UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ZONA DE CISALHAMENTO DE ALTA
TEMPERATURA-O LINEAMENTO DE ALÉM
PARAÍBA (RJ)**

Petrotrama de Plagioclásios-Anisotropia Sísmica-Reologia da
Litosfera Continental

MARCOS EGYDIO DA SILVA

Tese apresentada ao concurso para
obtenção do Título de Livre-Docente
junto ao Departamento de Geologia
Geral do Instituto de Geociências
da Universidade de São Paulo,
Área de Conhecimento: Geologia Estrutural

SÃO PAULO
1996

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ZONA DE CISALHAMENTO DE ALTA
TEMPERATURA-O LINEAMENTO DE ALÉM
PARAÍBA (RJ)**

Petrotrama de Plagioclásios-Anisotropia Sísmica-Reologia da
Litosfera Continental

MARCOS EGYDIO DA SILVA

Tese apresentada ao concurso para
obtenção do Título de Livre-Docente
junto ao Departamento de Geologia
Geral do Instituto de Geociências
da Universidade de São Paulo,
Área de Conhecimento: Geologia Estrutural

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004881

SÃO PAULO
1996

**Dedico esta tese, com todo o meu amor, `a Beatriz
e aos nossos queridos filhos, Syllas, Paulo de Tarso, Tarsila e Caio Cesar.**

ÍNDICE

Índice das Figuras.....	a
Índice das Fotografias.....	o
Índice das Tabelas.....	p

INTRODUÇÃO.....i

a) Tema do trabalho e Problemas abordados.....	ii
b) Objetivos.....	v
c) Métodos utilizados.....	vi
d) Agradecimentos.....	vii

I INTRODUÇÃO AOS CONCEITOS E MÉTODOS DA ANÁLISE CINEMÁTICA - UMA REVISÃO.....1

1.1 Introdução.....	2
1.2 Os conceitos fundamentais da análise cinemática.....	2
1.3 O cisalhamento simples - mecanismo dos grandes movimentos tectônicos.....	3
1.4 Transpressão e Transtensão.....	9
1.5 Os tipos de rochas associadas às zonas de movimento.....	13
1.5.1 A série cataclasito: As rochas sem coesão primária.....	15
1.5.2 A série cataclasito: As rochas com coesão primária e sem estrutura de fluxo....	16
1.5.3 Série dos milonitos: As rochas com coesão primária e com estrutura de fluxo..	17
1.6 Indicadores Cinemáticos em zonas de cisalhamento dúctil.....	19
1.6.1 Os indicadores associados à rotação de elementos estruturais e ao registro da deformação incremental.....	20
1.6.1.1 As inclusões helicíticas em porfiroclastos.....	20
1.6.1.2 Fraturamento antitético induzido pela rotação de porfiroblastos/clastos e estrutura do tipo " V- pull-apart".....	21
1.6.1.3 Rotação de corpos boudinados e de cristais seccionados.....	22
1.6.1.4 Estrutura de enrolamento " Rolling structures".....	24
1.6.2 Indicadores associados às estruturas planares devido à deformação não coaxial.....	26

1.6.2.1 Estruturas geradas em caudas de recristalização de porfiroclastos.....	26
1.6.2.2 A trama planar S - C.....	30
1.6.2.3 As bandas ou superfícies de cisalhamento.....	32
1.6.2.4 Os "Mica Fishes"	33
1.6.3 Os indicadores cinemáticos compostos.....	35
1.6.3.1 Sombras de Pressão Assimétricas.....	35
1.6.3.2 A Orientação Cristalográfica Preferencial.....	39
1.7 Considerações Finais sobre a Análise Cinemática.....	43
II A LITOSFERA CONTINENTAL - REOLOGIA E ESTRUTURA.....	45
2.1 Definições e Histórico.....	45
2.2 Estrutura e Variação Vertical da Litosfera.....	47
2.3 Gradiente Geotérmico.....	50
2.4 Reologia da Litosfera.....	54
III ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL - PETROTRAMA.....	67
3.1 Introdução.....	67
3.2 Medidas das orientações preferenciais da rede cristalográfica (OPR).....	71
3.2.1 Medidas na Platina Universal.....	71
3.2.1.1 Minerais Cúbicos.....	73
3.2.1.2 Minerais Ortorrômnicos.....	74
3.2.1.3 Minerais Trigonais.....	74
3.2.1.4 Minerais Monoclínicos.....	75
3.2.1.5 Minerais Triclínicos: os plagioclásios.....	75
3.2.1.5.1 Determinação dos eixos cristalográficos dos feldspatos plagioclásios.....	78
3.3 A Função de Distribuição de Orientação (ODF).....	82
3.3.1 Definição dos ângulos de Euler.....	86
IV ZONAS DE CISALHAMENTO DE ALTA TEMPERATURA - O LINEAMENTO DE ALÉM PARAÍBA (RJ).....	92

4.1 Introdução Geral.....	92
4.2 O lineamento de Além Paraíba (RJ).....	93
4.2.1 Introdução.....	93
4.2.2 Quadro tectônico regional.....	94
4.2.3 Contexto geológico local.....	99
4.2.3.1 Caracterização das amostras estudadas.....	103
4.2.3.2 Orientação preferencial da rede cristalina - petrotrama do quartzo e plagioclásio.....	105
4.2.3.2.1 OPR do quartzo.....	107
4.2.3.2.2 OPR dos feldspatos plagioclásios.....	114
4.2.3.2.2.1 Aspectos teóricos e metodológicos para a determinação dos esforços tensores a partir da OPR dos plagioclásios e de suas maclas mecânicas.....	115
4.2.3.2.2.2 A cinemática e a determinação dos esforços tensores a partir da OPR do plagioclásios.....	121
4.2.3.2.2.2.1 Tratamento dos dados a partir da Função de Distribuição de Orientação.....	128
V ANISOTROPIA SÍSMICA.....	154
5.1 Introdução.....	154
5.2 Metodologia utilizada para o estudo da anisotropia sísmica.....	156
5.2.1 Bases teóricas.....	156
5.2.1.1 Conceito de heterogeneidade e anisotropia.....	157
5.2.1.2 Defasagem das ondas de cisalhamento e birrefringência.....	157
5.2.1.3 Conceitos sobre elasticidade - Princípios fundamentais - Lei de Hooke.....	159
5.2.1.4 Determinação das velocidades de propagação das ondas elásticas em cristais e agregados - Princípios matemáticos.....	160
5.3 Anisotropia intrínseca de uma rocha.....	162
5.3.1 Anisotropia dos monocristais.....	162
5.3.2 Intensidade da orientação preferencial da rede cristalina.....	163
5.3.3 As orientações das anisotropias em função de diferentes fases mineralógicas.....	164
5.4 Anisotropia sísmica das amostras estudadas.....	167
5.5 Importância da defasagem das ondas S tele-sísmicas.....	178
5.5.1 Introdução.....	178
5.5.2 As ondas S tele-sísmicas e as trajetórias das ondas SKS e SKKS.....	179

5.6 Resultados preliminares de anisotropia das ondas SKS no limite sul do cráton do São Francisco e Faixa de Dobramentos Ribeira.....	180
---	-----

VI CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	188
-------------------------------------	------------

VII REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	192
--	------------

Índice das Figuras

Capítulo 1

Figura 1.1 Distorção de um círculo unitário por cisalhamento simples. A) Estado indeformado e B) Estado Deformado.....3

Figura. 1.2 Deformação por cisalhamento simples de um quadrado (A), resultando em um paralelogramo (B), mostrando o deslocamento do ponto inicial (x,y) para o ponto final x',y') e vetores deslocamento para o cisalhamento simples (C).....4

Figura. 1.3 Deformação de um cubo por cisalhamento simples. Trata-se de uma deformação rotacional devido às diferentes direções de λ_1 e λ_3 em relação aos eixos X,Y,Z do sistema de referência.....5

Figura. 1.4 Deslocamento por cisalhamento simples de uma linha l que faz um ângulo inicial α com os planos de cisalhamento.....6

Figura. 1.5 Deformação progressiva por cisalhamento simples. Os eixos principais da elipse de deformação (XZ ou λ_1, λ_3) mudam de orientação a cada novo incremento de deformação.....7

Figura. 1.6 Variação do ângulo α' com a intensidade de deformação λ7

Figura. 1.7 Relação entre a intensidade do cisalhamento (λ) e o deslocamento relativo, para os casos de um cisalhamento simples homogêneo (A) e heterogêneo (B).....8

Figura. 1.8 Zona de cisalhamento de largura inicial a, a qual evolui sob um regime de transpressão. Em b a deformação corresponde a um cisalhamento simples. Em c uma deformação perpendicular ao cisalhamento mostra uma diminuição da largura da zona de cisalhamento e deslocamento da matéria para cima10

- Figura. 1.9 Cisalhamento em transpressão evidenciando os parâmetros α , α^{-1} e ψ11
- Figura. 1.10 Orientação das estruturas associadas a um cisalhamento em transpressão para diferentes valores de $a-1$. F = dobras, T = falhas inversas, V = fendas, N = falhas normais, R e R' = cisalhamentos de Riedel, C e E = direções locais de compressão e extensão.....12
- Figura. 1.11 Crescimento sin-cinemático de um mineral metamórfico com formação de inclusões helicíticas.....21
- Figura. 1.12 Rotação e fraturamento de porfiróclastos. (A) Fraturamento intracristalino induzido pela rotação (tipo dominó). (B) Fraturamento de um grão resistente (feldspato) em uma matriz dúctil e (C) Fraturamento de uma mica em matriz dúctil.....22
- Figura. 1.13 Esta figura ilustra três situações de deformações e processos cinemáticos distintos onde os produtos finais são os mesmos. (a) deformação coaxial, (b) deformação coaxial + rotacional e (c) deformação puramente rotacional.....23
- Figura 1.14 Ilustração mostrando um cristal “bloqueado” sendo fraturado e rotacionado após o fraturamento.....24
- Figura. 1.15 Características geométricas de uma típica estrutura de enrolamento “rolling structures”.....25
- Figura. 1.16 Assimetrias S e Z das estruturas de enrolamento, as quais permitem determinar o sentido do cisalhamento.....26
- Figura. 1.17 Modelo esquemático da formação de caudas de recristalização assimétricas (augen structures). A cauda é formada de grãos recristalizados do porfiroclasto original.....27
- Figura. 1.18 a) Geometria de um porfiroclasto em uma matriz milonítica para um deslocamento sinistral. Sc é o bandamento, Sf é a foliação e L a lineação de estiramento mineral. b) Elementos da

simetria monoclínica interna e externa ao sistema. c) Seções no porfiroclasto normais a x3 mostrando as possíveis combinações entre as simetrias monoclínica e ortorrômbica, interna e externa ao sistema.....28

Figura. 1.19 Classificação dos sistemas de porfiroclastos de vorticidade sinistral. a) Sistema do tipo σ . b) Deflexão da foliação ao em torno do sistema do tipo σ . c) Tipos de σ_a (equidimensional, elipsoidal, oblongo) e sombras de pressão. d) Tipos em sistemas de milonitos S-C. e) Sistema do tipo δ . f) Deflexão da foliação em torno do sistema do tipo δ . Sc é o bandamento composicional. g) Caudas recristalizadas e dobradas. h) Sistemas σ - δ complexos e “overtuned”.....29

Figura. 1.20 Trama planar S-C resultante do desenvolvimento simultâneo das superfícies de cisalhamento C e das superfícies de xistosidade S.....31

Figura.1.21 Sistema de fraturas/falhas conjugadas de Riedel.....32

Figura. 1.22 A figura ilustra os efeitos da variação na atitude dos planos (001) na microestrutura das micas submetidas a um cisalhamento dextral. Novas “mica fish” são geradas devido às fraturas em um porfiroclasto de mica, onde estão envolvidas fraturas de clivagem (c-d) e microfalhas (e). “Mica fish” encontram-se inclinadas em relação ao cisalhamento, o ângulo de inclinação varia de 0 a 30° (a-b). Combinações dos tipos de microfalhas levam a formação de falhas listricas normais ou inversas (g-h). Os planos (001) podem estar dobrados devido a sua forte inclinação (i-f).....34

Figura. 1.23 “Mica fish” em um milonito onde as superfícies S e C tornam-se paralelas formando estrutura do tipo “stair-step”.....35

Figura. 1.24 Sombras de pressão do tipo pirita mostrando crescimento das fibras controladas pelo deslocamento (A) e pela face (B).....36

Figura. 1.25 Processos distintos para a formação das sombras de pressão, em (A) ocorre a rotação do porfiroclasto (modelo de Simpson e Schmid,1984), em (B) devido ao fluxo laminar em torno do porfiroclasto. (a) Mostra o campo do deslocamento real, (b) o fluxo relativo em torno do porfiroclasto e (c) o campo do deslocamento reduzido supondo fixo o centro do porfiroclasto.....37

Figura. 1.26 Crescimento centrífugo (A) e centrípeto (B) de fibras cristalinas em zonas de pouca deformação no decorrer de uma deformação rotacional.....39

Figura. 1.27 (A) Deformação plástica de um monocristal convenientemente orientado mostrando a direção de deslizamento C. (B) Um agregado indeformado mostrando grãos posicionados em diferentes direções, após a deformação plástica tem-se a orientação preferencial da rede C, diferente da orientação de forma S.....40

Figura. 1.28 Esquema sobre o comportamento plástico intracristalino de um cristal orientado de tal maneira que o deslizamento interno é conforme o cisalhamento externo (a) e cristais onde o cisalhamento interno está em sentido oposto ao imposto pela deformação externa (b).....42

Capítulo 2

Figura. 2.1 Modelo reológico visco-elástico de Maxwell e diagrama deformação x tempo.....47

Figura. 2.2 Bloco diagrama da crosta continental.....49

Figura. 2.3. Geotermas para diferentes ambientes tectônicos: um cráton (a) uma litosfera normal (b) e "rifts" continentais (c) e (d). Cada um dos ambientes estão caracterizados por uma espessura crustal (z_m -profundidade do Moho) e um fluxo de calor em superfície (no alto à direita). As geotermas foram calculadas a partir das condutividades térmicas da Tabela 2.1, para uma produção de calor por unidade de volume em superfície $H_v = 2 \times 10^{-6} \text{ Wm}^{-3}$ e uma escala de comprimento $h_r = 10 \text{ km}$ para as geotermas (a) e (b) ou $h_r = 7,5 \text{ km}$ para as geotermas (c) e (d).....53

Figura.2.4. Gráfico do esforço deviatórico x profundidade para diferentes tipos de falhas (E) empurrão, (T) transcorrente e (N).....55

Figura.2.5. Geotermas para uma litosfera continental fria (F), quente (Q) e oceânica (O). Para uma temperatura de 1500°K , as profundidades são respectivamente: 150, 50 e 75 km.....58

Figura 2.6 Perfil reológico da litosfera continental para um fluxo térmico reduzido e taxa de deformação de 10^{-15} s^{-1} 60

Figura. 2.7. Perfil reológico da litosfera para um fluxo térmico de 50 mW/m^2 e taxa de deformação de 10^{-15} s^{-1} 62

Figura 2.8 Perfil reológico da litosfera para um fluxo térmico de 30 mW/m^2 e taxa de deformação de 10^{-14} s^{-1} 63

Figura 2.9 Perfil reológico da litosfera para um fluxo térmico de 40 mW/m^2 e taxa de deformação de 10^{-15} s^{-1} 64

Capítulo 3

Figura 3.1 Reorientação de um plano de deslizamento intracristalino no decorrer da deformação plástica. Princípio do desenvolvimento das orientações preferenciais.....70

Figura 3.2 Padrões de orientações preferenciais do eixo “c” do quartzo em função do sistema de deslizamento ativado preferencialmente: a) sistema de deslizamento basal; b) sistema basal e romboédrico e c) sistema prismático.....71

Figura.3.3 Platina Universal composta por 5 eixos de rotação utilizada nos estudos das OPRs.....73

Figura 3.4. Cristais de forsterita e faialita mostrando o paralelismo entre os índices e eixos cristalográficos.....74

Figura.3.5. Cristal de quartzo geminado (Lei Dauphiné) mostrando a direção [0001] do eixo c.....74

Figura.3.6. Orientação das indicatrizes e eixos ópticos para plagioclásios de diferentes composições.....76

Figura.3.7. Representação da malha triclínica onde $\alpha \neq \beta \neq \gamma < 90^\circ$77

Figura 3.8 Diagrama de Burri. Curvas de migração que fornecem as relações geométricas entre indicatrizes ópticas e a direção dos eixos cristalográficos para a série dos plagioclásios. Projeção em hemisfério superior.....78

Figura 3.9 Projeção dos eixos cristalográficos de um cristal de plagioclásio, em a) eixos positivos e b) eixos negativos. Círculos negros projeção nos dois hemisférios e círculos brancos projeção hemisfério inferior.....79

Figura 3.10 As quatro orientações possíveis de uma direção cristalográfica em relação aos índices principais.....79

Figura 3.11 As diferentes rotações efetuadas com os dados das orientações dos índices cristalográficos e os dois planos de maclas.....81

Figura 3.12 Esquema de uma amostra que possui uma fração volumétrica dos cristais com uma determinada orientação g 83

Figura 3.13 Desenho esquemático mostrando os sistemas de referências da amostra Ka e do cristal Kb.....83

Figura 3.14 Sistema de referência em uma amostra, utilizando como parâmetros o plano de foliação e a lineação.....84

Figura 3.15 (a) Caracterização da direção y de uma amostra segundo os cossenos diretores y_1, y_2, y_3 , tendo como referência o sistema de coordenadas a amostra Ka. (b) Definição de uma direção h de um cristal, fornecida pelos cossenos diretores h_1, h_2, h_3 em relação ao sistema de coordenadas

do cristal Kb. (c) Orientação g do cristal definida pela orientação do sistema de referência do cristal Kb em relação ao sistema de referência da amostra Ka.....84

Figura 3.16 Definição dos ângulos de Euler.....87

Figura 3.17 Um cristal de orientação g definida pelos ângulos φ_1 , ϕ , φ_2 no denominado Espaço de Euler.....88

Figura 3.18 A distribuição de orientação representada pela orientação de pontos individuais no espaço de Euler.....88

Figura 3.19 Representação da (FDO) através de curvas de isofrequências para seções constantes de φ_289

Figura 3.20 Representação tridimensional da (FDO), para diferentes tipos de textura, através de diferentes superfícies de igual nível.....90

Figura 3.21 Exemplo de uma projeção de um cristal cúbico pelos ângulos de Euler.....90

Capítulo 4

Figura 4.1 Principais unidades geotectônicas da Brasil.....96

Figura 4.2 Mapa geológico esquemático da porção meridional da Faixa Ribeira.....97

Figura 4.3 Diagramas de figuras de polos das foliações e lineações de estiramento mineral ao longo da zona de falha de Além Paraíba, entre Três Rios e Sapucaia (RJ).....99

Figura.4.4 Representação de uma rede cristalina exemplificando as deslocções helicoidal e em linha.....109

Figura. 4.5 Diagramas de isofrequência das orientações preferenciais dos eixos-c de quartzo.....111

Figura. 4.6 Diagramas dos principais padrões de eixo-c de rochas naturalmente deformadas.....112

Figura. 4.7 Figuras de polo para eixos-c e eixos-a esperadas em uma deformação rotacional com sentido de deslocamento dextral.....113

Figura. 4.8 Diagramas de isofrequência das orientações preferencias dos eixos-c de quartzo.....114

Figura 4.9 a) Curvas esforço x deformação de dois plagioclásios (An_{44} e An_{77}) a temperaturas de 600 e 800°C e pressões de 8 a 10 kbars. b) Curvas comparativas, a 800°C, 8 a 10 kbar, para 4 plagioclásios (An_2 , An_{44} , An_{77} e An_{95}).....117

Figura 4.10 Representação da geminação Albita em um plagioclásio básico. A operação de geminação é uma rotação de 180° em torno de b^* . A rede pode também ser geminada por deslizamento paralelo a s , a magnitude aumenta com a distância do plano m118

Figura 4.11 Representação da geminação Periclíneo em um plagioclásio básico. A operação de geminação é uma rotação em torno do eixo b ou uma reflexão no plano perpendicular a b e que contem r . A rede pode também ser geminada por deslizamento paralelo a b . O plano composicional é a seção rômica RS que contem b e r119

Figura 4.12 Relações entre as linhas de deslizamento b e s , e os planos RS e (010) para as geminações Albita e Periclíneo.....120

Figura 4.13 Orientações do sistema conjugado das geminações Albita e Periclíneo. Em (a) tem-se a direção de σ_1 e em (b) a direção de σ_3120

Figura 4.14 Estereograma dos elementos geométricos das geminações mecânicas Albita e Periclíneo. N_1 é a direção de desliz. para a Albita (círculo em cruz). K1 planos de desliz.=(010) e Seção Rombica (RS). C eixo de compressão σ_1121

Figura 4.15 Orientação preferencial dos eixos cristalográficos dos plagioclásios de ganisse milonítico. Amostra 92RB70A.....125

Figura 4.16 Orientação preferencial dos eixos cristalográficos dos plagioclásios (Amostra 92RB95).....126

Figura 4.17 Orientação preferencial dos eixos [100], [010] e [001] dos plagioclásios (Amostra 93RB332).....127

Figura 4.18. Distribuição das orientações preferenciais dos plagioclásios da amostra 92RB174D.....128

Figura 4.19. Representação das curvas de isofrequência da FDO para a seção de $\varphi_1 = 70^\circ$130

Figura 4.20 Orientação espacial dos plagioclásios referente a distribuição estatística da Fig.4.19.....131

Figura 4.21. Representação completa de todos os elementos geométricos e cristalográficos dos plagioclásios da amostra 92 RB70A (para $\varphi_1 = 70^\circ$; $\phi = 70^\circ$; $\varphi_2 = 90^\circ$) e a determinação das direções dos esforços tensores a partir da orientação das maclas Albita e Periclíneo.....132

Figura 4.22. Representação das curvas de isofrequência da FDO para a seção de $\varphi_1 = 230^\circ$133

Figura 4.23. Orientação espacial dos plagioclásios referente a distribuição estatística da Fig.4.22.....134

Figura 4.24. Representação completa de todos os elementos geométricos e cristalográficos dos plagioclásios da amostra 92 RB70A(para $\phi_1=230^\circ$; $\phi=110^\circ$; $\phi_2=80^\circ$) e a determinação das direções dos esforços tensores a partir da orientação das maclas Albite e Periclíneo

Figura 4.25 Representação das curvas de isofrequência da FDO para a seção de $\phi_1=180^\circ$135

Figura 4.26 Orientação espacial dos plagioclásios referente a distribuição estatística da Fig.4.25.....136

Figura. 4.27 Representação completa de todos os elementos geométricos e cristalográficos dos plagioclásios da amostra 92 RB70A (para $\phi_1=180^\circ$; $\phi=100^\circ$; $\phi_2=260^\circ$) e a determinação das direções dos esforços tensores a partir da orientação das maclas Albite e Periclíneo.....136

Figura 4.28 Diagramas de isofrequência para os esforços tensores σ_1 , σ_2 e σ_3 relativos `a amostra 92RB70A.....137

Figura 4.29. Representação das curvas de isofrequência da FDO para a seção de $\phi_1=80^\circ$ (92RB95).....138

Figura 4.30 Orientação espacial dos plagioclásios referente a distribuição estatística da Fig.4.29.....139

Figura 4.31. Representação completa de todos os elementos geométricos e cristalográficos dos plagioclásios da amostra 92 RB95 (para $\phi_1=80^\circ$; $\phi=90^\circ$; $\phi_2=80^\circ$) e a determinação das direções dos esforços tensores a partir da orientação das maclas Albite e Periclíneo.....140

Figura 4.32. Curvas de isofrequência da FDO para a seção $\phi_1=360^\circ$ (92RB95).....140

Figura 4.33 Orientação cristalográfica dos plagioclásios referente `a Figura 4.32.....	141
Figura 4.34. Representação completa de todos os elementos geométricos e cristalográficos dos plagioclásios da amostra 92 RB95 (para $\varphi_1=360^\circ$; $\phi=90^\circ$; $\varphi_2=80^\circ$) e a determinação das direções dos esforços tensores a partir da orientação das maclas Albite e Periclíneo.....	142
Figura 4.35. Distribuição estatística dos esforços tensores para a amostra 92RB95.....	143
Figura 4.36. Curvas de isofrequência da distribuição dos plagioclásios na seção FDO da amostra 93RB332 ($\varphi_1=30^\circ$; $\phi=90^\circ$; $\varphi_2=90^\circ$).....	144
Figura 4.37. Representação completa de todos os elementos geométricos e cristalográficos dos plagioclásios da amostra 93 RB332 (para $\varphi_1=30^\circ$; $\phi=90^\circ$; $\varphi_2=80^\circ$) e a determinação das direções dos esforços tensores a partir da orientação das maclas Albite e Periclíneo.....	145
Figura 4.38. Diagramas de Igual-Area da distribuição estatística dos esforços tensores obtidos a partir dos estudos da amostra 93RB332.....	146
Figura 4.39 Curvas de isofrequência da distribuição dos plagioclásios (Grupo 1) na seção FDO da amostra 92RB174D ($\varphi_1=290^\circ$; $\phi=160^\circ$; $\varphi_2=200^\circ$).....	147
Figura 4.40. Representação completa dos elementos cristalográficos dos plagioclásios da amostra 92RB174D para a seção FDO ($\varphi_1=290^\circ$; $\phi=160^\circ$; $\varphi_2=200^\circ$).....	148
Figura 4.41. Representação completa dos elementos cristalográficos dos plagioclásios da amostra 92RB174D para a seção FDO ($\varphi_1=290^\circ$; $\phi=10^\circ$; $\varphi_2=350^\circ$).....	149
Figura 4.42 Curvas de isofrequência da distribuição dos plagioclásios (Grupo 2) na seção FDO da amostra 92RB174D ($\varphi_1=310^\circ$; $\phi=160^\circ$; $\varphi_2=220^\circ$).....	150

Figura 4.43 Representação completa dos elementos cristalográficos dos plagioclásios do Grupo 2a, da amostra 92RB174D para a seção FDO ($\varphi_1=310^\circ$; $\phi=160^\circ$; $\varphi_2=220^\circ$).....151

Figura 4.44. Representação completa dos elementos cristalográficos dos plagioclásios do Grupo 2b, da amostra 92RB174D para a seção FDO ($\varphi_1=310^\circ$; $\phi=10^\circ$; $\varphi_2=330^\circ$).....151

Figura 4.45. Representação completa dos elementos cristalográficos dos plagioclásios do Grupo 2c, da amostra 92RB174D para a seção FDO ($\varphi_1=310^\circ$; $\phi=100^\circ$; $\varphi_2=310^\circ$).....152

Figura 4.46. Distribuição estatística dos esforços tensores σ_1 , σ_2 e σ_3 para a região a oeste de Vitória (ES). Amostra 92RB174D.....153

Capítulo 5

Figura 5.1 Defasagem de uma onda de cisalhamento ao atravessar um meio anisótropo.....158

Figura 5.2. Representação dos três minerais mais importantes das rochas da crosta inferior, a biotita, o plagioclásio e o anfibólio e a representação das velocidades de propagação das ondas P (V_p) e a birrefringência δV para cada direção cristalográfica principal.....163

Figura 5.3 Ilustração mostrando a variação da anisotropia sísmica em função da orientação preferencial de uma fase mineral (ex. do plagioclásio).....165

Figura 5.4 Exemplo de um gabro deformado plasticamente com o desenvolvimento de OPR para os plagioclásios e piroxênios. As anisotropias de cada mineral estão orientadas de maneira diferentes, induzindo um resultado quase isotrópico após a composição de ambas.....166

Figura 5.5. Diagrama de figuras de polo dos eixos [001] das biotitas.....	168
Figura 5.6 Diagramas referentes `as velocidades das ondas sísmicas para as biotitas.....	170
Figura 5.7 Diagrama das velocidades das ondas P, Vs1 e Vs1-Vs2 (amostra 332).....	172
Figura 5.8 Velocidade das ondas sísmicas a partir da OPR dos plagioclásios (amostra RB95)...	173
Figura 5.9 Velocidade das ondas sísmicas a partir da OPR dos plagioclásios (amostra RB70)...	174
Figura 5.10 Velocidade das ondas sísmicas a partir da OPR dos plagioclásios (amostra RB174D).....	175
Figura 5.11 Velocidade das ondas sísmicas para a amostra 92RB174D.....	176
Figura 5.12 Velocidade das ondas sísmicas para a amostra 92RB95.....	177
Figura 5.13. Corte esquemático mostrando a trajetória das ondas SKS e SKKS. Uma onda S é gerada a partir de uma onda P na saída do núcleo líquido. Esta onda será afetada pela anisotropia compreendida entre a interface núcleo/manto e a estação sísmica.....	179
Figura 5.14 Medidas de anisotropia para as ondas SKS para as estações da rede BLPS (James e Assumpção, 1995). As linhas contínuas indicam a direção de polarização da onda rápida e os círculos são proporcionais a defasagem no tempo (delay time) das duas ondas polarizadas.....	181
Figura 5.15. Bloco diagrama esquemático que considera, hipoteticamente, a foliação do manto vertical (caso de uma zona de cisalhamento). Nestas condições a onda SKS se propaga paralelamente `a direção estrutural Y, que geralmente é a mais anisotrópica.....	184

Figura 5.16. Esquema de uma trama no manto litosférico induzida por (A) uma acreção da litosfera em um “rift”: observe que o fluxo astenosférico flui de um diápiro, (o qual poderia estar centrado em frente ao esquema) diverge e é canalizado paralelamente ao eixo do “rift” e (B) devido ao movimento transcorrente de placas colisionais, os quais induzem uma nova trama paralela ao *fabric* induzida pelo “rift”187

Capítulo 6

Figura 6.1 Mapa tectônico esquemático da faixa Ribeira-Araçuaí, mostrando os diferentes domínios cinemáticos das porções setentrional e meridional.....190

Índice das Fotografias

Foto 1 Foliação milonítica subvertical contendo lineação de estiramento mineral subhorizontal.....	100
Foto 2. Feldspato mostrando estrutura de enrolamento do tipo Z, deslocamento dextral.....	101
Foto 3. Feldspato com caudas assimétricas mostrando assimetria dextral.....	101
Foto 4. Corpos anfibolíticos boudinados exibindo assimetria dextral.....	102
Foto 5. Conjugados S-C compatível com uma cinemática dextral.....	102
Foto 6. Fotomicrografia mostrando a composição dos gnaisses miloníticos.....	103
Foto 7. Geminações Albita arqueadas em decorrência da deformação plástica.....	104
Foto 8. Fotomicrografia mostrando junções tríplices em quartzo e plagioclásios recristalizados.....	105
Foto 9. Fotomicrografia de ribbons de quartzo exibindo limites retos (tipo tijolo).....	106
Foto 10. Planos de clivagem levemente arqueados devido a deformação dúctil em ortopiroxênios.....	107
Foto 11. Feições microestruturais típicas da deformação dúctil.....	123
Foto 12 Plagioclásios recristalizados com limites retos e formas poligonais.....	124

Índice das Tabelas

Capítulo 2

Tabela 2.1. Condutividade térmica dos principais constituintes da litosfera.....	53
Tabela 2.2 Parametros do fluxo (creep) dos materias litosféricos.....	56

INTRODUÇÃO

a) Tema do Trabalho e Problemas Abordados

A deformação da litosfera continental, estudada pelos geólogos estruturalistas, é a resposta aos processos tectônicos em grande escala e ampla duração, produzidos pela tectônica de placas.

Os estudos tectônicos da crosta e litosfera continental estão orientados, atualmente, no sentido de determinar os *movimentos* e a *direção dos esforços tensores*, analisar o *campo vetorial do deslocamento* e os *mecanismos deformacionais* que estão associados aos eventos orogênicos. Estes métodos têm levado a novas interpretações das estruturas e microestruturas das rochas deformadas em zonas profundas, onde o regime de deformação provável, parece ser predominantemente o cisalhamento simples.

Estudos geofísicos mais avançados e aprofundados da litosfera permitem definir um *sistema geodinâmico*, o qual é composto de uma ou mais placas tectônicas continentais, caracterizadas por suas estruturas internas (espessura da crosta/litosfera, estrutura litológica, heterogeneidades preexistentes: bacias, falhas litosféricas etc.), posicionadas em um campo térmico inicial e submetidas a solicitações mecânicas, decorrentes da própria dinâmica da astenosfera e dos movimentos de placas que estas geram em superfície. Estas solicitações mecânicas, aplicadas durante um longo período de tempo (milhões de anos), ocasionam a formação de um campo deformacional nas placas continentais. As características deste dependem, inicialmente, do tipo de esforços ou das solicitações mecânicas a que estão sujeitas, entretanto não se pode desprezar o campo térmico inicial, que é o responsável pelo comportamento reológico da litosfera, sua estrutura interna e não desconsiderar também a variação destes dois componentes durante a aplicação da solicitação mecânica.

Para o estudo das deformações passadas pode-se adotar um raciocínio inverso, ou seja, caso se tenha a possibilidade de reconstituição do campo deformacional na escala do sistema geodinâmico, pode-se esperar a obtenção de informações sobre o processo tectônico que lhe foi responsável. Completando o quadro com informações adicionais sobre as condições de temperatura e pressão associadas à deformação, estrutura da litosfera e duração dos fenômenos. Tem-se desta maneira, o início da compreensão sobre o funcionamento do sistema geodinâmico considerado.

Há duas maneiras principais de descrever a deformação de um sólido. A primeira consiste em quantificar em cada ponto a deformação finita, o que permite definir o campo deformacional. A segunda baseia-se em estabelecer o deslocamento finito, de cada ponto do sistema na escala considerada. Este método visa obter o campo do deslocamento finito gerado pela deformação, cujo enfoque é qualificado de *Análise Cinemática* e que parece ser a melhor ferramenta disponível para se abordar e compreender os processos tectônicos e comportamentos mecânicos dos processos deformacionais (Vauchez, 1987).

Os métodos de quantificação da deformação são aplicáveis apenas para intensidades moderadas, nas partes superiores da crosta, e não permitem descrever, de maneira confiável, as grandes distorções e deslocamentos que afetam os continentes ou as deformações geradas nas partes profundas da litosfera.

Os estudos geo-estruturais, iniciados há mais de trinta anos em várias regiões do mundo, mostraram que apenas a análise geométrica não permite caracterizar a deformação profunda nem determinar o fluxo de grande parte da litosfera continental durante um evento tectônico, entretanto, ela permanece como uma ferramenta necessária e útil para a compreensão da estrutura do sistema estudado.

Os físicos do estado sólido ao estudarem a deformação de um corpo, descrevem-na pelo deslocamento instantâneo de cada ponto (ou de uma rede de pontos que mostram de maneira aproximada o deslocamento) em resposta a um incremento da deformação. Isto permite definir o campo do deslocamento incremental da matéria. O somatório destes campos sucessivos, ou somatório dos vetores deslocamentos sucessivos para cada ponto, fornece o campo do deslocamento finito, para o qual, a cada ponto está associado um vetor deslocamento finito.

Uma análise cinemática desta natureza é dificilmente realizável em geologia, porque o conhecimento dos campos de deslocamentos sucessivos não é acessível, a não ser no caso de modelizações numéricas e analógicas.

Um enfoque menos rigoroso matematicamente, consiste em conhecer o campo do deslocamento finito, isto é, associar a cada ponto um vetor representando seu deslocamento total, cuja direção é conhecida. De uma maneira geral, é impossível saber de quanto um ponto foi deslocado, entretanto podemos saber que ele foi deslocado e em qual direção este deslocamento ocorreu. Por mais limitada que seja esta informação, ela é de uma importância primordial, pois se esses dados são conhecidos na escala do sistema tectônico, eles fornecerão uma imagem do campo do

deslocamento finito que permitirá desenvolver uma interpretação tectônica do conjunto das deformações observáveis no campo.

Ao adotar esta filosofia de trabalho, concentra-se esta tese ao estudo de uma zona de movimento de escala continental localizada na crosta inferior. A razão desta escolha justifica-se pela própria evolução e aperfeiçoamento dos estudos tectônicos no decorrer das últimas décadas.

Há algumas dezenas de anos não existia uma conexão clara entre a análise cinemática global, a qual permite considerar os novos modelos orogênicos associados aos movimentos das placas, e a análise geométrica das rochas deformadas nos continentes, cuja técnica se apoia sobretudo nos métodos clássicos da geologia estrutural.

As teorias mobilistas consideravam os continentes como "placas rígidas" que seriam capazes de se deslocarem centenas ou milhares de quilômetros e poderiam entrar em colisão umas com as outras. Sob este ponto de vista, a deformação estaria concentrada nos limites das placas tectônicas, isto é, nas zonas de sutura ou subducção, nas zonas de falhas transformantes, cadeias meso-oceânicas etc.. Sendo assim, os trabalhos de campo que têm por finalidade o estudo da deformação das rochas, nem sempre mostravam os efeitos de um processo deformacional global, como por exemplo no caso de uma colisão continental, a não ser quando os estudos se concentravam nas partes profundas dos orógenos, onde as rochas possuem um comportamento dúctil, isto é, local onde elas se deformam por fluxo. Nesta época, os métodos utilizados para os registros dos movimentos tectônicos, em rochas nestas condições, eram mal conhecidos, conseqüentemente, faltavam às interpretações um acervo de dados coerentes e que tivessem uma boa sustentação teórica.

O desenvolvimento da idéia de que as placas tectônicas possuem um comportamento rígido-plástico, e não puramente rígido, e que elas são susceptíveis às deformações intracontinentais de grande amplitude (Tapponnier & Molnar, 1976; Tapponnier, 1977), trouxe grande progresso ao estudo da tectônica global.

Uma importante informação que surge desta teoria é que o campo deformacional intracontinental decorre diretamente do processo ativo no limite das placas e depende diretamente das características intrínsecas deste processo, tais como: a geometria destes limites, a cinemática etc., desta maneira, toda interpretação tectônica deve estar integrada em um sistema fisicamente realista entre o campo deformacional intracontinental e o fenômeno que lhe deu origem, localizado no limite da placa.

Esta teoria quando aplicada às orogêneses de colisão, necessita da compreensão dos processos relacionados aos grandes deslocamentos da matéria que ocorrem no interior dos continentes, ao longo dos grandes cisalhamentos e cavalgamentos de escala continental.

Estes deslocamentos não ocorrem ao acaso, eles fazem parte de um sistema mecânico coerente que depende principalmente da orientação do vetor de convergência das placas, de seu comportamento reológico e da geometria de seus limites. Nestes casos é possível definir, nesta escala, um campo de deslocamento diretamente associado ao campo deformacional.

Ao se empreender uma análise cinemática desta natureza, faz-se necessário a introdução de alguns conceitos fundamentais, tais como: zonas de movimento, cisalhamento simples, deformação heterogênea, orientação preferencial de forma e de rede cristalina, anisotropia sísmica, reologia dos materiais rochosos etc., assim como uma caracterização das rochas miloníticas em deformações dúcteis. Estes conceitos básicos são discutidos e estudados no decorrer do desenvolvimento do trabalho.

Os problemas abordados na tese referem-se ao comportamento mecânico da litosfera continental, especificamente em zonas de cisalhamento dúctil, com ênfase ao estudo da cinemática, propriedades sísmicas e comportamento reológico das zonas de movimento, em face das condições físicas atuantes.

Aborda-se um estudo sobre a trama do quartzo e de maneira mais detalhada, dos feldspatos plagioclásios deformados plasticamente, envolvendo uma pesquisa de suas orientações preferenciais de forma e da rede cristalina. Um trabalho desta natureza fornece valiosas informações sobre os aspectos deformacionais, cinemáticos e das condições físicas nas quais a deformação teve lugar.

Enfoca-se ainda a relação das tramas cristalográficas com as propriedades físicas das rochas miloníticas, especificamente a variação das velocidades das ondas sísmicas em função da orientação preferencial da rede cristalina. Qual seria a influência da estrutura da rocha na defasagem das ondas sísmicas ? Este tema tem por objetivo uma análise mais ampla sobre o significado da anisotropia das ondas tele-sísmicas em determinadas regiões.

Pretende-se mostrar a importância da estratificação reológica da litosfera no estudo da deformação e do fluxo. Utiliza-se a técnica de modelagem numérica para prever a resistência da litosfera continental.

Como aplicação utiliza-se os trabalhos elaborados em zonas de cisalhamento dúctil de alta temperatura, em níveis crustais profundos, salientando a análise cinemática, o comportamento reológico e as metodologias mais adequada para um estudo desta natureza em regiões onde afloram rochas de fácies metamórfico médio a alto. Como exemplo, serão tratados os dados obtidos nos trabalhos realizados ao longo do lineamento Além Paraíba, sudeste do Brasil.

Finalmente, um estudo desta natureza permitirá elaborar um quadro cinemático e deformacional da zona de cisalhamento considerada, sendo que será dada ênfase ao comportamento reológico da crosta e a importância da petrofábrica e da orientação preferencial da rede cristalina (OPR), sobretudo no caso de minerais como o quartzo e plagioclásios, para os estudos cinemáticos e deformacionais da crosta profunda. A análise da (OPR) dos plagioclásios permitirá uma discussão sobre a orientação dos esforços tensores em zonas de cisalhamento em transpressão.

b) Objetivos

Este trabalho tem como finalidade principal uma análise tectônica em regiões seccionadas por zonas de cisalhamento de alta temperatura, que afetam rochas da crosta mediana e inferior. Esta análise compreende um estudo da cinemática em escalas micro, meso e macroscópica, utilização de uma técnica original para a determinação da direção dos esforços tensores a partir de plagioclásios deformados plasticamente e uma pesquisa sobre anisotropia sísmica em função da orientação preferencial dos principais minerais de rochas naturalmente deformadas, visando uma discussão em escala ampla sobre o significado da anisotropia sísmica (especialmente para as ondas SKS) no manto superior.

A zona de cisalhamento estudada nesta tese é o lineamento de Além Paraíba no estado do Rio de Janeiro, especificamente entre as cidades de Três Rios e Santo Antônio de Pádua.

Os temas abordados servirão de subsídios para a compreensão da evolução geodinâmica em escala regional, permitindo ainda elaborar um quadro cinemático e deformacional da zona de cisalhamento considerada.

Este trabalho tem ainda por finalidade demonstrar ou obter informações que corroborem com a hipótese de que o cinturão de cisalhamento Ribeira, predominantemente dextral, é decorrente de uma modificação no padrão de deformação da faixa Araçuaí-Ribeira cujas estruturas de direção predominantemente N-S, sofrem uma rotação para

NE-SW, cuja causa principal deve estar relacionada com a terminação sul do Cráton do São Francisco e ao contraste reológico entre litosferas heterogêneas, a do cráton mais rígido e a dos terrenos vizinhos menos rígida.

Em relação às deformações em grande escala do tipo colisão continental e desenvolvimento de amplas zonas de cisalhamento, resta ainda uma questão em aberto, cujo trabalho tentará responde-la. Trata-se da relação entre a crosta e o manto superior nos grandes processos deformacionais. Estas duas partes da litosfera estão ou não mecanicamente conectadas (acopladas) durante a deformação?

c) Metodos utilizados

Os métodos utilizados para abordagem dos problemas mencionados acima são:

- cartografia das estruturas planares e lineares (foliações e lineações de estiramento mineral) dentro das zonas miloníticas e nas suas imediações; utilização de imagens Landsat e fotografias aéreas e trabalhos de campo.

- coleta de amostras orientadas para estudos de petrotrama

- estudos sobre a orientação preferencial da rede cristalina (OPR), nos minerais quartzo e plagioclásios para obtenção de respostas concernentes à cinemática e a história deformacional.

- as medidas das orientações preferenciais dos quartzos e plagioclásios foram feitas em uma platina universal de cinco eixos acoplada a um microscópio óptico.

- os dados da (OPR) foram analisados nos diagramas tradicionais de projeção estereográfica e utilizou-se também a técnica da função de distribuição de orientação (ODF) para os plagioclásios, tendo em vista a determinação das direções de esforços a partir das maclas mecânicas.

