eixos desse mineral.

A influência da OCP da muscovita nas propriedades sísmicas das amostras estudadas é relativamente forte. A $Vp_{máx.}$ pode ser paralela à máxima concentração de pólos de (100) e (010), enquanto a $Vs1_{máx.}$ é subparalela as mínimas concentrações de eixos de (100) e (010). A $Vs1_{mín.}$ pode ser subparalela a mínima concentração de pólos de (100) e (001), enquanto as $Vs2_{máx.}$ e $Vs2_{mín.}$ podem ser subparalelas às mínimas e máximas concentrações de pólos de (100). A $AVs_{máx.}$ é subparalela a máxima concentração de eixos de (010) enquanto a $AVs_{mín.}$ pode ser perpendicular aos planos basais de muscovita nas amostras.

DISCUSSÃO

A anisotropia de propagação de ondas sísmicas na crosta geralmente está associada a presença de uma orientação do campo tensional, que provoca o desenvolvimento de fraturas orientadas, onde estas, por sua vez ocorrem preenchidas por fluidos (Crampin 1987; Crampin 2004). Isso faz com que uma onda de cisalhamento propagando-se em uma determinada direção seja dividida em duas ondas com velocidades e direções de propagação distintas. Nesse caso, a direção de propagação da onda de cisalhamento mais rápida está associada a direção de tensão máxima horizontal, mas pode sofrer modifi-

cações quando a pressão de fluidos associada a essas fraturas modifica a distribuição dessas fraturas. Contudo, a ocorrência de fraturas alinhadas não pode ser atribuída como a única causa da anisotropia sísmica na crosta. Pelo menos na crosta média e inferior, onde a pressão litostática impede ou previne o desenvolvimento de grandes sistemas de fraturamentos capazes de produzir anisotropia nas rochas, a anisotropia de ondas sísmicas tem que ser explicada de outra maneira. Apesar da observação da polarização das ondas S rápidas paralelamente a direção de máxima tensão horizontal, alguns autores atribuem o efeito de anisotropia sísmica a trama tectônica das rochas, incluindo a presença de foliações, lineações e orientações cristalográficas preferenciais (Menke et al. 1994; Nascimento et al. 2004). É certo que a presença de fraturas pode explicar parte da anisotropia de ondas sísmicas, principalmente em estudos que utilizam dados reais de sísmica. Contudo, é incorreto afirmar que somente a presença dessas estruturas resulta em efeito de anisotropia sísmica na crosta, tendo em vista que determinações das propriedades sísmicas em rochas crustais deformadas, mas sem a presença de fraturas, mostram também forte anisotropia (Burlini et al. 1998; Lloyd e Kendall 2004). Isso parece ser corroborado pelo presente estudo, já que a forte anisotropia observada nos muscovita-quartzo milonitos estudados é ocasionada única e exclusivamente pela presença de orientação cristalográfica desses minerais. Obviamente, a presença de fraturas poderia intensificar esse efeito, mas o fato é que em muitos casos, o papel dessas estruturas é relativamente insignificante se comparado ao efeito ocasionado pela trama tectônica em um dado agregado (Brocher e Christensen 1990).

As crostas média e inferior são mineralogi-

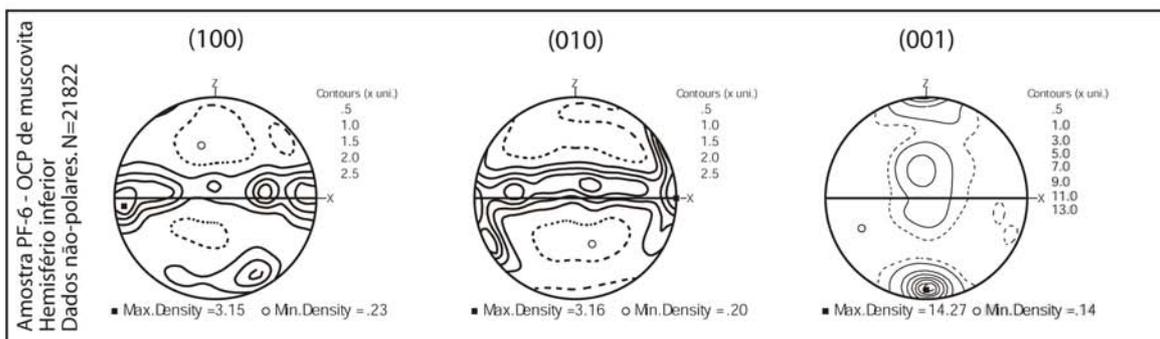
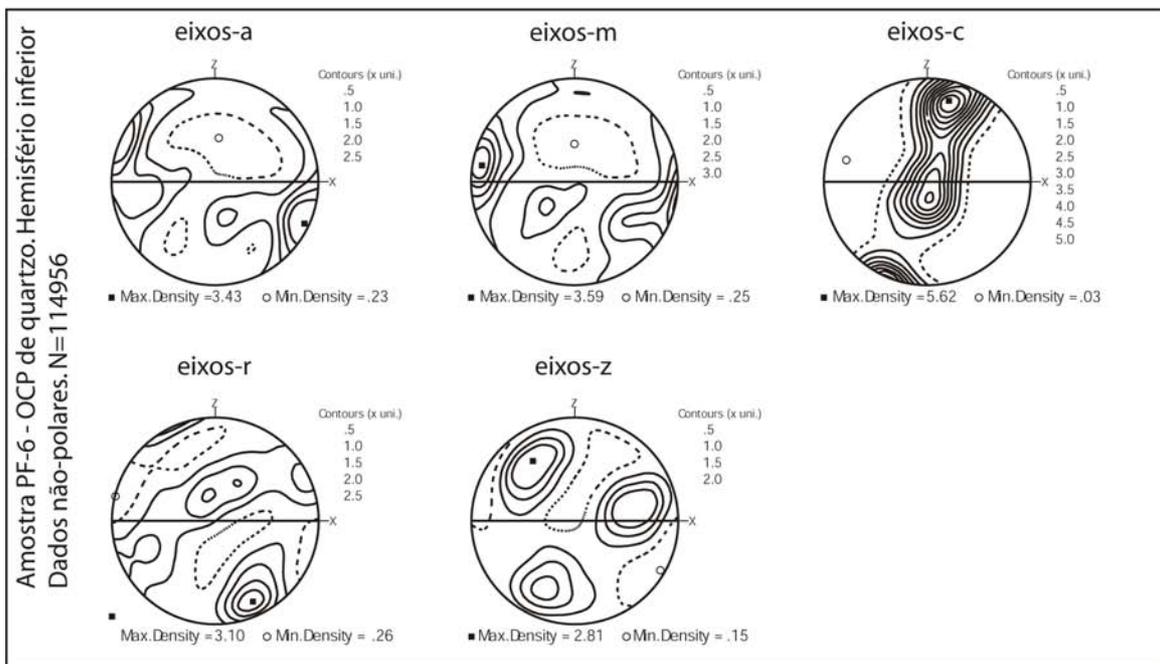
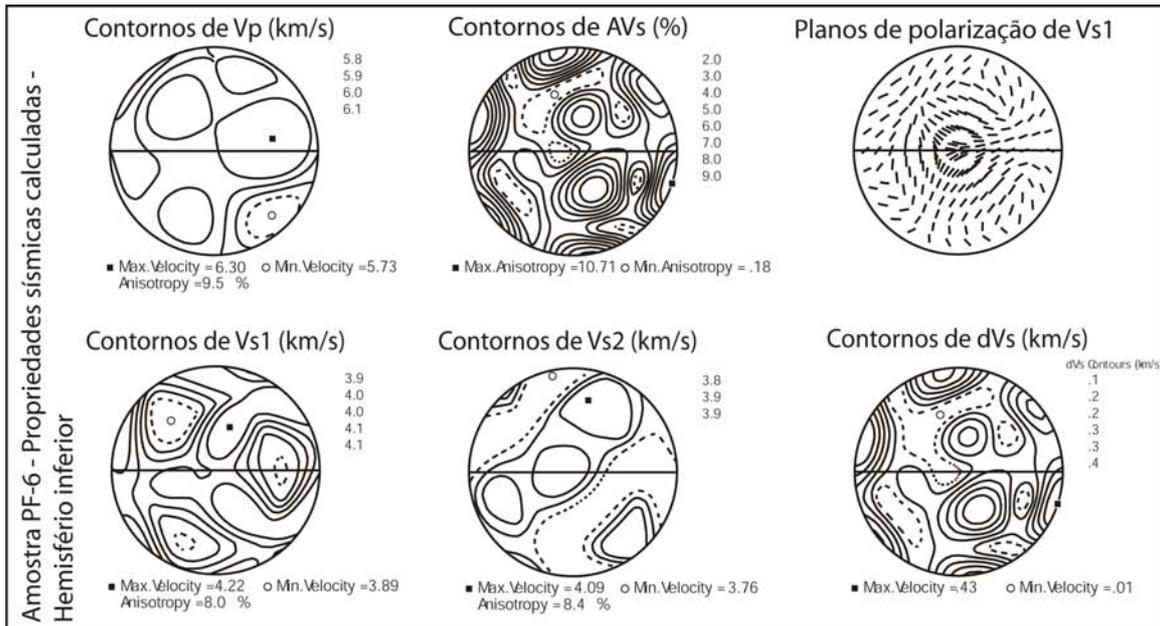


