



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
CURSO DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS



Análise Deformacional de Rochas Infracrustais da
Região de Cristina e Itajubá - MG

Iramaia Furtado Braga

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS

RIO CLARO

2002



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

Análise de Deformação de Rochas Infracrustais da Região de Cristina e Itajubá - MG

Iramaia Furtado Braga

Orientador: Prof. Dr. Hans Dirk Ebert

Tese de Doutorado elaborada junto ao
Programa de Pós-Graduação em Geociências
- Geologia Regional para obtenção do
Título de Doutor em Geociências

Rio Claro (SP)
2002

551.8 Braga, Iramaia Furtado
B813a Análise de deformação de rochas infracrustais da região
de Cristina e Itajubá – MG / Iramaia Furtado Braga. -
- Rio Claro : [s.n.], 2002.
197 f.: il. + mapas

Tese (Doutorado) – Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Hans Dirk Ebert

1. Geologia estrutural. 2. Partição da deformação. 3.
zonas de cisalhamento. 4. zona de sutura. 5. transpressão I.
Título

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI – Biblioteca da UNESP - Campus de Rio Claro/SP

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Hans Dirk Ebert

Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher

Prof. Dr. Luis Sergio Amarante Simões

Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto

Iramaia Furtado Braga

Rio Claro, 26 de junho de 2002

Resultado: Aprovada

Dedicatória

Às minhas irmãs Iracy e Iracema pelo carinho e apoio

AGRADECIMENTOS

A finalização deste trabalho não seria possível sem a valiosa colaboração de várias pessoas. Em

especial gostaria de agradecer:

Prof. Dr. Hans Dirk Ebert pela orientação, incentivo e confiança durante os cursos de mestrado e doutorado.

Aos Prof. Drs Peter C. Hackspacher, Elton L. Dantas e ao Dr. Allen Fetter pela ajuda na coleta e seleção de amostras para análises de geoquímicas e isotópicas.

Aos Prof. Drs Norberto Morales, Antenor Zanardo, José de Araújo Nogueira e Ticiano Saraiva pelas discussões, considerações e revisões de textos.

A Sérgio Henrique Sousa Almeida pela ajuda em campo, laboratório, confecção de mapas, discussões de texto e, principalmente, pela infinita paciência e otimismo.

AIVALDO RODRIGUES pelo auxílio na interpretação de lâminas delgadas e a Ana Claudia D. Costa pelos esclarecimentos com as análises de geoquímica.

A todos os colegas do curso de pós-graduação em Geociências da UNESP que colaboraram de várias formas para a conclusão deste trabalho e tornaram agradáveis os anos longe da família. A Neide Lucena e Paulo César de Araújo agradeço pelo companheirismo e amizade de longa data.

Aos alunos de graduação Vandrê Pereira de Oliveira, Gabriela Martins, Elias Isler, Denis Cardin pela ajuda na modelagem tridimensional, elaboração banco de dados, confecção de lâminas delgadas e parte gráfica.

A todos os funcionários da UNESP pelo apoio, em especial a Laura Narciso e Isabel Meyer que muitas vezes ajudaram a descomplicar a vida.

Ao CNPq pelo apoio financeiro (APQ proc. 469159/00-6 NV) e de bolsas de IC (AI proc. nº 520770/96-0) através do projeto "Compartimentação tectônica da região de interseção entre os cinturões Ribeira e Brasília: integração de dados geológicos, estruturais, geofísicos e fisiográficos através da modelagem tridimensional" e da bolsa (Processo nº 142414/1997-2).

Aos meus familiares que entenderam minha ausência durante os anos de elaboração desta tese.

A Deus por me permitir ser uma aluna privilegiada, num país que muitos não tem direito ao ensino básico.

SUMÁRIO

ÍNDICE	i
ÍNDICE DE FIGURAS	iii
ÍNDICE DE FOTOS	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
1 - INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	1
2 - CONHECIMENTO GEOLÓGICO REGIONAL	8
3 - UNIDADES LITOLÓGICAS LOCAIS	30
4 - METAMORFISMO	49
5 - LITOQUÍMICA E GEOLOGIA ISOTÓPICA	56
6 - ANÁLISE ESTRUTURAL	68
7 - ANÁLISE DE DEFORMAÇÃO	95
8 - CONCLUSÕES	182
9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	186

ÍNDICE

Capítulo 1 - Introdução, Objetivos	
1.1. Introdução	1
1.2. Objetivos	2
1.3. Localização e Acesso à Área	2
1.4. Atividades Desenvolvidas	6
Capítulo 2 - Conhecimento Geológico Regional	
2.1. Quadro Geológico Regional	8
2.2. Unidades Litológicas	21
Capítulo 3 - Unidades Litológicas Locais	
3.1. Complexo Amparo/São Gonçalo do Sapucaí	30
3.2. Grupo Andrelândia	30
3.3. Complexo Piracaia	38
3.4. Complexo Paraisópolis	40
3.5. Rochas Ígneas	47
Capítulo 4 - Metamorfismo	
4.1. Considerações Gerais	49
4.2. Metamorfismo	50
Capítulo 5 - Litoquímica e Geologia Isotópica	
5.1. Elementos Maiores e Traços	56
5.2. Elementos de Terras Raras	59
5.3. Geologia Isotópica	59
Capítulo 6 - Análise Estrutural	
6.1. Análise Geométrica	68
6.1.1. Topologia dos elementos planares e lineares	68
6.1.2. Orientação da foliação e lineação	69
6.1.3. Análise por intervalos de ângulos de mergulho da foliação	70
6.1.4. Domínios Estruturais	73
6.2. Zonas de Cisalhamento	82
6.2.1 – Zona de Cisalhamento de Lourenço Velho	82
6.2.2 – Zona de Cisalhamento de Cristina	82
6.2.3 – Zona de Cisalhamento de Maria da Fé	83
6.2.4 – Zona de Cisalhamento São Bento do Sapucaí	83
6.2.5 – Zona de Cisalhamento de Monte Sião	84
6.3. Análise Cinemática	88
6.4. Resultados Parciais	94
Capítulo 7 - Análise de Deformação	

7.1.	Considerações Gerais	95
7.2.	Contexto Estrutural e Geológico das Amostras Analisadas	95
7.3.	Base Teórica	99
7.4.	Métodos de Preparação e Processamento de Dados	101
7.5.	Parâmetros Calculados	103
	7.5.1 – Parâmetros da forma dos elipsóides	103
	7.5.2 – Parâmetro de intensidade de deformação	104
7.6.	Resultados Obtidos	105
	7.6.1 – Resultados dos parâmetros bidimensionais	106
	7.6.2 – Discussão dos resultados parâmetros bidimensionais	155
	7.6.3 – Parâmetros tridimensionais	165
7.7.	Discussão dos Resultados Obtidos	178
	Capítulo 8 - Conclusões	182
	Capítulo 9 - Referências Bibliográficas	186

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1	Articulação crustal regional simplificada	4
Figura 1.2	Localização da área no contexto das zonas de cisalhamento regionais	4
Figura 1.3	Mapa de localização e vias de acesso	5
Figura 2.1	Arranjo estrutural da Nappe de Varginha e estrutura de Carrancas	9
Figura 2.2	Mapa estrutural esquemático do bloco granulítico de Cristina	14
Figura 2.3	Mapa geológico simplificado do sistema de <i>nappes</i> neoproterozóicas a sul do Cráton do São Francisco	19
Figura 2.4	Localização da área no contexto litológico regional	22
Figura 2.5	Associações litológicas e os limites dos blocos crustais	23
Figura 2.6	Associações litológicas do sul de Minas Gerais	24
Figura 2.7	Mapa geológico da área segundo MORAIS <i>et al.</i> (1999)	25
Figura 3.1	Amostras de mão representativas dos principais litótipos da área	32
Figura 4.1	Representação das associações mineralógicas da área em diagrama de fácies metamórficos	53
Figura 5.1	Mapa de localização das amostras com análise geoquímica	55
Figura 5.2	Diagrama discriminatório para origens ígneas e sedimentares	57
Figura 5.3	Diagrama ANK x ACKN	57
Figura 5.4	Diagramas de alcalinidade	57
Figura 5.5	Diagrama discriminatório para ambientes tectônicos (BATCHELOR & BOWDEN 1985)	58
Figura 5.6	Diagrama discriminante para ambientes tectônicos (PEARCE <i>et al.</i> 1984)	58
Figura 5.7	Padrões de distribuição de Elementos de Terras Raras	60
Figura 5.8	Distribuição de idades modelo T_{DM} e diagramas de evolução de Nd	63
Figura 5.9	Diagrama de concórdia U/Pb	64
Figura 6.1	Estereogramas de pólos do conjunto total de foliação e lineação da área	71
Figura 6.2	Estereogramas para os intervalos de baixo, médio e alto ângulos de mergulho da foliação	72
Figura 6.3	Mapa de iso-mergulho da foliação, linhas de forma estrutural e estereogramas para os domínios estruturais com predomínio de baixo (DB) e médio-alto (DMA) ângulos de mergulho da foliação	76
Figura 6.4	Estereogramas de foliação com predomínio de baixo e médio-alto ângulo de mergulho. Lineações associadas em estereogramas e rosetas	77
Figura 6.5	Domínios estruturais com predomínio de foliação de baixo-médio (BM) e alto (A) mergulho de foliação	78
Figura 6.6	Modelos tridimensionais mostrando as principais zonas de cisalhamento da área e a atitude da foliação de baixo e médio-alto ângulos de mergulho	79
Figura 6.7	Modelo digital do terreno com as principais zonas de cisalhamento da área. Inflexão da ZC de Lourenço Velho para as zonas transcorrentes de Maria da Fé e Cristina	85
Figura 6.8	Estereogramas de foliação e lineação para as zonas de cisalhamento de Cristina, Maria da Fé e São Bento do Sapucaí	86
Figura 6.9	MDT com superposição de imagem de satélite, zonas de cisalhamento e linhas de forma estrutural	87
Figura 6.10	Indicadores de movimentação de topo em meso escala e direção principal da lineação de estiramento	90
Figura 6.11	Cristal assimétrico indicativo de movimentação de topo para NE nas proximidades da Zona de Cisalhamento de Lourenço Velho	91
Figura 6.12	<i>Boudin</i> anfibolítico em hornblenda biotita gnaissé indicando movimentação de topo para SW	91
Figura 6.13	Dobras intrafoliais indicando movimentação do topo para W	91
Figura 6.14	Porfiroblastos do tipo σ na Zona de Cisalhamento de Maria da Fé	91
Figura 6.15	Porfiroblastos do tipo σ na Zona de Cisalhamento de Maria da Fé	91
Figura 6.16	Inflexão da foliação de baixo ângulo de mergulho afetada por transcorrência sinistral	91
Figura 6.17	Estereograma para lineação com caimento para SE associada áfoliação de baixo e médio ângulo de mergulho da área	92
Figura 6.18	Movimentação relativa antitética entre fragmentos de feldspato e cristais assimétricos indicando movimentação dextral	93

Figura 6.19	Foliação S/C	93
Figura 6.20	Mica <i>fish</i> em gnaiss fortemente milonitizado	93
Figura 6.21	Rotação de porfiroclasto de granada associada a encurvamento de lamelas de biotita.	93
Figura 7.1	Elipsóides de deformação finita e sua disposição em relação às principais estruturas da área	98
Figura 7.2	Deformação homogênea de elipses de razão axial originalmente constante e orientações diferentes	100
Figura 7.3	Deformação de marcadores indeformados com mesma razão inicial, deformados homoganeamente e deformados intensamente	101
Figura 7.4	Diagrama de Flinn para a representação da forma do elipsóide de deformação	104
Figura 7.5	Rf/ ϕ da amostra 82b (biotita gnaiss)	109
Figura 7.6	Rf/ ϕ da amostra 83 (anfíbólio granada biotita gnaiss bandado)	110
Figura 7.7	Rf/ ϕ da amostra 86 (biotita gnaiss porfiroclástico)	111
Figura 7.8	Rf/ ϕ da amostra 42 (biotita gnaiss porfiroclástico)	112
Figura 7.9	Resultados de Fry normalizados para as amostras 82b, 83, 86, 42	113
Figura 7.10	Rf/ ϕ da amostra 13 (biotita gnaiss milonitizado)	116
Figura 7.11	Rf/ ϕ da amostra 16a (gnaiss enderbítico)	117
Figura 7.12	Rf/ ϕ da amostra 585b (gnaiss granulítico)	118
Figura 7.13	Resultados de Fry normalizados para as amostras 13, 16a, 585b,	119
Figura 7.14	Rf/ ϕ da amostra 581 (gnaiss granulítico milonitizado)	122
Figura 7.15	Rf/ ϕ da amostra 582 (biotita gnaiss bandado)	123
Figura 7.16	Rf/ ϕ da amostra 583 (gnaiss porfiroclástico milonitizado)	124
Figura 7.17	Rf/ ϕ da amostra 5 (biotita gnaiss milonitizado)	125
Figura 7.18	Resultados de Fry normalizados para as amostras 581, 582, 583, 5	126
Figura 7.19	Rf/ ϕ da amostra 74 (biotita gnaiss milonitizado)	130
Figura 7.20	Rf/ ϕ da amostra 136a (biotita gnaiss porfiroclástico bandado)	131
Figura 7.21	Rf/ ϕ da amostra 122 (gnaiss protomilonítico)	132
Figura 7.22	Rf/ ϕ da amostra 188 (anfíbólio biotita gnaiss foliado)	133
Figura 7.23	Resultados de Fry normalizados para as amostras 74, 136a, 122, 188	134
Figura 7.24	Rf/ ϕ da amostra 127 (biotita granito porfirítico)	138
Figura 7.25	Rf/ ϕ da amostra 129 (granada biotita gnaiss)	139
Figura 7.26	Rf/ ϕ da amostra 125 (anfíbólio gnaiss granulítico)	140
Figura 7.27	Rf/ ϕ da amostra 205 (biotita gnaiss)	141
Figura 7.28	Resultados de Fry normalizados para as amostras 127, 129, 125, 205	142
Figura 7.29	Rf/ ϕ da amostra 100b (granada biotita gnaiss)	147
Figura 7.30	Rf/ ϕ da amostra 98a (hornblenda gnaiss)	148
Figura 7.31	Rf/ ϕ da amostra 98b (gnaiss milonitizado)	149
Figura 7.32	Resultados de Fry normalizados para as amostras 100, 98a, 98b	150
Figura 7.33	Rf/ ϕ da amostra 231 (biotita gnaiss porfiroclástico)	151
Figura 7.34	Rf/ ϕ da amostra 68 (granada biotita gnaiss)	152
Figura 7.35	Rf/ ϕ da amostra 148 (biotita gnaiss bandado)	153
Figura 7.36	Resultados de Fry normalizados para as amostras 231, 68, 148	154
Figura 7.37	Varição da elipticidade (Rs) para cristais totais nos planos cinemáticos XZ e YZ das amostras analisadas	157
Figura 7.38	Varição da elipticidade (Rs) das amostras analisadas para marcadores de quartzo e feldspato nos planos cinemáticos XZ e YZ.	157
Figura 7.39	Histograma de frequência dos valores de Rs (planos XZ e YZ)	158
Figura 7.40	Relação entre flutuação e elipticidade dos resultados para cristais totais nos planos cinemáticos XZ e YZ	159
Figura 7.41	Varição do ângulo de obliquidade (θ') do eixo maior das elipses de <i>strain</i> finito das amostras analisadas e obliquidade média das estruturas tangenciais, tangenciais rotacionadas e transcorrentes nos planos cinemáticos XZ e YZ	162
Figura 7.42	Diagrama de Rs x θ' para cristais totais nos planos XZ e YZ com campos de vorticidade cinemática	163
Figura 7.43	Diagrama de Rs x θ' para marcadores de feldspato e quartzo (planos XZ e YZ) com campos de vorticidade cinemática	164
Figura 7.44	Projeção em diagrama de Flinn (a) e Flinnlog (b) dos valores representativos das amostras analisadas	169

Figura 7.45	Diagrama de Flinn com valores de Rs de marcadores de quartzo e feldspato das amostras analisadas	170
Figura 7.46	Diagrama de Hossak com valores representativos das amostras analisadas	171
Figura 7.47	Diagrama de Hossak para análise discriminada por tipo de marcador	172
Figura 7.48	Histograma de frequência com base nos valores percentuais de estiramento e encurtamento nos eixos X,Y,Z	173
Figura 7.49	Localização e orientação dos elipsóides de deformação em relação às principais estruturas da área	174
Figura 7.50	Variação na orientação das elipses (θ') e elipticidade nos planos XZ (a) e YZ (b) para diferentes curvas de cisalhamento simples (γ) e dilatação (Δ).	175
Figura 7.51	Variação na orientação das elipses (θ') e elipticidade nos planos XZ (a) e YZ (b) para marcadores de quartzo e feldspato em relação a diferentes curvas de cisalhamento simples (γ) e dilatação (Δ).	176
Figura 7.52	Visão perspectiva de distribuição, forma e orientação dos elipsóides de deformação	177
Figura 7.53	Partição do strain em domínios coaxial e não coaxial de deformação tangencial	180

ÍNDICE DE FOTOS

Fotos 3.1/3.2	Estágios evolutivos do processo de microclinação sofrido pelo plagioclásio (Amostra 205)	35
Foto 3.3	Associação de biotita, silimanita, granada, quartzo e feldspato orientados segundo a foliação principal da rocha (amostra 42)	35
Foto 3.4	Porfiroblastos de granada mostrando inclusões parciais de biotita e silimanita (amostra 42)	35
Foto 3.5	Cristais de granada com corona de opacos (amostra 129)	35
Foto 3.6	Associação de com inclusão ativa de biotita, plagioclásio, quartzo e granada (amostra 13)	35
Foto 3.7	Granada com corona de opacos (amostra 129)	35
Foto 3.8	Piroxênio hornblenda gnaisses com faixas de anfibólio e piroxênio (amostra 125)	35
Foto 3.9	Orientação de cristais de piroxênio, feldspato e quartzo, definindo Sn+1 (amostra 125)	39
Foto 3.10	<i>Ribbons</i> de quartzo e placas de biotita definindo Sn+1 (amostra 122)	39
Foto 3.11	Porfiroclasto de microclina com textura <i>mortar</i> (amostra 122)	39
Foto 3.12	Gnaisse com recristalização estática da matriz (amostra 584a)	39
Foto 3.13	Cristal de granada com associação de rutilo na sombra de pressão (amostra 37)	39
Foto 3.14	Ortopiroxênio com fraturas preenchida por opacos (amostra 232)	39
Foto 3.15	Ortopiroxênio transformando-se para anfibólio e opacos (amostra 232)	39
Foto 3.16	Cristal de ortopiroxênio com desenvolvimento de opacos nos planos de clivagem e em fratura diagonal (amostra 232)	39
Foto 3.17	Cristal de clinopiroxênio com lamela de ortopiroxênio (amostra 150)	45
Foto 3.18	Cristal de hornblenda com inclusão irregular de microclina (amostra 20)	45
Foto 3.19	Cristal de hornblenda com restos de clinopiroxênio e inclusões de opacos (amostra 588d)	45
Foto 3.20	Silimanita associada a lamelas de biotita, opacos e quartzo (amostra 150)	45
Foto 3.21	Cristais de anfibólio com núcleos de augita-diopsídio (amostra 16a)	45
Foto 3.22	<i>Ribbons</i> de quartzo, desenvolvimento de subgrãos e bandas de deformação em biotita granito porfíritico (amostra 127)	45
Foto 3.23	Cristal de hornblenda com inclusão de microclina (amostra 20)	45
Foto 3.24	Cristal de anfibólio associado à biotita, opacos e titanita (amostra 20)	45
Foto 6.1	Zona milonitizada em granada gnaisse com lineação de estiramento de alto ângulo	80
Foto 6.2	Foliação gnáissica de baixo ângulo afetada por zona verticalizada	80
Foto 6.3	Biotita gnaisse com foliação Sn de baixo ângulo afetado por zona de cisalhamento verticalizada	80
Foto 6.4	Granada biotita gnaisse milonitizado na zona de cisalhamento de Cristina	81
Foto 6.5	Muscovita quartzito milonitizado	81
Foto 6.6	Gnaisse milonitizado com indicação de lineação de estiramento	81

RESUMO

A região de Cristina e Itajubá no sul de Minas Gerais, localizada a sul do Cráton do São Francisco, é constituída por paragneisses do Complexo Piracaia, granulitos e ortogneisses do Complexo Paraisópolis, justapostos a metassedimentos do Grupo Andrelândia e seu embasamento (Complexo Amparo/São Gonçalo do Sapucaí), metamorfisados em fácies anfibolito, além de granitos associados. Dados isotópicos Sm/Nd indicam dois segmentos crustais distintos: a) Complexo Amparo e Grupo Andrelândia com retrabalhamento a partir de crosta continental mais antiga (arqueana a paleoproterozóica) correlacionadas ao Bloco Brasília ou Placa Sanfranciscana; b) os complexos Paraisópolis e Piracaia (Bloco São Paulo ou *Nappe* de Socorro-Guaxupé), além de granitos relacionados à todas as unidades, com derivação mais jovem e componente neoproterozóica mais dominante. Análises de U/Pb em zircão do Complexo Piracaia e do Paraisópolis, forneceram respectivamente, idades de cristalização de 642 Ma e 645 Ma, o que sugere magmatismo pré a cedo colisional. Análises químicas de elementos maiores e traços caracterizam o magmatismo da região como sin-colisional. Os elementos estruturais dúcteis permitem reconhecer que a área foi afetada dois eventos tectônicos principais. Dn tangencial formou a foliação regional Sn de baixo mergulho para SW, associada a lineação de estiramento (Ln) frontal/oblíqua com baixo caimento para SW. Dn é relacionado à colisão do Bloco São Paulo (*Nappe* de Socorro-Guaxupé) sobre o Bloco Brasília ou placa Sanfranciscana (Orogênese Brasília) cujo limite, a Zona de Sutura de Alterosa (ZSA), na área é marcado pela Zona de Cisalhamento de Lourenço Velho, interpretada como um segmento deslocado da ZSA. Dn+1 transcorrente/transpressivo foi responsável pela formação da foliação milonítica (Sn+1) de mergulhos superiores a 70° para SE ou secundariamente para NW e por lineação de estiramento (Ln+1) direcional, com caimento inferior a 10° para SW ou NE. Sn+1 ocorre ao longo de zonas transcorrentes dextrais, em fácies anfibolito baixo, relacionadas ao Cinturão Transpressivo Rio Paraíba do Sul, vinculadas aos processos orogênicos do Cinturão Ribeira. A rotação progressiva das foliações de baixo mergulho (Sn), de direção NW-SE, para aproximadamente W-E até as estruturas verticais de direção NE-SW é interpretada como a sobreposição da tecônica transcorrente NE-SW sinistral sobre feições de cavalgamento para NE. Estas estruturas tangenciais rotacionadas configuram rampas laterais representadas pelas zonas de cisalhamento de Maria da Fé e Cristina, de fácies granulito a anfibolito, são compatíveis com o regime tectônico compressivo SW-NE e atribuídas ao evento (Dn). A análise de deformação em lâminas delgadas de vinte e cinco amostras, pelos métodos de Fry e Rf/phi, revelou predomínio de elipsóides de *strain* finito oblatos e da componente de cisalhamento puro sobre o simples. Cisalhamento simples predomina em apenas três amostras próximas a ZCLV, onde ocorre grande número de indicadores cinemáticos de cavalgamento para NE e que constitui importante zona de transporte de massas relacionado a Zona de Sutura de Alterosa. Constata-se uma obliquidade entre o eixo maior da elipse de deformação, em relação à foliação, nos planos cinemáticos XZ e YZ, o que indica deformação não coaxial nos dois planos cinemáticos. A análise por tipo de marcador em cada amostra indica que o quartzo exerceu fundamental importância reológica para o desenvolvimento de zonas de cisalhamento, acomodando com maior intensidade as tensões regionais, em relação ao feldspato, que não mostra variação substancial entre amostras pouco e muito deformadas. A pequena diferença entre a forma dos elipsóides das amostras coletadas em domínios tangenciais e transcorrentes sugere que: a) a maior parte das últimas corresponde às estruturas tangencias (Dn) rotacionadas; b) não sofreram forte deformação incremental devido às zonas de cisalhamento transcorrentes; e c) que as zonas de cisalhamento transcorrentes tem caráter fortemente transpressivo, com predomínio de encurtamento ortogonal a elas.

ABSTRACT

The region of Cristina and Itajubá in the south of Minas Gerais, located south of São Francisco Cráton, comprises paragneisses of the Piracaia Complex and granulites and orthogneisses of the Paraisópolis Complex that are overthrust on metasediments of the Andrelândia Group and its basement (Amparo/São Gonçalo do Sapucaí Complex), metamorphosed in the amphibolite facies. Sm/Nd isotopic data indicate two distinct crustal segments: a) the rocks with reworked older continental crust (Archean and Paleoproterozoic), correlated to the Brasília Block or Sanfranciscana Plate; b) orthogneisses of the Paraisópolis Complex (São Paulo Block or Socorro-Guaxupé Nappe) and granites associated to all units with younger derivation and dominant Neoproterozoic component. U/Pb zircon analyses yield crystallization ages of 642 Ma and 645 Ma, what suggests pre- to syn-collisional magmatism. Chemical analyses of major and trace elements characterize the magmatism of the region as syn-collisional. Ductile structural elements show that the area was affected by two main tectonics events. A tangential deformation D_n generated the regional S_n foliation with low dip to the SW, associated with frontal/oblique stretching lineation (L_n) dipping to the SW. This event is attributed to the collision of the São Paulo Block (Socorro-Guaxupé Nappe) onto the Brasília Block or Sanfrancisco Plate (Brasília Orogenesis), whose limit, the Alterosa Suture Zone, is marked in that area by the Lourenço Velho Shear Zone. A transcurrent/transpressive deformation (D_{n+1}) was responsible for the formation of the mylonitic foliation S_{n+1} , defined principally by high angle dips ($> 70^\circ$) to the SE, with subordinate dips to the NW and for directional stretching lineation (L_{n+1}), with low angle dips 10° to the SW or NE. Lower amphibolite facies (S_{n+1}) occur along dextral shear zones within the transpressive Rio Paraíba do Sul Belt, with is part of the Ribeira Belt. The progressive rotation of low plunging NW-SE S_n foliations to W-E and almost vertical NE-SW plunging foliations is interpreted as the tectonic overprinting of tangential NE structures by subsequent sinistral transcurrent NE-SW movements. These rotated tangential structures are lateral ramps represented in the area by amphibolite to granulite grade Maria da Fé and Cristina shear zones. These shear zones are consistent with a SW-NE compressive tectonic regime attributed to the D_n event. The strain analysis in twenty five thin sections, using Fry and R_f/ϕ methods, revealed oblate ellipsoids, generally, with predominance of pure shear component of over simple shear. Simple shear predominates only in three samples close to the SLSZ, where great number of kinematic markers indicate top movement to NE and constitutes an important zone of mass transport. The obliquity between the largest axis of the strain ellipse in relation to the foliation in kinematic planes XZ and YZ indicates non-coaxial deformation in both planes. The analyses of the

strain ratio for distinct minerals in each sample indicates that the quartz exerted strong rheologic importance for shear zone development, better accomodating the regional strains in relation to feldspars, that does not show substantial strain variation among samples with low and high deformation. The small differences among the ellipsoid shape of the samples collected in tangential domains and strike slip zones suggests the following: a) most of the late structural features correspond to the rotation of Dn structures; b) tangential domains did not suffer strong incremental deformation due to the strike slips shear zones and c) that the strike-slip shear zones have a strong transpressive character, with predominance of orthogonal shortening.

1.1 – Introdução

A compartimentação regional do sudeste brasileiro consiste de um arranjo de blocos crustais justapostos por processos colisionais que evoluíram para sistemas transcorrentes. Os limites dos blocos Brasília, São Paulo e Vitória são marcados por expressivas anomalias gravimétricas e magnetométricas, e por cinturões de alto grau metamórfico interpretados como crosta inferior das placas cavalgantes, alçada pelos processos colisionais (HARALYI & HASUI 1982; HARALYI *et al.* 1985).

Na porção norte da Cunha de Guaxupé, na região de Alfenas, ocorre a zona de Sutura de Alterosa no limite entre dois blocos crustais colididos: o Brasília a norte, subductado e o São Paulo, a sul (Figura 1.1), caracterizado na borda norte pelo Cinturão Granulítico Alfenas. A estruturação da área é atribuída a dois eventos principais: a) Tangencial (Dn) caracterizado pela foliação principal com mergulhos baixo a médio para SW, predominante no Bloco São Paulo, lineação com caimento sub horizontal para ESE e sentido de transporte para WNW; b) Transcorrente a transpressivo (Dn+1), predominante no Bloco Brasília, ao longo da Sutura de Alterosa e no feixe de zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteris do Cinturão Transcorrente Campo do Meio, ao longo do qual as estruturas tangenciais foram rotacionadas e empinadas, passando a apresentar lineação direcional (ALMEIDA & EBERT 1998).

A Sutura de Alterosa, de direção WNW-ESSE, se estende até as cidades de Varginha e Três Pontas onde são truncadas e deslocadas aproximadamente 100 km (EBERT *et al.* 1994) para sudoeste, pelo feixe transcorrente dextral ENE-WSW das zonas de cisalhamento de Três Corações, Jacutinga e Camanducaia, reaparecendo na porção centro-leste de modo menos expressivo. Sua extensão para leste até conectar-se à Sutura de Abre-Campo é perturbada pelo baixo gravimétrico dos corpos alcalinos de Passa Quatro/Itatiaia e pelo feixe de zonas transcorrentes dextrais NE-SW do Cinturão Transcorrente Rio Paraíba do Sul. A Descontinuidade de Abre-Campo marca o limite dos blocos São Paulo e Brasília já amalgamados, com o Bloco Vitória a leste, também definido como terreno Juiz de Fora (CAMPOS NETO & FIGUEIREDO 1990). Seu traçado atravessa o leste mineiro, parte do Rio de Janeiro e de São Paulo de forma bem definida, exceto em parte do extremo leste paulista (HASUI *et al.* 1993).

O entendimento da articulação entre blocos crustais ou paleo continentes colididos, separados por geosuturas, as relações entre porções onde a tectônica tangencial está preservada e aquelas com predomínio de tectônica direcional, os processos cinemáticos e deformacionais, bem como os regimes tectônicos envolvidos, são fundamentais para a reconstituição da evolução geotectônica regional. A caracterização das estruturas da área, particularmente quanto a geometria, deformação, direção de transporte ocorrido e a superposição das deformações relacionadas às colisões Brasília e Ribeira contribuirá para o entendimento da evolução tectônica regional.

1.2 – Objetivos

Este trabalho teve como objetivo a investigação da possível continuidade da Zona de Sutura de Alterosa na região de Itajubá-Cristina, sul de Minas Gerais, através da identificação de feições diagnósticas correlacionáveis àquelas que ocorrem mais a norte na área tipo, mas que na presente área apresenta-se fortemente perturbada pela tectônica transcorrente NE-SW (Figura 1.2). Para tanto, foram realizados trabalhos de litologia, metamorfismo, litoquímica, geologia isotópica Sm-Nd e U-Pb, e principalmente de geologia estrutural. Dentro deste último enfocou-se: a) a análise estrutural geométrica das estruturas dúcteis presentes na área, enfatizando as relações entre as estruturas tangenciais e transcorrentes, formadoras do arcabouço regional; b) a análise cinemática para a reconstituição dos transportes ocorridos, principalmente em relação ao evento tangencial e a superposição das deformações relacionadas às colisões Brasília e Ribeira, c) a análise de *strain* registrados nos litotipos, em especial quanto à partição entre deformações coaxiais e não-coaxiais na acomodação das tensões regionais, bem como seu controle reológico, contribuindo assim para a compreensão dos processos deformacionais que operam em crosta profunda, como a exposta na área, que compreende a raiz de um cinturão orogênico colisional.

1.3 – Localização e acesso à área

A área estudada está localizada na porção sul do Estado de Minas Gerais, entre os meridianos 45°04'37" e 45°33'49" de longitude oeste de Greenwich e os paralelos 22°03'50" e 22°33'08" de latitude sul, perfazendo aproximadamente 2.700 km². Em termos cartográficos está inserida na Folha Guaratinguetá (SF-23-Y-B), na escala de 1:250.000 e, na escala 1:50.000 abrange parte das folhas topográficas de Heliadora (SF-23-Y-B-II-2), Cristina (SF-23-Y-B-III-1), São Lourenço (SF-23-Y-B-III-2), Sta. Rita do Sapucaí (SF-23-Y-B-II-4), Itajubá (SF-23-Y-B-III-3), Virgínia

(SF-23-Y-B-III-4), Campos do Jordão (SF-23-Y-B-V-2), Delfim Moreira (SF-23-Y-B-VI-1) e Lorena (SF-23-Y-B-VI-2) do IBGE (Figura 1.3).

De São Paulo e Belo Horizonte o acesso à área é feito pela Rodovia Fernão Dias até Pouso Alegre (MG) e desta para Itajubá pela BR 459. Partindo-se do Rio de Janeiro o acesso ocorre através da Rodovia Pres. Dutra, tomando-se a BR 459 para Itajubá.

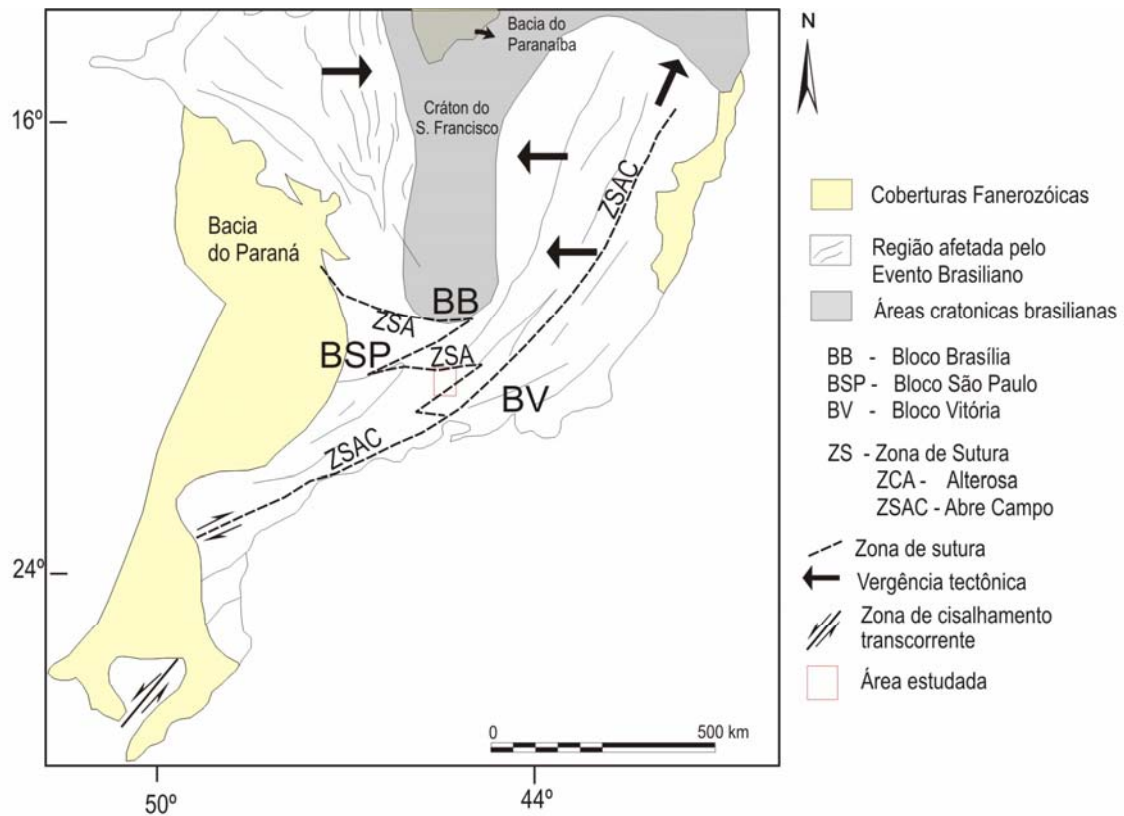


Figura 1.1 - Articulação crustal regional simplificada com localização da área estudada (Fonte: EBERT & HASUI, 1998).

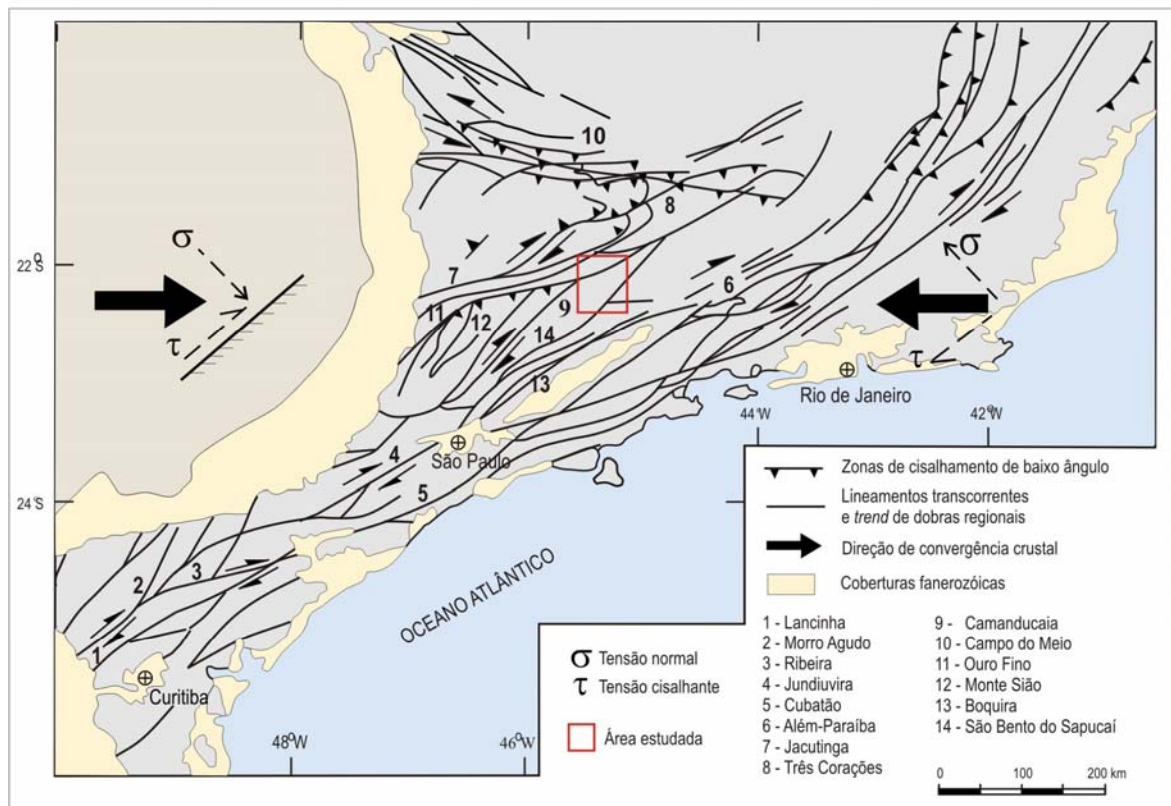
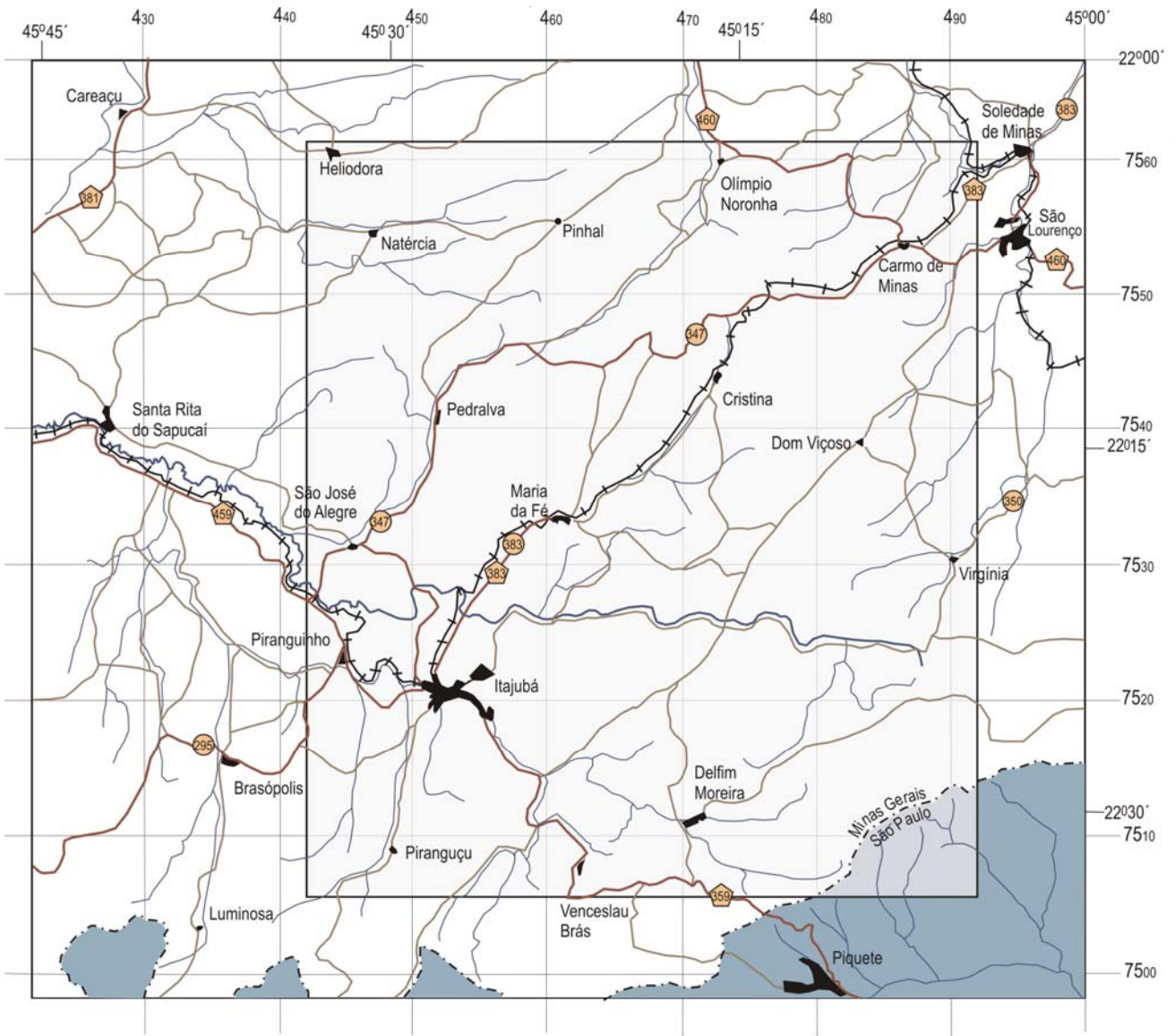
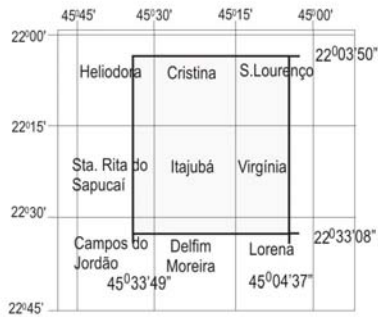


Figura 1.2 - Localização da área no contexto das zonas de cisalhamento regionais (modificado de EBERT, HASUI & QUADE 1988).



Articulação das Folhas Topográficas



legenda

- Rodovia Federal
- Rodovia Estadual
- Rodovia pavimentada
- Estrada não pavimentada
- Limite interestadual

Figura 1.3 - Mapa de localização e vias de acesso

1.4 – Atividades desenvolvidas

Para atingir os objetivos propostos, foram executadas atividades de escritório, campo e de laboratório:

Atividades de escritório

- revisão bibliográfica visando o conhecimento prévio das características lito-estratigráficas e tectônicas da área, bem como dos principais modelos de evolução geológica propostos para região;
- interpretação de fotografias aéreas em escala de 1:60.000, das quais foram extraídos traços de foliação, alinhamentos principais e contatos geológicos das principais unidades litológicas;
- confecção de mapa base através da digitalização de parte das folhas topográficas Heliodora, Cristina, São Lourenço, Santa Rita do Sapucaí, Itajubá, Virgínia, Campos do Jordão, Delfim Moreira e Lorena do IBGE em escala 1:50.000, com o programa de computador Autocad 2000 (Autodesk Inc.);
- confecção de base geológica a partir da compilação de mapas do Projeto Sapucaí (CAVALCANTE *et al.* 1979), CPRM (MORAIS *et al.* 1999) em escala 1:250.000, posteriormente utilizados nas etapas de campo;
- a partir da base geológica, dos elementos foto interpretados e dos dados coletados em campo foram confeccionados os mapas de pontos, litológico-estrutural, de linhas de forma estrutural e perfis (Anexos I - V).

Atividades de campo

- levantamento estrutural da área utilizando-se de folhas em escala 1:50.000, durante o qual foram executados perfis regionais, coleta de amostras orientadas dos principais tipos litológicos mapeáveis na escala de trabalho. Foram descritos 271 afloramentos, coletadas 481 atitudes de foliação e 332 de lineação, além de medidas de eixos de dobras em número reduzido e indicadores cinemáticos.

Atividades de laboratório

- estudos petrográficos com microscópio de luz polarizada transmitida em seções delgadas de 40 amostras, orientadas nos planos cinemáticos xz e yz, visando à caracterização mineralógica, metamórfica e aspectos micro-estrutural das rochas aflorantes na área;
- análise de deformação em 25 amostras nos planos XZ e YZ, utilizando-se os métodos de Fry e Rf/ϕ . A metodologia utilizada nesta etapa está descrita no capítulo 7 (Análise de Deformação);
- caracterização geoquímica de elementos maiores, traços e terras raras de quatorze amostras executada no Laboratório de Geoquímica da UNESP de Rio Claro-SP;
- análise de treze amostras para determinação de idades modelo (T_{DM}) utilizando-se o método Sm/Nd e obtenção de duas idades de cristalização com o método U/Pb. A etapa de separação em colunas de cromatografia dos Elementos de Terras Raras (ETR) foi realizada no Laboratório de Geoquímica da UNESP e, a leitura em Espectrometro de Massa executada no Laboratório de Pesquisas Geocronológicas – IG/USP;
- construção de mapas, perfis geológicos e figuras utilizando-se os programas AutoCad 2000 e CorelDRAW 9;
- digitalização em AutoCad das curvas de nível com intervalo de 100 em 100 metros (Escala 1.50.000 – IBGE); atribuição dos valores de elevação (cotas) às curvas, a pontos elevados e ao longo de vales, utilizados como base para a construção do modelo digital do terreno (MDT) da área. A construção do MDT com sobreposição de dados geológicos e da rede de drenagem foi executada no Laboratório de GeoModelagem 3D do Departamento de Petrologia e Mineralogia (IGCE/UNESP) segundo os procedimentos metodológicos descritos por EBERT *et al.* (1999), utilizando-se o Programa GeoView (LINDENBECK & ULMER, 1992);
- integração dos dados disponíveis em mapas, lâminas, análises geométrica, cinemática, de deformação, geoquímica e geologia isotópica.
- referências bibliográficas segundo normas da Associação Brasileira de Normas Técnicas. Informação e documentação: referências – elaboração: 6023: 2.000. Rio de Janeiro, 2.000.

2.1 - Quadro geológico regional

A compartimentação geotectônica da borda sul e sudeste do Cráton do São Francisco pode ser definida pela articulação dos blocos crustais Brasília, São Paulo e Vitória, cujos limites foram atribuídos a anomalias associadas a dois tipos de descontinuidades: a) anomalias do tipo 1 que correspondem a faixas de forte gradiente gravimétrico positivo junto a depressões lineares negativas, separando domínios mais ou menos homogêneos e basculados para norte. São interpretadas como de espessamento crustal e duplicação de crosta em arranjo de subducção do tipo A, com cavalgamentos que trazem à superfície cinturões de alto grau (crosta inferior) e, b) anomalias interpretadas como resultantes de deslocamentos direcionais (HARALYI & HASUI 1982a,b; HASUI, 1983; HARALYI *et al.* 1985).

A região configurada por um bloco triangular de vértice voltado para leste tem sido referenciada como Maciço de Guaxupé (ALMEIDA *et al.* 1976), Cunha de Guaxupé (WERNICK & FIORI, 1981), como parte da *Nappe* de empurrão Socorro-Guaxupé (CAMPOS NETO *et al.* 1984, 1990; CAMPOS NETO & CABY, 1999, CAMPOS NETO, 2000), Síntaxe de Guaxupé (EBERT *et al.* 1991a, 1993a, b).

WERNICK *et al.* (1981) consideraram o Maciço de Guaxupé como um bloco crustal antigo de evolução policíclica, em forma de cunha, delimitado a norte pelo Cinturão Transcorrente Campo do Meio, e a sul pela rede de zonas de cisalhamento dúctil anastomosada, que compõem o Cinturão Transcorrente Rio Paraíba do Sul. Os movimentos da cunha, referenciada como *Nappe* de Varginha (Varginha e Socorro) por CAVALCANTE (1979), seriam no Brasileiro, de oeste para leste (Figura 2.1).

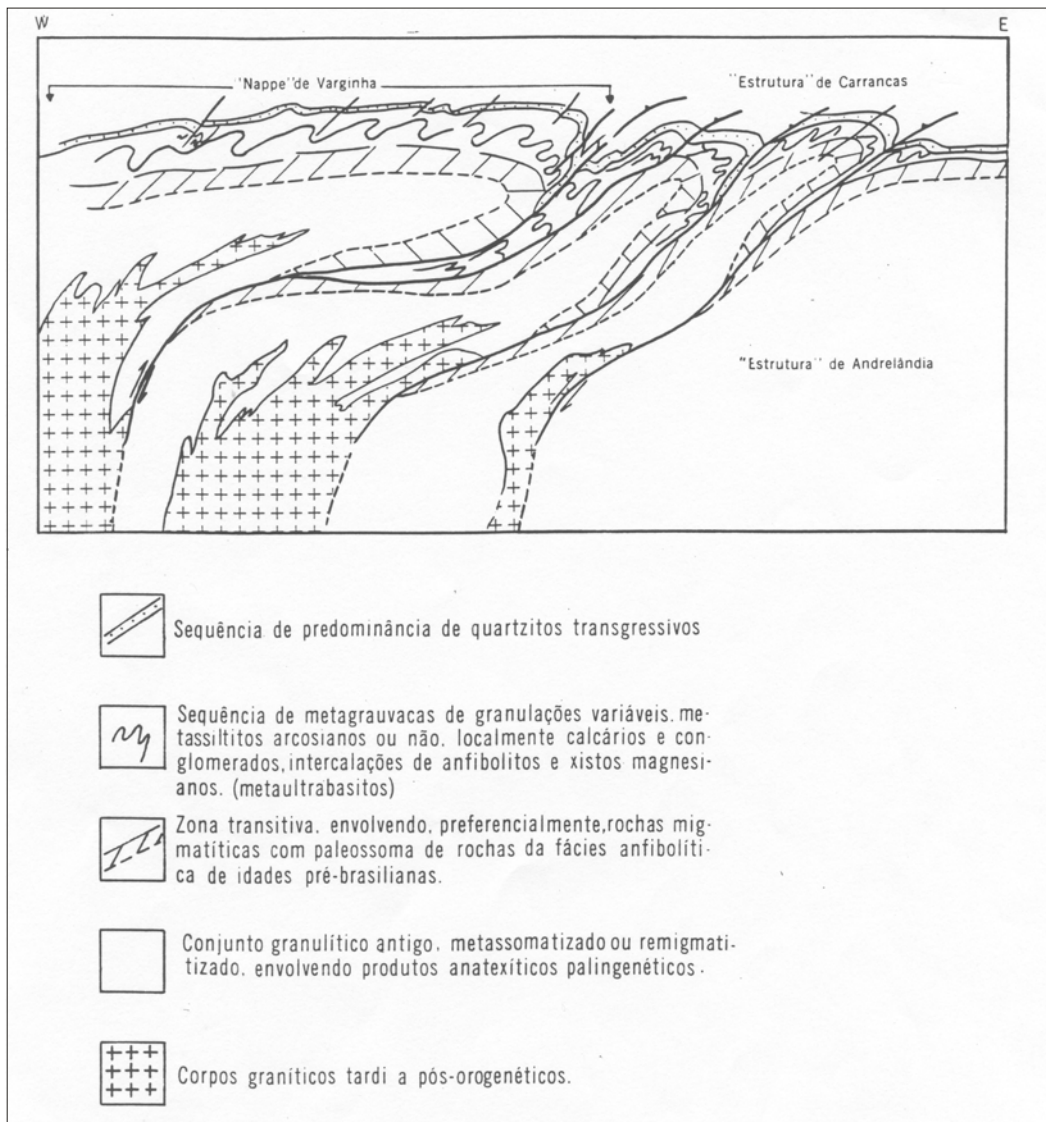


Figura 2.1 – Arranjo estrutural da *Nappe* de Varginha e Estrutura de Carrancas (Fonte: CAVALCANTE *et al.* 1979).

Segundo HASUI *et al.* (1990) a estruturação norte da Cunha de Guaxupé foi perturbada por zonas transcorrentes sinistrais e dúcteis, que compõem o Cinturão Transcorrente Campo do Meio. A sul da cunha, incidiram transformações análogas, relacionadas a uma rede de transcorrências dextrais e dúcteis, que delimitam grandes blocos fusiformes e compõem o Cinturão Transcorrente Rio Paraíba do Sul com orientação ENE-WSW, que se estende ao longo de toda a faixa costeira, desde o Espírito Santo até o Paraná.

Estudos realizados ao longo da seção Caconde-Caraguatatuba, nos estados de São Paulo e Minas Gerais, distinguiram um episódio de deslocamento crustal por cisalhamento dúctil de baixo mergulho com movimentação para norte, bem marcado por feições mineralógicas e estruturais, que evoluiu, após forte encurtamento crustal e espessamento, para uma tectônica transcorrente (HASUI, 1983).

EBERT *et al.* (1991a) caracterizaram o Cinturão Transpressivo Rio Paraíba do Sul como produto de deformação regional, não-coaxial, não-plana, heterogênea e dextral, que proporcionou segmentação e rotação das unidades litológicas regionais previamente estruturadas pela tectônica tangencial. Sua geometria, considerando-se domínios com estruturas direcionais e segmentos lenticulares oblíquos, apresenta predominância de feições de encurtamento, indicando que a fase principal da tectônica transcorrente contou com a atuação simultânea de deformações compressivas. Isto é condizente com sistema transcorrente que evoluiu a partir de uma tectônica colisional e de encurtamento crustal. Em seu estágio finito, o cinturão pode ser considerado como transpressivo.

EBERT *et al.* (1993) consideraram os cinturões que delimitam o Cráton do São Francisco e a Síntaxe de Guaxupé como resultante da movimentação diferencial entre os blocos crustais São Paulo, Brasília e Vitória. Intercalando-se na área três tipos de domínios estruturais: tangenciais, tangenciais rotacionados e transcorrente. A alternância de domínios direcionais e compressivos caracteriza uma partição regional da deformação em zonas de abrandamento que assimilaram a convergência dos blocos através de rejeitos direcionais e domínios internos que absorveram a colisão por encurtamento perpendicular ao *trend* regional. Esta partição condicionou o arcabouço tectônico da borda sul do Cráton do São Francisco, e materializou-se através de estruturas tipo flor, que constitui o mecanismo de acomodação fundamental da convergência E-W entre os blocos.

As estruturas tangenciais estão preservadas ou rotacionadas em segmentos delimitados pelos lineamentos transcorrentes. Através de flexão gradativa, passam para os domínios intermediários, ou de forma brusca para domínios transcorrentes, caracterizados por extensos lineamentos anastomosados que compõem os cinturões transcorrentes Campo do Meio e Rio Paraíba do Sul. Este último é o mais expressivo, secciona as demais estruturas e forma uma rede de zonas transcorrentes dextrais e dúcteis de direção em torno de NE-SW.

MACHADO & ENDO (1993) assumiram o modelo em flor positiva para a estrutura sinclinal do vale do Rio Paraíba do Sul, resultante da instalação de uma tectônica transpressiva dextral de idade brasileira. O Cinturão Ribeira foi denominado de Cinturão de Cisalhamento Atlântico, distinguindo-se as zonas de cisalhamento: Juiz de Fora-Jaguari-Taxaquara, Além Paraíba-Cubatão-

Lancinha e Niterói.

Segundo MACHADO & ENDO (1994) o Cinturão Atlântico é composto pelos sistemas de Cisalhamento Paraíba do Sul e Dom Feliciano, sendo caracterizado como um cinturão transpressional justaposto aos terrenos da Cunha de Guaxupé, em virtude de uma colagem tectônica lateral, processada ao longo das Zonas de Cisalhamento de Ouro Fino e Campo do Meio. Esta colagem tectônica lateral é assumida como produto de uma tectônica transpressional dextral, com um vetor compressivo E-W. Neste contexto, as zonas de cisalhamento Ouro Fino, Juiz de Fora-Jaguari-Taxaquara, Além Paraíba-Cubatão-Lancinha e Niterói apresentam movimento direcional dextral e a Zona de Campo do Meio, um movimento direcional sinistral. E, neste sentido, foi proposto modelo cinemático compatível com uma convergência lateral oblíqua em duas etapas durante o Brasiliano, com mudança de orientação dos vetores tectônicos transpressivos de E-W (VTr1) para aproximadamente N-S (Vtr2).

HEILBRON *et al.* (1994) propuseram uma evolução tectono-metamórfica na qual a convergência crustal do setor central da Faixa Ribeira deu-se principalmente por empurrões dúcteis e dobras da fase de deformação principal D1+D2, cujos estágios mais tardios passaram a envolver convergência oblíqua dúctil. Durante a fase D3, esta convergência oblíqua teria continuado através de transcorrências dúcteis discretas, entre as quais houve encurtamento por dobras empinadas sobre a foliação S2. Durante a deformação principal brasileira (fases D1+D2), foi estabelecida a compartimentação tectônica regional. A análise geométrica e cinemática indicou para a deformação principal, a evolução de uma componente principal de baixo ângulo, com transporte principal dirigido à área cratônica (N-NW), para uma fase oblíqua, paralela à extensão da faixa, com transporte inclinado para NE (componente inversa e dextral). No final da convergência brasileira, a compartimentação pré-estabelecida foi perturbada pela deformação D3 subsequente, que gerou zonas de cisalhamento transpressivas discretas, entre as quais a deformação se resolveu com dobras empinadas, cujos eixos nem sempre são paralelos aos limites das zonas de cisalhamento. Nestas zonas a componente vertical inversa gerou braqui-antiformais e/ou estruturas em "flor positiva" como já descrito em (EBERT *et al.* 1991b; EBERT *et al.* 1993a,b; MACHADO & ENDO, 1993). Após o período colisional, segue-se a deformação D4, com características rúpteis-dúcteis, cuja análise preliminar sugere regime transtensional. Os principais elementos pré-cambrianos estão deslocados por falhas rúpteis de direção N10°-30°E e N70°E.

CAMPANHA *et al.* (1994) abordaram os modelos tectônicos e paleográficos para o Sistema de Dobramentos ou Domínio Apiaí do Cinturão Ribeira. O conjunto foi afetado por um sistema anastomosado denso de zonas de cisalhamento transcorrentes, de caráter predominantemente

dúctil e rúptil-dúctil. Este sistema produziu uma lenticularização tectônica regional, definindo blocos tectônicos sigmóidais, associada à deformação tipicamente heterogênea. O cisalhamento transcorrente sobrepõe-se às estruturas geradas em pelo menos dois eventos deformacionais anteriores. O primeiro grupo de estruturas foi atribuído a um processo de deformação rotacional, com cisalhamento sub-horizontal paralelo ou sub paralelo às camadas sedimentares horizontais, enquanto que o segundo grupo seria puramente compressivo. Os conjuntos de estruturas poderiam ser reativados pelo cisalhamento transcorrente posterior. Os autores distinguiram em meio à forte aloctonia e lenticularização tectônicas produzidas, faixas justapostas com características paleográficas homogêneas, consideradas como “terrenos suspeitos”, isto é, blocos justapostos tectonicamente, tanto pelo cisalhamento inicial de baixo ângulo, como pelo cisalhamento tardio.

CORRÊA NETO & DAYAN (1996) estudaram a cinemática da Zona de Cisalhamento Rio Paraíba do Sul. Foram considerados porfiroclastos, dobras assimétricas, deflexões de foliações em *shear lenses*, escalonamentos (*brokshelġ*) em feldspatos, lentes calciossilicáticas e charnockíticas, *boudins* assimétricos, estruturas *roll-on* em *boudins* e *tension gashes* em exposições paralelas a lineação de estiramento e perpendiculares à foliação milonítica (seções a) e segundo cortes ortogonais a lineação e a foliação (seções b). A foliação milonítica na seção b, forma um sistema de leques assimétricos, com flancos SE (mergulho médio de 85° para NW) maiores que os flancos NW (mergulhando 85° para SE), associados a uma zona central vertical. Os indicadores cinemáticos mostraram componentes rotacionais verticais com sentido lado NW para cima, nos flancos SE, enquanto nos flancos NW, há indicação de soerguimento do bloco SE. A seção central verticalizada apresenta raros objetos assimétricos, sendo comuns corpos estirados no sentido vertical, indicando nas seções b, deformação predominantemente coaxial. As análises das seções a confirmaram movimento transcorrente dextrógiro para a zona de cisalhamento. Este movimento foi acompanhado de componentes não-coaxiais verticais nas áreas de foliação não-verticalizada.

PACIULLO *et al.* (1996) estudaram, a sul do Cráton do São Francisco, sucessões proterozóicas representadas pelas seqüências deposicionais Tiradentes, Lenheiro, Carandaí e Andrelândia afetadas pelo Termo-Tectonismo Brasileiro. O embasamento dessas sucessões teria sido afetado pelo Termo-Tectonismo Transamazônico, caracterizado por falhas de empurrão e dobras associadas com transporte tectônico de W-E, às quais se associa uma série metamórfica de pressão mais elevada que a barrovia clássica, indo desde a fácies xisto-verde até granulito (cianita granulitos). Este conjunto de estruturas e metamorfismo é relacionado a Faixa Brasília. Superpostas a estas feições ocorrem zonas de cisalhamento dextrais e, em menor proporção, empurrões com transporte tectônico de SSE para NNW associados a metamorfismo de pressão

mais baixa com silimanita na fácies anfíbolito, relacionados à Faixa Ribeira.

Segundo HACKSPACHER *et al.* (1991) o Núcleo de Cristina está inserido num bloco delimitado pelas zonas de cisalhamento transcorrentes de Maria da Fé, a oeste, São Bento do Sapucaí, a leste, e a zona de cisalhamento de baixo ângulo de Lourenço Velho a sul (Figura 2.2). Constitui um corpo alongado, de direção N35E, composto por litotipos orto e para derivados (cianita-granada gnaisses, gnaisses granulíticos básicos (hiperstênio noríticos) e gnaisses charnockíticos (hiperstênio graníticos), cuja história metamórfica é definida em termos de:

1) um evento de alto grau metamórfico, reconhecido por texturas granoblásticas e paragêneses reliquias como orto e clinopiroxênios, feldspato potássico perítico e granada. As paragêneses são compatíveis com a sub-zona do hiperstênio-plagioclásio granulito com hornblenda, envolvendo temperaturas em torno de 850°C sob pressão média a alta, que possibilita a fusão parcial em presença de certa pressão de água gerando mobilizados neossomáticos responsáveis por parte da migmatização;

2) formação de paragêneses incluindo minerais hidratados (hornblenda e biotita) formados posteriormente em condições de fácies anfíbolito e sincronicamente ao desenvolvimento da foliação de baixo ângulo e ao cisalhamento transcorrente. Circundando o núcleo de Cristina ocorrem assembléias minerais da fácies anfíbolito alta a média (гнаisses granitóides e bandados, silimanita-biotita xistos, silimanita quartzitos). Na Zona de Cisalhamento Maria da Fé a deformação intensa associada à percolação de fluidos provocou a hidratação de piroxênios e a formação de hornblenda verde e biotita;

3) retrometamorfismo, com formação de minerais indicativos de fácies xisto-verde, coexistindo com os acima referidos, relacionados ao arrefecimento após o desenvolvimento da foliação e a processos tectônicos tardios ou seguintes à movimentação transcorrente.

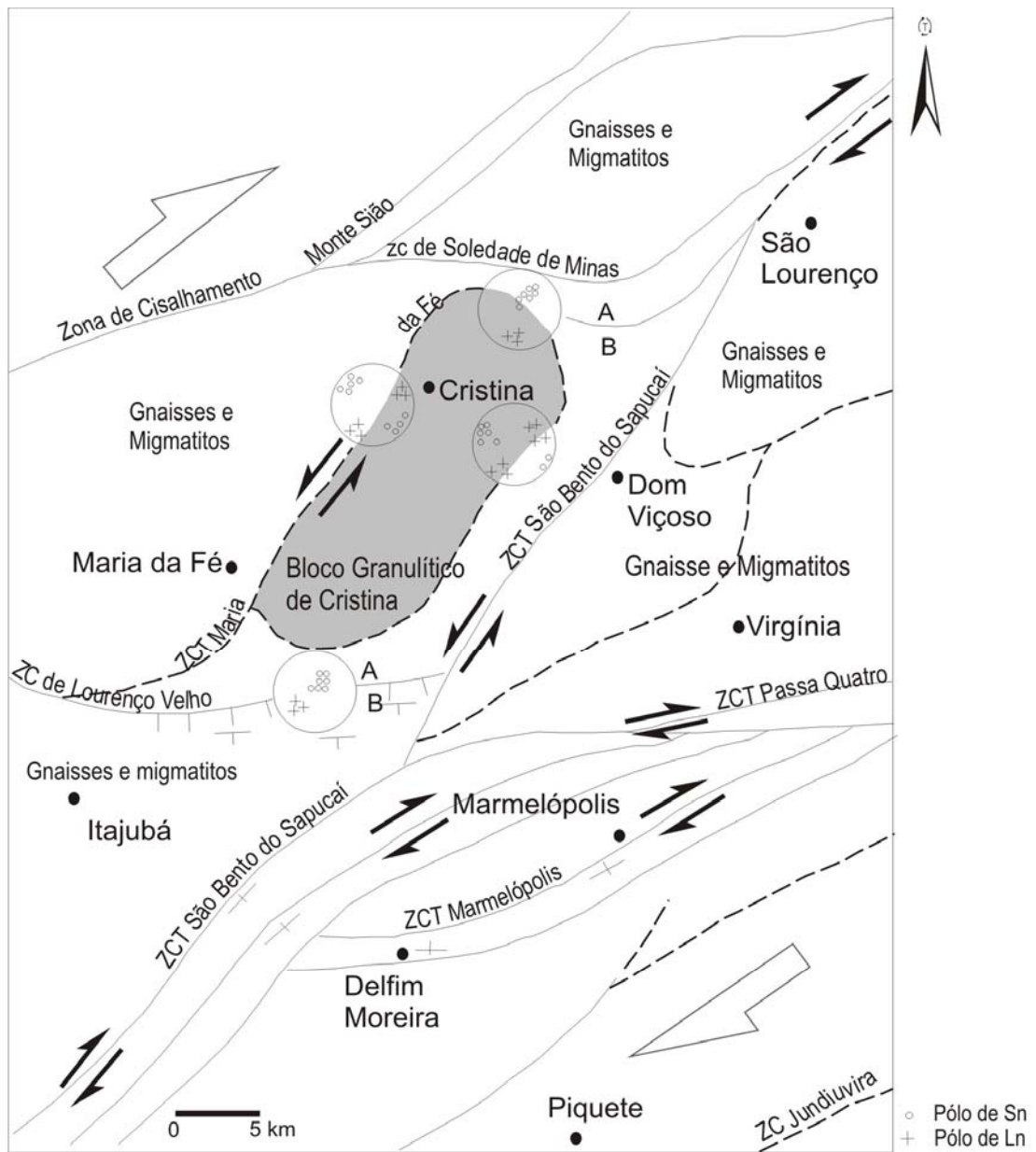


Figura 2.2 - Mapa estrutural esquemático do bloco granulítico de Cristina (Fonte: HACKSPACHER *et al.* 1991)

O segmento sul da Faixa Brasília, segundo TROUW & CASTRO (1996), corresponde a uma *nappe* com metamorfismo invertido, na qual a fácies anfibolito alto é alcançada no topo da estrutura, permanecendo a cianita nos metapelitos, sem desenvolvimento de silimanita. Nos contornos do Maciço de Guaxupé, o metamorfismo desenvolveu-se segundo a mesma série de fácies, atingindo a fácies granulito no campo da cianita. Ao sul aparece silimanita em metassedimentos da Seqüência Depositional Andrelândia, mineral considerado como associado à Faixa Ribeira. A zona de interferência entre as faixas Ribeira e Brasília é definida como a zona que contém silimanita e cianita. Estudos microtectônicos indicam que a silimanita é sempre mais tardia que a cianita, demonstrando que o auge metamórfico da Faixa Ribeira é posterior ao da Faixa Brasília. As ocorrências de granulito de alta pressão na zona de interferência Liberdade-Caxambú, associada a uma *nappe* com movimento inferido para ENE, são interpretadas como relacionadas à Faixa Brasília. Mais para sudeste ocorre apenas silimanita, mineral que caracteriza a Faixa Ribeira desde o Espírito Santo até São Paulo. De acordo com os autores esses dados reforçam a hipótese de que a Faixa Brasília representa uma colisão continental W-E, com zona de subducção mergulhando para oeste e como resultado, ter-se-ia a formação de uma área cratônica indentada (Maciço de Guaxupé) além das *nappes* de Passos e de Liberdade.

As *nappes* de empurrão na região entre Três Corações, Lambari, Liberdade e Lavras representam a continuidade meridional da Faixa Brasília, tendo sido geradas por indentação do Maciço de Guaxupé na Bacia Andrelândia, com movimento principal de topo para leste. A deformação dúctil interna nas *nappes* é elevada e está associada a metamorfismo de fácies xisto verde até granulito de alta pressão. O metamorfismo regional é invertido em situação semelhante a *Nappe* de Liberdade (TROUW & CASTRO 1996) e, segundo os autores o modelo de isógrads invertidas em zona de subducção, proposto para a *Nappe* de Passos por (SIMÕES, 1995 *Apud* TROUW *et al.* 1998) explica, parcialmente, a situação das *nappes* na porção meridional da Faixa Brasília.

Na região de Alfenas, ALMEIDA & EBERT (1997) caracterizaram a justaposição de rochas metamórficas com cianita (alta pressão) na lapa da Zona de Sutura de Alterosa, em contraste com rochas com silimanita (baixa pressão) e granulitos na base da placa cavalgante (Bloco São Paulo). Dados termobarométricos da faixa compreendida entre os dois blocos indicam caminhamentos de P-T horários (ZANARDO, 1992; DEL LAMA, 1993), também típicos de colisões continentais. Essa faixa de contraste metamórfico corresponde à expressiva zona de cisalhamento e ao forte gradiente gravimétrico típico de tectônica colisional.

Segundo DEL LAMA *et al.* (1998) os terrenos granulíticos de Guaxupé, nas proximidades da

Zona de Cisalhamento de Varginha, são caracterizados como de ambiente de média a alta pressão. Isto é evidenciado pela presença associações minerais (granada+clinopiroxênio+ortopiroxênio), alto conteúdo de Al_2O_3 nos piroxênios, elevada quantidade de SO_3 em escapolitas e titanitas com bastante alumínio em rochas calciossilicáticas. Com base na variação bária, os autores dividem a sequência em três subconjuntos: a) granulitos de baixa a média pressão onde ocorrem cordierita nos metassedimentos; b) gnaisses bandados granulíticos de média a alta pressão com ausência de cordierita nos metassedimentos, e c) granadas granulitos gnaisses de alta pressão condizentes com alçamento de porções da crosta inferior, resultante do surgimento de uma rampa frontal causada pela inflexão da Zona de Cisalhamento de Varginha para SE.

Segundo ZANARDO *et al.* (1998) as rochas granulíticas da região de Guaxupé (inseridas no Maciço/Cunha de Guaxupé), apresentam um zoneamento, especialmente no regime bário evidenciando um suave mergulho de isógradas para SSW, que aumenta significativamente, no extremo norte, propiciando o aparecimento de granulitos de alta pressão a ENE de Guaxupé, de maneira gradacional, substituindo granulitos de pressão baixa a média, com cordierita. Feições microestruturais evidenciam que as paragêneses de alto grau foram geradas antes e durante o início do desenvolvimento da foliação principal, que foi sendo progressivamente substituída por paragêneses típicas de fácies anfíbolito, durante a evolução desta foliação e da colocação sin-cinemática de material granítico. A progressão retrometamórfica é do tipo horário. Associadas as zonas de cisalhamento de alto ângulo aparecem paragêneses indicadoras dos patamares inferiores da fácies anfíbolito a intermediárias da fácies xisto-verde.

De acordo com PACIULLO *et al.* (1998) os eventos tafrogênicos Estateriano, Ectasiano e Toniano, ocorridos entre a Orogenia Transamazônica e a colagem Brasileira, foram responsáveis, respectivamente pela formação das bacias de São João del rei (*rifte*), Carandaí (*rifte* e sinéclise intracratônica) e Andrelândia (*rifte* e margem intraplaca). O fechamento da bacia Andrelândia vincula-se a dois eventos orogênicos ocorridos durante a colagem brasileira: a) o primeiro evento relacionado a Faixa Brasília resultou de subducção para oeste, seguida de colisão dos blocos Paraná e São Francisco. Foram gerados granitóides de arco continental (670-630 Ma – dados de FIGUEIREDO & CAMPOS NETO 1994) e sistemas de empurrões para leste com cianita-granulitos (620-600 Ma); b) o segundo, relacionado a Faixa Ribeira, corresponde a subducção para SW, seguida de colisão com transporte tectônico para NW. Os granitóides da subducção apresentam idades ~620 Ma e os da colisão entre 590-520 Ma. O metamorfismo colisional gerou sillimanita e, localmente, cordierita. No final da colagem, uma compressão E-W produziu zonas de cisalhamento transpressionais dextrais, de direção NE-SW.

Segundo CAMPOS NETO *et al.* (1999) a porção sudeste do Cinturão Brasília foi justaposta em três ambientes geodinâmicos principais (Figura 2.3).

a) terrenos de arco magmático Neoproterozóicos maduros a imaturos representados pela *Nappe* de Socorro Guaxupé, constituída por Unidade Basal Granulítica composta por litotipos bandados de coloração cinza, composição modal enderbítica e idade preliminar Sm/Nd $T_{(DM)}$ em torno de 1.290 Ma (eNd 0.640=-1.2). GARCIA & CAMPOS NETO (1998) classificaram como intermediárias as rochas granulíticas desta unidade e, com base nos padrões ETR sugerem origem a partir de um protólito granada granulítico ou eclogítico, com temperaturas de reação de 950°-1000°C, cujos produtos de extração estariam representados por magmas tonalíticos a monzoníticos (JANASI *et al.* 1996 *Apud* GARCIA & CAMPOS NETO 1998). Este granulitos gradam, em direção ao topo, para migmatitos metaluminosos (Unidade Diatexítica Média), associados na sua porção superior com migmatitos pelíticos a semi-pelíticos (Unidade Migmatítica Superior);

b) assembléia metassedimentar com principal contribuição de um ambiente de margem ativa (*nappes* de Três Pontas-Varginha, Aiuruoca-Andrelândia e de Carmo da Cachoeira)

A *Nappe* de Três Pontas-Varginha representa uma lasca grossa do *footwall* da zona de cavalgamento principal que emerge sob a *Nappe* de Socorro-Guaxupé. Compreende, principalmente, rutilo-cianita-granadas granulitos grosseiros cinza a azulados, quartzitos, rochas calco-silicáticas, gonditos, lentes de metabásicas e raros *sills* de máficas e ultramáficas. Nas proximidades do contato basal com a *Nappe* de Socorro-Guaxupé, os cianita granulitos gradam para granulitos contendo sillimanita. Esses granulitos incluem pelitos de alto K/Na [Sm/Nd $T_{(DM)}$ =1.95 Ma] e grauvas com alto Na/K e Ca [Sm/Nd $T_{(DM)}$ =1.26-1.55 Ma]. A *Nappe* de Aiuruoca-Andrelândia é constituída por uma seqüência acamadada de rutilo-cianita-granada-muscovita xistos aluminosos e granada-biotita-plagioclásio gnaisses e xistos, maciços. O primeiro tem fonte pelítica e apresentam idade Sm/Nd $T_{(DM)}$ em torno de 1.92 Ma, compatível com idades de U-Pb de 1.87 em zircões detríticos, enquanto o segundo apresenta uma química de grauvas Sm/Nd $T_{(DM)}$ entre 1.16 e 1.26. As características químicas e isotópicas desses metassedimentos mostram boa correlação com os cianita granulitos da *Nappe* de Três Pontas-Varginha. A *Nappe* de Carmo da Cachoeira é o equivalente, a norte, da *Nappe* de Aiuruoca-Andrelândia.

c) assembléia de margem continental passiva relacionada ao Cráton do São Francisco (*nappes* basais e parautoctónes)

O complexo de *nappes* quartzíticas (*nappes* de Carrancas-Luminárias e Lima Duarte), é um alóctone basal, com metamorfismo de média pressão, composto principalmente de quartzitos de mica branca e verde que, rumo ao topo, gradam para quartzitos acamadados a laminados

intercalados com metapelitos grafitosos e aluminosos. A assembléia quartzítica está posicionada sobre migmatitos e ortognaisses polimetamórficos, sendo a o pacote relacionado a uma assembléia de margem continental passiva ao Cráton do São Francisco. O complexo grada de cavalgamento do tipo leque imbricado para unidades parautoctones, constituídas de intercalações de quartzitos e filitos cinza.