- utilização de um programa de computador para cálculo dos esforços na litosfera e para elaboração dos gráficos esforço versus profundidade para uma possível estratificação reológica da litosfera na porção norte da Faixa de Dobramentos Ribeira.

- foram determinadas as propriedades sísmicas anisotrópicas das rochas, a partir de suas velocidades sísmicas, que é função da OPR, das propriedades elásticas das diferentes fases minerais e da composição modal da rocha.

- utilização dos dados sísmicos coletados ao longo da faixa Ribeira, relativos ao projeto de colaboração entre o IG/USP e IAG/USP (Projeto Fapesp: 95/0283-2).

As especificações relativas aos métodos e técnicas utilizadas serão descritas no decorrer dos capítulos.

d) Agradecimentos

Gostaria de expressar o meu profundo agradecimento a todas as pessoas que direta e indiretamente me ajudaram na elaboração deste trabalho.

Inicialmente, meus agradecimentos ao Prof. Dr. Adolphe Nicolas, diretor do "Laboratoire de Tectonophysique - Université Montpellier II" por me haver acolhido em seu laboratório para realização de um estágio de pós-doutoramento pelo período de 1 ano.

A Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (Fapesp) por me haver concedido uma bolsa de pós-doutorado na França (Processo nº 91/0410-3).

Ao meu amigo e colega Alain Vauchez (o gaulês) por sua dedicação, ensinamentos e discussões no decorrer dos nossos trabalhos de campo e laboratório. Agradeço pelo acompanhamento em meus trabalhos e por me haver aberto as portas para contactos no exterior. Ao Alain devo o início de uma nova fase em minha carreira de pesquisador.

Ao genial David Mainprice, diretor de pesquisa do Laboratório de Tectonofísica, pela utilização de seus diversos programas para computador, seus ensinamentos e sugestões nos trabalhos sobre a trama dos plagioclásios e anisotropia sísmica e, finalmente, pelo carinho com que me recebeu em Montpellier.

A Guilhem Barruol (o seismic man) que pacientemente me ensinou a utilizar os programas referentes à petrotrama e anisotropia sísmica nos computadores Macintosh.

A Andréa Tommasi, pelo empréstimo do programa referente ao cálculo da resistência da litosfera em função da profundidade, pelas discussões e sugestões, sempre pertinentes.

A Dra Françoise Boudier e ao meu amigo paquistanês, Kalid, pela paciência que tiveram até que me tornasse um "expert" na utilização da Platina Universal.

Ao Prof. Dr. Marcelo Assumpção, responsável pelos dados sísmicos e coordenador da parte referente à Sismologia no projeto Fapesp (95/0283-2), agradeço a colaboração e participação.

Aos meus caros amigos Sérgio e Olga Pacheco Neves, pela carinhosa hospitalidade com que sempre me acolheram em Montpellier.

A Benoit Idelfonse, pelas facilidades na utilização da infraestrutura do laboratório de Tectonofísica e pela hospitalidade em sua casa.

Ao Claudio Hopp, o nosso homem das lâminas, pela elaboração das seções orientadas para os trabalhos de petrotrama.

Ao Reinaldo Castellon (o Cuca) pelo desenho do mapa geológico.

Ao pessoal da gráfica do IG/USP, Sr. Dalton, Claudionor, Edmir e Henrique pelos serviços de encadernação dos exemplares da tese e memorial.

Eu quero expressar um agradecimento todo especial à Beatriz (quando voce vai terminar??) e aos meus queridos filhos, pelo apoio e incentivo no decorrer de todo o trabalho.

A todos voces, o meu muito obrigado!

1. INTRODUÇÃO AOS CONCEITOS E MÉTODOS DA ANÁLISE CINEMÁTICA - UMA REVISÃO

1.1 Introdução

Nos últimos anos o termo *Tectônica* se impôs como a disciplina que estuda as deformações da crosta terrestre, entretanto os autores de língua inglesa o restringem ao estudo das estruturas e suas relações com os movimentos (cinemática) e as forças (dinâmica) que lhes deram origem, considerando a *Geologia Estrutural* como uma disciplina restrita às pesquisas sobre a geometria destas estruturas. Neste trabalho, adota-se estes conceitos para a *Tectônica* e a *Geologia Estrutural*, considerando a Cinemática como sendo a parte da Mecânica que trata do movimento em um sistema de partículas, sem qualquer relação com as forças associadas. Quando as forças são levadas em consideração, trata-se de um ramo da Mecânica denominado Dinâmica.

No início dos anos 60, quando a teoria da Tectônica de Placas começou a ser aceita no âmbito das Geociências, havia um grande abismo entre a análise cinemática global (Tectônica), a qual levaria ao surgimento de novos modelos orogênicos associados aos movimentos de placas, e à análise deformacional das rochas continentais, que tinha seu apoio na Geologia Estrutural clássica.

Foi somente em 1968 que W. Jason Morgan introduziu o conceito de placas tectônicas, onde a superfície da Terra estaria dividida em um determinado número de placas rígidas, limitadas por cadeias meso-oceânicas, fossas tectônicas, grandes falhas e faixas de dobramentos.

A teoria da Tectônica de Placas tornou-se, em algumas décadas, o fundamento e/ou o eixo principal das Geociências, e consequentemente as idéias e os conceitos mobilistas modificaram a maneira de pensar em relação à Geologia Estrutural e à Tectônica.

Atualmente, os progressos realizados no âmbito dos estudos tectônicos têm mostrado a importância da análise cinemática para a determinação do campo de deslocamento da matéria, em diferentes escalas, visando a compreensão dos grandes movimentos de massas.

O entendimento e o aperfeiçoamento dos conceitos e métodos de análise cinemática foi possível graças às informações advindas das leis e teorias da Física, particularmente no campo da Mecânica dos Meios Contínuos, Reologia e Metalurgia Física. Desta maneira, as deformações naturais podem ser estudadas desde a escala microscópica (deformação

crystalina), até a escala macroscópica, a qual pode envolver um processo mecânico complexo, como o resultado de uma colisão entre continentes.

Na última década, os tectônistas tentaram identificar estruturas resultantes de deformações na escala meso e microscópica, as quais poderiam ser utilizadas como indicadores cinemáticos na determinação do sentido do movimento em zonas de cisalhamento.

Uma avaliação crítica do significado cinemático das estruturas deformadas naturalmente, com particular atenção para a determinação do sentido dos movimentos, requer uma certa familiaridade com os conceitos de base da análise cinemática, os quais serão fornecidos a seguir.

1.2 Os conceitos fundamentais da análise cinemática

A análise cinemática baseia-se em três proposições fundamentais (Vauchez, 1987):

1- O *cisalhamento simples* é, possivelmente, o único regime deformacional que permite movimentos relativos de grandes amplitudes.

2- A *deformação causada pelo cisalhamento simples localiza-se em zonas relativamente estreitas* na escala do sistema considerado (seção delgada, amostra de mão, maciços, placas litosféricas), as quais são denominadas *zonas de movimento*. Estas faixas de concentração da deformação delimitam blocos, os quais são deslocados de tal maneira que suas estruturas internas não participam do movimento (Ramsay e Graham, 1970).

3- *Rochas de caracteres tectônicos particulares* são desenvolvidas pela deformação nas zonas de movimento (brechas, "gouges", cataclasitos, pseudotaquilitos, filonitos e milonitos), significando que o processo deformacional atuante confere à rocha a propriedade de se deformar cada vez mais, eliminando os obstáculos que impedem a progressão da deformação.

A estrutura e microestrutura destas rochas conservam um registro do regime deformacional que fornece as características geométricas e o grau de simetria, representativos de uma deformação rotacional não coaxial (Nicolas et al. 1971).

1.3 O cisalhamento simples - mecanismo deformacional responsável pelos grandes movimentos tectônicos

A existência de grandes deslocamentos de massas, os quais ocorrem no decorrer da história geológica de determinadas regiões do planeta, é um fato comprovado.

Os progressos realizados, no âmbito dos estudos deformacionais, mostraram que o cisalhamento simples ou então o cisalhamento simples como sendo a componente de um regime deformacional mais complexo, seria o único mecanismo capaz de ocasionar movimentos relativos de grandes amplitudes (Vauchez, 1987).

O cisalhamento simples é uma deformação rotacional, não coaxial onde a quantidade da deformação esta diretamente relacionada com a intensidade da rotação. Trata-se de um tipo especial de deformação rotacional formada pelo deslocamento de um corpo ao longo de uma série de planos de cisalhamentos discretos (Ramsay, 1967).

Em uma análise geométrica bidimensional, utilizando-se de um sistema ortogonal de referência, um ponto P de coordenadas (x,y) de uma circunferência de raio unitário r , que tem como equação $x^2+y^2=1$, após sofrer uma deformação por cisalhamento simples, desloca-se para uma nova posição (x_1,y_1) (Fig.1.1) de tal modo que suas novas posições são fornecidas pelas equações de transformação de coordenadas:

Figura 1.1 Distorção de um círculo unitário por cisalhamento simples. A) Estado indeformado e B) Estado Deformado (de Ramsay, 1967).

$$x_1 = x - \gamma y$$

$$y_1 = y$$

tendo como matriz deformação

$$\begin{bmatrix} 1 & -\gamma \\ 0 & 1 \end{bmatrix}$$

Pode-se definir cisalhamento simples (sem a elegância e o rigor matemático) como sendo um deslocamento que transforma um quadrado (estado inicial) em um paralelogramo (estado final), onde os vetores do deslocamento são todos paralelos, mas de comprimentos diferentes (Fig.1.2 A,B,C).

Fig. 1.2 Deformação por cisalhamento simples de um quadrado (A), resultando em um paralelogramo (B), mostrando o deslocamento do ponto inicial (x, y) para o ponto final x', y' e vetores deslocamento para o cisalhamento simples (C) (modificado de Ramsay e Huber, 1984).

Esta direção do vetor é conhecida como a direção do cisalhamento. O plano que contém esta direção e o eixo Y do elipsóide de deformação é o plano de cisalhamento.

Em uma análise tridimensional, considera-se o cisalhamento simples uma deformação que tem como particularidades ser:

→ **plana**: isto significa que o elipsóide de deformação, cujos eixos principais são $X = 1 + e_3 > Y = 1 + e_2 > Z = 1 + e_1$, possui um eixo invariante, o eixo intermediário Y. Isto conduz a escrever a matriz deformação sob a forma:

$$\begin{bmatrix} 1 & -\gamma & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

→ **não coaxial**: após cada incremento deformacional a orientação dos eixos principais X ou λ_3 e Z ou λ_1 diferem daquela correspondente ao incremento precedente (Fig.1.3).

Fig. 1.3 Deformação de um cubo por cisalhamento simples. Trata-se de uma deformação rotacional devido às diferentes direções de λ_1 e λ_3 em relação aos eixos X,Y,Z do sistema de referência (modificado de Means,1976).

Uma das propriedades fundamentais do cisalhamento simples consiste em que todas as linhas, contidas em um plano paralelo ao plano de cisalhamento, sofrem apenas translação, sem rotação e distorção, entretanto qualquer linha oblíqua a este plano sofre uma deformação que é caracterizada por uma translação, rotação e alongação.

O cisalhamento simples pode ser descrito e caracterizado através da *direção* do cisalhamento e de seu *plano*, e ainda por uma grandeza vetorial que exprime a *intensidade do cisalhamento*, denotada pela letra γ . Esta grandeza é medida registrando-se o ângulo ψ , deformação angular por cisalhamento, ou através da deformação cisalhante $\gamma = \tan \psi$ (Fig. 1.4).

O ângulo (α'), que l faz com as bordas do cisalhamento, diminui a medida que a deformação prossegue de acordo com a equação:

$$\operatorname{tg} 2\alpha' = 2/\gamma \quad [\text{eq.1.1}] \quad (\text{Ramsay \& Graham, 1970})$$

Fig. 1.4 Deslocamento por cisalhamento simples de uma linha l que faz um ângulo inicial α com os planos de cisalhamento (modif. de Ramsay, 1967).

Isto significa que os eixos X e Z do elipsóide de deformação finita estão, no início do cisalhamento e em teoria, situados a 45° do plano de cisalhamento, como referido acima, e que no decorrer do processo deformacional, o eixo X tende a se aproximar da direção do cisalhamento e o eixo Z avizinha-se do polo do plano de cisalhamento. Isto significa que o plano XY, perpendicular ao eixo Z, que é o plano de achatamento principal ou da foliação, aproxima-se progressivamente do plano de cisalhamento (Fig.1.5).

Qualquer linha l que faz um ângulo α com a direção de cisalhamento, como mostrado na Fig.1.4, é distorcida de tal maneira que no estado deformado, a linha l passa a fazer um ângulo α' com a direção do cisalhamento, cuja relação matemática entre os ângulos α e α' é expressa por:

$$\cotg \alpha' = \cotg \alpha - \gamma \quad (\text{eq. 1.2})$$

Utilizando-se das equações (1.1 e 1.2), a variação de α' em função da deformação γ pode ser observada em gráfico (Fig. 1.6), o qual permite o cálculo da deformação cisalhante (γ) em um determinado ponto da zona de cisalhamento, conhecendo-se assim os valores de α' . Aplicando-se o raciocínio inverso, pode-se determinar a orientação α' de um marcador, que fazia um ângulo inicial α com o plano de cisalhamento antes da deformação, desde que se conheça o valor de (γ).

Fig. 1.5 Deformação progressiva por cisalhamento simples. Os eixos principais da elipse de deformação (XZ ou λ_1, λ_3) mudam de orientação a cada novo incremento da deformação (modif. de Davis, 1984).

Fig. 1.6 Variação do ângulo α' com a intensidade de deformação λ (Ramsay e Graham, 1970)

O deslocamento relativo D , da zona de cisalhamento, pode ser calculado caso se conheça a largura x da zona de cisalhamento e o valor da deformação cisalhante (γ) através da equação $D = \gamma \cdot x$ (Fig.1.7A).

Esta equação é válida, teoricamente, para o caso de um cisalhamento homogêneo e contínuo em toda a zona de cisalhamento, entretanto, na natureza o cisalhamento é heterogêneo, sua intensidade aumenta das bordas para o centro (Fig.1.7B) e o deslocamento só pode ser calculado para larguras extremamente pequenas, de tal maneira que γ possa ser considerada constante. O somatório destes deslocamentos infinitesimais permitirá o cálculo do rejeito total:

$$D = \int_0^x \gamma dx \quad (\text{eq. 1.3})$$

Esta integral representa a área definida pela curva do gráfico de γ em função de x (Fig.1.7B).

Fig. 1.7 Relação entre a intensidade do cisalhamento (λ) e o deslocamento relativo, para os casos de um cisalhamento simples homogêneo (A) e heterogêneo (B) (modif. de Vauchez, 1987).

A quantificação do deslocamento relativo torna-se extremamente complexa quando o regime deformacional se afasta do

cisalhamento simples e tem-se, por exemplo, uma componente de cisalhamento puro ou uma variação de volume.

Estes aspectos são tratados em maiores detalhes em Ramsay, (1967,1980) e Ramsay e Huber, (1983).

A superposição de um cisalhamento simples e um cisalhamento puro será abordado, de maneira não detalhada, no assunto referente à transpressão.

1.4 Transpressão e Transtensão

Levando-se em consideração os movimentos horizontais entre as placas litosféricas, considera-se a existência de três tipos de regimes tectônicos principais:

a) regime extensional → característico das zonas de expansão, do tipo cadeias meso-oceânicas, onde se tem a formação de crosta oceânica.

b) regimes transcorrentes → são aqueles encontrados em zonas de movimento direcional, podendo ser dextral ou sinistral e

c) regimes compressivos → os quais ocorrem em zonas de contração com perda de área crustal, por exemplo em regiões de colisões continentais.

O termo "tectônica em transpressão" foi utilizado pela primeira vez por Harland (1971) para designar a deformação associada a uma convergência ou compressão oblíqua de duas placas tectônicas. Os movimentos cisalhantes oblíquos podem apresentar zonas em regimes de extensão ou compressão oblíquas, as quais são denominadas, respectivamente de zonas em transtensão e zonas em transpressão.

A existência de uma tectônica em transpressão em uma zona de movimento direcional, implica na ocorrência de uma deformação em uma direção distinta daquela correspondente ao cisalhamento simples. Sylvester & Smith (1976) sugerem uma deformação perpendicular à zona de cisalhamento, seja em transpressão, seja em transtensão (Fig. 1.8).

O modelo deformacional em transpressão pode ser compreendido como um mecanismo onde se tem associado um cisalhamento simples e um cisalhamento puro (Sanderson & Marchini, 1984), o qual pode ser escrito, em forma matricial, da seguinte maneira:

$$D = \begin{vmatrix} 1 & \gamma & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \alpha^{-1} & 0 \\ 0 & 0 & \alpha \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 1 & \alpha^{-1}\gamma & 0 \\ 0 & \alpha^{-1} & 0 \\ 0 & 0 & \alpha \end{vmatrix} \quad (\text{eq.1.4})$$

sendo γ a deformação cisalhante, paralela à zona de cisalhamento na direção do eixo X, α^{-1} é o encurtamento perpendicular à zona de movimento e α o estiramento vertical ou o alongamento correspondente, paralelo à zona e perpendicular à direção do cisalhamento (Fig. 1.9). De uma maneira mais específica α^{-1} é a relação das larguras da zona de movimento nos estados deformado e indeformado.

Fig. 1.8 Zona de cisalhamento de largura inicial a , a qual evolui sob um regime de transpressão. Em **b** a deformação corresponde a um cisalhamento simples. Em **c** uma deformação perpendicular ao cisalhamento mostra uma diminuição da largura da zona de cisalhamento e deslocamento da matéria para cima (modif. de Sylvester e Smith, 1976).

Fig. 1.9 Cisalhamento em transpressão evidenciando os parâmetros α , α^{-1} e ψ (Sanderson e Marchini, 1984).

Sanderson & Marchini (1984) destacam que a equação 1.4 é denominada *fatorização*, pois define uma deformação em relação aos fatores α e γ . Lembram ainda que sendo a multiplicação de matrizes um processo não comutativo, a ordem de multiplicação na equação 1.4 foi escolhida por conveniência matemática e para fornecer uma definição relativamente simples de γ como deformação cisalhante em uma zona em transpressão.

Os autores acima citados estudaram a deformação finita para a tectônica em transpressão (transtensão) e mostraram que a forma do elipsóide de deformação pode ser estabelecida através dos valores de γ e α^{-1} , sendo que o campo deformacional depende essencialmente de α^{-1} :

para $\alpha^{-1} < 1$ a deformação é compressiva

para $\alpha^{-1} = 1$ a deformação é plana, é o caso do cisalhamento simples.

para $\alpha^{-1} > 1$, o elipsóide é constritivo, a deformação é do tipo transtensivo (Fig. 1.10).

Fig. 1.10 Orientação das estruturas associadas a um cisalhamento em transpressão para diferentes valores de α^{-1} . F = dobras, T = falhas inversas, V = fendas, N = falhas normais, R e R' = cisalhamentos de Riedel, C e E = direções locais de compressão e extensão (modif. de Sanderson e Marchini, 1984).

Em relação às variações angulares e longitudinais neste tipo de deformação, pode-se demonstrar que a orientação de uma linha qualquer, que faz um ângulo inicial ϕ e um ângulo final ϕ' com a zona de cisalhamento, em função dos parâmetros α e γ , é dada por:

$$\text{ctg } \phi' = \alpha \text{ ctg } \phi + \gamma \quad (\text{eq. 1.5})$$

Para o cálculo da deformação longitudinal Sanderson & Marchini (1984) deduziram a equação da elongação quadrática λ e da elongação quadrática recíproca $\lambda' = \lambda^{-1}$.

$$\lambda = 1 + (\alpha^{-2} + \alpha^{-2} \gamma^2 - 1) \sin^2 \phi + 2\alpha^{-1} \gamma \cos \phi \sin \phi \quad (\text{eq. 1.6})$$

$$\lambda' = 1 + (\alpha^2 + \gamma^2 - 1) \sin 2\phi' - 2\gamma \sin \phi' \quad (\text{eq. 1.7})$$

Deve-se realçar a importância do valor de α^{-1} , pois para os diferentes valores possíveis de α^{-1} , como aqueles considerados acima, é possível estimar a orientação de diferentes estruturas tais como dobras,

fraturas ou fendas de extensão e das zonas de cisalhamento de segunda ordem (Fig. 1.10). Este tipo de análise mostra também que se o valor de $\alpha^{-1} \ll 1$, isto é, se a componente tangencial é importante no processo deformacional, então as dobras devem se formar subparalelamente à direção do movimento. Esta situação é comumente encontrada nas zonas de forte deformação, entretanto nem sempre fácil para ser explicada.

Atualmente, os estudos cinemáticos e deformacionais de zonas de cisalhamento, localizadas em cinturões compressivos, têm demonstrado a importância dos conceitos de faixas transpressivas e transtensivas na compreensão da geometria e cinemática das estruturas associadas.

1.5 Os tipos de rochas associadas às zonas de movimento

As rochas presentes nas zonas de movimento, devido às suas características e particularidades, constituem-se em uma fonte preciosa de informações sobre os processos deformacionais e cinemáticos atuantes nestas regiões de alta concentração de deformação.

O termo *milonito* foi utilizado pela primeira vez por Lapworth (1885) para descrever uma rocha de granulação fina, bem laminada da região do Eriboll, na zona de empurrão de Moine, no noroeste da Escócia. Desde então os geólogos associam estas rochas às faixas onde a deformação é extremamente forte.

A partir da década de 30, vários trabalhos se ocuparam com as descrições e classificações petrográficas destas rochas texturalmente distintas, frequentemente encontradas nas zonas de falhamentos (Knopf, 1931; Waters & Campbell, 1935; Hsu, 1955; Christie, 1960, 1963; Spry, 1969; Higgins, 1971; Bell & Etheridge, 1973; Sibson, 1977; Tullis et al., 1982; Lister & Snoke, 1984; Mawer, 1986).

O grande interesse no estudo sobre a origem deste tipo complexo de rocha, tem levado os pesquisadores a utilização de técnicas cada vez mais sofisticadas, tais como a microscopia eletrônica por transmissão e varredura, modelização numérica e analógica, trabalhos em deformação experimental em laboratórios etc...

Os estudos referentes à análise textural e de petrofábrica das rochas pertencentes às zonas de falhas, visam pesquisar sobre os mecanismos íntimos da deformação. Um outro ramo das pesquisas em rochas naturalmente deformadas está orientado para a análise tectônica e cinemática, tendo como objetivo a determinação da história deformacional

e cinemática, que a grande escala, permite a elaboração de modelos mecânicos os quais levam em consideração a evolução de uma região tectônica e de uma porção da litosfera (Vauchez, 1987).

No meio geológico tem havido muita discussão em relação à nomenclatura utilizada para estas rochas encontradas nas zonas de alta deformação.

Apresenta-se neste capítulo, um breve resumo sobre a nomenclatura destas rochas, procurando utilizar as denominações mais correntes, mesmo que estas não sejam as mais atuais.

As classificações existentes na literatura geológica são numerosas, entretanto uma das mais utilizadas é a de Higgins (1971) e Sibson (1977). O primeiro retoma a classificação de Knopf (1931) e a melhora, constituindo-se na base da terminologia atual, enquanto que Sibson (1977) utiliza o termo genérico "rochas de falhas" como um termo coletivo para qualquer rocha associada a uma zona de cisalhamento e as classifica levando em consideração as condições físicas da deformação.

Higgins (1971) utiliza a denominação "rochas cataclásticas", a qual é devido a Waters & Campbell (1935), como um termo genérico para se referir às rochas deformadas em zonas de falhamentos. Tullis et al., (1982), em suas discussões sobre a terminologia de "rochas de falhas", consideram que o termo *cataclasito* deve ser restrito às rochas fortemente deformadas onde o mecanismo deformacional predominante é o da tectônica rúptil ou do microfraturamento. Acrescentam que a denominação de *milonito* é mais adequada para rochas deformadas ductilmente com as seguintes características:

- i) rochas que apresentam uma redução significativa da granulação, embora seja difícil prová-la, se o protolito não for visível.
- ii) rochas que apresentam foliação e lineação bastante realçadas (estrutura de fluxo) devido a concentração da deformação.
- iii) rochas que têm sua ocorrência restrita às zonas planares relativamente estreitas de forte deformação dúctil, embora uma zona de cisalhamento possa atingir dezenas de quilômetros de largura.

Nem sempre é possível distinguir no campo, o mecanismo deformacional responsável pela formação das rochas das zonas de falhas, conseqüentemente defendemos a utilização de um termo genérico sem conotação genética. Tullis e Snoke (1982) consideram a denominação "rochas miloníticas" um termo apropriado para o uso no campo, quando não se tem certeza do mecanismo deformacional operante.

A utilização atual da nomenclatura para as "rochas miloníticas" considera uma classificação que se baseia em uma divisão que contém 5 membros distintos (Vauchez, 1987), os quais serão descritos nos próximos parágrafos. Esta distribuição baseia-se não apenas nos processos descritivos (Higgins, 1971), tais como granulometria, coesão e natureza da rocha original, mas leva em consideração também o processo deformacional predominante (Sibson, 1977).

Dos cinco tipos característicos das rochas miloníticas, quatro referem-se a uma fácies estrutural caracterizada por um comportamento rúptil da rocha original, onde o mecanismo predominante é a ruptura. Tratam-se dos produtos oriundos da deformação elástico-fricção (EF), os quais foram colocados em um grupo de rochas denominadas de série cataclasito.

Na série cataclasito, há que se fazer uma distinção entre as rochas que apresentam perda ou conservação da coesão primária e além disso, uma diferenciação em relação à granulometria do produto final.

1.5.1 A série cataclasito: As rochas sem coesão primária

Os processos de deformação das rochas relacionadas aos falhamentos são função da profundidade na crosta, da temperatura, pressão de fluido, pressão confinante e também da forma e velocidade do falhamento.

Falhamentos próximos à superfície, com pressões confinantes e temperaturas relativamente baixas, formam rochas com granulometria e grau de "brechação" variáveis. A granulometria depende da pressão confinante, do tipo da rocha original, do tipo e duração da movimentação da falha (Higgins, 1971).

As rochas pertencentes a este grupo são as seguintes:

i) as brechas de falhas - a definição dada por Higgins (1971) é considerada a mais apropriada. *"Uma rocha composta de fragmentos ângulosos e ou arredondados, formados em decorrência do esmagamento ou moagem ao longo de uma falha. A maioria dos fragmentos são suficientemente grandes para serem vistos a olho nu, sendo que eles perfazem mais de 30 por cento da rocha. A coerência, se presente, é devido a processos secundários"*. Estas rochas se formam a baixa profundidade, em condições de pressão de confinamento e temperatura fracas e taxa de deformação elevada.

Vauchez (1987) acrescenta que a tendência atual é de se fazer uma distinção entre as brechas formadas próximo à superfície, onde o fraturamento da rocha é decorrente de ruptura frágil, e as brechas formadas a profundidades maiores, nestes casos tem-se o aumento da pressão hidrostática e como consequência o aumento da resistência da rocha a ruptura. Nestas condições parece que a água tem um papel preponderante através de processos tais como o fraturamento hidráulico ou a corrosão sob esforço.

ii) as pastas de falhas (gouge) - trata-se de uma rocha sem coesão primária cuja granulação é extremamente fina, não visível a olho nu. No processo de moagem podem resistir pedaços maiores, mas estes representam uma pequena fração do volume total da rocha, menos de 30%, segundo Higgins (1971).

1.5.2 A série cataclasito: As rochas com coesão primária e sem estrutura de fluxo

As rochas de zonas de falhas que mantem a coesão primária após a deformação, são decorrentes de falhamentos localizados a profundidades mais elevadas, em comparação com as anteriores, onde a pressão confinante é geralmente alta. As rochas formadas dinamicamente nestas condições, embora granuladas, apresentam uma estrutura coesiva, elas são denominadas, de *cataclasitos*.

Os *cataclasitos* são rochas coesivas afaníticas, sem estruturação, as quais tem sua origem decorrente de uma moagem extremamente forte da rocha original, provavelmente acompanhada de uma recristalização. Higgins (1971) acrescenta que a maioria dos fragmentos são menores que 0,2 mm, os quais correspondem a menos de 30% da rocha. Este tipo de rocha não possui uma trama planar.

Chester et al. (1985) mostraram em seus trabalhos a possibilidade de desenvolvimento de uma foliação nos cataclasitos, tanto na natureza como em experimentos de laboratórios.

Os *pseudotaquilitos* são considerados como um outro tipo de rocha de falhas que apresentam coesão primária e sem estrutura de fluxo.

O termo pseudotaquilito é atribuído a Shand (1917) que o utilizou para as rochas das vizinhanças de Parijs, que foram confundidas com taquilitos.

A origem destas rochas ainda não é muito bem conhecida. Sua formação esta caracterizada pelo aparecimento de um vidro ou pseudo-

vidro, cujo processo se daria por uma moagem ou uma fusão localizada extremamente fortes, cujo produto final teria a aparência de um vidro.

Higgins (1971) considera um *pseudotaquilito* uma rocha formada por fusão devido ao atrito durante falhamentos nas proximidades de intrusões ígneas. Os trabalhos experimentais, realizados sob aquecimento associado a uma deformação por cisalhamento, mostraram entretanto, que a fusão só era obtida em casos excepcionais ou em situações bem particulares (Francis, 1972 in Hobbs et al. 1976).

Há duas hipóteses que persistem atualmente, sobre a origem destas rochas (Nicolas, 1984; Passchier, 1982, 1984):

- i) deformação de rochas totalmente anídricas onde os processos de plasticidade, apesar das condições de pressão, temperatura e taxa de deformação, não seriam substituídos por uma moagem extrema, formando-se desta maneira um pseudo-vidro.

- ii) resultado de uma elevação rápida e localizada da temperatura, devido às rupturas sísmicas, onde uma velocidade rápida da deformação, ocasionaria um aquecimento que resultaria em fusão.

1.5.3 Série dos Milonitos - Rochas com coesão primária e estrutura de fluxo

Estas rochas de falhas pertencem à "série dos milonitos" que é constituída pelos membros denominados de *protomilonito* - *milonito* e *ultramilonito* de Higgins (1971).

Tullis et al. (1982) ao discutirem a terminologia dos milonitos sugerem o termo genérico *rochas miloníticas* para designar rochas de zonas de falhas observadas no campo, onde não é possível distinguir o mecanismo deformacional que lhes deu origem. Os autores, entretanto reservam a designação de milonito às rochas que sofreram uma deformação dúctil onde o processo da plasticidade cristalina é fator preponderante.

Na esperança de se obter uma definição única, que fosse aceita pela grande maioria da comunidade geológica, vários trabalhos recentes trataram desta questão (Tullis et al. 1982; Wise et al., 1984; Mawer, 1986).

A proposta de Mawer (1986) para a definição de milonito parece ser a mais completa e precisa, haja vista que ela é decorrente de uma pesquisa, onde foram enviados a vários especialistas a questão: *What is a*

mylonite ? As respostas enviadas deram suporte à definição de Mawer (1986) que é a seguinte:

"Milonitos são rochas que ocorrem em zonas de cisalhamento, que são faixas através das quais um bloco de rocha é deslocado em relação a um outro, e que não mostra evidência alguma de perda da coesão. Elas se formam essencialmente por processos de deformação dúctil. São rochas bem foliadas e que apresentam uma lineação proeminente. Em comparação com a rocha original elas apresentam uma redução no tamanho dos grãos. Os milonitos contem frequentemente uma série de estruturas assimétricas características, tais como porfiroclastos ou porfiroblastos rotacionados e estruturas S-C. As zonas miloníticas podem se desenvolver em qualquer escala e em rochas com uma estruturação e composição original quaisquer".

Vauchez (1987) refere-se que a principal crítica que se pode fazer a esta definição é o fato dela ser representativa unicamente dos milonitos de baixa temperatura, isto é, são de milonitos nos quais os processos de restauração e de crescimento cristalino não participaram de maneira importante. Caso contrário, a diminuição do tamanho dos grãos e a presença de estruturas assimétricas teriam sido apagadas.

As várias classificações existentes apresentam um grande número de subdivisões das rochas miloníticas. Tullis et al. (1982) consideram que a multiplicação de novos termos deve ser rejeitada pois trata-se de fonte de grande confusão na literatura geológica.

O termo *blastomilonito*, o qual é devido a Sander (1912) e posteriormente a Knopf (1931), que o introduziu na literatura inglesa, serviu para designar uma rocha coerente cuja textura é o resultado de processos cataclásticos e cristaloblásticos combinados (Higgins, 1971). Deve-se frizar que não se trata de uma neomineralização ou recristalização de uma rocha milonítica, mas que a cataclase e a neomineralização/recristalização ocorrem concomitantemente e são concorrentes. Os blastomilonitos seriam uma rocha onde a textura cristaloblástica teriam mascarado a textura milonítica.

Vauchez (1987) destaca que atualmente o termo blastomilonito tende a ser abandonado, pois este visava distinguir certos milonitos que apresentavam uma blastese importante, contemporânea ao processo deformacional. Os progressos realizados em relação à compreensão dos processos que atuam no decorrer da milonitização mostraram que recristalização e neoblastese existem na maioria dos milonitos no sentido atual do termo.

Há outras denominações para as rochas da "série dos milonitos", tais como *ultramilonitos* e *protomilonitos*, os quais servem para designar, respectivamente, rochas de falhas com uma granulação extremamente fina, resultante de uma deformação muito intensa, e rochas compostas de fragmentos visíveis megascopicamente, as quais apresentam uma proeminente estrutura de fluxo.

Para Tullis et al. (1982) um dos critérios mais importante para caracterização de um milonito é, além da diminuição da granulometria, a presença de uma estrutura de fluxo que corresponde a uma foliação milonítica, de aspecto fluidal, decorrente do deslizamento plástico que estas rochas sofreram. Este aspecto, um tanto subjetivo, permite identificar no campo um milonito. Um outra observação que os autores acima citados fazem é a de que a quase totalidade dos milonitos estão associados a um regime de deformação próximo ao cisalhamento simples.

1.6 Indicadores cinemáticos em zonas de cisalhamento dúcteis

No passado, o conceito de simetria foi muito utilizado para descrever as estruturas geológicas e as orientações preferencias encontradas nas rochas deformadas, pois desde aquela época, era conhecido que os padrões de simetria refletem a cinemática da deformação (Paterson e Weiss, 1961; Turner e Weiss, 1963).

A partir da década de 60, os conceitos sobre os processos deformacionais e os efeitos geométricos dos deslocamentos começam a ser investigados em maior detalhe e profundidade (Ramsay, 1967; Jaeger e Cook, 1969)

Um dos grandes problemas no estudo dos movimentos associados às deformações dúcteis está relacionado com a caracterização dos deslocamentos relativos.

Considera-se que os estudos modernos sobre indicadores cinemáticos em zonas de movimento tiveram início com os trabalhos de Ramsay e Graham (1970) e Ramsay (1980). Estes autores, a partir da geometria da foliação nos limites das zonas de cisalhamento e da assimetria e deflexão de marcadores como diques e veios, conseguiram estabelecer não apenas o sentido, mas também quantificar o deslocamento nas zonas de movimento. Na natureza entretanto, não é comum encontrar zonas de cisalhamento contendo estruturas que permitam a quantificação de seus respectivos deslocamentos. Na maioria dos casos utilizam-se diferentes

critérios para deduzir o sentido do movimento, sendo que os principais serão descritos neste capítulo.

Os critérios cinemáticos, geralmente utilizados em rochas deformadas no campo da deformação dúctil, são deduzidos a partir das relações geométricas das feições deformacionais observadas nas escalas micro e mesoscópica.

Destaca-se três tipos principais de critérios que são utilizados como indicadores da história cinemática e deformacional de uma rocha (Vauchez, 1987; Choukroune et al., 1987):

- i) os indicadores associados à rotação de elementos estruturais e ao registro da deformação incremental.
- ii) os indicadores associados às estruturas planares devido à deformação não coaxial e
- iii) os indicadores compostos.

1.6.1. Os indicadores associados à rotação de elementos estruturais e ao registro da deformação incremental

1.6.1.1 As inclusões helicíticas em porfiroblastos

A rotação de porfiroblastos durante ou após seu crescimento, o qual ocorre no estado sólido, é um assunto polêmico e que tem sido amplamente discutido na literatura geológica desde meados do século XX (ex.; Zwart, 1960a, 1960b; Spry, 1969; Powell e Vernon, 1979; Lister et al. 1986; Vissers, 1987; Bell e Johnson, 1990; Bell et al., 1992; Passchier & Simpson, 1986; Passchier et al., 1992; Passchier & Sokoutis, 1993; Passchier e Speck, 1994 etc.).

Este tipo de estrutura é característico de minerais metamórficos que foram formados durante o evento tectônico (Spry, 1969) ou seja, trata-se de minerais que tiveram um crescimento sintectônico.

Esses porfiroblastos geralmente contêm restos ou vestígios de uma foliação formada em estágios anteriores ao processo tectônico, a qual é denominada foliação interna. Se durante o crescimento do neoblasto este sofre uma rotação, a inclusão apresentar-se-á “enrolada”, com uma orientação distinta da foliação externa. A forma helicítica da foliação interna permitirá que se determine o sentido do deslocamento (Fig. 1.11).

Fig. 1.11 Crescimento sin-cinemático de um mineral metamórfico com formação de inclusões helicíticas (Spry, 1969).

1.6.1.2 Fraturamento antitético induzido pela rotação de porfiroblastos/ clastos e estruturas do tipo "V- pull-apart "

Etchecopar (1974) elaborou um estudo detalhado sobre a deformação em agregados policristalinos onde mostrou, através de modelagem numérica, que durante o fluxo ou a deformação de uma rocha poliminerálica, cristais resistentes à deformação plástica, podem, caso suas orientações iniciais estejam em posições favoráveis, sofrer rotações externas. Por tratar-se de agregados, as rotações de determinados grãos podem ser bloqueadas e nestes casos, ocorre um aumento das tensões internas, as quais podem ser suficientemente elevadas para permitir a ruptura do mineral.

As orientações das fraturas que se formam por este processo obedecem às regras do fraturamento em um regime cisalhante rúptil.

As microfalhas fazem um ângulo elevado com a foliação milonítica e são semelhantes às fraturas antitéticas R' do sistema de Riedel (Fig. 1.12). Os deslocamentos das microfalhas é inverso ao da zona de cisalhamento maior, portanto uma análise sistemática de suas orientações e

de seus respectivos deslocamentos permitirá determinar o sentido de rotação que lhe é responsável.

Fig. 1.12 Rotação e fraturamento de porfiróclastos. (A) Fraturamento intracristalino induzido pela rotação (tipo dominó). (B) Fraturamento de um grão resistente (feldspato) em uma matriz dúctil e (C) Fraturamento de uma mica em matriz dúctil. (modificado de Etchecopar, 1974).

1.6.1.3 Rotação de corpos “boudinados” e de cristais seccionados

A origem dos corpos “boudinados” deve-se a diferença de competência entre materiais submetidos a uma deformação de estiramento ou extensão (Ramsay, 1967). Em uma discussão detalhada sobre a origem destas estruturas, este autor refere-se a rotação de “boudins” e a forma sigmoidal de alguns destes, como sendo o resultado de uma disposição assimétrica de uma camada competente em relação a elipse de deformação, como sugerem os experimentos, e não simplesmente o resultado do cisalhamento.

Hanmer e Passchier (1991) analisam este assunto enfocando o caracter cinemático do problema, mostrando que “boudins”, aparentemente rotacionados, podem se originar tanto de uma deformação coaxial como não coaxial (dextral ou sinistral) (Fig. 1.13), enfatizando a necessidade de dados adicionais para a caracterização da cinemática.

Fig. 1.13 Esta figura ilustra três situações de deformações e processos cinemáticos distintos onde os produtos finais são os mesmos. (a) deformação coaxial, (b) deformação coaxial + rotacional e (c) deformação puramente rotacional (modif. de Hanmer e Passchier, 1991).

No caso de cristais seccionados, sabe-se que no decorrer de uma deformação por cisalhamento, a rocha sofre um estiramento, que aumenta de intensidade a medida que a deformação prossegue. Determinados minerais que se encontram convenientemente orientados não mais sofrerão rotação, como visto no caso anterior, mas a deformação processar-se-a através de rupturas segundo planos perpendiculares à direção do estiramento. Trata-se de um processo progressivo, onde nos intervalos entre os fragmentos pode haver preenchimento de neominerais os quais se manterão menos deformados que os demais (Fig. 1.14).

Figura 1.14 Ilustração mostrando um cristal "bloqueado" sendo fraturado e rotacionado após o fraturamento (modif. de Etchecopar e Vasseur, 1987).

A geometria resultante deste processo e a existência de zonas abertas devido ao fraturamento do mineral, são condições favoráveis para que ocorra a rotação destes fragmentos. A diferença na velocidade de rotação dos fragmentos origina lacunas em forma de V (V-pull-aparts) cuja geometria permite determinar o sentido do cisalhamento (Hippertt, 1993). Essas microestruturas são características em rochas granitóides que sofreram cisalhamento de baixo grau metamórfico.

Este mesmo tipo de evolução pode ser encontrado em deformações por dissolução-cristalização (crack-seal deformation, Ramsay, 1980; Cox e Etheridge, 1983; Vauchez, 1987).

1.6.1.4 Estruturas de enrolamento "*Rolling Structures*"

As feições estruturais assimétricas que se desenvolvem no decorrer da deformação cisalhante e que servem como critérios na determinação do sentido do movimento, tendem a se modificar perdendo sua assimetria devido ao extremo achatamento no plano da foliação. Isto significa que em deformações elevadas torna-se problemática a determinação do sentido do cisalhamento, em decorrência da perda da assimetria das feições estruturais.

As estruturas de enrolamento "*rolling structures*" são formadas devido a rotação de objetos competentes em uma matriz dúctil no decorrer de uma ampla deformação cisalhante. Consistem de um objeto rígido, tendo a sua volta caudas assimetricamente rotacionadas. Esse tipo de estrutura, cuja interpretação cinemática e a modelização analógica são recentes (Passchier e Simpson, 1986; Van den Driessche e Brun, 1987), se desenvolvem pelo enrolamento de uma trama planar pré-existente, que pode ter sido formada em um estágio precoce do processo.

Essas estruturas constituem-se em um bom indicador cinemático pois sua assimetria persiste e torna-se mais marcante com a evolução da deformação.

A natureza e origem das caudas podem ser de dois tipos (Van Den Driessche e Brun, 1987):

i) em milonitos e ultramilonitos os porfiroclastos de feldspatos são progressivamente isolados em uma matriz de granulação muito fina, nestes casos, o material da cauda é originário da própria periferia do clasto.

ii) a estrutura de enrolamento resulta de uma feição planar pré-existente, presente na matriz, que é enrolada ao redor do objeto rotacionado (Fig. 1.15).

Fig. 1.15 Características geométricas de uma típica estrutura de enrolamento "rolling structures" (modif. de Van Den Driessche e Brun, 1987).

A geometria resultante da cauda possui padrões em S ou Z e são característicos de sentidos de cisalhamento sinistral e dextral respectivamente (Fig. 1.16).

As estruturas de enrolamento parecem se constituir em um critério cinemático confiável e indiscutível, trata-se de um simples indicador de uma rotação, entretanto recomenda-se que ele seja testado e confirmado para o maior número de casos naturais possíveis.

Fig. 1.16 Assimetrias S e Z das estruturas de enrolamento, as quais permitem determinar o sentido do cisalhamento (modif. de Van Den Driessche e Brun, 1987).

1.6.2 Os indicadores associados às estruturas planares devido a deformação não coaxial

1.6.2.1 Estruturas geradas pelas caudas de recristalização em porfiroclastos

A utilização de caudas de recristalização em porfiroclastos como indicadores cinemáticos é um método relativamente recente (Simpson & Schmid, 1983; Van den Driessche, 1986; Passchier & Simpson, 1986).

As rochas miloníticas contêm porfiroclastos de minerais resistentes como feldspatos, granadas etc., os quais apresentam, geralmente, uma cauda de materiais recristalizados dinamicamente.