Figura 5 - Distribuição tridimensional das propriedades sísmicas e figuras de pólo com as distribuições preferenciais de quartzo e muscovita da amostra PF-6. Vp, Vs1 e Vs2 referem-se, respectivamente, as velocidades das ondas compressoriais e de cisalhamento rápida e lenta, enquanto AVs e dVs referem-se a anisotropia geral e a diferença absoluta entre essas duas ondas de cisalhamento ortogonais. Observa-se uma fraca concentração de eixos (001) próximos do eixo Y do sistema de referência, com eixos (100) e (010) alinhados perfeitamente com o plano de foliação do sistema de referência. N=número de orientações cristalográficas obtidas em cada mineral.

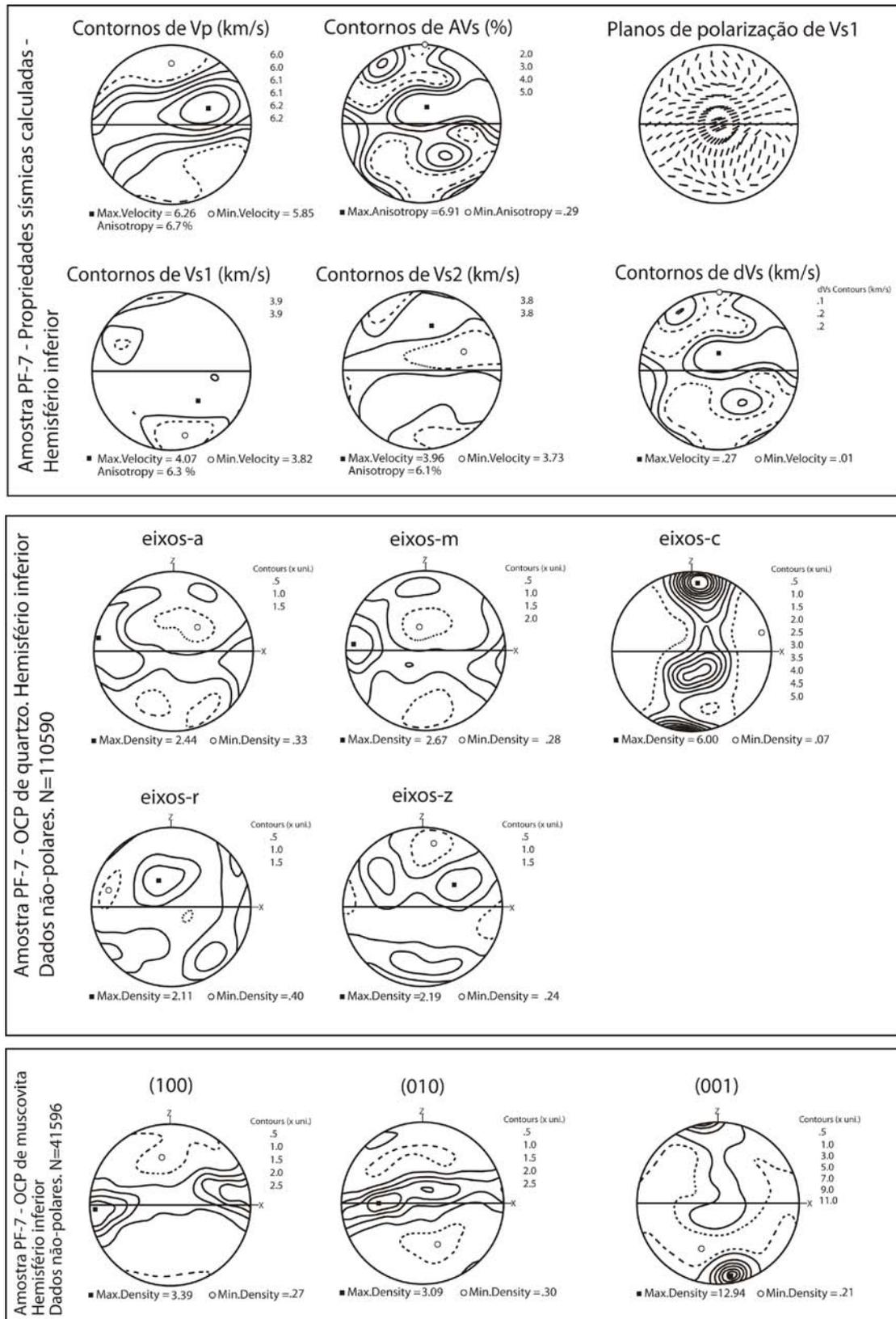


Figura 6 - Distribuição tridimensional das propriedades sísmicas e figuras de pólo com as distribuições preferenciais de quartzo e muscovita da amostra PF-7. Vp, Vs1 e Vs2 referem-se, respectivamente, as velocidades das ondas compressoriais e de cisalhamento rápida e lenta, enquanto AVs e dVs referem-se a anisotropia geral e a diferença absoluta entre essas duas ondas de cisalhamento ortogonais. Nessa amostra, a concentração de eixos (001) próximos do eixo Y do sistema de referência é a mais fraca das 5 amostras estudadas, com eixos (100) e (010) alinhados levemente oblíquos com o plano de foliação do sistema de referência. Note como os contornos de Vp, Vs2, AVs e dVs desenvolvem-se paralelamente à guirlanda desses dois últimos eixos. N=número de orientações cristalográficas obtidas em cada mineral.