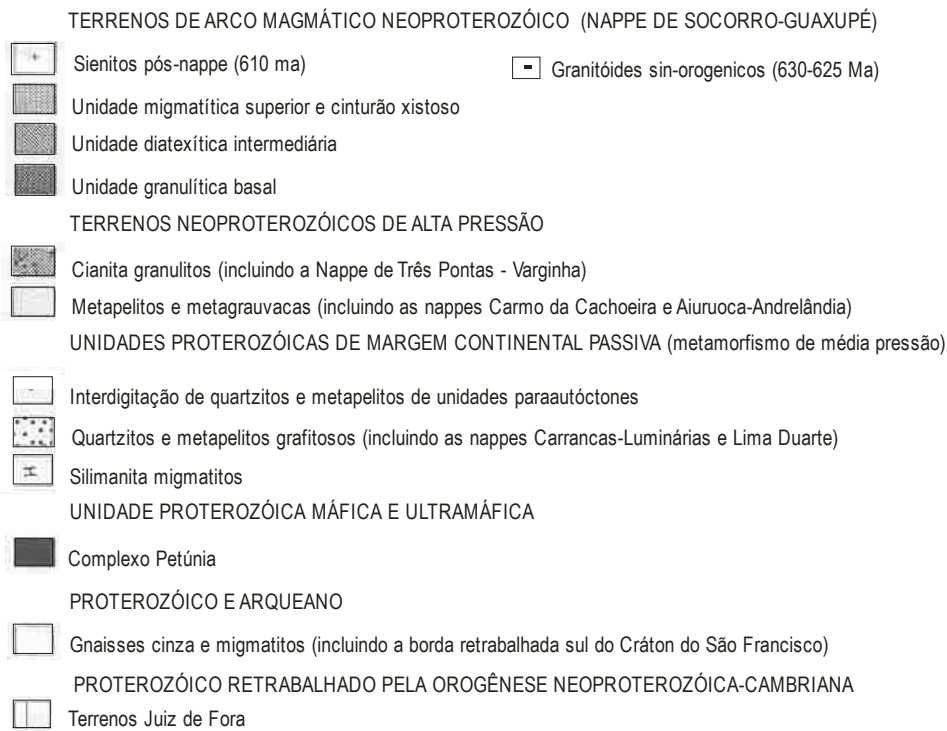
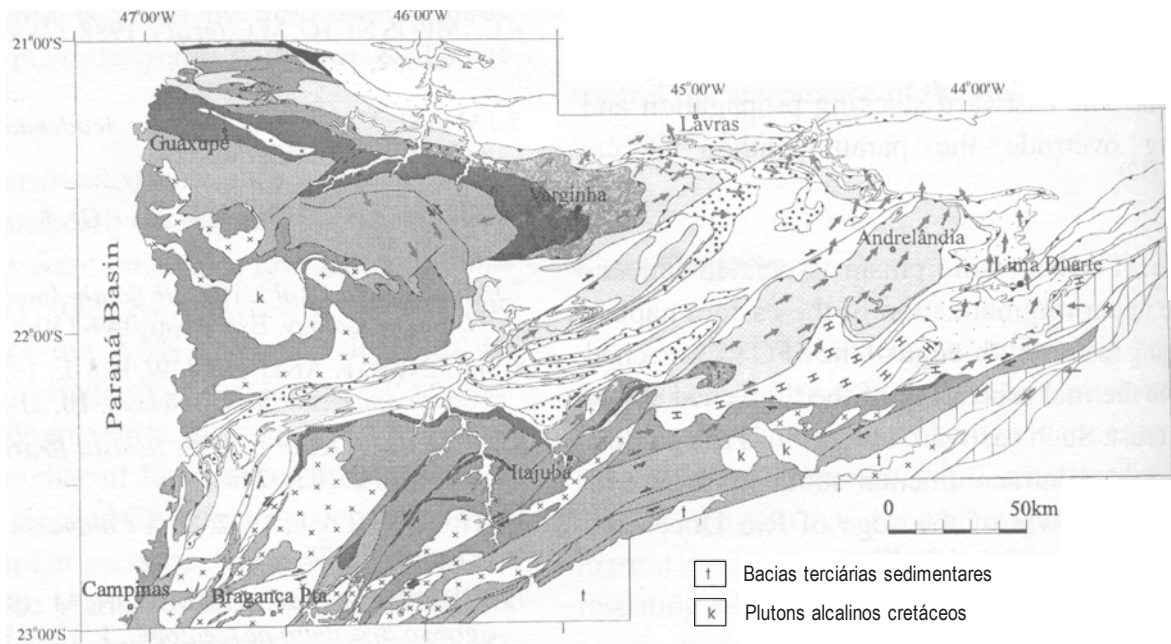


Figura 2.3 – Mapa geológico simplificado do sistema de *nappes* Neoproterozóicos, sul do Cráton do São Francisco (Fonte: CAMPOS NETO *et al.* 1999).

NEGRI & OLIVEIRA (1999) assumem que a associação plutônica charnockito-granítica de São Francisco Xavier (SP), representa um magmatismo tardi-tectônico (tangencial), com idades médias (Pb-Pb em monozircões) entre 585 ± 5 e 591 ± 8 Ma para os charnockitoides e de 587 ± 5 para os granitoides. O corpo possui forma alongada acompanhando a estruturação regional NE do Cinturão Ribeira, é intrusivo em terrenos gnáissico-migmatíticos orto e para derivados na fácies metamórfica de alto grau, com idade de metamorfismo entre 612 e 780 Ma. Os charnockitoides e granitoides apresentam padrões de ETR semelhantes, o que juntamente com dados petrográficos e geocronológicos levaram os autores a interpretar as mesmas como co-magmáticas, originadas da fusão parcial da crosta granulítica.

Segundo JANASI (1999) datações em zircão e monazita revelaram para os granitos anatóticos tipo Nazaré Paulista, Pinhal e áreas tipos, idades essencialmente idênticas (ca. 625 Ma). Foram obtidas idades de cristalização de $623,6\pm 1,9$ Ma para uma amostra de Grt-Bt granito Nazaré Paulista, de $624,4\pm 4,4$ Ma para um Ms-Bt leucogranito, aflorante a leste de Atibaia e de $624,6\pm 3,0$ Ma para um de Bt granito Pinhal. Para este autor o metamorfismo principal e a geração do volume de granitos na Nappe de Socorro Guaxupé foi um evento intenso e de curta duração, indicado pela coincidência de idades dos granitos anatóticos estudados com manifestações graníticas sin-orogênicas regionais. A idade de 625 Ma para o metamorfismo principal da *Nappe* de Socorro Guaxupé é ca. 15-35 Ma mais antiga que a do período sin-colisional na Faixa Ribeira, enfatizando sua vinculação com a evolução tectônica da Faixa Brasília.

Com base em dados de Sm/Nd DANTAS *et al.* (2000) individualizaram na região três domínios: a) domínio Guaxupé, a norte, que compreende granulitos, ortognaisses, migmatitos e granitos e apresenta valores de T_{DM} entre 1.2 e 1.8 Ga; b) domínio Socorro, a sul, constituído por granulitos, gnaisses, migmatitos (com idade de 655 Ma – U/Pb em zircão) e granitos com T_{DM} entre 1.3 e 1.7 Ga. Os domínios Guaxupé e Socorro possuem assinatura isotópica, condições metamórficas e tectônicas semelhantes, com complexa evolução crustal provavelmente através da mistura entre crosta velha e juvenil, e valores de $T_{DM} > 1.2$ Ga e de ϵNd negativos indicam a não existência de crosta brasileira juvenil. O domínio Alto Rio Grande (c) é composto por ortognaisses (Rb/Sr entre 2.15 e 1.9 Ga e T_{DM} entre 2.5 e 2.2 Ga), migmatitos do embasamento e unidades supracrustais, retrometamorfisadas em fácies xisto-verde. Valores de Nd positivos e negativos do embasamento sugerem diferentes tipos geração de crosta continental Paleoproterozóica, envolvendo acreção e retrabalhamento de crosta Arqueana.

2.2 – Unidades litológicas

A área estudada é constituída, segundo CAVALCANTE *et al.* (1979), pelos complexos Amparo, Andrelândia, Paraisópolis e Piquete (Figura 2.4).

Corresponde a uma região limítrofe entre os blocos São Paulo e Brasília, sendo o primeiro constituído por litologias do Complexo Varginha incluindo gnaisses granulíticos, com intercalações do Grupo Caconde. O Bloco Brasília abrange unidades litológicas dos complexos Lavras, Campos Gerais, Barbacena e Grupo Araxá – Supergrupo Alto Rio Grande Segundo (HASUI *et al.* 1988) - Figura 2.5.

As associações litológicas da área foram agrupadas em quatro conjuntos: a) complexos de alto grau metamórfico correspondendo aos Complexos Paraisópolis e Varginha; b) complexos gnáissicos-migmatíticos de médio grau metamórfico (Amparo e Barbacena); c) granitóides e ortognaisses e, d) seqüências metavulcano-sedimentares e quartzitos dos grupos São João Del Rei, Andrelândia e Itapira (EBERT *et al.* In: MALAGUTTI *et al.* 1996) – Figura 2.6.

MORAIS *et al.* (1999) apresentam a área em termos de dois domínios tectônicos: a) Domínio da Faixa Alto Rio Grande (HASUI & OLIVEIRA *in*: ALMEIDA & HASUI, 1984; CAMPOS NETO, 1991) onde são agrupados litótipos dos complexos Amparo/São Gonçalo do Sapucaí, grupos Carrancas, Andrelândia, Itapira e rochas ígneas e, b) Domínio Socorro-Guaxupé (*Nappe* de Socorro-Guaxupé – CAMPOS NETO 1985) englobando litologias dos complexos Piracaia, Paraisópolis e rochas ígneas (Figura 2.7).

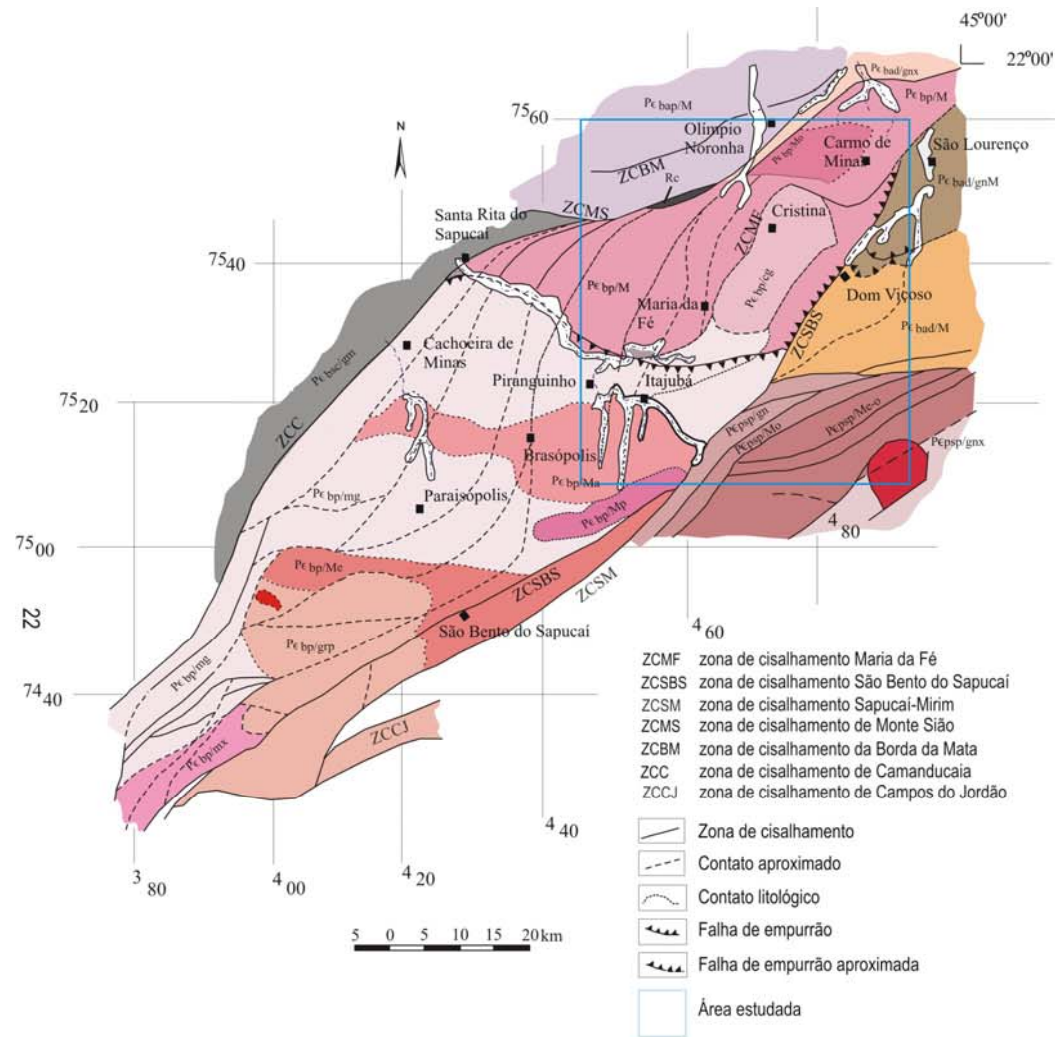
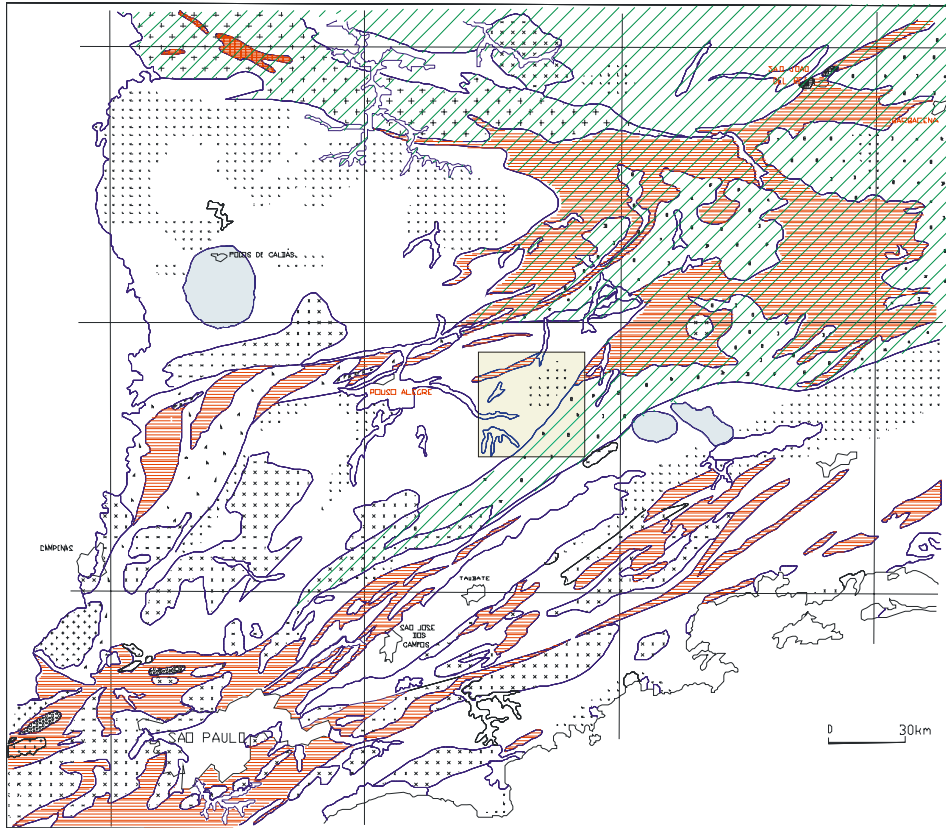


Figura 2.4 - Localização da área no contexto litológico regional (fonte: CAVALCANTE et al. 1979).



LEGENDA

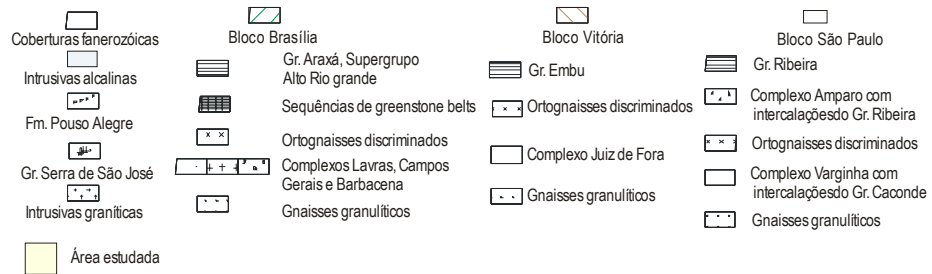
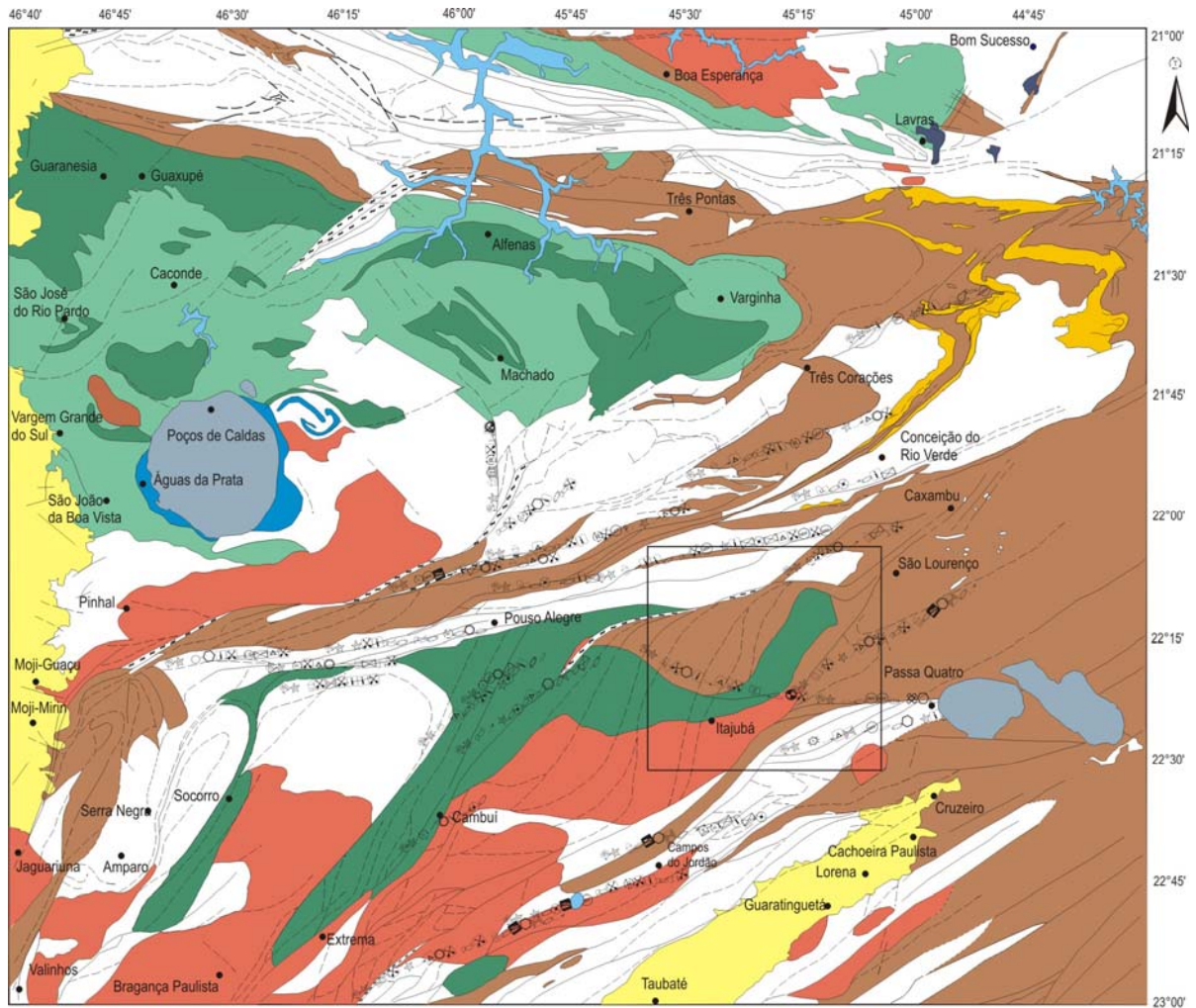


Figura 2.5 – Associações litológicas da área e os limites dos blocos crustais (Fonte: HASUI *et al.* 1988 modificado de MORALES, 1993).



- | | |
|--|--|
| Sedimentos fanerozóicos | Complexos gnáissico-migmatíticos de médio grau |
| Intrusivas alcalinas / encaixantes fenitizadas | Complexos Gnáissicos e/ou metassedimentares com lentes de alto grau |
| Sequências metavolcano-sedimentares / quartzitos (Grupos São João Del Rei, Andrelândia, Itapira) | Complexos de alto grau (Paraisópolis, Varginha) |
| Granitóides e ortognaisses | Rochas básicas e ultrabásicas intrusivas |
| Zona de Cisalhamento | Área estudada |
| Zona de cisalhamento inferida | |

Figura 2.6 - Associações litológicas do sul de Minas Gerais (fonte: MALAGUTTI *et al.* 1996)

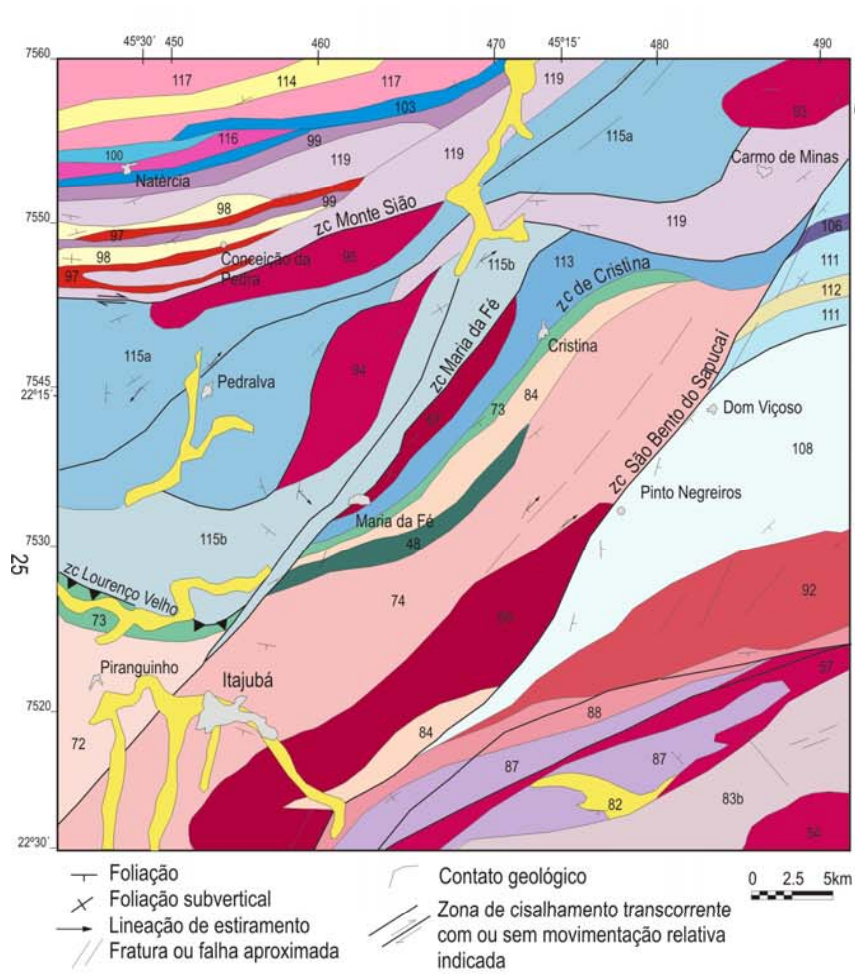


Figura 2.7 - Mapa geológico da área segundo MORAIS *et al.* (1999).

- | | |
|--|--|
| <p>DOMÍNIO SOCORRO-GUAJUPE</p> <p>DOMÍNIO DA FAIXA ALTO RIO GRANDE</p> | <p>ROCHAS ÍGNEAS</p> <ul style="list-style-type: none"> 48 - Metagbro foliado; 54 e 57 - Biotita granitos hololeucocráticos foliados (54); Biotita granitos acinzentados a rosados, inequigranulares, por vezes porfiríticos (57). 67 - Granada-hornblenda-biotita granitos, porfiríticos, localmente miloníticos (67); Granada-hornblenda-biotita granitos com magnetita cinza, foliados, porfiríticos (69). <p>COMPLEXO PARAISÓPOLIS</p> <ul style="list-style-type: none"> 72 - Migmatitos de anatexia com estruturas diversas frequentemente polifásicos, neossoma granítico a granodiorítico e restitos anfibolíticos e biotíticos; paleossoma de ortognaisses tonalíticos; trondhjmiticos e granodioríticos; biotita gnaisses porfiroclásticos e intercalções de metassedimentos; roccchas máficas e ultramáficas com ou sem hiperstênio, maciças ou gnaissificadas; 73 - Gnaisses granulíticos charnoquíticos a enderbiticos; rochas maciças de mesma composição; gnaisses granulíticos diversos; hornblenda granada granulitos mesocráticos a melanocráticos, milonitizados; 74 - Granada-hornblenda-biotita gnaisses bandados, com magnetita, milonitizados, com níveis anfibolíticos e localmente rochas ultrabásicas. <p>COMPLEXO PIRACAIA</p> <ul style="list-style-type: none"> 82 - Muscovita-magnetita quartzitos, feldspáticos, miloníticos; 83b - Calcissilicáticas, gonditos, localmente hornblenda-granada-biotita gnaisses finos, com níveis de anfibolito; 84 - Granada-silimanita-biotita gnaisses bandados, migmatíticos, localmente com intercalções de biotita gnaisses granulíticos; 87 - Granada-biotita gnaisses protomiloníticos, por vezes migmatizados ou porfiroclásticos, com intercalções de anfibolito e hornblenda gnaisses; 88 - Biotita gnaisses migmatizados com estruturas diversas. Milonitizados. <p>ROCHAS ÍGNEAS</p> <ul style="list-style-type: none"> 92 - Turmalina-granada-biotita granitos, esbranquiçados, maços a foliados, localmente gnáissicos; 93 e 95 - Granada-biotita granitos acinzentados, inequigranulares, localmente porfiríticos, miloníticos (93); Biotita-granitos cinza-rosados porfiríticos, foliados (94); com magnetita (95). 97 - Hornblenda-biotita granito-granodiorito gnaissico, porfiroclástico, localmente anatexítico. <p>GRUPO ITAPIRA</p> <ul style="list-style-type: none"> 98 - Muscovita-biotita gnaisses quartzosos, mica-xistos e quartzitos feldspáticos com intercalções de anfibolitos, anfibólio gnaisses, gnaisses calciossilicáticos e gonditos. <p>GRUPO ANDRELÂNDIA</p> <ul style="list-style-type: none"> 99 - Anfibólio gnaisse bandados e gnaisses calciossilicáticos transicionando a gnaisses quartzosos; 100 - Biotita gnaisses, hornblenda-biotita gnaisses e anfibolitos alternados com gnaisses calciossilicáticos, quartzitos impuros e micaxistos; 103 - Rochas psamos-pelíticas rítmicas; 106 - Granada hornblenda biotita gnaisses mesocráticos, migmatizados; 108 - Biotita-gnaisses finos, migmatíticos; hornblenda-granada gnaisses bandados; ortognaisses granulíticos; 111 - Cianita-granada gnaisses migmatíticos; 112 - Granada-cianita-muscovita quartzitos; 113 - Cianita-granada anfibolito, cianita granulitos e hornblenda-granada gnaisses esbranquiçados, milonitizados; <p>GRUPO CARRANCAS</p> <ul style="list-style-type: none"> 114 - Quartzitos laminados, muscovita-quartzitos; 115a - Granada-biotita gnaisses migmatizados; hornblenda gnaisses; quartzitos e quartzos xistos; 115b - Granada-hornblenda-biotita gnaisses, bandados a nebulíticos, migmatizados, localmente porfiroclásticos; granada biotita gnaisses bandados a fitados, migmatizados. <p>COMPLEXOS AMPARO / SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ</p> <ul style="list-style-type: none"> 116 - Ortognaisses maciços e bandados, alternados com anfibolitos, granodioritos, tonalitos, dioritos, gabros e migmatitos; 117 - Granitos e granodioritos-gnaisses bandados a listados, com alternância locais de metabásicas, xistos e migmatitos estromáticos; 119 - Granada-hornblenda-biotita gnaisses migmatizados, estromáticos a ofitálmicos com lentes anfibolíticas, trondhjmiticos e granitos. |
|--|--|

- Complexo Amparo/São Gonçalo do Sapucaí

O Grupo Amparo foi caracterizado por WERNICK (1967) como uma unidade essencialmente metassedimentar, metamorfoseada em condições de fácies anfíbolito e, mais localmente granulito. Seria constituído por biotita e/ou hornblenda gnaisses com predominância generalizada de plagioclásio entre os feldspatos e, subordinadamente, por gnaisses portadores de granada, diopsídio ou silimanita, exibindo estrutura listada, fitada ou bandada e textura granoblástica-cataclástica. Ocorreriam ainda gnaisses anatexíticos, diatexíticos, granitos autóctones heterogêneos e freqüentes intercalações extensas de gnaisses graníticos, gnaisses porfiroblásticos, quartzitos, gonditos, xistos, gnaisses calco-silicáticos, mármore, além de metabásicas e metaultrabásicas.

EBERT (1968) considerou as rochas do Grupo Amparo como equivalentes às do Grupo Barbacena, incluindo em seus domínios, metassedimentos mais jovens do Grupo Itapira, organizados em sinclinais especiais.

CAVALCANTE *et al.* (1979) reuniram como Complexo Amparo, as rochas do Grupo Amparo, parte dos litotipos do Grupo Itapira e os granitóides e ortognaisses da região de São Gonçalo do Sapucaí e Silvianópolis.

WERNICK & ARTUR (1983) consideraram os litotipos do Grupo Amparo como equivalentes ao Grupo Barbacena, e também equivalentes ao Complexo Silvianópolis, sugerindo o abandono desta última denominação. As intercalações metassedimentares corresponderiam a restos do Grupo Itapira.

ARTUR (1988) considerou o Complexo Amparo como uma unidade essencialmente ortometamórfica de infra-estrutura, constituída por associações litológicas do Arqueano, fortemente retrabalhadas e transpostas durante o Ciclo Transamazônico. Este complexo representaria o embasamento do Grupo Itapira.

- Grupo Andrelândia

O Grupo Andrelândia foi definido como uma seqüência sedimentar pelítica metamorfoseada em fácies xisto-verde a anfíbolito (EBERT 1956).

Segundo CAVALCANTE *et al.* (1979) o Grupo Andrelândia aflora na porção nordeste da Folha Guaratinguetá, entre as regiões de Virgínia, Dom Viçoso e São Lourenço. Mais a norte ocorre a sul de Olímpio de Noronha, Freitas, até sul de Águas de Contendas. Os dois setores são

separados por rochas migmatíticas do Complexo Paraisópolis. Seus contatos com outros complexos ocorrem por zonas de cisalhamento. No setor norte o limite entre o Grupo Andrelândia e o Complexo Amparo ocorre através da zona de cisalhamento da Serra dos Criminosos e, o limite Andrelândia/Paraisópolis através da Zona de Cisalhamento de Monte Sião. No setor sul, o contato Paraisópolis/Andrelândia é delimitado pela Zona de Cisalhamento de São Bento do Sapucaí.

Nas proximidades de Olímpio Noronha o Grupo Andrelândia é constituído por micaxistos granatíferos, freqüentemente como rochas alteradas de coloração amarelo-ocre, formando uma faixa delimitada a norte pelo Complexo Amparo e a sul pelo Complexo Paraisópolis.

A leste da zona de cisalhamento de São Bento do Sapucaí, na região sul de São Lourenço, o Grupo Andrelândia é constituído por granada-biotita-gnaisses parcialmente migmatizados, granada-biotita-gnaisses com ou sem cianita e intercalações de metabasitos. Os migmatitos apresentam estruturas estromáticas, predominantemente lineares, e dobradas. O paleossoma é constituído por biotita-gnaisses de cor cinza clara, ocorrendo associações com rochas anfibolíticas. Nas porções félsicas são observadas venulações quartzo-feldspática e leitões bem desenvolvidos. De acordo MORAIS *et al.* (1999) as supracrustais presentes no domínio da Faixa Alto Rio Grande constituem uma associação de biotita gnaisses finos, xistos, quartzitos e outras litologias orto e paraderivadas de difícil individualização.

– Complexo Piracaia

O Complexo Piracaia aflora na Folha Guaratinguetá (1.250.000) numa extensa faixa de direção NE-SW, a sul da área de afloramento do Complexo Paraisópolis, sendo constituído por xistos e gnaisses biotíticos, localmente com silimanita, granada e cordierita; muscovita quartzitos feldspáticos, rochas calciossilicáticas, mármore, gonditos, (hornblenda)-biotita gnaisses bandados e ortognaisses graníticos a granodioríticos. Localmente apresentam intercalações de rochas granulíticas (CAMPOS NETO *et al.* 1983). Corresponde a área de ocorrência do Complexo Piquete (CAVALCANTE *et al.* 1979) que constitui uma unidade litoestratigráfica menor dentro da Associação Paraíba do Sul, confinada a norte e a leste pelo Grupo Andrelândia e Complexo Paraisópolis através das zonas de cisalhamento de Sapucaí-Mirim, São Bento do Sapucaí e Passa-Quatro.

– Complexo Paraisópolis

O Complexo Paraisópolis (CAVALCANTE *et al.* 1979) exhibe em mapa forma de uma

extensa lente de direção N40°-45°E, englobando termos granítico-metamórficos. Na área estudada compreende nove unidades: a) granitóides e granitóides com restos de charnockitos; b) granitos e granitóides porfiroblásticos; c) granitos e granitóides porfiroblásticos, migmatitos e granitos gnaissificados; d) migmatitos heterogêneos com estrutura estromática, granada biotita gnaisses, biotita hornblenda gnaisses com anfibólito; e) migmatitos encerrando rochas charno-enderbíticas; f) migmatitos com paleossoma metabásico e hornblenda-biotita-gnaisses; g) migmatitos de estrutura dobrada, geralmente granatíferos, incluindo rochas metabásicas; h) migmatitos oftálmicos e, i) charnoquitos e hiperstênio granulitos.

De acordo com MACHADO FILHO *et al.* (1983) o Complexo Paraisópolis abrange migmatitos diversos, com paleossomas gnáissico, granulíticos e dioríticos, com transição para granitóides e áreas de rochas charnockíticas. As litologias do Complexo Paraisópolis afloram no Maciço de Socorro, compondo corpos isolados, de dimensões variadas, nas regiões de Paraisópolis, Camanducaia, nordeste de Itajubá, Estiva e sul de Ouro Fino.

Para EBERT (1968) as ocorrências de rochas granulíticas, no sul de Minas Gerais, podem divididas em: a) granulitos verdadeiros - rochas com fácies granulítica típica e com estrutura granulítica (quartzo discóidal); b) charnockitos - rochas com uma grande aproximação à fácies granulítica, porém ainda com hornblenda e/ou biotita em paragênese estável, e freqüentemente sem laminação de quartzo. Neste tipo ocorrem dois sub grupos: orto-charnockitos com origem aparentemente magmática constituindo pequenos *stocks* dentro de migmatitos ou orto-gnaisses ácidos; e paragneisses charnockíticos (para-charnockitos) originados de metagrauvas com gnaisses kinzigíticos como membro intermediário. Na área em estudo, entre São Lourenço e Itajubá, são encontrados granulitos verdadeiros e para-charnockitos.

Ainda segundo este autor, rochas de fácies granulítica ocorrem como corpos (orto-charnockitos) ou lente/faixas (para-charnockitos e granulitos) dentro de metassedimentos do “Grupo Paraíba”, sendo os para-charnockitos o tipo mais freqüente. Estas faixas acompanham planos de intenso movimento tectônicos (falhas de gravidade ou empurrão) e, são comumente associadas a zonas de milonitização. Os para-charnockitos e granulitos não constituem faixas bem definidas da fácies granulítica (no sentido de fácies metamórficas de *P* e *T* altas), correspondendo a grandes profundidades. Devendo portanto, tratar-se de zonas restritas dentro de fácies anfibolítica, sub-fácies com sillimanita e ortoclásio, nas quais uma desidratação anterior ao metamorfismo principal impediu a cristalização de hornblenda e biotita, formando no lugar desses minerais piroxênio (hiperstênio) e almandina.

Para MACHADO FILHO *et al.* (1983) a origem das rochas granulíticas existentes na região

de Cristina (entre Itajubá e São Lourenço) é semelhante a das rochas do Complexo Varginha, isto é, originalmente seriam corpos básicos que foram submetidos a metamorfismo de alto grau. Nesta área, predominam granulitos charnockíticos finamente laminados, com textura granulítica típica, caracterizada pela presença de quartzo discoidal. Ocorrem ainda granada-anfibólio-piroxênio granulitos caracterizados principalmente pela abundância de granada almandina. Intercalados a essas rochas ocorrem hiperstênio-periclásio granulitos, granoblásticos e ricos em hiperstênio, hornblenda e biotita, com o plagioclásio predominando sobre o microclínio e ortoclásio. Ainda em Cristina, os granulitos gradam a migmatitos de paleossoma básico a granodioritos gnáissicos e a rochas cataclásticas do Complexo Amparo.

- Rochas Ígneas

Segundo MORAIS *et al.* (1999) as rochas ígneas intrusivas no domínio na Faixa Alto Rio Grande são representadas por hornblenda biotita gnaisses granito-granodioritos porfiroclásticos; granada biotita granitos e biotita granitos porfiríticos, foliados, miloníticos e turmalina-granada-biotita granitos, maciços a foliados, localmente gnaissificados. No Domínio Socorro Guaxupé são representadas por metagabros foliados; biotita granitos hololeucocráticos foliados, biotita granitos acinzentados a rosados, inequigranulares, porfiríticos; granada-hornblenda-biotita granitos porfiríticos, porfiríticos, foliados com ou sem magnetita.

CAPÍTULO 3

UNIDADES LITOLÓGICAS LOCAIS

No presente trabalho os contatos entre unidades litológicas foram compilados de MORAIS

et al. (1999), por se tratar do trabalho mais recente e de maior detalhe da região. A área é constituída por rochas do Complexo Amparo/São Gonçalo do Sapucaí, grupos Andrelândia e Carrancas, agrupadas como Grupo Andrelândia, Complexo Piracaia, Complexo Paraisópolis e rochas ígneas.

3.1 - Complexo Amparo/São Gonçalo do Sapucaí

Na área estudada as rochas do Complexo Amparo afloram na porção norte da área entre Conceição da Pedra e Heliodora e nas proximidades de Carmo de Minas. O contato entre o Complexo Amparo e o Grupo Andrelândia ocorre através da Zona de Cisalhamento de Monte Sião. Nesta porção da área são reconhecidos granada-hornblenda biotita gnaisses e gnaisses migmatizados, de coloração cinza a cinza esbranquiçada com níveis quartzíticos. No geral, apresentam foliação gnáissica milimétrica a centimétrica, podendo ocorrer intercalações com bandas quartzo-feldspáticas e máficas constituídas por biotita e anfibólio. Nestes litotipos não foram realizadas análises petrográficas.

3.2 – Grupo Andrelândia

Grupo Andrelândia aflora em duas porções da área, a norte do Rio Sapucaí entre São José do Alegre, Maria da Fé e Pedralva e a leste da Zona de Cisalhamento de São Bento do Sapucaí, entre Virgínia, Pinto Negreiros e São Lourenço. Nesta unidade foram descritos os seguintes litotipos:

- Silimanita granada biotita gnaisses, granada biotita gnaisses, biotita gnaisses

Afloram a norte do Rio Sapucaí, apresentam coloração cinza clara e granulação fina, foliação gnáissica milimétrica a centimétrica (Figura 3.1a), freqüentemente milonitizada, intercalada com bandamento composicional centimétrico formado por bandas quartzo-feldspática e níveis máficos. Esta porção da área é caracterizada por mergulho baixo a médio (30° a 50°) para SW e SE, ocorrendo de forma restrita, zonas com foliação vertical com espessuras médias de 2m, onde são observadas intercalações de biotita gnaisses, anfibólio gnaisses e bandas quartzo-feldspática. Afloramentos são raros, ocorrendo mais comumente solo marrom avermelhado.

Ao microscópio os silimanita granada biotita gnaisses apresentam como mineralogia essencial: quartzo, plagioclásio, microclina, biotita, silimanita e granada. Como acessórios: opacos, apatita, zircão, epidoto e calcita. Os principais aspectos petrográficos observados foram:

Quartzo - forma *ribbons* e faixas de cristais alongados com desenvolvimento de sub grãos. Apresenta extinção ondulante e bandas de deformação, evidenciando processo de recristalização dinâmica. Na matriz são xenomórficos, com extinção ondulante e contatos interlobados a suturados.

Plagioclásio – apresenta-se principalmente como porfiroclastos com textura *mortar* e, na matriz como cristais xenomórficos. Mostra extinção ondulante, normalmente está saussuritizado desenvolvendo calcita em sua superfície. Na matriz ocorrem como cristais límpidos com poucas inclusões ativas de biotita e, em alguns casos com extinção ondulante. Alguns cristais sofreram processos de microclinização (Fotos 3.1, 3.2). Desenvolvimento de sub grãos e encurvamento de geminação são comuns. Foram observadas inclusões de silimanita, opacos, mica branca, calcita, ativa de biotita e, mais raramente granada.

Microclina – ocorre como porfiroclastos e cristais xenomórficos na matriz, alguns cristais com bandas de deformação. Apresenta extinção ondulante e textura *mortar*. Mostra intercrescimento pertítico do tipo vênulas ou filetes. Normalmente está associada a plagioclásio, biotita e silimanita. Cristais neoformados crescem intersticialmente, apresentam extinção ondulante e inclusões ativas de biotita, pertita em forma de gotículas. De forma mais restrita foram observadas inclusões ativas de plagioclásio, opacos e muscovita.

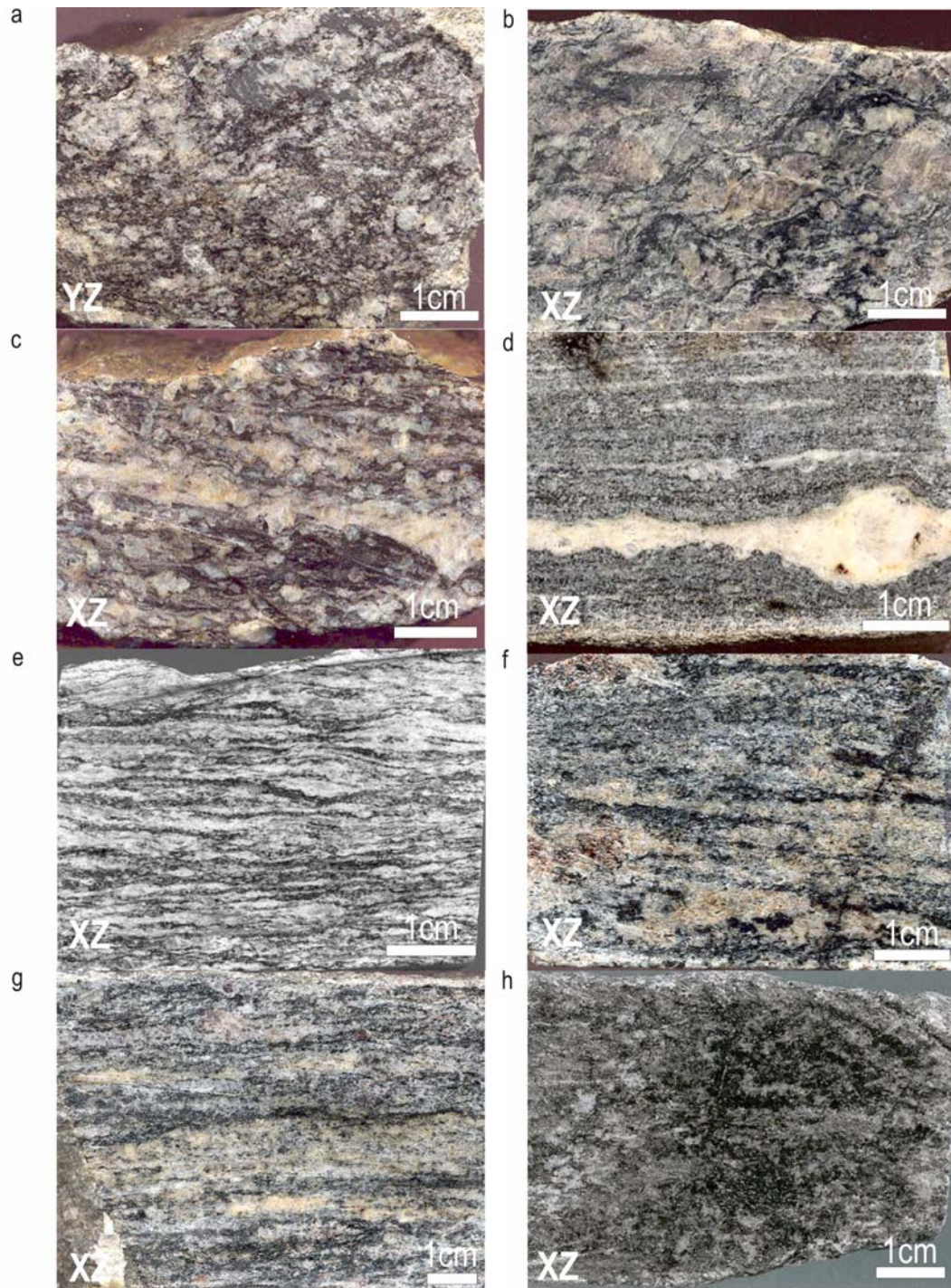


Figura 3.1 - Amostras de mão representativas dos principais litotipos da área:

- a) silimanita granada biotita gnaiss do Grupo Andrelândia (afl. 42; foliação tangencial rotacionada);
- b) biotita granito porfirítico foliado intrudido nos paragnaisses do Grupo Andrelândia (afl. 127; foliação S_n);
- c) biotita gnaiss protomilonítico do Complexo Piracaia (afl. 122; foliação S_{n+1});
- d) biotita gnaiss milonitizado do Complexo Piracaia (afl. 136; foliação S_{n+1});
- e) biotita gnaiss milonitizado do Complexo Paraisópolis (afl. 4; foliação tangencial rotacionada);
- f,g) granada biotita gnaisses do Complexo Paraisópolis (afl.100 (f), afl.68 (g); foliação S_n);
- h) gnaiss enderbítico do Complexo Paraisópolis (afl. 585; foliação tangencial rotacionada)

Biotita – placas hipidiomórficas de coloração marrom a castanha. Alguns cristais exibem extinção ondulante e clivagem deformada. Apresenta bordas de reação com quartzo, plagioclásio e microclina. Comumente está associada a opacos xenomórficos, granada e silimanita (Foto 3.3) e ocorre como inclusão ativa nestes minerais e em microclina.

Silimanita – cristais prismáticos e alongados, freqüentemente com fraturas perpendiculares a seu comprimento e *boudinadas* com os *necks* apresentando recristalização de muscovita. Está associada à biotita, opacos, plagioclásio e quartzo.

Granada – ocorre como cristais xenomórficos arredondados, às vezes apresentando fraturas preenchidas por opacos e espinélio. Apresentam inclusões ativas de biotita, opacos e mais raramente de silimanita (Foto 3.4) e, freqüentemente, bordas de opacos (Fotos 3.5)

Muscovita - placas hipidiomórficas e xenomórficas, em forma de mica *fish*, associadas a silimanita.

Granada biotita gnaisses ao microscópio apresentam como mineralogia essencial: quartzo, plagioclásio, microclina, biotita, anfibólio e granada e, como acessórios: opacos, zircão e epidoto. Os principais aspectos petrográficos observados foram:

Quartzo – forma cristais alongados com desenvolvimento de subgrãos e bandas de deformação ou a matriz com contatos interlobados. Apresentam extinção ondulante fraca.

Plagioclásio – cristais xenomórficos com contatos irregulares a interlobados, isentos de alteração. Apresentam extinção ondulante, textura mirmequítica, bordas de reação com biotita e formação de epidoto em seus contatos.

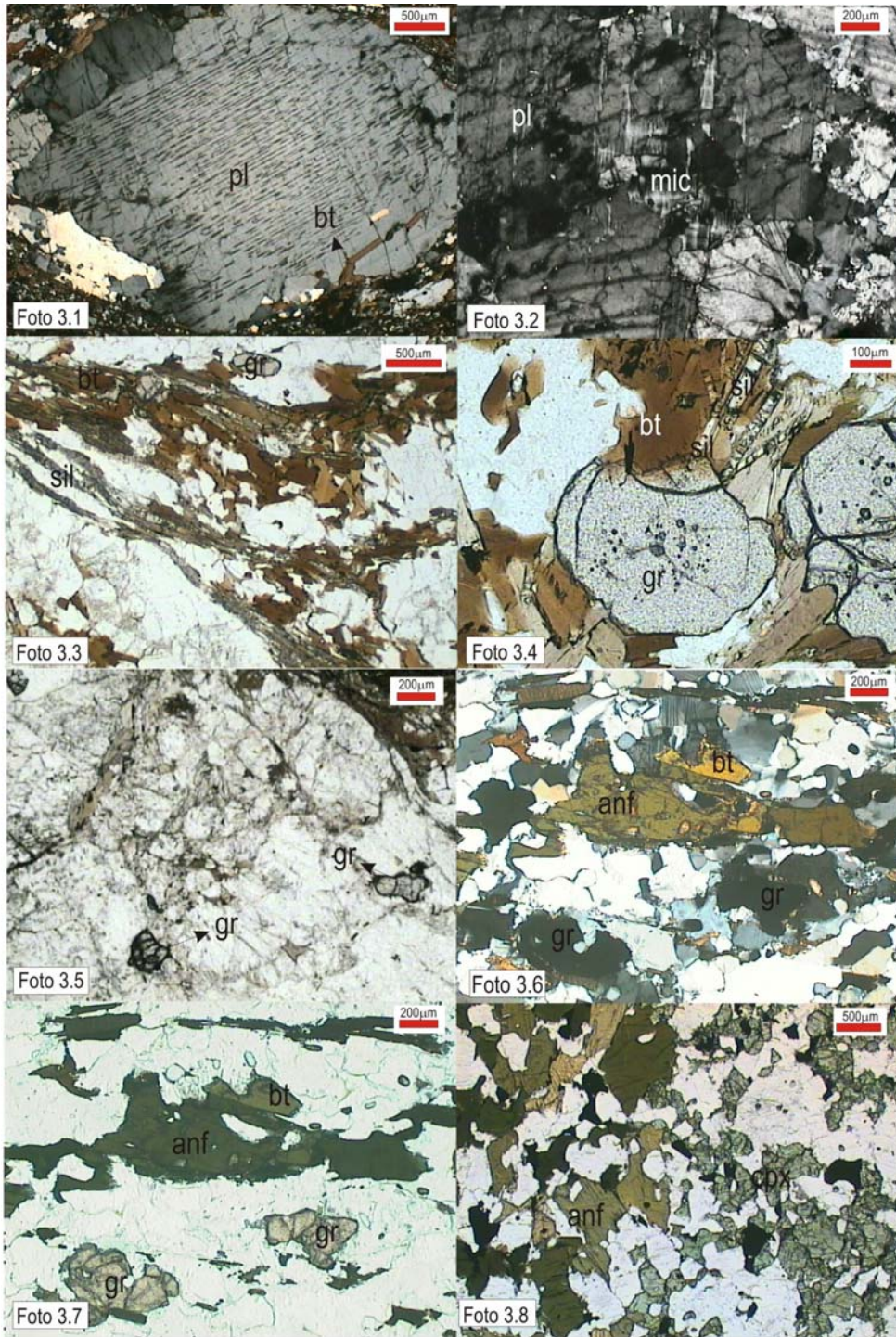
Microclina – porfiroclástos pertíticos com textura *mortar*, recristalização nas bordas, extinção ondulante e mirmequíta nos contatos com plagioclásio. Na matriz são xenomórficos com extinção ondulante. Alguns cristais mostram bordas de reação com biotita e quartzo. No geral são pertíticos.

Biotita – placas marrom (hipidiomórficas) e castanha avermelhada (xenomórficas), normalmente associadas a anfibólio e opacos ou a granada e opacos.

Anfibólio – cristais xenomórficos de hornblenda de cor verde e castanha esverdeada (Foto 3.6).

Normalmente associado à biotita e opacos.

Granada – cristais xenomórficos apresentando raras inclusões de opacos ou coronas de opacos (Foto 3.7).



Fotos 3.1/3.2- Biotita gnaiss (Grupo Andrelândia - amostra 205). Estágios de microclinização sofrido pelo plagioclásio. Na foto 3.1 são observados pequenos cristais de microclina desenvolvidos nos planos de clivagens paralelos as lamelas de albita. Na foto 3.2 cristais maiores de microclina substituindo o plagioclásio (obj. 2.5 - foto 3.1; obj. 5 - foto 3.2; nicóis cruzados).

Foto 3.3 - Silimanita granada biotita gnaiss (Grupo Andrelândia - amostra 42). Associação de biotita, silimanita, granada, quartzo e feldspato orientados segundo a foliação principal da rocha (tangencial rotacionada) - obj. 2.5; nicóis paralelos.

Foto 3.4 - Silimanita granada biotita gnaiss (Grupo Andrelândia - amostra 42). Porfiroblastos de granada com inclusões parciais de biotita e silimanita e bordas de reação para biotita (obj. 10; nicóis paralelos).

Foto 3.5 - Granada biotita gnaisses milonitizado (Grupo Andrelândia - amostra 129). Cristais de granada com corona de opacos (obj. 5; nicóis paralelos).

Foto 3.6 - Granada biotita gnaiss (Grupo Andrelândia - amostra 13). Associação de anfibólio com inclusão ativa de biotita, plagioclásio, quartzo, granada (cristais extintos na parte inferior da foto), definindo a foliação Sn+1 (obj. 5; nicóis cruzados).

Foto 3.7 - Granada com coronas de opacos. Mesmo campo da foto 3.6 (nicóis paralelos).

Fotos 3.8 - Piroxênio hornblenda gnaisses (Grupo Andrelândia - amostra H629), apresentando faixas ricas em anfibólio e piroxênio (obj. 2.5; nicóis paralelos).

- Piroxênio- hornblenda gnaisses

Afloram a norte de Pedralva intercalados como lascas nas rochas da unidade anterior. Apresentam coloração cinza escura, granulação fina a média e foliação gnáissica. São constituídos por: quartzo, plagioclásio, microclina, piroxênio, anfibólio, biotita e opacos e como minerais acessórios titanita, calcita e apatita. Ao microscópio apresentam as seguintes características petrográficas:

Quartzo – cristais de formas alongadas com desenvolvimento de sub grãos e bandas de deformação ou como cristais xenomórficos com contatos interlobados. Exibe extinção ondulante.

Plagioclásio – cristais xenomórficos com contatos interlobados. Alguns grãos apresentam extinção ondulante, geminação encurvada e intercrescimento antipertítico. Foram observadas inclusões ativas de anfibólio, piroxênio e opacos, e desenvolvimento de calcita nos planos de clivagens e fraturas.

Microclina – ocorre como cristais intersticiais de tamanho reduzido entre plagioclásio e quartzo.

Anfibólio – apresenta-se como cristais hipidiomórficos e xenomórficos de cor marrom esverdeada (hornblenda) e verde (actinolita). Ocorre em faixas (Foto 3.8) associados com plagioclásio, quartzo e opacos. Nos planos de clivagem de alguns cristais foi observado o desenvolvimento de biotita.

Piroxênio – cristais xenomórficos de clinopiroxênio com fraco pleocroísmo (Foto 3.9) formando faixas, associado a opacos, titanita, plagioclásio e quartzo. Normalmente apresenta fraturas preenchidas por opacos. Alguns cristais se transformam para anfibólio ou biotita.

Biotita – ocorre normalmente inclusa em piroxênio e anfibólio ou como cristais xenomórficos mostrando textura de dissolução (forma arredondada) e bordas de reação.

Titanita – cristais xenomórficos em associação com piroxênios, opacos (coronas), plagioclásio e mais raramente biotita.

Opacos – são cristais xenomórficos e hipidiomórficos. Normalmente estão associados a piroxênios

e anfibólio. Em alguns cristais observa-se o desenvolvimento de corona de titanita, principalmente em contatos com piroxênios.

- Biotita gnaisses milonitizados

Afloram a leste da Zona de Cisalhamento de São Bento do Sapucaí. Apresentam granulação fina, coloração cinza clara a cinza esbranquiçada, exibindo foliação milonítica milimétrica a centimétrica, caracterizada por mergulhos médios ($>55^\circ$) para os quadrantes SE e NW a sub verticais. A norte de Dom Viçoso predominam biotita gnaisses cinza esbranquiçados, foliados ou migmatizados, com milonitização incipiente e granulação média a grossa. De Virgínia até próximo ao traçado da Zona de Cisalhamento de São Bento do Sapucaí ocorrem biotita gnaisses, localmente com muscovita e, gnaisses migmatizados. De Virgínia para sul a milonitização torna-se mais intensa. Microscopicamente apresentam como mineralogia essencial quartzo, plagioclásio, microclina, biotita, e como acessórios: opacos, epidoto e zircão e seus principais aspectos petrográficos observados foram:

Quartzo – ocorre como *ribbons* com extinção ondulante, desenvolvimento de sub grãos, bandas de deformação e contatos interlobados. Na matriz são xenomórficos com tamanho médio de 0.8 mm.

Plagioclásio – ocorre disperso na matriz como cristais xenomórficos com nível médio de saussuritização. Cristais maiores exibem extinção ondulante e, de forma restrita, contatos fracamente poligonizados.

Microclina – porfiroclastos xenomórficos com textura *mortar*, na matriz são xenomórficos. Em geral apresenta pertita em forma de gotículas e alguns cristais são mesopertíticos.

Biotita – ocorre como placas hipidiomórfica e xenomórficas. Frequentemente apresentam bordas de reação com quartzo, plagioclásio e microclina.

Opacos e epidotos - ocorrem como cristais xenomórficos, normalmente associado à biotita.

Zircão – ocorre como cristais xenomórficos hipiomórficos inclusos em quartzo e biotita.

3.3 – Complexo Piracaia

O Complexo Piracaia aflora na porção sudeste da área estudada, à leste da Zona de Cisalhamento de São Bento do Sapucaí. Ao longo do contato com o Grupo Andrelândia afloram biotita gnaisses cinza (Figuras 3.1c,d) de granulação fina e foliação milonítica. Fora das zonas de maior concentração de deformação afloram anfibólio biotita gnaisses com porfiroclastos de feldspato com diâmetro variando de 0,2-0,8 cm destacados na matriz. Apresentam coloração cinza escura, granulação média, estruturas migmatíticas e foliação com alternância de níveis máficos milimétricos e níveis de quartzo-feldspáticos com até 3cm. Inseridas nesta unidade ocorrem lentes de muscovita quartzitos milonitizados, fraturados, pontualmente com espessura de até 80m (afl. 137).

- Anfibólio biotita gnaisses protomiloníticos

Ao microscópio sua constituição mineralógica essencial é quartzo, plagioclásio, microclina, biotita, anfibólio, granada e opacos e os minerais acessórios são: titanita, espinélio, alanita, epidoto e muscovita. Petrograficamente os principais aspectos observados foram:

Quartzo – cristais alongados, formando *ribbons* com extinção ondulante, desenvolvimento de sub grãos e bandas de deformação (Foto 3.10). Na matriz são cristais xenomórficos com contatos interlobados e poligonalizados, estes indicando recristalização estática.

Plagioclásio – porfiroclastos com até 5.5 mm, com média de 2.0 mm, mostram textura *mortar*, extinção ondulante e desenvolvimento de sub grãos. Em geral apresentam saussuritização incipiente.

Microclina – porfiroclastos xenomórficos com textura *mortar* e extinção ondulante (Foto 3.11). Observam-se pertitas e mirmequita quando em contato com plagioclásio e cristais intersticiais com raras inclusões ativas de biotita (afl. 190).

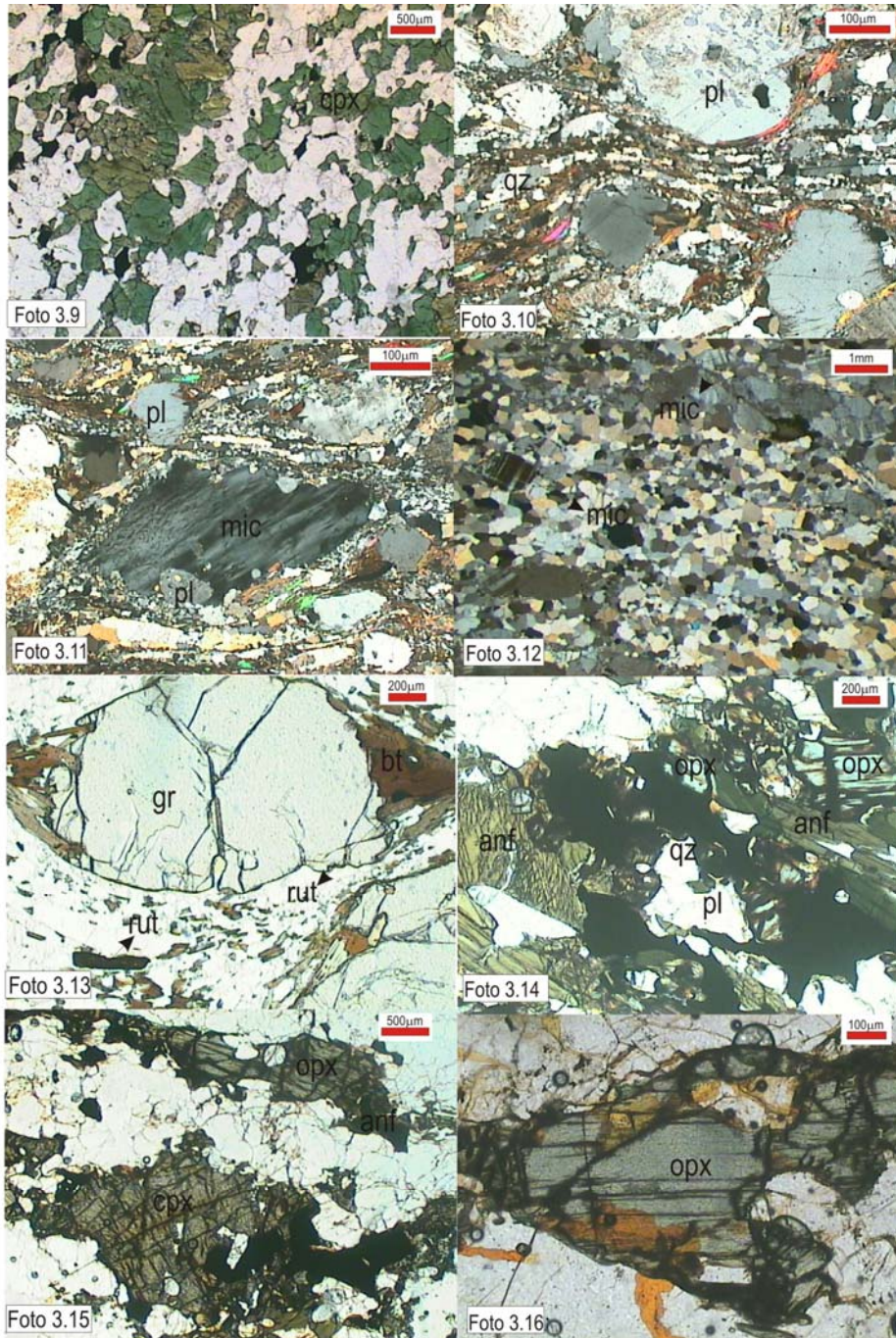


Foto 3.9 - Piroxênio hornblenda gnaiss (Grupo Andrelândia - amostra 125). Orientação de cristais de piroxênio, feldspato e quartzo definido Sn+1 (Obj. 2.5; nicóis paralelos).

Foto 3.10 - Biotita gnaiss protomilonítico (Complexo Piracaia - amostra 122). Ribbons de quartzo e placas de biotita definindo a foliação milonítica (Sn+1). Porfiroclastos de plagioclásio com inclusões (parte superior) e extinção ondulante (canto direito inferior) - Obj. 10; nicóis cruzados.

Foto 3.11 - Biotita gnaiss protomilonítico (Complexo Piracaia - amostra 122). Porfiroclasto de microclina com textura *mortar*, recristalização nas bordas, extinção ondulante e inclusão de plagioclásio (obj. 10, nicóis cruzados).

Foto 3.12 - Gnaiss leucocrático (Complexo Paraisópolis - amostra 584a) exibindo matriz com recristalização estática (foliação tangencial rotacionada). Captura de imagem em Lupa Leica M26; nicóis cruzados.

Foto 3.13 - Granada biotita gnaiss (Complexo Paraisópolis - amostra 37). Cristal de granada com associação de rutilo na sombra de pressão e fratura com desenvolvimento de biotita. Foliação Sn+1 (obj. 5, nicóis paralelos).

Foto 3.14 - Gnaiss charnockítico (Complexo Paraisópolis - amostra 232). Ortopyroxênio com fratura preenchida por opacos (canto superior direito da foto). Cristal de hornblenda com inclusões de opacos, quartzo e plagioclásio. Notar a associação anfíbólio, plagioclásio, quartzo, biotita, opacos e restos de ortopyroxênio no anfíbólio (obj. 5; nicóis paralelos).

Foto 3.15 - Gnaiss charnockítico (Complexo Paraisópolis - amostra 232). Ortopyroxênio transformando-se para anfíbólio e opacos (parte superior da foto). Clinopyroxênio associado a anfíbólio e opacos (obj. 2.5; nicóis paralelos).

Foto 3.16 - Gnaiss charnockítico (Complexo Paraisópolis - amostra 232). Cristal de ortopyroxênio com desenvolvimento de opacos nos planos de clivagens e fraturas diagonais (obj. 10; nicóis paralelos).

Biotita – placas idiomórficas a xenomórficas marrom com desenvolvimento de bandas avermelhadas. Apresenta contatos retos e bordas de reação com quartzo, feldspato e anfibólio, e neste caso, são xenomórficas. Ocorre associada a alanita, epidoto, anfibólio, granada, espinélio e titanita.

Anfibólio – cristais hipidiomórficos ou xenomórficos com inclusões ativas de biotita e, normalmente associado a opacos e titanita e biotita.

Granada – cristais hipidiomórficos e xenomórficos associados à biotita.

Opacos – são hipidiomórficos, alguns são xenomórficos, principalmente quando exibem bordas de titanita. Normalmente estão associados à biotita.

3.4 – Complexo Paraisópolis

Ocupa extensa faixa na porção central da área. A oeste o contato entre Paraisópolis e o Grupo Andrelândia ocorre através de duas zonas de cisalhamento. A Zona de Cisalhamento de Lourenço Velho, com indicação de movimentação para N-NE, posiciona os gnaisses granulíticos do Paraisópolis sobre biotita gnaisses e anfibólio biotita gnaisses do Grupo Andrelândia. Mais a norte o contato é marcado pela da Zona de Cisalhamento transcorrente de Cristina, de movimentação sinistral. A leste da área a Zona de Cisalhamento de São Bento do Sapucaí delimita o contato entre rochas deste complexo com o Grupo Andrelândia e Complexo Piracaia, no limite sudeste.

As rochas do Complexo Paraisópolis apresentam foliação gnáissica milonitizada, caracterizada por mergulho médio de 53° para SE e, secundariamente 35° para SW. Foram individualizadas neste complexo as seguintes unidades:

- Biotita gnaisses, hornblenda biotita gnaisses

Nas circunvizinhanças de Itajubá o Complexo Paraisópolis é predominantemente constituído por biotita gnaisses (Figura 3.1e) e anfibólio biotita gnaisses de granulação média, sendo comum alternância com gnaisses anfibolíticos de granulação fina, coloração cinza. Exibem foliação gnáissica milonitizada, com espessura milimétrica a centimétrica. Ao microscópio apresentam como mineralogia básica: quartzo, plagioclásio, microclina, biotita, anfibólio e como minerais acessórios:

opacos, muscovita, titanita, epidoto, apatita, granada, silimanita e zircão. Os principais aspectos petrográficos observados foram:

Quartzo – ocorre como cristais alongados com desenvolvimento de sub grãos e extinção ondulante. No geral seus contatos são interlobados, seriado interlobados e, em menor proporção forma contatos poligonalizados indicando recristalização estática (Foto 3.12). Ocorre ainda como cristais xenomórficos com aspecto arredondado em função de dissolução nas bordas.

Plagioclásio – ocorre como cristais alongados com contatos interlobados, em alguns casos tendendo a poligonizados. Exibe lamelas de geminação deformadas, textura *mortar*, extinção ondulante e recristalização nas bordas. Apresenta alteração incipiente para epidoto e mica branca e, inclusões de biotita com epidotização nas bordas e muscovita. Ocorrem ainda inclusões ativas de clinopiroxênio, biotita e anfibólio.

Microclina – ocorre como cristais alongados xenomórficos com extinção ondulante, pertíticos (em barras e gotículas) e mais raramente mesopertíticos. Alguns cristais apresentam textura *mortar*. Na matriz ocorre como cristais intersticiais, normalmente associada à biotita, quartzo e plagioclásio. Observam-se pertitas e mirmequitas quando em contato com plagioclásio. Pontualmente foi observado contato em cúspide com quartzo (Foto 3.12) e desenvolvimento de muscovita nas bordas. Apresenta inclusões de biotita, opacos, quartzo e plagioclásio.

Biotita – constitui agregados finos de placas hipidiomórficas ou xenomórficas. No geral é marrom amarelada e marrom esverdeada com bordas de reação quando está associada a microclina, quartzo e opacos. Foram ainda observadas associações com anfibólio e titanita. Transforma-se para muscovita e, raramente, para clorita e epidoto.

Muscovita – ocorre como placas hipidiomórficas e xenomórficas, algumas com extinção ondulante e *kinks bands*. Forma agregados contornando microclina ou ocorre inclusa em plagioclásio. Forma-se a partir da biotita, como produto da saussuritização de plagioclásio e alteração da microclina.

Anfibólio – ocorre como cristais de hornblenda verde hipidiomórficos ou como corona em biotita. Frequentemente está associado à biotita, titanita e opacos.

Epidoto – é produto da alteração de plagioclásio, normalmente com mica branca e biotita.

Granada – aparece como cristais hipidiomórficos e xenomórficos associados à biotita.

Silimanita – ocorre como agregado na forma fibrosa (fibrolita) associada a quartzo, biotita e opacos.

Opacos – são cristais xenomórficos e hipidiomórficos, em geral estirados, associados à biotita e anfibólio. Apresentam corona de titanita.

- Gnaisses charnockíticos, granada biotita gnaisses

Em Piranguinho e ao longo do traçado da Zona de Cisalhamento de Cristina afloram gnaisses charnockíticos e granada biotita gnaisses de coloração cinza a cinza escura, granulação fina, foliação gnáissica ora incipiente ora bem desenvolvida, freqüentemente anastomosada em função dos porfiroclastos de feldspato e granadas com 0,5 cm em média (Figuras 3.1f,g). Ao microscópio apresentam como mineralogia básica: quartzo, plagioclásio, microclina, piroxênio, granada, anfibólio e como acessórios: biotita, apatita, titanita, silimanita e espinélio (verde e avermelhado) e opacos. As características petrográficas dos principais constituintes são:

Quartzo – ocorre como cristais alongados chegando com extinção ondulante, desenvolvimento de sub grãos e bandas de deformação. Como constituinte da matriz são xenomórficos com contatos irregulares, raramente poligonizados.

Plagioclásio – ocorre principalmente como cristais xenomórficos, alongados, recristalizados, mostrando contatos poligonalizados e interlobatos. Apresenta extinção ondulante, geminação deformada e textura mirmequítica. São quase isentos de alteração, sendo observado processo de saussuritização incipiente em alguns cristais. Ocorrem bordas de reação com biotita e formação de epidoto nos contatos e são freqüentes inclusões ativas de biotita, piroxênio e anfibólio.

Microclina – ocorre como porfiroclastos perfiticos a mesoperfiticos como textura *mortar* e extinção ondulante. Apresenta recristalização nas bordas e mirmequítica nos contatos com plagioclásio. Na matriz ocorre como cristais interestriciais, com extinção ondulante e contatos interlobados e poligonizados. Normalmente está associado a quartzo e plagioclásio e exhibe inclusões ativas de

biotita.

Biotita – ocorre formando agregados de placas xenomórficas ou hipidiomórfica, com coloração castanha a castanha avermelhada. Apresenta bordas de reação com plagioclásio e associações com: anfibólio, opacos ou granada (Foto 3.13); clinopiroxênio, ortopiroxênio, anfibólio e opacos.

Granada – ocorre como porfiroclastos com inclusões ativas de biotitas, opacos e raramente de piroxênio. Apresenta fraturas preenchidas por biotita (Foto 3.13), raras inclusões de opacos.

Ortopiroxênio – ocorre como cristais xenomórficos, geralmente transformando-se para anfibólio, opacos e espinélio avermelhado (Fotos 3.14, 3.15, 3.16).

Clinopiroxênio – cristais xenomórficos no geral exibindo inclusões de biotita, opacos, apatita e lamelas de ortopiroxênio (Foto 3.17) e bordas de anfibólio (Foto 3.18). Ocorrem ainda núcleos em cristais de anfibólio (Fotos 3.19).

Rutilo – ocorre como cristais alongados, associado à biotita e a granada ou como cristais isolados na matriz quartzo-feldspática (Foto 3.13).

Anfibólio – ocorre como cristais xenomórficos de hornblenda, com cor variando de verde e castanha esverdeada a marrom esverdeada, substituindo clinopiroxênios (Foto 3.18) e ortopiroxênios.

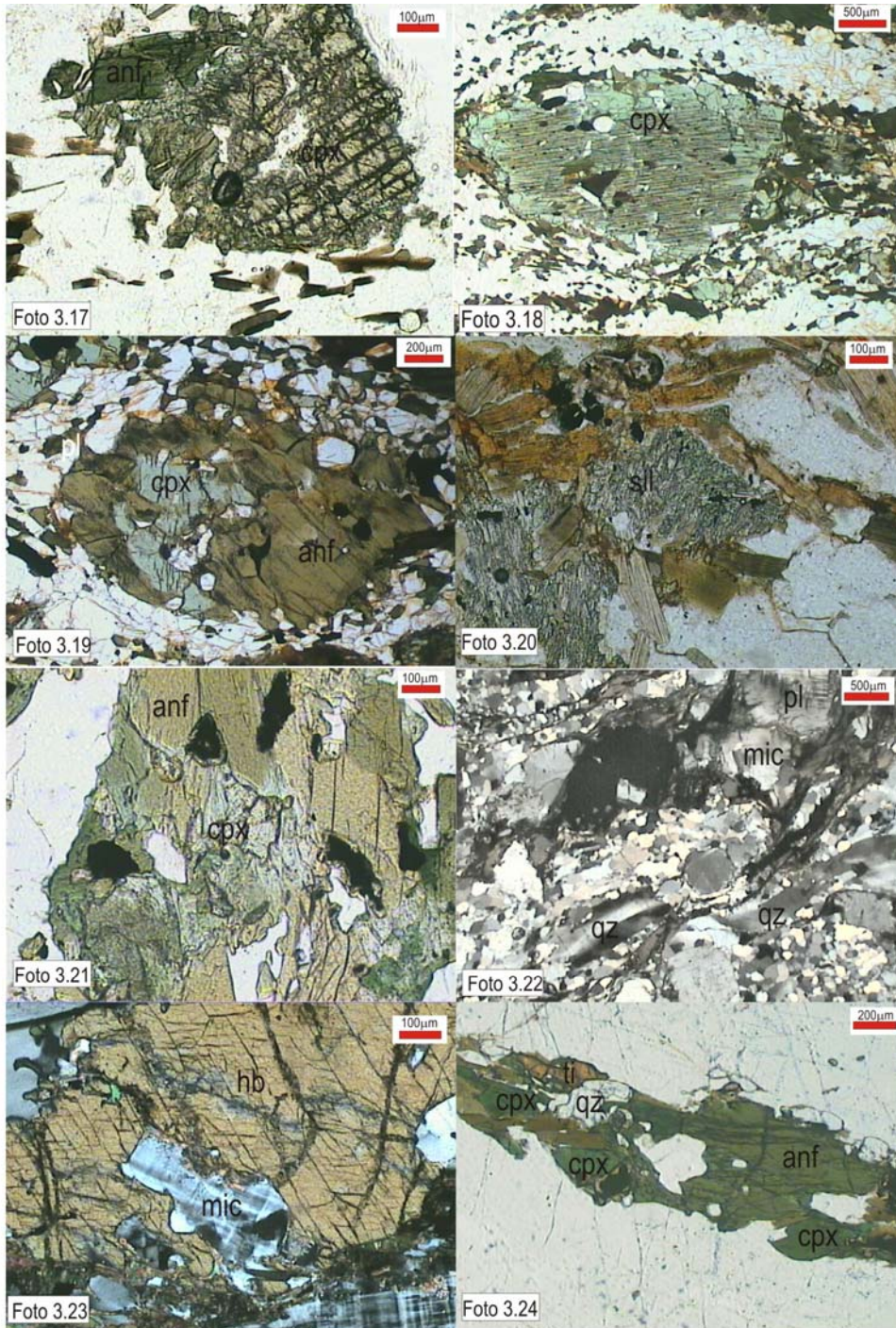
Apatita – apresenta cor castanha avermelhada, ocorre como cristais hipidiomórficos alongados ou como cristais idiomórficos e hipidiomórficos inclusos em clinopiroxênio e anfibólio.

Sillimanita – ocorre como agregados de fibrolita, associada à biotita e quartzo e opacos (Foto 3.20).

Espinélio – está normalmente associado a piroxênios, anfibólio e opacos. São cristais xenomórficos de coloração avermelhada e esverdeada.

Titanita – cristais xenomórficos associados à biotita e opacos.

Opacos – no geral são xenomórficos, quase sempre associados a piroxênio e anfibólio.



- Foto 3.17** - Granada biotita gnaiss (Complexo Paraisópolis - amostra 150). Cristal de clinopiroxênio com lamelas de ortopiroxênio e desenvolvimento de anfibólio nas bordas (obj. 10; nicóis paralelos).
- Foto 3.18** - Gnaiss charnockítico - amostra 588d (Complexo Paraisópolis). Porfiroclasto de clinopiroxênio com lamelas de ortopiroxênio e desenvolvimento de anfibólio nas bordas. Foliação Sn+1 (obj. 2.5; nicóis paralelos).
- Foto 3.19** - Gnaiss charnockítico - amostra 588d (Complexo Paraisópolis). Cristal de hornblenda com restos de clinopiroxênio e inclusões de opacos (obj. 5; nicóis paralelos).
- Foto 3.20** - Granada biotita gnaiss (Complexo Paraisópolis - amostra 150). Silimanita associada a lamelas de biotita, opacos e quartzo (obj. 10; nicóis paralelos).
- Foto 3.21** - Gnaiss enderbítico (Complexo Paraisópolis - amostra 16a). Cristais de anfibólio com núcleo de augita-diopsídio (obj. 10; nicóis paralelos).
- Foto 3.22** - Biotita granito porfiritico (amostra 127) intrusivo nos paragneisses do Grupo Andrelândia.. Ribbons de quartzo, desenvolvimento de subgrãos e bandas de deformação em cristais de quartzo (parte inferior da foto). Plagioclásio e microclina com extinção ondulante (canto superior direito) e contatos poligonizados em quartzo evidenciando recristalização estática. (obj. 2.5; nicóis cruzados).
- Foto 3.23** - Hornblenda biotita granitos porfiritico (amostra 20). Cristal de hornblenda com inclusão irregular de microclina (obj. 10; nicóis cruzados).
- Foto 3.24** - Hornblenda biotita granitos porfiritico (amostra 20). Cristal de anfibólio associado à biotita, titanita e opacos com borda de titanita. Foliação Sn+1 (obj. 5; nicóis paralelos).

- Gnaisses enderbíticos

A noroeste de Lourenço Velho afloram gnaisses enderbíticos de granulação fina a média (Figura 3.1h), correspondente a unidade metagrabro foliado (MORAIS *et al.* 1999). Apresentam níveis félsicos e bolsões de anortosito de estrutura maciça, granulação fina a média, coloração cinza esbranquiçada (com tons róseos devido à quantidade de feldspato). São constituídos por: quartzo, plagioclásio, piroxênio, anfibólio e biotita, como minerais acessórios: titanita, calcita, apatita, opacos. Suas principais características observadas são:

Quartzo – cristais xenomórficos associado a plagioclásio e como inclusões em piroxênio e anfibólio. Apresentam extinção ondulante fraca, alguns agregados mostram contatos poligonalizados indicando processos de recristalização estática.