Quando uma rocha é submetida a um fluxo laminar, como é o caso dos milonitos, os agregados dos minerais neoformados são levados (arrastados) pelo movimento da matriz ao redor do porfiroclasto e formam caudas, as vezes assimétricas, nas bordas não recristalizadas do cristal inicial (Fig. 1.17). A medida que a deformação prossegue as caudas aumentam de comprimento desde que elas continuem a serem alimentadas pela recristalização do cristal pai.

Fig. 1.17 Modelo esquemático da formação de caudas de recristalização assimétricas (augen structures). A cauda é formada de grãos recristalizados do porfiroclasto original (Simpson e Schmid, 1983).

A geometria do porfiroclasto e sua cauda, denominada de "porphyroclast system" (Passchier & Simpson, 1986), tem sido utilizada como um bom indicador cinemático. Os autores acima citados utilizaram a simetria tridimensional interna de um megacristal, a qual normalmente é ortorrômbica ou monoclínica para a análise cinemática de rochas miloníticas.

Os resultados obtidos em experimentos e em estudos das rochas naturalmente deformadas mostram que a simetria interna monoclínica dos sistemas de megacristais, podem refletir um regime de fluxo não coaxial (Ghosh & Ramberg, 1976; Schoneveld, 1977).

Os sistemas de porfiroclastos também apresentam com frequência, nas rochas miloníticas, uma simetria interna monoclínica, com eixo de simetria x_3 no plano da foliação principal e normal à lineação de estiramento mineral, a qual encontra-se paralela ao eixo x_1 (Passchier & Simpson, 1986) (Fig.1.18).

Fig. 1.18 a) Geometria de um porfiroclasto em uma matriz milonítica para um deslocamento sinistral. S_c é o bandamento, S_f é a foliação e L a lineação de estiramento mineral. b) Elementos da simetria monoclinica interna e externa ao sistema. c) Seções no porfiroclasto normais a x_3 mostrando as possíveis combinações entre as simetrias monoclinica e ortorrômbica, interna e externa ao sistema (modif. de Passchier e Simpson, 1986).

Uma rocha, na qual a maioria dos porfiroclastos apresentam simetrias monoclinicas, sugere que a mesma foi deformada por um fluxo não coaxial relativamente homogêneo.

Passchier & Simpson, (1986) apresentaram um modelo analógico para explicar a formação das caudas assimétricas recrystalizadas, onde distingue-se o tipo σ e o tipo δ (Fig. 1.19). A deformação foi obtida em uma caixa de cisalhamento (shear box), onde o material analógico utilizado constituía-se de uma pasta de silicone e o porfiroclasto era representado por um cilindro rígido imerso no silicone.

Fig. 1.19 Classificação dos sistemas de porfiroclastos de vorticidade sinistral. a) Sistema do tipo σ . b) Deflexão da foliação ao em torno do sistema do tipo σ . c) Tipos de σ_a (equidimensional, elipsoidal, oblongo) e sombras de pressão. d) Tipos em sistemas de milonitos S-C. e) Sistema do tipo δ . f) Deflexão da foliação em torno do sistema do tipo δ . Sc é o bandamento composicional. g) Caudas recristalizadas e dobradas. h) Sistemas σ - δ complexos e "overtorned" (modif. de Passchier e Simpson, 1983).

O problema para a representação do processo de recristalização dinâmica foi resolvido através da variação da forma de um marcador circular colocado ao redor do cilindro rígido. A modelização para deformações maiores foi possível porque após cada incremento da deformação, trocava-se o cilindro para um de diâmetro menor, e a configuração obtida pela deformação anterior era o ponto de partida para a deformação seguinte com o novo cilindro. Este processo foi repetido várias vezes até uma deformação máxima de 10.

A imagem obtida da "auréola de recristalização" ao redor do porfiroclasto é bastante apropriada entretanto, Vauchez (1987) chama a atenção para a falta de rigor, neste experimento, em relação aos aspectos

reológicos dos materiais constituintes. A borda, ao redor do porfiroclasto, é uma simples marca sobre o silicone, não existindo contraste de viscosidade entre ela e a matriz.

Na natureza, pode-se considerar que o sistema seja formado pelo menos de três componentes, cujos comportamentos reológicos devem ser diferentes: o porfiroclásto, a borda, e a cauda formada de grãos recrystalizados, ou seja uma matriz de natureza distinta. Na modelização de Passchier e Simpson (1986) descrita acima, a influência possível dos contrastes de viscosidade sobre o desenvolvimento das microestruturas não foram explorados, entretanto parece pouco provável que esta simplificação conduza a uma modificação importante dos resultados obtidos, os quais simulam muito bem as deformações naturais. Pode-se concluir deste trabalho os seguintes pontos: - os sistemas de porfiroclastos dos tipos σ e δ com simetria monoclinica em milonitos podem servir como bons indicadores do sentido do movimento; - o desenvolvimento das caudas dos tipos σ ou δ podem ocorrer durante o mesmo processo deformacional, o fator discriminante pode ser a relação entre as velocidades de recrystalização R e a velocidade de cisalhamento γ . Caso a razão R/γ seja elevada, predominará os porfiroclastos do tipo σ . Para valores baixos da razão R/γ , as caudas recrystalizadas tornam-se rapidamente finas e sofrem os efeitos da tendência do porfiroclasto sofrer rotação, formam-se então porfiroclastos do tipo δ .

1.6.2.2 A trama planar composta S - C

Este item trata sobre a forma das foliações desenvolvidas em zonas de cisalhamento, considerando-se a formação de tramas compostas e a deflexão de superfícies (foliações) pré-existent.

Ramsay e Graham (1970) apresentaram um modelo mostrando a variação da deformação finita em função de sua magnitude e orientação, para um material submetido a uma deformação dúctil do tipo cisalhamento simples. Esses autores reconheceram ainda que a foliação penetrativa formada dentro da zona de cisalhamento faz, inicialmente, um ângulo de cerca de 45° com o plano do cisalhamento e, sendo esta foliação do tipo "strain sensitive", ela sofre, no decorrer da deformação progressiva, uma rotação que acompanha o elipsóide de deformação finita, em resposta a vorticidade do fluxo.

Em 1979, Berthé et al. descreveram a formação de uma trama planar composta no decorrer de um processo de milonitização de uma rocha granítica, isto é, discutiram sobre a geração de duas, as vezes três

famílias de superfícies distintas, durante a deformação, cuja intersecção é paralela ao eixo Y do elipsóide de deformação. Eles interpretaram esta trama como o resultado de uma única deformação progressiva não coaxial.

Neste sistema, as superfícies denominadas S foram atribuídas aos planos de xistosidade ou clivagem (foliações). Essas superfícies refletiriam um acúmulo da deformação finita em um plano particular do elipsóide de deformação, no caso o plano XY (plano de achatamento). Outras superfícies, denominadas C, correspondem às zonas de cisalhamento localizadas (Fig. 1.20).

Fig. 1.20 Trama planar S-C resultante do desenvolvimento simultâneo das superfícies de cisalhamento C e das superfícies de xistosidade S. (segundo Lister e Snoke, 1984).

Berthé et al. (1979) descreveram as tramas compostas S/C como superfícies contínuas/descontínuas em oposição à natureza contínua das zonas de cisalhamentos de Ramsay e Graham (1970).

As superfícies C (descontínuas) não são simplesmente zonas de cisalhamentos dúcteis estreitas. Berthé et al. (1979) mostraram que se tratam de planos de cisalhamentos rúpteis que cortam uma xistosidade apesar de terem se formado no decorrer da mesma deformação progressiva, não se trata portanto de foliações superpostas, que corresponderiam a eventos tectônicos sucessivos, mas sim de estruturas sincrônicas, cada uma delas tendo um significado mecânico próprio. Alguns autores referem-se aos planos C como bandas de cisalhamento (shear bands), querendo especificá-las como zonas planares estreitas, ao longo das quais ocorreu a movimentação.

Para a utilização deste indicador cinemático é fundamental que as duas famílias de superfícies S e C, tenham sido formadas no decorrer do mesmo evento tectônico. De uma maneira geral, as superfícies S

(xistosidade) parecem existir antes da individualização dos planos C (Lister & Snoke, 1984; Vauchez, 1987).

As tramas ou superfícies S/C constituem-se em um indicador cinemático de fácil utilização e muito confiável, trata-se de um excelente critério na determinação do sentido do cisalhamento.

1.6.2.3 As bandas ou superfícies de cisalhamento

As bandas de cisalhamento são comumente encontradas em rochas anisotrópicas (milonitos, gnaisses, filitos, mica xistos etc). Essas superfícies ocorrem como estruturas internas nas rochas foliadas (xistosas), são de pequenas dimensões, (meso a microscópicas) e estão normalmente associadas a um cisalhamento principal, ao qual se encontram ligeiramente oblíqua.

Estas estruturas podem ser comparadas a certos elementos do sistema de Riedel (ver Tchalenko, 1970) que se desenvolvem no decorrer de uma deformação rúptil em associação com as falhas superficiais, poderiam ser associadas às fraturas sintéticas de Riedel, que fazem um ângulo de 15-25° com a zona de cisalhamento principal (Fig.1.21).

Fig.1.21 Sistema de fraturas/falhas conjugadas de Riedel (modf. de Vialon et al., 1976).

Estas superfícies podem ser consideradas as superfícies C' de Berthé et al. (1979) ou ainda as crenulações e clivagens em extensão de Platt e Vissers, (1980), assim designadas devido a semelhanças com pequenas falhas normais.

As bandas de cisalhamento podem se constituir em uma estrutura penetrativa, fato este que levou alguns autores, na literatura

internacional, a utilizarem termos distintos para designar esta feição deformacional, tais como: "shear band foliation" (White et al., 1980) e "asymmetrical extensional crenulation cleavage" (Platt e Vissers, 1980).

Gapais e White (1982) forneceram uma descrição detalhada das bandas de cisalhamento em quartzo-milonitos, mostrando que o desenvolvimento dessas estruturas é um importante processo de acomodação da deformação, a qual parece estar relacionada às zonas miloníticas desenvolvidas a temperaturas relativamente baixas.

Passchier (1984) estudou a geração de bandas de cisalhamento dúcteis e rúpteis em uma zona milonítica de baixo ângulo, situada no maciço de Saint-Barthélemy nos Pirineus franceses. Nesse trabalho o autor distinguiu diferentes tipos de bandas de cisalhamento, as quais estariam relacionadas com a história deformacional da zona de cisalhamento de baixo ângulo. Concluiu que as bandas de cisalhamento se desenvolveram nos estágios finais do evento deformacional dúctil, fato este que pode ter ocasionado mudanças no comportamento reológico da rocha ou ainda variação no quadro cinemático.

A utilização dessa estrutura como um indicador cinemático exige prudência. Há a necessidade da certeza de que a foliação milonítica e as bandas de cisalhamento tenham sido formadas no decorrer da mesma deformação progressiva e ainda, que correspondam ao sistema conjugado do tipo "Riedel". Nessas condições, as duas superfícies têm uma intersecção paralela ao eixo Y do elipsóide de deformação ou perpendicular a direção de transporte (lineação de estiramento).

1.6.2.4 Os "Mica Fishes"

As estruturas denominadas de "mica fishes" são conhecidas há muito tempo (Reed e Bryant, 1964; Higgins, 1966 in Vauchez, 1987), mas somente com o trabalho de Lister e Snoke (1984), essa feição foi objeto de um estudo mais aprofundado.

Os "mica fishes" são formados por porfiroclastos de micas, geralmente moscovitas, as quais sofreram estiramento decorrente de uma deformação onde parece haver uma combinação de dois processos distintos: um friável e outro cristal-plástico (Lister & Snoke, 1984). As micas se dispõem obliquamente em relação à superfície de fluxo (foliação milonítica ou bandas de cisalhamento). Os porfiroclastos têm, geralmente, uma forma assimétrica com os planos de clivagem (001) inclinados em relação ao cisalhamento (Fig. 1.22) ou sub-paralelos à superfície C. Nestas

orientações o plano de deslizamento na mica encontra-se sub-paralelo à direção do fluxo, por esta razão as micas estão relativamente não deformadas. Entretanto se os planos (001) acham-se inclinados em relação às superfícies C, pode haver microdobramentos, "kinking", clivagem e/ou fraturamento dos cristais de micas (Fig. 1.22i & j).

Fig. 1.22 A figura ilustra os efeitos da variação na atitude dos planos (001) na microestrutura das micas submetidas a um cisalhamento dextral. Novas "mica fish" são geradas devido às fraturas em um porfiroclasto de mica, onde estão envolvidas fraturas de clivagem (c-d) e microfalhas (e). "Mica fish" encontram-se inclinadas em relação ao cisalhamento, o ângulo de inclinação varia de 0 a 30° (a-b). Combinações dos tipos de microfalhas levam a formação de falhas listricas normais ou inversas (g-h). Os planos (001) podem estar dobrados devido a sua forte inclinação (i-f) (modif. de Lister & Snoke, 1984).

Em rochas fortemente deformadas os porfiroclastos de "mica fish" estão, geralmente, ligados uns aos outros através de suas caudas, formando uma estrutura contínua do tipo "stair-step" (Fig. 1.23) (Lister e Snoke, 1984). Cada uma destas características microestruturais descritas acima são extremamente úteis como indicadores cinemáticos.

Fig. 1.23 “Mica fish” em um milonito onde as superfícies S e C tornam-se paralelas formando estrutura do tipo “stair-step” (modif. de Vauchez, 1987).

1.6.3 Os indicadores cinemáticos compostos

Nestes indicadores cinemáticos, há evidências da atuação simultânea de uma forte componente rotacional em uma trama planar onde existe um fluxo laminar importante.

1.6.3.2 Sombras de Pressão Assimétricas

A grande maioria das rochas é constituída por objetos ou partículas resistentes, as quais no decorrer de um processo deformacional, estabelecem tipos especiais de heterogeneidades que podem ser utilizadas nos estudos da deformação finita (Ramsay e Huber, 1983).

Estas heterogeneidades deformacionais levam a formação das sombras de pressão (*pressure shadows*), que podem ser definidas como regiões de baixa deformação, as quais se encontram dispostas simetricamente em lados opostos de um objeto rígido.

Etchecopar e Malavieille (1987) consideram que as sombras de pressão resultam, de fato, da diferença na deformação entre um objeto resistente e uma matriz dúctil.

Os tipos mais frequentes de objetos resistentes à deformação encontrados nas rochas, causadores das sombras de pressão, são cristais ou agregados cristalinos isolados, constituídos de minerais opacos do tipo pirita e magnetita.

Ramsay e Huber (1983) elaboraram uma revisão completa sobre estas estruturas, onde consideram três tipos principais de sombras de pressão: o tipo pirita, o tipo crinóide e o tipo composto.

Neste trabalho vamos considerar apenas o tipo pirita, pois é o mais comum e o mais importante para efeito de uma análise cinemática.

Denomina-se de “tipo pirita” em razão de ser encontrado, com muita frequência, ao redor destes minerais. Evidentemente nada impede que este tipo de crescimento possa ocorrer ao redor de qualquer outro mineral resistente. O crescimento incremental das fibras localiza-se na interface entre o objeto resistente e sua sombra de pressão.

Distingue-se, em função da maneira como ocorre o crescimento dessas fibras, duas categorias:

- fibras controladas pelo deslocamento. Tem-se uma geometria que mostra, de maneira consistente, o crescimento progressivo das fibras em direção ao objeto resistente (Fig.1.24A)

- fibras controladas pelas faces, com os eixos das fibras crescendo normal à face do cristal resistente, independentemente das direções de deslocamentos (Fig.1.24B).

Fig. 1.24 Sombras de pressão do tipo pirita mostrando crescimento das fibras controladas pelo deslocamento (A) e pela face (B) (modif. de Ramsay e Huber, 1983).

Etchecopar e Malavieille (1987) chamam a atenção para a importância da temperatura e pressão no decorrer do processo deformacional para a formação das sombras de pressão. Dependendo das condições físicas da deformação pode-se distinguir, nas sombras de pressão, fibras rígidas ou deformáveis, as quais reagem de maneira distintas em relação à deformação progressiva.

Os autores acima citados, a partir de estudos de modelagem numérica na formação das sombras de pressão, concluem que essas estruturas podem ser utilizadas, com segurança, na análise cinemática e na quantificação da deformação total das rochas deformadas. A assimetria das sombras de pressão permite inferir o sentido do cisalhamento em deformações não-coaxiais. Sombras de pressão assimétricas são características em rochas de zonas de falhas. Elas têm, frequentemente, a forma de um sigmóide, ao invés de estarem alinhadas paralelamente à xistosidade.

Vauchez (1987) mostra duas interpretações cinemáticas opostas para dois processos distintos de formação das sombras de pressão assimétricas:

a) As zonas assimétricas de menor pressão são formadas em decorrência da rotação de um porfiroclasto dentro de uma matriz. Tem-se um abaixamento da pressão na parte posterior do movimento (Fig. 1.25A), de uma certa maneira, semelhante ao que ocorre na parte traseira de um veículo em movimento.

b) As zonas de menor pressão são criadas pelo fluxo laminar da matriz ao redor do porfiroclasto que se comporta como um sólido não deformável. Comparando com um fluxo de um rio, as sombras de pressão seriam zonas protegidas por um corpo qualquer e que estariam situadas a jusante da corrente (Fig.1.25B).

Fig. 1.25 Processos distintos para a formação das sombras de pressão, em (A) ocorre a rotação do porfiroclasto (modelo de Simpson e Schmid, 1984), em (B) devido ao fluxo laminar em torno do porfiroclasto. (a) Mostra o campo do deslocamento real, (b) o fluxo relativo em torno do porfiroclasto.

porfiroclasto e (c) o campo do deslocamento reduzido supondo fixo o centro do porfiroclasto (modif. de Vauchez, 1987).

No primeiro caso é necessário que a relação velocidade de rotação do porfiroclasto/velocidade de escoamento da matriz ao redor deste seja elevada. Para o segundo caso as condições devem ser inversas, isto é a velocidade de rotação do porfiroclasto/velocidade de escoamento da matriz será baixa. Vauchez (1987) sugere que na maioria dos casos é a segunda interpretação que melhor indica o sentido do cisalhamento, como pode ser confirmado por outros critérios. Entretanto destaca a importância da forma do porfiroclasto ou do objeto sólido, pois há casos onde as duas situações podem ocorrer em uma mesma amostra, fato que explica a presença de figuras sigmoidais opostas.

As fibras de cristalização nas sombras de pressão possuem, na maioria das vezes, uma curvatura que pode ser côncava ou convexa em relação ao plano médio do objeto resistente ou porfiroclasto. Essa curvatura está relacionada com a rotação do elipsóide de deformação finita no decorrer do cisalhamento progressivo (Choukroune, 1971; Nicolas, 1984; Etchecopar e Malavieille, 1987; Vauchez, 1987).

As fibras crescem paralelamente à direção de estiramento X do elipsóide de deformação infinitesimal (Nicolas, 1984), situado à 45° do plano de cisalhamento. Desta maneira cada geração de fibras possui uma orientação distinta e a sombra de pressão adquire uma forma encurvada característica.

Ramsay e Huber (1983) destacam que a curvatura é uma feição de crescimento e não o resultado de uma deformação tardia superimposta sobre as fibras anteriormente retas (Fig. 1.24).

As diversas formas que as fibras cristalizadas podem adquirir nas sombras de pressão, foram estudadas em detalhe simulando-se diferentes condições de deformação (Etchecopar e Malavieille, 1987).

Neste trabalho destaca-se as formas mais frequentes que são as centrífugas e as centrípetas.

As sombras de pressão de forma centrífuga têm seu crescimento em direção ao objeto resistente ou quase indeformado, sendo assim, as fibras mais antigas estão localizadas nas vizinhanças do objeto resistente e fazem um ângulo pequeno com a direção do cisalhamento principal, enquanto que as fibras mais novas, localizadas mais distante do objeto,

caracterizam-se por apresentarem um ângulo de quase 45° com a foliação principal (Fig.1.26A).

As sombras de pressão de forma centrípeta caracterizam-se por um crescimento das fibras, a partir das faces convenientemente orientadas, do objeto resistente em direção à sombra de pressão. Neste caso as fibras mais distantes do objeto são as mais antigas, as quais fazem um ângulo próximo de 0° com a direção do cisalhamento (Fig.1.26B).

Uma análise detalhada dos casos referidos acima, permite a dedução da rotação sofrida pela direção de estiramento X, portanto a possibilidade de se concluir sobre o sentido do cisalhamento, lembrando sempre que as fibras que fazem um ângulo alto com a xistosidade são as últimas a se formarem.

Fig. 1.26 Crescimento centrífugo (A) e centrípeto (B) de fibras cristalinas em zonas de pouca deformação no decorrer de uma deformação rotacional (modif. de Vauchez, 1987).

1.6.3.3 A Orientação Cristalográfica Preferencial

Os trabalhos pioneiros de Bruno Sander (1930, 1948 e 1950) propunham que a simetria da trama de uma rocha deformada era o reflexo da simetria cinemática de sua deformação. Os poucos conhecimentos sobre os mecanismos deformacionais nessa época, não possibilitavam grandes interpretações sobre a petrotrama das rochas deformadas.

Os progressos realizados nos campos da Física, Metalurgia, Ciências dos Materiais, etc., propiciaram um melhor entendimento dos mecanismos da deformação plástica e dos processos que levam ao desenvolvimento de uma orientação preferencial em um agregado policristalino.

Sabe-se atualmente, que a deformação plástica desenvolve simultaneamente orientações preferenciais de duas naturezas distintas: orientações da forma e da rede cristalina. A primeira é a expressão de uma orientação média dos planos de achatamento (XY) (superfície S na Fig. 1.27B) e das direções de estiramento (X), ou seja uma foliação e uma lineação respectivamente. A orientação da rede cristalina (C na Fig. 1.27A e B) significa uma orientação média das direções cristalográficas que se desenvolve no decorrer da deformação plástica.

Fig. 1.27 (A) Deformação plástica de um monocristal convenientemente orientado mostrando a direção de deslizamento C. (B) Um agregado indeformado mostrando grãos posicionados em diferentes direções, após a deformação plástica tem-se a orientação preferencial da rede C, diferente da orientação de forma S.

A assimetria ou obliquidade entre as orientações preferenciais da forma (OPF) e da rede cristalina (OPR) levaram pesquisadores à profundas investigações para explicá-la (Nicolas et al., 1971, 1972, 1973; Mercier e Nicolas, 1975; Laurent e Etchecopar, 1976; Bouchez, 1977; Burg et al. 1981; Bouchez et al. 1983; etc.). Esses autores consideraram que a trama total (OPF e OPR) seria uma consequência da orientação dos grãos minerais (paralelos aos eixos do elipsóide da deformação finita) e do deslizamento sobre planos cristalográficos convenientemente orientados.

As tramas assimétricas em agregados minerais podem ser interpretadas da mesma maneira. Considera-se que um determinado sistema de deslizamento predomina sobre outros (single-slip hypothesis), em cristais deformados plasticamente. Trata-se de uma hipótese fundamentada no princípio de que em um cristal existem muitos planos de

deslizamento, porém uma única direção de deslizamento é ativada para uma determinada condição de pressão e temperatura.

As pesquisas modernas mostraram que em condições físicas específicas, cristais se deformam por deslizamentos através de sistemas perfeitamente definidos, constituídos de um plano e uma direção.

Tomando-se como exemplo uma deformação homogênea (cisalhamento simples) de um agregado policristalino (Fig. 1.27B), tem-se como resultado que os eixos cristalográficos dos minerais estão relacionados com o sistema de deslizamento operante nessas condições deformacionais. A orientação preferencial da rede cristalina está relacionada com a cinemática da deformação, enquanto que a foliação e lineação referem-se à deformação finita. A obliquidade ou o ângulo entre o traço da foliação (S) e a direção do deslizamento (C) é função da deformação cisalhante (γ).

Esta interpretação das tramas cristalográficas foi confrontada com os resultados de estudos feitos através de modelizações analógicas, numéricas e deformação experimental em gelo (Bouchez e Duval, 1982; Etchecopar, 1974), além de trabalhos que utilizam o microscópio eletrônico a transmissão, o qual permite determinar os sistemas de deslizamento responsáveis pela formação da trama cristalográfica. De uma maneira geral, os resultados permitem dizer que essa teoria é confiável na grande maioria dos casos (Bouchez et al., 1983), principalmente para deformações plástica em temperaturas moderadas (depende do mineral considerado), pois nessas condições, geralmente um único sistema de deslizamento é ativado (Nicolas e Poirier, 1976).

A razão de um sistema de deslizamento predominar sobre um outro, é o reflexo da orientação preferencial da rede cristalina, que por sua vez é função das condições físicas da deformação.

Deve-se alertar, em relação a alguns aspectos, para as possíveis dificuldades em relação ao esquema teórico apresentado, por exemplo:

→ em agregados policristalinos com orientações cristalográficas iniciais particulares, a direção de deslizamento intracristalino pode ocorrer em sentido inverso ao do fluxo geral da rocha (Etchecopar, 1974) (Fig. 1.28).

Fig. 1.28 Esquema sobre o comportamento plástico intracristalino de um cristal orientado de tal maneira que o deslizamento interno é conforme o cisalhamento externo (a) e cristais onde o cisalhamento interno está em sentido oposto ao imposto pela deformação externa (b).

→ quando o processo deformacional se desenvolve a temperaturas muito elevadas, tem-se a possibilidade de ocorrer, no agregado cristalino, a ativação simultânea de diferentes sistemas de deslizamento. Há, entretanto, fatores secundários tais como, a orientação inicial da rede cristalina ou variações locais de esforços que podem determinar a ativação de um ou outro sistema de deslizamento.

→ fenômenos posteriores à deformação podem interferir e modificar, ou até mesmo apagar parcial ou totalmente uma orientação cristalográfica preferencial, por exemplo: recristalização dinâmica (Brunel, 1980), "recozimento" pós-tectônico (recristalização e migração de juntas) e a superposição de várias fases tectônicas em uma rocha, tornando difícil a atribuição de uma determinada orientação preferencial (OPR) a uma fase deformacional específica.

Concluindo, pode-se afirmar que o estudo da orientação preferencial da rede cristalina ou trama cristalográfica, fornece resultados adequados que são realmente interpretáveis, tanto do ponto de vista cinemático como reológico, principalmente para determinados minerais que possuem sistemas de deslizamentos que são ativados dentro de domínios específicos de temperatura e taxas de deformação (strain rate), tais como o quartzo, a olivina, os plagioclásios etc..

O quartzo parece melhor adaptado às deformações de baixa a média temperatura (epizona e mesozona), entretanto há na literatura descrição de tramas de quartzo de alta temperatura (Bouchez et al., 1985).

Minerais como olivinas e plagioclásios fornecem melhores resultados em condições deformacionais onde a temperatura é mais elevada ($>600^{\circ}\text{C}$), nesses casos os processos de deslizamento intracristalino

são mais fáceis e um determinado sistema deve preponderar sobre um outro.

Deve-se destacar que para alguns minerais, o desenvolvimento de uma orientação preferencial da rede (OPR) não resulta do processo de deslizamento intracristalino, como resumidamente apresentado acima, mas em decorrência da geminação tectônica dos cristais.

A geminação tectônica ou mecânica dos feldspatos plagioclásios será estudada em detalhe (Cap.4), visando uma abordagem cinemática e dinâmica para as zonas de cisalhamento de alta temperatura.

1.7 Considerações Finais sobre a Análise Cinemática

Nos últimos 20 anos, os métodos de análise cinemática e os estudos de petrotrama (petrofábrica) em rochas deformadas plasticamente, foram enriquecidos através da interpretação de numerosas meso e microestruturas, cuja geometria é indicativa do sentido do movimento e das condições físicas da deformação.

A utilização de critérios para o conhecimento cinemático das faixas de dobramentos permitiram um avanço significativo na compreensão dos processos deformacionais na escala da crosta. Esse entendimento tem permitido aos pesquisadores o acesso aos estudos tectônicos com ênfase em análise cinemática, indo além da análise estrutural clássica (geométrica).

A análise cinemática parece se constituir em uma das ferramentas mais adequadas para a compreensão dos grandes movimentos de massa relativos à tectônica global. Há determinadas circunstâncias entretanto, como referido em parágrafos anteriores, onde essa metodologia deve ser considerada com o devido cuidado.

Em deformações de alta temperatura, sob condições de metamorfismo mesozonal a catazonal, os mecanismos deformacionais tendem a mudar, a difusão passa a ter um papel preponderante e as reações metamórficas podem se tornar verdadeiros processos deformacionais (Rubie 1983).

A textura ou microestrutura da rocha pode continuar a se desenvolver mesmo após ter cessado a deformação. Deve-se ter em mente que a temperatura da rocha no decorrer de sua deformação, diminui de maneira mais lenta, em comparação com o relaxamento dos esforços. Essas condições não são favoráveis à formação e conservação de microestruturas

indicativas do sentido do cisalhamento em rochas félsicas. Todavia, em condições de alta temperatura pode-se ter o desenvolvimento de uma orientação cristalográfica preferencial, passível de interpretação em minerais como plagioclásios, olivinas e piroxenios, devido a ativação de sistemas de deslizamentos mais eficazes.

O caso de deformações miloníticas superpostas constitui-se em uma outra circunstância, onde a análise cinemática é de difícil interpretação. Quando se tem vários episódios de cisalhamento em uma zona de movimento, a trama milonítica conserva um registro apenas do último evento, sendo muito difícil relacioná-lo aos episódios anteriores.

Deve-se considerar entretanto, que apesar dos cuidados que devem ser tomados, a análise cinemática é uma ferramenta de grande utilidade, quando aplicada às grandes deformações que afetam a crosta do planeta. Apenas ela fornece dados consistentes para a análise da tectônica global.

2. A LITOSFERA CONTINENTAL - REOLOGIA E ESTRUTURA

2.1 Definições e Histórico

Reologia significa, etimologicamente, o estudo da deformação e do fluxo da matéria. Trata-se da ciência que descreve as relações entre esforço, deformação e suas variações em relação ao tempo, investigando as suas consequências nos problemas que envolvem distorção, fraturamento e fluxo.

Ao se estudar a reologia em uma escala continental, a qual envolve a tectônica de placas, tem-se a necessidade de um conhecimento sobre as propriedades mecânicas da crosta e manto superior, e do seu papel nos processos geodinâmicos.

Um estudo tectônico que abrange um tema como este não pode estar restrito aos níveis crustais superiores.

A geodinâmica é um processo que envolve a litosfera como um todo e por esta razão, quando se busca a compreensão dos processos deformacionais e cinemáticos em megascale, a reologia da litosfera tem que ser considerada.

Como definir a litosfera? A litosfera é a camada externa, resistente ou a envoltória superficial do nosso planeta. Na verdade não se tem uma única definição de litosfera, ela pode ser expressa sob diferentes pontos de vista (Ranalli e Murphy, 1987), por exemplo:

- no sentido sismológico a litosfera compreende a parte situada acima da zona de baixa velocidade (low velocity zone - LVZ) das ondas S no manto superior. A camada caracterizada pela baixa velocidade das ondas S é a astenosfera, a qual situa-se entre 70-250 km de profundidade.

- no sentido tectônico a litosfera pode ser definida como sendo a camada mais externa que translada, coerentemente, durante o movimento das placas.

- no sentido reológico a litosfera compreende todo o material situado acima da profundidade, controlada termicamente, onde o comportamento dúctil torna-se predominante. Esta definição tem forte dependência com a escala de tempo considerada. Para períodos de tempo relativamente curtos, em relação à escala do tempo geológico, a litosfera

pode ser considerada como uma camada, que ao ser submetida a uma carga, reage segundo um modelo flexural de placa elástica, em repouso sobre um fluido perfeito (Kirby, 1987; Anderson, 1995; Tommasi, 1995). A base desta camada corresponde a uma isoterma de aproximadamente 450°C. Para períodos de tempo extremamente longos, os materiais terrestres comportam-se como fluidos de alta viscosidade (Ranalli, 1987; Tommasi, 1995). A litosfera é então uma camada resistente mecanicamente, cujo limite inferior é definido pela profundidade onde os esforços tornam-se inferiores, de várias ordens de grandeza, em relação aqueles apresentados em níveis crustais superiores (mais competentes), para taxas de deformação da ordem de 10^{-15} s^{-1} . Esta definição descreve o comportamento mecânico das camadas superficiais da Terra, para períodos da ordem de vários milhões de anos, que são aqueles associados às deformações naturais, decorrentes dos movimentos e interações de placas, tais como “rifting” e as colisões continentais.

Estas definições, evidentemente não são completas, por exemplo a zona de baixa velocidade encontra-se ausente em muitas áreas cratônicas, a espessura e profundidade das placas tectônicas variam com a idade e província tectônica considerada e além disso, as propriedades reológicas da litosfera são função do processo utilizado para determiná-las, isto é, dependem da magnitude do esforço, da taxa deformacional e do gradiente térmico.

Ranalli (1987) enfatiza que não se pode considerar a litosfera como tendo características reológicas uniformes, mesmo em uma única província tectônica. Há que se ponderar sobre a variação vertical destas propriedades. Essa estratificação reológica da litosfera pode ser considerada como sendo função dos esforços causados pelos processos deformacionais (Beaumont, 1979), tendo também uma relação direta com as particularidades dos próprios materiais, isto é, seria decorrência do próprio bandamento composicional da litosfera.

Kirby (1983) em seu trabalho sobre a reologia da litosfera, apresenta uma revisão dos conceitos e mostra que os autores de artigos mais antigos consideravam a crosta como sendo uniforme, a qual teria o comportamento reológico do quartzo, sendo que essa camada cobriria um manto superior constituído exclusivamente de olivinas.

Courtney e Beaumont (1983) estudando a variação da viscosidade em função da profundidade, assumiram a litosfera como tendo uma composição uniforme e mecanicamente ela seria compatível ao modelo reológico de Maxwell, isto é, um corpo visco-elástico onde os modelos de Hooke e Newton estão dispostos em série (Fig.2.1).

Ranalli & Murphy (1987) estudaram as variações verticais das propriedades reológicas baseando-se nas leis da deformação que regem os materiais litosféricos. Vários trabalhos a respeito deste tema foram desenvolvidos (Kirby, 1977; 1983; Brace e Kohlsted, 1980; Meissner e Strehlau, 1982), entretanto todos estes utilizaram um modelo simples para a litosfera, onde a consideraram como sendo constituída de uma crosta de composição quartzítica sobre um manto superior peridotítico.

Fig. 2.1 Modelo reológico visco-elástico de Maxwell e diagrama deformação x tempo

Carter e Tsenn (1987) ao estudarem a reologia e o fluxo da litosfera continental chamaram a atenção para a existência de zonas pouco resistentes, do ponto de vista mecânico, ($\sigma_1 - \sigma_3 < 10$ MPa) na crosta superior, mediana e inferior, as quais foram inferidas de observações e interpretações geológicas e geofísicas, confirmadas através das propriedades reológicas determinadas empiricamente em algumas rochas cristalinas. Estas regiões ocorrem nos intervalos de profundidade de 10-15 km, 20-28 km e 25-40 km, este espaçamento depende do tipo de rocha e da província tectônica considerada.

2.2 Estrutura e Variação Vertical da Litosfera

O comportamento mecânico e/ou a reologia das rochas da litosfera continental é função da profundidade e das condições físico-químicas onde essas rochas se encontram.

O problema torna-se ainda mais complexo quando se considera o conhecimento, ainda embrionário, sobre as relações entre profundidade e tempo no comportamento reológico das rochas crustais, mesmo as mais comuns.

As rochas da parte superior da crosta apresentam um comportamento elástico-plástico e seu processo deformacional é função, quase que exclusivamente da pressão (Byerlee, 1978). Para períodos de tempo da ordem de vários milhões de anos, a litosfera se comporta como um fluído de alta viscosidade, nestas condições sua reologia passa a ser, praticamente, independente da pressão (Nicolas e Poirier, 1976). As pequenas variações de pressão que caracterizam o domínio da litosfera permite que seus efeitos não sejam levados em consideração.

As rochas, agregados policristalinos silicáticos, possuem propriedades reológicas que variam, de forma mais relevante, com a temperatura e profundidade.

O bloco-diagrama da Figura 2.2, mostra uma seção imaginária da crosta continental onde se reconhece as complexidades e as heterogeneidades de seus materiais constituintes. Tem-se ainda a representação da pressão litostática, temperatura, grau metamórfico e dos mecanismos deformacionais predominantes. A estruturação apresentada no bloco-diagrama é descrita a seguir:

Fig. 2.2 Bloco diagrama da crosta continental (modificado de Carter e Tsenn, 1987)

- a crosta apresenta em sua parte superior uma camada de sedimentos de grau diagenético baixo (zeólita-pumpelita), que aumenta com a profundidade para uma associação da fácies xisto-verde.

- a profundidades intermediárias (20-25km) os materiais constituintes possuem um grau metamórfico da fácies anfibolito, ao quais estão associados um plutonismo granítico e migmatização.

- a profundidades crustais inferiores, predominam rochas de composição máfica a intermediária da fácies granulito. Estas rochas estão geralmente associadas à gnaisses silicosos e a corpos plutônicos de composição intermediária a máfica.

A sequência crustal descrita acima encontra-se sobre os constituintes do manto superior, predominantemente de composição ultramáfica, composto principalmente de olivina, com menor quantidade de piroxênios e outras fases aluminosas.

Ranalli e Murphy (1987) consideram para a litosfera continental, um modelo constituído de três camadas, as quais apresentam uma variação composicional com a profundidade, são elas: uma camada de composição granítica, outra de composição granodiorítica e a terceira de composição dunítica/herzolítica. Este modelo, fundamentado na variação vertical e composicional, vem caracterizar a estratificação da litosfera continental em uma crosta superior, crosta inferior e o manto litosférico.

A litosfera apresenta portanto, uma complexa estratificação composicional, a qual deve refletir respostas mecânicas distintas e comportamentos reológicos característicos, os quais serão analisados levando-se em consideração as condições físicas em função da profundidade. Para efeito de simplificação no cálculo dos perfis reológicos, cada uma das camadas será considerada como tendo uma composição média.

A representação da variação vertical da composição da litosfera através de um modelo de três camadas "homogêneas", implica na existência de interfaces entre as diferentes camadas, que correspondem a variações reológicas abruptas (Tommasi, 1995).

2.3 Gradiente Geotérmico

A variação vertical da temperatura no interior da Terra não pode ser determinada, de maneira tão simples, como a pressão ($P = \rho g z$, sendo ρ a densidade, g a aceleração da gravidade e z a profundidade). As determinações do gradiente térmico (dT/dz) próximo à superfície registram valores que variam da ordem de 10 a 60°C km^{-1} , com valores médios da ordem de 25°C km^{-1} para regiões não orogênicas (Philpotts, 1990). Caso um gradiente dessa ordem fosse válido para qualquer profundidade, teríamos uma temperatura de 625°C a uma profundidade de 25 km. Os trabalhos experimentais mostram que a temperaturas dessa ordem de grandeza, tem-se início a fusão de rochas crustais hidratadas, todavia, dados sísmicos de ondas S, não evidenciam a existência de material fundido a essa profundidade. Esses fatos sugerem uma complexa mudança do gradiente térmico com a profundidade.

A variação vertical da temperatura desempenha um papel fundamental na definição da litosfera, não apenas na caracterização de seu limite térmico, mas também na importância de sua definição mecânica, pois a temperatura controla a ativação de diferentes mecanismos deformacionais. O gradiente geotérmico constitui-se portanto, em um dos

parâmetros essenciais no comportamento reológico da litosfera (Tommasi, 1995).

Sabe-se que o calor flui dos locais de temperatura elevada para regiões de baixa temperaturade, o qual é transferido de diferentes maneiras, dependendo da natureza do meio onde o calor é transmitido. Por exemplo, no vácuo a transferência ocorre unicamente por *radiação*, em um gás ou líquido de baixa viscosidade, pode ser transferido por *convecção* e em sólidos a transferência ocorre somente por *condução* (Philpotts, 1990).

A transferência de calor na litosfera se faz essencialmente por *condução*, porém em certas situações tectônicas, como nos arcos magmáticos, a advecção desempenha um papel importante (Tommasi, 1995). As transferências de calor por advecção (transmissão de calor através de um movimento horizontal de gases) são também decorrentes de determinados movimentos tectônicos (zonas de extensão ou colisão), um exemplo é o fluxo térmico registrado em superfície na região do Rift do Kenia, decorrente de um processo de adelgaçamento litosférico (Wheildon, et al., 1994). Este tipo de transferência de calor é de caráter, restrito, localizado e de difícil estimativa.

Por uma questão de simplicidade, os perfís reológicos aqui apresentados, para mostrar a resistência da litosfera continental, foram elaborados levando-se em consideração geotermas constantes para espessuras litosféricas diferentes, a semelhança de Turcotte e Schubert (1982) e Tommasi (1995).

As experiências mostram que o calor transferido por *condução* é proporcional ao gradiente térmico ($-dT/dx$), isto significa que a temperatura decresce em uma determinada direção x . Este fenômeno pode ser escrito, matematicamente, introduzindo-se o fator J denominado fluxo térmico, que é a quantidade de energia térmica que passa na direção x , em uma seção de área unitária. A equação básica é a equação de Fourier que anuncia ser o fluxo térmico J diretamente proporcional ao gradiente térmico:

$$J = -k \frac{dT}{dx} \quad (\text{eq. 2.1})$$

onde k é o coeficiente de condutividade térmica, x é a profundidade e T é a temperatura.

A variação vertical da temperatura, (gradiente térmico), em uma determinada região, depende do calor transferido do manto sub-litosférico para a litosfera, da produção de calor devido à desintegração dos

elementos radioativos no interior da litosfera e da condutividade térmica dos materiais litosféricos (Tommasi, 1995).

A produção de calor nas rochas crustais é extremamente variada, estando na dependência da concentração e distribuição dos elementos radioativos encontrados nos diferentes tipos litológicos presentes na litosfera.

As rochas ácidas tendem a apresentar uma concentração em elementos radioativos superior `aquelas encontradas nos basaltos, que por sua vez apresentam concentrações maiores que as do manto superior, sugerindo que a concentração em elementos radioativos parece, de uma maneira geral, decrescer com a profundidade na crosta continental (Tommasi, 1995).

Esta distribuição pode ser expressa através de uma equação que mostra a diminuição exponencial da produção de calor H por unidade de volume, com a profundidade x , devido `a desintegração de elementos radioativos.

$$H = H_s e^{-x/h_r} \quad (\text{eq. 2.2})$$

onde H_s é a produção de calor por unidade de volume em superfície ($x=0$) e h_r representa uma escala de comprimento para a diminuição de H com a profundidade, (geralmente $h_r \sim 10$ km).

A distribuição de temperatura na crosta continental pode então ser escrita através da equação diferencial

$$k \frac{d^2 T}{dx^2} + \rho H_s e^{-x/h_r} = 0 \quad (\text{eq. 2.3})$$

onde T é a temperatura, k é a condutividade térmica e ρ é a massa volumétrica dos materiais crustais (Tommasi, 1995).

Supondo que abaixo da camada superficial, rica em elementos radioativos, o fluxo de calor em direção `a superfície é J_m , o fluxo de calor a uma profundidade qualquer $J(x)$ pode ser obtido pelo integração da equação (2.3):

$$J_{(x)} = -J_m - \rho H_s e^{-x/h_r} \quad (\text{eq. 2.4})$$

A variação da temperatura com a profundidade pode ser obtida através de uma segunda integração da equação (2.3) utilizando a equação de Fourier (2.1) e a condição de $T = T_s$ na superfície:

$$T_{(x)} = T_s + \frac{J_m x}{k} + \frac{\rho H_s h_r^2}{k} (1 - e^{-x/h_r}) \quad (\text{eq. 2.5})$$

A partir da equação 2.5, pode-se calcular as geotermas para diferentes ambientes tectônicos (Fig. 2.3), utilizando-se as condutividades térmicas médias (constante) para cada camada litosférica (Tabela 2.1).