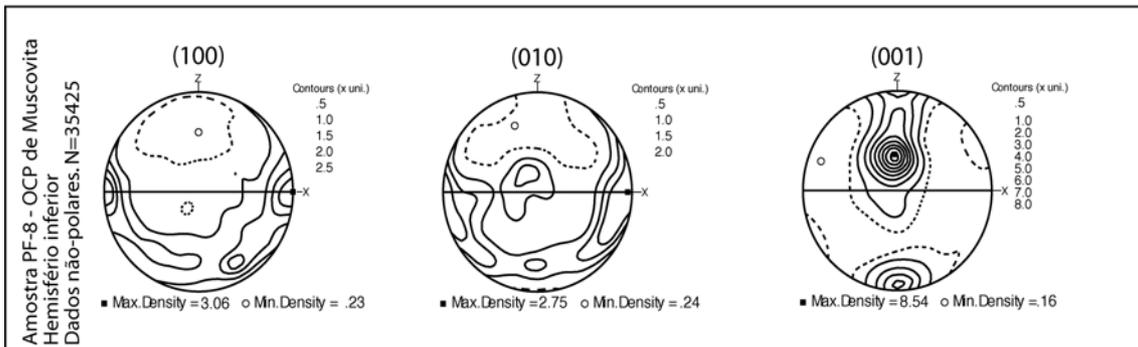
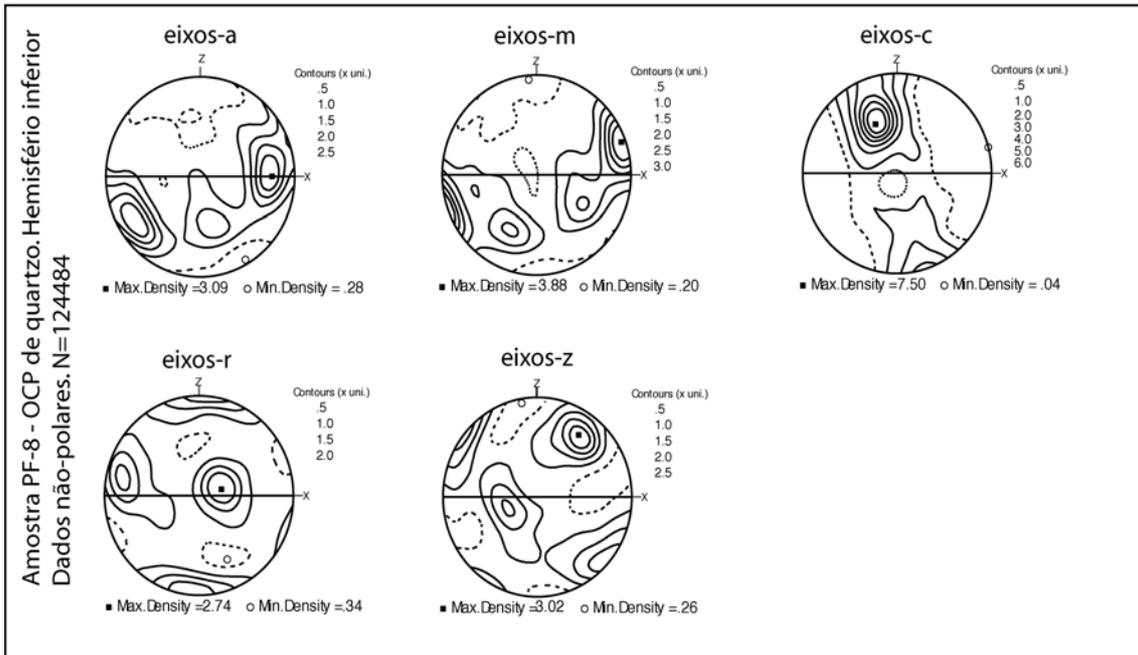
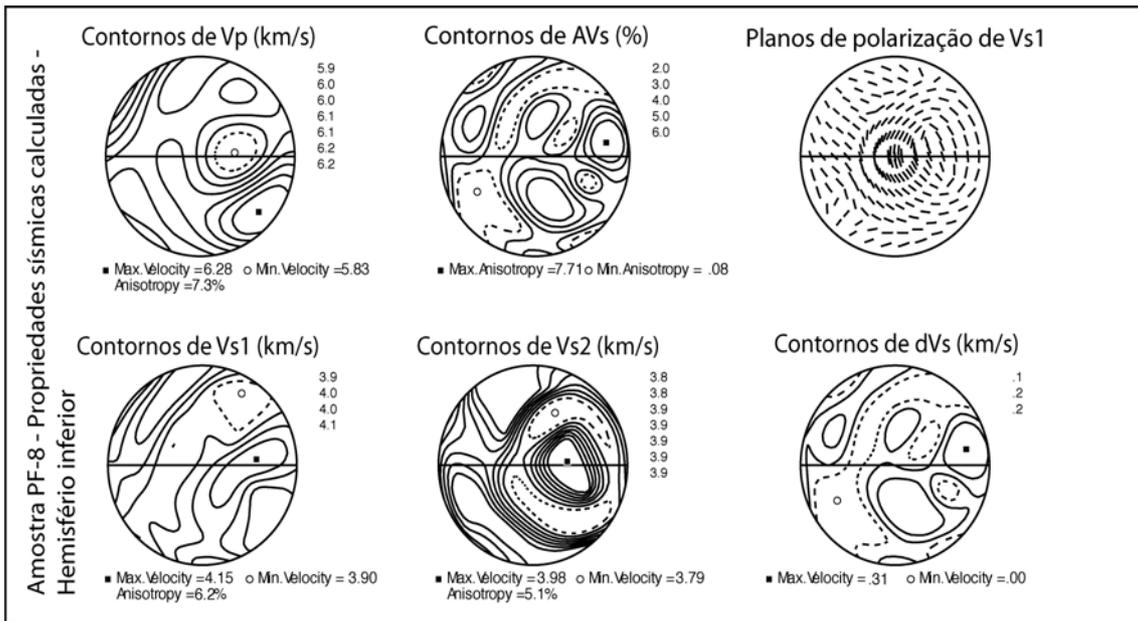


Figura 7 - Distribuição tridimensional das propriedades sísmicas e figuras de pólo com as distribuições preferenciais de quartzo e muscovita da amostra PF-8. Vp, Vs1 e Vs2 referem-se, respectivamente, as velocidades das ondas compressoriais e de cisalhamento rápida e lenta, enquanto AVs e dVs referem-se a anisotropia geral e a diferença absoluta entre essas duas ondas de cisalhamento ortogonais. Nota-se uma forte concentração de eixos (001) de muscovita próximos de Y do sistema de referência, o que interfere na determinação das propriedades sísmicas e de suas distribuições espaciais. N=número de orientações cristalográficas obtidas em cada mineral.