Plagioclásio – cristais hipidiomórficos com contatos poligonalizados e como fenocristais, nesse caso com contatos irregulares. Apresentam geminação encurvada, extinção ondulante e alteração para calcita e mica branca.

Piroxênio – ocorre como núcleos de augita-diopsídio em cristais de anfibólios indicando retrometamorfismo (Foto 3.21) ou como cristais xenomórficos. Normalmente está associado com anfibólio, plagioclásio, opacos e titanita. Apresenta inclusões de quartzo (simplectito) e mais raramente lamelas de ortopiroxênio.

Anfibólio – ocorre como cristais de hornblenda hipidiomórficos de tonalidade castanha e esverdeada, como cristais alongados de actinolita e como corona em piroxênio.

Biotita – forma placas hipidiomórficas e xenomórficas, neste caso, inclusas em piroxênio, anfibólio e plagioclásio. Apresenta bordas de reação com plagioclásio e quartzo e está associada a opacos, titanita, piroxênio e anfibólio.

Titanita – ocorre freqüentemente como corona em cristais de opacos, raramente como cristais isolados xenomórficos. Está associada a actinolita e opacos.

Opacos – cristais xenomórficos e secundariamente com formas arredondadas apresentando corona

de titanita. Estão associados a piroxênio, anfibólio, biotita e titanita.

3.5 - Rochas Ígneas

No Grupo Andrelândia as rochas ígneas constituem dois corpos alongados de direção aproximada SW-NE, de biotita granitos porfiríticos foliados de coloração cinza rosada, granulação média a grossa, milonitizados, (Figura 3.1b). Dos dois litotipos foi analisada uma seção do corpo localizado ao longo da Zona de Cisalhamento de Monte Sião. Microscopicamente são constituídos essencialmente por: quartzo, plagioclásio, microclina e biotita e como minerais acessórios por alanita, epidoto, opacos, apatita e zircão. Os principais aspectos petrográficos observados nos constituintes minerais foram:

Quartzo – ocorre como *ribbons* mostrando extinção ondulante, bandas de deformação. Na matriz constituem cristais com contatos poligonalizados e extinção homogênea, indicando processo de recristalização estática (Foto 3.22).

Plagioclásio – ocorre como porfiroclastos com extinção ondulante e textura *mortar* ou como inclusões em cristais de microclina (processo de microclinização). Normalmente está saussuritizado com calcita em sua superfície e desenvolve textura mirmequítica nos contatos com microclina. Placas xenomórficas e hipidiomórficas de muscovita ocorrem sobre cristais de plagioclásio.

Microclina – ocorre como porfiroclastos com extinção ondulante (Foto 3.22) e textura *mortar*, são peritéticos com inclusões ativas de plagioclásio, biotita e opacos. Como constituintes da matriz são cristais xenomórficos e exibem de forma restrita, bandas de deformação.

Biotita – ocorre como placas xenomórficas, algumas com extinção ondulante e clivagem deformada. Normalmente está associada a opacos, epidoto e alanita e mostra bordas de reação com quartzo, plagioclásio e microclina.

No Complexo Paraisópolis, entre Piranguçu a Mata do Isidoro e ao longo da Zona de Cisalhamento de Maria da Fé, ocorrem hornblenda biotita granitos de coloração cinza clara com tons róseos, granulação média a grossa, milonitizados com cristais deformados de quartzo e pórfiros de feldspato ocelares com diâmetro médio de 2 centímetros, que conferem a foliação

aspecto anastomosado. Ocorrem ainda ao longo da porção central da Zona de Cisalhamento de Maria da Fé, em faixa de aproximadamente 1 km de espessura. Nos dois casos ocorre milonitização, mais pronunciada na segunda ocorrência. A composição mineralógica básica para esses litotipos é: quartzo, plagioclásio, microclina,biotita, anfibólio e como acessórios, titanita, alanita, apatita, opacos e zircão. Os principais aspectos petrográficos observados foram:

Quartzo – ocorre como cristais xenomórficos, alongados com contatos interlobados e extinção ondulante. Forma ainda agregados de cristais, neste caso, apresentando contatos poligonalizados.

Plagioclásio – ocorre como cristais xenomórficos ou como agregados de cristais com contatos tendendo a poligonalizados. Cristais maiores mostram nível médio de saussuritização, extinção ondulante e maclas deformadas. Exibe inclusões de clinopiroxênio, biotita e anfibólio.

Microclina – constitui porfiroblastos xenomórficos, com textura *mortar*, desenvolvimento de sub grãos e mimerquitas nos contatos com plagioclásio. Observam-se inclusões de biotita, opacos, quartzo e plagioclásio.

Biotita – forma agregados de placas xenomórficas ou ocorre como lamelas hipidiomórficas. Normalmente está associada a clinopiroxênio, anfibólio, titanita e opacos.

Anfibólio – ocorre como cristais xenomórficos e hipidiomórficos de hornblenda verde. Normalmente está associado à biotita, titanita e opacos e apresenta inclusões de microclina (Foto 3.23).

Titanita – freqüentemente como corona de opacos ou associado à biotita ou anfibólio (Foto 3.24).

4.1 – Considerações gerais

Estudos petrográficos em lâminas delgadas visando à caracterização mineralógica, aspectos texturais e o reconhecimento das feições metamórficas e micro-deformacionais dos principais litotipos da área, serviram de base para determinar as relações de equilíbrio químico entre os constituintes minerais. A partir das quais foram sugeridas algumas reações que possibilitam a caracterização das condições metamórficas de formação destes minerais.

Os minerais que tiveram participação mais importante nas reações metamórficas foram quartzo, plagioclásio, biotita e anfibólio. Estas participações são evidenciadas por bordas de reações e formas arredondadas, aspectos indicativos de consumo dos mesmos na formação de outros minerais.

Registros de transformações mineralógicas observadas mostram associações retrometamórficas com granada-biotita até associações com minerais típicos de metamorfismo mais elevado como silimanita, anfibólio e piroxênio. O surgimento de silimanita implica em aumento do gradiente térmico, atingindo a fácies anfíbolito e o piroxênio (hiperstênio) a fácies granulito.

A área foi analisada em termos de dois conjuntos: a) Grupo I abrange paragneisses do Grupo Andrelândia, biotita gnaisses e anfibólio biotita gnaisses migmatizados do Complexo Piracaia; b) Grupo II compreende rochas ortoderivadas do Complexo Paraisópolis. O primeiro conjunto é caracterizado por foliação transcorrente (S_{n+1}), sendo relacionado ao Bloco crustal Brasília ou Placa Sanfranciscana. O segundo ao Bloco São Paulo (*Nappe* de Socorro Guaxupé), apresentando foliação tangencial (S_n) e tangencial rotacionada, discutidas no capítulo 6 – Análise Estrutural.

4.2 – Metamorfismo

- Grupo I: Grupo Andrelândia, Complexo Piracaia

As amostras deste grupo podem ser agrupadas em tipos com e sem silimanita. A composição destas rochas é essencialmente, quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e pontualmente granada. No geral, a biotita é o mineral que mais se desestabilizou para formação de outros constituintes, tendo o plagioclásio e o quartzo participação importante nestes processos, principalmente na formação de microclina, opacos, anfibólio e granada.

As amostras sem silimanita afloram entre as zonas de cisalhamento de Monte Sião e Maria

da Fé, sendo as associações mais comuns: quartzo, plagioclásio, biotita, microclina e opacos e granada. Para o conjunto são sugeridas as seguintes reações:



A formação da granada a partir do consumo de biotita (reação 03) indica temperatura de metamorfismo de no mínimo 450°C, ainda em condições de Fácies Xisto Verde superior. A formação de microclina intersticial em geral é atribuída a reação de muscovita com quartzo, produzindo k-feldspato mais um aluminossilicato. No caso das lâminas analisadas a microclina foi gerada a partir da reação 02, que é uma reação típica da zona da anatexia, indicando que estas rochas atingiram condições de Fácies Anfíbolito. Segundo WINKLER (1977) a biotita participa da fusão anatética propiciando o aparecimento de microclina para a massa fundida, podendo ainda ocorrer participação da granada almandina.

Nestas rochas as condições metamórficas de Fácies Anfíbolito são reforçadas pelas observações de microtexturas em feldspatos. Foram observadas em cristais de plagioclásio e microclina desenvolvimento de sub grãos, encurvamento de maclas, extinção ondulante, bandas de deformação e recristalização estática, que chegam a promover recuperação de grãos até formar contatos poligonais e contatos em cúspide. Segundo GROWER & SIMPSON (1992) estas são estruturas que ocorrem em temperaturas superiores a 650°C.

Nas amostras com silimanita e com anfibólio e piroxênio além das reações acima citadas, ocorrem:

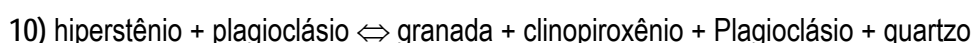
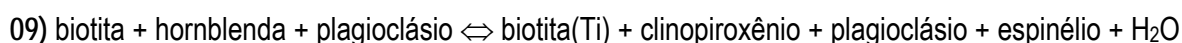
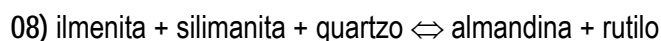


Estas reações caracterizam bem a fácies anfíbolito. A coexistência estável de microclina com silimanita e a formação de corona de titanita em opacos gerados pela reação de transformação

de hornblenda em actinolita indica condições de pressão intermediária para o metamorfismo. Se o metamorfismo tivesse se processado em pressão elevada, seria esperada a formação de rutilo em lugar de titanita. A reação 06 de consumo da hornblenda e plagiocásio para produzir clinopiroxênio, granada e quartzo, foi observada apenas em uma amostra de rocha metabásica (H629). A associação clinopiroxênio, hornblenda e quartzo é indicativa da fácies granulito, no entanto, esta amostra está localizada em domínio de fácies anfíbolito, podendo-se tratar de lascas tectônicas no Grupo Andrelândia (foto 3.8 – Capítulo 3).

- Grupo II: Complexo Paraisópolis

É mais complexo em termo de litologias sendo caracterizado por rochas metabásicas, constituídas principalmente por plagioclásio, clinopiroxênio, anfíbólio, biotita e quartzo, rochas gnássicas com hiperstênio, clinopiroxênio e anfíbólios e rochas gnáissicas com granada, de composição variando de tonalíticas a graníticas ambas apresentando silimanita como mineral secundário. Na lâmina do ponto 37 foram observados rutilo e espinélio. Para essas rochas, das reações 04, 05, 06 foram observadas:



A associação granada (almandina) + silimanita + espinélio (rico em ferro) + quartzo é típica de temperaturas elevadas (770°C-900°C) e pressão baixa a média (PASSCHIER *et al.* 1990). O aparecimento de rutilo (reação 08) pode ser indicativo de pressão mais elevada e a presença de biotita avermelhada indica P e T elevadas (reação 09).

As principais associações observadas nas litologias deste grupo são: a) granada + microclina + silimanita + rutilo + espinélio + quartzo e b) clinopiroxênio + hornblenda + granada +

plagioclásio + biotita avermelhada + quartzo e hiperstênio + clinopiroxênio + microclina + plagioclásio + quartzo. As associações foram observadas, principalmente na amostra do afloramento 588 do Complexo Paraisópolis e são indicativas de metamorfismo de fácies granulito.

Minerais acessórios de geração tardia, como epidoto, muscovita e biotita, além de aspectos texturais como extinção ondulante em quartzo nas litologias das unidades do Grupo I e a formação tardia de actinolita, titanita, calcita e epidoto nas litologias no Grupo II, caracterizam reações retrometamórficas.

Na figura 4.1 é apresentado um esquema de fácies metamórficas onde são sugeridas zonas de ocorrência de associações mineralógicas mais características observadas nas unidades da área. São rochas de fácies anfíbolito alto a granulito de baixa a média pressão, evidenciado pelas associações: ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio (baixa pressão) e granada + clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio (média pressão). Granulitos de alta pressão associados à presença de K feldspato + cianita (YARDLEY, 1994) são reportados na região (CAMPOS NETO & CABY 1999, 2000; MORAIS *et al.* 1999), embora na área a presença de cianita foi observada macroscopicamente a nordeste de Maria da Fé (afloramento 36) em biotita-granada gnaisses do Grupo Andrelândia.

Na porção norte da Cunha de Guaxupé, no limite entre os blocos crustais Brasília e São Paulo, as associações minerais (granada+clinopiroxênio+ortopiroxênio) com alto conteúdo de Al_2O_3 nos piroxênios e elevada quantidade de SO_3 em escapolitas e titanitas evidenciam ambiente de média a alta pressão para os terrenos granulíticos de Guaxupé (DEL LAMA *et al.* 1998). Estimativas de variação de P-T em granada granulitos, granulitos máficos e félsicos do Complexo de Guaxupé oscilam de 7 a 14 Kbar e 710 a 980°C (DEL LAMA *et al.* 2000).

Segundo CAMPOS NETO & CABY (1999) os granulitos basais da *Nappe* de Socorro-Guaxupé são caracterizados por assembléias de granada-clinopiroxênio-ortopiroxênio-plagioclásio-quartzo em rochas máficas e por assembléias de granada-silimanita-cordierita-espinel verde-biotita-plagioclásio-quartzo em metapelitos. CAMPOS NETO & CABY (2000) obtiveram máximos de temperatura em torno de 900-950° (P=12Kbar) nos granulitos da base da *Nappe*, possivelmente relacionados à intrusão de magmas charnockíticos-mangeríticos em 630-625 Ma.

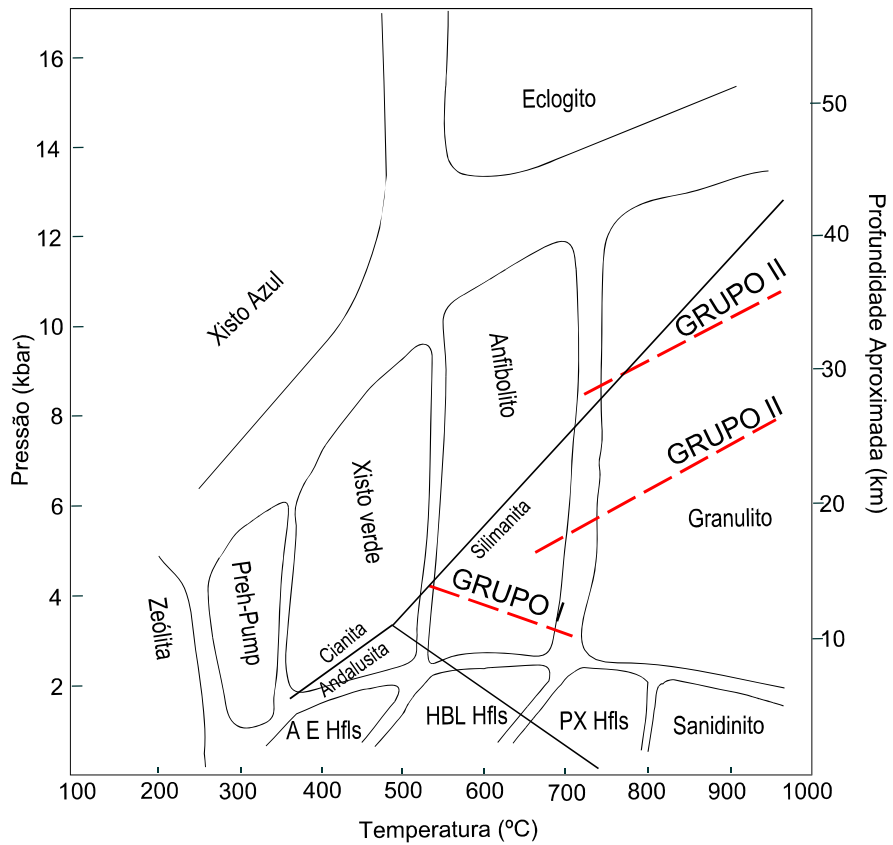


Figura 4.1 - Representação das associações mineralógicas da área em diagrama de P-T e campos de fácies metamórficas E (modificado de YARDLEY, 1994).

Análises isotópicas e litogeoquímicas foram realizadas em algumas amostras da área, procurando-se caracterizar seus protólitos, submetidos a diferentes eventos deformacionais e

metamórficos. Contudo, um estudo litoquímico aprofundado não fez parte do escopo principal deste trabalho, pretendendo-se apenas consubstanciar a pesquisa da área.

Foram efetuadas análises químicas de quatorze amostras de granada gnaisses, granitos, granulitos, migmatitos, metabásicas e anortositos em rocha total para elementos maiores, traços e terras raras. A distribuição destas amostras nas unidades litológicas é apresentada na Figura 5.1. Em termos de domínios estruturais as amostras (H615, H616, H630) estão inseridas em domínio de foliação tangencial (S_n), as (H622, H623ab, H626, H625) constituem estruturas tangenciais rotacionadas e, as amostras (H619, H620, H621, H624, H629, H621) são caracterizadas por foliação S_{n+1} . Os óxidos normativos das rochas analisadas (Tabelas 5.1 a 5.3) foram plotados em diversos diagramas com intuito de auxiliar na determinação de protólitos, proveniência e ambiente tectônico de geração.

Os procedimentos analíticos dos óxidos dos elementos maiores, menores e elementos traços foram realizadas por Fluorescência de Raios-X (FRX), utilizando um espectrômetro de fluorescência marca *Philips* modelo PW2400, no (LABOGEO) - Laboratório de Geoquímica do Departamento de Petrologia e Metalogenia do campus da UNESP de Rio Claro-SP, sob supervisão do Prof.Dr. Antonio José Nardy. Descrições dos procedimentos das análises dos óxidos dos elementos maiores e menores são encontrados em NARDY *et al.* (1997) e, para os elementos traços em ENZWEILER & WEBB (1996).

A determinação dos Elementos de Terras Raras (ETR) foi executada com Espectroscopia de Emissão Atômica em Plasma Inductivamente Acoplado (ICP), cujos procedimentos analíticos são descritos em MALAGUTTI *et al.* (1997). O tratamento dos dados obtidos foi feita com o *software* MINPET (versão 2.02).

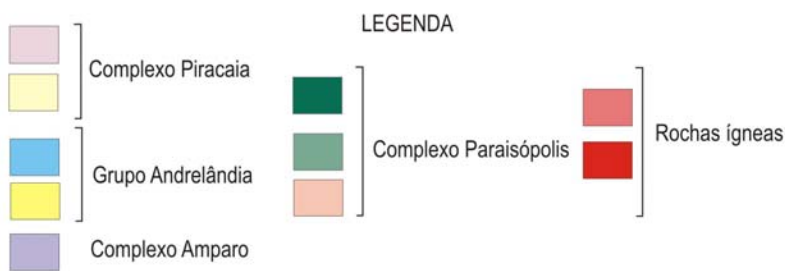
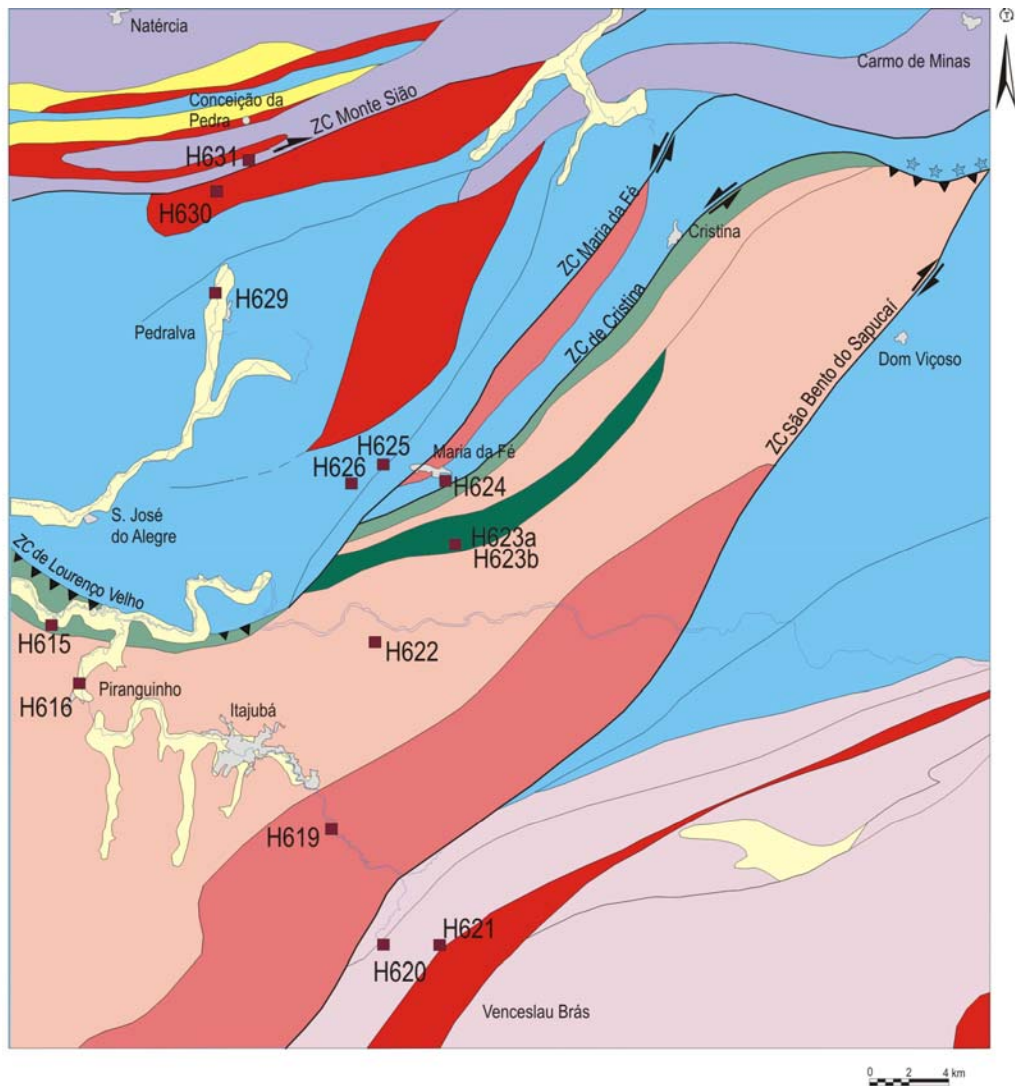


Figura 5.1 - Mapa de localização das amostras com análise geoquímica.

5.1 – Elementos maiores e traços

A natureza ígnea ou sedimentar das rochas pré-metamórficas da região é bem discriminada no diagrama GARRELS & MACKENZIE (1971), por meio da relação $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, sendo atestado para a maioria das amostras origem ígnea (Figura 5.2). O conjunto de amostras tem uma tendência predominantemente cálcio-alcalina e sub alcalina, a grande maioria com tendência peraluminosa (Diagramas 5.3, 5.4).

O conjunto de amostras tratadas separadamente em: a) Complexo Paraisópolis e b) Grupo Andrelândia, Complexo Amparo e Piracaia, plotadas nos diagramas discriminantes para ambientes tectônicos (Figura 5.5) pela relação R1 ($4\text{Si}-11(\text{Na}+\text{K})-2(\text{Fe}+\text{Ti})$) e R2 ($6\text{Ca}+ 2\text{Mg}+\text{Al}$) - BATCHELOR & BOWDEN (1985), enquadram-se predominantemente no campo sin-colisional, com exceção das amostras H622 e H615 do Complexo Paraisópolis (Figura 5.5a) dispostas no campo do soerguimento pós-colisional. As amostras metabásicas não apresentam resultados em quaisquer dos campos do diagrama.

A utilização de diagramas discriminatórios Nb x Y e Rb x [Y+ Nb] de PEARCE *et al.* (1984) considerando-se a mesma divisão, posiciona as amostras respectivamente, nos campos dos granitos de arcos vulcânicos e granitos sin colisionais (figuras 5.6a,b) e, granitos de arco vulcânico e granitos intra placa (Figuras 5.6c,d), com exceção da amostra H629 que corresponde a basalto, inserido no Grupo Andrelândia como lascas.

Os resultados aqui apresentados caracterizam o magmatismo da região como sin-colisional, o que é semelhante ao apresentado por Del LAMA (1998) para os granulitos ortoderivados de um segmento em região colisional, na qual os Terrenos Granulíticos de Guaxupé cavalgam os terrenos granito *greenstone* do Complexo Campo Gerais e as supracrustais associadas do Grupo Araxá. Estas duas unidades estratigráficas estão separadas pela Zona de Cisalhamento de Varginha, sendo a área estudada limitada a norte/nordeste pelo cinturão de cisalhamento sinistral Campo do Meio.

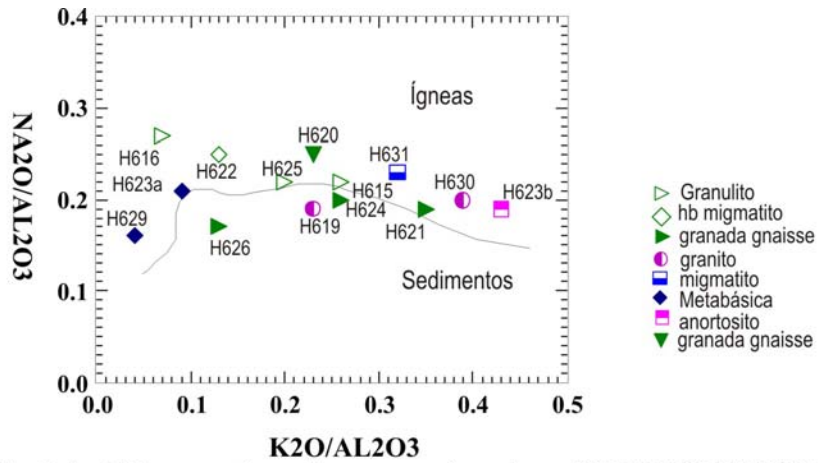


Figura 5.2 - Diagrama discriminatório para origens ígneas e sedimentares (GARRELS & MACKENZIE, 1971)

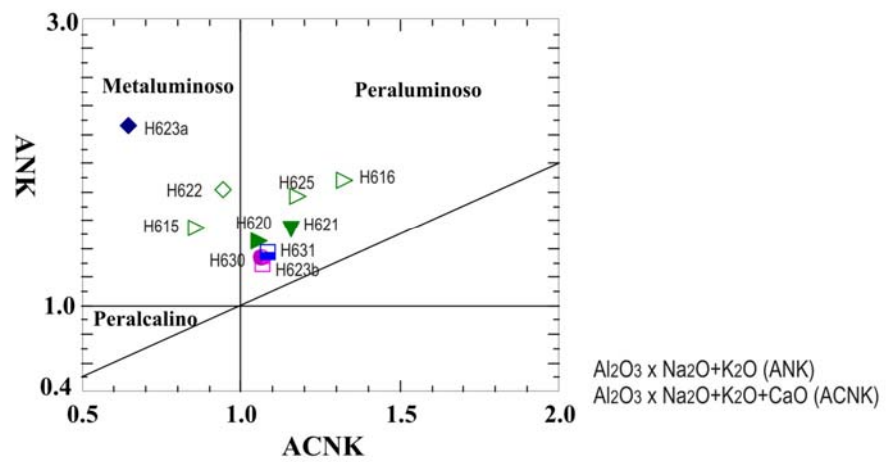
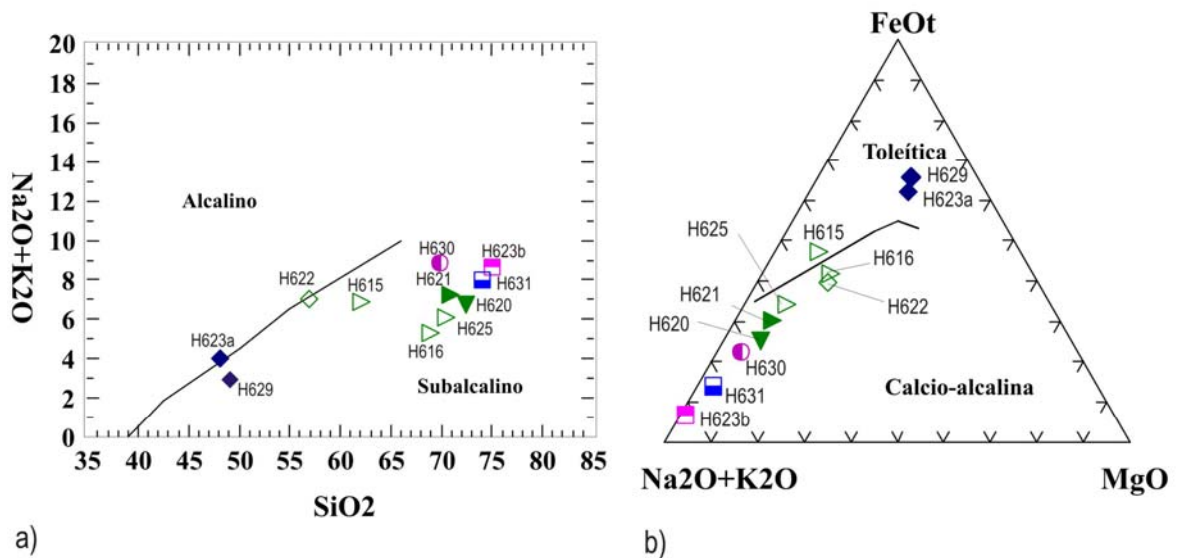


Figura 5.3 - Diagrama ANK x ACNK mostrando variação das rochas entre os campos peraluminos e metaluminosos.



a)

b)

Figura 5.4 - Diagramas de alcalinidade AFM (a) ; $SiO_2 + K_2O$ (b) - IRVINE & BARAGAR (1971).

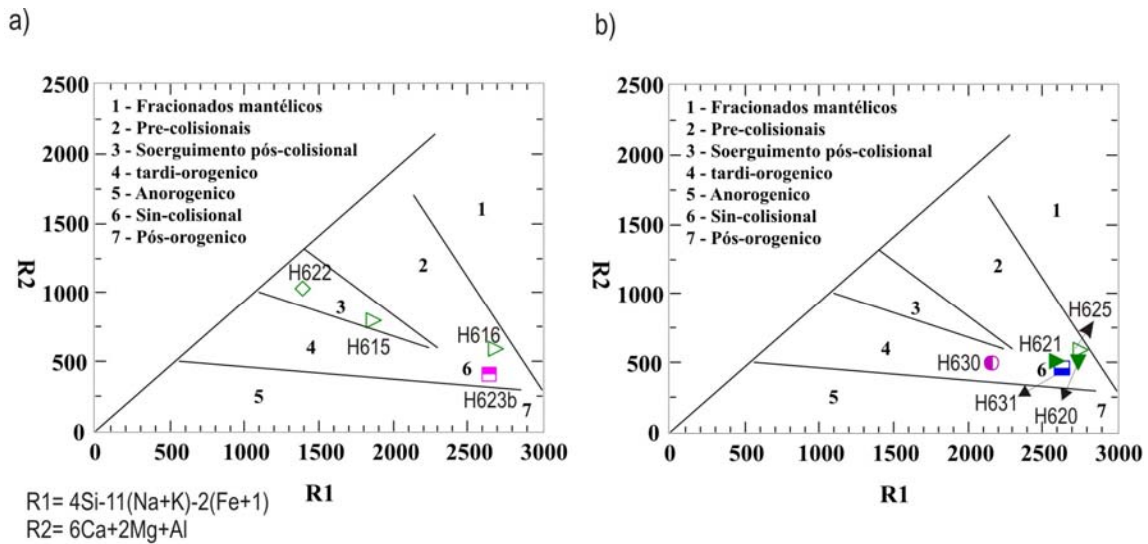


Figura 5.5 - Diagrama discriminatório para ambientes tectônicos segundo BATCHELOR & BOWDEN (1985) das amostras (a) Complexo Paraisópolis (b) Grupo Andrelândia/Carrancas, Complexos Amparo e Piracaia.

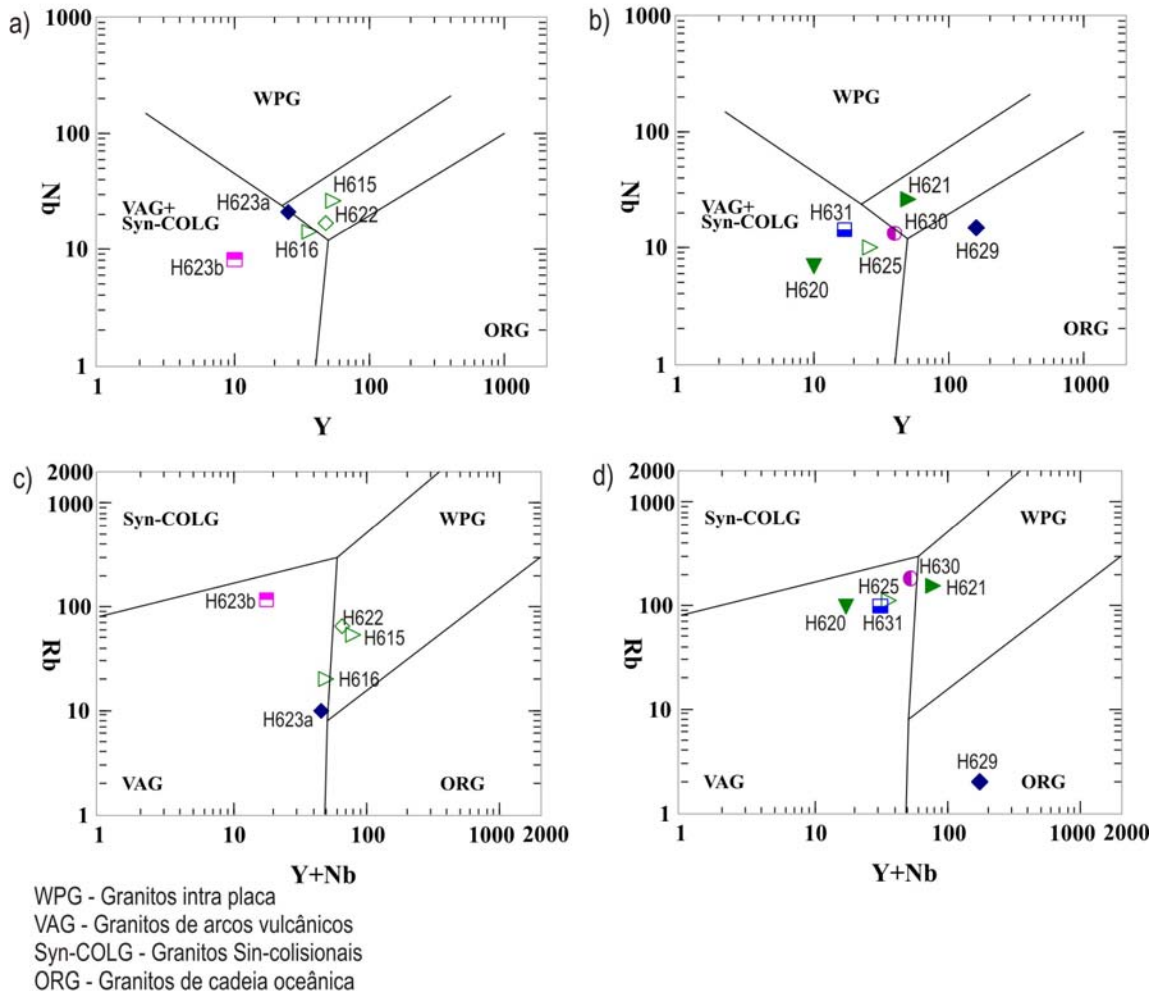


Figura 5.6 - Diagramas discriminantes para ambientes tectônicos segundo PEARCE *et al.* (1984) das amostras do Complexo Paraisópolis (a,c) e do Grupo Andrelândia, Complexos Amparo e Piracaia. (b,d).

5.2 – Elementos de Terras Raras

Para o tratamento do ETR as amostras orto e para derivadas foram divididas em: granitos, migmatitos, metabásicas e granulitos, os padrões obtidos são apresentados nas figuras 5.7.6a-f.

O padrão de distribuição dos ETR é similar para as amostras apresentando enriquecimento de elementos de terras raras leves. Excetuando-se as metabásicas que apresentam padrão horizontalizado em relação ao condrito (figura 5.7e).

Anomalias negativas de Eu são observadas para granitos e granadas gnaisses (Figuras 5.7 a,b) e mais discreta nos granulitos (Figura 5.7d). A amostras H620 (granada gnaisse) apresenta padrão com anomalia de Eu positiva, o que sugere fusão parcial (anatexia) – figura 5.7f.

5.3 – Geologia isotópica

A utilização do sistema de datação Sm/Nd fornece dados sobre a natureza da crosta continental formada em um determinado tempo geológico e as características isotópicas do magma fonte, a partir do qual a crosta foi derivada. Com base na composição isotópica de Nd inicial a crosta pode ser classificada como juvenil (derivada do manto, apresentando valores positivos de ϵ_{Nd}) ou evoluída/retrabalhada (derivada pelo menos em parte de uma antiga crosta enriquecida, com valores negativos de ϵ_{Nd}). Idades modelo T_{DM} tem sido utilizadas para reconhecimento de antigas províncias ou segmentos crustais, em virtude do sistema isotópico não ser reequilibrado por eventos termais mais recentes, permitindo desta forma, o mapeamento de províncias isotópicas em áreas continentais (NELSON & DePAOLO 1985, DICKIN, 1995).

Para a obtenção dos dados isotópicos pelo método Sm/Nd a etapa de preparação das amostras: britagem, pulverização, separação em colunas de cromatografia dos Elementos de Terras Raras (ETR) dos demais elementos químicos presentes foi realizada no LABOGEO do campus da UNESP de Rio Claro e, a leitura em Espectrometro de Massa executada no Laboratório de Pesquisas Geocronológicas – CEPEGEO - IG/USP, cujos procedimentos analíticos são encontrados em (SATO *et al.* 1995).

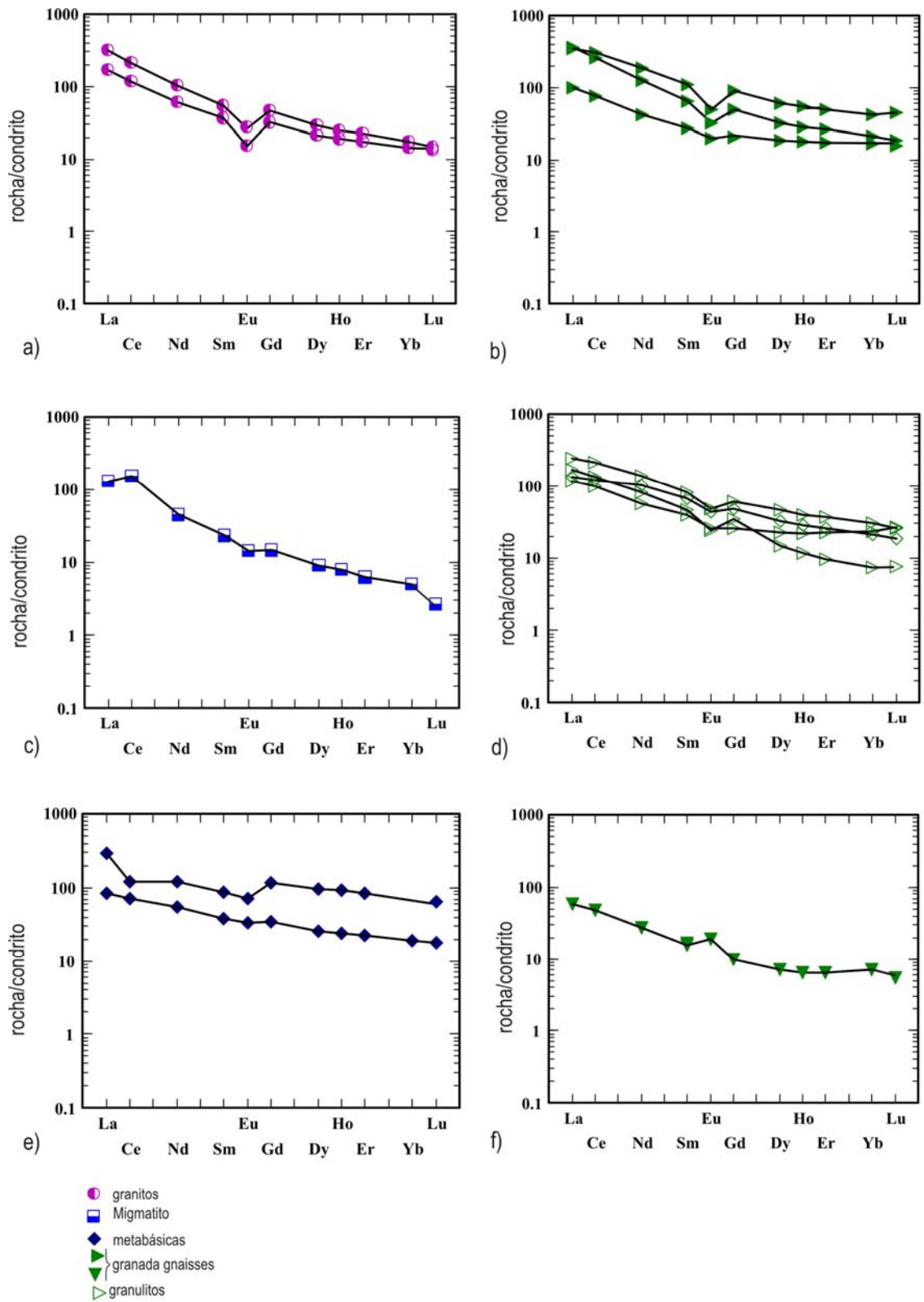


Figura 5.7 - Padrões de distribuição de Elementos de Terras Raras, normalizados por Condrito (TAYLOR & McLENNAN, 1985).

Com base em dados de Sm/Nd, DANTAS *et al.* (2000) delimitam na região três domínios geocronológicos: Guaxupé, Socorro e o Alto Rio Grande, sendo que área se insere no limite dos dois últimos. Na área os limites destes domínios são representados pelas zonas de cisalhamento transcorrente de Monte Sião, Cristina e São Bento do Sapucaí e pela zona de empurrão de Lourenço Velho.

Com o objetivo de verificar possíveis diferenças entre assinaturas crustais entre os diferentes blocos discutidos acima, foram feitas datações em rocha total (Sm/Nd) de treze amostras e duas com o método (U/Pb), cuja distribuição por unidades litológicas é apresentada na figura 5.8 (Tabela 5.4).

A partir desses dados são reconhecidas diferentes assinaturas e feita uma divisão em quatro sub áreas:

a) rochas migmatíticas do Complexo Amparo com idade $T_{DM} = 2.79$ Ga e valor de $\epsilon Nd(600) = -23.72$ (Figura 5.7), indicando possível fonte arqueana o que é coerente com dados apresentados por FETTER *et al.* (2001);

b) supracrustais do Grupo Andrelândia a partir das quais foram obtidas T_{DM} entre 2.36 e 2.48 Ga e $\epsilon Nd(600)$ de -14.69 a -15.68 , caracterizando derivação de fonte paleoproterozóica.

c) ortognaisses do Complexo Paraisópolis, incluindo gnaisses granulíticos, forneceram idades T_{DM} entre 1.21 a 1.98 Ga e, $\epsilon Nd(600)$ variando de -0.48 a -8.88 . Dado obtido em amostra de granulito enderbítico da pedreira de Piranguinho, no mesmo complexo, apresentou idade T_{DM} (Sm/Nd) preliminar em torno de 1.290 Ma com $\epsilon Nd(640) = -1.2$ (CAMPOS NETO & CABY, 2000).

d) granada gnaiss do Complexo Piracaia com idade T_{DM} de 2.30 com $\epsilon Nd(600)$ de -14.27 .

Amostras de rochas ígneas presentes na área forneceram as seguintes idades: a) T_{DM} de 1.82 Ga e $\epsilon Nd(600) = -12.78$ em biotita granito porfírico (H630) ao longo da Zona de Cisalhamento de Monte Sião; b) hornblenda biotita granitos (H619, IB20) para os quais foram obtidas idades T_{DM} de 1.44 a 1.53 Ga e valores de $\epsilon Nd(600)$ de -4.74 e -5.95 , respectivamente; c) T_{DM} 1.59 com $\epsilon Nd(600)$ de -7.04 em ortognaisses (H621) a leste da Zona de Cisalhamento de São Bento do Sapucaí.

A partir de duas amostras analisadas pelo método U/Pb em zircão, um ortognaisse (H621) do Complexo Piracaia e um gnaiss enderbítico do Complexo Paraisópolis (H623a), foram obtidas respectivamente, idades de cristalização de 642.14 ± 0.77 Ma e 645.5 ± 7.4 Ma, o que sugere magmatismo em torno de 650 Ma (Figura 5.9).

Os valores de $\epsilon Nd(t)$ foram normalizados para 600 Ma (média do evento tectonometamórfico

mais intenso na região). A partir do estudo isotópico Sm/Nd são reconhecidos dois segmentos crustais distintos: as rochas correlacionadas ao Bloco Brasília ou Placa Sanfranciscana - (Figura 5.8c) apresentam retrabalhamento a partir de crosta continental mais antiga (arqueana a paleoproterozóica), enquanto as do Bloco São Paulo ou *Nappe* de Socorro-Guaxupé com derivação mais jovem apresenta componente neoproterozóica mais dominante (Figura 5.8b).

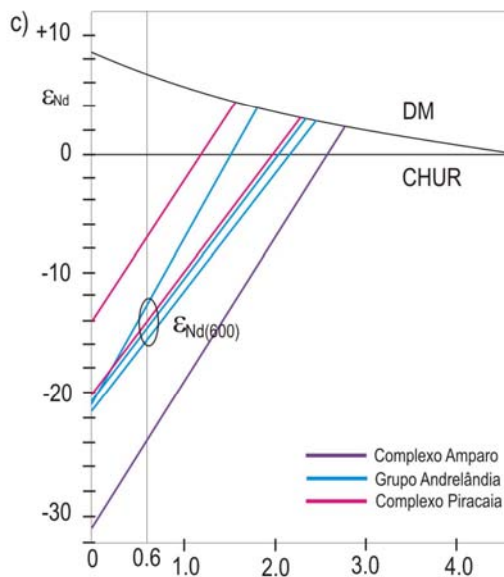
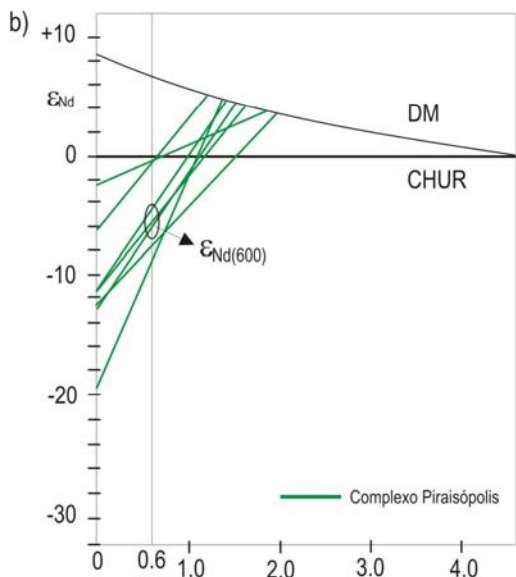
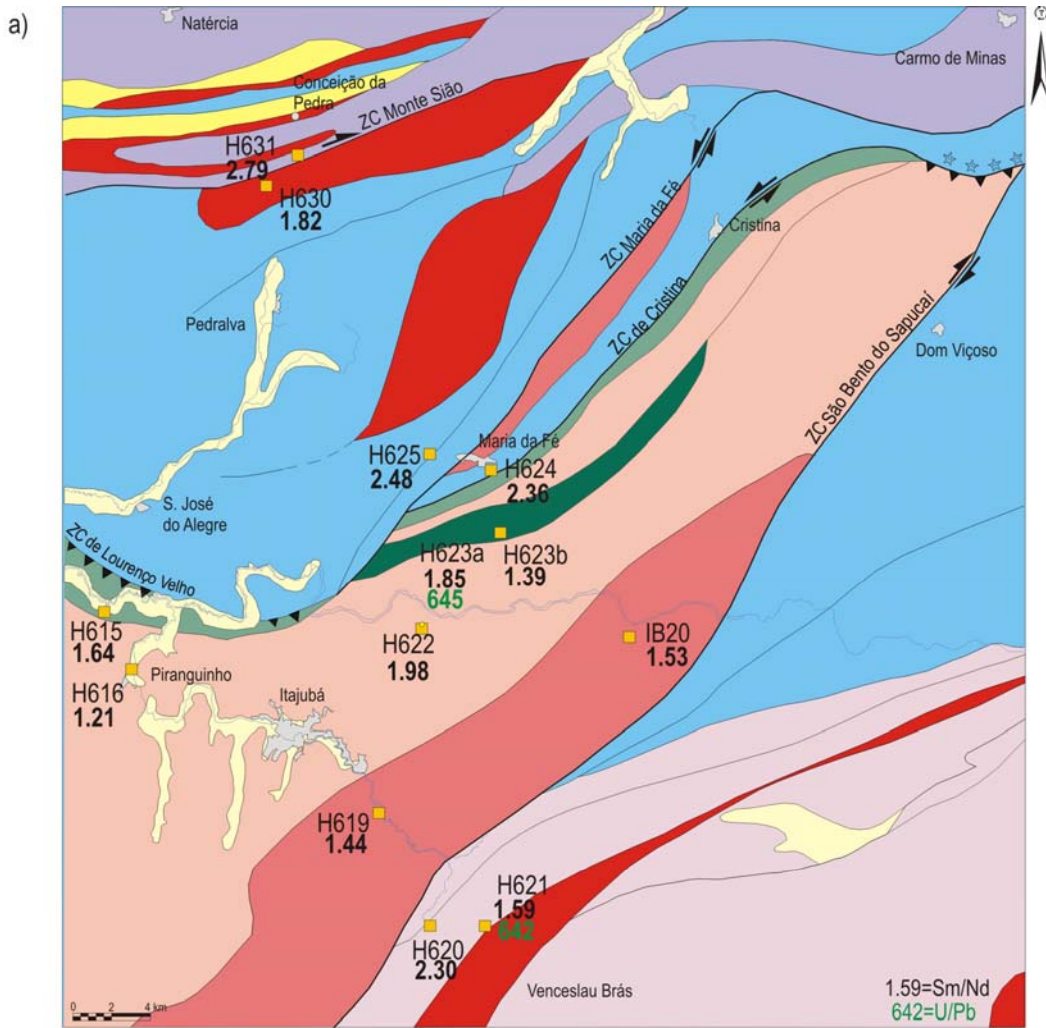


Figura 5.8 - Distribuição das idades modelos TDM das rochas analisadas (a) e diagramas de evolução de Nd das rochas do Complexo Paraisópolis (b), Grupo Andrelândia, complexos Amparo e Piracaia (c).

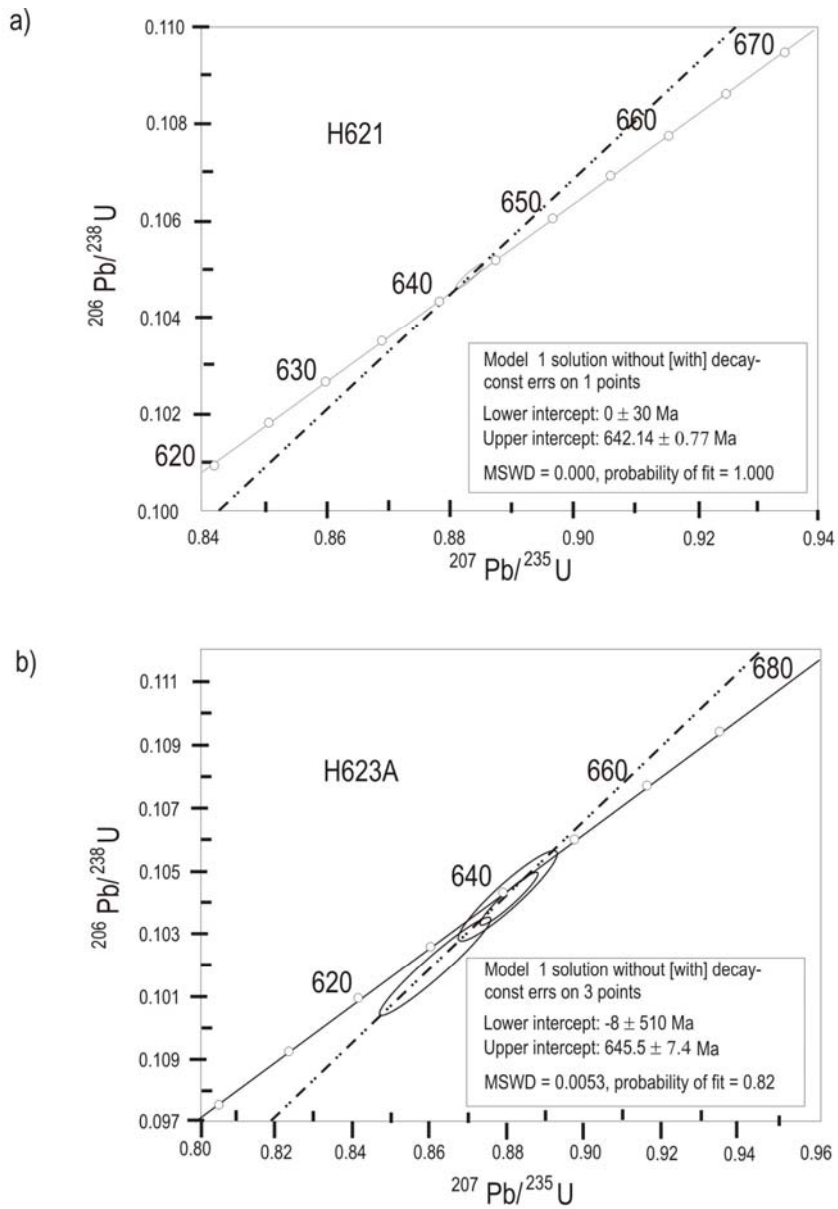


Figura 5.9 - Diagramas de concórdia de U/Pb das amostras: H621(ortognaisse) e H623a (gnaisse enderbítico). Localização das amostras - figura 5.8a.

Tabela 5.1 – Resultados de análise química para elementos maiores

amostra	unidade	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LO1	soma	rocha
	Complexo Amparo													
H631		74.05	0.21	14.35	1.49	0.03	0.37	1.50	3.32	4.62	0.06	0.33	100.33	Biotita gnaiss migmatizado
	Grupo Andrelândia													
H629		49.08	1.60	14.73	15.01	0.18	4.14	11.52	2.38	0.57	0.25	0.64	100.10	anf. gnaiss
H626		66.36	0.70	15.73	6.52	0.07	2.08	2.17	2.71	2.07	0.16	1.61	100.18	gr. gnaiss
H625		70.44	0.50	14.88	4.09	0.03	0.99	2.32	3.20	2.92	0.18	0.18	99.73	granulito
H624		67.85	0.71	13.63	6.68	0.09	0.43	3.30	2.70	3.59	0.25	0.12	99.35	gr. gnaiss
	Complexo Paraisópolis													
H622		56.92	1.37	18.47	6.80	0.16	2.35	5.18	4.61	2.39	0.50	1.01	99.75	Hornblenda gn. migmatizado
H616		68.96	0.73	15.21	5.67	0.11	1.80	1.88	4.18	1.11	0.08	0.25	99.98	gr. granulito
H615		62.02	1.48	14.37	8.43	0.14	1.53	4.09	3.23	3.69	0.56	0.37	99.91	gr. granulito
H623a		48.11	3.18	13.47	16.86	0.20	5.15	8.21	2.81	1.23	0.23	0.54	99.99	gn. enderbítico
H623b		75.10	0.15	13.88	0.69	0.00	0.14	1.21	2.64	5.97	0.02	0.20	100.00	anortosito
	Complexo Piracaia													
H620		72.49	0.30	14.33	2.83	0.03	0.82	1.70	3.52	3.25	0.08	0.67	100.02	gr. gnaiss
	Rochas ígneas													
H630		69.95	0.51	14.87	3.02	0.04	0.65	1.55	2.92	5.87	0.21	0.39	99.98	Biotita granito porfírico
H619		68.87	0.65	14.99	4.43	0.12	1.15	2.94	2.87	3.42	0.22	0.42	100.06	hornblenda – biotita granito
H621		70.93	0.78	13.50	3.98	0.07	0.93	1.90	2.53	4.75	0.29	0.32	99.98	ortognaiss

Tabela 5.2 – Elementos traços

amostra	unidade	Cr	Ni	Rb	Sr	Nb	Zr	Y
	Complexo Amparo							
H631		14	1	98	224	14	167	17
	Grupo Andrelândia							
H629		74	95	2	320	15	231	159
H626		86	41	76	268	12	163	24
H625		32	9	111	214	10	230	26
H624		18	1	80	310	18	742	72
	Complexo Paraisópolis							
H622		16	2	65	712	17	144	48
H616		66	24	20	276	14	197	36
H615		14	2	54	257	26	543	54
H623a		15	1	114	763	8	131	10
H623b		40	10	10	363	21	163	25
	Complexo Piracaia							
H620		45	10	98	211	7	85	10
	Rochas ígneas							
H630		13	1	181	291	13	386	40
H619		12	1	119	279	15	198	43
H621		14	1	153	246	26	429	52

Tabela 5.3 – Resultados de análise química para Elementos Terras Raras

amostra	unidade	Lu	Dy	Gd	Ho	Er	Yb	La	Eu	Nd	Ce	Sm	Y
	Complexo Amparo												
H631		0.066	2.25	3.00	0.44	1.02	0.83	30.4	0.82	21.3	92.3	3.52	10.5
	Grupo Andrelândia												
H629		1.62	24.5	24.2	5.18	14.0	10.1	69.3	4.09	55.9	73.4	13.3	168
H626		0.43	4.74	4.49	1.00	2.86	2.81	23.4	1.14	19.8	47.0	4.18	27.5
H625		0.19	3.73	7.19	0.66	1.59	1.23	39.7	1.37	37.9	82.6	7.08	17.5
H624		1.15	15.4	18.4	3.12	8.30	7.24	82.3	2.85	87.2	184	16.9	76.8
	Complexo Paraisópolis												
H622		0.47	8.23	10.0	1.60	4.24	3.57	31.8	2.50	47.5	73.3	10.1	43.2
H616		0.68	5.72	5.22	1.22	3.69	4.00	27.7	1.51	26.4	59.7	5.95	36.2
H615		0.65	11.6	12.4	2.20	6.07	5.07	57.8	2.79	64.1	129	12.5	53.8
H623a		0.45	6.58	7.18	1.35	3.67	3.25	20.2	1.95	25.4	43.0	5.81	35.0
H623b		0.45	0.46	1.18	0.11	0.25	0.27	39.1	0.78	18.9	65.6	1.94	2.17
	Complexo Piracaia												
H620		0.14	1.80	2.05	0.36	1.05	1.21	13.7	1.09	12.6	29.0	2.37	9.25
	Rochas ígneas												
H630		0.34	5.27	7.50	1.08	2.82	2.38	88.5	1.61	66.2	197	9.46	33.9
H619		0.37	7.53	9.47	1.41	3.68	2.96	73.5	1.56	47.4	128	8.36	38.7
H621		0.47	8.24	10.2	1.58	4.34	3.63	83.6	1.86	58.9	158	9.84	43.1

Obs: valores em ppm

Tabela 5.4 – Dados de Sm/Nd em rocha total

Amostra		Nd	Sm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2 Sigma	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$\epsilon\text{Nd}(600)$	T_{DM}	rocha
	Complexo Amparo									
H631		17.57	3.032	.1044	.511060	27	-30.8	-23.72	2.79	Biotita gn. migmatizado
	Grupo Andrelândia									
H625		29.55	5.897	.1207	.511536	21	-21.5	-15.68	2.48	granulito
H624		81.36	15.97	.11868	.511579	10	-20.7	-14.69	2.36	gr.gnaiss
	Complexo Paraisópolis									
H622		38.77	8.506	.1327	.511990	20	-12.6	-7.74	1.98	hornblenda gnaiss mig.
H616		26.49	5.419	.12368	.512327	11	-6.07	-0.48	1.21	gr.granulito
H615		63.26	12.69	.12129	.512046	17	-11.6	-5.78	1.64	gr.granulito
H623a		24.13	5.613	.14068	.512157	13	-12.39	-5.10	1.85	gn. enderbítico
H623b		20.43	2.066	.6116	.511651	18	-19.3	-8.88	1.39	anortosito
	Complexo Piracaia									
H620		7.660	1.484	.1171	.511594	16	-20.4	-14.27	2.30	gr. gnaiss
H621		48.57	8.513	.1060	.511951	19	-14.0	-7.04	1.59	ortognaiss

Continuação da tabela 5.4

Amostra		Nd	Sm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2 Sigma	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$\epsilon\text{Nd}(600)$	T_{DM}	rocha
	Rochas ígneas									

H630		56.29	8.326	.08945	.511562	17	-21.0	-12.78	1.82	Biotita granito porfírico
H619		37.84	6.806	.1088	.512050	15	-11.5	-4.74	1.44	hornblenda – biotita granito
IB20		70.87	12.75	.1088	.511988	22	-12.7	-5.95	1.53	hornblenda – biotita granito
H621		48.57	8.513	.1060	.511951	19	-14.0	-7.04	1.59	ortogneise

Notas: 1) Calculado assumindo: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ today = 0.512638 com dados normlizados para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = 0.72190. Epsilon Nd (hoje) = $((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [amostra hoje]/0.512638) - 1) $\times 10^4$. 2) Epsilon Nd (600 Ma) = $((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [amostra 600 Ma]/ $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [CHUR,600 Ma]) - 1) $\times 10^4$. 3) Situação onde medida em amostras usando técnicas independentes (e.g. idade U-Pb zircão). 4) Epsilon Nd(t) = $((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [amostra 600 Ma]/ $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [CHUR, t]) - 1) $\times 10^4$; não calculado para amostras com idade desconhecida. CHUR = reservatório uniforme de condrito (cf. DePaolo, 1981). 5) Calculado segundo modelo de DePaolo (1981).

Este capítulo apresenta a análise estrutural e geométrica da área, enfatizando as relações entre as estruturas geradas por tectônica tangencial e transcorrente, atribuídas respectivamente, a colisão dos blocos crustais São Paulo sobre o Brasília (orogênese Brasília) ou *Nappe* de Socorro-Guaxupé sobre a placa Sanfranciscana, e do Bloco Vitória sobre estes (orogênese Ribeira). O estudo cinemático visa a reconstituição dos transportes ocorridos, principalmente em relação ao evento tangencial e a superposição das deformações relacionadas às colisões Brasília e Ribeira.

Para isso foram descritos 271 afloramentos (Anexo I), coletadas 481 atitudes de foliação e 332 de lineação, utilizando-se bússola Clar. A este conjunto foram adicionados dados compilados do Projeto Gravimetria do Sul de Minas Gerais (EBERT *et al.* – inédito) totalizando 589 atitudes de foliação e 429 de lineação, cujo tratamento é descrito nos itens seguintes.

6.1 – Análise geométrica

6.1.1 – Topologia dos elementos planares e lineares

A análise geométrica consiste da descrição das estruturas planares e lineares existentes na área (foliação, lineação, dobras e zonas de cisalhamento), bem como da caracterização de suas relações geométricas e cronológicas.

O termo foliação é utilizado para descrever feições planares de origem tectônica em corpos rochosos. Pode ser definida como uma variação espacial na composição mineral ou tamanho do grão, por uma alongação preferencial de placas ou agregados de grãos, por descontinuidades planares como microfraturas ou pela combinação desses elementos. Lineações são feições definidas pelo eixo de alongamento de minerais ou agregados minerais, *boudins*, seixos ou por interseções de feições planares. A lineação de estiramento é definida por grãos ou por agregados de minerais deformados linearmente, dos quais o quartzo é o mais comum.

A área é predominantemente constituída por biotita gnaisses, granada-biotita gnaisses, granulitos e migmatitos que exibem foliação gnáissica, milonítica, bandamento composicional e xistosidade. A foliação gnáissica é caracterizada pelo achatamento de agregados quartzo-feldspáticos, o bandamento composicional pela alternância de bandas centimétricas quartzo-feldspáticas e níveis máficos (biotita e anfibólio) e a xistosidade por iso orientação de minerais micáceo. Em zonas de milonitização ocorre um adensamento de planos, redução na granulação e nas espessuras das bandas, que variam de milimétricas a centimétricas. Em rochas protomiloníticas

e na presença de porfiroclastos é comum a foliação adquirir um aspecto anastomosado.

A lineação de estiramento é frequentemente caracterizada pela orientação preferencial de cristais ou agregados de quartzo (estirados e achatados) e pelo alinhamento do eixo maior de porfiroclastos de feldspato. Em rochas menos deformadas iso orientação de plaquetas de biotita, cristais de anfibólio ou de aglomerados de cristais definem a lineação mineral.

6.1.2 – Orientação da foliação e lineação

Dados coletados em campo juntamente com elementos fotointerpretados (alinhamentos estruturais e traços de foliação) foram plotados no mapa estrutural (Anexo II) e serviram de base para a confecção do mapa de linhas de forma estrutural (Anexo V).

Os pólos de foliação e lineação medidos foram plotados em estereogramas, rede de Schmidt-Lambert com projeção no hemisfério inferior, utilizando-se do Programa StereoNet (Geological Software – versão 3.03), cujos resultados são apresentados nos itens seguintes.

Para o conjunto total de atitudes de foliações coletadas (Figura 6.1a.) o estereograma desenha uma guirlanda, indicando variação de mergulho e direção. Prevaecem foliações de direção NE-SW sub-verticais ou com mergulho médio para SE, associadas a lineações com caimento suave (10°) para SW ou NE (Figuras 6.1b). Uma concentração secundária indica foliação com ângulo médio de mergulho (32°) para SSW.

A área apresenta um complexo comportamento geométrico das foliações em termos de direção, que varia de NW-SE, E-W e NE-SW, e de mergulhos que vão de baixo a alto ângulo (Mapa Litoestrutural – Anexo II). As principais zonas de cisalhamento da área apresentam preferencialmente traçado em torno de NE-SW e, subordinadamente, NW-SE. Para visualizar melhor a distribuição e o comportamento geométrico da foliação na área, bem como subsidiar a análise da cronologia relativa, executou-se uma série de análises geométricas em mapa e estereogramas. Em mapa foram traçadas linhas de forma estrutural com base na integração entre medidas coletadas em campo e elementos foto interpretados a partir de fotos aéreas e imagens de satélite. Para verificar a existência de uma relação entre as direções preferenciais encontradas e o caráter cinemático correspondente (compressivo ou transcorrente) foi representada ainda a intensidade de mergulho preferencial.

6.1.3 - Análise por intervalos de ângulos de mergulho da foliação

Inicialmente as medidas de foliação e lineação da área foram agrupadas por intervalos de baixo (0° - 30°), médio (31° - 60°) e alto (61° - 90°) ângulos de mergulho de foliação independente de sua localização na área. Com esta divisão pretendeu-se caracterizar o comportamento de cada grupo, particularmente, o da foliação com baixos mergulhos, supostamente pouco rotacionado pelas transcorrências, para reconstituir-se a direção de transporte relacionadas às estruturas tangenciais. Para cada intervalo de mergulho da foliação e lineações correspondentes foram confeccionados estereogramas, descritos a seguir:

O estereograma construído para os afloramentos com baixo ângulo de mergulho de foliação (85 medidas) resultou em um mergulho médio de 24° para SSW (200/24). As lineações associadas são predominantemente frontais a oblíquas com caimento inferior a 20° para SW (máximo em 225/17) - Figuras 6.2a,b.

A foliação de médio mergulho (224 medidas) apresenta uma concentração máxima em torno de 48° de mergulho para SE (153/48) e a lineação (149 medidas) com caimento de 10° para SW (243/9) - Figuras 6.2c,d.

O estereograma para o conjunto de alto ângulo (280 medidas) caracteriza foliação NE-SW com mergulho alto (superior a 70°) para NW ou preferencialmente para SE (134/71) - Figura 6.2e. A lineação de estiramento (220 medidas) é predominantemente direcional, com caimento suave (8°) para SW ou NE, sendo observadas também algumas lineações frontais verticais associadas ao conjunto (Figura 6.2f).

Em termos de atitudes a foliação da área não apresenta distribuição homogênea, variando a direção e o ângulo de mergulho. A lineação apresenta orientação mais constante para SW e, secundariamente para NE, evidenciado nos diagramas de rosetas construídos para os três conjuntos. Esta análise discriminatória da foliação por mergulho demonstrou que existem dois conjuntos distintos: a) uma foliação tangencial (S_n) de baixo mergulho para SSW e lineação frontal a oblíqua, atribuída a cavalgamento de direção SW-NE; b) uma foliação de direção NE-SW de alto ângulo de mergulho (S_{n+1}), com lineações direcionais atribuídas a uma tectônica transcorrente.

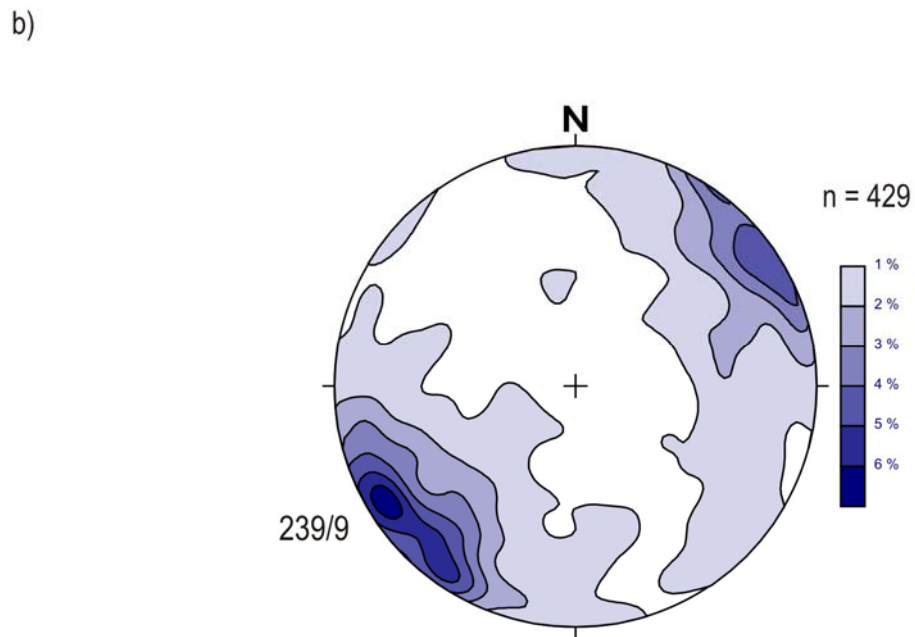
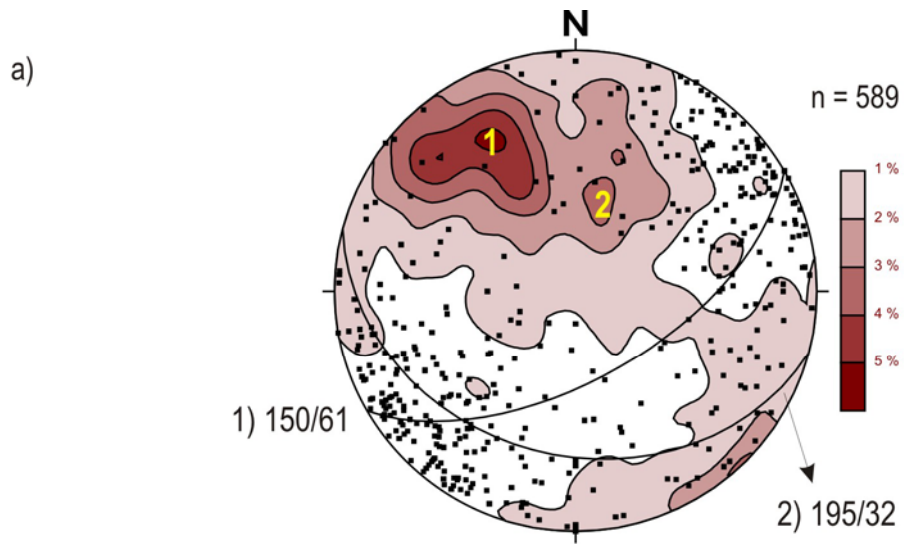


Figura 6.1- Estereogramas de pólos do conjunto total de (a) foliação e (b) lineação da área. Foliação - isolinha marrom; lineação - pontos e isolinha azul; n - número de medidas.

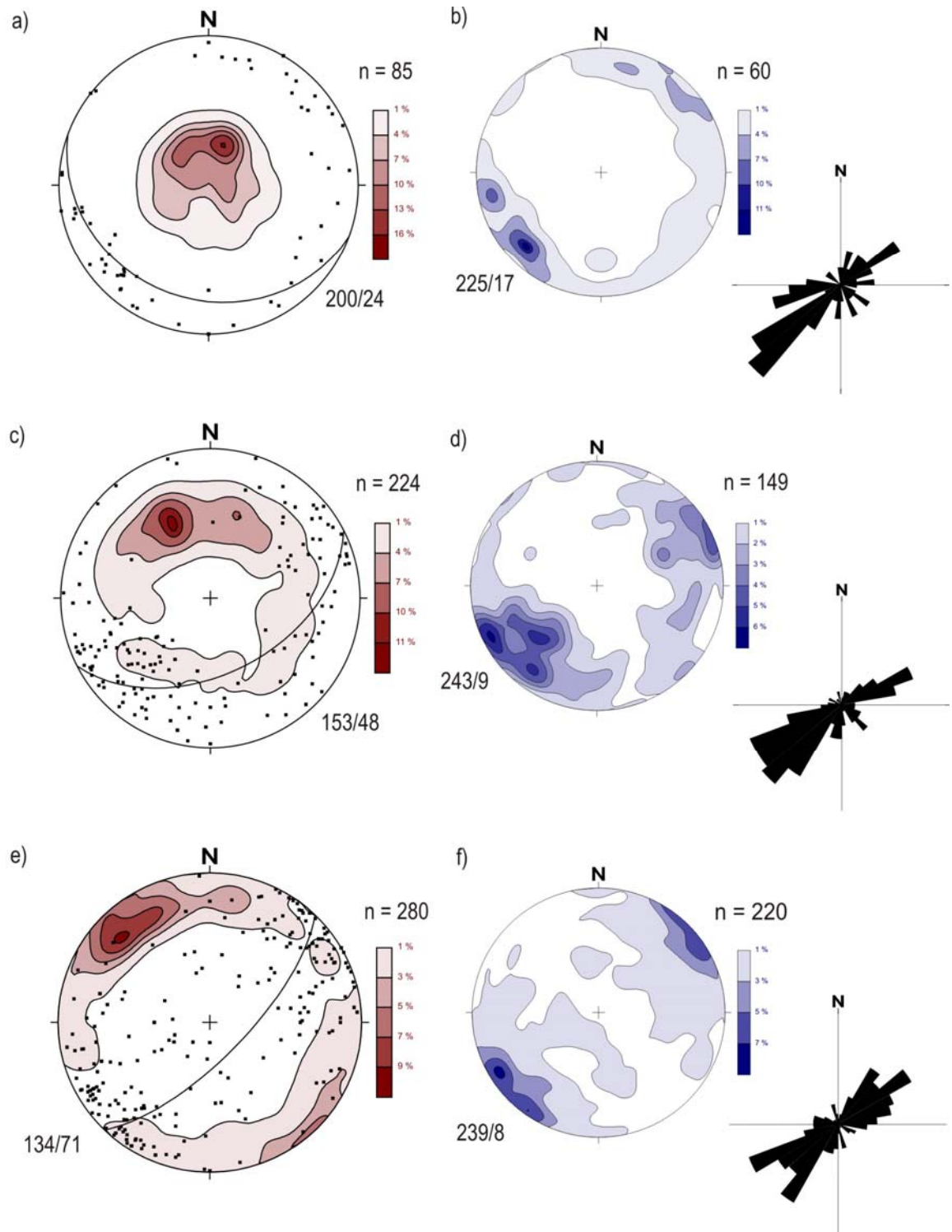


Figura 6.2 - Estereogramas para os intervalos de: (a) baixo (0-30°), (c) médio (31-60°), (e) alto (61-90°) ângulos de mergulho de foliação. (b,d,f) lineação associada aos respectivos intervalos em estereogramas e rosetas. Foliação - isolinha marrom; lineação - pontos/isolinha azul; n - número de medidas.

6.1.4 – Domínios estruturais

A sub divisão em intervalos de mergulho da foliação apresentada no Item 6.1.3 evidenciou uma gradação de baixo ângulo para o quadrante SW para mergulhos intermediários para sul a altos para SE. Com objetivo de verificar a distribuição geográfica dos diferentes intervalos de ângulo de mergulho da foliação foi elaborado um mapa com curvas de iso-mergulho, utilizando-se o programa SURFER (Golden Software – versão 7.0). A partir da análise do mapa litoestrutural (Anexo II), de linhas de forma estrutural (Anexo V) e das curvas de iso-mergulho, foi possível visualizar domínios com comportamento geométricos distintos (Figura 6.3).

No setor entre Itajubá, São José do Alegre e Pedralva predomina foliação com baixos valores de ângulo de mergulho (cores amarelas). O agrupamento das medidas deste domínio (172 atitudes) em um único estereograma (Figura 6.4a), mostra o predomínio de foliação com mergulho médio de 34° para SW e, secundariamente 54° para SE. A lineação é frontal a oblíqua com baixo caimento (<20°) para SW – figuras 6.4b,c. A zona de cisalhamento de baixo ângulo de Lourenço Velho está inserida neste domínio. São observadas com relativa frequência zonas verticais discretas, cortando a foliação de baixo ângulo de mergulho (Sn), com espessuras variando de alguns metros (Foto 6.1) a poucos centímetros (Fotos 6.2 e 6.3) sendo, portanto relacionadas à um evento posterior (Sn+1) de caráter transcorrente.

A área a sudeste de Itajubá, a leste de Maria da Fé e Cristina apresenta, predominantemente, mergulhos superiores à 60° (cores azuis). Em fotos aéreas e no mapa de linhas de forma é caracterizada por *trend* definido de traços de foliação de direção NE-SW e corresponde às áreas de influência das zonas de cisalhamento transcorrentes de Maria da Fé, Cristina e São Bento do Sapucaí. Predomina uma foliação com mergulho médio de 68° para SE (Figura 6.5d) e lineação direcional, com caimento inferior a 10° para SW e NE (Figuras 6.5e,f). Pontos afastados das bordas do estereograma evidenciam lineações com mergulhos médio de 45° para os quadrantes NE, SE e SW. A foliação neste domínio adquire um aspecto milonítico com adensamento dos planos e lineação de estiramento bem desenvolvida (Fotos 6.4, 6.5, 6.6).

A partir das atitudes de foliações divididas em intervalos de baixo (0-30°), médio (31-60°) e alto (>61°) ângulo de mergulho é apresentada uma separação em sub-áreas com predomínio de atitudes de baixo-médio e alto ângulo (Figura 6.5), cujo arranjo é semelhante ao obtido com o de interpolação de dados (Figura 6.3). Prevalece na região de Itajubá- Pedralva foliação com mergulho médio de 34° para SSW e 54° para o quadrante SE, associada a lineação sub-horizontal com caimento para SW e NE. O domínio de alto ângulo apresenta mergulhos médios de 72° para SE e

secundariamente, para NW.