Figura. 2.3. Geotermas para diferentes ambientes tectônicos: um cráton (a) uma litosfera normal (b) e “rifts” continentais (c) e (d). Cada um dos ambientes estão caracterizados por uma espessura crustal (z_m -profundidade do Moho) e um fluxo de calor em superfície (no alto à direita). As geotermas foram calculadas a partir das condutividades térmicas da Tabela 2.1, para uma produção de calor por unidade de volume em superfície $H_s = 2 \times 10^{-6} \text{ Wm}^{-3}$ e uma escala de comprimento $h_r = 10 \text{ km}$ para as geotermas (a) e (b) ou $h_r = 7,5 \text{ km}$ para as geotermas (c) e (d) (modif. de Tommasi, 1995).

Material	granito	granodiorito	granul./ácido	dunito
condutividade [W.m ⁻¹ K ⁻¹]	2,93	2,51	2,51	3,35

Tabela 2.1. Condutividade térmica dos principais constituintes da litosfera (Philpotts, 1990).

2.4 Reologia da Litosfera Continental

Os materiais litosféricos se deformam por meio de diferentes mecanismos, tais como: fraturamento, deslizamento e/ou deslocação e difusão intracristalina (para uma revisão completa ver Nicolas & Poirier, 1976; Poirier, 1985). O predomínio de um tipo de deformação sobre outro é função do esforço deviatórico (σ), da taxa de deformação (ϵ), do tamanho dos grãos e das condições físicas, por exemplo: pressão e temperatura, (Frost e Ashby, 1982).

Em condições de baixa pressão e temperaturas de moderada a baixa, isto é, em níveis crustais superiores, o mecanismo deformacional está restrito à formação de rupturas (falhas) e deslizamento ao longo de planos de fraturas pré-existentes.

A crosta superior pode ser considerada como sendo uma rede inter cruzada de descontinuidades de todo tipo e tamanho, onde o processo importante nesta região é o do deslizamento ao longo de superfícies, com o predomínio de uma tectônica rúptil ou não coesiva.

Para estas rochas do nível estrutural superior aplica-se o critério de ruptura linear (Griggs, 1936, 1939; Anderson, 1951; Sibson, 1974; Patterson, 1978; Rudnicki, 1980) que posteriormente foi aperfeiçoado e pode, atualmente, ser escrito em termos do esforço diferencial ou deviatórico, pressão de sobrecarga e pressão de fluídos dos poros (Ranalli e Murphy, 1987).

$$\sigma_1 - \sigma_3 \geq \beta \rho g z (1 - \lambda) \quad (\text{eq. 2.6})$$

onde σ_1 e σ_3 são os esforços compressivos máximo e mínimo respectivamente, ρ é a densidade do material, g a aceleração da gravidade, z a profundidade, λ fator de fluído dos poros (relação pressão dos fluídos nos poros/pressão de sobrecarga, isto é, $\lambda = P/\rho g z$) e β é um parâmetro que depende do tipo de falhamento, com valores de 3.0, 1.2 e 0.75 para empurrões, transcorrências e falhamentos normais, respectivamente.

O estado do esforço deviatórico limítrofe para falhas de empurrão, transcorrente e normal, para uma densidade $\rho = 2,75 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ e

pressão hidrostática, devido a fluídos nos poros, $p_w = \rho_w g z$, onde ρ_w é a densidade da água, e consequentemente $\lambda = \rho_w / \rho = 0,36$, esta mostrado na Fig. 2.4.

Estas condições de esforços devem representar, provavelmente, os limites superiores (para um determinado λ), pois frequentemente os planos de falhas encontram-se lubrificados com minerais argilosos, tendo então um coeficiente de atrito menor. O critério de ruptura em níveis crustais superiores é um mecanismo que depende da pressão e não é afetado pela temperatura (Price, 1968).

Fig.2.4. Gráfico do esforço deviatório x profundidade para diferentes tipos de falhas (E) empurrão, (T) transcorrente e (N) normal (de Sibson, 1974).

A situação é completamente diferente em relação ao comportamento dúctil das rochas, pois para ocorrer o fluxo a profundidades relativamente elevadas, sabe-se que a resistência ao creep (a diferença de esforços necessária para se obter uma determinada taxa de deformação) está fortemente relacionada com a temperatura.

A lei do fluxo, determinada através de métodos experimentais para praticamente todas as rochas da crosta e do manto superior, esta bem estabelecida e obedece a denominada equação de Dorn (Kirby, 1983)

$$\dot{\epsilon} = A \sigma^n \exp(-Q/RT) \quad (\text{eq.2.7})$$

onde $\dot{\epsilon}$ é a velocidade ou taxa de deformação, σ é o esforço diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$), R é a constante dos gases, T a temperatura e A , n e Q são constantes específicas dos materiais e independem do esforço e da temperatura na faixa de interesse considerada (A é o parâmetro de Dorn, depende da temperatura, mas esta dependência é desprezível quando comparada com o termo exponencial, n é o expoente do esforço e Q é a energia de ativação do *creep*).

A tabela 2.2 mostra uma compilação dos valores para os parâmetros A , n e Q de algumas rochas crustais e também para a olivina.

Material/Rocha	A ($\text{GPa}^{-n} \text{ s}^{-1}$)	n	Q (kJmol^{-1})
Halita	$5,0 \cdot 10^{16}$	5,3	102
Granito	5,0	3,2	123
Granito (hidro)	10^2	1,9	137
Quartzito	10^2	2,4	156
Quartzito (hidro)	$2,0 \cdot 10^3$	2,3	154
Albita	$1,3 \cdot 10^6$	3,9	234
Anortosito	$1,3 \cdot 10^6$	3,2	238
Quartzo diorito	$2,0 \cdot 10^4$	2,4	219
Diabásio	$3,2 \cdot 10^6$	3,4	260
Olivina	$4,0 \cdot 10^{15}$	3,0	540

Tabela 2.2 Parametros do fluxo (creep) dos materias litosféricos (de Ranalli e Murphy, 1987).

Deve-se lembrar que a reprodução experimental das condições deformacionais é apenas aproximada, a resistência resultante deve ser considerada como uma ordem de grandeza estimada e não um valor preciso.

Os parâmetros de todos os materiais, exceto olivina, vêm diretamente dos laboratórios experimentais (Kirby, 1983 para uma revisão). Ranalli e Murphy (1987) utilizam dados sobre rochas ao invés de monocristais, por considerar que as primeiras são mais representativas das condições naturais.

Os materiais da Tabela 2.2 podem ser separados, de uma maneira não rigorosa, com base em suas energias de ativação, em 4 categorias:

- rochas salinas, as quais são extremamente dúcteis e fluem mesmo a temperaturas correspondente à crosta superior.
- rochas ricas em quartzo (granitos e quartzitos), fluem com energia de ativação na faixa de 100 a 150 kJ/mol.
- as rochas básicas e intermediárias, ricas em plagioclásios, que possuem energia de ativação compreendida entre 200 e 250 kJ/mol.
- as rochas ultrabásicas e aquelas ricas em olivinas, são as mais "duras", por exemplo um dunito tem um valor de Q da ordem de 500 kJ/mol.

Para mostrar as variações da resistência ao *creep* com a profundidade, calcula-se os valores de σ segundo a equação de Dorn modificada (Ranalli, 1987):

$$\sigma = (\epsilon/A)^{1/n} \exp (Q/nRT) \quad (\text{eq. 2.8})$$

e considera-se os materiais listados na Tabela 2.2, utilizando-se uma taxa de deformação $\epsilon = 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ e as geotermas esquemáticas da Figura 2.5.

O gráfico da Figura 2.5 mostra três tipos de regimes termais distintos: - de uma litosfera relativamente fria, de 150 km de espessura (curva F), - de uma litosfera quente com 50 km de espessura (curva Q) e de uma litosfera intermediária com cerca de 75 km de espessura (modelo O).

Os modelos F e Q podem ser correlacionados às litosferas encontradas em regiões continentais, nos crátons (escudos) e nas províncias tectônicas ativas, respectivamente.

Figura.2.5. Geotermas para uma litosfera continental fria (F), quente (Q) e oceânica (O). Para uma temperatura de 1500°K, as profundidades são respectivamente: 150, 50 e 75 km (modif. de Ranalli e Murphy, 1987).

Para os cálculos dos valores de σ faz-se a suposição de uma variação linear da temperatura $T(z)$ na litosfera, a qual passaria de $T = 300^\circ\text{K}$ (27°C) em $z=0$, para $T=1500^\circ\text{K}$ (1227°C) no limite inferior da litosfera tectônica.

O comportamento reológico friável ou dúctil em qualquer profundidade é determinado pelo valor relativo da resistência ao fluxo (creep) e ao atrito (rúptil). Se a diferença entre o esforço crítico referente ao deslizamento (equação 2.6) e a resistência ao fluxo (equação 2.8) é negativa, isto é, $\sigma_1 - \sigma_3 < \sigma$, então predominará a tectônica rúptil, ou seja, prevalecerá a formação dos falhamentos e deslizamentos. Caso contrário, quando a diferença for positiva, tem-se $\sigma_1 - \sigma_3 > \sigma$, neste caso ocorrerá o fluxo dúctil. A partir destas considerações, o perfil reológico da litosfera pode então ser determinado.

Utilizando-se dos resultados experimentais relativamente recentes sobre a reologia dos materiais crustais e do manto superior (Kirby, 1983;

Ranalli, 1982; 1984a, 1987; Ranalli & Murphy, 1987), elaborou-se neste trabalho perfis de resistência ao fluxo para a litosfera, em função da profundidade, utilizando-se de um programa de computador elaborado pela equipe de pesquisadores da Universidade de Montpellier, França (ver Anexo).

Os parâmetros utilizados para os cálculos dos esforços e para a elaboração dos gráficos de *resistência ao fluxo* versus *profundidade* foram os seguintes:

- i) uma crosta de composição granítica de 25 km de espessura.
- ii) o Moho situado a uma profundidade de 35 km.
- iii) uma crosta inferior de 10 km de espessura, cuja composição é semelhante a de um granulito ácido.
- iv) manto superior de composição dunítica.
- v) velocidade ou taxa de deformação (ϵ) de 10^{-14} e 10^{-15} s^{-1} para comparação e discussão.
- vi) fluxo térmico variando de 25 a 50 mW/m^2 para a construção das geotermas visando comparações e discussões.
- vii) coeficiente de condutividade térmica (k), para a crosta $k_c = 2,25 \text{ W.m}^{-1}.\text{°K}$ e para o manto $k_m = 3,35 \text{ W.m}^{-1}.\text{°K}$.

Foram construídos diferentes diagramas onde os parâmetros variáveis são o fluxo térmico e a velocidade de deformação.

Os gráficos das diferentes geotermas, que nos mostram a variação da temperatura em função da profundidade foram construídos considerando-se que a temperatura e o gradiente geotérmico variam com a profundidade e não com o tempo, conforme considerações em parágrafos anteriores.

Os gráficos do *esforço* versus *profundidade* mostram o comportamento reológico friável ou dúctil para uma litosfera de até 120 km de espessura.

Para o primeiro gráfico considera-se um fluxo térmico reduzido de 25 mW/m^2 e uma taxa de deformação de 10^{-15} s^{-1} (Fig. 2.6). Um fluxo térmico desta ordem de grandeza é característico de regiões cratônicas, e

uma velocidade de deformação desta magnitude significa uma deformação de cerca de 3,15% a cada 1 milhão de anos. Nestas condições a crosta e o manto superior apresentam um comportamento quase que exclusivamente rúptil.

Figura 2.6 Perfil reológico da litosfera continental para um fluxo térmico reduzido e taxa de deformação de 10^{-15} s^{-1} . Ver o texto para detalhes.

Verifica-se uma perturbação no comportamento mecânico da litosfera na profundidade de aproximadamente 24 ou 25 km, região limítrofe entre a crosta superior de composição granítica e a crosta inferior de composição granulítica. Neste ponto parece haver o início de uma deformação dúctil e além disso, ocorre um aumento significativo da resistência ao fluxo sem variação alguma da profundidade. Trata-se de uma região onde a concentração de deformação é muito importante.

A profundidades maiores, o comportamento reológico volta a ser friável até a profundidade de ~60 km, sendo dúctil a partir desta. Comparando com os modelos obtidos por Ranalli & Murphy (1987), o perfil

reológico da Figura 2.6 é adequado para as regiões dos escudos e crátons pré-cambrianos, ou eventualmente arqueanos.

Deve-se lembrar que a lei que rege o comportamento rúptil foi estudada e estabelecida para os níveis crustais superiores, ela é extrapolada para as grandes profundidades, por esta razão encontra-se pontilhada nos diagramas que mostram os perfís reológicos da litosfera. Trata-se de uma curva teórica, pois a pressões elevadas a lei referente a equação 2.6, pode ser diferente. A profundidades maiores o material tem um comportamento dúctil.

O gráfico da Figura 2.7 foi construído para um fluxo térmico de 50 mW m^{-2} e para uma taxa de deformação de 10^{-15} s^{-1} . Um fluxo térmico deste valor é característico de regiões extensionais onde se tem temperaturas da ordem de 1200°C para profundidades de cerca de 70 km.

Nestas condições a litosfera apresenta um comportamento mecânico completamente distinto da caso anterior, apresentando uma "camada" rúptil apenas nos primeiros 10 km de espessura. A profundidades maiores o comportamento é essencialmente dúctil, entretanto há dois patamares onde a resistência ao fluxo aumenta consideravelmente, um a cerca de 25 km de profundidade e outro a aproximadamente 35 km, são as profundidades onde ocorrem as mudanças de composição da crosta e o limite crosta/manto superior (Moho), respectivamente. Trata-se de um perfil reológico característico de regiões oceânicas.

Estes dois gráficos destacam a importância do fluxo térmico no comportamento reológico da litosfera.

Considerou-se um fluxo térmico de 25 mW.m^{-2} para regiões cratônicas, e de 50 mWm^{-2} para áreas extensionais, valores da ordem de 30 e 40 mWm^{-2} são compatíveis para o fluxo térmico das faixas de dobramentos.

Para a elaboração do perfil reológico seguinte, consideramos um fluxo térmico de 30 mWm^{-2} e uma velocidade de deformação de 10^{-14} s^{-1} (deformação de 31% a cada milhão de anos), significando que houve um aumento na taxa de deformação de 10 vezes.

O perfil reológico da Figura 2.8 mostra que a litosfera possui um comportamento rúptil até a profundidade de 20 km, a partir deste local até

o limite crosta/manto tem-se a presença de duas zonas dúcteis intercaladas por uma região de comportamento rúptil (~35 km).

A parte superior do manto, situada entre as profundidades de 40 a 55 km, é friável. No Moho, onde o comportamento reológico é dúctil, o esforço para vencer a resistência ao *creep* tem valores da ordem de 900 MPa. A profundidades superiores a 55 km o comportamento é essencialmente dúctil.

Este modelo de perfil reológico da litosfera é característico de regiões tectônicas do tipo convergências continentais (Ranalli & Murphy, 1987).

Figura. 2.7. Perfil reológico da litosfera para um fluxo térmico de 50 mW/m² e taxa de deformação de 10^{-15} s^{-1} .

Ao se considerar uma litosfera que apresenta um fluxo térmico de 40 mW.m² e uma velocidade de deformação de 10^{-15} s^{-1} , o gráfico dos esforços em função da profundidade (Fig. 2.9), apresenta um perfil semelhante ao da Figura. 2.6, no sentido em que a litosfera, em relação ao comportamento reológico como um todo, apresenta apenas duas "camadas" distintas:- uma caracterizada pelo seu comportamento rúptil, presente

somente nos primeiros 15 km, e a outra, essencialmente dúctil para profundidades superiores aos 15 km.

Outra semelhança que merece destaque é a variação dos esforços registrada, para ambos os gráficos, exatamente no limite entre as crostas superior e inferior e na passagem da crosta para o manto. Estas variações de esforços estão localizadas em limites composicionais importantes, entretanto há uma diferença significativa em relação aos valores que estes esforços atingem nestes limites especificados acima.

Figura 2.8 Perfil reológico da litosfera para um fluxo térmico de 30 mW/m² e taxa de deformação de 10⁻¹⁴ s⁻¹.

Figura 2.9 Perfil reológico da litosfera para um fluxo térmico de 40 mW/m² e taxa de deformação de 10^{-15} s^{-1} .

No gráfico da Figura 2.7, o qual é característico para uma geoterma elevada, a variação dos esforços nos limites crosta superior/crosta inferior e no Moho estão compreendidos entre 6 e 7,5 kbar. Quando o gradiente geotérmico é menor, a variação dos esforços nestas mesmas regiões atingem valores que variam entre 8 e 10 kbar. Destaca-se assim, a importância do fluxo térmico também na resistência ao fluxo da litosfera.

Em relação as curvas reológicas apresentadas, é importante explicar que estas não levam em consideração determinados fenômenos, tais como, a transmissão do calor, a fusão etc., os quais modificam consideravelmente as propriedades reológicas.

Um perfil reológico da litosfera continental, compatível para a região estudada, deve ser semelhante aqueles obtidos para as Figuras 2.7 e 2.9, em razão do predomínio de rochas deformadas exclusivamente no campo dúctil a partir das profundidades de 15 e 18 km respectivamente, e temperaturas entre 600°C e 800°C para o metamorfismo das rochas granulíticas da crosta inferior. Esta condições referem-se a um fluxo térmico da ordem de 40 mW/m² e uma taxa de deformação de 10^{-15} s^{-1} .

O perfil da Figura 2.8, coerente para faixa de dobramentos colisionais (Ranalli e Murphy, 1987), é um outro gráfico possível para a litosfera da região em estudo. Considera-se entretanto, que o fluxo térmico deva ser mais elevado que 30mW/m^2 , possivelmente da ordem de 45mW/m^2 .

A estratificação reológica da litosfera, mostrando a presença de uma ou mais "camadas" rúpteis intercaladas com bandas dúcteis pode ser comprovada pela sismicidade, a qual é restrita aos níveis friáveis. A sismicidade tem sido utilizada como uma indicação do comportamento reológico, particularmente em zonas de cisalhamento (Sibson, 1982; 1983), e também para que se tenha acesso às informações sobre determinadas propriedades da litosfera em diferentes ambientes tectônicos (Meissner & Strehlau, 1982; Chen & Molnar, 1983).

Em uma litosfera continental antiga (áreas cratônicas), a maior parte da sismicidade esta restrita aos primeiros 20 km da crosta, embora possa alcançar profundidades da ordem de 30 a 40 km. Em regiões mais jovens, zonas de transcorrência intra ou inter-placas, a maior parte da sismicidade esta confinada aos 15 km superiores da crosta.

Nas zonas de convergência continental, isto é, regiões intracontinentais com sismicidade subcrustal não associada a uma zona de Benioff, tem-se uma ou as vezes duas camadas assísmicas, entre a crosta superior rúptil (sísmica) e a parte superior do manto, também de comportamento friável (Fig. 2.8).

A variação da velocidade das ondas sísmicas e de condutividade elétrica, as quais são extremamente importantes para se detectar horizontes assísmicos na litosfera, confirmam a presença de um ou mais níveis dúcteis em diferentes regiões tectônicas.

Estas considerações sobre os aspectos reológicos da litosfera continental mostram a complexidade de seu comportamento mecânico em face a tectônica global e a sua importância para os modernos estudos tectônicos, cujo enfoque atual concerne à análise cinemática, a qual visa a determinação dos campos de deslocamentos associados a determinados eventos orogênicos, assim como ao estudo dos mecanismos deformacionais decorrentes dos amplos movimentos de nosso planeta.

O método utilizado em uma análise cinemática é função do comportamento reológico das zonas de movimento encontradas em diferentes profundidades da litosfera. A deformação tende a se concentrar nas zonas dúcteis, isto significa que são essas regiões onde se pode

encontrar as melhores informações sobre o comportamento mecânico fundamental da crosta.

Este aspecto justifica o nosso interesse no estudo das zonas de movimento ou de cisalhamento profundas, localizadas em uma crosta inferior, como o Lineamento de Além Paraíba, cujo comportamento reológico é essencialmente dúctil.

3. ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL - PETROTRAMA

3.1 Introdução

Em geologia, o termo plástico tem sido usado como sinônimo de dúctil para caracterizar um tipo de deformação permanente (volume constante), onde o material sofre uma distorção e perde sua forma original sem sofrer rupturas (Nicolas e Poirier, 1976; Barber, 1990). Este tipo de comportamento é distinto daquele em que ocorre uma deformação elástica, seguida de fraturamento, o qual é denominado de rúptil ou friável.

Baseando-se na teoria mecânica da plasticidade, o termo corresponde ao comportamento de um sistema, em uma escala macroscópica, que se caracteriza por uma relação esforço-deformação independente do tempo (Mandl, 1988). Em metalurgia e geologia, a plasticidade esta relacionada à deformação intracristalina dos minerais (Nicolas e Poirier, 1976), onde estão em evidência mecanismos deformacionais do tipo geminações mecânicas, dislocações (*dislocations*), deslizamentos e fluxo através de dissolução por pressão. Por coerência, neste trabalho o termo plasticidade é utilizado unicamente em seu sentido geológico.

As rochas deformadas plasticamente apresentam como característica marcante uma orientação preferencial de seus constituintes mineralógicos.

O grau de desenvolvimento ou variação dessa orientação preferencial (petrotrama) é função da intensidade da deformação. Não se pode entretanto, dizer que todo e qualquer processo deformacional desenvolve nas rochas uma orientação preferencial, por exemplo:

- deformações no campo friável, em condições de baixa temperatura, produzem materiais fragmentados, geralmente orientados de maneira aleatória.
- em condições deformacionais de temperaturas extremamente elevadas, pode-se ter um comportamento reológico do tipo superplástico, com deslizamentos intergranulares e rotações irregulares de grãos.

Nos últimos 20 anos, o estudo da petrotrama (petrofábrica) em rochas deformadas plasticamente e, a compreensão do significado e dos

mecanismos geradores da orientação preferencial, tiveram um grande e importante progresso.

O processo de deformação plástica induz em uma rocha orientações preferenciais de duas naturezas distintas (Bouchez, 1977):

→ orientação preferencial da forma dos cristais (OPF), a qual esta associada com a evolução de suas bordas e limites, sendo que a nova distribuição confere à rocha uma estrutura penetrativa na escala dos grãos. A rocha apresenta, desta maneira, um plano de foliação (plano médio de achatamento dos grãos) e/ou uma lineação (direção média de alongamento dos grãos) contida no plano da foliação. A lineação é a direção estrutural X, a normal ao plano da foliação é Z e o plano da foliação é XY. Na ausência de verdadeiros marcadores da deformação finita, os eixos estruturais X, Y e Z são considerados como paralelos aos eixos do elipsóide de deformação.

→ orientação preferencial da rede cristalina (OPR), que é devido a uma nova distribuição de planos e direções de deslizamentos intracristalinos.

O estudo das orientações preferenciais de forma e da rede cristalina (OPF e OPR) em um agregado submetido a grandes deformações, tem sido utilizado para fins de análise cinemática, tendo em vista associar o registro estrutural X, Y e Z, às características geométricas do deslizamento do referido agregado (Nicolas, 1984).

A orientação preferencial da rede cristalina (OPR) é de grande importância nas pesquisas que envolvem os processos deformacionais, em decorrência de ser um reflexo dos seguintes fatores:

a) intensidade da deformação - trata-se de um marcador qualitativo. A evolução da orientação da rede cristalina é rápida no início da deformação, ocasionando uma orientação preferencial pronunciada. A partir de 50% de deformação, por exemplo, os grãos estão favoravelmente orientados e a evolução da deformação diminui. Quando a recrystalização intervém no processo, a OPR é alterada de uma maneira particular que parece refletir, indiretamente, o processo deformacional (Nicolas e Poirier, 1976; Bouchez, 1977).

b) condições físicas da deformação - isto significa que a ativação de determinados sistemas de deslizamentos, que é composto por um plano e uma direção de deslizamento, dependem essencialmente da temperatura e velocidade de deformação (*strain rate*) e as vezes da quantidade de água presente no sistema.

c) cinemática e do regime de deformação, ou melhor dizendo, de seu último episódio deformacional. O evento tectônico deve ser suficientemente importante para gerar uma orientação preferencial, interpretável a partir de um agregado não orientado, ou então para eliminar a influência de uma orientação pré-existente.

Desde o trabalho de Nicolas et al. (1971) em peridotitos, a análise da (OPR) tem sido normalmente utilizada para a interpretação cinemática da deformação plástica. Aceita-se que a obliquidade da (OPR) em relação à foliação (OPF) é uma expressão da deformação rotacional e pode ser usada para determinar o sentido do cisalhamento.

O progresso ocorrido nas pesquisas sobre a deformação plástica e particularmente, a compreensão em relação à plasticidade cristalina, permitiram determinar o processo que conduz ao desenvolvimento da orientação cristalográfica preferencial.

Um determinado cristal se deforma por deslizamento de sistemas específicos (plano e direção), sofrendo uma rotação gradativa, onde a direção do sistema ativado tende a se paralelizar com a direção do fluxo (Fig. 3.1).

A partir da identificação deste princípio geral, algumas teorias foram formuladas tendo por objetivo explicar os diferentes padrões de orientação preferencial. Uma das mais antigas, é a que estabelece o *critério de ductilidade de Von Mises* (Paterson, 1969), onde 5 sistemas independentes de deslizamento intracristalino devem ser operados simultaneamente para que um cristal se deforme plasticamente. Esta condição dificulta uma interpretação precisa dos padrões de (OPR).

Uma outra teoria, desenvolvida pelos pesquisadores ligados ao laboratório de A. Nicolas (Nicolas et al., 1971, 1972, 1973; Bouchez, 1977; Etchecopar, 1977, 1984; Bouchez et al. 1983 etc..), encontra-se fundamentada no princípio de que em um cristal, um determinado sistema de deslizamento predomina sobre os outros, o qual é ativado na maioria dos cristais de mesma espécie mineral (exceto para aqueles que se encontram em uma posição inicial de bloqueio), para determinadas condições termodinâmicas.

Figura 3.1 Reorientação de um plano de deslizamento intracristalino no decorrer da deformação plástica. Princípio do desenvolvimento das orientações preferenciais (Hobbs et al., 1976).

A Figura 3.2 ilustra o padrão de orientação preferencial de eixo "c" de quartzo, referente a ativação dos principais sistemas de deslizamentos do quartzo, interpretados segundo o modelo simplista de Etchecopar (1977).

Observa-se que em todos os diagrama, o eixo "c" se concentra perpendicularmente à direção de fluxo, a qual é paralela à lineação de estiramento mineral, em razão de que a direção dos sistemas mais comumente ativados no quartzo, é a direção do eixo "a".

O estudo das orientações preferenciais de minerais que apresentam sistemas de deslizamentos, que são ativados em domínios específicos de temperatura, pressão e taxa de deformação, fornece resultados importantes do ponto de vista reológico e cinemático. A utilização do quartzo parece melhor adaptada às condições de temperaturas baixa a média (epizona e mesozona), porém há exemplos de tramas de quartzo desenvolvidas em temperaturas elevadas (Bouchez et al., 1985; Blumenfeld et al., 1985).

Figura 3.2 Padrões de orientações preferenciais do eixo “c” do quartzo em função do sistema de deslizamento ativado preferencialmente: a) sistema de deslizamento basal; b) sistema basal e romboédrico e c) sistema prismático (Nicolas e Vialon, 1980).

Em minerais como os feldspatos plagioclásios e as olivinas, os processos de deslizamento intracristalino fornecem melhores resultados em condições de temperaturas mais elevadas ($> 650^{\circ}\text{C}$).

Deve-se frisar que o desenvolvimento de uma orientação preferencial da rede cristalina não resulta unicamente dos processos de deslizamento intracristalino apresentados acima, mas pode ser devido ao desenvolvimento de geminações mecânicas, como ocorre em calcitas e plagioclásios.

A macla tectônica como indicador da dinâmica e da cinemática foi utilizada principalmente em calcitas (Laurent, 1984; Laurent e Tournet, 1990; Tournet e Laurent, 1990). Em minerais como os plagioclásios, as geminações mecânicas Albite e Periclíneo serão utilizadas neste trabalho, pela primeira vez, visando a determinação das direções dos esforços tensores.

3.2) Medidas das Orientações Preferenciais da Rede Cristalográfica (OPR)

3.2.1). Medidas na Platina Universal.

Os estudos sobre as OPR foram baseados nas medidas das orientações cristalográficas dos principais minerais formadores das rochas.

O princípio de base utilizado na obtenção das medidas das orientações cristalográficas é o da existência de determinadas relações entre as propriedades ópticas de um mineral e sua estrutura cristalográfica.

As medidas das indicatrizes ópticas de determinados minerais permitem que se determine as orientações de seus eixos cristalográficos.

As indicatrizes ópticas são normalmente medidas, utilizando-se de uma platina universal montada sobre um microscópio óptico com luz polarizada. A seção delgada orientada da rocha é colocada no centro da platina. O operador pode girar a seção delgada ao redor de vários eixos de rotação observando-se o mesmo grão.

A platina universal (PU) utilizada neste trabalho tem cinco eixos de rotação independentes (Fig. 3.3) e as notações utilizadas seguem o modelo de Bouchez et al. (1971) para um tratamento informatizado dos dados.

A procura das extinções do cristal, sob luz polarizada, se faz ao redor dos diferentes eixos de rotação da platina.

Esta técnica permite que se posicione as indicatrizes ópticas do cristal estudado, segundo as direções principais do microscópio.

Para definir a posição das indicatrizes ópticas é suficiente anotar os diferentes ângulos de rotação do cristal em relação ao referencial da rocha. As diferentes etapas práticas para determinar as orientações dos eixos ópticos podem ser encontrados na maioria dos tratados de cristalografia (por exemplo Turner e Weiss, 1963; Bloss, 1970; Deer et al, 1978) e são também explicadas em detalhe por Bouchez (1977) e Wenk (1985).

A determinação das orientações da rede cristalina é possível quando se conhece as relações existentes entre os eixos ópticos e os eixos cristalográficos. Estas relações são simples e diretas para os cristais de alta simetria (ortorrômbicos, por exemplo) mas podem ser complexas, como para os minerais de baixa simetria (cristais monoclinicos ou triclínicos).

A seguir, descreve-se sobre as relações existentes entre eixos ópticos e cristalográficos para alguns dos principais minerais encontrados na crosta e manto superior.

Figura.3.3 Platina Universal composta por 5 eixos de rotação utilizada nos estudos das OPRs.

3.2.1.1. Minerais Cúbicos

Os minerais cúbicos têm propriedades ópticas isotrópicas, portanto não são mensuráveis à platina universal e ao microscópio óptico. Caso se queira levar em consideração suas relações cristalográficas, faz-se necessário então a utilização do microscópio eletrônico de varredura.

As propriedades dos minerais cúbicos (em particular, a granada) foram consideradas, neste trabalho, como sendo isotrópica e considera-se que este mineral não desenvolve fortes orientações da rede cristalina.

3.2.1.2. Minerais Ortorrômnicos.

Trata-se do caso mais simples, pois as indicatrizes ópticas correspondem exatamente aos eixos cristalográficos principais, como exemplo tem-se as olivinas que apresentam as seguintes relações entre seus índices e eixos cristalográficos: $N_p=[010]$, $N_m=[001]$ e $N_g=[100]$ (Fig. 3.4).

Figura 3.4. Cristais de forsterita e faialita mostrando o paralelismo entre os índices e eixos cristalográficos (modif. de Deer et al., 1978).

3.2.1.3 Minerais trigonais

O quartzo tem propriedades ópticas uniaxiais, significa que eles dependem apenas da orientação de um eixo cristalográfico, neste caso o eixo $[0001]$ ou eixo c (Fig. 3.5).

Figura.3.5. Cristal de quartzo geminado (Lei Dauphiné) mostrando a direção $[0001]$ do eixo c .

Trata-se de um mineral que tem sido estudado e pesquisado de maneira intensa, em razão de sua ampla ocorrência e principalmente

devido às suas propriedades ópticas relativamente simples. Além disso, os grãos de quartzo de rochas deformadas apresentam uma grande variedade de feições microestruturais e de tramas cristalográficas, as quais podem ser utilizadas na interpretação de alguns aspectos deformacionais e cinemáticos da história da rocha (Bouchez, 1977).

A platina universal não permite que se obtenha a orientação dos outros eixos cristalográficos do quartzo (a, r, m). Para se levar em consideração a OPR completa deste mineral, é necessário recorrer a outros métodos, tais como a goniometria de raios X, se a rocha for monominerálica, ou então ao microscópio eletrônico de transmissão, caso a rocha possua uma composição mais complexa.

3.2.1.4 Minerais Monoclínicos

Os minerais monoclínicos de ocorrência comum nas rochas, por exemplo, os clinopiroxênios da série do diopsídio-hedenbergita, ou do tipo augita, ou ainda os anfíbolios do tipo hornblenda, possuem como característica, apresentar apenas o eixo cristalográfico [010] correspondente a uma indicatriz óptica (Nm). Os outros eixos cristalográficos fazem um certo ângulo com as indicatrizes, o qual é função do mineral estudado.

Faz-se necessário, para resolver sobre a indeterminação da orientação do cristal, medir um plano cristalográfico suplementar e proceder a construções geométricas (Boudier, 1991). Os planos cristalográficos utilizados são os planos de clivagem (100) ou (110). Para o plano (100) por exemplo, sabe-se que o polo deste plano está contido no plano dos eixos ópticos. Conhece-se assim o ângulo entre os eixos ópticos e este plano e portanto, o ângulo que ele faz com os eixos cristalográficos. Pode-se, desta maneira, construir geometricamente as posições das direções cristalográficas.

3.2.1.5 Minerais triclinicos: os plagioclásios

A orientação preferencial dos feldspatos plagioclásios e sua importância na análise dinâmica e cinemática das rochas naturalmente deformadas, constitui-se em um dos temas principais desta tese. Este fato justifica uma abordagem detalhada sobre a técnica utilizada para a

determinação de suas orientações preferenciais e tratamento dos dados, visando os objetivos almejados.

Figura.3.6. Orientação das indicatrizes e eixos ópticos para plagioclásios de diferentes composições (Smith e Brown, 1988).

Nos minerais de baixa simetria cristalina, destaca-se o caso particular dos feldspatos plagioclásios, nenhuma indicatriz óptica corresponde a um eixo cristalográfico, isto significa que os eixos das indicatrizes ópticas (N_p , N_m , N_g) não são paralelos aos eixos cristalográficos ($[100]$, $[010]$, $[001]$). Desta maneira a OPR dos plagioclásios não pode ser inferida diretamente das medidas dos eixos ópticos.

O problema torna-se ainda mais complexo, em razão do fato que os ângulos entre as indicatrizes ópticas e os eixos cristalográficos são função da composição do plagioclásio (Fig. 3.6).

Para determinadas composições (An_{0-40}) o ângulo entre as indicatrizes ópticas e os eixos cristalográficos é considerado pequeno ($< 25^\circ$), fato que permitiu, no passado, pesquisadores estudarem, com

ressalvas, as tramas de plagioclásios (Jensen e Starkey, 1985). Métodos para as determinações das medidas ópticas dos eixos cristalográficos destes minerais, foram elaborados apenas recentemente (Wenk et al. 1986; Kruhl, 1987; Ji e Mainprice, 1988).

Deve-se ressaltar que a ausência de simetria dos minerais triclinicos torna necessário, no caso dos plagioclásios, considerar as terminações positivas e negativas de seus eixos cristalográficos.

Respeitando a convenção cristalográfica, é preciso que a malha de referência esteja representada por um triédrico com os ângulos entre as três direções principais inferiores a 90° (Wenk, 1985). Define-se portanto um sentido para os eixos cristalográficos, sendo positivo quando os dois ângulos formados pelas três direções são inferiores a 90° (Fig. 3.7).

Figura.3.7. Representação da malha triclinica onde $\alpha \neq \beta \neq \gamma < 90^\circ$

O procedimento para se medir a trama dos plagioclásios esta embasado nos trabalhos de Burri et al., (1967), onde todos os dados cristalográficos existentes foram compilados e descritos em função da porcentagem de anortita e das relações angulares entre direções ópticas e cristalográficas. Estes dados foram representados em um diagrama para projeção estereográfica (hemisfério superior) (Fig. 3.8).

Figura 3.8 Diagrama de Burri. Curvas de migração que fornecem as relações geométricas entre indicatrizes ópticas e a direção dos eixos cristalográficos para a série dos plagioclásios. Projeção em hemisfério superior (modif. de Burri, 1967).

3.2.1.5.1 Determinação dos eixos cristalográficos dos feldspatos plagioclásios

Em um sistema triclínico, classe P1, o único elemento de simetria que existe é o centro, as terminações positivas $[hkl]$ e negativas $-[hkl]$ das direções cristalográficas não são necessariamente idênticas em relação ao centro de simetria (Fig. 3.9) (Weiss e Wenk, 1985). A medida de um eixo cristalográfico nos plagioclásios corresponde portanto, a sua direção e a determinação do seu sinal, isto é, os eixos $[hkl]$ são positivos ou negativos.

Figura 3.9 Projeção dos eixos cristalográficos de um cristal de plagioclásio, em a) eixos positivos e b) eixos negativos. Círculos negros projeção nos dois hemisférios e círculos brancos projeção hemisfério inferior (modif. de Münch, 1988).

Conhece-se as relações angulares entre as direções cristalográficas e os índices principais (Fig. 3.6), mas infelizmente, a medida das indicatrizes ópticas nada informa sobre o sinal dos eixos cristalográficos. Para uma determinada orientação das indicatrizes ópticas, há quatro possibilidades simétricas para orientar uma direção cristalográfica (Fig. 3.10).

Figura 3.10 As quatro orientações possíveis de uma direção cristalográfica em relação aos índices principais (Jensen e Starkey, 1985).

Para resolver o problema dessa indeterminação, é necessário, além das medidas das indicatrizes ópticas, conhecer a atitude dos planos das geminações Albita e Periclíneo, paralelas aos polos dos planos cristalográficos (010) e R.S. (Seção Rômica) respectivamente, ou os polos dos planos de clivagem (010) e (001).

As orientações dos eixos cristalográficos dos plagioclásios podem ser obtidas através dos seguintes procedimentos, os quais serão descritos a seguir:

- mede-se inicialmente as direções das indicatrizes ópticas (N_p , N_m , N_g) e em seguida dois planos cristalográficos, sejam as maclas Albita e Periclíneo, ou as clivagens (010) e (001). As etapas seguintes referem-se às construções geométricas no diagrama Schmidt-Lambert, as quais são especificadas abaixo:

i) "plotar" e localizar as três indicatrizes ópticas e os dois planos cristalográficos no diagrama Schmidt-Lambert, utilizando a projeção para o hemisfério inferior.

ii) rotação dos dados para posicioná-los no diagrama de Burri, de tal maneira que N_p se localize ao norte e N_g a leste (posição 1 da Fig. 3.11).

iii) tem-se agora 4 orientações possíveis para cada um dos planos medidos (ex. (010), (001) ou as geminação Periclíneo e Albita). Estas 4 orientações estão distribuídas simetricamente em relação a N_m (Fig. 3.11), mas apenas uma destas orientações é a correta. Ao se encontrar a boa orientação sobre o diagrama de Burri, determina-se os eixos cristalográficos e seus respectivos sinais (Wenk et al., 1986).

iv) efetua-se novamente as rotações para retornar à posição inicial e finalmente

v) determina-se o azimuth e a inclinação dos eixos cristalográficos. Todas essas etapas são explicadas detalhadamente no trabalho de Ji (1987) e Münch (1988).

Uma outra maneira de se chegar às orientações dos eixos cristalográficos, um pouco mais simples, consiste em medir apenas um plano auxiliar além das indicatrizes ópticas. Neste caso a composição do plagioclásio precisa ser conhecida (pode ser feito através da microsonda, métodos ópticos etc.) e o plano medido tem de ser identificado com segurança (as propriedades ópticas das maclas permitem identificá-las).

Figura 3.11 As diferentes rotações efetuadas com os dados das orientações dos índices cristalográficos e os dois planos de maclas (Benn e Mainprice, 1989).

Este segundo método é vantajoso e mais simples, pois não limita as medidas aos grãos que apresentam dois planos cristalográficos visíveis ao microscópio óptico, fato que resultaria em uma importante seleção dos grãos.

Ao se efetuar as medidas de petrofábrica utilizando-se esse método, mais de 90% dos grãos são mensuráveis, isto é, apresentam um plano de clivagem ou uma macla Albita e/ou Periclínio visíveis ao microscópio óptico. A seleção das medidas é portanto bem menor e o resultado é mais representativo da trama geral da rocha.

As várias e diferentes etapas descritas, necessárias para a obtenção da orientação preferencial dos plagioclásios, demandam tempo e são passíveis de erros.

Todo esse trabalho foi facilitado após a elaboração de um programa para computadores (Benn & Mainprice, 1989), o qual elabora automaticamente todas as rotações necessárias para se colocar as medidas obtidas na platina universal sobre o diagrama de Burri, onde se tem as diferentes orientações possíveis. Após o operador ter efetuado a escolha da orientação correta, registra-se automaticamente os dados.

Os resultados são interpretados a partir de análises estatísticas em diagramas de isofrequência, entretanto, tendo em vista os objetivos do trabalho, faz-se necessário a utilização de métodos mais sofisticados e precisos no tratamento estatístico das orientações preferenciais, esse método consiste na utilização de um tratamento matemático denominado Função de Distribuição de Orientação (FDO).

3.3 A Função de Distribuição de Orientação (Orientation Distribution Function - ODF)

A distribuição das orientações cristalográficas em uma amostra pode ser definida por uma função matemática, a qual é denominada de função de distribuição de orientação (FDO). Se designarmos por g a orientação de determinada fase mineral em uma amostra, então a função de distribuição de orientação (FDO) da fase mineral considerada é definida como sendo a fração volumétrica dos minerais que possuem a orientação g (orientação de seus eixos cristalográficos), em relação a um sistema de referência na amostra, para um determinado elemento infinitesimal de orientação dg . A (FDO) é então definida pela equação:

$$dV/V = f(g) dg \quad (\text{eq. 3.1) (Bunge, 1985).}$$

Na Figura 3.12 a fração volumétrica cujos minerais (de uma mesma espécie) apresentam as mesmas orientações cristalográfica esta ressaltada pelos grãos achurados.

Figura 3.12 Esquema de uma amostra que possui uma fração volumétrica dos cristais com uma determinada orientação g (Bunge, 1985).

A (FDO) pode ser considerada como uma definição quantitativa do termo textura (Bunge, 1985). Nesse sentido abrange, inclusive as distribuições de orientações cristalográficas aleatórias, onde a função $f(g)$ pode ser expressa pela equação:

$$\int f(g) dg = 1 \quad (\text{eq. 3.2}) \quad (\text{Bunge, 1985}).$$

Para quantificar a (FDO) [eq. 3.1], é necessário que se conheça a orientação g do mineral na amostra, a qual é definida através de dois sistemas de coordenadas relacionados entre si:

- um sistema de coordenadas fixo no cristal (K_b) e
- um outro relativo à amostra (K_a) (Figs. 3.13 e 3.15).

Figura 3.13 Desenho esquemático mostrando os sistemas de referências da amostra K_a e do cristal K_b (modif. de Bunge, 1981)

Em rochas naturalmente deformadas, os planos da foliação s e uma lineação l , são estruturas convenientes para a caracterização dos eixos de referência da amostra (Fig. 3.14).

Figura 3.14 Sistema de referência em uma amostra, utilizando como parâmetros o plano de foliação e a lineação (modif. de Bunge, 1985).