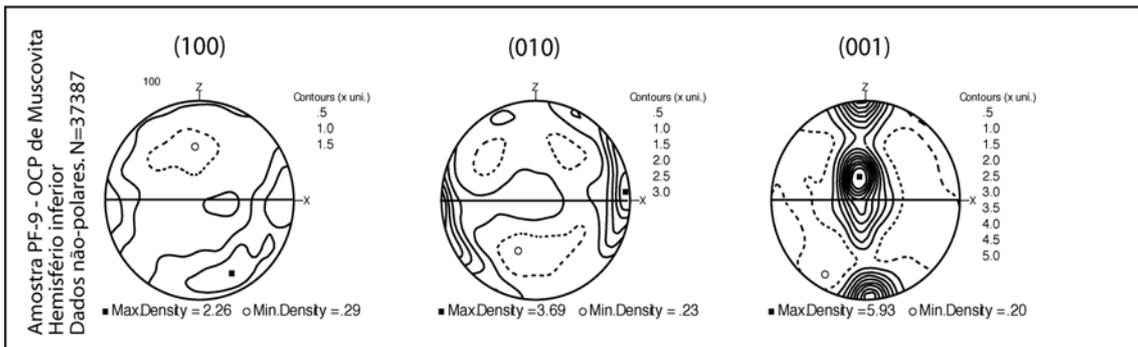
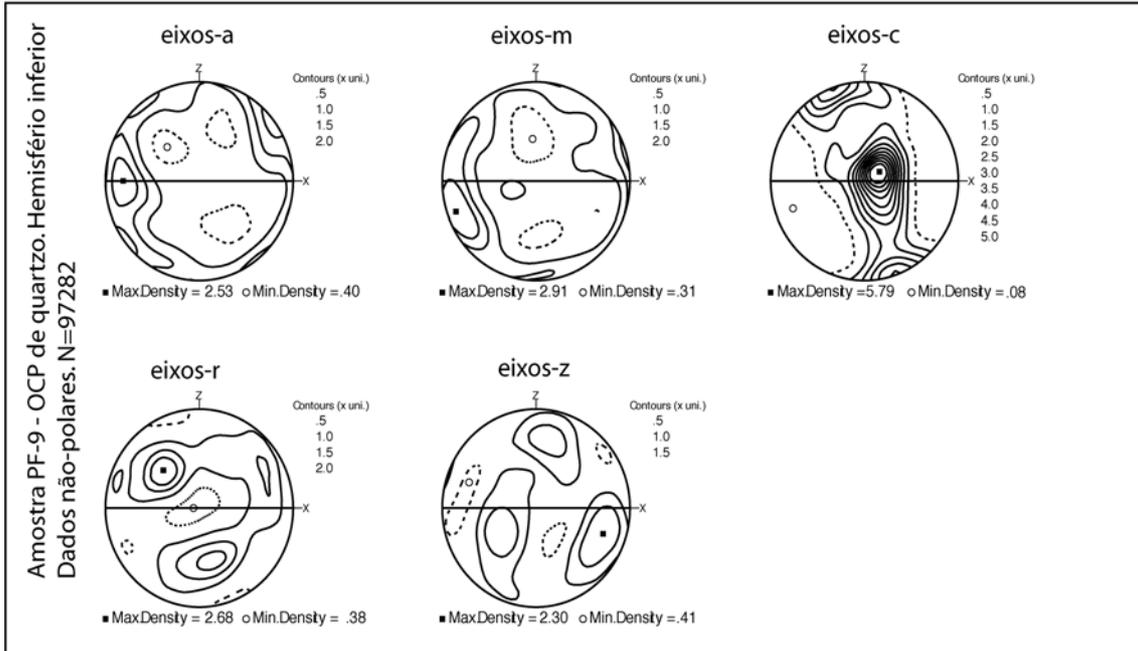
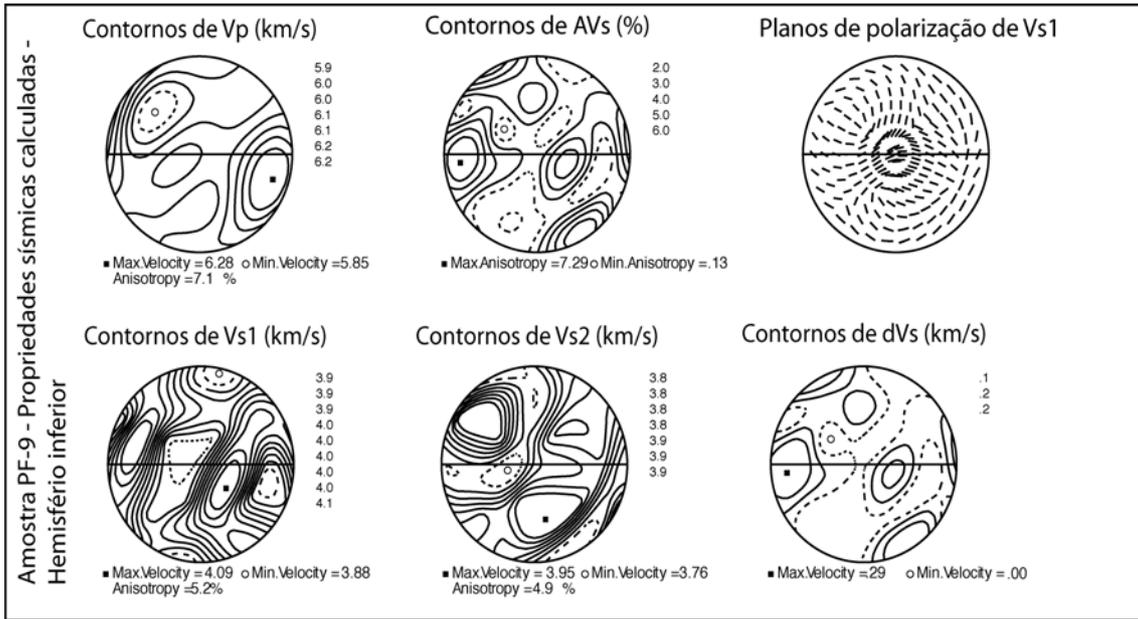


Figura 8 - Distribuição tridimensional das propriedades sísmicas e figuras de pólo com as distribuições preferenciais de quartzo e muscovita da amostra PF-9. Vp, Vs1 e Vs2 referem-se, respectivamente, as velocidades das ondas compressoriais e de cisalhamento rápida e lenta, enquanto AVs e dVs referem-se a anisotropia geral e a diferença absoluta entre essas duas ondas de cisalhamento ortogonais. Nessa amostra, observa-se duas concentrações fortes de eixos (001), uma paralelamente ao eixo Z de referência, e uma próxima de Y. A distribuição dos eixos (100) e (010) também é bastante contrastante com as outras amostras analisadas, o que resulta em mudanças importantes na distribuição espacial dos máximos e mínimos das velocidades e suas anisotropias. N=número de orientações cristalográficas obtidas em cada mineral. Detalhes no texto.

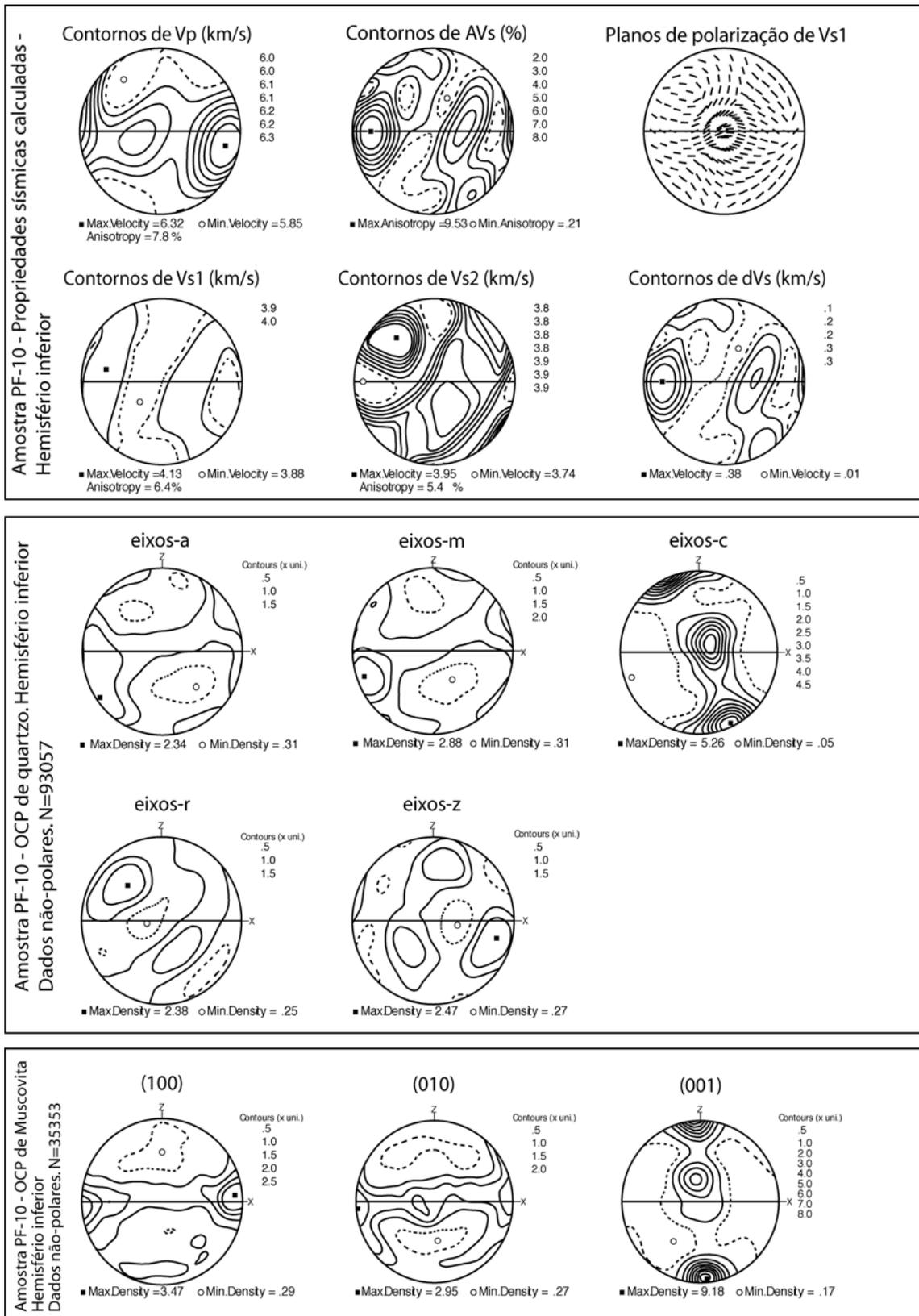


Figura 9 - Distribuição tridimensional das propriedades sísmicas e figuras de pólo com as distribuições preferenciais de quartzo e muscovita da amostra PF-10. Vp, Vs1 e Vs2 referem-se, respectivamente, as velocidades das ondas compressoriais e de cisalhamento rápida e lenta, enquanto AVs e dVs referem-se a anisotropia geral e a diferença absoluta entre essas duas ondas de cisalhamento ortogonais. Nessa amostra a concentração de (001) próximo ao eixo Y de referência é menor, enquanto (100) e (010) formam uma guirlanda paralela ao plano XY de referência. Essa forte concentração permite que os contornos de máxima velocidade de ondas P também formem uma guirlanda paralela a guirlanda desses dois eixos. N=número de orientações cristalográficas obtidas em cada mineral. Detalhes no texto.