As figuras 6.3 e 6.5 mostram de forma simplificada que a direção NW-SE prevalecem em áreas de baixo a médio a ângulo de mergulho para SW, enquanto a direção NE-SW, paralela às zonas de cisalhamento transcorrentes, corresponde à direção preferencial das foliações de médio a alto ângulo de mergulho. O tratamento dos pares de foliação-lineação desses domínios mostra predomínio de lineação mergulhando para SW o que confere um caráter frontal para os primeiros (domínio tangencial) e lineação direcional NE-SW para o segundo.

A disposição geográfica destes dois conjuntos principais de elementos planares é mostrada na figura 6.6. Na representação da foliação foi feita uma divisão em dois conjuntos: a) foliação com caimento para SW (S_n - placas amarelas) e, b) com mergulho para os quadrantes SE e NW (S_{n+1} - placas brancas). A partir desta representação observa-se que a foliação de baixo ângulo de mergulho com caimento para SW, relacionada à tectônica tangencial (D_n), é rotacionada para a direção NE-SW.

Segmentos delimitados por lineamentos transcorrentes, nos quais a foliação sofre flexão gradual, ocorrem na área em diferentes escalas. Esses domínios foram referidos como tangenciais rotacionados por EBERT *et al.* (1993). Na área o exemplo mais expressivo ocorre a leste da zona de Maria da Fé, ao longo do rio Lourenço Velho, onde a foliação S_n rotacionou sinistralmente de forma gradual para a direção NE-SW sem, no entanto, ter sofrido uma milonitização em zonas transcorrentes.

Foliações semelhantes de baixo ângulo e provavelmente cogenéticas foram discutidas em outras áreas vizinhas. Na porção norte da Cunha de Guaxupé a foliação regional de baixo ângulo apresenta orientação NW-SE, está associada a lineação de estiramento de baixo caimento para SE e transporte tectônico para NW (MORALES, 1993; MORALES *et al.* 1994). Na porção central da Cunha de Guaxupé a foliação de baixo ângulo apresenta predominantemente caimento de 30° para SW, lineação direcional com mergulhos inferiores a 20° para NW e SE (BRAGA, 1996; BRAGA & EBERT, 1998).

Na região entre Ouro Fino e Borda da Mata, a sul da Cunha de Guaxupé, as foliações de baixo e de alto ângulo de mergulho apresentam direção em torno de N70°E, caimento para SE e NW e estão associadas a lineação sub-horizontal direcional. Nas zonas de cisalhamento de Jacutinga, Ouro fino e Monte Sião a foliação vertical, apresenta configuração em “flor” com mergulho suavizando do centro para as bordas das zonas (MESQUITA 1997).

Na região de Varginha as *nappes* de Socorro-Guaxupé, Três Pontas- Varginha, Carmo da Cachoeira e do Grupo Carrancas apresentam, predominantemente, foliação com mergulho médio

de 10-22° para SW, associadas a lineação com caimento para os quadrantes SW e NW tectônica convergente com sentido de movimentação variando de E-ENE para N-NNW (GARCIA 2000).

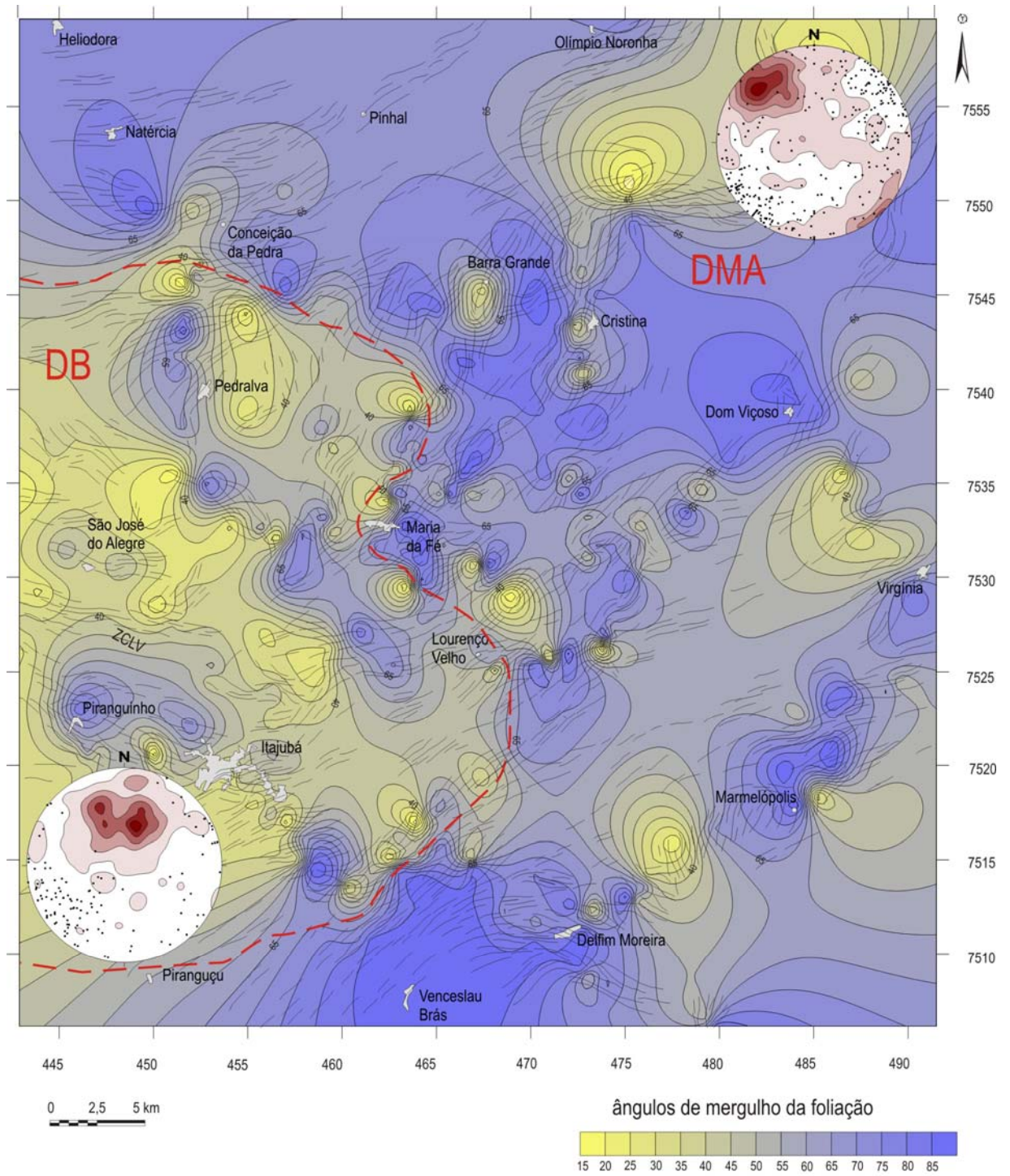


Figura 6.3 - Mapa de iso-mergulho da foliação, linhas de forma estrutural e estereogramas para os domínios estruturais com predomínio de baixo (DB) e médio-alto (DMA) ângulos de mergulho da foliação. Nos estereogramas isolinhas = foliação; pontos = lineação.

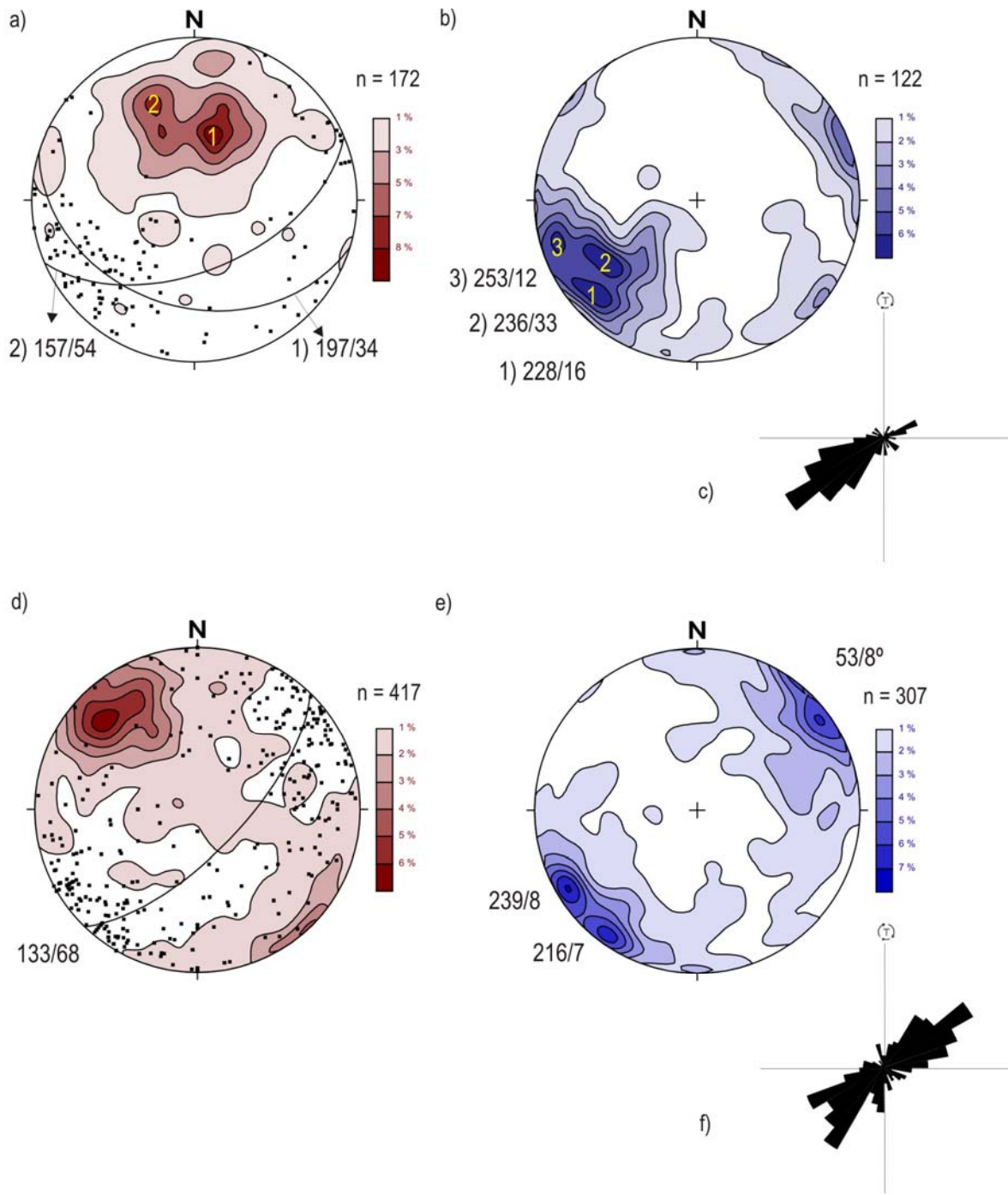
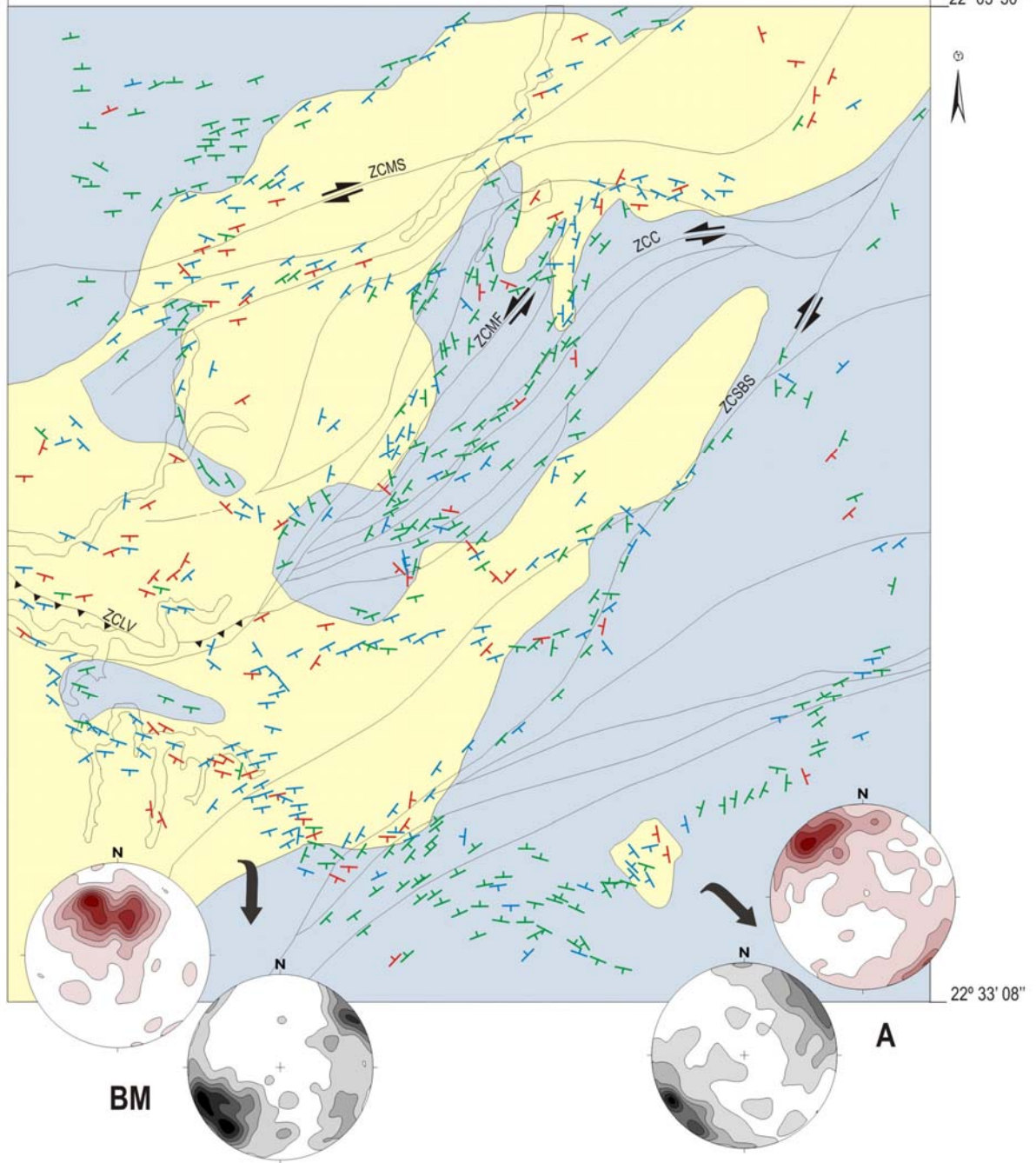


Figura 6.4 - Estereogramas de foliação com predomínio de (a) baixo e (d) médio-alto ângulo de mergulho. Lineações associadas em estereogramas (b,e) e em rosetas (c,f). Foliação - isolinha marrom; lineação - pontos/isolinha azul; n - número de medidas.

43° 33' 49"

45° 04' 37"

22° 03' 50"

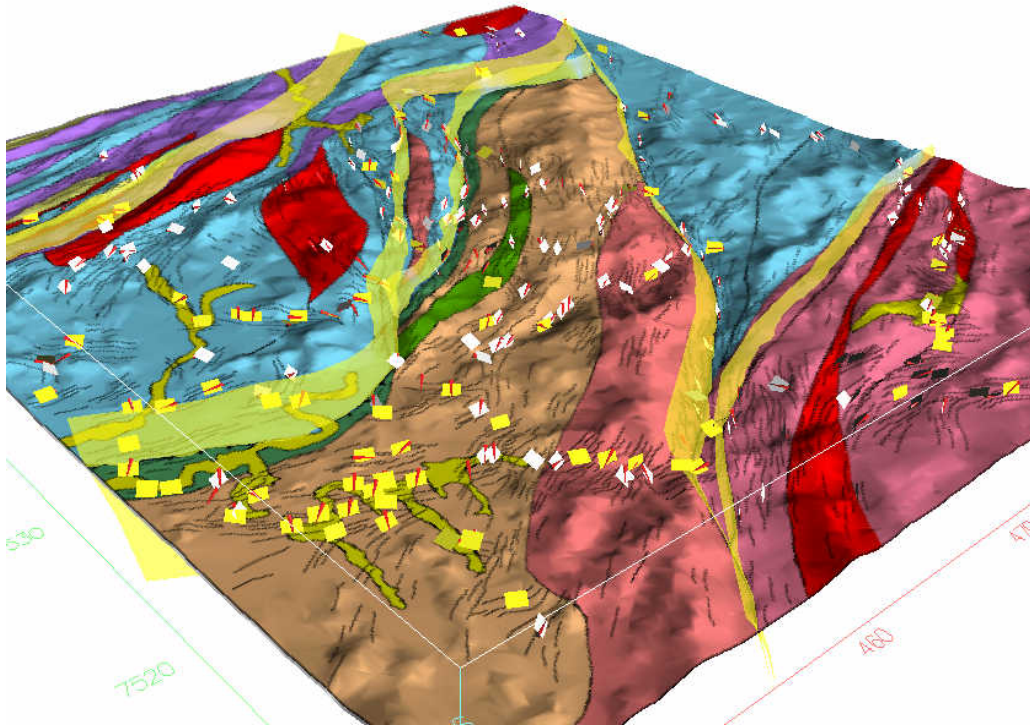


Domínios:

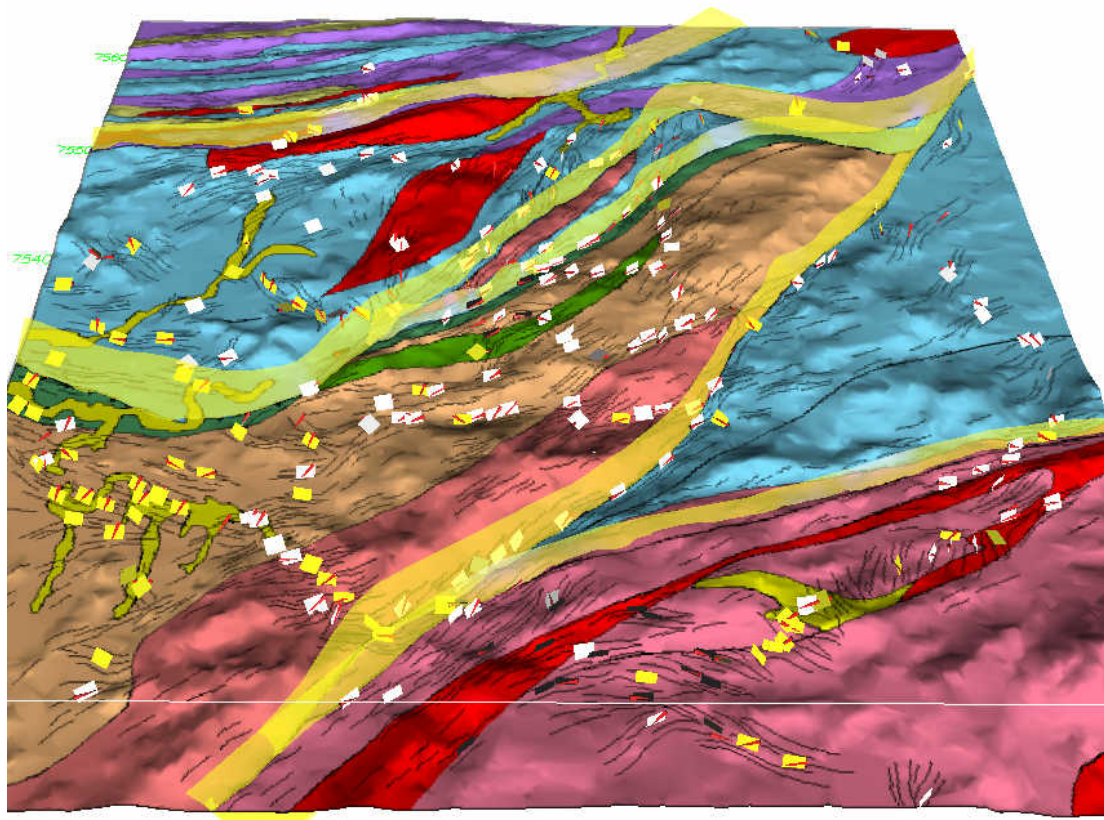
- BM baixo a médio ângulo de mergulho de foliação
- A alto ângulo de mergulho de foliação

- ┆ mergulho da foliação
- ┆ 0-30°
- ┆ 31-60°
- ┆ 61-90°

Figura 6.5 - Domínios estruturais com predominio de foliação de baixo-médio (BM) e alto (A) mergulho de foliação. Estereogramas de pólos de foliação (marrom) e lineação (cinza).



a)



b)

Figura 6.6 – Modelos tridimensionais mostrando as principais zonas de cisalhamento da área e a atitude da foliação de baixo (placas amarelas) e médio-alto ângulos de mergulho (placas brancas). Setas vermelhas=lineação de estiramento; traços=linhas de forma estrutural. Visada para NE(a), N (b)



Foto 6.1 - Zona milonítica em granada gnaisses com lineação de estiramento de alto caimento. S:222/70 - L:246/66 (Grupo Andrelândia, afl. 52, sul de Pedralva, visada para NE).



Foto 6.2 - Foliação gnáissica de baixo ângulo (S:204/30-L:206/30) afetada por zona de cisalhamento verticalizada (120/68) - Complexo Paraisópolis, afl. 68, Itajubá (vista em planta).

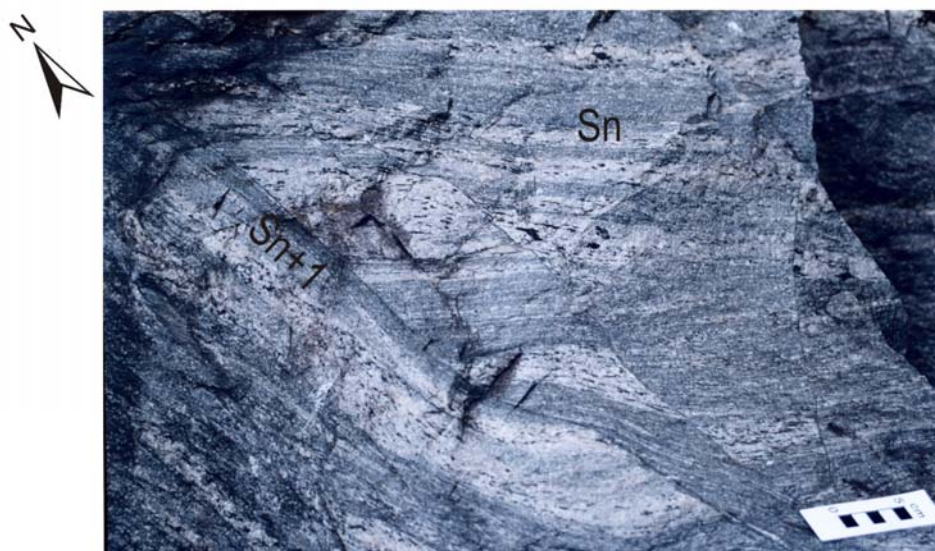


Foto 6.3 - Biotita gnaisses com foliação Sn de baixo ângulo (S:123/25-L:130/25) afetado por zona de cisalhamento verticalizada (225/80) - Complexo Paraisópolis, afl. 4, Itajubá (vista em planta).



Foto 6.4 - Granada biotita gnaiss milonitizado na zona de cisalhamento de Cristina. Foliação Sn+1 - S:302/85-L:212/03 (Complexo Paraisópolis, afl. 55, estrada Maria da Fé-Cristina, visada para NE).



Foto 6.5 - Muscovita quartzito milonitizado. Lineação de estiramento indicada pelas linhas pretas. S:318/85-L:45/29 (Complexo Piracaia, afl. 137, estrada Itajubá - Delfim Moreira, visada para N).



Foto 6.6 - Gnaiss milonitizado com indicação da lineação de estiramento (traços pretos). S:180/70-L:140/65 (Complexo Piracaia, afl. 198, estrada Itajubá-Delfim Moreira, visada para N).

6.2 – Zonas de cisalhamento

A área é recortada por quatro zonas de cisalhamento de alto mergulho principais, as zonas de São Bento do Sapucaí, Maria da Fé e Cristina com direção NE-SW e a Monte Sião com traçado aproximadamente ENE. As zonas de cisalhamento transcorrente de Cristina e Maria da Fé conectam-se a zona de baixo ângulo mergulho de Lourenço Velho, de direção aproximada E-W (Figura 6.7).

A definição contínua dos traçados das zonas de cisalhamento na área não é de fácil definição, embora existam trabalhos de mapeamento regionais anteriores utilizados como referência (CAVALCANTE *et al.* 1979, MORAIS *et al.* 1999). A deformação é freqüente nas rochas da área, notadamente na porção leste entre as zonas de Maria da Fé e São Bento do Sapucaí. Além dos elementos foto interpretados, em campo, ao longo de perfis ortogonais, procurou-se seguir critérios de delimitação como: intensidade de milonitização, redução do espaçamento entre os planos de foliação, presença de porfiroclastos deformados de feldspato, quartzo estirados ou formando *ribbons*, além de indicadores cinemáticos para determinação da movimentação principal. As principais zonas de cisalhamento identificadas na área são descritas a seguir:

6.2.1 - Zona de Cisalhamento de Lourenço Velho

A zona de Lourenço Velho constitui a única zona de baixo ângulo da área. Apresenta, para oeste, continuidade até Santa Rita do Sapucaí quando se conecta a zona de Camanducaia. Seu traçado, de direção NW-SE, coincide com o contato entre gnaisses granulíticos do Complexo Paraisópolis posicionados sobre biotita gnaisses e anfibólio biotita gnaisses do Grupo Andrelândia. Nas proximidades do contato predomina foliação mergulho em torno 20-35° para SW e lineação sub-horizontal oblíqua a frontal para SW. Feições de movimentação de topo, observadas em Piranguinho e Itajubá, indicam sentido de transporte para NE e secundariamente para N e extensão para SW. A milonitização é descontínua e restrita a poucos metros de espessura.

6.2.2 - Zona de Cisalhamento de Cristina

A zona de cisalhamento de Cristina representa a continuação da superfície de baixo ângulo de Lourenço Velho, rotacionada sinistralmente ao longo de rampa lateral NE-SW. Na porção central apresenta foliação com mergulho médio superior a 70° para SE e NW, lineação sub-horizontal com

caimento para SW e NE (Figuras 6.8 a,b) e indicação de movimentação sinistral. A nordeste de Cristina este contato assume direção WNW-ESE, e o mergulho volta a ser médio ângulo para SW de forma semelhante à Zona de Cisalhamento de Lourenço Velho, sendo então seccionada pela Zona de Cisalhamento de São Bento do Sapucaí (Figura 6.9).

6.2.3 - Zona de Cisalhamento de Maria da Fé

A zona de cisalhamento de Maria da Fé apresenta traçado curvilíneo sendo sua porção mais central, entre o rio Lourenço Velho e Barra Grande, orientada segundo a direção a NE-SW e infletindo a norte de Cristina para E-W. A foliação deste setor é caracterizada por mergulhos altos para SE e médio a alto para NW e SE e a lineação por caimento suave ($<20^\circ$) variando de S-SW e N-NE (Figuras 6.8 c,d). A partir do rio Lourenço Velho sua continuidade para Sul não é clara, sendo mais provável que sofra nova inflexão conectando-se a zona de empurrão de Lourenço Velho (CAVALCANTE *et al.* 1979; HACKSPACHER *et al.* 1991). A movimentação ao longo da Zona de Maria da Fé é de difícil determinação, em função da baixa assimetria apresentada por porfiroclastos existentes, predominando indicação de movimentação sinistral.

6.2.4 - Zona de Cisalhamento São Bento do Sapucaí

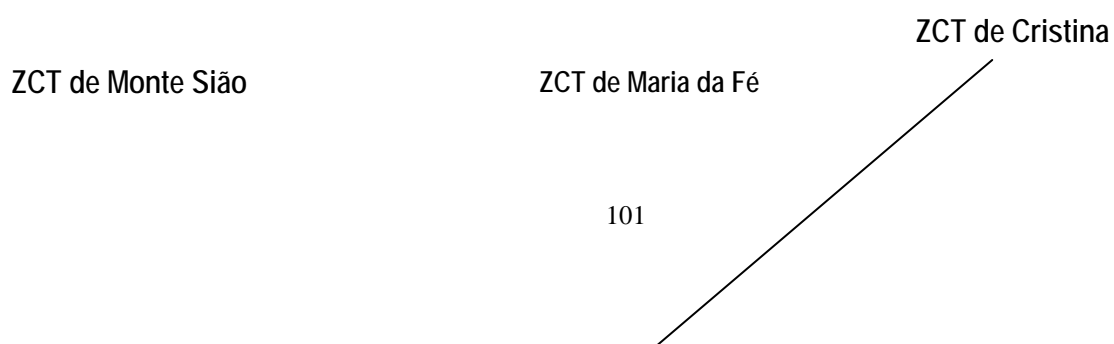
Constitui uma estrutura que se estende desde o paralelo 23° (Folha Guaratiguetá – 1:250.000) até as proximidades de São Lourenço, onde se conecta ao segmento da zona e cisalhamento de Maria da Fé (CAVALCANTE *et al.* 1979) e de Cristina. Orienta-se preferencialmente segundo direção a NE-SW com traçado sinuoso e marca o contato entre rochas do Complexo Paraisópolis com as do Grupo Andrelândia e Complexo Piracaia. É caracterizada por foliação com mergulhos sub-verticais para SE e NW e lineação sub-horizontal com caimento para NE e SW (Figuras 6.8 e,f). Ao longo da zona a milonitização ocorre em faixas quase contínuas, com espessura média de 400 metros. Na porção sudeste da área nas proximidades de Venceslau Brás a milonitização é mais intensa, atingindo aproximadamente 1 km de largura. De forma menos intensa ocorre foliação milonítica de Delfim Moreira até Virgínia, no limite leste da área. Cristais de feldspato rotacionados e inflexão da foliação indicam predomínio de movimentação dextral ao longo desta zona.

6.2.5 - Zona de Cisalhamento Monte Sião

Compreende a zona de cisalhamento menos detalhada no presente estudo e marca o contato de biotita gnaisses migmatizados do Complexo Amparo com anfibólio biotita gnaisses do Grupo Andrelândia. Em perfil executado entre Pedralva e Conceição das Pedras foram reconhecidas faixas milonitizadas de até cem metros de espessura, com continuidade para leste em direção a Barra Grande, ao longo das quais foram observados cristais rotacionados com indicação de movimentação dextral.

Segundo CAVALCANTE *et al.* (1979) a zona de cisalhamento de Monte Sião constitui importante elemento estrutural de traçado bastante sinuoso com cerca de 200 km de extensão. Origina-se próximo a Monte Alegre do Sul com direção N10°-20°E. No trecho Monte Sião-Inconfidentes (Folha Guaratinguetá) inflete para ENE, passa a sul de Pouso Alegre prosseguindo até Santa Rita do Sapucaí aonde se junta à zona de cisalhamento de Camanducaia.

Na região entre Ouro Fino e Borda da Mata – MG é caracterizada por faixa de milonitos e ultramilonitos de coloração esbranquiçada com espessura entre 300 e 600 metros. Onde a milonitização não foi muito intensa são reconhecidos gnaisses anfibolíticos e gnaisses quartzo feldspáticos (MESQUITA, 1997).



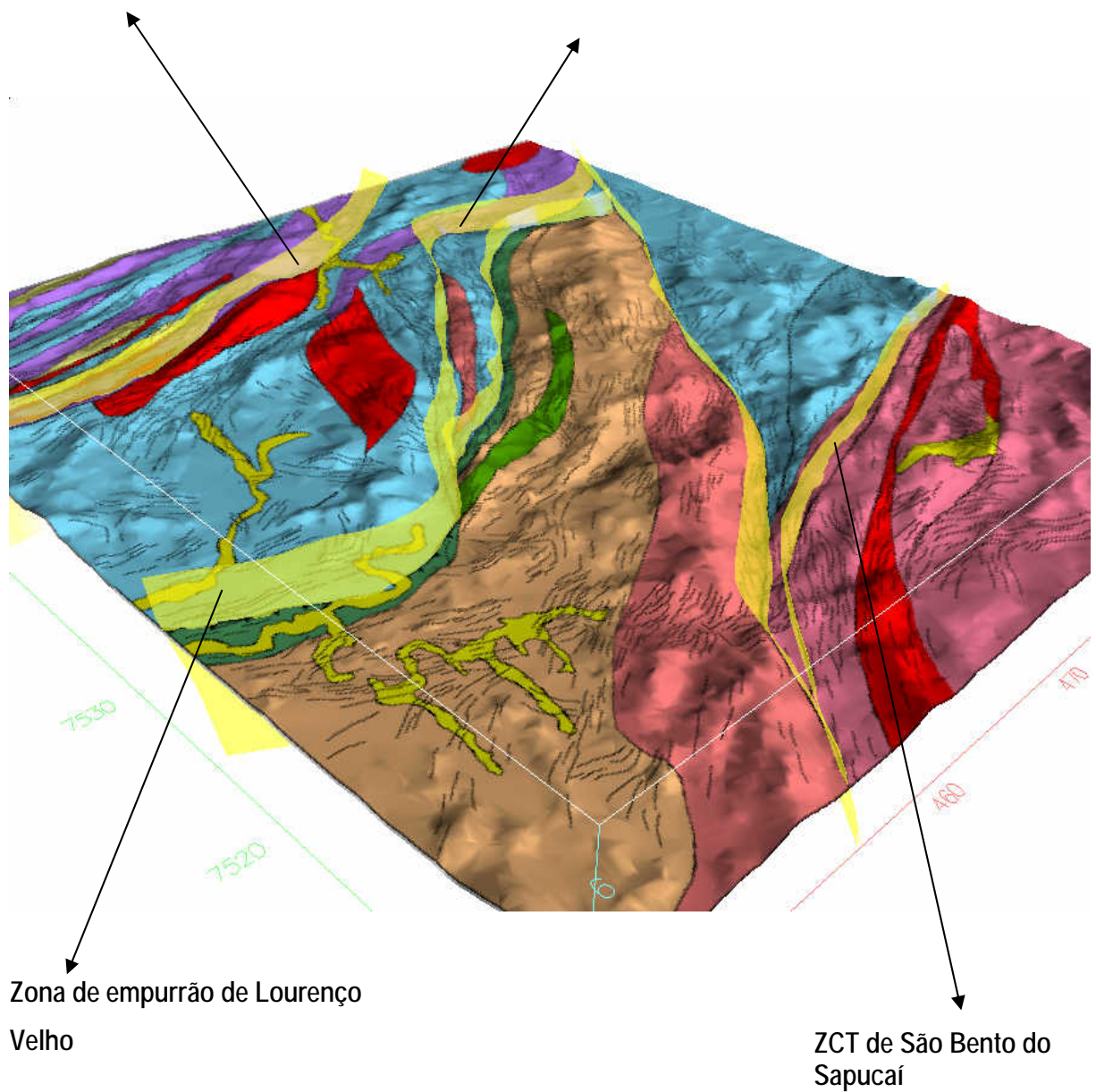


Figura 6.7 – Modelos digital do terreno com as principais zonas de cisalhamento da área. Na parte central ocorre a inflexão da ZC de Lourenço Velho para as zonas transcorrentes de Maria da Fé e Cristina (traços cinza – linhas de forma estrutural, visada para NE).

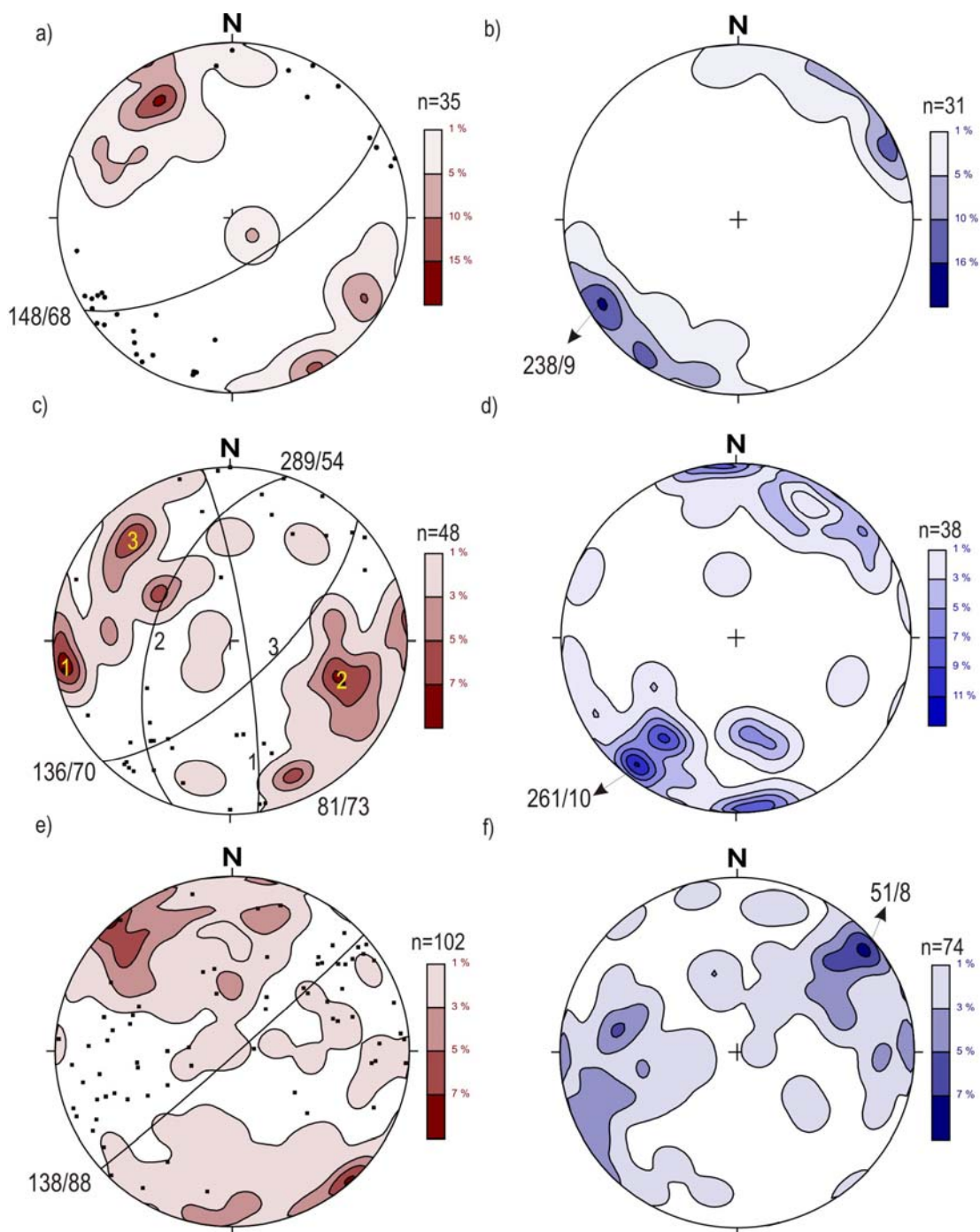


Figura 6.8 - Estereogramas de pólos de foliação e lineação para as zonas de cisalhamento de: Cristina (a,b), Maria da Fé (c,d), São Bento do Sapucaí (e,f). Foliação - isolinha marrom; lineação - pontos e isolinha azul; n - número de medidas).

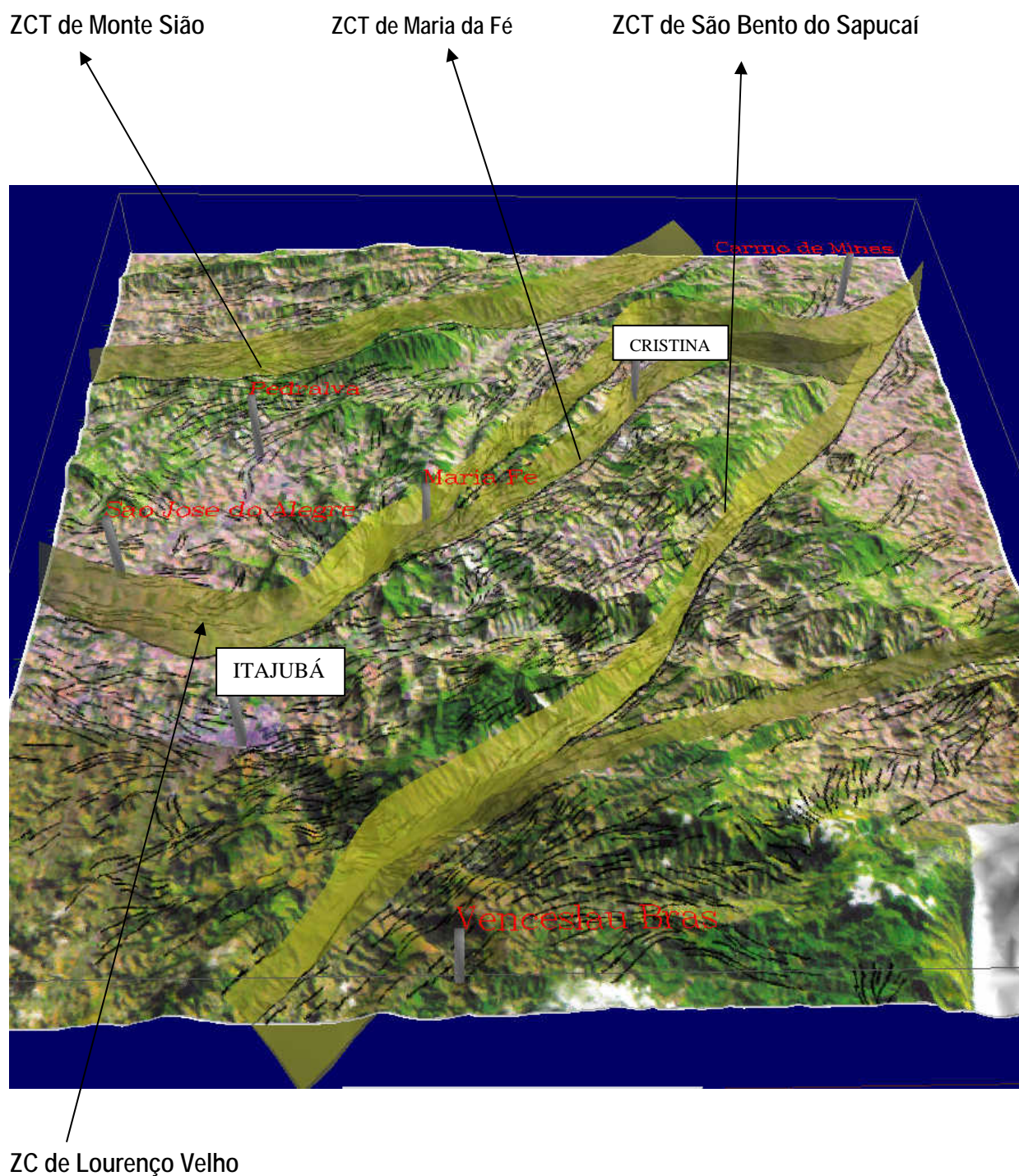


Figura 6.9 – MDT com superposição de imagem de satélite, zonas de cisalhamento (ZC) e linhas de forma estrutural. A ZC de Lourenço Velho de direção WNW-ESSE, a W de Itajubá, sofre inflexão para a direção NE-SW com alto mergulho de foliação, e em Cristina volta a apresentar a direção original da ZC de Lourenço Velho com mergulhos para SSE.

6.3 – Análise Cinemática

Posterior a caracterização em domínios com foliação de baixo a médio e alto ângulos de mergulho, foram estudados indicadores cinemáticos observados em afloramentos, lâminas delgadas e a partir da inflexão do traçado das linhas de forma estrutural, objetivando-se caracterizar o sentido do transporte associado a cada domínio.

Em vinte e três afloramentos relacionados tanto ao domínio tangencial (BM) quanto às porções onde houve rotação gradativa da foliação (S_n) de baixo ângulo para a direção NE-SW (domínio tangencial rotacionado) - Figura 6.10, foram identificadas feições de simetria monoclinicas definidas pela posição das caudas (*tails*) em relação à foliação (PASSIER & SIMPSON 1986) equivalente a indicadores do tipo *stair stepping* (LISTER & SNOCK, 1984; HANMER & PASSCHIER, 1991). É mais freqüente o sentido de transporte topo para NE (12 afloramentos - Prancha 1/ figura 6.11). Associados a lineações frontais em foliações de baixo a médio mergulho para SE (Figura 6.17) em rochas de fácies anfibolito (6 afloramentos) foram descritos 23 indicadores de topo para NW (Prancha 2 / Figura 6.21). Este sentido de transporte é característico do Cinturão Ribeira em áreas mais a SE. Entretanto, como esses indicadores estão associados a paragêneses de fácies granulito a anfibolito, típicas das porções internas do orógeno, parece mais coerente interpretá-los como síncronos à foliação tangencial mais antigo (S_n) que sofreu uma rotação sinistral gradativa para a direção NE-SW. De forma restrita ocorrem ainda indicação de movimentação para SW (5 afloramentos) interpretadas como feições extensionais (Prancha 1/ Figura 6.12) e dobras assimétricas com indicação de movimentação de topo para W (Prancha 1/ Figura 6.13).

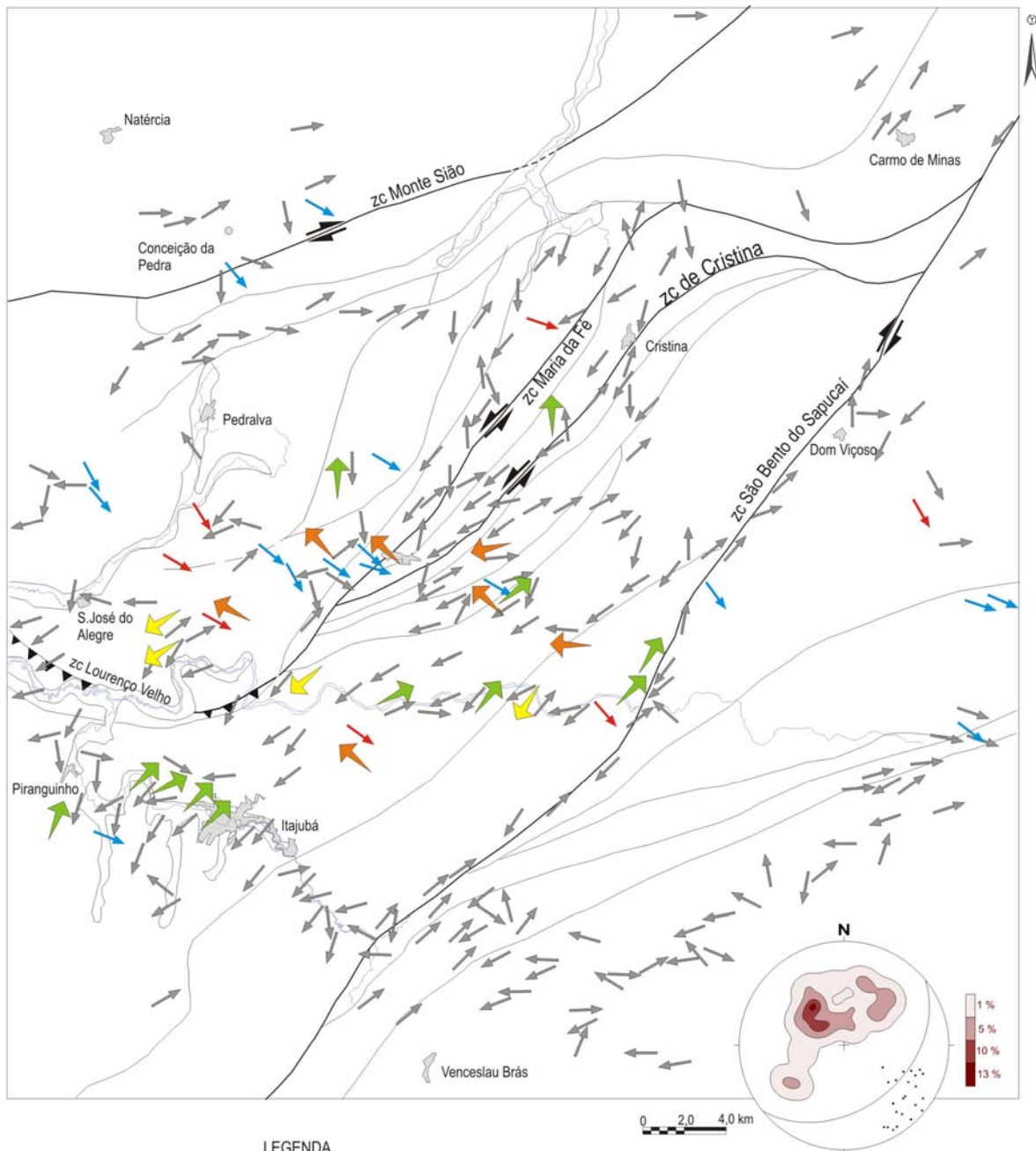
Em domínios de alto mergulho da foliação, principalmente na porção central da área em rochas do Complexo Paraisópolis, foram observados cristais assimétricos de feldspato e quartzo, em meso e micro escala. Alguns porfiroblastos do tipo σ são compatíveis com rejeito sinistral ao longo das zonas de cisalhamento de Maria da Fé e de Cristina, embora a determinação do tipo de movimento seja difícil em virtude da baixa assimetria presente (Prancha 1/ Figuras 6.14, 6.15). Para as zonas de cisalhamento de São Bento do Sapucaí e Monte Sião prevalece movimentação dextral (Anexo II – Mapa Estrutural).

Inflexões da foliação de baixo ângulo de mergulho afetadas por zonas de cisalhamento transcorrentes nas proximidades de Itajubá indicam movimentação sinistral (Prancha 1/ Figura 6.16).

Em lâminas delgadas foram observados porfiroclastos de feldspato seccionados por micro zonas de cisalhamento ou falhas, cujo movimento relativo entre fragmentos pode ser usado como

indicador da movimentação geral. Restrições à utilização desta estrutura são feitas por PASSCHIER & TROUW (1996). Exemplo desta microestrutura é apresentado na (Prancha 2/ Figura 6.18a), que juntamente com porfiroclastos rotacionados (Prancha 2/ Figura 6.18b) indicam movimentação dextral ao longo da zona de cisalhamento de Monte Sião.

Superfícies S-C, descritas por BERTHÉ *et al.* (1979), e micas *fish* (EISBACHER, 1970 *apud* LISTER & SNOKE, 1984) foram identificadas em lâminas de gnaisses milonitizados localizados a sul da zona de Monte Sião, indicando movimentação sinistral (Prancha 2 / Figuras 6.19 e 6.20).



- LEGENDA**
- - Lineação de estiramento
 - - lineação de estiramento com caimento para SE associada a foliação de baixo ângulo de mergulho (0-30°).
 - - lineação de estiramento associada a foliação de médio ângulo de mergulho (31-60°)
 - - movimentação de topo (NE)
 - - movimentação de topo (NW)
 - - movimentação de topo (SW)

Figura 6.10 - Indicadores de movimentação de topo em meso escala e direção principal da lineação de estiramento. No detalhe isolinhas de foliação de baixo a médio ângulo de mergulho (0-60°) associada a lineação com caimento SE.

Figura 6.11



Figura 6.12

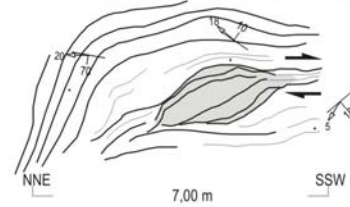
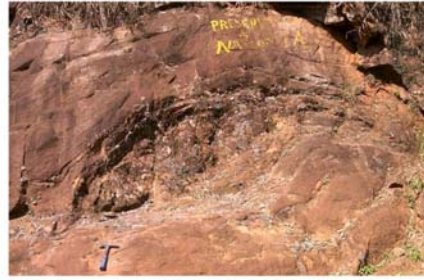


Figura 6.13

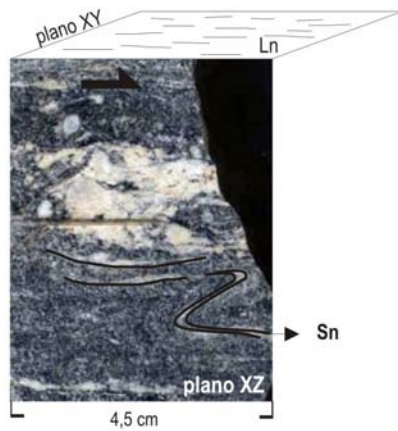


Figura 6.14



Figura 6.15

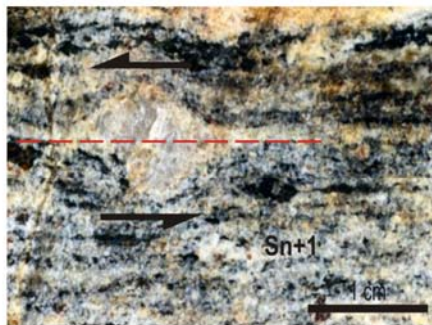
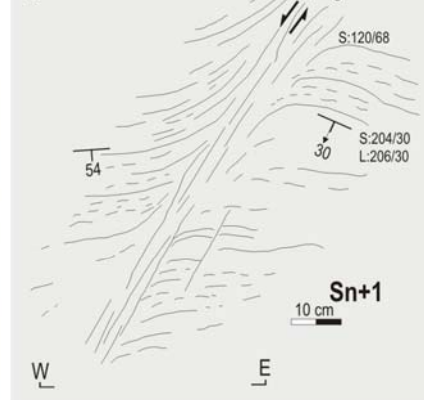


Figura 6.16



Prancha 1 - Indicadores cinemáticos em escala de afloramento e amostras de mão:

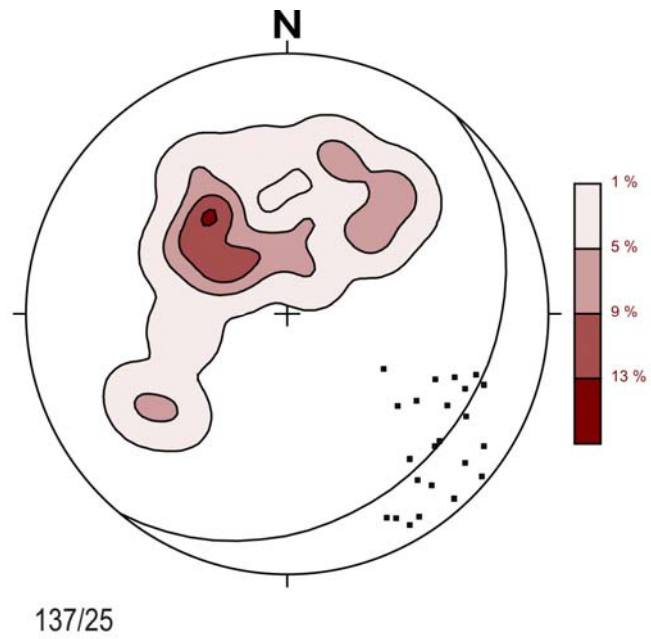
Figura 6.11 - cristal assimétrico indicativo de movimentação de topo para NE nas proximidades da Zona de Cisalhamento de Lourenço Velho (afl. 229; S:215/47 - L:221/47);

Figura 6.12 - *boudin* anfibolítico em hornblenda biotita gnaissé indicando movimentação de topo para SW (afl. 250);

Figura 6.13 - dobras intrafoliais indicando movimentação de topo para W (afl. 205; S:182/20 - L:256/6);

Figura 6.14; 6.15 - porfiroclastos do tipo σ ao longo do traçado da Zona de Cisalhamento de Maria da Fé (Foto 6.14 - afl. 238, S:258/89 - L:348/25; Foto 6.15 - afl. 83, S:121/68 - L:32/2).

Figura 6.16 - inflexão da foliação de baixo ângulo de mergulho afetada por transcorrência sinistral (afl. 68 - corte em planta);



n (foliação) 23
n (lineação) 23

Figura 6.17 - Estereograma para a lineação com caimento para SE associada a foliação de baixo e médio ângulo de mergulho da área. Isolinha marrom = pólos de foliação; lineação = pontos; n = número de medidas.

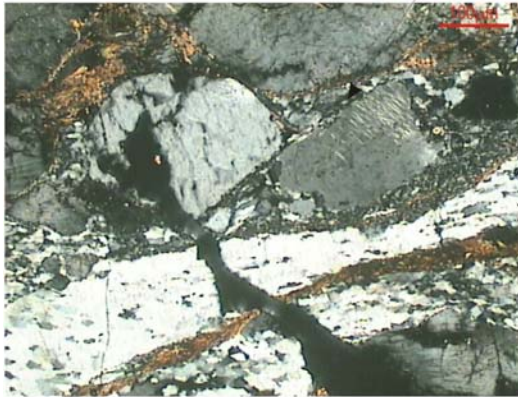
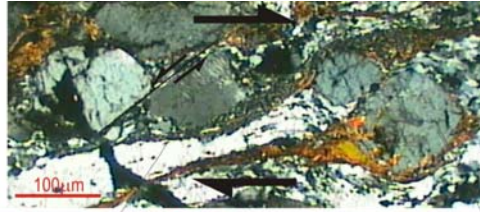


Figura 6.18a



Figura 6.18b

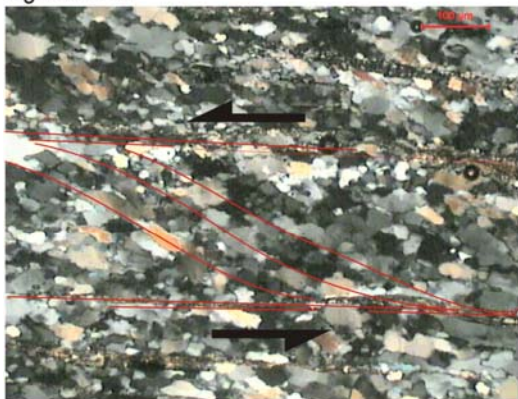


Figura 6.19



Figura 6.20

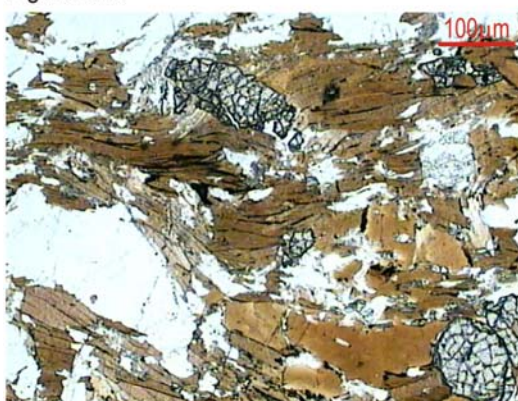
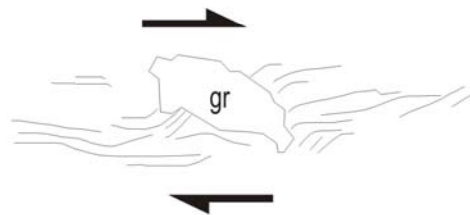


Figura 6.21



Prancha 2 - Exemplos de indicadores cinemáticos em lâminas delgadas:

Figura 6.18 - movimentação relativa antitética entre fragmentos de feldspato (a) e cristais assimétricos, indicando movimentação dextral (b) - afl. 129;

Figura 6.19/ 6.20 - foliação S/C e mica *fish* em gnaiss fortemente milonitizado. Indicação de movimentação sinistral (afl. 237);

Figura 6.21 - rotação de porfiroclasto de granada associada a encurvamento de lamelas de biotita indicando movimentação de topo para NW (afl. 42).

6.4 – Resultados parciais

O estudo geométrico e cinemático das estruturas dúcteis planares e lineares permitiu compartimentar a área em domínios estruturais parcialmente homogêneos.

Estruturas tangenciais preservadas (S_n) ocorrem na porção oeste da área, entre Itajubá e Pedralva, onde predomina foliação de baixo a médio mergulho ($< 34^\circ$) para SW associada a lineação (L_n) frontal/oblíqua com caimento sub-horizontal para SW. Neste domínio, a Zona de Cisalhamento de baixo ângulo de Lourenço Velho, com movimentação de topo para NE, marca a justaposição de gnaisses granulíticos do Complexo Paraisópolis sobre paragnaisses do Grupo Andrelândia, metamorfisados em fácies anfibolito e representa um segmento deslocado da Zona de Sutura de Alterosa.

Domínios com foliação de alto ângulo de mergulho prevalecem na porção leste da área, onde predomina mergulho médio de 70° para SE (S_{n+1}) e lineação de estiramento direcional com caimento inferior a 10° para SW ou NE (L_{n+1}). Duas zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais ocorrem neste domínio: São Bento do Sapucaí com traçado de direção NE-SW e a Monte Sião, aproximadamente ENE, na porção noroeste da área.

Nos estereogramas foliação/lineação discriminando intervalos de baixo, médio, alto ângulo de mergulho, independente da sua localização na área, mostram uma rotação progressiva das foliações NW-SE de baixo mergulho para SW (S_n) para as em torno de W-E até a verticalização das estruturas de direção NE-W. Isso é interpretado como a sobreposição de uma tectônica transcorrente NE-SW sinistral sobre as feições de cavalgamento para NE, configurando rampas laterais representadas na área pelas zonas de Cisalhamento de Maria da Fé e Cristina. Como ambas são compatíveis com o mesmo regime tectônico compressivo SW-NE, foram atribuídas a um mesmo evento (D_n), relacionado à colisão Brasília (convergência entre os blocos crustais São Paulo e Brasília), síncrono ao metamorfismo principal da área de fácies granulito a anfibolito alto.

A existência de zonas de cisalhamento dextrais de mesma direção NE-SW, com caráter metamórfico um pouco mais brando (anfibolito baixo) e, ocasionalmente seccionando a foliação tangencial S_n (fotos 6.2 e 6.3) é interpretada como produto de um evento posterior de caráter transcorrente (D_{n+1}), não compatível com o regime anterior. É relacionado ao feixe de transcorrências dextrais do Cinturão Transpressivo Rio Paraíba do Sul, desenvolvido no estágio final da Colisão Ribeira (convergência oblíqua do Bloco Vitória sobre os blocos São Paulo e Brasília).

CAPÍTULO 7

ANÁLISE DE DEFORMAÇÃO

7.1 – Considerações gerais

Análise de deformação ou *strain* é o estudo das mudanças geométricas (distorções, translações e rotações) registrados nos corpos rochosos e auxilia o entendimento de terrenos deformados e a interpretação de estruturas tectônicas.

A quantificação da deformação foi executada em vinte e cinco amostras, planos XZ e YZ, dos principais litotipos da área, com o objetivo de compreender os processos deformacionais que atuaram na região. Foram estimados parâmetros bidimensionais (razão de *strain* R_s , flutuação e obliquidade θ' em torno do eixo X), tridimensionais de forma (K, k) e de intensidade de distorção (v, d, D, ϵ_s), aplicando-se os métodos de Fry e $R_{\theta/\phi}$. Analisou-se separadamente cristais de quartzo (qz), feldspato (fdsp) e anfíbólio (anf), quando em percentagem superior a 10%, bem como de forma conjunta (cristais totais), o que permite uma análise sobre qual marcador acomodou mais as tensões regionais.

7.2 – Contexto estrutural e geológico das amostras analisadas

As amostras estudadas (Tabela 7.1) foram agrupadas em relação as principais zonas de cisalhamento que recortam a área, sendo considerado ainda as unidades litológicas (Figura 7.1).

As amostras reunidas nas pranchas 1 e 2 (Figuras 7.5 - 7.13) são relacionadas as zonas de cisalhamento transcorrente de Maria da Fé (amostras 82b, 83, 86, 42 e 13) e de Cristina (16a, 585b), sendo o primeiro conjunto constituído por paragneisses pertencentes ao Grupo Andrelândia e o segundo por gnaisses enderbíticos e granulíticos do Complexo Paraisópolis.

As amostras 581, 582, 583 e 5 (prancha 3, figuras 7.14-7.18) estão dispostas ao longo do Rio Lourenço Velho, entre as zonas de cisalhamento de Maria da Fé e São Bento do Sapucaí e correspondem a ortogneisses e biotita gnaisses milonitizados do Complexo Paraisópolis.

As amostras 74, 136a, 122 e 188 (prancha 4, figuras 7.19-7.23) são relacionadas à zona de cisalhamento transcorrente São Bento do Sapucaí, com exceção da amostra 188 coletada a SW de Marmelópolis. São constituídas por biotita gnaisses e anfibólitos gnaisses milonitizados do Complexo Piracaia.

As amostras 127, 129, 125 e 205 (prancha 5, figuras 7.24-7.28) estão localizadas nas proximidades da zona de cisalhamento de Monte Sião (127, 129, 125), correspondem à biotita

gnaisses, anfíbólio gnaisse e granada gnaisses do Grupo Andrelândia, excetuando a amostra 127 (biotita granito porfirítico),

O conjunto que engloba as amostras 100, 98a/b, 231, 68 e 148 (pranchas 6 e 7, figuras 7.29-7.36) é constituído por granada biotita gnaisses e hornblenda gnaisses do Complexo Paraisópolis, excetuando-se a amostra 148 (biotita gnaisse bandado) do Complexo Amparo.

Em relação aos domínios estruturais as amostras 205, 100, 98a/b, 231, 68, 581, 582 (elipses vermelhas) estão inseridas no domínio tangencial D_n, caracterizado por foliação (S_n) de baixo ângulo de mergulho para SW, associada a lineação frontal/oblíqua com baixo caimento para SW.

O grupo formado pelas amostras 122, 136, 174, 5, 13, 16a, 83, 125, 129 (elipses azuis) apresenta foliação de direção NE-SW, mergulhos sub-verticais a verticais para NW e SE, lineação de estiramento direcional (caimento < 10° para SW ou NE), localmente oblíqua a frontal, sendo relacionado ao domínio estrutural (D_{n+1}).

As amostras 86, 82b, 42, 583, 188, 148 e 585 (elipses amarelas) constituem um grupo intermediário entre os dois primeiros, correspondendo a estruturas (S_n) do domínio D_n gradativamente rotacionadas até a direção NE-SW.

Tabela 7.1 – Amostras analisadas

Amostra	Unidade	Rocha	Estrutura
---------	---------	-------	-----------

82b	Grupo Andrelândia	Biotita gnaiss	Tangencial rotacionada
83	Grupo Andrelândia	Anfibólio granada biotita gnaiss bandado	Transcorrente (Sn+1)
86	Grupo Andrelândia	Biotita gnaiss porfiroclástico	Tangencial rotacionada
42	Grupo Andrelândia	Biotita gnaiss porfiroclástico	Tangencial rotacionada
13	Grupo Andrelândia	Biotita gnaiss milonitizado	Transcorrente (Sn+1)
16a	Complexo Paraisópolis	Gnaiss enderbítico	Transcorrente (Sn+1)
585b	Complexo Paraisópolis	Gnaiss granulítico	Tangencial rotacionada
581	Complexo Paraisópolis	Gnaiss granulítico milonitizado	Tangencial (Sn)
582	Complexo Paraisópolis	Biotita gnaiss bandado	Tangencial (Sn)
583	Complexo Paraisópolis	Gnaiss porfiroclástico milonitizado	Tangencial rotacionada
5	Complexo Paraisópolis	Biotita gnaiss milonitizado	Transcorrente (Sn+1)
74	Complexo Piracaia	Biotita gnaiss milonitizado	Transcorrente (Sn+1)
136	Complexo Piracaia	Biotita gnaiss porfiroclástico bandado	Transcorrente (Sn+1)
122	Complexo Piracaia	Biotita gnaiss protomilonítico	Transcorrente (Sn+1)
188	Complexo Piracaia	Anfibólio biotita gnaiss	Tangencial rotacionada
127	Rocha Ígnea	Biotita granito porfirítico	Tangencial (Sn)
129	Grupo Andrelândia	Granada biotita gnaiss	Transcorrente (Sn+1)
125	Grupo Andrelândia	Anfibólio gnaiss granoblástico	Transcorrente (Sn+1)
205	Grupo Andrelândia	Biotita gnaiss	Tangencial (Sn)
100	Complexo Paraisópolis	Granada biotita gnaiss	Tangencial (Sn)
98a	Complexo Paraisópolis	Hornblenda gnaiss milonitizado	Tangencial (Sn)
98b	Complexo Paraisópolis	Gnaiss milonitizado	Tangencial (Sn)
231	Complexo Paraisópolis	Biotita gnaiss porfiroclástico	tangencial (Sn)
68	Complexo Paraisópolis	Granada biotita gnaiss	Tangencial (Sn)
148	Complexo Amparo	Biotita gnaiss bandado	Tangencial rotacionada

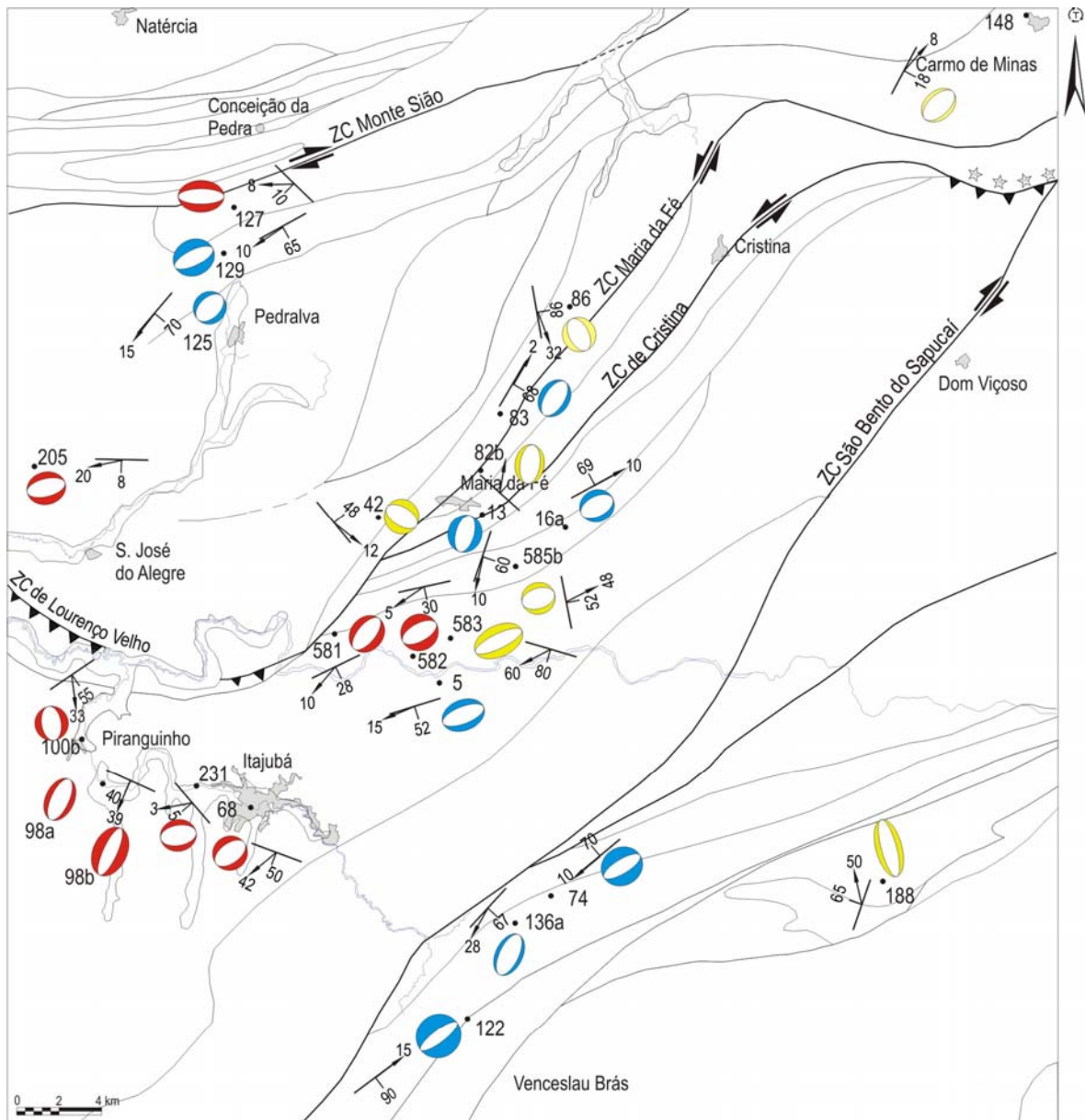


Figura 7.1 - Elipsóides de deformação finita e sua disposição em relação às principais estruturas da área.

7.3 – Base teórica

Para o cálculo das razões de *strain* (R_{SXZ} e R_{SYZ}) foram utilizados os métodos de Fry e $R_{f/\phi}$, cuja fundamentação será descrita a seguir.

- Método de Fry

FRY (1979) investigou as mudanças nas distribuições aleatórias de objetos em uma rocha submetida à deformação e propôs um método para quantificação. Os objetos na rocha devem apresentar-se dispersos a fim de serem tratados como marcadores passivos numa matriz homoganeamente deformada. A deformação homogênea deve atuar sobre uma área grande o bastante para conter centenas de objetos, sem no entanto apresentar um valor deformacional muito alto.

A idéia básica do método considera um agregado com partículas estatisticamente de dimensões uniformes, que produzem uma série de centros vizinhos. Considerando-se uma determinada partícula, todos os pontos vizinhos possuem uma distribuição espacial que refletem o tamanho médio da partícula e o tipo de empacotamento. Detalhamento do método e figuras explicativas são encontradas em RAMSAY & HUBER (1983) e FIORI (1997).

Neste trabalho o método de Fry foi aplicado através do programa INSTRAIN, que fornece além do gráfico de Fry (1979) o “Fry normalizado” – ERSLEV (1988). Este último normaliza as distâncias que unem os centros dos objetos marcadores, eliminando o tamanho do grão como variável, diminuindo a indefinição de contornos em muitas das figuras resultantes do método de Fry.

- Método $R_{f/\phi}$

O método $R_{f/\phi}$, desenvolvido por RAMSAY (1967), pressupõe que, quando uma elipse inicial (com elipsidade R_i) é deformada homoganeamente, a forma resultante é também elíptica. A elipsidade final (R_f) depende diretamente da forma e orientação da elipse inicial e do elipsóide de deformação.

Este método de determinação da deformação tectônica a partir de marcadores tem por base o gráfico de R_f contra ϕ_f , ilustrado na figura 7.2. A partir de uma linha de referência sobre o plano ou corte a ser analisado, mede-se o ângulo ϕ_f entre esta linha e o eixo maior de cada marcador e o tamanho dos dois eixos, obtendo-se desta forma, o valor de R_f . Os diversos pontos deverão se situar sobre ou em torno de uma curva simétrica em relação a uma linha com um determinado valor

de ϕ , que representa o ângulo existente entre a extensão tectônica principal e a direção da linha de referência. Os valores de R_f máximos e mínimos são lidos ao longo da linha ϕ .

O gráfico de $R_{f\phi}$ mostra uma característica adicional das elipses ou marcadores deformados. Há uma variação sistemática distintiva na orientação dos eixos maiores, sendo a diferença angular entre os eixos maiores das orientações uma medida dessa variação. Esse ângulo é denominado de ângulo de flutuação (2ϕ máx) e é uma função dos valores relativos de R_i e de R_s . Desta forma, quando $R_s \gg R_i$ a flutuação é bastante pequena, diminuindo gradativamente à medida que aumenta a deformação (Figura 7.3a,b). Para uma orientação originalmente aleatória e para as primeiras etapas de deformação ($2\phi_{\text{máx}}=90^\circ$), isto é, as elipses não têm uma orientação preferencial. A inflexão ocorre quando $R_s=R_i$ e, a partir deste ponto com um pequeno aumento da deformação produz-se uma forte orientação (Figura 7.3c).

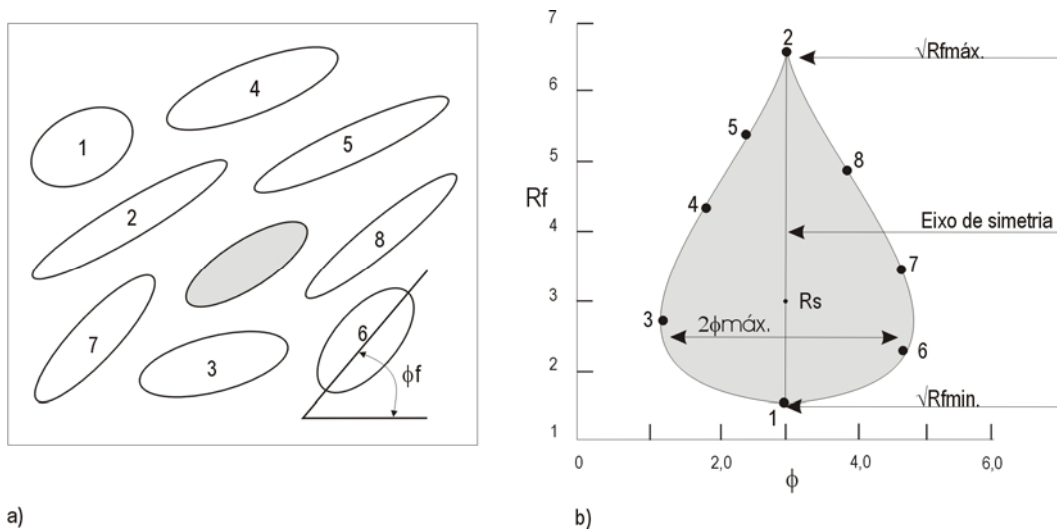


Figura 7.2 – (a) deformação homogênea de elipses de razão axial originalmente constante e orientações diferentes; b) gráfico de $R_{f\phi}$. A elipse preenchida representa o elipsóide de deformação; a diferença entre as orientações extremas é o ângulo de flutuação (2ϕ) - Fonte: RAMSAY (1980).

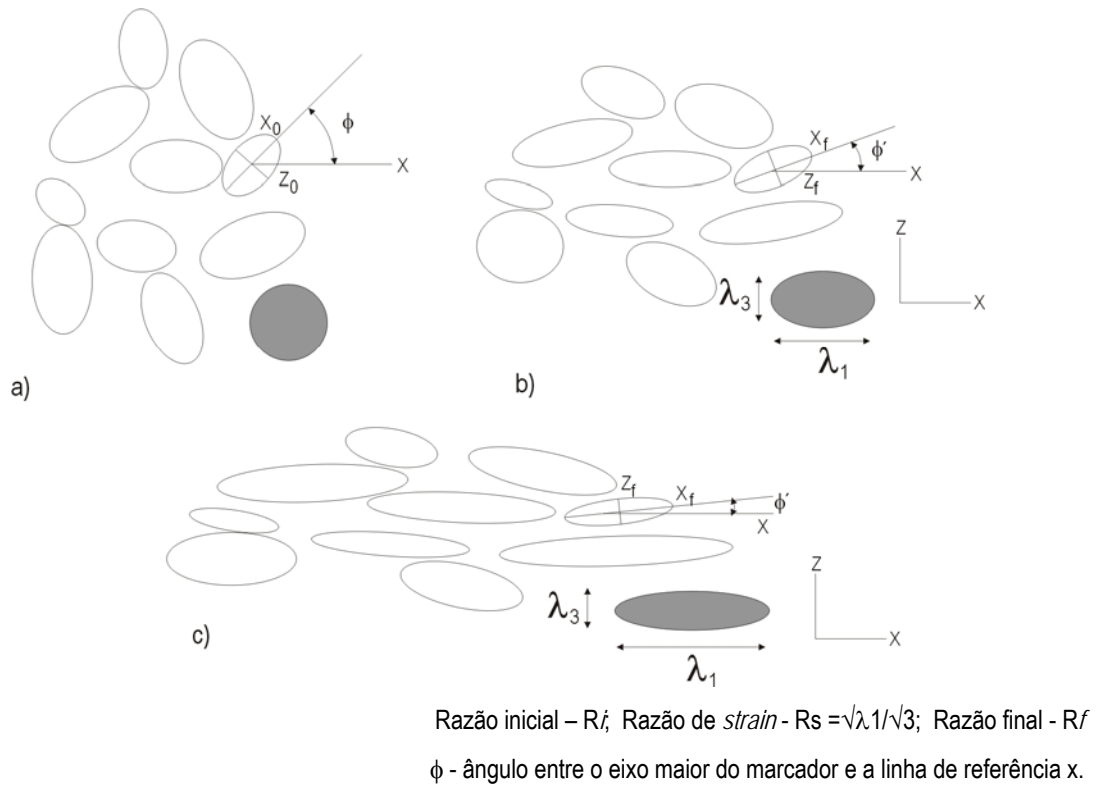


Figura 7.3 – Deformação de marcadores: a) indeformados com mesma razão inicial (R_i); b) deformados homogêaneamente; c) deformados intensamente - Fonte: RAMSAY (1967), modificado.