A direção da amostra pode ser especificada por um vetor unitário y , de mesma direção que a amostra, o qual é caracterizado por suas coordenadas cartesianas ou pelas coordenadas polares esféricas (Fig. 3.15a):

Figura 3.15 (a) Caracterização da direção y de uma amostra segundo os cosenos diretores y_1, y_2, y_3 , tendo como referência o sistema de coordenadas a amostra Ka . (b) Definição de uma direção h de um cristal, fornecida pelos cosenos diretores h_1, h_2, h_3 em relação ao sistema de coordenadas do cristal Kb . (c) Orientação g do cristal definida pela orientação do sistema de referência do cristal Kb em relação ao sistema de referência da amostra Ka . (modif. de Bunge, 1985).

$$y = \{y_1, y_2, y_3\} = \{\alpha, \beta\}$$

(eq. 3.3) (Bunge, 1985)

Para a determinação da direção de cada um dos constituintes mineralógicos de uma rocha é necessário, como referido anteriormente, especificar um outro sistema de coordenadas cartesianas, o do cristal, o qual denota-se por (Kb). A direção h do mineral é especificada no sistema de coordenadas (Kb) através de seus cossenos diretores (h_1, h_2, h_3) ou suas coordenadas esféricas (θ, γ), como mostrado na Figura 3.15b.

A orientação de um mineral na amostra fica então definida através da orientação do sistema de coordenadas do cristal (Kb) em relação ao sistema de coordenadas da amostra (Ka). Rotaciona-se o sistema (Kb) do cristal com sua orientação g de tal modo que (Kb) coincida com (Ka) (Fig. 3.15c). Esta rotação pode ser escrita de forma matemática:

$$Kb = g \cdot Ka \quad (\text{eq. 3.4}) \quad (\text{Bunge, 1985})$$

Bunge (1985) se refere a diferentes maneiras de representar a orientação g do cristal em função de dois sistemas de coordenadas, um em relação ao outro. Para informações adicionais consultar Hansen et al., (1978) e/ou Bunge, (1969; 1982).

Os eixos x, y, z do sistema de coordenadas da amostra (Ka), juntamente com os eixos x', y', z' de coordenadas do cristal (Kb), formam 9 ângulos cujos cossenos podem ser dispostos em forma de matriz, a qual

eixos da amostra

$$g = \begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} \end{bmatrix} \begin{matrix} x' \\ y' \\ z' \end{matrix} \quad \text{eixos do cristal} \quad (\text{eq. 3.5}) \quad (\text{Bunge, 1985})$$

representa a orientação que utiliza dois sistemas de coordenadas. Trata-se de uma matriz de transformação de coordenadas onde a direção h do cristal pode ser expressa em relação a direção y da amostra

$$h_1 = a_{11}y_1 + a_{12}y_2 + a_{13}y_3$$

$$h_2 = a_{21}y_1 + a_{22}y_2 + a_{23}y_3$$

$$h_3 = a_{31}y_1 + a_{32}y_2 + a_{33}y_3$$

$$h_i = a_{ij}y_j \quad (\text{eq. 3.6}) \quad (\text{Bunge, 1985})$$

ou direção y da amostra pode ser definida a partir da direção h do cristal:

$$y_1 = a_{11}h_1 + a_{12}h_2 + a_{13}h_3$$

$$y_2 = a_{21}h_1 + a_{22}h_2 + a_{23}h_3 \quad y_i = a_{ij}h_j \quad (\text{eq. 3.7}) \quad (\text{Bunge, 1985})$$

$$y_3 = a_{31}h_1 + a_{32}h_2 + a_{33}h_3$$

Os componentes da primeira coluna (a_{11} a_{21} a_{31}) na matriz [Eq. 3.5] são os cossenos diretores da amostra, para o sistema de coordenadas do cristal referente à direção x . Eles descrevem a direção do cristal que se encontra na direção x da amostra (rolling direction). Os componentes (a_{13} , a_{23} , a_{33}) da última coluna da matriz [Eq. 3.5] descrevem a direção do cristal paralela ao eixo z da amostra (sheet normal). Estas duas direções são designadas (u' , v' , w') e (h' k' l') respectivamente, as quais multiplicadas por um fator adequado, obtém-se os números inteiros (uvw) e (hkl) onde a direção g é dada pela equação

$$g = \begin{bmatrix} u' & h' \\ v' & k' \\ w' & l' \end{bmatrix}$$

$$g = (hkl)[uvw] \quad (\text{eq. 3.8}) \quad (\text{Bunge, 1981; 1985})$$

Esta notação e descrição foi utilizada para os metais cúbicos onde (hkl) são os índices de Miller para o plano cristalográfico, o qual é paralelo ao plano de rotação. Em minerais não cúbicos os índices de Miller dos planos da rede cristalina não são coincidentes com os índices de suas normais, nesses casos os índices de Miller dos planos cristalográficos também são fornecidos, entretanto não são coincidentes com suas direções normais. A representação matricial nesses casos é mais complexa e sua discussão não se constitui no objetivo desse capítulo (para informações complementares ver Bunge, 1969; 1977; 1981; 1985).

3.3.1 Definição dos ângulos de Euler

A orientação de um cristal no espaço pode ser caracterizada através das especificações de três parâmetros, os quais serão definidos nos próximos parágrafos. Supondo que os sistemas de coordenadas do cristal (Kb) e da amostra (Ka) estejam, inicialmente, colocados em uma posição de paralelismo (Fig. 3.16a), efetuam-se rotações sucessivas assim especificadas:

1. rotação em torno do eixo z' do cristal de ϕ_1 graus

2. rotação em torno do eixo x' do cristal de ϕ graus (eq. 3.9)

3. rotação em torno do eixo z' do cristal de φ_2 graus

Os ângulos φ_1 , ϕ , φ_2 são denominados de ângulos de Euler, os quais descrevem a orientação final do cristal no sistema de coordenadas Kb, em relação ao sistema de coordenadas da amostra (Ka). Os valores destes três parâmetros podem ser representados, em um sistema de coordenadas Cartesiana, por um ponto no espaço tridimensional (Fig. 3.17). A função de distribuição de orientação (ODF) é portanto função de três variáveis, as quais podem ser representadas no espaço tridimensional de Euler e escrita matematicamente como: $f(g) = f(\varphi_1, \phi, \varphi_2)$ onde φ_1 , ϕ , φ_2 são definidos para o intervalo de

$$0 \leq \varphi_1 \leq 2\pi \quad 0 \leq \phi \leq \pi \quad 0 \leq \varphi_2 \leq 2\pi$$

Figura 3.16 Definição dos ângulos de Euler (modif. de Bunge, 1985).

Figura 3.17 Um cristal de orientação g definida pelos ângulos φ_1 , ϕ , φ_2 no denominado Espaço de Euler (Bunge, 1985).

Neste espaço de orientações, cada cristal é representado por um ponto. Os resultados podem ser apresentados de diferentes maneiras:

- por uma nuvem de pontos onde se tem uma visão em perspectiva da totalidade do espaço (Fig. 3.18);

Figura 3.18 A distribuição de orientação representada pela orientação de pontos individuais no espaço de Euler (Wenk, 1985).

- por projeção da nuvem de pontos sobre cada um dos três planos cartesianos: (φ_1, ϕ) ; (φ_2, ϕ) ; (φ_1, φ_2) ;

- por interpolação dos resultados através de linhas de igual densidade para uma determinada seção, onde uma das três variáveis é mantida constante (por exemplo $\varphi_1 = \text{cte}$) (Fig. 3.19).

Efetuada-se para todas as seções equidistantes de $\Delta \varphi_1$, ter-se-á a cobertura de todo o espaço de Euler. Superpondo-se todas essas seções com as respectivas superfícies de igual densidade, obtém-se uma representação tridimensional (Fig. 3.20).

As três rotações especificadas na equação 3.9, podem ser realizadas graficamente utilizando-se da projeção estereográfica, levando-se em consideração o sistema de referência da amostra. Os pontos relativos aos eixos do cristal (x_1, x_2, x_3) são obtidos através das rotações mostradas na Figura. 3.21. Esta técnica torna possível representar uma orientação qualquer de um cristal, fornecida pelos ângulos de Euler, em figuras de polo.

Figura 3.19 Representação da (FDO) através de curvas de isofrequências para seções constantes de φ_2 (Wenk, 1985).

Figura 3.20 Representação tridimensional da (FDO), para diferentes tipos de textura, através de diferentes superfícies de igual nível (Wenk, 1985).

A função de distribuição de orientação (FDO) permite que se tenha acesso a totalidade das informações cristalográficas em termos de sua orientação preferencial.

Figura 3.21 Exemplo de uma projeção de um cristal cúbico pelos ângulos de Euler (Wenk, 1985).

O trabalho desenvolvido sobre a trama dos plagioclásios, utilizando-se das maclas mecânicas para a determinação das direções dos esforços tensores, não seria possível sem a utilização da (FDO).

Em pesquisas sobre as propriedades físicas dos cristais, o conhecimento da função de distribuição das orientações cristalográficas dos minerais formadores da rocha, constitui-se em requisito fundamental para o cálculo de determinados valores de suas propriedades físicas, como exemplo neste trabalho, mostra-se um estudo da variação da velocidade de propagação das ondas sísmicas (anisotropia sísmica) em função da orientação cristalográfica preferencial (OPR).

4. ZONAS DE CISALHAMENTO DE ALTA TEMPERATURA - O LINEAMENTO DE ALÉM PARAÍBA (RJ)

4.1 Introdução Geral

Os termos zonas de cisalhamento e zonas de movimento são oriundos da terminologia anglo-saxônica e servem para designar uma deformação, em um determinado volume de rocha, que se caracteriza por acomodar o movimento relativo entre dois blocos rochosos. As zonas de cisalhamento ou movimento (consideramos sinônimos) são na realidade, falhas espessas, de até dezenas de quilômetros, que apresentam uma estruturação complexa, onde o regime deformacional dominante é o cisalhamento. Nas zonas de cisalhamento de alta temperatura, as descontinuidades relacionadas à ruptura estão ausentes, em razão da deformação ocorrer no domínio da plasticidade cristalina. Estas zonas de movimento são designadas de falhas dúcteis.

Os estudos sobre reflexão sísmica e as evidências obtidas dos trabalhos de campo sugerem que as zonas de cisalhamento, de escala crustal, desempenham um papel extremamente importante na deformação da crosta continental durante uma orogênese, entretanto são escassas as informações sobre a maneira pela qual os deslocamentos, de uma falha dessa natureza, são absorvidos ou acomodados pela crosta inferior e manto superior (Kirby, 1985; Vissers, 1991).

Trabalhos relativamente recentes sobre perfís de reflexão sísmica (Goleby et al. 1988; Flack et al. 1990) e anisotropia sísmica (Vauchez e Nicolas, 1993; Barruol, 1993; Souriau e Kassala, 1993; Barruol e Souriau, 1995 etc..) sugerem que as zonas de cisalhamento crustais penetram inteiramente na litosfera atingindo o manto superior.

Em regiões onde predominam os regimes tectônicos colisionais, a maior parte do encurtamento litosférico é acomodado por grandes falhamentos, isto implica que a deformação em níveis profundos da litosfera continental, esta localizada em zonas de cisalhamento dúcteis que atingem a litosfera como um todo (Turcotte et al. 1984; Kirby, 1985).

O conhecimento sobre os processos deformacionais que afetam a crosta profunda e sobre o comportamento reológico de minerais em condições de temperaturas e pressões elevadas é, comparativamente, escasso em relação às informações que se têm a respeito dos processos deformacionais da crosta médio-superior (Behrmann e Mainprice, 1987; Ji e Martignole, 1994; Davidson et al., 1994). A compreensão dos mecanismos

deformacionais da crosta inferior são de grande importância para o entendimento dos processos geodinâmicos envolvidos na tectônica global.

Neste trabalho, considera-se como exemplo uma zona de cisalhamento de escala continental, posicionada ao longo de sua extensão em níveis crustais distintos, porém deformada em condições de temperaturas elevadas. O tratamento metodológico utilizado em ambos os níveis crustais é semelhante, permitindo assim comparações sobre o comportamento mecânico das estruturas deformadas no campo dúctil, mas em condições físicas diferentes.

Esta tese enfatiza um estudo sobre a orientação preferencial das rochas quartzo-feldspáticas e suas propriedades sísmicas, com destaque para o estudo dos plagioclásios e, secundariamente do quartzo, realçando os aspectos cinemáticos e deformacionais das rochas miloníticas da crosta profunda. Apresenta-se um novo método (previsto apenas teoricamente em 1970) para a determinação das direções dos esforços tensores a partir da orientação preferencial dos plagioclásios e ainda discute-se sobre as propriedades sísmicas e reológicas das zonas de cisalhamento de escala continental.

4.2 O Lineamento de Além Paraíba (RJ)

4.2.1 Introdução

A denominação "Lineamento de Além-Paraíba" deve-se a Almeida et al., (1975) que a utilizaram para designar a faixa de rochas miloníticas, de direção NE, que atravessa de maneira oblíqua, as rochas intensamente metamorfizadas da denominada "série" Paraíba-Desengano (Rosier, 1965), na região compreendida entre as cidades de Andrade Pinto (RJ) e Itaocara (RJ). Estes autores chamaram a atenção que o rio Paraíba do Sul, entre essas cidades, possuía seu leito de traçado quase retilíneo, adaptado ao grande lineamento. Já nessa época, os autores perceberam tratar-se de uma grande falha profunda, que contém rochas com associações mineralógicas de alta temperatura e de cinemática do tipo transcorrente dextral.

Esta importante feição tectônica foi posteriormente estudada por (Campanha, 1980, 1981; Dayan, 1989) onde foram ressaltados e considerados principalmente os aspectos metamórficos e deformacionais (quantificação) dessa zona de falhamento, especificamente para a região de Três Rios (RJ).

Sadowski (1983) ao discorrer sobre a “zona de falhamentos transcorrentes no sudeste brasileiro”, supõe uma extensão da ordem de 900 km para o sistema de falhas Cubatão-Além Paraíba e um deslocamento horizontal mínimo de 50 km, para a falha de Além-Paraíba, nas proximidades da região de Três Rios (RJ) e Além Paraíba (MG).

Ebert et al. (1991, 1993) descrevem sobre a importância da tectônica transpressiva na região do lineamento do Além Paraíba, onde os autores passam a denominá-la de “Cinturão Transcorrente Rio Paraíba do Sul”.

Os trabalhos publicados, especificamente sobre o lineamento de Além Paraíba são escassos, apesar de se constituir em uma das mais importantes feições estruturais do sudeste brasileiro.

O enfoque dado neste trabalho para o estudo do lineamento de Além Paraíba, refere-se particularmente à deformação plástica de milonitos pertencentes à zona de cisalhamento de alta temperatura, em especial ao estudo da trama dos plagioclásios e quartzo, além das considerações cinemáticas, necessárias para uma interpretação da tectônica regional.

4.2.2 Quadro tectônico regional

A região estudada faz parte do Cinturão Sudeste (Ribeira) (Almeida et al., 1976), cuja denominação serviu para designar uma unidade de idade brasileira, sobreposta à uma unidade geotectônica mais antiga chamada de Cinturão Paraíba do Sul (Almeida, 1967), que se estende ao longo da costa brasileira, desde o sul da Bahia até o Uruguai, abrangendo terrenos de natureza e idades diversas afetados pela orôgenia brasileira, vinculada ao Proterozóico superior (Fig. 4.1).

Apesar do grande número de trabalhos e estudos realizados nas regiões dos estados de Minas Gerais (porção leste), Rio de Janeiro, São Paulo e Paraná, a elaboração de uma síntese ou mesmo a delimitação da Faixa Ribeira é um assunto difícil e delicado.

A Faixa Ribeira (ver revisão em Trompette, 1994), de uma maneira geral, compreende domínios tectono-estratigráficos de diferentes naturezas e idades. Trata-se de uma faixa de dobramentos formada a leste e sudeste do cráton do São Francisco, provavelmente em resposta a uma convergência entre os crátons do São Francisco e Oeste-Congo no decorrer do Ciclo Brasileiro (700-550 Ma). Neste trabalho, considera-se como Faixa

Ribeira a região balizada a sul pelo Cráton de Luís Alves e a norte pelo Cráton do São Francisco, sendo bordejada a leste pelo oceano Atlântico e o oeste pelo Espinhaço meridional (Fig. 4.1). Nestas condições, a faixa de dobramentos Ribeira pode ser dividida em dois domínios estruturais distintos:

→ Domínio Setentrional, localizado entre os paralelos $16^{\circ} 00' 00''$ e $20^{\circ} 00' 00''$, onde a faixa Ribeira apresenta uma direção estrutural praticamente Norte-Sul e

→ a sul do paralelo de $20^{\circ} 00' 00''$, onde o padrão estrutural da faixa muda para uma direção Nordeste/Sudoeste, caracterizando o que denomina-se de Domínio Meridional do cinturão Ribeira (Fig. 4.2).

O conhecimento atual da geologia, na porção setentrional da Faixa Ribeira, não é suficiente para a caracterização de um limite nítido entre as Faixas Ribeira e Araçuaí, esta última definida por Almeida (1977), a qual serviu para designar apenas os metassedimentos das unidades estruturais externas (Grupos Macaúbas e Salinas), os quais, em nossa opinião, fazem parte das zonas externas do Domínio Setentrional da Faixa Ribeira.

As zonas internas do cinturão Ribeira, em sua parte norte, são constituídas por gnaisses e granitóides do Complexo Jequitinhonha (Litwinski, 1986), os quais foram datados em $640\text{--}590$ Ma, pelo método Rb/Sr em rocha total (Siga Jr. et al., 1987).

Em direção ao sul, a região compreendida pelos estados do Espírito Santo, Rio de Janeiro e leste de Minas Gerais é constituída de um embasamento policíclico formado por:

→ rochas metamórficas da fácies granulito (Complexo Juiz de Fora), cuja idade do metamorfismo (o mais antigo) é 2.220 ± 27 Ma (Söllner et al., 1991)

→ e por uma sequência de rochas metassedimentares (gnaisse kinzigíticos, hiperstênio-gnaisse, gnaisse enderbíticos, gnaisse graníticos) pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul (também de idade transamazônica).

Os processos orogênicos (tectonismo, magmatismo, e metamorfismo) transformaram a crosta continental dessa região. Estas rochas foram retrabalhadas pela orogênese brasileira (pan-africana), resultando no padrão estrutural atual.

A porção setentrional da faixa Ribeira, região compreendida pelo Complexo Jequitinhonha (Litwinski, 1986) e parte do Complexo Juiz de Fora, apresenta direção predominantemente norte-sul, bordejando o cráton do São Francisco em seu limite leste. A deformação e o metamorfismo são fracos a moderados na porção externa, próximo ao cráton, aumentando rapidamente para leste, em direção oposta ao limite cratônico.

Figura 4.1 Principais unidades geotectônicas da Brasil (Schobbenhaus et al., 1984)

Figura 4.2 Mapa geológico esquemático da porção meridional da Faixa Ribeira. 1) Complexo Costeiro. 2) Complexo Juiz de Fora. 3) Complexo Barbacena. 4) Complexo granito-gnaísiicos do sul de Minas. 5) Complexo Campos Gerais. 6) Complexo Varginha. 7) Complexo Amparo. 8) Complexo Paraíba do Sul. (modif de Trompette, 1994).

Os domínios internos da faixa sofreram deformação polifásica, em condições metamórficas que atingiram a fácies granulito, retrocedendo posteriormente até a fácies anfibolito.

Os dados cinemáticos preliminares (Uhlein, 1984, 1991; Uhlein et al., 1986; Uhlein & Trompette, 1991; Trompette et al., 1992), indicam, de maneira consistente, um transporte tectônico tangencial para oeste, entretanto, a medida que se aproxima da terminação meridional do cráton do São Francisco, o padrão deformacional muda progressivamente. A direção estrutural, que era quase que exclusivamente norte-sul, rotaciona

para nordeste e a tectônica tangencial da porção norte, cede lugar a uma estruturação, onde predominam os deslocamentos direcionais com a formação de várias zonas miloníticas. Essas zonas miloníticas estão concentradas ao longo de um domínio alongado que atinge cerca de 100 km de largura, condicionando o Pré-Cambriano do sudeste brasileiro a uma estruturação em blocos tectônicos distintos, justapostos e separados pelas grandes descontinuidades de escala continental, as quais formam um feixe de falhas longitudinais com movimentação transcorrente dextral (Hasui et al., 1975).

De maneira simplificada, pode-se dizer que a deformação da crosta continental na faixa Ribeira esta caracterizada por uma partição da deformação em movimentos para NW, em direção ao cráton, e movimentos para SE, paralelamente à faixa (Hasui et al., 1975). A tectônica tangencial para NW está concentrada nas proximidades do cráton e pode representar um episódio precoce (Heilborn, 1993).

Os primeiros trabalhos que chamavam a atenção para a estruturação em blocos tectônicos no Pré-Cambriano do sudeste brasileiro, registravam apenas suas diferenças metamórficas e estruturais (Hasui e Sadowski 1976).

Dados geocronológicos posteriores, relativos principalmente à porção meridional da faixa Ribeira, vieram mostrar que além das distinções citadas acima, existia uma notável diferenciação cronológica entre os diferentes compartimentos tectônicos. Tassinari (1988) mostrou que as idades mais novas (brasilianas), estão restritas ao bloco litorâneo, que faz limite com o oceano Atlântico, e que as idades aumentam em direção noroeste, onde constata-se a presença de núcleos arqueanos em meio às rochas do Proterozóico médio-superior, na região onde a faixa de dobramentos faz limite com as rochas sedimentares horizontais da bacia do Paraná e nas imediações da Faixa Alto Rio Grande.

Este quadro tectônico mais a granitização brasileira tem levado diferentes autores à elaboração de modelos geodinâmicos envolvendo diferentes tipos de colisão, no tempo e espaço, para explicar a estruturação da faixa de dobramentos Ribeira.

Em um novo modelo tectônico proposto para a faixa Ribeira, este cinturão representaria um caso exemplar do controle do campo deformacional devido às heterogeneidades reológicas de escala continental (Vauchez et al., 1994). Este assunto será discutido detalhadamente no Capítulo 6.

4.2.3 Contexto Geológico Local

As amostras estudadas neste trabalho fazem parte do Complexo Juiz de Fora (Ebert, 1956), que é constituído predominantemente por granulitos ortoderivados, gnaisses migmatíticos de composição granodiorítica e tonalítica, meta-charnokitos e meta-enderbitos. Esta mesma associação de rochas, juntamente com gnaisses granatíferos, receberam denominações locais tais como:

→ “Blastomilonitos do tipo a e do tipo b (Campanha, 1980);

→ “Unidade São José de Ubá” (Barbosa et al., 1981) e diferentes nomes geográficos locais, estabelecidos nos mapas geológicos (1:50.000) das folhas do estado do Rio de Janeiro.

Esta associação complexa de granulitos ortoderivados, aflora espetacularmente ao longo da zona de falha do Além Paraíba, cujas amostras foram estudadas entre as cidades de Três Rios e Santo Antônio de Pádua (RJ).

Estas rochas encontram-se fortemente orientadas, apresentando uma foliação marcante N060/subvertical com mergulhos fortes para NW e SE, e uma lineação de estiramento mineral subhorizontal (Fig. 4.3 e Foto 1).

Figura 4.3 Diagramas de figuras de polos das foliações e lineações de estiramento mineral ao longo da zona de falha de Além Paraíba, entre Três Rios e Sapucaia (RJ).

Foto 1 Foliação milonítica subvertical contendo lineação de estiramento mineral subhorizontal.

A grande maioria dos indicadores cinemáticos mesoscópicos, tais como: feldspatos com figuras de enrolamento (rolling structures) mostrando assimetria do tipo Z (Foto 2), porfiroclastos com caudas de recristalização (Foto 3), trama planar composta S-C e assimetria em corpos boudinados ao longo da zona de falha (Foto 4 e 5), são todos concordantes para um sentido dextral do cisalhamento.

Dados preliminares sobre a termobarometria das regiões de Três Rios e Santo Antônio de Pádua (Porcher et al., 1995), registram temperaturas, para o metamorfismo principal, da ordem de 710-720°C e 750-800°C respectivamente, e pressões da ordem de 500 a 550 MPa para a região de Três Rios.

As rochas milonitizadas nestas condições de temperatura e pressão propiciam a deformação plástica e orientação preferencial da rede cristalina (OPR) de minerais como os plagioclásios, tema principal deste trabalho.

Foto 2. Feldspato mostrando estrutura de enrolamento do tipo Z, deslocamento dextral.

Foto 3. Feldspato com caudas assimétricas mostrando assimetria dextral.

Foto 4. Corpos anfibolíticos boudinados exibindo assimetria dextral.

Foto 5. Conjugados S-C compatível com uma cinemática dextral.

4.2.3.1 Caracterização Geral das Amostras Estudadas

Os estudos sobre petrotrama foram elaborados em dois tipos de amostras de rochas da zona de falha: a) quartzitos com sillimanita e biotita e b) gnaisses de composição granodiorítica.

Os gnaisses miloníticos analisados possuem as seguintes características comuns:

→ são constituídos predominantemente por granada-ortopiroxênio-biotita-plagioclásio e quartzo (Foto 6), isto é, trata-se de um gnaisse granulítico de composição granodiorítica, onde o plagioclásio é o constituinte principal (50 a 55%) seguido pelo quartzo (20 a 25%) e a biotita ($\cong$ 15%). Os outros minerais, tais como granadas, ortopiroxênios e zircão possuem menos de 15% em volume.

Foto 6. Fotomicrografia mostrando a composição dos gnaisses miloníticos (obj.2,5 x)

→ foram deformadas sob condições de fácies anfibolito alto a granulito, que corresponde ao domínio mecanicamente dúctil para os feldspatos plagioclásios (Tullis, 1983).

→ os grãos de plagioclásios apresentam evidências ópticas de deformação plástica, tais como: extinção ondulante, geminações mecânicas, pequenos novos grãos recrystalizados e plagioclásios com maclas deformadas e arqueadas (Foto 7).

Foto 7. Geminações Albita arqueadas em decorrência da deformação plástica (obj.2,5 x).

→ ao microscópio óptico, com auxílio de uma placa de gipso, tem-se evidência de forte orientação preferencial e

→ as amostras são provenientes de locais onde o contexto geológico são relativamente bem conhecidos. Trata-se de região mapeada na escala 1:50.000 pelo Departamento de Recursos Minerais do estado do Rio de Janeiro (DRM-RJ).

4.2.3.2 Orientação Preferencial da Rede Cristalina - Petrograma do Quartzo e Plagioclásio

Os gnaisses miloníticos e quartzitos da falha do Além Paraíba, estudados neste trabalho, possuem uma forte orientação dos agregados recrystalizados de plagioclásios e quartzo, contendo, de uma maneira geral, menos de 15% de porfiroclastos de feldspato.

A maioria dos grãos recrystalizados de quartzo e plagioclásios possui formas poligonais, muitos deles com 5 ou 6 lados, mostrando configurações com limites retos ou levemente curvos e junções tríplices de 120° (Foto 8).

Foto 8. Fotomicrografia mostrando junções tríplices em plagioclásios recrystalizados (obj. 10 x)

O intenso processo deformacional ocasionou uma forte diferenciação, a qual gerou uma concentração do quartzo em bandas (ribbon), que se alternam com camadas ricas em plagioclásios, granadas, micas, piroxênios e/ou anfibólios. Os “ribbons” de quartzo estão orientados subparalelos à lineação, onde os grãos maiores apresentam uma relação comprimento largura da ordem de 4:1 ou 5:1. A maioria dos grãos de quartzo possui a forma retangular, tipo tijolo (Foto 9), com os limites, quase sempre retos,

paralelos à foliação. Os grãos apresentam extinção ondulante marcante e limites de sub-grãos sub-paralelos ao plano do prisma. Alguns dos grãos maiores (tamanho médio de cerca de $130\mu\text{m}$) apresentam-se com o eixo-c vertical e estão frequentemente rodeados por “novos” grãos recristalizados e menores. Há grãos de quartzo, que apresentam em suas bordas evidências de migração através de processo de difusão, formando “bulging” em estágios mais avançados, o que sugere tratar-se de um dos mecanismos de recristalização atuantes nessas rochas (Foto 8). Estas microestruturas são características de deformação de alta temperatura.

Foto 9. Fotomicrografia de ribbons de quartzo exibindo limites retos “tipo tijolo” (obj. 2,5 x).

Os feldspatos plagioclásios estão recristalizados (cerca de 85%), cujos grãos apresentam formas poligonais, limites retos e junções tríplices à 120° . Os porfiroclastos exibem nítida extinção ondulante e suas geminações, Albite e/ou Periclínio, encontram-se, na maioria das vezes, encurvadas devido a deformação plástica, típica da base da crosta (Foto 7).

As granadas são subidioblásticas e poiquiloblástica, apresentando inclusões de quartzo e biotitas. A disposição oblíqua em relação à foliação

principal e seus limites nítidos, evidenciam um carácter tardio para as granadas, em relação à tectonica cisalhante.

Os porfiroclastos de piroxênios encontram-se orientados paralelamente à direção da lineação de estiramento, mostrando evidências de deformação dúctil através de seus planos de clivagem levemente encurvados (Foto 10)

Foto 10. Planos de clivagem levemente arqueados em ortopiroxênios (obj. 2,5 x)

4.2.3.2.1 OPR do Quartzo

Nas duas últimas décadas, o estudo dos padrões de orientação cristalográfica para o quartzo, em rochas natural e experimentalmente deformadas, teve um grande avanço. Isto se deve, principalmente, ao fato de tratar-se de um mineral de ocorrência ampla e que apresenta propriedades ópticas relativamente simples, entretanto a razão mais importante é que esses minerais, quando deformados, apresentam feições microestruturais e padrões de orientações preferenciais que fornecem valiosas informações sobre a história deformacional da rocha.

Os trabalhos pioneiros sobre este tema consistiam em observações dos padrões de orientação do eixo-c do quartzo, em quartzitos deformados natural e experimentalmente, os quais tinham por finalidade compará-los e relacioná-los com as distribuições obtidas nas deformações naturais das rochas, visando a elaboração de modelos teóricos para a compreensão do processo de desenvolvimento das tramas.

Pode-se dizer que a orientação cristalográfica preferencial é consequência dos mecanismos de deformação interna, sofridos por cada grão de um agregado, para acomodar a deformação externa imposta, quando não ocorrem, de forma ampla, deslizamentos entre limites de grãos, perda de coesão e difusões.

Quando um mineral é submetido a um campo de esforços, sob uma pressão confinante suficientemente alta que impeça o microfraturamento, o principal mecanismo de acomodação da deformação é a deslocação (dislocation), que é um defeito linear em que uma fila de átomos é “deslocada” de sua posição original no retículo cristalino. Este deslocamento é definido através de um vetor, o vetor de Burger b, que descreve a magnitude e a direção do deslizamento. Caso o vetor de Burger seja perpendicular a linha da deslocação, esta é definida como uma deslocação em linha (edge dislocation). Se for paralelo passa a ser denominada de deslocação helicoidal (screw dislocation) (Fig. 4.4).

Com a manutenção dos esforços, as deslocações tendem a se mover (dislocation creep) paralelamente a elas mesmas, culminando com o seu desaparecimento nas bordas dos grãos (situação ideal). Isto corresponde ao deslocamento completo entre as duas partes do retículo, acima e abaixo do plano de deslocação. Define-se assim um plano e uma direção de deslizamento (slip plane), que juntos definem um sistema de deslizamento intracristalino.

Os cristais possuem a tendência em eliminar as deslocações, através dos sistemas de deslizamentos, em razão dessas estruturas apresentarem uma disposição anômala dos átomos, em uma configuração altamente energética.

A ativação de sistemas de deslizamentos constitui-se em um eficiente mecanismo de eliminação das deslocações, consumindo os esforços através de uma deformação dúctil, que impõe o estiramento dos grãos (ribbon grains) segundo a direção de deslizamento.

Fig.4.4 Representação de uma rede cristalina exemplificando as deslocações helicoidal e em linha. (modif. de Hobbs et al.,1976).

Os estudos experimentais, nos últimos anos, têm mostrado a existência de vários sistemas de deslizamento intracristalino em diferentes minerais, principalmente para o quartzo. Nesse mineral já foram reconhecidos cerca de 12 sistemas de deslizamento possíveis, aos quais estão associadas diferentes condições de ativação. Três destes sistemas são os mais comumente encontrados nas rochas naturalmente deformadas: basal $\langle a \rangle$, prismático $\langle a \rangle$ e romboédrico $\langle a+c \rangle$. Estes sistemas podem acomodar a deformação em diferentes condições de temperatura e pressão.

A ativação de determinados sistemas de deslizamento, no decorrer do processo deformacional, esta vinculada às condições físicas, taxa de deformação e quantidade de água no sistema.

Os trabalhos experimentais (Tullis et al., 1973; Tullis, 1977; Dell'Angelo e Tullis, 1986; 1989; etc..) mostram que o aumento da temperatura e pressão, assim como da quantidade em água e a diminuição da taxa de deformação favorecem os planos de deslizamento romboédricos, enquanto que condições inversas ativam planos basais.

Price (1985) elaborou um estudo onde mostra a correlação entre diferentes tramas do quartzo e as correspondentes deformações coaxiais quantificadas, evidenciando que os padrões de orientações preferenciais dos eixos-c do quartzo estão diretamente relacionados com o mecanismo deformacional, com a forma do elipsóide da deformação finita (oblato,

prolato, deformação plana) e com a trajetória da deformação ou quadro cinemático.

Na região do lineamento de Além Paraíba, entre as cidades de Três Rios e Santo Antônio de Pádua (RJ), foram elaborados diagramas de eixo-c de quartzo em 15 amostras de gnaisses e quartzitos miloníticos. Apresentaremos os padrões característicos em apenas 5 amostras em razão dos demais serem semelhantes, evitando assim uma descrição repetitiva.

As amostras dos quartzitos e gnaisses miloníticos da região de Três Rios (92RB70A; 92RB71 e 95RB523), porção meridional da área, possuem um forte padrão de orientação preferencial dos eixos-c do quartzo e apresentam como característica comum, a ausência das orientações dos eixos-c ao redor da lineação de estiramento mineral X. A distribuição das orientações dos eixos-c encontram-se espalhadas em um plano (guirlanda) subperpendicular ao plano da foliação XY, com um máximo nas proximidades de Y (Figs. 4.5A, B, C).

Estes padrões de distribuição podem ser considerados do tipo “guirlandas únicas”, as quais apresentam pequena inclinação em relação ao plano da foliação. A assimetria das tramas do tipo “guirlanda única” em relação a orientação preferencial de forma (OPF), tem sido usada como um bom indicador cinemático (Simpson e Schmid, 1983).

A utilização destes diagramas para inferir o sentido do cisalhamento tem de ser feito de maneira cautelosa, em razão da pequena assimetria das guirlandas em relação ao plano de foliação XY. Cabe ressaltar no entanto, que os diagramas a e c apresentam uma leve assimetria dextral.

Os estudos realizados por Schmid e Casey (1986), onde elaboraram uma análise completa dos tipos de tramas de quartzo comumente encontrados na natureza (Fig. 4.6), confirmam pesquisas anteriores (Burg e Laurent, 1978), que sugerem que os padrões de “guirlanda única” são o resultado de uma deformação do tipo cisalhamento simples, que possuem os eixos-a orientados paralelamente à direção do cisalhamento, associando-os à atividade de deslizamento intracristalino na direção $\langle a \rangle$, como pode ser confirmado pelos diagramas de eixo-a nas amostras CC1, R405 e P248 de Schmid e Casey (1986) (Fig. 4.6).

Os padrões obtidos nos diagramas da Figura 4.5 foram comparados às (skeletal outline) de Schmid e Casey (1986) (Fig. 4.7). O diagrama C (Fig. 4.5) pode ser associado ao desenho esquemático localizado na extremidade direita da Figura 4.7, evidenciando a importância do cisalhamento simples

na história deformacional da rocha. O diagrama A é compatível para um componente rotacional intermediário.

Figura 4.5 Diagramas de isofrequência das orientações preferenciais dos eixos-c de quartzo (hemisfério inferior).

Fig.4.6 Diagramas dos principais padrões de eixo-c (c), prisma de 2° ordem (a), prisma de 1° ordem (m), rombos + e - (r+z), rombo + (r) e rombo - (z) (extraído de Schmid e Casey, 1986)

Figura 4.7 Resumo das principais figuras de polo para eixos-c e eixos-a esperadas em uma deformação rotacional com sentido do cisalhamento dextral (Schmid e Casey, 1986).

Um outro padrão de orientação preferencial dos eixos-c de quartzo, tem como característica uma concentração máxima paralela ao eixo intermediário Y do elipsóide de deformação (Fig. 4.8A), apresentando uma pequena tendência a se espalhar ao longo do plano YZ. Tratar-se de uma trama reconhecida por Schmid et al. (1981), que pode ser comparada ao fabric da amostra (Gran133) de Schmid e Casey (1986) (Fig. 4.6), a qual apresenta três maximos em seu diagrama de eixos-a, sugerindo, a primeira vista, cristais com a concentração máxima de eixos-a dispostas de maneira assimétrica em relação aos eixos da trama macroscópica (Schmid e Casey, 1986). Parece trata-se de uma trama comumente encontrada em rochas de alto grau metamórfico (Wilson, 1975; Bunge e Wenk, 1977; Bouchez et al, 1984).

O diagrama da Figura 4.8B mostra um padrão de orientação dos eixos-c de quartzo muito particular. Tem-se duas famílias de quartzo cujos eixos-c estão simetricamente dispostos em relação ao plano de foliação XY. A rocha é um quartzito com sillimanita, onde os cristais de quartzo apresentam-se totalmente recrystalizados, com formato tabular e limites retos. Uma característica interessante é a total ausência de extinção ondulante nos grãos de quartzo, sugerindo trata-se de um processo de recrystalização preferencial estática (annealing). A existência de um padrão de orientação bem definido sugere a preservação de uma trama cristalográfica anterior.

Figura 4.8 Diagramas de isofrequência das orientações preferenciais de eixos-c de quartzo.

Nas rochas miloníticas de alta temperatura, de uma maneira geral, as tramas cristalográficas do quartzo possuem padrões de guirlandas únicas com concentrações máximas em Y, características de deslizamento prismático $\langle a \rangle$. A fraca assimetria da orientação cristalográfica em relação a trama mesoscópica sugere a existência de encurtamento normal na zona de cisalhamento, isto é, um cisalhamento puro importante deve ter atuado concomitantemente ao cisalhamento simples.

Em rochas miloníticas de temperaturas moderadas (fácies anfibolito) tem-se padrões cristalográficos distintos, onde os critérios cinemáticos e deformacionais são melhor evidenciados, dos quais pode-se inferir, igualmente, deslocamentos dextrais e uma história deformacional assinalada por cisalhamentos simples e puro (Dayan e Correa Neto, 1995).

4.2.3.2.2 OPR dos Feldspatos Plagioclásios

Os feldspatos são os minerais mais abundante da crosta terrestre (Ronov & Yaroshevsky, 1969). A abundância destes minerais na crosta de nosso planeta (~49%), permite dizer que a reologia da crosta terrestre poder ser considerada, aproximadamente, a reologia dos feldspatos (Tullis, 1979).

O conhecimento da OPR dos plagioclásios, associado aos estudos microestruturais, podem fornecer informações valiosas sobre o seu processo de deformação plástica (sistemas de deslizamentos ativos, cinemática do fluxo plástico), assim como sua importância para a anisotropia sísmica da crosta inferior (Ji e Mainprice, 1988; Barruol et al., 1992; Seront et al., 1993).

Em razão de suas estruturas e natureza complexas, as pesquisas experimentais e estudos em feldspatos naturalmente deformados são relativamente raros, porém existe atualmente um grande interesse nos estudos deformacionais dos feldspatos plagioclásios (Seront, 1993).

A geminação de origem mecânica e o deslizamento intracristalino estão entre os principais mecanismos deformacionais dos feldspatos. Neste trabalho vamos utilizar a orientação preferencial dos eixos cristalográficos dos plagioclásios e suas geminações mecânicas para determinarmos as direções dos esforços tensores, responsáveis pela deformação plástica, além de considerarmos sobre seus sistemas de deslizamentos, levando-se em consideração os padrões de orientação da rede cristalina.

4.2.3.2.2.1 Aspectos teóricos e metodológicos para a determinação dos esforços tensores a partir da OPR dos plagioclásios e de suas maclas mecânicas

As técnicas utilizadas para a determinação da orientação dos eixos principais dos esforços tensores, em rochas naturalmente deformadas, tiveram início há quase meio século com as análises de geminações mecânicas em calcita (Turner, 1953). A partir de então, o método foi aperfeiçoado (Friedman, 1964; Tullis, 1980; Laurent et al., 1981; Laurent, 1984) e atualmente, as estruturas induzidas por fluxo intragranular em minerais como quartzo, mica, ortopiroxênios, olivina, plagioclásios e outros minerais comuns formadores de rochas, podem ser utilizadas para se deduzir as orientações dos esforços principais, causadores da deformação (Carter e Raleigh, 1969).

Estudos recentes (Laurent e Tournieret, 1990; Tournieret e Laurent, 1990) mostram a importância do conhecimento do campo de esforços visando as interpretações cinemáticas e modelizações geodinâmicas.

Nos plagioclásios deformados plasticamente, parece haver uma estreita relação entre a direção dos esforços tensores e as geminações Albita e Periclíneo.

A origem das geminações nos plagioclásios de rochas naturalmente deformadas tem sido um assunto de muita conjectura e controvérsia. Vários petrógrafos consideraram as geminações polissintéticas em plagioclásios (leis da Albita e Periclíneo) como resultado de um simples processo de crescimento, outros reconheceram a possibilidade de que estas geminações pudessem ter uma origem mecânica, como foi sugerido pela primeira vez por Van Werveke, 1883 (in Borg & Handin, 1966).

Borg & Heard (1970) deformaram (em compressão) 56 amostras de plagioclásios de diferentes composições, variando a temperatura de 25°C a 800°C e a pressão entre 500 e 1.000 MPa, com uma taxa de deformação fixa, para todas as experiências, de $2 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Este trabalho experimental visava delinear as condições favoráveis para a ocorrência da deformação plástica e da formação de geminações mecânicas (Fig. 4.9). Estes diagramas mostram um resultado surpreendente, o plagioclásio de composição An_{77} apresenta-se menos resistente que o de composição An_{44} , levando-se em considerações as respectivas temperaturas de fusão.

A temperaturas inferiores a 700°C, a deformação é principalmente cataclástica, enquanto que a partir de 800°C as geminações mecânicas e os sistemas de deslizamento intracristalino tornam-se frequentes.

Seront (1993) estudou os plagioclásios cálcicos, em deformação experimental, visando obter informações sobre o comportamento reológico da crosta profunda. As experiências foram realizadas a temperaturas elevadas (900°C a 1150°C), condições onde eram esperados o predomínio total da deformação plástica. O plagioclásio cálcico mostrou, no decorrer das experiências, um comportamento fundamentalmente frágil. O único mecanismo de deformação intracristalino ativado foram as maclas mecânicas, predominantemente do tipo Albita. As geminações mecânicas parecem ter um papel fundamental, acomodando grande parte da deformação intracristalina (Seront, 1993).

O termo macla, geminação ou geminado é usado neste trabalho para designar pares de cristais que apresentam as seguintes características: (1) mesma composição e estrutura, (2) estão estritamente relacionados a uma lei de geminação, que envolve uma rotação (ou reflexão) ao redor de uma direção da rede principal (ou em um plano) e (3) os cristais estão em contato.

Figura 4.9 a) Curvas esforço x deformação de dois plagioclásios (An₄₄ e An₇₇) a temperaturas de 600 e 800°C e pressões de 8 a 10 kbars. b) Curvas comparativas, a 800°C, 8 a 10 kbar, para 4 plagioclásios (An₂, An₄₄, An₇₇ e An₉₅) (extraído de Borg e Heard, 1970).

Figura 4.11 Representação da geminação Periclíneo em um plagioclásio básico. A operação de geminação é uma rotação em torno do eixo b ou uma reflexão no plano perpendicular a b e que contem r . A rede pode também ser geminada por deslizamento paralelo a b . O plano composicional é a seção rômbrica RS que contem b e r . (Smith e Brown, 1988).