camente e estruturalmente complexas, devido à (i) grande quantidade de minerais de baixa simetria cristalográfica; (ii) ocorrência de transformações metamórficas e metassomáticas que ocasionam mudanças importantes nas propriedades físicas nas rochas; e (iii) presença de variados tipos de estruturas e geometrias, que registram diretamente as variações das propriedades reológicas nesses dois ambientes (Carter & Tsenn 1987). A mudança na mineralogia de uma rocha pode ocasionar dois efeitos principais na propagação de ondas sísmicas, que são: (i) a mudança na densidade do agregado policristalino e (ii) transformações de minerais sísmicamente menos anisotrópicos para mais anisotrópicos (*e.g.* feldspato – muscovita em zonas de cisalhamento afetando granitóides com percolação de fluidos – Imber *et al.* 1997; Jefferies *et al.* 2006). Isso terá uma forte influência nas velocidades de propagação das ondas P e S, bem como em suas anisotropias e direções de propagação. Assim, é de se esperar importantes diferenças entre as propriedades sísmicas dentro de uma zona de cisalhamento com intercalações de quartzo milonitos e filonitos e encaixantes pouco deformadas (*e.g.* Lloyd & Kendall 2005). Comportamento semelhante pode também ser esperado em intercalações entre xistos e quartzitos deformados ductilmente e, dessa maneira, os resultados e interpretações, aqui apresentados, podem ser utilizados em estudos geofísicos, em ambas as situações.

Comparação entre as propriedades sísmicas anisotrópicas dos monocristais e dos agregados policristalinos

As diferenças entre as propriedades sísmicas anisotrópicas dos monocristais em relação às propriedades calculadas para as cinco amostras estudadas são significativas e estão indicadas nas figuras de distribuição das velocidades. Em primeiro lugar, as propriedades de simetria cristalina que aparecem na distribuição das propriedades sísmicas dos monocristais desaparecem no agregado policristalino (compare a figura 3 com as figuras 6, 7, 8 e 9). Exceção deve ser feita para amostra PF-6, que aparentemente ainda mostra resquícios da simetria trigonal do quartzo, devido a forte orientação cristalográfica que o mesmo apresenta, e devido a pouca proporção modal de muscovita nessa amostra. Além disso, as velocidades e anisotropias nos muscovita-quartzo milonitos são bem menores daquelas apresentadas pelos monocristais (Mainprice *et al.* 1990;

Burlini *et al.* 1993; Mainprice *et al.* 2000; Lloyd & Kendall 2005). Por exemplo, a $V_{p\text{máx}}$ é de 7,03 km/s no monocristal de quartzo e de 8,14 km/s no de muscovita, enquanto no agregado policristalino é de 6,32 km/s. Isso fornece uma diferença mínima na ordem de 11% e 25% em relação às máximas velocidades de propagação no monocristal de quartzo e muscovita, respectivamente. No caso dessas ondas, a anisotropia é de aproximadamente 28% no monocristal de quartzo e quase 48% no de muscovita, enquanto no agregado policristalino a maior anisotropia para essas ondas é de 9,5%. O mesmo ocorre para V_{s1} e V_{s2} , onde nos monocristais a anisotropia das V_{s1} resultante é respectivamente de 31% e 68 % para o quartzo e muscovita, e 35% e 39% para V_{s2} , também nos monocristais de quartzo e muscovita. Já nos agregados, a anisotropia é bem menor e possui valores próximos de 8%, tanto para V_{s1} quanto para V_{s2} .

As diferenças observadas entre as propriedades dos monocristais e do agregado policristalino resultam do desenvolvimento de orientações cristalográficas preferenciais durante o processo de milonitização. Esse processo tem o efeito de deslocar e/ou dispersar a distribuição das velocidades e anisotropias observadas nos monocristais, além de diminuir consideravelmente suas magnitudes. Esse efeito resulta da distribuição de orientações médias no agregado policristalino (Mainprice *et al.* 2000; Lloyd & Kendall, 2005). Se todos os cristais de quartzo de um agregado policristalino possuísem orientações idênticas, então a distribuição das velocidades de propagação das ondas sísmicas desse agregado continuaria a refletir as mesmas propriedades do monocristal, incluindo as magnitudes das velocidades de propagação. Contudo, o cálculo das propriedades sísmicas dos agregados policristalinos leva em consideração essa média volumétrica da distribuição preferencial das formas cristalográficas do quartzo, onde para cada medida é feita a relação entre a orientação da cristalográfica com a constante elástica do monocristal. Se para cada orientação cristalográfica a propriedade do monocristal está em uma posição diferente, então a dispersão das propriedades sísmicas no agregado é resultado da média dessas orientações. Assim, por mais forte que fosse essa orientação, o exato paralelismo entre as formas cristalinas dos diversos grãos que compõe um agregado é virtualmente impossível de ocorrer. Conseqüentemente, isso provoca uma diminuição progressiva das magnitudes dessas propriedades, à medida que as relações de paralelismo entre os

cristais do agregado ficam mais distantes.

Relações entre propriedades sísmicas anisotrópicas e estruturas macroscópicas (foliações e lineações)

A comparação entre as figuras de pólo das orientações cristalográficas com figuras de distribuição das propriedades sísmicas dentro de um mesmo sistema de referência permite estabelecer quais formas cristalográficas podem ser relacionadas com as velocidades e anisotropias sísmicas. Além disso, como a orientação preferencial de muitas das formas cristalográficas pode ser diretamente correlacionada com as estruturas mesoscópicas do sistema de referência, então indiretamente é possível inferir como as propriedades sísmicas dentro desses agregados são correlacionadas à essas estruturas.

Devido a presença de muscovita nesses agregados, as relações entre velocidades/anisotropias e as principais estruturas mesoscópicas não são tão claras quanto as apresentadas por Lloyd & Kendall (2005) para um quartzo milonito “puro”. No geral, as $V_{p_{máx}}$ ocorrem ao longo do plano de foliação do sistema de referência, entre X e Y ou subparalelas a X (paralelamente à lineação). As $V_{p_{mín}}$ podem ser perpendiculares ao plano XY de referência, enquanto as $V_{s1_{máx}}$ e $V_{s2_{mín}}$ também se distribuem ao longo do plano de foliação. As $V_{s2_{máx}}$ estão posicionados em posições intermediárias entre o plano de foliação e seu pólo, enquanto a anisotropia máxima das ondas S ($AV_{s_{máx}}$ e $dV_{s_{máx}}$) são encontradas dispersas ao longo do plano de foliação do sistema de referência (Figs. 5, 6, 7, 8 e 9).

O cálculo das propriedades sísmicas anisotrópicas de um agregado depende das orientações cristalográficas dos minerais presentes na rocha e suas respectivas constantes elásticas. Assim, é necessária a análise de três fatores principais, que são: (i) a variação modal entre quartzo e muscovita nesses agregados; (ii) como as formas cristalográficas se distribuem dentro dos agregados e, (iii) qual o efeito de variações dessa distribuição no cálculo das propriedades sísmicas (Burlini *et al.* 1998; Mainprice *et al.* 2000; Bascou *et al.* 2001; Bascou 2002).