7.4 – Métodos de preparação e processamento de dados

A preparação e o processamento das amostras para a quantificação da deformação seguiu as seguintes etapas:

- coleta de amostras orientadas, determinação dos planos XZ, YZ e XZ, execução de cortes perpendiculares à foliação e paralelos a lineação de estiramento (plano XZ) e confecção de lâminas delgadas. Erros na confecção dos cortes e na determinação da lineação de estiramento, nem sempre bem desenvolvida, podem induzir a erros no dimensionamento dos eixos do elipsóide ($x > y > z$);
- seleção de amostras para confecção do segundo corte (plano YZ), ortogonal ao primeiro, a partir de análise petrográfica em microscópio de luz polarizada transmitida. Para tanto foram considerados: a) número de marcadores que poderiam ser individualizados por seção, em média 230 cristais para rochas de granulação fina e 150 para litotipos de granulação média a grossa; b) granulação e alteração: em rochas de granulação muito fina o desenho e a digitalização dos eixos dos cristais é demorado. O grau de alteração dificulta a visualização dos contornos dos cristais; c)

em rochas heterogêneas as porções laminadas foram escolhidas de forma a serem representativas de cada plano. Deve haver distribuição homogênea dos grãos e intensidade de estiramento; d) cristais grandes em relação a matriz equigranular diminuem o número de marcadores;

- projeção das lâminas, através de um projetor de slides adaptado com filtro polarizador e com placa de mica, sobre folha com tamanho A3. Desenho dos contornos dos marcadores de deformação com cores específicas para cada tipo mineral e o traço de foliação como linha de referência;
- no programa Autocad 2000 os eixos maiores/menores dos cristais (feldspato, quartzo, anfibólio) foram digitalizados em *layers* separados, visando à análise por tipo de marcador pelo método de $R_{f/\phi}$. Por lâmina foram obtidos até quatro arquivos, sendo um o somatório (cristais totais). Através da rotina ELIPSE.lsp as figuras com extensão DWG foram transformadas em arquivos DAT, compostos pelas coordenadas X,Y de cada extremidade dos eixos dos marcadores;
- utilizando-se o programa INSTRAIN 3.02 (ERSLEV, 1993) foram calculadas as razões de *strain* (R_{SXZ} e R_{SYZ}) pelos métodos de Fry e $R_{f/\phi}$, que consideram, respectivamente, a distribuição dos cristais e a forma dos grãos. Com o método de $R_{f/\phi}$ foram obtidos os valores de R_S do plano (média harmônica e aritmética), o valor de ϕ e o ângulo de flutuação ($\pm 2\phi$) para marcadores individuais e em conjunto. Pelo método de Fry obteve-se a elipticidade média do objeto (MOE), o ângulo (θ') entre o eixo maior da elipse de deformação e a linha de referência (foliação) e o erro médio para cristais totais;
- os gráficos gerados nesta etapa (figuras 7.5 a 7.36) foram anexados aos desenhos esquemáticos das seções, permitindo a visualização da forma e distribuição dos marcadores utilizados e auxiliando na interpretação dos resultados. Utilizando-se lupa Leica M26 e o programa Leica Qwin foram feitas capturas de imagens dos planos XZ e YZ das amostras analisadas (pranchas 1 a 7), que posteriormente receberam ajustes de brilho e filtros para controle de saturação, contraste e balanço de cor através do programa Paint Shop pro7 - versão 7.0 (Jasc Software);
- através do programa *strain calculator* (HOLCOMBE, 2000) e de planilha do Excel foram efetuados os cálculos dos valores de R_{SXY} , de X:Y:Z, dos parâmetros da forma dos elipsóides (k,K,v) e de intensidade de deformação (d,D, ϵ_s). Variações volumétricas de marcadores não foram consideradas;
- comparação de todos os resultados obtidos: razão de *strain* dos marcadores nos dois planos, variação angular do eixo maior dos marcadores em torno da foliação, isto é, o grau de anisotropia da rocha e seleção dos valores mais representativos;
- representação gráfica dos resultados obtidos através dos diagramas de Flinn, Flinn-logarítmico e Hossack que fornecem dados para a caracterização da forma do elipsóide finito e sobre a

intensidade de deformação. Avaliação do comportamento da elipticidade por tipo de marcador (R_S - método de $R_{f(\phi)}$), da flutuação ($\pm 2\phi$) nos planos cinemáticos e da obliquidade (θ'), que refletem o grau de orientação dos minerais (anisotropia);

- plotagem dos elipsóides no mapa estrutural para observar sua forma e orientação em relação as zonas de cisalhamento principais e no contexto geológico.

7.5 - Parâmetros calculados

7.5.1 - Parâmetros da forma dos elipsóides

A representação gráfica do parâmetro k (diagrama de Flinn) apresenta uma linha inclinada de 45° passando pela origem (1,1), que separa os campos das deformações constricionais (nas quais ocorre contração paralela em dois dos eixos principais) e de achatamento (no qual a extensão ocorre paralela a dois dos eixos principais) – Figura 7.4.

Segundo RAMSAY & HUBER (1983) os termos constricção e achatamento somente são válidos se os elipsóides não mostrarem dilatação volumétrica. A melhor maneira de se referir aos campos do diagrama são: campo do achatamento aparente e constricção aparente. O parâmetro k é definido em termos dos raios dos planos principais, com a seguinte fórmula: $k = (R_{xy} - 1)/(R_{yz} - 1)$.

Para a deformação constricional pura, k é igual a ∞ e o elipsóide é descrito como prolato. Para a deformação por achatamento puro, k é igual a 0 e o elipsóide é oblato. A deformação plana não envolve mudanças de volume e tem k igual a 1.

Segundo PRICE & COSGROVE (1994) como os raios das deformações principais são plotados um *versus* o outro no diagrama de Flinn, não é possível gravar mudanças volumétricas que podem acompanhar a deformação. Entretanto, pela construção do gráfico de $\log R_{yz}$ contra $\log R_{xy}$ o diagrama de Flinn pode ser modificado, tornando-se apto a representar mudanças volumétricas. Deste modo, o parâmetro K expressa a forma de um elipsóide de deformação em termos logarítmicos, sendo representado pela fórmula: $K = \ln (R_{xy} - 1)/\ln (R_{yz} - 1)$.

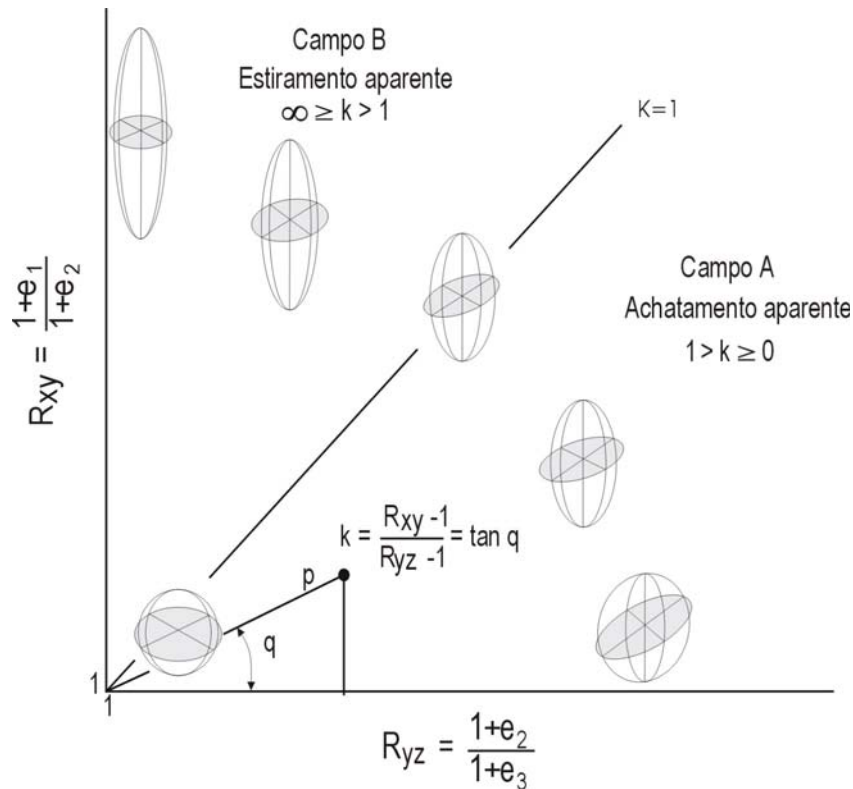


Figura 7.4 – Diagrama de Flinn para a representação da forma do elipsóide de deformação (Fonte: RAMSAY & HUBER, 1983).

Outro parâmetro que descreve a forma do elipsóide foi introduzido por HOSSACK (1968 *apud* HOBBS *et al.* 1976) e tornou-se conhecido como Parâmetro de Lode (ν) após sua utilização no estudo de metais deformados por LODE (1926 *apud* RAMSAY & HUBER 1983). Este parâmetro descreve a forma do elipsóide de deformação em termos dos valores logarítmicos dos comprimentos dos semi-eixos do elipsóide de deformação. É considerado o intervalo $-1 < \nu < +1$, no qual para valores positivos tem-se objetos no campo do achatamento e negativos para estiramento (Figura 7.44). O parâmetro é representado pela fórmula: $\nu = (\ln RYZ - \ln Rxy) / (\ln RYZ + \ln Rxy)$.

7.5.2 - Parâmetros de intensidade de deformação

O parâmetro d expressa a intensidade de distorção do elipsóide de deformação como sendo a medida da distância da plotagem de um elipsóide à origem no diagrama de Flinn, é calculado pela fórmula: $d = \{(Rxy - 1)^2 + (RYZ - 1)^2\}^{1/2}$.

O parâmetro D representa a mesma grandeza anterior medido num diagrama de Flinn

Logarítmico, sendo obtido a partir da fórmula: $D = \{(\text{Ln Rxy})^2 + (\text{Ln RYZ})^2\}^{1/2}$.

NADAI (1963 *apud* RAMSAY & HUBER 1983) sugeriu que a soma da deformação cisalhante num plano, que faz iguais interseções com os três eixos principais de deformação (plano octaedral), fornece uma medida absoluta da quantidade de distorção num elipsóide de deformação. A isto o autor denominou unidade octaedral natural cisalhante (γ_{oct}), relacionou esta unidade às expressões logarítmicas das deformações principais ($\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3$) e definiu a quantidade de deformação pela unidade ϵ_s . Este parâmetro é expresso por $\epsilon_s = 1/\sqrt{3}\{(\text{Ln Rxy})^2 + (\text{Ln RYZ})^2 + (\text{Ln RXZ})^2\}^{1/2}$.

Hossack utilizou este parâmetro juntamente com o parâmetro de Lode para plotar elipsóides de deformação derivados de conglomerados deformados. O método gráfico baseado em NADAI (1963) e HSU (1966 *apud* RAMSAY & HUBER 1983), utiliza um diagrama com setor circular de 60°. O parâmetro ϵ_s , cujo valor é 0 (zero) no estado indeformado, é plotado radialmente. O parâmetro de Lode é indicado pela mudança de direção da linha radial.

7.6 – Resultados obtidos

Os métodos de Fry e $R_{f/\phi}$ consideram premissas básicas distintas. O primeiro considera o grau de aproximação sofrido pelo centro dos cristais ao longo de Z e o afastamento em X, refletindo a deformação total da rocha (cristais + matriz), e o segundo quantifica o grau de estiramento alcançado pelos marcadores. Ao utilizar-se os dois métodos em uma mesma amostra pode-se obter resultados distintos, pois o $R_{f/\phi}$ só considera os marcadores, enquanto o Fry a deformação total (*bulk strain*) da amostra. A partir da análise comparativa, observando-se o *fabric* da lâmina, foram escolhidos os valores mais representativos que indicassem a deformação sofrida, considerando-se ainda a amostra no contexto geológico regional.

No próximo item são apresentados os resultados obtidos, incluindo taxas de deformação (R_s) nos planos cinemáticos XZ e YZ e a variação angular do eixo maior dos elipsóides dos marcadores em torno do eixo X do elipsóide (flutuação), isto é, o grau de anisotropia mineral da rocha.

No quadro 1 são listados os principais símbolos e abreviações utilizados nas descrições dos próximos itens.

Quadro 1 – Símbolos e abreviações utilizados na análise de deformação

R_i	- razão axial do marcador elíptico não deformado
R_f	- razão axial final do marcador
R_s	- razão axial da elipse de deformação
R_{SXZ}, R_{SYZ}	- razão axial (elipticidade) nos planos cinemáticos XZ e YZ
S	- foliação
L	- lineação
θ'	- ângulo entre o eixo maior do elipsóide de deformação (X) e a direção da foliação
MH	- média harmônica
MA	- média aritmética
K	- parâmetro de Flinn
k	- parâmetro de Flinn logarítmico
v	- parâmetro de Lode
ϵ_s	- parâmetro de Nadai
D	- intensidade de distorção do elipsóide de deformação (referente ao diagrama de Flinn)
d	- intensidade de distorção do elipsóide de deformação (referente ao diagrama de Flinn – logarítmico)
$\gamma_{XZ, YZ}$	- deformação cisalhante nos planos XZ e YZ
$(\pm 2\phi)$	- flutuação (F)

7.6.1 – Resultados dos parâmetros bidimensionais

Na amostra 82b (prancha 1- a,b) foram obtidos pelo método $R_{f/\phi}$ valores de R_s : 1.79 (cristais totais), 2.64 (qz), 1.63 (fdsp), para o plano XZ (Figuras 7.5a,b,c) e, 1.73 (cristais totais), 2.30 (qz), 1.56 (fdsp) no plano YZ (Figuras 7.5d,e,f). Para cristais totais são observados valores de flutuação ($\pm 2\phi$) de $\pm 30^\circ$ (XZ) e $\pm 41^\circ$ (YZ,) o que indica média orientação de minerais. Individualmente, marcadores de quartzo apresentam as mais altas taxas de R_s do conjunto e flutuação de $\pm 20^\circ$ (XZ) e $\pm 33^\circ$ (YZ), refletindo seu maior grau de achatamento e iso-orientação.

Com o método de Fry foram obtidos os seguintes valores de R_s : 1.95 (XZ) e 1.43 (YZ) - Figuras 7.9a,b. Taxas de R_s obtidas com o Fry superiores aos resultados de $R_{f/\phi}$ indicam que a matriz absorveu uma parte maior da deformação que os marcadores. Valores de θ' de 4° em XZ e 9° no plano YZ refletem fraca obliquidade da elipse de deformação em relação à foliação. Os resultados do Fry (1.95, 1.43) foram considerados mais representativos.

Os resultados de R_S obtidos com o $R_{f/\phi}$ para amostra 83 (prancha 1 - c,d) foram: 1.91 (cristais totais) 2.37 (qz), 1.64 (fdsp) para o plano XZ (Figuras 7.6a,b,c) e, 1.66 (cristais totais), 2.00 (qz), 1.51 (fdsp) no plano YZ (Figuras 7.6d,e,f). Valores de flutuação ($\pm 2\phi$) de 29° (XZ) e 39° (YZ) para cristais totais indicam para a amostra orientação planar bem desenvolvida. Valores angulares mais baixos em quartzos, 19° (XZ) e 29° (YZ), refletem sua iso-orientação mais acentuada. A este grupo está também associada a maior taxa de deformação ($R_{SXZ}=2.37$).

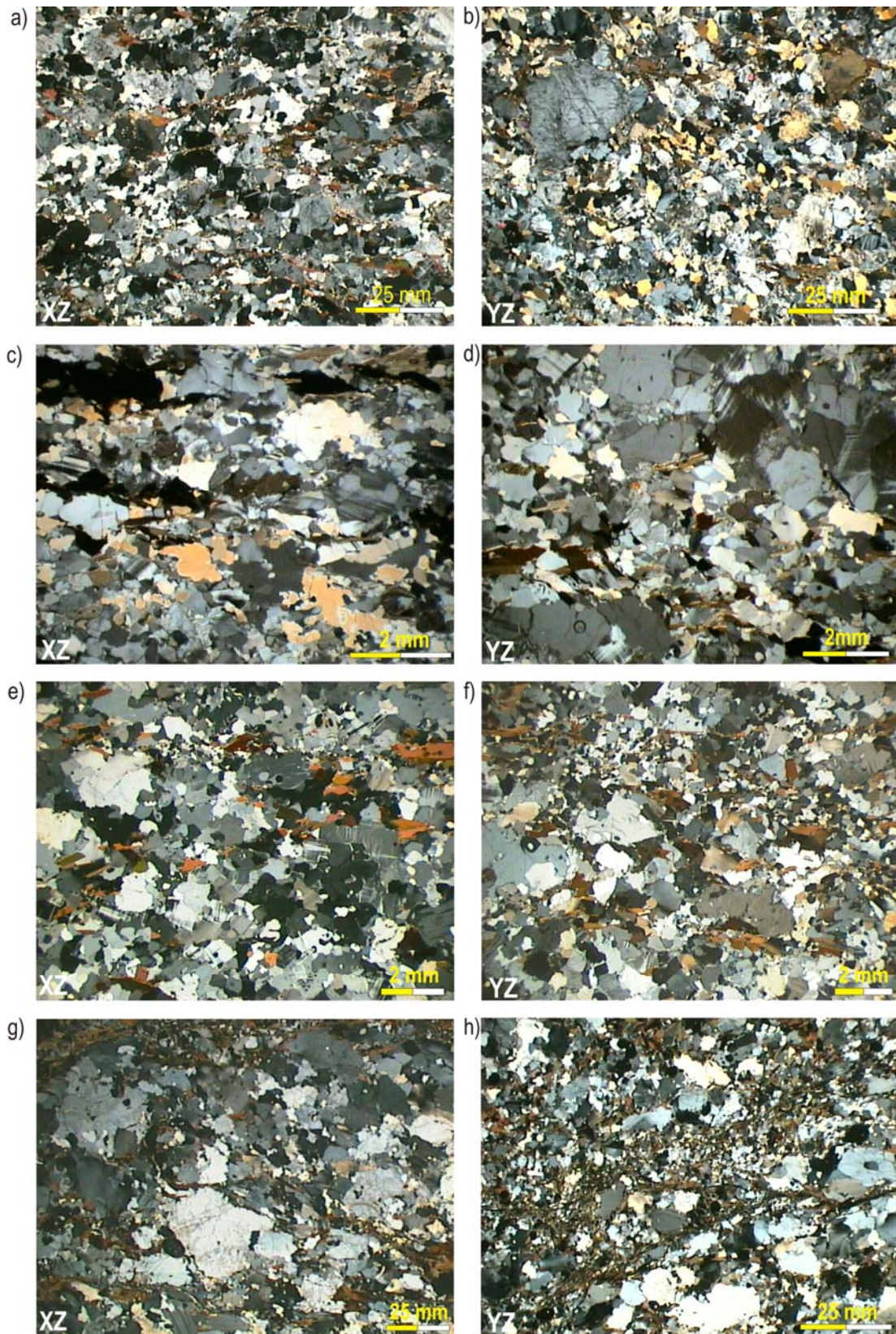
Valores de R_S do Fry de 1.95 para o plano XZ e de 1.46 em YZ (Figuras 7.9c,d) são próximos aos resultados obtidos pelo $R_{f/\phi}$, indicando que os marcadores e a matriz acomodaram a mesma intensidade de deformação. Valores de θ' inferiores a 4° nos dois planos indicam sub-parallelismo do eixo maior da elipse em relação a foliação. Foram considerados como mais representativos os valores do Fry (1.95, 1.46).

Na amostra 86 (prancha 1 - e,f) os valores de R_S obtidos pelo $R_{f/\phi}$ foram 1.77 (cristais totais), 1.93 (qz), 1.67 (fdsp) para o plano XZ (Figuras 7.7a,b,c) e, 1.71 (cristais totais), 1.79 (qz), 1.66 (fdsp) para YZ (Figuras 7.7d,e,f). Resultados de flutuação ($\pm 2\phi$) de 39° e 44° para cristais totais indicam médio grau de iso-orientação do conjunto, comportamento individualmente repetido por marcadores de quartzo e feldspato.

A análise pelo método de Fry (Figuras 7.9e,f) forneceu valores de R_S de 1.55 (XZ) e 1.25 (YZ) menores que os de $R_{f/\phi}$, indicando menor grau de deformação da matriz em relação aos marcadores. Valores de θ' em torno de 11° nos dois planos indicam discreta assimetria do eixo da elipse de deformação em relação à foliação. Os resultados de $R_{f/\phi}$ para cristais totais (1.77; 1.71) foram escolhidos como representativos da amostra.

Na amostra 42 (prancha 1 - g,h) foram obtidos valores de R_S ($R_{f/\phi}$): 1.88 (cristais totais), 2.40 (qz), 1.61 (fdsp) no plano XZ (Figuras 7.8a,b,c) e, 1.82 (cristais totais), 2.10 (qz), 1.59 (fdsp) no plano YZ (Figuras 7.8d,e,f). O conjunto total de marcadores apresentou valores de flutuação ($\pm 2\phi$) de $\pm 36^\circ$ (XZ) e $\pm 46^\circ$ (YZ) o que indica médio grau de iso-orientação mineral nos dois planos.

O método de Fry gerou valores de R_S : 1.80 (XZ) e 1.39 (YZ) - Figuras 7.9g,h. A obliquidade (θ') é de 11° (XZ) e 9° (YZ). As razões de deformação obtidas a partir do método de $R_{f/\phi}$ (1.88, 1.82) para cristais totais foram consideradas os mais representativos para a amostra.



PRANCHA 1 - Microfotografias das amostras do Grupo Andreilândia: (a,b) 82b - biotita gnaisse fino (foliação tangencial rotacionada); (c,d) 83 - anfibólio granada biotita gnaisse bandado (Sn+1); (e,f) 86 - biotita gnaisse porfiroclástico (foliação tangencial rotacionada); (g,h) 42 - biotita gnaisse porfiroclástico (foliação tangencial rotacionada).

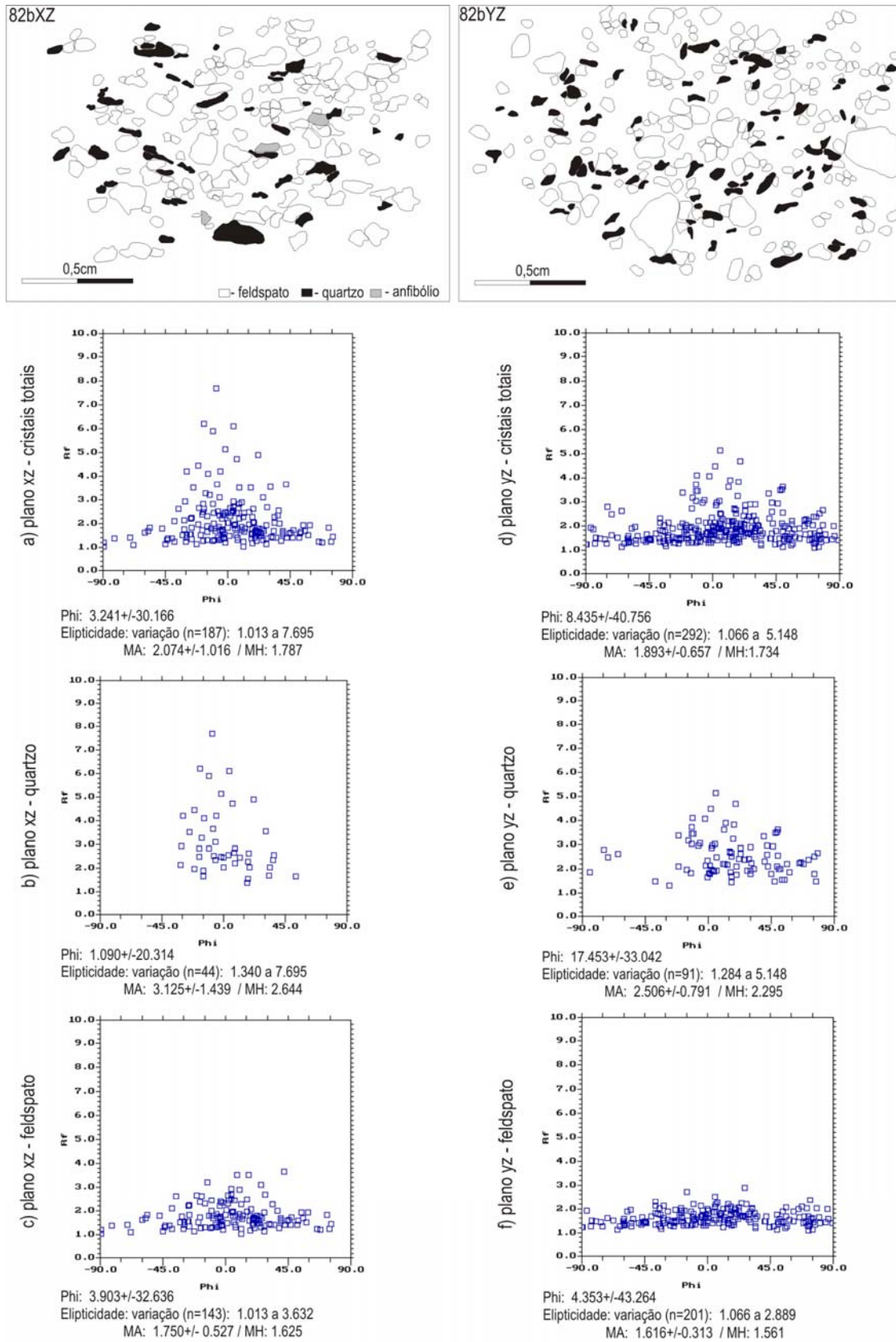


Figura 7.5 - Rf/φ da amostra 82b (biotita gnaiss - Grupo Andrelândia). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 1 - microfotos a,b).

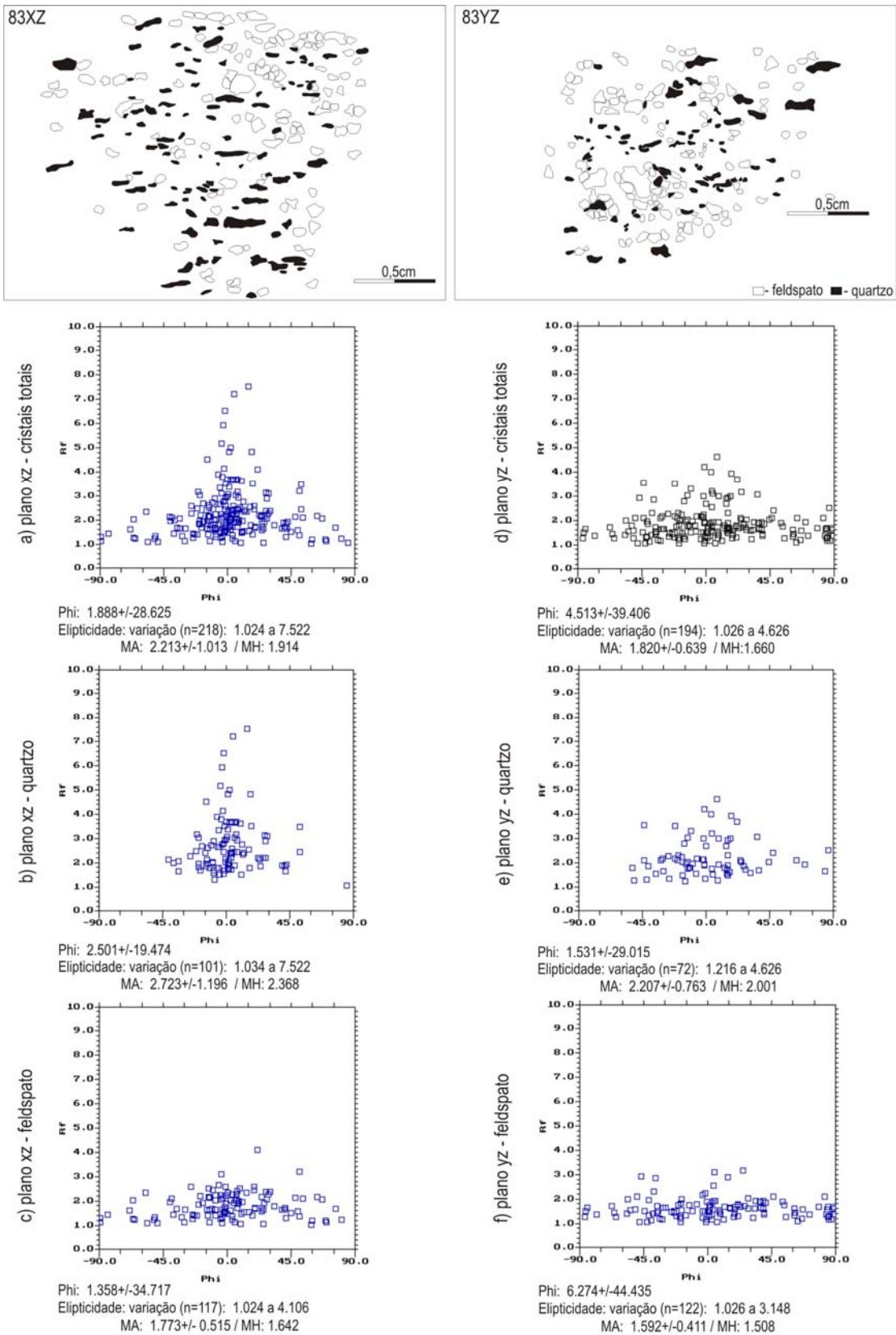


Figura 7.6 - Rf/φ da amostra 83 (anfóbio granada biotita gnaissé bandado - Grupo Andrelândia). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 1 - microfotografias c,d).

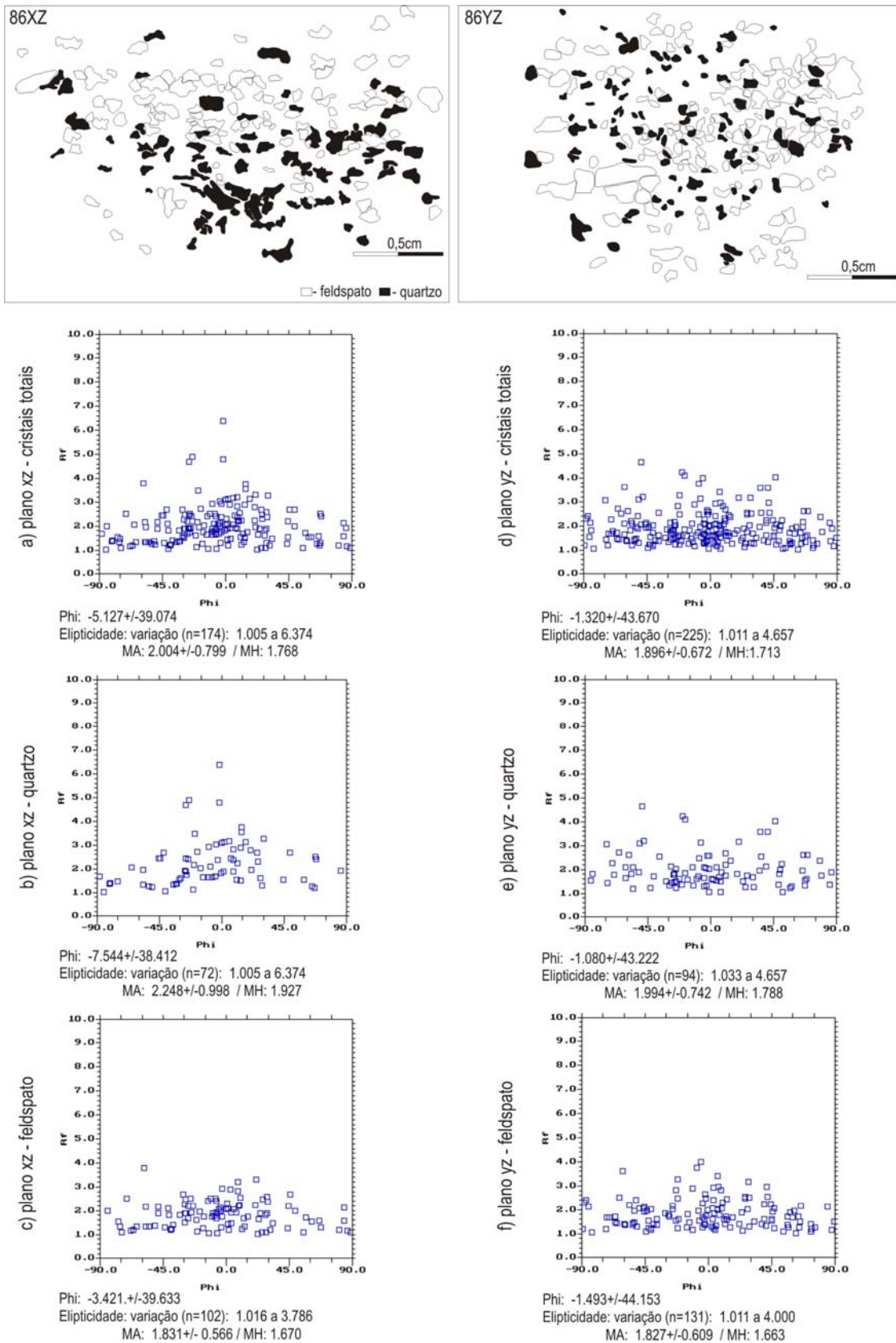


Figura 7.7 - Rf/φ da amostra 86 (biotita gnaiss porfiroclástico - Grupo Andrelândia). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 1 - microfotos e,f).

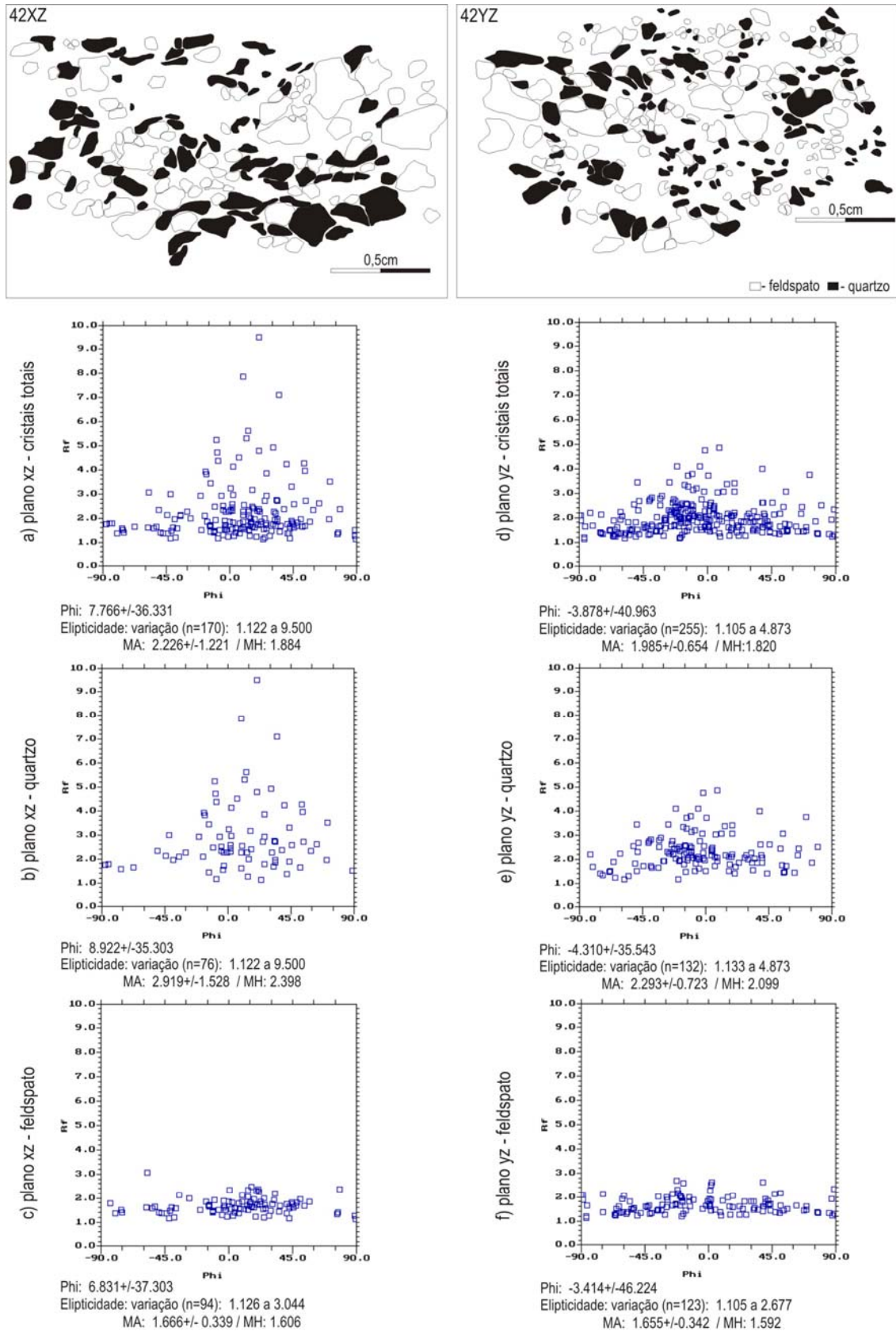


Figura 7.8 - R_f/ϕ da amostra 42 (biotita gnaiss porfiroclástico - Grupo Andrelândia). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 1 - microfotos g,h).

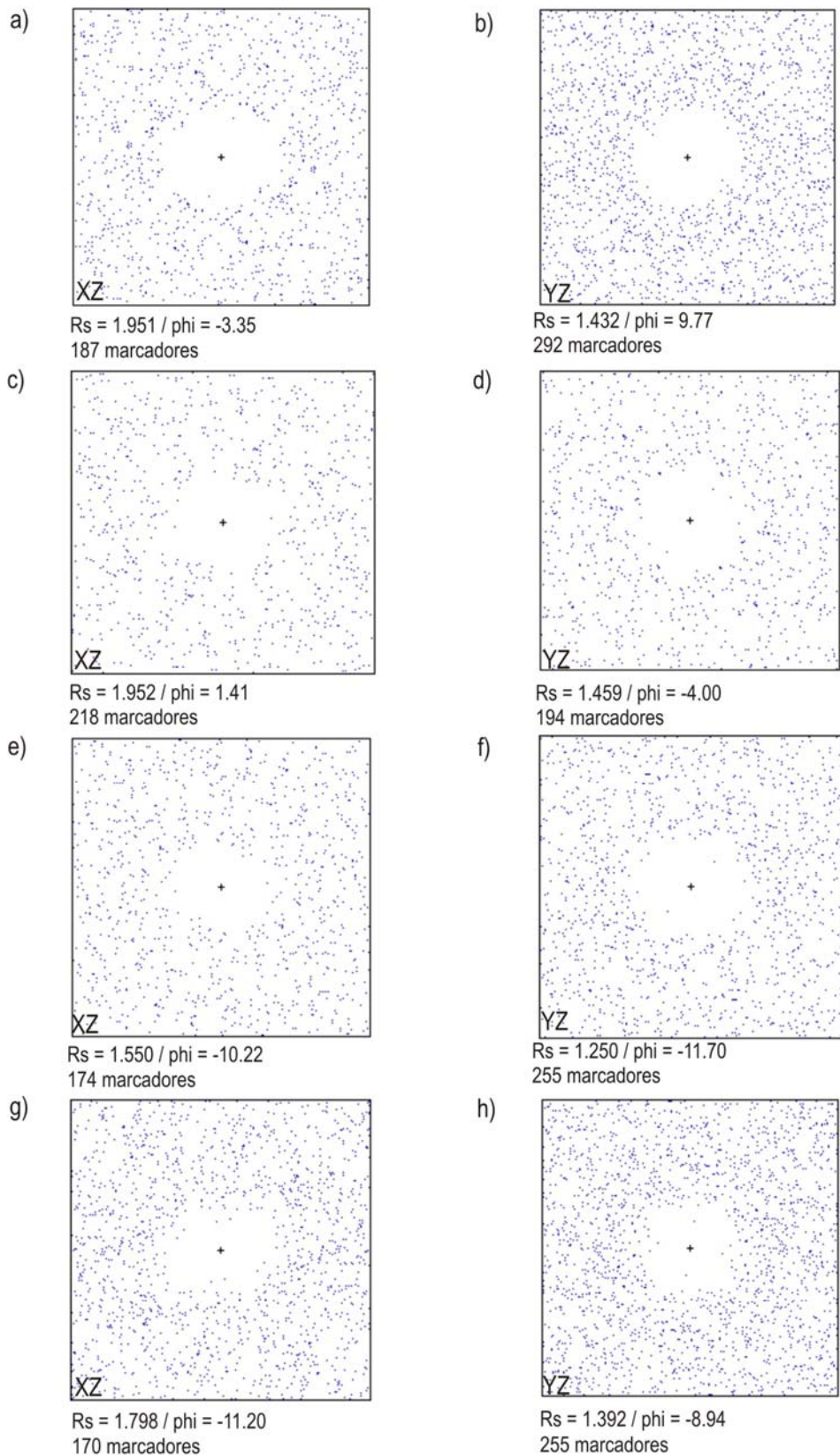


Figura 7.9- Resultados de Fry normalizado das amostras 82b (a,b) 83 (c,d), 86 (e,f), 42 (g,h).

Valores de R_S obtidos com o $R_{f/\phi}$ na amostra 13 (prancha 2 – a,b) foram: 2.10 (cristais totais), 2.85 (qz), 1.78 (fdsp) no plano XZ (Figuras 7.10a,b,c) e, 2.00 (cristais totais), 2.55 (qz), 1.77 (fdsp) em YZ (Figuras 7.10d,e,f). Valores totais (quartzo + feldspato) de flutuação ($\pm 2\phi$) de 28° em XZ e 32° em YZ indicam orientação de marcadores bem definida nos dois planos, mais acentuada nos cristais de quartzo (aproximadamente 18° e 22° , em XZ e YZ).

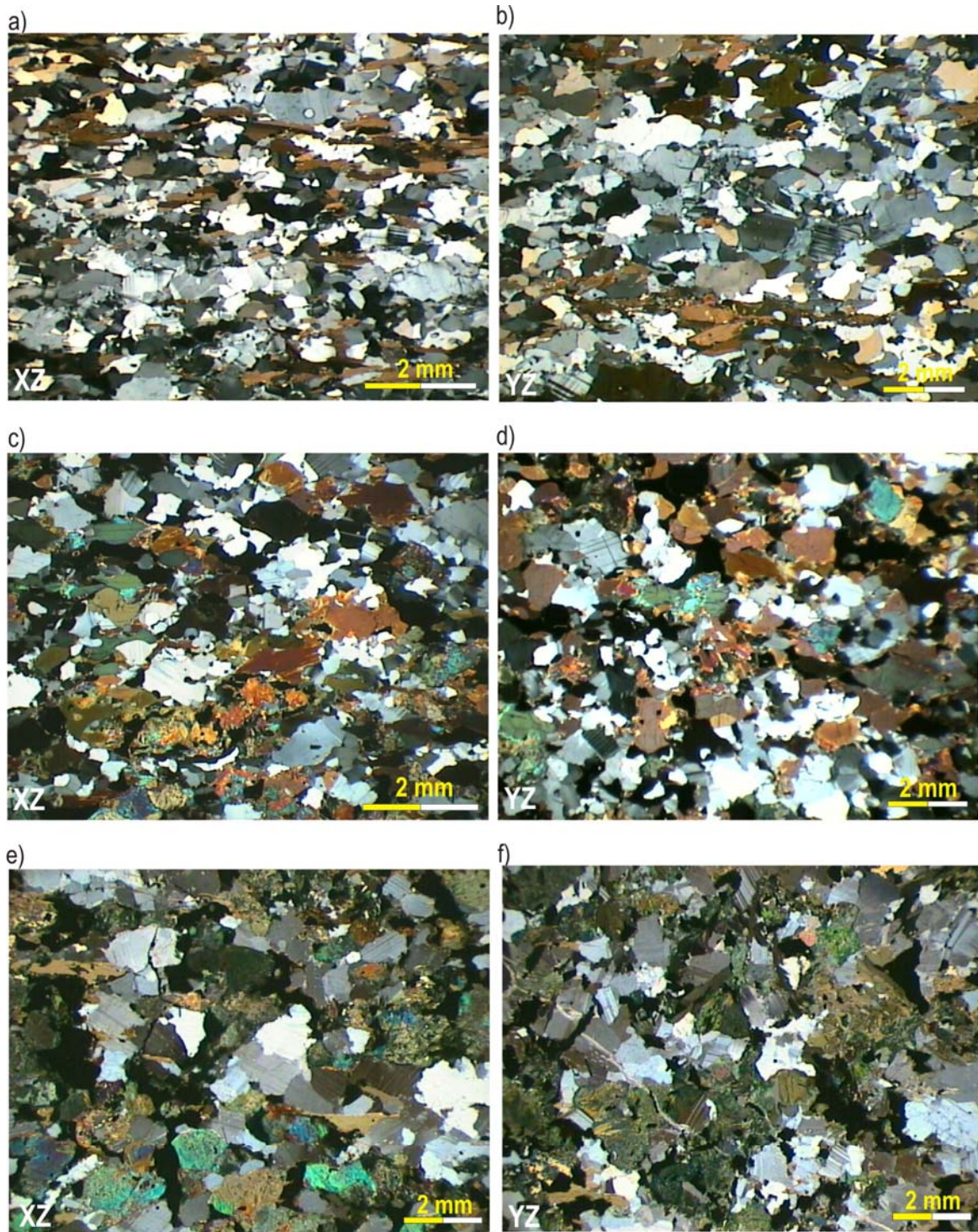
Valores de R_S obtidos com o método de Fry foram: 2.13 (XZ) e 1.87 (YZ) - Figuras 7.13a,b. Nos dois planos os ângulos de obliquidade entre o eixo da elipse e a foliação caracterizam discreta assimetria (12° - XZ, 10° - YZ) e indicam a existência de componente não coaxial na deformação. Os dois métodos geraram valores de R_S próximos, sugerindo que o grau de deformação na matriz não foi muito diferente que nos marcadores. Os resultados pelo Fry (2.13, 1.87) foram considerados como mais representativos.

Os resultados de R_S obtidos com a utilização do $R_{f/\phi}$ na amostra 16a (prancha 2 – c,d) foram: 1.74 (cristais totais), 1.55 (fdsp), 1.96 (anf) para o plano XZ (Figuras 7.11a,b,c) e, 1.56 (cristais totais), 1.49 (fdsp), 1.67 (anf) no plano YZ (Figuras 7.11d,e,f). Valores de flutuação ($\pm 2\phi$) de 32° para o plano XZ e 39° em YZ indicam anisotropia bem desenvolvida para o conjunto total de marcadores, mais acentuada em cristais de anfibólio (23° - plano XZ).

Através do Fry foram obtidos valores de R_S de 1.75 para o plano XZ e 1.33 para o plano YZ (Figuras 7.13c,d). Valores de θ' de 3° no plano XZ e 5° em YZ indicam que o eixo maior da elipse de deformação encontra-se sub paralelo à foliação. Foram escolhidos como mais representativos os valores de R_S (1.74, 1.56) obtidos com $R_{f/\phi}$.

Na amostra 585b (prancha 2 – e,f) foram considerados marcadores de feldspato, anfibólio e o conjunto total. Foram obtidos valores de R_S ($R_{f/\phi}$) de 1.57 (cristais totais), 1.50 (fdsp), 1.66 (anf) no plano XZ (Figuras 7.12a,b,c) e, 1.52 (cristais totais), 1.49 (fdsp), 1.62 (anf) em YZ (Figuras 7.12d,e,f). Considerando-se cristais totais os valores de flutuação ($\pm 2\phi$) de 46° e 51° , respectivamente para os planos XZ e YZ, indicam baixo grau de iso-orientação mineral.

O método de Fry forneceu valores de 1.32 (R_{SXZ}) e 1.08 (R_{SYZ}) - Figuras 7.13e,f. Em termos de assimetria do eixo maior da elipse em relação a foliação são observadas inclinações (θ') de 14° em XZ e 20° em YZ. Os resultados para cristais totais de $R_{f/\phi}$ (1.57, 1.52) maiores que os obtidos utilizando-se Fry, foram escolhidos para a amostra como mais representativos.



PRANCHA 2 - Microfotos das amostras: (a,b) 13 - biotita gnaiss (Grupo Andrelândia - Sn+1); (c,d) 16a - gnaiss enderbítico (Complexo Paraisópolis - Sn+1); (e,f) 585b - gnaiss granulítico (Complexo Paraisópolis - foliação tangencial rotacionada).

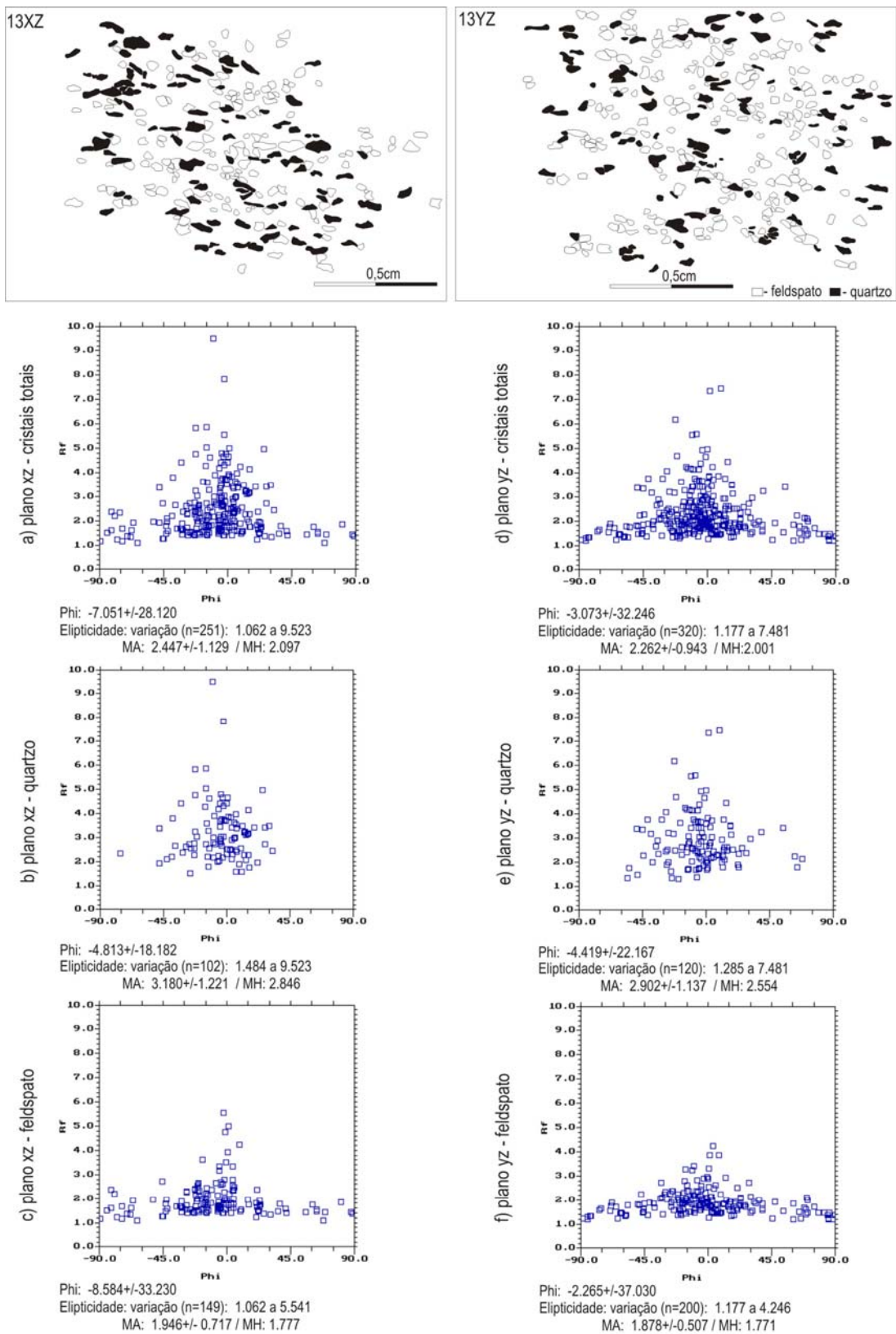


Figura 7.10 - Rf/φ da amostra 13 (biotita gnaiss milonitizado - Grupo Andrelândia). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 2 - microfotos a,b).

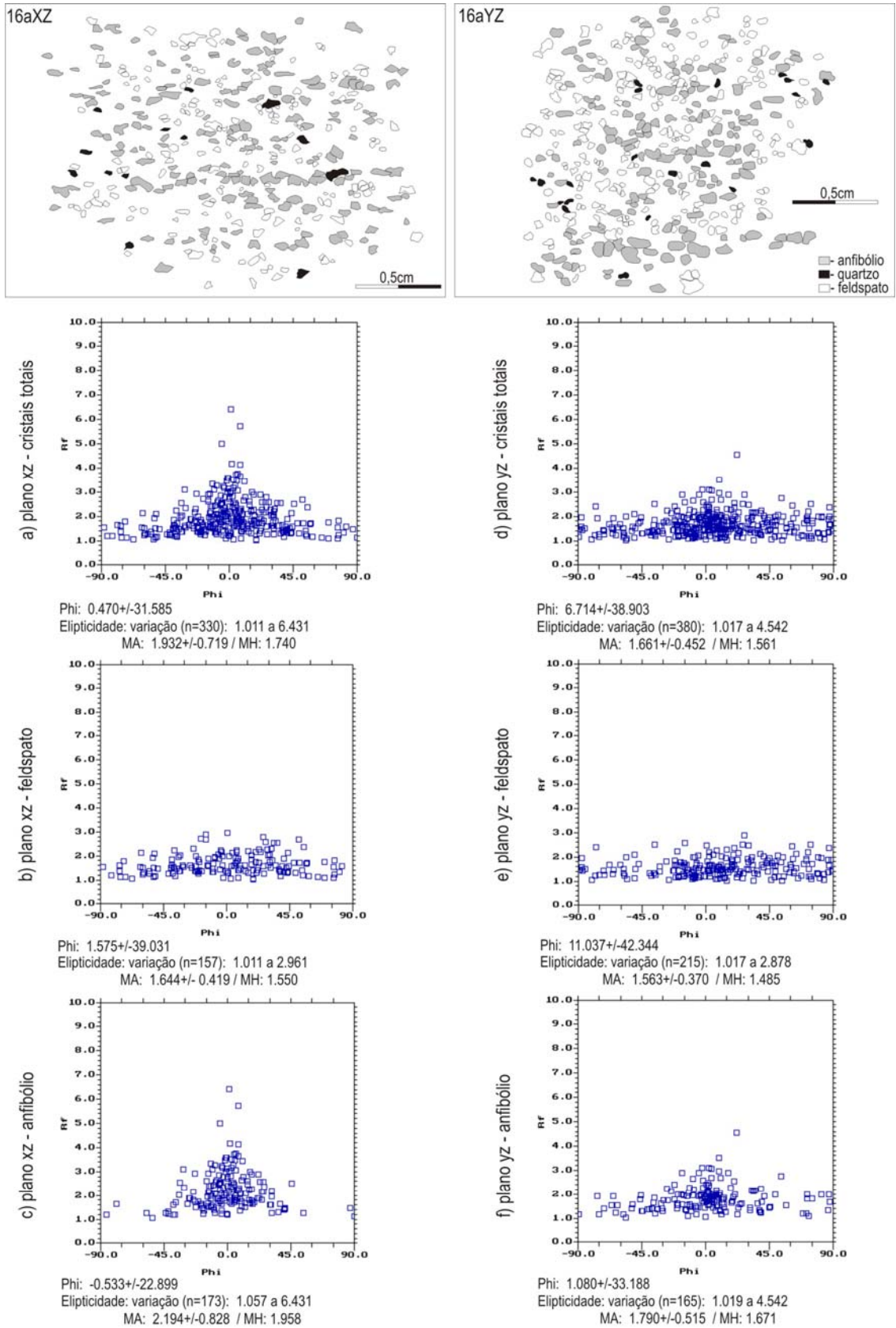


Figura 7.11 - Rf/φ da amostra 16a (gnaisse enderbítico- Complexo Paraisópolis). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 2 - microfotos c,d).

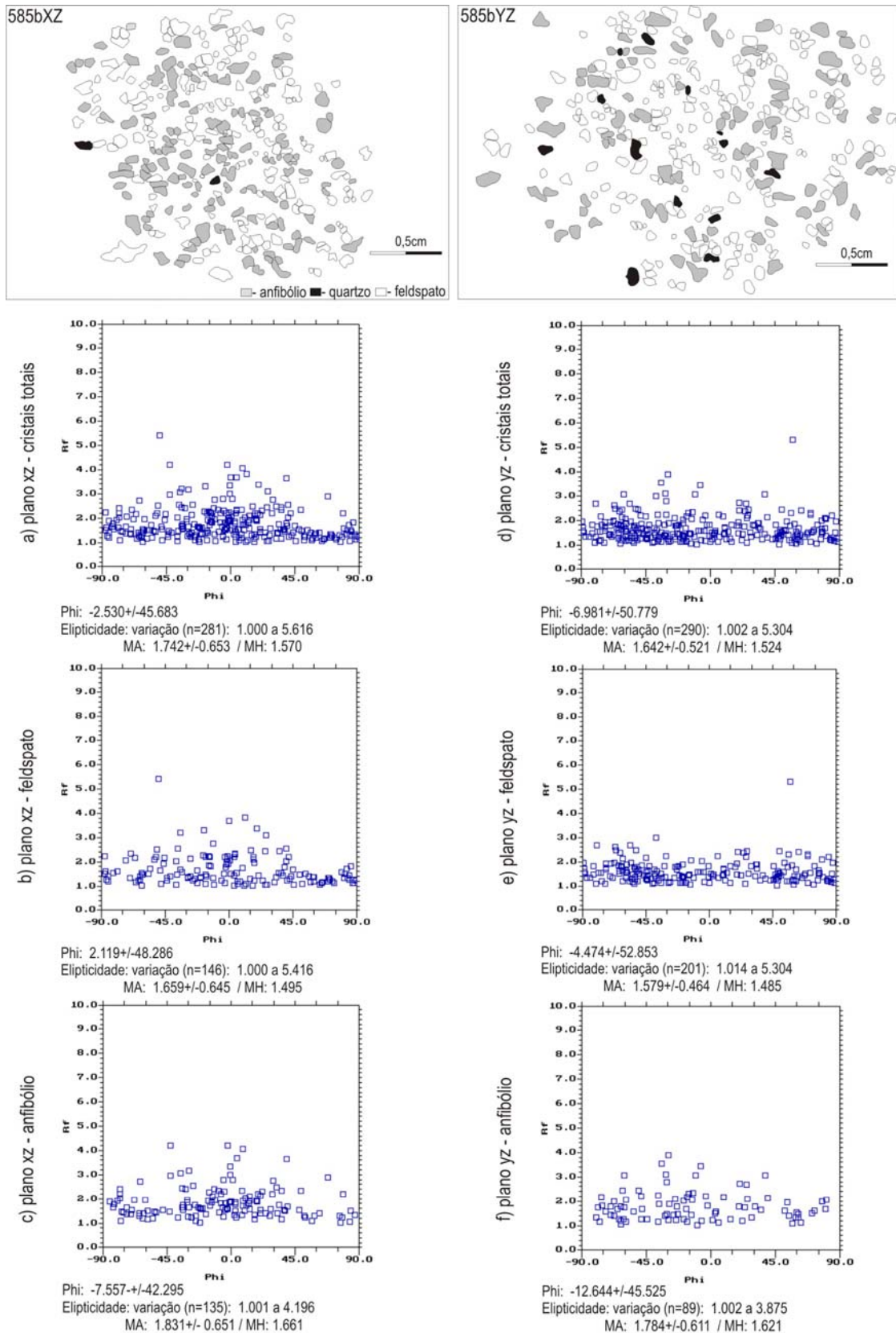


Figura 7.12 - Rf/φ da amostra 585b (gneisse granulítico - Complexo Paraisópolis). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 2 - figuras e,f).

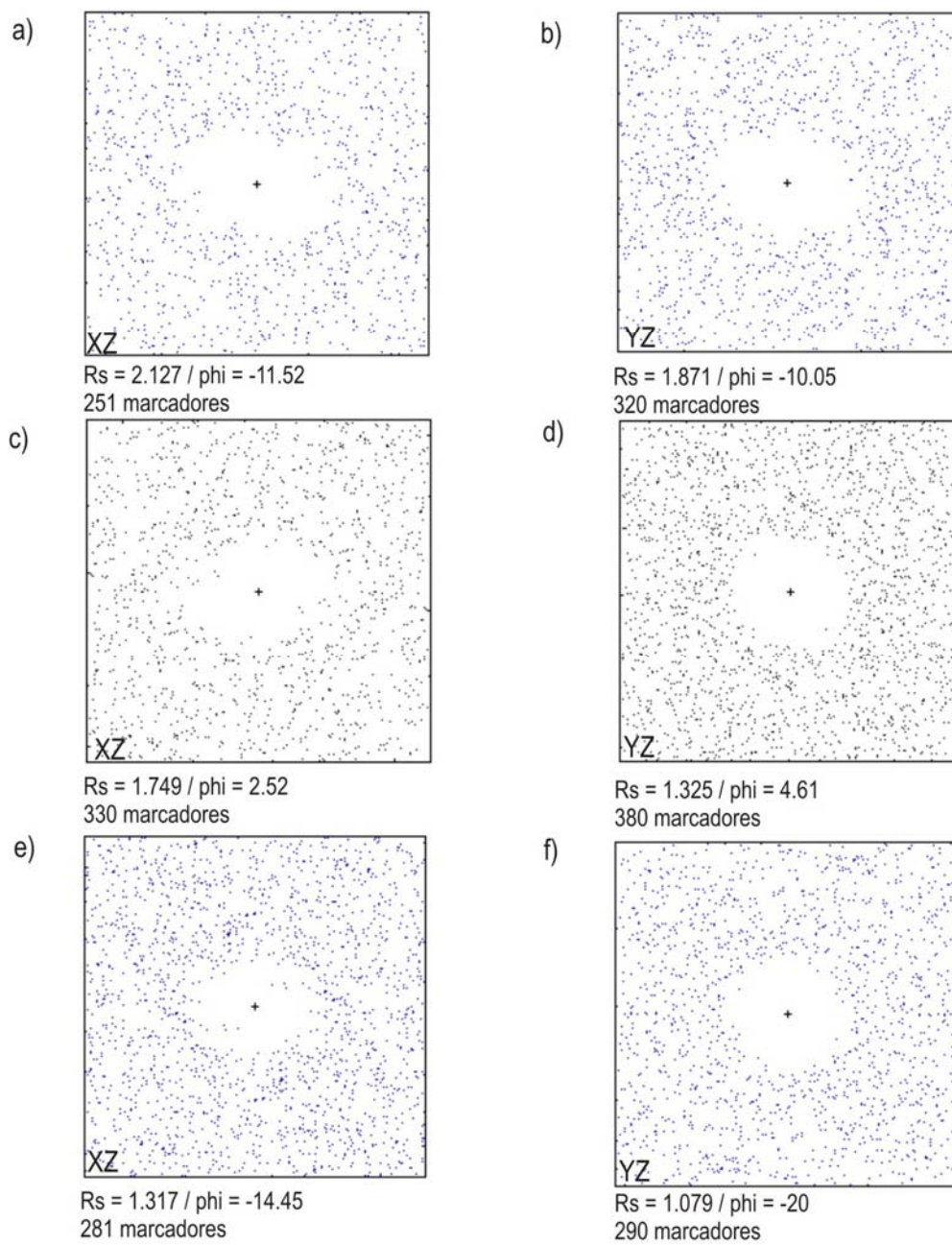


Figura 7.13 - Resultados de Fry normalizado das amostras 13 (a,b), 16a (c,d), 585b (e,f).

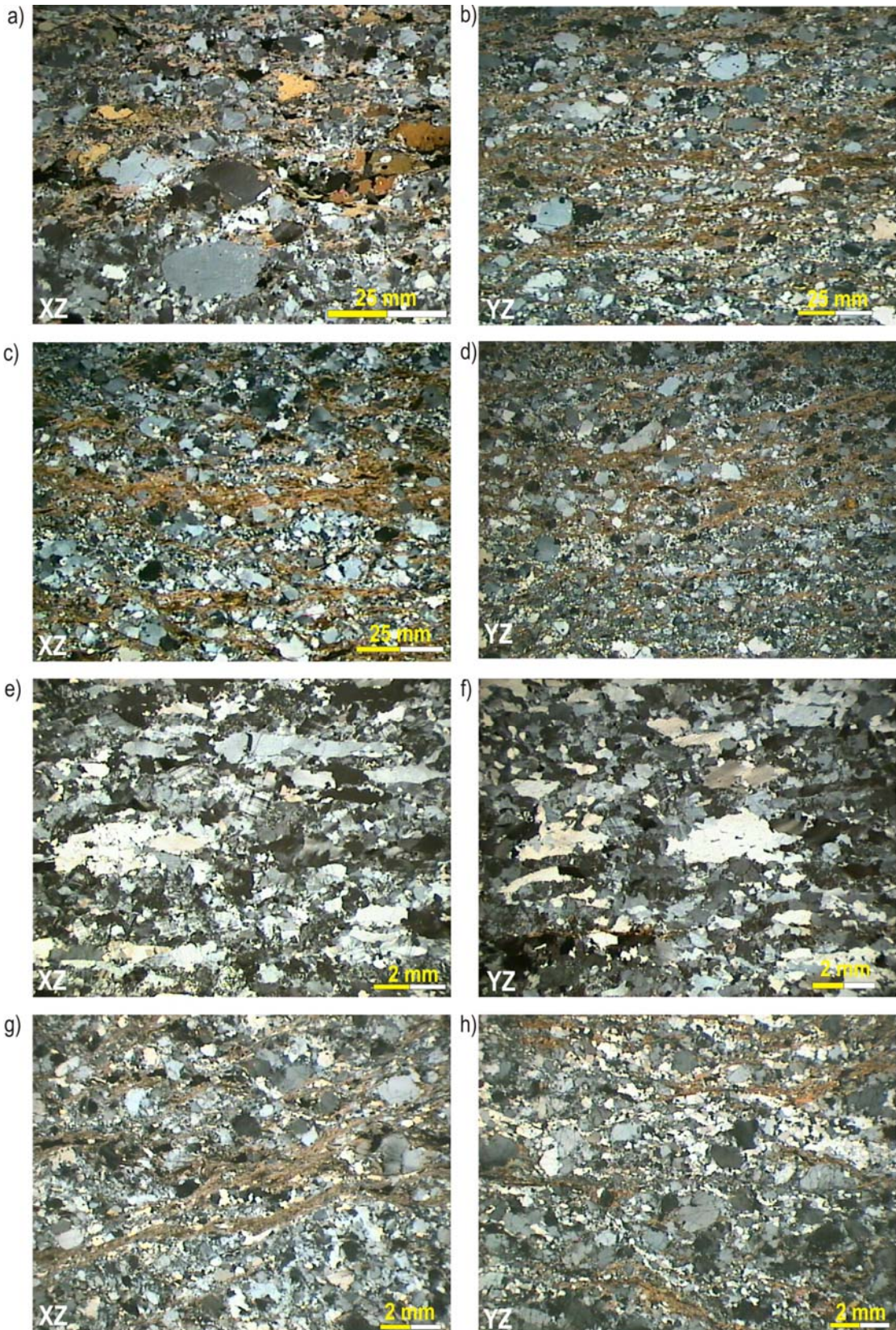
Na amostra 581 (prancha 3 - a,b) foram considerados marcadores de quartzo, feldspato, anfibólio e cristais totais. O método de $R_{f/\phi}$ forneceu os seguintes: 1.90 (cristais totais), 2.37 (qz), 1.47 (fdsp) e 1.90 (anf) no plano XZ (Figuras 7.14a,b,c,d) e, 1.80 (cristais totais), 2.09 (qz), 1.44 (fdsp) e 1.58 (anf) em YZ (Figuras 7.14e,f,g,h). Flutuação ($\pm 2\phi$) de $\pm 29^\circ$ para o plano XZ e $\pm 31^\circ$ em YZ indica acentuada anisotropia de minerais. Pelo Fry foram obtidos valores de R_S : 2.19 (XZ) e 1.79 (YZ), escolhidos como representativos. Os valores Ângulos θ' de 10° em XZ e 9° no plano YZ caracterizam discreta assimetria da elipse e refletem deformação não coaxial (Figuras 7.18a,b).

Na amostra 582 (prancha 3 - c,d) foram obtidos com o método de $R_{f/\phi}$ valores de R_S de 1.94 (cristais totais), 3.22 (qz), 1.67 (fdsp) em XZ (Figuras 7.15a,b,c,) e 1.79 (cristais totais), 3.08 (qz), 1.53 (fdsp) no plano YZ (Figuras 7.15d,e,f). A flutuação ($\pm 2\phi$) em torno de 36° nos dois planos reflete iso-orientação bem desenvolvida e mais acentuada em cristais de quartzo (18° - plano XZ). Resultados de R_S obtidos com o Fry e escolhidos como valores mais representativos foram: R_{SXZ} (2.17) e R_{SYZ} (2.11). Os valores de θ' indicam fraca obliquidade em XZ (7°) e discreta em YZ (14°) - Figuras 7.18c,d.

Na amostra 583 (prancha 3 - e,f) os valores de R_S obtidos com $R_{f/\phi}$ foram: 2.17 (cristais totais), 3.43 (qz), 1.79 (fdsp) no plano XZ (Figuras 7.16a,b,c,) e 2.00 (cristais totais), 2.41 (qz), 1.62 (fdsp) em YZ (Figuras 7.16d,e,f). Os valores de R_f (razão entre o eixo maior e o menor de cada marcador) variam para feldspato entre 1.1 a 5.0 no plano XZ, e entre 1.0 a 4.0 em YZ. Para cristais de quartzo a variação é de 1.2 a 22 em XZ e, entre 1.1 e 10 no plano YZ. Valores da flutuação ($\pm 2\phi$) em torno de 28° (XZ) e 33° (YZ) refletem forte anisotropia dos minerais. Pelo método de Fry os valores de R_S foram: 3.48 (XZ) e 2.11 (YZ), considerados mais representativos (Figuras 7.18e,f). Nos dois planos cinemáticos foram obtidos ângulos θ' de 8° .

A amostra 5 (prancha 3 - g,h) pelo $R_{f/\phi}$ forneceu as seguintes razões de *strain*: 1.96 (cristais totais), 3.40 (qz), 1.47 (fdsp) no plano XZ (Figuras 7.17a,b,c,) e, 1.79 (cristais totais), 2.57 (qz), 1.42 (fdsp) em YZ (Figuras 7.17d,e,f). A flutuação em torno de 33° nos dois planos indica iso-orientação bem definida, mais acentuada em cristais de quartzo (16° - XZ).

Foram obtidos com o Fry razões de *strain* (R_S) de: 2.61 em XZ e 1.81 no plano YZ. O valor de θ' em XZ é baixo (3°) indicando sub paralelismo entre o eixo maior da elipse deformação e a foliação. No plano YZ ocorre discreta obliquidade do eixo (10°). Como valores representativos foram selecionados os resultados obtidos com o Fry (2.61, 1.81), considerando-se que a matriz tenha absorvido uma taxa de deformação maior que os marcadores (Figuras 7.18g,h).



PRANCHA 3 - Microfotos das amostras do Complexo Paraisópolis: (a,b) 581 - gnaiss granulítico milonitizado (Sn); (c,d) 582 - biotita gnaiss bandado (Sn); (e,f) 583 - gnaiss porfiroclástico milonitizado bandado (foliação tangencial rotacionada); (g,h) 5 - biotita gnaiss milonitizado (Sn+1).

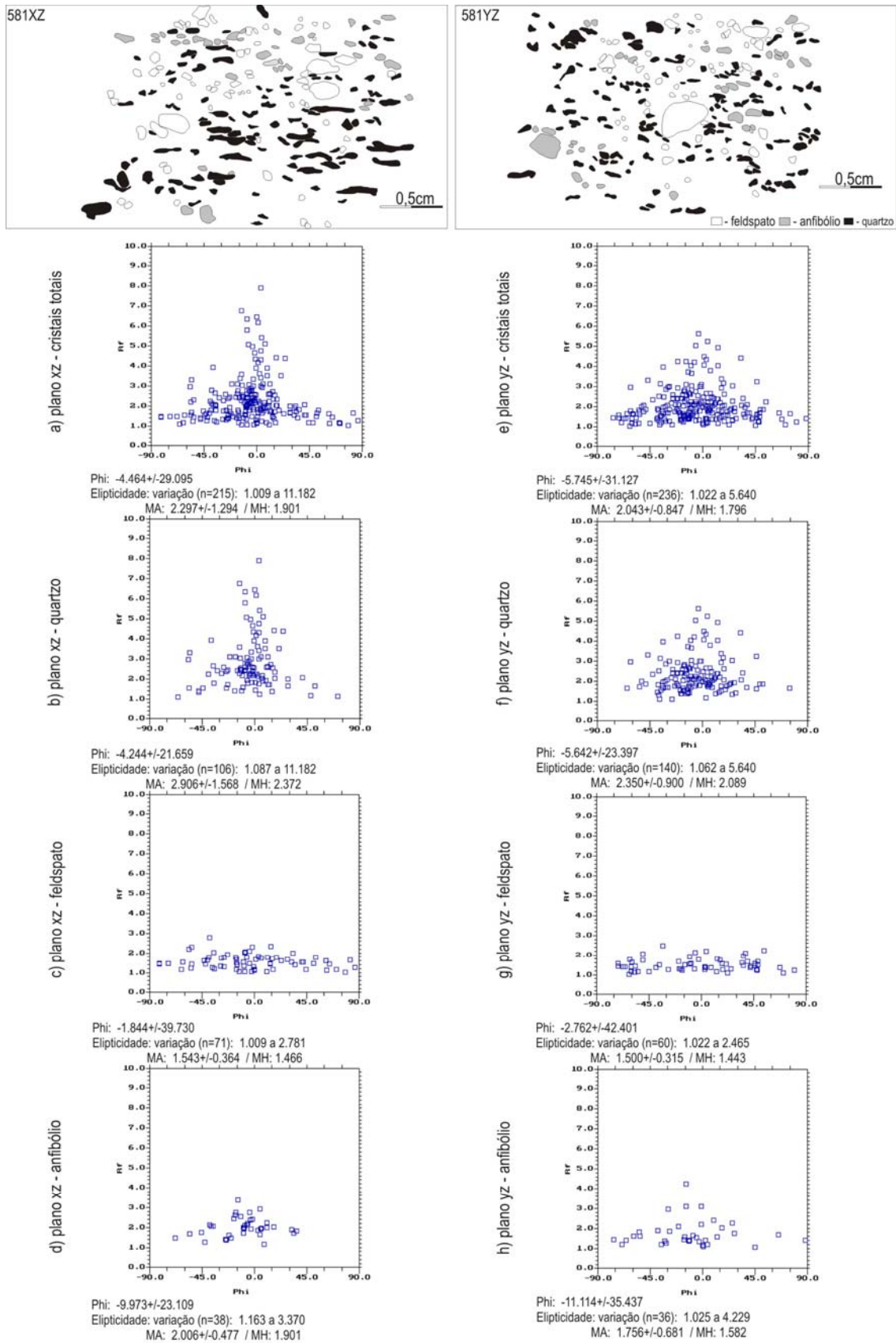


Figura 7.14 - Rf/φ da amostra 581 (gnaisse granulítico milonitizado - Complexo Paraisópolis). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 3 - microfotos a,b).

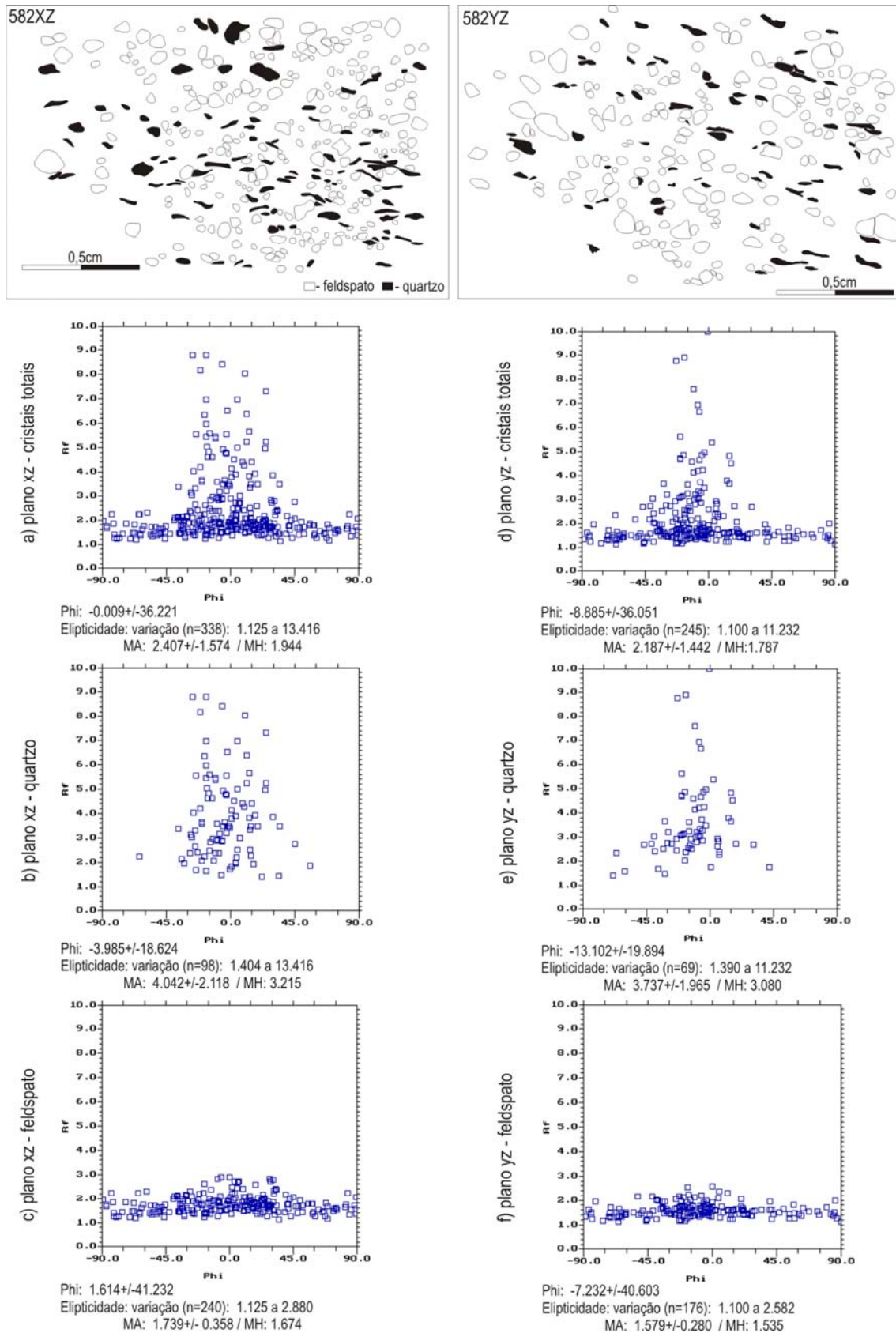


Figura 7.15 - Rf/ ϕ da amostra 582 (biotita gnaiss bandado - Complexo Paraisópolis). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 3 - microfotos c,d).