Os dois planos e as duas linhas de deslizamento formam um sistema conjugado (Fig. 4.12). De uma maneira mais simples, a deformação devido à geminação mecânica pode ser considerada como um cisalhamento simples homogêneo, a qual será formada caso a direção de compressão se encontre entre $+b$ e $-s$ (e a direção de extensão entre $+b$ e $+s$) (Fig. 4.13). A determinação destas direções pode ser feitas através da utilização da projeção estereográfica (Fig. 4.14).

Borg e Heard (1970) chamaram a atenção para a possibilidade teórica de se deduzir a direção do esforço compressivo máximo σ_1 , desde que se tenha certeza da origem mecânica da geminações Albita e Periclíneo. Por analogia com o método desenvolvido por Turner (1953) para a calcitas geminadas mecanicamente, pode-se determinar, graficamente, um eixo compressivo máximo para cada plagioclásio geminado. Esta direção corresponde ao esforço compressivo máximo σ_1 o qual deve corresponde a bissetriz das direções de deslizamento $+b$ e $-s$.

No caso de agregados policristalinos geminados mecanicamente, σ_1 corresponderá ao centro, determinado estatisticamente, dos eixos de compressão deduzido de cada grão geminado. No caso das geminações Albita e Periclíneo, essas direções se encontram nos quadrantes definidos por (001) e (0-10) ou (00-1) e (010) (Fig. 4.14).

Figura 4.12 Relações entre as linhas de deslizamento b e s , e os planos RS e (010) para as geminações Albita e Periclíneo (Smith e Brown, 1988).

Figura 4.13 Orientações do sistema conjugado das geminações Albita e Periclíneo. Em (a) tem-se a direção de σ_1 e em (b) a direção de σ_3 (extraído de Borg e Handin, 1966).

plástica e a variação da OPR. Para verificação da técnica empregada, utilizamos também uma amostra de granulito milonítico de uma zona de falha inversa, que aflora nas proximidades de Ibatiba (ES), no quilometro 188,5 da rodovia BR-262 que liga Vitória a Belo Horizonte.

Uma breve descrição de cada amostra é dado abaixo:

→ amostra 92RB70A- pertence à unidade dos ortognaisses granulíticos de composição granodiorítica, onde o plagioclásio (An_{30-40}) é o constituinte principal (50 a 55%), seguido pelo quartzo (20 a 25%) e a biotita ($\cong 15\%$). Os outros minerais, tais como granadas, ortopiroxênios e zircão possuem menos de 15% em volume. Amostra coletada na região de Três Rios (RJ).

→ amostra 92RB71 - pertence a mesma unidade dos ortognaisses granulíticos de composição granodiorítica, tendo composição semelhante à amostra 92RB70A. Amostra coletada na região de Três Rios (RJ).

→ amostra 92RB332- reporta-se à mesma unidade da amostra 92RB70A, possuindo portanto composição semelhante. Trata-se também de amostra da região de Três Rios (RJ).

→ amostra 92RB95- Esta amostra refere-se a um anfibólio-granada-biotita-plagioclásio-gnaiss de composição granodiorítica, cujo plagioclásio (An_{20-25}) é o constituinte predominante (55 a 60%). Pertence à zona de cisalhamento nas proximidades de Santo Antônio de Pádua (RJ).

→ amostra 92RB174D- é hiperstênio-plagioclásio-gnaiss (gnaiss norítico) do Complexo Juiz de Fora da região de Ibatiba (ES). A porcentagem de plagioclásio é da ordem de 70-80% (An_{50}).

As três primeiras amostras apresentam, de uma maneira geral, uma distribuição bimodal em relação à granulometria dos plagioclásios, decorrente da recristalização dinâmica. Os porfiroclastos deformados, menos de 15%, estão rodeados por novos grãos ou neoblastos. Os porfiroclastos possuem tamanhos diversos, variando de 0.3 a 15 mm, exibindo feições microestruturais típicas de uma deformação dúctil, tais como: geminações mecânicas, extinção ondulante, subgrãos e arqueamento das bandas de geminação (Foto 11).

Os porfiroclastos de plagioclásios foram divididos em dois grupos: i) porfiroclastos alongados "ribbon", os quais apresentam uma relação comprimento/largura da ordem de 5:1 a 15:1, possuem os planos (010) paralelos ou subparalelos à foliação, coincidente com a orientação

dimensional dos grãos e ii) porfiroclastos não alongados, com os planos (010) perpendiculares ou subperpendiculares à foliação e lineação de estiramento mineral.

Foto 11. Feições de um milonito típico da deformação de alta temperatura (obj. 2,5 x).

A maioria dos grãos recrystalizados (neoblastos) apresentam formas poligonais com limites retos, curvos ou lobados (Foto 12).

Alguns grãos mostram extinção ondulante, geminações mecânicas e lamelas de geminação arqueadas. As dimensões dos neoblastos variam de 50-200 μ m, com uma média aritmética em torno de 90 μ m. A recrystalização deve estar relacionada ao processo da deformação progressiva.

Todas as amostras estudadas possuem uma trama óptica forte, decorrente do ambiente geológico-tectônico ao qual pertencem. As orientações preferenciais dos eixos cristalográficos das amostras 92RB95, 92RB70A e 93RB332 apresentam certas similaridades, por exemplo: as orientações dos eixos [100] são, em sua grande maioria, verticais tendo uma concentração estatística máxima paralela ao eixo Y (Figs. 4.15, 4.16, 4.17). A amostra 92RB70A, além de apresentar um máximo paralelo ao

eixo Y, as orientações dos eixos cristalográficos [100] estão distribuídas ao longo de uma guirlanda parcial subparalela ao plano da foliação XY. Os eixos [010], nestas três amostras, exibem dois modelos de orientações distintos e marcantes: → um padrão que contém uma concentração das orientações estatisticamente significativa, paralela ao eixo Z e → uma outra com máxima concentração subparalela a X, normal ao plano de foliação.

Foto 12 Plagioclásios recristalizados com limites retos e formas poligonais (obj. 20 x).

Estas duas concentrações refletem as orientações das duas famílias de porfiroclastos de plagioclásios, referidas em parágrafos anteriores, assim como a trama dos grãos recristalizados. A direção [001] possui uma distribuição relativamente complexa de suas orientações, com certa tendência na formação de guirlandas assimétricas ao longo do plano de foliação XY. A assimetria das máximas concentrações das direções dos eixos [010] podem ser utilizadas para a determinação do sentido do cisalhamento, desde que possa ser estabelecido que o plano (010) é um plano de deslizamento (Ji e Mainprice, 1988).

Figura 4.15 Orientação preferencial dos eixos cristalográficos dos plagioclásios de gnaiss milonítico. Amostra 92RB70A.

Os estudos realizados em microscópios eletrônicos `a transmissão, (TEM) mostraram que a maior densidade dos deslocamentos observados ocorrem no plano (010), estando os vetores de Burgers nas direções [001] e [100] (Ji e Mainprice, 1988). A atividade de outros sistemas de deslizamento foram confirmadas (Montardi e Mainprice, 1987), entretanto são menos importantes em termos quantitativos.

A assimetria dos polos dos planos (010) em relação `a foliação e lineação indicam que a rocha sofreu um regime deformacional

predominantemente não coaxial, com sentido de deslocamento dextral, entretanto, na amostra 92RB95 quase não se observa uma assimetria das direções de [010], sugerindo a existência de forte componente coaxial no processo deformacional.

Figura 4.16 Orientação preferencial dos eixos cristalográficos dos plagioclásios (Amostra 92RB95).

A orientação preferencial da amostra RB174D (Fig. 4.18) é um pouco distinta das anteriores, principalmente em relação às orientações dos eixos [100] que estão bem distribuídos ao longo do plano de foliação XY. Os polos dos planos (010) formam um ponto de máxima densidade

aproximadamente paralelo ao polo do plano de foliação, exibindo fraca assimetria em relação a X. Os eixos [001] distribuem-se ao longo de uma guirlanda perpendicular ao plano XY.

Figura 4.17 Orientação preferencial dos eixos [100], [010] e [001] dos plagioclásios (Amostra 93RB332).

Figura 4.18. Distribuição das orientações preferenciais dos plagioclásios da amostra 92RB174D.

4.2.3.2.2.1 Tratamento dos dados a partir da Função de Distribuição de Orientação

As distribuições estatísticas das orientações preferenciais em Geologia Estrutural têm sido apresentadas, de uma maneira geral, utilizando-se de diagramas de figuras de polo do tipo Schmidt-Lambert e Wulf.

Em função das exigências, rigor e precisão em determinados estudos tectônicos, faz-se necessário a utilização de técnicas mais sofisticadas de análise estatística. Para esse objetivo, a Função de Distribuição das Orientações (FDO) é a ferramenta adequada e necessária.

Os dados das orientações preferenciais dos plagioclásios {(100), (010), (001)} foram tratados matematicamente através da aplicação da função de distribuição de orientação de acordo com a metodologia de Bunge, (1982).

A orientação de um cristal qualquer no espaço pode ser definida, convenientemente, por três ângulos (os ângulos de Euler), como visto em parágrafos anteriores, os quais descrevem a rotação do cristal a partir de algum padrão de orientação em relação às coordenadas da amostra, para sua orientação atual (Mainprice e Munch, 1993). Para usar a rotação baseada nos ângulos de Euler, é necessário a definição de dois sistemas de coordenadas ortogonais. O sistema utilizado para a descrição das microestruturas (foliação, lineação etc.) é o sistema de coordenada da amostra. Os eixos [100], [010] e [001] dos plagioclásios não são perfeitamente ortogonais em razão da simetria triclinica desses minerais, sendo assim, utiliza-se como eixos ortogonais de referência do cristal os eixos [100], o polo do plano (010) e seu produto vetorial como eixos ortogonais de referência (Mainprice e Munch, 1993).

A técnica da representação da FDO, aplicada aqui para os cristais de simetria triclinica, permite a observação, em três dimensões, de nuvens de pontos, onde a orientação de cada ponto, que representa um cristal, é fornecida pelos ângulos de Euler (Fig. 3.18). O espaço de Euler esta limitado pelos seguintes valores: $\phi_1 = 0^\circ - 360^\circ$; $\phi = 0^\circ - 180^\circ$ e $\phi_2 = 0^\circ - 360^\circ$.

A maneira mais adequada para a representar a (FDO) é através de uma série de seções em determinados níveis, isto significa seções para certos valores constantes de ϕ_1 . Em cada uma das seções, obtém-se curvas de contorno de isofrequência para a caracterização de máximos estatísticos (Fig. 3.19). Essas curvas de contorno são feitas através da divisão do espaço de Euler em determinados volumes, cujos lados estão limitados por valores de $\Delta\phi_1$, $\Delta\phi$ e $\Delta\phi_2$. O número de cristais que podem ser computados em cada fração volumétrica (N_i) do volume total (ΔV_i), é utilizado para o cálculo de $f(g_i)$ através da fórmula:

$$f(g_i) = \frac{N_i}{N\Delta V_i} = \frac{N_i}{N\sin\phi\Delta\phi_1\Delta\phi\Delta\phi_2} \quad (\text{Wenk et al., 1981}).$$

A distribuição estatística das orientações dos cristais de plagioclásios para todos os valores de ϕ_1 , referente às amostras 92RB70A, 93RB332, 92RB95 e 92RB174D estão em anexo. Destaca-se aqui as curvas de contorno das diferentes seções, para valores constantes de ϕ_1 , estatisticamente significativas.

A amostra 92RB70A apresenta 3 grupos importantes de orientações preferenciais dos plagioclásios:

a) Grupo I → estatisticamente o mais representativo, estão definidos para os seguintes valores: $\varphi_1=70^\circ$; $\phi=70^\circ$ e $\varphi_2=90^\circ$ (Fig. 4.19).

Figura 4.19. Representação das curvas de isofrequência da FDO para a seção de $\varphi_1=70^\circ$.

O posicionamento espacial dos feldspatos orientados conforme a Figura 4.19 pode ser observado na Figura 4.20.

$\Psi_1 = 70.0$
 $\Phi = 70.0$
 $\Psi_2 = 90.0$

Figura 4.20 Orientação espacial dos plagioclásios referente a distribuição estatística da Fig.4.19.

Os plagioclásios do Grupo I ($\phi_1=70^\circ$; $\phi=70^\circ$; $\phi_2=90^\circ$) possuem uma orientação espacial de seus eixos cristalográficos e de seus elementos geométricos relativos às geminações Albita e Periclíneo, que permitem determinar a posição das direções dos esforços principais (σ_1 ; σ_2 ; σ_3) conforme o diagrama da Figura 4.21.

Estes cristais de plagioclásios contêm os polos de $+(100)$ concentrados próximo ao eixo Y, os polos de (010) e $+b$ horizontais e de direção aproximada de 110° , e o eixo $[001]$ na direção azimutal compreendida entre 10 e 20° , com mergulho suave para norte.

Figura 4.21. Representação completa de todos os elementos geométricos e cristalográficos dos plagioclásios da amostra 92 RB70A (para $\phi_1=70^\circ$; $\phi=70^\circ$; $\phi_2=90^\circ$) e a determinação das direções dos esforços tensores a partir da orientação das maclas Albite e Periclíneo.

A bissetriz do ângulo entre as direções de deslocamento **+b** e **-s** das maclas Periclíneo e Albite, respectivamente, fornece a direção de compressão máxima σ_1 . Por outro lado, a bissetriz do ângulo compreendido pelas direções de **+s** e **+b**, indica a atitude da distensão ou σ_3 , a partir destes, utilizando-se da projeção estereográfica, pode-se determinar a direção do esforço médio σ_2 .

Os eixos principais dos esforços tensores (σ_1 ; σ_2 ; σ_3) para os plagioclásios do Grupo I apresentam atitudes aproximadas de $330/10^\circ$; $190/70^\circ$ e $60/10^\circ$ respectivamente.

b) Grupo II $\rightarrow$ refere-se aos plagioclásios definidos pelas orientações caracterizadas pelos ângulos $\phi_1=230^\circ$; $\phi=110^\circ$ e $\phi_2=80^\circ$, os quais fornecem uma curva de isofrequência FDO conforme a Figura 4.22.

Figura 4.22. Representação das curvas de isofrequência da FDO para a seção de $\phi_1 = 230^\circ$.

Os plagioclásios do Grupo II ($\phi_1 = 230^\circ$; $\phi = 110^\circ$; $\phi_2 = 80^\circ$) possuem orientação cristalográfica semelhante aos do Grupo I onde os eixos [100] estão concentrados próximo ao eixo Y (Fig. 4.23), tendo como única diferença, o fato de ter havido uma rotação de 90° dos eixos a, tendo b como eixo de rotação.

Utilizando os plagioclásios do Grupo II para a determinação das direções dos esforços tensores obtem-se para σ_1 , σ_2 e σ_3 as respectivas atitudes: $350^\circ/10^\circ$; $190^\circ/80^\circ$; $80^\circ/5^\circ$.

c) Grupo III $\rightarrow$ abrange a família de feldspatos concentrados na seção $\phi_1 = 180^\circ$, cuja curvas de isofrequência estão mostradas na Figura 4.25.

$\Psi_1 = 230.0$
 $\Phi = 110.0$
 $\Psi_2 = 80.0$

Figura 4.23. Orientação espacial dos plagioclásios referente a distribuição estatística da Fig.4.22.

$\Psi_1=230, \Phi=110, \Psi_2=80$

Figura 4.24. Representação completa de todos os elementos geométricos e cristalográficos dos plagioclásios da amostra 92 RB70A (para $\phi_1=230^\circ$; $\phi=110^\circ$; $\phi_2=80^\circ$) e a determinação das direções dos esforços tensores a partir da orientação das maclas Albite e Periclíneo.

Figura 4.25 Representação das curvas de isofrequência da FDO para a seção de $\phi_1 = 180^\circ$.

Na seção FDO para o valor $\phi_1 = 180^\circ$, os plagioclásios apresentam uma densidade máxima quando os ângulos de Euler possuem os valores: $\phi_1 = 180^\circ$; $\phi = 100^\circ$; $\phi_2 = 260^\circ$. Estes feldspatos possuem uma orientação cristalográfica conforme mostrado na Figura 4.26, onde se tem o eixo $+b$ na direção aproximada de 180° e mergulho subhorizontal, o eixo a próximo a Y , de maneira semelhante aos anteriores, e o eixo $[001]$ subparalelo à direção W do diagrama. Esta disposição cristalográfica, tendo $+s$ subparalelo ao eixo $[001]$, permite deduzir a direção dos esforços tensores, conforme o diagrama da Figura 4.27. O eixo intermediário σ_2 continua, de certa forma, subvertical e próximo ao eixo Y do elipsóide de deformação. O esforço compressivo máximo (σ_1), encontra-se horizontal na direção 330° . O eixo referente ao esforço mínimo (σ_3) possui atitude aproximada de $240^\circ/10^\circ$.

Figura 4.26 Orientação espacial dos plagioclásios referente a distribuição estatística da Fig.4.25.

Figura. 4.27 Representação completa de todos os elementos geométricos e cristalográficos dos plagioclásios da amostra 92 RB70A (para $\phi_1=180^\circ$; $\phi=100^\circ$; $\phi_2=260^\circ$) e a determinação das direções dos esforços tensores a partir da orientação das maclas Albita e Periclíneo.

Integrando-se os resultados obtidos na determinação das direções principais dos esforços tensores σ_1 , σ_2 , σ_3 para todos os valores de ϕ dos contornos das curvas de FDO para a amostra 92RB70A, obtêm-se os diagramas estatísticos que fornecem para σ_1 um máximo a $135^\circ/10$, σ_2 com atitude $250^\circ/75$ e σ_3 a 260° /subhorizontal (Fig. 4.28). Estas orientações obtidas para os esforços tensores é compatível para uma zona de cisalhamento transcorrente de deslocamento dextral.

Figura 4.28 Diagramas de isofrequência para os esforços tensores σ_1 , σ_2 e σ_3 relativos à amostra 92RB70A.

Uma análise similar foi feita para as orientações preferenciais dos plagioclásios da amostra 92RB95. A distribuição estatística completa obtida a partir da FDO encontra-se em anexo, como referido anteriormente.

Nos diagramas FDO observa-se um crescimento estatístico para os valores crescentes de ϕ_1 (10° a 60°). No intervalo para os valores de ϕ_1 compreendidos entre 60° e 90° , a distribuição dos plagioclásios são aproximadamente constantes para valores de $\phi_2 = 80^\circ$ e $\phi = 90^\circ$. Para um intervalo $\Delta\phi$ de 130° a 340° , o agrupamento de plagioclásios é praticamente zero, voltando a ter valores estatisticamente significativos quando ϕ adquire o valor de 360° . Em razão do exposto, vamos dar destaque a dois grupos principais de plagioclásios: Grupo A $\rightarrow$ os quais possuem os ângulos de Euler $\phi_1 = 80^\circ$; $\phi = 90^\circ$ e $\phi_2 = 80^\circ$, e Grupo B $\rightarrow$ definidos para as coordenadas $\phi_1 = 360^\circ$; $\phi = 90^\circ$ e $\phi_2 = 80^\circ$.

Figura 4.29. Representação das curvas de isofrequência da FDO para a seção de $\phi_1 = 80^\circ$ (92RB95).

A distribuição em curvas de isofrequência, utilizando a FDO para os plagioclásios do Grupo A (Fig. 4.29), destaca a forte concentração em $\phi_1=80^\circ$; $\phi=90^\circ$ e $\phi_2=80^\circ$. Estes feldspatos apresentam seus eixos $+a$ subverticais, próximo ao eixo Y do diagrama, $+b$ de atitude N100°/subhorizontal e $+c$ em N10/subhorizontal (Fig. 4.30). A representação de todos os elementos geométricos permite determinar a direção dos esforços tensores, os quais foram os responsáveis pela formação das geminações mecânicas Albite e Periclíneo (Fig. 4.31).

Figura 4.30 Orientação espacial dos plagioclásios referente a distribuição estatística da Fig.4.29.

As orientações dos três esforços tensores são quase idênticas às aquelas obtidas para a amostra 92RB70A.

O Grupo B, dos plagioclásios da amostra 92RB95, apresentam uma maior "densidade populacional" para a seção FDO definida para $\phi_1=360^\circ$; $\phi=90^\circ$ e $\phi_2=80^\circ$. A distribuição em curvas de isofrequência em diagrama FDO é semelhante ao do Grupo A, onde a concentração máxima é única e está localizada em $\phi=90^\circ$ e $\phi_2=80^\circ$ (Fig. 4.32).

Figura 4.31. Representação completa de todos os elementos geométricos e cristalográficos dos plagioclásios da amostra 92 RB95 (para $\phi_1=80^\circ$; $\phi=90^\circ$; $\phi_2=80^\circ$) e a determinação das direções dos esforços tensores a partir da orientação das maclas Albite e Periclíneo.

Figura 4.32. Curvas de isofrequência da FDO para a seção $\phi_1=360^\circ$ (92RB95)

A orientação preferencial dos plagioclásios do Grupo B, em relação aos do Grupo A, pode ser diferenciada por uma rotação de 90° em torno do eixo $+a$ (Fig. 4.33). O eixo $+c$ que se encontrava quase Norte-Sul passa a ocupar a posição E-W e o eixo $+b$ muda sua posição de E-W para a direção meridional, tendo sempre o eixo $+a$ posicionado no centro do diagrama.

O posicionamento espacial dos plagioclásios do Grupo B fornecerão uma orientação dos esforços principais, σ_1 , σ_2 , σ_3 , tal que ocorre uma inversão de 90° das posições dos tensores σ_1 e σ_3 em relação aos obtidos para o Grupo A ($\phi_1=80^\circ$; $\phi=90^\circ$ e $\phi_2=80^\circ$), (Fig. 4.34), isto se deve ao fato dos plagioclásios pertencentes ao Grupo B apresentarem uma rotação de 90° em torno do eixo $+a$.

Ao se considerar todas as seções de FDO, isto é, ϕ_1 variando de 0° a 360° , e calculando-se as direções dos esforços tensores, obtém-se os diagramas de figuras de polo mostrados na Figura 4.35.

O valor da atitude fornecida pela máxima densidade de σ_1 é $N145^\circ/10^\circ$, comparável ao obtido para a amostra 92RB70A, σ_2 é igualmente vertical ($150^\circ/85^\circ$), consequentemente σ_3 possui atitude semelhante nas duas amostras estudadas ($235^\circ/10^\circ$).

Figura 4.33 Orientação cristalográfica dos plagioclásios referente à Figura 4.32.

Figura 4.34. Representação completa de todos os elementos geométricos e cristalográficos dos plagioclásios da amostra 92 RB95 (para $\phi_1=360^\circ$; $\phi=90^\circ$; $\phi_2=80^\circ$) e a determinação das direções dos esforços tensores a partir da orientação das maclas Albita e Periclíneo.

A amostra seguinte a ser analisada (93RB332) também pertence à zona de cisalhamento de alta temperatura. O gráfico completo de sua Função de Distribuição de Orientação (FDO) encontra-se em anexo. As seções FDO estatisticamente mais significativas estão compreendidas no intervalo de ϕ_1 de 10° a 30° , para valores constantes de $\phi=90^\circ$ e $\phi_2=80^\circ$, tendo um máximo de intensidade para $\phi_1=30^\circ$ (Fig. 4.36).

Figura 4.35. Distribuição estatística dos esforços tensores para a amostra 92RB95.

Figura 4.36. Curvas de isofrequência da distribuição dos plagioclásios na seção FDO da amostra 93RB332 ($\phi_1=30^\circ$; $\phi=90^\circ$; $\phi_2=90^\circ$).

Os feldspatos especificados pelos ângulos de Euler ($\phi_1=30^\circ$; $\phi=90^\circ$; $\phi_2=80^\circ$) apresentam, como característica marcante em todas as amostras estudadas, o eixo +a subvertical e próximo ao eixo Y do diagrama, o plano (010) encontra-se subvertical de direção aproximada de 50° . As direções de deslizamentos -s e +b permitem deduzir as direções dos esforços tensores (Fig. 4.37), sendo σ_1 N10°/horizontal; σ_2 subvertical e σ_3 quase EW.

A determinação das direções dos esforços tensores para todas as seções de ϕ_1 (0° – 360°), permite a elaboração dos diagramas da Figura 4.38, os quais admitem inferir as atitudes estatisticamente significativas. O esforço compressivo máximo σ_1 possui sua concentração máxima em N115°/20; σ_2 é subvertical e σ_3 tem atitude N15°/10. Trata-se de um sistema de esforços compatível para uma zona de cisalhamento transcorrente de cinemática dextral.

Figura 4.37. Representação completa de todos os elementos geométricos e cristalográficos dos plagioclásios da amostra 93 RB332 (para $\phi_1=30^\circ$; $\phi=90^\circ$; $\phi_2=80^\circ$) e a determinação das direções dos esforços tensores a partir da orientação das maclas Albita e Periclíneo

O estudo e análise da amostra seguinte (92RB174D), constitui-se, na verdade, em um teste para verificação da metodologia e técnica empregada na determinação das direções dos esforços a partir da deformação plástica dos plagioclásios, pois, como referido anteriormente, trata-se de uma rocha pertencente a um contexto tectônico distinto dos anteriores.

A amostra é de um gnaiss de composição norítica, da região de Ibatiba (ES), km 188,5 da rodovia Br262 (Vitória- Belo Horizonte). Neste região as rochas do Complexo Juiz de Fora apresentam uma foliação milonítica de atitude $N330^\circ/30E$ e lineação de estiramento mineral $N65^\circ/30$, com indicadores cinemáticos que sugerem transporte tectônico para sudoeste.

A análise completa da trama dos feldspatos a partir da F.D.O. (Anexo1) permite distinguir dois grupos de plagioclásios, em duas seções distintas: → Grupo 1 definido pelos ângulos de Euler ($\phi_1=290^\circ$; $\phi=160^\circ$; $\phi_2=200^\circ$) e o Grupo 2 caracterizados pela orientação ($\phi_1=310^\circ$; $\phi=160^\circ$; $\phi_2=220^\circ$). A seção F.D.O. para $\phi_1=290^\circ$ apresenta dois máximos marcantes: uma em $\phi=160^\circ$ e $\phi_2=200^\circ$, e outro para $\phi=10^\circ$ e $\phi_2=350^\circ$ (Fig. 4.39).

Figura 4.38. Diagramas de Igual-Area da distribuição estatística dos esforços tensores obtidos a partir dos estudos da amostra 93RB332.

Os plagioclásios que possuem como ângulos de Euler os valores $\phi_1=290^\circ$; $\phi=160^\circ$ e $\phi_2=200^\circ$, caracterizam-se por apresentar uma orientação

cristalográfica completa conforme a Figura 4.40. O eixo $+a$ deixa de ser subvertical, como nos casos anteriores, e passa a ter uma posição quase horizontal com direção EW. O polo do plano (010) é subhorizontal de direção meridional e, $+c$ torna-se o eixo mais próximo do centro do diagrama (Y). A partir dos elementos geométricos das geminações Albita e Periclíneo, as direções dos esforços tensores determinadas registram uma inversão das posições de σ_2 e σ_3 , isto é, o esforço intermediário passa a se horizontal e o esforço mínimo torna-se quase vertical.

Figura 4.39 Curvas de isofrequência da distribuição dos plagioclásios (Grupo 1) na seção FDO da amostra 92RB174D ($\phi_1=290^\circ$; $\phi=160^\circ$; $\phi_2=200^\circ$).

Os plagioclásios do Grupo 1 que têm como ângulos de Euler os valores $\phi_1=290^\circ$; $\phi=10^\circ$; $\phi_2=350^\circ$ (Fig. 4.39) possuem orientação semelhante aos da Figura 4.40, com a diferença que estes sofreram uma rotação de 180° em torno do eixo $+b$ (Fig. 4.41), o que implica em não variação da posição dos esforços tensores.

Os plagioclásios do Grupo 2 ($\phi_1=310^\circ$; $\phi=160^\circ$; $\phi_2=220^\circ$) apresentam uma distribuição estatística (Fig. 4.42) que permite a caracterização de três máximos, assim denominados: Grupo 2a ($\phi_1=310^\circ$; $\phi=160^\circ$; $\phi_2=220^\circ$); Grupo

2b, para $(\varphi_1=310^\circ; \phi=10^\circ; \varphi_2=330^\circ)$ e Grupo 2c, menos importante e localizado em $(\varphi_1=310^\circ; \phi=100^\circ; \varphi_2=310^\circ)$.

Os plagioclásios dos Grupos 2a e 2b (Figs. 4.43 e 4.44), possuem uma orientação espacial de seus elementos geométricos, semelhante `aquelas descritas para o Grupo 1, as quais estão mostradas nas Figuras 4.40 e 4.41, mas os plagioclásios do Grupo 2c (Fig.4.45), apresentam uma orientação distinta a qual resulta em uma configuração de difícil interpretação para as atitudes dos esforços tensores.

Figura 4.40. Representação completa dos elementos cristalográficos dos plagioclásios da amostra 92RB174D para a seção FDO ($\varphi_1=290^\circ; \phi=160^\circ; \varphi_2=200^\circ$).

$\Psi_1=290$, $\Phi=10$, $\Psi_2=350$

Figura 4.41. Representação completa dos elementos cristalográficos dos plagioclásios da amostra 92RB174D para a seção FDO ($\phi_1=290^\circ$; $\phi=10^\circ$; $\phi_2=350^\circ$).

Figura 4.42 Curvas de isofrequência da distribuição dos plagioclásios (Grupo 2) na seção FDO da amostra 92RB174D ($\varphi_1=310^\circ$; $\phi=160^\circ$; $\varphi_2=220^\circ$).

A determinação das direções dos esforços tensores a partir da integração dos dados de todas as seções de FDO registram densidades máximas para σ_1 em N160°/25°; σ_2 em N260°/5° e σ_3 em N175°/70° (Fig. 4.46).

Estes resultados são interessantes porque mostram uma mudança do campo tensorial, em relação às análises anteriores, a qual esta registrada pela inversão dos tensores σ_2 e σ_3 , isto é, o esforço intermediário deixa de ser subvertical para tornar-se subhorizontal, ocorrendo o inverso com o esforço mínimo, o qual passa de uma posição horizontal para subvertical. Deve-se ressaltar que essa alteração é perfeitamente compatível com a mudança de ambiente tectônico, onde deixamos uma região de falhas transcorrentes para uma outra de falhamentos inversos e de empurrão. Faremos uma discussão mais pormenorizada sobre este assunto no Capítulo 6.

Figura 4.43 Representação completa dos elementos cristalográficos dos plagioclásios do Grupo 2a, da amostra 92RB174D para a seção FDO ($\phi_1=310^\circ$; $\phi=160^\circ$; $\phi_2=220^\circ$).

Figura 4.44. Representação completa dos elementos cristalográficos dos plagioclásios do Grupo 2b, da amostra 92RB174D para a seção FDO ($\phi_1=310^\circ$; $\phi=10^\circ$; $\phi_2=330^\circ$).

Figura 4.45. Representação completa dos elementos cristalográficos dos plagioclásios do Grupo 2c, da amostra 92RB174D para a seção FDO ($\varphi_1=310^\circ$; $\phi=100^\circ$; $\varphi_2=310^\circ$).

Figura 4.46. Distribuição estatística dos esforços tensores σ_1 , σ_2 e σ_3 para a região a oeste de Vitória (ES). Amostra 92RB174D.

5. ANISOTROPIA SÍSMICA

5.1. Introdução

Nos últimos dez anos, os geofísicos têm demonstrado um grande interesse no estudo da anisotropia sísmica da litosfera continental. Esse empenho tem sua justificativa no fato que a provável fonte, ou a causa principal dessa anisotropia, esteja na forte orientação preferencial das rochas do manto superior, a qual se desenvolve em decorrência da deformação plástica (Mainprice et al., 1993).

Pesquisas desenvolvidas recentemente (Mainprice & Nicolas, 1989; Nicolas, 1993; Mainprice & Silver, 1993; Barruol, 1993) sugerem a existência de uma estreita relação entre a anisotropia sísmica e a direção do fluxo no manto superior.

Em regiões orogênicas onde a litosfera foi deformada como um todo, em função dos grandes deslocamentos continentais, a anisotropia sísmica pode ser uma consequência da deformação no manto superior, a qual teria ocorrido no decorrer do processo orogênico considerado. Se isso é realmente um fato, então as pesquisas e estudos sobre a anisotropia sísmica prometem ser uma poderosa e útil ferramenta nas investigações sobre o comportamento mecânico da litosfera, nos processos de formação das cadeias de montanhas.

Recentemente, foi sugerido que a decomposição das ondas de cisalhamento (*shear-wave splitting*) é causada pela propagação de uma onda de cisalhamento (S) em um meio anisotrópico, a qual é decomposta em duas ondas ortogonais polarizadas, que possuem a mesma direção, porém velocidades distintas (Fig. 5.1) (Christensen, 1971; Crampin, 1981).

Os estudos sobre a decomposição das ondas de cisalhamento, em particular da ondas SKS provenientes de sismos naturais, podem fornecer informações sobre a composição e petrografia da crosta e manto superior.

Este fenômeno de decomposição das ondas sísmicas é diagnóstico da anisotropia, mas pode também ser usado para a análise cinemática, desde que se conheça (1) a orientação da direção de propagação e a direção da vibração mais rápida (V_{s1}) em relação à foliação e lineação, (2) a diferença de velocidade (ΔV_s) entre a direção de vibração rápida e lenta (V_{s2}) e (3) o "delay time" (Δt) medido ao longo de uma trajetória, usando técnicas sísmicas modernas (Mainprice & Silver, 1993).

A direção rápida de polarização das ondas de cisalhamento (V_{s1}) tem sido utilizada para inferir a orientação da lineação de estiramento mineral no manto (Silver e Chan, 1988, 1991; Shih et al., 1991) e a orientação do esforço compressivo máximo na crosta superior, para profundidades entre 10 e 15 km (Crampin et al., 1984; Savage et al., 1990; Shih e Meyer, 1990).

Nos últimos anos, a decomposição das ondas de cisalhamento tele-sísmicas tem sido pesquisada em diferentes regiões continentais. Os trabalhos e discussões decorrentes destas investigações têm levado a um consenso, de que o manto superior é o responsável pela "*shear wave splitting*" (Nicolas e Christensen, 1987; Silver e Chan, 1988; Mainprice e Silver, 1993; Vauchez e Barruol, in press).

Rochas do manto (corpos peridotíticos, ofiolitos, quimberlitos etc..) possuem uma importante anisotropia (Mainprice e Silver, 1993), a qual resulta da orientação cristalográfica preferencial de seus minerais constituintes e das propriedades anisotrópicas dos cristais isoladamente, especialmente as da olivina, que é o principal mineral do manto superior. Isto sugere que a decomposição das ondas tele-sísmicas esteja relacionada principalmente com a estrutura do manto superior, devido ao fluxo do manto ativo (astenosférico) ou inativo (litosférico) (Vauchez e Barruol, in press).

As bases que estabelecem uma relação entre "*shear wave splitting*", a composição e petrografia do manto superior, parecem estar bem estabelecidas, entretanto, critérios similares para a crosta continental inferior, que consiste de rochas metamórficas da fácies anfibolito superior e granulito, começaram a ser estabelecidos somente nos últimos três a quatro anos (Ji e Salisbury, 1993; Mainprice e Silver, 1993).

Um estudo sobre as propriedades sísmicas, de algumas amostras pertencentes à zona de cisalhamento de Além Paraíba, as quais foram estudadas no Capítulo 4, foi desenvolvido neste trabalho. Deu-se ênfase na importância da orientação preferencial dos minerais em relação à anisotropia sísmica, levando-se em consideração as propriedades sísmicas dos monocristais e rochas poliminerálicas das zonas de cisalhamento, além disso, discutiu-se os resultados preliminares sobre os dados referentes à anisotropia sísmica provenientes de ondas tele-sísmicas, os quais vêm sendo obtido ao longo da faixa de dobramentos Ribeira e borda meridional do cráton do São Francisco, comparando-os com estudos análogos realizados em diferentes cinturões do mundo.

5.2 Metodologia utilizada para o estudo da anisotropia sísmica

Para o estudo das propriedades sísmicas (particularmente a defasagem das ondas S) das rochas pertencentes à zona de cisalhamento de Além Paraíba (RJ), um falhamento profundo que atinge rochas pertencentes à crosta inferior, calculou-se as velocidades sísmicas, em todas as direções do espaço, para 4 amostras representativas da estrutura considerada, as quais foram usadas para os estudos de petrotrama do Capítulo 4.

Foi utilizado um método indireto, onde através de um programa de computador (Mainprice, 1990), combina-se as orientações preferenciais da rede cristalina (OPR) de diferentes fases minerais formadoras da rocha, com as propriedades elásticas dos monocristais e as composições modais das rochas.

Na etapa seguinte, estudou-se o caso real da defasagem das ondas S tele-sísmicas em uma cadeia de montanha, tendo como exemplos principais as faixas de dobramentos Ribeira e Brasília.

A primeira parte deste capítulo é dedicada às bases teóricas que envolvem o estudo da anisotropia sísmica, tal como foi utilizada nesse trabalho de pesquisa, envolvendo as teorias sobre a elasticidade dos cristais, as quais permitem determinar, por cálculos matemáticos avançados, as propriedades elásticas de um cristal ou agregado cristalino (Crosson e Lin, 1971; Nye, 1972; Lovett, 1989, para um aprofundamento das noções teóricas).

A partir das bases teóricas sobre a anisotropia sísmica e a elasticidade dos cristais, examinar-se os métodos para o cálculo das velocidades sísmicas, a partir das orientações preferenciais dos cristais medidos em uma platina universal, e se for o caso, utilizar as composições modais das rochas juntamente com as medidas de OPR.

5.2.1 As Bases Teóricas

Os conceitos teóricos sobre anisotropia sísmica aqui apresentados, foram baseados principalmente em Mainprice & Nicolas, (1989); Silver & Chan, (1991); Barruol, (1993); Barruol & Mainprice, (1993); Kern, (1993);

Nicolas, (1993); Babuska et al., (1993); Ji e Salisbury, (1993); Russo e Silver, (1994) e Su e Park, (1994).

5.2.1.1 Conceito de heterogeneidade e anisotropia

Considera-se um meio como sendo homogêneo, quando suas propriedades não variam em diferentes posições (pontos) do espaço. Diz-se ainda que um meio é anisotrópico ou anisótropo, se as propriedades físicas mudam em relação às diferentes direções do espaço.

Um conceito interessante é que determinado meio pode ser homogêneo e anisótropo ao mesmo tempo, significando que as propriedades físicas em um ponto dado variam segundo as diferentes direções do espaço, mas as mesmas variações serão observadas em pontos distintos. Em nosso trabalho podemos considerar, a exemplo de Barroul, (1993), o meio como sendo sismicamente anisótropo e homogêneo, na escala de cada unidade geológica; entretanto para uma seção completa da crosta, composta de diferentes unidades, o meio é então heterogêneo e anisótropo.

5.2 1.2 Defasagem das ondas de cisalhamento e birrefringência

Uma onda S (de cisalhamento) ao atravessar um meio anisótropo (Fig. 5.1), sofre uma polarização e transforma-se em duas ondas polarizadas e perpendiculares, que se propagam a velocidades diferentes (Keith & Crampin, 1977). A direção de polarização e a diferença de tempo (*delay time*) entre a chegada das duas ondas, permitem uma melhor definição da direção rápida da anisotropia.

Para uma determinada direção de propagação, a diferença entre as velocidades de propagação das duas ondas polarizadas, é o que se denomina de birrefringência, a qual tem portanto, a dimensão da velocidade e reflete diretamente a anisotropia do material atravessado. Trata-se de uma propriedade intrínseca de um determinado meio, que varia segundo a direção considerada e que não depende da distância percorrida (Barroul, 1993).

Figura 5.1 Defasagem de uma onda de cisalhamento ao atravessar um meio anisótropo (modif. de Barruol, 1993)

Os registros das ondas sísmicas, as quais atravessam meios anisotrópicos, são feitos por sismômetros de três componentes. Essas ondas são polarizadas em duas ondas perpendiculares e mede-se a diferença entre os seus respectivos tempos de chegada (*delay, splitting*). Essa defasagem é medida em unidade de tempo (segundos), portanto não se trata de uma propriedade intrínseca do meio onde as ondas se propagam, mas é função da birrefringência do material, isto é, da intensidade da anisotropia e da extensão do trajeto percorrido pela onda no meio anisótropo.

A defasagem das ondas S constitui-se na melhor maneira para se diagnosticar a anisotropia de um determinado meio. Uma onda de cisalhamento deslocando-se em um material anisótropo é fisicamente afetada pela sua anisotropia. O estudo destas transformações permite obter informações sobre as propriedades anisotrópicas do meio estudado. Deve-se frisar que a orientação dos planos de polarização destas duas ondas não é qualquer, ela é função da orientação da estrutura do meio anisótropo e ainda, a defasagem temporal de duas ondas S é função da intensidade da anisotropia e do comprimento do trajeto no meio anisótropo considerado (Barruol, 1993; Su e Park, 1994).

5.2.1.3 Os Princípios Fundamentais - Conceitos de Elasticidade e Rigidez

Um corpo sólido, submetido à ação de um esforço externo, sofre uma deformação que pode consistir em uma mudança de sua posição no espaço (translação e/ou rotação) e/ou uma variação de sua forma original (distorção).

Denomina-se deformação elástica ou reversível, aquela que ao se retirar os esforços aplicados ao corpo, este retorna a sua posição original indeformada. A deformação é reversível desde que não ultrapasse um determinado valor, conhecido como o "limite de elasticidade", a partir do qual a deformação é permanente e denomina-se de deformação plástica. A reversibilidade é uma propriedade característica da deformação elástica, onde também tem como particularidade uma relação linear entre o esforço e a deformação, descrita pela lei de Hooke, válida para os corpos isótropos, os quais obedecem a equação:

$$\varepsilon = s \sigma$$

onde σ é o esforço, ε a deformação, s é a "*compliance*" ($s=1/E$) sendo E o módulo de Young (Means, 1976).

Os corpos anisótropos, submetidos a um esforço tensorial σ_{ij} , a lei de Hooke pode ser generalizada da seguinte maneira:

$$\varepsilon_{ij} = s_{ijkl} \sigma_{kl} \quad \text{ou então} \quad \sigma_{ij} = c_{ijkl} \varepsilon_{kl}$$

As "*compliances*" e os coeficientes de rigidez elástica (respectivamente s_{ijkl} e c_{ijkl}) são, teoricamente, definidos por 81 coeficientes (os índices i, j, k e l podem ter valores de 1, 2 ou 3) (Nye, 1972). Na prática a ausência de torque (momento rotacional) implica que $s_{ik}=s_{ki}$, isto permite simplificações, por exemplo: $c_{ijkl}=c_{jikl}=c_{ijlk}=c_{jilk}$, desta maneira os coeficientes independentes, que caracterizam as propriedades elásticas, são reduzidos de 81 para 36, os quais podem ser escritos sob a forma de uma matriz (6x6)

s11	s12	s13	s14	s15	s16
s21	s22	s23	s24	s25	s26
s31	s32	s33	s34	s35	s36
s41	s42	s43	s44	s45	s46
s51	s52	s53	s54	s55	s56
s61	s62	s63	s64	s65	s66

para as “compliances” e

c11	c12	c13	c14	c15	c16
c21	c22	c23	c24	c25	c26
c31	c32	c33	c34	c35	c36
c41	c42	c43	c44	c45	c46
c51	c52	c53	c54	c55	c56
c61	c62	c63	c64	c65	c66

para os coeficientes de rigidez elástica

Nye (1972) demonstrou que $s_{ij} = s_{ji}$, ao considerar as propriedades elásticas em relação à energia elástica, isto implica dizer que os índices s_{ij} são simétricos e portanto, a matriz (6x6) é formada por apenas 21 coeficientes independentes.

5.2.1.4 Determinação das velocidades de propagação das ondas elásticas em cristais e agregados - Princípios matemáticos (Barruol, 1993; Mainprice et al., 1993b)

Os princípios básicos para o cálculo das propriedades sísmicas de um cristal ou de uma rocha, cujo método foi utilizado na elaboração do programa Fortran de Mainprice (1990), e aplicado neste trabalho, será apresentado em seus princípios, de maneira “elementar”, sem aprofundamentos matemáticos.