Nas cinco amostras estudadas existe uma variação modal relativamente importante no conteúdo de muscovita dessas rochas. Em princípio, quanto maior o teor de muscovita, maior será sua influência nas velocidades, anisotropias e direções de propagação das ondas sísmicas. Nas amostras analisadas, isso parece ser verdadeiro principalmente

para a anisotropia das ondas S, pois os valores máximos de AVs e dVs são paralelos ao plano de foliação das amostras que possuem maior porcentagem modal de muscovita. Nas demais, a variação modal parece não ter um efeito significativo nas velocidades de propagação.

O efeito insignificativo da variação modal entre quartzo e muscovita nas propriedades sísmicas dos agregados estudados é bem visível entre as amostras PF-6 e PF-7, nos diagramas de distribuição das velocidades de ondas P e de cisalhamento lenta. No primeiro caso, a $V_{p_{máx}}$ na PF-6 é paralela ao pólo de $V_{p_{máx}}$ da amostra PF-7, que possui uma porcentagem de muscovita quase 13 % maior. Além disso, esses dois pólos estão relativamente próximos aos pólos de $V_{p_{máx}}$ das amostras PF-9 e PF-10, que também possuem uma alta quantidade modal desse mineral. O mesmo ocorre com pólos das $V_{s2_{máx}}$ nas amostras PF-6 e PF-7, que são subparalelos entre si e são plotados em uma posição intermediária entre a foliação e seu pólo. Isso mostra que amostras com composições modais distintas de muscovita podem resultar numa mesma direção de propagação para as ondas P e ondas S lentas. Nas amostras PF-7, PF-8 e PF-9, que também possuem volumes modais de muscovita contrastantes, as $V_{s1_{mín}}$ são orientadas perpendicularmente ao plano de foliação do sistema de referência. Isso sugere que os volumes modais de muscovita observados nas cinco amostras não controlam significativamente as direções de propagação dessas ondas. Assim, se o controle da distribuição das velocidades sísmicas e anisotropias independe da quantidade modal dos minerais, ao menos nas proporções observadas nas amostras estudadas (± 30 %), implica que seu controle dado pela geometria da distribuição das OCPs de quartzo.

Nas amostras onde a trama de muscovita é subparalela ao plano de foliação de referência, as $V_{p_{máx}}$ são paralelas a este plano, sendo que em alguns casos os contornos de máxima velocidade seguem aproximadamente a guirlanda de distribuição dos pólos de (100) e (010) da muscovita (Figs. 5, 6 e 9). As orientações desse máximo fora desse padrão (Figs. 7 e 8) podem ser explicadas pela forte presença de uma segunda orientação preferencial oblíqua ao plano XY, que fazem com que esse máximo ocorra em posições intermediárias. O mesmo é válido para $V_{s2_{mín}}$ nas amostras coletadas no flanco, com alta porcentagem de muscovita orientadas paralelamente a XY.

Contudo, as $V_{s1_{máx}}$, $V_{s1_{mín}}$, $V_{p_{mín}}$ e $V_{s2_{máx}}$ não podem ser explicadas simplesmente pelo alto teor de muscovita no sistema ou mesmo pela forma

da distribuição das formas cristalográficas desse mineral no agregado. Dessa maneira, é possível sugerir que essas velocidades são controladas basicamente pela orientação preferencial dos cristais de quartzo e, nessas proporções modais de muscovita (16-28%), o controle exercido por esse mineral não é tão importante, mesmo sendo um mineral sismicamente mais anisotrópico que o quartzo.

O efeito de dobras nas distribuições das propriedades sísmicas nos muscovita-quartzo milonitos

O cálculo das propriedades sísmicas de um agregado é dependente das distribuições das orientações cristalográficas dos diferentes minerais em suas proporções modais no interior do agregado. Se essas distribuições cristalográficas podem ser modificadas pelo efeito de dobras, então em princípio as direções

de máxima e mínima propagação das velocidades sísmicas também sofrerão o efeito dessas estruturas. Por exemplo, no caso hipotético de uma rocha rica em filossilicatos orientados preferencialmente paralelamente à foliação da rocha, as ondas P se propagariam mais rapidamente paralelamente aos planos basais (001) desse mineral. Se essa orientação dos filossilicatos dá origem à foliação, a mudança progressiva na atitude da foliação do flanco em direção a charneira de uma dobra teoricamente deve provocar uma mudança progressiva na direção de máxima propagação dessas ondas.

O cálculo das propriedades sísmicas das cinco amostras mostra que, em princípio, apenas as ondas P mostram um comportamento sistemático de variação em relação aos diferentes domínios da dobra amostrada. Nas amostras do flanco normal, os máximos de Vp são subparalelos entre si e orientam-

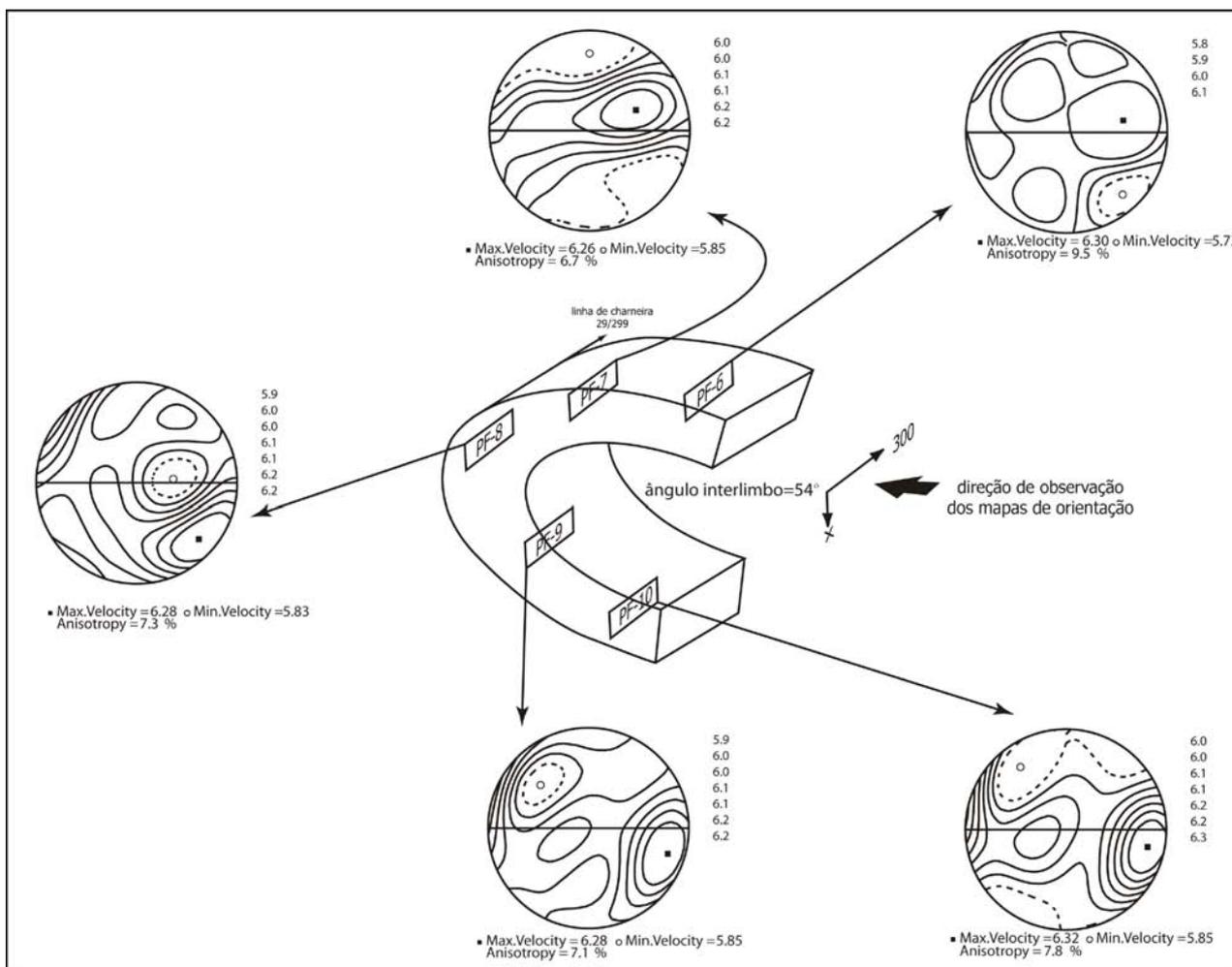


Figura 10 - Figuras de pólo mostrando as distribuições tridimensionais das velocidades das ondas P em torno da dobra onde foram coletadas as amostras. Nota-se que os pólos de máxima velocidade de propagação são subparalelos entre si nas amostras do flanco superior e inferior da dobra, o que não ocorre na amostra da charneira. Essa variação poderia ser explicada pela presença da trama secundária de muscovita cujos pólos de (001) são próximos de Y, que é forte nessa amostra. Contudo, essa mesma OCP também é forte na amostra PF-9, e mesmo assim o pólo de máxima velocidade de propagação é paralelo ao da amostra PF-10. Assim, é provável que essa variação direcional resulte da variação da atitude da foliação em torno da dobra.