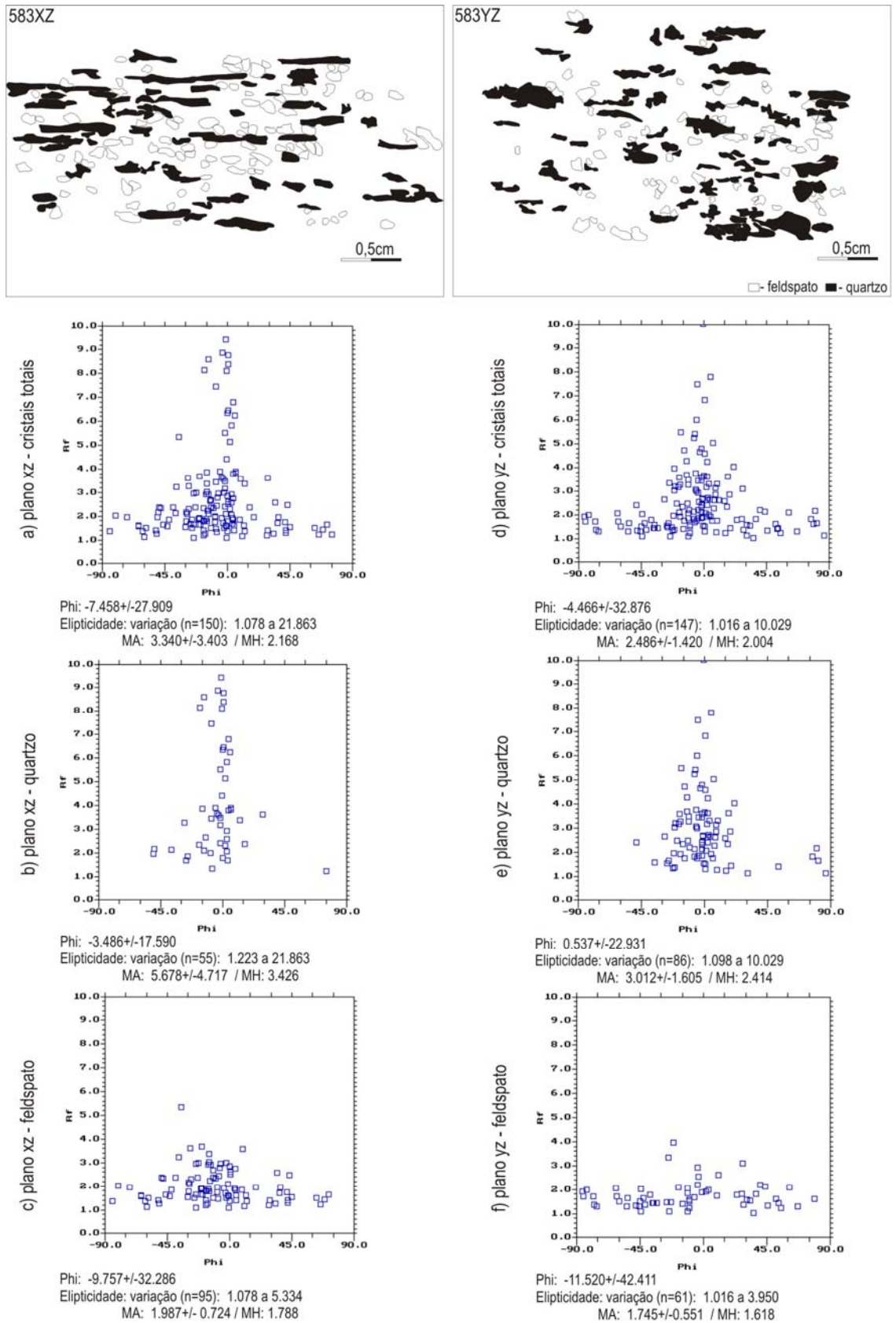


Figura 7.16 - Rf/φ da amostra 583 (gnaisse porfiroclástico milonitizado - Complexo Paraisópolis). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 3 - microfotografias e,f).

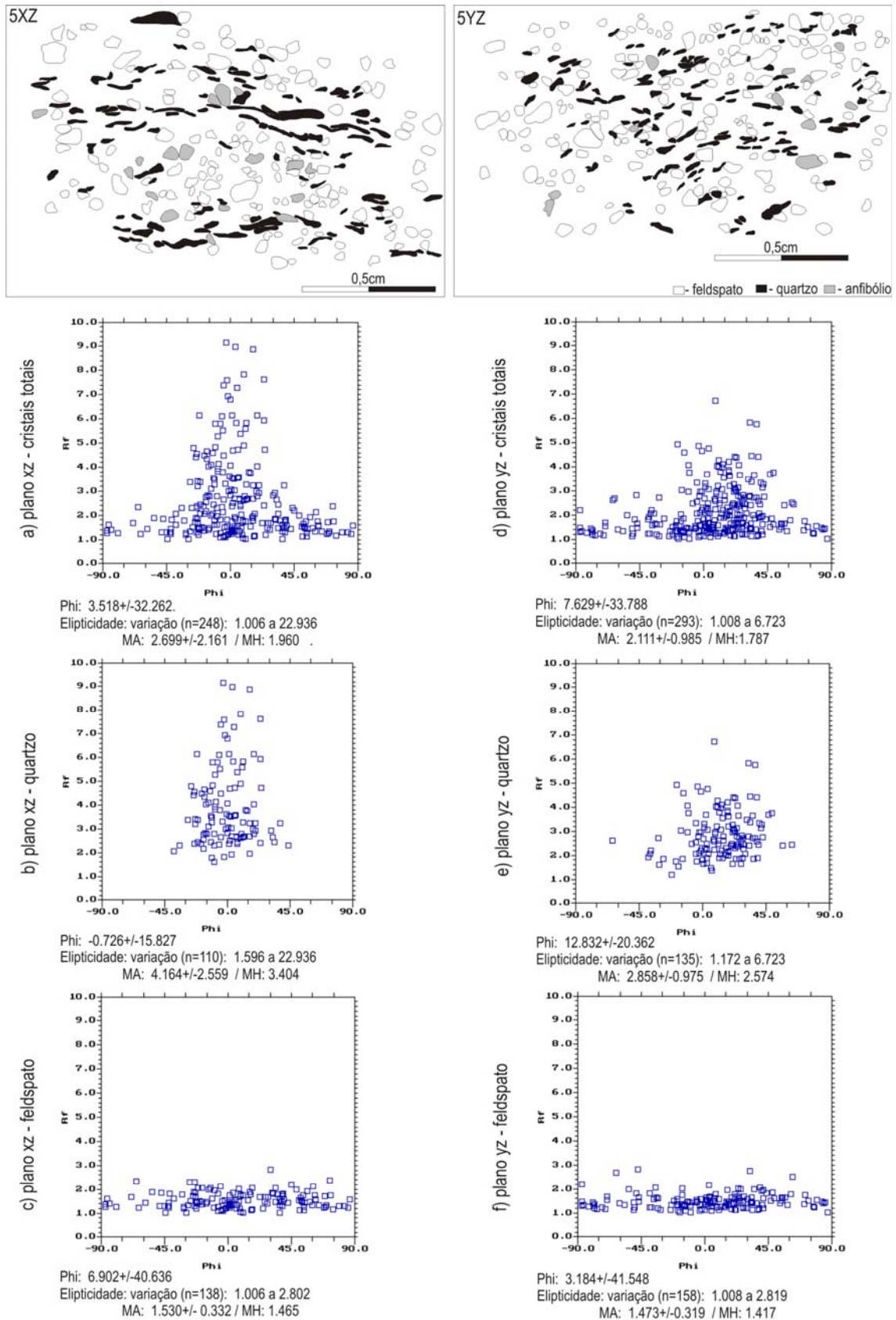


Figura 7.17 - Rf/ϕ da amostra 5 (biotita gnaiss milonitizado - Complexo Paraisópolis). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 3 - microfotos g,h).

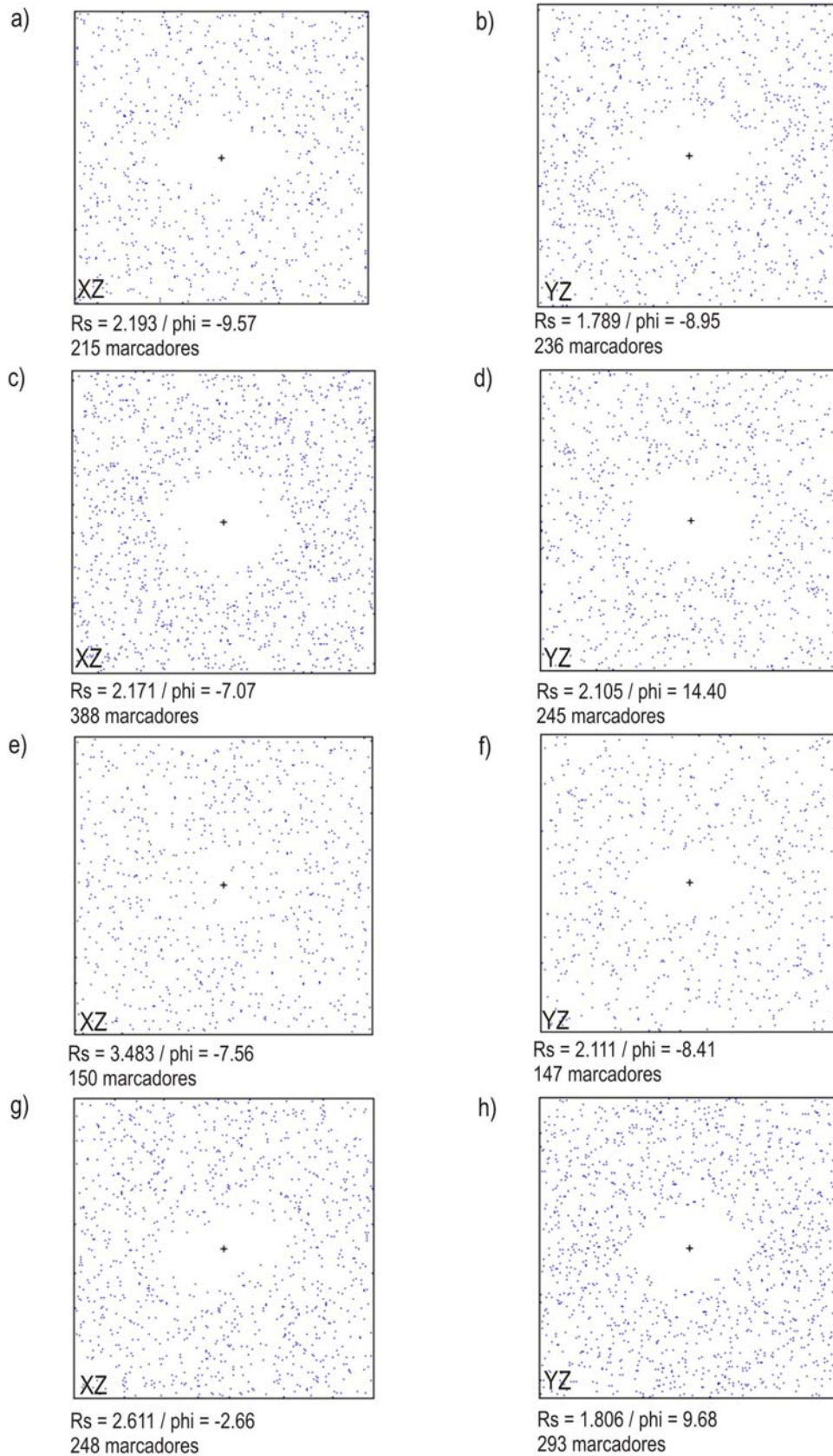


Figura 7.18 - Resultados de Fry normalizado das amostras 581 (a,b), 582 (c,d), 583 (e,f), 5 (g,h).

Na amostra 74 foram obtidos com $R_{f/\phi}$ valores de R_s (prancha 4 - a,b) de: 2.00 (cristais totais), 4.43 (qz), 1.46 (fdsp) para o plano XZ (Figuras 7.19a,b,c,) e, 1.76 (cristais totais), 3.65 (qz), 1.41 (fdsp) em YZ (Figuras 7.19d,e,f). O contraste entre valores de Rf (razão entre o eixo maior e o menor de cada marcador) entre quartzo e feldspato é acentuado nesta amostra. Enquanto no feldspato Rf varia entre 1.0 a 4.0 no plano XZ, e entre 1.0 a 2.4 em YZ, no quartzo a variação é de 1.5 a 19 em XZ e, entre 1.5 e 16 no plano YZ. Valores de flutuação da análise conjunta são de 29° em XZ e 31° no plano YZ, e indicam forte anisotropia planar de minerais. Individualmente, o quartzo apresenta valores de flutuação de 11° no plano XZ, enquanto o feldspato valores de 36° para o mesmo plano.

Utilizando-se o método de Fry foram obtidos os seguintes valores de R_s : 2.95 (XZ) e 2.62 (YZ), considerados mais representativos para a amostra (Figuras 7.23a,b). No plano XZ o valor baixo de θ' (4°) indica que o eixo maior da elipse de deformação encontra-se sub paralelo à foliação. Em YZ a obliquidade é mais acentuada ($\theta'=11^\circ$).

A análise da amostra 136a (prancha 4 - c,d) com o $R_{f/\phi}$ resultou nos valores de R_s : 1.90 (cristais totais), 2.47 (qz), 1.71 (fdsp) em XZ (Figuras 7.20a,b,c,) e, 1.80 (cristais totais), 2.03 (qz), 1.71 (fdsp) no plano YZ (Figuras 7.20d,e,f). Rf em cristais feldspato varia entre: 1.1 a 3.9 (XZ) e 1.1 a 3.2 (YZ). Para quartzo os valores de Rf variam entre 1.3 a 17 em XZ e, 1.4 a 5 no plano YZ. Valores de flutuação de 31° (XZ) e 41° (YZ) para cristais refletem iso-orientação definida de marcadores, mais acentuada em cristais de quartzo (19°) em XZ.

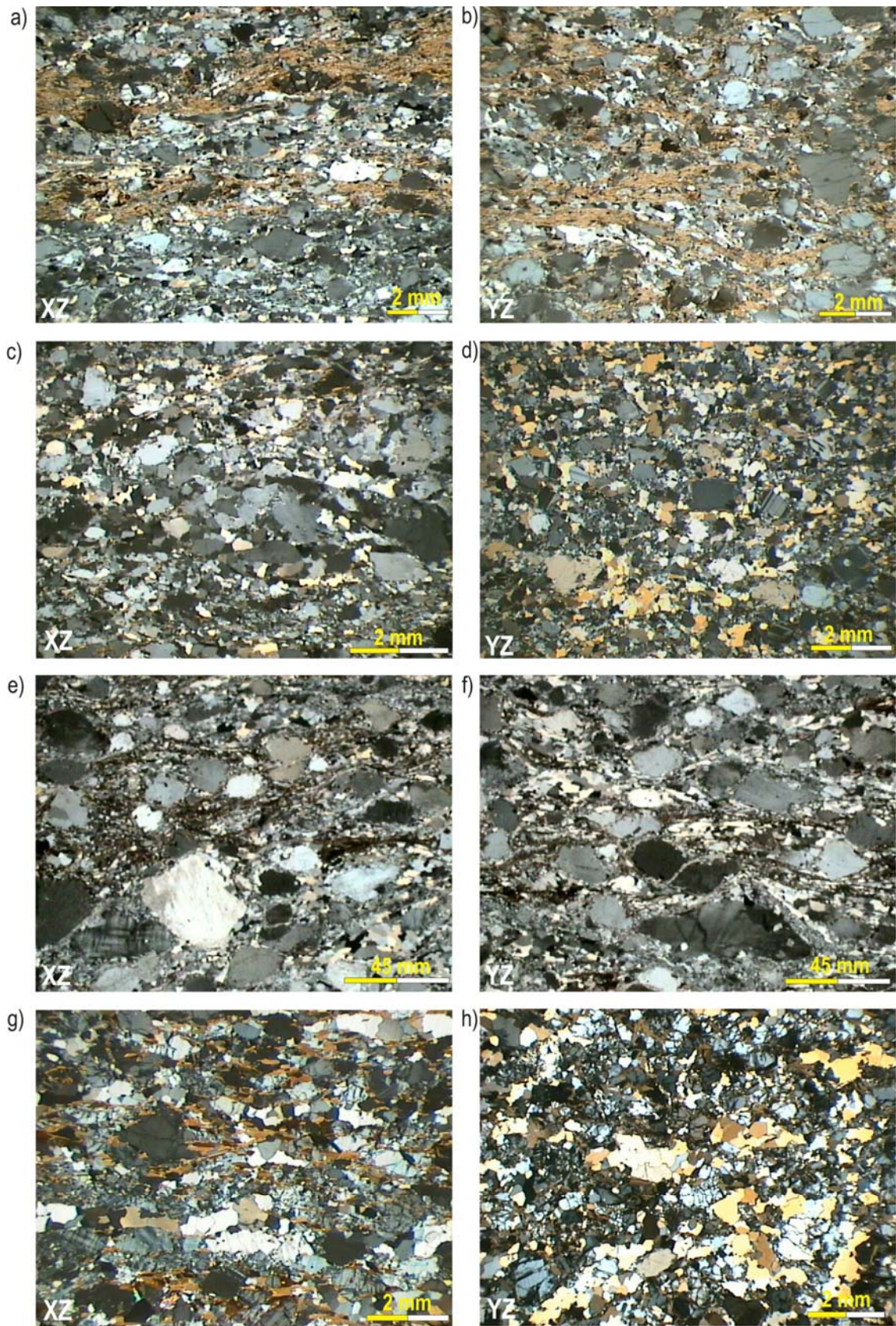
Pelo método de Fry os valores de R_s , considerados os mais representativos para amostra, foram de 2.32 e 1.42, respectivamente, em XZ e YZ, (Figuras 7.23c,d). Na mesma seqüência os valores de θ' foram: 10° e 12° refletindo componente não coaxial.

Na amostra 122 (prancha 4 - e,f) as razões de deformação (R_s) obtidas pelo $R_{f/\phi}$ foram: 2.49 (cristais totais), 5.65 (qz), 1.63 (fdsp) no plano XZ (Figuras 7.21a,b,c) e, 2.14 (cristais totais), 5.10 (qz), 1.55 (fdsp) em YZ (Figuras 7.21d,e,f). Valores de Rf para marcadores de feldspato variam de 1.0 a 3.6, em XZ, e entre 1.0 a 3.5 em YZ. Para cristais de quartzo Rf varia em XZ de 2.2 a 16 e, no plano YZ de 1.7 a 17. Valores de flutuação para a análise conjunta são 23° (XZ) e 27° (YZ), evidenciando forte iso-orientação, tanto para cristais de quartzo (13° em XZ) quanto para feldspatos (29° no planoYZ).

Pelo Fry foram obtidas razões de deformação de: 3.85 (XZ) e 3.73 (YZ), escolhidas como valores mais representativos (Figuras 7.23e,f). Em termos de assimetria a amostra é caracterizada por discreta obliquidade da elipse em XZ ($\theta'=11^\circ$) e, sub paralelismo em YZ (4°).

Os valores de R_S obtidos com o $R_{f/\phi}$ para a amostra 188 (prancha 4 – g,h) foram: 2.05 (cristais totais), 4.45 (qz), 1.57 (fdsp) em XZ (Figuras 7.22a,b,c,) e, 2.03 (cristais totais), 2.66 (qz), 1.55 (fdsp) no plano YZ (Figuras 7.22d,e,f). R_f para feldspato varia entre 1.1 a 2.7 nos dois planos. Para cristais de quartzo R_f varia em XZ entre 1.9 e 3.3, sendo no plano YZ mais restrita, entre 1.4 e 1.9. Valores de flutuação de 26° (XZ) e 38° (YZ) indicam forte iso-orientação de minerais, mais acentuada em quartzo (11° - XZ).

O método de Fry forneceu os seguintes valores de R_S : 3.87 (XZ) e 1.70 (YZ), considerados mais representativos para a amostra (Figuras 7.23g,h). No plano XZ o eixo maior da elipse é sub paralelo à foliação ($\theta' = 2^\circ$) e em YZ apresenta fraca obliquidade ($\theta' = 7^\circ$).



PRANCHA 4 - Microfotos das amostras do Complexo Piracaia : (a,b) 74 - biotita gnaiss milonizado (Sn+1); (c,d) 136a - biotita gnaiss porfiroclástico bandado (Sn+1), (e,f) 122 - biotita gnaiss protomilonítico (Sn+1); (g,h) 188 - anfibólio biotita gnaiss (foliação tangencial rotacionada).

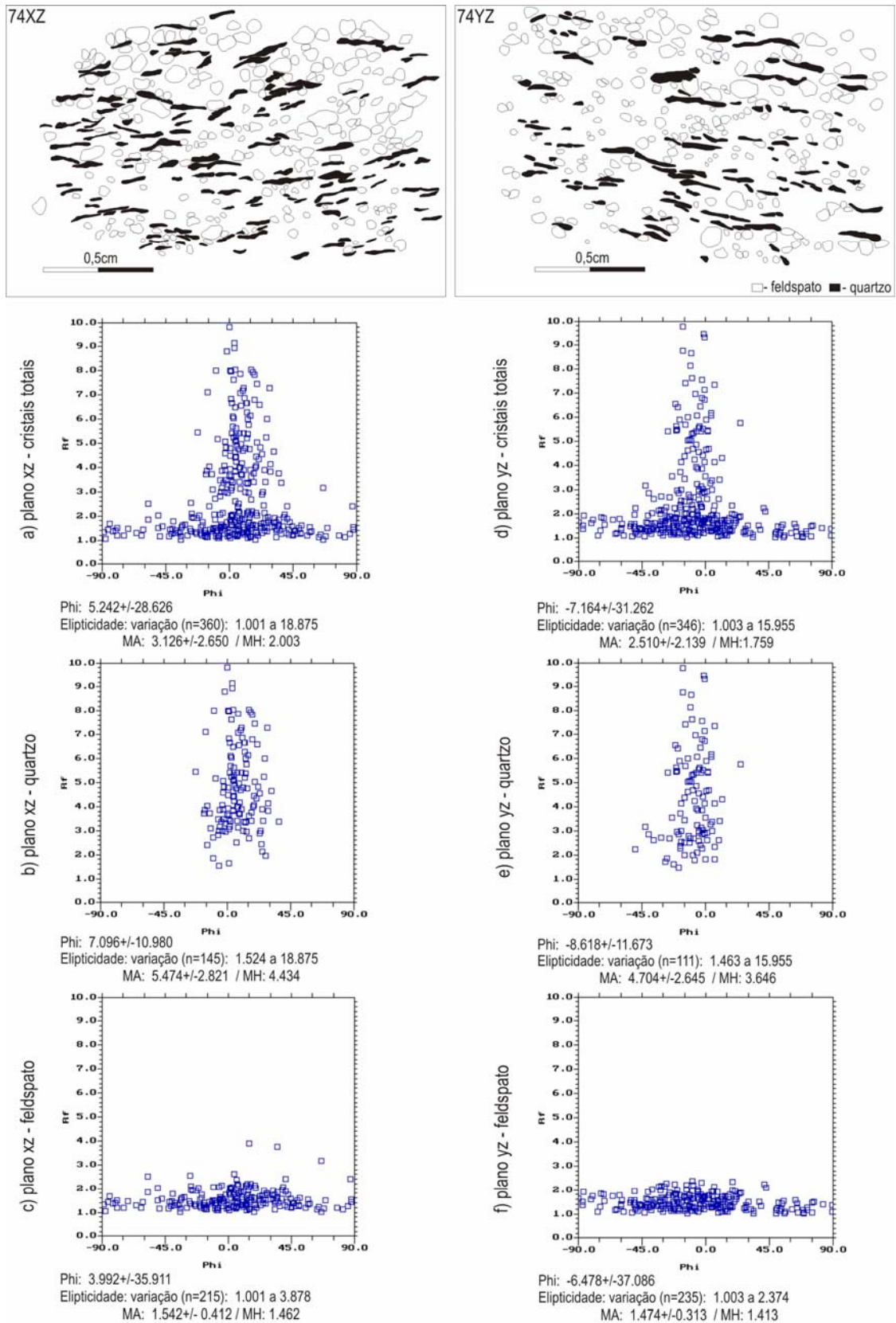


Figura 7.19 - Rf/φ da amostra 74 (biotita gnaiss milonitizado - Complexo Piracaia). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 4 - microfotos a,b).

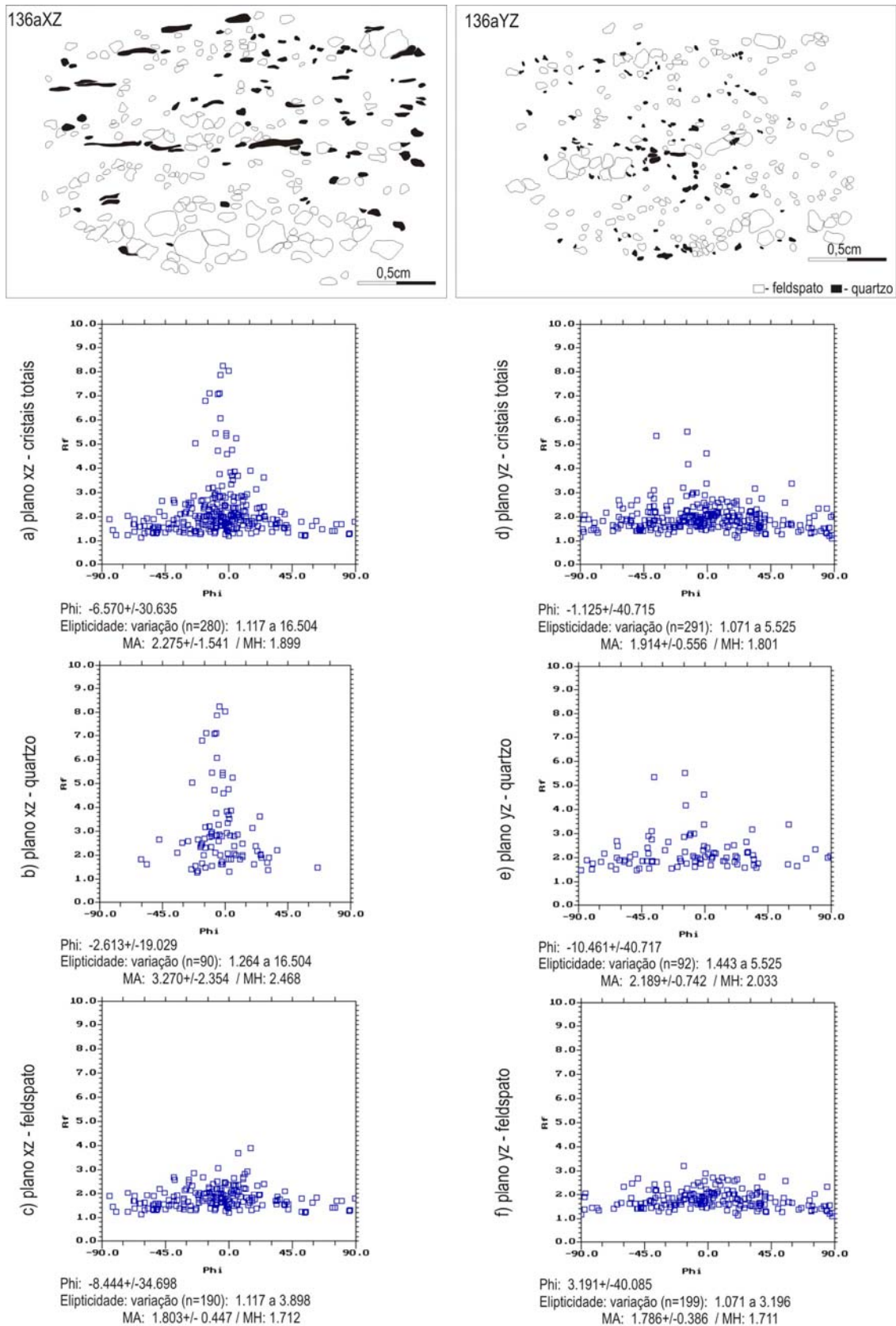


Figura 7.20 - R_f/ϕ da amostra 136a (biotita gnaiss porfiroclástico bandado - Complexo Piracaia). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 4 - microfotos c,d).

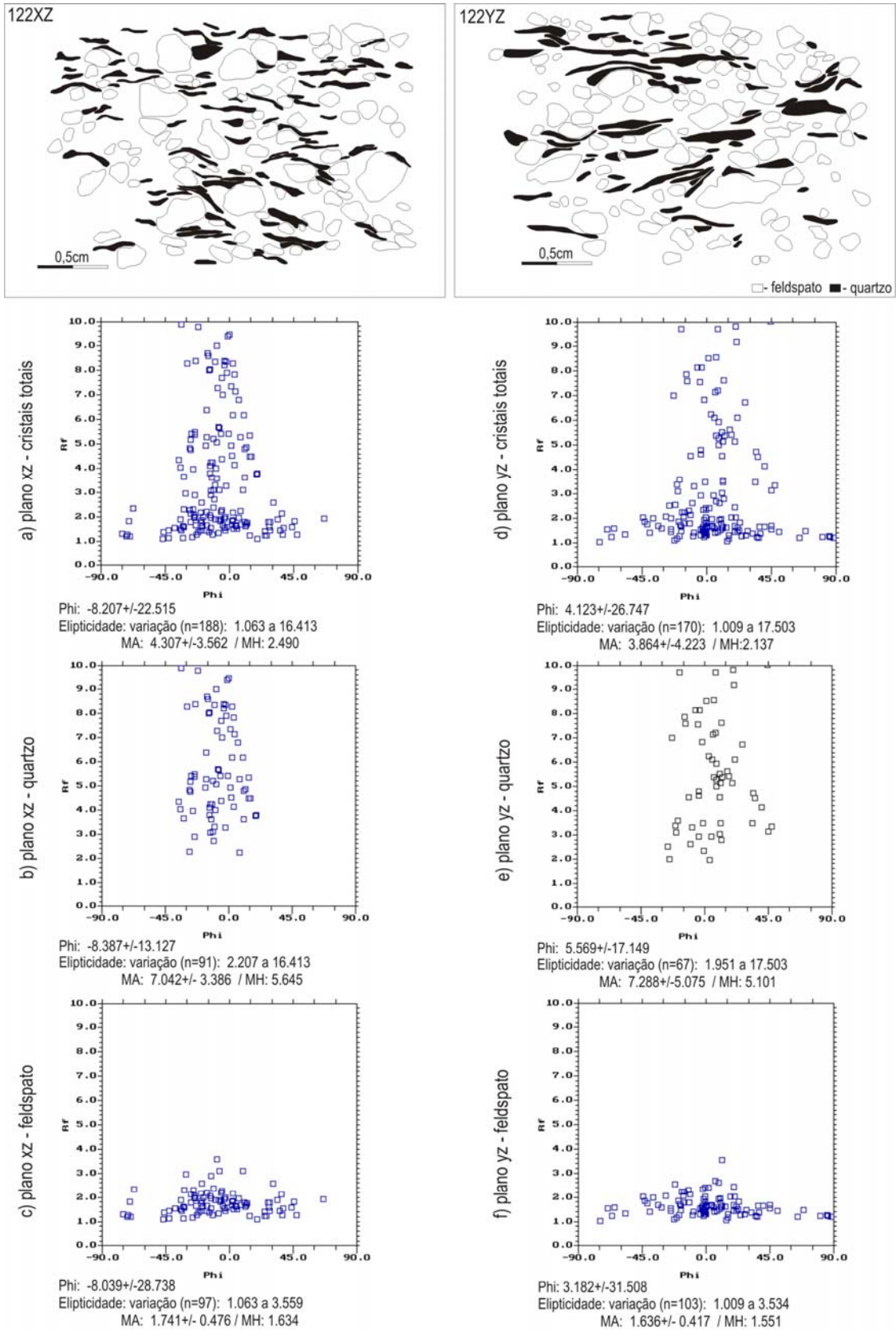


Figura 7.21 - Rf/ϕ da amostra 122 (gnaisse protomilonítico - Complexo Piracaia). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 4 - microfotos e,f).

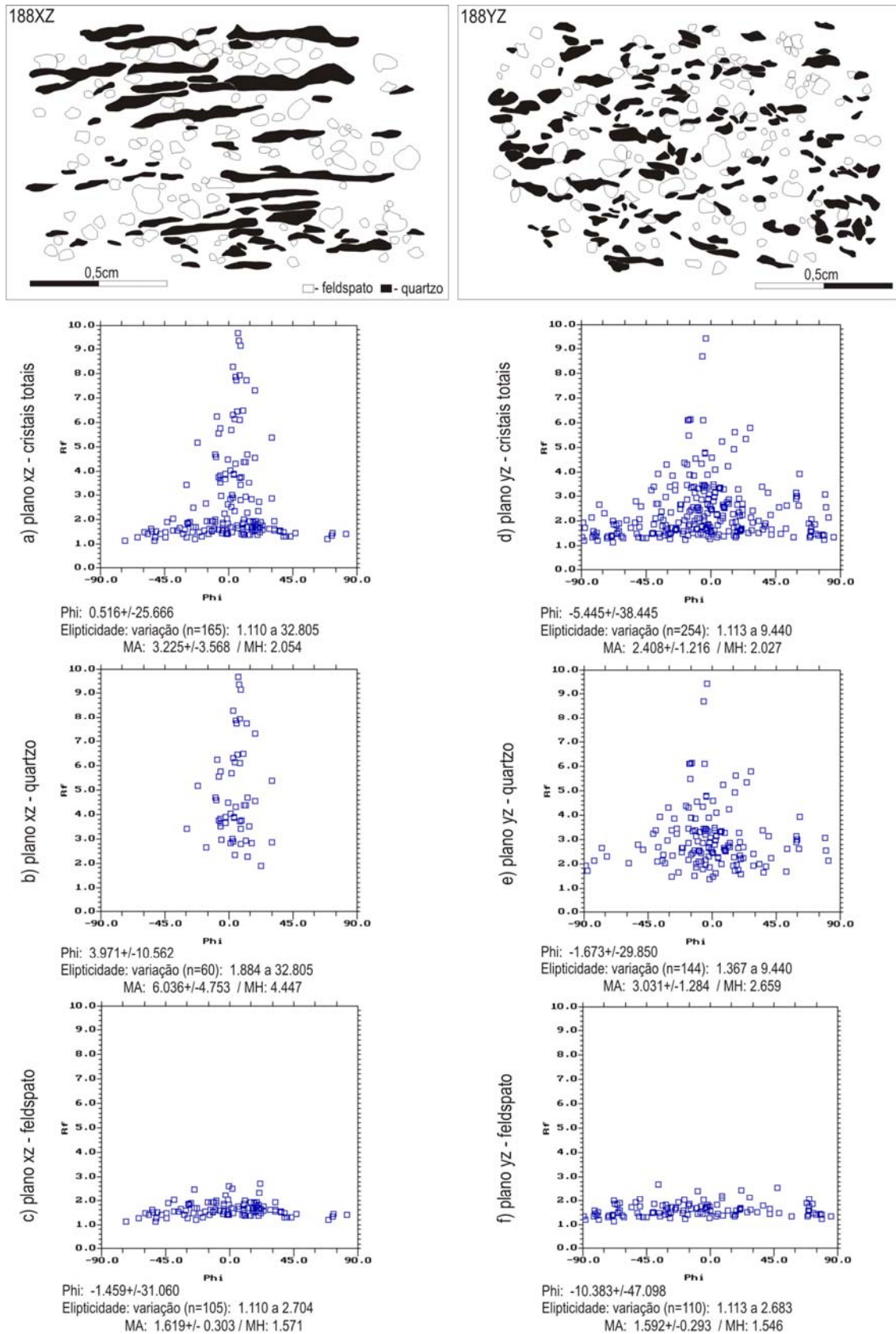


Figura 7.22 - Rf/φ da amostra 188 (anfíbólio biotita gnaiss foliado - Complexo Piracaia). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 4 - microfotos g,h).

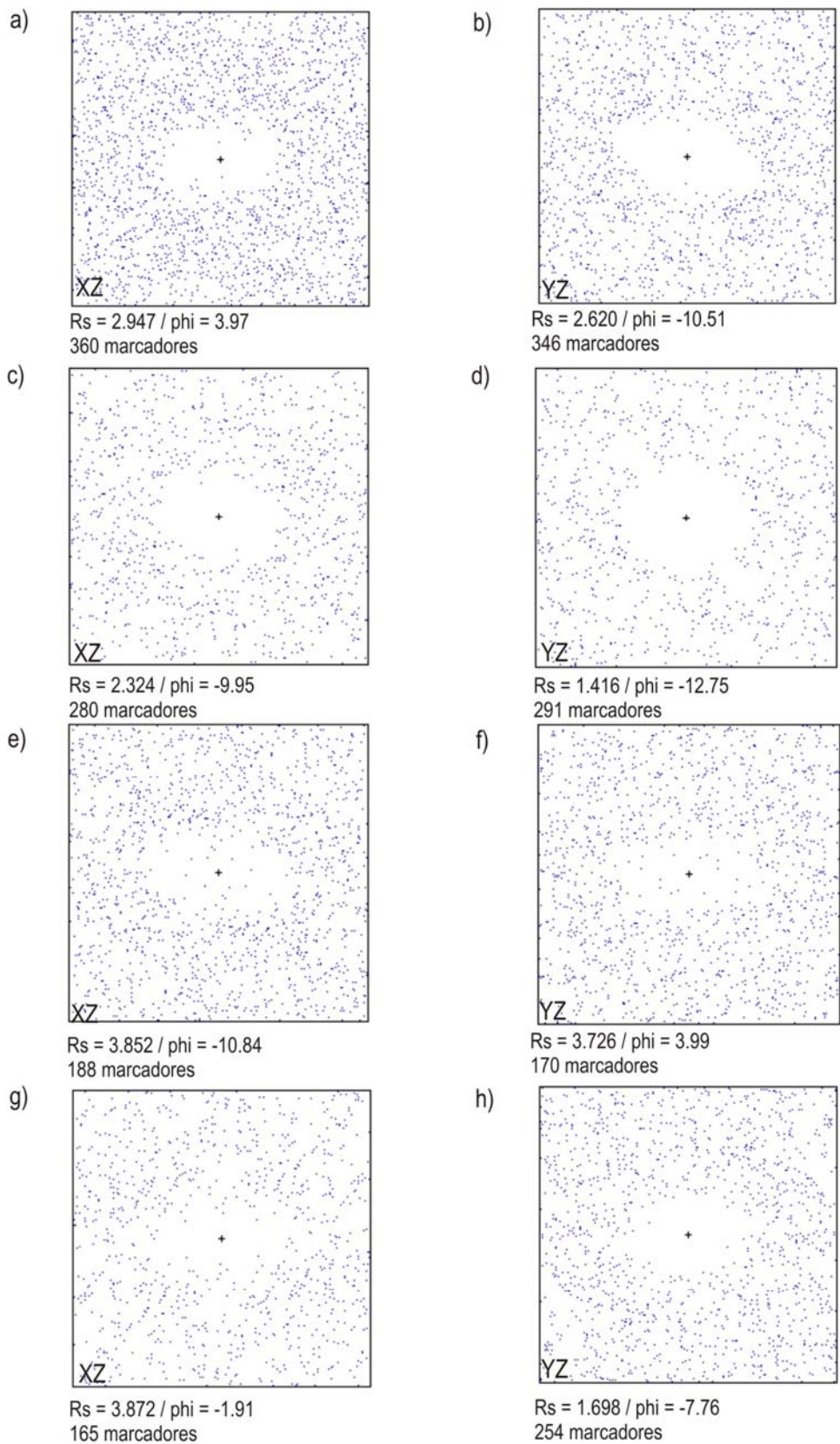


Figura 7.23 - Resultados de Fry normalizado das amostras 74 (a,b), 136a (c,d), 122 (e,f), 188 (g,h).

Os valores da amostra 127 (prancha 5 - a,b) utilizando-se $R_{f/\phi}$ foram: 1.95 (cristais totais), 2.77 (qz), 1.52 (fdsp), para o plano XZ (Figuras 7.24a,b,c) e, 1.80 (cristais totais), 2.75 (qz), 1.49 (fdsp) no plano YZ (Figuras 7.24d,e,f). Valores da flutuação ($\pm 2\phi$) de 35° nos dois planos caracterizam anisotropia planar de minerais bem definida.

Com o método de Fry foram obtidas as seguintes razões *strain*: 2.82 (XZ) e 1.95 (YZ), considerados os resultados mais representativos para a amostra (Figuras 7.28a,b). A obliquidade das elipses de deformação, caracterizada por valores de θ' de 16° (XZ) e 9° (YZ), indica componente de cisalhamento simples nos dois planos.

A análise da amostra 129 (prancha 5 - c,d) pelo $R_{f/\phi}$ forneceu valores de R_S : 1.66 (cristais totais), 5.96 (qz), 1.50 (fdsp) (Figuras 7.25a,b,c,) em XZ. No plano YZ os resultados foram: 1.65 (cristais totais), 3.48 (qz), 1.46 (fdsp) - (Figuras 7.25d,e,f). O contraste de variação de valores R_f entre cristais de feldspato e quartzo é acentuado. Nos feldspatos R_f varia entre 1.0 a 2.9 no plano XZ, e de 1.0 a 4.0 em YZ. Em cristais de quartzo a variação é de: 2.4 a 27 em XZ e, entre 1.0 e 13 no plano YZ. Os valores da flutuação ($\pm 2\phi$) são: 35° (XZ) e 38° (YZ) caracterizando para os dois planos forte anisotropia planar de minerais, mais influenciada pela orientação do quartzo (11°) em XZ e (17°) no plano YZ.

Através do método de Fry foram obtidos valores de R_S para cristais totais de: 2.86 em XZ e 2.35 em YZ, selecionados como mais representativos. (Figuras 7.28c,d). O ângulo de inclinação θ' em XZ é baixo (4°) configurando sub paralelismo do eixo da elipse em relação à foliação. Em YZ a obliquidade é mais acentuada ($\theta' = 11^\circ$) refletindo deformação não coaxial.

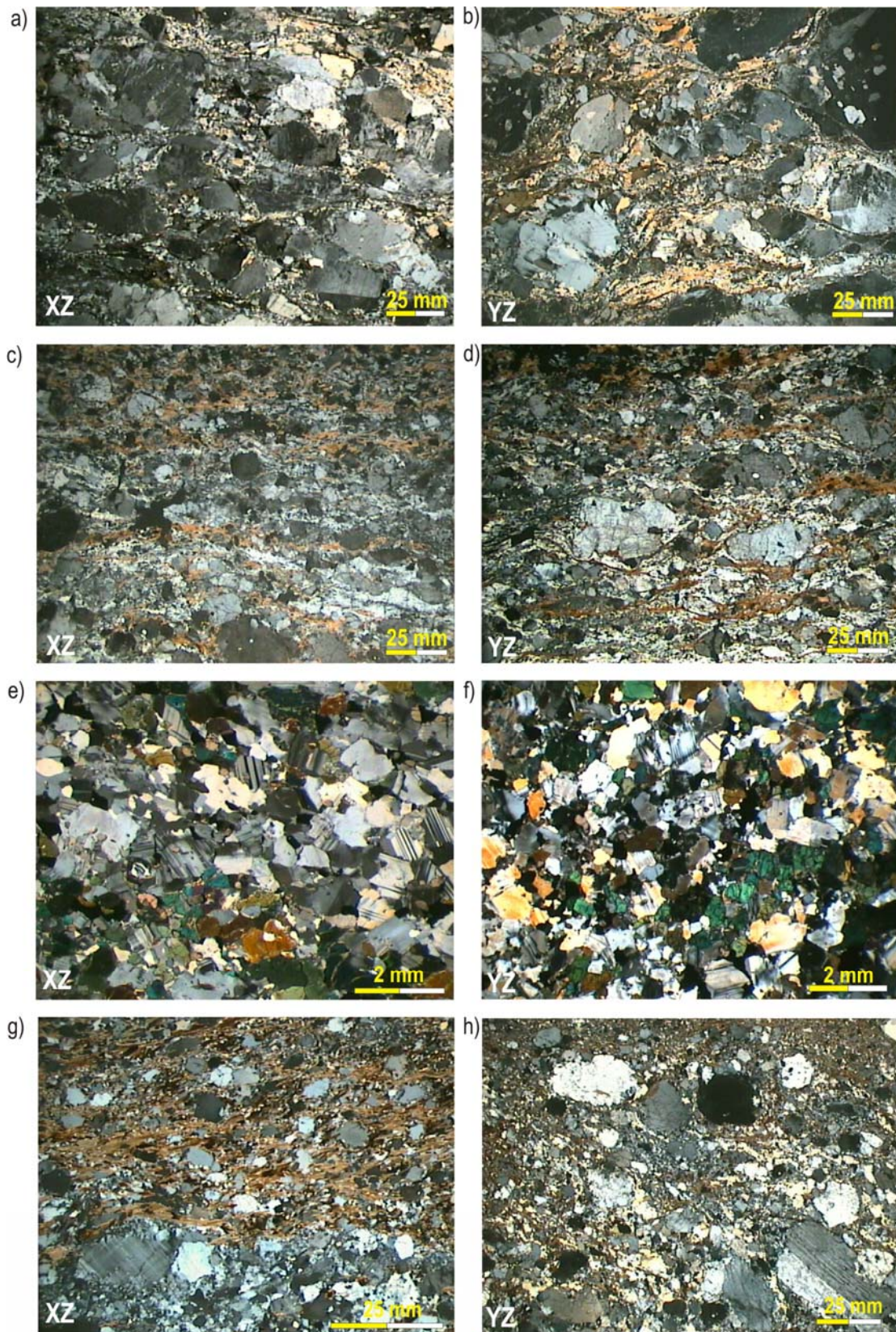
Na amostra 125 (prancha 5 - e,f) foram utilizados como marcadores cristais de quartzo, feldspato, anfibólio e o conjunto (cristais totais). Os resultados obtidos pelo $R_{f/\phi}$ foram: 1.68 (cristais totais), 2.20 (qz), 1.44 (fdsp), 1.78 (anf) no plano XZ (Figuras 7.26a,b,c,d) e, 1.55 (cristais totais), 1.90 (qz), 1.44 (fdsp), 1.57 (anf) em YZ (Figuras 7.26e,f,g,h). Para cristais totais os valores de flutuação ($\pm 2\phi$) são: 40° em XZ e 48° no plano YZ, refletindo moderada iso-orientação.

O método de Fry forneceu valores de 1.64 (R_{SXZ}) e 1.16 (R_{SYZ}) - Figuras 7.28e,f. A obliquidade dos eixos maiores da elipse de deformação em relação a foliação é acentuada, indicada por valores de θ' de 17° no plano XZ e 21° em YZ. Os resultados obtidos com os dois métodos são próximos, sendo selecionados como mais representativos os de $R_{f/\phi}$, (1.68, 1.55).

Os resultados de R_S pelo método de $R_{f/\phi}$ na amostra 205 (prancha 5 - g,h) foram: 1.75 (cristais totais), 3.11 (qz), 1.53 (fdsp) no plano XZ (Figuras 7.27a,b,c) e, 1.74 (cristais totais), 2.79 (qz), 1.53 (fdsp) em YZ (Figuras 7.27d,e,f). Para o conjunto total de marcadores o valor da flutuação

($\pm 2\phi$) é 40° para os dois planos, configurando forte anisotropia de minerais.

Com o método de Fry foram obtidos valores de 2.06 ($R_{s_{XZ}}$) e 1.73 ($R_{s_{YZ}}$) – (Figuras 7.28a,b). Os valores de θ' de 15° (XZ) e 20° (YZ) caracterizam deformação não coaxial. Foram selecionados para a amostra os valores de R_S calculados com o Fry (2.06, 1.73).



PRANCHA 5 - Microfotografias das amostras: (a,b) 127 - biotita granito porfirítico (Sn); (c,d) 129 - granada-biotita gnaiss (Grupo Andrelândia - Sn+1); (e,f) 125 - anfibólio gnaiss granoblástico (Grupo Andrelândia - Sn+1); (g,h) 205 - biotita gnaiss (Grupo Andrelândia - Sn).

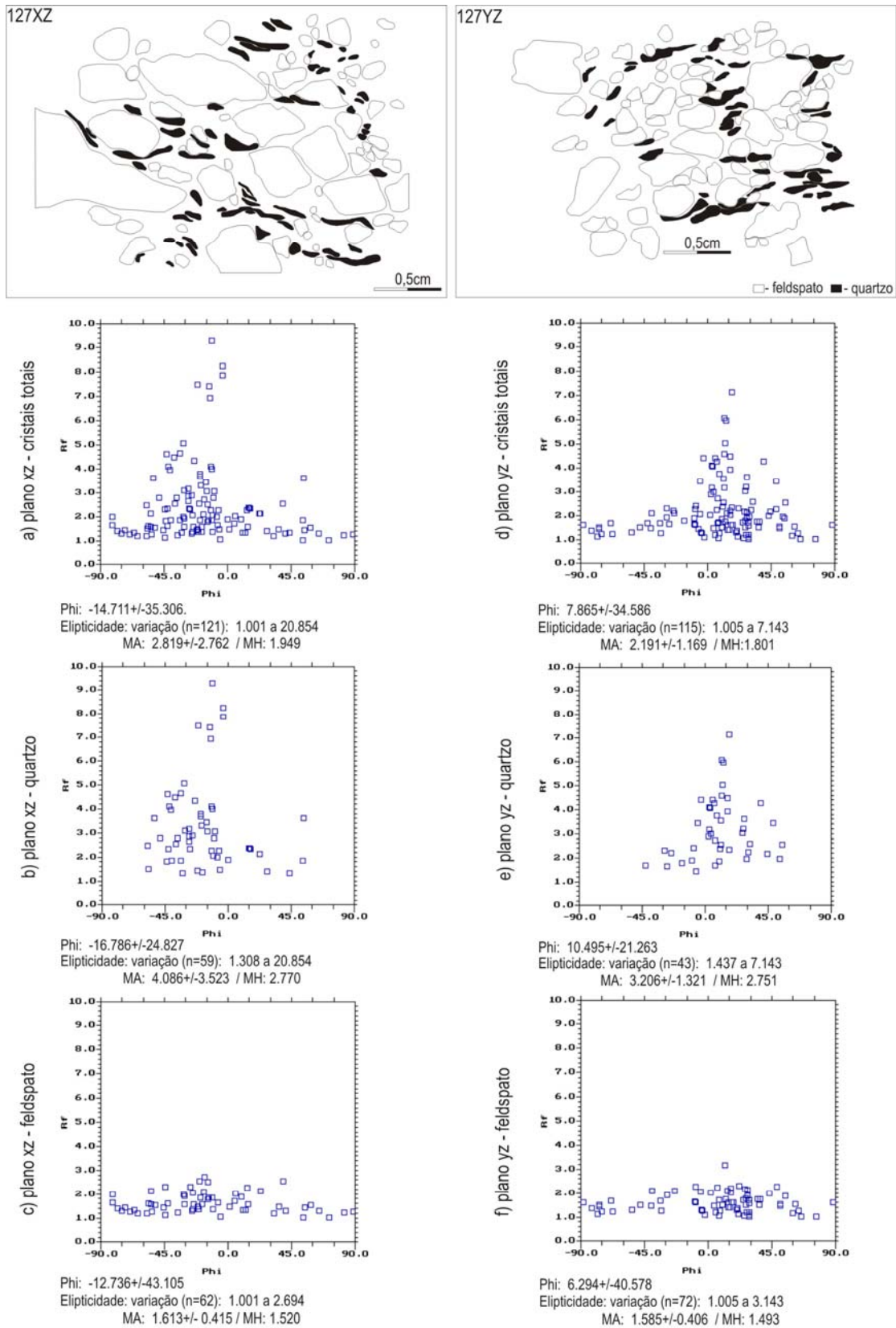


Figura 7.24 - Rf/φ da amostra 127 (biotita granito porfírico - Grupo Andrelândia). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 5 - microfotos a,b).

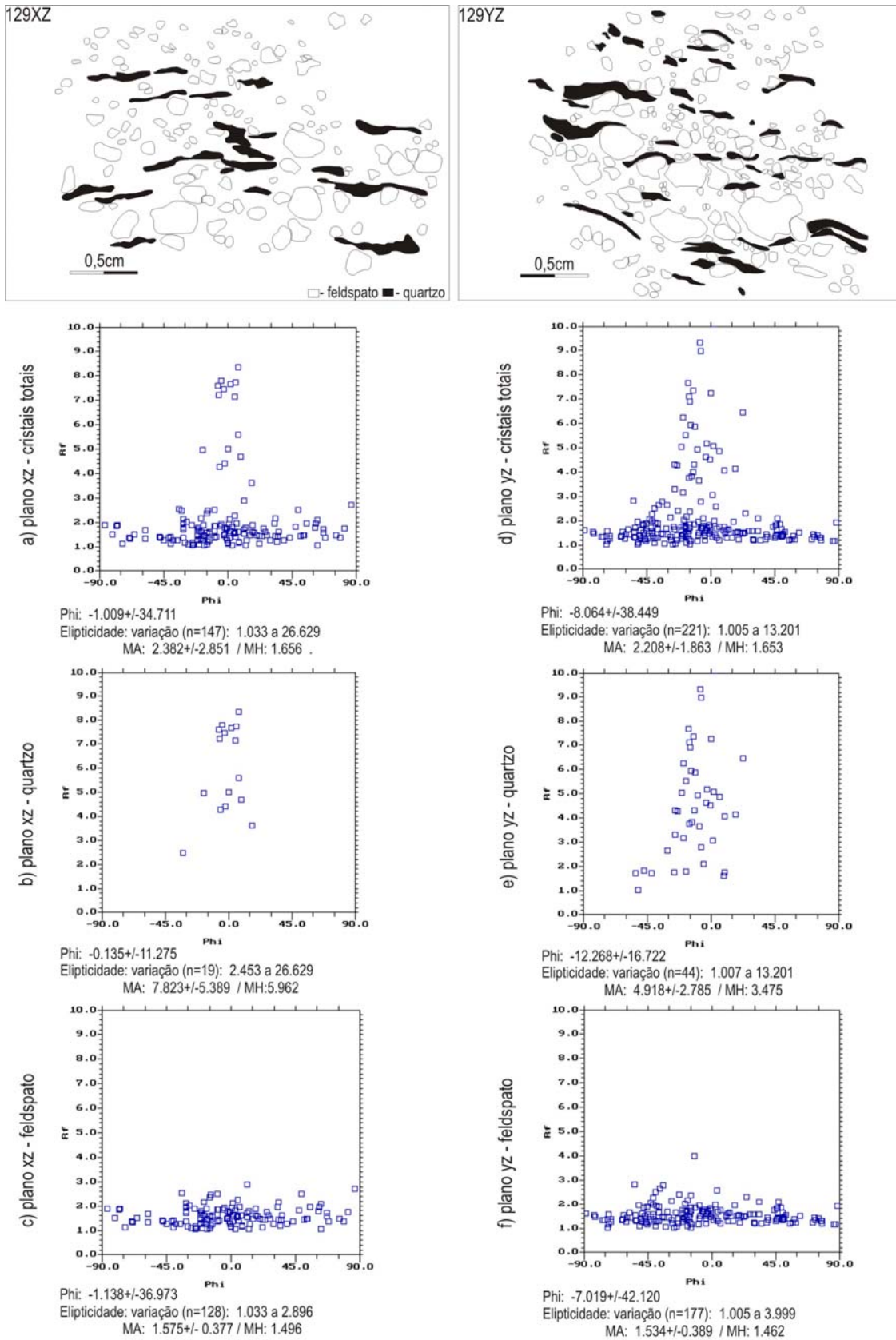


Figura 7.25 - Rf/ϕ da amostra 129 (granada biotita gnaiss - Grupo Andrelândia). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 5 - microfotos c,d).

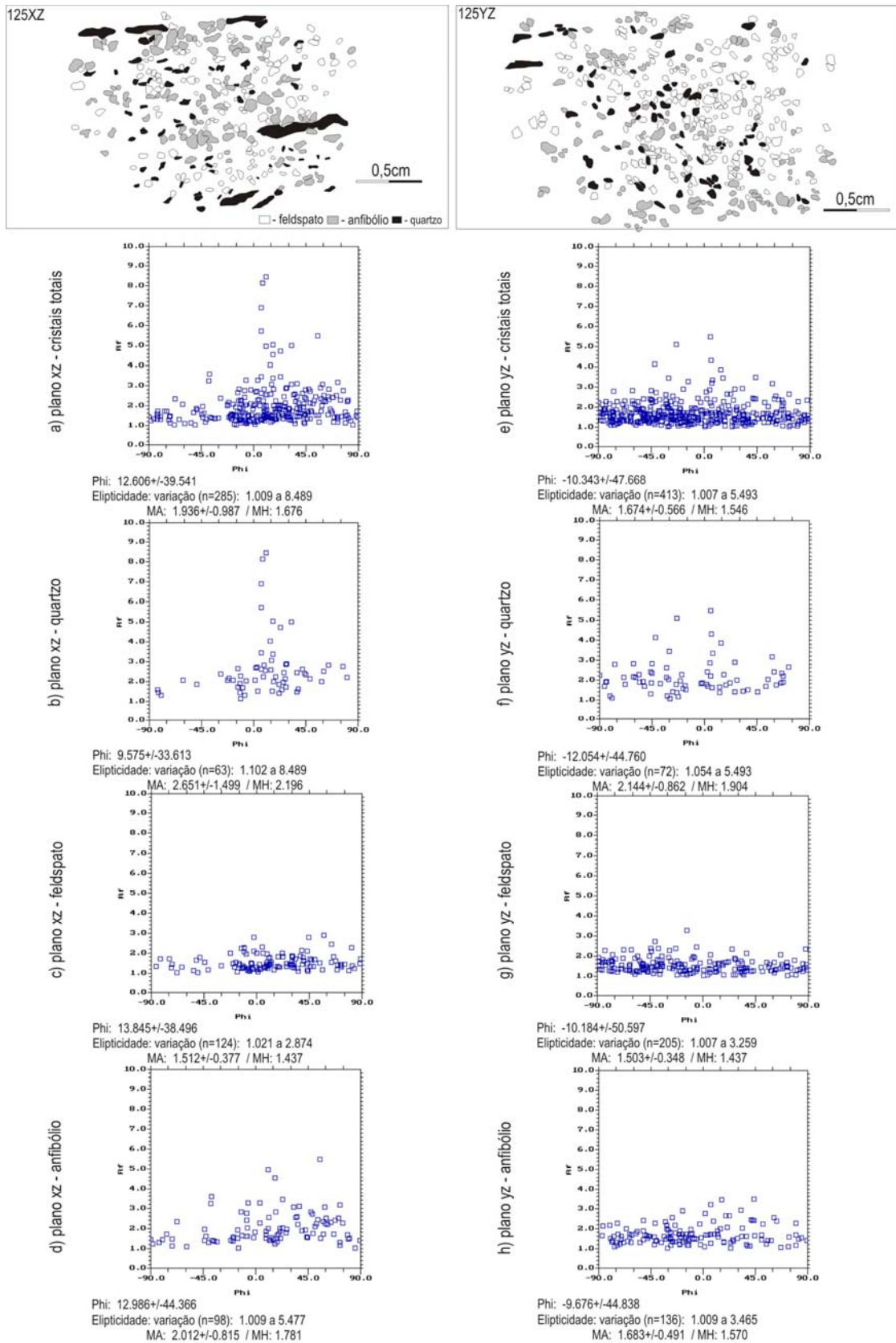


Figura 7.26 - Rf/φ da amostra 125 (anfíbólio gnaiss granoblástico - Grupo Andrelândia). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 5 - microfotos e,f).

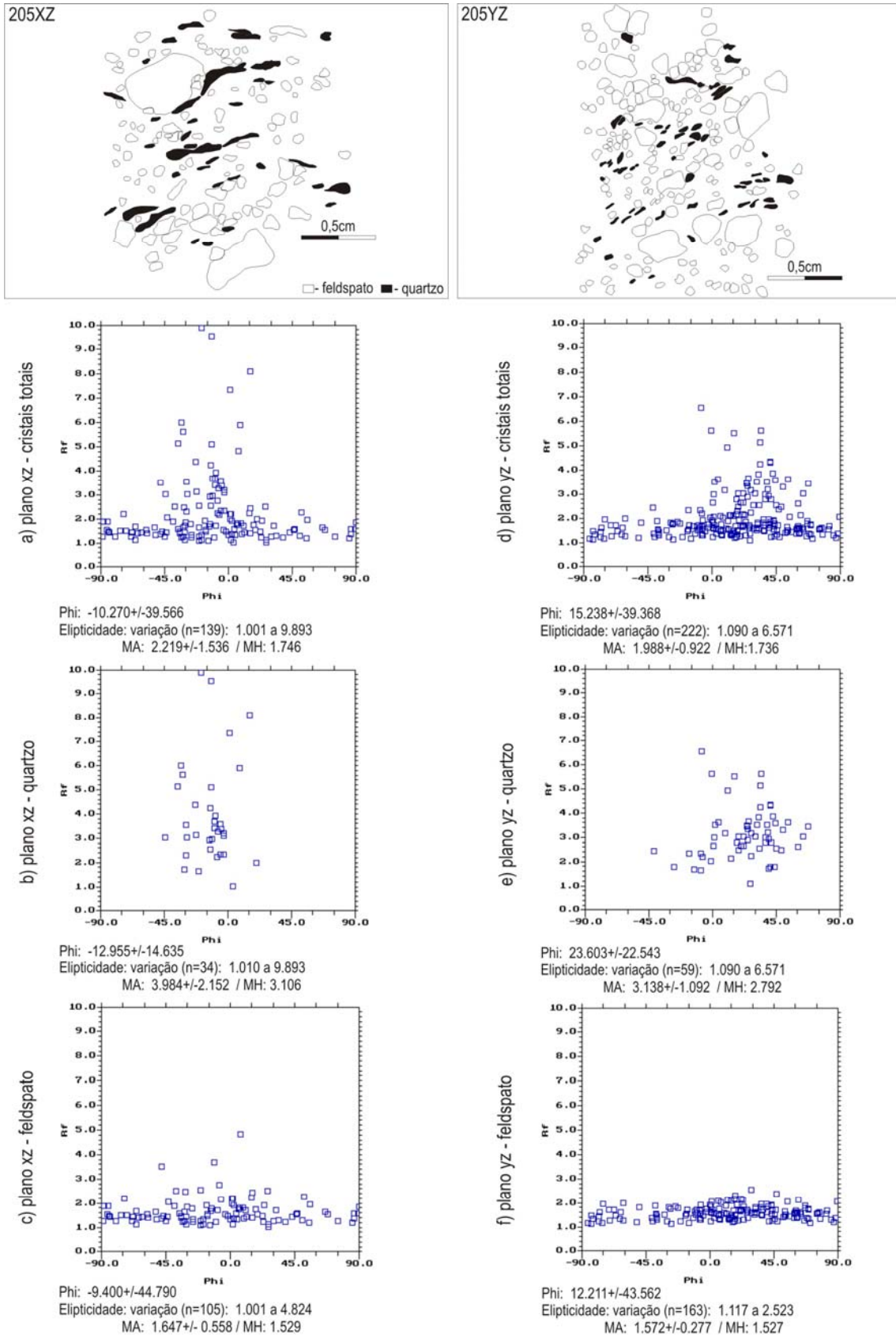


Figura 7.27 - Rf/ϕ da amostra 205 (biotita gnaiss - Grupo Andrelândia). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 5 - microfotos g,h).

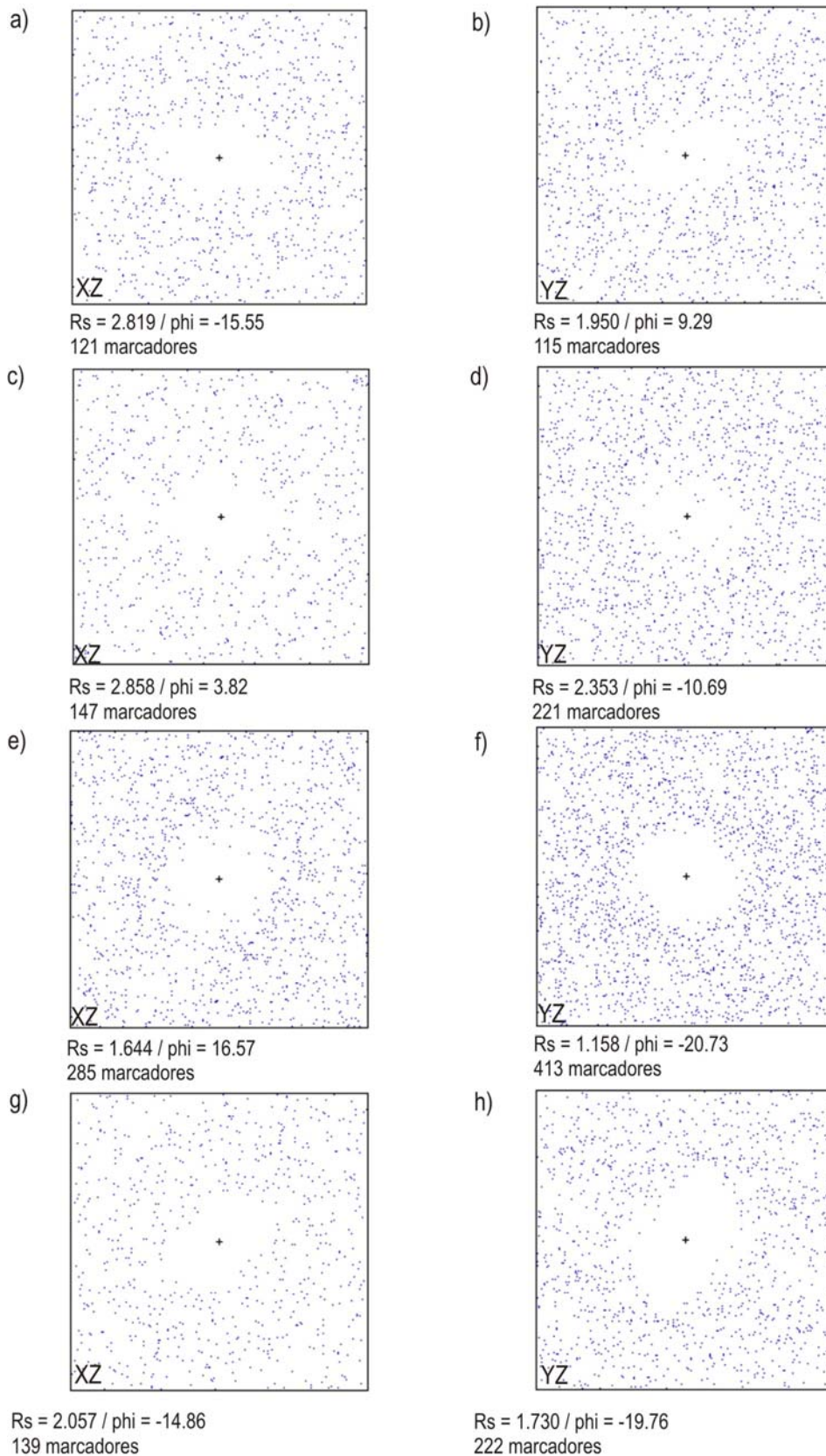


Figura 7.28 - Resultados de Fry normalizado das amostras 127 (a,b), 129 (c,d), 125 (e,f), 205 (g,h).

A partir da análise da amostra 100b (prancha 6 – a,b) com o $R_{f/\phi}$ foram obtidos os seguintes valores de R_S : 1.72 (cristais totais), 1.86 (qz), 1.66 (fdsp) (Figuras 7.29a,b,c,) em XZ. No plano YZ os resultados foram: 1.69 (cristais totais), 1.86 (qz), 1.62 (fdsp) - (Figuras 7.29d,e,f). Os valores dos ângulos de flutuação ($\pm 2\phi$) são: 49° (XZ) e 45° (YZ), indicando médio grau de iso-orientação de minerais.

Pelo método de Fry os valores de R_S foram: 1.26 em XZ e 1.15 para o plano YZ (Figuras 7.32a,b). A obliquidade da elipse em relação à foliação (θ') é acentuada em XZ (28°) e moderada em YZ (12°). Foram selecionados para a amostra os resultados de $R_{f/\phi}$ (1.72, 1.69) para a análise de cristais totais.

Os valores de R_{SXZ} obtidos pelo método de $R_{f/\phi}$ para a amostra 98a (prancha 6 – c,d) foram: 2.12 (cristais totais), 3.49 (qz), 1.62 (fdsp) (Figuras 7.30a,b,c,) e, 1.77 (cristais totais), 2.48 (qz), 1.58 (fdsp) no plano YZ (Figuras 7.30d,e,f). Ângulos de flutuação ($\pm 2\phi$) em torno de 30° (XZ) e 43° (YZ) indicam forte anisotropia dos minerais em XZ e média em YZ.

Pelo método de Fry foram obtidos valores de R_S : 2.44 em XZ e 1.56 no plano YZ (Figuras 7.32c,d). A obliquidade dos eixos da elipse em relação a foliação é de 20° em XZ e 16° no plano YZ. Os valores de R_S obtidos com o Fry (2.44, 1.56) foram considerados mais representativos.

Na amostra 98b (prancha 6 – e,f) os resultados de R_S obtidos pelo $R_{f/\phi}$ foram: 2.10 (cristais totais), 5.14 (qz), 1.53 (fdsp) no plano XZ (Figuras 7.31a,b,c) e, 2.10 (cristais totais), 3.16 (qz), 1.49 (fdsp) em YZ (Figuras 7.31d,e,f). R_f para cristais de feldspato, nos planos XZ e YZ, varia entre 1.0 a 3.0. Para quartzo os valores variam entre 1.8 e 32 no plano XZ e, entre 1.5 e 17 em YZ, indicando acentuado contraste no comportamento reológico desses minerais. Da análise conjunta dos marcadores foram obtidos valores de flutuação ($\pm 2\phi$) de 34° no plano XZ e 30° em YZ caracterizando forte anisotropia planar, particularmente influenciada pelo forte estiramento do quartzo que mostra flutuação de $\pm 11^\circ$ em XZ e $\pm 17^\circ$ no plano YZ.

Com o método de Fry foram obtidos valores de 3.88 (R_{SXZ}) e 2.55 (R_{SYZ}) - Figuras 7.32e,f. Valores de baixos de θ' (inferiores a 5°) nos dois planos cinemáticos caracterizam forte coaxialidade da elipse de deformação. Foram selecionados para a amostra os resultados de Fry (3.88, 2.55), pois no método do $R_{f/\phi}$ os valores de quartzo muito mais grosseiros foram subestimados na média.

Os resultados da amostra 231 (prancha 7 – a,b) pelo método de $R_{f/\phi}$ são: 1.84 (cristais totais), 2.50 (qz), 1.50 (fdsp) (Figuras 7.33a,b,c,) em XZ e 1.61 (cristais totais), 1.86 (qz), 1.40 (fdsp) em YZ - (Figuras 7.33d,e,f). A flutuação ($\pm 2\phi$) no plano XZ é de 43° refletindo fraca anisotropia de marcadores. Em YZ a variação é mais baixa (37°).

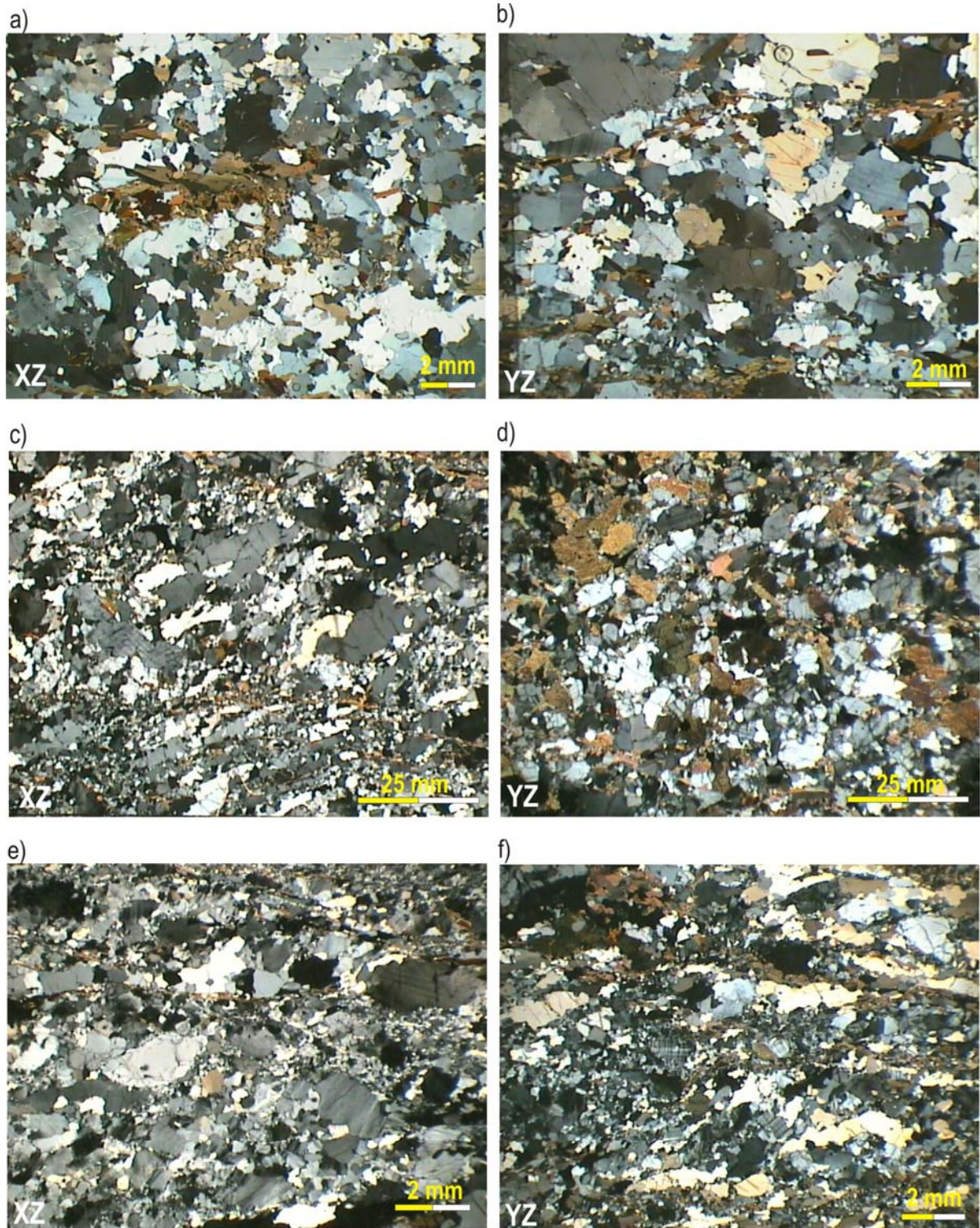
Utilizando-se o método de Fry foram obtidos valores de R_S de: 1.50 para XZ e 1.39 para YZ (Figuras 7.36a,b). Ângulos θ' de 22° (XZ) e 31° (YZ) caracterizam acentuada assimetria do eixo maior da elipse em relação à foliação. Foram selecionados para a amostra os resultados de $R_{f/\phi}$ (1.84, 1.61) para a análise conjunta (cristais totais).

A amostra 68 (prancha 7- c.d) apresentou os seguintes valores de R_S pelo $R_{f/\phi}$: 1.82 (cristais totais), 2.50 (qz), 1.58 (fdsp) (Figuras 7.34a,b,c,) em XZ. No plano YZ os resultados são: 1.79 (cristais totais), 2.23 (qz), 1.48 (fdsp) - (Figuras 7.34d,e,f). Considerando-se o conjunto de marcadores, a flutuação ($\pm 2\phi$) é 33° nos dois planos indicando iso-orientação bem definida.

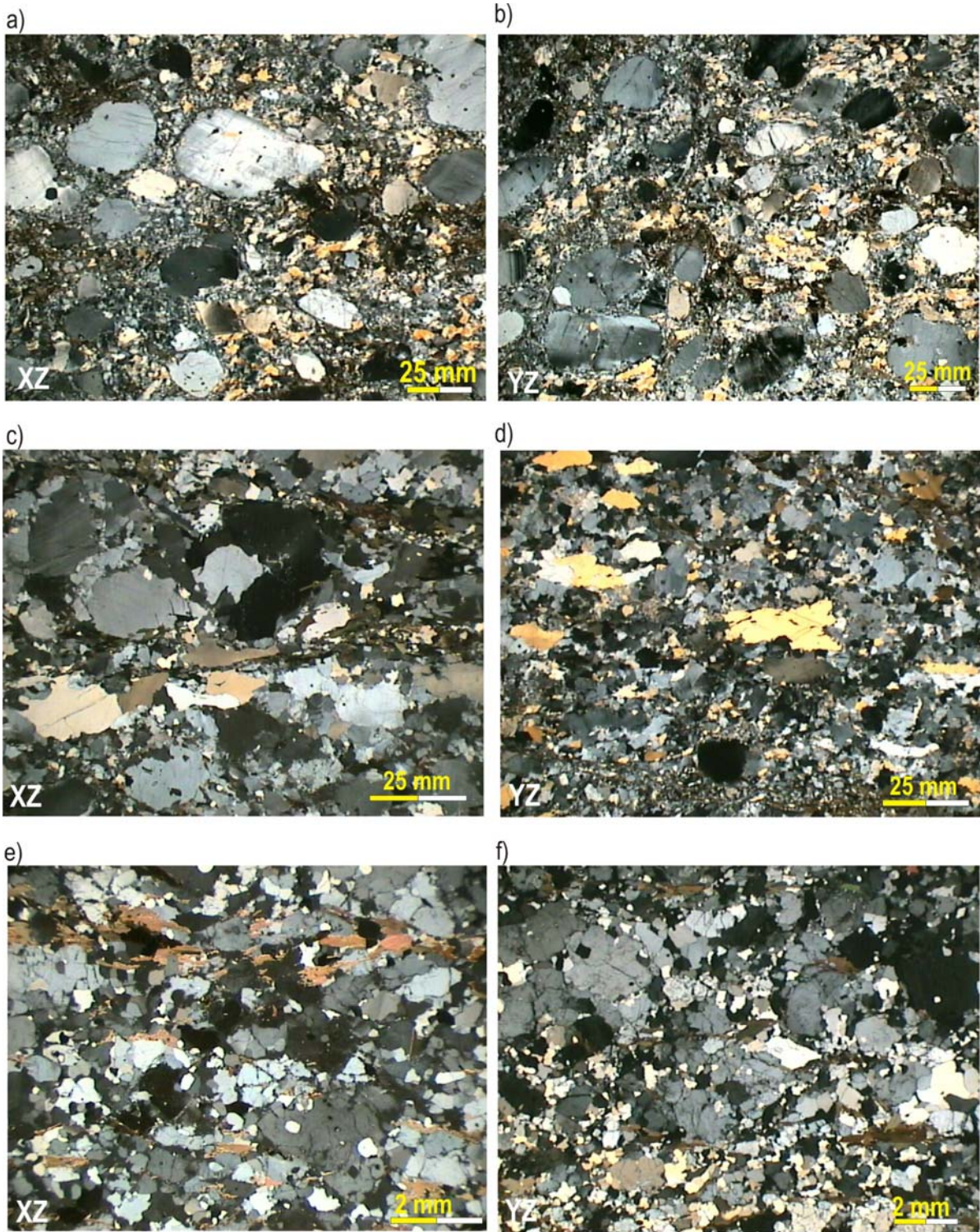
Os resultados de R_S obtidos pelo método de Fry foram: 1.80 (plano XZ) e 1.83 (YZ) - Figuras 7.36c,d. Estes valores são considerados inválidos por não apresentar coerência com a relação $R_{SXZ} > R_{SYZ}$ e portanto, selecionados como representativos os valores $R_{f/\phi}$ (1.82, 1.79) para cristais totais. A obliquidade (θ') é baixa em XZ (1°) e de 15° em YZ.