O cálculo das velocidades das ondas elásticas em rochas, possui sua fundamentação na teoria da elasticidade dos materiais. A base destes cálculos encontra-se na resolução da equação de Christoffel (ver abaixo), a qual necessita de dados referente à orientação preferencial das redes cristalinas e composição modal das rochas.

A matriz dos coeficientes de elasticidade, visando a resolução da equação de Christoffel, pode ser calculada utilizando-se a hipótese de Voigt (deformação uniforme da amostra) ou de Reuss (esforço uniforme na

amostra) ou ainda, a aproximação de Hill, que utiliza os valores médios dos coeficientes das duas hipóteses anteriores (Barruol, 1993). Os cálculos teóricos e experimentais têm mostrado resultados satisfatórios quando se utiliza a média de Voigt (Kern e Wenk, 1985; Seront et al., 1993 in Barruol, 1993).

No caso de n medidas de orientações individuais de cristais de mesmo volume, pode-se definir a média de Voigt como

$$\langle C_{ijkl} \rangle^{\text{Voigt}} = \frac{1}{n} \sum C_{ijkl}(g)$$

onde $C_{ijkl}(g)$ é a propriedade elástica nas coordenadas da amostra e g é a orientação medida nas coordenadas da amostra (Mainprice et al. 1993b).

O passo final é o cálculo das três velocidades sísmicas através da resolução da equação de Christoffel

$$\text{Det} = |C_{ijkl} X_j X_l - \delta_{ik} \rho V^2| = 0$$

onde $X_j X_l$ são os cossenos diretores da direção de propagação da onda, δ_{ik} é o delta de Kronecker, ρ a densidade do mineral e V é a velocidade da onda na direção considerada.

As ondas que se propagam em uma determinada direção possuem velocidades de propagação e orientações de polarização que são respectivamente, os valores e os vetores próprios do tensor $C_{ijkl} X_i X_j$ (Barruol, 1993). Para cada direção de propagação, existem três ondas planas polarizadas perpendicularmente: uma onda de compressão, onde o movimento das partículas é paralelo à direção de propagação e as duas outras são ondas de cisalhamento, nas quais o movimento das partículas ocorre no plano perpendicular à direção de propagação da onda. As duas ondas de cisalhamento são polarizadas em outras segundo planos perpendiculares.

Os cálculos das velocidades das ondas elásticas, efetuados neste trabalho, a partir do programa de Mainprice (1990), foram realizados utilizando-se a hipótese de Voigt.

No caso de um monocristal, o cálculo das velocidades de propagação das ondas elásticas é o mais simples. A equação de Christoffel leva em consideração a matriz dos coeficientes de rigidez elástica do monocristal

considerado e a representação espacial das propriedades sísmicas ocorre em função da orientação cristalográfica.

5.3 A anisotropia intrínseca de uma rocha (Barruol, 1993)

A anisotropia total de uma rocha é o resultado de uma função relativamente complexa, que leva em consideração as anisotropias de cada monocristal das fases minerais que constituem a rocha, a intensidade da orientação preferencial de cada fase mineral e finalmente o número de fases minerais presentes na rocha. Vamos analisar brevemente estes diferentes fatores.

5.3.1 A anisotropia dos monocristais

O cristal é o constituinte básico de uma rocha, por esta razão, suas propriedades sísmicas terão um papel primordial nas propriedades do agregado como um todo. Em caso de agregados monominerálicos (formados de uma única fase mineral), os quais possuem uma orientação preferencial particular, as propriedades sísmicas e em particular a anisotropia, serão função unicamente das propriedades elásticas do monocristal (Barruol, 1993).

As propriedades sísmicas dos principais minerais constituintes da crosta e manto superior podem ser encontradas em tabelas fornecidas por diferentes autores (Babuska, 1981; Christensen, 1982; Barruol, 1993). Nestas tabelas, a biotita chama a atenção, em razão de sua forte anisotropia, 44% para as ondas P e 70% para as ondas S. Este mineral, fortemente anisotrópico, possui uma grande facilidade em adquirir orientações preferenciais nas rochas. Estes dois fatores a tornam um mineral fundamental para as propriedades sísmicas de uma rocha, na qual ela esta presente (Barruol, 1993). A Figura 5.2 mostra o exemplo de três importantes minerais da crosta inferior, a biotita, o plagioclásio e o anfibólio, com os seus respectivos valores de velocidades para as ondas P e S ao longo das direções cristalográficas principais.

Minerais Anisótropos

Figura 5.2. Representação dos três minerais mais importantes das rochas da crosta inferior. A biotita, o plagioclásio e o anfibólio. Constata-se que esses minerais são fortemente anisotrópicos; suas velocidades sísmicas medidas ao longo de diferentes direções cristalográficas variam intensamente. Na Figura estão representadas as velocidades de propagação das ondas P (V_p) e a birrefringência δV para cada direção cristalográfica principal (modif. de Barruol, 1993).

5.3.2 Intensidade da orientação preferencial da rede cristalina

Visando realçar a importância da intensidade da OPR na anisotropia sísmica, dá-se como exemplo, uma amostra estudada por Barruol (1993). Trata-se de um anortosito da zona de Ivrea (amostra 87MA203). A rocha é

constituída quase que exclusivamente de plagioclásios, cujas orientações preferenciais de seus eixos cristalográficos foram medidos na platina universal. Na Figura 5.3 tem-se a representação em figuras de polo dos eixos [010] dos plagioclásios, os quais correspondem à direção de velocidade rápida no monocristal. A rocha como um todo, apresenta uma anisotropia relativamente baixa, da ordem de 4.8%, em razão de não apresentar uma trama muito forte. Na hipótese de todos os cristais constituintes desta rocha, terem a mesma orientação espacial, eles apresentariam uma OPR e anisotropia máximas, conforme o diagrama da esquerda (Fig. 5.3) (Barruol, 1993). No caso oposto, se os cristais apresentassem uma orientação aleatória, a OPR e a anisotropia seriam nulas, conforme o diagrama da direita. Este exemplo ilustra muito bem, como a intensidade da trama cristalográfica se constitui em um fator relevante nas propriedades sísmicas de uma rocha.

5.3.3 As orientações das anisotropias em função de diferentes fases mineralógicas

No item anterior, vimos que existe uma relação direta entre a orientação preferencial de um agregado monomineralico e a anisotropia sísmica. No caso de rochas polimineralicas as relações podem ser mais complexas e as interpretações exigem maior cautela.

Para ilustrar o problema proposto, vamos novamente recorrer a uma amostra estudada por Barruol, (1993). Trata-se de um gabro pertencente à zona de cisalhamento de Ivrea, constituído, predominantemente, de plagioclásios e piroxênios, em proporções aproximadamente idênticas.

Barruol, (1993) efetuou as medidas das orientações preferenciais da rede cristalográfica para o plagioclásio e o clinopiroxênio e calculou as propriedades sísmicas de cada um dos agregados mineralógicos em separado, como se fosse uma rocha composta 100% de cada uma das fases minerais consideradas. Verificou-se que as anisotropias para cada um dos agregados são relativamente elevadas, mas as orientações das velocidades lentas e rápidas estão em total oposição (Fig. 5.4). Em um agregado formado 100% de clinopiroxênio, a velocidade rápida das ondas P encontram-se subparalelas às lineações, enquanto que a velocidade lenta é perpendicular ao plano da foliação; possuindo uma anisotropia da ordem de 7.5%. Para o agregado de plagioclásio, observa-se exatamente o inverso, isto é, a velocidade rápida esta próxima ao polo do plano de foliação e a velocidade lenta subparalela à lineação, tendo uma anisotropia da ordem de 4.9%. Ao se levar em consideração os dois agregados, o somatório das duas

anisotropias fornece um resultado de uma rocha quase que isotrópica, com uma anisotropia da ordem de 0.6% (para as ondas P).

ANISOTROPIA EM FUNÇÃO DA TRAMA

Figura 5.3 Ilustração mostrando a variação da anisotropia sísmica em função da orientação preferencial de uma fase mineral (ex. do plagioclásio) (modif. de Barruol, 1993).

O exemplo descrito acima e ilustrado na Figura 5.4, mostra que duas fases mineralógicas distintas podem ter, entre elas, uma interferência destrutiva em relação à anisotropia sísmica, apesar da rocha ter sofrido uma deformação plástica importante (Barruol, 1993).

Figura 5.4 Exemplo de um gabro deformado plasticamente com o desenvolvimento de OPR para os plagioclásios e piroxênios. As anisotropias de cada mineral estão orientadas de maneira diferentes, induzindo um resultado quase isótropo após a composição de ambas (modif. de Barruol, 1993).

A proporcionalidade entre a intensidade de deformação e a anisotropia sísmica é válida para as rochas monominerálicas, mas pode não ser verdadeira para as rochas constituídas por diferentes minerais. De uma maneira geral, pode-se dizer que quanto maior a deformação de uma rocha, maior a sua anisotropia, sobretudo para as rochas quartzo-feldspáticas, entretanto, isso pode não ser válido para as rochas que possuem um volume importante de plagioclásios.

Os minerais da crosta inferior e do manto superior desenvolvem, geralmente, orientações preferenciais tais que as ondas sísmicas, e particularmente as ondas P, propagam-se mais rapidamente ao longo da lineação, entretanto, em condições de alto grau metamórfico (fácies granulito), os plagioclásios adquirem forte OPR, a qual induz uma velocidade rápida perpendicular à foliação e lenta paralela à lineação. Sendo assim, este mineral terá um papel moderador em relação aos outros minerais da rocha, tais como: anfibólios, piroxênios e micas (Barruol, 1993).

5.4 Anisotropia sísmica das amostras estudadas

As amostras, cujas OPR foram estudadas no Capítulo 4, serão aqui consideradas para fins de análise de sua anisotropia sísmica, são elas: 92RB70A, 93RB332, 92RB95 e 92RB174D.

Os cálculos das velocidades das ondas P e S foram obtidos através das orientações preferenciais da rede cristalina dos minerais principais e dos coeficientes de elasticidade dos respectivos cristais.

Todas essas rochas, com exceção da amostra 92RB174D, constituem-se em um gnaiss milonítico de composição granodiorítica constituídos predominantemente por plagioclásios (50 a 55%), seguido pelo quartzo (20 a 25%) e a biotita ($\cong$ 15%). Os outros minerais, tais como granadas, ortopiroxênios e zircão possuem menos de 15% em volume.

No estudo das propriedades sísmicas destas amostras, foram considerados apenas os minerais fortemente anisotrópicos, os quais estão presentes na rocha em uma porcentagem significativa, são eles: os plagioclásios e as biotitas, pois ambos perfazem de 65 a 70% da rocha, enquanto que o quartzo, constitui cerca de 20%, em média, podendo ser considerado como um mineral sísmicamente isotrópico.

A biotita apresenta, em todas as amostras estudadas, uma forte orientação preferencial, a qual marca, juntamente com os demais minerais constituintes, a foliação principal da rocha. Os eixos [001] das biotitas estão estatisticamente orientados, apresentando uma concentração máxima na atitude (N100°/5), a qual é subparalela ao polo do plano de foliação principal (Fig. 5.5).

Figura 5.5. Diagrama de figuras de polo dos eixos [001] das biotitas.

As propriedades sísmicas da biotita são praticamente simétricas em relação ao eixo-c. O conhecimento das orientações dos eixos [001] é suficiente para se determinar as propriedades sísmicas da biotita, desta maneira apenas os planos de clivagem (001) foram medidos, mesmo porque a completa orientação cristalográfica da biotita é muito difícil de ser obtida.

As ondas sísmicas se propagam mais rapidamente nos planos basais dos filossilicatos do que normal a eles. A onda P possui velocidade mínima (4.6 km/s) paralela ao eixo-c, enquanto que ela se propaga com velocidade máxima (8.2 km/s), em direções normais ao eixo-c (Fig. 5.2). As anisotropias para as ondas P e S são extremamente elevadas, da ordem de 45% e 70% respectivamente (Barruol, 1993). A birrefringência é máxima para as ondas que se propagam paralelamente ao plano basal dos filossilicatos, sendo que os planos de polarização das ondas de cisalhamento são, sistematicamente, paralelos ao plano (001).

As velocidades das ondas sísmicas, para as biotitas das amostras da zona de cisalhamento Além Paraíba, foram determinadas utilizando-se as orientações preferenciais de seus eixo-c (Fig. 5.5), seu coeficiente de rigidez

elástica, conforme a matriz abaixo e densidade de 3.0 g/cm³ (Mainprice, 1990).

5.30	9.20	10.2	90.0	100.0	90.0
1.86	0.32	0.11	0.00	0.00	0.00
0.32	1.89	0.11	0.00	0.00	0.00
0.11	0.11	0.54	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.76

Os diagramas da Figura 5.6 referem-se às diferentes velocidades das ondas sísmicas e suas respectivas anisotropias.

A forte concentração dos eixos-c, posicionados subparalelamente ao polo do plano de foliação, constitui-se na direção em que a velocidade das ondas P é mínima. A máxima velocidade das ondas de compressão encontram-se exatamente ao longo do plano da foliação. A anisotropia para as ondas P é elevada, da ordem de 50%, como é de se esperar no caso de um mineral fortemente anisótropo como as biotitas. Os planos de polarização das ondas de cisalhamento mais rápidas (Vs1), exibem um padrão regular, ligeiramente oblíquo em relação ao plano da foliação.

As ondas de cisalhamento rápida (Vs1) apresentam sua maior velocidade paralela aos planos basais das biotitas, assim como os seus planos de polarização. As menores velocidades de Vs1 estão próximas ao polo do plano (001). Para este tipo de onda sísmica tem-se uma anisotropia da ordem de 33%.

A onda de cisalhamento lenta (Vs2) possui uma distribuição relativamente homogênea, entretanto a região de maior velocidade parece estar concentrada ao longo de um plano que contem os eixos [001].

Para o estudo das propriedades sísmicas dos plagioclásios as constantes elásticas utilizadas foram determinadas por Aleksandrov et al., (1974). No plagioclásio da Figura 5.3, observa-se que a onda P apresenta uma anisotropia da ordem de 29%, com a velocidade maior perpendicular ao plano da foliação.

Figura 5.6 Diagramas referentes às velocidades das ondas sísmicas para as biotitas da amostra (93RB332)

Os feldspatos plagioclásios das amostras estudadas apresentam uma composição em anortita da ordem de 29% a 30%, exceção para a rocha RB174D, cujos feldspatos são mais cálcicos (An_{54}).

As propriedades sísmicas destas amostras, quando consideradas como rochas monominerálicas constituídas exclusivamente de plagioclásios, não apresentam diferenças marcantes. A velocidade maior das ondas P, sempre correspondem à direção do eixo cristalográfico [010] ou eixo b. A menor velocidade das ondas P encontra-se orientada conforme a direção cristalográfica dos eixos a ou [100] (Figs. 5.7; 5.8; 5.9 e 5.10).

O padrão de anisotropia da birrefringência das ondas S apresenta, em todos os casos, uma topologia complexa com vários máximos e mínimos, exibindo uma relação complexa com os eixos cristalográficos principais. Apenas o eixo a corresponde a uma birrefringência mínima. Os diagramas referentes à polarização das ondas Vs1 não mostram uma direção regular e simples, como no caso das biotitas.

A distribuição das velocidades das ondas Vs1 exibem, em alguns diagramas (Figs. 5.7; 5.8; 5.11 e 5.12), duas direções possíveis para a máxima velocidade das ondas Vs1. A existência destas duas possibilidades é explicada em razão da distribuição bimodal das orientações cristalográficas dos plagioclásios.

As propriedades sísmicas destas rochas miloníticas, considerando-as composta essencialmente de plagioclásios e biotitas, não apresentam mudanças significativas em relação aos diagramas anteriores, em razão da grande quantidade de plagioclásios em sua composição modal (Figs. 5.11 e 5.12).

As velocidades máxima e mínima das ondas P são orientadas em razão do forte controle dos plagioclásios. Este mineral, apesar de não ser fortemente anisotrópico (7.6%), representa cerca de 65% da rocha total. A biotita neste caso terá uma influência destrutiva na anisotropia, pois V_{pmax} nos agregados de plagioclásios corresponde à V_{pmin} nas biotitas.

Velocidade das ondas P

Velocidade das ondas Vs1

Diagrama Vs1-Vs2

Figura 5.7 Diagramas referentes às velocidades das ondas P, Vs1 e Vs1-Vs2 para a mostra 92RB332.

Figura 5.8 Velocidade das ondas sísmicas considerando a OPR dos plagioclásios da amostra 92RB95.

Figura 5.9 Velocidade das ondas sísmicas considerando a OPR dos feldspatos da amostra 92RB70A.

Figura 5.10 Velocidade das ondas sísmicas considerando a OPR dos plagioclásios da amostra 92RB174D.

Figura 5.11 Diagrama referente `a velocidades das ondas sísmicas para a amostra 92 RB 174D

Figura 5.12 Diagramas referente `as velocidades das ondas sísmicas para a amostra 92RB95

5.5 A importância da defasagem das ondas S tele-sísmicas (Barruol, 1993)

5.5.1 Introdução

A defasagem das ondas S é o principal fenômeno utilizado para o estudo da anisotropia sísmica da crosta inferior e manto superior. Uma onda de cisalhamento atravessando um meio anisotrópico é polarizada em duas ondas perpendiculares que se propagam a diferentes velocidades (Fig. 5.1).

A medida, em superfície, da diferença de tempo entre as chegadas das ondas rápidas e lentas, assim como a orientação de seus planos de polarização, fornecem valiosas informações sobre a estrutura do meio atravessado, como referido em parágrafos anteriores.

Trabalhos experimentais (por ex. Kern, 1978) têm mostrado que a pressões confinantes da ordem de 200-300 MPa, a anisotropia presente nas rochas deixa de ser atribuída às microfaturas e passam a ser consideradas como função das propriedades intrínsecas dos cristais e de suas orientações preferenciais.

Várias e numerosas pesquisas têm mostrado as relações existentes entre as orientações cristalográficas e a anisotropia sísmica, desde a escala de uma amostra (Christensen, 1966) até a escala da litosfera (Raitt et al., 1969). As orientações preferenciais são controladas pela deformação das rochas, considerando deformação em seu sentido amplo, isto é, tanto plástica no estado sólido, como magmática em presença de líquidos. A anisotropia pode portanto estar diretamente associada à deformação (Mainprice e Nicolas, 1989).

O estudo da defasagem das ondas S tem portanto, a finalidade de obter informações sobre a deformação das rochas a partir da análise da anisotropia sísmica (Nicolas e Christensen, 1987), onde o interesse principal está em fazer uma associação entre a estrutura e as propriedades sísmicas de um meio ou região.

A orientação da anisotropia, sua magnitude e localização permite que se interprete estes dados em termos de deformação, petrotrama e geodinâmica.

5.5.2 As ondas S tele-sísmicas e as trajetórias das ondas SKS e SKKS

Uma onda SKS se propaga inicialmente, a partir de uma fonte sísmica, sob a forma de uma onda S até atingir o núcleo externo (Fig. 5.13), sendo este líquido, as ondas de cisalhamento não se propagam e apenas as ondas de compressão são transmitidas.

Figura 5.13. Corte esquemático mostrando a trajetória das ondas SKS e SKKS. Uma onda S é gerada a partir de uma onda P na saída do núcleo líquido. Esta onda será afetada pela anisotropia compreendida entre a interface núcleo/manto e a estação sísmica. (modif. de Barruol, 1993).

Ao sair do núcleo ocorre o fenômeno inverso, isto é, a onda P converte-se em onda S na interface núcleo/manto. A onda S emergente é denominada de onda SKS.

As ondas SKKS são similares às ondas SKS. A diferença é que na interface núcleo externo/manto, existe uma reflexão do tipo P-P da onda que está se propagando no meio líquido (Fig. 5.13). No caso das ondas PKS, a única diferença é que se tem uma onda de compressão se deslocando, inicialmente, da fonte em direção ao núcleo externo.

As ondas SKS, SKKS e PKS, em razão de atravessarem o núcleo externo, não podem ser “visíveis”, a não ser a uma certa distância da fonte.

Para se registrar uma onda SKS ou SKKS em um sismógrafo, o observador deve estar a uma distância epicentral de cerca de 85° . Os tempos de chegadas (teóricos) das ondas SKS estão compreendidos entre 25 e 28 minutos após o sismo, dependendo da distância sismo-estação sismográfica (Barruol, 1993). Para registrar uma onda PKS é necessário que a estação de registro esteja situada a uma distância focal compreendida entre 100° e 180° . Estas ondas são mais rápidas pois se propagam sob a forma de ondas P entre a fonte e a interface manto/núcleo externo. Os seus tempos de chegadas estão compreendidos entre 18 e 20 minutos.

A grande vantagem do estudo das ondas tele-sísmicas é que estes diferentes tipos de ondas oferecem a possibilidade de se estudar a anisotropia sob as regiões estáveis, pois não é necessário estar próximo da fonte do sismo.

5.6 Resultados preliminares de anisotropia das ondas SKS no limite sul do cráton do São Francisco e Faixa de Dobramentos Ribeira

A borda meridional do cráton do São Francisco é uma região caracterizada por grande complexidade tectônica e cinemática, em razão da própria terminação do cráton, o qual é constituído de uma litosfera fria, espessa e rígida, que sofre a interferência de duas grandes faixas de dobramentos: a faixa Ribeira e a faixa Brasília. Estas duas faixas de dobramentos bordejam o cráton do São Francisco em seus limites leste e oeste, respectivamente, e possuem sua origem, supostamente atribuída ao resultado de dupla convergência, com os crátons Oeste-Congo, a leste e Amazônico, a oeste, no decorrer do Neoproterozóico (Trompette, 1994).

A intersecção entre as faixas Brasília e Ribeira, na região sudoeste do cráton, se distingue por apresentar uma cinemática particular, registrada através de cavalgamentos subhorizontais para leste (Fiori, 1991; Simões 1991; Ebert e Artur, 1991), denotando um fluxo e transporte tectônico em direção a leste. A relação entre esta deformação e os cisalhamentos NE-SW, que caracterizam a porção sul da faixa Ribeira, não é muito bem conhecida.

Os dados geocronológicos (ver Trompette, 1994 para uma revisão) sugerem que as duas deformações e a tectônica principal na faixa Brasília e Ribeira são aproximadamente contemporâneas (~ 600 Ma).

O quadro tectônico geral sugere uma dupla colisão em torno do cráton do São Francisco, entretanto, a cronologia destas convergências e suas velocidades relativas não estão ainda estabelecidas.

O quadro tectônico geral sugere uma dupla colisão em torno do cráton do São Francisco, entretanto, a cronologia destas convergências e suas velocidades relativas não estão ainda estabelecidas.

Tommasi (1995) chama a atenção para o fato de que se as duas convergências fossem simultâneas, com velocidades similares, era de se esperar, para esta região, um campo deformacional. Observa-se porém, um predomínio da deformação do “tipo Ribeira” neste domínio, sugerindo que uma das duas colisões continentais foi ligeiramente precoce em relação a outra, ou então a velocidade de convergência foi diferente em cada um dos casos.

Medidas de anisotropia das ondas de cisalhamento tele-sísmicas (SKS) (James et al., 1994; James & Assumpção, 1995) (Fig. 5.14) indicam, para a região sul da faixa Brasília, uma direção de polarização da onda rápida paralela ou subparalela às direções dos movimentos longitudinais, registrados pelas lineações de estiramento mineral de direção NW-SE.

Figura 5.14 Medidas de anisotropia para as ondas SKS para as estações da rede BLPS (James e Assumpção, 1995). As linhas contínuas indicam a direção de polarização da onda rápida e os círculos são proporcionais a defasagem no tempo (delay time) das duas ondas polarizadas. A letra A representa a direção de deslocamento da placa Sul Americana

Na região da faixa Ribeira tem-se, até o presente momento, apenas um dado disponível referente à anisotropia das ondas SKS, o qual é oriundo da estação de Paraíbuna, no estado de São Paulo.

A direção de polarização da onda rápida é paralela ao "trend" regional, tanto na faixa Ribeira como Brasília. A coincidência entre a direção de polarização das ondas sísmicas e a direção estrutural das faixas dobradas, é um fato que está sendo comprovado em várias cinturões e cadeias de montanhas do mundo, tais como nos Andes, Pirineus e Apalaches (Souriau & Kassala, 1993; Nicolas, 1993; Vauchez e Barruol, in press). Este tem sido relacionado à anisotropia induzida pelo fluxo do manto "resfriado", em profundidades litosféricas (Nicolas, 1993).

A interpretação da defasagem das ondas tele-sísmicas tornou-se um assunto amplamente discutido nos últimos anos. Na crosta, a anisotropia pode ser tanto intrínseca (devido ao alinhamento de cristais anisotrópicos, como estrutural (devido ao bandamento composicional ou orientação preferencial de fraturas). No manto superior, onde fraturas não estão presentes e o bandamento composicional, com forte contraste de velocidade parece ser improvável, a anisotropia tem sido interpretada em termos da orientação preferencial de minerais, principalmente das olivinas.

Uma interpretação, baseada na orientação preferencial de minerais, merece uma discussão mais aprofundada.

Admite-se, de uma maneira geral, que o fenômeno fundamental que controla a anisotropia a grande profundidade é a anisotropia sísmica dos monocristais (Christensen, 1978; Silver e Chan, 1991; Barruol, 1993). Faz-se necessário portanto, compreender as relações existentes entre as OPR das diferentes fases minerais de uma rocha e a sua anisotropia resultante, como discutido anteriormente.

Um outro aspecto muito importante, é a compreensão sobre os mecanismos responsáveis pela formação de uma orientação preferencial e as relações existentes entre as OPR e a deformação da rocha (Barruol, 1993).

As orientações preferenciais dos minerais são causadas essencialmente pela deformação, admitem Nicolas e Poirier, (1976). A deformação plástica tem sido considerada como a grande responsável pela orientação preferencial dos minerais, a qual induz a fortes anisotropias (Mainprice e Casey, 1990). Deve-se lembrar que a anisotropia pode também ser causada por uma OPR de minerais, a qual foi adquirida no estado magmático, isto é, por um mecanismo de orientação de cristais em suspensão (Seront et.al., 1993; Mainprice e Munch, 1993).

A explicação da anisotropia sísmica dentro de um contexto geodinâmico, relacionando-a com a tectônica global e os mecanismos deformaçconais, constitui-se na última etapa das interpretações da defasagem das ondas S. Este tema exige que se leve em consideração os movimentos das placas tectônicas em termos absolutos e relativos (Barruol, 1993).

A anisotropia sísmica, interpretada como sendo decorrente do movimento absoluto das placas e da orientação preferencial das olivinas é passível de duas hipótese: a) a anisotropia estaria localizada na astenosfera, a qual seria portanto a expressão do movimento atual do manto, ou b) a anisotropia seria devido à litosfera. Em se considerando que a olivina é pouco deformável em condições litosféricas, não se tem argumentos para considerar que a anisotropia corresponda à deformação atual do manto litosférico. Além disso, deve-se considerar que a litosfera sofreu, no decorrer de sua história, um espessamento em decorrência de acreção da astenosfera em sua base, podendo resultar, no manto litosférico, uma trama “congelada”, a qual esteve diretamente ligada ao movimento e deformação da astenosfera. É importante observar que a hipótese da origem litosférica para a anisotropia não é incompatível com o movimento absoluto das placas (Barruol, 1993).

O movimento absoluto das placas parece explicar a defasagem das ondas SKS, SKKS e PKS principalmente sob regiões cratônicas (estáveis) (Silver e Chan, 1988). Estes autores mostraram que as estações situadas sobre o Escudo Canadense, registram uma forte defasagem das ondas S (da ordem de 2s). A onda S rápida está orientada paralelamente ao movimento absoluto da placa Norte Americana (Silver e Chan, 1991), fato este que se constitui em um argumento em favor de uma interpretação em termos do movimento absoluto da placa, entretanto, estes mesmos autores mostram a existência de uma estreita correlação entre a espessura da litosfera, sob o Escudo Canadense, e a amplitude da defasagem das ondas tele-sísmicas, o que constitui-se em um argumento em favor da segunda hipótese, isto é da origem litosférica para o “delay time” das ondas sísmicas.

A interpretação da anisotropia sísmica em faixas de dobramentos e cadeias de montanhas, não pode deixar de levar em consideração os movimentos relativos das placas tectônicas, como sendo a causa principal da defasagem das ondas S (Barruol, 1993). Se as condições físicas da deformação (pressão e temperatura) permitem que o manto superior participe do processo deformacional, então os principais minerais constituintes, olivina e piroxênios, são passíveis de sofrerem deformação plástica e adquirirão uma forte orientação preferencial. A orientação da

anisotropia sísmica será portanto, função da geometria do sistema e dos regimes deformacionais que deram origem à OPR (Barruol, 1993).

Figura 5.15. Bloco diagrama esquemático que considera, hipoteticamente, a foliação do manto vertical (caso de uma zona de cisalhamento). Nestas condições a onda SKS se propaga paralelamente à direção estrutural Y, que geralmente é a mais anisotrópica (modif. de Barruol, 1993).

Os estudos de análise cinemática em faixas de dobramentos sugerem que os movimentos transpressivos (colisão com movimentação lateral) são de grande importância nos processos orogênicos. Há vários casos onde os movimentos laterais parecem predominar sobre os movimentos transversais (Vauchez e Nicolas, 1991). Este fato resulta em implicações importantes sobre a orientação dos planos de polarização, dentro de um contexto tectônico de falhas transcorrentes, pois a deformação do manto pode gerar uma foliação regional com ângulo de mergulho elevado e uma lineação de estiramento mineral subhorizontal, paralela à direção da faixa dobrada. Neste contexto tectono-geométrico, a onda SKS que se propaga verticalmente em direção à superfície, será paralela à direção estrutural Y, como tem sido verificado em trabalhos de modelizações, trata-se de uma direção

fortemente anisotrópica (Mainprice e Silver, 1993). Os planos de polarização da onda S rápida estão orientados paralelamente ao plano XY, que é o plano de foliação (Fig. 5.15). A onda polarizada mais rápida encontra-se, neste caso, paralela à faixa de dobramentos (Barruol, 1993). Em zonas de cisalhamento litosféricas constata-se que a anisotropia sísmica tem como direção da onda rápida o “trend” regional da falha.

A medida da anisotropia sísmica tem se mostrado uma ferramenta extremamente útil no estudo das faixas dobradas, pois fornece importantes informações sobre a deformação do manto subjacente, as quais podem ter implicações sobre os modelos orogênicos e geodinâmicos.

Os dados preliminares sobre a anisotropia das ondas SKS, apresentados pelo projeto BLSP (Assumpção e colaboradores) (Fig. 5.14), permitem algumas considerações, levando-se em conta evidentemente, a escassez, momentânea, dos resultados obtidos.

Na Figura 5.14 pode-se distinguir três setores que registram anisotropias com direções e magnitudes distintas:

- região da Bacia do Paraná, a qual apresenta para a polarização da onda S rápida uma direção quase E-W, com “delay time” menor que 1s.
- região da faixa de dobramentos Brasília, cujas anisotropias sísmicas apresentam direção paralela ao “trend” da faixa, com intervalo de tempo entre a chegada das duas ondas, da ordem de 1.0 s e
- região da faixa Ribeira, com anisotropia sísmica igualmente paralela à direção estrutural regional.

A anisotropia sísmica obtida sob a Bacia do Paraná deve estar relacionada ao movimento absoluto da placa Sul-Americana. Partindo deste provável hipótese, resta saber sobre a procedência da anisotropia, o que nos leva a duas questões possíveis: a) a anisotropia observada esta localizada na astenosfera e corresponderia à direção do movimento atual do manto ou b) trata-se de uma anisotropia da litosfera? Isto é, poderia ser o resultado do espessamento litosférico em decorrência de acreção da astenosfera em sua base, podendo resultar, uma trama “congelada”, a qual esteve diretamente ligada ao movimento e deformação da astenosfera, como referido anteriormente.

Os trabalhos realizados por VanDecar et al., (1995) sugerem que a litosfera e manto superior, até uma profundidade de pelo menos 500 km, estão se movimentando conjuntamente desde a abertura do Atlântico no

Os trabalhos realizados por VanDecar et al., (1995) sugerem que a litosfera e manto superior, até uma profundidade de pelo menos 500 km, estão se movimentando conjuntamente desde a abertura do Atlântico no Cretáceo inferior. Trata-se portanto de mais um argumento em favor de a defasagem das ondas SKS estejam relacionadas ao movimento absoluto das placas, neste caso específico, ao movimento atual da placa Sul-Americana.

Na região da faixa Brasília a anisotropia das ondas de cisalhamento tele-sísmicas indicam uma direção NW-SE, subparalela ao "trend" regional, que deve corresponder a direção de fluxo do manto superior, pois neste caso a defasagem das ondas S estariam relacionadas aos movimentos relativos de duas placas litosféricas: o cráton Amazônico e o cráton do São Francisco, cuja colisão no Neoproterozóico teria dado origem à faixa de dobramentos.

No caso de anisotropia oriunda do movimento relativo de placas, destaca-se que os resultados são provenientes de uma foliação do manto superior, a qual ficou impressa desde o último evento orogênico e, neste caso, a movimentação atual das placas não é registrada.

A faixa Ribeira, apesar de possuir, momentaneamente, apenas um único dado sobre a defasagem das ondas SKS, pode ter interpretação semelhante à da faixa Brasília. Trata-se de um registro do fluxo do manto superior, que possui essa atitude em decorrência do movimento relativo das placas do Congo e São Francisco, no Neoproterozóico.

A direção da anisotropia sísmica na litosfera, paralela às faixas dobradas, foi interpretada como sendo o resultado de uma trama das rochas mantélicas, onde os eixos *b* das olivinas estariam orientados paralelamente à direção principal de máximo encurtamento, em decorrência de uma deformação litosférica predominantemente por cisalhamento puro (Silver e Chan, 1988).

Uma outra interpretação para a deformação do manto superior sob as áreas colisionais, defende um mecanismo deformacional do tipo cisalhamento simples, o qual é acomodado por falhamentos transcorrentes litosféricos entre as placas colisionais (Vauchez e Nicolas, 1991). Recentemente, (Nicolas, 1993) ao tentar explicar o paralelismo entre a direção de polarização das ondas SKS e a direção estrutural dos cinturões dobrados, sugere a hipótese de que durante a fase de extensão pré-orogênica, em uma margem passiva, o manto flui paralelamente às paredes do "rift", ocasionando uma trama litosférica pré-orogênica que influenciará a deformação da litosfera no decorrer da orogênese subsequente (Fig.5.16).

Figura 5.16 Esquema de uma trama no manto litosférico induzida por (A) uma acreção da litosfera em um "rift": observe que o fluxo astenosférico flui de um diápiro, (o qual poderia estar centrado em frente ao esquema) diverge e é canalizado paralelamente ao eixo do "rift" e (B) devido ao movimento transcorrente de placas colisionais, os quais induzem uma nova trama paralela ao *fabric* induzida pelo "rift" (modif. de Nicolas, 1993).

A anisotropia sísmica da litosfera nas faixas Ribeira e Brasília parece refletir a "foliação" impressa no manto superior, a qual foi originada no decorrer das colisões continentais referente ao Neoproterozóico.

Os estudos sobre a variação da velocidade das ondas tele-sísmicas, corroboram com a hipótese de que no decorrer de uma orogênese, a crosta e o manto superior estão mecanicamente acoplados.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

As pesquisas realizadas na zona de cisalhamento de Além Paraíba, entre as cidades de Três Rios e Santo Antônio de Pádua, no estado do Rio de Janeiro, enfatizando uma estudo sobre os aspectos reológicos da litosfera continental, uma análise das orientações preferenciais dos plagioclásios deformados plasticamente, com a finalidade de aplicação de uma metodologia inédita nos cálculos das direções dos esforços tensores, e uma introdução ao estudo da anisotropia sísmica em diferentes escalas, permitem algumas conclusões importantes:

→ os gráficos esforço versus profundidade, para uma litosfera continental, mostraram a importância de sua estratificação reológica, evidenciando níveis rúpteis e dúcteis em diferentes profundidades, em função do fluxo térmico. A região estudada, apresenta suas rochas deformadas exclusivamente no campo dúctil. Em função do ambiente tectônico (área de colisão) e fluxo térmico compatível, o gráfico que melhor se adapta à litosfera da região é o da Figura 2.8.

→ a grande maioria dos indicadores cinemáticos observados em escala mesoscópica é compatível para uma cinemática transcorrente dextral.

→ a movimentação transcorrente dextral atuou em condições de metamorfismo muito elevado, com temperaturas calculadas em torno de 700-800°C e pressões da ordem de 600 a 700 MPa.

→ a análise de petrografia e microestruturas, nos feldspatos plagioclásios, mostraram que esses minerais estão deformados plasticamente e as maclas Albita e Periclíneo são de origem mecânica. A deformação plástica observada nos plagioclásios, corroboram com as condições físicas de temperatura e pressão obtidos através da geotermometria e geobarometria.

→ a aplicação da técnica para determinação dos esforços tensores, a partir das geminações mecânicas Albita e Periclíneo, definiu para o Lineamento de Além Paraíba, um elipsóide de esforços onde σ_1 é subhorizontal de direção próxima de EW, σ_2 subvertical e σ_3 de atitude

NS/subhorizontal. Trata-se de um sistema de esforços compatível para falhas transcorrentes de deslocamento dextral.

→ a técnica acima pôde ser comprovada, ao ser utilizada em uma região, cujo contexto tectônico era distinto ao de uma zona de transcorrência, mas compatível a uma tectônica tangencial. Referimo-nos ao interior do estado do Espírito Santo, região a oeste de Vitória (ES). A obtenção de um elipsóide de esforços tensores onde se tem, simplesmente, a inversão de σ_2 e σ_3 , em relação ao elipsóide anterior, isto é, σ_3 passa a ser subvertical e σ_2 subhorizontal de direção NS, mantendo σ_1 subhorizontal com direção EW, é perfeitamente coerente para uma região caracterizada por falhas inversas e de empurrão.

→ o sistema de esforços, responsável pela transcorrência do Além Paraíba (RJ) e pelas falhas inversas e de empurrão da porção setentrional (ES, MG), estava atuando nessa região no decorrer do ápice do metamorfismo brasileiro ($T \cong 750^\circ\text{C}$ e $P \cong 6-7$ kbar), como vêm sendo comprovado por Porcher et al. (1995).

As maclas mecânicas dos plagioclásios, das rochas miloníticas pertencentes às zonas de cisalhamento transcorrente e empurrão, confirmam que os elipsóides determinados são os responsáveis pelas tectônicas transcorrente e tangencial, respectivamente.

Estes resultados vêm corroborar ao modelo tectônico proposto por Vauchez et al., (1994), para explicar a mudança de estilo tectônico entre as porções meridional e setentrional da faixa de dobramentos Ribeira. Trata-se de um modelo de colisão continental com escape da litosfera em direção SW, em decorrência da presença de heterogeneidades reológicas intraplacas, no caso, o cráton do São Francisco. Neste modelo, a convergência continental que originou as faixas Ribeira e Oeste-Congo, provocou uma importante compressão entre a porção oeste do cráton do São Francisco e um cráton situado mais a leste, provavelmente o cráton do Congo. Na porção norte do sistema, após a colisão dos dois continentes, a litosfera deformável da margem brasileira é comprimida contra a litosfera rígida do cráton do São Francisco, que se deforma por cisalhamento puro, através de uma associação de encurtamento e espessamento, resultando em uma tectônica de falhas inversas e empurrões para oeste, que chegou a afetar a região do Espinhaço meridional.

Na terminação do bloco rígido, esta deformação passa progressivamente para um domínio de deformação por cisalhamento simples, de cinemática dextral, que acomoda o escape do material crustal para fora da região confinada (Fig. 6.1).

Figura 6.1 Mapa tectônico esquemático da faixa Ribeira-Araçuaí, mostrando os diferentes domínios cinemáticos das porções setentrional e meridional. (Vauchez et al., 1994).

O domínio submetido a um importante espessamento (região setentrional) terá topografias mais elevadas, conseqüentemente, as taxas de erosão e soerguimento serão mais efetivas nestas áreas, levando à exposição de níveis crustais inferiores.

As regiões onde a deformação vertical é desprezível, no domínio dos movimentos direcionais, devem apresentar taxas de soerguimento relativamente baixas. Estes soerguimentos diferenciais, associados aos diferentes padrões deformacionais, foi sugerido para explicar a variação,

em direção a sudoeste (SW), dos níveis crustais de exposição da faixa Ribeira (Vauchez et al., 1994).

O estudo sobre a anisotropia sísmica, em amostras de rochas miloníticas da região estudada, mostrou que as velocidades das ondas sísmicas variam em função da constituição mineralógica das rochas e orientação preferencial de seus minerais constituintes, ressaltando a importância das propriedades físicas dos monocristais.

Os resultados mostraram que as velocidades das ondas P e Vs1 estão fortemente condicionadas à grande quantidade de plagioclásios presente nas amostras. A biotita, apesar de apresentar expressiva anisotropia, é superada pela anisotropia dos feldspatos, quando se considera a rocha como uma associação poliminerálica.

O único dado disponível, até o presente momento, referente à anisotropia das ondas tele-sísmicas SKS, para a faixa Ribeira, é coerente com a bibliografia mundial, pois a direção de polarização da onda sísmica encontra-se paralela ao "trend" regional da faixa de dobramentos.

A direção da anisotropia sísmica tem sido atribuída à trama das rochas constituintes do manto superior. No caso específico dessa região, essa orientação preferencial é decorrência de um processo deformacional, causado pelo movimento relativo (colisional) de duas placas tectônicas, o cráton do São Francisco e Oeste-Congo, no decorrer do Ciclo Brasileiro no Neoproterozóico.

Este resultado sugere que a anisotropia medida não é causada pelo movimento atual da placa Sul Americana, mas é decorrência da deformação registrada no manto superior, quando da formação da faixa dobrada.

Estes resultados são evidências positivas, de que o manto superior está mecanicamente acoplado à crosta, no decorrer das grandes orogêneses.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aleksandrov, K. S.; Alchicov, U.V.; Belikov, B.P.; Zaslavskii, B.I. & Krupnyi, A.I. 1974. Velocities of elastic waves in minerals at atmospheric pressure and increasing precision of elastic constants by means of EVM (in Russian). *Izv. Acad. Sci. USSR, Geol. Ser.*, **10**: 15-24.

Almeida, F.F.M. de; 1967. Origem e evolução da plataforma Brasileira. *Bol. Dep. Nac. Produção Mineral (DNPM)*, Div. Geol. Mineral., Rio de Janeiro, **241**, 36p.

Almeida, F.F.M. de; 1977. O cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, v.7: 349-364.

Almeida, F.F.M. de; Hasui, Y. & Carneiro, C.D.R. 1975. Lineamento de Além-Paraíba. *An. Acad. Bras. Cienc.*, **47** nº3/4, p.575

Almeida, F.F.M. de; Hasui, Y. & Brito Neves, B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Bol. Inst. Geociências/USP*, v.7: 45-80.

Anderson, E.M. 1951. *The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain*, 2nd edn. Edinburg: Oliver & Boyd. 206 p.

Anderson, D. L. 1995. Lithosphere, asthenosphere, and perisphere. *Reviews of Geophysics*, v. **33**, nº 1. 125-149.

Babuska, V. 1981. Anisotropy of V_p and V_s in rock-forming minerals. *Jour. Geophys.* **50**: 1-6.

Babuska, V.; Plomerová, J. & Síleny, J. 1993. Models of seismic anisotropy in deep continental lithosphere. *Phys. Earth Planet. Int.*, **78**: 167-191

Barber, D.J. 1990. Régimes of plastic deformation-processes and microstructures: an overview. In *Deformation Processes in Minerals, Ceramics and Rocks*. Edited by D. J. Barber & Meredith, Unwin Hyman, 1990, p.138-178.

Barbosa, A.L.M.; Pinto, C.P. & Ribeiro, A. C. 1981. Mapa Geológico da Folha Três Rios, escala 1:50.000, Geosol / DRM-RJ.