se ao longo do plano da foliação, numa posição intermediária entre X e Y do sistema de referência no hemisfério ENE da figura de pólo (Fig. 10). No flanco inverso, esses pólos também são subparalelos entre si e sunparalelos à foliação, mas distribuem-se no quadrante ESE. Em ambos os casos, os pólos de $V_{p_{máx.}}$ estão próximos à linha que marca o plano XY de referência, bem como do círculo primitivo da rede. Por outro lado, a $V_{p_{máx.}}$ na amostra da charneira é fortemente oblíqua, tanto aos máximos das amostras do flanco normal, quanto inverso. Isso poderia resultar da interferência ocasionada pela trama secundária de muscovita presente nessa amostra. Contudo, a figura de pólos de (001) da amostra PF-9 (Fig. 8), que possui uma porcentagem modal relativamente alta de muscovita, mostra também uma forte concentração desses eixos mais próximos a Y e, mesmo assim a $V_{p_{máx.}}$ ocorre mais próxima ao plano XY. Isso não significa que as orientações cristalográficas desses minerais não desempenhem papel algum na determinação das direções desses máximos de propagação, ou que esse efeito resulte apenas da variação da atitude da foliação em torno da dobra. Contudo, nesse caso, a variação da orientação da $V_{p_{máx.}}$ parece resultar da soma da OCP de quartzo e muscovita, juntamente com o efeito ocasionado pela dobra, que ocasiona uma mudança na direção de propagação devido a variação da atitude da foliação ao longo da dobra.

Consequentemente, não é possível fazer as mesmas correlações para $AV_{S_{máx.}}$, $AV_{S_{min.}}$, $V_{S1_{máx.}}$, $V_{S1_{min.}}$ e $V_{p_{min.}}$, em função da vista a complexidade que a trama secundária de muscovita têm nas direções de propagação dessas velocidades.

CONCLUSÕES

Os muscovita-quartzo milonitos da região de Saas Fee apresentam uma anisotropia relativamente alta tanto em relação às ondas compressoriais quanto cisalhantes. Para as ondas P, essa anisotropia gira em torno de 7 e 9%, enquanto que para as ondas S, essa anisotropia atinge valores de 11%. Os mínimos e máximos de propagação dessas ondas são fortemente controlados pela trama cristalográfica de quartzo. Contudo, apesar de ocorrer em proporções modais relativamente pequenas, a muscovita possui um efeito considerável no controle direcional dessas propriedades, principalmente por se tratar de um mineral fortemente anisotrópico para a propagação de ondas sísmicas.

O conjunto de dados apresentados indica que o desenvolvimento de orientações cristalográficas em muscovita-quartzo milonitos provoca de anisotropia das propriedades sísmicas desses agregados. Também pode-se concluir que a determinação das velocidades e direções de propagação de ondas P e S, bem como suas anisotropias, pode ser estabelecida a partir das orientações preferenciais de quartzo e muscovita, suas constantes elásticas, densidades e das proporções modais de cada uma dessas fases no interior dos agregados.

O desenvolvimento de orientações cristalográficas preferenciais nos muscovita-quartzo milonitos tem o efeito de dispersar as direções de propagação das propriedades sísmicas determinadas a partir das constantes elásticas dos monocristais de quartzo e muscovita. Além disso, o desenvolvimento dessas orientações preferenciais nos agregados ocasiona um efeito de atenuação das magnitudes das velocidades e anisotropias desses monocristais. Os coeficientes de Poisson para cada uma das 5 amostras resultaram em baixos valores, em função da alta presença de quartzo. Contudo, sua utilização é impossível em rochas cujas variações modais entre quartzo e muscovita sejam menores que 1%.

É também possível que a presença de dobras na crosta média e inferior ocasione mudanças direcionais nos máximos e mínimos de propagação das ondas sísmicas, principalmente das ondas P (e possivelmente S_2). Contudo, serão necessários estudos de maior detalhe para testar essas hipóteses e verificar sua validade.

Agradecimentos - Os autores são gratos aos Drs. Geoffrey E. Lloyd e Dr. Martin Casey (*School of Earth and Environment, University of Leeds, UK*) pelo apoio recebido durante a confecção do presente artigo, ao Dr. F. H. R. Bezerra e ao revisor anônimo, cujas críticas e sugestões foram de grande valia para o presente trabalho. L.F.G.M. agradece ao CNPq (processos 140740/2002-3 e 151648/2006-9) e CAPES (BEX0092/03-7).

REFERÊNCIAS

- Anderson, D.L. 1989. **Theory of the Earth**. Blackwell Science. 384 p.
- Barruol, G.; Mainprice, D. 1993. A quantitative evaluation of the contribution of crustal rocks to the shear-wave splitting of teleseismic SKS waves. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, **78**: 281-300.
- Barruol, G.; Kern, H. 1996. P and S wave velocities and shear wave splitting in the lower crust/upper mantle transition (Ivrea zone): experimental and calculated data. **Physics of Earth and Planetary Interiors**, **95**: 175-194.
- Bascou, J.; Barruol, G.; Vauchez, A.; Mainprice, D.; Egydio-Silva, M. 2001. EBSD-measured lattice-preferred orientations and seismic