A partir da análise da amostra 148 (prancha 7 – e,f) utilizando-se o $R_{f/\phi}$ foram obtidas as seguintes razões de *strain*: 1.82 (cristais totais), 3.20 (qz), 1.60 (fdsp) para o plano XZ (Figuras 7.35a,b,c) e, 1.71 (cristais totais), 2.20 (qz), 1.58 (fdsp) em YZ (Figuras 7.35d,e,f). Valores de flutuação ($\pm 2\phi$) de 35° em XZ e 42° em YZ para a análise total caracterizam iso-orientação moderada de minerais.

Com o método de Fry foram obtidas razões *strain* de 1.92 em XZ e 1.37 em YZ (Figuras 7.36e,f). Os valores de (θ') são de 6° em XZ e 11° em YZ, caracterizando discreta assimetria do eixo maior da elipse de deformação em relação à foliação nos dois planos. Foram selecionados como mais representativos os resultados de Fry (1.92, 1.37).



PRANCHA 6 - Microfotos das amostras do Complexo Paraisópolis : (a,b) 100b - granada biotita gnaiss (Sn); (c,d) 98a - hornblenda gnaiss milonitizado (Sn); (e,f) 98b - gnaiss milonitizado (Sn).



PRANCHA 7 - Microfotografias das amostras: (a,b) 231 - biotita gnaisse porfiroclástico (Complexo Paraisópolis - Sn); (c,d) 68 - granada biotita gnaisse (Complexo Paraisópolis - Sn); (e,f) 148 - biotita gnaisse bandado (Complexo Amparo - foliação tangencial rotacionada).

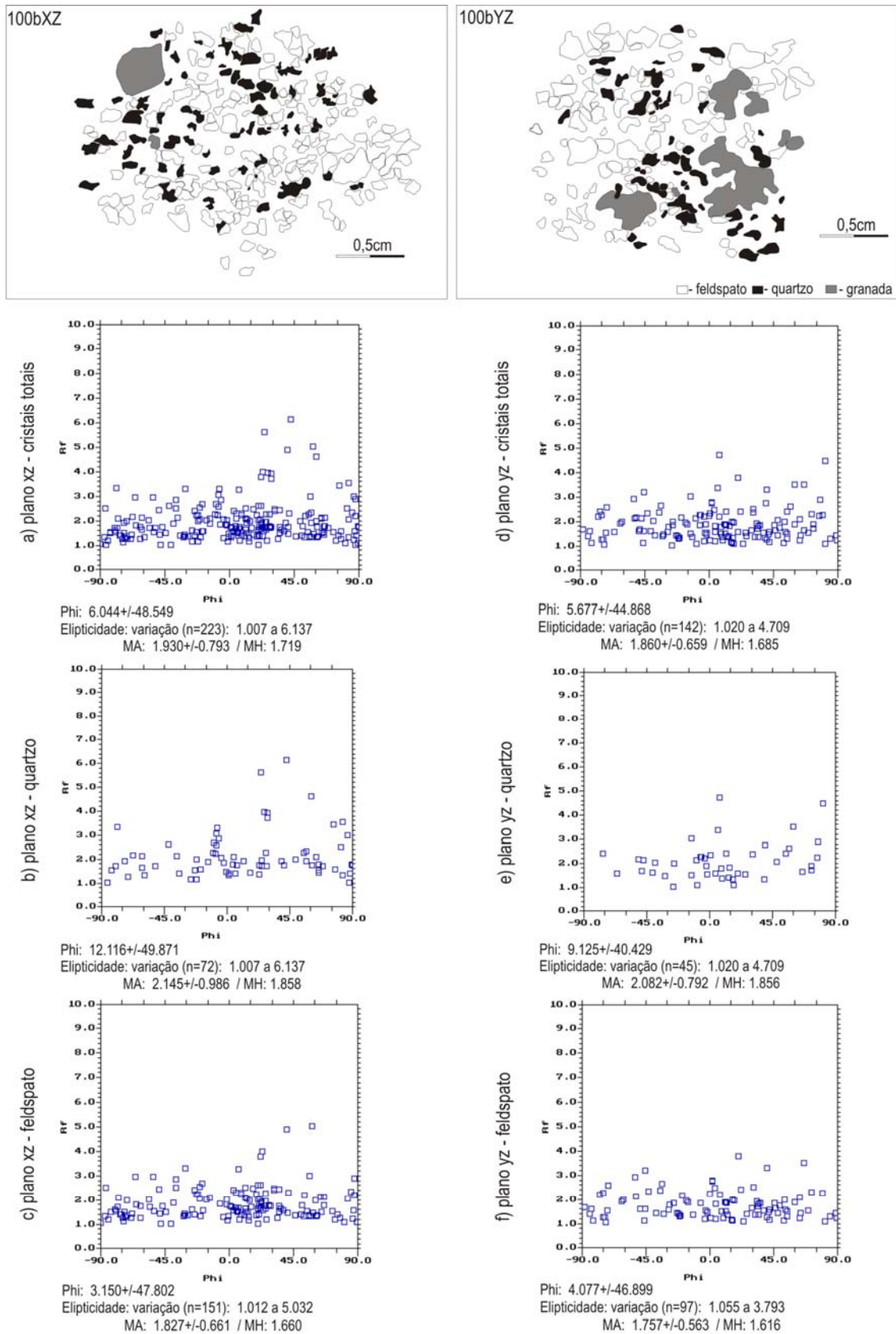


Figura 7.29 - Rf/ ϕ da amostra 100b (granada biotita gnaiss - Complexo Paraisópolis). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 6 - microfotos a,b).

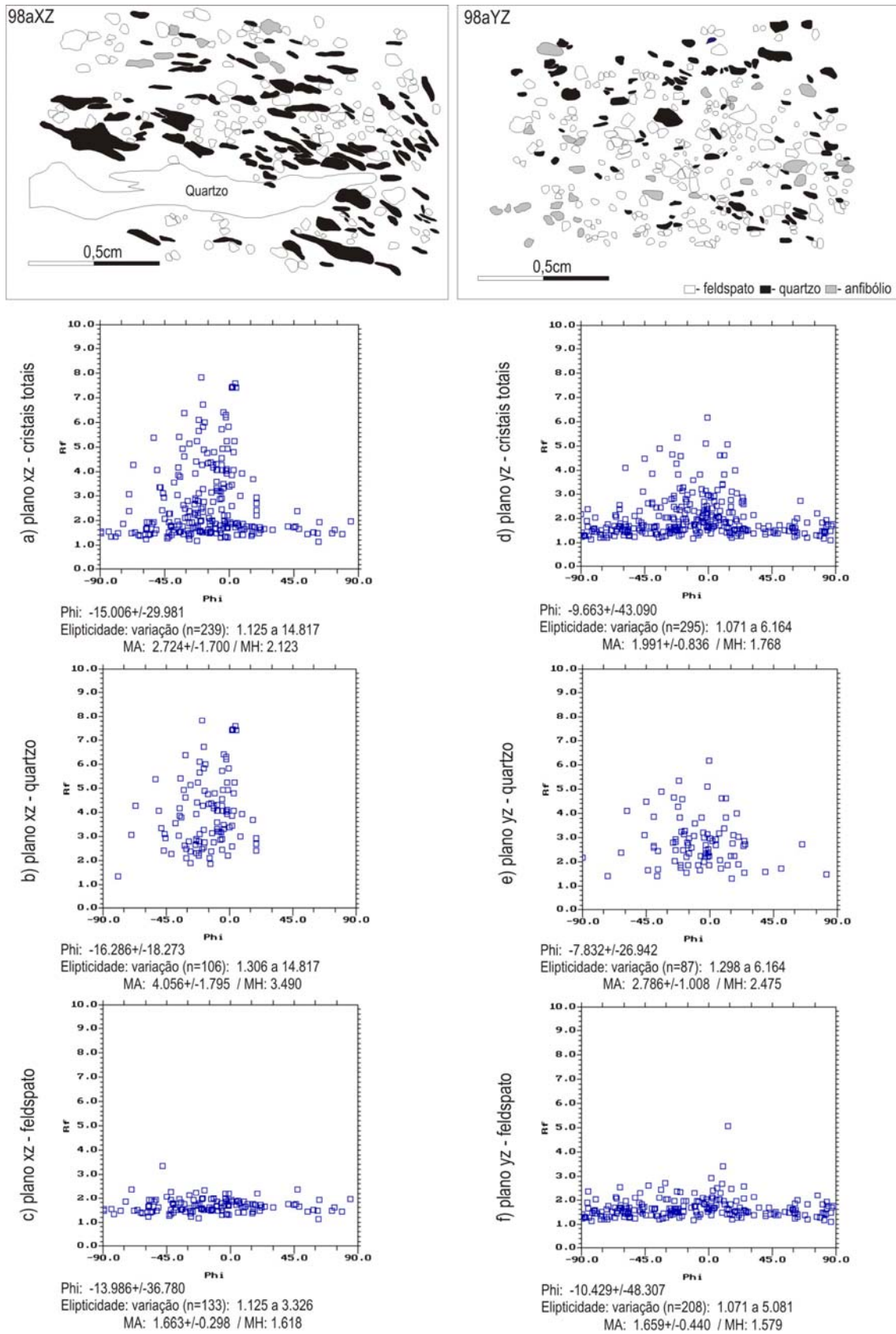
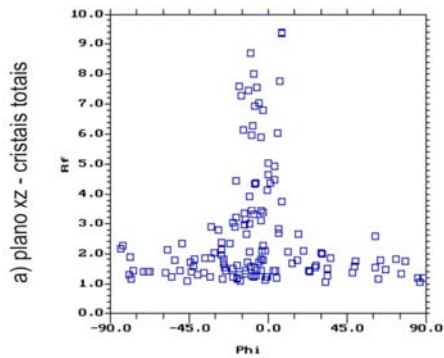
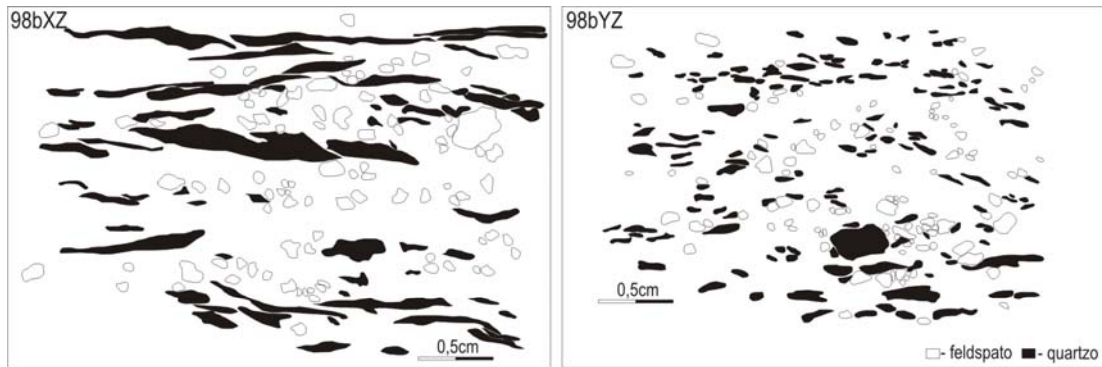
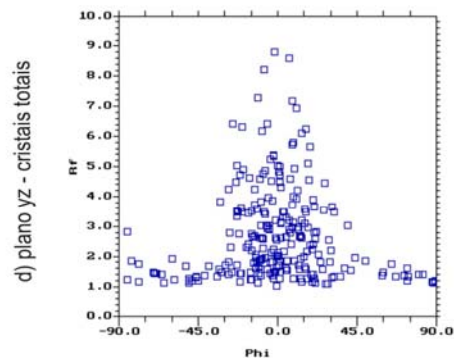


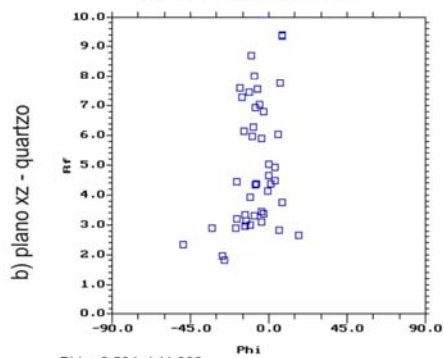
Figura 7.30 - Rf/φ da amostra 98a (hornblenda gnaiss - Complexo Paraisópolis). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 6 - microfotos c,d).



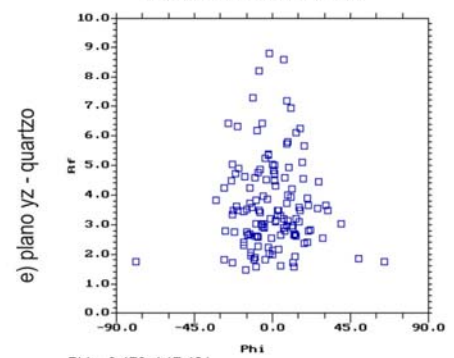
a) plano xz - cristais totais
 Phi: -6.136+/-33.728
 Elipticidade: variação (n=155): 1.048 a 32.227
 MA: 4.137+/-5.006 / MH: 2.100



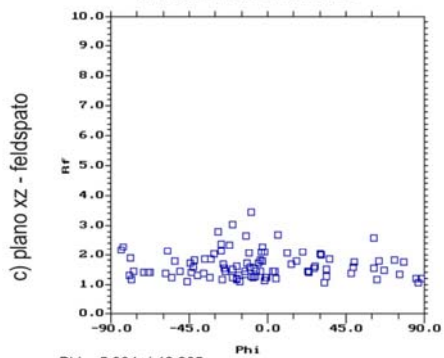
d) plano yz - cristais totais
 Phi: -0.750+/-29.993
 Elipticidade: variação (n=244): 1.013 a 17.379
 MA: 2.813+/-1.905 / MH: 2.099



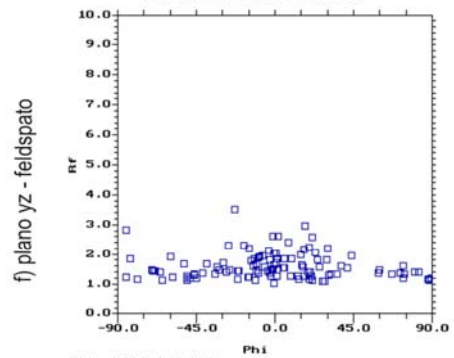
b) plano xz - quartzo
 Phi: -6.504+/-11.088
 Elipticidade: variação (n=60): 1.802 a 32.227
 MA: 8.100+/-6.245 / MH: 5.136



e) plano yz - quartzo
 Phi: -0.470+/-17.421
 Elipticidade: variação (n=134): 1.473 a 17.379
 MA: 3.821+/-2.048 / MH: 3.163



c) plano xz - feldspato
 Phi: -5.904+/-42.265
 Elipticidade: variação (n=95): 1.048 a 3.420
 MA: 1.633+/- 0.462 / MH: 1.529



f) plano yz - feldspato
 Phi: -1.091+/-40.435
 Elipticidade: variação (n=110): 1.013 a 3.504
 MA: 1.586+/-0.447 / MH: 1.489

Figura 7.31 - Rf/ϕ da amostra 98b (gneisse milonitizado - Complexo Paraisópolis). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 6 - microfotos e,f).

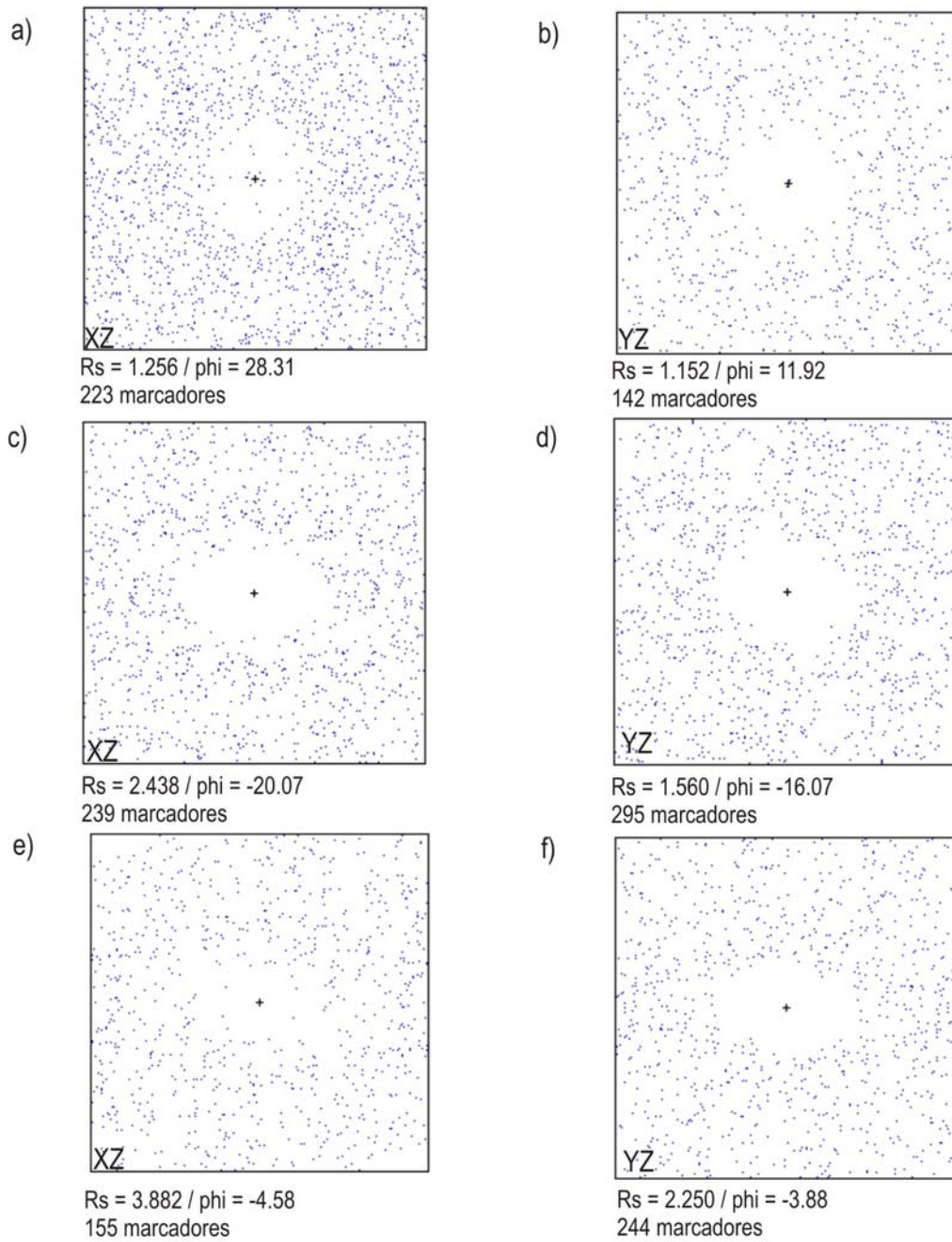


Figura 7.32 - Resultados de Fry normalizado das amostras 100b (a,b), 98a (c,d), 98b (e,f).

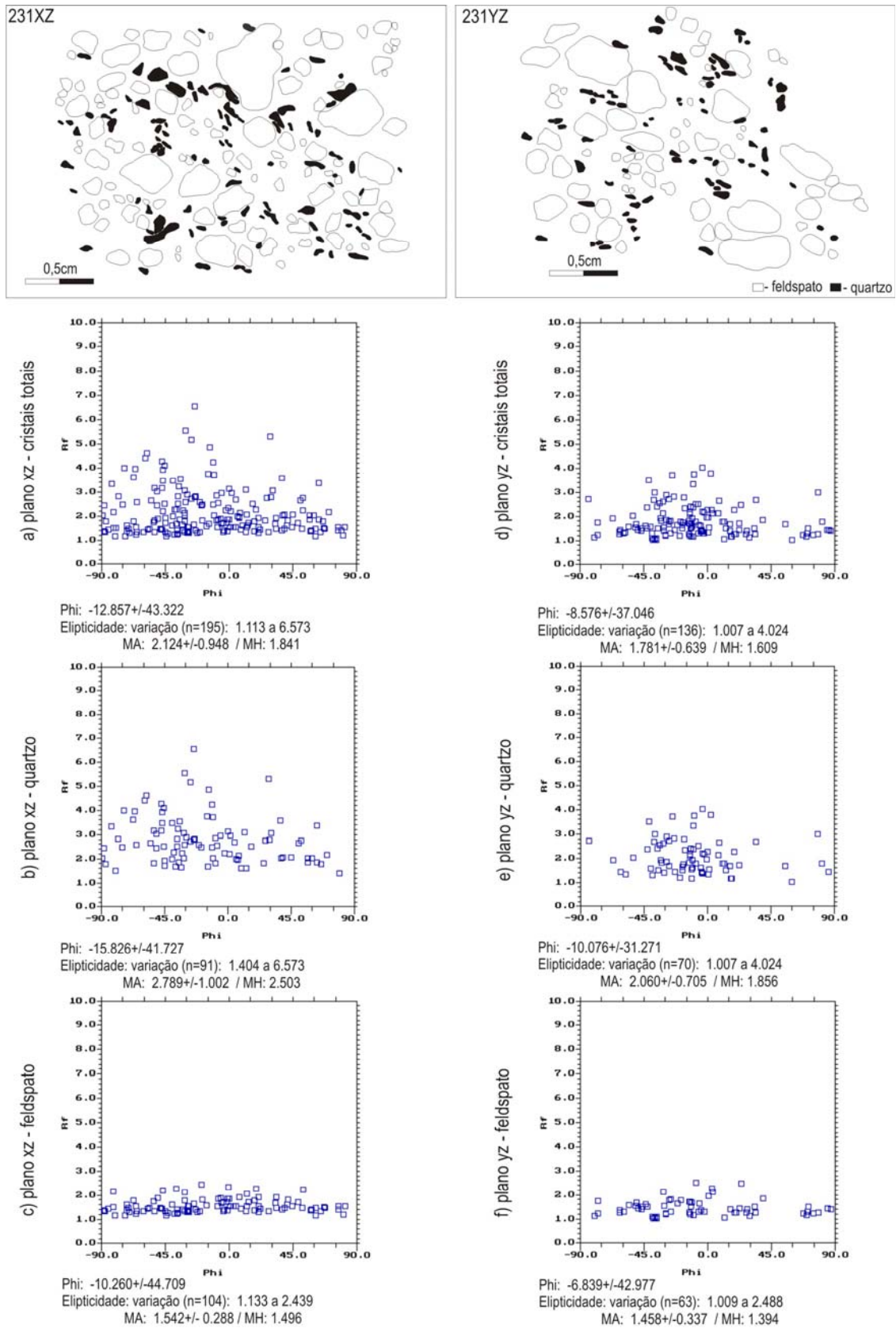


Figura 7.33 - Rf/ϕ da amostra 231 (biotita gnaiss porfiroclástico - Complexo Paraisópolis). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 7 - microfotos a,b).

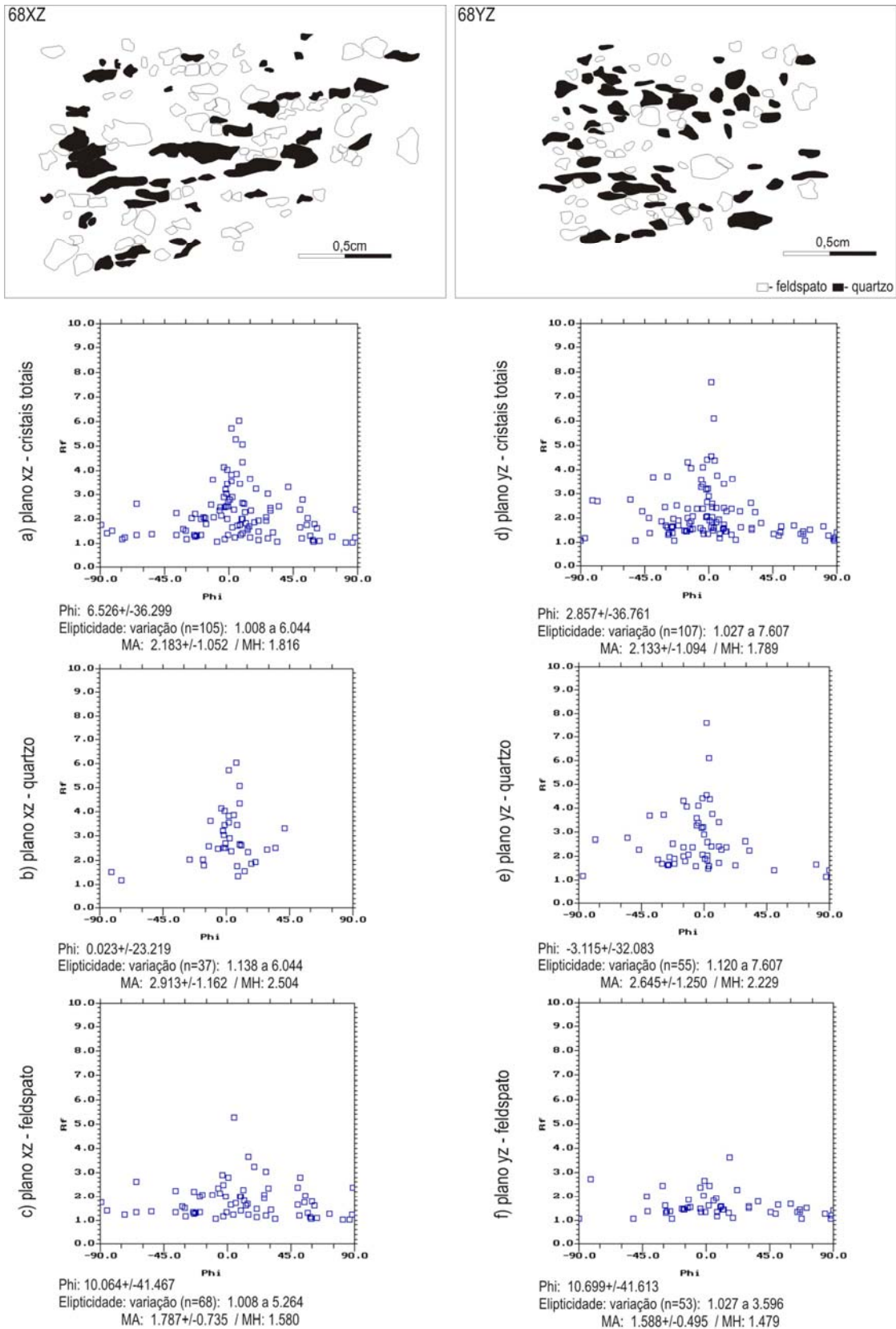
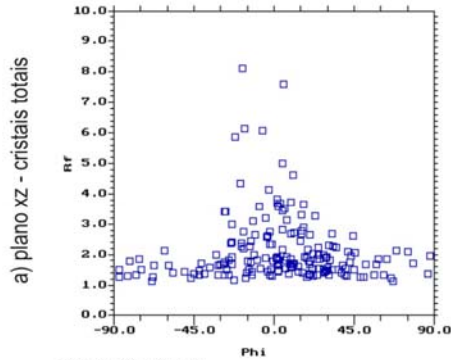
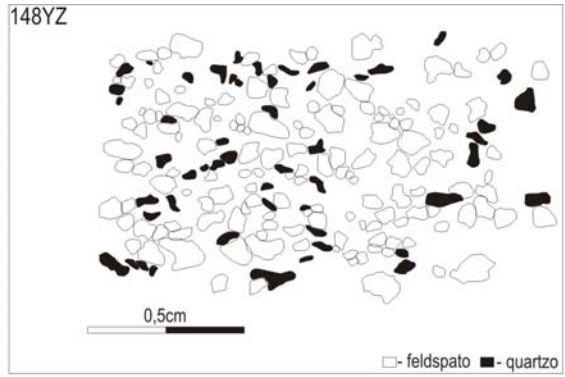
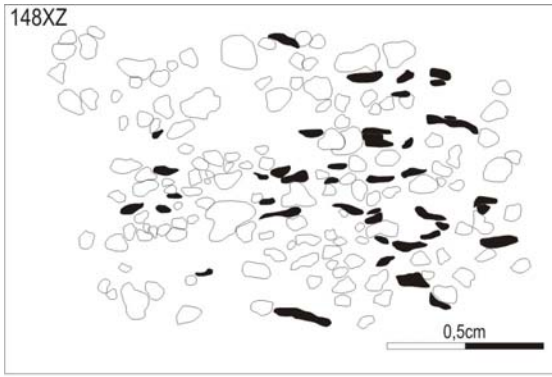
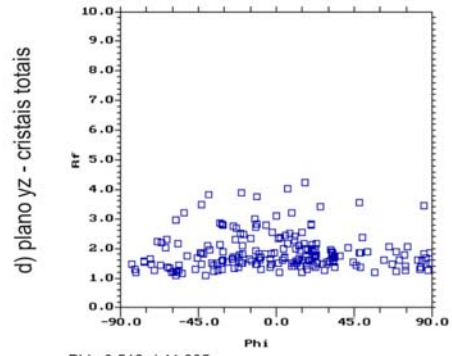


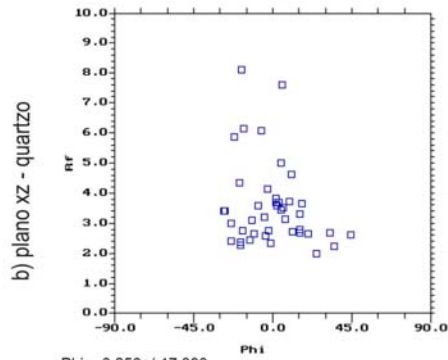
Figura 7.34 - Rf/φ da amostra 68 (granada biotita gnaiss - Complexo Paraisópolis). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 7 - microfotos c,d).



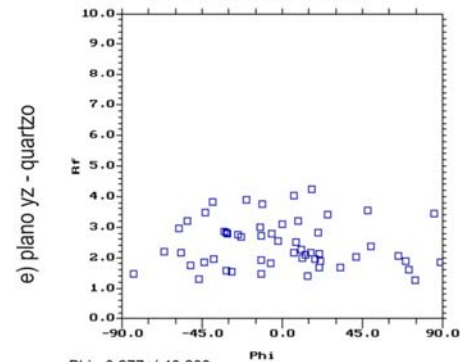
Phi: 2.573+/-34.935.
 Elipticidade: variação (n=180): 1.103 a 8.118
 MA: 2.116+/-10.96 / MH: 1.815



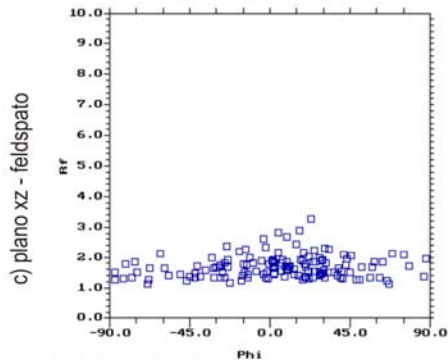
Phi: 0.512+/-41.805
 Elipticidade: variação (n=198): 1.089 a 4.223
 MA: 1.859+/-0.615 / MH: 1.710



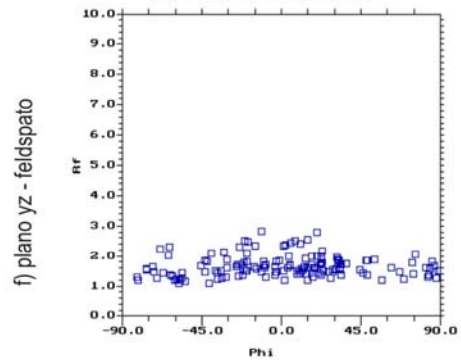
Phi: -0.256+/-17.393
 Elipticidade: variação (n=42): 1.978 a 8.118
 MA: 3.569+/-1.398 / MH: 3.202



Phi: -0.277+/-40.289
 Elipticidade: variação (n=54): 1.260 a 4.223
 MA: 2.430+/-0.778 / MH: 2.201



Phi: 3.434+/-38.741
 Elipticidade: variação (n=138): 1.103 a 3.252
 MA: 1.674+/-0.378 / MH: 1.603



Phi: 0.808+/-42.494
 Elipticidade: variação (n=144): 1.089 a 2.822
 MA: 1.645+/-0.357 / MH: 1.578

Figura 7.35 - Rf/ϕ da amostra 148 (biotita gnaiss bandado - Complexo Amparo). Parte superior da figura: contornos dos marcadores analisados (prancha 7 - microfotos e,f).

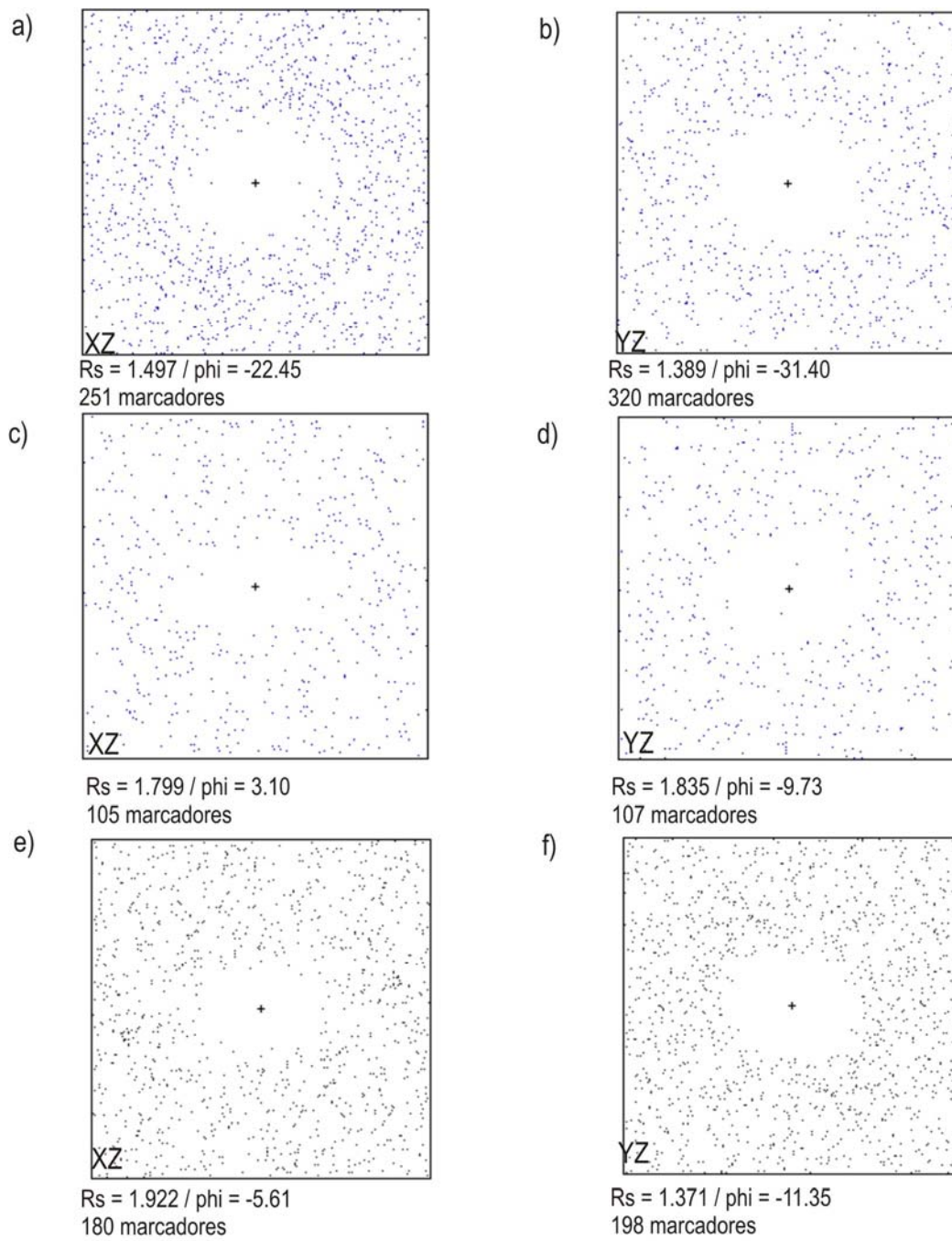


Figura 7.36 - Resultados de Fry normalizado das amostras 231 (a,b), 68 (c,d), 148 (e,f).

7.6.2 - Discussão dos resultados dos parâmetros bidimensionais

- Elipticidade

A elipticidade (R_s) na análise conjunta de todos os marcadores de cada lâmina (cristais totais) apresentou variação de 1.5 a 3.9 em XZ e, entre 1.3 a 3.7 em YZ. Os maiores valores provêm de amostras próximas à Zona de Cisalhamento de Lourenço Velho (98b) no domínio de estruturas tangenciais (S_n), à Zona de Cisalhamento Transcorrente de São Bento do Sapucaí (amostra 122, estrutura S_{n+1}) e domínios tangenciais rotacionados (583, 188) - Figura 7.37.

Por tipos de marcadores os resultados variam no quartzo de 1.9 a 5.9 no plano XZ e entre 1.6 a 5.1 em YZ. Cristais de feldspatos exibem valores mais constantes entre 1.5 a 1.7 no plano XZ e 1.4 a 1.7 em YZ (Figura 7.38). Este gráfico mostra que a variação de *strain* no feldspato é pequena, indiferente se a amostra está localizada entre zonas de cisalhamento ou porções de baixa deformação. Já o quartzo mostra claramente um forte acréscimo nos valores de R_s , de 2.0 até valores superiores a 3.0, chegando a 6.0. Histogramas de frequência indicam valores de R_s médios para cristais totais de 1.90 em XZ e 1.85 no plano YZ. Para cristais de quartzo a média é de 3.20 em XZ e 2.45 no plano YZ. Para feldspato os valores médios obtidos foram 1.60 no plano XZ e 1.55 em YZ (Figura 7.39).

- Flutuação

A flutuação ($\pm 2\phi$) indica o grau de anisotropia dos minerais, sendo produto da orientação inicial dos marcadores e da razão de *strain* (R_s) dos marcadores de deformação (RAMSAY & HUBER 1983), podendo ser expressa pelo gráfico da figura 7.40. A análise para cristais totais mostra uma variação angular de 23-49° em XZ e entre 27-51° no plano YZ, o que reflete iso-orientação dos marcadores na maioria das amostras analisadas (Figura 7.40a).

Na análise individual por tipo de marcador o quartzo apresenta os menores valores de flutuação entre 12-35° no plano XZ e 12-45° em YZ, associada aos valores mais altos de R_s (Figura 7.40b). Feldspatos apresentam baixa razão de *strain* e flutuação entre 30°- 43° e 40°- 52°, respectivamente nos planos XZ e YZ (Figura 7.40c). Com base no mesmo gráfico é inferido para maioria das amostras razão inicial (R_i) de: 1.2 a 2.0 (cristais totais) 1.4 a 1.8 (quartzo) e 1.2 a 1.5 (feldspatos) nos planos XZ e YZ .

Estes resultados, sumarizados no Quadro 2, confirmam que o quartzo exerceu fundamental importância reológica para o desenvolvimento de zonas de cisalhamento (alta deformação), acomodando com maior intensidade as tensões regionais, tanto através de distorção interna (R_s)

como de rotação dos marcadores.

Quadro 2 – Parâmetros bidimensionais (Razão de *strain*) e grau de anisotropia (flutuação) na análise por tipo de marcadores e conjunta (cristais totais)

Marcadores	R_{sxz}	R_{syz}	flutuação ($\pm 2\phi$) xz	flutuação ($\pm 2\phi$) yz
Quartzo	1.9 a 5.9	1.6 a 5.1	$\pm 12^\circ$ a $\pm 35^\circ$	$\pm 12^\circ$ a $\pm 45^\circ$
Feldspato	1.5 a 1.7	1.4 a 1.7	$\pm 30^\circ$ a $\pm 43^\circ$	$\pm 40^\circ$ a $\pm 52^\circ$
Cristais totais	1.5 a 3.9	1.3 a 3.7	$\pm 23^\circ$ a $\pm 49^\circ$	$\pm 27^\circ$ a $\pm 51^\circ$

As amostras localizadas próximas a Itajubá (100b, 68, 205, 231, 98a,b) correspondem a estruturas tangenciais e apresentam os maiores valores de flutuação do conjunto (40° a 49°), excetuando-se as amostras (98a,b) com ângulos de 30° e 34° , respectivamente. As amostras 585b, 42, 86, 16a, 83, 82 e 13 relacionadas às zonas de cisalhamento transcorrente de Maria da Fé e Cristina, correspondem a estruturas tangenciais rotacionadas e transcorrentes (Figura 7.1 – item 7.2) com diminuição progressiva da flutuação dos pontos mais externos para os centrais (46° para 29°).

As amostras (581, 582, 5, 583) localizadas ao longo do rio Lourenço Velho gradam de oeste para leste de estruturas tangenciais (581, 582) para tangenciais rotacionadas (583) e transcorrentes (5) e exibem baixos valores de flutuação (29° - 32°) caracterizando forte anisotropia de minerais. As amostras relacionadas à zona de cisalhamento transcorrente de São Bento do Sapucaí (136a, 122, 74) exibem os menores valores de flutuação (23 - 29°) do conjunto analisado.

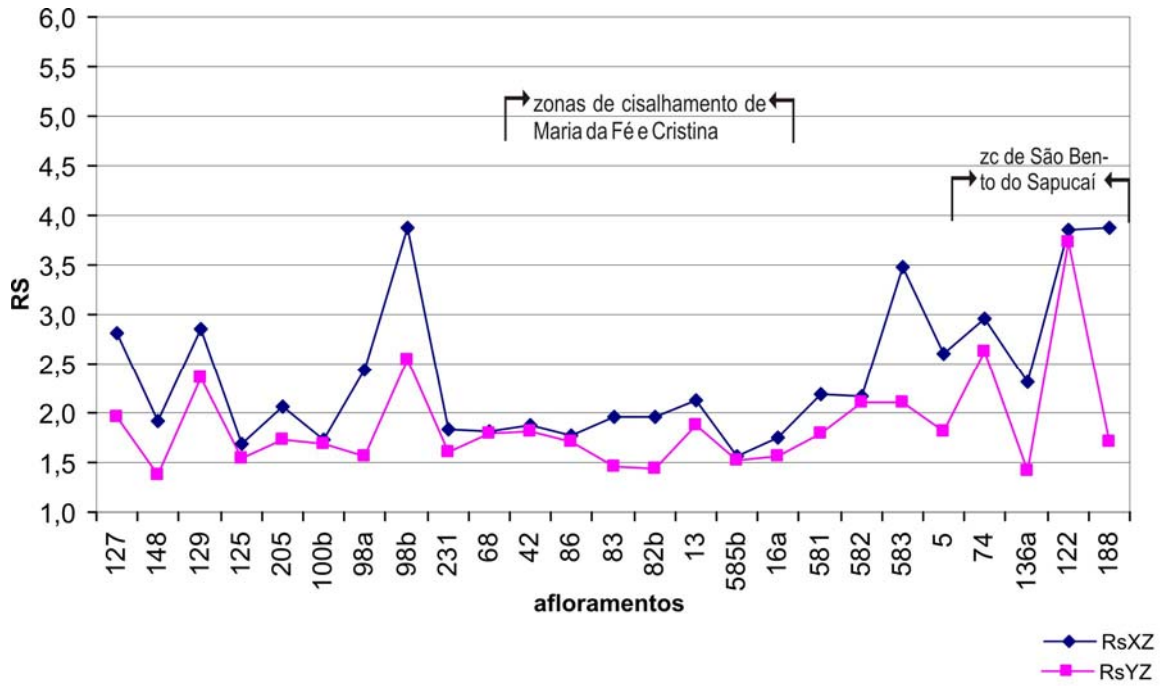


Figura 7.37 - Gráfico da variação da elipticidade (Rs) de cristais totais nos planos XZ e YZ.

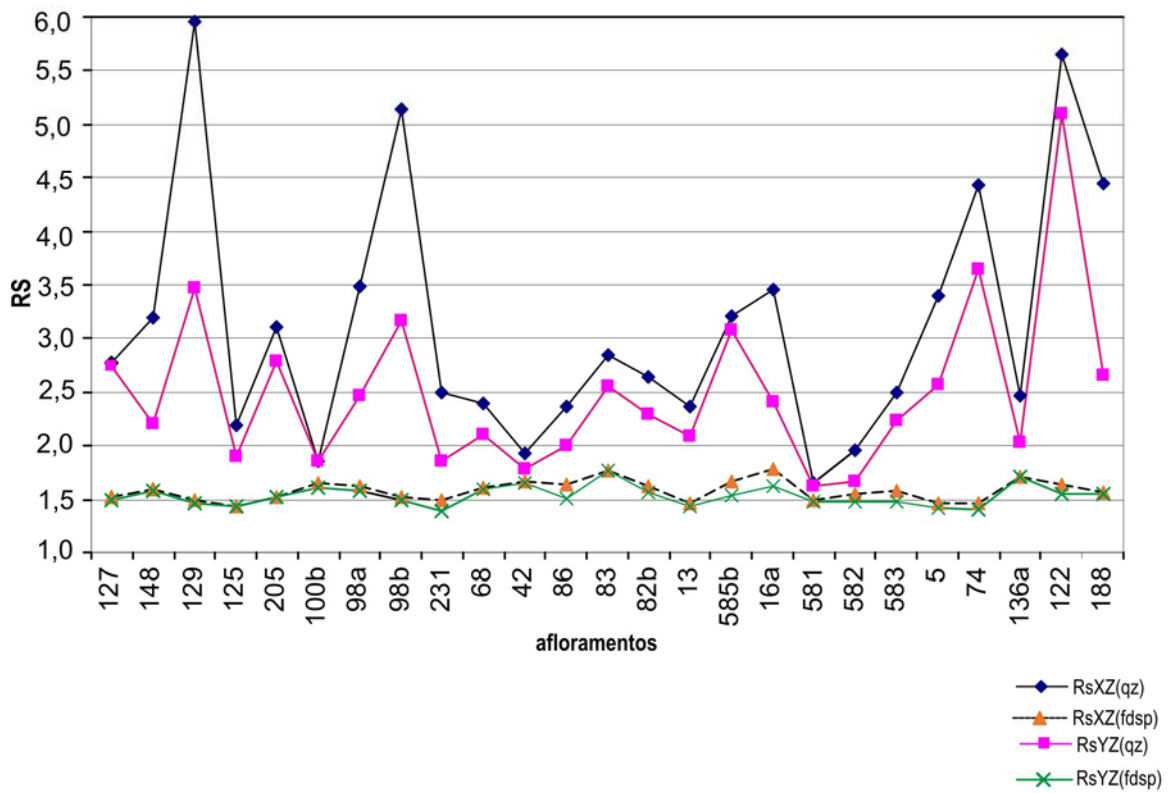


Figura 7.38 - Variação da elipticidade (Rs) das amostras analisadas para marcadores de quartzo e feldspato nos planos XZ e YZ .

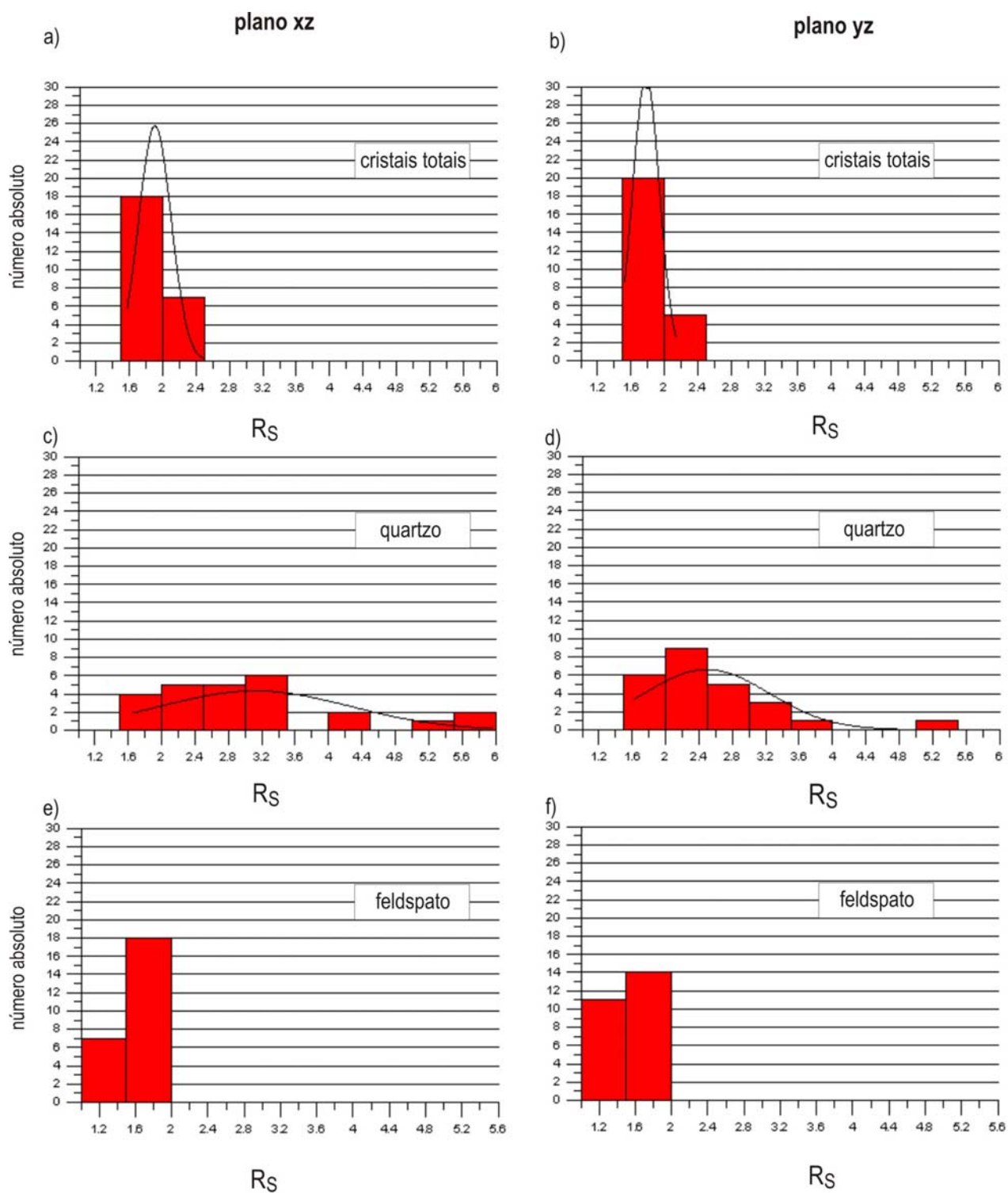


Figura 7.39 - Histogramas de frequência dos valores de R_s nos planos XZ e YZ: (a,b) cristais totais, (c,d), quartzo, (e,f) feldspato.

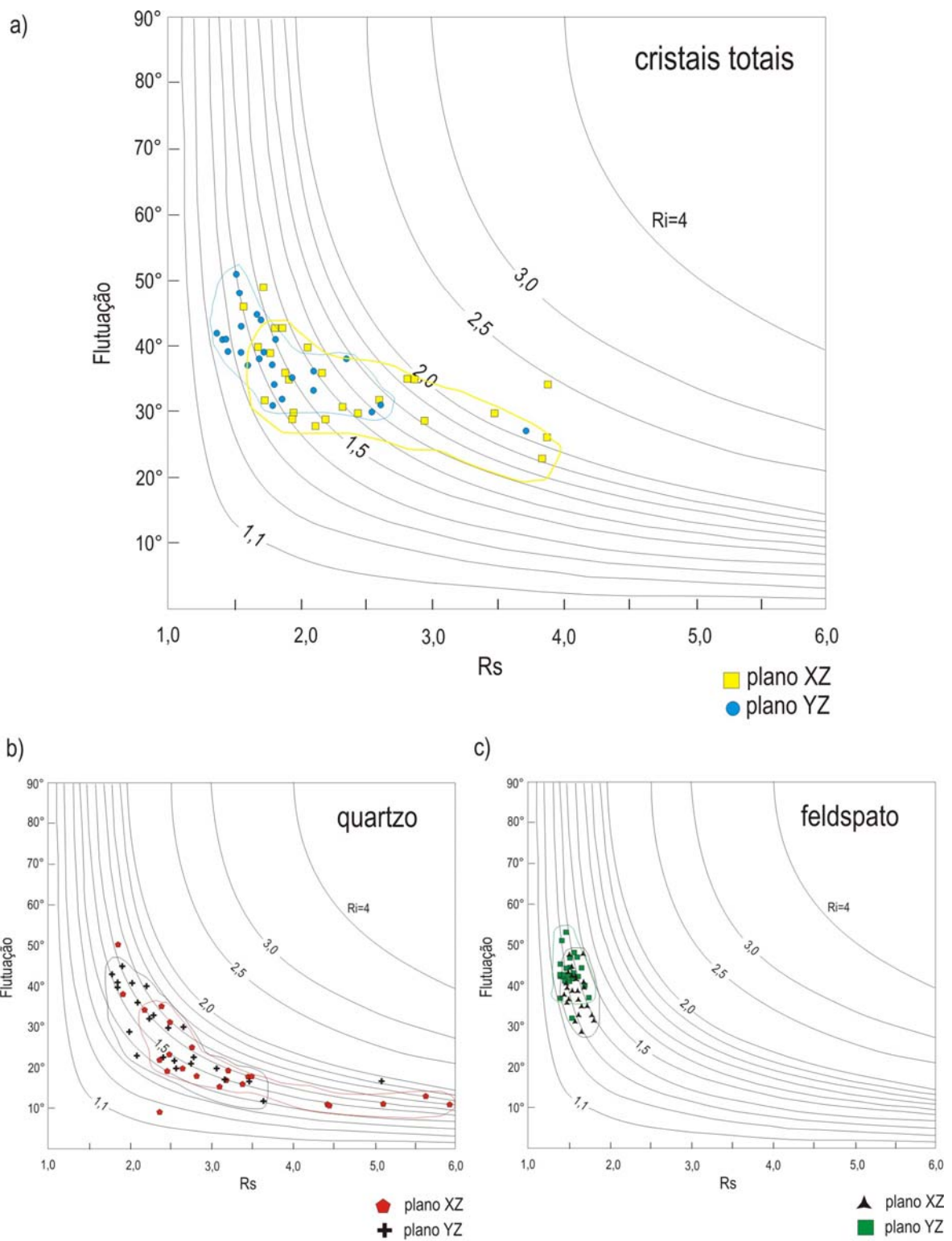


Figura 7.40 - Relação entre flutuação e elipticidade dos resultados de cristais totais (a), quartzo (b) e feldspato (c) nos planos XZ e YZ. Linhas de elipticidade inicial (R_i) propostas por RAMSAY & HUBER (1983).

- Obliquidade

O ângulo θ' expressa a obliquidade entre o eixo maior da elipse de deformação e a foliação. Na deformação coaxial θ' é igual a zero, enquanto valores mais elevados denotam a existência de componente rotacional (cisalhamento simples). O valor de θ' foi medido em todas as amostras analisadas a fim de se verificar a existência de obliquidade. No plano XZ o ângulo θ' varia entre 2° e 27°, apresentando a maioria das amostras valores inferiores à 11° (Figura 7.41a). Em YZ θ' varia de 5° a 32°, com quinze amostras exibindo ângulo de obliquidade $\geq 10^\circ$, o que reflete deformação não coaxial nos dois planos cinemáticos. Individualmente, as amostras apresentam obliquidade média, nos planos XZ e YZ, de 14° nas estruturas tangenciais (Figuras 7.41b,c), de 8° e 11° nas tangenciais rotacionadas (Figuras 7.41d,e) e 7° e 9° nas transcorrentes (Figuras 7.41f,g). Componentes de cisalhamento simples estão registrados, portanto, nos dois planos de deformação (XZ e YZ), o que demonstra a complexidade da deformação tridimensional.

A orientação dos eixos da elipse em relação a foliação é diretamente relacionada ao número de vorticidade cinemática - W_k (TRUESDALL, 1953 *apud* FOSSEN *et al.* 1994). A vorticidade é a medida da coaxialidade da deformação progressiva e apresenta valor igual a 1 (um) para cisalhamento simples e 0 (zero) para cisalhamento puro.

No diagrama de $\theta' \times R_s$ (Figura 7.42) indica o número de vorticidade das amostras analisadas nos dois planos cinemáticos. Valores de vorticidade interna (W_k) < 0.75 indicam que a componente de cisalhamento puro domina a deformação, enquanto para variações entre 0.75 - 1 a deformação foi mais influenciada pelo cisalhamento simples (FOSSEN *et al.* 1994, TIKOFF & FOSSEN 1995). Na análise de cristais totais (Figuras 7.42a,b) as amostras caem abaixo da curva de $W_k = 0.7$ nos dois planos, o que indica predomínio da componente de cisalhamento puro. Apenas as amostras 231 (YZ), 100b (XZ) e 98a (XZ), localizadas próximas à Zona de Cisalhamento de Lourenço Velho apresentam valores entre a curva de 0.75 e 0.9, indicando o predomínio de cisalhamento simples sobre o puro. Nestes afloramentos e nas proximidades da referida zona de cisalhamento são encontrados indicadores cinemáticos de movimentação de topo para NE. Isto indica a importância desta zona de cisalhamento, de caráter tangencial, para o transporte de lascas do Complexo Paraisópolis, oriundas da crosta inferior, sobre os metassedimentos do Grupo Andrelândia.

A análise discriminante por tipo de marcador (Figuras 7.43a,b) mostra valores de W_k concentrados entre as curvas de 0 e 0.4 para o feldspato e entre 0 e 0.9 para o quartzo, tanto nos planos XZ como em YZ, indicando que o quartzo também contribuiu mais intensamente para a acomodação da componente de cisalhamento simples nos processos colisionais. A maior diferença

visualizada nos diagramas é novamente a variação e o comportamento distinto entre o feldspato e o quartzo em termos de elipticidade. Os primeiros apresentam valores de R_s concentrados entre 1.4 e 1.8, enquanto o quartzo varia entre 1.7 e 5.9 (plano XZ). A obliquidade (θ') varia de 0 a 15° nos feldspatos e de 0 a 20° no quartzo.

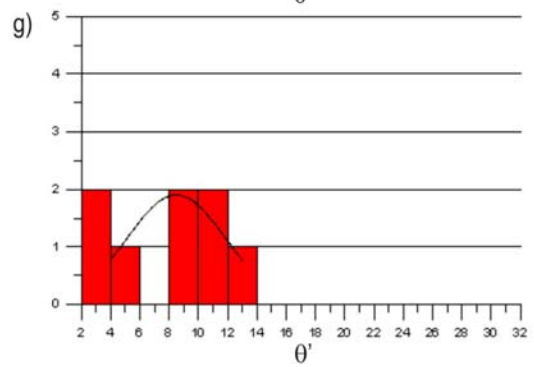
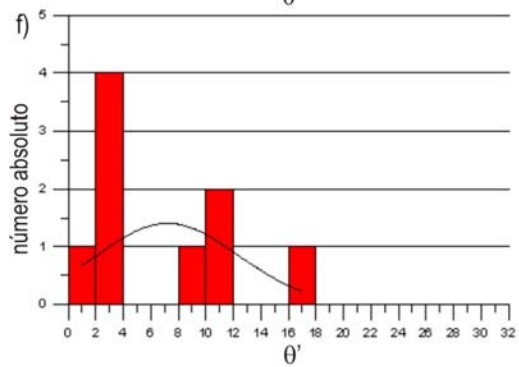
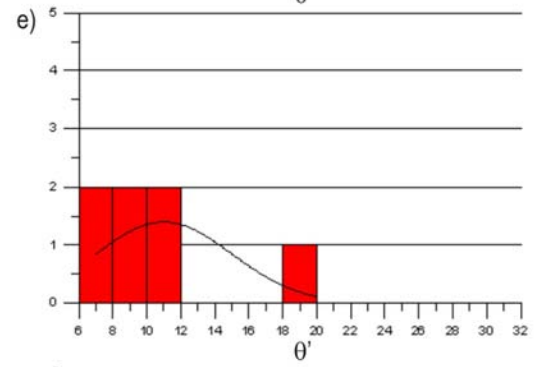
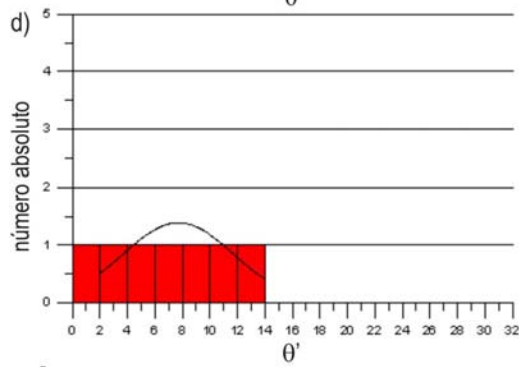
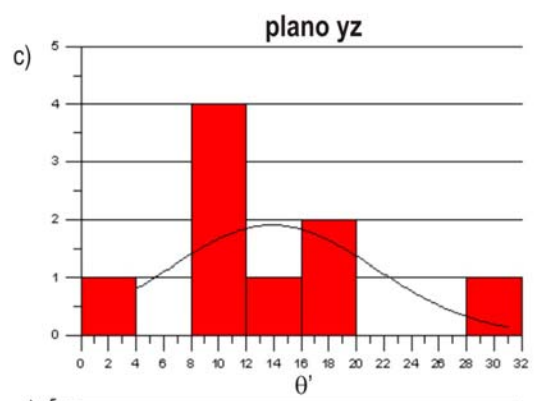
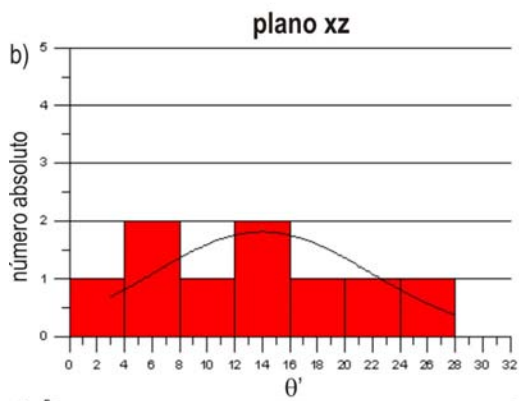
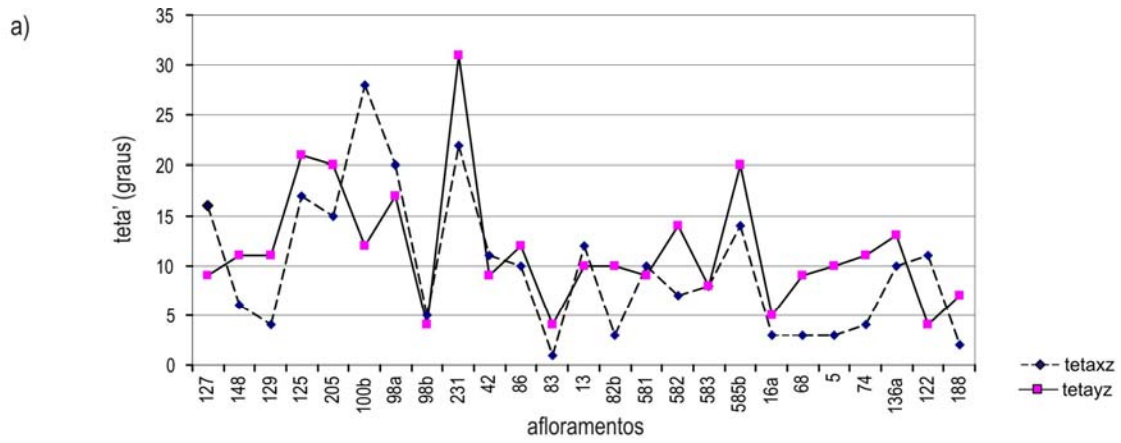


Figura 7.41 - Variação do ângulo de obliquidade (θ') do eixo maior das elipses de *strain* finito das amostras analisadas (a) e obliquidade média das estruturas tangenciais (b,c), tangenciais rotacionadas (d,e) e transcorrentes (f,g) nos planos XZ e YZ.

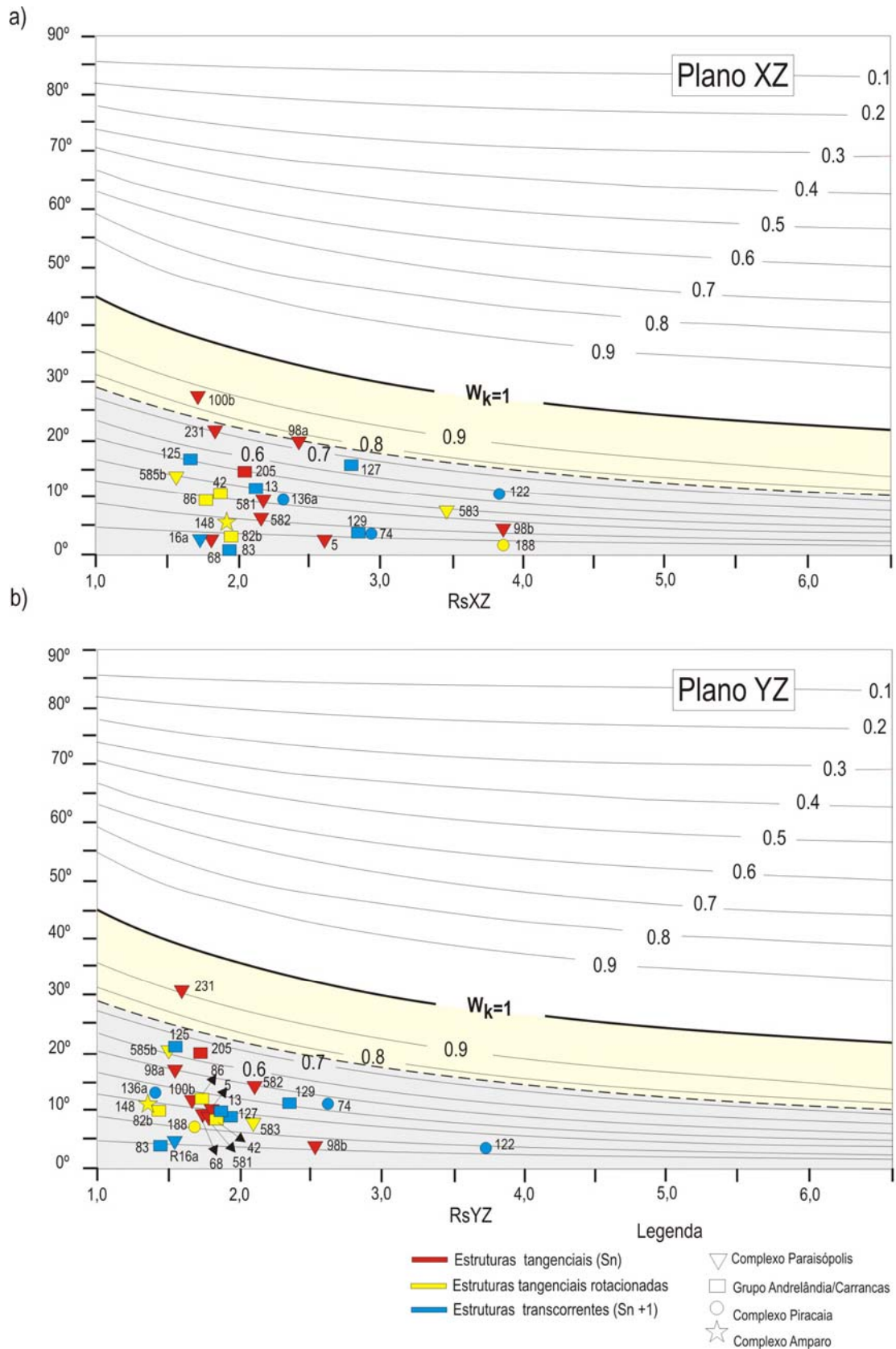
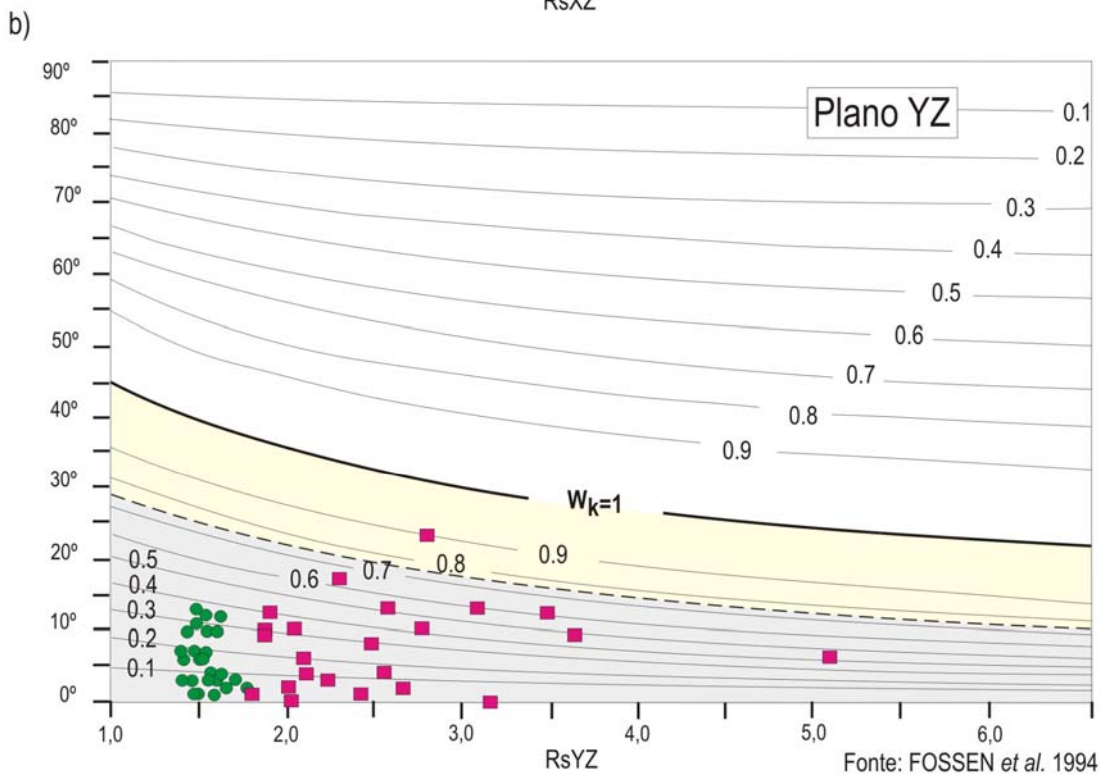
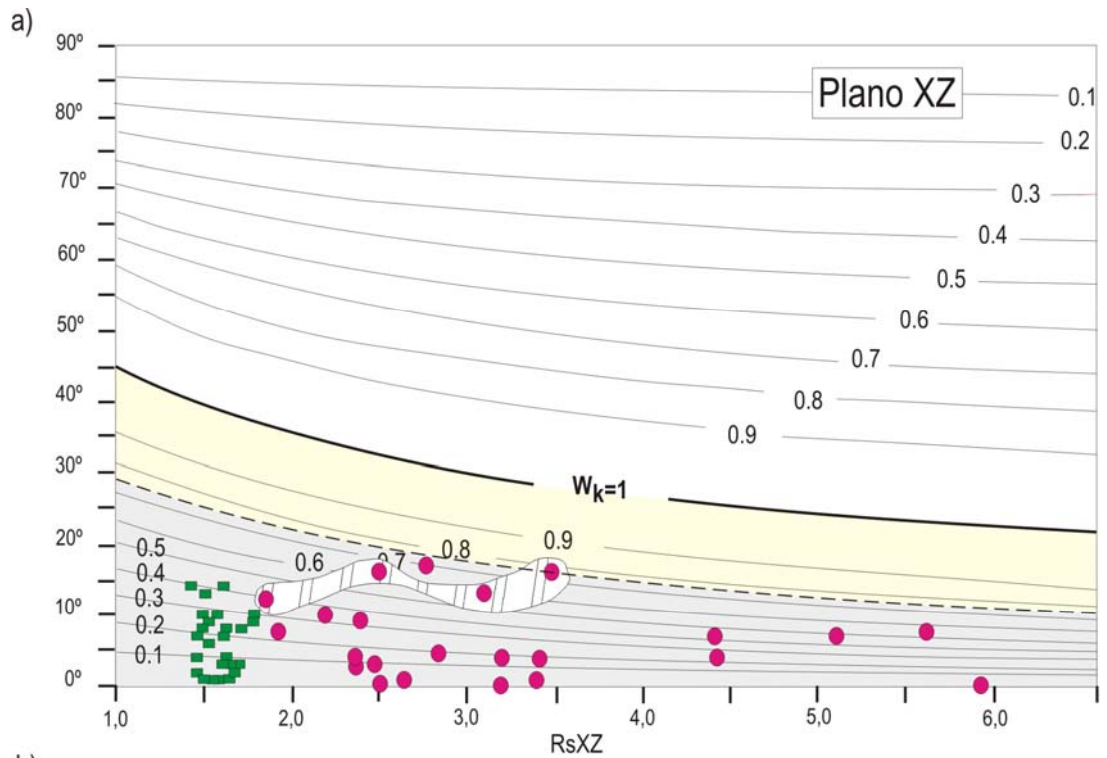


Figura 7.42 - Diagrama $R_s \times \theta'$ para cristais totais nos planos XZ (a), YZ (b) com campos de vorticidade cinemática. $W_k < 0.75$ - predomínio de cisalhamento puro (campo cinza); $0.75 < W_k < 1$ - predomínio de cisalhamento simples (campo amarelo) - Fonte: FOSSEN *et al.* 1994.



■ quartzo
■ feldspato

Figura 7.43 - Diagramas de $R_s \times \theta'$ para marcadores de feldspato e quartzo nos planos XZ (a), YZ (b) com campos de vorticidade cinemática. $W_k < 0.75$ - predomínio de cisalhamento puro (campo cinza); $0.75 < W_k < 1$ - predomínio de cisalhamento simples (campo amarelo). Área hachurada corresponde a afloramentos próximos à Zona de Cisalhamento de Lourenço Velho.

7.6.3 - Parâmetros tridimensionais

A partir dos resultados das análises nos planos cinemáticos XZ e YZ foram calculados parâmetros tridimensionais de deformação das rochas da área, subdivididos em parâmetros da forma dos elipsóides (K, k) e de intensidade de distorção (v, d, D, ε_s). Os resultados obtidos são sumarizados na tabela 7.2.

- Forma dos elipsóides

A plotagem dos parâmetros de R_s no diagrama de Flinn indica o posicionamento dos elipsóides nos campos deformacionais de constricção, achatamento ou deformação plana (Figura 7.44a). A versão logarítmica desse diagrama (Figura 7.44b) permite considerar a mudança de volume na limitação entre deformação por constricção e achatamento. Das amostras analisadas, vinte e duas caem no campo do achatamento, na área compreendida entre a reta de volume constante e a de perda volumétrica de 30%, independentemente a que unidade litológica pertencem e a que regime deformacional foram submetidas (estruturas tangenciais, tangenciais rotacionadas, transcorrentes). A disposição das amostras no diagrama de Flinn considerando-se análise por tipos de marcadores (Figura 7.45) mostra que tanto o quartzo como feldspato foram deformados por achatamento (elipsóides oblatos).

- Relação entre encurtamento/estiramento nos eixos cinemáticos do elipsóide de deformação

Para estimar a porcentagem de encurtamento e estiramento ao longo dos eixos X, Y e Z utilizou-se o diagrama de Hossack, onde são plotadas a quantidade de deformação (ε_s - parâmetro de Nadai) e o parâmetro de Lode (v), que descreve a forma do elipsóide de deformação no intervalo $-1 < v < +1$, onde valores negativos representam constricção e positivos, achatamento.

Das amostras analisadas vinte e duas distribuem-se no campo do achatamento e três (188, 136a, 148) na constricção – Figura 7.46. As amostras caracterizadas por estruturas tangenciais (vermelho) apresentam estiramento entre 20- 50% no eixo X e entre 0-30% (Y). Ao longo do eixo Z. encurtaram entre 25-48%. As estruturas tangenciais rotacionadas (amarelo) apresentam extensão de 18-65% no eixo X, encurtamento de 20-42% (Z) e estiramento entre 0-22% em Y. A amostra 188 apresenta encurtamento de 8% em Y e estiramento de 88% em X. As estruturas transcorrentes (azul) estiraram de 20-58% (X), encurtaram de 22-55% (Z) e estiraram 3-50% ao longo do eixo Y.

Excetua-se a amostra 136a que apresenta encurtamento de 4% no eixo Y.

A análise da deformação longitudinal por tipo de marcador indica para feldspato: estiramento de 15-22% ao longo de X, encurtamento entre 16-29% em Z e estiramento 8-22% ao longo do eixo Y. Já o quartzo mostra valores maiores: estiramento entre 24-105% em X, encurtamento de 30-68% em Z e estiramento entre 10 e 72% em Y (Figura 7.47). Em termos de intensidade de deformação (ϵ_s) o feldspato apresenta variação entre 0.25 e 0.5 enquanto o quartzo varia de 0.5 e 1.4.

Com base nos histogramas de frequência das figuras 7.48 são estimados valores médios de: a) estiramento de 37% de em X e 15% em Y e, encurtamento de 32% (Z) para as estruturas tangenciais (Sn); b) estiramento 44% de em X e de 8% (Y) e, e encurtamento de 29% ao longo do eixo Z nas tangenciais rotacionadas e; c) estiramento de 40% em X e de 15% no eixo Y, com encurtamento em Z de 34% para as estruturas transcorrentes (Sn+1).

A variação do parâmetro de intensidade de deformação (ϵ_s) através da área é expresso no gráfico da figura 7.49 e, varia de 0.36 a 1.09. No geral os valores mais elevados correspondem a estruturas transcorrentes relacionadas às zonas de cisalhamento São Bento do Sapucaí e Monte Sião e a estrutura tangencial (Sn) relacionada à zona de cisalhamento de Lourenço Velho.