Barruol, G. 1993. Péetrophysique de la croûte inférieure. Rôle de l'anisotropie sismique sur la réflectivité et la déphasage des ondes S. These de Doctorat. Université de Montpellier II, 277p.

Barruol, G. & Mainprice, D. 1993. A quantitative evaluation of the contribution of crustal rocks to the shear-wave splitting of teleseismic SKS waves. *Phys. Earth Planet. Int.*, **78**:281-300.

Barruol, G.; Mainprice, D.; Kern, H.; Saint Blanquat, M. & Compte, P. 1992. 3D seismic study of a ductile shear zone from laboratory and petrofabric data (Saint Barthélémy Massif, Northern Pyrénées, France), *Terra Nova*, **4**: 63-76.

Barruol, G. & Souriau, A. 1995. Anisotropy beneath the Pyrenees range from teleseismic shear wave splitting. *Geophys. Res. Lett.*, in press

Beaumont, C. 1979. On rheological zonation of lithosphere during flexure. *Tectonophysics*, **59**: 347-365.

Behrmann, J.H. & Mainprice, D. 1987. Deformation mechanisms in a high-temperature quartz-feldspar mylonite: evidence for superplastic flow in the lower continental crust. *Tectonophysics*, **140**: 297-305.

Bell, T. H. & Etheridge, M. A. 1973. Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos*, v. **6**, p. 337-348.

Bell, T. H. & Johnson, S. E. 1990. Rotation of relatively large rigid objects during ductile deformation: well established fact or intuitive prejudice. *Austral. Jour. of Earth Sci.* v. **37**, 441-446.

Bell, T. H.; Forde, A. & Hayward, N. 1992. Do smoothly curving, spiral-shaped inclusion trails signify porphyroblast rotation? *Geology*, v.**20**, 59-62.

Benn, K. & Mainprice, D. 1989. An Interactive Program for Determination of Plagioclase Crystal Axes Orientations from U-Stage Measurements: An Aid for Petrofabric Studies. *Computers & Geosciences*, v.**15**, n°7, 1127-1142.

Berthé, D.; Choukroune, P.; Gapais, D. 1979. Orthogneiss, mylonites and non-coaxial deformation of granites: the example of the South-Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, v.**1**, 31-42.

Bloss, F. D. 1970. *Introducción a los métodos de Cristalografía Optica*. Ed. Omega S.A., 320p.

Blumenfeld, P.; Mainprice, D. & Bouchez, J.L. 1985. Glissement de direction [c] dominant dans le quartz de filons de granite cisailés en condition sub-solidus (Vosges, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, v.301, p.1303-1308.

Borg, I. & Handin, J. 1966. Experimental deformation of crystalline rocks. *Tectonophysics*, v.3: 249-358.

Borg, I. & Heard, H.C. 1970. Experimental deformation of plagioclase. In: *Experimental and natural rock deformation*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 375-403.

Bouchez, J. L.; Boudier, F.; Darot, M.; Mercier, J. C. & Nicolas, A. 1971. Analyse pétrofabrique- Traitement Automatique des Données Directionnelles. Travaux du Laboratoire de Tectonophysique de L'Université de Nantes, 30p.

Bouchez, J. L. 1977. Le quartz et la cinématique des zones ductiles. These de Docteur es Sciences Naturelles. Université de Nantes. 165 p.

Bouchez, J.L. & Duval, P. 1982. The fabric of polycrystalline ice deformed in simple shear: experiments in torsion, natural deformation and geometrical interpretation. *Jour. of Textures and Microstruct.*, 5, 1-17.

Bouchez, J.L.; Lister, G.S. & Nicolas, A. 1983. Fabrics asymmetry and shear sense in movement zones. *Geol. Rundschau*, **72**, nº2, 401-419.

Bouchez, J.L.; Mainprice, D.; Trepied, L. & Doukhan, J.C. 1984. Secondary lineation in a high-T quartzite (Galicia, Spain): an explanation for an abnormal fabric. *Jour. Struct. Geol.*, **6**: 159-165.

Bouchez, J. L.; Tubia, J.M. & Mainprice, D. 1985. Déformation naturelle du quartz: coexistence des systeme de glissement de direction ∇ et ∇ à haute température (migmatite de la nappe d'Ojen, Espagne). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, v. **301**, p.841-846.

Boudier, F. 1991. Utilisation de la Platine Universelle a 5 Axes- Application a la Petrofabrique. Apostila para Estágio de DEA. Laboratoire de Tectonophysique. Université Montpellier II.

Brace, W. F. & Kohlsted, D. L. 1980. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.* **85**, 6248-6252.

Brito Neves, B. B. 1975. Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano nordestino. Tese de Doutorado. IG-USP, 198p.

Brito Neves, B. B. 1983. O mapa geológico do Nordeste oriental do Brasil. Escala 1/1.000.000. Tese de Livre Docência. IG/USP. 177p.

Brunel, M. 1980. Quartz fabrics in shear zone mylonites: Evidence for a major imprint due to late strain increments. *Tectonophysics.*, v.**64**. T33-T44.

Bunge, H. J. 1969. *Mathematische Methoden der Texturanalyse*. Akademic-Verlag, Berlin.

Bunge, H. J. 1977. Texture analysis by orientation distribution functions. *Z. Metallkd.*, **68**: 571-581.

Bunge, H. J. 1981. Fabric Analysis by Orientation Distribution Functions. *Tectonophysics*, **78**, 1-21.

Bunge, H. J. 1982. *Texture Analysis in Materials Science* (P. R. Morris, trans.). Butterworths, London.

Bunge, H. J. 1985. Representation of Preferred Orientations. In: *Preferred Orientation in Metals and Rocks: An Introduction to Modern Textural Analysis*. Academic Press. 73-108.

Bunge, H.J. & Wenk, H.R. 1977. Three-dimensional texture analysis of three quartzites (trigonal crystal and triclinic specimen symmetry). *Tectonophysics*, **40**: 257-285.

Burg, J.P. & Laurent, P. 1978. Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics*, **47**: 15-42.

Burg, J. P.; Iglesias, M.; Laurent, P.; Matte, P. & Ribeiro, A. 1981. Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, **78**, 161-177.

Burri, C.; Parker, R. L. & Wenk. E. 1967. *Die optische orientierung der plagioklase*. Birkhause, Basel.

Byerlee, J. D. 1978. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*. **116**: 615-629.

Caby, R.; Sial, A.; Arthaud, M. & Vauchez, A. 1991. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil, in Dallmeyer, R.D. and Lecorché, J.P., eds., *The West African orogens and Circum-Atlantic correlatives*: Berlin, Springer-Verlag, p.373-397.

Campanha, G.A.C. 1980. O Lineamento de Além Paraíba na área de Três Rios (RJ). Dissertação de Mestrado, IG/USP. 109p.

Campanha, G.A.C. 1981. O Lineamento de Além Paraíba na área de Três Rios (RJ). *Rev. Bras. Geoc.* v.11, nº3: 159-171.

Carter, N.L. & Raleigh, C.B. 1969 Principal stress directions from plastic flow in crystals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **80**: 1231-1264.

Carter, N.L. & Tsenn, M. C. 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, **136**: 27-63.

Chen, W.P. & Molnar, P. 1983. Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **88**: 4183-4214.

Chester, F. M., Frieman, M., Logan, J. M. 1985. Foliated cataclasites. *Tectonophysics*, v.11, 139-146.

Choukroune, P. 1971. Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les "zones abrités". *Bull. Soc. Geol. France*, v.13, 257-271.

Choukroune, P., Gapais, D. & Merle, O. 1987. Shear criteria and structural symmetry. *J. Struct. Geol.*, v.9, n°5/6, 525-530.

Christensen, N.I. 1966. Shear wave velocities in metamorphic rocks at pressures to 10 Kilobars. *J. Geophys. Res.*, 70: 6147-6164.

Christensen, N.I. 1971. Shear wave propagation in rocks. *Nature*, 229: 549-550.

Christensen, N.I. 1978. Ophiolites, seismic velocities and oceanic crustal structure. *Tectonophysics*, 47: 131-157.

Christensen, N.I. 1982. Seismic velocities, in Handbook of physical properties of rocks. Ed. Carmichael, R.S., CRC Press, pp. 1-228.

Christie, J. M. 1960. Mylonites rocks of the Moine thrust-zone in the Assynt region, north-west Scotland. *Edinburgh Geol. Soc. Trans.*, v.18, p.79-93.

Christie, J. M. 1963. The Moine thrust zone in the Assynt region, north-west Scotland. *Calif. Univ. Pubs. Geol. Sci.*, v.40, n°6, p.345-419.

Courtney, R. C. & Beaumont, C. 1983. Thermally-activated creep and flexure of the oceanic lithosphere. *Nature* 305: 201-204.

Cox, S. F. & Etheridge, M. A. 1983. Crack-seal fibre growth mechanisms and their significance in the development of oriented layer silicate microstructure. *Tectonophysics*, 92, 147-170.

Crampin, S. 1981. A review of the wave motion in anisotropic and cracked elastic-media. *Wave Motion*, 3: 343-391.

Crampin, S.; Evans, R. & Atkinson, B. 1984. Earthquake prediction: a new physical basis. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 76: 147-156.

Crosson, R.S. & Lin, J.W. 1971. Voigt and Reuss prediction of anisotropy elasticity of dunite. *Jour. Geophys. Res.*, 76: 570-578.

Davidson, C.; Schmid, S.M. & Hollister, L.S. 1994. Role of melt during deformation in the deep crust. *Terra Nova*, 6: 133-142

Dayan, H. & Keller, J.V.A. 1989. A zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul nas vizinhanças de Três Rios (RJ): Uma análise da deformação dada por algumas feições estruturais. *Rev. Bras. Geoc.*, v.19, n°4: 494-506.

Dayan, H. & Correa Neto, A.V. 1995. Evolução de tramas de eixos-c de quartzo na zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul. V Simp. Nac. Est. Tectônicos, Gramado, RS. 118-119.

Deer, W. A.; Howie, R. A. & Zussman, J. 1978. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. 7th Impression. Logman, 528p.

Dell'Angelo, L.N. & Tullis, J. 1986. A comparison of Quartz c-axis preferred orientations in experimentally deformed aplites and quartzites. *J. Struct. Geol.* (8): 683-692.

Dell'Angelo, L.N. & Tullis, J. 1989. Fabric development in experimentally sheared quartzites. *Tectonophysics*: 169: 1-21.

Ebert, H. 1956. Relatório de Atividades. In: *Relatório Anual do Diretor da Div. Geol. Min.*, DNPM, Rio de Janeiro, Ano 1955: 61-88.

Ebert, H.D.; Hasuy, Y. & Costa, J.B.S. 1991. O carácter transpressivo do cinturão transcorrente rio Paraíba do Sul. *III Simp. Nac. Estudos Tectônicos, Rio Claro, Boletim...*, p.139-141

Ebert, H.D.; Hasuy, Y.; Sartorato, G.; Almeida, S.H. & Costa, J.B.S. 1993. Arcabouço estrutural e tectônica transpressiva das faixas móveis das bordas Sul e Sudeste do Cráton do São Francisco e da Sintaxe de Guaxupé. *IV Simp. Nac. Estudos Tectônicos, MG. Boletim...*, 12: 166-171.

Ebert, H.D. & Artur, A.C. 1991. Geologia Estrutural e evolução tectônica do Complexo Socorro e dos metamorfitos encaixantes ao longo das

zonas de cisalhamento de Extrema e Camanducaia, Quadrícula Extrema, MG e SP. In: 3º Simp. Nacional de Estudos Tectônicos, Rio Claro: 31-33.

Egydio-Silva, M. & Vauchez, A. 1992. O cisalhamento de uma crosta parcialmente fundida: O Falhamento de Pernambuco/Oeste (NE-Brasil). XXXVII Congr. Bras. Geol., Bol. Res. Expand., v.2, p.375-376.

Etchecopar, A. 1974. Simulation par ordinateur de la deformation progressive d'un agregat polycristallin. These 3eme cycle. Université Nantes, 136 pp.

Etchecopar, A. 1977. A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. *Tectonophysics*, **39**, 121-139.

Etchecopar, A. 1984. Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulations de deformations plastiques (approche mathématique). These Docteur d'Etat. Université Montpellier II. 280p.

Etchecopar, A. & Malavieille, J. 1987. Computer models of pressure shadows: a method for strain measurement and shear-sense determination. *J. Struct. Geol.*, v.9, n° 5/6, 667-677.

Etchecopar, A. & Vasseur, G. 1987. A 3-D kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates: comparisons with experimental and natural examples. *J. Struct. Geol.*, v.9, n° 5/6, 705-717.

Fiori, A. P. 1991 Tectônica de cavalgamento no Grupo Açungui. In: 3º Simp. Nacional de Estudos Tectônicos, Rio Claro: 134-136.

Flack, C.A.; Klemperer, S.L.; McGeary, S.E.; Snyder, D.B.; & Warner, M.R. 1990. Reflections from mantle fault zones around the British Isles. *Geology*, v.18, p. 528-532.

Francis, P. W. 1972. The pseudotachylyte problem. *Comments on Earth Science Geophys.* v. 3, p.35-53.

Friedman, M. 1964. Petrofabric techniques for the determination of principal stress direction in rocks. In: W.R.Judd (Editor), *State of Stress in the Earth's Crust*. Elsevier, Amsterdam, pp. 450-552.

Frost, H.J. & Ashby, M.F. 1982. *Deformation-mechanism maps. The plasticity and creep of metals and ceramics*. Oxford: Pergamon Press. 166 p.

Gapais, D. & White, S.H. 1982. Ductile shear bands in a naturally deformed quartzite. *Text. Microstruct.*, v.5, 1-17.

Ghosh, S. K. & Ramberg, H. 1976. Reorientation of inclusions by a combination of pure shear and simple shear. *Tectonophysics*, v. 34, 1-70.

Goleby, B. R.; Shaw, R. D.; Wright, C.; Kennett, B.L. N.; & Lambeck, K. 1988. Geophysical evidence for "thick-skinned" crustal deformation in central Australia. *Nature*, v.337, p.325-337.

Griggs, D.T. 1936. Deformation of rocks under high confining pressures. *J. Geol.*, 44, 6541

Griggs, D.T. 1939. Creep of rocks. *J. Geol.*, **47**, 225.

Hanmer, S. & Passchier, C. 1991. Shear-sense indicators: a review. *Geol. Surv. of Canada. Paper* 90-17, 72pp.

Hansen, J.; Pospiech, J. & Lücke, K. 1978. *Tables for Textures Analysis of Cubic Crystals*. Springer Verlag, Berlin.

Harland, W. D. 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. *Geol. Mag.*, v.108, 27-42.

Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Coimbra, A.M. 1975. The Ribeira fold belt. *Rev. Bras. Geoc.*, **5**: 257-266.

Hasui, Y. & Sadowski, G.R. 1976. Evolução geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, v.6: 182-200.

Heilbron, M. 1993. Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG)-Barra do Piraí (RJ). Setor central da faixa Ribeira. Tese de Doutorado. IG/USP, 268p.

Higgins, M. W. 1966. Geology of the Brevard lineament near Atlanta, Georgia. *Georgia Geol. Surv.Bull.*, v.61, 139 p.

Higgins, M. W. 1971. Cataclastic Rocks. *Geol. Surey, Professional Paper*, **687**, 97 p.

Hippertt, J. F. M. 1993. "V"-pull-apart microstructures: a new shear-sense indicator. *J. Struct. Geol.*, v.15, n° 12, 1393-1403.

Hobbs, B. E.; Means, W. D. ; Williams, P. F. 1976. *An Outline of Structural Geology*. John Wiley & Sons, Inc. 571 p.

Hsu, K. J. 1955. Granulites and mylonites of the region about Cucamonga and San Antonio Canyons, San Gabriel Mountains, California. *Calif. Univ. Pubs. Geol. Sci.*, v.30, n°4, p.223-352.

Jaeger, J. C. & Cook, N. G. W. *Fundamentals of Rocks Mechanics*. Science Paperbacks, John Wiley e Sons, Inc. 585pp.

James, D.E. & Assumpção, M. S. 1995. Tectonic implications of S-wave anisotropy beneath SE Brazil. *Geophysical Journal International*, submitted

James, D.E.; Assumpção, M. S.; Snoke, J.A.; Ribotta, L.C. & Kuehnel, R. 1994. Seismic studies of continental lithosphere beneath SE Brazil. *Revista da Sociedade Brasileira de Geofísica*, in press.

Jardim de Sá, E. 1984. Geologia da região Seridó: Reavaliação de dados. Simpósio de Geologia do Nordeste. 11°, Natal, RN, Boletim de Resumos, p.278-296.

Jensen, L. N. & Starkey, J. 1985. Plagioclase microfabrics in a ductile shear zone from the Jotun Nappe, Norway. *J. Struct. Geol.*, **7**, n°5, 527-539.

Ji, S. 1987. Déformation plastique, naturelle et expérimentale des plagioclases. These 3e cycle, Université Montpellier II, 222p.

Ji, S. & Mainprice, D. 1988. Natural deformation fabrics of plagioclase: implications for slip systems and seismic anisotropy. *Tectonophysics*, **147**, 145-163.

Ji, S. & Salisbury, M.H. 1993. Shear-wave velocities, anisotropy and splitting in high-grade mylonites. *Tectonophysics*, **221**: 453-473.

Ji, S. & Martignole, J. 1994. Ductility of garnet as an indicator of extremely high temperature deformation. *Jour. Struct. Geol.*, **16**, n° 7, 985-996.

Keith, C.M. & Crampin, S. 1977. Seismic body waves in anisotropic media: propagation through a layer. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **49**: 209-223.

Kern, H. 1978. The effect of high temperature and high confining pressure on compressional wave velocities in quartz-bearing and quartz-free igneous and metamorphic rocks. *Tectonophysics*, **44**: 185-203.

Kern, H. 1993. P-and S-wave anisotropy and shear-wave splitting at pressure and temperature in possible mantle rocks and their relation to the rock fabric. *Phys. Earth Planet. Int.*, **78**: 245-256.

Kern, H. & Wenk, H.R. 1985 Anisotropy in rocks and the geological significance. In: *Preferred Orientation in Metals and Rocks: An Introduction to Modern Textural Analysis*. Academic Press. pp. 537-555.

Kirby, S. H. 1977. State of stress in the lithosphere: Inferences from the flow laws of olivine. *Pure Appl. Geophys*, **115**, 245-258

Kirby, S. H. 1983. Rheology of the lithosphere. *Rev. Geophys. Space Phys.* v.**21**, n°6, pp.1458-1487.

Kirby, S. H. 1985. Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones. *Tectonophysics*, **119**, 1-27.

Knopf, E. B. 1931. Retrogressive metamorphism and phyllonitization. *Am. Jour. Sci.* ser.5, v.**21**, p.1-27.

Kruhl, J. H. 1987. Preferred lattice orientations of plagioclase from amphibolite and greenschist facies rocks near the Insubric Line (Western Alps). *Tectonophysics*, **135**, 233-242.

Lapworth, C. 1885. The highland controversy in British geology: its causes, course, and consequences. *Nature*, v.**32**, 558-559.

Laurent, P. & Etchecopar, A. 1976. Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement ouest dans le

massif de Dora Maira (Alpes Occidentales). *Bull. Soc. Geol. France*, **18**, 1387-1393.

Laurent, P.; Bernard, P.; Vasseur, G. & Etchecopar, A. 1981. Stress tensor determination from the study of twins in calcite: a linear programming method. *Tectonophysics*, **78**: 651-660.

Laurent, P. 1984. Les mâcles de la calcite en tectonique. These d'Etat, Université Montpellier II, 324p.

Laurent, P. & Tournieret, C. 1990. Determining Deviatoric Stress Tensors from Calcite Twins: Applications to Monophased Synthetic and Natural Polycrystals. *Tectonics*, vol.9, n°3, 379-389.

Lister, G. S. & Snoke, A. W., 1984. S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, v.6, p. 617-638.

Lister, G. S., Boland, J. N. & Zwart, H. J. 1986. Step-wise growth of biotite porphyroblasts in pelitic schists of the western Lys-Caillouas massif (Pyrenees). *J. Struct. Geol.*, v. 8, 543-562.

Litwinski, N. 1986. A evolução tectonotermal da região norte de Minas Gerais e sul da Bahia. Tese de Doutorado. IG/USP, 207p.

Lovett, D.R. 1989. Tensor properties of crystals, Adam Hilger, Bristol

Mandl, G. 1988. *Mechanics of tectonic faulting. Models and concepts.* Amsterdam: Elsevier, 407p.

Mainprice, D. 1990. A FORTRAN program to calculate seismic anisotropy from the lattice preferred orientation of minerals. *Comput. Geosci.*, **16**, 385-393.

Mainprice, D. & Nicolas. A. 1989. Development of shape and lattice preferred orientations: applications to the seismic anisotropy of the lower crust. *Jour. Struct. Geol.*, **11**, 175-189.

Mainprice, D. & Casey, M. 1990. The calculated seismic properties of quartz mylonites with typical fabrics: relationship to kinematics and temperature. *Geophys. Jour. Int.*, **103**: 599-608.

Mainprice, D.; Vauchez, A. & Montagner, J.P. 1993a Seismic anisotropy in the mantle and geodynamics of orogenic belts. Preface. *Phys. Earth Planet. Int.*, **78**: vii-xi.

Mainprice, D.; Lloyd, G.E. & Casey. M. 1993b Individual orientation measurements in quartz polycrystals: advantages and limitations for texture and petrophysical property determinations. *Jour. Struct. Geol.*, **15** : 1169-1187.

Mainprice, D. & Munch, P. 1993. Quantitative texture analysis of an anorthosite - application to thermal expansion, Young's modulus and thermal stresses. *Textures and Microstructures*. vol.**21**, pp.79-92.

Mainprice, D. & Silver, P. 1993. Interpretation of SKS-waves using samples from the subcontinental lithosphere. *Phys. Earth Planet. Int.*, **78**: 257-280.

Mawer, C. K. 1986. What is a mylonite? *Geoscience Canada*. v.13, n°1, p.33-34.

Meissner, R. & Strehlau, J. 1982. Limits of stresses in continental crust and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes. *Tectonics*, **1**: 73-89.

Mercier, J. C. & Nicolas, A. 1975. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Jour. Petrol.*, **16**, 454-487.

Montardi, Y. & Mainprice, D. 1987. A TEM study of natural plastic deformation of calcic plagioclase. *Bull. Minéral.*, **110** (1): 1-14

Morgan, W.J. 1968. Rises, trenches, great faults, and crustal blocks: *J. Geophys. Research*, v.73, p.1959-1982.

Münch, P. 1988. Etude de la deformation naturelle et experimentale des plagioclases. Rapport de stage de DEA. Laboratoire de Tectonophysique, Université de Montpellier II, 81p.

Nicolas, A. 1993. Why fast polarization directions of SKS seismic waves are parallel to mountain belts? *Phys. Earth Planet. Int.*, **78**:337-342.

Nicolas, A. 1992. Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbros. *Journal of Petrology*, **33**: 891-915.

Nicolas, A. 1984. *Principes de Tectonique*. Masson Ed. 196p.

Nicolas, A.; Bouchez, J. L.; Boudier, F. & Mercier, J.C. 1971. Textures, structures, and fabrics due to solid-state flow in some European Iherzolites. *Tectonophysics* v.12, pp.55-86.

Nicolas, A.; Bouchez, J.L. & Boudier, F. 1972. Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de Iherzolite de Lanzo (Alpes Piémontaises). Comparaison avec d'autres massifs. *Tectonophysics*, **14**, 143-171.

Nicolas, A.; Boudier, F. & Boullier, A. M. 1973. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. *Am. Jour. Sci.*, v. **273**, 853-876.

Nicolas, A. & Poirier, J. P. 1976. *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. London: Wiley. 444p.

Nicolas, A. & Vialon, P. 1980. Les mécanismes de déformation ductile dans les roches. *Soc. Geol France, Mémoire n°10*, 127-139.

Nicolas, A. & Christensen, N.I. 1987. Formation of anisotropy in upper mantle peridotites - A review. In: K. Fuchs and C. Froidevaux. Composition, structure and dynamics of the lithosphere-asthenosphere system. *Am. Geophys. Un.*, **16**: 111-123

Nye, J.F. 1972. *Physical properties of crystals. Their representation by tensors and matrices*. Clarendon Press, Oxford, 322p.

Passchier, C. W. 1982. Mylonitic deformation in the Saint-Barthelemy massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylite. *Amsterdam, GUA Papers of Geology*, Series, 1, n°16, 173 pp.

Passchier, C. W. 1984. The generation of ductile and brittle shear bands in a low-angle mylonite zone. *J. Struct. Geol.*, v.6, 273-282.

Passchier, C. W. & Simpson, C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, v.8, n°8, 831-843.

Passchier, C. W.; Trouw, R. A. J.; Zwart, H. J. & Vissers, L. M. 1992. Porphyroblast rotation: eppur si muove? *J. Metamorph. Geol.* v. 10, 283-294.

Passchier, C. W. & Sokoutis, D. 1993. Experimental modelling of mantled porphyroclasts. *J. Struct. Geol.*, v. 15, 895-909.

Passchier, C. W. & Speck, P. J. 1994. The kinematic interpretation of obliquely-transected porphyroblasts: an exemple from the Trois Seigneurs Massif, France. *J. Struct. Geol.*, v.16, n°7, 971-984.

Paterson, M.S. & Weiss, L.E. 1961. Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.72, p.841-882

Paterson, M.S. 1969. The ductility of rocks. In: *Physics of Strength and Plasticity*. Argon, A.S. ed. Cambridge, Mass.:M.I.T. Press, pp.377-392.

Paterson, M. S. 1978. *Experimental Rock Deformation. The Brittle Field*. Springer-Verlag, Berlin, 254 p.

Peselnick, L.; Nicolas, A. & Stevenson, P.R. 1974. Velocity anisotropy in a mantle peridotite from the Ivrea Zone: Application to upper mantle anisotropy. *Jour. Geophys. Res.*, **79**: 1175-1182.

Philpotts, A. R. 1990. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 498 p.

Platt, J. P. & Vissers, R. L. M. 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, v.**83**, 397-410.

Poirier, J. P. 1985. *Creep of crystals. High temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals*. Cambridge: Cambridge University Press. 260 p.

Porcher, C.C.; Fernandes, L.A.D.; Egydio-Silva, M.; Vauchez, A. 1995. Dados preliminares do metamorfismo M1 da Faixa Ribeira: Região de Três Rios e Santo Antônio de Pádua (RJ). V Simp. Estudos Tectônicos, Gramado (RS). Boletim de Resumos, p.71-73.

Powell, C. McA. & Vernon, R. H. 1979. Growth history of garnet porphyroblasts with inclusion spirals in a Karakorum schist. *Tectonophysics*, v. 54, 25-43.

Price, N. J. 1968. *Fault and Joint Development in Brittle and Semi-brittle Rocks*. 2nd. Pergamon Press. 176p.

Price, G.P. 1985. Preferred Orientations in Quartzites. In: *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Textures Analysis*. Ed. by Hans-Rudolf Wenk, p.385-406.

Raitt, R.W.; Shor, G.G.; Francis, T.J.G. & Morris, G.B. 1969. Anisotropy of the Pacific upper mantle. *Jour. Geophys. Res.*, 74: 3095-3109.

Ramsay, J.G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*, 568 pp. McGraw-Hill, New York.

Ramsay, J. G. & Graham, R. H. 1970. Strain variation in shear belts. *Canadian J. of Earth Sciences*, v. 7, 786-813.

Ramsay, J. G. 1980. Shear zone geometry: a review. *J. Struct. Geol.* 2, 83-89.

Ramsay, J. G. & Huber M. I. 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology, v.1, Strain Analysis*. Academic Press, 307 p.

Ranalli, G. 1982. Deformation maps in grain size-stress space as a tool to investigate mantle rheology. *Phys. of the Earth and Planet. Int.*, **29**, 42-50.

Ranalli, G. 1984. On the possibility of Newtonian flow in the upper mantle. *Tectonophysics*, **108**, 179-192.

Ranalli, G. 1987. *Rheology of the Earth: Deformation and flow processes in geophysics and geodynamics*. Allen & Unwin Inc. Ltd. 366 p.

Ranalli, G. & Murphy, D. C. 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, v.132, n° 4, pp. 281-295.

Ronov, A.B. & Yaroshevsky, A.A. 1969. Chemical composition of the earth's crust. In: P.J. Hart (Editor). *The Earth's Crust and Upper Mantle*. *Am. Geophys. Union, Monogr.*, **13**: 37-57.

Reed, J. C. & Bryant, B. 1964. Evidence for strike-slip faulting along the Brevard zone in North Caroline. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. **75**, 1177-1196.

Ribe, N.M. 1989. Seismic anisotropy and mantle flow. *Jour. Geophys. Res.*, **94**: 4213-4223.

Ribe, N.M. & Yu, Y. 1991. A theory for plastic deformation and textural evolution of olivine polycrystals. *Jour. Geophys. Res.*, **74**: 8325-8335.

Rosier, G.F. 1965. Pesquisas geológicas na parte oriental do estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do estado de Minas Gerais. DNPM/DGM, Bol.222, Rio de Janeiro.

Rubie, D. C. 1983. Reaction-enhanced ductility: role of solid-solid univariant reactions in deformation of the crust and mantle. *Tectonophysics*, **96**, 331-352.

Rudnicki, J.W. 1980. Fracture mechanics applied to the Earth's crust. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **8**, 489-525.

Russo, R.M. & Silver, P.G. 1994. Trench-parallel flow beneath the Nazca Plate from Seismic Anisotropy. *Science*. **263**: 1105-1111.

Sá, J.M.; Leterrier, J. & Bertrand, J.M. 1991. Evolution géodynamique et géochronologique (U-Pb, Rb-Sr et K-Ar) de la ceinture plissée d'Oros, NE du Brésil. *Académie des Sciences, Comptes-Rendus II*, v. **313**, p.231-237.

Sadowski, G.R. 1983. Sobre a Geologia Estrutural de Cinturões de Cisalhamento Continentais. Tese de Livre Docência. IG/USP. 108p.

Sander, B. 1912. Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. *Geol. Reichsanst., Wien, Jahrb.*, v.**62**, 219-228.

Sander, B. 1930. *Gefügekunde der Gesteine*. Springer ed., Vienna, 352 p.

Sander, B. 1948; 1950. *Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper*. Vienna, Springer, Part I, 215 p.; Part II, 409p.

Sanderson, D. J. e Marchini, W. R. D. 1984. Transpression. *J. Struct. Geol.*, v.6, 449-458.

Savage, M.K.; Peppin, W.A. & Vetter, U.R. 1990. Shear wave anisotropy and stress direction in near Long Valley Caldera, California, 1979-1988. *Jour. Geophys. Res.*, **95**(B7): 11165-11177.

Schmid, S.M. & Casey, M. & Starkey, J. 1981. An illustration of the advantages of a complete textures analysis described by the orientation distribution function (ODF) using quartz pole figure data. *Tectonophysics*, **78**: 101-117.

Schmid, S.M. & Casey, M. 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. In: *Mineral and Rock Deformation, Laboratory Studies-The Paterson Volume*. Am. Geophys. Un. Geophys. Monogr., v.36: 263-286

Schobbenhaus, C.; Almeida Campos, D.; Derze, G.R. & Asmus, H.E. 1984. Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil, escala 1:2.500.000. DNPM, 501p.

Seront, B. 1993. Déformation expérimentale `a haute pression et haute température d'agrégats polycristallins de plagioclase et d'olivine. These Doctorat. Université Montpellier II, 237p.

Seront, B.; Mainprice, D. & Christensen, N.I. 1993. A determination of the three dimensional seismic properties of anorthosite: comparison between values calculated from the petrofabric and direct laboratory measurements. *J. Geophys. Res.*, vol. **98**, n°B2: 2209-2221.

Shand, S. J. 1917. The pseudotachylite of Parijs (Orange Free State), and its relation to "trap-shotten-gneiss" and flinty-crush-rock". *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, v.**72**, p.198-221.

Shih, X.R. & Meyer, R.P. 1990. Observation of shear wave splitting from natural events: South Moat of Long Valley Caldera, California, June 29 to August 12, 1982. *Jour. Geophys. Res.*, **95**(B7): 11179-11195.

Shih, X.R.; Schneider, J.F. e Meyer, R.P. 1991. Polarities of P and S waves, and shear wave splitting observed from the Bucaramanga Nest, Colombia. *Jour. Geophys. Res.*, **96**(B7): 12069-12082.

Shoneveld, C. 1977. A study of some typical inclusion patterns in strongly para-crystalline rotated garnets. *Tectonophysics*, v.**39**, 453-471.

Sibson, R. H. 1974. Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults. *Nature, Phys. Sci.*, **249**, 542-543.

Sibson, R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. Lond.* vol. **133**, p. 191-213.

Sibson, R. H. 1972. Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **72**: 151-163.

Sibson, R. H. 1983. Continental fault structure and the shallow earthquake source. *J. Geol.Soc. London*, **140**:741-767.

Siga Jr., O.; Cordani, U. G.; Basei, M. A. S.; Teixeira, W.; Kawashita, K. & Van Schmus, R. 1987. Contribuição ao estudo geológico-geocronológico da porção nordeste de Minas Gerais. *An. 4º Simp. Geol.*, Minas Gerais, Belo Horizonte, Brasil, 29-44.

Silver, P. & Chan, W.W. 1988. Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy. *Nature*, **335**: 3439

Silver, P. & Chan, W.W. 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *Jour. Geophys. Res.*, **96**: 16429-16454

Simões, L.S.A. 1991. Dobras em bainha macroscópicas relacionadas ao cisalhamento dúctil de baixo ângulo da Nappe Araxá-Canastra, no sudeste de Minas Gerais. In: 3º Simp. Nacional de Estudos Tectônicos, Rio Claro:11-13.

Simpson, C. & Schmid, S. M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.**94**, 1281-1288.

Smith, J. V. & Brown, W. L. 1988. *Feldspar Minerals. Crystal Structures, Physical, Chemical, and Microtextural Properties*. Springer-Verlag, 828p.

Spry, A. 1969. *Metamorphic textures*. Oxford, Pergamon. 350 p.

Söllner, F.; Lammerer, B. & Weber-Diefenbach, K. 1991. Die krustenentwicklung in der küstenregion nördlich von Rio de Janeiro/Brasilien. *Münchner Geologische Hilfe*, v.4, 1-101

Souriau, A. & Kassala, J.D.N. 1993. Anisotropy beneath the North Pyrenean fault. *Phys. Earth Planet. Int.*, 78: 239-244.

Su, L. e Park, J. 1994. Anisotropy and the splitting of PS waves. *Phys. Earth Planet. Int.* 86: 263-276.

Sylvester, A. G. & Smith, R.R. 1976. Tectonic transpression and basement-controlled deformation in San Andreas fault zone. Salton trough, California. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 60, 2081-2102.

Tassinari, C.C.G. 1988. As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal. Tese de Doutorado, IG/USP, 236p.

Tchalenko, J. S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v.81, 1625-1640.

Tommasi, A. 1995. Développement de systemes de décrochements d'échelle continentale dans une lithosphere hétérogene: cas naturels et modélisation numérique. These de Doctorale. Université de Montpellier II, 180 pp.

Tourneret, C. & Laurent, P. 1990. Paleo-stress orientations from calcite twins in the North Pyrenean foreland, determined by the Etchecopar inverse method. *Tectonophysics*, **180**, 287-302.

Trompette, R.R.; Uhlein, A.; Egydio-Silva, M. & Karmann, I. 1992. The Brasiliano São Francisco craton (Central Brazil) revisited. *J. South Amer. Earth Sci.*, **6**: 49-57

Trompette, R.R. 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa. Rotterdam: Ed. Balkema: 350p.

Tullis, T.E. 1980. The use of mechanical twinning in minerals as a measure of shear stress magnitudes. *J. Geophys. Res.*, **85**: 6263-6268.

Tullis, J. 1977. Preferred orientation of quartz produced by slip during plane strain. *Tectonophysics*, **39**: 87-102.

Tullis, J. 1979. High temperature deformation of rocks and minerals. *Rev. Geophys. Space. Phys.*, **17**:1137-1154.

Tullis, J. 1983. Deformation of feldspars. In: P.H. Ribbe (Editor), *Feldspar Mineralogy*, vol.2. Mineralogical Society of América, Washington, D.C., 2nd ed., pp.297-323.

Tullis, J.; Christie, J.M. & Griggs, D.T. 1973. Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**: 297-314.

Tullis, J., Snoke, A. W. & Todd, V. R. 1982. Significance and petrogenesis of mylonitic rocks. *Geology*, v. **10**, p. 227-230.

Turcotte, D.L. & Schubert, G. 1982. *Geodynamics. Applications of continuum physics to geological problems*. New York: John Wiley & Sons. 450p.

Turcotte, D.L.; Liu, J.Y. & Kulbawy, F.H. 1984. The role of an intracrustal asthenosphere on the behavior of major strike-slip faults. *Jour. Geophys. Res.*, **89**: 5801-5816.

Turner, F.J. 1953. Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. *Am. J. Sci.*, **251**: 276-298.

Turner, F. J. & Weiss, L. E. 1963. *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. McGraw-Hill Book Company, 545 pp.

Uhlein, A. 1984. Análise estrutural nas formações inferiores do Super-Grupo Espinhaço da região de Datas (MG). XXXIII An.Congr. Bras. Geol, v.3: 3381-3392, Rio de Janeiro, Brasil.

Uhlein, A.; Trompette, R. & Egydio-Silva, M. 1986. Estruturação tectônica do supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (MG). *Rev. Bras. Geoc.* v.16: 212-216

Uhlein, A. & Trompette, R. 1991. Cisalhamento dúctil, dobras com eixo paralelo à lineação de estiramento e a estrutura da faixa Araçuaí (MG). *Bol. 3º Simp. Nac. Estudos Tectônicos*, Rio Claro, SP, Brasil, 17-18

Uhlein, A. 1991. Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do cráton do São Francisco e da faixa Araçuaí (ciclo Brasileiro) no estado de Minas Gerais. Tese de Doutorado. IG/USP, 295p.

Van den Driessche, J. 1986. Structures d'enroulement et sens de cisaillement. *C. R. Acad. Sci., Paris*, **303**, 413-418.

VanDecar, J.C.; James, D. & Assumpção, M. 1995. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces. *Nature*, vol. 378: 25-31.

Van den Driessche, J. & Brun, J. P. 1987. Rolling structures at large shear strain. *J. Struct. Geol.*, v.9, nº5/6, 691-704.

Vaucher, A. 1987. Mécanismes de déformation et cinématique des zones de mouvement ductiles. Thèse de Doctorat. Université D'Aix Marseille, 315 pp.

Vaucher, A. & Egydio-Silva, M. 1992. Termination of a continental-scale strike slip fault in partially melted crust: The West Pernambuco shear zone, northeast Brazil. *Geology*, v.20, 1007-1010.

Vaucher, A.; Tommasi, A. & Egydio-Silva, M. 1994. Self-indentation of a heterogeneous continental lithosphere. *Geology*, v.22: 967-970.

Vaucher, A. & Nicolas, A. 1993. Mountain building: Strike-parallel displacements and mantle anisotropy. *Tectonophysics*, **185**: 183-201

Vaucher, A. & Barruol, G. in press. Shear waves splitting in the Appalachians and the Pyrenees: Importance of the inherited tectonic fabric of the lithosphere. *Phys. Earth Planet. Int.*

Vialon, P.; Ruhland, M. & Grolier, J. 1976. *Éléments de Tectonique Analytique*. Masson, 118 pp.

Vilotte, J.P.; Mandariaga, R., Daignieres, M. & Zienkiewicz, O. 1984. The role of a heterogeneous inclusion during continental collision. *Phys. Earth Planet. Int.*, **36**: 236-259.

Visser, R. L. M. 1987. The effect of foliation orientation on the inferred rotation axes and rotation angles of rotated porphyroblasts. *Tectonophysics*, v.139, p.275-283.

Visser, R. L. M.; Drury, M. R.; Strating, E. H. H.; Van der Wal, D. 1991. Shear zones in the upper mantle: A case study in an Alpine Iherzolite massif. *Geology*, v.19, p.990-993.

Waters, A. C. & Campbell, C. D. 1935. Mylonites from The San andreas fault zone. *Am. Jour. Sci.*, 5th ser., v.29, n° 174, p. 473-503.

Weiss, L. E. & Wenk, H. R. 1985. Symmetry of Poles Figures and Textures. In: *Preferred Orientation in Metals and Rocks: An Introduction to Modern Textural Analysis*. Academic Press. 49-72.

Wenk, H. R. 1985. *Preferred Orientation in Metals and Rocks: An Introduction to Modern Textural Analysis*. Academic Press. 610 p.

Wenk, H. R.; Bunge, H. J.; Jansen, E. & Pannetier, J. 1986. Preferred orientation of plagioclase-neutron diffraction and U-stage data. *Tectonophysics*, **126**, 271-284.

Wheildon, J.; Morgan, P.; Williamson, K. h.; Evans, T. R. & Swanberg, C. A. 1994. Heat flow in the Kenya rift zone. *Tectonophysics*, **236**: 131-149.

White, S. H.; Burrows, S. E.; Carreras, J; Shaw, N. D. & Humphreys, F. J. 1980 On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, v.2, 175-187.

Wilson, C.J.L. 1975. Preferred orientation in quartz ribbon mylonites. *Bull. Geol. Soc. America*, **86**: 968-974.

Wise, D. U., Dunn, D. E., Engelder, J.T., Geiser, P. A., Hatcher, R. D., Kish, S. A., Odom, A. L. & Schamel, S. 1984. Fault-related rocks: suggestions for terminology. *Geology*, v.12, 391-394.

Zwart, H. J. 1960a Relations between folding and metamorphism in Central Pyrenees. *Geologie Mijnb.*, **39**, 163-180

Zwart, H. J. 1960b Chronological succession of folding and metamorphism in Central Pyrenees. *Geol. Rdsch.* **50**, 203-218

MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DA ZONA DE CISALHAMENTO DE ALÉM PARAÍBA ENTRE AS CIDADES DE PARAÍBA DO SUL E SANTO ANTONIO DE PÁDUA, NO ESTADO DO RIO DE JANEIRO.

AUTOR: MARCOS EGYDIO SILVA
TESE DE LIVRE DOCENCIA - 1996

OBS. BASE GEOLÓGICA COMPILADA DO PROJETO
VALE DO PARAÍBA DO SUL (CPRM, 1976)

LEGENDA

P R O T E R O Z O I C O	NEOPROTEROZOICO		FAIXA DE ROCHAS MILONÍTICAS PERTENCENTES AO LINEAMENTO DE ALÉM PARAÍBA
	GRUPO PARAÍBA DO SUL	Qxps	QUARTZITOS E MICA-XISTOS
		GMps	GNAISSES MIGMATÍTICOS E GRANITOS PORFIRÍTICOS
		PGps	ASSOCIAÇÃO DE GNAISSES PARADERIVADOS (SILLI- MANITAS-GRANADA-ANFIBÓLIO-BIOTITA GNAISSES)
COMPLEXO JUIZ DE FORA	OGGjf		ASSOCIAÇÃO DE GNAISSES ORTODERIVADOS. COMPOSIÇÃO CHARNOKÍTICAS-ENDERBÍTICA.
	GGjf		GNAISSES GRANULÍTICOS DE COMPOSIÇÃO GRANODIORÍTICA
CONVENÇÕES GEOLÓGICAS			
<p>— FAHLAS DEFINIDAS; INFERIDAS ONDE TRACEJADAS</p> <p>— CONTATO DEFINIDO; INFERIDO ONDE TRACEJADO</p> <p>— FOLIAÇÃO PRINCIPAL COM MERGULHO</p> <p>— LINEAÇÃO DE ESTIRAMENTO MINERAL</p> <p>— ZONA DE CISALHAMENTO-DESLOCAMENTO DEXTRAL</p> <p>• PONTOS ONDE FORAM ELABORADOS TRABALHOS DE PETROTRAMA</p>			

T
E32
M.2
v.1
e.2