- properties of eclogites. **Tectonophysics**, **342**: 61-8
- Bascou, J.F.L. 2002. **Relações entre microestruturas, mecanismos de deformação e propriedades físicas anisotrópicas em rochas de alto grau de metamorfismo: estudo em alguns eclogitos e granulitos**. Tese de Doutorado, 193 p., Universidade de São Paulo (Brasil)/Université de Montpellier II – ISTEEM (França).
- Brocher, T.M.; Christensen, N.I. 1990. Seismic anisotropy due to preferred orientation observed in shallow crust in southern Alaska. **Geology**, **18**: 737-740.
- Bunge, H.J. (1985) Representation of preferred orientation. In: Wenk H.R. (ed.) **Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analyses**. Academic Press, Orlando, 73-108.
- Burlini, L.; Marquer, D.; Challandes, N.; Mazzola, S.; Zangarini, N. 1998. Seismic properties of highly strained marbles from Splügenpass, central Alps. **Journal of Structural Geology**, **20**(2/3): 277-292.
- Carter, N.L.; Tsenn, C. 1987. Flow properties of continental lithosphere. **Tectonophysics**, **136**: 27-63.
- Crampin, S.; Booth, D.C. 1985. Shear wave polarizations near the North Anatolian Fault II: interpretation in terms of crack induced anisotropy. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, **83**: 75-92.
- Crampin, S. 1987. Geological and industrial implications of extensive-dilatancy anisotropy. **Nature**, **326** (6130): 491-496.
- Crampin, S. 2004. Comment on “Local shear wave observations in João Câmara, NE Brazil” by A.F. Nascimento, R.G. Pearce and M.K. Takeya. **Journal of Geophysical Research**, **109**: B02313, doi: 10.1029/2003JB002681.
- Froitzheim, N. 2001. Origin of the Monte Rosa nappe in the Pennine Alps—A new working hypothesis. **Geological Society of America Bulletin**, **113** (5): 604-614.
- Imber, J.; Holdsworth, R.E.; Butler, C.A.; Lloyd, G.E. 1997. Fault-zone weakness processes along reactivated Outer Hebrides Fault Zone, Scotland. **Journal of the Geological Society of London**, **154**: 105-109.
- Jefferies, S.P.; Holdsworth, R.E.; Wibberley, C.A.J.; Shimamoto, T.; Spiers, C.J.; Niemeijer, A.R.; Lloyd, G.E. 2006. The nature and importance of phyllonite development in crustal scale fault cores: an example from the Median Tectonic Line, Japan. **Journal of Structural Geology**, **28**: 220-235.
- Ji, S.; Salisbury, M.; Hanmer, S. 1993. Petrofabric, P-wave anisotropy and reflectivity of high-grade tectonites. **Tectonophysics**, **222**: 195-226.
- Kendall, J-M. 2000 Seismic anisotropy in the boundary layers of the mantle. In: Karato, S.I.; Forte, A.M.; Liebermann, R.C.; Masters, G.; Stixrude, L. (eds.) **Earth’s Deep Interior: Mineral Physics and Tomography from the Atomic to Global Scale**. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 117: 133-160.
- Khazanehdari, J.; Rutter, E.H.; Casey, M.; Burlini, L. 1998. The role of crystallographic fabric in the generation of seismic anisotropy and reflectivity of high strain zones in calcite rocks. **Journal of Structural Geology**, **20**(2/3): 293-300.
- Lacassin, R. 1987. Kinematics of ductile shearing from outcrop to crustal scale in the Monte Rosa Nappe, Western Alps. **Tectonics**, **6**: 69-88.
- Law, R.D. 1990. Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. In: R.J. Knipe & E.H. Rutter (eds.) **Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics**. The Geological Society of London Special Publication. 335-352
- Liebermann, R.C.; Li, B.; Weidner, D.J. 1998. Elasticity at high pressures and temperatures. In: Hemley, R.J. (ed.) **Ultrahigh-Pressure Mineralogy: physics and chemistry of the Earth’s deep interior**. Reviews in Mineralogy, **37**: 459-492.
- Lloyd, G.E. and Kendall, J-M. 2005. Petrofabric derived seismic properties of a mylonitic quartz simple shear zone: implications for seismic reflection profiling. In: Harvey, P.K., Brewer, T., Pezard, P.A. and Petrov, V.A. (eds.), **Petrophysical Properties of Crystalline Rocks**, Geological Society, London, Special Publication, 240: 75-94.
- Lloyd, G.E., Law, R.D., Mainprice, D., and Wheeler, J. 1992. Microstructural and crystal fabric evolution during shear zone formation. **Journal of Structural Geology** **14**: 1079-1100.
- Mainprice, D. 1990. A FORTRAN program to calculate seismic anisotropy from the lattice preferred orientation of minerals. **Computers & Geosciences**, **16**: 385-393.
- Mainprice, D. 2006. ftp://www.gm.univ-montp2.fr/mainprice//CareWare_Unicef_Programs/. Acessado em 10/01/2006.
- Mainprice, D.; Barruol, G.; Ben Ismail, W. 2000. The seismic anisotropy of the Earth’s mantle: from single crystal to polycrystal. In: Karato, S.I.; Forte, A.M.; Liebermann, R.C.; Masters, G.; Stixrude, L. (eds.) **Earth’s Deep Interior: Mineral Physics and Tomography from the Atomic to Global Scale**. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 117: 237-264.
- Mainprice, D.; Casey, M.; Schmid, S. 1990. The seismic properties of Alpine calcite and quartz mylonites determined from the orientation distribution function. **Mémoire Société Géologique de France**, **156**: 85-95.
- Mainprice, D.; Humbert, M. 1994. Methods of calculating petrophysical properties from lattice preferred orientation data. **Surveys in Geophysics**, **15**: 575-592.
- Mainprice, D.; Lloyd, G.E.; Casey, M. 1993. Individual orientation measurements in quartz polycrystals: advantages and limitations for texture and petrophysical property determinations. **Journal of Structural Geology**, **15**(9/10): 1169-1187.
- Mainprice, D.; Nicolas, A. 1989. Development of shape and lattice preferred orientations: application to the seismic anisotropy of the lower crust. **Journal of Structural Geology**, **11**(1/2): 175-189.
- McSkimin, H.J.; Andreatch, P.; Thurston, R.N. 1965. Elastic moduli of quartz versus hydrostatic pressure at 25 and -195.8°C. **Journal of Applied Physics**, **36**: 1624-1632.
- Montagner, J.-P.; Guillot, L. 2002. Seismic anisotropy and global geodynamics. In: Karato, S-I.; Wenk, H.-R. (eds.) **Plastic Deformation of Minerals and Rocks**. Reviews in Mineralogy, **51**: 353-385.
- Morales, L.F.G. 2006. **Estudo da orientação cristalográfica em dobras, limites de grãos e anisotropia sísmica em muscovita-quartzo milonito**. Tese de Doutorado, 288 p., Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Morales, L.F.G.; Hinrichs, R.; Fernandes, L.A.D. 2007. A técnica de difração de elétrons retro-espalhados (EBSD) em microscópio eletrônico de varredura (MEV) e sua aplicação no estudo de rochas deformadas. **Pesquisas em Geociências (aceito para publicação)**.
- Nascimento, A.F.; Bezerra, F.H.R.; Takeya, M.K. 2004. Ductile precambrian fabric control of seismic anisotropy in the Açú dam area, northeastern Brazil. **Journal of Geophysical Research**, **109**: B10311, doi:10.1029/2004JB003120.
- Nye, J.F. 1957. **Physical properties of crystals: their representation by tensors and matrices**. Clarendon Press, Oxford. 332 pp.
- Passchier, C.W.; Myers, J.S.; Kröner, A. 1990. **Field Geology of High-Grade Gneiss Terrains**. Springer-Verlag, Berlin. 112 p.
- Pera, E.; Mainprice, D.; Burlini, L. 2003. Anisotropic seismic properties of the upper mantle beneath the Torre Alfina area (Northern Apennines, Central Italy). **Tectonophysics**, **370**: 11-30.
- Platt J.P. 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. **Geological Society of America Bulletin**, **97**: 1037-53.
- Prior, D.J.; Boyle, A.P.; Brenker, F.; Cheadle, M.C.; Day, A.; Lopez, G.; Potts, G.J.; Reddy, S.; Spiess, R.; Timms, N.; Trimby, P.; Wheeler, J.; Zetterstrom, L. 1999. The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. **American Mineralogist**, **84**: 1741-1759.
- Ramsay, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. **Journal of Structural Geology**, **2**: 83-101.
- Ramsay, J.G.; Graham, R.H. 1970. Strain variation in shear belts. **Canadian Journal of Earth Sciences**, **7**: 786-813.
- Ring U.; Merle O. 1992. Forethrusting, backthrusting, and lateral gravitational escape in the northern part of the Western Alps (Monte Rosa region). **Geological Society of America Bulletin**, **104**: 901-914.
- Siegesmund, S.; Kern, H. 1990. Velocity anisotropy and shear wave splitting in rocks from the mylonite belt along the Insubric line (Ivrea zone, Italy). **Earth and Planetary Science Letters**, **99**: 29-47.
- Schmid, S.M.; Fügenschuh, B.; Kissling, E.; Schuster, R. 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. **Eclogae Geologicae Helveticae**, **97**(1): 93-117.

- Stampfli, G.M.; Mosar, J.; Marquer, D.; Mar-Chant, R. 1998. Subduction and obduction process in the Swiss Alps. **Tectonophysics**, **296**: 159-204.
- Vaucher, A.; Nicolas, A. 1991. Mountain building: strike-parallel motion and mantle anisotropy. **Tectonophysics**, **205**: 183-201.
- Vaucher, A.; Tommasi, A. 2003. Wrench faults down to the asthenosphere: geological and geophysical evidence and thermo-mechanical effects. In: Storti, F.; Holdsworth, R.E.; Salvini, F. (eds.). **Intraplate Strike-slip Deformation Belts**. Geological Society Publication, London, 210: 15-34.
- Vaughan, M.T.; Guggenheim, S. 1986. Elasticity of muscovite and its relationship to crystal structure. **Journal of Geophysical Research**, **91**: 4657-4664.