As curvas apresentadas na figura 7.50 ilustram mudanças na orientação e forma das elipses, produzidas a partir de variações na deformação cisalhante (γ) e dilatação (Δ) no planos. Mudanças volumétricas positivas (dilatação positiva) são indicadas por dados posicionados acima da curva de cisalhamento simples e, abaixo desta, negativas. A disposição dos dados abaixo da curva ($\Delta=0$) sugere atuação de cisalhamento simples com componente de cisalhamento puro. São observadas para cristais totais variações de área negativas entre 18-70% em XZ (Figura 7.50a) e entre 10-60% no plano YZ (Figura 7.50b). Geralmente ocorre incremento destas perdas com o aumento da intensidade de *strain*. Analisando-se separadamente os cristais de feldspato apresentam variações de área negativa entre 28-42% nos planos dois planos e, o quartzo entre 40-80% em XZ e 40-65% em YZ (Figuras 7.51a,b).

Em termos de intensidade de deformação cisalhante a maioria das amostras de todos os domínios e litotipos apresenta baixos valores de γ , entre 0.2 e 0.5 nos dois planos. Apenas no plano XZ algumas amostras mostram valores mais elevados de γ , em torno de 0.6 e 0.7, que correspondem a zonas de cisalhamento de maior movimento diferencial (deslocamento): Lourenço Velho, São Bento do Sapucaí, Monte Sião. De qualquer forma os diagramas mostram a relativa baixa intensidade de deformação cisalhante nas amostras estudadas. Na análise discriminada por tipo de marcador o feldspato claramente apresenta os menores valores de γ (<0.3), enquanto o

quartzo os maiores valores ($0.3 < \gamma < 0.8$) nos dois planos, demonstrando que o mesmo acomodou preferencialmente a deformação cisalhante nas amostras estudadas (Figuras 7.51a,b).

Na figura 7.52 são apresentadas as elipses de deformação em modelos tridimensionais e, com base nos domínios estruturais divididas em três grupos. As elipses de cor vermelha são relacionadas ao domínio com predomínio de foliação com baixo mergulho (estruturas tangenciais - D_n), as azuis ao domínio de alto ângulo de mergulho (estruturas transcorrentes - D_{n+1}) e as amarelas estruturas D_n rotacionadas.

Tabela 7.2 – Parâmetros de deformação obtidos

amostra	orientação	localização XUTM -YUTM	2D				3D						θ'_{xz}	θ'_{yz}
			s_{xz}	$R_{s_{yz}}$	$R_{s_{xy}}$	X : Y	k	K_{log}	v (Lode)	d	D	ϵ_s (Nadai)		
F82btt	S:42/19 - L:12/15	462.45 - 7534.09	1,95	1,43	1,36	1.39 : 1.02 : 0.71	0,85	1,20	0,07	0,6	0,47	0,47	3	10
F83tt	S:121/68 - L:32/02	463.10 - 7536.70	1,95	1,46	1,34	1.38 : 1.03 : 0.71	0,73	1,40	0,13	0,6	0,48	0,47	1	4
R86tt	S:80/86 - L:160/32	465.95 - 7541.42	1,77	1,71	1,04	1.22 : 1.18 : 0.69	0,05	9,79	0,88	0,7	0,54	0,45	10	12
R16att	S:332/69 - L:62/10	465.79 - 7531.94	1,74	1,56	1,12	1.25 : 1.12 : 0.72	0,21	3,72	0,61	0,6	0,46	0,41	3	5
R585btt	S:80/52 - L:65/48	463.71 - 7530.16	1,57	1,52	1,03	1.17 : 1.14 : 0.75	0,06	5,22	0,86	0,5	0,42	0,36	14	20
F13tt	S:110/60 - L:194/10	462.33 - 7532.44	2,12	1,87	1,13	1.34 : 1.18 : 0.63	1,15	14,45	0,67	0,9	0,64	0,57	12	10
R42tt	S:50/48 - L:130/12	475.83 - 7532.23	1,88	1,82	1,03	1.25 : 1.21 : 0.66	0,04	17,19	0,90	0,8	0,60	0,50	11	9
F581tt	S:154/28 - L:220/10	455.93 - 7527.19	2,19	1,79	1,22	1.39 : 1.14 : 0.63	0,28	6,36	0,49	0,8	0,62	0,58	10	9
F582tt	S:166/30 - L:236/5	459.32 - 7526.28	2,17	2,11	1,03	1.31 : 1.27 : 0.60	0,03	-34,26	0,93	1,1	0,75	0,62	7	14
F583tt	S:195/80 - L:240/60	460.93 - 7527.06	3,48	2,11	1,65	1.79 : 1.09 : 0.51	0,58	-4,14	0,20	1,3	0,90	0,89	8	8
F5tt	S:162/52 - L:248/15	460.46 - 7525.13	2,61	1,81	1,44	1.56 : 1.08 : 0.60	0,55	3,87	0,24	0,9	0,70	0,68	3	10
F74tt	S:318/70 - L:233/10	465.26 - 7515.89	2,95	2,62	1,13	1.49 : 1.33 : 0.51	0,08	-4,29	0,78	1,6	0,97	0,84	4	11
F136att	S:132/67 - L:210/28	463.72 - 7514.75	2,32	1,42	1,64	1.56 : 0.95 : 0.67	1,51	0,53	-0,17	0,8	0,60	0,60	10	13
F122tt	S:142/90 - L:52/15	461.61 - 7510.56	3,85	3,73	1,03	1.58 : 1.53 : 0.41	0,01	-3,43	0,95	2,7	1,32	1,09	11	4
F188tt	S:288/65 - L:348/50	476.61 - 7516.55	3,87	1,70	2,17	2.03 : 0.91 : 0.53	1,82	-0,68	-0,22	1,5	0,98	0,96	2	7
F127tt	S:226/10 - L:266/08	451.59 - 7545.66	2,82	1,95	1,45	1.60 : 1.10 : 0.57	0,47	15,73	0,29	1,0	0,76	0,74	16	9
F129tt	S:150/65 - L:238/10	451.16 - 7543.70	2,86	2,35	1,22	1.52 : 1.25 : 0.53	0,16	-5,09	0,63	1,4	0,88	0,81	4	11
R125tt	S:130/70 - L:220/15	451.56 - 7541.20	1,68	1,55	1,08	1.22 : 1.13 : 0.73	0,15	4,14	0,69	0,6	0,45	0,39	17	21
F148tt	S:118/18 - L:42/08	485.75 - 7553.93	1,92	1,37	1,40	1.39 : 0.99 : 0.72	1,09	0,92	-0,03	0,5	0,46	0,46	6	11
F205tt	S:182/20 - L:256/08	443.04 - 7534.49	2,06	1,73	1,19	1.35 : 1.13 : 0.65	0,26	5,26	0,52	0,8	0,58	0,53	15	20
R100btt	S:146/55 - L:172/33	444.98 - 7522.66	1,72	1,69	1,02	1.21 : 1.18 : 0.70	0,03	10,83	0,93	0,7	0,53	0,44	28	12
F98att	S:204/40 - L:200/39	445.91 - 7520.69	2,44	1,56	1,56	1.56 : 1.00 : 0.64	1,01	0,99	0,00	0,8	0,63	0,63	20	17
F98btt	S:204/40 - L:200/39	445.91 - 7520.69	3,88	2,55	1,52	1.81 : 1.19 : 0.47	0,34	-1,48	0,38	1,6	1,03	0,98	5	4
R231tt	S:230/05 - L:260/00	449.98 - 7520.63	1,84	1,61	1,14	1.28 : 1.12 : 0.70	0,23	3,93	0,56	0,6	0,49	0,45	22	31
R68tt	S:200/50 - L:230/42	451.20 - 7520.01	1,82	1,79	1,02	1.23 : 1.21 : 0.67	0,02	17,29	0,94	0,8	0,58	0,48	3	9

Obs: (1) $R_{xy} = R_{xz}/R_{yz}$; (R) - resultados do método Rf/ψ; (F) – resultados do método de Fry; (tt) - cristais totais; (S) - foliação; (L) – lineação.

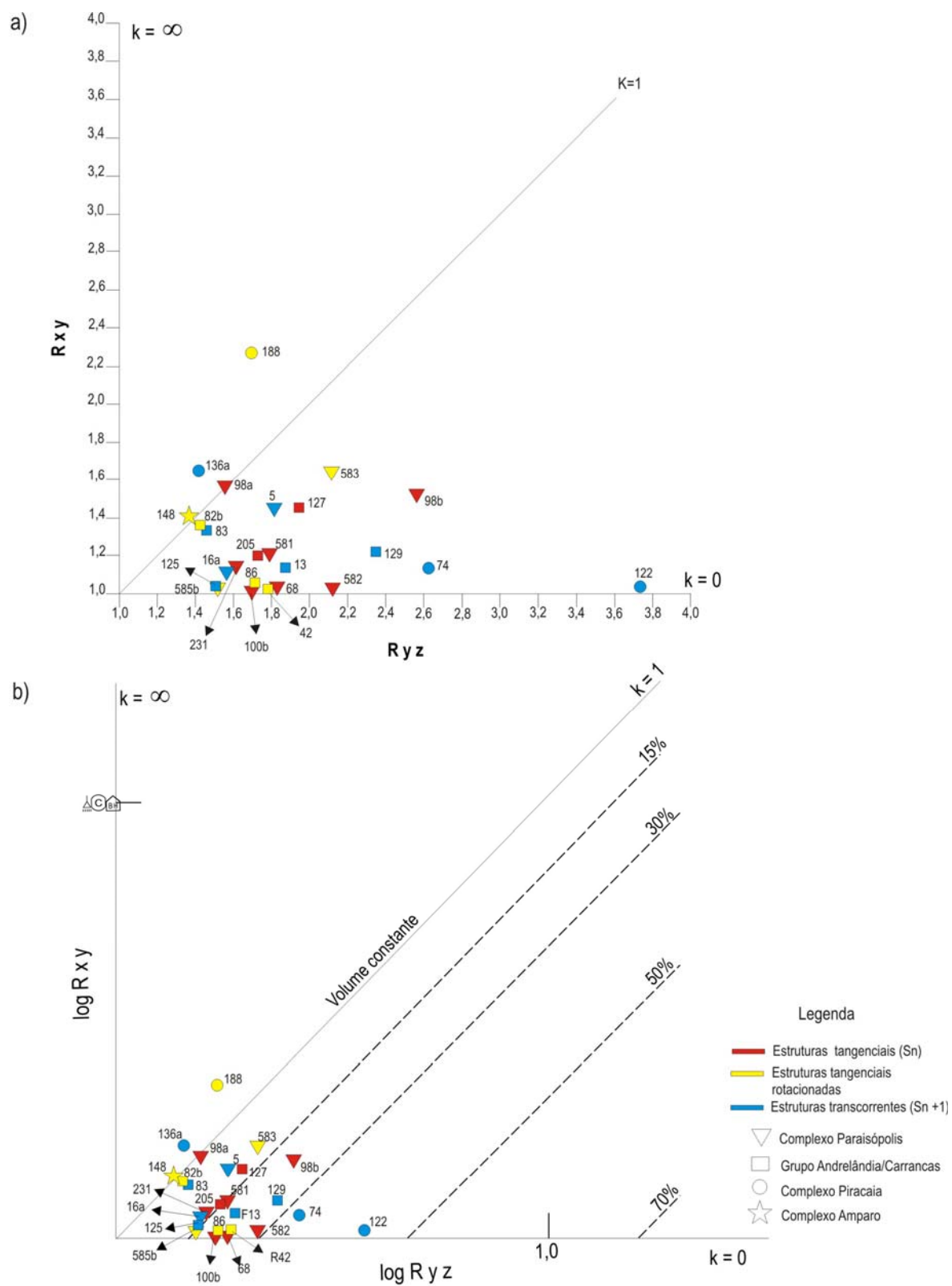


Figura 7.44 - Projeção em diagrama de Flinn (a) e Flinnlog (b) dos valores representativos das amostras analisadas.

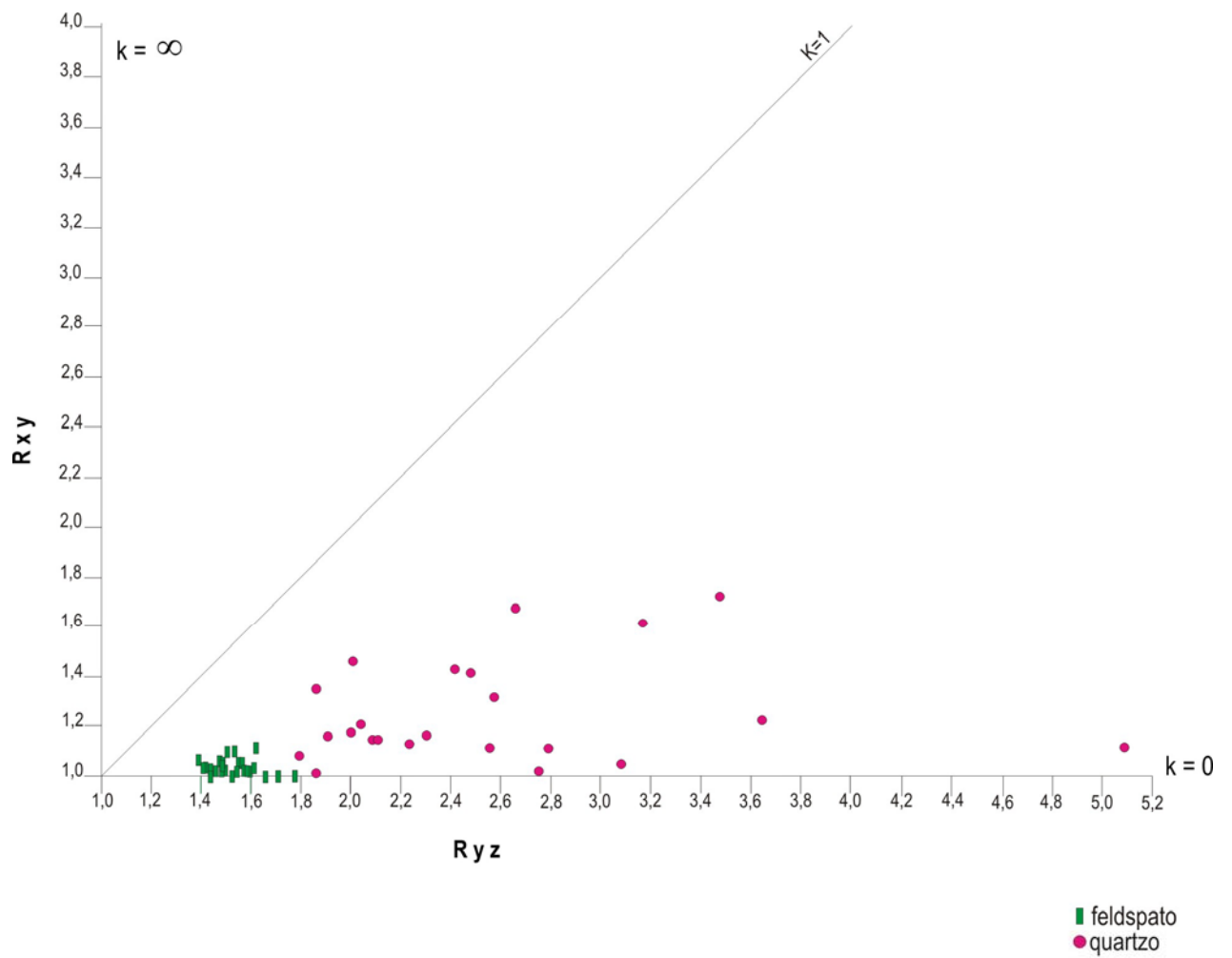


Figura 7.45 - Diagrama de Flinn com valores de Rs de marcadores de quartzo e feldspato das amostras analisadas.

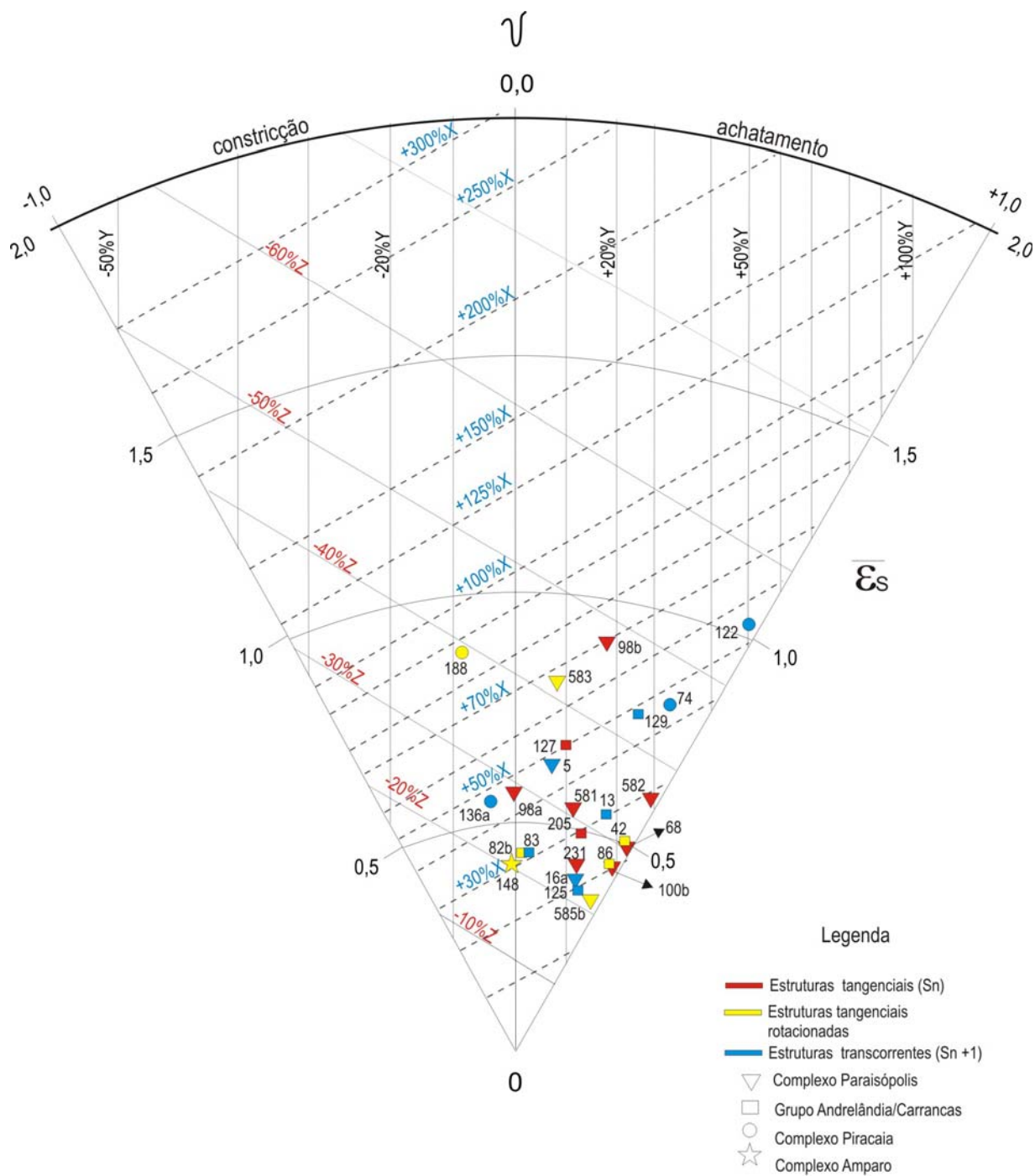


Figura 7.46 - Diagrama de Hossack com os valores representativos das amostras analisadas.

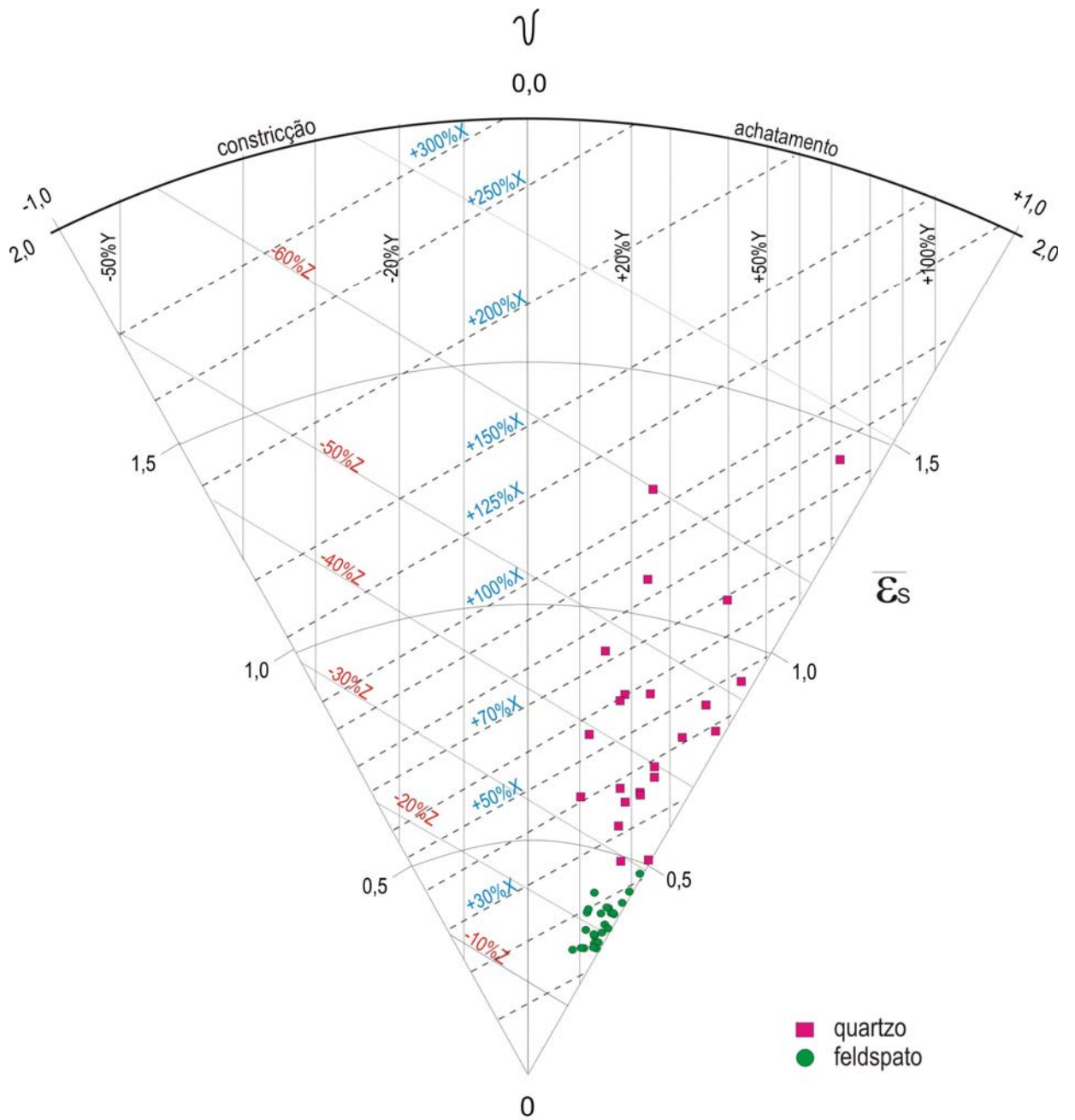


Figura 7.47 - Diagrama de Hossack para análise discriminada por tipo de marcador.

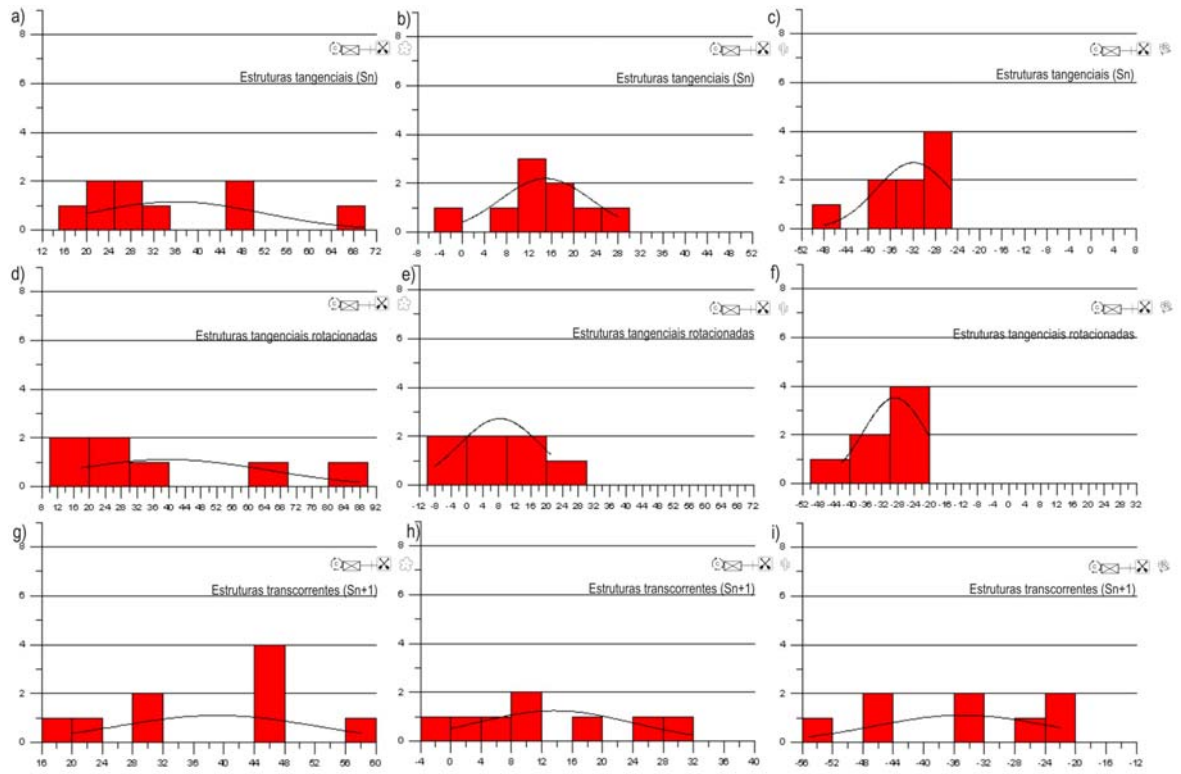


Figura 7.48 - Histograma de frequência com base nos valores percentuais de estiramento e encurtamento nos eixos (X,Y,Z) do diagrama de Hossack das estruturas tangenciais (a,b,c), tangenciais rotacionadas (d,e,f) e transcorrentes (g,h,i).

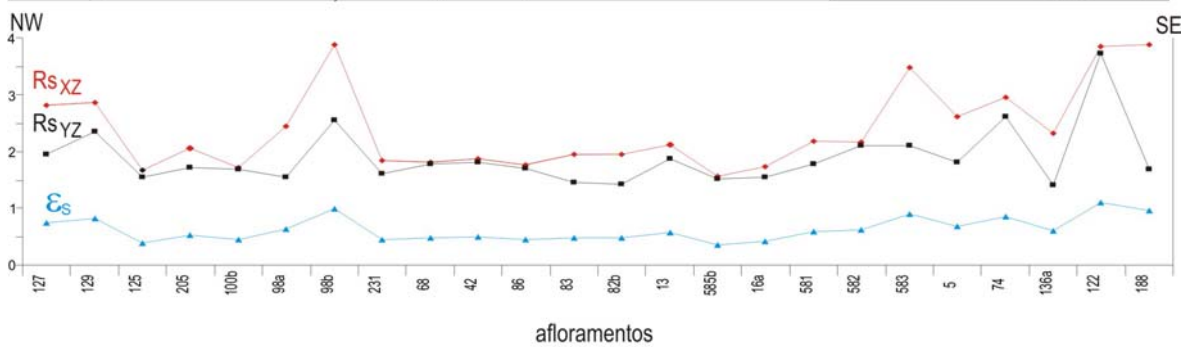
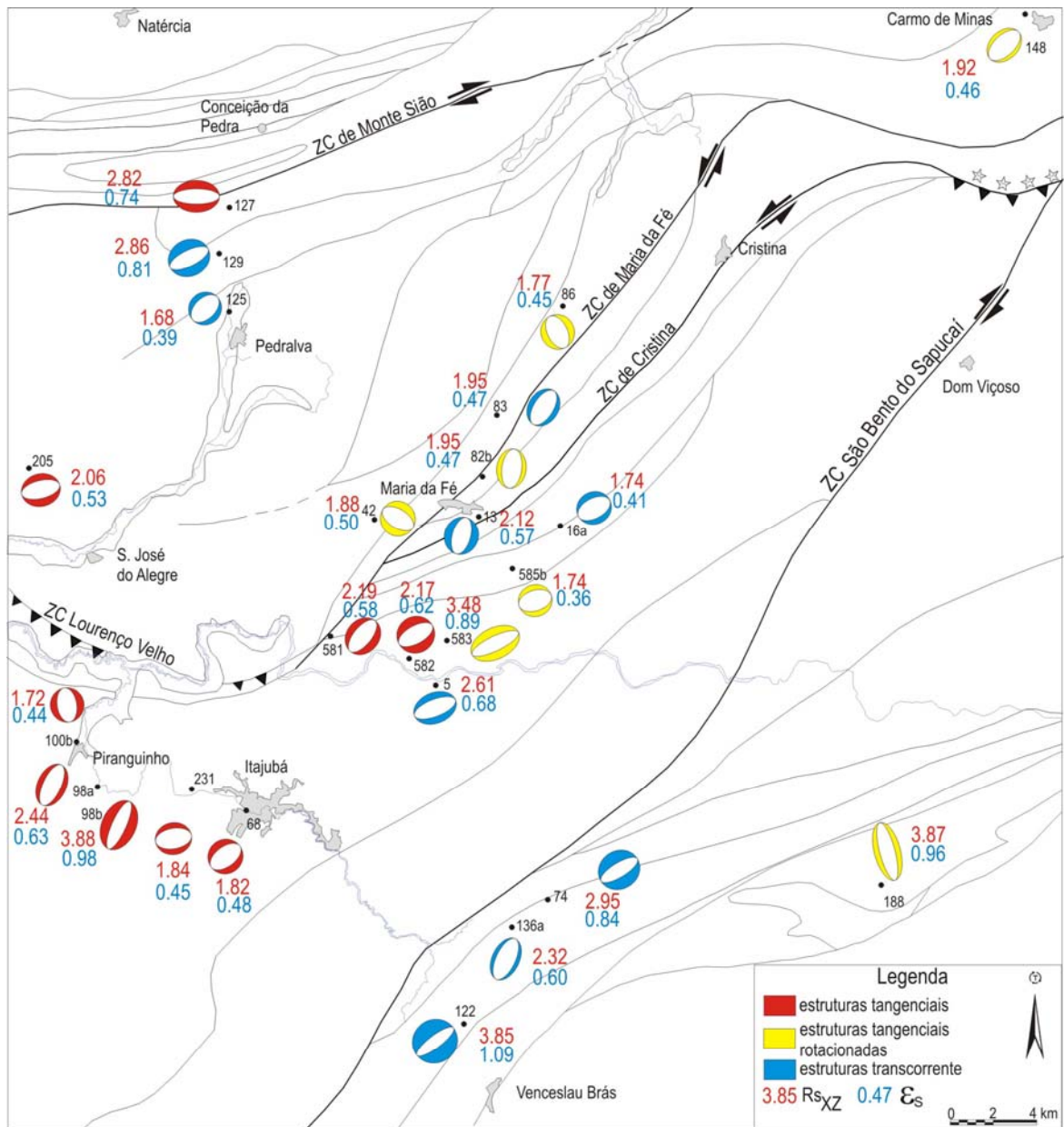


Figura 7.49 - Localização e orientação dos elipsóides de deformação em relação às principais estruturas da área. Parte inferior gráfico: variação de Rs nos planos XZ, YZ e da intensidade de deformação (ϵ_s) das amostras analisadas.

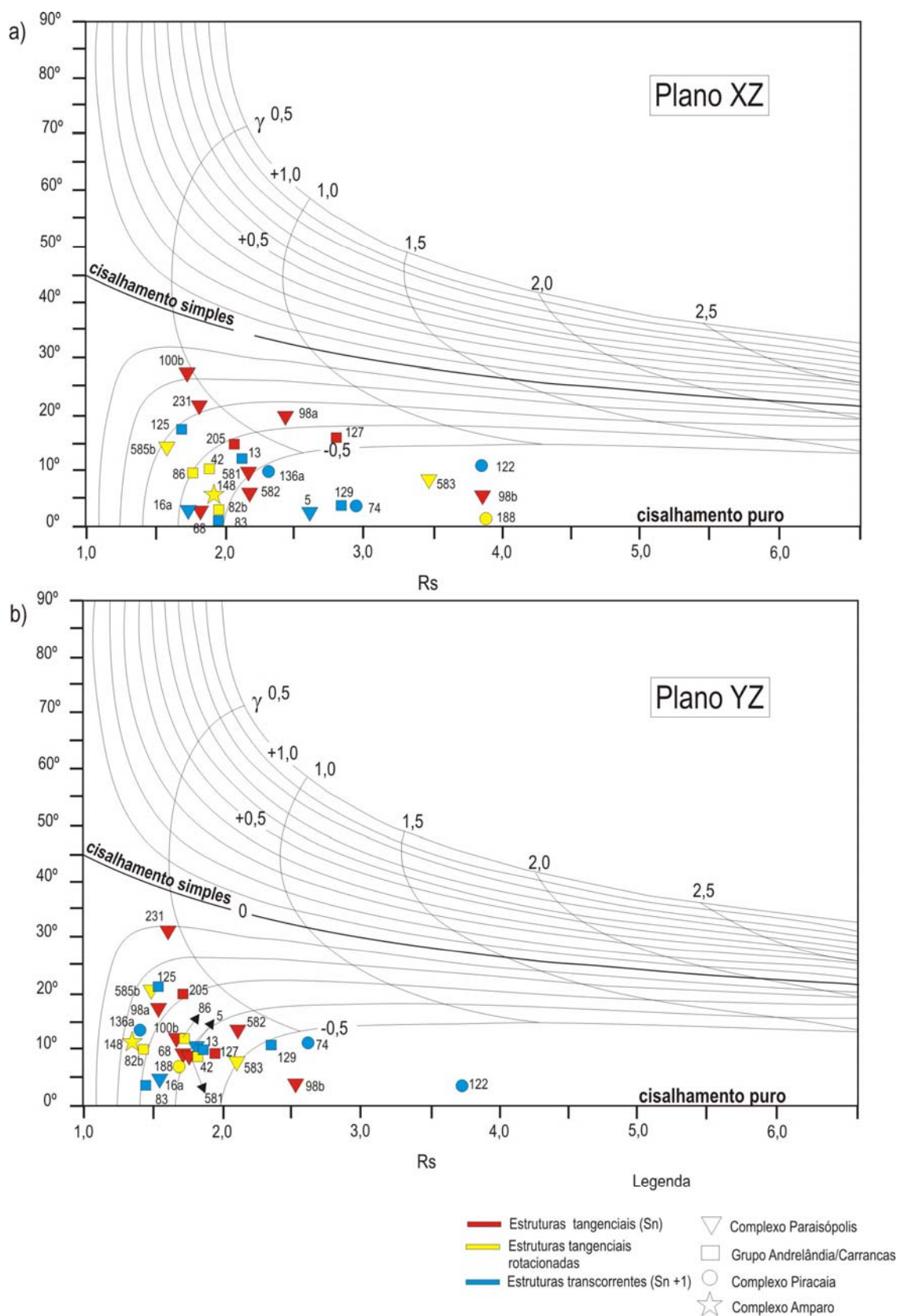


Figura 7.50 - Variação na orientação das elipses (θ') e elipticidade nos planos XZ (a) e YZ (b) para diferentes curvas de cisalhamento simples (γ) e dilatação (Δ). Fonte: RAMSAY & HUBER (1983).

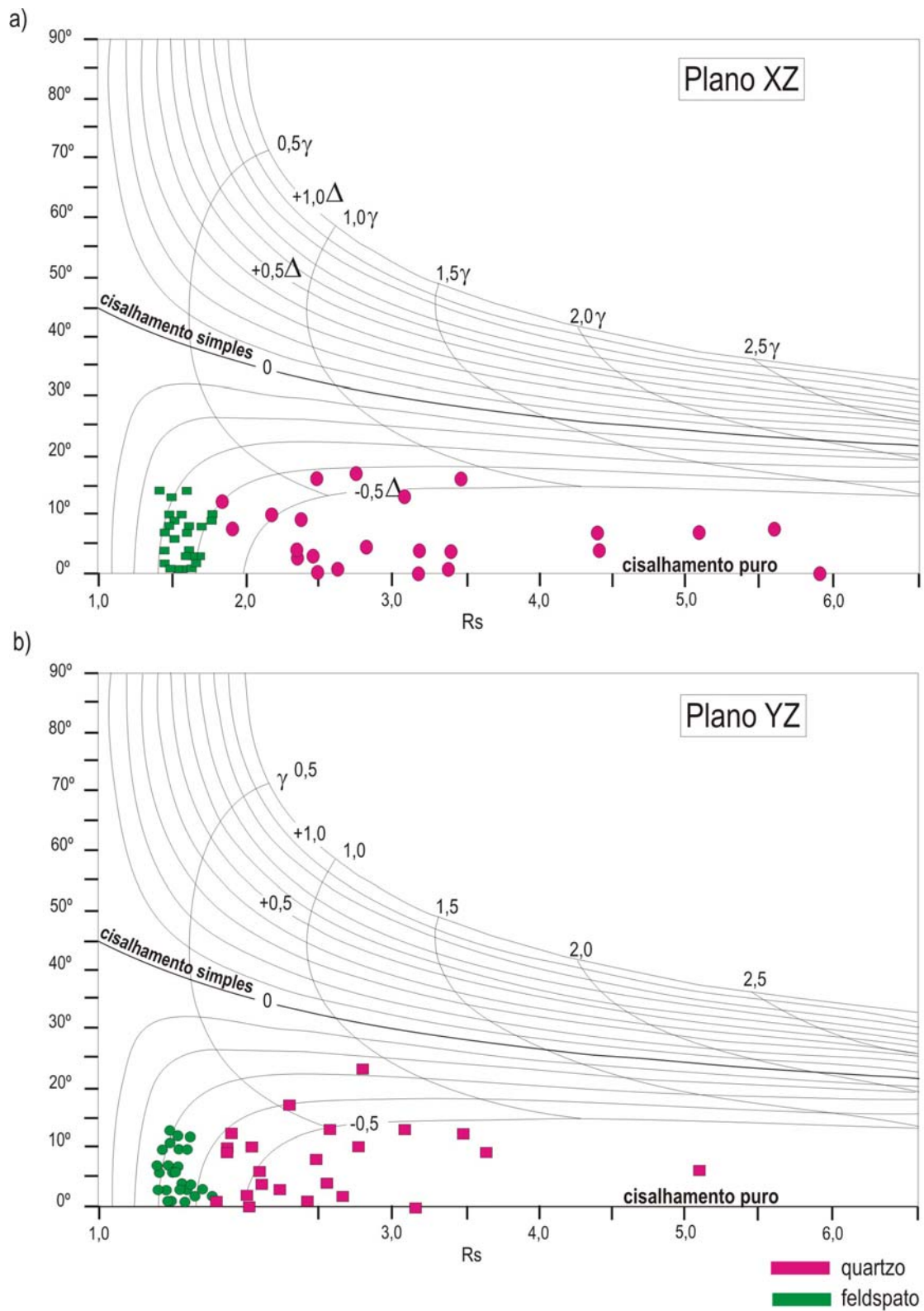
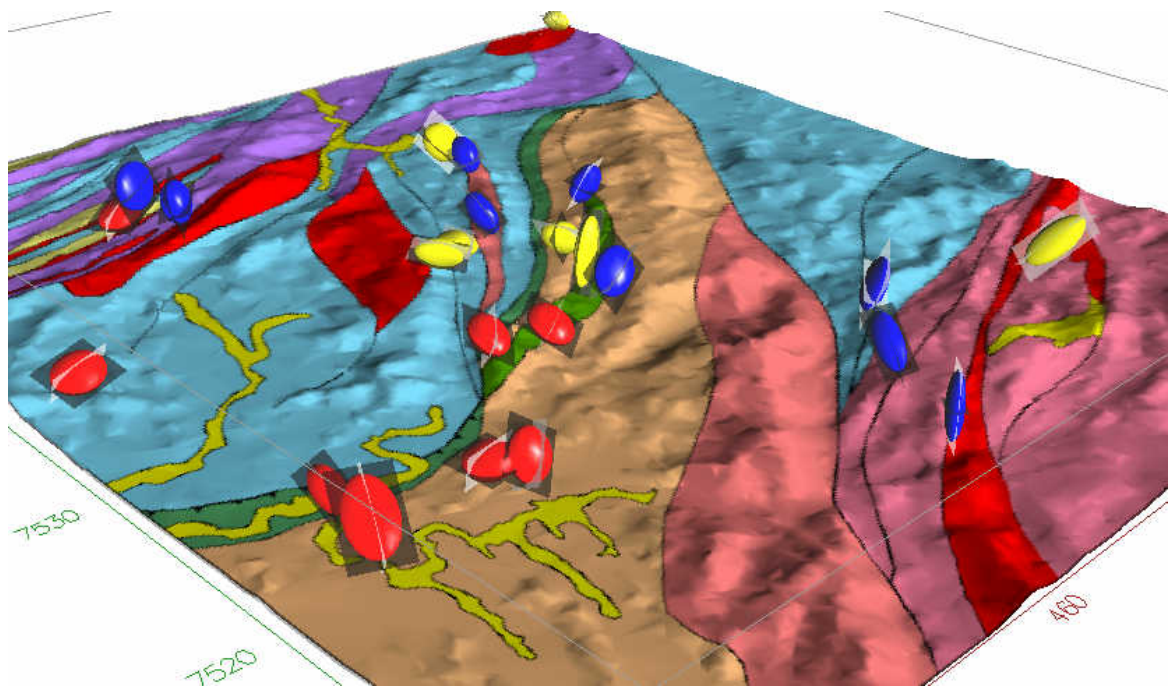
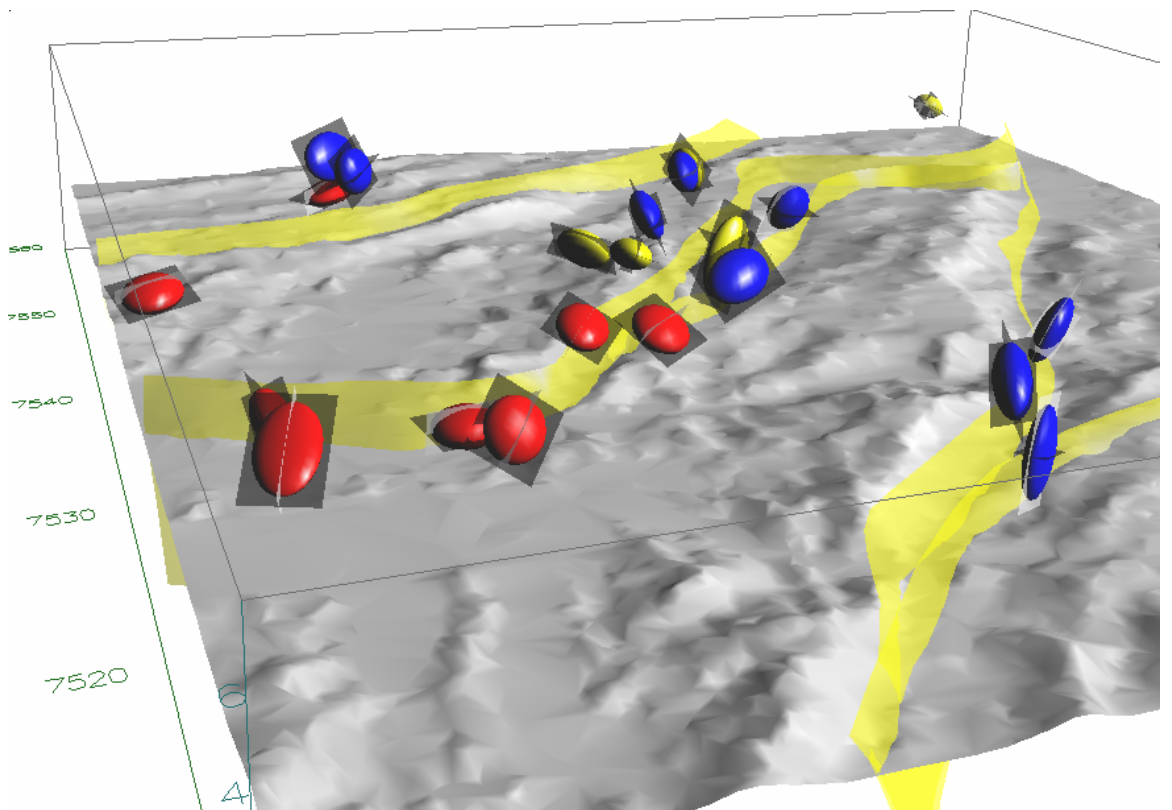


Figura 7.51 - Variação na orientação das elipses (θ') e elipticidade nos planos XZ (a) e YZ (b) para marcadores de quartzo e feldspato em relação a diferentes curvas de cisalhamento simples (γ) e dilatação (Δ). Fonte: RAMSAY & HUBER (1983).



a)



b)

Figura 7.52 Visão perspectiva de distribuição, forma e orientação dos elipsóides de deformação associados à estruturas tangenciais (vermelho), tangenciais rotacionadas (amarelo) e transcorrentes (azul). Visadas para NE (a), NNE (b).

7.7 – Discussão dos resultados obtidos

Das vinte e cinco amostras analisadas, em dezessete os resultados do método de Fry foram considerados mais representativos. No geral estas amostras apresentam milonitização e o método de Fry, por considerar a distância entre os centros dos marcadores, é menos afetado pela recristalização e reflete o *strain* total da lâmina (*bulk strain*). Para amostras com textura granoblástica o método de $R_{f/\phi}$ forneceu resultados mais representativos para a deformação total. A análise por marcadores quartzo, feldspato, separado e em conjunto, com o método de $R_{f/\phi}$, permitiu inferências quanto a maior ou menor influência dos principais marcadores de *strain* constituintes das rochas (quartzo e feldspato) na acomodação local das tensões orogênicas.

Segundo RING (1998) resultados de *strain* finito obtidos com os métodos $R_{f/\phi}$ e Fry em cristais de plagioclásio, porfiroblastos de hornblenda e quartzo estirado não apresentam diferenças significativas (plagioclásio/Fry = 1.69XZ; plagioclásio/ $R_{f/\phi}$ = 1.58XZ). Resultados semelhantes pelos dois métodos sugerem, segundo FLETCHER & BARTLEY (1994), que o *strain* finito gravado pelos marcadores é aproximadamente igual ao absorvido pela matriz.

A análise da razão de *strain* (R_s) resultou em valores médios: 1.90 e 1.85 (cristais totais), 3.20 e 2.45 (quartzo), 1.60 e 1.55 (feldspato), respectivamente, nos planos XZ e YZ. Na análise individual por tipo de marcador feldspatos apresentam baixa razão de *strain*, entre 1.5 a 1.7 no plano XZ e 1.4 a 1.7 em YZ e flutuação entre 30°- 43° e 40°- 52°, respectivamente nos planos XZ e YZ. A variação de *strain* no feldspato é pequena e constante, indiferente se a amostra está localizada fora das zonas de cisalhamento ou em porções de alta deformação. O comportamento do quartzo é diferente. Apresenta os menores valores de flutuação (alto grau de anisotropia dos cristais) entre ± 12 e $\pm 35^\circ$ no plano XZ e ± 12 e $\pm 45^\circ$ em YZ e forte acréscimo nos valores de R_s , variando de 2.0 a 3.5 em média. Estes resultados corroboram com a conclusão que o quartzo exerceu fundamental importância reológica para o desenvolvimento de zonas de cisalhamento (zonas de alta deformação), acomodando com maior intensidade as tensões regionais.

As amostras caracterizadas por estruturas tangenciais apresentam os maiores valores de flutuação ($\pm 40^\circ$ a $\pm 49^\circ$), refletindo baixa anisotropia de minerais, excetuando-se as amostras (98a,b) com ângulos de $\pm 30^\circ$ e $\pm 34^\circ$ respectivamente nos planos XZ e YZ. As amostras coletadas ao longo das zonas de cisalhamento transcorrentes de Maria da Fé e Cristina, correspondentes a estruturas tangenciais rotacionadas e a estruturas transcorrentes, exibem diminuição gradual da flutuação dos pontos mais externos para os centrais das zonas ($\pm 46^\circ$ para $\pm 29^\circ$ em XZ). As amostras localizadas ao longo do rio Lourenço Velho exibem valores de flutuação entre $\pm 29^\circ$ e \pm

32° e gradam de oeste para leste de estruturas tangenciais (581, 582), para tangenciais rotacionadas (583) e posteriormente e transcorrentes (5). As amostras caracterizadas por estruturas transcorrentes relacionadas à zona de cisalhamento transcorrente de São Bento do Sapucaí (136a, 122, 74) exibem os menores valores de flutuação do conjunto analisado (de ± 23 a $\pm 29^\circ$ em XZ).

A maioria das amostras apresenta elipsóides de *strain* finito oblatos e a disposição das amostras mais próximas da reta de $K=0$, no diagrama de Flinn, indica deformação por achatamento. Números de vorticidade W_K menores que 0.75 indicam predomínio da componente de cisalhamento puro, independente da amostra das estruturas serem tangenciais, tangenciais rotacionadas ou transcorrentes. Exceções são as amostras 231 (YZ), 100b (XZ) e 98a (XZ), próximas à Zona de Cisalhamento de Lourenço Velho, que apresentam valores de W_K entre a curva de 0.75 e 0.9, indicando o predomínio de cisalhamento simples.

A obliquidade média do eixo maior (X) das elipses (θ') é de 14° nos dois planos cinemáticos nas estruturas tangenciais; de 8° e 11° nas tangenciais rotacionadas e 7° e 9° nas transcorrentes, respectivamente nos planos XZ e YZ. Estes resultados mostram que: (a) componentes de cisalhamento simples ocorrem nos dois planos cinemáticos, e (b) que em YZ ocorre maior assimetria entre o eixo maior da elipse de deformação em relação à foliação, o que é confirmado pela maior presença de microestruturas assimétricas neste plano.

As taxas médias de deformação longitudinal ao longo dos eixos principais dos elipsóides de deformação foram estimadas em: a) estiramento de 37% em X e 15% em Y e, encurtamento de 32% (Z) para as estruturas tangenciais (S_n); b) estiramento de 44% em X e de 8% (Y) e, e encurtamento de 29% ao longo do eixo Z nas tangenciais rotacionadas e; c) estiramento de 40% em X e de 15% no eixo Y, com encurtamento em Z de 34% para as estruturas transcorrentes (S_{n+1}). Por tipo de marcador mineral, a análise da deformação longitudinal indicou taxas médias de: 20% de estiramento ao longo do eixo X, encurtamento de 22% em Z e estiramento de 15% em Y para feldspato. O quartzo apresenta para maioria das amostras estiramento de 40% em X, encurtamento de 25% em Z e estiramento de 25% em Y.

A intensidade de deformação (ϵ_s) atingiu valores mais elevados em pontos relacionados às zonas de São Bento do Sapucaí e Monte Sião, bem como em pontos próximos a zona de cisalhamento de Lourenço Velho. Valores baixos de ϵ_s são relacionados à zona de cisalhamento de Maria da Fé, a qual também são associados R_S baixos (entre 1.4 e 2.1).

A partição da deformação em domínios tangenciais, descrita em EBERT & HASUI (1998), ocorre a partir da alternância de faixas com predomínio de deformação coaxial e não coaxial (Figura 7.53). Horizontes com deformação coaxial são dominantes e apresentam predominantemente

textura granoblásticas e blastomiloníticas e *fabrics* simétricos. Tratam-se de tectônitos S, SL com baixa razão de *strain* (Rs entre 1.5 e 3) e freqüentemente preservam assembléias metamórficas de alto grau (>600° C) nas porções basais do orógeno. Cristais de quartzo são mais orientados, alongados ou achatados e recristalizados que porfiroblastos de feldspato e máficos (anfíbólios e biotita). Análises de *strain* fornecem valores de Rs mais altos para quartzo do que para feldspatos. Estes horizontes são considerados lentes de crosta profunda, protegidos da hidratação durante o resfriamento e exumação para níveis rasos. São separados por zonas estreitas com predominância de deformação não coaxial, caracterizadas por tectônitos LS e SL com altas razões de *strain* (entre 3 e 10), foliação milonítica, *fabrics* assimétricas (S/C) e indicadores de transporte. Na presente área de estudo, com exceção da área de influência da Zona de Cisalhamento de Lourenço Velho, que constitui a principal superfície de transporte tangencial da área, predomina deformação coaxial e elipsóides oblatos. Isto indica que os afloramentos visitados correspondem a porções internas de lascas de material exumado e afetadas por achatamento. Outras superfícies de transporte diferencial, onde se espera o predomínio de cisalhamento simples devido à tectônica de cavalgamento durante a orogênese colisional devem ocorrer mais a NE da área de estudo, em metassedimentos tangenciais do Grupo Andrelândia.

A presença de elipsóides finitos oblatos geralmente com *fabrics* simétricos associados à deformação crustal profunda em condições de fácies eclogito e xisto-verde é discutido por ROSENBAUM *et al.* (2002), que sugerem que a deformação neste nível crustal não inclui componente de *strain* não-coaxial significativa, fato confirmado pela escassez de indicadores de sentido de transporte e pela abundância e estruturas simétricas em seções paralelas a lineação.

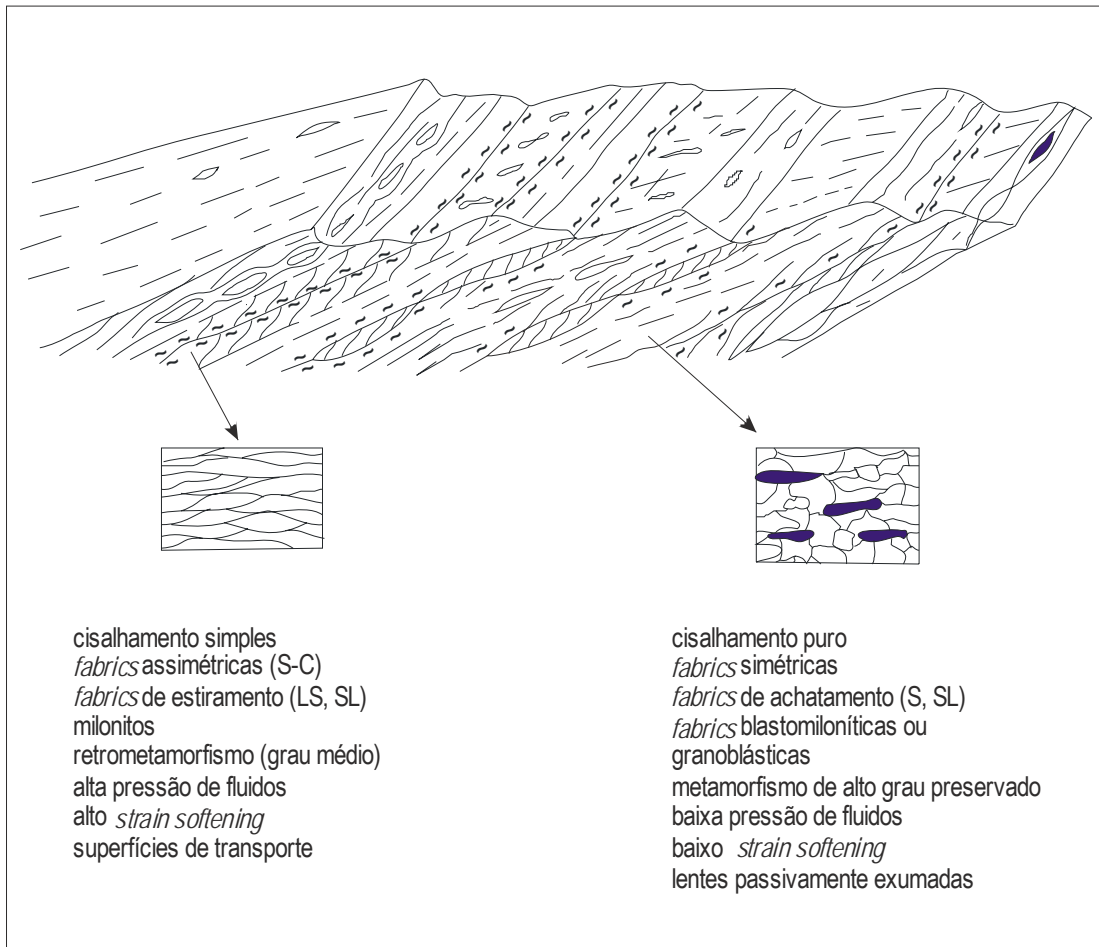


Figura 7.53 - Partição do strain em domínios coaxial e não coaxial em deformação tangencial (Fonte: EBERT & HASUI, 1998)

ALMEIDA, F. F. de, HASUI, Y, BRITO NEVES, B. B. de. The Upper Precambrian of South America. *Boletim IGUSP*, São Paulo, v.7, p.45-80, 1976.

ALMEIDA, S. H. S.; EBERT, H. D. Compartimentação estrutural e evolução tectônica da borda norte da Síntaxe de Guaxupé na região de Alfenas (MG). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6., 1997, Pirenópolis. *Boletim...* Rio Claro: SBG, 1997. p. 72-4.

ARTUR, A. C. *Evolução policíclica da infraestrutura da porção sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do Estado de São Paulo*. 1988. 215f. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

BATCHELOR, R. A.; BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using muticationic parameters. *Chemical Geology*. v.48, p.43-55. 1985.

BRAGA, I.F. Relação entre tectônica tangencial e transcorrente na porção central da Cunha de Guaxupé - MG. 1996. 156f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

BRAGA, I.F.; EBERT, H.D. Arcabouço estrutural e deformação da porção central da Cunha de Guaxupé – MG. *Geociências*, São Paulo, v. 2, n. 17, p. 399-420, 1998.

CAMPANHA, G. A. C.; GIMENEZ FILHO, A.; SADOWSKI, G.R. Tectônica da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário de Camboriú. *Anais...*Balneário de Camboriú: SBG, 1994. *Boletim...*v. 3, p. 271-72.

CAMPOS NETO, M.C. A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande – Ensaio de Evolução tectônica. 1991. 210f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, São Paulo.

CAMPOS NETO, M. C. Orogenic systems from southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: Tectonic evolution of South America, Rio de Janeiro, p.335-365, 2000.

CAMPOS NETO, M. C.; BASEI, M. A. S. Evolução estrutural brasileira do nordeste de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. In: SIMPÓSIO REGIONAL de GEOLOGIA, 4., 1983, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG, 1983. p. 61-78.

CAMPOS NETO, M.C.; CABY, R. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constrain from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. *Precambrian Research*, v. 97, p. 3-26. 1999.

CAMPOS NETO, M.C.; CABY, R. Terrene accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: petrologic and structural constrains. *Tectonics*, v.19, p.669-687. 2000

CAMPOS NETO, M. C.; FIGUEREDO, M.C.H. Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES).n: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. *Anais...* Natal: SBG, 1990. v. 6, p. 2231-48.

CAMPOS NETO, M. C. ; CABY, R.; JANASI, V.A.; BASEI, M.A.S., GARCIA, M.G.M., SIGA Jr., O. Transition from continental to intracontinental subduction of São Francisco Cráton: terrene accretion, metamorphic paths and nappe kinematics. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7., 1999. Lençóis. *Anais....* Lençóis: SBG/ABGP. 1999. p.66-70.

CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R.; VASCANCELOS, A.C.B.. A nappe de Cavalgamento Socorro (SP-MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 4, p. 1809-22.

CAMPOS NETO, M. C.; PERROTA, M.M.; PELOGGIA, A.U.G.; FIGUEIREDO, M.C.H. A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande (SP-MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. *Anais...* Natal: SBG, 1990. v. 6, p. 2615-30.

CAVALCANTE, J. C.; CUNHA, H.C.S; CHIEREGATI, L.A., KAEFER, L.Q.; POCHA, J.M.; DAITX, E.C.; COUTINHO, M.G.N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.B.V.; ROSA, D.B.; RAMALHO, R. Projeto Sapucaí, Estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais: relatório final de geologia. Rio de Janeiro: DNPM/CPRM, 1979. 229 p. (Série Geologia nº 4; Seção Geológica , n. 2).

CORRÊA NETO, A. V.; DAYAN, H. Estudo dos indicadores cinemáticos na zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul no trecho entre Três Rios (RJ) e Além Paraíba (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1996. v. 1, p. 381-384. (Seções Temáticas).

DANTAS, E. L.; HACKSPACHER, P.C.; EBERT, H. Sm/Nd isotopic of the Guaxupé, Alto Ro Grande and Socorro domains, south of the São Francisco Craton, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. *Abstracts...* Rio de Janeiro: SBG, 2.000. (CD Rom)

DEER, W .A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. An introduction to the rock forming minerals. 2ª ed. London: Logman Group, 1992. 696p.

DEL LAMA, E. A. Petrologia das rochas metamórficas de alto grau do Complexo Campos Gerais e correlação com as do Complexo Varginha-Guaxupé. 1993. 132f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

DEL LAMA, E. A. Terrenos granulíticos de Guaxupé: Evolução petrológica de um segmento da crosta inferior. 1998. 188f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

DEL LAMA, E. A.; ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M.A.F.; MORALES, N. Exumation of high-pressure granulites of the Guaxupé Complex, southeastern Brazil. *Geological Journal*, Colorado, v. 35, p.231-49, 2000.

DICKIN, A.P. Radiogenic isotope geology. Cambridge: Cambridge University Press. 1995. 666 p.

EBERT, H. D.; HASUI, Y.; ALMEIDA, S.H.; MUTO, H.K.; BATELOCHI, M. (1991a) Mapeamento estrutural digital da extremidade oriental da Síntaxe de Guaxupé (MG) em 1:250.000. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., 1991, Rio Claro. *Boletim...* Rio Claro: UNESP/SBG, 1991. p.181-3.

EBERT, H. D.; HASUI, Y.; SENA COSTA, J. B. (1991b) - O caráter transpressivo do Cinturão Transcorrente Rio Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., 1991, Rio Claro. *Boletim...* Rio Claro: UNESP/SBG, 1991. p.139-41.

EBERT, H. D.; NEVES, M.A.; HASUI, Y.; SZATMARI, P.; AIRES, R. (1993a) - Evolução dos cinturões de cisalhamento entre os blocos São Paulo, Vitória e Brasília através da tectônica colisional oblíqua: uma modelagem física. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., 1993, Belo Horizonte. *Boletim...* Belo Horizonte: SBG, v.12, 1993. p. 254 -258.

EBERT, H. D.; HASUI, Y.; SARTONATO, G.; ALMEIDA, S.H.S.; COSTA, J.B.S (1993b) Arcabouço estrutural e tectônica transpressiva das faixas móveis da borda sul e sudeste do Cráton do São Francisco e da Síntaxe de Guaxupé. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4., 1993, Belo Horizonte. *Boletim...* Belo Horizonte: SBG, v.12, 1993. p. 254 -258.

EBERT, H. D.; SARTORATO, G.; ESPINOZA Jr., F.; ULMER, D. Ferramentas para construção de blocos diagramas 3D a partir de grande volume de dados, a exemplo do mapa aeromagnetométrico do sul de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE QUANTIFICAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS, 5., 1994, Rio Claro. *Boletim de Resumos Expandidos...*Rio Claro: UNESP, 1994. p.27-9.

EBERT, H. D.; MALAGUTTI FILHO, W.; HASUI, Y.; HARALYI, N.E.; HACKSPACHER, P.C.; MORALES, N.; SOUZA, C.A. Compartimentação crustal do sul de Minas Gerais a partir de dados gravimétricos e lito-estruturais. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6., 1997, Pirenópolis. *Boletim...* Pirenópolis: SBG, 1997. p. 31-5.

EBERT, H. D.; BORGES, M.S.; LINDENBECK, C.; ULMER, H.; LAVORANTE, L.P. Sobreposição de dados fisiográficos e geológicos em modelos digitais de terreno (MDT) utilizando Geo3View: procedimentos e aplicações morfoestruturais. *Geociências*, São Paulo, v.18, n.2, p. 215-34, 1999.

EBERT, H. D.; HASUI, Y. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. & Dewey, J.F. (eds.) 1998. Continental Transpressional and Transtensional Tectonic. London: Geological Society, Special Publications. 1998, n.135, p. 231-252.

EBERT, H. D.; HASUI, Y.; QUADE, H. Aspectos da evolução estrutural do Cinturão Móvel Costeiro na região de Mina do Perau, vale do Ribeira-PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. *Anais...*, Belém: SBG, 1988. v. 5, p.2318-31.

EBERT, H. Ocorrências da fácies granulítica no Sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *Anais Academia Brasileira de Ciência*, São Paulo, v. 40, p. 215-29, 1968. Suplemento.

EBERT, H. Os Paraibídes entre São João del Rei, Minas Gerais, e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibídes e Araxáides. *Boletim Especial da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, v.1, p. 177-8, 1971.

ENZWEILER, J.; WEBB, P.C. Determination of trace elements in silicatic rocks by X-ray fluorescence spectrometry on 1:5 glass discs: comparasion of accurancy and precision with pressed powder pellet analysis. *Chemical Geology*. v.130, p.195-202. 1986.

ERSLEV, E. A. **Strain Analysis program** (Instrain 3.02).Colorado: Departament of Earth Resources 1993.

ERSLEV, E. A. Normalized center-to-center strain analysis of packet aggregates. *Journal of Structural Geology*, Colorado, v.10, n.2. p.201-9, 1998.

FETTER, A.H.; HACKSPACHER, P.C.; EBERT, H.D.; DANTAS, E.L.; COSTA, A.C.D. New Sm/Nd and U/Pb geochonological constraints on the arquean to neoproterozóic evolution of the Amparo Basement Complex of the Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 3, 2001, Pucón. *Revista Comunicaciones*, n. 52, Edição Especial. p. 36, 2001.

FIORI, A.P. Introdução a análise de deformação. Curitiba: UFPR, 249p. 1997.

FLETCHER, J. M.; BARTLEY, J. M. Constrictional strain in a non-coaxial shear zone: implications for fold and rock fabric development, central Mojave metamorphic core complex, California. *Journal of Structural Geology*, Great Britain, v. 16, n.4. p.555-70, 1994.

FOSSEN, H.; TIKOFF, B.; TEYSSIER, C. Strain modeling of transpressional and transtensional deformation. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Oslo v.74, p.134-45, 1994.

FRY, N. Radom point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, Amsterdam, v.60, p.89-105, 1979.

GARCIA, M.G.M.; CAMPOS NETO M.C. Origem cumulática ou restítica para granulitos basais da nappe de empurrão Socorro-Guaxupé. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte, 1998. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1998. v. 1, p. 485.

GARRELS, R. M.; MACKENZIE, F. T. *Evolution of sedimentary rocks*. New York: W.W. Norton, 1971. 397p.

Geological Software. StereoNet for windows (Versão 3.03). Tromsø. Norway, 1995.

Golden Software. Surface Mapping System (Surfer – versão 7.0). Golden, Colorado. 1995.

GROWER, J. W.; SIMPSON, C. Phase boundary mobility in naturally deformed, high-grade quartzofeldspathic rocks: evidence for diffusional creep. *Journal of Structural Geology*, Great Britain, v.14, n.2, p.301-13, 1992.

HACKSPACHER, P.C.; OLIVEIRA, M.A.F.; HASUI, Y.; EBERT, H.D. Bloco granulítico de Cristina (MG), exemplo de alçamento crustal síncrono ao Sistema de Cisalhamento Monte Sião/Jundiuvira. In: SIMPÓSIO NACIONAL de ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., 1991, Rio Claro. *Boletim...* Rio Claro: UNESP/SBG, 1991. p. 54-7.

HANMER, S.; PASSCHIER, C. W. *Shear sense indicators: a review*. Ottawa: Geological Survey of Canada Papers, 1991, 72p. (Paper 90-17).

HARALYI, N. L. E.; HASUI, Y. (1982a) Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31.,1982, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1982, v. 1, p. 374-85.

HARALYI, N. L. E.; HASUI, Y. (1982b) The gravimetric information and the Arquean proterozoic structural framework of Easten, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, n.12, p.160-6, 1982.

HARALYI, N. L. E.; HASUI, Y.; MIOTO, J.A.; HAMZA, V.M.; RODRIGUES, C.R. Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica. *Boletim Especial da Sociedade Brasileira de Geologia*, Belo Horizonte, 1985. p. 71-93, 1985.

HASUI, Y. Aspectos geológicos essenciais da seção Caconde-Caragatatuba e suas implicações na reconstituição da organização e evolução do Pré-Cambriano do leste paulista. In: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000. 1983, São Paulo. *Atas...* São Paulo: Pró-Minério, 1983. v. 1. p. 227-52.

HASUI, Y., EBERT; H. D., SENA COSTA, J. B. Estruturação da extremidade oriental da chamada Cunha de Guaxupé: dados preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. *Anais...* Natal: SBG, 1990. v. 5. p. 2296-308.

HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; SENA COSTA, J. B. Megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Geociências*, São Paulo, v.12, n.1,p. 7-31, 1993.

HASUI, Y.; OLIVEIRA, M.A.F. A Província da Mantiqueira – Setor Central. In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. O pré cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blücher, 1984, 378p.

HASUI, Y.; RODRIGUES, E.P.; OLIVEIRA, M.C.B.; ENS, H.J.; MORALES, N.; ZANARDO, A.; QUADE, H.; NYK, R.; KÜLLER, M.L.; FRASCÁ, M.H.B.O. *Deformação por cisalhamento dúctil*. modelo de transformação de rochas pré-cambrianas antigas do leste de São Paulo. Fase I. São Paulo: IPT, 1988. Relatório 25.908.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.; ALMEIDA, J.C.H.; VALLADARES, C.; TUPINANBÁ, M. Segmento central da Faixa Ribeira, exemplo de colisão continental oblíqua no evento termotectônico brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário de Camboriú. *Boletim...* Balneário Camboriú: SBG, 1994. v. 1. p. 263-4.

HOBBS, B. E.; MEANS, W. D.; WILLIAMS, P. F. *An outline of structural geology*. New York: John Wiley, 1976. 571p.

HOLCOMBE, R.J. Strain Calculator. *Programa de computador* – University of Queensland, Austrália. Acesso em: <<http://www.earthsciences.uq.edu.au/~rodh/software>>.

IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, v.8. p.523-548, 1971.

JANASI, V.A. A idade dos granitos Nazaré paulista e Pinhal, implicações para o metamorfismo da Nappe Socorro-Guaxupé (SP-MG). In: SIMPÓSIO de GEOLOGIA da REGIÃO SUDESTE, 6., 1999, São Pedro. *Boletim...* São Pedro: SBG, 1999. p. 7.

LINDENBECK, C.H.; ULMER, H. Entwicklung und Anwendung von computerprogrammen zur visualisierung geologischer strukturen und prozesse. *Freiburger Geowissenschaftliche Beiträge*, v.9, 280p., 1995.

LISTER, G. S; SNOKE, A. W. S-C milonites. *Journal of Structural Geology*, Great Britain, v.6, n.6. p.617-38, 1984.

LONKA, H.; SCHULMANN, K.; VENERA, Z. Ductile deformation in the Suomusjärvi shear zone, Finland. *Journal of Structural Geology*, Great Britain, v. 20, n.6, p.783-98, 1998.

MACHADO, R.; ENDO, I. A megaestrutura em flor positiva do vale do Rio Paraíba do Sul no Rio de Janeiro e suas implicações tectônicas regionais. In: SIMPÓSIO de GEOLOGIA do SUDESTE, 3., 1993, Rio de Janeiro. *Boletim...* Rio de Janeiro: SBG, 1993. p. 58.

_____. Superposição Cinemática Brasileira no Cinturão de Cisalhamento Atlântico e na Cunha de Guaxupé. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário de Camboriú. *Boletim...* Balneário de Camboriú : SBG, 1994, v.1, p. 269-70.

MACHADO FILHO, L. et al. Geologia In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL: levantamento de recursos naturais. Folhas SF. 23/24 - Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro: 1983, v. 32, 775 p.

MALAGUTTI FILHO, W.; EBERT, H.D.; HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; STURARO, J.R.; SOUZA, C.A.; ALMEIDA, S.H.S. Gravimetria e compartimentação crustal do sul de Minas Gerais. *Geociências*, São Paulo, v.15, n. especial, p. 199-217, 1996.

MALAGUTTI, M.I.A.; BAHIA, F.O.; MORENO, M.M.T.; NARDY, A.J.R. Determinação de elementos terras raras e ítrio em rochas silicáticas por ICP-AES com separação em resina trocadora de íons. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 6, 1997, Salvador. *Boletim de Resumos Expandidos....* Salvador: SBG, 1997, p. 353-6.

MESQUITA, M. P. S. Análise estrutural das zonas de cisalhamento da região de Ouro Fino e Borda da Mata – MG. 1997. 167f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

MORAIS, S.M. et al. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – Subprograma Integração Geológico-Metalogenética. Nota explicativa da Folha Guaratinguetá SF-23-Y-B (1:250.000). São Paulo: CPRM, 1999. 25p.

MORALES, N. Evolução tectônica do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio na sua porção ocidental. 1993. 220f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

MORALES, N.; ZANARDO, A.; CARVALHO, S.G.; HASUI, Y.; OLIVEIRA, M.A.F.; GODOY, M.L.S.; MASSON, M.R. Geologia da porção sudoeste da Folha Guaxupé. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário de Camboriú. *Boletim....* Balneário de Camboriú: SBG, 1994, v.2, p. 87-8.

NARDY, A.J.R.; ENZNEILER, J.; BAHIA, F.O.; OLIVEIRA, M.A.F.; PENEREIRO, M.A.V. Determinação de elementos maiores e menores em rochas silicáticas por espectrometria de fluorescência de raios-x: resultados preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 6, 1997, Salvador. *Boletim de Resumos Expandidos...* Salvador: SBG, 1997, p. 11-26.

NEGRI, F.A.; OLIVEIRA, M.A.F. Litogeoquímica da associação plutônica charnockito-granítica de São Francisco Xavier, SP. In: SIMPÓSIO de GEOLOGIA da REGIÃO SUDESTE, 6., 1999, São Pedro. *Boletim...* São Pedro: SBG, 1999. p. 33.

NELSON, B.K.; DePAOLO, D.J. Rapid production of continental crust 1.7 to 1.9 b.y. ago: Nd isotopic evidence from basement of the North American mid-continent. *Geol. Soc. Amer. Bull.* v. 96, p. 749-754, 1995.

NICOLAS, A. Principles of rock deformation. Dordrecht: D. Reidel, 1987. 208 p.

PACIULLO, F. V. P.; TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. Mapa geológico da Folha Barbacena 1:250.000 e adjacências, sul de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 39., Salvador, 1996. *Anais...* Salvador: SBG, 1996. v. 1, p. 26-8.

PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO, A.; ANDREIS, R.R.; TROUW, R.A.J. Eventos tafrogênicos e orogênicos na zona de interferência entre as faixas Brasília e Ribeira, Sul de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 40., Belo Horizonte, 1998. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1998. v. 1, p. 24.

PASSCHIER, G.W.; MYERS, J.S.; KRÖNER, A. Geologia de terrenos gnáissicos de alto grau. São Paulo : EdUSP, 188p. 1990.

PASSICHER, C. W.; SIMPSON, C. Porfiroclast system as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, Great Britain, v.8, n.8. p.831-43. 1986.

_____.; TROUW, R.A.J. – Microtectonics. Berlim: Springer-Verlag, 289pp. 1996.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretations of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v. 25, n.4, p.956-83. 1984.

PRICE, N.J.; COSGROVE, J.W. *Analysis of geological structures*. Cambridge: Cambridge Press. 1994, p.1-41.

RAMSAY, J. G. *Folding and fracturing of rocks*. New York: McGraw-Hill Book. 1967. 586 p

RAMSAY, J. G. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*. V.2. p. 83-99. 1980.

RAMSAY, J. G.; HUBER, M. I. *The technics of modern structural geology*. London: Academic Press. 1307p. 1983.

RING, U. Volume strain, strain type and flow path in a narrow shear zone. *Geol Rundsch*. n.86. p.786-801, 1998.

PROSEBAUM, G.; AVIGAD, D.; SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. Coaxial flattening at deep levels of orogenic belts: evidence from blueschists and eclogites on Syros and Sifnos (Cyclades, Greece). *Journal of Structural Geology*, Colorado, v.24. p.1451-62, 2002.

SATO, K.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. O método geocronológico Sm/Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, São Paulo, v. 67, n. 3. p. 313-336. 1995

TAYLOR, S. R.; McLENNAN, S.M. *The Continental crust: its composition and evolution*. Oxford: Blackwell, 1985. 312p.

TIKOFF, B.; FOSSEN, H. The limitations of three-dimensional vorticity analysis. *Journal of Structural Geology*, Great Britain, v.17, n.12. p. 1771-84. 1995.

TROUW, R. A. J.; CASTRO, E. M. O. Significado tectônico de granulitos brasileiros de alta pressão no sul de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador.

Anais... Salvador: SBG, 1996, v. 6, p. 145-8.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. Evolução estrutural e metamórfica de uma área a SE de Lavras (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 30., 1980, Balneário de Camboriú. *Anais...*Balneário de Camboriú: SBG, 1980. *Anais...*v. 5, p. 2773-84.

TROUW, R. A. J.; PACIULLO, F.V.P.; PETERNEL, R.; RIBEIRO, A. Geometria e metamorfismo das nappes da faixa Brasília, na zona de interferência com a Faixa Ribeira, sul de Minas Gerais: implicações sobre modelos de empurrão. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte, 1998. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1998. v. 1, p. 31.

WERNICK, E. *A geologia da região de Amparo, leste do Estado de São Paulo*. Rio Claro: FFCL, 1967. 235f. Tese (Doutorado em Geociências) - Faculdade de Filosofia Ciências e Letras de Rio Claro, Rio Claro.

WERNICK, E.; ARTUR, A. C. Evolução policíclica de terrenos arqueanos no leste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2., 1983, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1983. p. 51-61.

WERNICK, E.; FIORI, A.P. Contribuição à geologia da borda sul do Cráton do São Francisco. In: SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS BORDAS MARGINAIS, 1., 1981, Salvador. *Atas...* Salvador: SBG, 1981. p. 169-79.

WINKLER, H. G. F. *Petrogênese das rochas metamórficas*. Porto Alegre: Edgard Blücher, 1977. 254p.

YARDLEY, B. W. D. *Introdução à petrologia metamórfica*. Tradução Fuck, R. A. Brasília: Editora da UnB, 1994. 340p.

ZANARDO, A. *Análise petrográfica, estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé-Passos-Delfinópolis (MG)*. 1992. 340f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

ZANARDO, A.; MORALES, A.; DEL LAMA, E.A.; OLIVEIRA, M.A.F. Evolução geológica de rochas

granulíticas da região de Guaxupé, sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 40., Belo Horizonte, 1998. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1998. v. 1, p. 25.

ANEXOS

